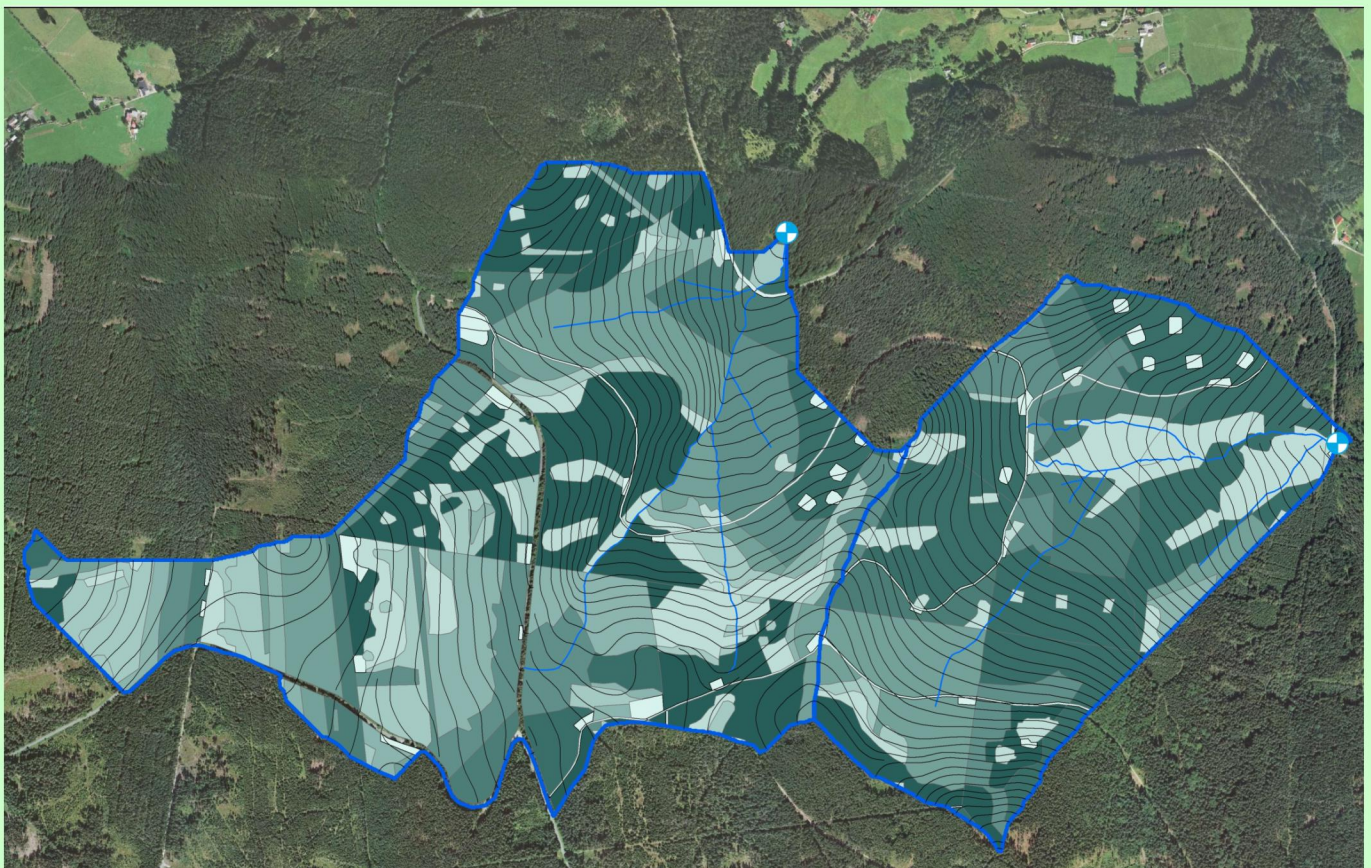


# HYDROLOGIE MALÉHO POVODÍ 2011



Praha, Česká republika



# HYDROLOGIE MALÉHO POVODÍ 2011



Praha, Česká republika

# **HYDROLOGIE MALÉHO POVODÍ**

## **2011**

### **1.díl**

Editoři: Miloslav Šír, Miroslav Tesař

Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v. v. i., Pod Patankou 30/5, 166 12 Praha 6

Praha, 2011

# **HYDROLOGIE MALÉHO POVODÍ**

## **2011**

### **2.díl**

Editoři: Miloslav Šír, Miroslav Tesař

Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v. v. i., Pod Patankou 30/5, 166 12 Praha 6

Praha, 2011



## **Předmluva editorů**

Kniha obsahuje plné texty vědeckých článků. Články byly připraveny jako příspěvky pro konferenci s mezinárodní účastí „Hydrologie malého povodí 2011“, která se konala 8. až 10.3. 2011 v Praze. Konferenci pořádaly: Ústav pro hydrodynamiku AVČR, v.v.i., Praha; Ústav hydrologie SAV, Bratislava; Česká vědeckotechnická vodohospodářská společnost, Praha; Český národní výbor pro hydrologii.

Vědecký výbor konference: Šárka Blažková, Milena Císlarová, Josef Hladný, Ladislav Holko, Radka Kodešová, Pavel Kovář, Zbyněk Kulhavý, Viliam Novák, Vlasta Štekauerová, Miloslav Šír, Jaroslav Škvarenina, Július Šútor, Miroslav Tesař, Tomáš Vogel.

Knihu vydal Ústav pro hydrodynamiku AVČR, v. v. i., v Praze roku 2011 s podporou Akademie věd České republiky (AV0Z20600510), Grantové agentury České republiky (205/08/1174, 205/09/1918) a MŽP České republiky (SP/1a6/151/07).

Editoři: Miloslav Šír, Miroslav Tesař

Název: Hydrologie malého povodí 2011

Editoři: Miloslav Šír, Miroslav Tesař

Vydal: Ústav pro hydrodynamiku AVČR, v. v. i., Pod Pařankou 30/5, 166 12 Praha 6

Rok vydání: 2011

ISBN 978-80-02-02290-9

	str.
<b>Obsah</b>	
<b>Titulní list</b>	i
<b>Předmluva editorů</b>	ii
<b>Obsah</b>	iii
01 <b>Malá povodí a největší řeka světa</b>	1
Jaroslav Balek	
02 <b>The insoluble particles in water deposited from fog at Milešovka Observatory (Czech Republic)</b>	7
Kristýna Bartůňková, Jaroslav Fišák, Valeria Stoyanova, Annie Shoumkova	
03 <b>Rekonstrukce historické povodně z 23. května 1908 na řece Doubravě</b>	15
Adam Beran	
04 <b>Vliv vývoje vegetační pokrývky v povodí na režim zdrojů povrchové a podzemní vody</b>	21
Josef Buchtele, Miroslav Tesař	
05 <b>Studium variability D a <sup>18</sup>O v povrchových a podzemních vodách malých povodí na středním toku Labe</b>	29
František Buzek, Renáta Kadlecová, Iva Jačková, Zdenka Lněničková, Bohuslava Čejková	
06 <b>Hydrofyzikálne vlastnosti lesných pôd ako podklad pre určenie stresu zo sucha v lesných porastoch</b>	37
Jozef Capuliak, Viliam Novák, Zuzana Sitková, Pavel Pavlenda, Katarína Nováková	
07 <b>Stanovení hydraulické vodivosti jemnozrnných půd a kambisolů pomocí minidiskového podtlakového infiltrometru</b>	43
Michal Dohnal, Jaromír Dušek, Tomáš Vogel	
08 <b>Detekce preferenčního proudění (gravitační vody) ve strukturní černoze pomocí čidel Aqua-Tel-TDR</b>	49
František Doležal, Svatopluk Matula	
09 <b>Hydrologický režim Labského dolu</b>	57
Libor Ducháček	
10 <b>Hodnocení účinnosti navržených přírodně blízkých opatření v povodí Opavy</b>	65
Miroslav Dumbrovský, Veronika Sobotková, Jana Podhrázká, Jan Váchal, Radka Váchalová, Petra Pártlová	
11 <b>Typy a hodnotenie sucha v povrchových a podzemných vodách v povodí Nitry</b>	71
Miriám Fendeková, Marián Fendek	
12 <b>Stanovení hydraulických vlastností organominerálních povlaků půdních agregátů</b>	79
Miroslav Fér, Radka Kodešová	
13 <b>Modelový výpočet hydrologické odezvy pro potřeby zpřesnění odhadu odnosu fosforu ze zemědělského mikropovodí</b>	85
Daniel Fiala, Pavel Rosendorf, Václav David, Tereza Dvořáková, Josef Krása	
14 <b>Vliv dešťových srážek na koncentraci prachu v ovzduší</b>	93
Jaroslav Fišák, Kristýna Bartůňková	
15 <b>Šestnáct let monitoringu látkových toků v síti malých povodí GEOMON</b>	101
Daniela Fottová, Markéta Štěpánová, Pavel Krám	
16 <b>Porovnání bodového a kontinuálního monitoringu jakosti vod drobných vodních toků</b>	109
Petr Fučík, Tomáš Kvítek	
17 <b>Dopady klimatických zmien na zásoby vody v III. vodnom zdroji</b>	119
Milan Gomboš, Dana Pavelková	
18 <b>Hodnotenie hydrických funkcií lesa na úrovni základných povodí Slovenska</b>	125



	Tomáš Hlásny, Zuzana Sitková	
19	<b>Kvalita a kvantita vody při povodních v povodí Olešky v průběhu 2009 až 2010</b>	131
	Jiří Hlaváček, Alena Kulasová	
20	<b>Statistická transformace srážkových dat z regionálního klimatického modelu na specifické podmínky povodí Malše</b>	137
	Jan Hnilica, Václav Šípek	
21	<b>Hydrologický vplyv vybraných meteorologických prvkov na zásoby vody v snehu v povodí Hučavy v rokoch 2004 – 2008</b>	143
	Matúš Hríbik, Alexandra Jakubišinová, Jaroslav Škvarenina, Peter Borsányi	
22	<b>Monitoring biologických vlastností snehovej pokrývky v oblasti Chopku v rokoch 2009 a 2010</b>	151
	Matúš Hríbik, Zuzana Perháčová, Miriam Hanzelová, Jaroslav Škvarenina	
23	<b>Vplyv porastovej mikroklímy klimaxovej smrečiny na vodnú hodnotu snehovej pokrývky na výskumnej ploche Červenec - TANAP v sezónach 2008/09 a 2009/10</b>	159
	Matúš Hríbik, Jaroslav Škvarenina, M. Bartík	
24	<b>Problematika splaveninového režimu v povodí Hovízského potoka</b>	167
	Věra Hubačíková, Petra Oppeltová, Petra Spitzerová	
25	<b>Vyhodnocení výsledků měření infiltrace v malém horském povodí v centrální části NP Šumava</b>	175
	Lukáš Jačka, Jiří Pavlásek, Pavel Pech	
26	<b>Mapování změn půdních vlastností v důsledku eroze</b>	183
	Ondřej Jakšík, Radka Kodešová, Iva Stehlíková, Aleš Kapička	
27	<b>Vplyv základných hydrologických charakteristík malých horských povodí na morfogenézu korýt bystrín</b>	189
	Matúš Jakubis	
28	<b>Sezónní a meziroční srovnání hydrofyzikálních vlastností zemědělsky obhospodařovaných půd</b>	197
	Veronika Jirků, Radka Kodešová	
29	<b>Stanovení plošného rozložení sněhové pokrývky na Stříbrném hřbetě pomocí GPS</b>	203
	Roman Juras, Petr Bašta, Jirka Pavlásek, Kateřina Gdulová	
30	<b>Vplyv porastu na zásoby vody v koreňovej zóne pôdneho profilu</b>	213
	Branislav Kandra, Milan Gomboš	
31	<b>Vodní režim smrku a buku v Orlických horách ve vegetačních obdobích 2009 a 2010</b>	219
	Petr Kantor, František Šach, Vladimír Černohous	
32	<b>Vliv půdní vlhkosti na spektrální vlastnosti půd: Aplikace DPZ pro plošný monitoring půdní vlhkosti</b>	225
	Aleš Klement, Lukáš Brodský, Radka Kodešová, Luboš Borůvka	
33	<b>Vliv teploty na hodnoty půdních vlhkostí měřených v polních podmínkách senzorem ECH2O – 5TE</b>	229
	Martin Kočárek, Radka Kodešová	
34	<b>Using the dye tracer for visualization of preferential flow in macro- and micro-scale</b>	237
	Radka Kodešová, Karel Němeček, Vít Kodeš, Anna Žigová	
35	<b>Hydrologická bilance malého povodí - Případová studie povodí Němčického potoka</b>	241
	Pavel Kovář, Darina Vaššová	
36	<b>Experimentální párová povodí Zbytiny</b>	249
	Václav Královec, Zdeněk Kliment, Antonín Malý, Milada Matoušková, Julius Česák	
37	<b>Hydrologická bilance dlouhodobě monitorovaného povodí Lysina</b>	259
	Pavel Krám	

38	<b>Příklad nevhodných zásahu do malého povodí</b> Hubert Kříž	267
39	<b>Evapotranspirace vybraných druhů zemědělských a lesních porostů</b> Jiří Kučera, Josef Urban, Miroslav Trnka, Milan Fischer, Karel Krofta, Renata Duffková	271
40	<b>Lokální povodeň na Smržovském potoce v Jizerských horách</b> Alena Kulasová	277
41	<b>Drenážní odvodnění v odtokovém režimu malého povodí</b> Zbyněk Kulhavý, Milan Čmelík	285
42	<b>Nezastavitelné globální oteplování: Okrajová podmínka HMP</b> Miroslav Kutílek	293
43	<b>Simulace povodňových událostí na povodí Modrava 2 různými konceptuálními modely</b> Petr Máca, Stanislav Horáček, Jirka Pavlásek, Paul Torfs, Pavel Pech	297
44	<b>Vliv fyzicko-geografických charakteristik na doby koncentrace povodí řeky Fryšávky</b> Tomáš Mašíček, František Toman	307
45	<b>Cesta k poznávání srážko-odtokového procesu a odtokových vlastností malých povodí</b> Václav Matoušek	313
46	<b>Parametry ovlivňující jakost vod při extrémních srážko-odtokových událostech v závislosti na způsobu monitoringu</b> Jana Moravcová, Tomáš Pavlíček, Monika Koupilová, Pavel Ondr, Tomáš Kvítek	323
47	<b>Změny v chemické složení povrchových vod na modelovém povodí Lesní potok v období jarního tání 2009</b> Tomáš Navrátil, Irena Dobešová, Jan Rohovec, Jana Buchtová, Petr Skřivan	329
48	<b>Simulace vlivu redistribuce srážek ve smrkovém a bukovém lese na vyluhování hliníku a síranů z lesních půd</b> Antonín Nikodem, Radka Kodešová, Libuše Bubeníčková	339
49	<b>Simulácia pohybu vody v pôdach s vysokým obsahom skeletu: Vplyv obsahu kameňov na dynamiku vody v pôde</b> Viliam Novák, Karol Kňava	347
50	<b>Hydraulické vlastnosti lesných pôd v Tatrách a ich možný vplyv na tvorbu odtoku</b> Tomáš Orfánus, Renata Sándor	355
51	<b>Water balance in short rotation poplar coppice and reference grass-plot in conditions of Czech-Moravian Highlands</b> Matěj Orság, Milan Fischer, Miroslav Trnka, Petr Hlavinka, Jiří Kučera, Jan Balek, Zdeněk Žalud	363
52	<b>3D mikromodely porézních struktur</b> Josef Pražák	371
53	<b>Alternatívne metódy v modelovaní dynamiky obsahu vody v pôde</b> Marek Rodný, Peter Šurda, Viliam Nagy, Vlasta Štekauerová	373
54	<b>Monitoring prvkov vodnej bilancie v lesných porastoch na Slovensku</b> Zuzana Sitková, Pavel Pavlenda, Milan Konopka	379
55	<b>Vliv uzavřeného vzduchu na infiltraci do půdy při vlhkostech blízkých nasycení</b> Michal Sněhota, David Zumr, Vladimíra Jelínková, Martina Sobotková, Milena Císlerová	389
56	<b>Využití DPZ a modelu Hydrus-1D pro monitorování a předpověď povrchového odtoku vody</b> Kateřina Spazierová, Lukáš Brodský, Radka Kodešová, Jiří Šimůnek, Miroslav Šejna	397
57	<b>Stanovenie a hodnotenie podzemného odtoku vo vybraných povodiach</b>	403



	<b>Slovenska so zameraním na extrém sucha</b> Dagmar Stojkovová, Andrej Machlica	
58	<b>Hydrogramy odtoku ze zadešťování za komplexu podmínek modifikovaných různými postupy obnovy</b> František Šach, Vladimír Černohous, Petr Kantor	411
59	<b>Využití stabilních izotopů vodíku a kyslíku v hydrologii malých experimentálních povodí České a Slovenské republiky</b> Martin Šanda, Tomáš Vitvar, Ladislav Holko, Šárka Blažková, František Bůzek, Milena Císlerová, Daniela Fottová, Zdeněk Kostka, Alena Kulasová, Tomáš Kvítek, Ondřej Šnytr, Pavel Tachecí, Miroslav Tesař, Zdeněk Vícha, Pavel Žlábek	419
60	<b>Vztah chemismu povrchových vod a horninového prostředí v lesním povodí LIZ na Šumavě</b> Stanislav Škoda, Jan Váchal, Miroslav Dumbrovský, Miroslav Tesař, Radka Váchalová	437
61	<b>Kvantifikácia zásob vody v pôdach Záhorskej nížiny</b> Július Šútor, Štefan Rehák, Peter Stradiot	443
62	<b>Závislost' zásob vody v zóne aerácie pôdy od pôdneho druhu</b> Július Šútor, Vlasta Štekauerová, Viliam Nagy	451
63	<b>Hydrologická bilance v lesním horském povodí dle půdních typů</b> Vladimír Švihla, Vladimír Černohous, František Šach	457
64	<b>Citlivostní analýza distribuovaného modelu na podpovodí P52 Kopaninského toku</b> Pavel Tachecí, Pavel Žlábek, Tomáš Kvítek, Jana Peterková	463
65	<b>Návrh systému včasné výstrahy před bleskovými povodněmi v horských podmínkách</b> Miroslav Tesař, Miloslav Šír, Jiří Polívka	469
66	<b>Porovnání vývoje kvantitativních vlastností sněhové pokrývky a odtoku v Jizerských horách</b> Václav Vajskebr	473
67	<b>Posouzení organizačních a agrotechnických protierozních opatření pro zmírnění účinků povodní v povodí Rakovnického potoka</b> Štěpán Vizina, Odile Brožičková, Václav Hradílek	477
68	<b>Odtok z malého horského povodí v důsledku přesycení půdy vodou</b> Aleš Vondrka, Miloslav Šír, Miroslav Tesař	485
69	<b>Simulation of water and heat transport considering preferential flow: experimental site Na Lizu</b> Jana Votrubová, Michal Dohnal, Tomáš Vogel, Miroslav Tesař	491
70	<b>Hodnocení hydrologické a klimatické funkce porostů rychle rostoucích dřevin pro energetické využití</b> Jan Weger, Miloslav Šír	499
71	<b>Hodnotenie minimálnych prietokov vo vybraných staniach na Slovensku</b> Martina Zelenáková, Pavol Purcz, Tatiana Soláková, Beáta Demeterová, Peter Škoda	507
72	<b>Modelování pohybu čela zvlhčení během podtlakové infiltrace s využitím ERT</b> David Zumr, Michal Sněhota, Vladimíra Jelínková, Milena Císlerová	513
73	<b>Hodnocení retenčních křivek lesních půd v rámci projektu LIFE+ FutMon v ČR</b> Martina Vlčková, Vít Šrámek, Zbyněk Kulhavý, Veronika Benešová, Věra Fadrhonsová	519

# Malá povodí a největší řeka světa

Jaroslav Balek

Enex Tábor, U Trati 3103, 390 02 Tábor

## Abstrakt

Chování zalesněného a odlesněného povodí v Amazonii bylo analyzováno na základě expedičního experimentu. Pozornost byla věnována tvorbě hydrogramu na základě měření  $^{18}\text{O}$  a pomocí standardní metody separace. Překvapující jsou identické tvary hydrogramů z rovnocenných srážek na zalesněném i zatravněném povodí.

**Klíčová slova:** Zalesněné a odlesněné povodí, tropy, tvar a separace hydrogramu, Amazonie, Amazonka.

## Úvod

Oblast Amazonie je vystavena rychle probíhajícímu odlesňování. Tropický les je nahrazován silniční sítí, pastvinami, poli apod. Má se i za to, že následkem odlesňování jsou vyvolány klimatické změny. Vesměs však tyto úvahy mají verbální charakter a nejsou založeny na skutečných měřeních.

Dost pozornosti bylo věnováno sestavování kontinentálních i globálních srážko-odtokových modelů. Jak ale upozornil brazilský znalec Amazonie B. Molion (1993), nedostatek skutečných pozorování činí tyto modely spíše spekulativními. Kupříkladu pro celé povodí Amazonky je k dispozici pouze deset spolehlivých srážkoměrných stanic. Také vzhledem k omezené přístupnosti a údržbě pozorovacích míst jsou výsledky pozorování méně spolehlivé.

V devadesátých letech se autor článku spolu s českou kolegyní a francouzskou doktorandkou H. Moličovou zúčastnili expedičních měření francouzského šestičlenného týmu z university manželů Curieových v Paříži a z důlního institutu ve Fontainebleau v povodí řeky Sinnamary ve francouzské Guyaně. Expedice měla za úkol získat srážková, hydrologická a geochemická data z období dešťů na zalesněné a odlesněné pokusné ploše vybavené základními přístroji a zhodnotit je pomocí izotopové analýzy srážek a odtoků.

Projekt, známý pod jménem ECEREX, byl podporován francouzskou organizací pro zámořské výzkumy ORSTOM. Ta měla ve francouzské Guyaně k dispozici šest povodí s různým vegetačním krytem, a to v zeměpisné šířce přibližně na úrovni Dáberských ostrovů (obr. 1). Pro měření byla vybrána dvě povodí, každé o rozloze 1,5 hektaru (obr. 2). Měla mírný spád a předpokládala se v nich horizontální drenáž v předem určených půdních vrstvách. Povodí B bylo pokryto původním tropickým lesem sestávajícím z pěti pater, povodí A bylo již dříve zbaveno lesního krytu a více méně přirozeně zatravněno.

Obě povodí se nacházejí pod vlivem tropického humidního klimatu s vysokým ročním srážkovým úhrnem 3500 až 3900 mm. Hlavní srážkové období nastává v květnu a červnu, druhé méně výrazné v prosinci a lednu. Přívalové deště přicházejí převážně v noci a trvají několik hodin. Průměrná roční teplota dosahuje 26 °C, denní teplota v období dešťů více než 35 °C, vlhkost činí přes 90%. Potenciální výpar byl stanoven hodnotou 1565 mm.rok<sup>-1</sup>, skutečný výpar 1470 mm.rok<sup>-1</sup>.

Uvážíme-li, že plocha povodí Amazonky je odhadována mezi 6,14 a 7,25 mil. km<sup>2</sup> a prameniště jsou známa pouze přibližně (Balek 1983), pak jakékoliv závěry z plochy 3 hektarů mohou připadat poněkud nereálné. Na druhou stranu uvážíme-li, že z Amazonie chybí výsledky nejen systematických ale i expedičních měření, pak i dílčí detailní výsledek založený na přímých pozorováních má jistou vypovídací hodnotu. Již zmíněný B. Molion (1993) o povodí Amazonky říká: "...Posuzování změn



režimu v návaznosti na činnost člověka, prováděné v kontinentálním měřítku, je kontroverzní, protože jejich izolování od změn přirozených je při nejmenším obtížné. Změny režimu lidskou činností lze tedy lépe vysledovat v malém měřítku..“.

V povodí Amazonky se činí rozdíl mezi pěti typy srážkové činnosti, a to v kontinentálním měřítku, v tzv. synoptickém měřítku (o délce jevu řádově kolem 1 000 km), dále sub-synoptickém měřítku (o délce kolem 500 km), v mezo-měřítku (do 100 km) a konečně v mikro-měřítku (přibližně 1 km). Je to proto, že výrazně odlišné režimy mají i odlišná měřítka. Charakteristika jednotlivých režimů přesahuje rozsah této práce, lze jen říci, že studium hydrometeorologických jevů v povodích různé velikosti má pro příslušné měřítko svá specifika a tedy i opodstatnění (Bonell et al. 1993).

## **Metodologie**

Osmičlenný pracovní tým měl předem vymezen rozsah jednotlivých pozorování a příslušných povodí, na kterých se pozorování měla vykonávat. Povodí byla asi kilometr vzdálena od základny expedice. Protože srážky přicházely téměř výlučně v noci, vždy jeden člen skupiny byl v pohotovosti aby při začátku deště vzbudil ostatní.

Vzhledem k nepřehlednosti terénu a jistým rizikům během práce měření prováděly dvoučlenné skupiny. Každá dvojice měla k dispozici terénní vůz. Podél měřících přístrojů byla v lese natažena fixní lana pro lepší orientaci. Stejně uprostřed deště bylo obtížné vidět i s čelovkou na více než dva kroky.

Odebrané vzorky se odvážely na základnu buď k předběžnému zpracování na místě anebo byly deponovány pro pozdější pokročilou analýzu v Paříži.

Otevřená základna byla vybavena visutými lůžky, polní kuchyní a laboratorním přístřeškem. Pro jednoduchou hygienu sloužil potok. Vzhledem k přítomnosti kajmanů a anakond byl k potoku povolen přístup pouze během dne. Problémem byl i hojný výskyt cizopasníků; některé bylo nutno po návratu do Evropy odstraňovat i chirurgicky. Nepříjemná byla přítomnost velkých pavouků volně procházejících táborem a také vše napadající plíseň. Tedy i včetně fotoaparátů a měřícího vybavení.

## **Diskuze výsledků**

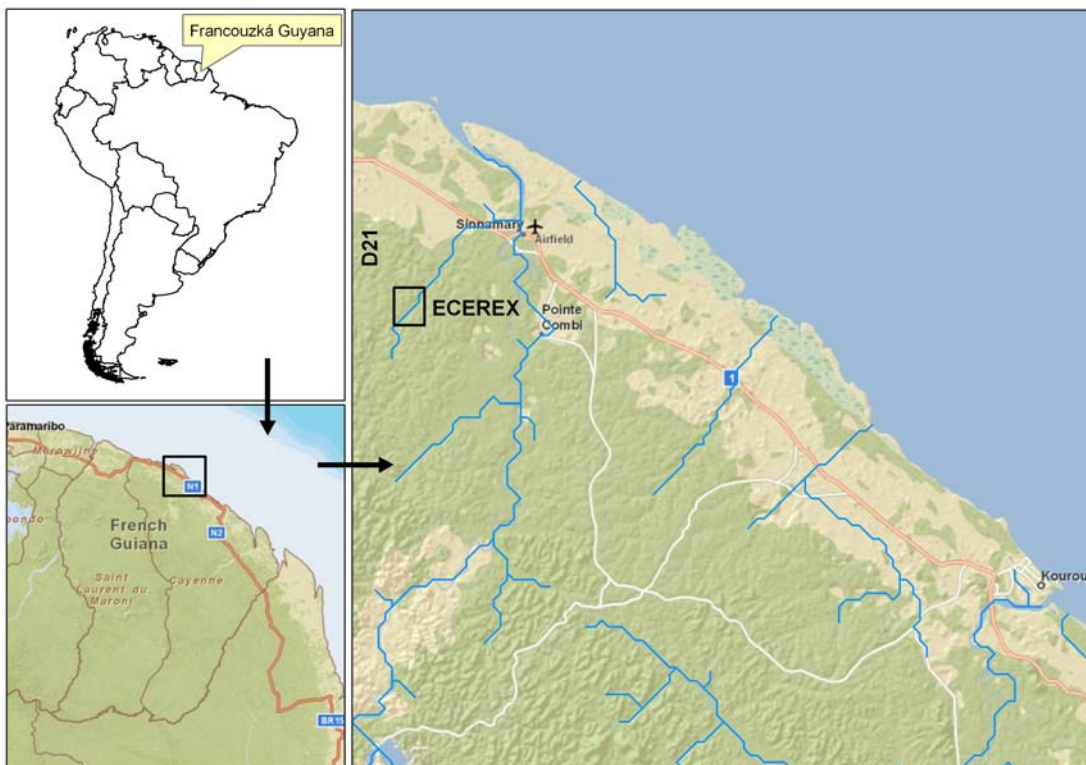
Během šesti týdnů experimentů bylo zpracováno kolem padesáti případů jednotlivých dešťů (Bariacet al., 1993).

Sponzor projektu zřejmě očekával prokázání vlivu odlesnění na radikální změnu režimu, zejména zvýšení odtoku. Jako ilustrace výsledků se uvádí příklad zpracování jednoho z dešťů, které byly souhrnně vyhodnoceny až v Paříži pomocí izotopové analýzy. Zmíněný dešť o úhrnu 64 mm vyvolal na obou povodích maximální průtok  $0,0862 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Ovšem intercepce lesa činila pouze 2,75 mm čili 4,3% celkové srážky. Jinými slovy, mnohem méně než se očekávalo (obr. 3, 4).

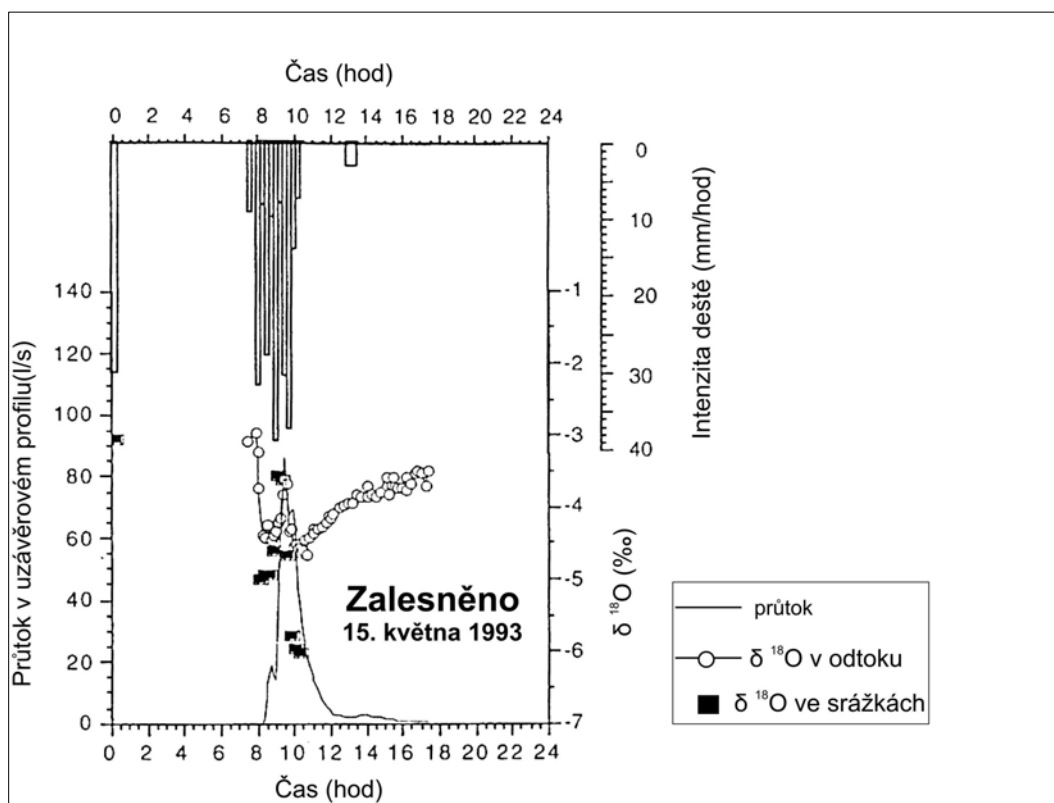
Podle izotopové analýzy složek vody nebyl zjištěn povrchový odtok, pouze tři druhy odtoku podpovrchového z různých vrstev. Celkový odtokový koeficient činil 0,43. Jisté rozdíly v izotopovém složení deště a odtoku byly přisuzovány:

- Vodě přítomné v půdě před měřením.
- Různému obsahu izotopů v dešťové vodě a vodě v různých půdních vrstvách.
- Obsahu izotopů ve vodě v různých depresích experimentální plochy.

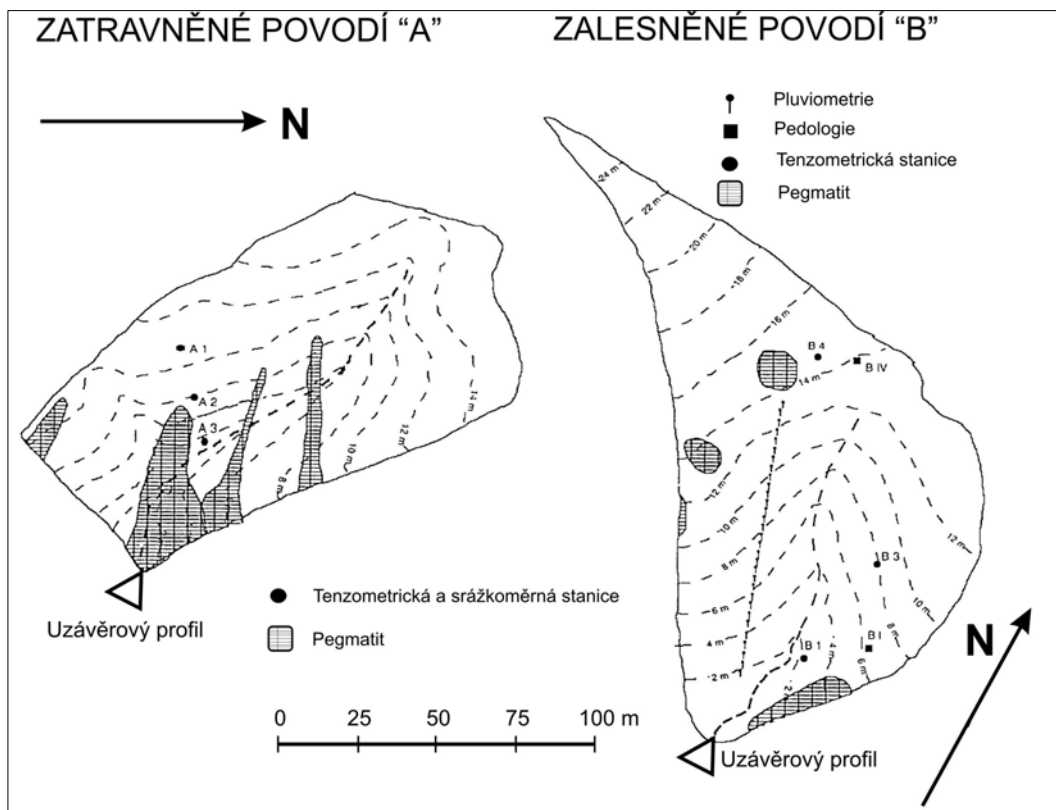
Je pozoruhodné, že na obou povodích s různou vegetací, vzdálených 500 m, vznikala ze stejného deště stejný hydrogram se stejným maximálním průtokem. Tvar vrcholové části hydrogramu připomínal původ z povrchového odtoku, zatímco izotopová analýza upřednostnila tzv. odtok po vrchní vrstvě povodí (ne však povrchový). Vzhledem k tomu, že významnou část povodí tvořil nepropustný pegmatit, je nepřítomnost povrchového odtoku dost nepravděpodobná. Sledován byl i odtok z vrstvy do hloubky 40 cm a z vrstvy pod 40 cm.



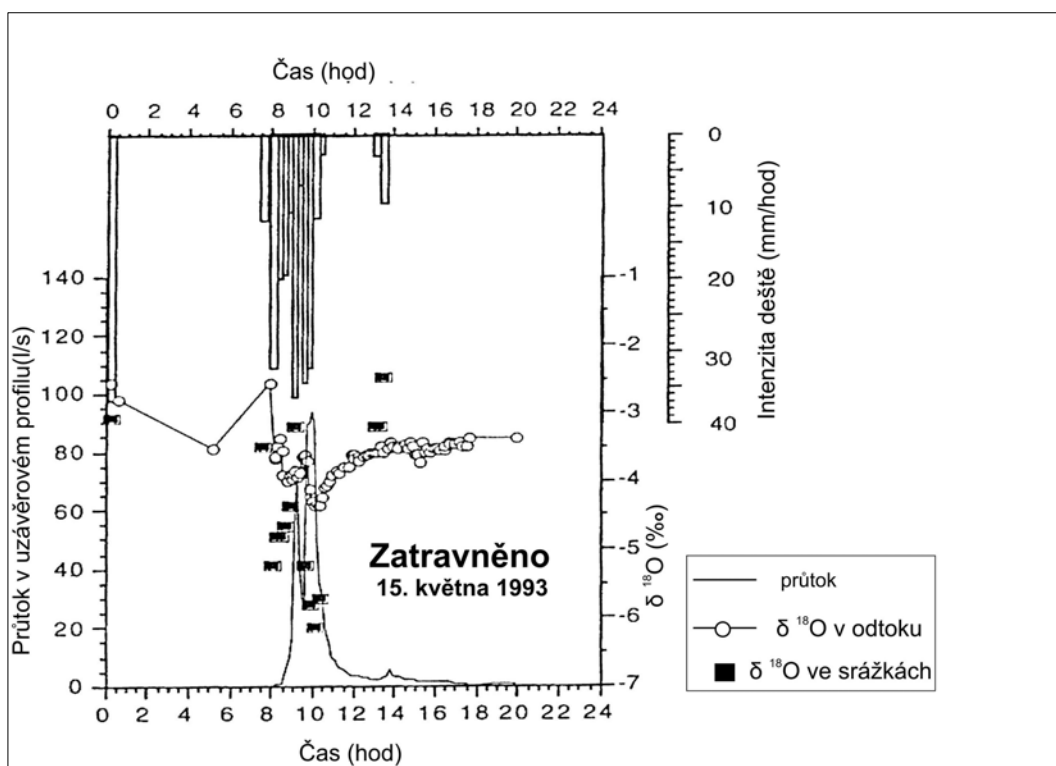
Obr. 1: Lokalizace povodí v Jižní Americe a ve francouzské Guyaně. Pro orientaci: Poblíž Kourou je odpalovací základna evropských družic.



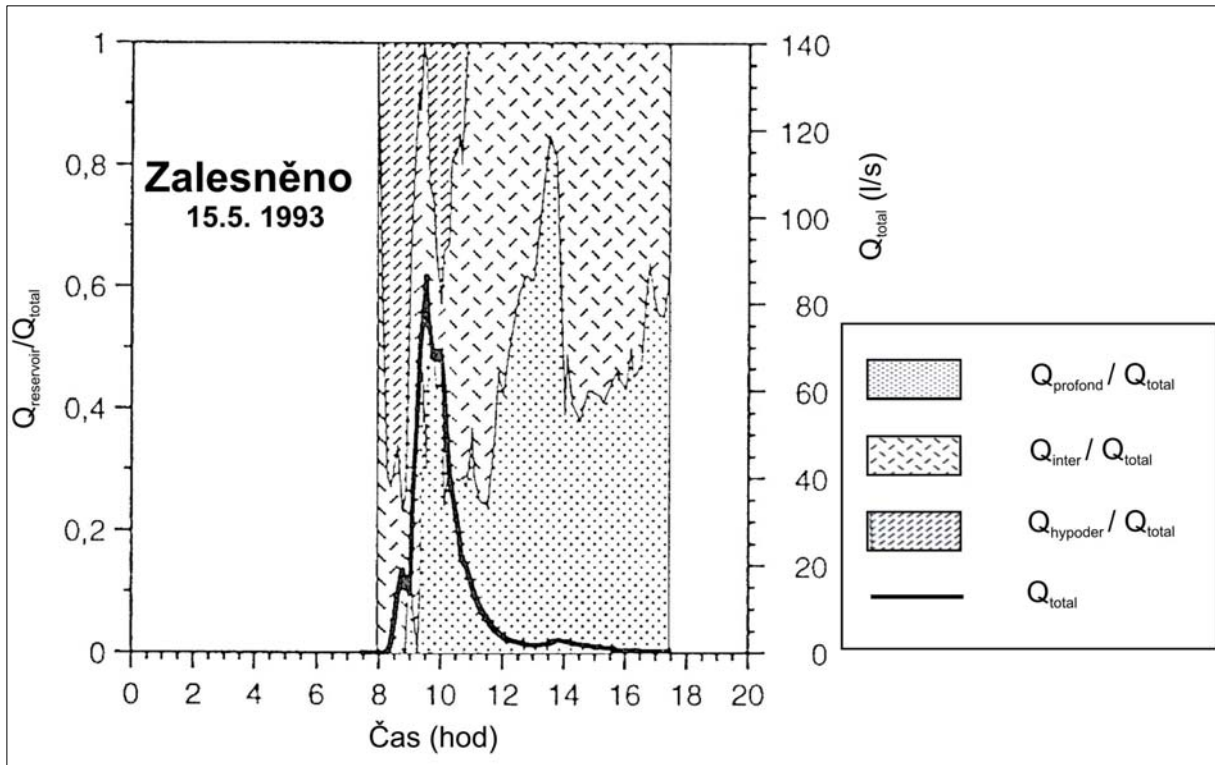
Obr. 2: Schéma experimentálních povodí. „A“ zatravněno, „B“ zalesněno.



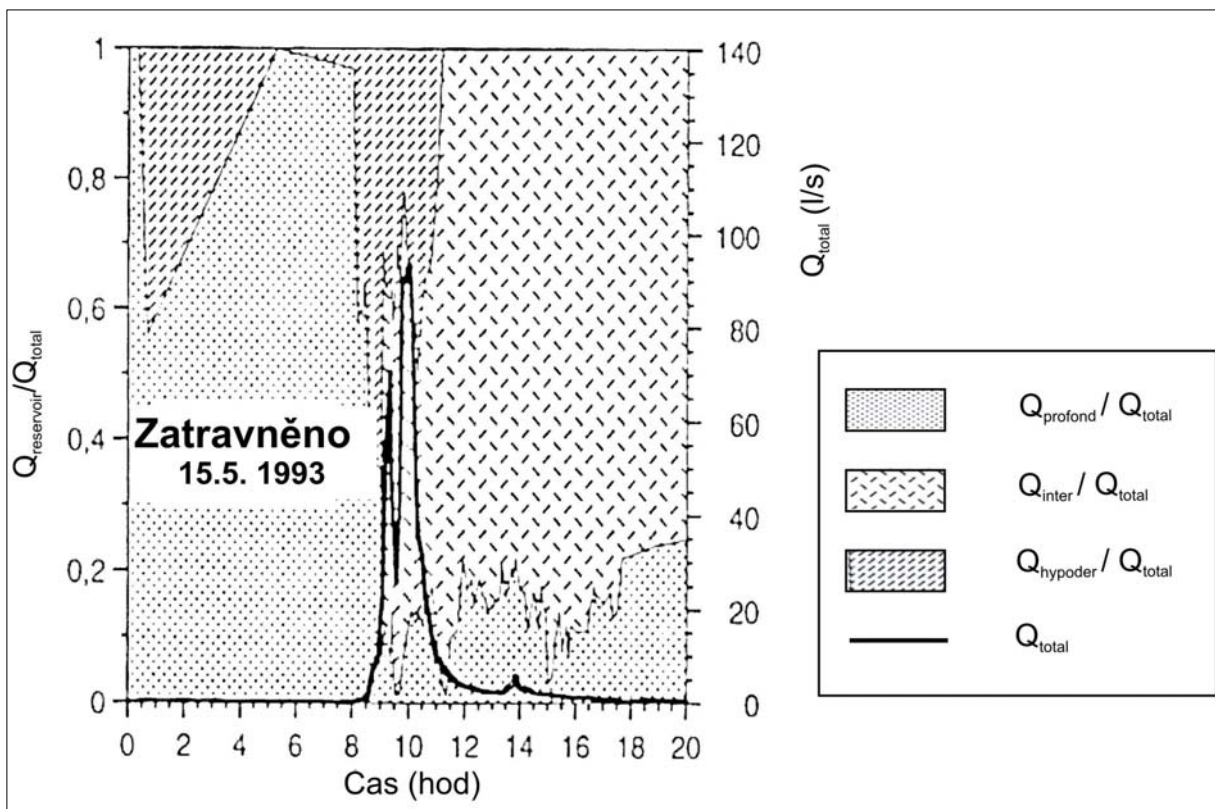
Obr. 3: Průběh srážek, průtoků a koncentrací  $^{18}\text{O}$  na lesním povodí při srážkové události 15.5. 1993.



Obr. 4: Průběh srážek, průtoků a koncentrací  $^{18}\text{O}$  na travním povodí při srážkové události 15.5. 1993.



Obr.5: Geochemická separace hydrogramu na lesním povodí při srážkové události 15.5. 1993.



Obr.6: Geochemická separace hydrogramu na travním povodí při srážkové události 15.5. 1993.



Autor tohoto článku stejně jako kolega M. Bonell, který se experimentu účastnil z pověření UNESCO, nebyli přesvědčeni o korektnosti interpretace izotopové analýzy v předem definovaných půdních vrstvách a zajistili část napozorovaných dat, na kterých provedli vlastní separace komponentů hydrogramu standardní metodou.

### **Závěr**

Výsledky pokusu lze považovat za fragmenty, uvážíme-li rozsah dosud nevyřešených problémů s vegetačním krytem v celé Amazonii. Nicméně mohou sloužit jako příspěvek k objasnění problému chování systému po deforestaci v nížinných partiích.

Francouzský tým eliminoval evidenci povrchového odtoku v obou povodích a to ve prospěch odtoku podpovrchového (obr. 5, 6). Francouzi také učinili závěr, že jisté disproporce v objemech  $^{18}\text{O}$  byly vyvolány tak, že na zatravněném povodí byly hlubší půdní vrstvy saturovány již před vznikem deště, zatímco v lesním povodí byly saturovány před vrcholem povodně několikrát a jejich příspěvek dominoval až během recese hydrogramu. Vzhledem ke krátkosti intervalu mezi srážkou a odtokem je to však dost nepravděpodobné.

Nebyl dosažen definitivní závěr ohledně porovnání akumulční schopnosti lesa v porovnání s pastvinou.

Aniž by vycházeli z předem očekávaných výsledků jako Francouzi, autor a M. Bonell učinili závěr, že intercepční kapacita hustě zatravněné plochy daného typu (*Ditaria swazilandensis*) je stejná, ne-li vyšší než tropický les. Avšak i oficiální data ohledně akumulční kapacity tropického lesa – ne více než 6% deště – spíše potvrzují, že schopnost akumulace intercepce není příliš vysoká. Možným vysvětlením je značná energie kapek snadno propadajících olistěním a vegetací vůbec.

Není proto překvapující, že u velkých jihoamerických řek jako je Amazonka a Orinoko je odtokový koeficient mnohem vyšší, než je tomu u jiných velkých řek jiných kontinentů (0,51 a 0,44).

Pro úplnost je třeba korigovat občasná prohlášení ekologů o amazonském lese jako plicích planety a o možných katastrofických scénářích účinků deforestace. Záleží totiž na druhu vegetačního krytu, který nahradil lesní porost. Na příklad podle výsledků pylových studií jiných autorů (Meggers, Prance 1982) velké části Amazonie, v současné době pokryté dešťovým pralesem, byly svého času tvořeny převážně savanou a současný dešťový les není starší než 7 000 let. Příčiny takových radikálních změn zatím objasněny nejsou. K destrukci povodí nepřispěly ani mimořádné mimo-sezónní amazonské povodně, které byly datovány do let 10 000, 7 200 a 5 600 let před našim letopočtem.

Zbývá vysvětlit, proč jsou uvedené závěry publikovány se značným zpožděním. Intelektuální vlastnictví výsledků měření a oficiálních závěrů sice patřilo pařížské universitě. S odstupem času však autor v zájmu věci pocíťoval nutnost zveřejnit – právě v případě Amazonky – odlišný názor na interpretaci výsledků měření.

### **Literatura**

- Balek J., 1983: Hydrology and water resources in the tropical regions. Elsevier, Amsterdam., Oxford 271.
- Bariac, T., Millet, A., et al. 1993: Décomposition géochimique des hydrogrammes de crue (basins versant de la piste Saint-Elie, Guyane). Grand Bassins Fluviaux, Paris, 485–505.
- Meggers, B.J., Prance, G.T. (Eds.), 1982: Biological diversification in the tropics. N. York, 493–496.
- Molion, L.C.B., 1993: Amazonia rainfall and its variability. In "Hydrology and water management in the tropics Cambridge University Press (Eds. Bonell M., Hufschmidt M.M., Gladwell J.S.) 99–111.

# The insoluble particles in water deposited from fog at Milešovka Observatory (Czech Republic)

Kristýna Bartůňková<sup>1</sup>, Jaroslav Fišák<sup>1</sup>, Valeria Stoyanova<sup>2</sup>, Annie Shoumkova<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institute of Atmospheric Physics, AS CR, v.v.i., 1404 Boční II, 141 31 Prague 4, Czech Republic, [fisak@ufa.cas.cz](mailto:fisak@ufa.cas.cz)

<sup>2</sup> Institute of Physical Chemistry, Bulgarian Academy of Sciences, (IPC BAS), Sofia, Bulgaria, [valeria@ipc.bas.bg](mailto:valeria@ipc.bas.bg)

## Abstract

This study concerns insoluble chemical pollution of fog at Milešovka Observatory in the Czech Republic. In period from August 2006 till July 2007, 25 fog samples at the top of Milešovka Mountain in České Středohoří Mountains were collected by active fog water collector. Water samples were filtered. From 53 to 116 particles from every sample were chosen according to the quantity of particles found in dried filters. Altogether it was more than 2000 particles. Particles were examined with the help of Scanning Electron Microscope and Energy Dispersive X-Ray Spectrometer to distinguish sizes, shapes and composition. After analyzing the data, statistical evaluation was made. Particles were put into categories according to their shapes on spherical and non spherical. Typical particles like Al, Si, K, Fe or Ca-rich particles were determined. Focus was also to particles with rarely represented elements like Ni, Au, Pb, Cu, Zr and Ba. Groups of typical insoluble particles were collated according to meteorological conditions – synoptic situations and wind directions which prevailed in the days of fog events in order to try to find out possible sources of this fog pollution.

**Keywords:** fog pollution, insoluble particles, meteorological conditions, sources of pollution.

## Introduction

The pollution in the atmosphere significantly influences human health and ecosystems. Formation of fog and low clouds plays a significant role in washout processes in the atmosphere (Li, Shao, 2009). Therefore fog chemistry investigations are very important and have become a very important topic of investigations in last few decades.

There have been many studies that focused on the atmospheric aerosol and fog chemistry. Some of them were focusing on the influences of air pollution to human health (Poppe, Dockery, 2006; Brook et al., 2004), which pointed out that mainly the fine particles can have infelicitous effects on respiratory and cardiovascular system. Other investigators mark to the influence of air and fog pollution on the ecosystems (Schemenauer, 1986; Lin et al., 1997) or buildings (Monte, Rossi, 1997). In the Czech Republic fog chemistry has been studied for example by Fisak et al. (2001; 2002a,b; 2009).

It must be noted that some pollution in fog and low clouds is natural and the presence of condensation nuclei projects the requirement for fog and cloud genesis. It is necessary to examine character of the material which occurs in fog water and to try to determine possible sources of this pollution. It is suggested to learn how to distinguish natural and anthropogenic sources discovered in fog samples. Identification of such sources is a very complicated task.

In this study the typical insoluble particles were found with the help of active fog collector, Scanning Electron Microscope and Energy X-Ray Spectrometer. After statistical evaluation of the content of elements in particles, sizes and shapes, the results were collated according to meteorological conditions – synoptic situations and wind directions which prevailed in days of foggy periods. The goal was to find possible connection between meteorological conditions and potential sources of pollution in the surrounding of Milešovka Mountain and the insoluble pollutants found in fog.

## Site of measurement

Fog samples were collected in the Milešovka observatory that belongs to the Institute of Atmospheric Physics, Academy of Science, Czech Republic. This observatory lies on the top of homonymic mountain, which is the highest mountain of České Stredohoří Mountains in the north of the Czech Republic. It reaches the height of 837 m above sea-level. The Mountains are of volcanic origin and therefore are primarily made from ingenious rocks like phonolite and basalt. There are also some fillings of claystone, coal and calcite in several places. Milešovka Mountain has a conical shape and rises up to 400 m above surrounding terrain. It is one of the windiest places in the Czech Republic. The most common wind directions are W, NW, SW, N and SE (Štekl et al., 2005).

Fog events occur very often here. The mean number of foggy days from the period of 1961–1990 was 224.9 and they occur mostly in the cold half year with its maximum in December (Štekl et al., 2005).

The region of České Stredohoří Mountains and its surroundings belongs to one of the most polluted areas in the Czech Republic. There are lots of thermal power stations, brown coal mines, chemical industry and also large agglomerations like the capital city Prague, Ústí nad Labem, Most, Litvínov, Chomutov, Teplice, Litoměřice or Lovosice.

From earlier investigations results that fog and low cloud pollution in this area is higher than in other areas of Czech Republic. For example pollution marked in the fog at Milešovka Mountain was twice as high in average as those found in fog water at Churáňov, Šumava Mountains (Fisak et al., 2002a).

## Methods

25 samples of fog were collected by active fog water collector in the period from August 2006 to July 2007 throughout all seasons of the year. In the time of collecting, synoptic situations SWc2 (south-western cyclonic synoptic situation – (Brádka et al., 1961; CHMI, 2010)), B (trough of depression – (Brádka et al., 1961; CHMI, 2010)), Wc (western cyclonic synoptic situation – (Brádka et al., 1961; CHMI, 2010)), NWc (northwestern cyclonic synoptic situation – (Brádka et al., 1961; CHMI, 2010)) and NWa (northwestern anticyclonic synoptic situation – (Brádka et al., 1961; CHMI, 2010)) prevailed in most cases. Wind directions on those foggy days were mostly NNW (north-north-west), WNW (west-north-west) and WSW (west-south-west) and wind speed ranged between 6 and 14 m·s<sup>-1</sup>. In 18 foggy days from the total of 25 it was raining. Precipitation amounts 24 hours before the fog event were up to 34.9 mm.

Water content of the collected samples was between 50 and 400 ml according to the fog density. Duration of fog collection was from 3 to 47.5 hours. The samples were filtered by nitrocellulose filters with pore sizes of 0.45 µm. Filters were dried and covered with thin carbon coating, which was necessary step needed for following analysis. Great number of particles in every filter was found. According to their quantity from 53 to 116 particles were chosen from every filter. Altogether it was more than 2000 particles.

To find out characteristics of chosen particles Scanning Electron Microscope (SEM) and Energy Dispersive X-ray Spectrometer (EDX) were used. In SEM, SEI mode helped to recognize size and morphology of the particles and BEI mode (backscattering) detected heavy metals. EDX was used to establish their elemental composition (Stoyanova et al., 2010). Because of the necessity to cover the particles in filters by carbon layer, carbon was excluded from the dataset. Due to the goals of this investigation oxygen was excluded as well.

After collecting all the data, statistic evaluation was made. Particles were divided into categories according to their characteristics – composition, sizes and shapes. The first step focused on elemental composition. Categories of element-rich particles were established. These were defined as particles with content of given element more than 5%. First the typical elements in particles were found and

characterized. Then rare elements that are often distinguished to be more harmful than those normally appearing in the environment were detected and also characterized.

Finally the possible sources of solid pollution in fog were studied. Therefore meteorological conditions which occurred in the days of examining fog events were used. In the first case particle characteristics were collated according to synoptic situations and in the second case to wind directions.

## Results

### *Insoluble particles in fog*

Typical and rare elements in insoluble particles in fog were studied. Categories of particles were defined. Particles with the content of certain element bigger then 5% were defined as element-rich particles.

Table 1: Elements and their percent representation in all the particles.

Element	Particles quantity	%
Si	1904	87.06
Al	1688	77.18
Fe	1321	60.4
K	1091	49.89
Mg	618	28.26
Ca	523	23.91
P	476	21.76
S	449	20.53
Na	279	12.76
Ti	265	12.12
Cl	127	5.81
Mn	56	2.56
Zn	55	2.51
Cr	36	1.65
Total	2187	100

The most abundant particles which were found in fog at Milešovka observatory are those rich in Si, Al, Fe and K. These elements are appearing in 50 – 87% of all analyzed particles. Other frequently represented elements are Mg, Ca, P, S, Na, Ti, Cl, Mn, Zn and Cr. They occur in 1 – 28% of analyzed particles. Particles found in less then 1% of all particles are indicated as rare particles. This group is represented by elements Ni, Au, Pb, Cu, Zr and Ba. Summary of elements found in particles according to their percent representation in the dataset is in Table 1.

The absolutely most abundant element was silicium. From 61 to 100% of particles rich in this element were found in every filter. In many cases the content of silicon in the particle is bigger then 50% (many times it is 100%), which is not usual for other elements. Often silicium appears in conjunction with other elements. Often the particles rich in aluminum, iron, potassium, calcium, phosphorus, magnesium, sulphur, sodium, titanium and manganese are also rich in silicium (59 – 98% of the element-rich particles are also rich in Si).

Second most abundant element was aluminum. It was found in 77 % of all analyzed particles. Its content is rarely higher than 50% in single particles. Together with silicium, more then 5% of aluminum is also contained quite frequently in particles rich in iron, potassium, calcium, phosphorus, magnesium, sulphur, sodium and titanium (52 – 77% of the element-rich particles are also rich in Al). Iron was found in 60% of particles. About 35% of Fe-rich particles contain more than 50% of iron. Other than



silicium and aluminum, significant content of iron have particles rich in potassium, phosphorus, magnesium, titanium, manganese and chrome (53 – 86% of the element-rich particles are also rich in Fe).

The content of particles rich in potassium in the whole data set is 50%. Potassium is quite frequently occurring in presence of chlorine (52% of Cl-rich particles are also rich in K). As expected, particles rich in chlorine are also often rich in sodium. Chlorine rich particles contain in 52% of cases also particles rich in sodium.

Some particles containing rare elements were found. Occurrence of these particles in the datasheet was not frequent (under 1%). But these elements certainly deserve attention because in the environment they belong to the more harmful ones. Such particles were nickel, copper, zircon, barium, gold and lead.

#### *Possible pollutants sources*

Solid particles in the atmosphere are products of both – natural and/or anthropogenic sources. Natural sources of air-borne dust are sea salt, terrestrial dust, volcanoes, forest fires and bioaerosol. The dust particles have usually size of approximately 10  $\mu\text{m}$ . Anthropogenic sources are primarily products of combustion processes from vehicle traffic and power plants, cement factories, lime-kilns, quarries and mining or particles from building sites or areas devoid of vegetation. These kinds of aerosol particles have usually smaller sizes. Another significant anthropogenic source of solid pollutants in atmosphere is agriculture. Solid aerosol can also rise secondarily directly in the atmosphere (Hovorka, 2009; IRZ, 2010).

To determine natural and anthropogenic sources of pollutants in atmosphere is very difficult. Most of elements found in our dataset are common components of natural ambience. Most of them can also have the origin as products of anthropogenic activity.

The most represented elements in the dataset – Si, Al, Fe and K and also other detected particles like Ca, Na, or Mg belong to the most represented elements in the crust of the earth. Silicium was found in about 90% of all particles and it is an element which is found in almost every igneous rock. Also it is the second most represented element in the earth crust. This means that significant content of these elements in fog water is natural and that most particles with prevailing content of Si, Al, Fe, K, Ca, Na and Mg could originate from the earth. On the other hand these elements could possibly get into the fog water also from anthropogenic sources. Pretty big part of detected particles has a spherical shape. Majority of spherical particles are considered to be a product of burning processes at high temperatures (about 1200°C and higher). The fact that there are many power plants, incineration plants and other industrial works in the surrounding of Milešovka Mountain turns out the probability of the presence of anthropogenic products in collected fog water.

#### *Influence of synoptic situations to the occurrence of element-rich particles*

To find the possible sources of particles ascertained in fog at Milešovka observatory, the method of comparison of the samples to synoptic situations occurring on foggy days was used. The interest was focused on the percentage of element-rich particles occurring in single synoptic situations. The classification used for this method was Czech classification, so-called Brádka classification. This classification is used by Czech hydrometeorological institute (CHMI) and the view of the single synoptic situation is stated on the website of CHMI (CHMI, 2010) and in Brádka et al. (1961). Synoptic situations that prevailed in the days when fog was collected on Milesovka, were mainly situations SWc2 (south-western cyclonic synoptic situation – (Brádka et al., 1961)), B (trough of depression – (Brádka et al., 1961)), Wc (western cyclonic synoptic situation – (Brádka et al., 1961)), NWc (northwestern cyclonic synoptic situation – (Brádka et al., 1961)) and NWa (northwestern anticyclonic synoptic situation – (Brádka et al., 1961)).

As it is possible to see in Table 2, absolutely most frequently the situation SWc2 occurred. During this situation seven samples were collected. Three samples were collected during the synoptic situations B and Wc and two samples during NWc and NWa. In all other situations only one sample was collected.

Table 2: Synoptic situations in the days of fog collection (CHMI 2010).

Filter	Synoptic situation
1	NWc
2	NWa
3	SWc2
4	SWc2
5	SWc2
6	SWc2
7	SWc2
8	SWa
9	Bp
10	Wc
11	SWc2
12	Wa
13	NWc
14	NWa
15	Nc
16	B
17	B
18	B
19	Ap <sub>2</sub>
20	NEc
21	SWc <sub>3</sub>
22	Wc
23	Wcs
24	SWc <sub>2</sub>
25	Wc

Weighted average of the number of particles rich in a given element was calculated for each situation. The total number of analyzed particles was used as a weigh. In following analysis the attention was given only to those situations in which two or more samples were collected.

Following information was discovered by observed synoptic situations:

SWc2:

- particles rich in manganese and zinc exceeded the mean value more then twice
- particles rich in magnesium, chlorine, calcium and titanium didn't reach the mean values of occurrence
- the occurrence of other elements was approximately around the mean value

B:

- the occurrence of particles rich in sodium, magnesium, chlorine and calcium exceeded the mean value by 1,5x
- the occurrence of particles rich in phosphorus and potassium exceeded the mean value by 1,25x

NWc:

- significantly lower then the mean value was occurrence of particles containing magnesium, chrome, phosphorus, calcium and chloride
- no particles rich in manganese were noticed

NWa:

- no particles rich in manganese, zinc and chrome were noticed

Wc:

- only low occurrence of particles rich in manganese, potassium and phosphorus was noticed.

Particles rich in silicium and aluminum are occurring approximately in the same amount in every analyzed synoptic situation.

On Fig. 1 are shown relationships between particles rich in given elements and the mean value of occurrence of particles rich in given elements calculated from the whole dataset. Figure 1 shows occurrence of particles rich in given elements by chosen synoptic situations.

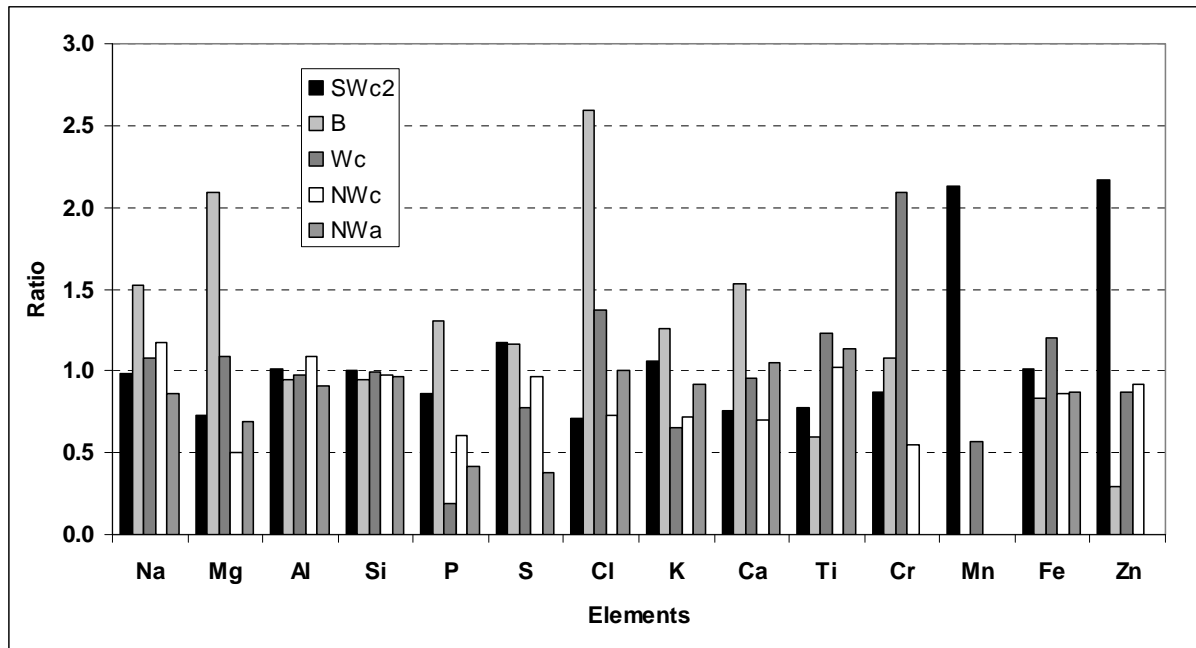


Fig. 1: Occurrence of particles rich in given elements by chosen synoptic situations.

#### *Sectors of near ground wind flow and occurrence of element-rich particles*

Three mean sectors according to near ground wind fluctuation were found – NNW (north-north-west), WNW (west-north-west) and WSW (west-south-west). Four samples were collected during the NNW fluctuation (M07-04, M07-05, M07-07 and M07-10). Five samples were collected by the WNW fluctuation (M06-06, M06-07, M07-06, M07-08 and M07-13). Also five samples were collected by the WSW fluctuation (M06-08, M06-10, M06-12, M07-11 and M07-12).

The attention was focused on the difference between percent representation of particles rich in chosen elements and spherical particles on one side and separate sectors of ground wind fluctuations on the other side. First the percentages of presence of element-rich particles from the whole dataset for every element were calculated. Then the percentages of element-rich particles in every of the three sectors were calculated. Percentages of element-rich particles were than outspreaded to the whole percentages of mean element-rich particles occurrence. This way the graph on Fig. 2 was simplified. Figure 2 shows the relation between mean occurrence of element-rich particles in each sector and their mean occurrence in the whole dataset.

Figure 2 shows that during the ground wind flow from the sector NNW there are significantly represented particles rich in sodium, chlorine and chrome in the fog water. Cl- rich particles are represented 2,8x more often than is the mean value. Slightly outstanding (1,1x – 1,5x) is the presence of particles

rich in phosphorus, potassium, calcium and titanium. On the other hand occurrence of particles rich in manganese and zinc is deep below the mean value (less than 0,5x) and occurrence of particles rich in iron, magnesium and aluminum is little below the mean value.

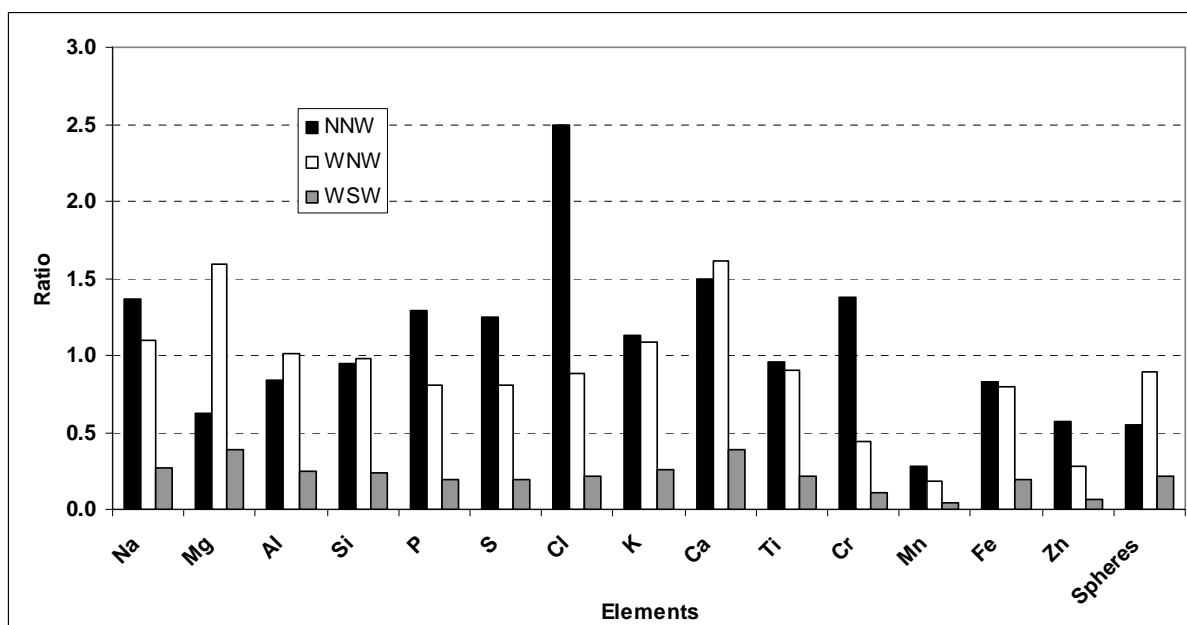


Fig. 2: Occurrence of particles rich in given elements and spherical particles in wind sectors.

By the WNW sector the occurrence of particles rich in calcium is significantly outstanding and the occurrence of particles rich in magnesium and calcium is slightly outstanding. Little below-average is occurrence of particles rich in sulphur, manganese, iron and zinc and well below-average is occurrence of particles rich in chrome.

In the situations when ground wind flowed from the sector WSW, the occurrence of particles rich in zinc was significantly outstanding and the occurrence of particles rich in sulphur and iron was slightly outstanding. Particles rich in chrome and titanium was on the contrary eminently below the average and particles rich in chlorine, calcium and potassium slightly below average.

## Conclusions

25 samples of fog water were collected by active fog water collector on the top of Milešovka Mountain. The samples were filtered and chosen particles (more than 2000) were analyzed. Scanning Electron Microscopy and Energy Dispersive X-Ray Spectrometry were used for the analysis and the outcome data were compared by statistical evaluation.

The results suggest that the most abundant particles are of terrestrial origin and they probably originate in the nearest surroundings of Milešovka Mountain. The exact identification of sources of single elements in fog based solely on chemical composition of particles is not possible. It is obvious that content of elements is influenced by synoptic situations and wind fluctuations. Content of rare elements in fog samples facilitate identification of possible sources. To obtain more accurate results it is necessary to collect and analyze greater number of fog samples.

**Acknowledgements:** The results described in this paper were obtained in the frame for AS CR and BAS collaboration with support of the GACR Project No. 205/09/1918, AS CR Project No. 1QS200420562, and the IRP No. AV0Z30420517.



## References

- Brádka, J., Dřevíkovský A., Gregor Z., Kolesár J. (1961): Weather on Czech and Moravia Area in Typical Weather Situations. Hydrometeorological Institute, Prague (in Czech).
- Brook, R.D., Franklin, B., Cascio, W., Hong, Y., Howard, G., Lipsett, M., Luepker, R., Mittleman, M., Samet, J., Smith, S.C., Tager, J., Tager, I. (2004), Air pollution and cardiovascular disease: A statement for healthcare professional: from the American heart association, *Circulation* 109, 2655 – 2671.
- Fisak, J., Rezacova, D. , Elias, V., Tesar, M. (2001): Comparison of pollutant concentrations in fog (low cloud) water in Northern and Southern Bohemia, *Journal of Hydrology and Hydromechanics* 49 (5), 275–290.
- Fisak, J., Tesar M., Rezacova, D., Elias V., Weignerova, V., Fottova, D. (2002a): Pollutant concentrations in fog and low cloud water at selected sites of the Czech Republic *Atmospheric Research* 64 (1–4), 75–87.
- Fisak, J., Rezacova, D., Weignerova V., Tesar, M. (2002b): Pollutant concentration in fog water samples from Milešovka, *Report Series in Aerosol Science* 56, 29–34.
- Fisak J., Tesar, M., Fottova, D. (2009): Pollutant concentrations in the rime and fog water at Milešovka Mountain, *Water, Air & Soil Pollution* 194 (1–4), 273–285.
- Hovorka, J. (2010): Atmospheric aerosol, In *Atmosphere and Climate: Actual Issues in Meteorology, Climatology and Air Protection* (In Czech) (Ed. Braniš, M. and Hůnová I.) (Karolinum, Prague), pp 121–139.
- Li, W., Shao, L. (2009): Characterization of mineral particles in winter fog of Beijing analyzed by TEM and SEM, *Environmental Monitoring and Assessment* 161, 565–573.
- Lin, Z.Q., Schemenauer, R.S., Schuepp, P.H., Barthakur, N.N., Kennedy, G.G. (1997): Agriculture and Forest Meteorology 87 (1), 41–54.
- Monte, M., Rossi, P. (1997): Fog and gypsum crystals on building materials *Atmospheric Environment* 31 (11), 1637–1646.
- Poppe III, A.C., Dockery D.W. (2006): Health effects of fine particulate air pollution: Lines that connect, *Air & Waste Manage. Assoc.* 56, 709–742.
- Schemenauer, R.S. (1986): Acid deposition to forests: The 1985 chemistry of high elevation fog (CHEF) project, *Atmosphere-ocean* 24 (4), 303–328.
- Stoyanova, V., Schoumkova, A., Fisak, J., Tsacheva, T. (2010): SEM-EDX identification of particles from fog in an industrially polluted region of Czech Republic, *Proceedings of 10th International Multidisciplinary Scientific Geoconference "Modern Management of Mine Producing, Geology and Environmental Protection" SGEM 2010* 2, 269–276.
- Štekl, J. (editor) (2005): Milešovka and the region of Milešovka, Academia, Prague (In Czech)

## Websites

IRZ – Integrated Register of Pollution (In Czech) (2010), cit. 2010-06-22, Available on:  
[http://www.irz.cz/latky/poletavy\\_prach](http://www.irz.cz/latky/poletavy_prach)

CHMI – Czech hydrometeorological institute (In Czech) (2010), Typology of synoptic situation for the area of Czech Republic, cit. 2010-06-22, Available on:  
[http://www.chmi.cz/portal/dt?menu=JSPTabContainer/P3\\_0\\_Informace\\_pro\\_Vas/P3\\_3\\_Historicka\\_data/P3\\_3\\_1\\_Pocasi/P3\\_3\\_1\\_11\\_Typizace\\_situaci&last=false](http://www.chmi.cz/portal/dt?menu=JSPTabContainer/P3_0_Informace_pro_Vas/P3_3_Historicka_data/P3_3_1_Pocasi/P3_3_1_11_Typizace_situaci&last=false)

# Rekonstrukce historické povodně z 23. května 1908 na řece Doubravě

Adam Beran

Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v.v.i., Podbabská 2582/30, 160 00 Praha 6

## Abstrakt

Tento příspěvek seznamuje s postupy a výsledky určování kulminačních průtoků při povodni ve zvolených úsecích řeky Doubravy v obcích Žleby a Ronov nad Doubravou. K modelování průtoků byl použit hydraulický model říční sítě HEC-RAS. Jako největší povodeň na řece Doubravě byla podle historických materiálů určena událost z 23. května 1908. Kulminační průtok pro tuto událost byl pomocí modelování stanoven na  $350 \text{ m}^3/\text{s}$ , což potvrdilo domněnku, že hodnota průtoků vypočtená těsně po povodni byla z nějakého důvodu nadhodnocena, tento rozdíl činil  $50 \text{ m}^3/\text{s}$ .

**Klíčová slova:** historická povodňová vlna, kulminační průtok, model říční sítě HEC-RAS, hydraulické modelování.

## Úvod

V květnu roku 1908 zasáhla povodí řeky Doubravy ta největší povodeň v zaznamenané historii (Boháč a kol., 2008). Obrovské množství vody, které proteklo přilehlými obcemi, napáchalo velké škody jak na majetku, tak na životech. Velikost kulminačního průtoků se zdá být tehdejšími výpočty poněkud nadhodnocena, to může být například nepřesným odečtením z vodočtu, zvolením nevhodného drsnostního součinitele nebo nezahrnutím jiných okolností. Pro určení teoretické povodňové vlny se zvolenou dobou opakování 10 000 let pro účely posouzení bezpečnosti VD Pařížov při povodni bylo rozhodnuto, že dojde k rekonstrukci povodně s určením velikosti kulminačních průtoků v obcích Žleby a Ronov nad Doubravou, které se nacházejí na toku Doubravy pod VD Pařížov. Postup práce zahrnoval hledání informací o povodni v dochovaných historických pramenech, zaměření říčních úseků geodetickými přístroji a 1-D modelování neustáleného rovnoměrného proudění v modelu říční sítě HEC-RAS.

## Data a metody

Jelikož od povodně uteklo již 102 let, bylo určitou výzvou najít a utřídit co nejvíce informací popisujících inkriminovanou událost. Navštíveny byly regionální archivy v Chrudimi a Třemošnici, také Národní archiv ČR a archiv Českého hydrometeorologického úřadu v Brozanech. Z nalezených materiálů byly pro sestavení co nejpřesnějšího hydraulického modelu území nejvíce užitečné: dobová korespondence úřadů obcí zasažených povodní, dále technické výkresy znázorňující tvar tehdejšího železničního mostu ve Žlebech, který povodeň úplně zničila, nebo půdorysný plán Žleb se zakreslenou a geodeticky zaměřenou povodňovou situací. Další cenné informace byly objeveny v kronikách obcí Žleby, Ronov nad Doubravou a Kněžice.

Pro sestavení hydraulických modelů byly říční úseky v terénu geodeticky zaměřeny totální stanicí TOPCON. Ve Žlebech, kde jsou známé tři povodňové značky, bylo na úseku dlouhém cca 1300 m zaměřeno 6 příčných profilů. V Ronově nad Doubravou je známá bohužel jen jediná výška hladiny povodně 1908. Zde bylo zaměřeno 7 profilů na úseku cca 1100 m.

Data z totální stanice byla upravena v geografickém informačním systému ArcGIS a poté byly příčné profily vkládány do programu HEC-RAS, ve kterém byl vytvořen 1-D model říční sítě. Drsnostní součinitele koryt a jejich inundací byly voleny podle předchozí rekognoskace terénu ve srovnání s literaturou (Brachtl, Taus, 1962) a po konzultaci s pracovníky Výzkumného ústavu vodo-

hospodářského T. G. Masaryka, v.v.i.. Na sestaveném modelu byly simulovány průtoky různé velikosti a byly vybírány ty, které nejlépe odpovídaly zaměřeným povodňovým značkám z 23. května roku 1908.

## Výsledky

### *Průtok Žleby*

Při hledání v historických pramenech bylo z článku Stupecký (1914) zjištěno, že ve Spačicích, které se nacházejí na toku Doubravy nad přehradou Pařížov, „vodní množství za nejvyššího stavu velké vody z r. 1908 měřeno nebylo, přijal se pro jeho vyšetření maximální odtok z 1 km<sup>2</sup> zahrazeného povodí hodnotou 1,1 m<sup>3</sup>/sek.“. Očividně i v úseku Žleby byl průtok po roce 1908 vypočten z téměř stejné velikosti specifického kulminačního průtoku jako tomu bylo pro Spačice. Pro plochu povodí 383 km<sup>2</sup> byla použita hodnota specifického kulminačního průtoku 1,04 m<sup>3</sup>/s/km<sup>2</sup> a tedy průtok vyšel 400 m<sup>3</sup>. V dalším historickém článku (Pech, 1934), se autor sice o této povodni zmiňuje, jako rozsah 4 maximálních průtoků ve Žlebech z období desetiletí 1904 až 1914 uvádí 76–122 m<sup>3</sup>/s, přičemž úplně největší průtok před rokem 1913 uvádí 152 m<sup>3</sup>/s bez určení data. Patrně jde o povodeň z roku 1897. V článku Pech (1934) jsou uvedeny kulminační průtoky ze stanice Kobylnice (ta se nacházela zhruba 4,4 km nad ústím Doubravy do Labe, tj. přibližně 19 km po toku od Žleb) z období 1900–1930, ze Žleb z období 1913–1928. Z porovnání kulminačních průtoků Pech vyvodil, že „u největších vod ve všech případech nastává značnější snížení průtoků (asi o 20 %) při přechodu povodňové vlny ze Žleb do Kobylnice. Snížení to vzniká rozlitím těchto největších vod do rozsáhlých inundačních prostor mimo břehy.“ Nicméně snížení ze 400 m<sup>3</sup>/s na 78 m<sup>3</sup>/s pro povodeň z roku 1908 se při porovnání s ostatními povodněmi jeví jako vysoce nepravděpodobné, i když se na větším transformačním účinku jistě podílel strmější vzestup i pokles průtoků a relativně menší objem odtoku za této povodně. Při porovnání objemu povodňové vlny ve Žlebech, kde je hodinový záznam vodních stavů a rekonstrukce průtoků z denních čtení vodočtu v Kobylnici ukazuje, že za předpokladu měrné křivky průtoků ve stanici Žleby směřující pro stav 520 cm do průtoku 400 m<sup>3</sup>/s je objem vlny ve Žlebech cca o 30 % (3,8 mil. m<sup>3</sup>) větší než v Kobylnici. Není pravděpodobné, že by tak velké množství vody vsáкло do údolní nivy.

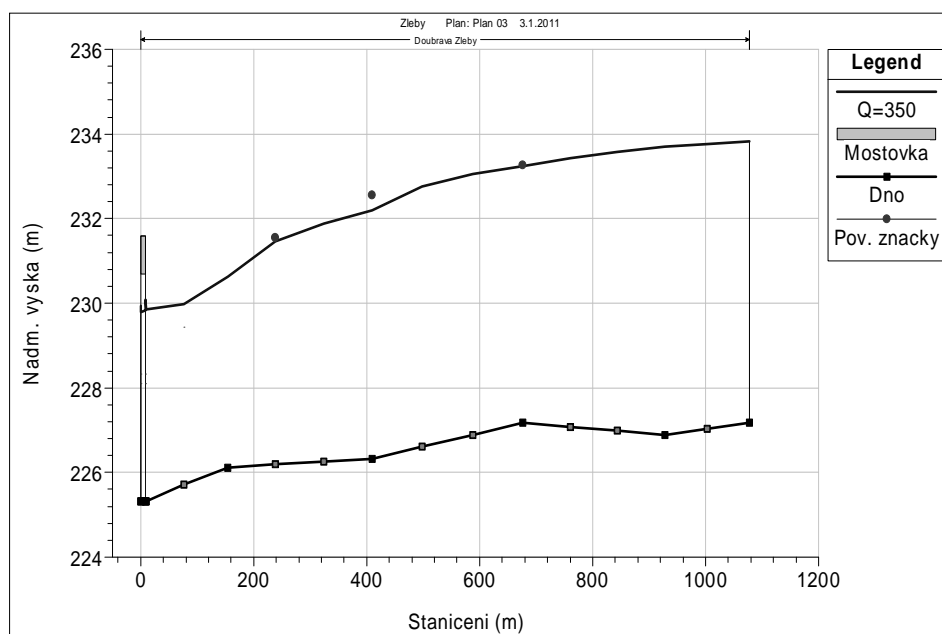
V historických materiálech byl nalezen výkres příčného profilu i údaj o sklonu hladiny, podle kterých byl maximální průtok ve Žlebech vypočten. V rukopisu Vogel (1909) se zachoval i výpočet podle vzorce Gaungilleta a Kuttera. Avšak dá se polemizovat, zda tehdy zvolené koeficienty drsnosti pro vlastní řečiště (0,025) a pro inundace (0,030) nejsou příliš nízké.

V článku v Národních listech z 26. 5. 1908 se píše, že „most místní dráhy Čáslav – Závratec jest stržen“, což může zpochybňovat dosud uvažovanou hodnotu kulminačního průtoku 400 m<sup>3</sup>/s. Tento most se nachází cca 300 m pod místem, kde byl zaměřen příčný profil použitý pro výpočet kulminačního průtoku. Je velmi pravděpodobné, že příhradová mostní konstrukce spolu se zachycenými splavenými předměty z vyšších poloh toku vytvořila překážku pro proudění a vzdouvala hladinu v úseku nad mostem. Tuto domněnku potvrzuje i Protokol (1908) z jednání o vypracování projektu na definitivní přestavbu mostu, v kterém zástupce čáslavského okresu žádal, „aby nový železniční most zřízen byl tak, aby voda při velkých srážkách měla náležitý odtok a nebyla mostem nikterak vzdouvána a aby tak stále se opakující škody zamezeny byly“. V protokolu se také konstatuje, že „na místě samém nadevší pochybnost zjištěno bylo, byl při povodni dne 23. 5. 1908 ve Žlebech panovší podemlet levý pilíř železničního mostu a byl taras, pokud se týče břehu na levé straně Doubravy před mostem tím stržen a valně poškozen. Totéž v míře poněkud menší stalo se i za povodně r. 1897 a i za povodně dřívější a nutno hledati příčinu v tom, že most železniční byl nešťastně položen a situován jmenovitě v tom, že levý pilíř železničního mostu postaven byl přímo proti proudnici vody a že průtoční plocha železničního mostu byla nepřiměřeně malá, následkem čehož katastrofální vodu pojmuti nemohla.“

V národním archivu ČR se podařilo nalézt výkresy původního železničního mostu, stavu jeho profilu po povodni 1908 obsahující i návrh jeho změn včetně úprav přílehlého říčního koryta i mapu zaplaveného území ve Žlebech s vyznačenými nadmořskými výškami maximální hladiny.

Při geodetickém zaměřování říčního úseku v obci Žleby bylo zaměřeno 6 příčných profilů od silničního mostu u kostela k železničnímu mostu. Změřena byla dochovaná povodňová značka na nábreží K. Marxe. Další výšky hladiny byly pak převzaty z dokumentu Lageplan des Inundationsgebietes am Doubrava Flusse in de Gemeinde Žleb für den Stand des Hochwassers am 23. 5. 1908, jehož kopie byla získána z fondu Generální inspekce Rakouských drah a České místodržitelství z Národního archivu České republiky.

Doubrava ve Žlebech protéká zaříznutým korytem se zástavbou po obou březích. V současné době je řečiště přibližně v polovině úseku upraveno do obdélníkového tvaru. Podle dochovaných fotografií bylo koryto již v roce 1908 v menším rozsahu opevněno podél levého břehu. Pro výpočty byl, s přihlédnutím k fotodokumentaci stavu řečiště po povodni, koeficient drsnosti hlavního koryta zvolen 0,045 a pro inundaci pak hodnota 0,1. Při aplikaci 1-D modelu ustáleného rovnoměrného proudění v programu HEC-RAS zjištěným stopám nejlépe odpovídal průtok  $Q = 350 \text{ m}^3/\text{s}$ . Průběh namodelované hladiny s vyznačením stop z povodně je vykreslen na obr. 1.



Obr. 1: Podélný profil hladiny pro průtok  $Q = 350 \text{ m}^3/\text{s}$  na úseku Žleby s vyznačením povodňových značek z května 1908.

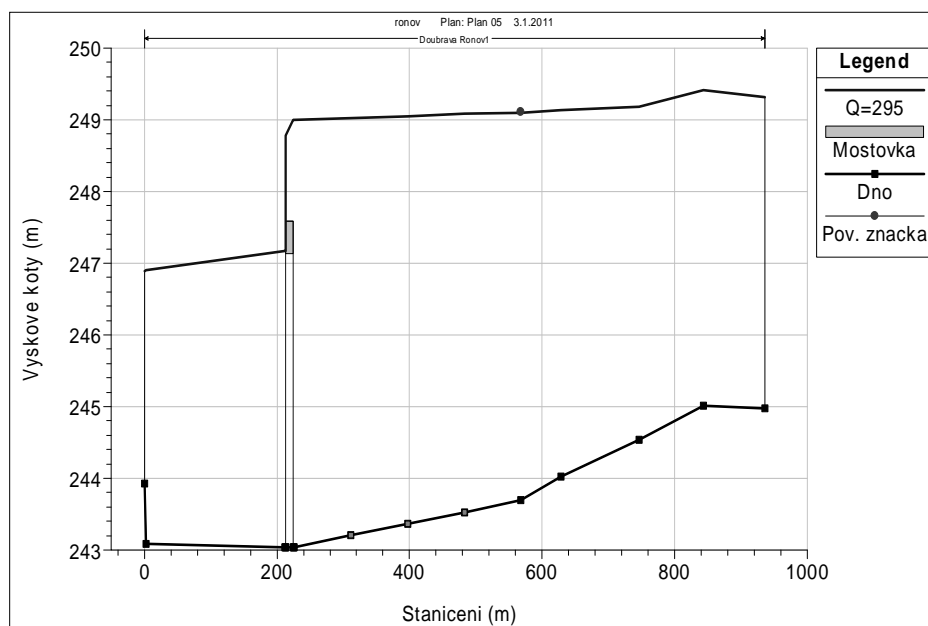
#### Průtok Ronov nad Doubravou

V regionálním časopise Ronov nad Doubravou – Městečko (2007) byla nalezena citace zápisu z hasičské kroniky z roku 1908: „V den 23. května přehnal se mraky zlověstné, spojené s bouří, která se rozpoutala s průtrží mračen, voda v řece rychle stoupala a protržením horních rybníků dostoupila takové míry, že zatopila obydlí poblíž řeky, že dobytek musel býti vyváděn a i vynášen. Zatopeny byly statky na obci p. Pospíšila a p. Davida, přes most dále k pivovaru, který zatopila že nebylo k němu přístupu a obyvatelé se museli utéci do vyšších míst. Nejhůře řádila ve mlýně „Podzámeckém“ kdež vnikla do všech místností, stájlí, odplavila veškeré dříví a prkna, zničila a pokazila mlýnské zařízení i stroje a pilu. Sbor zúčastnil se pracích záchranných kde mohl, bohužel proti rozpoutanému živlu byly síly slabé.“ V informaci z hasičské kroniky je uvedena informace o protržení horních rybníků, bohužel bez dalších upřesňujících informací.

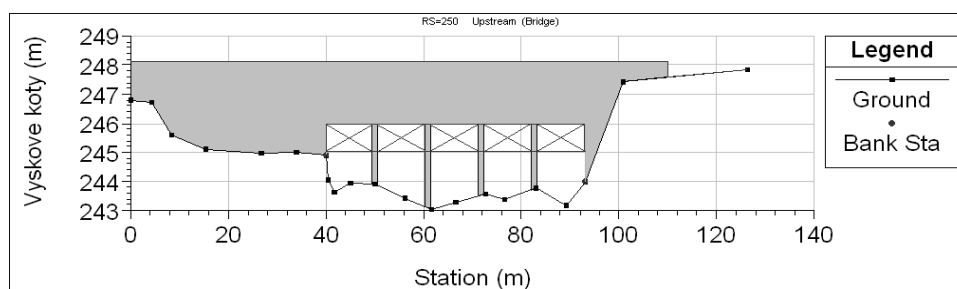


Při průzkumu uvedených míst bylo shledáno, že Podzámecký mlýn již neexistuje, avšak jez, který pro něj vzdouval vodu je zachován v původním stavu, což vyplývá z porovnání fotografie z roku 1903 s nynějším stavem.

Nicméně byly v knize Hrušková a Turek (1999) nalezeny konkrétnější informace, a sice o zatopení Korečnického mlýna, který se nachází v místech, kde Doubrava vtéká do Ronova. Mlýn byl údajně založen již roku 1306. Informace o povodni z roku 1908 pochází z rodinné kroniky majitelů mlýna: „Když průtrže mračen na horním toku Doubravy způsobily v květnu 1908 velkou povodeň, zaplavila řeka „amerikána“ do prvního patra a u českého mlýna sahala až k oknům šalandy.“ „Amerikán“ je typ mlýna a šalanda je místnost, kde čekali zákazníci na semletí obilí. Obě budovy, „amerikán“ i starší český mlýn jsou zachovány a současní majitelé nám byli schopni ukázat okna šalandy, takže výška hladiny povodně je zde známa. Korečnický mlýn je přibližně 900 m nad profilem jezu bývalého Podzámeckého mlýna.



Obr. 2: Podélný profil hladiny pro průtok  $Q = 295 \text{ m}^3/\text{s}$  na úseku Ronov nad Doubravou při ucpání mostu s vyznačenou povodňovou stopou na Korečnickém mlýně.



Obr. 3: Příčný profil v místě silničního mostu s vyznačením snížení mostovky o 1 m.

Začátek zaměřovaného úseku v Ronově nad Doubravou byl asi 100 m nad Korečnickým mlýnem. Konec byl pak v koruně jezu, který vzdouval vodu pro Podzámecký mlýn. Celý úsek je dlouhý cca 1200 m a bylo na něm zaměřeno sedm příčných profilů. Řečiště v těchto místech má malý sklon s vyvinutou nivou, která z podstatné části nebyla v roce 1908 zastavěna. Přibližně 200 m nad jezem se nachází silniční most, o jehož tehdejších rozměrech a pravděpodobné míře zacpání nebyly nalezeny žádné informace, takže pokus na základě geodetického zaměření úseku od Korečnického mlýna po uvedený jez aplikovat model ustáleného rovnoměrného proudění HEC-RAS nelze brát jako

důvěryhodné určení průtoku, ale jen jako zjištění, zda se průtok blíží namodelovanému průtoku ve Žlebech, které se nacházejí cca 5 km kilometrů pod Ronovem.

V programu HEC-RAS se most namodeloval podle nynějšího stavu a jako okrajová podmínka pro výpočet se zadal podélný sklon koryta, který je podle zaměření 0,0021. Drsnost koryta byla zvolena 0,04 pro hlavní koryto a 0,1 pro inundaci. Po prvních simulacích byl vypočten průtok okolo 400 m<sup>3</sup>/s, což neodpovídá vypočtenému průtoku ve Žlebech. Je velmi pravděpodobné, že při extrémní povodni byl most splaveným materiálem z horní zalesněné části povodí ucpán a vzdouval hladinu. V programu HEC-RAS se provedl pokus se zacpáním profilu mostu. Dolní úroveň mostovky se snížila o 1 m. (obr. 2) Na obr. 3 je vyznačen podélný profil koryta s vyznačením úrovně hladiny pro průtok  $Q = 295 \text{ m}^3/\text{s}$  při zacpaném mostu. Z těchto výsledků je patrné, že kulminační průtok se mohl pohybovat kolem 300 m<sup>3</sup>/s. Přesná hodnota se bohužel kvůli nedostatku informací nedá určit.

## **Závěr**

Hodnota kulminačního průtoku při povodni 23. května 1908 na řece Doubravě ve Žlebech byla přímo po povodni odvozena 400 m<sup>3</sup>/s. V té době používané výpočetní postupy a poznatky o drsnosti řečišť byly poněkud odlišné od soudobých, vznikly proto pochybnosti o tom, zda průtok nebyl nadhodnocen.

Zpřesnění velikosti kulminačního průtoku v obci Žleby se podařilo díky nalezení důležitých dobových materiálů. Byly jimi zejména plán obce Žleby s půdorysným zakreslením povodně z 23. 5. 1908 a s nivelačními značkami a technický výkres tehdejšího železničního mostu, který byl povodní stržen. Dále byla v obci nalezena historická povodňová značka na fasádě domu na nábřeží K. Marxe. Bez těchto informací by nebylo možné sestavit úplný hydraulický model situace. Simulováním povodně byla vypočtena velikost kulminačního průtoku 350 m<sup>3</sup>/s.

Modelování úseku v Ronově nad Doubravou přesnou hodnotu průtoku nepřineslo, neboť byla nalezena pouze jedna povodňová značka a o stavu koryta a rozměrech silničního mostu přes řeku v roce 1908 nebylo nic zjištěno. Nemohl tedy být sestaven přesný hydraulický model. Byla však provedena simulace se zacpaným mostem a ta potvrdila, že za této okolnosti při průtoku cca 300 m<sup>3</sup>/s mohla maximální hladina dosáhnout výšky povodňové značky.

Zmenšení kulminačního průtoku při povodni v roce 1908 o 50 m<sup>3</sup>/s ve Žlebech má význam pro zpřesnění odhadu N-letých průtoků nejen ve Žlebech ale také jako jeden z podkladů pro odvození teoretické povodňové vlny s dobou opakování 10 000 let, (Kašpárek, 2010) pro VD Pařížov, na Doubravě.

## **Poděkování**

Ing. Liborovi Ellederovi, Ph.D. (ČHMÚ) za spolupráci při vyhledávání historických podkladů.

## **Použité zdroje**

- Brachtl, I. & Taus, K. (1962) Súčinitele drsnosti otvorených kanálov. Veda a výskum praxi 8, Výskumný ústav vodohospodársky v Bratislave, Slovenské vydavateľstvo technickej literatury.
- Boháč, M a kol. (2008) Hydrologická studie pro VD Pařížov. Praha: ČHMÚ, 24 s.
- Dobrozdání (1909) Dobrozdání c.k. hydrografického oddělení zemského o množství katastrofálního odtoku z povodí rybníků v obci Ostružné a Spačicích z 25. května 1909. Rukopis z archivu ČHMÚ v Brozanech.
- Hrušková, M. & Turek, J. (1999) Tam, kde teče Doubravka, střední podoubraví. Vydáno vlastním nákladem, Praha, s. 113 – 115
- Kašpárek (2010) Stanovení teoretické povodňové vlny s dobou opakování 10000 let pro vodní dílo Pařížov na Doubravě. Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v.v.i., Praha.

- Protokol (1908) Protokol z jednání o vypracování projektu na definitivní přestavbu mostu. Žleby, 21 s. rukopisu. Materiál z archivu ČHMÚ v Brozanech.
- Pech, F. A. (1931) Řeka Doubravka a její úprava. Technický obzor, Časopis československých inženýrů. R. XXXIX, č. 23 s. 453 – 458 a č. 24 s. 469 – 471.
- Ronov nad Doubravou – Městečko č. 1 (2007) Dostupný z WWW:  
<http://www.ronovnd.cz/soubory/19>
- Stupecký, F. (1914) O stavbě vodní nádrže na Doubravě u Pařížova. Technický obzor, 1914, č. 26 – 28 s. 169 – 171, č. 29 – 31 s. 175 – 181, č. 32 – 33 s. 183 – 188.
- Vogel (1909) Účinek nádrží na Hostačovce u Pařížova. Materiál z archivu ČHMÚ v Brozanech.

# Vliv vývoje vegetační pokrývky v povodí na režim zdrojů povrchové a podzemní vody

Josef Buchtele, Miroslav Tesař

Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v.v.i., Pod Patankou 30/5, 166 12 Praha 6

## Abstrakt

Proměnlivost vodního režimu je ovlivňována obvykle nejen změnami vegetační pokrývky v ročním cyklu, avšak rovněž vývojem vegetace v rozpětí třeba i mnoha desetiletí. Z toho plyne, že výsledná evapotranspirační potřeba závisí na současných klimatických podmínkách, ale významné jsou rovněž zabezpečení půdní vláhy a oscilace solární radiace. Simulace srážko-odtokového procesu byly užity se záměrem sledovat roli vyvíjející se vegetační pokrývky území a dlouhodobých klimatických fluktuací. Rozdíly mezi měřenými a simulovanými odtoky v relativně dlouhých obdobích jsou vhodným nástrojem pro oceňování změn vodního režimu, které jsou ovlivněny rovněž změnami evapotranspirační potřeby.

**Klíčová slova:** vegetační kryt, změny vegetace, evapotranspirační potřeba, složky evapotranspirace, simulace srážko-odtokového procesu

## Úvod

Dlouhodobé kolísání přírodních procesů a zvyšující se antropogenní vlivy mají bezprostřední vliv na tvorbu odtoku v povodí a jeho variabilitu, což má za následek narůstající potřebu hodnocení variability odtoku a studia tvorby odtoku v měnících se podmínkách. Posuzování významu existujících fluktuací je motivováno zesilující potřebou sledovat a zohlednit změny vodních zdrojů, které nastávají s intenzifikací využívání a řízení vodních zdrojů. K tomu jsou potřebné spolehlivější poznatky o příčinách přirozené proměnlivosti vodního režimu, než jsou dostupné z běžných časových hydrologických řad a obvyklý předpoklad stacionárního charakteru přirozeného vodního režimu není z tohoto hlediska zcela zaručený. Obojí zmiňované vlivy způsobují změny ve vývoji, respektive stavu vegetační pokrývky a následně měnících se jejich evapotranspiračních potřeb. Účinným prostředkem pro posuzování změn v odtocích, respektive jejich možných příčin, jsou průběhy odchylek mezi pozorovanými průtoky a odtoky modelovanými. Vhodnost simulací srážko-odtokového procesu pro hodnocení vodního režimu dlouhodobých řad spočívá v tom, že lze přitom sledovat účinek interakcí výrazně proměnlivé evapotranspirace, zásob půdních a podzemních složek odtoku včetně vlivu akumulace vody ve sněhu a tání sněhové pokrývky.

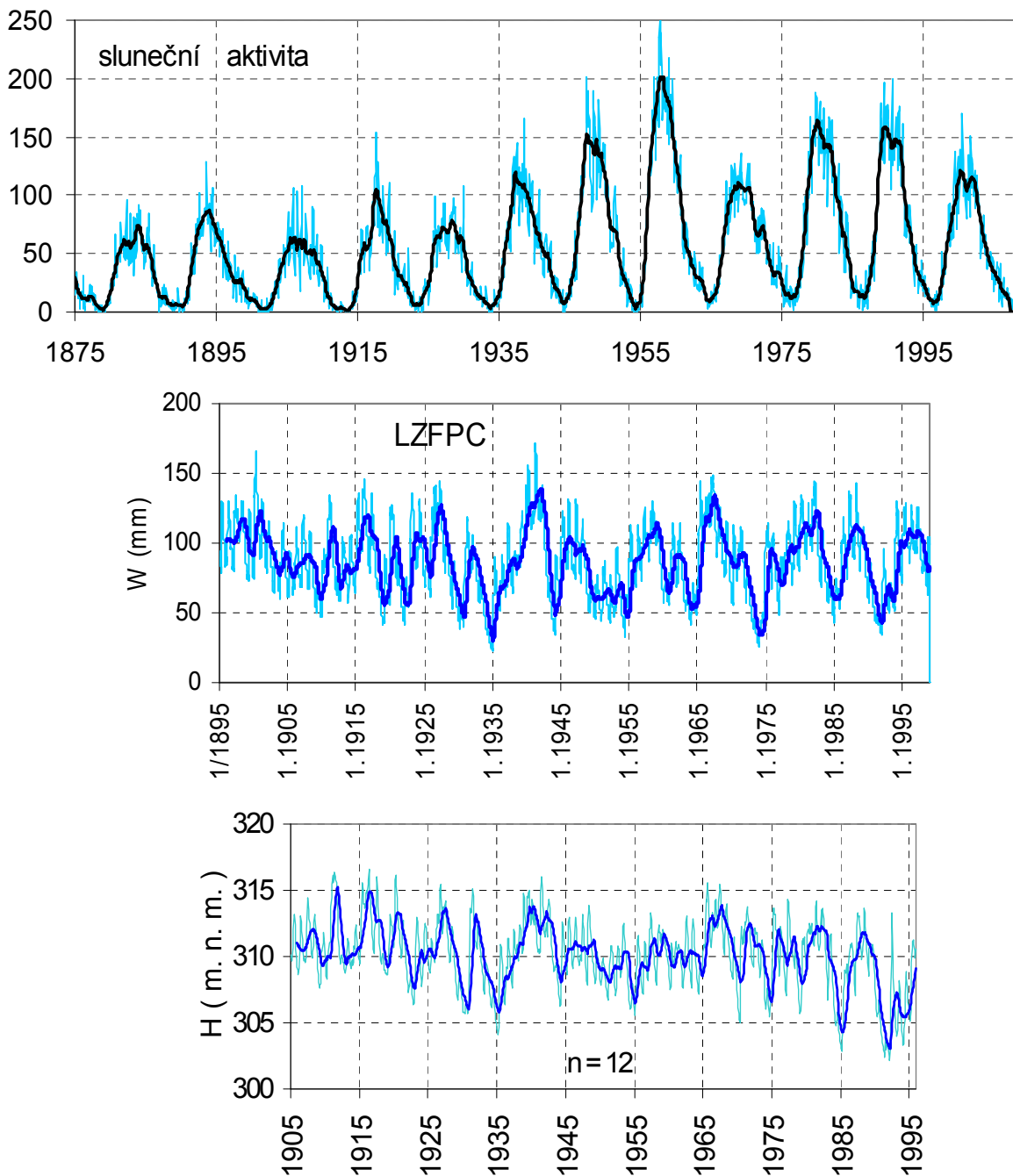
## Proměnlivost vstupů pro simulace srážko-odtokového procesu

Kolísání klimatických podmínek v delších časových měřítcích, třeba až za období od poslední z ledových dob - a/nebo podle scénářů předpokládaného klimatického oteplení - tvoří rámec, v kterém lze hledat obraz o vývoji klimatických poměrů také pro historicky aktuální a příští období. Tím lze případně pominout předpoklad o stacionárním režimu a brát v úvahu kolísání, která souvisejí s periodicitami geosférických procesů, resp. mimozemských vlivů.

Složky vodní bilance, jakými jsou *srážky* a *výpar* mají výraznou přirozenou proměnlivost a oscilace, což samozřejmě velmi ovlivňuje výsledný vodní režim. V obr. 1 je znázorněno kolísání zásob vody v povodí Labe a je porovnáno s průběhem sluneční aktivity, se kterou souvisí sluneční radiace (Beer, 2005) a tedy rovněž evapotranspirace. Srážky a odtoky v povodí Labe byly s průběhem sluneční aktivity již srovnávány (Buchtele & Tesař, 2009a).

V hydrologických analýzách byla věnována pozornost variabilitě odtoku ze zmiňovaných hledisek (Rodriguez-Iturbe & Zevjevich, 1968), přičemž byla známa skutečnost, že kolísání této sluneční aktivity má periodicitu  $T = 11,86$  roku (doba oběhu planety Jupiter).

Fluktující výpar z oceánů a taktéž ovlivněné srážky nemusí být jediným důsledkem kolísající sluneční radiace a projevem dlouhodobých atmosférických oscilací; odraz to pravděpodobně může nalézt rovněž v dynamice atmosférického proudění a následném stavu vegetace, např. vlivem lesních polomů a jiných kalamit.



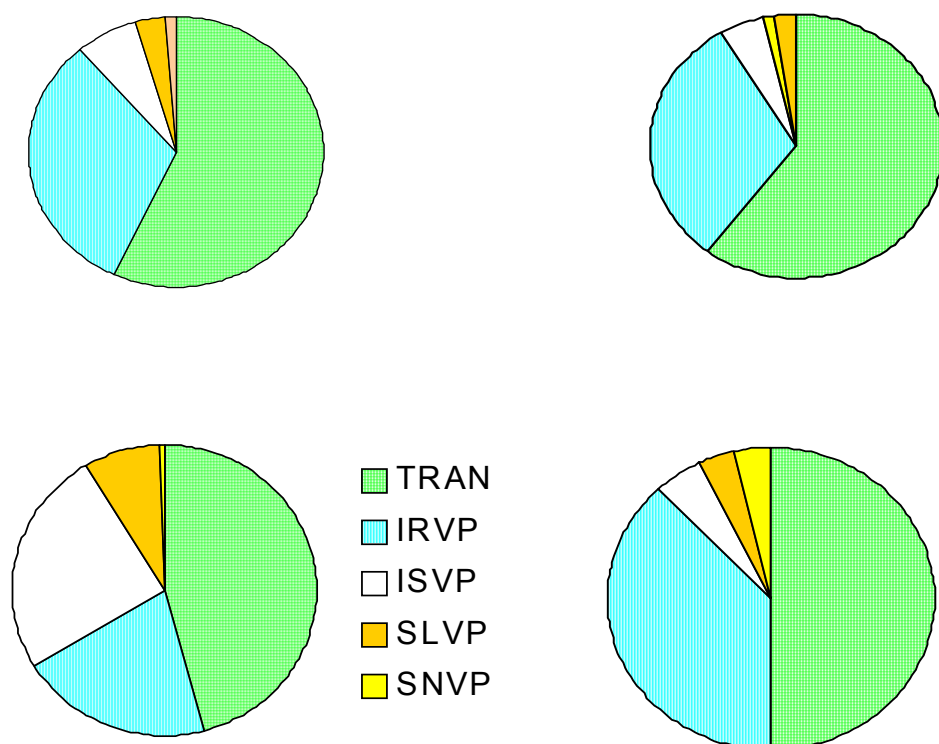
Obr. 1: Fluktuační zdrojů podzemní vody v porovnání s kolísáním sluneční aktivity. Horní graf – průběh sluneční aktivity, střední graf - simulovaná zásoba vody v podzemní zóně LZFPC povodí Labe, dolní graf – hladina podzemní vody v pramenné oblasti u Banína v povodí Svitavy.



Pro evapotranspiraci a její věrohodné ocenění jsou potřebné informace o způsobu využívání území, získané snímkováním krajiny, včetně družicových snímků, přičemž se při vyhodnocení využívá s výhodou metod GISu. Žádoucí údaje tohoto druhu z dávnější minulosti ovšem nejsou v adekvátní podobě k dispozici, přestože již koncem 19. století a začátkem 20. století existují pro četná povodí vhodná hydrometeorologická data a může být přínosné hodnotit srážko-odtokovým modelováním výkyvy ve vodním režimu povodí, které nastávaly v důsledku dlouhodobě se vyvíjející se vegetace.

Aktuální evapotranspirace, resp. územní výpar vyhodnocovaný v rámci modelování srážko-odtokového procesu, je získána například pro experimentální povodí Liz na Šumavě při simulaci jako „evapotranspirační potřeba“ podle koncepčně bilančního modelu srážko-odtokového procesu SAC-SMA (Burnash, 1995). Výsledné simulace ukázaly na zřetelné změny aktuální evapotranspirace pro různá období. Evapotranspirace je ovšem proces sestávající z několika složek, které jsou uvedeny v obr. 2 pro čtyři různá šumavská povodí.

Proporce transpirace a intercepce pro odlišné druhy vegetačního pokryvu a celkový úhrn evapotranspirace byly simulovány fyzikálně strukturovaným modelem BROOK'90 (Federer, 1993). Byly sledovány na základě dat z lesnatých povodí na Šumavě uvedených v tab. 1. Zjištěné rozdílné proporce intercepce a transpirace prezentované v obr. 3 lze považovat za poklad například pro úvahy o vodohospodářském významu lesa. Přírůstek vegetačního krytu, anebo odlesnění, znamená změnu spotřeby vody na evapotranspiraci (Buchtele et al, 2008).

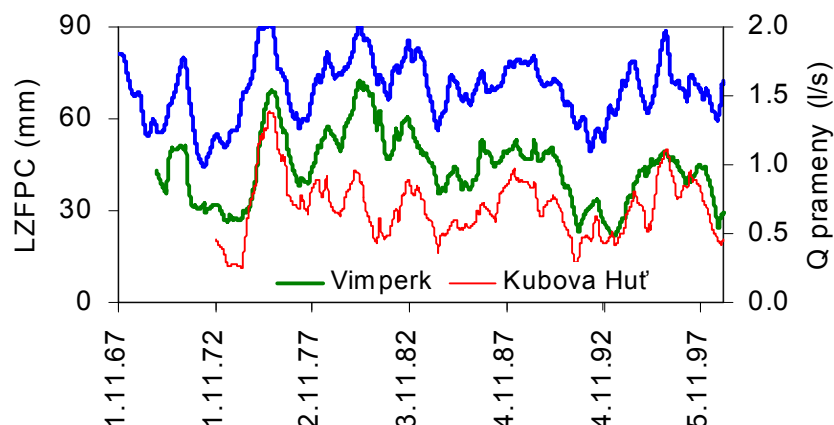


Obr. 2: Podíly složek evapotranspirace na jejím celkovém úhrnu v povodích na Šumavě. Levý horní kvadrant – povodí Liz 0,99 km<sup>2</sup>, pravý horní kvadrant – povodí Blanice – Husinec 202 km<sup>2</sup>, levý dolní kvadrant – povodí Vydry – Modrava 90 km<sup>2</sup>, pravý dolní kvadrant – povodí Teplé Vltavy – Lenora 175 km<sup>2</sup>. TRAN – transpirace, IRVP – intercepce deště, ISVP – intercepce sněhu, SLVP – výpar z půdy, SNVP – výpar ze sněhu.

Odtok, jehož proměnlivost je patrná v obr. 1, vykazuje výkyvy nastávající z různorodých příčin:

- dlouhodobá proměnlivost solární radiace souvisící s kolísáním sluneční aktivity,
- živelné události v podobě přírodních kalamit, jako jsou lesní polomy a jiné poškození vegetační pokrývky,
- zemědělská produkce.

Působí ovšem také dávné změny v povodí, v současnosti mnohdy považované jako přirozený stav. Takovým příkladem je například Třeboňsko s četnými velkými rybníčními nádržemi a převody vody.



Obr. 3: Kolísání simulovaných zásob podzemní vody a poklesová tendence podle vydatnosti pramenů při rozvodnici Vltavy po Lenoru a Otavy. Modrá čára – vydatnost pramenů ( $l \cdot s^{-1}$ ), zelená čára – zásoby podzemní vody pro Vimperk (mm), červená čára – dtto pro Kubovu Huť (mm).

### Implementace modelu a simulace srážko-odtokového procesu

Při implementaci koncepčně bilančního srážko-odtokového modelu SAC-SMA (Burnash, 1995) se postupuje tak, že akumulované odchylky -  $\Sigma_{\Delta} Q^i = \Sigma (Q_{obs}^i - Q_{sim}^i)$  - začínají a končí na přibližně stejné úrovni ( $\cong 0$ ). Obr. 4 ilustruje patrná kolísání, respektive nepatrnou tendenci v čárách diferencí  $dQ$  zejména pro horní Otavu – Vydrů.

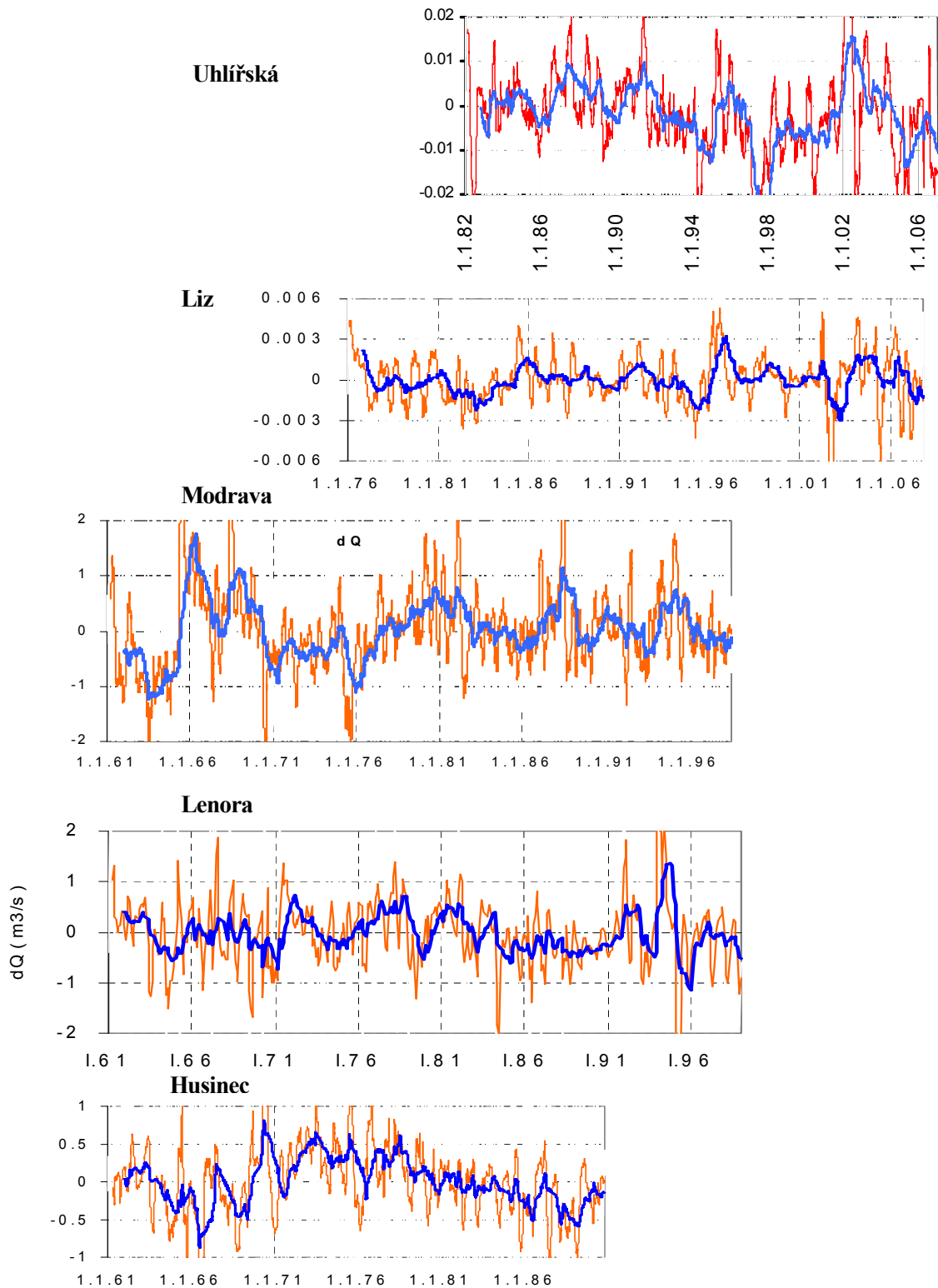
Určitá míra poškození lesních porostů centrální Šumavy, především v této horní části Otavy nad Modravou, v důsledku přírodních kalamit a záměr porovnávat výsledky s méně zasaženými povodími a relativně většími plochami bez lesů byly motivem pro sledování také povodí Vltavy nad Lenorou a Blanice nad nádrží Husinec - jejichž hlavní charakteristiky jsou uvedeny v tabulce 1 (Buchtele & Tesař, 2008).

Tabulka 1: Základní charakteristiky povodí horní Vltavy a Otavy.

Povodí	Plocha ( $km^2$ )	Les (%)	Země- dělství (%)	Nadmořská výška (m n.m.)		Srážky	Odtok	Výpar
				Min.	Max.			
Otava - Modrava	90	84	2	973	1363	1330	1158	172
Vltava - Lenora	176	77	23	761	1315	1028	556	464
Blanice - Husinec	202	62	37	540	1300	755	319	436

Pro povodí Vltavy po Lenoru byly srovnávány také simulované průběhy zásob podzemní vody s vydatností pramenů s dlouhodobým měřením, u nichž je interval pozorování  $\Delta t = 1$  týden. Účelem je sledovat tak případné tendence ve vysušování krajiny, o němž se občas uvažuje jako o jevu, k němuž dochází v důsledku zvyšovaných odběrů podzemní vody, intenzivního zemědělství, apod. Ilustrací těchto průběhů jsou srovnání simulovaných zásob podzemní vody modelem SAC-SMA v zóně

LZFPC (Lower Zone Free Primary Content) a vydatnosti dvou pramenů při rozvodnici Vltavy po Lenoru a Otavy (Buchtele & Tesař, 2009a, Buchtele et al, 2009b, Buchtele & Tesař, 2009c). Obr. 4 představuje výsledky simulací zásob vody v zóně LZFPC pro maloplošné experimentální povodí Liz a velké povodí české části Labe. Výsledky dokumentují značnou rozkolísanost vodních zdrojů těchto velmi odlišných povodí.



Obr. 4: Variabilita vyhlazených diferencí měřených a simulovaných odtoků pro vybraná povodí.

V obr. 2 jsou uvedeny celkové proporce komponent evapotranspirace ve čtyřech blízkých, avšak rozdílných, povodích na Šumavě. Průběhy složek evapotranspirace v rozpětí několika let v jiných povodích byly předmětem předchozích studií (Buchtele & Tesař, 2009a, Buchtele et al, 2009b, Buchtele & Tesař, 2009c). Bylo zjištěno, že v povodí s největší lesnatostí (Otava – Modrava) se projevuje velký vliv sněhové intercepce. Jedná se o výstupy simulací pomocí modelu BROOK '95 (Federer, 1993). Tento model představuje vhodný nástroj pro tyto simulace, neboť poskytuje představu o procesu evapotranspirace, jak je patrné z obr. 2. Pozoruhodné na těchto výstupech je, že v zalesněných povodích je nezanedbatelná rovněž složka výparu z půdy.

### **Identifikace tendencí a změn v odtokovém procesu**

Obr. 1 indikuje, že kolísající podíl na celkovém odtoku vytváří zásoby podzemní vody. Použití koncepčně bilančního modelu srážko-odtokového procesu SAC-SMA prokázalo, že projevující se oscilace v povodí lze identifikovat (obr. 5). Modelem SAC-SMA simulovaná voda v zóně LZFP (Lower Zone Free Primary Content) má porovnatelný průběh s monitorovanou hladinou ve vrtu v povodí Svitavy z oblasti s křídovým podložím, kde je situován vodárenský odběr pro Brno. Při kalibraci modelu je sledování těchto dvou paralelních procesů usnadněna interpretace výsledků kalibrace modelu pro hodnocené povodí.

Zřetelně proměnlivý vodní režim indikují průběhy vyhlazených diferencí pozorovaných a simulovaných odtoků v obr. 4. Nápadný je zejména případ Modravy, hlavně v porovnání s Vltavou po Lenoru. O příčinách, pokud jde o 60. a 70. léta minulého století, se lze spíše dohadovat. Jako možný nelze vyloučit ani vliv narušení odtokových poměrů ve vojenském prostoru. Naproti tomu v 70. až 90. letech lze možnou příčinu hledat i v poškození lesů v povodí Vydry, na něž lze usuzovat podle obr. 4 v souvislosti s lesími polomy a kůrovcovou kalamitou (Buchtele et al., 2009b).

Vývoj změn v povodňovém režimu, na nějž je povodí Vydry po Modravu rovněž citlivé, byl zjišťován již dříve (Buchtele & Tesař, 2008). Byla zjištěna tendence ke zvyšování pozorovaných průtoků ve srovnání se simulovanými průtoky v průběhu přibližně 20 roků v období 1975 – 1995. Viditelná je tendence ke zvyšování kulminačních povodňových průtoků. Jako možnou příčinu lze uvádět poškození lesů v důsledku živelných kalamit a jiných vlivů.

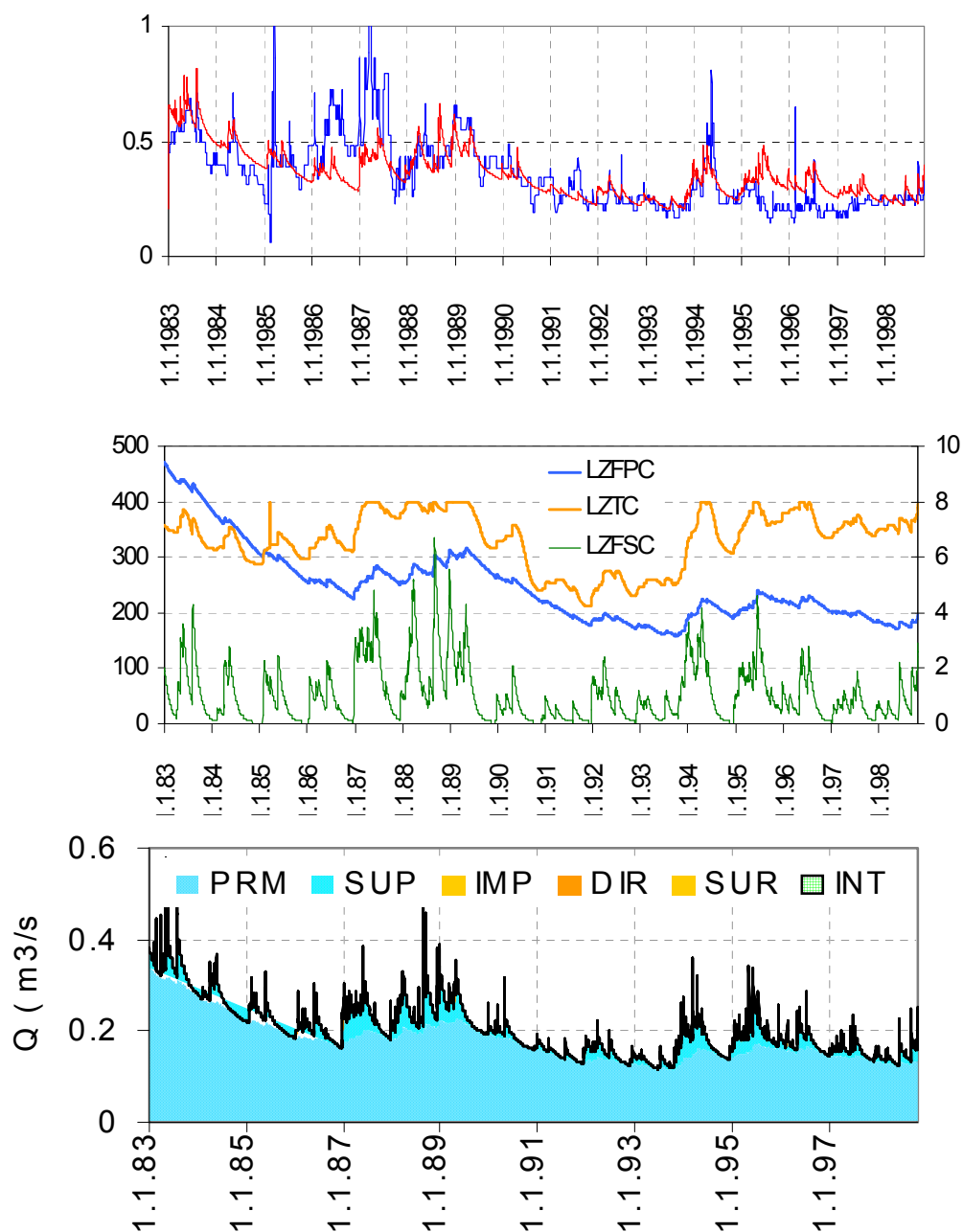
### **Vývoj v zásobách podzemní vody**

Změny vodnosti v horských povodích na Šumavě a tendence v jejím vývoji mohou být posuzovány z grafů uvedených v obr. 4 a 5. Nápadnou se jeví klesající tendence diferencí mezi měřenými a simulovanými odtoky v povodí Blanice cca po roce 1975, zejména v kontrastu s Vydrou po Modravu a Teplou Vltavou po Lenoru. Možné vysvětlení lze spatřovat v souvislosti s produkcí dřeva v lesích a s rostoucí zemědělskou výrobou na významných výměřích v porovnání s oběma dalšími vodohospodářsky významnými povodími, třebaže v povodí Teplé Vltavy po Lenoru se role lesa může jevit jako kolísavá.

Jako zdroj odtoku v sušších obdobích jsou pro ilustraci uvedeny průběhy simulací a pozorování v obr. 5. Grafy mohou sloužit jako indikátor vysušování v některých částech povodí. Lze na něj usuzovat porovnáním vyhlazených průběhů vydatnosti dvou pramenů v dané oblasti se zásobami podzemní vody v LZFP (Lower Zone Free Primary Content) simulovaných modelem SAC-SMA. Vliv dlouhodobého zvyšování zemědělských výnosů na vodní bilanci byl uvažován i v jiných, dnes již historických, studiích např. v Německu (Keller, 1970).

Průběh diferencí měřených a modelovaných odtoků z experimentálního povodí Uhlířská v Jizerských horách s vlivem odlesnění těchto pramenných oblastí z povodí Liz na Šumavě s převážně přirozeným režimem je uveden v obr. 4. Nápadné jsou fluktuace vyhlazených diferencí měřených a simulovaných odtoků z povodí Uhlířská, jejichž příčinami mohou být teplotní inverze a navazující exhalace poškozující novou výsadbu, průběh těžby poškozeného dříví, případně její opakování s charakterem meteor-

logických oscilací. U povodí Liz jsou patrné výkyvy v souvislosti s extrémní povodní v r. 2002, kdy došlo k ovlivnění pozorovaných odtoků poškozením vodoměrného objektu na toku.



Obr. 5: Povodí Košáteckého potoka: horní graf - měřené a simulované odtoky, střední graf – modelované zásoby podpovrchové vody, dolní graf – generované komponenty celkového odtoku (složky podzemní a podpovrchové vody – PRN, SUP, INT, složky povrchové vody – IMP, DIR, SUR).

Dlouhodobá poklesová tendence v odtokovém procesu Košáteckého potoka v křídové pánvi, který sousedí s povodím Jizery je zobrazena v obr. 5. Tento případ zahrnuje rovněž účinek vodárenských odběrů na vodní režim. Poklesová odtoková tendence je zesilována tím, že jde o povodí rozprostírající se v relativně suché oblasti na území středních Čech, naznačují to části obr. 5 s průběhem prezentovaných simulovaných zásob vázané vody (LZTWC - Lower Zone Tension Water Content). Jde o území v oblasti s křídovým podložím s významnými zásobami vody dotovanými ze srážkově bohatých horských oblastí Jizerských hor.

## Závěr

Pro věrohodné modelování srážko-odtokového procesu na základě dlouhých časových řad a pro spolehlivé hodnocení vodního režimu je žádoucí získávat úplnější představy o přirozených kolísáních ve vstupních hydrometeorologických řadách, které souvisí s atmosférickými oscilacemi a s následným dlouhodobým vývojem vegetační pokrývky. Jejím vlivem se mění také evapotranspirace a v důsledku toho jsou ovlivňovány zásoby vody v povodí a následující odtoky. Zpřesnění simulací lze docílit odhadem „ztrát“ vody evapotranspirací na podkladě zpřesňovaných údajů o vlivech kolísání atmosférických procesů včetně sluneční radiace.

## Poděkování

Výsledky byly získány v rámci výzkumného záměru ÚH AV ČR (AV0Z20600510) a za podpory MŽP České republiky (SP 1a6/151/07).

## Literatura

- Beer, J.: (2005): Solar variability and climate change, Global Change NewsLetter, No. 63, 18 – 20.
- Buchtele, J., Tesař, M.: Proměnlivost vodního režimu v zalesněných experimentálních povodích. In: Sborník konference „Hydrologie malého povodí 2008“, (Eds. Šír, M., Tesař, M. & Lichner, P.) Praha, ISBN 978-80-87117-03-3, 39 – 46.
- Buchtele, J., Tesař, M.. (2009 a): The time variability of evapotranspiration and soil water storage in long series of rainfall-runoff process. *Biologia* 64/3: 575 – 579
- Buchtele J., Tesař M., Krám P. (2009 b): Variability of the water regime in forested experimental catchments. *Soil & Water Res.*, 4, (Special Issue 2): S93–S101.
- Buchtele, J., Tesař, M. (2009 c): Simulation of the proportion and interaction of surface and groundwater resources, (Proc. of JS.3 at the Joint IAHS & IAH Convention, Hyderabad, India), IAHS Publ. 330, 15 – 21.
- Burnash, R.J.C. (1995): The NWS River Forecast System - Catchment modelling. In: Singh, V.P. (ed.) *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publ. ISBN No. 0-918334-91-8.
- Federer, C.A. (1993): BROOK 90 - A Simulation Model for Evapotranspiration. Soil Water and Streamflow. USDA Forest Service, Durham, New Hampshire, USA.
- Keller R. (1970): Water-balance in the Federal-Republic of Germany, pp.300-314, *Symp. on World Water Balance*, IAHS/UNESCO Publ. No. 92 Reading.
- Rodriguez-Iturbe, I., Yevjevich, V. (1968): The investigation of relationship between hydrology time series and sunspot number. *Hydrol. papers*, Colorado State Univ. No. 26, April 1968.



# Studium variability D a <sup>18</sup>O v povrchových a podzemních vodách malých povodí na středním toku Labe

František Buzek<sup>1</sup>, Renáta Kadlecová<sup>2</sup>, Iva Jačková<sup>1</sup>, Zdenka Lněničková<sup>1</sup>, Bohuslava Čejková<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Česká geologická služba, Geologická 6, 152 00 Praha 5,

<sup>2</sup>Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha 1

## Úvod

Malá povodí v nížinných oblastech jsou studována z hlediska variability D a <sup>18</sup>O jen velmi omezeně. Malý gradient hladiny podzemní vody v oblasti regionálních drenáží a velikost řek, které plní funkci drenážních bází, významně omezuje přesnější bilanci toků stabilních izotopů D a O i využití těchto částí povodí jako modelového hydrologického systému. Nicméně i tyto oblasti mohou poskytnout důležitá data o geochemii a tvorbě celkového odtoku řek.

V povodí středního toku Labe, v úseku mezi Nymburkem a Kostelcem nad Labem, je sledováno 24 přítoků a 2 prameny odvodňující tuto rozsáhlou převážně zemědělskou oblast na křídových a kvartérních sedimentech. Studie předpokládá využití izotopových metod ke sledování transportu srážek půdní vrstvou a odlišení půdní vody od vody podzemní. Horninové prostředí kolektorů podzemní vody totiž neobsahuje primárně kontaminanty, které se v minulosti do tohoto prostředí dostaly vlivem zemědělské činnosti a atmosférické depozice. Antropogenní kontaminanty jsou dosud uloženy vesměs v půdní vrstvě. Z ne zcela známých důvodů dochází k jejich mobilizaci a transportu do povrchových vod a mělké zvodně. Na monitorovacích místech proto probíhá pravidelné sledování izotopového a chemického složení vody. Záměrem je odhadnout zastoupení půdní a podzemní vody v celkovém odtoku povrchové vody.

## Metodika

Izotopy H, <sup>2</sup>H(D) a <sup>16</sup>O, <sup>18</sup>O tvoří přirozené značení srážkových vod s ročním cyklem, který odráží teplotu vylučování srážek a další vlivy. Izotopové složení je vázáno lineárním vztahem

$$\delta D = 8\delta^{18}O + \text{konst.} \quad (1)$$

Hodnota konstanty je pro průměrné srážky cca 10 (Craig, 1961) a závisí především na relativní vlhkosti při vylučování srážek a následně na řadě klimatických a geografických vlivů. Důležité jsou odchylky od průměrné hodnoty, které signalizují další odpar již vyloučených srážek (evaporace, evapotranspirace). Jinak se předpokládá, že vsakující se srážky se interakcí s půdou dále nemění, jen mísí.

Pro vytvoření funkčního modelu odtoku z povodí je třeba odhadnout zastoupení srážek v oblasti dotace povodí. Infiltrace do podzemní vody je tvořena součtem všech dílčích infiltrací, tj. srážkových úhrnů a infiltračních koeficientů za jednotlivá období např. hydrologického roku (Davis et al. 1967).

$$C_{in}(t) = \sum C_i P_i \alpha_i / (\sum P_i \alpha_i) \quad (2)$$

Protože dílčí infiltrační koeficienty  $\alpha_i$  většinou neznáme (potřeba přímého měření vsaku), nahrazujeme je buď jejich odhadem z bilancí odtoku, nebo pomocí poměru infiltračních koeficientů např.

$$\alpha = \alpha_s / \alpha_w \quad (3)$$

Parametr  $\alpha$  vypočteme z průměrného izotopového složení podzemní vody  $\delta_{gw}$  a srážek za vegetační (letní) období (index s)  $\delta_j$  ( $j = 4,5,6,7,8,9$ ) a mimovegetační (zimní) období (index w)  $\delta_k$  ( $k =$

10,11,12,1,2,3) (Grabczak et al., 1984). Pro horská povodí se zpožděným táním sněhu se osvědčilo posunutí mimovegetačního a vegetačního období o jeden měsíc ( $j = 5-10$ ,  $k = 11-4$ ).

$$\alpha = (\sum_w P_k \delta_k - \delta_{gw} \sum_w P_k) / (\delta_{gw} \sum_s P_j - \sum_s P_j \delta_j) \quad (4)$$

Podobně můžeme  $\alpha$  odhadnout z hodnot odtoku  $Q$  a srážek  $P$  za dané období.

$$\alpha = (Q_s/P_s)/(Q_w/P_w) \quad (5)$$

Při hodnotě  $\alpha$  např. 1/3 je množství infiltrace ve vegetačním období 3x menší než mimovegetačním. Při vážených sumách a kvalitním odhadu podzemní vody získáme poměrně věrohodný odhad zastoupení srážek při napájení podzemní vody pro dané období. Pokud není k dispozici kvalitní vzorek podzemní vody, předpokládáme, že  $\delta_{gw}$  je zhruba průměrná hodnota odtoku.

Infiltrace srážek dotuje povodí a také působí hydrodynamicky na odtok. Zasáknutím srážek dochází k naplnění nenasycené zóny, zvýšení hydrostatického tlaku působícího na odtok a zvýšení celkového odtoku. Toto působení lze popsat jako přímé a nepřímé. Nepřímé působení se projevuje hydrostatickým tlakem a zvyšuje odtok, který v náběhu záplavové vlny je tvořen převážně dlouhodobou složkou odtoku – podzemní odtok.

Následně dochází k zvýšení průniku srážek a vzniku hypodermického odtoku. Ten se uplatňuje až v následující fázi záplavové vlny, v závislosti na hydrodynamických kvalitách nenasycené zóny. Specifikace infiltrace v odtoku je obtížná na základě chemických analýz ale poměrně jednoduchá na základě izotopové analýzy D a  $^{18}\text{O}$  a následné bilance. Bilance ovšem vyžaduje řešitelný a funkční model odtoku (Kendall and Mc Donnell, 1998).

Nejjednodušší model celkového odtoku předpokládá, že odtok je tvořen dvěma složkami – dlouhodobou (podzemní vodou gw) a krátkodobou (infiltrací inf – tj. povrchovým a podpovrchovým odtokem). Podíl těchto složek se určuje z bilance za pomoci parametru  $p$ , který určuje zastoupení infiltrace srážek

$$\delta_{\text{odtok}} * Q_{\text{odtok}} = Q_{\text{gw}} * \delta_{\text{gw}} * (1-p) + Q_{\text{inf}} * \delta_{\text{inf}} * p \quad (6)$$

$\delta$  je izotopové složení vodíku nebo kyslíku ve vodě ( $\delta\text{D}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ),  $Q$  odtok,  $p$  parametr. Výchozí řešení je pro jednotkový odtok, který můžeme následně upřesnit. Pro bilanci je důležité určení časového posunu mezi srážkami a jejich odtokem, který určujeme z časové variability srážek a odtoku. Tato objemová hmotová bilance platí jak pro krátkodobé epizody (záplavová vlna), tak i pro delší období. Pro řešení je třeba znát izotopové složení obou složek (podzemní voda a infiltrace) a je nezbytné, aby tyto hodnoty byly dostatečně odlišné (přesnost odhadu).

Průměrná doba zdržení vody v povodí je důležitá informace – umožňuje odhad velikosti mobilní vody  $V_{\text{mob}}$

$$T_r = V_{\text{mob}}/Q_{\text{avg}} \quad (7)$$

V rovnici 7 je  $T_r$  hydraulická doba zdržení mobilní vody o objemu  $V_{\text{mob}}$  v povodí s průměrným odtokem  $Q_{\text{avg}}$ .

Nejjednodušší odhad  $T_r$  je na základě analytického řešení – předpokládáme, že  $\delta^{18}\text{O}$  vstupujících srážek se mění s časem sinusově podobně jako např. teplota. Doba setrvání v systému se vypočte ze ztlumení amplitudy (Siegenthaler, 1971).

$$\delta_{\text{prec}} = D + A \sin(2\pi t) \quad (8)$$

A je amplituda  $\delta^{18}\text{O}$  variace ve srážkách,  $t$  nabývá hodnot mezi 0–1 (pro jeden rok). Za předpokladu konstantní infiltrace, odtoku a dokonalého míšení všech složek odtoku v odběrovém místě, je  $\delta^{18}\text{O}$  odtoku ztlumeno na

$$\delta_{\text{odtok}} = D + B \sin(2\pi t + \phi) \quad (9)$$

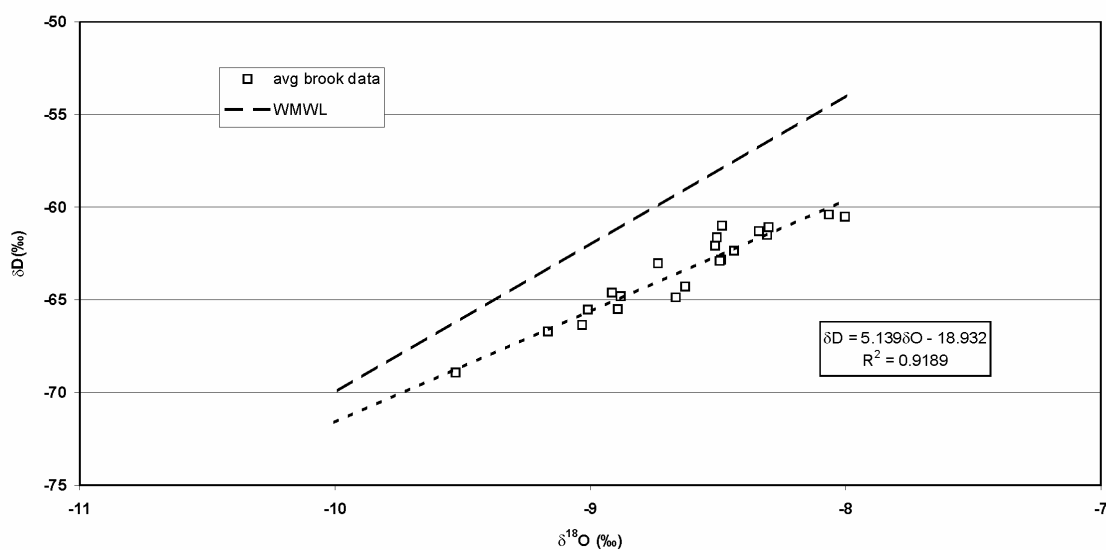
kde  $B/A$  je faktor útlumu amplitudy a  $\phi$  je časový posun. Střední doba zdržení se vypočte ze vztahu

$$T_r = 1/2\pi ((B/A)^2 - 1)^{1/2} \quad (10)$$

Další způsob řešení je pomocí modelů sdružených parametrů (lumped parameters models), kdy hledáme vhodnou analytickou funkci, která umožní fitování výstupu z povodí na základě známých srážek. Tyto analytické funkce vycházejí z průměrné doby zdržení vody v povodí  $T_r$  a předpokladu infiltrace (píšťový tok, exponenciální model, difúzní model).

Model píšťového toku předpokládá stejný transportní čas pro všechny složky vstupu, tj. zanedbává vliv disperze a difúze a napájecí voda se pohybuje prostředím jako píšť. Naproti tomu exponenciální model předpokládá exponenciální distribuci transportních časů napájecí vody od nulového času po nekonečně dlouhý. Difúzní nebo také disperzní model zahrnuje vliv disperze prostředí na transportní čas napájecí vody (Maloszewski and Zuber 1982, 1996). Nevýhodou těchto modelů je předpoklad ustáleného toku, který nepostihuje dynamiku odtoku. Nicméně pro delší období je vhodnou aproximací. Při modelování hledáme odezvu sledovaného systému na vstup srážek. Výstup ze systému je vyjádřen výstupní koncentrací  $\delta_{\text{out}}(t)$ , která zahrnuje vstup značkovače (tj srážek)  $\delta_{\text{in}}(t - \tau)$ , které vstoupily do povodí v minulosti tj v čase  $(t - \tau)$  a distribuční funkci  $g(\tau)$ .

$$\delta_{\text{out}}(t) = \int_0^{\infty} g(\tau) \delta_{\text{in}}(t - \tau) d\tau = g(t) \delta_{\text{in}}(t) \quad (11)$$

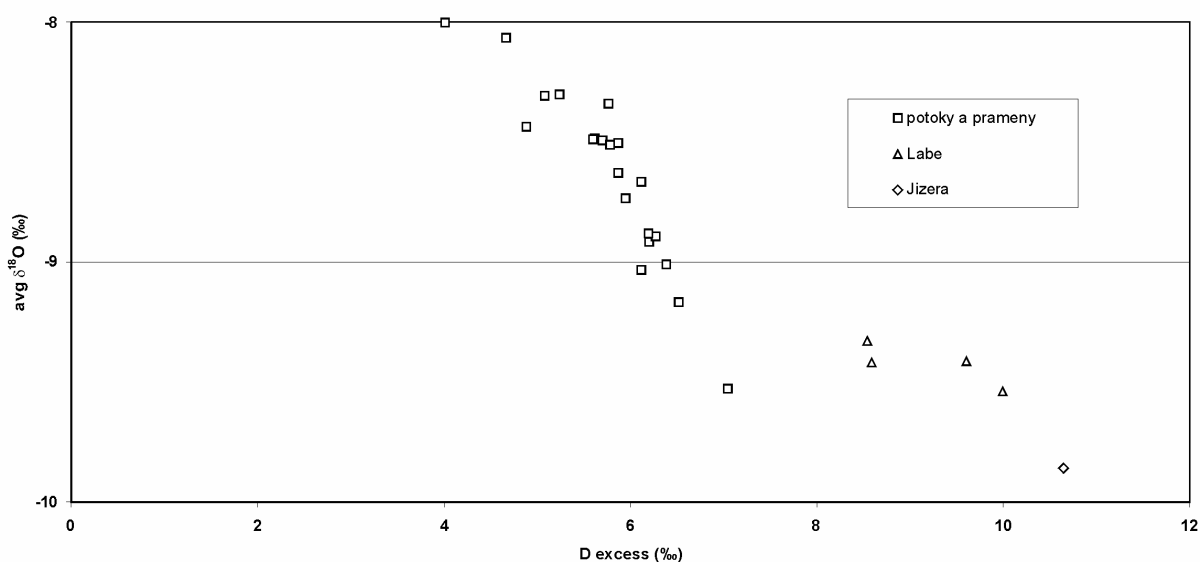


Obr. 1: Srovnání průměrných hodnot izotopového složení D a  $^{18}\text{O}$  v celkovém odtoku potoků v Polabí. WMWL (World Meteoric Water Line) odpovídá průměrné srážkové vodě.

## Výsledky a diskuse

Srážky sledované při ústí Jizery do Labe poskytují při hodnotě  $\delta^{18}\text{O}$  podzemní vody  $-9,4$  poměr infiltračních koeficientů  $\alpha$  (rovnice 4) hodnotu  $0,3 - 0,35$  podle hojnosti srážek v daném roce. To znamená, že pro dosažení izotopového složení podzemní vody v dané oblasti infiltruje cca  $1/3$  srážek ve vegetačním období oproti množství infiltrovanému v mimovegetačním období. Srovnáme-li hodnotu izotopového složení D a  $^{18}\text{O}$ , zjistíme překvapivě, že všechny potoky ve sledované oblasti odvodňují odpařenou vodu – obr. 1.

Hodnota deuteriového přebytku (konstanta v rovnici 1) klesá s vyšší mírou odpaření – pro průměrnou hodnotu  $\delta^{18}\text{O}$   $-8\text{‰}$  je pouze  $4\text{‰}$  a obvyklých průměrných hodnot dosahuje pouze u toku Labe a Jizery (obr. 2).



Obr. 2: Průměrná hodnota  $\delta^{18}\text{O}$  odtoku vody v závislosti na průměrném deuteriovém přebytku vypočteném pro odtoky potoků a pramenů ve studované oblasti.

Je zřejmé, že sledované potoky v drenážní oblasti odvodňují velmi mělké zvodně (hladina podzemní vody je mělce pod terénem, případně vystupuje nad terén a tvoří mokřiny za vyšších vodních stavů), které jsou napájeny vodou odpařenou v nenasycené vrstvě. Jaké to má důsledky pro vyhodnocení a zpracování izotopových dat? Protože sledujeme srážková data jako vstupní funkci, neodpovídají naměřené hodnoty srážek skutečné infiltraci, minimálně ve vegetačním období (skutečné vstupy jsou o  $1-2,5$  ‰ méně negativní). V tom případě je odhad průměrné doby zdržení odvozený pro tzv. exponenciální model napájení (rovnice 10) podhodnocený, protože skutečné ztlumení je vyšší a doba zdržení vody v horninovém prostředí delší.

Podíl krátkodobé složky odtoku na celkovém odtoku vody z povodí (rovnice 6) lze počítat jen pro mimovegetační období, kdy je odpar minimální. Použijeme pro to nejlépe definovanou hodnotu – minimum izotopového složení odtoku a střední hodnotu odtoku jako aproximaci izotopového složení podzemní vody (tab. 1).

V zimním období má Labe i některé potoky významný podíl krátkodobé složky odtoku ( $17-34$  %), naproti tomu prameny minimální variabilitu ( $3-6$  %) této krátkodobé složky odtoku.

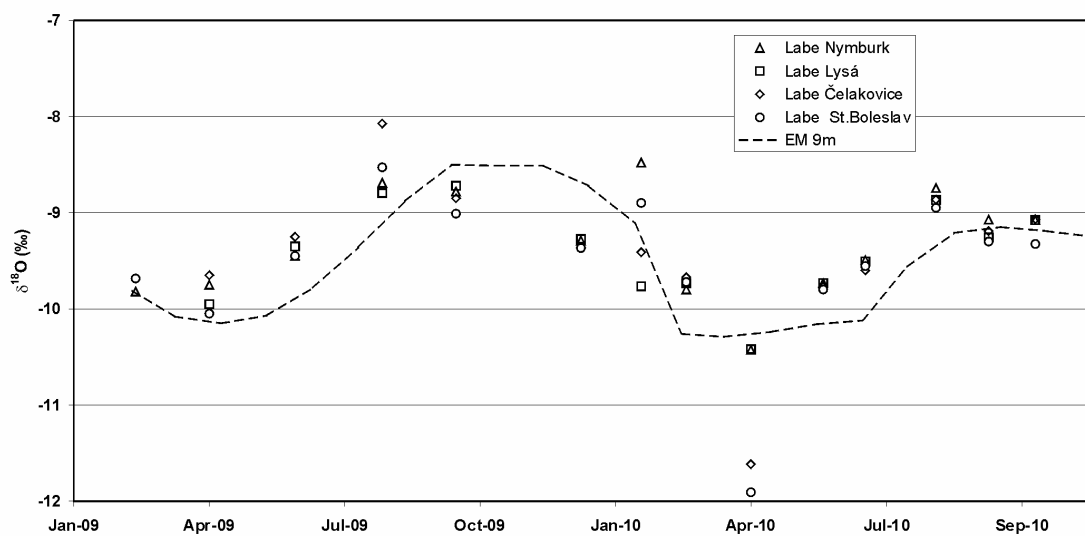
V případě, kdy se střední hodnota izotopového složení odtoku vody z povodí blíží skutečné podzemní vodě lze k modelování odtoku využít například exponenciální model napájení (obr. 3) s uvedeným odhadem střední doby zdržení (tab. 1).

Tabulka 1: Hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  sledovaných odtoků a odhady průměrné doby zdržení T v měsících a podílu krátkodobé složky odtoku na celkovém odtoku vody z povodí.

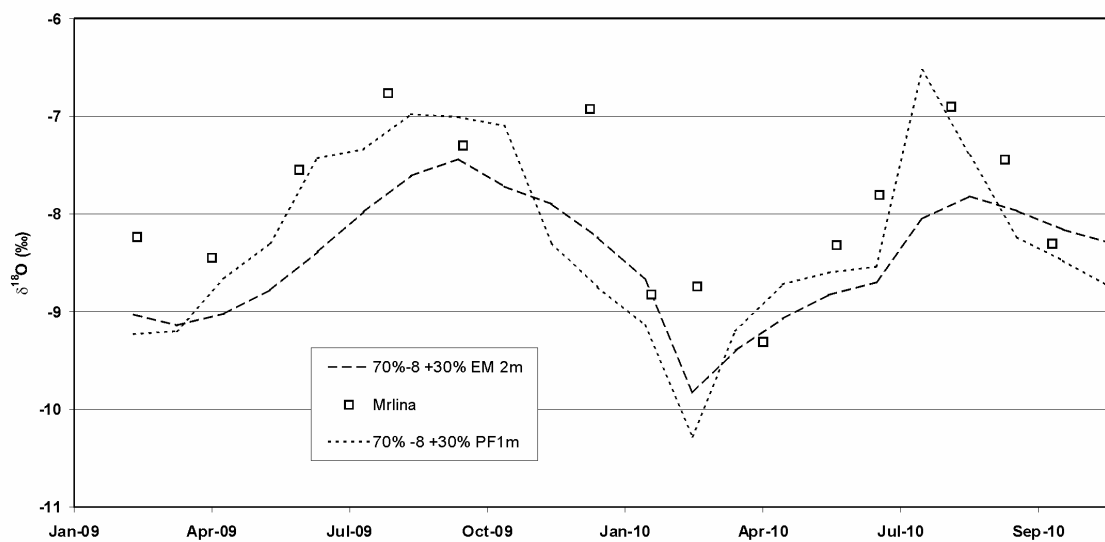
tok	min (‰)	max (‰)	diff (‰)	T (m)	avg $\delta^{18}\text{O}$ (‰)	p z min
Čelákovice, nad jezem	-11.6	-8.1	3.5	6.2	-9.4	0.34
Stará Boleslav	-11.9	-8.5	3.4	6.5	-9.5	0.38
Čelákovice	-11.2	-7.9	3.3	6.6	-9.0	0.32
Mrlina	-9.3	-6.8	2.5	8.8	-8.0	0.17
Vlkava	-8.9	-6.4	2.5	9.0	-8.1	0.11
Výrovka	-9.9	-7.6	2.3	9.8	-8.6	0.17
Výmola	-9.5	-7.4	2.1	10.6	-8.7	0.12
Nymburk	-10.4	-8.5	1.9	11.6	-9.3	0.17
Smradlák 2	-9.9	-8.0	1.9	12.0	-8.3	0.21
Jizera	-11.1	-9.3	1.8	12.5	-9.9	0.20
Lysá nad Labem	-10.4	-8.7	1.7	13.4	-9.4	0.16
Hluboký příkop	-9.3	-7.7	1.6	13.9	-8.3	0.13
Kounický potok	-9.4	-7.7	1.6	13.9	-8.5	0.12
Šembera	-9.6	-8.1	1.4	15.8	-8.9	0.10
Zápy	-9.8	-8.5	1.3	17.9	-8.9	0.12
potok pod Vojtěchem	-9.2	-7.9	1.2	18.6	-8.5	0.09
Litol	-9.5	-8.7	0.9	25.7	-8.9	0.10
Smradlák	-8.9	-8.1	0.8	27.0	-8.5	0.06
Semický potok	-9.1	-8.2	0.8	27.9	-8.4	0.08
Černava	-9.9	-9.1	0.8	28.7	-9.2	0.11
Jiřina	-9.4	-8.6	0.8	28.9	-8.7	0.09
Vojtěch	-9.0	-8.2	0.7	30.5	-8.5	0.06
Mlynařice	-9.4	-8.8	0.7	35.0	-9.0	0.05
Velenský potok	-8.7	-8.0	0.6	36.7	-8.3	0.05
U tří lip	-9.8	-9.3	0.5	41.9	-9.5	0.05
Kopanický potok	-8.7	-8.5	0.3	89.3	-8.5	0.03

Pro povodí s odparem je vhodnější použít modifikované dvousložkové modely (obr. 4 a 5). Jak dalece ovlivňují odtoky vod z malých povodí odtok z povodí Labe je znázorněno na obr. 6.

Během roku deuteriový přebytek v povrchové vodě Labe dosahuje průměrných hodnot, které odpovídají průměrné podzemní vodě a infiltraci neodpařených srážek. Pouze v zimním období (base flow), kdy klesá významně odtok z celého povodí, jsou přítoky z lokálních malých povodí významné, neboť jsou tvořeny převážně podzemní vodou. Další významný extrém v odtoku vody z povodí nastává v jarním období s táním sněhu.

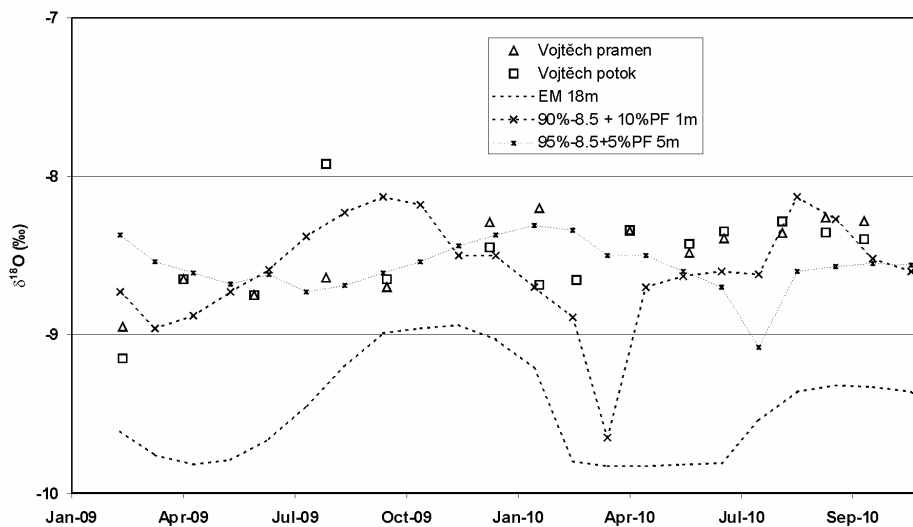


Obr. 3: Izotopové složení  $\delta^{18}\text{O}$  povrchové vody Labe podél jeho toku v závislosti na čase a modelový výpočet ze srážek.

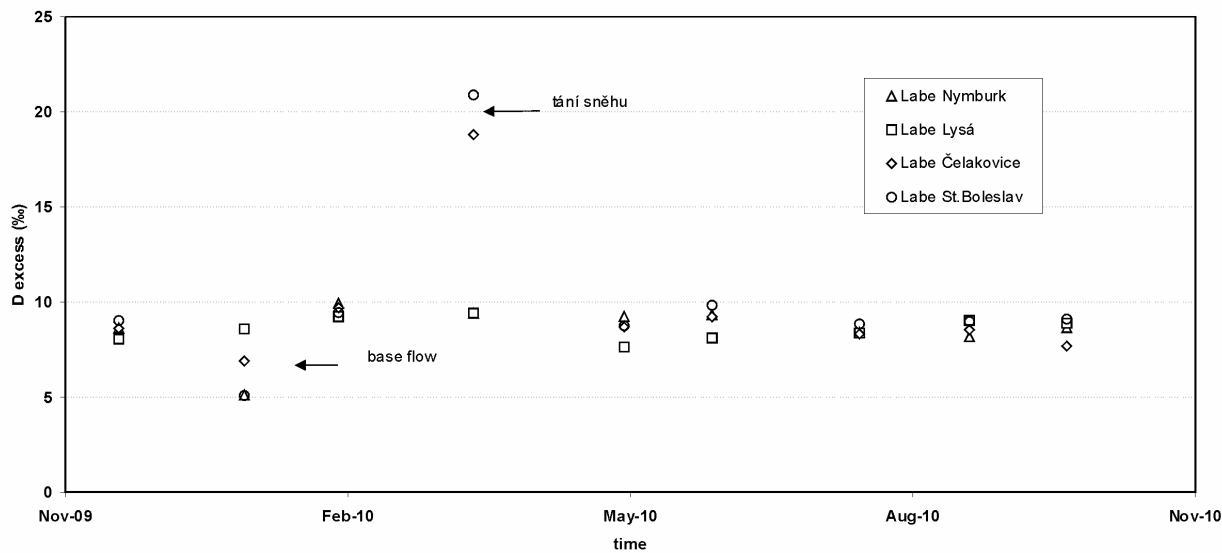


Obr. 4: Izotopové složení  $\delta^{18}\text{O}$  potoku Mrlina v závislosti na čase a modelový výpočet ze srážek.





Obr. 5: Izotopové složení  $\delta^{18}\text{O}$  podzemní vody pramene Vojtěch a potoku Vojtěch v závislosti na čase a modelový výpočet ze srážek. Jednoduchý model napájení s 18ti měsíčním odhadem doby zdržení nevyhovuje. Obsah krátkodobé složky odtoku je minimální (3–5 %).



Obr. 6: Deuteriový přebytek v povrchové vodě Labe podél toku v závislosti na čase.

## Závěr

V malých povodích ve střední části toku Labe dochází k významnému odparu infiltrujících srážek. To ovlivňuje metody modelování a bilancování tvorby odtoku vody u těchto povodí. Celkový odtok vody

je silně ovlivněn procesy v nenasycené půdní vrstvě a v období nízkého odtoku vody z malých povodí následně ovlivňuje i celkový odtok Labe.

### **Poděkování**

Příspěvek byl realizován díky projektům SP/2e7/229/07 MŽP ČR a P210/10/0938 GA ČR.

### **Literatura**

- Craig H. 1961. Standard for reporting concentrations in deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, 133, 1833–1834.
- Davis G.H., Payne B.R., Dincer T., Florkowski T., Gattinger T., 1967. Seasonal Variations in the Tritium Content of Groundwaters of the Vienna Basin. In: *Isotopes in Hydrology*, International Atomic Energy Agency, Vienna, 451–473.
- Grabczak J., Maloszewski P., Rozanski K., Zuber A., 1984. Estimation of the Tritium Input Function with the Aid of Stable Isotopes. *Catena* 11, 105–114.
- Kendall C. and Mc Donnell J.J. 1998. In: Kendall C., McDonnell J.J. (Eds), *Isotope tracers in catchment hydrology*, Elsevier, Amsterdam, 51–84.
- Maloszewski P., Zuber A., 1982. Determining the Turnover Time of Groundwater Systems with the Aid of Environmental Tracers. *J.Hydrol.* 57, 207–231.
- Maloszewski P., Zuber A. 1996. Lumped parameter models for interpretation of environmental tracer data. In *Manual on Mathematical Models in Isotope Hydrogeology*. IAEA-TECDOC 910, IAEA: Vienna; 9–58.
- Siegenthaler U., 1971. Sauerstoff-18, Deuterium und Tritium im Wasserkreislauf – Beiträge zu Messtechnik, Modellrechnung und Anwendungen. Ph.D. Thesis, University of Berne, Berne.

# Hydrofyzikálne vlastnosti lesných pôd ako podklad pre určenie stresu zo sucha v lesných porastoch

Jozef Capuliak<sup>1</sup>, Viliam Novák<sup>2</sup>, Zuzana Sitková<sup>1</sup>, Pavel Pavlenda<sup>1</sup>, Katarína Nováková<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Národné lesnícke centrum, T.G. Masaryka 22, Zvolen

<sup>2</sup>Ústav Hydrologie SAV, Račianska 75, 831 02 Bratislava 38

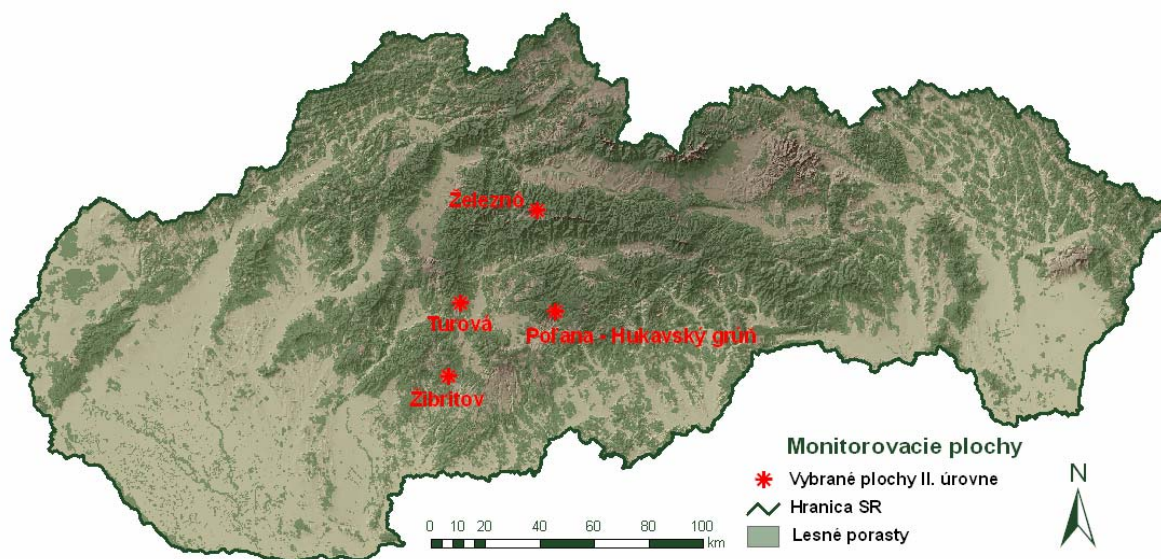
<sup>3</sup>Výskumný ústav pôdozvedectva a ochrany pôdy, Rožňavská 23 831 04 Bratislava

## Úvod

Pôda je základom lesnej produkcie a patrí medzi najdôležitejšie faktory ovplyvňujúce stanovištné charakteristiky. Úrodnosť pôdy ako najdôležitejšia vlastnosť pôdy je určená súborom činiteľov ako množstvo a pomer pre rastliny prístupných živín a množstvo pôdnej vody. Samotný rast rastlín a produkcia fytomasy sa uskutočňuje prostredníctvom fotosyntézy, ktorá však závisí od zásobovania rastlín vodou. Korene rastlín nasávajú denne hektolitry vody aby nahradili straty spôsobené transpiráciou. V závislosti od podmienok to môže byť až 6 mm/deň (60 000 litrov/ha) v suchom horúcom dni. (FISCHER ET BINKLEY 2000). Zásoby vody v pôde určujú aj výskyt a typ lesných ekosystémov. Prístupnosť vody pre rastliny nezávisí len od množstva vody v pôde ale aj od fyzikálnych vlastností pôdy, ktoré ovplyvňujú akou silou je voda držaná v pôde. Z tohoto dôvodu je veľmi potrebné poznanie hydrofyzikálnych vlastností pôd, ktoré sú dobre vyjadrené retenčnými krivkami vykresľujúcimi závislosť medzi vlhkosťou pôdy a pôdnym potenciálom.

## Materiál a metódy

Odber pôdnych vzoriek, určených pre výpočet retenčných kriviek sa uskutočnil na vybraných plochách intenzívneho monitoringu, ktoré reprezentujú najrozšírenejšie lesné ekosystémy na Slovensku. Retenčné krivky sa vypočítali pre nasledovné lokality: Žibritov (dubový lesný porast), Turová (bukový porast), Poľana (jedľová bučina) a Železnô (smrekový porast).



Obr. 1: Lokality odberných miest pôdnych vzoriek.

Na každej lokalite boli vybrané sondy A, B, C, hĺbky odberu boli 5-10 cm, 25-30 cm a 55-60 cm a z každej hĺbky sa odobrali tri neporušené pôdne vzorky do kopeckého valčekov s objemom 100 cm<sup>3</sup>.

Vlhkostné retenčné krivky vzoriek pôdy boli merané štandardnou procedúrou (Veľbný et al., 2000).

Vodou nasýtené vzorky pôdy boli uložené na podtlakové zariadenie (na filtračný papier, uložený na horizontálnej doske pri negatívnej tlakovej výške -2.5 cm; podosiahnutí rovnovážneho stavu (dni), bola vzorka spolu s valcom odvážená a umiestnená do pretlakovej nádoby. Počiatočný pretlak bol -50 cm, najnižší -3000 cm. Po dosiahnutí rovnovážnych stavov boli vzorky z nádob vybrané, odvážené a uložené späť do pretlakových nádob, tentokrát pri zvýšenom pretlaku. Čas potrebný na dosiahnutie rovnováhy sa menil od 7 dní (pri -50 cm) až po 30 dní (pre -3000 cm).

Po dosiahnutí rovnovážneho stavu pri -3000 cm bola gravimetrickou metódou určená vlhkosť korešpondujúca tejto tlakovej výške a postupne aj vlhkosti pre ostatné tlakové výšky.

Jednotlivé body vlhkostnej retenčnej krivky ( $h_{wi}$ ;  $\theta_i$ ) boli použité ako vstupné hodnoty do programu, ktorý preloží tieto body analytickou funkciou van Genuchtena (1980), a určí charakteristiky tejto funkcie ( $\alpha$ ,  $n$ ).

Vlhkosti v objemových % sa vypočítali z hmotností vzoriek pri tlakoch 0 kPa, -1 kPa, -5 kPa, -10 kPa, -33 kPa, -100 kPa, -250 kPa, -1500 kPa a hmotnosti vzorky po vysušení. Po vyprázdnení valčeka s objemom 100 cm<sup>3</sup>, hmotnosť ktorého bola potrebná pri výpočte objemovej hmotnosti, sme zistili v niektorých vzorkách značný obsah skeletu. Skelet sme odvážili a v mernom valci sme určili jeho objem. Ak bol objem skeletu väčší ako 20 % z objemu valčeka, pri výpočte vlhkostí sme redukovali objem vzorky o objem skeletu v súlade s normou ISO 11274:1998(E).

Na základe retenčných čiar boli vypočítané pôdne vlhkosti pre hydrolimity na jednotlivých lokalitách a hĺbkach. Vlhkosť pôdy pre bod vädnutia bola určená z tlakovej výšky -15 000 cm, pre bod zníženej dostupnosti (BZD) z tlakovej výšky -2500 cm, pre poľnú kapacitu z tlakovej výšky -500 cm.

## Výsledky a diskusia

### Železnô

Lokalita sa vyznačuje menším obsahom skeletu až v 13 vzorkách, najmä v hĺbke 10 a 30 cm. Pri výpočte vlhkosti sa však jeho objem neuvažoval. Objemová hmotnosť je v hĺbke 10 cm veľmi nízka (najnižšia hodnota je 0,6671 g.cm<sup>-3</sup>), čo nie je nezvyčajné pri lesných pôdach. V sonde C je objemová hmotnosť menšia ako 1,0 g.cm<sup>-3</sup> aj v hĺbke 30 cm. S hĺbkou objemová hmotnosť stúpa.

Vlhkosť vo vodou nasýtenom stave (0 kPa) je vysoká najmä v hĺbke 10 cm (obr. 2), čo zodpovedá vysokému obsahu pórov v dôsledku nízkej objemovej hmotnosti, a s hĺbkou klesá. Pri najvyššom tlaku -1500 kPa bola stanovená najmenšia vlhkosť zo všetkých štyroch lokalít, najmä v sonde A a C, teda voda z pórov sa rýchlejšie vyprázdňuje. Súvisí to zrejme okrem iného aj s vysokou nasýtenou hydraulickou vodivosťou. Hodnoty BV v závislosti od hĺbky kolísali od 13 do 18 % objemovej pôdnej vlhkosti.

### Turová

Skelet bol stanovený v 10 vzorkách, najmä v sonde C. V sonde B v hĺbke 60 cm bol obsah skeletu väčší, preto sa vlhkosti počítali na redukovaný objem vzorky.

Objemová hmotnosť bola väčšia v porovnaní s lokalitou Železnô, hodnoty boli väčšie ako 1,0 g.cm<sup>-3</sup>. Vzorky odobrané z hĺbky 10 cm mali najnižšiu objemovú hmotnosť približne v rozmedzí 1,1 - 1,2 g.cm<sup>-3</sup>, v hĺbke 30 cm stúpa objemová hmotnosť na 1,3 - 1,4 g.cm<sup>-3</sup>, ale v hĺbke 60 cm majú viaceré vzorky zase nižšiu objemovú hmotnosť.

Vlhkosť pri nasýtení (obr. 4) nie je taká vysoká v porovnaní s lokalitou Železnô a pri najvyššom tlaku zostáva viac vody vo vzorkách. Pôda na lokalite Turová má vyššiu retenčnú schopnosť v porovnaní s lokalitou Železnô. Hodnoty BV v závislosti od hĺbky kolísali od 11,5 do 13,8 % objemovej pôdnej vlhkosti.

### **Žibritov**

Je to lokalita s najmenším počtom vzoriek, ktoré obsahovali skelet (3). Skelet sa nachádzal v malom množstve v sonde B a C v hĺbke 60 cm. V jednej vzorke v sonde A v hĺbke 10 cm sa pri výpočte vlhkosti redukoval objem vzorky v dôsledku väčšieho obsahu skeletu.

Objemová hmotnosť je najnižšia v hĺbke 10 cm a smerom nadol stúpa. Boli však stanovené pomerne veľké rozdiely v objemovej hmotnosti medzi tromi opakovaniami v rámci jednej hĺbky, a to v sonde B a C v hĺbke 10 cm a v sonde A v 30 cm hĺbke, čo svedčí o nehomogenite pôdnych vlastností. Objemová hmotnosť v hĺbke 60 cm je dosť vysoká, presahuje hodnoty  $1,5 \text{ g.cm}^{-3}$ .

Vlhkosť vo vodou nasýtenom stave (0 kPa) je najnižšia najmä v hĺbke 60 cm, ale v sonde C aj v hĺbke 30 cm, čo zodpovedá menšiemu objemu pórov v dôsledku vyššej objemovej hmotnosti. Pri najvyššom tlaku -1500 kPa bola stanovená vyššia vlhkosť vo vzorkách z 10 cm hĺbky v porovnaní so vzorkami z hlbších vrstiev (sonda A, B), teda vrchný horizont má lepšiu retenčnú schopnosť a smerom nadol retencia klesá. Naproti tomu v sonde C zostalo najviac zadržanej vody pri najvyššom tlaku -1500 kPa až v hĺbke 60 cm (obr. 4).

Pôda na lokalite Žibritov má dobré retenčné schopnosti, vlhkosť pri jednotlivých tlakoch sa znižuje pozvoľne. Hodnoty BV v závislosti od hĺbky kolísali od 10,8 do 11 % objemovej pôdnej vlhkosti.

### **Poľana**

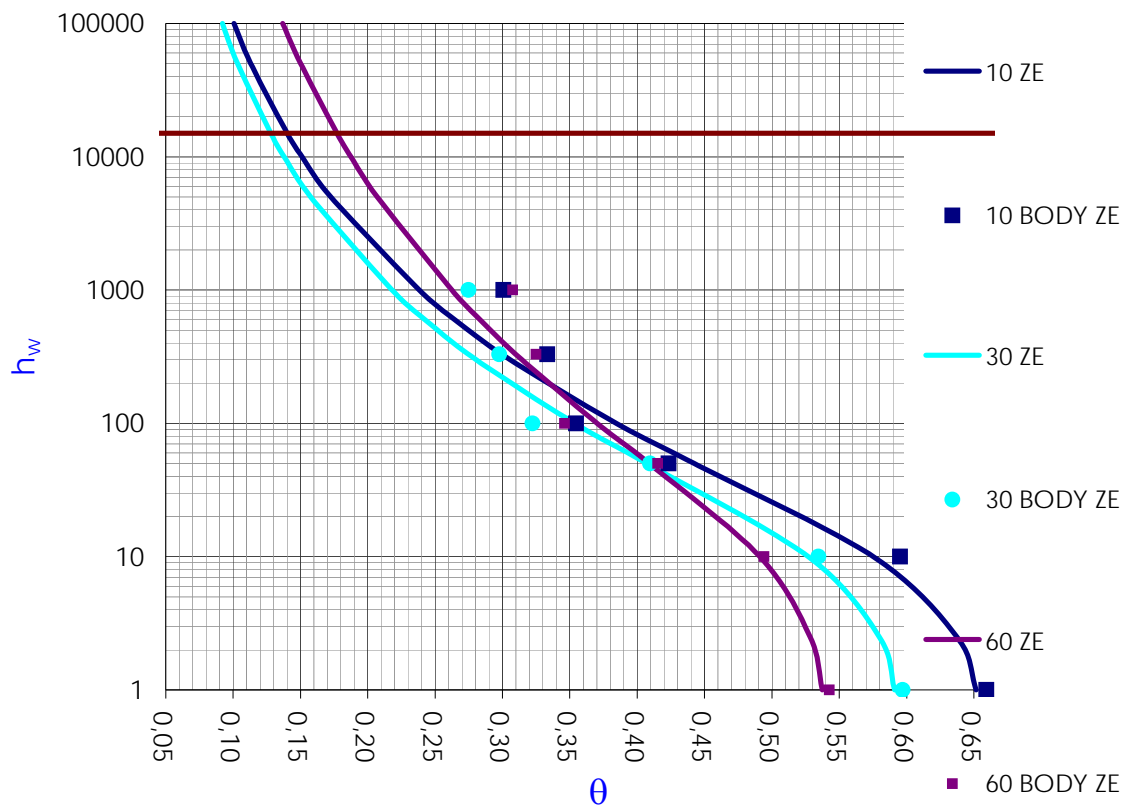
Z odobraných vzoriek sa skelet nachádzal v 8 valčekoch v hĺbkach 30 cm a najmä 60 cm. Jeho množstvo bolo malé, preto nebolo potrebné pri výpočte vlhkosti korigovať objem vzorky.

Objemová hmotnosť v hĺbke 10 cm sa pohybovala v rozmedzí  $0,90 - 1,08 \text{ g.cm}^{-3}$  a smerom nadol stúpala. V hĺbke 60 cm (sonda C) dosiahla hodnotu až  $1,60 \text{ g.cm}^{-3}$ , tento horizont možno považovať za zhutnený.

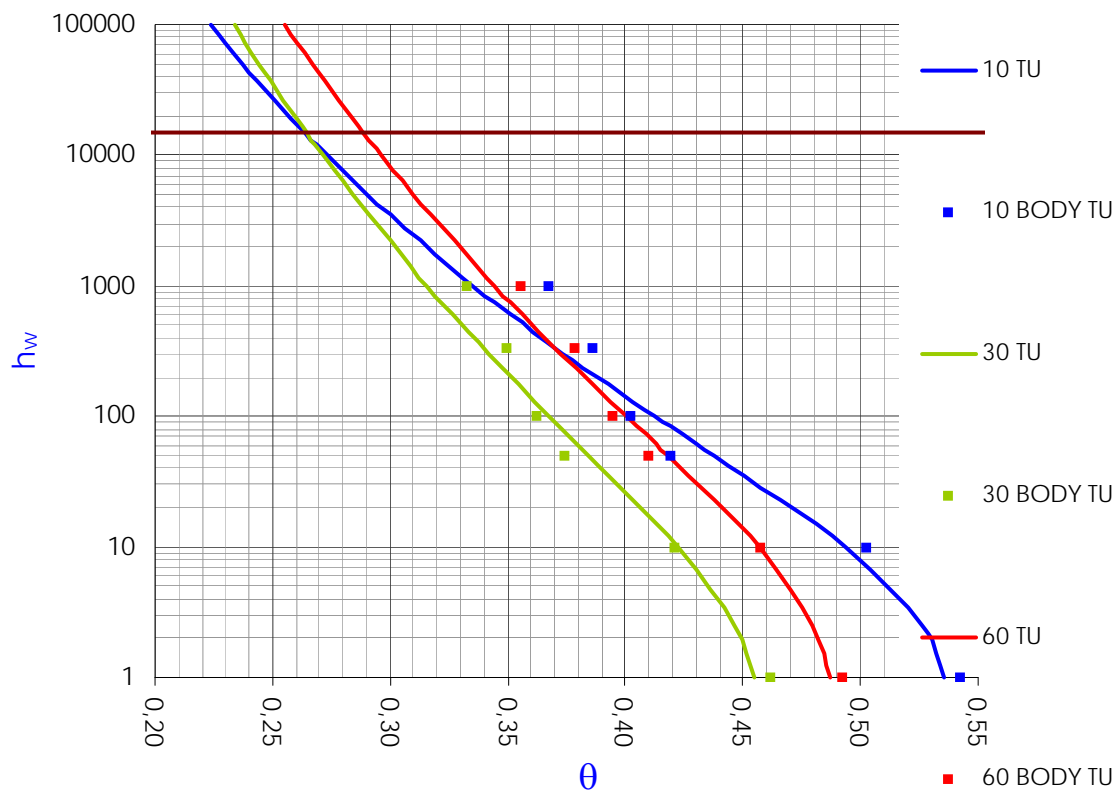
Vlhkosť vo vodou nasýtenom stave (0 kPa) klesá s hĺbkou, čo zodpovedá vyššej objemovej hmotnosti, a tým nižšiemu objemu pórov v hlbších vrstvách.

Vlhkosť pri najvyššom tlaku -1500 kPa zostala pomerne vysoká vo vzorkách z hĺbky 10 cm, ale aj v hlbších vrstvách.

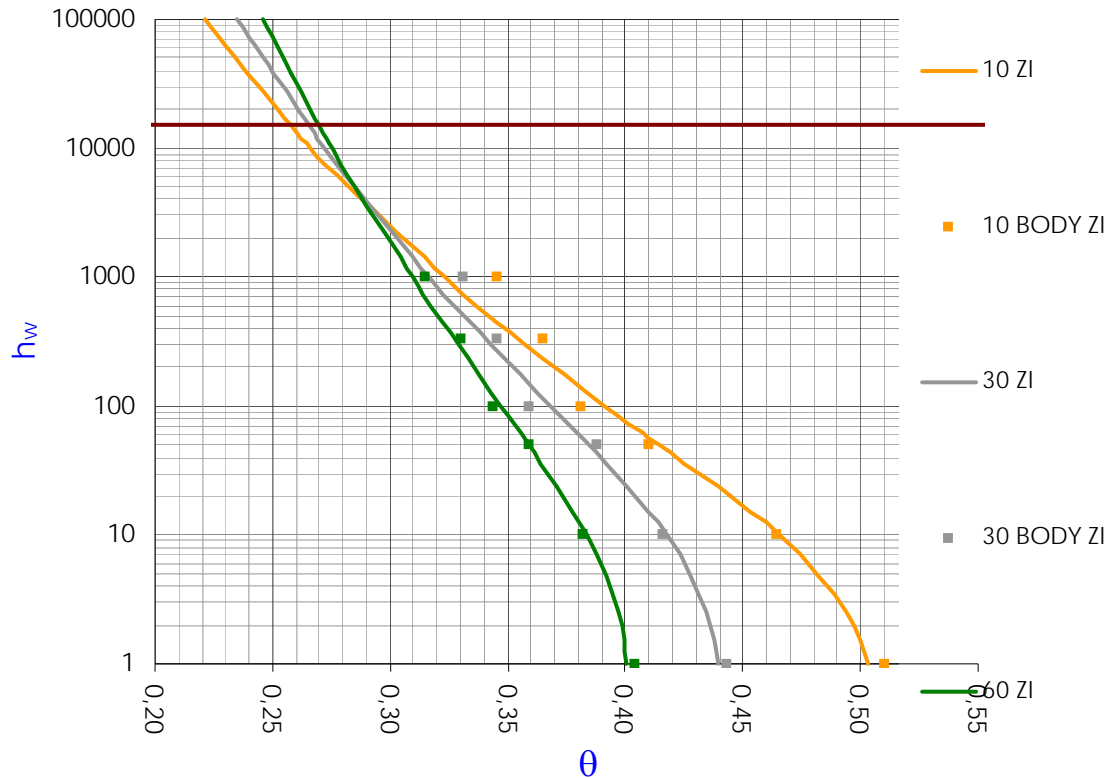
Na lokalite Poľana sa pôsobením tlaku voda z pórov iba pomaly uvoľňuje a zostáva viazaná v jemných póroch aj pri najvyššom tlaku. Preto možno pôdu na tejto lokalite charakterizovať ako pôdu s veľmi dobrou retenčnou schopnosťou.



Obr. 2: Retenčné čiary pre lokalitu Železnô s vyznačeným bodom vädnutia pri -15 000 cm tlaku.



Obr. 3: Retenčné čiary pre lokalitu Turová s vyznačeným bodom vädnutia pri -15 000 cm tlaku.



Obr. 4: Retenčné čiary pre lokalitu Žibritov s vyznačeným bodom vädnutia pri -15 000 cm tlaku.

## Záver

V rámci celkového vyhodnotenia možno konštatovať dobrú retenčnú schopnosť pôdy na všetkých štyroch lokalitách, zrejme aj v dôsledku vysokého obsahu organickej hmoty v pôde.

Rozdiely vo vlhkostiach v závislosti od pôsobiaceho tlaku a od hĺbky nie sú jednoznačné a sú ovplyvnené nehomogenitou prostredia. Hodnoty hydrolimitov sú charakteristickými bodmi vlhkostnej retenčnej krivky. Na základe nich vieme a hodnôt permanentného merania pôdnej vlhkosti určiť, kedy porasty trpia stresom zo sucha. K uvedenej situácii dochádza keď vlhkosť pôdy poklesne pod hodnotu BZD. K uvedenej situácii dochádza hlavne na lokalitách Žibritov a Turová v letných mesiacoch. Lesné porasty na plochách Železnô a Poľana sú vďaka vyššej nadmorskej výške vyšším zrážkam menej často vystavené stresu zo sucha.

## Podakovanie

Príspevok vznikol v rámci riešenia projektu ITMS 26220220066 „Integrovaný systém pre simuláciu odtokových procesov (ISSOP)“, na základe podpory Operačného programu Výskum a vývoj financovaného z Európskeho fondu regionálneho rozvoja „Podporujeme výskumné aktivity na Slovensku/Projekt je spolufinancovaný zo zdrojov EÚ“.

## Literatura

- International standard ISO 11274:1998(E) Soil quality – Determination of the water retention characteristic – Laboratory methods  
 Fisher, R. F., Binkley, D., (2000): Ecology and management of forest soils, John Wiley & sons, Inc., New York, 489 s.  
 Kutílek, M. (1978): Vodohospodárska pedologie. SNTL, Praha, 296s.



Pavlenda, P. , Pajtík, J et al. (2010): Monitoring lesov Slovenska. Správa za ČMS Lesy a projekt FUTMon za rok 2009. Zvolen, NLC-LVU, 2010, 139 s.

Šály, R., (1978): Pôda základ lesnej produkcie, Príroda, Bratislava, 235 s.

Velebný, V.( 1982): Hydropedógia. Učebná pomôcka na cvičenia. SVŠT, Bratislava, 173s.

# Stanovení hydraulické vodivosti jemnozrnných půd a kambisolů pomocí minidiskového podtlakového infiltrometru

Michal Dohnal, Jaromír Dušek, Tomáš Vogel

Fakulta stavební, ČVUT v Praze, Thákurova 7, Praha 6, 166 29, dohnalm@mat.fsv.cvut.cz

## Abstrakt

V rámci dlouhodobého výzkumu zaměřeného na určování hydraulických parametrů půdní matrice v pramenných oblastech České republiky byla provedena numerická studie ověřující správnost výrazů Zhanga (1997b) pro výpočet hydraulické vodivosti půdní matrice v blízkosti nasycení. Výraz byl shledán neplatným v oboru hodnot empirického parametru  $n < 1.35$ . Jeho použití vedlo k neadekvátním výsledkům, zatíženým velkou chybou. Řešením inverzní úlohy pro data generovaná třírozměrným axisymetrickým modelem proudění byly určeny koeficienty nového výrazu, platné pro hodnoty parametru  $n < 1.35$ . Tento výraz byl výrobcem minidiskového infiltrometru zahrnut do nové verze uživatelské příručky. Relativní chyba stanovení hydraulické vodivosti pomocí nového výrazu je srovnatelná s chybou dosahovanou při aplikaci původních Zhangových vztahů v oblasti jejich platnosti.

**Klíčová slova:** hydraulická vodivost, kambisol, minidiskový infiltrometr, axisymetrické simulace, inverzní úloha.

## Úvod

Hydraulická vodivost půdy je klíčovou vlastností pórovitého prostředí z hlediska proudění vody a transportu rozpuštěných látek. Terénní měření hydraulické vodivosti bylo a je obtížné, navíc často časově náročné. Ke zjištění půdních hydraulických vlastností v terénu se již řadu let využívá diskový infiltrometr (např. Smettem a Clothier, 1989). Řada autorů (Haverkamp et al., 1994; Zhang 1997a; aj.) navrhla vlastní model infiltrace z diskového infiltrometru využívající měření funkce nenasyčené hydraulické vodivosti a znalosti retenční křivky.

Stále častější je použití minidiskového infiltrometru Decagon Devices (2010). Tento infiltrometr je atraktivní díky snadné aplikaci v terénu a nízké ceně. Výrobcem doporučovaný způsob určení nenasyčené hydraulické vodivosti kombinuje jednoduchou empirickou metodu Zhanga (1997b) s retenčními parametry van Genuchtenovy parametrizace (van Genuchten, 1980) určenými na základě pedotransferových funkcí (Carsel a Parrish, 1988).

Vysoké procento půd v regionu střední Evropy vzniklo místním zvětráváním krystalinického podkladu vedoucím ke vzniku písčito hlinitých půd patřících do skupiny kambisolů. Tato skupina půd je charakteristická nízkou hodnotou parametru  $n$  vystupujícího v parametrizaci van Genuchtena-Mualem, který má vliv na tvar retenční čáry  $\theta(h)$  a zejména na strmý pokles funkce hydraulické vodivosti v blízkosti nasycení. Analýzou citlivosti nepřímého stanovení funkce  $K(h)$  z naměřeného průběhu  $\theta(h)$  užitím kapilárních modelů se zabývali Vogel a Císlerová (1988), Vogel et al. (2001), aj.

Cílem prezentované studie je: (i) ukázat omezenou přesnost zjištění hydraulické vodivosti původní metodou Zhanga (1997b) na 12 půdách s odlišnou texturou, (ii) vyšetřit oprávněnost použití Zhangovy metody pro určení hydraulické vodivosti vybraných kambisolů a (iii) popsat postup odvození nového výrazu pro zjištění hydraulické vodivosti a diskutovat jeho přesnost.

## Materiál a metody

Minidiskový infiltrometr umožňuje nastavit a po dobu měření udržovat mírný podtlak na jeho spodním okraji v rozsahu tlakových výšek  $-0.5$  cm až  $-6$  cm. Výsledkem měření je časová posloupnost

zainfiltrovaných objemů vody. Pro popis infiltračního procesu pod diskovým infiltrometrem se často využívají pouze první dva členy Philipovy aproximace:

$$I = C_1 t^{1/2} + C_2 t \quad (1)$$

kde  $I$  je kumulativní infiltrace (m),  $t$  je čas (s) a koeficienty  $C_1$  ( $\text{m s}^{-1/2}$ ) a  $C_2$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) charakterizují proudění pod infiltrometrem vzhledem ke kapilárním respektive gravitačním silám. Pro hydraulickou vodivost  $K$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) potom Zhang (1997b) uvádí:

$$K(h_0) = \frac{C_2}{A} \quad (2)$$

kde  $h_0$  ( $\leq 0$ ) je hodnota tlakové výšky nastavené infiltrometrem (cm) a koeficient  $C_2$  se určuje proložení měření  $I(t)$  rovnicí (1). Bezrozměrný empirický koeficient  $A$  nabývá v případě van Genuchtenovy parametrizace retenční křivky (van Genuchten, 1980) tvaru:

$$A = \frac{11.65(n^{0.1} - 1)\exp[2.92(n - 1.9)\alpha h_0]}{(\alpha r_0)^{0.91}} \quad n \geq 1.9 \quad (3)$$

$$A = \frac{11.65(n^{0.1} - 1)\exp[7.5(n - 1.9)\alpha h_0]}{(\alpha r_0)^{0.91}} \quad n < 1.9 \quad (4)$$

V rovnicích (3) a (4) jsou  $n$  (-) a  $\alpha$  ( $\text{cm}^{-1}$ ) empirické retenční parametry,  $r_0$  značí poloměr infiltračního disku (cm).

Tabulka 1: Hydraulické parametry půd 12 odlišných textur. Tabulka je doplněna o 2 kambisol.

	$\theta_r$	$\theta_s$	$\alpha$	$n$	$K_s$
	(-)	(-)	( $\text{cm}^{-1}$ )	(-)	( $\text{cm h}^{-1}$ )
písek	0.053	0.375	0.035	3.18	26.791
hlinitý písek	0.049	0.390	0.035	1.75	4.380
písčité hlína	0.039	0.387	0.027	1.45	1.594
hlína	0.061	0.399	0.011	1.47	0.502
prach	0.050	0.489	0.007	1.68	1.823
prachovitá hlína	0.065	0.439	0.005	1.66	0.761
písčito jílovitá hlína	0.063	0.384	0.021	1.33	0.550
jílovitá hlína	0.079	0.442	0.016	1.41	0.341
prachovito jílovitá hlína	0.090	0.482	0.008	1.52	0.463
písčité jíl	0.117	0.385	0.033	1.21	0.473
prachovité jíl	0.111	0.481	0.016	1.32	0.401
jíl	0.098	0.459	0.015	1.25	0.615
kambisol Liz	0.000	0.461	0.020	1.11	0.146
kambisol Volyňka	0.010	0.461	0.083	1.11	5.004

K testování spolehlivosti určení nenasyčené hydraulické vodivosti metodou Zhanga (1997b) jsme z modelu pedotransferové funkce ROSETTA (Schaap et al., 2001) vybrali 12 parametrizací typických pro 12 odlišných texturních tříd. Pro tlakové výšky nastavitelné infiltrometrem (-0.5 cm, -1 cm, -2 cm, -3 cm, -4 cm, -5 cm a -6 cm) a zvolené půdy byly provedeny třírozměrné osově symetrické simulace proudění pod infiltrometrem. Simulované infiltrační intenzity byly použity jako vstupní data pro výpočet hydraulické vodivosti metodou Zhanga (1997b). Pro dosažení do (3) a (4) byly vzaty hodnoty parametrů  $\alpha$  a  $n$  z tab. 1 (nikoliv výrobcem infiltrometru doporučené hodnoty pro případ, kdy nejsou k dispozici retenční křivky zkoumané půdy).

## Numerický model

Třírozměrné osově symetrické simulace byly provedeny numerickým modelem S2D (Vogel et al., 2000). Proudění vody v pórovitém prostředí je popsáno Richardsovou rovnicí:

$$C \frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \cdot (\mathbf{K} \nabla h) + \nabla \cdot (\mathbf{K} \nabla z) \quad (5)$$

kde  $h$  představuje tlakovou výšku (cm),  $\mathbf{K}$  je tenzor hydraulické vodivosti ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $C$  je specifická hydraulická kapacita ( $\text{m}^{-1}$ ),  $z$  označuje vertikální souřadnici (m) a  $t$  je čas (s). Pro parametrickou aproximační funkci van Genuchtena

$$\theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r)(1 + (-\alpha h)^n)^{-m} \quad (6)$$

se v modelu používá Mualemovo vyjádření kapilárního modelu (Mualem, 1976), hydraulická vodivost se předpokládá ze vztahu (van Genuchten, 1980):

$$K(\theta) = K_s \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{0.5} \left\{ 1 - \left[ 1 - \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right]^m \right\}^2 \quad (7)$$

V S2D modelu je možné alternativně využít modifikovanou van Genuchtenovu parametrizaci (Vogel et al., 2001) poskytující adekvátnější předpověď funkce nenasyčené hydraulické vodivosti v blízkosti nasycení. Funkce retenční křivky  $\theta(h)$  je potom definována vztahem:

$$\theta(h) = \theta_r + (\theta_m - \theta_r)(1 + (-\alpha h)^n)^{-m} \quad (8)$$

kde  $\theta_m > \theta_s$ . Tato rovnice se používá k popisu retenční křivky v rozsahu tlakových výšek  $h \in (-\infty, h_s)$ . Pro tlakové výšky vyšší než je „vstupní hodnota vzduchu“  $h_s$  je vlhkost rovna nasycené vlhkosti  $\theta_s$ . Substitucí funkce retenční křivky do Mualemova modelu pro funkci nenasyčené hydraulické vodivosti  $K(\theta)$  dostáváme:

$$K(\theta) = K_s \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \left( \frac{1 - F(\theta)}{1 - F(\theta_s)} \right)^2 \quad (9)$$

kde:

$$F(\theta) = \left( 1 - \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_m - \theta_r} \right)^{1/m} \right)^m \quad (10)$$

Ve výše uvedených výrazech je  $K_s$  nasycená hydraulická vodivost,  $\theta_r$  a  $\theta_s$  reziduální respektive nasycená objemová vlhkost,  $n$  a  $\alpha$  jsou empirické parametry. Parametr  $m$  je roven  $1 - 1/n$  a  $n$  je větší než 1. Parametr  $\theta_m$  je se vstupní hodnotou vzduchu  $h_s$  svázán vztahem:

$$\theta_m = \theta_r + (\theta_s - \theta_r)(1 + (-\alpha h_s)^n)^m \quad (11)$$

Osově symetrická oblast proudění byla u provedených simulací široká 50 cm a hluboká 100 cm. Uvažován byl homogenní profil, proudění neovlivněné spodní okrajovou podmínkou. Podtlakové infiltrace byly modelovány použitím Dirichletovy okrajové podmínky pod minidiskovým infiltrometrem (konstantní tlaková výška) a Neumannovy okrajové podmínky vně infiltrometru (nulový tok). Plocha infiltračního disku byla  $15.2 \text{ cm}^2$ . Počáteční podmínka byla uvažována hodnotou tlakové výšky -1000 cm.

Přesnost určení hydraulické vodivosti byla kvantifikována pomocí relativní chyby:

$$RE = \frac{K_z - K_t}{K_t} 100 \quad [\%] \quad (12)$$

kde  $K_z$  je hodnota nenasyčené hydraulické vodivosti vypočtená metodou Zhanga a  $K_t$  je „skutečná“ hodnota hydraulické vodivosti.

## Výsledky a diskuse

Výsledky aplikace Zhangových vztahů v kombinaci s původní van Genuchtenovou-Mualemovou parametrizací ukázaly (tab. 2a), že pouze u prachu a prachovité hlíny byly relativní chyby do 5%, jak uvádí Zhang (1997b). U ostatních půd jsou velikosti relativních chyb do 40%. V naprosté většině jsou hodnoty nenasyčené hydraulické vodivosti získané metodou Zhanga (1997b) mírně nadhodnoceny. Zjištěné větší relativní chyby určení hydraulické vodivosti (průměrné  $RE = 19\%$ ) oproti analýze Zhanga (1997b) mohou být důsledkem testování funkčnosti metody Zhanga v jiném rozsahu podtlaků (zde -0.5 cm až -6 cm; v Zhang (1997b) -5 cm až -25 cm) a poměrně malou plochou disku (zde 15.2 cm<sup>2</sup>; v Zhang (1997b) 38.5 cm<sup>2</sup> až 1206.9 cm<sup>2</sup>).

Tabulka 2a: Relativní chyba ve výpočtu hydraulické vodivosti v procentech (záporné hodnoty značí podhodnocení vodivosti).

Textura / cm podtlaku	-0.5	-1.0	-2.0	-3.0	-4.0	-5.0	-6.0
písek	-9.8	-6.2	1.4	9.7	18.7	28.6	39.5
hlinitý písek	-3.0	-3.1	-4.7	-7.0	-9.4	-11.9	-10.9
písčítá hlína	7.7	10.8	10.8	7.6	3.1	-1.9	-7.2
hlína	4.2	7.8	11.0	12.1	12.1	11.4	10.3
prach	-0.9	0.0	1.0	1.4	1.6	1.5	1.3
prachovitá hlína	0.4	1.4	2.5	3.1	3.4	3.5	3.5
písčito jílovitá hlína	19.1	26.3	30.4	29.1	25.6	20.9	15.5
jílovitá hlína	8.2	13.0	16.5	16.7	15.4	13.2	10.4
prachovito jílovitá hlína	2.6	5.3	8.0	9.2	9.6	9.5	9.1
prachovitý jíl	18.7	26.7	32.6	33.7	32.4	29.7	26.2

V tab. 2b jsou samostatně uvedeny půdy a k nim příslušné hodnoty relativních chyb vypočtené ze simulací, u nichž jsme zjistili vysokou citlivost na nenulovou vstupní hodnotu vzduchu. Tyto půdy (s parametrem  $n < 1.35$ ) nelze korektně porovnat; použitá parametrizace (původní van Genuchtenova-Mualemova) je neadekvátní a výsledky simulací jsou tudíž nevěrohodné (numerická nestabilita řešení projevující se oscilací, případně nejednoznačností výsledků simulace). Vypočtené hodnoty vodivosti metodou Zhanga (1997b) nejsou korektní, protože zmiňovaná parametrizace byla použita při generování syntetických dat, na základě kterých byly určeny empirické vztahy (3) a (4). Problém se týká půd se širokým zrnitostním spektrem, vykazujících nízkou hodnotu parametru  $n$ .

Tabulka 2b: Relativní chyba ve výpočtu hydraulické vodivosti v procentech (záporné hodnoty značí podhodnocení vodivosti). Výsledky u těchto půd ( $n < 1.35$ ) jsou vzhledem k vysoké citlivosti na nenulovou vstupní hodnotu vzduchu neadekvátní.

Půda / cm podtlaku	-0.5	-1.0	-2.0	-3.0	-4.0	-5.0	-6.0
písčítý jíl	60.8	72.5	73.3	63.7	50.3	35.8	21.5
jíl	31.8	43.6	53.9	57.0	56.7	54.5	50.9
kambisol Liz	124.0	156.1	179.3	183.5	176.9	164.9	150.7
kambisol Volyňka	228.8	217.5	148.0	78.4	23.2	-16.2	-43.8

Možným řešením je využití měřené kumulativní infiltrace k řešení inverzní úlohy (např. Marquardt, 1963). Přitom odpovídající přímá úloha může vycházet z modifikované parametrizace hydraulických charakteristik (rovnice (8) až (11)). Inverzní stanovení nenasyčené hydraulické vodivosti dosahuje

dobrých výsledků s velmi malou chybou. Přístup založený na inverzi rovnice 3D proudění pod infiltrometrem je ale numericky poměrně náročný a není předmětem této studie zaměřené na rutinní stanovení vodivosti.

Z výsledků uvedených v tab. 2a a 2b plyne, že pro rutinní stanovení hydraulické vodivosti z měření infiltrometru je nutné omezit platnost výrazu (4) na rozmezí  $n \geq 1.35$  a formulovat nový výraz pro  $n < 1.35$ . Pro praktické využití je výhodné zachování funkční formy navržené Zhangem (1997b) i v oboru  $n < 1.35$ . Původní výraz můžeme přepsat do tvaru:

$$A = \frac{c_1 (n^{e_1} - 1) \exp[c_2 (n - c_3) \alpha h_0]}{(\alpha r_0)^{e_2}} \quad (13)$$

kde  $c_1$ ,  $c_2$ ,  $c_3$ ,  $e_1$  a  $e_2$  jsou empirické parametry.

Nové hodnoty parametrů rovnice (13) byly zjišťovány optimalizací, kdy byl minimalizován rozdíl mezi danými nenasycenými hydraulickými vodivostmi a vypočítanými vodivostmi metodou Zhanga (rovnice (13)) na základě numerickým modelem generovaných hodnot kumulativní infiltrace v čase (tvořící cílovou funkci). Platnost nového výrazu je samozřejmě přímo určena rozsahem datového souboru v cílové funkci. K tomuto účelu bylo vybráno 10 půd z databáze UNSODA (Nemes et al., 2001) s hodnotou parametru  $n < 1.3$  a průměrnou nasycenou hydraulickou vodivostí  $0.5 \text{ cm h}^{-1}$  (kódy půd: 1121, 2362, 2614, 2712, 3103, 3243, 3395, 4030, 4092, 4540). K těmto půdám jsme z vlastních zdrojů vybrali dalších 10 půd. Tyto půdy jsou převážně ze skupiny kambisolů, s nízkou hodnotou parametru  $n$  a průměrnou nasycenou hydraulickou vodivostí  $2.5 \text{ cm h}^{-1}$ . Celkem bylo vybráno 20 půd. K vyšší reprezentativnosti bylo voleno široké rozmezí ploch diskových infiltrometrů ( $15.2 \text{ cm}^2$ ;  $38.5 \text{ cm}^2$ ,  $314 \text{ cm}^2$ ,  $726 \text{ cm}^2$ ,  $1206.9 \text{ cm}^2$ ) a nastavitelných podtlaků (-1 cm, -5 cm, -10 cm, -15 cm, -20 cm, -25 cm). Ve srovnání s prací Zhanga (1997b) došlo tedy k rozšíření v oblasti podtlaků a byla přidána plocha minidiskového infiltrometru.

Pro generování datového souboru pomocí simulací využívajících modifikovanou van Genuchtenovu parametrizaci byla zvětšena oblast proudění a prodloužena délka simulací, aby postačovala pro široké spektrum hydraulických vlastností vybraných půd. U všech půd byla v simulacích předpokládána shodná vstupní hodnota vzduchu -4 cm.

Počáteční odhad parametrů rovnice (13) byl vzat shodný s Zhangovým výrazem pro hodnoty retenčního parametru  $n$  menší než 1.9 (rovnice (4)). Zhang (1997b) modifikoval výraz pro obor  $n < 1.9$  pomocí jediného parametru  $c_2$  (viz porovnání rovnic (3) a (4)). V našem případě ( $n < 1.35$ ) se jeví tento optimalizační scénář jako nedostatečně flexibilní. Analýzou provedených optimalizací bylo zjištěno, že nejlepších výsledků se dosáhne společnou optimalizací parametrů  $e_1$ ,  $c_2$ ,  $c_3$  a  $e_2$ .

Výsledné výrazy, univerzální pro všechny velikosti používaných infiltrometrů, i zvláštní výraz pro výpočet hydraulické vodivosti z měření minidiskovým infiltrometrem, jsou obsaženy v práci Dohnala et al. (2010). Relativní chyba stanovení hydraulické vodivosti pomocí nových výrazů je srovnatelná s chybou dosahovanou při aplikaci Zhangových vztahů v oblasti jejich platnosti. Výsledky studie Dohnala et al. (2010) byly mimo jiné zahrnuty do výpočetního postupu doporučeného výrobcem minidiskového infiltrometru (Decagon Devices, 2010).

## Závěry

Na základě provedeného testování Zhangovy (1997b) metody jsme dospěli k závěru, že původní Zhangovy výrazy pro výpočet vodivosti jsou vhodné pouze pro půdy s hodnotou van Genuchtenova parametru  $n > 1.35$ . Se snižující se hodnotou  $n$  v intervalu 1.35–1.00 významně klesá věrohodnost výsledků numerických experimentů, na základě kterých byly určeny empirické parametry v Zhangových výrazech.

Tento příspěvek nastiňuje metodický postup při odvození nového výrazu pro stanovení hydraulické vodivosti v blízkosti nasycení, použitelného pro půdy s hodnotou van Genuchtenova parametru  $n < 1.35$ . Vzhledem k tomu, že s takto nízkými hodnotami parametru  $n$  se běžně setkáváme zejména u jemnozrnných půd, ale často také u půd patřících do značně rozsáhlé skupiny kambisolů, má nový výraz poměrně široké využití.

## Poděkování

Výzkum byl financován z prostředků výzkumného záměru MSM6840770002 „Revitalizace vodního systému krajiny a měst zatíženého významnými antropogenními změnami“ a projektu 205/08/1174 uděleného Grantovou agenturou České republiky.

## Literatura

- CARSEL R.F., PARRISH R.S.: Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics (1988), *Water Resources Research* 24, pp. 755–769.
- DECAGON DEVICES Inc.: Mini Disk Infiltrometer – Model S, User’s manual Version 8 (2010), Pulman WA, USA.
- DOHNAL M., DUSEK J., VOGEL T.: Improving hydraulic conductivity estimates from minidisk infiltrometer measurements for soils with wide pore-size distributions (2010), *Soil Science Society of America Journal* 74, pp. 804–811.
- GENUCHTEN VAN M.TH.: A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils (1980), *Soil Science Society of America Journal* 44, pp. 892–898.
- HAVERKAMP R., ROSS P.J., SMETTEM K.R.J., PARLANGE J.Y.: Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer 2. Physically-based infiltration equation (1994), *Water Resources Research* 30, pp. 2931–2935.
- MARQUARDT D.: An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters (1963), *SIAM Journal on Applied Mathematics* 11, pp. 431–441.
- MUALEM Y.: A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media (1976), *Water Resources Research* 12, pp. 513–522.
- NEMES A., SCHAAP M.G., LEIJ F.J., WÖSTEN J.H.M.: Description of the unsaturated soil hydraulic database UNSODA version 2.0 (2001), *Journal of Hydrology* 251, pp. 151–162.
- SCHAAP M.G., LEIJ F.J., VAN GENUCHTEN M.TH.: ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions (2001), *Journal of Hydrology* 251, pp. 163–176.
- SMETTEM K.R.J., CLOTHIER B.E.: Measuring unsaturated sorptivity and hydraulic conductivity using multiple disc permeameters (1989), *Journal of Soil Science* 40, pp. 563–568.
- VOGEL T., CÍSLEROVÁ M.: On the reliability of unsaturated hydraulic conductivity calculated from the moisture retention curve (1988), *Transport in Porous Media* 3, pp. 1–15.
- VOGEL T., GERKE H.H., ZHANG R., VAN GENUCHTEN M.TH.: Modeling flow and transport in a two-dimensional dual-permeability system with spatially variable hydraulic properties (2000), *Journal of Hydrology* 238, pp. 78–89.
- VOGEL T., VAN GENUCHTEN M.TH., CÍSLEROVÁ M.: Effect of the shape of soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions (2001), *Advances in Water Resources* 24, pp. 133–144.
- ZHANG R.: Infiltration models for the disk infiltrometer (1997a), *Soil Science Society of America Journal* 61, pp. 1597–1603.
- ZHANG R.: Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disk infiltrometer (1997b), *Soil Science Society of America Journal* 61, pp. 1024–1030.

# Detekce preferenčního proudění (gravitační vody) ve strukturní černozemi pomocí čidel Aqua-Tel-TDR

František Doležal, Svatopluk Matula

Katedra vodních zdrojů, Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů, Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 165 21 Praha 6 – Suchbát

## Preferential flow (gravitational water) detection in a well-structured Chernozem soil using Aqua-Tel-TDR sensors

### Abstract

Time-domain reflectometry sensors Aqua-Tel-TDR (Automata, Inc.) were used to measure soil moisture content under grass and maize in loamy Chernozem on carbonate-rich loess in Central Bohemia. The sensors were installed horizontally from temporary service pits into pre-made holes. Before insertion, the sensors were wrapped by slurry made of native soil (later, fine earth) and water. Some gaps remained between the wall of the hole and the sensor surface, which led to a large sensor-to-sensor variability of readings (removed later by field calibration), but also made it possible to easily detect vertical preferential flow of gravitational water in soil macropores. This water, when temporarily occurring near the sensor, easily percolates into the gaps between the sensor and the native soil and accumulates there for few hours before being drained away by gravity. This makes the reflectometric readings (in terms of soil moisture content) perceivably higher than the readings made before the percolation event and sometimes much higher than the saturated soil moisture content. Four typical such events are showed in graphical form, two of them caused by intensive rains and the other two caused mainly by snowmelt. It is envisaged that sensors of this type (long encapsulated TDR probes, placed horizontally in the soil) can be used not only for safe qualitative detection of the preferential flow, but also for its quantification, e.g. with the help of dual or multiple porous medium models.

**Keywords:** time-domain reflectometry, probe installation, calibration, macropores, rain, snowmelt.

### Abstrakt

Čidla Aqua-Tel-TDR (Automata, Inc.) založená na reflektometrii v časové oblasti byla použita k měření vlhkosti půdy pod trávou a kukuřicí ve středních Čechách v hlinité černozemi na spraši bohaté na karbonáty. Čidla byla instalována vodorovně z dočasných instalačních jam do předvrtaných otvorů. Před osazením byla obalena kaší vytvořenou z rostlé zeminy (později z jemnozeme) a vody. Mezi povrchem čidla a stěnou otvoru zůstaly místy mezery, což vedlo k velkým rozdílům mezi údaji různých čidel (které byly později odstraněny kalibrací), ale také umožnilo snadno indikovat svislé preferenční proudění gravitační vody v půdních makropórech. Tato voda, vyskytne-li se v blízkosti čidla, snadno proniká do mezer mezi čidlem a rostlou půdou a zadržuje se tam po několik hodin, než pod vlivem gravitace odeteče. To způsobuje, že hodnoty reflektometrických měření (vyjádřených jako vlhkost půdy) jsou v takových případech citelně vyšší než hodnoty před průsakovou epizodou a někdy i mnohem vyšší než vlhkost vodou nasycené půdy. Čtyři takové typické epizody jsou předvedeny v grafické podobě, z toho dvě způsobené intenzivními dešti a další dvě způsobené hlavně táním sněhu. Lze předpokládat, že čidla tohoto typu (dlouhé zapouzdržené sondy TDR, instalované vodorovně) mohou být použita nejen ke kvalitativní detekci preferenčního proudění, ale také k jeho kvantifikaci, např. za pomoci modelů dvojného nebo vícenásobného pórovitého prostředí.

**Klíčová slova:** reflektometrie v časové oblasti, instalace sond, kalibrace, makropóry, déšť, tání sněhu.



## Úvod

Půdní hydrologie už déle než sto let rozlišuje několik kategorií půdní vody, lišících se od sebe různými úrovněmi vnitřní (resp. volné) energie, pohyblivosti a dostupnosti pro živé organismy. Různé chování jednotlivých kategorií hraje zásadní roli při transformaci srážek v odtok, při doplňování zásob podzemní vody i při využívání těchto zdrojů, při kontaminaci podzemní vody, při řízení závlah, odvodňování půd a tvorbě podmínek pro fungování hygrofytních biocenóz. Klasická fyzika půdní vody dospěla při této kategorizaci ke značné virtuozitě (v dobrém smyslu slova, např. Gössl, 1940; Rode, 1952). V nejhrubší možné podobě se jedná o trojsložkovou kategorizaci, rozlišující vodu gravitační (rychle odvodnitelnou), pohyblivou kapilární (využitelnou) a nepohyblivou. Prostřednictvím gravitační vody se uskutečňuje většina průsaku nenasyčenou zónou, a tudíž i dotace podzemních zvodní. Představa, že tento průsak probíhá velmi rychle, aniž by se nenasyčená zóna (nebo aspoň její celistvá vrstva) nasýtila, byla implicitně přítomna odedávna a je přirozeně pochopitelná i pro laiky. Poté, co Buckingham (1907), Richards (1931) a jejich pokračovatelé extrapolovali hydrauliku podzemní vody do nenasyčené zóny, se nejprve zdálo, že procesy v půdní vodě jsou spojitě, a že tedy dříve postulované diskrétní kategorie půdní vody neexistují nebo přinejmenším jsou jejich hranice velmi neostré a nejisté. Pak bylo ovšem obtížné vysvětlit, vedle jiných efektů, rychlý svislý průsak gravitační vody. Bylo posléze rozpoznáno, že tento průsak je velmi důležitým případem jevu, zvaného „preferenční proudění“, který zahrnuje velmi širokou třídu jevů, fyzikálně velmi různorodých. Tento průsak, někdy označovaný jako „zkratování“ (anglicky „short-circuiting“ nebo „bypass flow“), je v černozemní hlinité zemědělské půdě na spraši, o které pojednává tento článek, generován zejména pohybem vody v půdních makropórech (v puklinách, v odlučných plochách, v nepravidelných mezerách mezi velkými zrny a agregáty a v biopórech vytvořených kořeny rostlin a půdní faunou) a částečně také heterogenitou hydraulických vlastností půdy (včetně např. zhutněnosti, smáčivosti), mikroreliefu povrchu půdy a rostlinného krytu ve vodorovném směru.

Podrobný přehled metod studia preferenčního proudění v půdách podali v poslední době zejména Allaire et al. (2009). Vyplývá odtud, že jen málokdy se daří přímo měřit hustotu preferenčního toku vody (anglicky „flux“ nebo „flux density“) přímo a kontinuálně v půdě v polních podmínkách. Jednou z možností je umístit do půdního profilu čidla půdní vlhkosti nebo sacího tlaku půdní vody. Tato čidla v zásadě umožňují spojitě (v čase, a do jisté míry i v prostoru) monitorovat proměnlivost výskytu vody v půdě, způsobenou mj. preferenčním prouděním, je to však spojeno s mnoha technickými obtížemi, souvisejícími zejména s geometrií čidel a možnostmi jejich reprezentativní instalace v neporušené půdě. Záleží přitom na velikosti, tvaru a orientaci čidel ve vztahu k velikosti, tvaru a orientaci jednotlivým praménkům preferenčního proudění. Tento článek se zabývá právě využitím čidel vlhkosti půdy k detekci a kvantifikaci preferenčního proudění.

K nejrozšířenějším nedestruktivním metodám měření vlhkosti půdy patří postupy založené na výrazné odlišnosti relativní permitivity (dielektrické konstanty) vody a dalších složek půdy (pevných fází a vzduchu). Lze je souhrnně označit jako dielektrické nebo elektromagnetické metody, neexistuje však univerzálně přijaté názvosloví. U těchto metod je důležité, aby neporušená půda s přirozenou strukturou a vystavená přirozeným vlivům obklopovala čidlo co nejtěsněji. U všech se také doporučuje nespolehat se na univerzální (tovární) kalibrační křivku, nýbrž kalibrovat konkrétní čidla pro konkrétní podmínky. Literatura je plná zpráv o tom, jak se kalibrační křivky dielektrických čidel za určitých (většinou vzájemně nesrovnatelných) podmínek odlišují od křivek dodaných výrobcem (např. Paltineanu a Muñoz, 2010). Z elektrického hlediska je za standard mezi dielektrickými metodami považována reflektometrie v časové oblasti (anglicky „time-domain reflectometry“, ve zkratce TDR). V tomto článku jsou použita čidla Aqua-Tel-TDR, podrobněji popsána níže. Jsou určena pro provozní podmínky závlahového zemědělství a předpokládá se, že jejich údaje budou zpracovávány telemetricky. Jsou poměrně velká a robustní. Stručné základní údaje udává výrobce ([http://www.automata-inc.com/Assets/pdf/Product/Datasheet/630-8019-XXX\\_Aqua-Tel-TDR\\_plus\\_TempSensor.pdf](http://www.automata-inc.com/Assets/pdf/Product/Datasheet/630-8019-XXX_Aqua-Tel-TDR_plus_TempSensor.pdf)), který doporučuje osazovat čidla do půdy svisle, aby jimi byla měřena průměrná vlhkost celé vrstvy (např. kořenové zóny), připouští však také osazení vodorovné nebo šikmé. Adamsen a Hunsaker (2000) zjistili, že výstup čidla se s růstem zasolení snižuje. Konstatovali současně, že toto čidlo, stejně jako jiná zkoumaná čidla (mj. dva další typy založené na TDR), fungují nedostatečně přesně v blízkosti nasycen-

ní půdy vodou. Zhao et al. (2006) naopak zjistili, že se vzrůstem obsahu soli v pórové vodě čtení čidla Aqua-Tel-TDR roste. I jejich výsledky však naznačují, že variabilita měření se zvyšuje v blízkosti nasycení. Pro křemenný písek i pro simulovaný skládkový materiál (složený z papíru, plastů, textilu a zeminy), jejichž pórová voda nebyla o mnoho vodivější než běžná vodovodní voda, našli Zhao et al. (2006) přibližně lineární závislost mezi skutečnou objemovou vlhkostí půdy a objemovou vlhkostí podle tovární kalibrační závislosti (která je přímková a prochází počátkem). O laboratorní kalibraci čidel Aqua-Tel-TDR v křemenném písku se pokoušejí i autoři tohoto článku (Doležal et al., 2010), měření však dosud není dokončeno.

Práce, o níž podáváme zprávu, je zaměřena na standardní měření obsahu vody v půdě pod různými zemědělskými plodinami. Během ní jsme však zjistili, že čtení čidel Aqua-Tel-TDR může poskytnout semikvantitativní a po doplnění o teoretickou analýzu i kvantitativní údaje o svislém průsaku gravitační vody nenasyceným půdním profilem ve strukturních půdách a pravděpodobně nejen v nich. Je, který z hlediska původního účelu byl artefaktem, se ukázal zajímavějším než sám původní účel. Cílem předkládaného článku je na tento jev upozornit a popsat jej.

## Metody a materiál

Výzkum je prováděn na demonstračním a pokusném pozemku České zemědělské univerzity v Praze – Suchdole. Sledovaná část pozemku je rovinná, prakticky beze sklonu. Půda je hlinitá karbonátová černozem na spraši, jejíž struktura je v humusovém, resp. drnovém horizontu polyedricko-drobtovitá, v podorniči polyedricko-prismatická. Je mírně bobtnavá, za sucha se v ní tvoří výsušné pukliny o šířce (u povrchu) cca 1 – 2 mm ve vodorovné vzdálenosti cca 15 – 20 cm. Podnebí je suché a teplé.

Stanice sledování transportních procesů a dynamiky půdní vlhkosti Katedry vodních zdrojů je vybavena řadou hydrometeorologických přístrojů, z nichž jsou pro účely tohoto článku využita pouze měření srážek, teploty půdy a hloubky zámruzu. V půdě pod trvalým travním porostem a pod kukuřicí bylo v bezprostředním okolí stanice osazeno šest čidel půdní vlhkosti typu Aqua-Tel-TDR, z toho dvě čidla měřila i teplotu (typ Aqua-Tel-TDR+T). Přehled umístění čidel podává tab. 1.

Tabulka 1: Umístění čidel.

Plodina:	tráva	kukuřice
<b>Číslo čidla - hloubka (cm)</b>	<b>1 - 10 (V+T)</b>	<b>4 - 15 (V + T)</b>
<b>a měřené veličiny</b>	<b>2 - 20 (V)</b>	<b>5 - 30 (V)</b>
<b>(V = vlhkost půdy, T = teplota půdy)</b>	<b>3 - 30 (V)</b>	<b>6 - 50 (V)</b>

Hloubky umístění čidel byly zvoleny s ohledem na mocnost kořenové zóny plodin. Čidla 4 a 5 byla uložena v půdě až po zasetí kukuřice a musela být vyjmuta před její sklizně. Čidla – sondy mají tvar válce o délce cca 700 mm a průměru cca 20 mm. Citlivý element TDR (o délce 18“, tj. 457 mm) a vyhodnocovací elektronika jsou umístěny uvnitř sondy a jsou zalaty epoxidem. Na jednom konci z ní vychází kabel, který zprostředkuje napájení i stejnosměrný proudový výstup. Vnější průměr sondy není bohužel konstantní; je na ní několik rozšířených míst, jejichž průměr je až 25 mm. Celek dělá dojem bambusové tyče. Požadavek nenarušeného hospodaření na pokusných pozemcích, z jejichž povrchu nesmí nic vyčnívat, a současně snaha o vyšší rozlišovací schopnost ve svislém směru nás vedly k rozhodnutí uložit čidla do půdy vodorovně. Byla vkládána do otvorů vyvrtaných vodorovně v boku kopaných sond, které byly po instalaci čidel opět zasypány. Půda nad otvory i jinde kolem nich zůstala neporušená. Průměr otvorů (25 – 27 mm) byl větší než průměr čidel. Čidla byla před vložením a během vkládání omazána kaší vytvořenou z rostlé zeminy v téže hloubce (ve druhé fázi, u čidel 4 a 5, prosáté 2 mm sítí) v plastické konzistenci těsně pod mezí tekutosti. Tímto způsobem bylo dosaženo, že v těsném okolí čidla byla přítomna zemina, která však neměla strukturu rostlé půdy. Její vlhkost se po krátkém čase (kratším než 1 měsíc) dostala do hydraulické rovnováhy s vodou v okolní půdě. Tato zemina nepokrývala povrch všech čidel stejně, takže jejich čtení byla vůči sobě posunuta. Tento offset bylo nutno vyrovnat individuální kalibrací (viz dále). Nedokonalé vyplnění prostoru kolem čidla však současně způsobilo, že zde zůstaly makropóry propojené se systémem makropórů

okolní rostlé půdy (to bylo potvrzeno na podzim 2010 optickou kontrolou při vyjímání některých čidel). Pokud tedy půdou prosakovala gravitační voda, dostala se snadno i do těsného kontaktu s čidlem. Poněvadž čidlo umístěné vodorovně představovalo překážku průsaku, gravitační voda se na něm po kratší dobu (několik hodin až několik dní) hromadila, než otekla.

Čidla byla napojena na telemetrickou ústřednu Multi-Mini (Automata, Inc.), kde byl proudový výstup v mikroampérech převeden na digitální jednotky v rozsahu 0 – 1023 a následně na objemovou vlhkost půdy v % násobným součinitelem 0,09775. Data byla čtena každou hodinu a ukládána v telemetrickém systému Automata, Inc. V počáteční fázi práce byly údaje čidel čteny příležitostně (zejména pro účely kalibrace) pomocí ručního měřiče Aqua-Tel Meter (Automata, Inc.). Období reflektometrického měření zpracované pro tento článek začíná 8. června 2010 a končí 5. února 2011. Terénní kalibrace čidel probíhala tak, že poblíž čidel, avšak v dostatečné vzdálenosti, aby tím další měření nemohlo být ovlivněno, byly sondýrkou odebrány porušené vzorky půdy z hloubek, v nichž byla umístěna čidla (tři vzorky z každé hloubky), a jejich hmotnostní vlhkost byla stanovena vážením a sušením při 105 °C. Hmotnostní vlhkost byla přepočtena na vlhkost objemovou tak, že byla vynásobena suchou objemovou hmotností neporušených půdních vzorků jednorázově odebraných při výkopu instalačních sond (tři z každé sondy a hloubky). Výsledná gravimetricky zjištěná vlhkost půdy při každém odběru byla pak srovnána s paralelní hodnotou změřenou pomocí příslušného čidla TDR.

## Výsledky a diskuse

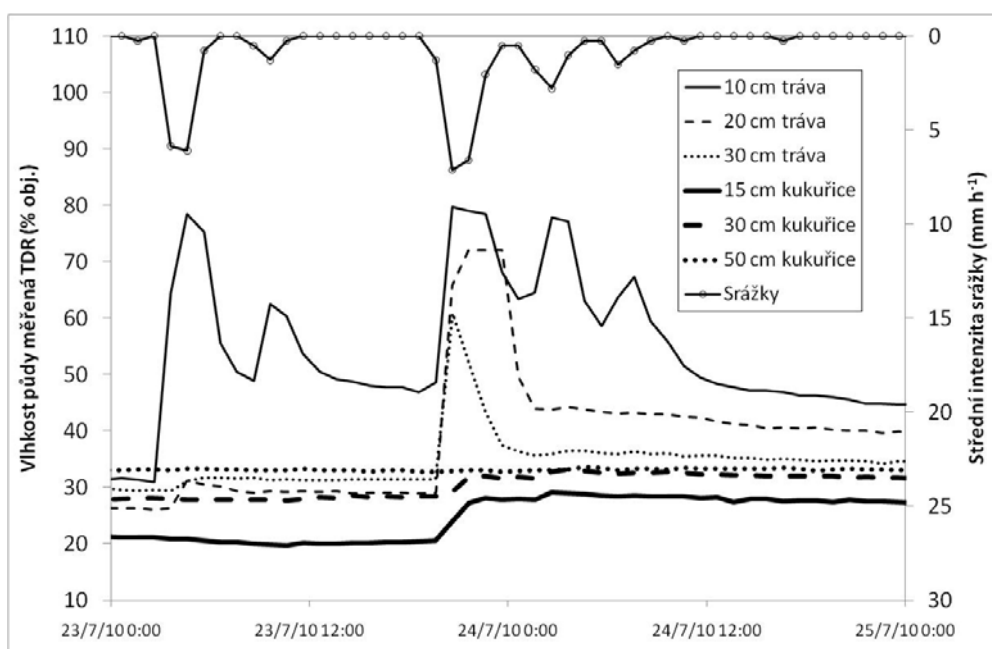
Body získané kalibrací pro jednotlivá čidla tvořily komplikovanou a nemonotónní trajektorii (není zde ukázáno). Trajektorie kalibračních křivek ukazují některé systematické tendence, které možná souvisí s kvazi-systematickým sezónním kolísáním suché objemové hmotnosti půdy a prokořenění (obecněji – dynamiky makropórů) v blízkosti čidel (není zde rozvedeno). Průměry gravimetrické vlhkosti půdy se od průměrů reflektometrické vlhkosti pro tatáž čidla výrazně lišily (trend byl u různých čidel různý). Výsledky kalibrace byly uplatněny v podobě aditivních konstant, které byly přičteny ke všem naměřeným reflektometrickým měřením.

Na obr. 1, 2, 3 a 4 jsou znázorněny průběhy reflektometricky změřených a kalibrovaných vlhkostí půdy pro čtyři typické epizody průsaku gravitační vody v důsledku vydatného deště (obr. 1 a 2) nebo tání sněhu kombinovaného s dešťovými přeháňkami (obr. 3 a 4). S výjimkou obr. 3 se jedná o složené několikadenní epizody. Stupnice vlhkosti půdy a střední hodinové intenzity srážek na svislých osách jsou na všech čtyřech obrázcích stejné. Za nepochybný ukazatel hromadění gravitační vody lze považovat vzrůst objemové vlhkosti půdy na hodnotu kolem 50 % nebo vyšší, protože pórovitost rostlé půdy (zjištěná z neporušených válečkových vzorků) se pohybuje mezi 40 a 47 % objemu půdy.

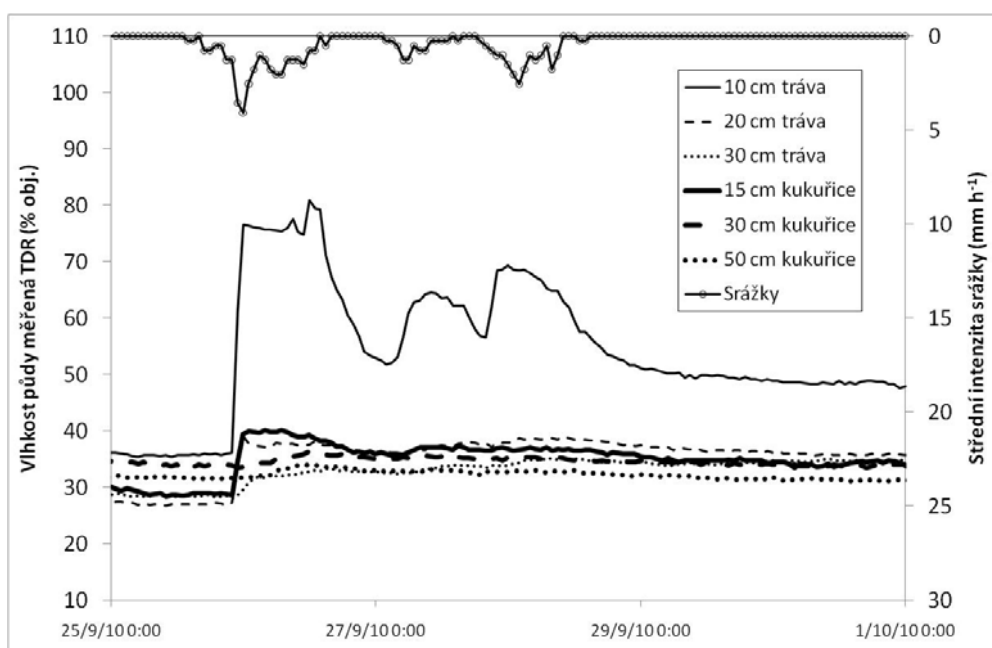
Obr. 1 představuje dvoudenní období se dvěma vydatnými dešti, z nichž první se skládá ze dvou a druhý ze tří dílčích epizod. Úhrn srážek během tohoto období činil 42,2 mm. Počáteční vlhkost půdy byla ve všech měřených bodech poměrně nízká (kolem 30 % obj.). Reakci půdní vlhkosti na první dešť vidíme jen pod trávou v hloubkách 10 a 20 cm, přičemž dočasné hromadění gravitační vody je indikováno pouze v hl. 10 cm. Při druhém dešti už se zvedla vlhkost půdy všude s výjimkou hl. 50 cm pod kukuřicí, přičemž nahromaděná gravitační voda je zřetelně indikována ve všech hloubkách pod trávou, zatímco vzrůst vlhkosti půdy pod kukuřicí, i když rychlý a jasně patrný, znamená, že do těchto míst gravitační voda dorazila, ne však, že se nad čidlem hromadila. Že šlo o dočasné nahromadění gravitační vody, je dotvrzeno i rychlým poklesem reflektometrických hodnot ihned po skončení deště v hl. 10 cm pod trávou ve všech pěti dílčích epizodách a v hl. 20 a 30 cm pod trávou v první dílčí epizodě druhého deště. Je vidět, že dešť o střední hodinové intenzitě kolem 2 mm h<sup>-1</sup> má i v relativně suchém drnovém horizontu této půdy šanci proniknout nejméně do hloubky 10 cm. K preferenčnímu průsaku do větších hloubek jsou nutné vyšší intenzity deště a povrch půdy musí být už předchozími dešti zvlhčený.

Obr. 2 ukazuje čtyřdenní období se třemi krátce po sobě jdoucími dešťovými epizodami. Srážkový úhrn během zobrazeného období byl 58,4 mm. Počáteční vlhkost půdy byla stále poměrně nízká, ale přece o něco vyšší než na obr. 1. Všechny tři epizody vyvolaly hromadění gravitační vody nad čidlem

v hl. 10 cm pod trávou, zatímco ostatní čidla (včetně hl. 50 cm pod kukuřicí) zaznamenala rychlý a zřetelný vzrůst vlhkosti půdy, způsobený rychlým průsakem gravitační vody (jinak by reakce nebyla tak rychlá), nikoli však nutně jejím zadržením nad čidly.



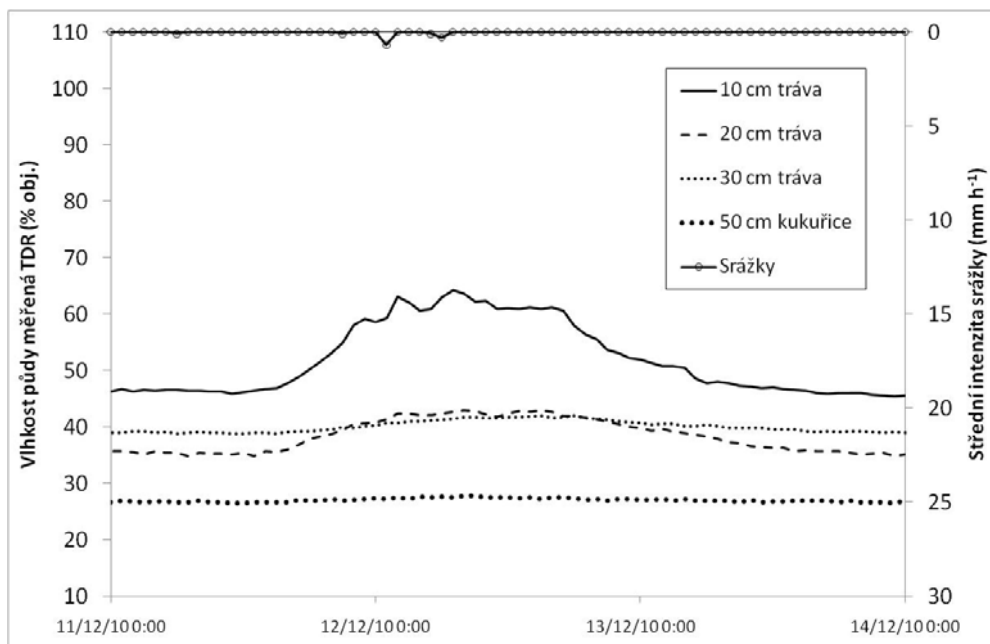
Obr. 1: Reflektometricky měřená vlhkost půdy a srážky, epizoda dešťových srážek 23. – 24. 7. 2010.



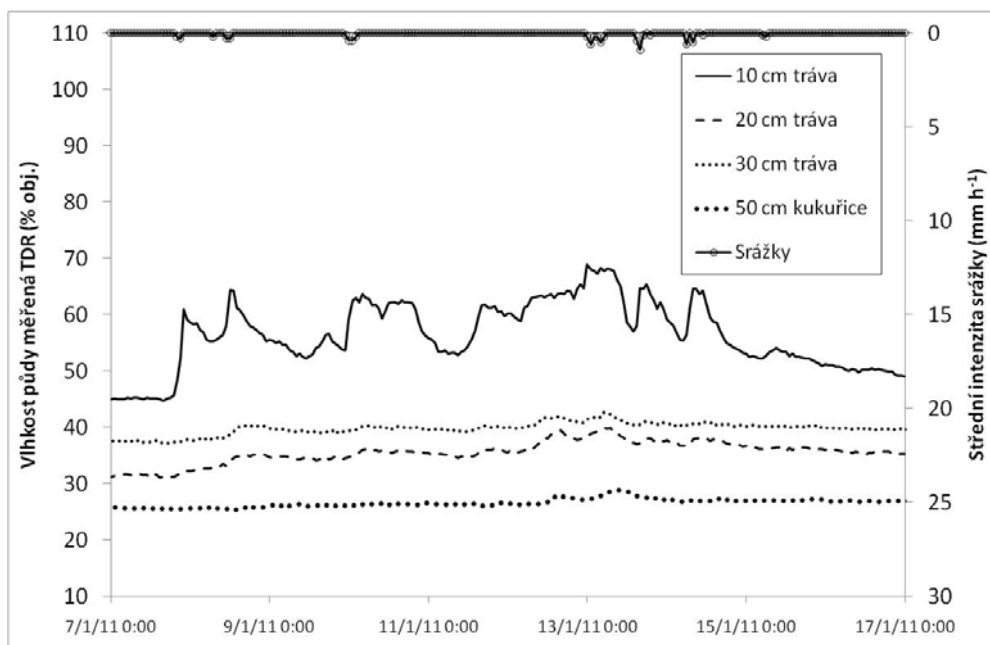
Obr. 2: Reflektometricky měřená vlhkost půdy a srážky, epizoda dešťových srážek 25. – 30.9.2010.

Obr. 3 zachycuje osamocenou třídní epizodu tání sněhu. Výška sněhové pokrývky na začátku epizody činila 20 cm, na konci jen 6 cm. Teplota půdy v hl. 10 cm kolísala kolem nuly, půda byla zamrzlá do hl. 2–3 cm, zřejmě však nikoli nepropustná. Úhrn srážek během zobrazeného období činil 1,3 mm (ve formě dešťových přeháněk), byl tedy prakticky zanedbatelný. V tomto období byla už čidla pod kukuřicí v hloubkách 15 a 30 cm vyjmuta, zůstalo jen čidlo v hl. 50 cm. Pozemek po kukuřici byl zorán a ponechán v hrubé brázdě. Počáteční vlhkost půdy byla poměrně vysoká a podobná jako

v situaci na obr. 4 (viz rozbor obr. 4 níže). Zvýšení vlhkosti půdy v důsledku tání sněhu je znatelné u všech čtyř čidel (v hl. 50 cm pod kukuřicí by bylo viditelné po roztažení svíslé osy), hromadění gravitační vody je však průkazné pouze v hl. 10 cm pod trávou. Voda z tání sněhu zjevně dokázala rychle proniknout až do hloubky 50 cm. Uvolňování kapalné vody ze sněhu do půdy se děje postupně, takže výsledný hydrogram půdní vlhkosti má kvazi-souměrný, zvonovitý tvar, zatímco náhlý déšť by způsobil rychlý vzrůst půdní vlhkosti, po němž by následoval pomalejší pokles. Během zimy 2010 – 2011 bylo pozorováno několik podobných osamocených epizod.



Obr. 3: Reflektometricky měřená vlhkost půdy a srážky, epizoda tání sněhu 11.–13.12.2010.



Obr. 4: Reflektometricky měřená vlhkost půdy a srážky, epizoda tání sněhu 7. – 16.1.2011.

Obr. 4 podává zprávu o desetidenním období oteplení v lednu 2011, kdy se vlivy teploty a dešťových srážek na tání sněhu prolínaly. Výška sněhové pokrývky na začátku období činila 13 cm, sníh však prakticky zcela zmizel z povrchu půdy 13.1.2011 a do konce zobrazeného období už nový nenapadl.

Dne 7.1.2011 byla půda zamrzlá do hloubky 9,5 cm. Zámraz zmizel 13.1.2011 spolu se sněhovou pokrývkou. Teplota půdy v hl. 10 cm byla pod nulou (s výjimkou večerních hodin 10.1. a 12.1.) až do poledních hodin 14.1.2011. Úhrn srážek (ve formě dešťových přeháněk) během zobrazeného období činil 7,3 mm, nebyl tedy vysoký, přesto však srážky působily jako stimulátor tání sněhu a v poslední třetině období (když už sníh zmizel) také jako přímý faktor tvorby gravitační vody, zejména v malých hloubkách pod povrchem. Jejich vliv i vliv tání sněhu byl citelný mj. i v důsledku vysoké počáteční vlhkosti půdy, která se v hl. 10 cm pod trávou pohybovala kolem 45 % obj., tedy blízko nasycení, v hl. 20 cm pod trávou kolem 32 % a v hl. 30 cm pod trávou kolem 38 % (což lze považovat za hodnotu blízkou polní kapacitě). Počáteční vlhkost půdy pod kukuřicí v hl. 50 cm pod kukuřicí byla poměrně nízká, nižší než během letních epizod na obr. 1 a 2. Snad zde dozníval impuls způsobený odběrem vody kořeny kukuřice během vegetačního období. Reakce vlhkosti půdy v hloubce 10 cm na tání sněhu i na srážky je silná a rychlá, gravitační voda je v různé míře nahromaděna nad čidlem téměř nepřetržitě po většinu sledovaného období. Vzrůst reflektometrické vlhkosti je strmý v důsledku dešťových přeháněk (7.1. večer, 8.1. v poledne, 9.1. večer, kolem půlnoci z 12. na 13.1., 13.1. dopoledne a 14.1. odpoledne), zatímco pozvolnější, kvazi-symetrické zvonovité hydrogramy půdní vlhkosti, obdobné křivkám na obr. 3, se vyskytují v dílčích epizodách, kdy tání sněhu není doprovázeno deštěm (9.1. odpoledne, 10.1. odpoledne a 11. – 12.1.). Čidla v hloubkách 20 a 30 cm pod trávou reagují na téměř všechny dílčí epizody (s výjimkou první dílčí epizody 7.1. večer), jejich reakce je však mírná a nesvědčí o výrazné akumulaci gravitační vody nad čidly. Čidlo v hl. 50 cm pod oranicí po kukuřici reaguje pouze na dva nejsilnější impulsy 12. a 13.1.

## Závěry

První zkušenosti s čidly půdní vlhkosti Aqua-Tel-TDR za necelý rok ukazují, že instalace ve vodorovné poloze je možná. Problémy s nedokonalým kontaktem mezi půdou a čidlem jsou pravděpodobně při vodorovné instalaci větší, vyskytovaly by se však jistě i při instalaci svislé nebo šikmé.

Při vodorovné instalaci se významněji uplatňuje vliv svislého průsaku gravitační vody půdou (převážně preferenčního proudění v makropórech), a to proto, že čidlo je poměrně dlouhé. Je-li takové čidlo instalováno *vodorovně*, skoro jistě protne několik převážně *svislých* drah preferenčního proudění, takže průsak gravitační vody je indikován prakticky vždy, když k němu dojde. Naproti tomu u krátkých a svislých čidel je méně pravděpodobné, že protnou některé dráhy preferenčního proudění, takže jich lze mj. využít ke kvantifikaci míry rozvoje preferenčního proudění (Doležal et al., 2006).

Při vodorovné instalaci je vliv gravitační vody zřetelný mj. také proto, že čidla mají tvar válce o nezanedbatelném průměru (20 – 25 mm), takže se nad nimi gravitační voda hromadí (je-li hustota jejího toku dostatečně vysoká) a teprve postupně, během několika hodin, odtéká. I nízká hustota preferenčního toku gravitační vody je však snáze a jistěji zaregistrována, když pro ni čidla představují významnou překážku. Tento efekt se nevyskytuje, resp. je zanedbatelný u jiných čidel TDR, jejichž citlivým elementem je obnažená kovová vidlice tvořená dvěma nebo více tenkými dráty nebo tyčkami, jako jsou např. CS-616 a CS-625 (Campbell Scientific) nebo TRIME P2 a P3 (IMKO GmbH).

Třetím faktorem, který kvalifikuje čidla Aqua-Tel-TDR jako vhodné indikátory preferenčního proudění, je nemožnost jejich těsného osazení do vyvrtného otvoru v půdě o konstantním průměru a nutnost použít kaši z půdy a vody k (nedokonalému) vyplnění mezery mezi čidlem a půdou. To je pro rutinní měření vlhkosti půdy nevýhoda, která vede k artefaktům – velmi vysokým reflektometricky zjištěným zdánlivým vlhkostem půdy – při průsaku gravitační vody, způsobeným tím, že zbývající mezery (makropóry) mezi čidlem a půdou se dočasně touto gravitační vodou vyplňují (zcela nebo zčásti). Právě těchto artefaktů však lze dobře využít k indikaci faktu, že k preferenčnímu gravitačnímu průsaku došlo.

Lze předpokládat, že využitelnost čidel Aqua-Tel-TDR pro tento účel nezůstane na kvalitativní úrovni, ale že bude možno měření kvantifikovat s použitím některých modelů preferenčního proudění, např. modelu dvojného nebo vícenásobného pórovitého prostředí (Vogel et al., 2000; Šimůnek et al., 2003).

## Poděkování

Práce byla podpořena výzkumným záměrem č. MSM6046070901 „Setrvalé zemědělství, kvalita zemědělské produkce, krajinné a přírodní zdroje“ České zemědělské univerzity v Praze, financované Ministerstvem školství, mládeže a tělovýchovy ČR. Výšku sněhové pokrývky a hloubku zámru měřil pan Getu Bekere Mekonnen. Některá měření srážek jsou převzata ze stanice Ústavu fyziky atmosféry AV ČR v Praze-Suchdole.

## Literatura

- Adamsen, F. J., Hunsaker, D. J. (2000): Water content determination in saline soils using self-contained TDR and electrical capacitance systems. In: Evans, R. G., Benham, B. L., Trooien, T. P. (eds.) (2000): National Irrigation Symposium: Proceedings of the 4th Decennial Symposium. Phoenix, Arizona, USA. November 14–16, 2000. American Society of Agricultural Engineers. St. Joseph, Michigan. 2000, p. 351 – 356.
- Buckingham, E. (1907): Studies on the movement of soil moisture. U.S. Dept. of Agriculture Bureau of Soils Bulletin 38.
- Doležal, F., Císlerová, M., Vogel, T., Zavadil, J., Vacek, J., Pražák, P., Nechvátal, M., Bayer, T., Doňhal, M., Zumr, D. (2006): Identifying preferential flow and transport from apparent heterogeneities of soil water and solute fields. Poster presented at „Preferential flow and transport processes in soils“ (Monte Verità, Ascona, Switzerland, November 4th – 9th, 2006). In: Roulier, S., Schulin, R. (ed.) (2006): Preferential flow and transport processes in soils. Abstracts. Swiss Federal Institute of Technology, Zürich (ETHZ), p. 90 – 91.
- Doležal, F., Matula, S., Špongrová, K., Barradas, J., Miháliková, M. (2010): Laboratory and field calibration and field installation of Automata Aqua-Tel-TDR soil moisture and temperature sensors. Poster. Abstract in: Paltineanu and Muñoz (2010).
- Gössl, V. (1940): Půda jako zásobitelka rostlin vodou. Zprávy výzkumných ústavů zemědělských č. 78, Praha.
- Paltineanu, I. C., Muñoz, J. V. (eds.) (2010): Transactions. The Third International Symposium on Soil Water Measurement Using Capacitance, Impedance and TDF. Murcia, Spain, April 7 – 9, 2010. CEBA-CSIC, Murcia, and PALTIN International Inc., Laurel, MD.
- Richards, L. A. (1931): Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1, 319 – 333.
- Rode, A. A. 1952: Počvonnaja vlaga. Izdatel'stvo Akademii nauk SSSR, Moskva.
- Šimůnek, J., Jarvis, N. J., van Genuchten, M. T., Gärdenäs, A. (2003): Review and comparison of models for describing non-equilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone. *Journal of Hydrology*, 272, 14 – 35.
- Vogel, T., Gerke, H. H., Zhang, R., van Genuchten, M. T. (2000): Modeling flow and transport in a two-dimensional dual-permeability system with spatially variable hydraulic properties. *Journal of Hydrology*, 238, 78 – 89.
- Zhao, X., Voice, T., Hashsham, S. A. (2006): Bioreactor landfill research and demonstration project Northern Oaks Landfill, Harrison, MI. Final Report, August 29, 2006. Submitted to Environmental Research and Education Foundation. Department of Civil and Environmental Engineering, Michigan State University, 63 p. Available at: [http://www.automata-inc.com/Assets/pdf/Reports/Bioreactor\\_Landfill\\_Final\\_Report-Harrison-Michigan.pdf](http://www.automata-inc.com/Assets/pdf/Reports/Bioreactor_Landfill_Final_Report-Harrison-Michigan.pdf), accessed 9 February 2011.

# Hydrologický režim Labského dolu

Libor Ducháček

ČHMÚ, Oddělení hydrologického výzkumu, Želivského 5, 466 05 Jablonec nad Nisou  
Přírodovědecká fakulta UK v Praze, KFGG, Albertov 6, 128 43, Praha 2

## Abstrakt

Labský důl je pravděpodobně nejvýraznějším prvkem zanechaným horským ledovcem na území České republiky. Většina výzkumů v této oblasti se zaměřovala na geomorfologické prvky tohoto rozmanitého prostředí a hydrologická charakteristika byla vždy autory prozkoumána jen povrchově. Tato práce zahrnuje základní hydrografické a hydrologické vlastnosti Labského dolu vycházející z fyzicko-geografické charakteristiky povodí. Těžištěm práce je část povodí pramenného Labe uzavřená hladinoměrem instalovaným PřF UK, jež byla podrobena detailnějšímu hydrologickému výzkumu. V práci je popsána reakce povodí na různé srážkové situace, které jsou zhodnoceny pomocí hydrologické bilanční rovnice. Hodnocení bylo provedeno pomocí různých interpolačních metod, jejichž vzájemným porovnáním se určil podíl jednotlivých složek hydrologické bilance. Hlavním přínosem práce je vedle charakteristiky hydrologického režimu dostatek teoretických i empirických poznatků, které by měly posloužit jako vhodný podklad pro zpracování srážko-odtokového modelu.

**Klíčová slova:** Fyzicko-geografická charakteristika, odtokové poměry, interpolace, hydrologická bilance.

## Úvod

Labský důl patří mezi nejvýznamnější a nejrozmanitější oblasti Krkonoš a díky své geografické výjimečnosti je unikátní i v rámci celé České republiky. Zvláštní význam hydrologie, na níž je tato práce zaměřena, je již předurčen číslem hydrologického povodí 1-01-01-001, které označuje zdrojové povodí největší české říční soustavy. Ovšem i ostatní složky přírodní sféry výrazně ovlivnily dnešní reliéf, především následky glaciální modelace jsou velmi patrné a váží se na ně i unikátní biosférické relikty s řadou endemitů. Právě z těchto důvodů nabízí tato oblast široké spektrum konkrétních výzkumů a detailních zpracování různých lokalit, což láká pozornost nejen mnoha autorů diplomových prací a projektů, ale i turistů, které láká vedle výjimečné přírody i relativní nedostupnost. Ta je dána jak členitostí terénu, tak nedocenenou snahou ochranářů povolujících vstup jen v určitém ročním období.

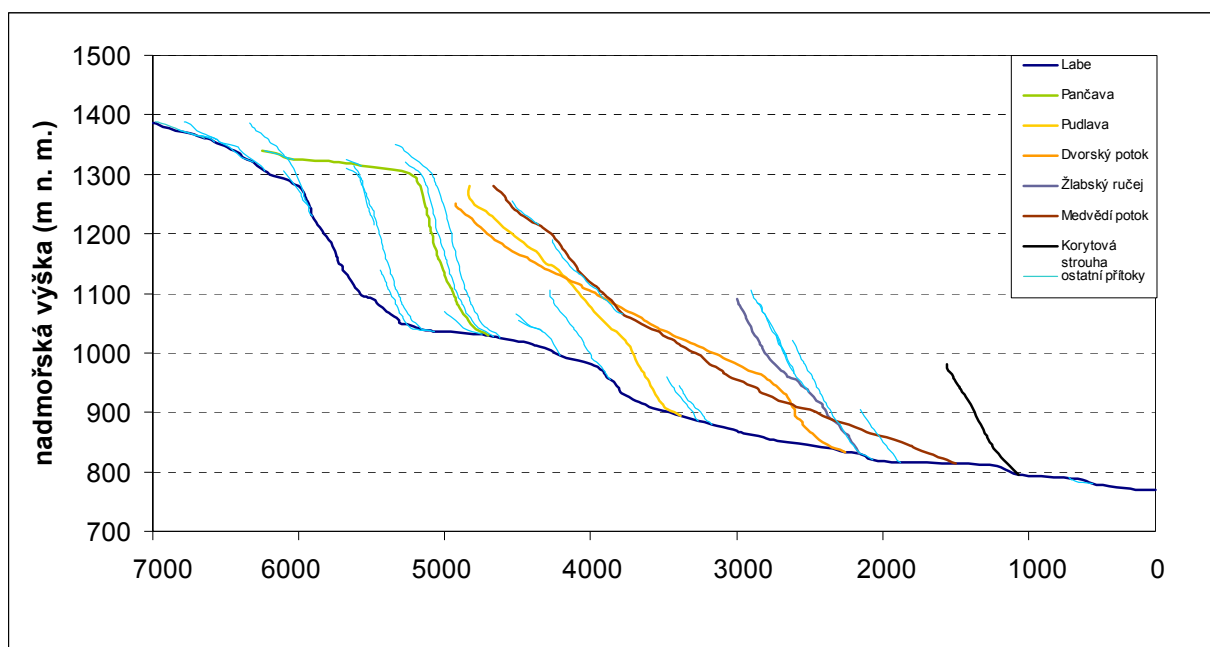
Tento projekt je hydrologického charakteru a proto si klade za úkol detailně popsat hydrografické vlastnosti zkoumaného povodí, především pak území nad soutokem s Pančavou, kde se nachází kar pleistocénního ledovce. Návazně na tyto charakteristiky jsou zpracovány i odtokové poměry Labe, které vycházejí z terénních měření průtoků a v zimě z pravidelných měření výšky a vodní hodnoty sněhu. Z těchto důvodů spadá práce pod grant: 2006–2008 grant GA ČR (205/06/0587): „Glaciální, periglaciální a paleoekologické doklady vývoje krajiny Krkonoš“ (hlavní řešitel RNDr. Zbyněk Engel Ph.D.)

## Fyzicko-geografická charakteristika zájmového povodí

Zájmové území odpovídá části toku Labe od jeho pramene (1386 m n. m.) po soutok s Bílým Labem (775 m n. m.). Povodí se nachází v západní části Krkonoš a jeho rozloha je 17,25 km<sup>2</sup>, což je 3,7 % celkové rozlohy nejvyššího pohoří ČR. Dominantním prvkem krajiny je deprese Labský důl, která dává ráz celému území a umocňuje celkovou výškovou členitost. Nejvyšším bodem je vrch Vysoké kolo (1505 m n. m.), který je 4. nejvyšším vrcholem Krkonoš a celé území se svažuje jihovýchodně ke Špindlerovu mlýnu. Zvláštní pozornost je zaměřena na část povodí nad instalovaným hladinoměrem, 5,13 ř. km (od soutoku s Bílým Labem). Toto území bylo podrobena detailnějšímu výzkumu a častějším měření, jelikož jsou zde dochovány nejmarkantnější vlivy pleistocénního zalednění.



Klimatické podmínky ve sledované oblasti za poslední glaciální epochy nelze s těmi dnešními srovnávat, přestože oblast patří k nejchladnějším z celé ČR. Přesto je mezoklima Labského dolu značně poznamenáno působením ledovce a mnohé znaky glaciálních a periglaciálních podmínek jsou dodnes patrné. Nejmarkantnější z nich je typický ledovcový trog ve tvaru písmene U a přilehlé karové deprese označované v české literatuře jako jámy. V těchto poměrně nedostupných a nehostinných skalních prostorách však nalezneme dnes nejdůležitější relikty v podobě botanických endemitů. Mezi ně patří především druhy, jež vyhledávají specifické podmínky krytých žlabů a štěrbin, kde mají vhodné podmínky pro přečkání drsných klimatických podmínek a zároveň jsou chráněny před přírodními disturbancemi i turistickým zájmem. Opačnou strategii vyznávají druhy usazené na izolovaných svazích, které často postihují laviny a sesuvy. Na těchto plochách, označovaných jako zahrádky (Schustlerova zahrádka), se usazují semínka teplomilných rostlin z údolí Mumlavy, které sem přinese silný SZ vítr. Vegetační podmínky jsou celkově v oblasti podmíněny nadmořskou výškou a orientací svahů, které jsou mnohde exponovány drsným klimatickým podmínkám, především silnému větru a extrémním teplotám. Tyto nejvyšší polohy jsou více náchylné k erozi, a proto jsou nejvyšší polohy Vysokého kola a Violíku tvořeny především kamennými poli, na kterých jsou schopné se udržet pouze mechy a lišejníky. Přítomnost vegetace tak výrazně ovlivňuje tání sněhu i odtok spadlých srážek.



Obr. 1: Podélný profil toku (Zdroj dat: Topograstr, Spatial Analyst).

Z hydrologického hlediska je povodí Labského dolu tvořeno třemi specifickými oblastmi. Jsou jimi nejvyšší polohy Slezského hřbetu a hřebenu od Medvědína po Vrbatovo návrší, které tvoří rozvodnici území a jejich prostředí je typické nejnižšími teplotami a vysokým úhrnem srážek. Tyto hřebeny obklopují ploché oblasti nad 1300 m n. m., kde se nacházejí hydrologicky významné prvky. Vedle samotného pramenu Labe na Labské louce se zde nacházejí i rozsáhlá rašeliniště, jež jsou podstatnými zdroji vody během letního sucha i zimních minim, což potvrzují i nadprůměrné průtoky Pančavy, která pramení v největším z těchto rašelinišť na Pančavské louce. Náhorní plošiny jsou v zimě hlavními akumulacími oblastmi sněhu, který je přinášen sz větry od Mumlavy. Anemo-orografický systém údolí Mumlavy a Labského dolu podmiňuje vznik lavinových převisů na lemech trogu, které jsou výsledkem intenzivního převívání sněhu po plochem terénu. Terénní měření výšky a vodní hodnoty sněhu v těchto oblastech zároveň potvrdily nejvyšší mocnost sněhové pokrývky v povodí, která je však následně intenzivně redukována během oblev a jarního tání, kdy vysoká intenzita větru společně s insolací území a klečovým porostem podmiňují rychlejší tání v porovnání s okolními oblastmi. Třetí výjimečnou oblastí v povodí jsou úpatní strmé svahy ukončené korytem Labe, které tvoří jakousi páteř

povodí, do které jsou rovnoměrně odvodňovány jednotlivé svahy Labského dolu. Pravostranné přítoky Labe vykazují nižší odtokovou dobu než toky ze svahů Vysokého kola, což je zapříčiněno velkým elevačním skokem severních svahů trogu, které jsou ze značné části tvořeny skalními převisy s vodopády. Levostranné přítoky může kromě nižší sklonitosti brzdit i komunikační síť cest a pěšin, na kterou jsou vázány antropogenní protierozní úpravy koryta. Jistou elevační výjimku tvoří plochá akumulací terasa meandrů Labe, která uzavírá blíže zkoumanou část povodí. Právě zde se v glaciální historii utvořilo hrazené glaciální jezero, jež je dnes zaplněno aluviálními i fluviálními sedimenty, na kterých se objevují rašelinná jezírka. Přestože tato práce poměrně přesně popisuje povrchové vody v povodí, bylo by zde vhodné provést orientační hloubkové vrty, díky jimž by se daly vysledovat vlastnosti podpovrchové vody a její reakce na odtokové situace.

### Hydrografická charakteristika zájmového povodí

Z hydrografických charakteristik jsou vlastnosti říční sítě nejlépe patrné z grafu podélného vývoje toku (obr. 1). Zvlášť dobře lze vidět prudký zlom okolo 1300 m n.m., kde pravostranné přítoky padají do údolí a také schod vystupujících údolí Pudlavy, Dvorského potoka a Žlabského ručeje ve výškách okolo 1000 m n. m. Znatelná je také plochá část meandrů Labe na soutoku s Pančavou, kde dochází k částečné akumulaci materiálu. Jak uvádí Engel (2006), toto území je reliktem proglaciálního jezera, jehož hloubka zde dosahovala až 16 m. Zatímco většina toků horního povodí pramení v náhorním plató ve výškách nad 1350 m n. m., toky na svazích Vysokého kola pramení přibližně o 100 m níže v suťových polích nad hranicí kleče. Dolní část toku klesá poměrně rovnoměrně a patrně jsou elevační stupně na místech, kde Labe prořezává reliktní ústupové morény.

### Hodnocení odtokových situací

Jelikož sledovaná řada průtoků v Labském dole je velmi krátká, nelze charakterizovat odtokový režim pomocí tradičních statistických hydrologických metod jako je dlouhodobý průtok ( $Q_a$ ), průměrný roční průtok ( $Q_r$ ) nebo typické sezónní průtoky. Z těchto důvodů se v této práci nenachází ani tabulka M – denních a N – denních průtoků, jelikož by vzhledem ke krátké době pozorování nebyla objektivní a nelze tak ani určit, zda sledované hydrologické roky byly mimořádně vodné, či nikoli.

Pro přiblížení odtokových poměrů v povodí slouží zhodnocení rozdílných srážkových situací, ke kterým během roku dochází. Tyto situace můžeme rozdělit podle časového trvání od intervalů v rámci minut až hodin po několika týdenní tání sněhové pokrývky v jarním období.

### Jarní tání

Jako příklad jarního odtoku vhodný pro porovnání byl zvolen časový interval 1.4. 2009 až 14.5. 2009. Toto období je ohraničeno maximem vodní hodnoty sněhu na stanici Labská bouda, po kterém následovalo prudké oteplení až o 20 °C. Sledované období navíc bylo poměrně chudé na dešťové srážky (celkově do 70 mm), takže za hlavní zdroj vody v tocích lze považovat především tající sníh (obr. 2). Konec období tvoří lokální minimum, jež je následováno vyšším úhrnem srážek.

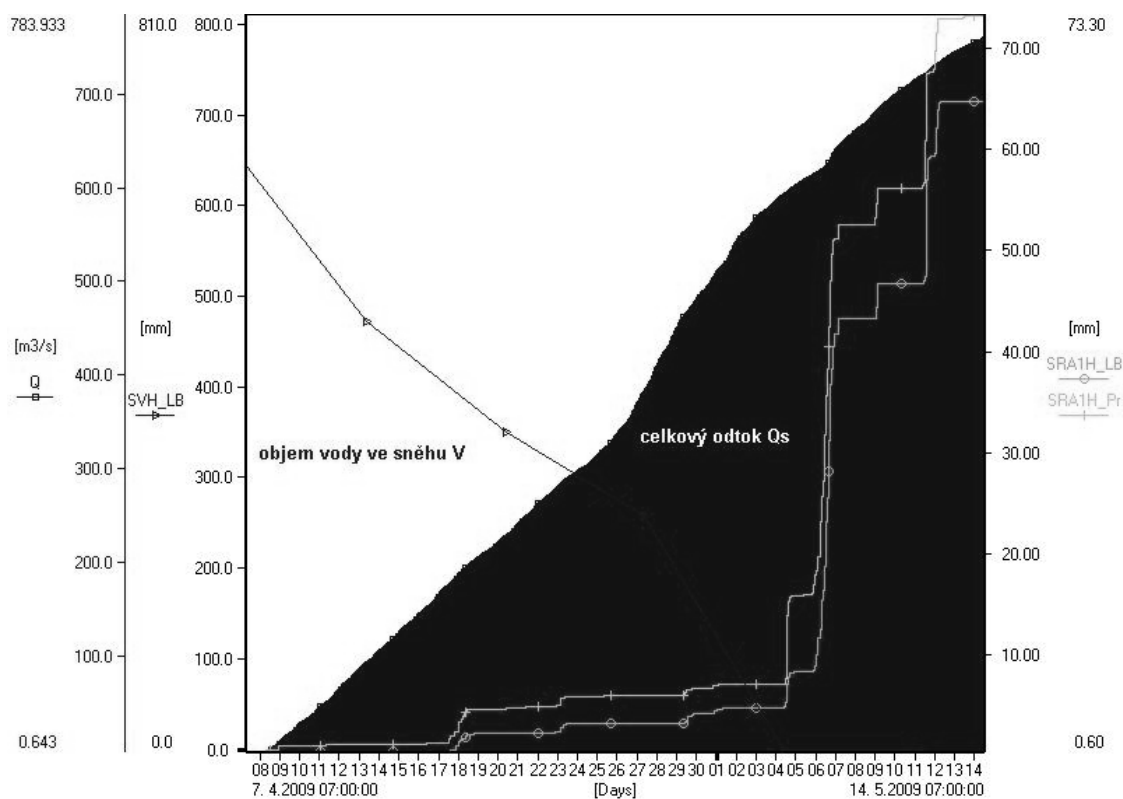
Suma načítaných průtoků ( $Q$ ) činí 758 m<sup>3</sup>/s a jelikož se jedná o hodinové průměry, je třeba tuto hodnotu vynásobit 3600, tedy:

$$Q_s = Q * 360 = 2727321 \quad [\text{m}^3] \quad (1)$$

Dalším členem vodní bilance jsou spadlé srážky. Ty je možné vzhledem k jejich množství a rozložení v povodí zjednodušeně určit jako průměr z celkových úhrnů na Labské boudě a na dně dolu. Takto zprůměrovaný úhrn lze aplikovat na celé povodí:

$$S = \frac{S_{LB}}{2} + \frac{S_{Přř}}{2} = \frac{0,0723 + 0,0642}{2} * 4180880 = 285554 \quad [\text{m}^3] \quad (2)$$

Sněhová pokrývka během zimy 2008/ 2009 vykazovala poměrně vyrovnaný trend nárůstu a úbytku, který nebyl narušen výraznými oblevy během zimy ani náhlým poklesem teplot během tání. Oblast povodí a jeho okolí byla během zimy podrobně monitorována pracovníky ČHMÚ Jablonec nad Nisou, a proto lze data naměřenými pro prognózní účely charakterizovat i průběh sněhové pokrývky ve sledovaném povodí.



Obr. 2: Porovnání součtové křivky průtoků, srážek a vodní hodnoty sněhu.

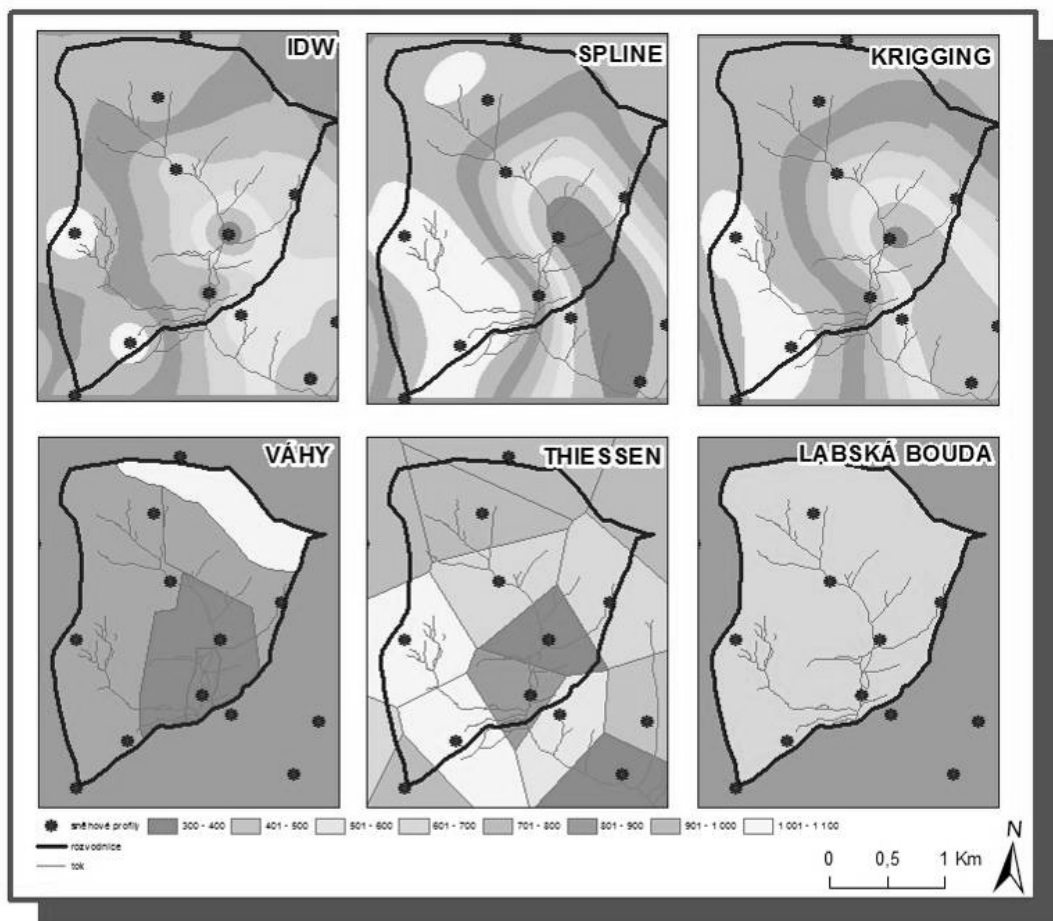
Prostorové i časové rozptřeni sněhu v povodí je velmi proměnlivé a jeho modelace je ovlivněna mnoha faktory. Povodí Labe bylo podrobena několika interpolacím v prostředí ArcGIS, které odhadují proměnlivost vodní hodnoty sněhu na základě pozemního měření v oblasti. Výsledkem je 6 generovaných map a tabulka obsahující 6 hodnot celkového množství vody v povodí (obr. 3).

Tab. 1: Statistický souhrn interpolací (Zdroj dat: ArcGIS, Spatial Analyst).

metoda výpočtu	plocha (km <sup>2</sup> )	MIN	MAX	AVG	STD	W (m <sup>3</sup> )
IDW	4,18	354	1063	806	138	3341234
SPLINE	4,18	303	1114	849	214	3516496
KRIGGING	4,18	357	1063	835	174	3458772
VÁHY	4,18	674	980	802	117	3467745
THIESSEN	4,18	354	1063	826	217	3480316
LABSKÁ BOUDA	4,18	672	672	672		2809551

Jednotlivé metody se snaží vystihnout rozložení sněhu specifickými atributy a výsledná hodnota objemu vody (W) by po upravení v rovnici hydrologické bilance měla co nejlépe odpovídat množství vody (Q<sub>s</sub>) odečteného v závěrovém profilu.

Ostatní složky hydrologické bilance byly určeny na základě pozorování na sněhoměrných polštářích v nedalekých Jizerských horách a následným vztažením limitních hodnot na sledované povodí. Přesnost těchto komponent hydrologické bilance je sice potřeba podložit konkrétním pozorováním v povodí Labe, ale pro účely této práce se jeví jako dostatečná.



Obr. 3: Interpolační výstupy vodní hodnoty sněhu (Zdroj dat: ČHMÚ, vlastní měření, upraveno v ArcGIS, Spatial Analyst).

Pro naše použití, vyjádříme odtok říčním korytem ze sněhové pokrývky a dostaneme úpravou zjednodušenou rovnici:

$$Q_S + Q_P + E + E_{tr} = W + S + K \quad [\text{m}^3] \quad (3)$$

kde  $Q_S$  = objem říčního odtoku,  $Q_P$  = objem podzemního odtoku,  $W$  = objem vody ve sněhové pokrývce,  $S$  = úhrn srážek,  $K$  = kondenzace a desublimace par ze vzduchu nad sněhovou pokrývkou,  $E$  = celkový výpar.

Porovnáním povrchového a podzemního odtoku získáme vzájemný podíl těchto složek:

$$\frac{Q_P}{Q_S} = \frac{399147}{2727321} = 0,14 \cong 14\% \quad (4)$$

Z výsledků hydrologické bilance vyplývá, že podzemní odtok dosahuje hodnoty 1/7 odtoku korytem. Tuto hodnotu je třeba upřesnit dalším výzkumem v terénu, především vliv rašelinišť jejich zadržování

vody jak na plošinách Pančavské a Labské louky, tak na dně trogu v ploché oblasti meandrů. Zde se totiž předpokládá poloha reliktního glaciálního jezera, jehož pánev pravděpodobně velmi ovlivňuje hladinu podzemní vody.

Ostatní složky hydrologické bilance představují průměrné hodnoty odvozené na základě přírodních podmínek v povodí. Jejich bližší poznání podložené větším počtem dat a měření by mělo zpřesnit dosažený výsledek, jehož odchylka od stávající hodnoty by však neměla přesáhnout 5 %.

Přehlednější dojem o celkovém podílu jednotlivých složek získáme při převedení objemu na sloupec vody rovnoměrně rozprostřený po povodí. Na levé straně rovnice tak získáme ztrátové složky povodí a na pravé straně přírůstek vody v povodí:

$$H_{os} + H_{op} + H_e + H_{et} = \Delta H_W + H_S + H_k \quad [\text{mm}] \quad (5)$$

$$652 + 126 + 32 + 11 = 800 + 68 + 21 \quad [\text{mm}] \quad (6)$$

$$81,5 + 16,75 + 4 + 1,3 = 100 + 8,5 + 2,6 \quad [\%] \quad (7)$$

### Dlouhodobé srážky

Z hlediska srážkových úhrnů, které jsou časově rozděleny do několik dnů, je velmi obtížné určit hydrologickou bilanci, protože nelze přesně postihnout jednotlivé srážkové periody a jejich vliv na průtok v korytě. K postihnutí těchto situací je potřeba hustší síť srážkoměrů a především sledování podzemní hladiny vody, pomocí níž je možné určit retenční kapacitu povodí, kterou výrazně ovlivňují přítomná rašeliniště.

Jistý přehled o závislosti průtoků na vícedenních srážkách naznačuje obr. 6.29., který vykresluje poměrně intenzivní srážkové období od 27.5. 2009 do 6.6. 2009. Během srážkové situace byl zaznamenán druhý nejvyšší kulminační průtok ve sledovaném profilu ( $2,3 \text{ m}^3/\text{s}$ ) a také naměřen průtok  $1,5 \text{ m}^3/\text{s}$  pomocí hydrometrické vrtule.

Při porovnání celkového odečteného množství vody za toto období  $Q_s$  s objemem spadlých srážek  $S$  dostaneme tyto hodnoty:

$$Q_s = S \quad (8)$$

$$468\,000 = 538\,079 \quad [\text{m}^3] \quad (9)$$

Výsledná rovnice nezapočítává ostatní složky vodní bilance ( $E$ ,  $E_{tr}$ ,  $Q_p$ ), přesto dává dobrou představu o objemu vody, který byl zapojen do odtokového cyklu. Rozdíl cca  $70\,000 \text{ m}^3$  mezi srážkami a odtokem by při vynechání odparu a transpirace připadal na podzemní odtok, což odpovídá 15 % odtoku korytem. Tato hodnota odpovídá podílu podzemního odtoku při jarním tání a lze předpokládat, že i při uvažování výparu a transpirace v povodí by podíl podzemního odtoku neměl klesnout pod 10 %.

### Diskuze

Výsledná bilanční rovnice určuje podíl jednotlivých složek na celkovém odtoku z povodí. Vzhledem k dominanci množství sněhu a povrchového odtoku lze ve výpočtu zanedbat výše uvedené potenciální chyby. Stejně tak lze pokládat hodnoty výparu, kondenzace a srážek především jako orientační, jelikož vzhledem k celkovému množství zapojené vody v oběhu nedosahují tyto členy ani 5% podílu.

Hlavním přínosem bilanční rovnice je bezpochyby vypočtený podíl podzemního odtoku. Tento podstatný člen rovnice nelze postihnout dostupnými empirickými daty a vzhledem ke specifickým podmínkám v povodí by teoretické odvození podzemního odtoku bylo značně zavádějící. Dosažené hodnoty kolem 15 % celkového odtoku je nutno podložit empirickými hodnotami a bližší charakteristikou a tento podíl potvrdit či naopak vyvrátit.

Z hlediska hydrologického režimu je i z dosažených výsledků patrné, že hlavním zdrojem vody v povodí horního Labe je tající sněhová pokrývka. Odtok tajícího sněhu je nejčastěji soustředěn do

období duben a květen, ale v závislosti na průběhu zimy se může vyskytnout již v březnu nebo působit i z počátku června. Sníh sice může ve krytých prostorách vytrvat i do letních měsíců, ale po odtání na náhorních plošinách již podíl vody ze sněhu klesá. Odtok ze sněhové pokrývky se projevuje i několik týdnů po zmizení posledního sněhu, kdy nasáklá půda a podloží postupně uvolňuje vodu v podobě podzemního a bazálního odtoku. Odezva na srážkové situace je vzhledem k velikosti povodí poměrně rychlá a v závislosti na nasycení povodí se kulminace přibližuje maximálním srážkám od původní dvouhodinové prodlevy. Při intenzivních srážkových úhrnech dochází také k nejvyšším vodním stavům, jelikož půda nestačí infiltrovat objem spadlých srážek nebo je retenční kapacita povodí nasycena předchozími srážkami.

Výše zmíněné závěry a předpoklady nejlépe potvrdí srážko-odtokový model, pro jehož aplikaci jsou ve sledovaném povodí velmi výhodné podmínky. Velikost povodí do 5 km<sup>2</sup>, přítomnost klimatické stanice v povodí, hladinoměr a srážkoměr a několik dalších srážkoměrů v nejbližším okolí povodí společně s pravidelným měřením sněhu v západních Krkonoších poskytuje dostatek dat pro kalibraci modelu.

### **Závěr**

Zhodnocení různých odtokových situací pomocí hydrologické bilanční rovnice je praktickou ukázkou odtokových poměrů, která vychází z měření prováděných autorem práce během sledovaného období a průtoků v profilu hladinoměru. Takto pořízená data poskytují vzhledem k nedostupnosti a nehostinným podmínkám v oblasti značnou hodnotu a jejich využití přesahuje rámec této práce.

### **Literatura**

- DUCHÁČEK, L. (2009): Hydrologický režim Labského dolu. Diplomová práce. KFGG. PřF UK. Praha. 92 s.
- ENGEL, Z. (2003): Vývoj pleistocénního zalednění české části Krkonoš. Disertační práce. PřF UK. KFGG. Praha. 130 s.
- ENGEL, Z. a kol. (2006): Doklady vývoje Labského dolu v pozdním glaciálu a holocénu. In: ŠTURSA, J. & KNAPIK, R. (eds.). Geoeologické problémy Krkonoš. Sborník mezinárodní vědecké konference. Říjen 2006. Svoboda nad Úpou. Opera Corcontica. 44/1. Str. 88–93.



# Hodnocení účinnosti navržených přírodě blízkých opatření v povodí Opavy

Miroslav Dumbrovský<sup>1</sup>, Veronika Sobotková<sup>1</sup>, Jana Podhrázká<sup>2</sup>, Jan Váchal<sup>3</sup>, Radka Váchalová<sup>4</sup>,  
Petra Pártlová<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Vysoké učení technické v Brně, Ústav vodního hospodářství krajiny, Žižkova 17, 602 00 Brno

<sup>2</sup>Mendelova univerzita v Brně, ústav krajinné a aplikované ekologie, Brno

<sup>3</sup>Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zemědělská fakulta, Katedra krajinného managementu, České Budějovice

<sup>4</sup>Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zemědělská fakulta, Katedra aplikovaných rostlinných biotechnologií, České Budějovice

<sup>5</sup>Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Ekonomická fakulta, Katedra strukturální politiky EU a rozvoje venkova KSP, České Budějovice

## Abstrakt

Opatření navržená v ploše povodí mají poměrně vysokou účinnost v případě eliminace nepříznivých účinků povrchového odtoku a povodňové ohroženosti z přívalových srážek, kdy velmi účinně snižují škody na majetku občanů v zastavěných územích obce, omezují transport splavenin a difúzní znečištění do vodních toků a nádrží (zejména v ochranných pásmech povrchových vodních zdrojů) a jejich efekt je dále velmi významný v zabránění destrukce komplexního systému půdních vlastností. Úkolem je posouzení vlivu aplikace navrhovaných protierozních opatření navrhovaných v povodí Opavy krajinných opatření a vlivu vybraných suchých nádrží na snížení kulminačních průtoků v povodí řeky Opavy po závěrový profil Opava. Vliv navrhovaných opatření byl testován především v říčních profilech Opava/Karlovice, Opava/Nové Heřmínovy, Opava/nad Krnovem, Opavice/nad Krnovem, Opava/pod Krnovem, Opava/Opava nad Moravicí. Je však možno jej určit v libovolném dalším profilu říční sítě.

**Klíčová slova:** krajinná opatření, suchá nádrž, průtoky, povodí

## Úvod

Účinnost opatření potvrzují výsledky, ze kterých je zřejmé, že efekt opatření v ploše povodí se příznivě projeví zejména ve snížení úrovně erozního smyvu a snížení hodnot přímého odtoku a ve zvýšení potencionální retence a celkové přirozené retence povodí.

Těchto základních efektů je možno dosáhnout prostřednictvím:

- Ochranného zatravnění
- Zlepšení celého komplexu půdních vlastností (fyzikálních, chemických, biologických) prostřednictvím půdoochranných agrotechnologií s dalším efektem snížení zhutnění půdy a zabránění destrukci půdní struktury a vzniku půdní krusty (škraloupu)
- Eliminace pěstování nevhodných erozně nebezpečných širokořádkových plodin, které v období výskytu přívalových srážek mají nekrytý půdní povrch
- Lesnicko-pěstební opatření s efektem zvýšení hydrické funkce lesních půd a eliminace těžebně-dopravní eroze
- Biotechnických liniových opatření.

Realizaci ochranných opatření v ploše povodí zejména organizačních, agrotechnických a lesnicko-pěstebních dojde k ovlivnění C faktoru a k ovlivnění průměrného čísla CN v povodí. Toto se po návrhu opatření změní v závislosti na plošné výměře navržených opatření a jejich typu.

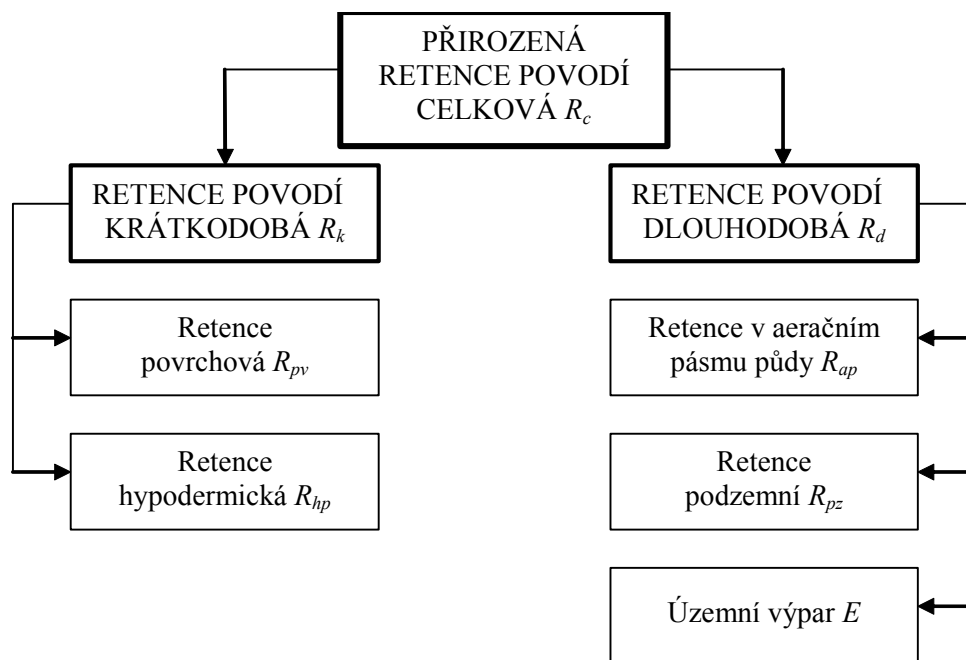


Výsledné  $\emptyset$  číslo CN, (které má ve všech modelech, kde je implementováno, poměrně vysokou citlivost vzhledem k ovlivnění hodnot odtoku z povodí) bylo počítáno podle vztahu:

$$\emptyset CN = \frac{\sum_{i=1..n, j=1..m}^{k=1..l} CN_{i,j} * F_k}{\sum_{k=1..l} F_k},$$

kde CN označuje hodnotu CN čísla.  $F_k$  označuje dílčí plochu povodí. Indexy i, j, a k označují postupně druh povrchu, hydrologickou skupinu půd a plochu, která vznikne průnikem vrstvy CN a vrstvy hydrologických skupin půd.

Jak bylo výše uvedeno, prostřednictvím ochranných opatření v ploše povodí lze zvýšit celkovou přirozenou retenci povodí a její dvě hlavní složky - retenci krátkodobou  $R_{kt}$  a dlouhodobou  $R_{dt}$  a zlepšit tak schopnost krajiny pozdržet extrémní srážky (podrobně viz Dumbrovský, M a kol. 2002). Rozdělení celkové přirozené retence povodí  $R_c$  na jednotlivé složky ilustruje obr. 1.



Obr. 1. Rozdělení celkové přirozené retence povodí  $R_c$  na jednotlivé složky.

Účinnost ochranných opatření v ploše povodí se zesiluje se snižující se průměrnou dobou opakování příčinné srážky (roční až desetileté srážky). Velmi pozitivním doprovodným efektem realizace ochranných opatření (navržené liniové biotechnické prvky jsou navrhovány s doprovodným ozeleněním) je zvýšení ekologické stability území.

Aby se mohla účinnost navržených opatření prakticky projevit v ploše povodí je nutno začít s jejich realizací. Agrotechnická a organizační opatření je možno začít realizovat po dohodě s uživateli pozemků v návaznosti na jejich konkrétní osevní rotace. Pro možnost praktické realizace byla agrotechnická a organizační opatření plošně specifikována na hranice bloku LPIS což umožňuje nejen prostorové situování navržených opatření ale také identifikaci uživatele předmětných bloků LPIS. Po dohodě s uživateli pozemků je možno začít realizovat vybrané liniové prvky ochranných opatření jako

jsou v první řadě stabilizace drah soustředěného povrchového odtoku zatravněním (po jarním tání sněhu či po přívalové srážce je možná jejich identifikace v terénu) a dále zasakovací pásy, které je možno začít realizovat i v místech návrhu budoucích průlehů a protierozních mezí. Následně potom v rámci procesu KPÚ budou tyto liniové prvky zahrnuty do plánu společných zařízení. Realizace ochranných nádrží bude územně podpořena provedením KPÚ v dotčených katastrálních územích, což umožní do prostoru budoucích ochranných nádrží vymezit pozemky, které se prostřednictvím plánu společných zařízení dostanou do vlastnictví obce.

## Materiál a metody

V povodí řeky Opavy je od konce 90 let minulého století používán pro simulaci, predikci a operativní řízení povodňových průtoků způsobených regionálními srážkami programovým modelem HYDROG (Starý, 1991-2007). Je pro uvedené účely využíván jednak Povodím Odry státní podnik a jednak Českým hydrometeorologickým ústavem. Proto byl zvolen zpracovatelem úkolu jako nástroj pro simulaci povodňových průtoků a stanovení účinnosti aplikace výše uvedených opatření.

Plošný povrchový a plošný koncentrovaný tok vody schematizovaným povodím je řešen kinematickou vlnovou aproximací (extrémní zjednodušení rovnic Saint Venanta). Plošný podzemní odtok je řešen kombinací s koncepčním regresním modelem, ze kterého je procentuální díl v každém časovém kroku výpočtu postupně rozpočítáván v poměru velikosti zavěšených ploch. Každá zavěšená plocha má tedy svůj povrchový a podzemní odtok. Říční síť je tak v úsecích zavěšených ploch zatěžována současně povrchovým a podzemním odtokem. Uvedený přístup tak umožňuje v mezích přijatelné přesnosti vykreslovat na konci libovolného úseku daného dělení říční sítě průběh celkového průtoky. Pro řešení řídicích rovnic toku vody schematizovaným povodím jsou použity explicitní diferenční metody pracující s časovým krokem 1 minuta. V povodí je možno situovat údolní nádrže i suché nádrže. Řídicí rovnice nádrží jsou řešeny metodou Runge-Kutta 4.řádu, pracující se stejným časovým krokem.

## Výběr modelovaných povodňových situací (PS)

V povodí Opavy byly ve výše uvedených vybraných profilech Českým hydrometeorologickým ústavem stanoveny N-leté kulminační průtoky, které jsou uvedeny v tab. 1 (Starý-2007).

Tab. 1: N-leté průtoky s vyznačeným číslem sledovaných profilů.

Profil (číslo úseku dle schematizace)	$S_p$ [km <sup>2</sup> ]	$Q_a$ [m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ]	Rok	$Q_1$ [m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ]	$Q_5$ [m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ]	$Q_{20}$ [m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ]	$Q_{50}$ [m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ]	$Q_{100}$ [m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ]
Opava Karlovice (13)	169,3	2,52	1999	15	45	87	125	160
Opava Nové Heřminovy (30)	282,5	3,34	2001	22	66	121	166	206
Opava nad Opavicí (Krnov) (143)	370,8	3,90	2003	25	70	129	180	225
Opavice ústí (63)	195,4	1,33	2001	15	39	73	102	129
Opava pod Opavicí (64)	566,3	5,23	2006	36	100	182	250	309
Opava nad Moravicí (97)	945,9	6,45	2002	46	124	226	312	388

Problémem v daném povodí je nedostatečný počet povodňových situací (dále jen "PS"), ve kterých by byla k dispozici naměřená srážkoodtoková data, umožňující provést modelování a testování účinku navrhovaných opatření. Byla získána vstupní data pro následující PS (Starý-2007):

- Srpen 1972
- Červenec 1975
- Srpen 1977 (první vlna)
- Květen 1996
- Červenec 1997

## **Odhad vlivu protierozních opatření uplatňovaných v krajině**

Z výsledků je zřejmé, že protierozní opatření jsou uplatňována částečně v dolní části povodí řeky Opavice a mezi Novými Heřmínovými a Krnovem na řece Opavě. Nejrozsáhlejší opatření jsou plánována v mezipovodí řeky Opavy mezi Krnovem a Opavou. Je tedy možno očekávat, že vliv protierozních opatření se uplatní především na přítocích v této části povodí. Protože model HYDROG pracuje s podzemním odtokem, který za povodňových situací (způsobených déletrvajících regionálními dešti), stejně jako v přírodě po určité době narůstá, bylo otázkou, jakým způsobem se vlivem protierozních opatření zpomalené povodně na přítocích setkají a složí s kulminacemi povodní na řece Opavě (synergický efekt).

Krajinná protierozní opatření, navržená formou zasakovacích pásů (ZASP), sdružených drah soustředěného odtoku (SDSO), protierozních mezí (PM) a trvale travnatých povrchů (TTP) byla v modelu HYDROG uplatněna změnou vlastností povrchů odpovídajících zavěšených ploch (Starý, 2007). Jedná se především o uvažování zatravnění a o částečnou změnu drsnosti. Odpovídající vlastnosti zavěšených ploch, kterých se tato opatření týkala, byly uvažovány metodou vážených průměrů, kde vahou byla plocha příslušného opatření.

Z uvedených výsledků (Starý, 2007) je patrný poměrně nízký efekt protierozních opatření v krajině na dosažené hodnoty kulminačních průtoků. Výrazněji se uplatňuje pouze v profilu 97 Opava/Opava, kde se více uplatňuje vliv mezipovodí mezi Krnovem a Opavou, ve kterém je rozsah protierozních opatření poměrně značný. Zde u stoletých povodní v Nových Heřmínovech, resp. Krnově nepřekračuje pokles kulminačních průtoků 10 %. U reálné povodně Op97 nepřesahuje pokles 7 %. Naopak u obou teoretických povodní přesahuje pokles 12 %, resp. 13 %. Poměrně nízký pokles je i u povodně Op96H, kdy bylo dosaženo poměrně velkých srážek právě v mezipovodí mezi Krnovem a Opavou. Nepřesahuje tu 7 %. Naopak nejvyšší účinek se projevil při poslední reálné povodni ze srpna 2007 – Op07, kdy v Opavě poklesl průtok o více než 18 %.

Je zřejmé, že u povodní, které jsou způsobeny regionálními dešti, dosahují protierozní opatření vyššího účinku při průtocích s nižší N-letostí. S narůstající N-letostí se uvažovaný účinek postupně snižuje a u extrémních povodní se postupně vytrácí.

### **Závěr**

Ochrana před nepříznivými účinky povrchového odtoku a povodněmi není nikdy absolutní. Studie prokázala, že strukturálními opatřeními však lze výrazně omezit erozní smyv a transport splavenin a částečně omezit povodňové kulminační průtoky, transformovat povodňovou vlnu a tím příznivěji ovlivnit časový průběh povodní. Uvedené vyplývá z provedených analýz zaměřených na hodnocení účinnosti navržených opatření. Z výsledků je zřejmá rozdílná účinnost opatření v ploše povodí vzhledem k příčinným srážkám regionálním a srážkám přívalovým. Opatření v ploše povodí, zejména protierozní opatření i suché nádrže tak, jak byly naddimenzovány, jsou určeny především pro lokální ochranu povodí před dopady povodní způsobenými přívalovými dešti. To znamená před příčinnými dešti s velmi krátkou dobou trvání, vysokou intenzitou a poměrně malou zasaženou plochou. Jedná se o deště velmi málo časoprostorově předvídatelné. Následné škody však bývají i na plochách malých povodích často značné.

Na druhé straně regionální deště, které jsou charakteristické relativně malou intenzitou, dlouhou dobu trvání a velkou zasaženou plochu, způsobují regionální povodně ve středně velkých a velkých povodích. Jejich předvídatelnost se v posledních letech značně zlepšila a dále se upřesňuje. Studie hodnotící účinnost opatření v ploše povodí prokázala, že navržená opatření jsou z hlediska regionálních povodní nedostačující. Protierozní opatření v krajině i rozmístění suchých nádrží je situováno převážně do mezipovodí řeky Opavy v úseku mezi městy Krnovem a Opavou. I když individuální účinky jednotlivých opatření se na přítocích řeky Opavy v této oblasti projevují poměrně výrazně snížením kulminačních odtoků, jejich vlivem však dochází k časovému zpoždění odtoků až do doby kulminace povodní v Opavě. Potom se projevuje efekt nežádoucího skládání průtoků.

Uvedené skutečnosti působí na první pohled dosti nepříznivě. Jako řešení se však přímo nabízí doplnění systému o prvek klíčového významu, který bude moci výrazně ovlivňovat povodňové průtoky na středním úseku toku Opavy. Vedle výše zmíněného nižšího ochranného účinku opatření v ploše povodí v případě povodní vyvolaných regionálními srážkami, mají tato opatření poměrně vysokou účinnost v případě eliminace nepříznivých dopadů povrchového odtoku a míry povodňového nebezpečí, které vyplývá z přívalových srážek. Z konkrétních výsledků je zřejmé, že efekt opatření v ploše povodí se příznivě projevuje ve snížení hodnot přímého odtoku, ve zvýšení potencionální retence a ve snížení úrovně erozního smyvu. Z toho vyplývá, že je žádoucí realizovat navržená opatření v ploše povodí Opavy nad Moravicí. Základním nástrojem pro možnost praktické realizace jsou pozemkové úpravy, zejména komplexní pozemkové úpravy.

Racionálními a koordinovanými přístupy lze při pozemkových úpravách (zejména v oblasti srážkoodtokové fáze koloběhu vody v krajině) docílit zvýšení vodní retenční schopnosti půd a krajiny a zajistit tak snížení transportu splavenin, erozního smyvu a hodnot přímého odtoku.

Optimalizace a cílené využívání krajiny v návaznosti na komplexní systém opatření v ploše povodí má v podmínkách vlastnických vztahů význam jak při zajišťování obecné ochrany vod v krajině, tak i v případech speciální ochrany vodních zdrojů. Realizace opatření v ploše povodí prostřednictvím pozemkových úprav je v současné době významným nástrojem nejen při tvorbě a ochraně krajiny, ale i při ochraně vodní komponenty prostřednictvím komplexní ochrany a organizace povodí. Uvažovaná opatření mají vedle protierozní a protipovodňové ochrany příznivý účinek ve zvýšení retenční schopnosti krajiny a přínos i k zajištění její ekologické stability.

Pozemkové úpravy poskytují dostatek nástrojů k návrhu protierozních a protipovodňových opatření, a to zejména v případě ochrany povodí při přívalových deštích a také do určité míry pro ochranu před povodněmi vzniklými v důsledku extrémních úhrnů srážek.

*V prvním případě* je návrh protipovodňových opatření založen na důsledné protierozní ochraně půdy, která je povinnou součástí každého projektu KPÚ a uplatňuje se v rámci návrhu plánu společných zařízení, sestávající se zejména ze vzájemně propojených dopravních, ekologických, protierozních a vodohospodářských opatření s důrazem na řešení odtokových poměrů.

*Ve druhém případě* tj. při ochraně před povodněmi vzniklými v důsledku extrémních úhrnů srážek se do jisté míry uplatní navržená komplexní ochrana povodí, ale hlavní možnosti poskytují KPÚ při uspořádání vlastnických práv v inundačních územích zaplavovaných při povodních v suchých nebo i v trvale zatopených nádržních prostorech, jakož i v případě realizace dalších, zejména liniových technických prvků protipovodňové ochrany. Přitom je možno v maximální míře využít státní a obecní půdu, kterou lze alokovat právě do těchto území a omezit tak krajní způsob vyvlastnění soukromých pozemků ve veřejném zájmu. Kromě toho mohou být pozemky vlastníků, kteří chtějí intenzivně hospodařit, přemístěny z území protipovodňové ochrany (kde se předpokládá především zatravnění) do jiných méně ohrožených míst.

Zkušenosti z minulých katastrofálních povodní však dokazují, že ani příznivé hodnoty přirozené retenční schopnosti krajiny nezabránilo v případě extrémních dlouhotrvajících regionálních dešťů škodám na majetku a dokonce i ztrátám na životech obyvatel. Z toho lze učinit závěr, že při budování protipovodňových opatření bude nutné volit vedle důsledné realizace opatření v ploše povodí také technická opatření nádrží a suchých ochranných nádrží s vyšším retenčním účinkem..

## **Poděkování**

Tento článek vznikl za přispění a podpory výzkumných projektů MSM 6007665806“ a výsledků výzkumného projektu MZE0002704902 Ministerstva zemědělství české republiky a z grantu NAZV QH 92298.

## Literatura

- Dumbrovský, M., a kol.(2007): Návrh strukturálního řešení protierozních a protipovodňových opatření v povodí horní Opavy, část B Návrhy protierozních a protipovodňových opatření v ploše povodí a návrhy retenčních nádrží, studie MŽP.
- Dumbrovský, M., Mezera, J., a kol. (2000): Metodický návod pro KPÚ .,Metodika VÚMOP Praha, .
- Eliáš, V. a kol.(1999): Vodní režim půd a jeho vliv na extrémní hydrologické jevy v měřítku malého povodí - metodika. In: Workshop '99 -Extrémní hydrologické jevy v povodí. ČVUT - FAST Praha, 123 - 124.
- Chow Ven Te (1964): Handbook of Applied Hydrology. Mc Graw – Hill Book Company New York.
- Starý, M. (1991 – 2007): HYDROG. Software pro simulaci, predikci a operativní řízení odtoku vody z povodí. Brno.

# Typy a hodnotenie sucha v povrchových a podzemných vodách v povodí Nitry

Miriám Fendeková, Marián Fendek

Katedra hydrogeológie, Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského v Bratislave,  
Pav. G, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovenská republika

## Abstrakt

Research results documented, that the occurrence of drought in the surface water (represented by stream flow discharges) in the small mountainous sub-catchment of Nitra River at Kľačno (Slovak Republic) is more frequent than in the closing profile of the entire Nitra catchment at Nove Zamky, representing a large catchment. The highest drought frequency was documented for short-duration (10 – 49 days) droughts. Groundwater droughts estimated using the base flow values were less frequent, but lasted longer. More frequent than in surface water were droughts with the duration of more than 100 days, multiyear droughts were documented, too. Drought in the groundwater level occurred in the small catchment with the frequency two-times higher than in the large catchment, but the total length of the drought was higher in the closing profile representing the large catchment. What the seasonality of surface water droughts in the small mountainous catchment is concerned, they often start in summer and last till the autumn. Winter droughts occur, too. The summer-autumn type of drought is definitely the most frequent type of drought in the downstream – lowland part of the Nitra catchment. None winter drought was documented in the evaluated period.

**Kľúčové slová:** sucho, povrchová voda, podzemná voda, typ sucha, klasifikácia sucha.

## Úvod

Hydrologické extrémny od nepamäti sprevádzajú históriu ľudstva a nesú so sebou ekonomické škody ale aj straty na ľudských životoch. Zatiaľ čo extrém maxima, prejavujúci sa povodňovými udalosťami, bol vždy sledovaný s veľkou pozornosťou, opačný extrém – sucho – nebol v podmienkach mierneho klimatického pásma tak často dokumentovaný. V rôznych klimatologických a hydrologických režimoch sa následky sucha môžu podstatne líšiť. Zatiaľ čo v miernych zemepisných šírkach vedie nedostatok vody najčastejšie ku vzniku ekonomických škôd, hlavne v oblasti poľnohospodárstva, v aridných a semi-aridných oblastiach často vedie ku hladomoru, ktorý má fatálne následky.

Najvýznamnejšie dokumentované sucho novodobej histórie v našich krajinách sa viaže k roku 1947, avšak štúdie ukazujú, že aj v ďalších desaťročiach minulého a v prvom desaťročí tohto storočia sa vyskytovali intenzívne suchá, ktoré postihli plošne veľké územia. Čoraz častejší výskyt sucha v posledných desaťročiach viedol k tomu, že aj fenoménu sucha sa začína venovať zvýšená pozornosť.

Komplexnému vedeckému výskumu sucha sa v ostanom období venovali napr. Tallaksen a van Lanen (2004), ktorí uvádzajú niekoľko základných typov sucha, a to najmä sucho meteorologické, hydrologické, poľnohospodárske a socio-ekonomické. Takáto klasifikácia sucha odráža sféru, ktorú sucho postihuje, pričom sa skúma nedostatok vody v jednotlivých geografických sférach Zeme (atmosféra, hydrosféra, pedosféra, biosféra...) ale aj jej nedostatok v antroposfére. V dôsledku toho, že sucho má rôzne prejavy a následky v uvedených sférach, nejestvuje dodnes jediná všeobecne uznávaná definícia sucha. Pre všetky typy sucha je spoločné to, že sucho sa odvíja od nedostatku zrážok, ktorý vzniká pri určitých typoch poveternostnej situácie. Z atmosféry sa potom sucho šíri do ďalších zložiek hydrosféry (pôda, povrchové vody, podzemné vody) a následne sa jeho vplyvy prejavujú v antroposfére nedostatkom vody na chod spoločnosti či už v oblasti potreby vody pre zásobovanie obyvateľstva pitnou a úžitkovou vodou, pre priemysel, poľnohospodárstvo alebo terciérnu sféru.

Ďalšie možnosti klasifikácie poskytuje výskum sucha so zameraním na jeho časové a priestorové charakteristiky. V miernych zemepisných šírkach sa sucho najčastejšie vyskytuje v letno-jesennom období a následne aj v zimnom období v dôsledku viazania zrážok v tuhej forme, zamrznutého povrchu pôdy, resp. povrchových vodných útvarov.

Predložený príspevok sa zaoberá hodnotením sucha v povrchovej a podzemnej vode z pohľadu jeho časovo-priestorových charakteristík v povodí toku Nitra, pričom porovnáva typ sucha a početnosť jeho výskytu v malom sub-povodí s jeho početnosťou v záverečnom profile povodia. Pri riešení úlohy sme sa zamerali na výskyt sucha v povrchových vodách v troch profiloch: v profile č. 6500 Kľačno, reprezentujúcom horskú časť povodia, v profile č. 6540 Nedožery, reprezentujúcom prechod zo stredohorskej do vrchovinnú-nízinnej oblasti režimu odtoku a v profile č. 6772 Nitra-Nové Zámky reprezentujúcom nížinnú časť povodia (obr. 1). Výskum bol realizovaný v rámci riešenia projektu Watch financovanom z 6 RP EC čiastočne aj projektu VEGA č. 1/0783/08.



Obr. 1: Lokalizácia hodnotených prietokových profilov v povodí Nitry (upravené s použitím podkladov Cifru, 2009).

### Vstupné dáta a metódy

Povodie Nitry, ktoré predstavuje čiastkové povodie rieky Váh, má plochu 4 063,66 km<sup>2</sup>. Priemerná nadmorská výška povodia je 372 m n. m., pričom jej najnižšia hodnota v záverečnom profile povodia je 108 m n. m. a najvyššia vo vrcholových častiach povodia je 1 346 m n. m. (kóta Vtáčnik). Z pohľadu klimatických pomerov sa v hodnotenom území vyskytujú klimatické oblasti od teplej, cez mierne teplú až po chladnú (Atlas krajiny SR, 2002) v závislosti od nadmorskej výšky. Dlhodobý priemerný úhrn zrážok na povodie mal pre obdobie 1951–1980 hodnotu 733 mm, z čoho priemerný ročný úhrn evapotranspirácie predstavoval 559 mm a odtok 174 mm (Petrovič, 2000). Z pohľadu odtoku patrí stredná a dolná časť povodia do vrchovinnú-nízinnej oblasti s dažďovo-snehovým režimom odtoku s vysokými vodnosťami v mesiacoch marec – apríl (maximum v marci) a nízkymi vodnosťami v mesiaci september. Horná časť povodia (zhruba od profilu č. 6540 Nitra-Nedožery smerom proti toku) patrí z pohľadu odtoku do stredohorskej oblasti a je charakteristická snehovo-dažďovým reži-

mom odtoku s najvyššími vodnosťami v mesiacoch marec – máj (maximum v apríli) a výskytom nízkych vodností v mesiacoch september – október, ale aj január – február (Atlas krajiny SR, 2002).

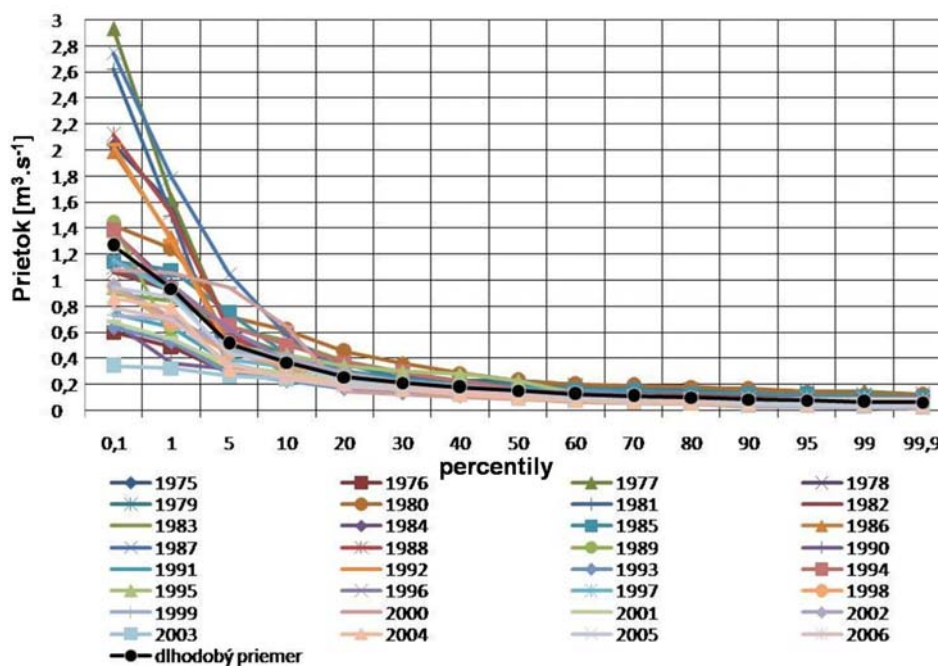
V povodí toku Nitra je situovaných celkom 29 vodomerných profilov. Najvyššie položený profil č. 6500 Nitra-Kľačno (obr. 1) uzatvára čiastkové povodie o ploche 10,5 km<sup>2</sup> a predstavuje malé horské povodie neovplyvnené ľudskou činnosťou. Vodomerný profil Nitra-Nedožery je situovaný v hornej časti Hornonitrianskej kotliny s plochou 181,67 km<sup>2</sup> a tak isto predstavuje ľudskou činnosťou neovplyvnené malé povodie. Záverečný profil Nitra-Nové Zámky predstavuje záverečný profil povodia s plochou 4063,66 km<sup>2</sup>.

Tab. 1: Základné údaje o hodnotených profiloch (Hydrologická ročenka Povrchové vody, 2009).

Číslo profilu	Stanica	Nadmorská výška [m n. m.]	Plocha povodia [km <sup>2</sup> ]	Hodnotené obdobie
6500	Kľačno	471,84	10,50	1975 – 2006
6540	Nedožery	287,00	181,57	1941 – 2006
6772	Nové Zámky	108,73	4063,66	1990 – 2006*

Pozn: \*skrátенý časový rad v dôsledku prerušenia pozorovania.

Ako vstupné dáta boli použité priemerné denné prietoky z uvedených profilov, na ktorých boli následne vyhodnotené obdobia výskytu hydrologického sucha. Výskyt sucha bol hodnotený pomocou metódy hraničnej úrovne – threshold level method (Stahl, 2001; Tallaksen, van Lanen, Eds., 2004). Hodnoty hraničnej úrovne boli stanovené pomocou programu TLM 1.0, ktorý je súčasťou štatistického balíka programov HydroOffice 2.0 (Gregor, 2008). Ako hraničná úroveň výskytu hydrologického sucha bola použitá hodnota prietoku s 90 % prekročením, získaná z priemernej čiary prekročenia ( $Q_{90priem}$ ). Čiary prekročenia priemerných denných prietokov boli skonštruované pre každý hydrologický rok hodnoteného obdobia zvlášť a následne bola sprimerovaním jednotlivých percentilov skonštruovaná priemerná čiara prekročenia. Hodnota  $Q_{90priem}$  predstavuje zhruba 330-dňový dlhodobý priemerný prietok. Príklad určenia priemernej čiary prekročenia pre prietokový profil Nitra-Kľačno je na obr. 2. K vlhkým rokom patril napríklad rok 1977, k suchým rok 2003.

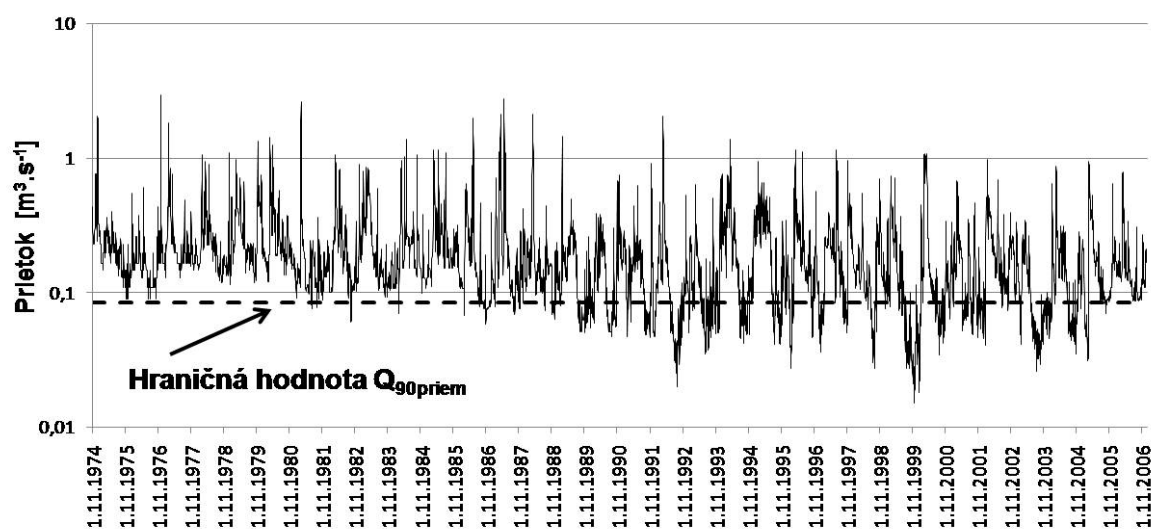


Obr. 2: Konštrukcia priemernej čiary prekročenia pre určenie hraničnej hodnoty  $Q_{90priem}$ .



Hodnota  $Q_{90\text{priem}}$  bola následne vložená do grafu chronologickej čiary priemerných denných prietokov. Hodnoty grafu pod touto hraničnou hodnotou predstavujú výskyt hydrologického sucha v hodnotenom prietokovom profile. Počiatkový a končný deň výskytu sucha, ako aj dĺžka jeho trvania, boli určené metódou Sequent Peak Algorithm (SPA), ktorá je tiež súčasťou balíka HydroOffice 2.0. Príklad aplikácie hraničnej hodnoty pre prietokový profil Nitra-Kľáčno je na obr. 3.

Obdobným spôsobom bolo hodnotené sucho v podzemných vodách, pričom ako kvantitatívny parameter bol hodnotený základný odtok  $ZO_{90}$ . Hodnota podzemného odtoku bola získaná pomocou programu BFI+2, ktorý je podobne ako program TLM 1.0 súčasťou štatistického balíka programov HydroOffice 2.0. Podzemný odtok je vyčleňovaný v dennom kroku metódou lokálneho minima, pričom bola zvolená dĺžka časového kroku 30 dní. Program BFI+2 umožňuje zvoliť si dĺžku časového kroku na rozdiel od pôvodného programu BFI (Institute of Hydrology, 1980), v ktorom bol napevno zabudovaný 5-dňový časový krok. Pri aplikácii takéhoto časového kroku na podmienky slovenských povodí sa ukázalo, že takto získaná hodnota podzemného odtoku je podstatne vyššia ako hodnoty podzemného odtoku získané inými metódami, napr. metódou Killeho.



Obr. 3: Vyčlenenie období sucha v prietokovom profile Nitra-Kľáčno.

V blízkosti prietokových profilov Nitra-Nedožery a Nitra-Nové Zámky sú situované monitorovacie vrty základnej pozorovacej siete podzemných vôd, preto v týchto lokalitách bolo možné vyhodnotiť aj výskyt sucha v podzemných vodách prejavujúci sa poklesom hladiny podzemnej vody pod stanovenú hraničnú hodnotu  $H_{90}$ , získanú rovnakým spôsobom ako hodnoty  $Q_{90}$  a  $ZO_{90}$ .

Tab. 2: Základné údaje o pozorovaných objektoch hladiny podzemnej vody (Hydrologická ročenka Podzemné vody, 2009).

Číslo vrtu	Stanica	Nadmorská výška [m n. m.]	Frekvencia merania	Hodnotené obdobie
251	Nedožery	287,32	týždenná	1970 – 2008
377	Nové Zámky	118,72	týždenná	1970 – 2008

Následne boli definované sezóny výskytu sucha, a to: J – jarná sezóna (marec – máj), L – letná sezóna (jún – august), Js – jesenná sezóna (september – november) a Z – zimná sezóna (december – február) a jednotlivé zistené suchá boli k týmto sezónam priradené na základe dátumu začiatku a ukončenia sucha. Suchá trvajúce 365 dní a viac, boli klasifikované ak mnohoročné suchá (multiyear droughts).

## Výsledky a diskusia

V profile Nitra-Kľačno bolo stanovených celkovo 27 výskytov sucha v povrchových vodách (tab. 3) s dĺžkou trvania viac ako 10 dní, z toho len tri obdobia sucha boli dlhšie ako sto dní, a to v roku 1992 (151 dní), v rokoch 1999 – 2000 (199 dní) a v rokoch 2003 – 2004 (224 dní). Všetky tieto tri suchá sa vyskytli po roku 1990. Z pohľadu dĺžky trvania sucha prevládali suchá s dĺžkou 10 – 49 dní, teda kratšie suchá. Zvyšujúcu sa frekvenciu výskytov sucha po roku 1990 dokumentuje aj obr. 3, z ktorého je tiež vidieť, že najnižšie prietoky v suchých periódach boli dosiahnuté v roku 1999.

Tab. 3: Počet výskytov sucha v povrchových vodách.

Profil	Počet výskytov s trvaním 10 – 49 dní	Počet výskytov s trvaním 50 – 100 dní	Počet výskytov s trvaním >100 dní	Celkový počet výskytov	Celková dĺžka trvania
Kľačno 1975 – 2006	16	8	3	27	1486
1990 – 2006	<b>15</b>	<b>8</b>	<b>3</b>	<b>26</b>	<b>1419</b>
Nedožery 1941 – 2006	34	11	9	54	2877
1975 – 2006	22	5	5	32	1788
1990 – 2006	<b>14</b>	<b>5</b>	<b>5</b>	<b>24</b>	<b>1533</b>
Nové Zámky 1990 – 2006	<b>6</b>	<b>4</b>	<b>2</b>	<b>12</b>	<b>813</b>

V profile Nedožery bolo sucho s trvaním 10 – 49 dní dokumentované celkovo 34-krát (tab. 3). Sucho trvajúce 50 – 99 dní sa vyskytlo 11-krát a sucho dlhšie ako 100 dní bolo preukázané v 9 prípadoch. Celkovo sa vyskytlo 54 období sucha s celkovou dĺžkou trvania 2877 dní. Najdlhšie sucho trvalo 240 dní – od 16.6.2003 do 10.2.2004. Ak porovnáme výskyt sucha v profile Kľačno a Nedožery v rovnakom období rokov 1975 – 2006 (tab. 3), potom zistíme, že početnosť výskytu sucha v profile Kľačno bola nižšia ako v profile Nedožery, podobne ako aj celkový počet dní sucha.

Tab. 4: Počet výskytov sucha v základnom odtoku.

Profil	Počet výskytov s trvaním 10 – 49 dní	Počet výskytov s trvaním 50 – 100 dní	Počet výskytov s trvaním >100 dní	Celkový počet výskytov	Celková dĺžka trvania
Kľačno 1975 – 2006	2	1	5	8	1723
1990 – 2006	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>5</b>	<b>8</b>	<b>1723</b>
Nedožery 1941 – 2006	3	2	13	18	2910
1975 – 2006	3	2	9	14	2023
1990 – 2006	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>8</b>	<b>11</b>	<b>1667</b>
Nové Zámky 1990 – 2006	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>3</b>	<b>5</b>	<b>924</b>

V profile Nové Zámky, pre ktorý bol použitý najkratší rad pozorovaní, bolo dokumentovaných celkovo 12 období výskytu sucha (tab. 3), pričom opäť prevládali kratšie suchá (6 výskytov). Najdlhšie sucho trvalo 215 dní – od 16.6.2003 do 16.1.2004.

Ak porovnáme výskyt sucha v povrchových vodách za rovnaké obdobie rokov 1990 – 2006, potom najvyšší počet najkratších such (10 – 49 dní) sa vyskytol v najmenšom – najvyššie položenom povodí, podobne aj celkový počet periód sucha bol v tomto profile najvyšší. Celková dĺžka trvania sucha v obdobiach dlhších ako 10 dní bola najväčšia v profile Nedožery.

Výsledky analýzy výskytu sucha v základnom odtoku, ktorý reprezentuje odtok podzemných vôd v hodnotenom území sú uvedené v tab. 4.

Pri analýze výsledkov získaných pre sucho v podzemnom odtoku sú závery nasledovné. Celkový počet výskytov sucha je vo všetkých troch hodnotených profiloch nižší ako bol počet výskytov sucha

v povrchových vodách, sú tu však početnejšie suchá s dĺžkou trvania viac ako 100 dní. Z toho zrejme vyplýva aj fakt, že celkové dĺžky trvania období sucha sú dlhšie. Sucho v podzemnom odtoku je perzistentnejšie. Najdlhšie trvalo sucho v základnom odtoku v profile Kľačno a to až 651 dní od 9.8.1999 do 20.5.2001. V profile Nedožery trvalo najdlhšie sucho 309 dní, so začiatkom 18.2.2004 a koncom 22.12.2004 a v profile Nové Zámky 536 dní v období od 22.7.1991 do 7.1.1993. Vo profiloch Kľačno a Nové Zámky to boli mnohoročné sucha, v oboch prípadoch sa sucho začalo v letne a pretrvávalo ďalšie dva roky, vyskytlo sa však v rôznych rokoch.

V blízkosti profilov Nedožery a Nové Zámky sú situované vrty základnej pozorovacej siete hladín podzemných vôd SHMÚ, preto bolo možné vyhodnotiť aj sucho v hladinovom režime podzemných vôd. Výsledky sú uvedené v tab. 5.

Tab. 5: Počet výskytov sucha v úrovniach hladiny podzemnej vody.

Vrt	Počet výskytov s trvaním 10 – 49 dní	Počet výskytov s trvaním 50 – 100 dní	Počet výskytov s trvaním >100 dní	Celkový počet výskytov	Celková dĺžka trvania
Nedožery	3	3	10	16	1981
Nové Zámky	0	1	7	8	2072

V rovnako dlhom pozorovacom období (tab. 2) sa sucho vyskytlo vo vrte Nedožery až dvakrát častejšie ako vo vrte Nové Zámky. Najdlhšia perióda sucha v hladinovom režime bola však zaznamenaná vo vrte Nové Zámky a to v celkovej dĺžke trvania 938 dní (od 22.8.1990 do 10.3.1993). Táto perióda sucha bola najdlhšou zaznamenanou periódou u všetkých troch vyhodnocovaných premenných.

Z pohľadu sezónnosti v profile Kľačno prevládajú v povrchových vodách jesenné suchá (7 výskytov), 6-krát sa vyskytlo sucho, ktoré začalo v lete a pretrvalo do jesene a 5-krát sa vyskytlo sucho v lete. Rovnakú početnosť výskytu – 3-krát majú suchá, ktoré sa viažu na zimu, resp. suchá ktoré začali v zime a pretrvalo do nasledujúcej jari. V profile Nedožery v rovnakom období (1975 – 2006) sa vyskytlo najčastejšie sucho, ktoré sa začalo v lete a pretrvalo do jesene (10-krát), druhým najčastejším typom sucha bolo letné sucho (7 výskytov), jesenné sucho sa vyskytlo 5-krát a zimné sucho 4-krát. V profile Nové Zámky jednoznačne prevláda letno-jesenné sucho (6 výskytov), potom nasleduje letné sucho (3 výskytov) a dvakrát sa vyskytlo sucho, ktoré sa začalo v lete a trvalo až do zimy. Zimné suchá, jarné ani jesenné suchá sa nevyskytli. Pri suchu v základnom odtoku a v hladinovom režime bol počet výskytov rozložený do rôznych období, čoho príčinou bola nižšia početnosť období sucha, preto prevládajúci typ sucha z pohľadu sezónnosti nie je možné stanoviť.

## Záver

Výsledky výskumu dokumentovali, že v povrchových vodách (premenná prietok) sa v malom horskom povodí sucho vyskytovalo častejšie ako sucho v záverečnom profile povodia reprezentujúcom veľké povodie. Najvyššiu početnosť výskytu mali suchá kratšieho trvania (10 – 49 dní). Sucho v podzemných vodách reprezentované hodnotou základného odtoku sa vyskytovalo menej často, malo však celkovo dlhšie trvanie a častejšie sa vyskytovali suchá s dĺžkou trvania viac ako 100 dní, pričom boli dokumentované aj mnohoročné suchá. Sucho v hladinovom režime podzemnej vody sa v menšom povodí vyskytovalo dvakrát tak často, avšak jeho celková dĺžka trvania bola nižšia ako v záverečnom profile povodia reprezentujúcom veľké povodie.

Z pohľadu sezónnosti sa potvrdilo, že minimá prietokov sa v hodnotených povodiach v horskej časti vyskytujú najčastejšie na jeseň, resp. začínajú v lete a pretrvávajú až do jesene, vyskytujú sa tu však aj zimné suchá, spôsobené hromadením zrážok vo forme snehovej pokrývky. V dolnej časti povodia jednoznačne prevláda letno-jesenný typ sucha, pričom zimné suchá neboli zaznamenané.

**Pod'akovanie:** Tento príspevok vznikol ako výsledok riešenia projektu 6 RP EU Watch, č. kontraktu 036946 a grantu VEGA č. 1/0783/08. Autori príspevku ďakujú Slovenskému hydrometeorologickému ústavu za poskytnutie údajov.

## Literatúra

- Atlas krajiny Slovenskej republiky, 1. Vyd. Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava; Slovenská agentúra životného prostredia, Banská Bystrica, 2002, s. 344, ISBN 80-88833-27-2.
- Cifra, Š. (2009): Mapa\_Nitra-ustie-pritoky.jpg. <http://sk.wikipedia.org/wiki/S%C3%BAbor:MapaNitra-ustie-pritoky.jpg> (10.2.2011)
- Gregor, M. (2008): Vývoj programov na analýzu časových radov výdatností prameňov a prietokov vodných tokov. Podzemná voda XIV 2/2008, 189 – 198.
- Hydrologická ročenka Povrchové vody 2008. Slovenský hydrometeorologický ústav, Bratislava, 2009, 217 s. Dostupná na: [www.shmu.sk](http://www.shmu.sk) (10.2.2011).
- Hydrologická ročenka Podzemné vody 2004. Slovenský hydrometeorologický ústav, Bratislava, 2005, 164 s.
- Institute of Hydrology (1980): Low flow studies. Research Report 1, Institute of Hydrology, Wallingford, UK.
- Petrovič, P. (2000): Dopad klimateckej zmeny na hydrologický režim v povodí rieky Nitra. In: Národný klimatecký program Slovenskej republiky, 5 (9), Bratislava, 58 – 72.
- Stahl, K. (2001): Hydrological drought – a study accross Europe. PhD. Thesis Albert-Ludwigs Universität Freiburg, Freiburger Schriften zur Hydrologie no. 15, Freiburg, Germany.
- Tallaksen, L. M., van Lanen, H. A. J. Eds. (2004): Processes and Estimation Methods for Streamflow.



# Stanovení hydraulických vlastností organominerálních povlaků půdních agregátů

Miroslav Fér, Radka Kodešová

Katedra pedologie a ochrany půd, Česká zemědělská univerzita v Praze, 165 21, Praha 6 Suchbát, Česká republika, [mfer@af.czu.cz](mailto:mfer@af.czu.cz)

## Abstrakt

V příspěvku je prezentována nová (modifikovaná) metoda pro stanovení hydraulických vlastností organominerálních povlaků, jejichž výskyt je charakteristický pro některé půdy. Znalosti o výskytu těchto povlaků, jejich struktury a hydraulických vlastností jsou nezbytné pro přesnější popis preferenčního proudění vody a transportu kontaminantů v půdním prostředí. Cílem této práce, bylo popsat hydraulické vlastnosti organominerálních povlaků v iluviálním horizontu hnědozemě modální v Hněvčevsi (Hradec Králové, Česká republika). Agregáty byly odebrány z horizontu Bt<sub>2</sub>.

Nejdříve byla na všech vzorcích měřena retenční čára půdních vlhkostí. Parametry retenční čáry byly vyhodnoceny programem RETC. Dále byla měřena intenzita vztlínání vody ze sytítka do agregátů bez povlaků a s povlaky. Kumulativní infiltrace v čase měřená pro agregáty bez povlaků a parametry retenční čáry půdní vlhkosti byly použity jako vstupní data pro numerickou optimalizaci nasycené hydraulické vodivosti  $K_S$  zkoumaných agregátů pomocí modelu HYDRUS-1D. Následně byl program HYDRUS-1D využit pro optimalizaci nasycené hydraulické vodivosti  $K_{S,A}$  organominerálních povlaků. V tomto případě byla analyzována kumulativní infiltrace v čase měřená pro agregáty s povlaky. Parametry získané pomocí programu RETC charakterizovaly jak retenční čáru půdní vlhkosti agregátů, tak organominerálních povlaků. Nasycená hydraulická vodivost  $K_S$  zkoumaných agregátů byla převzata z předcházející optimalizace.

Výsledky potvrdily hypotézu, že organominerální povlaky zpomalují průnik vody do agregátů. Voda do agregátů bez organominerálních povlaků infiltrovala rychleji než do agregátů s povlaky. Nasycené hydraulické vodivosti  $K_{S,A}$  organominerálních povlaků byly o jeden řád nižší než nasycené hydraulické vodivosti  $K_S$  agregátů. Snížená infiltrace vody do půdních agregátů obvykle zvýší intenzitu preferenčního proudění.

**Klíčová slova:** půdní struktura, organominerální povlaky, preferenční proudění, HYDRUS-1D.

## Úvod

Proudění vody a transport látek patří k nejdůležitějším procesům, které v půdě probíhají. Řada pozorování prokázala, že proudění vody není často rovnoměrné a může být ovlivněno preferenčními cestami. V současné době je možné najít řadu prací, které se zabývají výskytem preferenčního proudění v půdě. Tyto studie jsou založeny na různých matematických a experimentálních přístupech. Problém preferenčního proudění je popsán například v Gerke (2006), Jarvis (2007), Šimůnek et al. (2008a) a Köhne et al. (2009). Výskyt a intenzita preferenčního proudění je podmíněna půdní strukturou. Preferenční proudění bylo pozorováno v půdách, kde se vyskytovaly pukliny a biopóry, a v půdách s dobře vyvinutými půdními agregáty. Vliv struktury a stability půdních agregátů na proudění vody a transport rozpuštěných látek byl studován Kodešovou et al. (2008, 2009a, 2009b, 2010a, 2010b). Intenzita preferenčního proudění je v těchto půdách významně ovlivněna intenzitou průniku vody z pórů mezi půdními agregáty do pórů uvnitř agregátů (Kodešová et al., 2010b). Půdní agregáty bývají často pokryty jílovými nebo jílovito-organickými povlaky, které jsou podél preferenčních cest vytvořeny právě díky transportu látek z vyšších vrstev půdy (Gerke a Köhne, 2002, Kodešová et al., 2006). Hydraulické vlastnosti povlaků na povrchu agregátů jsou většinou při numerickém modelování preferenčního proudění odhadovány (Kodešová et al., 2008, 2009b, 2010b). Přímým měřením hydrau-

lických vlastností povlaků se zabývali Gerke a Köhne (2002), kteří vyjádřili nasycenou hydraulickou vodivost povlaků na základě sorptivit zjištěných z kumulativních infiltrací vody do agregátů bez a s povlaky. Další studie, která se zabývala problémem povrchové vrstvy agregátů, je práce uveřejněná Köhнем et al. (2002). V této studii je vyhodnocována efektivní difúzivita. Složením organické hmoty na površích agregátů a jejich vlivem na transport vody se dále zabýval Leue et al. (2010).

Cílem této studie bylo popsat vliv organominerálních povlaků na transport vody do půdních agregátů. Úkolem bylo změřit hydraulické vlastnosti agregátů bez povlaku a hydraulické vlastnosti organominerálních povlaků. K tomu účelu byly provedeny podobné experimenty jako v práci prezentované Gerkem a Köhнем (2002). Parametry hydraulických funkcí však byly získány metodou novou a to numerickou inverzí měřených transientních dat.

## Materiál a metody

Vzorky pro tento experiment byly odebrány v lokalitě Hněvčev (Hradec Králové, Česká republika). Půdní typ byl určen jako hnědozem modální na spraši. V profilu byly popsány tyto diagnostické horizonty: Ap1 (0–29cm), Ap2 (29–40 cm), Bt1 (40–75 cm), Bt2 (75–102 cm), BC (102–120 cm) a Ck (120–140 cm). Na této lokalitě je dlouhodobě prováděn výzkum z hlediska stability agregátů, proudění vody a transportu pesticidů (Kodešová et al., 2006, 2008, 2009a,b, 2010a,b, Leue et al., 2010).

Pro vlastní pokus byly použity agregáty z horizontu Bt2. Na těchto agregátech byly dobře rozeznatelné organominerální povlaky. Vzorky byly upraveny tak, že byla část agregátů ponechána s organominerálními povlaky a druhá část byla povlaků zbavena. Povlaky byly pečlivě seříznuty na spodní straně agregátu.

Na těchto vzorcích byla nejdříve měřena retenční čára půdních vlhkostí. Pro její měření byl sestaven jílový tank. Původně na vzduchu vysušené agregáty byly seříznutou stranou vloženy na povrch jílové vrstvy pokryté membránou. Byla měřena zvlhčovací větev retenční čáry půdní vlhkosti. Aplikované tlakové kroky byly tyto: -220, -180, -140, -100, -70, -50, -30, -15 a -5 cm. Objemové vlhkosti půdních agregátů byly změřeny gravimetricky.

Dále byla měřena intenzita vztlínání vody ze sytítka do agregátů bez povlaků a s povlaky. Pro tento experiment byla sestavena aparatura umožňující měřit kumulativní infiltraci do agregátů v čase. Skládala se podobně jako aparatura použitá Gerkem a Köhнем (2002) ze sytítka (tvořeného z vrstev písku, jílu a membrány) a zásobníku vody. Intenzita vztlínání byla zjištěna kontinuálním vážením zásobníku vody. Kumulativní infiltrace byla měřena dvakrát po dobu 60 minut, pro nastavenou tlakovou výšku -5 cm a -1 cm. Vlhkost agregátů na počátku měření kumulativní infiltrace (tj. při umístění na sytítko) odpovídala tlakové výšce -210 cm. Pro dosažení tohoto nasycení vodou byly agregáty jak s povlaky, tak bez povlaků vloženy na jílový tank při nastavené tlakové výšce -210 po dobu nezbytnou k dosažení stacionárního stavu (4 dny).

Měřená data byla vyhodnocena za předpokladu, že proudění vody lze popsat pomocí Richardsovy rovnice (Richards, 1931):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(h)}{\partial z} \quad (1)$$

kde  $\theta$  je objemová vlhkost [ $L^3L^{-3}$ ],  $t$  je čas [T],  $z$  je souřadnicová osa [L],  $K(h)$  je nenasycená hydraulická vodivost [ $LT^{-1}$ ] a  $h$  je tlaková výška [L].

V Richardově rovnici vystupují 2 hydraulické vlastnosti: retenční čára půdní vlhkosti a hydraulická vodivost. Retenční čára půdní vlhkosti může být vyjádřena pomocí van Genuchtenovy rovnice (van Genuchten, 1976):

$$\theta_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad \theta_e = \frac{1}{\left(1 + (\alpha|h|)^n\right)^m}, \quad h < 0, \quad \theta_e = 1, \quad h \geq 0 \quad (2)$$

kde  $\theta_e$  je efektivní vlhkost [-],  $\theta_r$  je residuální vlhkost [ $L^3L^{-3}$ ],  $\theta_s$  je nasycená vlhkost [ $L^3L^{-3}$ ],  $\alpha$  [ $L^{-1}$ ],  $n$  [-] a  $m$  [-] jsou parametry.

Nenasycené hydraulické vodivosti lze vyjádřit pomocí následující rovnice (van Genuchten, 1980):

$$K(\theta) = K_s \theta_e^{0.5} \left[1 - (1 - \theta_e^{1/m})^m\right]^2, \quad m = 1 - 1/n, \quad n > 1, \quad K(\theta) = K_s, \quad h \geq 0 \quad (3)$$

kde je  $K_s$  je nasycená hydraulická vodivost [ $LT^{-1}$ ].

Parametry funkcí (2) a (3), popisujících hydraulické vlastnosti agregátů bez povlaku a hydraulické vlastnosti organominerálních povlaků, byly zjištěny následujícím způsobem. Narozdíl od metody pro hodnocení hydraulických vlastností organominerálních povlaků na základě měřené retence vody a sorptivity publikované Gerkem a Köhnem (2002), naše metoda využívá numerické inverzní modelování. Parametry retenční čáry půdní vlhkosti byly získány pomocí programu RETC (van Genuchten, 1991) tak, že byly proloženy body retenční čáry půdní vlhkosti měřené na jílovém tanku. Dále bylo předpokládáno, že tyto parametry charakterizují jak agregáty, tak organominerální povlak (Šimůnek et al., 2008b).

Nasycené hydraulické vodivosti  $K_s$  zkoumaných agregátů byly zjištěny numerickou inverzí programem HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 2008b) z průběhu kumulativní infiltrace v čase měřeného pro agregáty bez povlaků. Simulace byla provedena pro jednovrstevné prostředí o výšce 0,8 cm. Počáteční podmínka odpovídala tlakové výšce -210 cm. Okrajová podmínka na horním okraji byla zadána jako nulový tok. Okrajová podmínka na spodním okraji byla zadána jako tlaková výška -5 nebo -1 cm. Parametry  $\alpha$ ,  $n$ ,  $\theta_r$ ,  $\theta_s$  získané pomocí programu RETC byly při numerickém modelování zadány a nasycené hydraulické vodivosti  $K_s$  agregátů byly optimalizovány tak, aby simulovaný průběh kumulativní infiltrace odpovídal měřenému průběhu.

Následně byl program HYDRUS-1D využit pro optimalizaci nasycené hydraulické vodivosti  $K_{s,A}$  organominerálních povlaků. V tomto případě byla analyzována kumulativní infiltrace v čase měřená pro agregáty s povlaky. Simulace byla provedena pro dvouvrstevné prostředí o celkové výšce 0,8 cm (výška povlaku 0,011 cm a výška agregátu 0,789 cm). Šířka povlaků agregátů byla změřena z mikromorfologických snímků půdních výbrusů (Kodešová et al., 2006). Počáteční podmínka opět odpovídala tlakové výšce -210 cm. Okrajové podmínky byly definovány jako nulový tok (na horním okraji) a tlaková výška -5 nebo -1 cm (na spodním okraji). Jak již bylo zmíněno, parametry  $\alpha$ ,  $n$ ,  $\theta_r$ ,  $\theta_s$  získané pomocí programu RETC charakterizovaly jak retenční čáru půdní vlhkosti agregátu, tak organominerálního povlaku. Nasycená hydraulická vodivost  $K_s$  agregátů byla převzata z předcházející optimalizace.

## Výsledky a diskuze

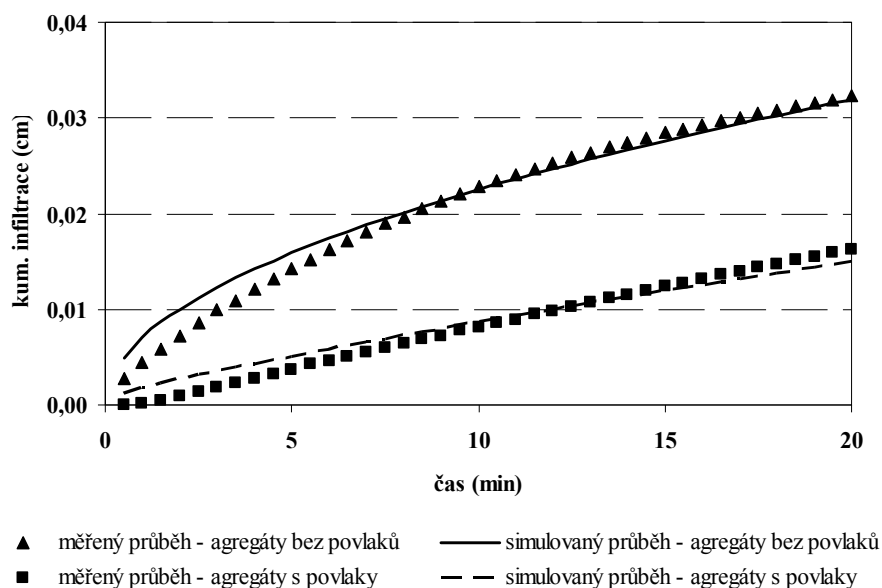
Výsledné parametry retenční čáry půdní vlhkosti  $\alpha$ ,  $n$ ,  $\theta_r$  a  $\theta_s$  byly získány pomocí programu RETC proložení měřeného průběhu retenční čáry pro agregáty bez povlaků. Tyto hodnoty jsou uvedeny v tab. 1.

Měřené a simulované kumulativní infiltrace v čase pro agregáty bez povlaků a s povlaky jsou zobrazeny v obr. 1 a 2. Výsledky získané měřením a simulací při tlakové výšce -5 cm jsou ukázány v obr. 1. Výsledky získané měřením a simulací při tlakové výšce -1 cm jsou ukázány v obr. 2. Z výsledků vyplývá, že intenzita infiltrace do agregátů s organominerálními povlaky je v obou případech nižší než do agregátů bez povlaků. Tím byla potvrzena hypotéza, že organominerální povlaky na povrchu agregátů zpomalují transfer vody do půdních agregátů.

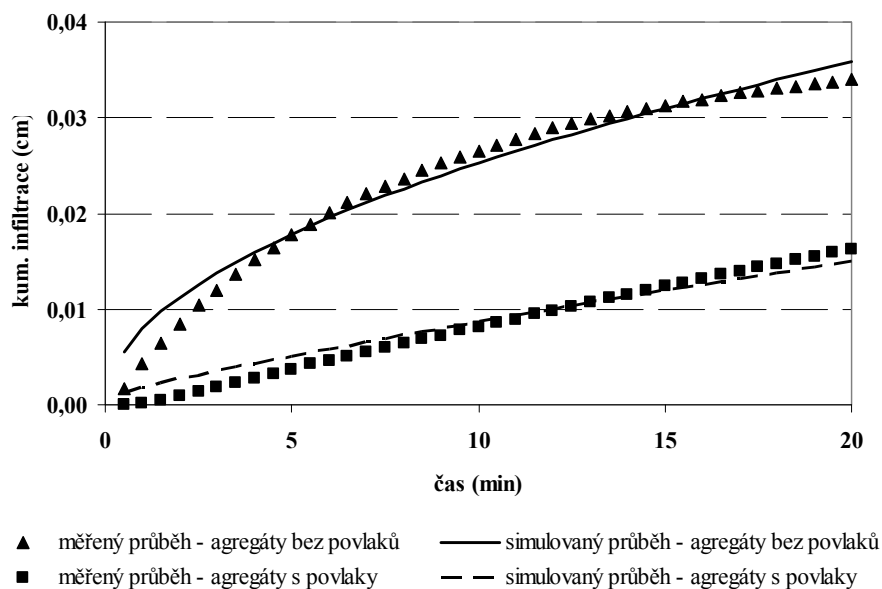


Tabulka.1: Hodnoty parametrů  $\theta_R$ ,  $\theta_S$ ,  $\alpha$ ,  $n$ ,  $K_S$  a  $K_{S,A}$  (pro agregáty a organominerální povlaky) vypočtených pomocí programu RETC a numerickou inverzí programem HYDRUS-1D.

Parametr	Agregáty	Organominerální povlaky
$\theta_R$ ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )	0	0
$\theta_S$ ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )	0,341	0,341
$\alpha$ ( $\text{cm}^{-1}$ )	0,0113	0,0113
$n$ (-)	2,119	2,119
$K_S / K_{S,A}$ ( $\text{cm min}^{-1}$ ) pro tlakovou výšku -5 cm	$3,65 \cdot 10^{-6}$	$2,69 \cdot 10^{-7}$
$K_S / K_{S,A}$ ( $\text{cm min}^{-1}$ ) pro tlakovou výšku -1 cm	$4,08 \cdot 10^{-6}$	$2,65 \cdot 10^{-7}$



Obr. 1: Kumulativní infiltrace do agregátů bez povlaku a s povlakem měřená a simulovaná modelem HYDRUS-1D při tlak. výšce -5 cm pro prvních 20 minut.



Obr. 2: Kumulativní infiltrace do agregátů bez povlaku a s povlakem měřená a simulovaná modelem HYDRUS-1D při tlak. výšce -1 cm pro prvních 20 minut.

Výsledné hodnoty nasycených hydraulických vodivostí získaných numerickou optimalizací z měřených kumulativních infiltrací při tlakové výšce -5 a -1 cm jsou ukázány v tab. 1. Výsledky opět potvrdily rozdílný charakter agregátů a povlaků. Nasycené hydraulické vodivosti organominerálních povlaků  $K_{S,A}$  jsou o řád nižší než nasycené hydraulické vodivosti u agregátů  $K_S$ . Zatímco nasycené hydraulické vodivosti u povlaků  $K_{S,A}$  jsou pro oba (při tlakové výšce -5 nebo 1 cm) infiltrační experimenty přibližně stejné, nasycené hydraulické vodivosti u agregátů  $K_S$  se liší. Mírně vyšší hodnota byla zjištěna pro tlakovou výšku -1 cm než -5 cm. Důvodem je patrně vyšší nasycení měřených vzorků agregátů v důsledku aplikovaného tlaku -1 cm a tudíž přiblížení se k nasycenému stavu.

## Závěr

V tomto příspěvku byla předložena nová (modifikovaná) metoda pro stanovení hydraulických vlastností organominerálních povlaků, jejichž výskyt je charakteristický pro některé půdy. Výsledky jasně ukázaly, že organominerální povlaky viditelně zpomalují průnik vody do půdních agregátů. Nasycené hydraulické vodivosti  $K_{S,A}$  organominerálních povlaků byly o jeden řád nižší než nasycené hydraulické vodivosti  $K_S$  agregátů. Dřívější studie Kodešové et al. (2010b) ukázala, že snížená infiltrace vody do půdních agregátů významně zvýší intenzitu preferenčního proudění, tj. urychlí transport vody a rozpuštěných látek (kontaminantů) v půdním profilu. Voda a kontaminanty jsou tak šířeny do větších hloubek a následně i do podzemních vod.

## Poděkování

Autoři děkují za finanční podporu Grantové agentury České republiky (grant č. GA CR 526/08/0434) a Ministerstvu školství, mládeže a tělovýchovy České republiky (grant č. MSM 6046070901). Autoři také děkují Karlovi Němečkovi za pomoc při terénních pracích, Veronice Jirků za přípravu agregátů a Alešovi Klementovi za pomoc v laboratoři.

## Literatura

- Gerke H. H. 2006. Review article. Preferential Flow Descriptions for Structured Soils. *Plant Nutr. Soil Sci.*, 169: 382–400.
- Gerke, H.H., Köhne, J.M. 2002. Estimating Hydraulic Properties of Soil Skins from Sorptivity and Water Retention., *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66: 26–36.
- Jarvis N. 2007. Review of Non-equilibrium Water and Solute Transport in Soil Macropores: Principles, Controlling Factors and Consequences for Water Quality. *Europ. J. Soil. Sci.*, 58: 523–546.
- Köhne J.M., Gerke H. H., Köhne S. 2002. Effective Diffusion Coefficients of Soil Aggregates with Surface Skins. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66:1430–1438.
- Köhne J. M., Köhne S., Šimůnek J. 2009 A Review of Model Applications for Structured Soils: a) Water Flow and Tracer Transport. *J. Contam. Hydrol.*, Special Issue “Flow Domains”, 104, 4–35.
- Kodešová, R., Jirků, V., Kodeš, V., Mühlhanslová, M., Nikodem, A., Žigová, A. 2010a: Soil structure and soil hydraulic properties of Haplic Luvisol used as arable land and grassland. *Soil and Tillage Research*,
- Kodešová R., Rohošková M., Žigová A. 2009a. Comparison of aggregate stability within six soil profiles under conventional tillage usány various laboratory tests, *Biologi*, 64, (3), 550–554.
- Kodešová, R., Šimůnek, J., Nikodem, A., Jirků, V. 2010b. Estimation of parameters of the radially-symmetric dual-permeability model using tension disc infiltrometer and Guelph permeameter experiments. *Vadose Zone Journal*, 9, 213–225.
- Kodešová, R., Kočárek, M., Kodeš, V., Šimůnek, J., Kozák, J. 2008. Impact of soil micromorphology features on water flow and herbicide transport in soils. *Vadose Zone J.*, Special Issue “Vadose Zone Modeling”, 7(2), 798–809.
- Kodešová, R., Kodeš, V., Žigová, A., Šimůnek, J. 2006. Impact of plant roots and soil organisms on soil micromorphology and hydraulic properties. *Biologia*, Bratislava, 61 (19), 339–343.

- Kodešová R, Vignozzi N, Rohošková M, Hájková T, Kočárek M, Pagliai M, Kozák J, Šimůnek J. 2009b. Impact of varying soil structure on transport processes in different diagnostic horizons of three soil types, *Journal of Contaminant Hydrology* 104, 107–125.
- Leue, M., Ellerbrock, R., H., Gerke, H. H. 2010. DRIFT Mapping of Organic Matter Composition at Intact Soil Aggregate Surfaces, *Vadose Zone J.*, 9, 317–324.
- Richards L. A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. *Physics*, 1, 318 – 333.
- Šimůnek J., Köhne M., Kodešová R., Šejna M. 2008a. Simulating Nonequilibrium Movement of Water, Solutes and Particles Using HYDRUS – A Review of Recent Applications. *Soil Water Res.*, 3 (S1): S42–S51.
- Šimůnek J., Šejna M., Saito H., Sakai M., van Genuchten M. Th. 2008b. The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated Media, Version 4.0, HYDRUS Software Series 3. Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California, USA, pp. 315.
- van Genuchten, M. Th. Wierenga, P.T. 1976. Mass transfer studies in sorbing porous media: I. Analytical solutions, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40,473–480.
- van Genuchten, M. Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44: 892–898.
- van Genuchten, M., Th., Šimůnek, J., Leij, F.J., Šejna, M.. 2005: RETC, Version 6.02, Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils, <http://www.pc-progress.com/en/Default.aspx?retc-downloads>.

# Modelový výpočet hydrologické odezvy pro potřeby zpřesnění odhadu odnosu fosforu ze zemědělského mikropovodí

Daniel Fiala<sup>1</sup>, Pavel Rosendorf<sup>1</sup>, Václav David<sup>2</sup>, Tereza Dvořáková<sup>2</sup>, Josef Krása<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Oddělení ochrany vodních ekosystémů, Výzkumný ústav vodohospodářský, T. G. Masaryka, v.v.i., Podbabská 2582/30, 160 00 Praha 6

<sup>2</sup> Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství, Fakulta stavební, České vysoké učení technické v Praze, Thákurova 7, 166 29 Praha 6 – Dejvice

## Úvod

Problematika eutrofizace vod je stále aktuálním tématem. Fosfor je limitním prvkem růstu fytoplanktonu a vodních makrofyt, proto je měření odnosu fosforu klíčové. Nejméně zmapovaným zdrojem fosforu v současné ČR je odnos ze zemědělských ploch. Předmětem tohoto příspěvku je především prezentace postupu výpočtu průtokových charakteristik potřebných pro výpočet celkového látkového toku fosforu při srážkových událostech a následně princip samotného výpočtu látkového toku. Na této části výzkumu se podílejí pracovníci Katedry hydromeliorací a krajinného inženýrství Fakulty stavební ČVUT v Praze, kteří se zabývají hydrologickým modelováním a analýzou transportu fosforu souvisejícího s erozními procesy. Pro zpětný výpočet průtoků na základě měřených srážek bylo zvoleno využití hydrologického modelu GSSHA, který umožňuje plně distribuovaný popis prostorově nehomogenních charakteristik povodí. Příspěvek je dále zaměřen na princip monitoringu koncentrace fosforu a postup stanovení průtoků odpovídajícího jednotlivým úrovním vzorkovacích míst.

Dvě mikropovodí vybraná pro pilotní studii se nachází v povodí Vintířovského potoka (ČHP 1-09-02-054). Mikropovodí byla vybrána z několika důvodů. Jedním z nich je pedologická reprezentativnost. Na 45 % plochy mikropovodí se vyskytuje kambizem typická, která je hlavním půdním typem v ČR zastoupeným na 14 % veškeré orné půdy. Podle výsledků celorepublikového monitoringu odnosu P z výhradně zemědělských povodí vykázala mezi majoritními půdními typy nejvyšší koncentrace celkového fosforu (medián = 0,059 mg·l<sup>-1</sup> TP, N = 25; data VÚV, 2006).

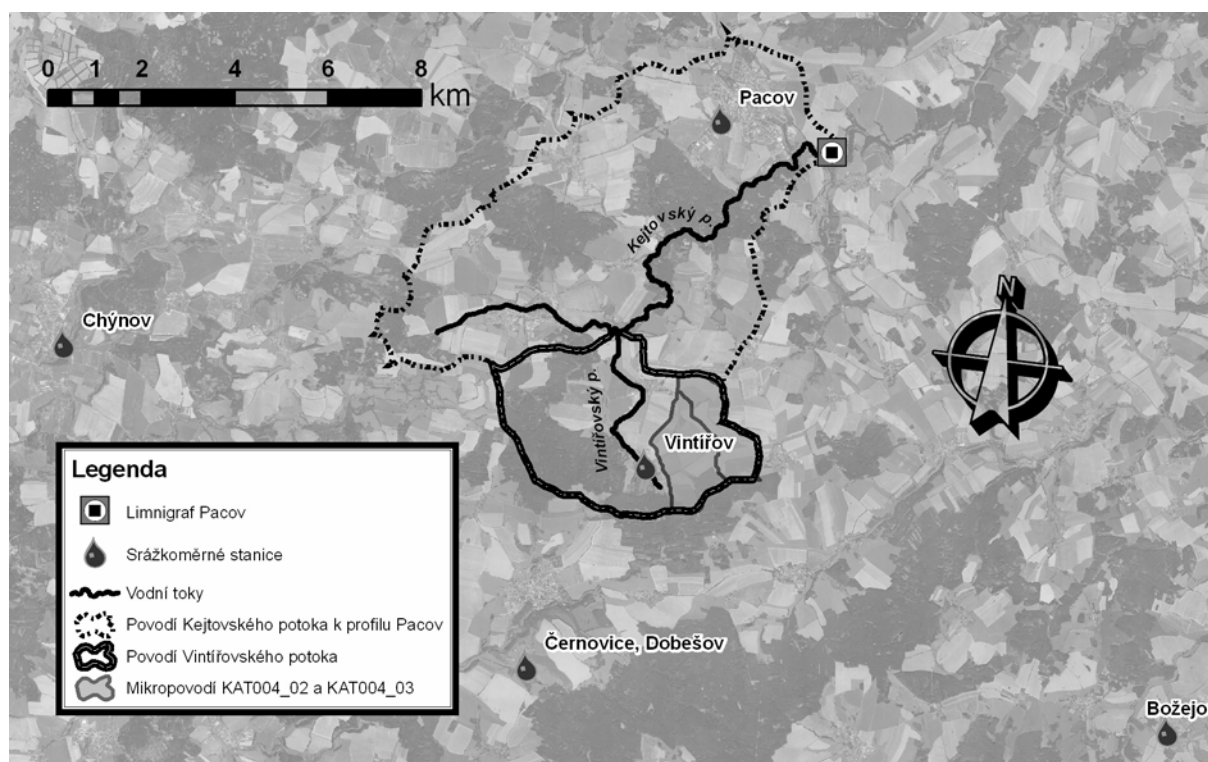
## Charakteristika zájmového území

Sledovaná mikropovodí se nacházejí na pravostranném přítoku Vintířovského potoka nad obcí Věžná (okr. Pelhřimov). Umístění odběrových profilů, označené \_02 a \_03, je dobře patrné z obrázku (obr. 3). Mikropovodí se liší zejména přítomností lesa ve vrcholové partii (\_03), podílem luk a celkovou plochou (tab. 3, obr. 2). Geologickým podkladem povodí jsou dvojslídne pararuly moldanubika, které jsou na jižním okraji nahrazeny biotitickými pararulami paleozoického stáří. Podél potoků jsou uloženy holocénní sedimenty (ČGS, 2010). Převažujícím půdním typem povodí je kambizem typická (KAT), ve vrcholové části přechází do dystrické (KAD). V nižších partiích se podél toků vyvinuly organozemní gleje. Podle charakteristik BPEJ jsou půdy v povodí hluboké až středně hluboké, bezskeletovité až středně skeletovité. Povodí zasahuje do mírně teplého, vlhkého regionu (VÚMOP, 2010). Na jižním okraji je vysazena monokulturní smrčina středního až vyššího stáří, podél potoků jsou roztroušené pásy křovin. Zemědělská výrobní podoblast je bramborářsko žitná, dominantními plodinami jsou brambory a řepka, minoritními pak pšenice a kukuřice. Louky jsou pravidelně sekány na píci. Podstatným charakterem povodí je systematické odvodnění zejména v širších pásech kolem potoků. Při vymezování rozvodnice obou mikropovodí byla vzata jako základní rozvodnice povodí IV. řádu (ČHMÚ) a poté byla jednotlivá povodí rozdělena orograficky. V místech dotčených odvodněním byl detailní průběh rozvodnice upraven na základě georeferencovaného plánu (1:1 000) jednotlivých staveb. Takto vymezená rozvodnice ovšem nemusí, zejména v dolní ploché části, odpovídat skutečnému směru povrchového odtoku. Z pohledu odtoku vody je vhodné podotknout, že část toku nad profilem \_02 je v horním úseku zatrubněna v délce cca 500 m a pravostranná větev nad profilem \_03 začíná výtokem z meliorační šachtice. Levostranná větev je tak jediným tokem s přirozeným prameništěm.

Všechny toky byly v rámci melioračních úprav napřiměny a zahloubeny. Jejich dno je ve většině délky zpevněno perforovanými betonovými tvárnici. Drenáž byla budována jako příčná i podélná (Rybář, 1984), se světlostí sběrných drénů 5 nebo 6,5 cm uložených do hloubky 1,1 m na polích resp. 1,0 m na loukách. Rozchod sběrných drénů je 8 až 16 m (pro  $Q_{\text{spec}} = 0,8$  nebo  $1,0 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{ha}^{-1}$ ).

Tab.1. Základní charakteristiky sledovaných profilů (o.p. – orná půda; TTP – trvalé travní porosty, z.p. – zemědělská půda, KAT – Kambizem typická, KAD – Kambizem dystrická).

profil	plocha	max. výška	lesy	o.p.	TTP	z.p.	KAT	KAD	odvodnění
	km <sup>2</sup>	m n.m.	km <sup>2</sup>	km <sup>2</sup>	km <sup>2</sup>	km <sup>2</sup>	%	%	km <sup>2</sup>
_02	1,70	671	0,01	1,35	0,28	1,63	47	36	0,40
03	2,27	712	0,36	1,60	0,20	1,80	45	42	0,73



Obr. 1: Poloha srážkoměrech stanic a limnigrafu Pacov vzhledem k zájmovým plochám (podklad: [http://geoportal.cenia.cz/cenia\\_b\\_ortorgb05m\\_sde](http://geoportal.cenia.cz/cenia_b_ortorgb05m_sde))

V zájmovém území instaloval podnik Povodí Vltavy v říjnu 2007 automatický srážkoměr v obci Vintířov, necelý kilometr od středu mikropovodí a v květnu 2008 limnigraf (LEC3000) na Kejtovském potoce cca 12 km níže po proudu. V blízkém okolí jsou další čtyři srážkoměry ČHMÚ (Dobešov 6 km JV, Pacov 7 km S, Chýnov 14 km Z a Božejov 12 km JZ), o kterých lze předpokládat, že poskytnou informace dostatečné pro rektifikaci vybraných časových úseků z radarových snímků. Konečně Vintířovský potok patří mezi vrcholová povodí VN Švihov (ČHP 1-09-02-054), zdroj pitné vody pro desítku obyvatel ČR a detailní výsledky zde získané mohou být použity přinejmenším jako příkladné pro další analytické studie. Z výše uvedených důvodů bylo základní tříleté sledování dvou profilů v měsíčním kroku doplněno o intenzivnější sledování jedenácti profilů v povodí Vintířovského potoka v roce 2009 (Fiala, Rosendorf, 2011). Nadto byly k širšímu okolí shromážděny údaje o použitých hnojivech (N, P), pěstovaných plodinách a sklizni, které jsou sice podkladem pro zemědělskou bilanci P (farm gate budget), ale již samotná data mohou osvětlit nahodilé extrémní hodnoty koncentrace fosforu či dalších sledovaných parametrů.

## Metodika měření koncentrace fosforu a okamžitého průtoku

Od ledna 2007 do ledna 2010 byly ve čtyřtýdenním intervalu na obou profilech odebírány prosté bodové vzorky vody pro chemický rozbor (celkový fosfor, rozpuštěný reaktivní fosfor, nerozpuštěné látky aj.). Vzorky byly během transportu do laboratoře chlazené a analýzy podle standardních metod proběhly do 48 hodin po odběru nebo podle SOP v akreditovaných laboratořích VÚV T.G.M., v.v.i. Při odběrech byl vždy měřen okamžitý průtok přímou metodou s lichoběžníkovými přelivy podle Cippolettiho. Ve svahu břehu byly na obou profilech umístěny série lapačů plavenin (Fiala, Rosendorf, 2010), které zachytávaly vzorky epizod zvýšených průtoků. Lapače byly kontrolovány pouze při pravidelných odběrech. V takto zachycených vzorcích byly po mikrovlnném rozkladu a výluhu lučavkou královskou stanoveny koncentrace vybraných prvků (P, Ca, Mg, Al, Fe, Mn) metodou emisní spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem (ICP-OES) a gravimetricky stanoveny koncentrace nerozpuštěných látek, včetně jejich žíhání při 550 °C.

## Stanovení průtokových charakteristik koryta v místě monitoringu

Vzhledem k tomu, že pro jednotlivé profily monitoringu nejsou známy hydraulické charakteristiky, je zapotřebí nejprve provést hydraulické posouzení, aby bylo možno odvodit hodnoty průtoku odpovídající jednotlivým vzorkovacím výškám nade dnem koryta. Pro tyto účely bude zapotřebí provést geometrické zaměření koryta toku v dostatečné vzdálenosti nad i pod profilem s cílem získat rozměry příčných profilů a sklon nivelety dna. Vzhledem k tomu, že hydraulický výpočet je na hodnotu sklonu velmi citlivý, bude pro tyto účely použito nivelace, která je z hlediska měření výšek přesnější. Geometrie horizontální bude v závislosti na podmínkách zaměřena buď tachymetricky nebo prostým oměřením. Mimo to bude nutno posoudit koryto v daném úseku z hlediska drsnosti. Na základě takto získaných údajů bude odvozena měrná křivka profilu výpočtem pomocí Manningovy rovnice. Současně bude proveden průzkum zaměřený na zjištění geometrie koryt a jejich drsností v mikropovodích, jelikož tyto údaje jsou potřebným vstupem pro modelový výpočet proudění v hydrografické síti.

## Aplikace modelu GSSHA pro výpočet zvýšených průtoků

Pro výpočet průtokových hydrogramů při zvýšených srážkách v profilech s odebranými vzorky a vyhodnocenými koncentracemi fosforu byl zvolen model GSSHA (Gridded Surface Subsurface Hydrologic Analysis) zahrnutý v modelovém prostředí WMS (Watershed Modelling System). Jedná se o plně distribuovaný model umožňující jak analýzy jednotlivých událostí, tak dlouhodobé bilancované výpočty. Pro potřeby prezentovaného výzkumu je zapotřebí modelovat jednotlivé srážko-odtokové události, které budou následně vztahovány k odpovídajícím koncentracím fosforu. Z hlediska podrobnosti popisu modelovaného procesu je také důležité, že tento model pracuje i výpočetně v rámci jednotlivých buněk stanoveného gridu.

Model GSSHA byl vyvinut na základě modelu CACS2D uvedeného v roce 2002 (Downer, Ogden, 2006). Parametry výpočtu jsou odvozovány na základě zvolených výpočetních metod z půdních charakteristik, druhů využití území, morfologie terénu a vlastností koryt toků. Pro samotný výpočet hydrologické odezvy na příčinnou srážku byla vybrána simulace následujících procesů s využitím uvedených metod:

- Intercepce – konstantní ztráta dle typu vegetace
- Povrchová retence – konstantní ztráta dle druhu využití území
- Infiltrace – Green-Amptova metoda s redistribucí vlhkosti
- Povrchové proudění – 2D difuzní vlna
- Proudění v korytě – 1D difuzní vlna

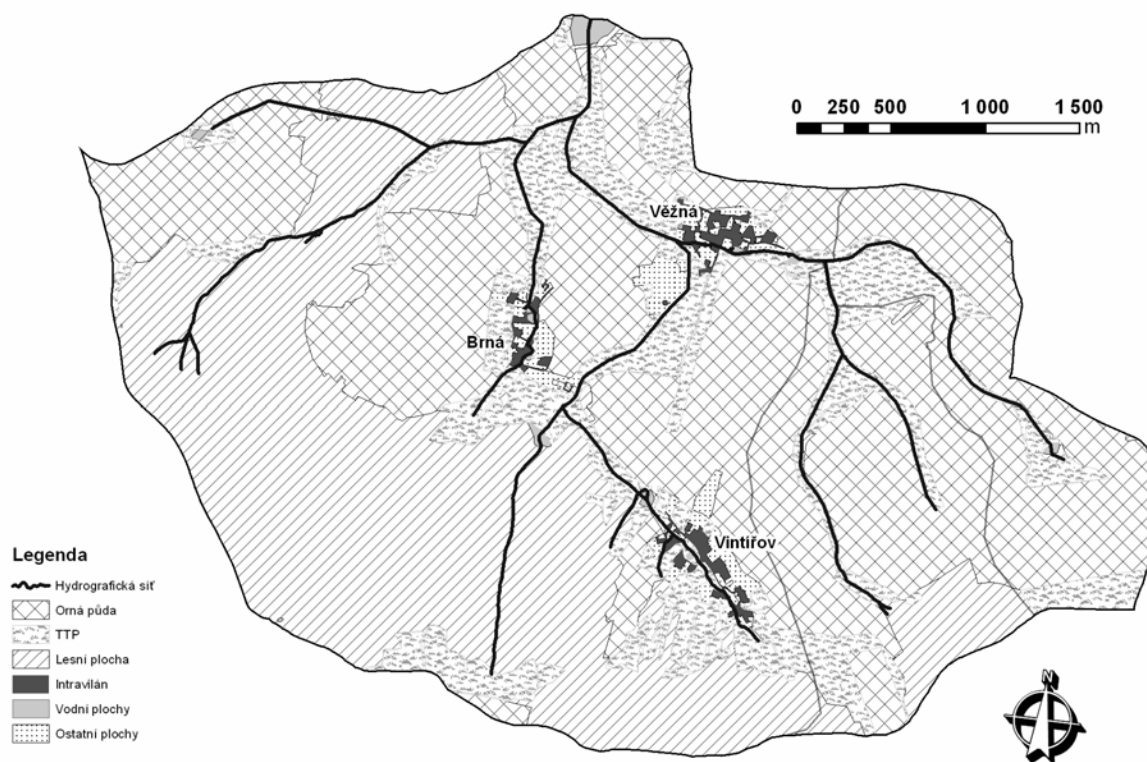
### *Půdní vlastnosti*

K popisu fyzikálních vlastností půd bude v rámci výpočtu procesu infiltrace použito dat získaných při pedologickém průzkumu prováděném v zájmovém povodí v šedesátých letech a vyhodnocených ve

zprávě z roku 1961. Během tohoto průzkumu bylo v zájmových povodích a jejich okolí provedeno velké množství odběrů, které byly analyzovány v laboratoři, a bylo u nich stanovováno zrnitostní složení. Na základě zrnitostního složení pak byly půdy zařazeny dle Novákovy klasifikace do zrnitostních tříd. Vstupní parametry modelu pak budou prostorově přiřazovány na základě výstupů analýz a případně také s ohledem na půdní mapy.

### Morfologie

Morfologické charakteristiky území byly zpracovány do podoby rastrového digitálního modelu terénu (DMT) na základě výškopisných dat ZABAGED v podobě vektorových vrstevnic se základní odlehlostí 2 m. Pro potřeby modelového výpočtu bylo zvoleno rozlišení rastru 10×10 m. Pro použití byla též uvažována rastrová výškopisná mapa s rozlišením též 10×10 m poskytovaná společností GEODIS, avšak ta vykazovala nepřijatelné chyby, které nebylo možno v rámci prvního výpočtu vyřešit. Na základě výškopisných dat ZABAGED byl tedy vytvořen DMT prostřednictvím nástroje ArcGIS *Topo to Raster*. Výsledná mapa byla ještě ošetřena nástroji *Filter* pro vyhlazení (průměrová LOW PASS filtrace nad maskou 3×3 buňky) a *Fill* pro odstranění bezodtokých míst.



Obr. 2: Mapa využití území pro povodí Vintírovského potoka.

### Využití území

Pro potřeby popisu druhů využití území bylo použito dvou datových zdrojů. Prvním zdrojem polohopisné informace byla databáze ZABAGED poskytovaná ČÚZK. Z této databáze byly vybrány pouze relevantní kategorie (celkem 12 kategorií) a z těch byla vytvořena souvislá polygonová vrstva. Jako zpřesňující vstup byla použita data databáze LPIS spravované Ministerstvem zemědělství ČR.

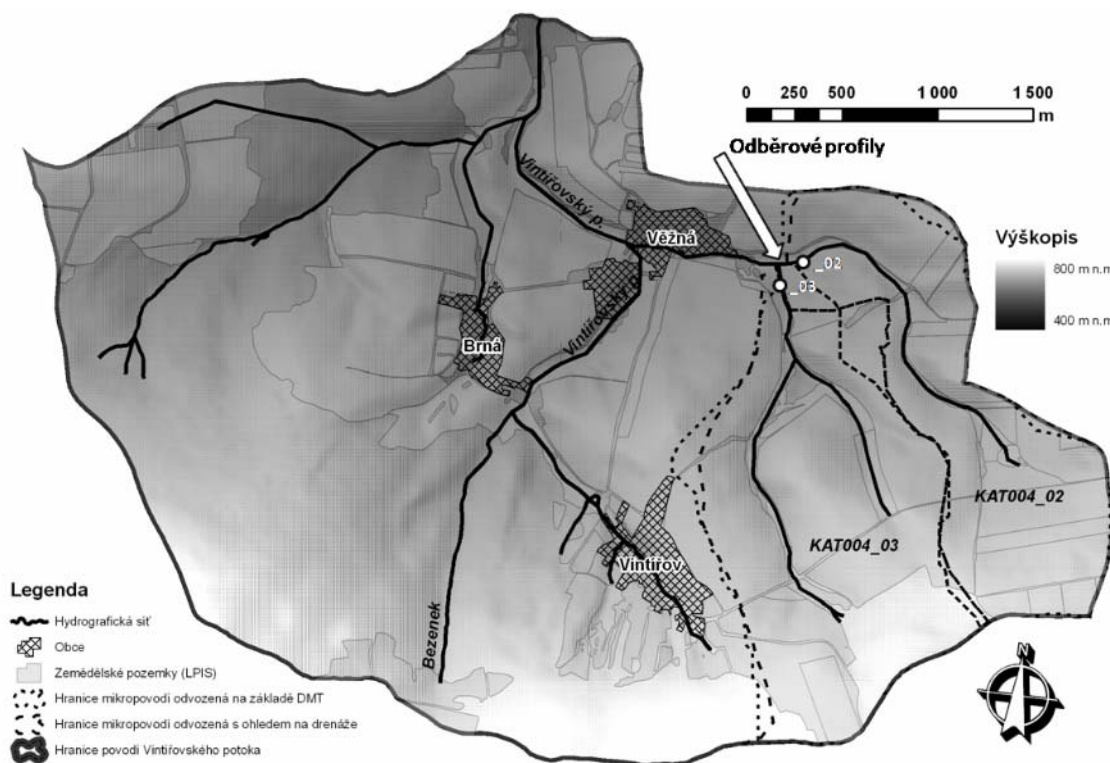
### Srážky

Srážková data jsou z hlediska vstupu pro modelový výpočet odtokových charakteristik nejkomplicovanějším informačním zdrojem. Pro potřeby co nejpřesnějšího výpočtu bude zapotřebí získat data s maximální možnou podrobností a přesností. Nejlepším informačním zdrojem jsou v tomto ohledu srážková data z automatické srážkoměrné stanice Vintířov, provozované podnikem Povodí Vltavy.



Tato stanice je v provozu až od října 2007, což pokrývá většinu období, ve kterém byl prováděn monitoring koncentrace fosforu. Pro analýzu předchozího období bude nutno použít data jiná. K dispozici jsou srážkoměrná data ze stanice Černovice – Dobešov, jedná se však bohužel pouze o 24-hodinové úhrny. Z toho důvodu bude zapotřebí tuto informaci doplnit o radarová data, na jejichž základě bude možno stanovit časové a prostorové rozdělení srážky. Poloha jednotlivých srážkoměrných stanic je patrná z obr. 1.

V rámci dosud provedených prací souvisejících s výpočtem hydrogramů zvýšených průtoků byly v prostředí WMS vygenerovány hranice mikropovodí odvozené na základě morfologie. Jak je patrné z obr. 3, jsou tyto hranice odlišné od hranic povodí definovaných s ohledem na drenážní systémy. Pro potřeby stanovení hydrogramů zvýšených odtoků je však možno předpokládat, že podstatně větší význam bude mít odtok povrchový, než odtok odehrávající se v půdním prostředí. Dále byla vytvořena výpočetní mřížka s rozměrem jedné buňky 20×20 m a byly jí přiřazeny nadmořské výšky na základě informace z digitálního modelu terénu. Tato mřížka byla vytvořena pro povodí celého Vintřovského potoka po vtok do nádrže Dvořiště, kde se současně vlévá do Kejtovského potoka, jelikož v tomto povodí se nachází i další odběrné profily a průtoky vypočtené modelem pro ně tak bude možno použít v navazujícím výzkumu. Během dalších prací budou zadávány parametry jednotlivých metod v návaznosti na prostorové rozdělení definované jednotlivými vstupními datovými vrstvami.



Obr. 3: Vymezení analyzovaných mikropovodí v rámci povodí Vintřovského potoka.

### Stanovení průtoků za běžných vodních stavů

Po stanovení hodnot průtoků za běžných stavů bude testováno využití prostorové analogie, kdy průtoky v mikropovodích budou vztahovány k průtokům v profilu limnigrafu Pacov na toku Kejtovského potoka. Ten je v provozu až od května 2008 a předchozí období by tak bylo nutno vyhodnocovat na základě dat měřených až v profilu Červená Řečice na toku Trnavy. Jelikož však k profilu Červená Řečice má povodí rozlohu 318 km<sup>2</sup>, zatímco k profilu Pacov se jedná o plochu 55 km<sup>2</sup>, nelze předpokládat, že časové rozdělení průtoků v tomto profilu bude mít srovnatelný průběh jako časové rozdělení průtoků v uzávěrových profilech zájmových mikropovodí. Z tohoto důvodu je možno uvažovat vztahení průtokového režimu v mikropovodích k profilu Červená Řečice pouze v delším časovém horizontu, tj. pouze pro rámcové stanovení vodnějších a méně vodných období v řádu týdnů či dekád.



## Stanovení látkového toku fosforu

Celkový látkový tok fosforu bude vyhodnocován na základě měřených koncentrací a vypočtených hodnot průtoku separátně pro běžné průtoky a pro průtoky zvýšené. Jelikož pravidelné odběry byly prováděny s měsíčním intervalem, bude pro běžné průtoky uvažována pro dané měsíční období vždy jedna hodnota koncentrace fosforu. V případě zvýšených vodních stavů pak budou koncentrace uvažovány s ohledem na průtok odpovídající vždy dané úrovni hladiny pro daný lapač. Problémem je, že v daném měsíčním období se mohlo vyskytnout více událostí, z nichž byla zachycena vždy jen ta první, jelikož při té se lapač naplnil a při další události již vodu nepojímá. Vzhledem k tomu budou v případě výskytu více událostí uvažovány vždy stejné hodnoty koncentrace fosforu diverzifikované pouze s ohledem na průtočné množství.

## Vodohospodářský kontext očima limnologa

Eutrofizace, jakožto proces znečištění vod živinami, byla v 1/2 20. století prvně rozpoznána v evropských a severoamerických jezerech a přehradách díky masovým rozvojem fytoplanktonu. Hlavní příčinou bylo tehdy shledáno vypouštění komunálních odpadních vod. Od té doby se situace velmi změnila jak ve znečištění vod, tak v limnologickém výzkumu. Dnes je zřejmé, že antropogenní eutrofizace patří v globálním měřítku mezi nejzávažnější environmentální hrozby snižováním biologické diverzity, změnami druhového složení a struktury potravních řetězců. Tyto negativní změny v posledku omezují ekosystémové služby (Tilman et al., 2001). Poznamenejme, že pro terestrické a mořské ekosystémy je limitující živinou nejčastěji dusík (N), tak pro sladkovodní je to fosfor (P).

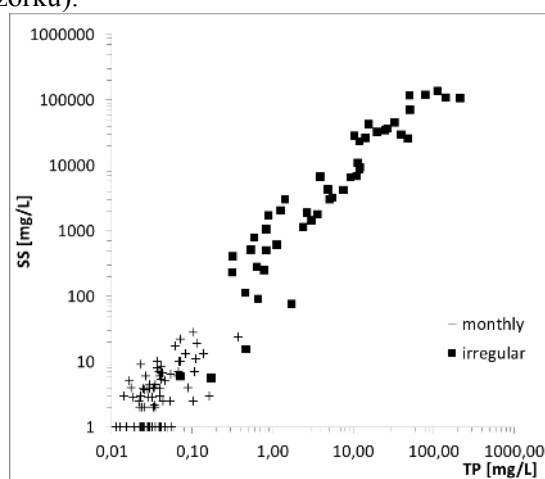
Znečišťování z bodových zdrojů (i velmi malých) je přitom legislativně výrazně omezováno anebo je toto omezování technologicky zvládnuté. Některá jezera a přehrady tak mohly být úspěšně navráceny do příznivějšího stavu. V případech, kdy se přes přijatá opatření nepodařilo žádaného stavu dosáhnout, mohou být příčiny v zásadě dvojího druhu, vnitřní nebo vnější. Buď je zatížení sedimentů natolik vysoké či hydrodynamické podmínky revitalizovaného jezera natolik nepříznivé, že opatření v povodí nemohou situaci zvrátit anebo došlo k zásadním změnám struktury potravních řetězců a návrat je oproti rychlosti zhoršení výrazně zpomalován přirozenou hysterezí ekosystému. Druhou příčinou bývá zvýšení velikosti druhořadých zdrojů živin, resp. výrazná změna jejich podílu. Mezi nejvýraznější změny stran koloběhu dusíku a fosforu patří v tomto ohledu industrializace zemědělství, tedy kromě ambivalentních změn velikosti a struktury populace obyvatel vč. kulturních zvyklostí. V těchto souvislostech se do popředí zájmu dostaly plošné zdroje znečištění, zejména zemědělské.

Se změnou kontextu ovšem vyvstala nová otázka limnologickému výzkumu: mají živiny uvolněné z různých zdrojů ekvivalentní dopad na ekosystém? Každá odpověď přitom musí být založena na adekvátní kvantifikaci těchto zdrojů, což je problém pro změnu hydrologický a pedologický. Odtud plyne nezbytnost spolupráce uvedených oborů.

V této koncepční studii se snažíme přispět k nalezení finančně reálného postupu kvantifikace odnosu fosforu z orné půdy, tj. v současných podmínkách ČR nejvýznamnějšího plošného zdroje. Nejedná se ale pouze o „změření eroze“, byť ta je co do množství emitovaného fosforu jistě největší (dopadem nikoli nutně nejvýznamnější!). Z banální zkušenosti je totiž zřejmé, že různé relativní či absolutní změny průtoku indukují zcela odlišné procesy, které se ve výsledku projeví jako změna koncentrace fosforu na odtoku (máme přitom na mysli výhradně zemědělské povodí, kde je komunální znečištění *a priori* vyloučeno a tedy i složitější interference). Zjednodušeně řečeno: při malém zvýšení průtoku resp. rychlosti proudění dochází ke zviření organického detritu, odtrhávání biofilmů či uvolnění fyto-bentosu. Další zvýšení způsobí resuspenzi hrubších (abiotických) sedimentů a konečně kritickému průtoku předchází iniciace povrchového odtoku, kdy dochází ke klasické erozi orné půdy. Poměr frakcí fosforu je při těchto změnách zcela odlišný, stejně jako celkové množství resp. původ. Ve výsledku je závislost koncentrace fosforu na průtoku velmi obtížně predikovatelným vztahem. Řádové rozpětí koncentrací P, jež jsou samozřejmě výsledkem kontinuálního přechodu uvedených dějů, ilustruje série

vzorků zachycených jednak při pravidelných odběrech, tj. při víceméně vyrovnaných průtocích a jednak při rozličných epizodách vyšších průtoků (obr. 4).

Odtud vychází úsilí týmu zaměřené mj. na spojení dvou klíčových aspektů: na zachycení široké variability koncentrace P v rámci odtokových poměrů ČR na jedné straně (nechceme se omezit na jedno experimentální povodí) a na druhé straně na finančních limitech takto širokého záběru (není v našich možnostech ani osadit cca 30 profilů automatickými limnigrafy a samplery, natož analyzovat takto nashromážděné množství vzorků).



Obr. 4: Závislost koncentrace celkového fosforu (TP) a nerozpuštěných látek (SS) srovnávající vzorky z pravidelných odběrů (+ monthly) a vzorků zachycených pasivními vzorkovači (■ irregular).

## Závěr

Tento příspěvek se zabývá především koncepcí vyhodnocení velmi cenných dat získaných v rámci tříletého monitoringu koncentrace fosforu a dalších látek na velmi malých povodích. Zaměřen je především na návrh postupu stanovení průtokového režimu a následně také látkového toku fosforu v tocích, pro což využívá různých metod. Po otestování postupu na pilotních mikropovodích bude proveden výpočet toku fosforu i pro další monitorovaná území, což bude sloužit mimo jiné pro stanovení potenciálu odnosu fosforu ze zemědělských ploch pro jednotlivé půdní typy. Je zřejmé, že prezentovanými metodami a na základě předpokládaných datových zdrojů se nelze dobrat výsledku tak přesného, jako by tomu bylo v případě monitoringu průtoku již v období monitoringu koncentrace fosforu. Na druhou stranu je toto pravděpodobně jediná cesta, jak provést odhad toku fosforu na základě již změřených a velmi cenných dat.

**Poděkování:** Tento příspěvek vznikl na základě výzkumů prováděných v rámci výzkumného projektu NAZV ev. č. QI102265, SGS „Experimentální výzkum srážko-odtokových a erozních procesů“ OHK1-013/11 a s podporou Výzkumného záměru MŽP0002071101.

## Literatura

- Downer, C. W., and Ogden, F. L. (2006): “GSSHA User’s Manual,” U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS
- Fiala, D. and Rosendorf, P. (2011): Variabilita odnosu fosforu ze zemědělské půdy v měřítku mikropovodí - příklad z povodí VN Želivka.- In: Vodárenská biologie 2011 (Říhová-Ambrožová, J. and Veselá, J.), str. 100-109, Vodní zdroje Ekomonitor spol. s r.o., Chrudim.
- Fiala, D. a Rosendorf, P. (2010): Pasivní bodový vzorkovač vody a plavenin - VTEI - příloha Vodního hospodářství, 52(1): 17-19.
- Rybář, K. (1984): Projekt odvodnění pozemků - JZD Kámen - stavba Věžná IV.2., okres Pelhřimov.- Agroprojekt Brno, Jihlava.
- Tilman, D. et al. (2001): Forecasting Agriculturally Driven Global Environmental Change.- Science, 292(5515): 281-284.

VÚMOP (2010): Základní charakteristiky BPEJ, [databáze online]. Praha, VÚMOP. Aktualizace, 2010 [citováno 2010-12-17]. URL <<http://ms.sowac-gis.cz/mapserv>>.

ČGS (2004): Geodatabáze geologických map v měřítku 1:50 000, [databáze online]. Aktualizace, 2004 [citováno 2011-02-15]. URL <<http://mapy.geology.cz/website/geoinfo/viewer3.htm>>.

# Vliv dešťových srážek na koncentraci prachu v ovzduší

Jaroslav Fišák, Kristýna Bartůňková

Ústav fyziky atmosféry AV ČR, v.v.i. , 1404 Boční II, 141 31 Praha 4, Česká republika,  
[fisak@ufa.cas.cz](mailto:fisak@ufa.cas.cz)

## Úvod

Velký vliv na ekosystémy má tzv. suchá depozice. Jedná se o depozici polétavého prachu obsaženého v ovzduší. V literatuře je prachu věnována pozornost především z hlediska vlivu prachu na lidské zdraví viz např. Brook et al. (2004) nebo Poppe and Dockery (2006). Prach je zkoumán i z hlediska distribuce velikosti částic a trvání jejich koncentrací viz např. Lonati et al. (2011), nebo Hays et al. (2011). Rovněž je prachu věnována pozornost z hlediska jeho chemického a mineralogického složení jako např. Stoyanova et al. (2010). Ve spojení se srážkami pak ve Fišák et al. (2009), Li and Shao (2009), se jednalo o chemické složení tuhé frakce ve srážkách. V tomto příspěvku se nebudeme zabývat chemickým složením prachu, ani jeho obsahem v atmosférických srážkách. Pozornost chceme věnovat vlivu srážek na množství prachu v ovzduší. V této práci jsme použili rovněž výsledky z projektu, který měl za úkol posoudit podíl jednoho zdroje prašnosti na celkové prašnosti v dané lokalitě.

V následujícím zpracování vycházíme z předpokladu, že koncentrace prachu v ovzduší je závislá na srážkách, zejména dešťových. Nabízí se dvě možné charakteristiky srážek pro popis epizod (dobu expozice filtru):

1. Srážkový úhrn.
2. Doba trvání srážek.

Pro stanovení koncentrace prachu v ovzduší jsme využili suchou filtrovací metodu, kdy byl vzduch nasáván vývěvou přes hlavici s filtrem. Abychom získali měřitelný a laboratorně zpracovatelný vzorek, byla zvolena expozice filtru cca 1 týden.

Vzhledem ke skutečnosti, že doba odběru vzorků (filtrů) nebyla zcela konstantní (expozice byla 6 až 7 dnů a lišila se počtem hodin), bylo nutno přistoupit na relativní charakteristiky. Z tohoto důvodu byl zvolen srážkový úhrn připadající na 1 den expozice filtru. Ještě složitější bylo charakterizovat dobu trvání srážek. Zde jsme zvolili procentuální vyjádření doby trvání srážek vzhledem k době expozice filtru.

## Použité metody v rámci projektu

### *Odběry prachu*

Odběry vzorků byly zahájeny dne 24. 6. 2009 a probíhaly ve 3 etapách. Odběry byly prováděny nepřetržitě s výměnou filtrů cca po sedmi dnech. V každé z etap byla použita v odběrovém zařízení jiná vývěva:

1. etapa probíhala od 24. 6. 2009 do 17. 11. 2009;
2. etapa byla zahájena 23. 2. 2010 a trvala do 19. 4. 2010. Tato etapa měla dvě části v 1. Části nebylo k dispozici měření srážek v místě odběru (23. 2. až 27. 4. 2010) a 2. část (27. 4. až 14. 7. 2010), kdy již bylo k dispozici měření srážek v místě odběru;
3. etapa následovala od 14. 7. 2010 a trvá dosud.

První etapa byla ukončena pro neopravitelnou poruchu používané vývěvy, kdy vývěva nevydržela nepřetržitý provoz. Po dočasném nahrazení vývěvy jinou, které se podařilo až 23. 2. 2010, bylo pokračováno v odběrech. Definitivní změna vývěvy se uskutečnila 19. 4. 2010. Nasazením výkonnější vývěvy byla získána možnost odebírat současně nikoliv jeden, ale dva vzorky. Vzorky byly po odběru zváženy a předány k chemické analýze. Pro naši potřebu byla využita koncentrace prachu [ $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ ].

## Měření srážek

Pro 1. etapu byly k dispozici pouze údaje o srážkách z meteorologické observatoře Kopisty (ÚFA AV ČR). V polovině 2. etapy byl v Ledvicích v blízkosti odběrového zařízení instalován srážkoměr a od této doby jsou k dispozici údaje o srážkách přímo na odběrném stanovišti.

Abychom získali delší datovou řadu měření srážek využili jsme měření srážek z Kopist k prodloužení řady měření v Ledvicích. Byla stanovena regresní rovnice pro závislost mezi srážkovými úhrny a dobou trvání srážek v Kopistech a Ledvicích. Pomocí regresní rovnice jsme pak dopočítali dobu trvání srážek a denní srážkové úhrny v Ledvicích. Ke stanovení regresní rovnice byly využity měřené hodnoty denních srážkových úhrnů a doby trvání srážek na observatoři Kopisty a v Ledvicích v období od 19. 4. 2010 do 5. 10. 2010.

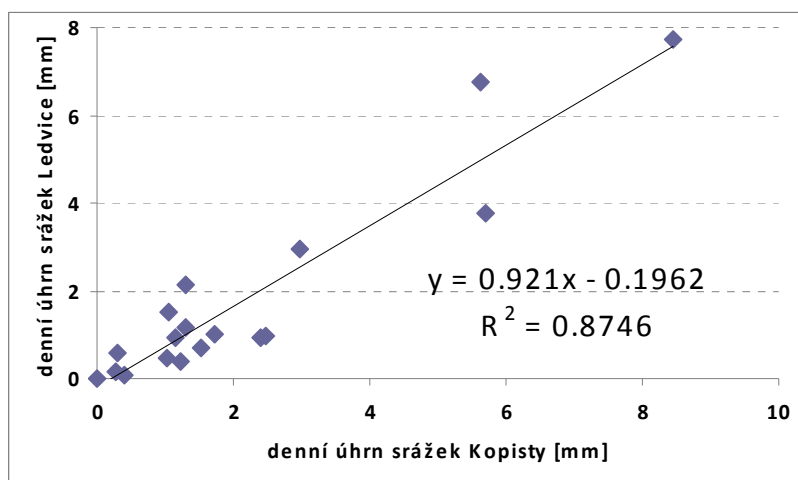
Z hlediska využití vypočítaných a měřených hodnot průměrného denního úhrnu srážek a relativní doby jejich trvání je nutno uvést, že v celé 1. etapě byly použity pouze vypočtené hodnoty uvedených charakteristik. V první části druhé etapy byly k dispozici rovněž pouze vypočítané hodnoty a ve druhé části etapy již byly použity hodnoty z charakteristik měřených v místě odběru. Ve třetí etapě byly použity údaje o srážkách měřené v místě odběru.

V dalším zpracování byly sestaveny grafy závislosti koncentrace prachu na průměrných denních srážkových úhrnech a relativní době trvání srážek pro každou etapu zvlášť a pro všechny uskutečněné odběry prachu. Druhá etapa pak byla rozdělena na dvě části podle použitých hodnot srážkového úhrnu a doby trvání srážek. V dosud zpracovaném souboru dat nejsou, bohužel, zahrnuta data ze zimního období, tedy z období kdy se vyskytují tuhé nebo smíšené srážky (sníh, sníh s deštěm), neboť (v prozatím první zimě běžícího projektu) se neuskutečnily žádné odběry prachu.

## Zpracování a výsledky

### Stanovení regresní rovnice pro výpočet průměrných denních srážkových úhrnů

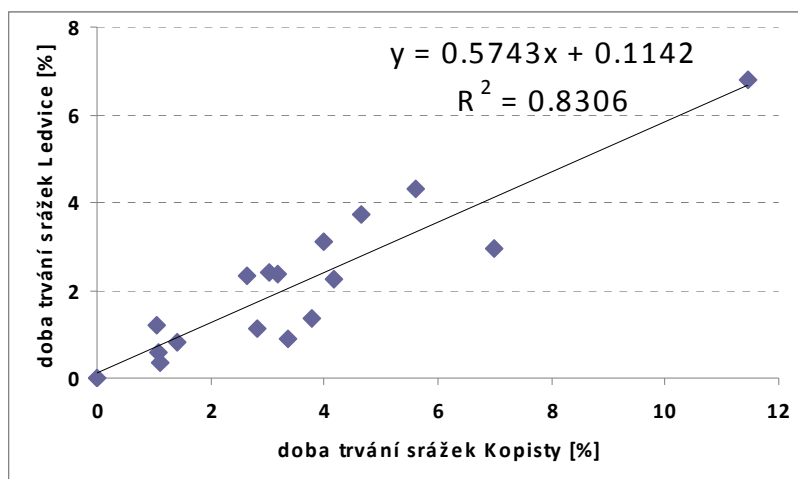
V obr. 1 je uvedena regresní rovnice, která byla použita pro výpočet průměrných denních srážkových úhrnů v Ledvicích za období, kdy v Ledvicích neprobíhalo měření srážek. Hodnoty úhrnu srážek jsou ve srážkových mm.



Obr. 1: Závislost průměrných denních srážkových úhrnů v Ledvicích na průměrných srážkových úhrnech v Kopistech.

### Stanovení regresní rovnice pro výpočet relativní doby trvání srážek

V grafu na obr. 2 je vyznačena závislost poměrné doby trvání srážek k době odběru vzorku na stanovištích Ledvice a Kopisty. Graf rovněž obsahuje regresní rovnici a koeficient spolehlivosti. Regresní rovnice byla následně využita pro výpočet chybějících údajů pro stanici Ledvice.



Obr. 2: Závislost relativní doby trvání srážek v Ledvicích na relativní době trvání srážek v Kopistech v % doby odběru vzorku.

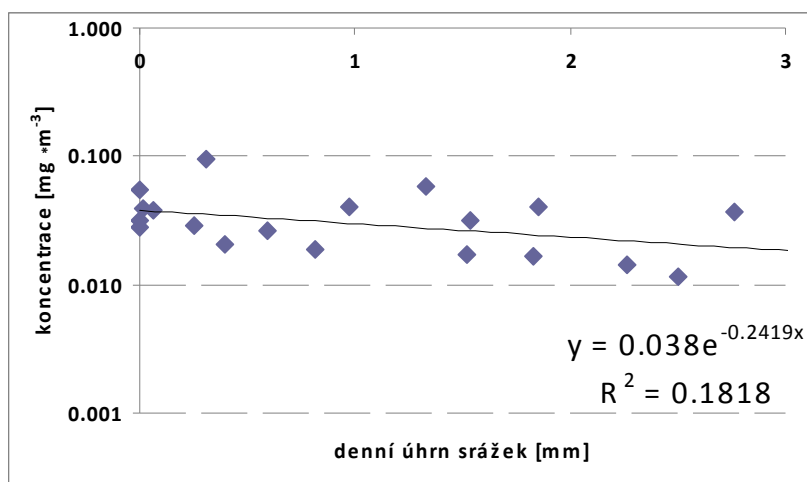
Z obr. 1 a 2 je zřejmá lineární závislost relativní doby trvání srážek i průměrných srážkových úhrnů na stanovišti Ledvice na hodnotách naměřených v Kopistech. To nás opravňuje k doplnění chybějících hodnot použitím uvedených regresních rovnic. Průměrné denní srážkové úhrny vykazují poněkud těsnější závislost než relativní doba trvání srážek.

### Závislost koncentrace prachu na průměrném denním srážkovém úhrnu

Jak bylo uvedeno dříve, vystřídali jsme tři různé vývěvy a z části sledovaného období jsou k dispozici pouze vypočítané hodnoty průměrných denních srážkových úhrnů. Z tohoto důvodu bylo zpracování rozděleno celkem na čtyři části:

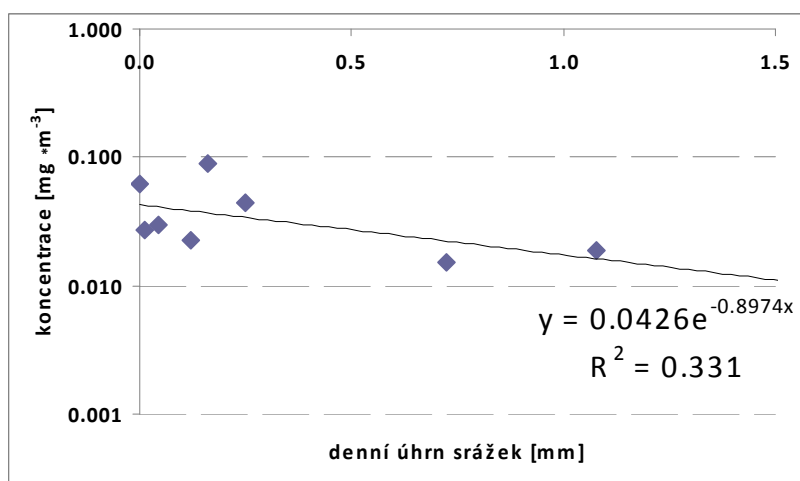
1. první etapa – k dispozici byly pouze vypočítané hodnoty průměrných denních srážkových úhrnů a v odběrném zařízení byla použita vývěva LAVAT VM 30S12
2. druhá etapa část 1 – byla použita vývěva GAST 1532-701-RM012 a pouze vypočítané hodnoty průměrných denních srážkových úhrnů
3. druhá etapa část 2 – použita byla vývěva GAST 1532-701-RM012 a průměrné denní srážkové úhrny z hodnot měřených na stanovišti
4. třetí etapa – použita vývěva LAVAT VM 40D a průměrné denní srážkové úhrny z hodnot měřených na stanovišti

Výsledky pro jednotlivé úseky zpracování jsou uvedené na obrázcích 3 až 7. Na obr. 3 je vidět závislost koncentrace prachu na průměrných denních úhrnech srážek při odběru v prvním období (části) projektu. Vzhledem k tomu, že byly použity vypočtené průměrné denní srážkové úhrny je vidět, že závislost zde není nijak těsná, jak ostatně dokumentuje i koeficient spolehlivosti. Jistý pokles koncentrace prachu s rostoucím průměrným denním srážkovým úhrnem je však patrný. Rovněž závislost není v žádném případě lineární. Pro zakreslení grafu jsme použili logaritmickou stupnici na ose y (koncentrace prachu).



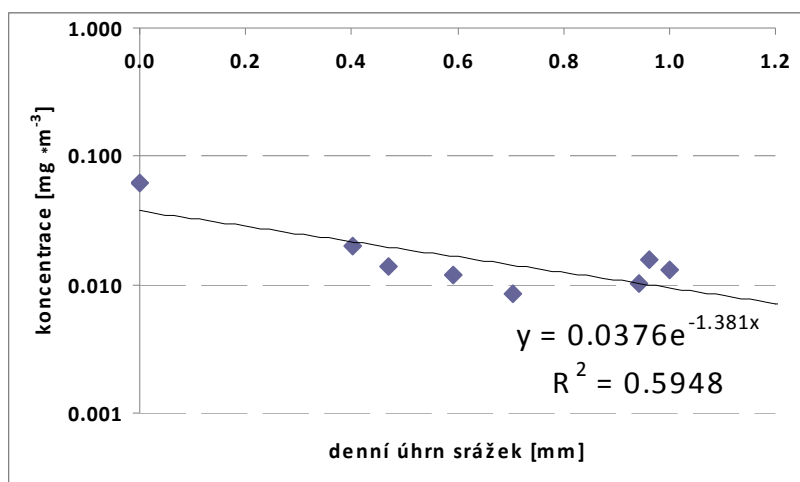
Obr. 3: Závislost průměrné koncentrace prachu na průměrném denním srážkovém úhrnu – 1. etapa.

Na obr. 4 je zpracována druhá etapa 1. část, kdy ještě nebyly k dispozici údaje měření srážek na stanovišti. I zde se projevuje vliv vypočítaných průměrných denních srážkových úhrnů. Závislost zde je opět velmi slabá. Příčinou jsou zřejmě použité vypočítané průměrné denní srážkové úhrny. Je však vidět jistý vzestup koeficientu spolehlivosti, který byl zřejmě způsoben lepší kvalitou použité vývěvy a tím spolehlivějším odběrem vzorku.

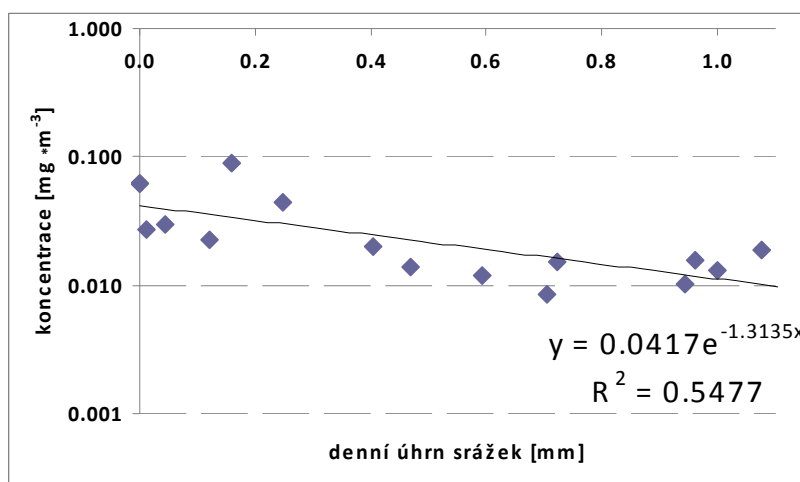


Obr. 4: Závislost průměrné koncentrace prachu na průměrném denním srážkovém úhrnu – 2. etapa část 1.

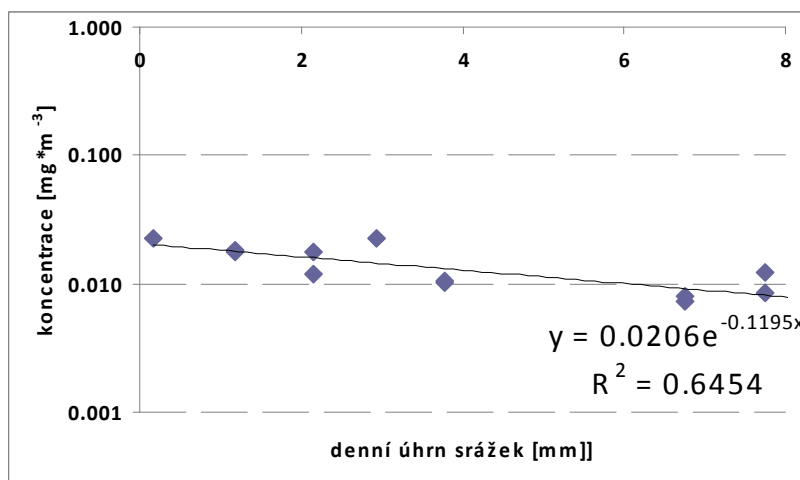
Z obr. 5 je vidět, jak výrazně vzroste spolehlivost regrese ( $R^2 = 0,59$ ) při použití hodnot průměrných denních srážkových úhrnů z měření přímo na odběrném stanovišti. Je potřeba si uvědomit, že v tomto období nebyly zaznamenány vyšší průměrné denní srážkové úhrny (do  $1 \text{ mm} \cdot \text{den}^{-1}$ ) a průměrná koncentrace prachu nepřesáhla  $0,070 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ .



Obr. 5: Závislost průměrné koncentrace prachu na průměrném denním srážkovém úhrnu – 2. etapa část 2.



Obr. 6: Závislost průměrné koncentrace prachu na průměrném denním srážkovém úhrnu – 2. etapa celkem.



Obr. 7: Závislost průměrné koncentrace prachu na průměrném denním srážkovém úhrnu – 3. etapa.

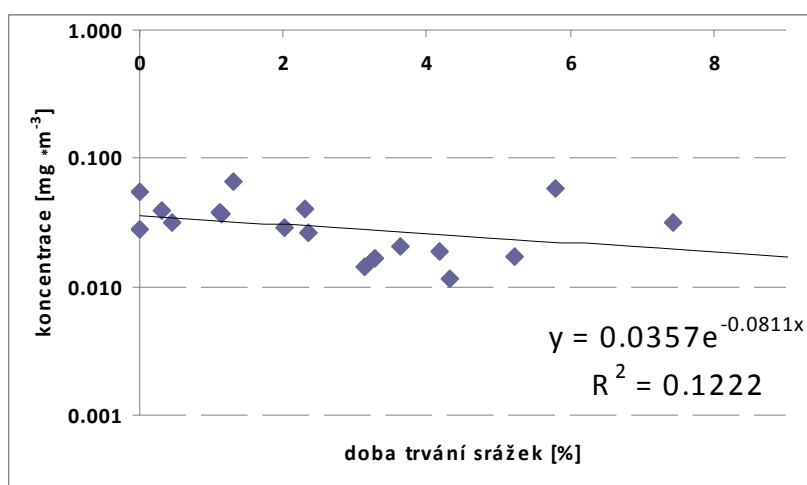


I přes skutečnost, že v první části druhé etapy jsme vycházeli z vypočtených hodnot průměrných denních úhrnů je hodnota regresního koeficientu ( $r = \sqrt{R^2}$ ) relativně vysoká 0,74.

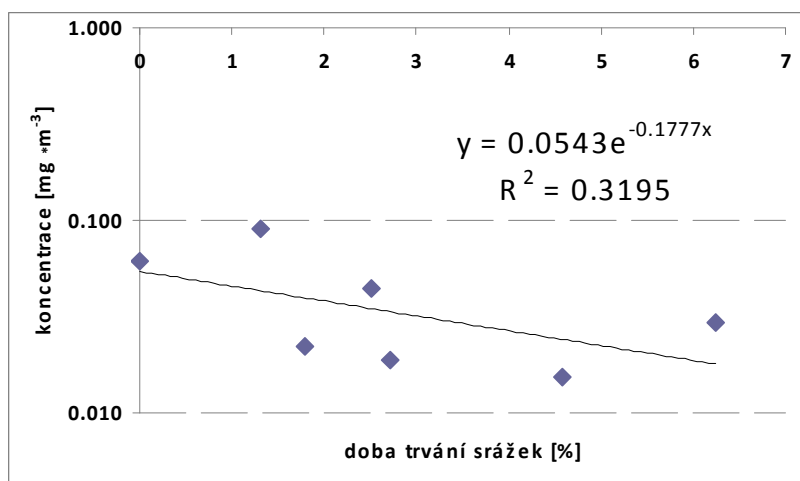
Z obr. 7 je patrné, že při větších průměrných denních srážkových úhrnech (většina vzorků byla odebrána při průměrném denním úhrnu srážek 1 mm a více) je koncentrace prachu malá. Jistě se zde výrazně projevila i skutečnost, že byly použity údaje o srážkách přímo z místa odběru vzorků. Koeficient spolehlivosti ( $R^2 = 0,645$ ) a tomu odpovídající regresní koeficient  $r = 0,803$  je vyšší, než jakého bylo dosaženo v předešlých etapách, včetně 2. části druhé etapy kdy byly rovněž použity údaje o srážkách z místa odběru, ale jiný typ vývěvy.

*Závislost průměrné koncentrace prachu na relativní době trvání srážek vzhledem k době expozice filtru*

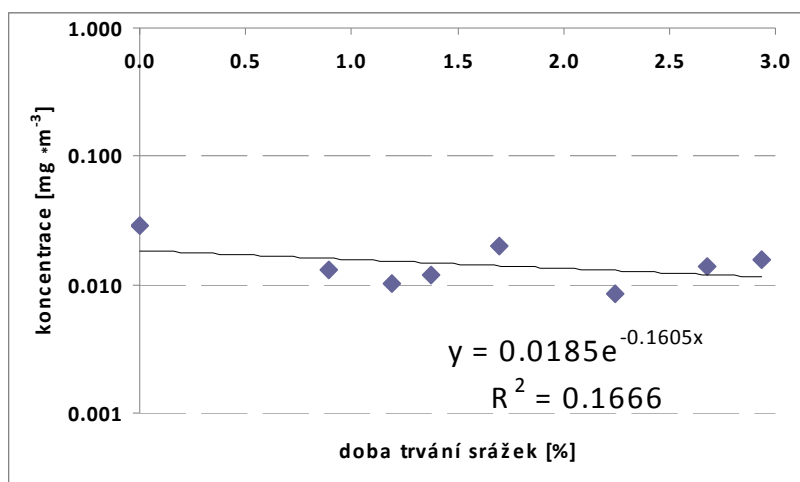
I zde jsme nuceni použít rozdělení na 4 části tak, jako tomu bylo v předcházejícím.



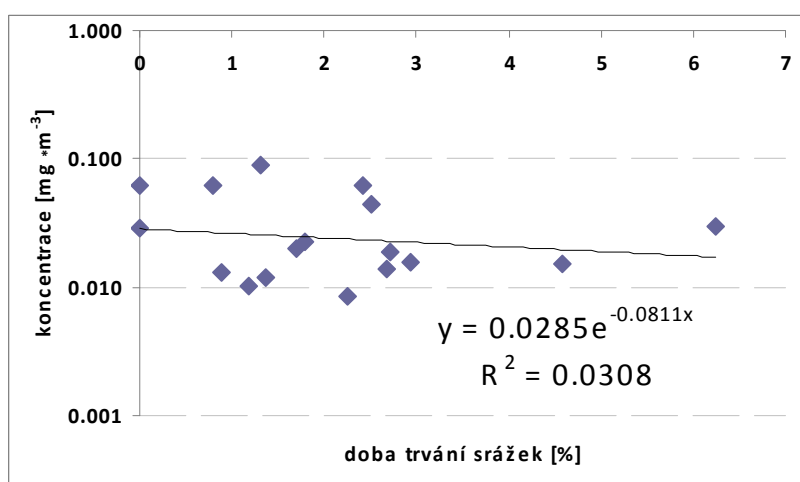
Obr. 8: Závislost průměrné koncentrace prachu na relativní době trvání srážek při odběru vzorku – 1. etapa.



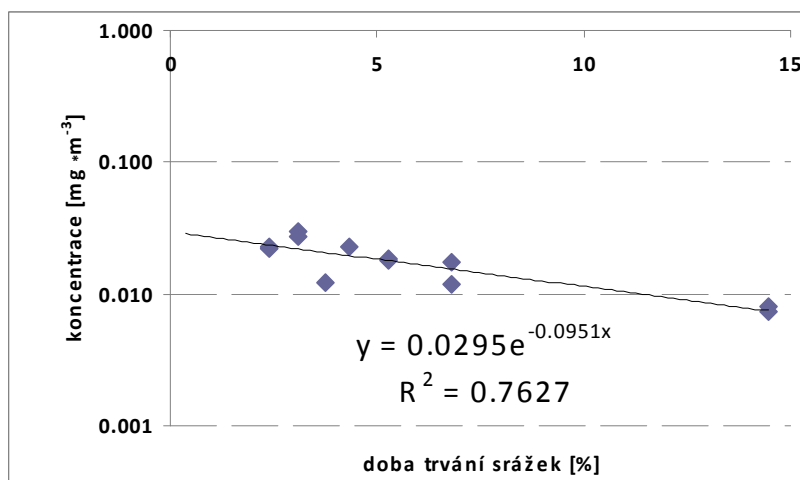
Obr. 9: Závislost průměrné koncentrace prachu na relativní době trvání srážek při odběru vzorku – 2. etapa část 1.



Obr. 10: Závislost průměrné koncentrace prachu na relativní době trvání srážek při odběru vzorku – 2. etapa část 2.



Obr. 11: Závislost průměrné koncentrace prachu na relativní době trvání srážek při odběru vzorku – 2. etapa celkem.



Obr. 12: Závislost průměrné koncentrace prachu na relativní době trvání srážek při odběru vzorku – 3. etapa.

Při využití relativní doby trvání srážek vzhledem k době expozice filtru je závislost koncentrace prachu z jednotkového objemu vzduchu velmi slabá, jak je zřejmé z obr. 8 až 11, tedy v průběhu 1. a 2. etapy, bez ohledu na způsob určení relativní doby trvání srážek. K výraznému posunu došlo ve 3. etapě při použití výkonnější vývěvy v odběrovém zařízení.

Na obr. 12 vidíme, že vzrostl  $R^2$  na 0,763 a tomu odpovídá  $r = 0,873$ . Zde není zcela jasné, co způsobilo tak výrazný vzestup obou koeficientů. Svoji roli zde mohl sehrát i fakt, že relativní doba trvání srážek neklesla pod 2% doby expozice vzorku. V ostatních případech se značná část odběrů uskutečnila za situace, kdy při téměř polovině odběrů byla relativní doba trvání srážek menší než 2%.

## Závěry

V období, kdy se vyskytují pouze kapalně atmosférické srážky, je koncentrace prachu v ovzduší silně ovlivněna jejich výskytem a to jak dobou trvání srážek, tak jejich množstvím (úhrnem). Lze předpokládat, že část prachu je zachycena vodními kapičkami a stává se složkou mokré depozice. Část prachu, převážně terestrického původu, se do ovzduší vůbec nedostane. S růstem doby trvání i množství srážek klesá koncentrace prachu v ovzduší. Výsledky měření jsou zřejmě ovlivněny kvalitou použité vývěvy, její sací schopností. Přesto lze dosažené výsledky, do jisté míry, zobecnit. Je zřejmé, že závislost koncentrace prachu v ovzduší na době trvání ani množství srážek není lineární, ale exponenciální (viz obr. 3 až 12). Rovněž lze předpokládat, že vliv kapalných srážek na koncentrace prachu bude obdobný i na ostatních stanovištích.

## Poděkování

Tento příspěvek vznikl za podpory projektu GAČR 205/09/1918, výzkumného záměru AV0Z30420517 a podpory projektu Severočeské doly, a.s. – Doly Bílina

## Literatura

- Brook, R.D., Franklin, B., Cascio, W., Hong, Y., Howard, G., Lipsett, M., Luepker, R., Mittleman, M., Samet, J., Smith, S.C., Tager, J., Tager, I. (2004): Air pollution and cardiovascular disease: A statement for healthcare professional: from the American heart association, *Circulation* 109, 2655 – 2671.
- Fišák, J., Stoyanova, V., Chaloupecký, P., Řezáčová, D., Tsacheva, T., Kuppenova, T., Marinov, M. (2009): Soluble and insoluble pollutants in fog and rime water samples. *Soil and Water Research*, vol. 4, S123 – S130.
- Hays, M.D., Seung-Hyun Cho, S\_H., Richard Baldauf, R. James J. Schauer, J.J, Shafer, M. (2011): Particle size distributions of metal and non-metal elements in an urban near-highway environment. *Atmospheric Environment*, 45, 925–934.
- Li, W., Shao, L. (2009): Characterization of mineral particles in winter fog of Beijing analyzed by TEM and SEM, *Environmental Monitoring and Assessment* 161, 565 – 573.
- Lonati, G., Cernuschi, S., Giugliano, M. (2011): The duration of PM10 concentration in a large metropolitan area, *Atmospheric Environment*, 45, 137–146.
- Poppe III, A.C., Dockery D.W. (2006): Health effects of fine particulate air pollution: Lines that connect, *Air & Waste Manage. Assoc.*, 56, 709 – 742.
- Stoyanova, V., Schoumkova, A., Fišák, J., Tsacheva, T. (2010): SEM-EDX identification of particles from fog in an industrially polluted region of Czech Republic, *Proceedings of 10th International Multidisciplinary Scientific Geoconference "Modern Management of Mine Producing, Geology and Environmental Protection" SGEM 2010 2*, 269–276.

# Šestnáct let monitoringu látkových toků v síti malých povodí GEOMON

Daniela Fottová, Markéta Štěpánová, Pavel Krám

Česká geologická služba, Klárov 3/131, 118 21 Praha 1

## Úvod

Monitoring látkových toků a hmotových bilancí v přírodních jednotkách reprezentovaných malými povodími je vhodným prostředkem k řešení změn kvality přírodního prostředí (Fottová 1995, Fottová, Skořepová 1998, Fottová 2003). Dlouhodobý sběr srovnatelných biogeochemických a hydrologických dat, který umožňuje odhalení trendů je hlavním cílem sítě malých povodí GEOMON. Síť je koordinována Českou geologickou službou a je provozována ve spolupráci s dalšími institucemi (Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, Český hydrometeorologický ústav, Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti, Geologický ústav AV ČR).

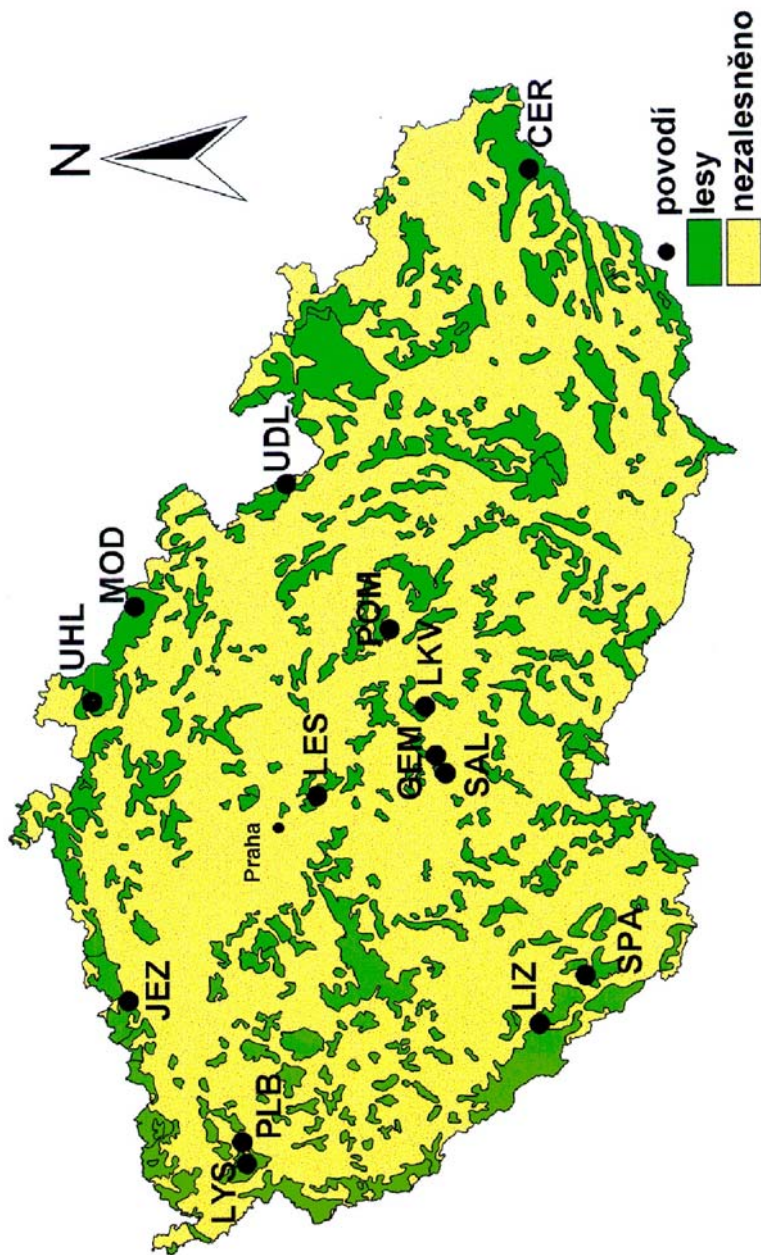
Argumenty pro využívání malých (lesních) povodí jsou následující:

- jsou hydrologicky dobře definovaná a tedy dobře sledovatelná,
- jsou málo ovlivněná lidskou činností,
- odrážejí nejlépe dlouhodobé klimatické změny a nikoli změny využití krajiny.

V síti GEOMON se ze čtrnácti malých lesních povodí jednotnou metodikou pořizují vstupní údaje pro výpočet látkových toků ekologicky významných složek. Jedná se o celosvětově uznávaný způsob hodnocení stavu a vývoje přírodního prostředí. Vstup do povodí představuje depozice srážkami na volné ploše (pro většinu složek) a podkorunovými srážkami (pro síru a vodíkové ionty). Jako výstup z povodí je uvažován povrchový odtok. S využitím dat o látkových tocích lze vypočítat i kritické zátěže síry, dusíku a těžkých kovů a jejich případné překročení, což je nový směr v hodnocení znečišťování přírodního prostředí zohledňující jeho kapacitní možnosti dané do značné míry vlastnostmi geologického podloží.

## Informace o síti GEOMON a metodika

Řešení dlouhodobého projektu integrovaného monitoringu, jehož nutným předpokladem pro získání srovnatelných dat je dodržení jednotné odběrové i analytické metodiky, bylo zahájeno v polovině roku 1993 výběrem sítě dvanácti vhodných lesních povodí. V dalším roce byla do sítě zařazena další dvě povodí. Současný stav tedy představuje čtrnáct povodí, jejichž lokalizace je na obr. 1, základní charakteristiky pak v tab. 1. Důvodem k výběru lesních povodí byla skutečnost, že les je v našich podmínkách nejlepším přiblížením přirozenému ekosystému, ale zároveň vykazuje náchylnost k okyselování zejména ve smrkových monokulturách, kde je ovšem přirozenost ekosystému již částečně narušena. Povodí jsou rozmístěna na území České republiky tak, že postihují různé krajinné typy a oblasti s různou úrovní regionální imisní zátěže a tedy s různým stupněm degradace lesů. Jejich výběr se řídil požadavky hydrologické definovanosti, relativní geologické homogenity a absence lokálních zdrojů antropogenního znečištění. Povodí velikosti desítek až nižších stovek hektarů jsou lokalizována v oblasti Šumavy (povodí Na lizu LIZ a Spálenec SPA), Slavkovského lesa (Lysina LYS a Pluhův bor PLB), Krušných hor (Jezeří JEZ), Jizerských hor (Uhlířská UHL), Krkonoš (Modrý potok MOD), Orlických hor (U dvou louček UDL), Beskyd (Červík CER), na Českomoravské vrchovině (povodí Anenský potok ANE, Salačova Lhota SAL, Loukov LKV), v Železných horách (Polomka POM) a v blízkosti pražské aglomerace v Benešovské pahorkatině (Lesní potok LES). Všechny vzorky jsou analyzovány v akreditované laboratoři České geologické služby na Barrandově. Prováděním analýz vzorků z celé sítě v jedné laboratoři je podstatně zvýšena vzájemná srovnatelnost dat.



Lokalizace systému povodí GEOMON (LKV - Loukov, UHL - Uhlířská, MOD - Modrý potok, UDL - U dvou louček, CER - Červík, JEZ - Jezeří, LYS - Lysina, PLB - Pluhův bor, LIZ - Na lizu, SPA - Spálenec, GEM - Anenský potok, SAL - Salačova Lhota, LES - Lesní potok, POM - Polomka).

Obr. 1: Lokalizace systému povodí GEOMON.

Povodí	Plocha	Nadmořská výška	Srážky (Ø 1994–2005)	Geologické podloží (převažující typ)	Půda (převažující typ)	pH povrchové vody (průměr)	Alkalita (průměr)
	km <sup>2</sup>	m n. m.	mm				µeq/l
Červík CER Beskydy	1,85	640–961	1012	flyš-istebňanské pískovce slezská jednotka	hnědá půda silně kyselá	6,70	136,1
Anenský potok GEM Českomoravská vrchovina	0,27	480–540	558	silliman.-biotit.pararula české moldanubikum	hnědá půda kyselá	6,85	340,1
Jezeří JEZ Krušné hory	2,61	475–924	680	dvojslídna rula krušnohorské krystalinikum	hnědá půda silně kyselá	5,55	19,9
Lesní potok LES region Prahy-Říčansko	0,70	400–495	536	biotit. žula říčan. a jevan. středočeský pluton	hnědá půda kyselá	4,92	3,3
Na lizu LIZ Šumava	0,99	828–1024	759	silliman.-biotit.pararula moldanubické krystalinikum	hnědá půda silně kyselá	6,32	123,1
Loukov LKV Českomoravská vrchovina	0,43	472–658	624	dvojslídna žula melechovský masiv	hnědá půda kys. a silně kyselá	5,01	-4,4
Lysina LYS Slavkovský les	0,27	829–949	833	leukokrátň žula kynžvartský masiv	rezivá půda	4,08	-93,1
Modrý potok MOD Krконоše	2,62	1010–1554	1524	muskovitický svor krkonoško-jizerské krystalinikum	podzol	5,54	25,5
Pluhův bor PLB Slavkovský les	0,22	690–804	782	hadec mariánskolázeňský masiv	hnědá půda eutrofní	6,95	475,7
Polomka POM Železné hory	0,69	512–640	589	migmatit-ortorula,pararula železnohorský pluton	hnědá půda silně kyselá a sil.oglej.	6,20	112,6
Salačova Lhota SAL Českomoravská vrchovina	1,68	557–744	540	silliman.-biotit.pararula české moldanubikum	hnědá půda silně kyselá a oglejená	6,99	305,3
Spálenec SPA Šumava	0,53	795–858	689	granulitová rula křišťanovský granulit. masiv	hnědá půda silně kyselá	5,81	95,4
U dvou louček UDL Orlické hory	0,33	880–950	1603	dvojslídna rula orlicko-kladské krystalinikum	rezivá půda podzol	4,95	54,4
Uhlířská UHL Jizerské hory	1,87	780–870	1012	žula krkonoško-jizerský masiv	rezivá půda podzol	4,77	6,2

Tab.1: Základní charakteristiky povodí sítě GEOMON.

Základní program pravidelných sledování v jednotlivých povodích sítě je následující:

- odběry měsíčních kumulativních vzorků srážek na volné ploše,
- odběry měsíčních kumulativních vzorků podkorunových srážek – směsný vzorek z pravidelné sítě devíti odběrových zařízení k postižení variability hustoty vegetace,
- odběry vzorků odtoku v závěrovém profilu povodí v měsíčních intervalech,
- pořizování údajů o měsíčních úhrnech srážek na volné ploše,
- pořizování údajů o měsíčních úhrnech podkorunových srážek,
- kontinuální záznam výšky hladiny v závěrovém profilu povodí a zjištění průměrných denních průtoků z konsumpční křivky.

Databáze má následující strukturu:

- měsíční údaje o koncentracích složek (makrosložky a stopové složky) ve srážkách na volné ploše, v podkorunových srážkách a v odtoku z povodí,
- příslušné hydrologické údaje – měsíční srážkové úhrny obou typů srážek a denní průtoky,
- vypočtené toky složek (vstup do povodí a výstup z povodí) v kg/ha/rok a bilance, tj. vstup minus výstup, která vypovídá o výsledné akumulaci (+) či vyplavování (-) dané složky,
- nově obsahuje údaje o koncentracích organického uhlíku a organického dusíku.

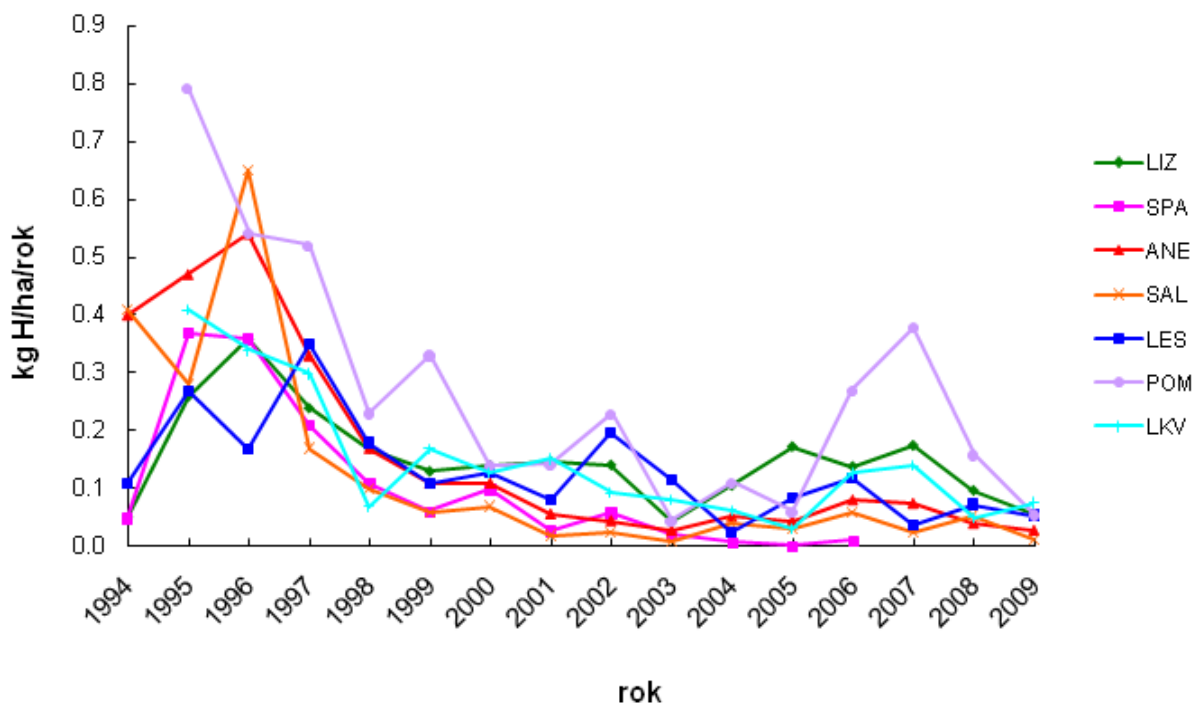
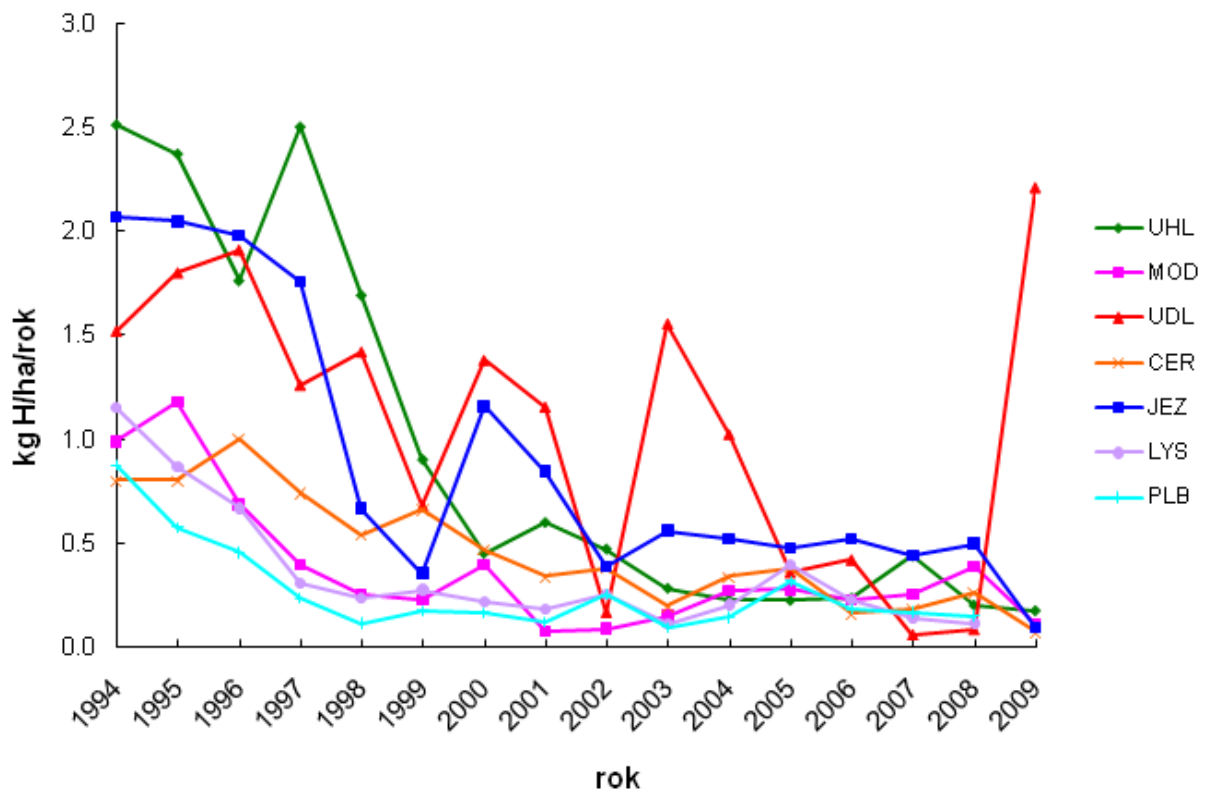
Sledovány jsou následující složky:

Na, Ca, K, Mg, S (SO<sub>4</sub>), N (NO<sub>3</sub>, NH<sub>4</sub>), Cl, F, Mn, Fe, Zn, Al, As, Cd, Pb, Ni, pH, vodivost, DOC, DN

## Výsledky

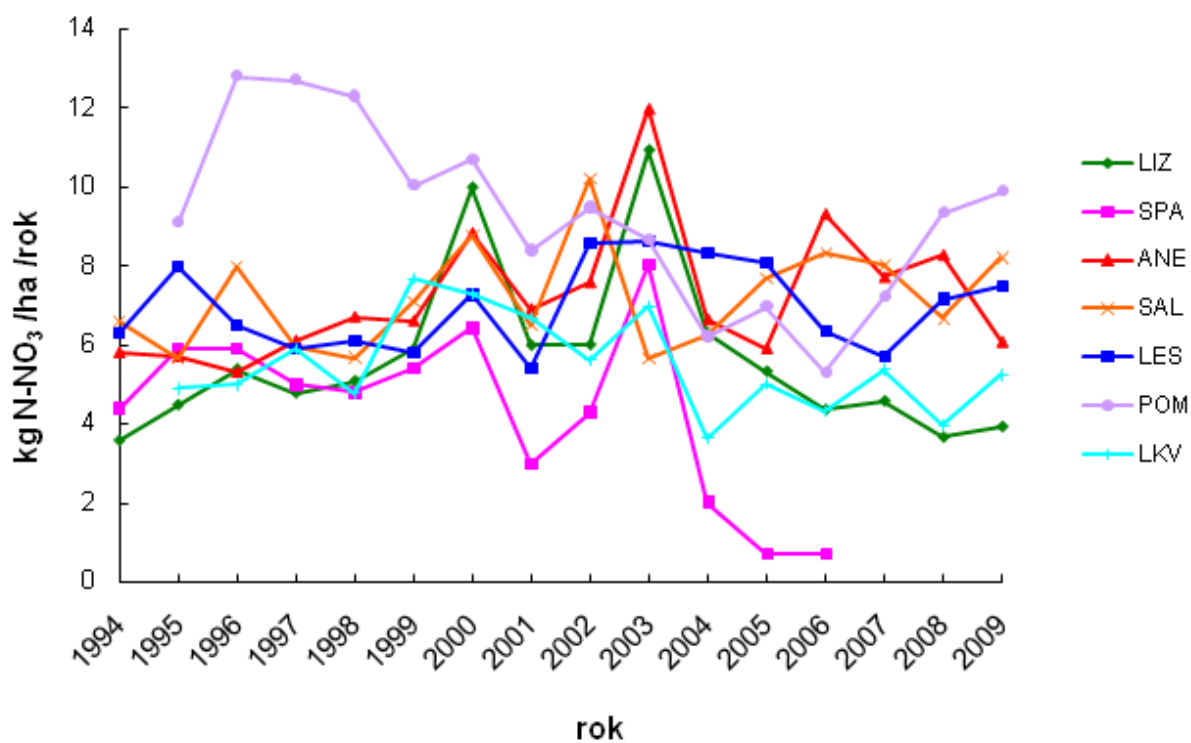
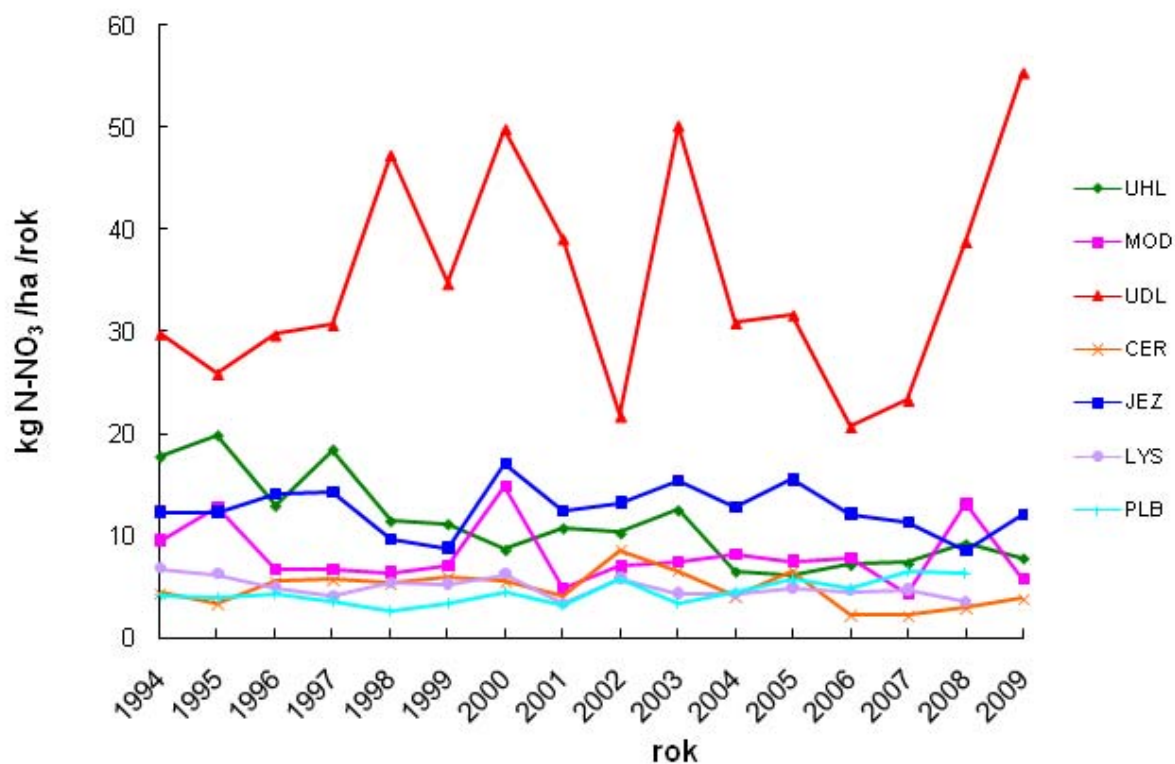
Hydrologická charakteristika šestnáctiletého sledovaného období ukazuje, že maxima celoročních odtoků byla dosažena v letech 1995, 2002, 2005 a 2006 a i rok 2009 patřil k vlhčím. I na úrovni malých povodí byly zachyceny největší extrémy, povodňový rok 2002 a následný suchý rok 2003. Rok 2002 přinesl historické povodně (až 500 leté), následoval, zejména v některých oblastech, extrémně suchý rok 2003. V následujícím roce 2004 sice srážkové úhrny vzrostly, ale vysušená půda pohltila jejich významnou část vody a výsledkem byl stále nízký odtok povrchové vody. Roky 2003 a 2004 byly u některých povodí nejsušší za celé období sledování.

Hodnocení látkových toků je zaměřeno zejména na trendy okyselujících složek: v grafické formě jsou uvedeny složky, u nichž byly zjištěny trendy. Obr. 2 ukazuje podkorunovou depozici vodíkových iontů, obr. 3 podkorunovou depozici dusičnanové formy dusíku, obr. 4 depozici síry ve formě síranů. V letech 1994 – 2009 byl zaznamenán v podstatě v celé síti pokles toků vodíkových iontů, který byl markantnější v podkorunových srážkách (obr. 2). Hodnoty pH se například v povodí Uhlířská v Jizerských horách za dobu sledování změnilly z hodnot 3,7–4,5 (na volné ploše) a 3,2–3,7 (pod korunami smrků) v roce 1994 na hodnoty 4,6–6,1 (na volné ploše) a 4,3–5,7 (pod korunami smrků) v roce 2009. Depozice amoniakálního dusíku, jehož zdrojem je převážně zemědělství, nevykazovaly žádný trend, mírný pokles byl zjištěn pouze v povodí U dvou louček (Orlické hory) a Modrý potok (Krkonoše) na volné ploše. Trend byl zachycen u depozice dusičnanového dusíku a to v podkorunových srážkách v „nehorských povodích“ (obr. 3, druhý graf). Vysvětlením může být zdroj dusičnanového dusíku. Ten spočívá nejen v elektrárnách, které byly sice odsířeny, ale dusík emitují stále, a v plynořadění, ale zejména v poslední době ve velkém nárůstu dopravy. Ta má samozřejmě větší vliv na níže položená povodí v centrální části státu. Přičíst lze i vliv delšího působení aerosolů v důsledku delších suchých období spojených se změnami frekvence srážkových událostí. Toto vysvětlení dokládá i pozorovaný rostoucí rozdíl mezi depozicí na volné ploše a depozicí po korunách stromů (zahrnující i suchou depozici) právě v „nehorských povodích“ (bude prezentováno na posteru). Obdobné závěry nelze činit z dat o srážkách na volné ploše, které zahrnují spíše dálkový přenos látek.

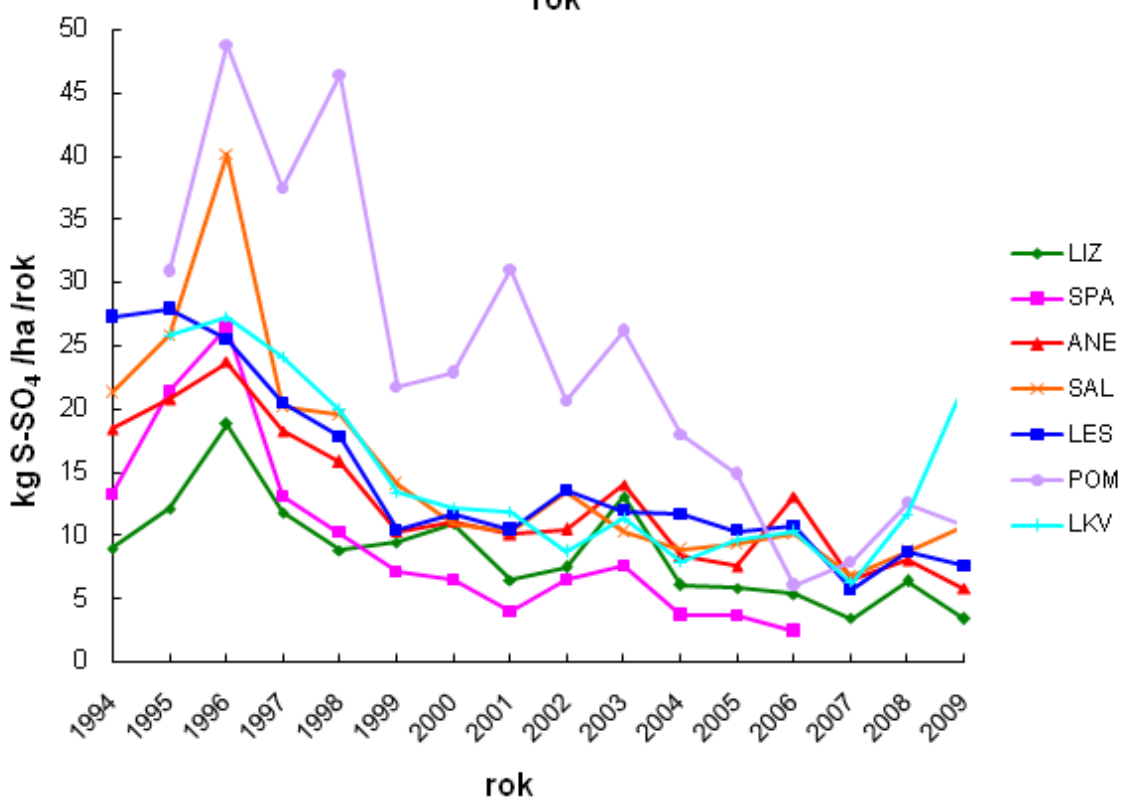
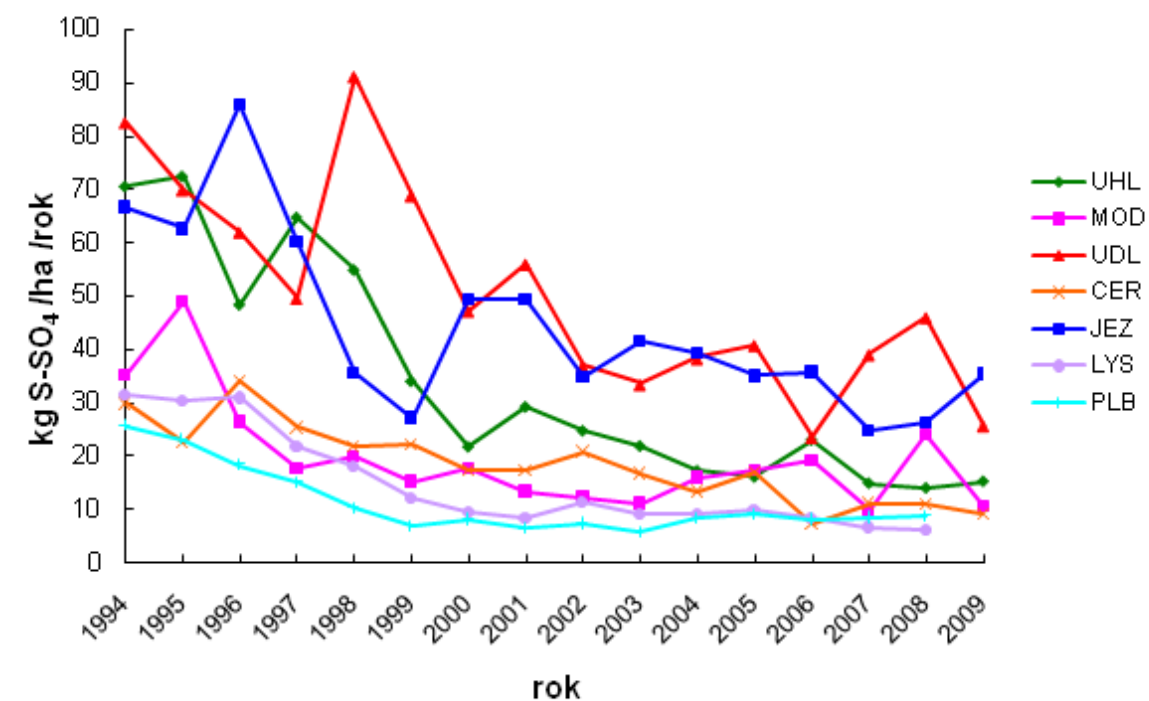


Obr. 2: Podkorunová depozice vodíku.





Obr. 3: Podkorunová depozice dusičnanového dusíku.



Obr. 4: Podkorunová depozice síranové síry.

V celém dosavadním období monitoringu sítě GEOMON od roku 1994 lze v případě síry ve formě síranů konstatovat, že se v depozici srážkami na volné ploše i podkorunovými srážkami (zahrnujícími i suchou depozici) projevil výrazný pokles jako pozitivní důsledek odsiřovacího programu v letech 1994 – 1998 (obr. 4). Efekt je v grafech jasně dokumentován, což dokládá, že nejen klesly emise, ale i následné látkové toky. Okamžitou reakci ukazuje situace v povodích U dvou louček (Orlické hory) s orientací povodí na jihozápad a Polomka (Železné hory) s orientací na sever, která byla ovlivněna elektrárnou Chvaletice (odsířena jako poslední v r. 1998) a polskými neodsířenými elektrárnami (Turow). V povodí U dvou louček bylo v roce 1998, kdy ostatní povodí v Čechách již vykazovala výrazný pokles depozice síry, dosaženo rekordní hodnoty depozice 92 kg S-SO<sub>4</sub>/ha/rok. V grafech je dále výrazný pík v roce 1996. Zde se sešly dvě události. V první části grafu v obr. 4 je maximum v povodí Jezeří v Krušných horách. Zde v uvedeném roce nastala kuriozní situace, kdy v důsledku instalace odlučovačů popílku klesly koncentrace tuhých látek, ale ještě většinou nebyly instalovány odsiřovací jednotky. Tudíž kyselý vstup nebyl neutralizován bazickými složkami popílku a výsledkem byly extrémně kyselé srážky i námrazy, což ovlivnilo i podkorunové srážky (Krejčí 2001). Druhý jev pozorovatelný v druhé části obr. 4 představuje (také v roce 1996) epizodu vysokých koncentrací škodlivin (i stopových kovů), která měla pravděpodobně zdroj i v zahraničí a projevila se v celém pruhu táhnoucím se od Šumavy po Beskydy.

Hydrologickou charakteristikou sledovaného období je ovlivněn i vývoj látkových odtoků. Odtok vodíkových iontů je stabilní a pokles byl zachycen pouze v povodí UDL v Orlických horách a MOD v Krkonoších. Odtok dusičnanového dusíku jako indikátor zdravotního stavu lesa (poškozený strom nečerpá dusík jako živinu) vykazuje jisté zlepšení (pokles) v povodích Orlických hor (UDL), Krkonoš (MOD) a Jizerských hor (UHL). Mírný pokles byl zjištěn u vyplavování síry akumulované v půdách v době vysokých depozic v osmdesátých letech minulého století. Odtok bazických kationtů je stabilní, pouze některá povodí vykazují mírný růst vyplavování. Většinou se ale jedná spíše o fluktuace a jsou pravděpodobně výsledkem variací v objemu odtoku.

## **Závěr**

Lze konstatovat, že dusík se v období po roce 2000 stává výraznějším acidifikačním faktorem než síra. Důvodem je pravděpodobně nárůst automobilové dopravy spolu se skutečností, že elektrárny byly sice odsířeny, ale emise dusíku pokračují. V severních částech státu se případně může projevat i vliv polského průmyslu. Nadbytek dusíku se projevuje například nepřírozně vysokými přírůstky stromů. Jedná se o jednu z primárních příčin poškození stromů v kombinaci s přímým působením škodlivin na asimilační orgány (včetně působení ozónu) a acidifikací spojenou s mobilizací toxických kovů. Oslabené stromy pak hůře čelí sekundárním stresorům jako jsou náhlé klimatické změny (zejména dlouhé suché periody), hmyzí škůdci či škodlivé houby – *Ascocalyx abientina* (Hruška a Ciencala, 2002).

## **Poděkování**

Tento příspěvek vznikl s podporou Ministerstva životního prostředí ČR (projekt SP/1a6/151/07).

## **Literatura**

- Fottová D. (2003): Trends in sulphur and nitrogen deposition fluxes in the GEOMON network, Czech Republic, between 1994 and 2000. *Water, Air, and Soil Pollution* 150: 73–87, 2003.
- Hruška J. and Ciencala E. eds. (2002): Dlouhodobá acidifikace a nutriční degradace lesních půd – limitující faktor současného lesnictví. Zpráva MŽP ČR.
- Krejčí R. (2001): Poškození smrkového lesa v Krušných horách. *Vesmír* 80, říjen 2001, 576–578.
- Fottová D., Skořepová I. (1998): Changes in mass element fluxes and their importance for critical loads: GEOMON network, Czech Republic. *Water, Air, and Soil Pollution* 105: 365–376.
- Fottová D. (1995): Regional evaluation of mass element fluxes: GEOMON network of small catchments. *Environmental Monitoring and Assessment* 34: 215–221.

# Porovnání bodového a kontinuálního monitoringu jakosti vod drobných vodních toků

Petr Fučík, Tomáš Kvítek

Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i., Žabovřeská 250, Praha 5 – Zbraslav

## Abstrakt

Byly porovnány čtyři varianty bodového a kontinuálního monitoringu jakosti vod (dynamika koncentrací) a pět metod stanovení látkového odnosu pro  $NL$ ,  $N-NH_4$ ,  $N-NO_3$ ,  $P-PO_4$  a  $P_{celk}$  na jednom malém odvodněném podpovodí a jednom profilu na drobném vodním toku v povodí s dominantním zastoupením orné půdy na kambizemích Českomoravské vrchoviny za období března – října r. 2009 a 2010. U koncentrací byly z hlediska maximálních i středních hodnot zjištěny nejčastější odchylky u nerozpuštěných látek a fosforu, nejméně se potom lišily vzorkovací přístupy u většiny statistických ukazatelů u dusičnanového dusíku. Nejméně spolehlivé bylo manuální 14 denní vzorkování, nej přesnější se ukázal být přístup zahrnující průměrný denní slévaný vzorek ve spojení s epizodním monitoringem. Metody pro odhad látkových odnosů kombinovaly manuální vzorkování, denní průměrný vzorek, epizodní monitoring i regresi s různými přístupy stanovení průtoku. Diskrétní sledování koncentrací a průtoku vody podhodnocovalo odnosy  $NL$  v jarních měsících až o 95 %,  $P_{celk}$  o 50 % a  $N-NO_3$  přibližně o 30 %. Rozdíly byly v každém měsíci pro jednotlivé ukazatele a profily značně variabilní ve vztahu k počtu a rozsahu vyskytnuvších se srážko-odtokových epizod; na druhou stranu výjimkou nebylo ani několik set procentní nadhodnocení odnosů bodovým monitoringem. Vyjádřeno v součtu za sledované období, největší odchylky byly shledány u  $NL$ , nejmenší rozdíly potom u  $N-NO_3$ . Zjištěné regresní vztahy koncentrací a průtoku nebyly příliš průkazné, přesto se metoda jednoduché regrese pro zjištění látkových odnosů ukázala jako použitelná. Pro stanovení reálných hodnot odnosů látek (zejména živin) z povodí je zapotřebí monitoringu, který bude zahrnovat intenzivní vzorkování vysokých vodních stavů i kontinuální měření průtoku.

## Úvod

Jedním ze základních nástrojů, umožňujících porozumět dynamickým procesům (přírodním i antropogenně podmíněným), které ovlivňují jakost povrchových vod drobných vodních toků je vhodně sestavený monitorovací systém kvality a kvantity vody. Jeho vyhodnocením lze rozlišit typy zdrojů znečištění (plošné, bodové, kombinované) a lokalizovat cesty polutantů za různých hydrologických situací a jejich projevy ve vodním prostředí (Dworak et al., 2005; Strobl et al., 2006; Brauer et al., 2009). Monitoring je rovněž nezbytný jako podklad pro případné strategie, přijímané ke zmiřování zjištěného stavu, jako jsou návrhy opatření v konkrétních areálech povodí (ochranná protierozní a protipovodňová opatření, změna land use, management zemědělských drenáží, eliminace bodových zdrojů znečištění apod.), Novotný and Olem, (1994); Donohue, et al. (2007). Monitoring jakosti a množství vody bývá obecně rozdělován na sledování bodové (jednorázový odběr vzorku v pravidelném časovém intervalu – např. 1x za měsíc) a kontinuální. Kontinuální monitoring jakosti vod zahrnuje řadu způsobů – např. vzorkování po proteklém množství vody, průměrný slévaný vzorek za určité období, vzorkování srážko-odtokových epizod nebo jejich vzájemné kombinace (Stone et al., 2000; King et al., 2003). Bodový (diskrétní) monitoring, byť v dvoutýdenním, popř. měsíčním kroku, není schopen zachytit dynamiku koncentrací většiny látek ve vodách (povrchových, podzemních i drenážních), která je za extrémních, ale i „normálových“ hydrologických vodních stavů velmi proměnlivá, zejména u drobných vodních toků, kde mohou mít jednotlivé složky odtoku (poměr jejich zastoupení a hodnoty koncentrací látek v nich) značnou časovou variabilitu (Kronvang et al., 1997; Doležal and Kvítek, 2004; Macrae et al., 2007).

Pro odhad zátěže území na navazující vodní útvary je nezbytné vedle monitoringu koncentrací substancí ve vodě stanovovat odnos těchto látek z povodí. Látkový odnos sledovaného ukazatele ve

vodním prostředí je funkcí koncentrace příslušné látky a průtoku vody (Littlewood, 1995). Obecně, odnos látky  $L$  za období  $t$  je možné definovat vztahem (1):

$$L = \int C(t)Q(t)dt \quad (1)$$

kde  $C$  je koncentrace dané látky a  $Q$  průtok v čase.

Existuje řada variant a metod výpočtu látkového odnosu, které se liší v časovém měřítku použití (stanovení) a přesnosti (chybě) a které vycházejí ze způsobu a frekvence odběru vzorků, charakteru sledované látky a měření průtoku vody. Podstatnou měrou bývají zkresleny odnosy látek právě z malých povodí, pokud jsou stanovovány pouze na základě výsledků bodového monitoringu. Srovnání různých přístupů k monitoringu jakosti vod vodních toků bylo provedeno četnými studii. Jedná se o poměrně významné rozdíly; jak zjistili např. Grant et al. (1996), bodový monitoring podhodnocoval ztráty fosforu z odvodněných malých povodí v Dánsku až o 50 %, neboť převaha vysokých koncentrací  $P$  se vyskytla během zvýšených průtoků a tudíž nebyla bodovým monitoringem zaznamenána. K obdobným závěrům došli Ulén et al. (1999) pro  $P$  celk (59 %) a  $NL$  (42 %) v odvodněných povodích Švédska.

Cílem tohoto příspěvku je kvantifikace a porovnání různých monitorovacích přístupů vybraných chemických ukazatelů jakosti povrchových a drenážních vod z hlediska hodnot koncentrací a látkových odnosů v jednom profilu na malém vodním toku a na drenážní výusti.

## **Materiál a metody**

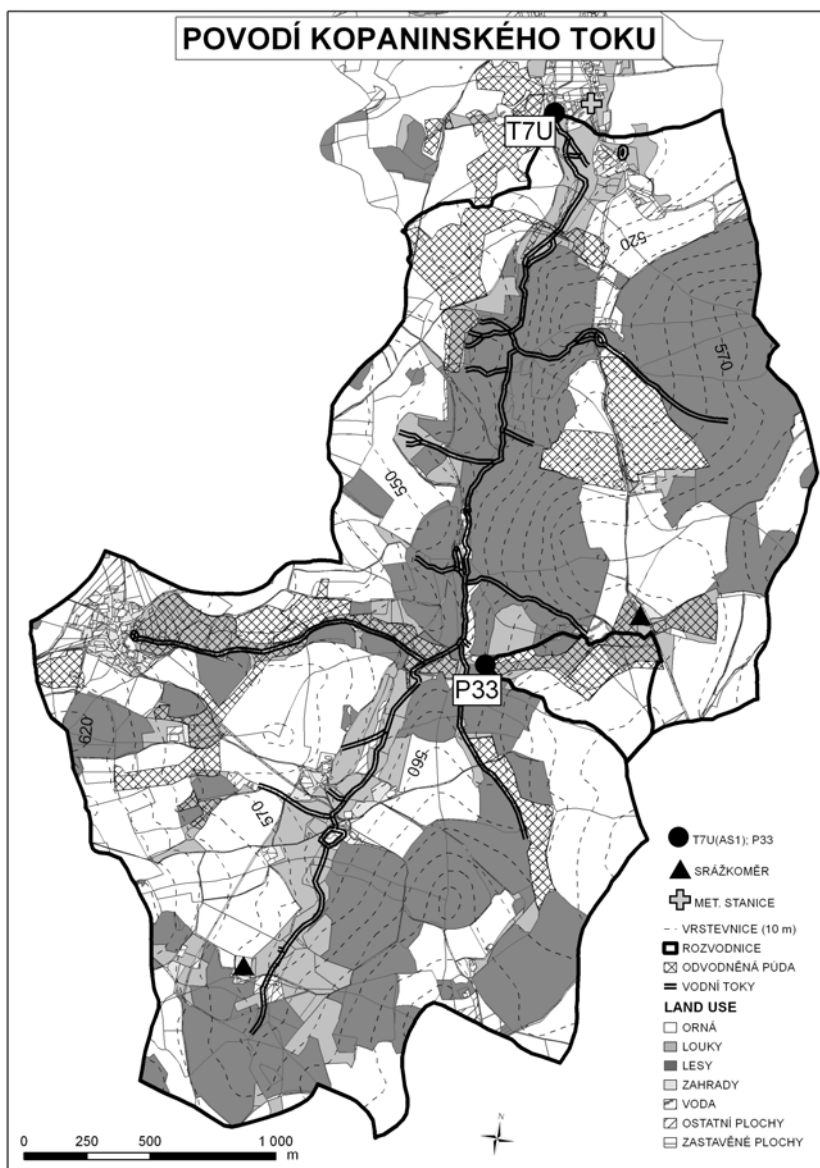
### *Popis lokalit*

Kopaninský tok je levostranným přítokem Jankovského potoka poblíž Pelhřimova v povodí Želivky na Českomoravské vrchovině. Povodí Kopaninského potoka je součástí hydrogeologického rajónu 652 – Krystalinikum v povodí Sázavy (Olmer, Kessl a kol., 1990). Nejvíce zastoupenými půdními typy jsou: HPJ 29 – kambizemě a jejich slabě oglejené formy, převážně na rulách a žulách, HPJ 50 – kambizemě oglejené a oglejené půdy na různých horninách, HPJ 73 – oglejené půdy zbažínělé a glejové půdy svahových poloh (databáze BPEJ, VÚMOP, v.v.i.). Plocha povodí k uzavěrovému profilu je 7,1 km<sup>2</sup>, nadmořská výška je 478 – 620 m. Délka hlavní údolnice je 4,2 km, průměrný sklon hlavní údolnice 2,6 %. Odvodněno podpovrchovou drenáží je 10 % území, 16 % ze zemědělské půdy. Z hlediska způsobu využití území zaujímá největší podíl orná půda (44,7 %), následuje les (36,7 %), louky a pastviny (13,1 %), ostatní plochy (3,5 %), sady a zahrady (1,0 %), zastavěné plochy (0,6 %) a vodní plochy (0,5 %). Sledování zde probíhalo ve dvou monitorovacích profilech: T7U – závěrový profil povodí, P33 – odvodněná podpovodí s převahou orné půdy, viz obr. 1.

### *Popis metod vzorkování*

Ke sledování dynamiky jakosti vody byly použity tři metody odběru vzorků. Jednak odběr vzorků v pravidelném 14 denním intervalu – vzorek byl odebírán ručně do plastové 250 ml nebo 500 ml lahve z proudu vody vycházejícího z měrného přelivu. Během každého odběru byla měřena úroveň hladiny vody v přepadu pro stanovení aktuálního průtoku a pro kontrolu hodnot z dataloggerů (viz níže). Druhou metodu představoval denní průměrný vzorek – tzn. monitoring kontinuální, realizovaný pomocí automatických vzorkovačů ISCO 6712 (obr. 2a). Sací koš těchto vzorkovačů byl trvale umístěn na stálém místě bez ohledu na změny výšek hladin; na profilu T7U při levém břehu toku, cca 20 cm nad dnem koryta toku (pro odběry i za nízkých vodních stavů) v rovné trati přibližně 0,5 m před hranou měrného přelivu. V případě monitoringu odvodňovací soustavy (P33) byla odběrná hadice vzorkovače zasunuta do trubky drenážní výusti tak, aby bylo zajištěno, že je odebírána pouze drenážní voda (obr. 2b). Během nezvýšených průtoků probíhal tento denní kontinuální monitoring vody formou slévaných vzorků (1 l vody denně odebíraný po 150 ml 6x denně – denní průměrný vzorek – odběr každé 4 hodiny). Třetí metoda představovala odběry stejnými vzorkovači na stejných místech během

významných srážko-odtokových situací (epizod), kdy byly odebírány série vzorků vody (vždy najednou 1 l) podle dynamiky hladiny vody (stanoveny přesné hodnoty výšek hladin pro odběr vzorků při vzestupu a poklesu) nebo po zvoleném časovém kroku (po překročení stanovené hladiny – odběr v intervalu minut až hodin podle období a charakteru epizody: tání sněhu, bouřkový příval), takže během jedné epizody bylo odebráno 6 – 16 vzorků. Ručně odebrané vzorky byly ihned po odběru umístěny do přepravních tašek s chladicími boxy a neprodleně dopraveny do laboratoře, vzorky odebrané automatickými samplery zůstaly v zásobníku vzorkovače 1–6 dní. Ve všech odebraných vzorcích vody byly stanovovány tyto parametry: nerozpuštěné látky, amoniakální dusík, dusičnanový dusík, rozpuštěné fosforečnany a celkový fosfor. Rozbor všech vzorků probíhal v akreditované laboratoři VÚMOP, v.v.i. standardními metodami.



Obr. 1: Povodí Kopaninského potoka.



Obr. 2 a, b: Automatický vzorkovač ISCO: a) foto přístroje, b) odběr vody z drenážní výusti.

Dynamika hladiny vody ve sledovaných profilech byla měřena ultrazvukovou sondou a zaznamenávána dataloggerem v 10 minutovém kroku. Průtoky byly odvozeny z konzumních křivek a rovnic přelivů. Každý měrný profil byl vybaven čidlem pro kontinuální záznam teploty vody (obr. 2b) a vzduchu; tato data byla rovněž ukládána v 10 minutovém kroku.

### Použitá vyhodnocení a statistické přístupy

#### *Koncentrace látek*

Získaná data byla seskupena podle metod odběru vzorků do 4 datových skupin:

- a) hodnoty ze 14 denního monitoringu,
- b) hodnoty z denního průměrného vzorkování,
- c) hodnoty **a** + **b** + hodnoty z epizodního monitoringu,
- d) hodnoty **a** + hodnoty z epizodního monitoringu,
- e) regrese hodnot **a** k denním průměrným hodnotám Q

Data ze všech čtyř sad byla podrobena základnímu (popisnému) statistickému vyhodnocení. Výsledky byly promítnuty do krabicových grafů (Boxplot), které posloužily jako podklad pro prvotní srovnání skupin z hlediska rozdělení dat (minima, maxima, střední hodnoty, variační rozpětí, extrémy; příklad viz obr. 3). Data byla před další analýzou testována na normalitu rozdělení a homogenitu (Kolmogorov-Smirnov test). Dvojice datových sad (**a** a **b**, **a** a **c**, atd.) byly podrobeny testu Mann-Whitney, což je robustní neparametrická obdoba nepárového t-testu, sloužící k porovnání mediánů, takže bylo možno konkrétně zjistit, které dvě skupiny se pro danou látku statisticky průkazně liší v hodnotě mediánu Helsel and Hirsch (2002). Všechny nulové hypotézy byly testovány na hladině významnosti  $\alpha = 0,05$ . Dále bylo použito metod jednoduchých regresí pro nalezení co možná nejtěsnějších vztahů mezi hodnotami koncentrací ze 14 denního monitoringu (**a**) a denními průměrnými průtoky (z deseti minutových hodnot) ve dnech odběru vzorků. Výsledný regresní model byl zvolen jednak na základě ukazatelů úspěšnosti vysvětlené variability dat na zvolené hladině významnosti ( $R^2$ ,  $r$ ,  $F$ ,  $p$ , střední absolutní chyba – MAE) a korektnosti modelu (normalita, homoskedasticita a autokorelace reziduí).

#### *Odnosy látek*

Odnos sledovaných látek byl vypočten ze vztahu (Gergel a kol., 1994; Littlewood et al., 1995):



$$L = 0,0864 \sum \Delta t_i * c_i * Q_i \quad (2)$$

kde  $\Delta t_i$  je doba trvání  $i$ -tého intervalu sledování (dny),  $c_i$  je koncentrace sledované látky (mg/l) a  $Q_i$  je průtok během  $i$  – tého sledování (l/s), 0,0864 je konstanta pro přepočet jednotek.

Pro stanovení odnosů látek z monitorovaných území bylo použito 5 metod výpočtu:

1. okamžitý průtok \* okamžitá koncentrace v době odběru (hodnoty z bodového monitoringu se 14 denním intervalem sledování),
2. průměrný denní průtok (aritmetický průměr z 10 minutových hodnot) \* denní průměrný slévaný vzorek,
3. okamžitý průtok \* okamžitá koncentrace (hodnoty z bodového monitoringu se 14 denním intervalem sledování) v kombinaci s průměrný denní průtok \* průměrná denní koncentrace v kombinaci s okamžitý průtok \* okamžitá koncentrace (hodnoty z monitoringu epizod),
4. střední hodnota průtoku (medián) z období mezi odběry vzorků \* hodnoty koncentrací látek z bodového monitoringu se 14 denním intervalem sledování,
5. průměrný denní průtok \* koncentrace látky zjištěná regresí.

Hodnoty odnosů stanovené těmito čtyřmi přístupy byly vzájemně porovnány z hlediska vyjádření specifického měsíčního odnosu ( $\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{měsíc}^{-1}$ ) dané látky, a to v procentech – vzhledem k metodě č. 3, jejíž výsledky byly nastaveny jako referenční (100%), neboť vyjadřují nejpřesněji reálné hodnoty odnosů látek z území. Jednotlivé specifické měsíční odnosy dále byly sečteny, aby bylo možné porovnat rozdíly v sumárních hodnotách odnosů vypočtených jednotlivými metodami za sledované období.

## Výsledky a diskuse

Koncentrace všech parametrů zjištěné metodami **a** – **d** se odlišovaly podle profilu a sledované látky. Největší odchylky mezi metodami byly u všech profilů pro *NL* (maxima i střední hodnoty), značné u *fosforů* (maxima i střední hodnoty), časté u *N-NH<sub>4</sub>* a nejméně časté a nejmenší u *N-NO<sub>3</sub>*. Látkové odnosy vykazovaly velké rozdíly podle metody výpočtu a období stanovení (měsíc). Největší odchylky byly zaznamenány opět u *NL* a *P*, dále u *N-NH<sub>4</sub>* a nejmenší rozdíly byly zjištěny pro odnosy dusičnanového dusíku.

## Jednotlivé profily

### T7U

Koncentrace většiny sledovaných látek se lišily ve všech 4 skupinách (metody **a** – **d**) zejména v extrémních hodnotách (maxima). Pro ukazatel *NL* byly vzájemně odlišné mediány ze všech metod ( $p < 0,05$ ). Nejnižší hodnoty, stejně jako nejnižší variační rozpětí i hodnoty extrémů měla skupina **a** – 14 denní odběr. Pro ukazatele *N-NH<sub>4</sub>* a *N-NO<sub>3</sub>* byly vzájemně odlišné ( $p < 0,05$ ) mediány skupin **a** a **c**, **d**, **b** a **c**, **d**; **c** a **d**. Nejvyšší hodnoty *N-NH<sub>4</sub>* byly naměřeny metodou **b**, což nebylo u jiných ukazatelů zjištěno. Pro *P-PO<sub>4</sub>* byly odlišné mediány ve skupinách **b** a **d** a dále **c** a **d**, pro *Pcelk* se nelišil pouze medián skupin **a** a **b**.

Hodnoty specifických měsíčních odnosů se pohybovaly u *NL* od 0,19 (září 09) do 332 (březen 10)  $\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{měsíc}^{-1}$ ; maxima jsou v tomto případě pravděpodobně značně nadhodnoceny vzhledem k umístění sacího koše. U *N-NH<sub>4</sub>* to bylo 0,0021 (září 09) až 0,0166 (září 10), u *N-NO<sub>3</sub>* potom od 0,30 (září 09) do 5,41 (březen 09)  $\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{měsíc}^{-1}$ . Pro *P-PO<sub>4</sub>* byly hodnoty od 0,00087 (září 09) do 0,017 (březen 09), pro *Pcelk* od 0,00235 (září 09) do 0,034 (březen 09)  $\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{měsíc}^{-1}$ . Porovnáním látkových odnosů byly největší rozdíly zjištěny pro *NL*; metody **1** a **4** podhodnocovaly odnosy v některých měsících o více než 95 % a dále u *Pcelk*, kdy to bylo až o 50 % (tab. 1). Nejméně rozdílné výsledky vykazovaly odnosy *N-NO<sub>3</sub>*, kdy i během měsíců s několika epizodami byly deficity metod **1** a **4** maximálně kolem 35 %. Odnosy zjištěné metodou **5** se přes nízkou sílu zjištěných vazeb (tab. 2) nijak dramaticky neodchylovaly; pro *Pcelk* byly dokonce z hlediska součtu procentních měsíčních hodnot v pořadí druhou nejpřesnější metodou.



Tabulka 1: Specifické měsíční látkové odnosy v % vzhledem k metodě 3 – příklad pro profil T7U.

T7U metoda	N-NO <sub>3</sub> (%)					Pcelk (%)				
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
měsíc										
březen 09	69,7	82,4	100,0	63,9	102,2	63,9	79,5	100,0	50,2	104,1
duben 09	63,4	99,9	100,0	95,4	87,0	55,7	100,0	100,0	85,5	90,7
květen 09	86,6	100,1	100,0	89,7	107,6	67,9	100,2	100,0	69,0	80,7
červen 09	91,8	87,2	100,0	53,1	129,0	75,9	79,7	100,0	38,5	77,9
červenec 09	71,2	79,5	100,0	62,9	112,2	98,5	51,6	100,0	73,7	32,2
srpen 09	190,7	83,4	100,0	73,6	104,7	294,5	54,9	100,0	78,7	52,6
září 09	109,6	97,1	100,0	118,1	105,7	75,1	97,1	100,0	82,0	84,9
říjen 09	108,0	94,8	100,0	92,1	135,9	105,6	107,9	100,0	79,5	99,2
březen 10	59,0	84,4	100,0	52,6	71,6	58,2	85,7	100,0	52,3	78,5
duben 10	70,4	100,7	100,0	96,9	88,2	59,9	97,6	100,0	82,8	106,5
květen 10	77,2	101,0	100,0	91,5	113,7	83,4	100,5	100,0	99,2	133,4
červen 10	53,5	94,6	100,0	53,0	93,5	43,3	80,1	100,0	44,3	53,6
červenec 10	90,5	104,6	100,0	75,0	116,2	62,5	85,8	100,0	52,3	85,1
srpen 10	98,3	95,8	100,0	83,9	176,3	78,9	96,2	100,0	58,5	103,6
září 10	96,9	110,4	100,0	67,9	145,1	102,9	110,5	100,0	89,9	125,2
říjen 10	70,7	99,8	100,0	113,3	99,0	47,8	99,4	100,0	80,7	89,0
<b>SUMA</b>	<b>83,0</b>	<b>92,0</b>	<b>100,0</b>	<b>82,8</b>	<b>113,3</b>	<b>83,1</b>	<b>85,2</b>	<b>100,0</b>	<b>71,4</b>	<b>92,6</b>

Tabulka 2: Statisticky průkazné a korektní jednoduché regrese – profil T7U.

Látka	Rovnice regrese	<i>n</i>	R <sup>2</sup>	r	Fstat	<i>p</i>	MAE
N-NO <sub>3</sub>	$10,1602 - \frac{18,6736}{Qdavg}$	43	16,27	-0,40	7,97	0,0073	1,0889
N-NH <sub>4</sub>	$\sqrt{0,00154937 + 0,00000187119 * Qdavg^2}$	46	44,65	0,67	35,52	0,0000	0,0049
P-PO <sub>4</sub>	$\sqrt{0,000569899 + 3,57795E - 8 * Qdavg^2}$	41	11,30	0,34	4,97	0,0316	0,0003
Pcelk	$\frac{1}{15,2423 + 39,3676 / Qdavg}$	39	10,20	0,32	4,22	0,0475	2,8087
NL	$\sqrt{1,27226 + 0,000491937 * Qdavg^2}$	44	69,11	0,83	93,95	0,0000	1,3951

### P33

Maximální koncentrace byly pro *NL* zjištěny pouze epizodním monitoringem (**c** a **d**), na rozdíl od *N-NH<sub>4</sub>* a *N-NO<sub>3</sub>*, kdy byla maxima podchycena i metodou vzorkování **b**. Mediány se lišily pro většinu prvků zejména u datových sad **a** a **d**, **b** a **c**, **d** – kromě *N-NO<sub>3</sub>*, u kterého se nelišily mediány v žádné z použitých metod. Hodnoty specifických měsíčních odnosů se pohybovaly u *NL* od 0,002 (září 09) do 3,44 (červen 10) kg\*ha<sup>-1</sup>\*měsíc<sup>-1</sup>. U *N-NH<sub>4</sub>* to bylo 0,0001 (září 09) až 0,03 (červen 10), u *N-NO<sub>3</sub>* potom od 0,039 (září 09) do 3,99 (březen 09) kg\*ha<sup>-1</sup>\*měsíc<sup>-1</sup>. Pro *P-PO<sub>4</sub>* byly hodnoty od 0,00004 (září 09) do 0,0197 (září 10), pro *Pcelk* od 0,0001 (září 09) do 0,0347 (červen 10) kg\*ha<sup>-1</sup>\*měsíc<sup>-1</sup>.

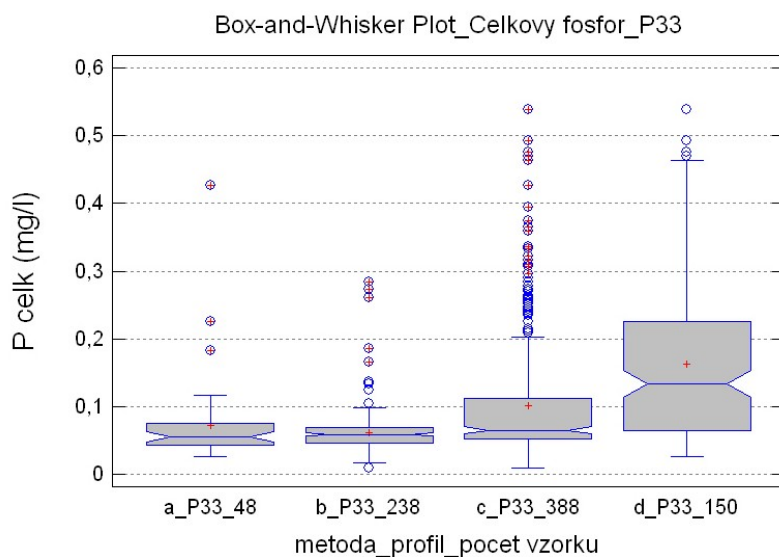
Z hlediska látkových odnosů byly největší rozdíly opět u *NL* u metod **1** a **4** – jak měsíční tak sumární hodnoty, dále u *N-NH<sub>4</sub>* a fosforů; viz tab. 3. Odnosy zjištěné metodou **5** se přes nepříliš těsné zjištěné vazby (tab. 4) nijak dramaticky neodchylovaly až na případ odnosů *N-NO<sub>3</sub>*; tam byla metoda **5** nejméně přesná.

Tabulka 3: Specifické měsíční látkové odnosy v % vzhledem k metodě 3 – příklad pro profil P33.

P33 metoda	N-NO3 (%)					Pcelk (%)				
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
měsíc										
březen 09	82,5	95,8	100,0	126,1	53,5	72,7	94,7	100,0	107,5	287,8
duben 09	45,0	112,1	100,0	73,3	91,5	42,2	112,8	100,0	68,9	86,9
květen 09	100,0	-	100,0	111,2	142,7	100,0	-	100,0	99,6	122,9
červen 09	156,6	-	100,0	107,4	42,1	108,8	-	100,0	75,3	70,9
červenec 09	47,9	85,9	100,0	33,1	109,2	54,5	54,3	100,0	27,9	43,8
srpen 09	257,7	100,0	100,0	82,0	128,1	348,8	100,0	100,0	78,4	100,6
září 09	70,4	100,0	100,0	120,8	115,4	57,5	100,0	100,0	93,9	109,7
březen 10	32,5	88,1	100,0	53,3	60,4	17,3	83,4	100,0	24,3	175,0
duben 10	41,7	100,0	100,0	110,7	98,3	36,5	97,2	100,0	94,5	108,9
květen 10	63,1	99,8	100,0	77,2	110,1	60,4	99,8	100,0	71,8	141,5
červen 10	23,7	124,2	100,0	22,2	40,5	3,5	34,3	100,0	3,2	75,9
červenec 10	44,7	95,1	100,0	59,8	112,1	22,0	56,2	100,0	32,2	63,8
srpen 10	74,7	85,6	100,0	50,0	80,7	49,6	49,3	100,0	14,6	209,0
září 10	69,9	92,3	100,0	39,2	50,1	87,0	82,1	100,0	73,5	78,9
říjen 10	69,9	99,8	100,0	136,2	80,3	58,8	100,6	100,0	146,5	88,7
<b>SUMA</b>	<b>65,5</b>	<b>91,8</b>	<b>100,0</b>	<b>38,7</b>	<b>20,9</b>	<b>43,9</b>	<b>64,8</b>	<b>100,0</b>	<b>46,4</b>	<b>128,2</b>

Tabulka 4: Statisticky průkazné a korektní jednoduché regrese – profil P33.

Látka	Rovnice regrese	<i>n</i>	R <sup>2</sup>	r	Fstat	<i>p</i>	MAE
N-NO3	$\frac{1}{0,0482874 + 0,0109059 * Qdavg^2}$	45	0,12	0,35	5,78	0,0207	0,0108
N-NH4	$0,0523144 + 0,028601 * Qdavg$	45	0,17	0,41	8,81	0,0049	0,0205
P-PO4	$0,0184353 + 0,0324352 * Qdavg$	46	0,65	0,80	80,65	0,0000	0,0092
Pcelk	$0,0486681 + 0,0312236 * Qdavg$	45	0,49	0,70	40,67	0,0000	0,0141
NL	$\sqrt{0,246239 + 3,49548 * Qdavg^2}$	44	0,36	0,60	23,25	0,0000	1,4795



Obr. 3: Boxplot hodnot Pcelk (mg/l) podle jednotlivých metod vzorkování – příklad pro profil P33.

## Závěr

Byly vyhodnoceny a porovnány čtyři metody odběru vzorků povrchových a drenážních vod a pět přístupů pro stanovení látkových odnosů. Pro *nerozpuštěné látky*, *celkový fosfor* a *fosforečnany* se ukázalo z hlediska realistického zachycení látkových odnosů klíčové vzorkování srážko-odtokových epizod v co možná nejkratším intervalu vzhledem k délce trvání epizody. Pro dusičnanový dusík nebylo – především na odvodňovacích systémech – vzorkování zvýšených vodních stavů nepostradatelné z hlediska získání informací o maximálních a středních hodnotách ani o látkových odnosech, nicméně výrazně přispělo k objasnění jevů dynamiky dusičnanových koncentrací v souvislosti se změnami průtoků. Na nutnosti rozšíření tradičních monitorovacích schémat o mezivzorkování zvýšených vodních stavů (tání sněhu, odtoky z dešťů vysoké intenzity nebo dlouhého trvání, déletrvajícím suchu) se shodují také četné práce, které aplikují různé modelové přístupy pro kvantifikaci a rozdělení zdrojů znečištění povrchových vod. Data z takových monitorovacích programů jsou považována za nezbytná pro zpřesnění datových vstupů za účelem kalibrace a validace použitých modelů (Kronvang et al., 2005; Strobl et al., 2006). Bylo prokázáno, že v případě bodového monitoringu jsou použitelné početní metody pro zjištění koncentrací vyšetřovaných látek v neměřených obdobích.

## Poděkování

Tento příspěvek vznikl za podpory výzkumného záměru Mze 0002704902. Autoři děkují Ing. Janě Peterkové, paní Haně Libichové a panu Davidu Šádkovi za práce v terénu a zpracování dat.

## Literatura

- Aulenbach, B. T. and Hooper, R. P. The composite method: an improved method for stream-water solute load estimation. *Hydrol. Process.* vol. 20, 2006, p. 3029–3047.
- Brauer, N.; O'geen, A. T. and Dahlgreen, R. A. Temporal variability in water quality of agricultural tailwaters: Implications for water quality monitoring. *Agricultural Water Management*, 2009, no. 96, p. 1001–1009.
- Doležal, F. and Kvítek, T. The role of recharge zones, discharge zones, springs and tile drainage systems in penplains of Central European highlands with regard to water quality generation processes. *Physics and Chemistry of the Earth. Parts A/B/C. Volume 29, Issues 11–12, 2004, Pages 775–785, ISSN 1474–7065.*
- Donohue, I.; Irvine, K. Quantifying variability within water samples: The need for adequate subsampling. *Water Res.* 2007, doi:10.1016/j.watres.2007.07.041.
- Dworak, T.; Gonzales, C.; Laaser, C.; Interwies, E. The need for new monitoring tools to implement the WFD. *Environmental Science & Policy*, 2005, no. 8, p. 301–306.
- Gergel, J. a kol. Hlavní zásady vyhodnocování kvality povrchových vod odtékajících ze zemědělsky využívaných povodí. *Metodika VÚMOP 12/1994. VÚMOP Praha, 1994, 21 s.*
- Grant, R.; Laubel, A.; Kronvang, B.; Andersen, H. E.; Svensen, L. M. Loss of dissolved and particulate phosphorus from arable catchments by subsurface drainage. *Water Research*, 1996, vol. 30, p. 2633 – 2642.
- Helsel, D. R. and R. M. Hirsch. *Statistical Methods in Water Resources. Techniques of Water Resources Investigations*, 2002. Book 4, chapter A3. U.S. Geological Survey. 522 pages.
- King, K. W. and R. D. Harmel. Considerations in selecting a water quality sampling strategy. *Transactions of the ASAE* 46(1), 2003, p. 63–73.
- Kronvang, B.; Laubel, A.; and Grant, R. Suspended sediment and particulate phosphorus transport and delivery pathways in an arable catchment, Gelbaek stream, Denmark. *Hydrological Processes*, 1997, vol. 11, p. 627–642.
- Littlewood, I. G. Hydrological regimes, sampling strategies, and assessment of errors in mass load estimates for United Kingdom rivers. *Environment International*, 1995, Vol. 21., No. 2, pp. 211–220.

- Macrae, M. L.; English, M. C.; Schiff, S. L., and Stone, M. Capturing temporal variability for estimates of annual hydrochemical export from a first-order agricultural catchment in southern Ontario, Canada. *Hydrol. Process*, 2007, no. 21, p. 1651–1663.
- Novotny, V. and Olem, H. *Water Quality: Prevention, Identification and Management of Diffuse Pollution*. ITP, Inc., 1994, 1054 p.
- Olmer, M.; Kessler, J. *Hydrogeologické rajony. Práce a Studie*, 1990, vol. 178. VUV Praha.
- Schleppi, P.; Waldner, P. A.; Stähli, M.. Errors of flux integration methods for solutes in grab samples of runoff water, as compared to flow-proportional sampling. *Journal of Hydrology*, 2006, no. 319, p. 266–28.
- Stone, K. C.; Hunt, P. G.; Novak, J. M.; Johnson, M. H., Watts, D. W. Flow-proportional, Time-composited, and grab sample estimation of nitrogen export from an eastern coastal plain watershed. *Transactions of the ASAE*, 2000, vol. 43 (2), p. 281 – 290.
- Strobl, R. O.; Robillard, P. D.; Shannon, R. D.; Day, R. L. and McDonnell, A. J. A Water Quality Monitoring Network Design Methodology for the Selection of Critical Sampling Points: PART I. *Environmental Monitoring and Assessment*, 2006, no. 112, p. 137–158.
- Tomer, M. D.; Moorman, T. B. and Rossi, C. G. Assessment of the Iowa River's South Fork watershed: Part 1. Water quality. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2008, vol. 63, no. 6, p. 360–370.
- Ulén, B. and Persson, K. Field-scale phosphorus losses from a drained clay soil in Sweden. *Hydrol. Process.*, 1999. no. 13, p. 2801–2812.



# Dopady klimatických zmien na zásoby vody v III. vodnom zdroji

Milan Gomboš, Dana Pavelková

Ústav hydrologie SAV, Oddelenie hydrologie nížin, Výskumná hydrologická základňa,  
Holého 42, 071 01 Michalovce

## Abstrakt

Zásoby vody v nenasýtenej zóne pôdneho profilu sa vo všeobecnosti označuje ako tretí (III.) vodný zdroj. Predmetom príspevku je kvantifikácia dopadov očakávaných klimatických zmien na zásoby vody v treťom vodnom zdroji. Klimatické zmeny boli kvantifikované na základe klimatického scenára CCCM 2000. Výstupy z uvedeného scenára boli získané na základe normálového obdobia 1961 – 1990 pre referenčné roky 2010, 2030 a 2075. Získané výsledky boli v uvedených referenčných rokoch použité pre výpočet zásob vody v pôdach Slovenskej časti Medzibodrožia. Slovenská časť Medzibodrožia tvorí južnú časť Východoslovenskej nížiny. Oblasť má plochu 385 km<sup>2</sup>. Dopady boli kvantifikované na trojuholníkovej sieti pozostávajúcej z 33206 výpočtových uzlov do hĺbky 1 m. Výsledky sú zobrazené vo forme mapových výstupov s využitím geografických informačných systémov (GIS).

**Kľúčové slová:** nenasýtená zóna, III. vodný zdroj, zásoba vody, klimatické zmeny.

## Úvod

Očakávané klimatické zmeny postavili vedeckú komunitu pred otázku kvantifikácie možných dôsledkov na hydrologický cyklus. V rámci tohto cyklu vo vymedzenom systéme atmosféra – rastlinný kryt – nenasýtená zóna pôdy (NZZ) – podzemná voda, veľmi významným a často diskutovaným je problém dostupnosti vody v NZZ a dopadu klimatickej zmeny na vodný režim nenasýtenej zóny pôdy. V uvedenom systéme ide o zásobu a zdroj vody pre biosféru a popri povrchovej vode (ako I. zdroj vody) a podzemnej vode (ako II. zdroj vody) v systéme vodných zdrojov územia predstavuje NZZ III. vodný zdroj. Tento zdroj počas celého vegetačného obdobia kontinuálne zásobuje vodou vegetačný kryt [1]. Cieľom projektu je urobiť odhad vplyvu klimatickej zmeny na III. vodný zdroj. Výsledky plošne zobraziť vo forme mapových výstupov s využitím geografických informačných systémov (GIS).

## Metodický postup

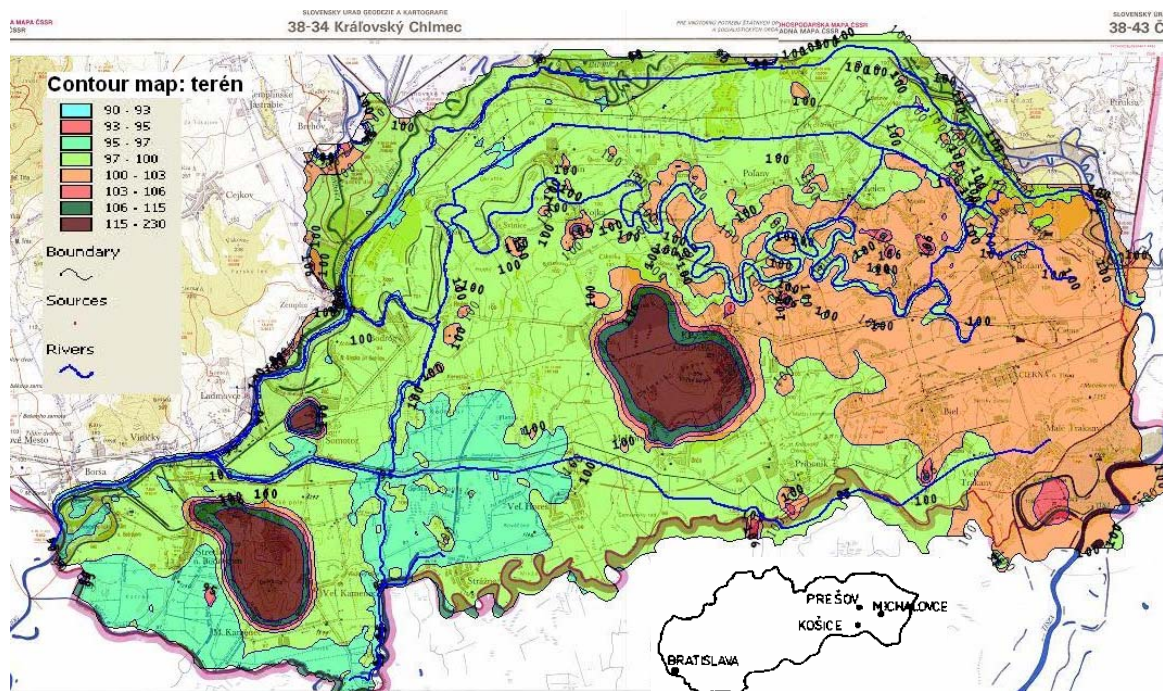
Pre výskumné práce bolo vybrané územie Medzibodrožia. Je to časť Východoslovenskej nížiny v juhovýchodnom cípe Slovenskej republiky s rozlohou 385 km<sup>2</sup> obr.1. Historicky sa Medzibodrožím označovala oblasť v severnej časti Uhorskej Dolnej zeme (tzv. Alföld) ohraničenej riekami Latorica, Bodrog a Tisa, s rozlohou viac ako 700 km<sup>2</sup>. Má prevažne rovinný povrch územia. Prevládajú tu kvartérne fluvialne riečne sedimenty, ktoré vytvárajú hydraulicky spojený zvodnenec [2]. Pôdne pomery sa v Medzibodroží vyvíjali pod vplyvom akumulčných procesov. Z typologického hľadiska sa v tomto území v prevažnej miere vyvinuli fluvizeme a glejové černice.

Z hľadiska druhovej skladby je územie pokryté zväčša veľmi ťažkými, ťažkými a stredne ťažkými pôdami. Sú to pôdy s vysokým obsahom ílovitých častíc, vysokou retenciou a nízkou priepustnosťou. Z klimatického hľadiska územie Medzibodrožia leží v prechodnom pásme medzi oceánskou a pevninskou klímou.

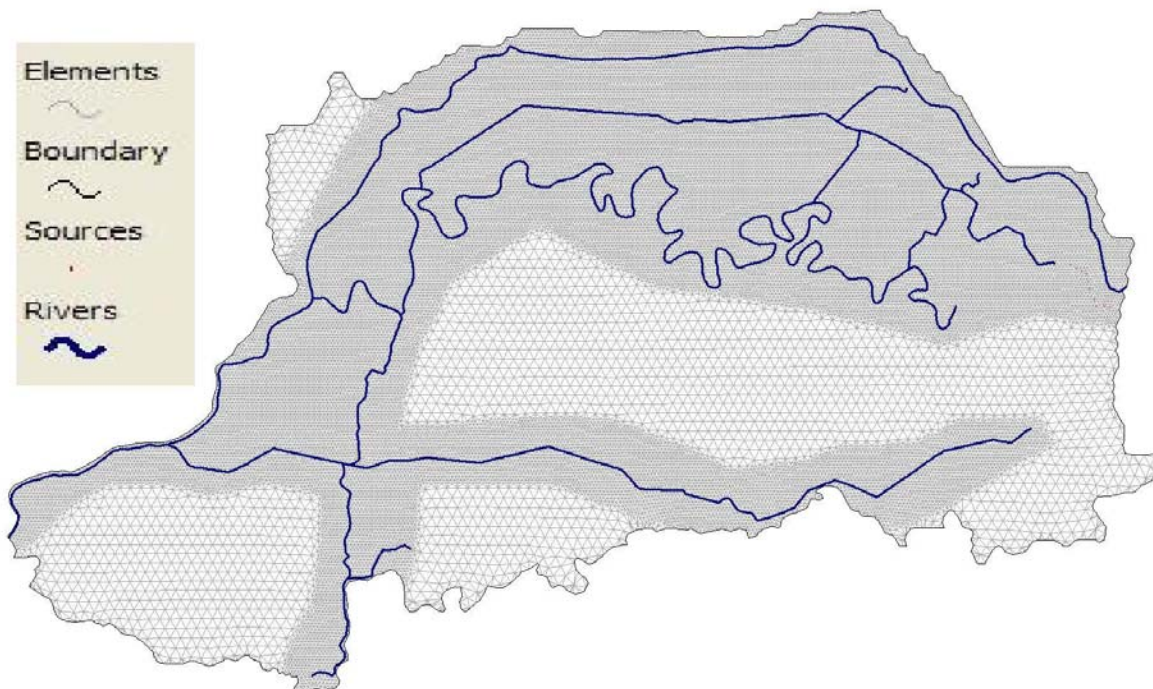
Pre kvantifikáciu a zobrazenie časového a priestorového rozdelenia zásob vody v pôdach Medzibodrožia boli použité výsledky modelovania priemernej polohy HPV vo vegetačných obdobiach rokov 1997 – 2005 na matematickom modeli TRIWACO. Z výsledkov simulácie polohy HPV na uvedenom modeli bola prevzatá výpočtová trojuholníková sieť (katedra hydrotechniky SvF STU), [3], [4], obr. 2. V uzloch tejto výpočtovej siete boli numericky simulované zásoby vody v pôdach na území Medzibodrožia. Táto sieť pozostáva z 33206 uzlových bodov. Každý bod je výškopisne a polohopisne zadenfo-



vaný. Na tejto sieti boli postupne priestorovo zadefinované ďalšie okrajové podmienky. Tieto sú tvorené priemernou polohou HPV počas vegetačných období referenčných rokov 2010, 2030 a 2075 v jednotlivých uzloch výpočtovej siete.



Obr. 1: Mapa terénu územia Medzibodrožia.



Obr. 2: Zobrazenie výpočtových uzlov trojuholníkovej siete.

Uvedené okrajové podmienky boli získané z výsledkov práce [5] vychádzajúcej z výsledkov klimatického scenára CCCM 2000 aplikovaného pre blízku stanicu Milhostov. Získané hodnoty slúžili ako vstupy do modelu FLOCR, pomocou ktorého boli vypočítané príslušné priebehy HPV. Vzďialenosť

medzi klimatickými stanicami Milhostov a Somotor je 30 km. Obidve sa nachádzajú v nížinnom rovinatom území Východoslovenskej nížiny. Z toho dôvodu bolo možné jednoducho prepočítať očakávané zmeny HPV spôsobené klimatickými zmenami v Milhostove na podmienky Medzibodrožia a následne vypočítať dopady zmien na zásoby vody v koreňovej zóne pôdneho profilu. Okrem toho bol pre každý uzol definovaný pôdny druh, v ktorom sa daný výpočtový uzol nachádza. Tieto poznatky umožnili výpočet zásoby vody v povrchovej vrstve pôdy do hĺbky 1m.

Takto boli získané informácie o priemerných zásobách vody vo vegetačnom období rokov 1997 – 2005 a vo vegetačných obdobiach referenčných rokov 2010, 2030 a 2075. Informácie o zmenách v zásobách vody v pôde v uvedených referenčných rokoch predstavujú dopady očakávaných klimatických zmien na zásoby vody v povrchovej vrstve pôd Medzibodrožia. Výsledky sú metódami GIS zobrazované vo forme mapových podkladov. Všetky nasledujúce zobrazenia boli urobené v module TRIP-LOT modelu TRIWACO.

## Výsledky

Na obr. 3 sú uvedené priemerné zásoby vody v povrchovej vrstve pôdy do hĺbky 1 m (v ďalšom už len zásoby vody v pôde) za obdobie rokov 1997 až 2005. Z obr. 3 je možné identifikovať oblasti s najväčšími zásobami pôdnej vody v severnej časti územia v oblasti Latorice a Raďského kanála. Ďalšia veľká vlhká oblasť je v centrálnej časti územia v oblasti Somotorského kanála. Ďalšie malé vlhké ostrovčeky sa nachádzajú v juhovýchodnej a juhozápadnej časti územia v okolí Stredy nad Bodrogom, kde je súčasne aj najnižšie položené miesto na Slovensku. Najsuchšie oblasti sú tvorené ostrovčekmi, ktoré sú geograficky tvorené vyvýšeninami v pri Veľkom Kamenci a Kráľovskom Chlenci obr. 1.

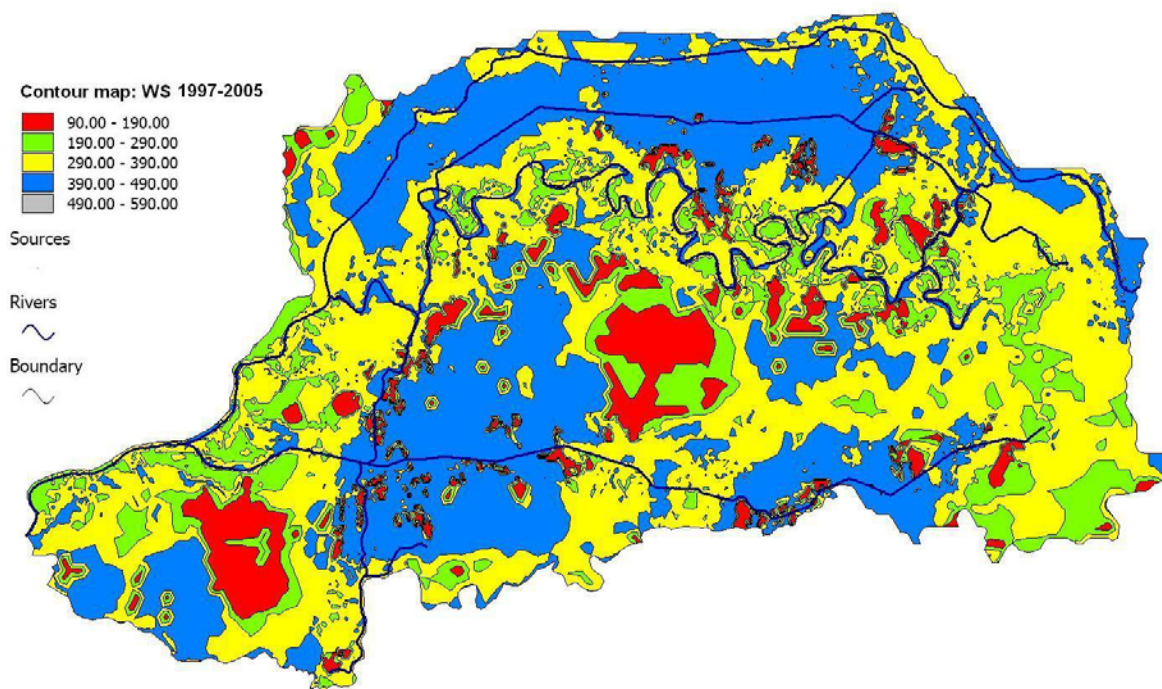
Na obrázkoch 4, 5 a 6 sú uvedené zásoby vody v pôde vo vegetačných obdobiach referenčných rokov 2010, 2030 a 2075. Z porovnania jednotlivých obrázkov medzi sebou ako aj s obr. 3 je možné identifikovať postupné vysušovanie krajiny spôsobené znižovaním zásob pôdnej vody v dôsledku klimatických zmien. Z týchto obrázkov je možné usudzovať o hodnotách zmien zásob vody v pôde a ich plošnom rozložení.

V tabuľke 1 sú uvedené priemerné objemy vody v nenasýtenej zóne pôdneho profilu do hĺbky 1 m. Uvažované boli iba vegetačné obdobia. V tejto hĺbke sa nachádza rozhodujúca časť koreňovej zóny poľných rastlín. Priemerné objemy boli vypočítané z vlhkostných údajov z 33206 bodov výpočtovej siete. Ako vyplýva z tabuľky 1 v období rokov 1997 až 2005 sa v koreňovej zóne nachádzalo 365 mil. m<sup>3</sup> vody. Objem vody v celej nenasýtenej zóne t.j. po hladinu podzemnej vody je 671 mil. m<sup>3</sup>. V referenčných rokoch 2010, 2030 a 2075 bol identifikovaný postupný pokles zásob vody v koreňovej zóne na 344,66, 341,54 a 335,10 mil. m<sup>3</sup> vody. Odhadovaný deficit v roku 2075 je 30,23 mil. m<sup>3</sup> vzhľadom k obdobiu 1997 až 2005. Z uvedeného prehľadu vyplýva, v treťom vodnom zdroji ktorý slúži ako priamy zdroj vody pre biosféru [6] sa nachádzajú značné objemy vody. Pre porovnanie je možné uviesť, že celkový objem nádrže Vihorlat (Zemplínska Šírava) je 334 mil. m<sup>3</sup>. Hrúbka nenasýtenej zóny sa zväčšuje a s tým súvisia aj väčšie objemy vody ktoré sa v nej nachádzajú. V koreňovej vrstve, rozhodujúcej pre dostupnosť vody pre rastliny sú však identifikované deficity.

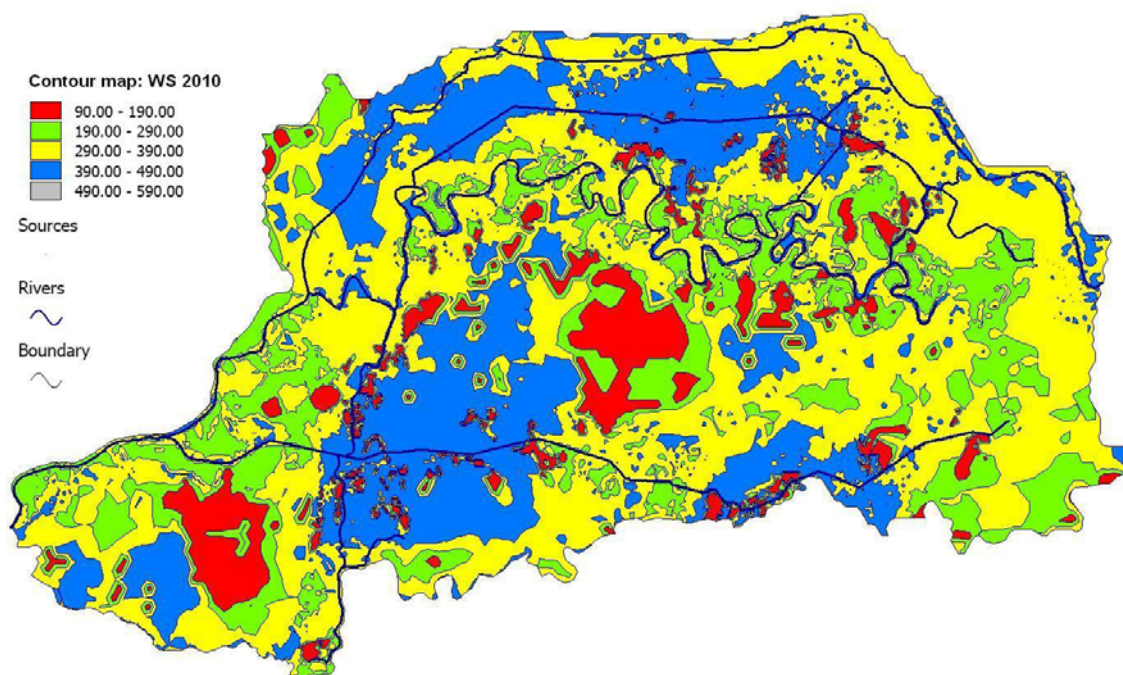
Tabuľka 1 : Zásoba vody v Medzibodroží v koreňovej zóne pôdneho profilu do hĺbky 1 m v miliónoch m<sup>3</sup> vypočítaná z 33206 bodov.

Zásoby vody vo vegetačných obdobiach	WS <sub>97-05</sub>	WS <sub>2010</sub>	WS <sub>2030</sub>	WS <sub>2075</sub>
Objem vody v koreňovej zóne do hĺbky 1m [mil m <sup>3</sup> ]	365,33	344,66	341,54	335,1
Deficit objemu vody v koreňovej zóne do hĺbky 1m vzhľadom k obdobiu 1997 – 2005, [mil m <sup>3</sup> ]	-	20,67	23,79	30,23
Hrúbka nenasýtenej zóny [m]	1,84	2,28	2,35	2,50

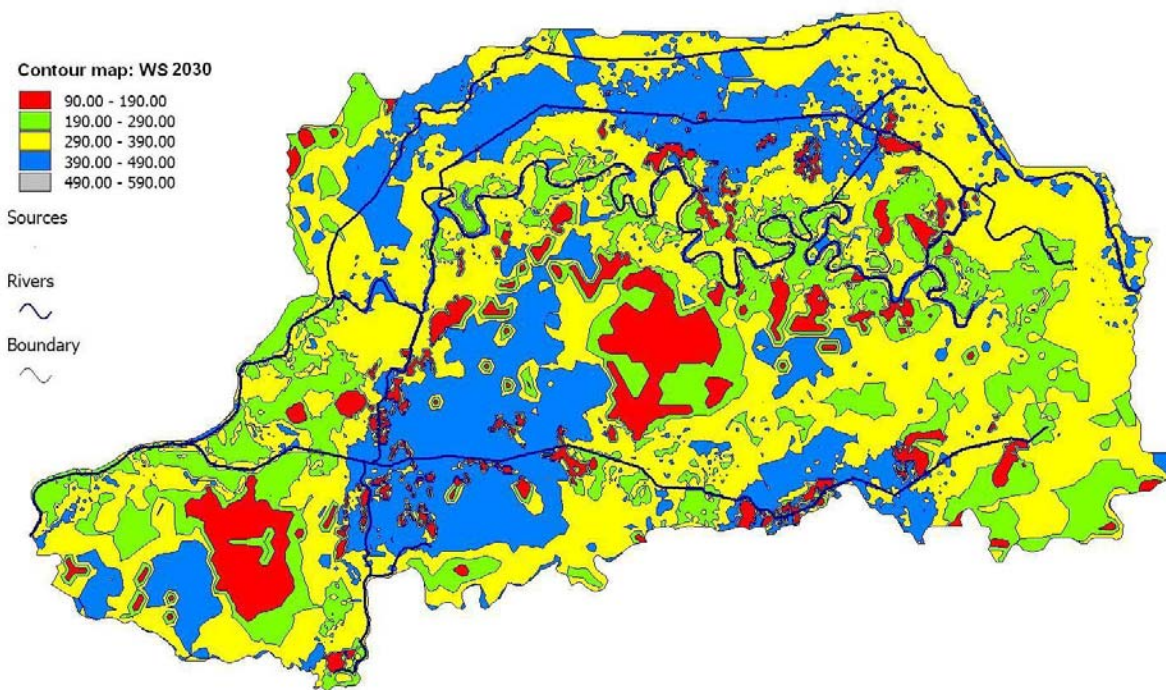




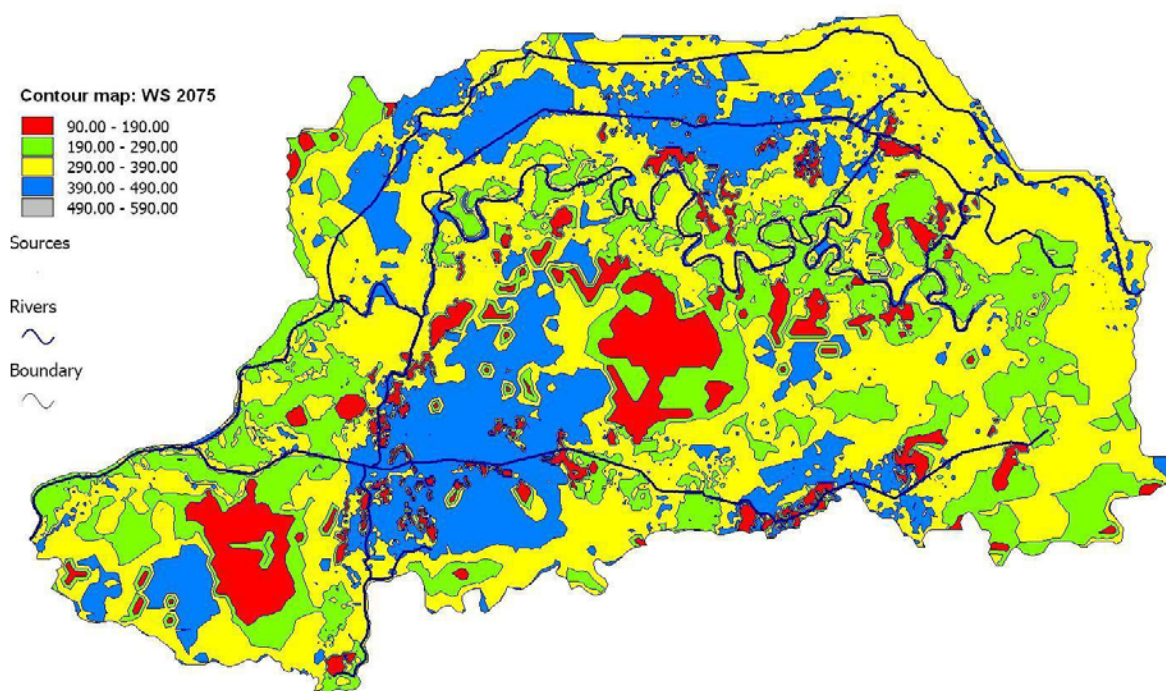
Obr. 3: Priemerné zásoby vody v povrchovej vrstve pôdy do hĺbky 1m na území Medzibodrožia v období rokov 1997–2005.



Obr. 4: Priemerné zásoby vody v povrchovej vrstve pôdy do hĺbky 1m na území Medzibodrožia vo vegetačnom období referenčného roku 2010.



Obr. 5: Priemerné zásoby vody v povrchovej vrstve pôdy do hĺbky 1m na území Medzibodrožia vo vegetačnom období referenčného roku 2030.



Obr. 6: Priemerné zásoby vody v povrchovej vrstve pôdy do hĺbky 1m na území Medzibodrožia vo vegetačnom období referenčného roku 2075.



## Záver

Z uvedených výsledkov je možné usudzovať, že klimatickými zmenami, ktoré spôsobia pokles HPV, budú najviac ovplyvnené nížinné územia, kde je HPV plytko pod povrchom pôdy. V ťažkých pôdach sa tento účinok bude prejavovať aj pri polohách HPV v nižších pôdnych horizontoch. V koreňovej zóne územia do hĺbky 1 m Medzibodrožia boli identifikované značné objemy vody (365 mil. m<sup>3</sup>). Dopady klimatických zmien sa prejavujú v znížení objemu vody v území. Najväčšie deficity vody v pôde boli identifikované v referenčnom roku 2075 (30,23 mil. m<sup>3</sup>). Predložené výsledky vzhľadom na rozsah príspevku sú iba čiastkové. Problematika je predmetom ďalšieho výskumu na ÚH SAV.

## PodĎakovanie

Tento príspevok je výsledkom realizácie projektu: Centrum excelentnosti pre integrovaný manažment povodí v meniacich sa podmienkach prostredia, ITMS kód 26220120062; podporovaný výskumným a vývojovým operačným programom financovaným z ERDF.



Agentúra  
Ministerstva školstva, vedy, výskumu a športu SR  
pre štrukturálne fondy EÚ



Podporujeme výskumné aktivity na Slovensku/Projekt je spolufinancovaný zo zdrojov EÚ.

Táto práca bola ďalej podporovaná grantovou agentúrou VEGA v rámci projektu 2/0130/09.

## Literatura

- [1] NOVÁK, V., ŠÚTOR, J., MAJERČÁK, J., ŠIMUNEK, J., VAN GENUCHTEN, Th. M. (1998): Modelling of Water and Solute Movement in the Unsaturated Zone of the Žitny Ostrov Region, South Slovakia. Institute of Hydrology S.A.S. Bratislava – U.S. Salinity Laboratory, Riverside, p. 73.
- [2] BAJTOŠ, P., (2009): Priepustnosť a prietočnosť kvartérnych a neogénnych zvodnencov Medzibodrožia.– Podzemná voda ISSN 1135-1052, XV, 2/2009, 240–251.
- [3] BAROKOVÁ, D., ŠOLTÉSZ, A. (2008): Prognóza vývoja hladinového režimu podzemných vôd v oblasti Slovenskej časti Medzibodrožia – numerický model, Čiastková správa k projektu Interreg IIIA – Vypracovanie spoločnej koncepcie krajinného a vodného hospodárstva, posúdenie možností jej realizácie a projektovanie jednotlivých prvkov koncepcie v Medzibodroží, Bratislava, <http://www.bodrogkoz-medzibodrozie.eu>
- [4] BAROKOVÁ, D. (2007): GroundwaterLevel Regime in the Medzibodrožie Region – Analysis and Prognosis. International Symposium on Interreg III.A Programme, Budapest 2007.
- [5] TALL, A. (2010): Impact of predicted climatic changes to the groundwater level in lowland territory. In 9th ALPS-ADRIA scientific workshop. Špičák, ČR, 2010, vol. 59., CD-ROM.
- [6] VILČEK, J., (2009): Potenciál pôd a agrárnej krajiny na pestovanie obilnín. Geografický časopis. Vol. 61, no. 2 (2009), p. 153–176.

# Hodnotenie hydrických funkcií lesa na úrovni základných povodí Slovenska

Tomáš Hlásny, Zuzana Sitková

Národné lesnícke centrum – Lesnícky výskumný ústav Zvolen, T. G. Masaryka 22, 960 92 Zvolen

## Abstrakt

Príspevok je venovaný hodnoteniu hydrických funkcií lesa na úrovni základných povodí Slovenska s využitím údajov z lesníckych a ďalších environmentálnych databáz. Na základe ukazovateľov priestorového usporiadania lesného krytu v povodiach (celkovej lesnatosti, priestorovej fragmentácie a distribúcie voči prameništnej oblasti) a ukazovateľov štruktúry porastov (stupeň zmiešania, zakmenenie, vek, vertikálna výstavba a pod.) bolo určené v akej miere les v jednotlivých povodiach plní hydrické funkcie. Potreba týchto funkcií v danom povodí bola vyhodnotená najmä na základe prírodných podmienok (priemerný sklon povodia, povodňové riziko, retenčná kapacita pôd, priepustnosť podložia a pod.). Výsledok príspevku je určenie vzťahu medzi mierou, akou les v jednotlivých povodiach plní hydrické funkcie a potrebou týchto funkcií z hľadiska prírodných podmienok povodí. Bola zistená pozitívna lineárna závislosť týchto premenných ( $r^2=0,28$ ).

**Kľúčové slová:** hydrické funkcie lesa, distribúcia lesa, povodia Slovenska

## Úvod

Lesné porasty zastupujú v hydrologickom cykle krajiny jedinečnú pozíciu tým, že priamo či nepriamo ovplyvňujú všetky zložky vodnej bilancie (atmosférické zrážky, ich časovú aj priestorovú distribúciu, množstvo odtoku do povrchových a podzemných vôd, úhrny evapotranspirácie a podiel intercepčných strát). Časť atmosférických zrážok sa zachytí na povrchu stromov a vyparí sa späť do ovzdušia, časť prenikne korunovým, krovitým a bylinným priestorom na povrch pôdy. Podiel zrážkovej vody, ktorý neodtečie formou povrchového odtoku, sa postupnou infiltráciou cez pôdny povrch transformuje na podpovrchový alebo podzemný odtok. Formou fyziologického výparu, transpiráciou, je zároveň les schopný odčerpávať časť vody z pôdy a vytvárať tak priestor pre príjem a tvorbu ďalších zásob vody (Kudrna, Šindelářová, 2003). Na základe množstva empirických poznatkov je všeobecne akceptované, že lesné ekosystémy plnia retenčnú, akumuláciu, retardačnú a desukčnú funkciu (Mráček, Krečmer, 1975; Krečmer *et al.*, 2003). Mimo uvedeného majú lesné porasty aj nezanedbateľný vodoochranný vplyv, najmä z hľadiska kvality a hygieny vody, vodnatosti tokov, ochrany zdrojov pitnej vody a minerálnych vôd, ochrany vodných tokov, vodných plôch a života v nich. Uvedené hydrické účinky lesa pôsobia synergicky, navzájom sa prelínajú a nie je možné ich od seba účelovo oddeľovať. Podľa Švihlu (2001) všetky lesy plnia určité hydrické funkcie. Pri návrhu opatrení zlepšujúcich plnenie niektorej z funkcií lesa je potrebné uvažovať možnú konfliktnosť resp. komplementárnosť týchto funkcií. Problémom môže byť v čase sa meniacia požiadavka po istých funkciách, na čo nie je možné vhodným manažmentom lesa operatívne reagovať.

Cieľom tohto príspevku je predstaviť metodiku hodnotenia hydrických funkcií lesa na úrovni povodí a prezentovať niektoré výsledky využitia tejto metodiky na území Slovenska. Zamerali sme sa na hodnotenie **vplyvu** lesa na hydrologický režim územia (a sprostredkovane miery, akou les plní hydrické funkcie) a **významu** hydrických funkcií v jednotlivých povodiach Slovenska.

## Metodika a použité údaje

Analýza bola realizovaná na úrovni 61 základných povodí SR. Boli využité údaje z lesných hospodárskych plánov, pomocou ktorých boli určené relevantné štrukturálne a priestorové parametre lesných porastov (lesnatosť povodí, distribúcia lesa, vertikálna štruktúra porastov a pod.). Prírodné

podmienky jednotlivých povodí (klimatické charakteristiky, fyzikálne vlastnosti pôd a geologického podložia, miera povodňového rizika a pod.), ktoré určujú potrebu a význam lesa v povodiach, boli odvodené zo všeobecne dostupných údajových zdrojov (napr. Atlas krajiny SR, 2002) alebo získané technikami priestorových analýz a modelovania v prostredí GIS. Navrhované riešenie sa opiera o nasledovné východiská:

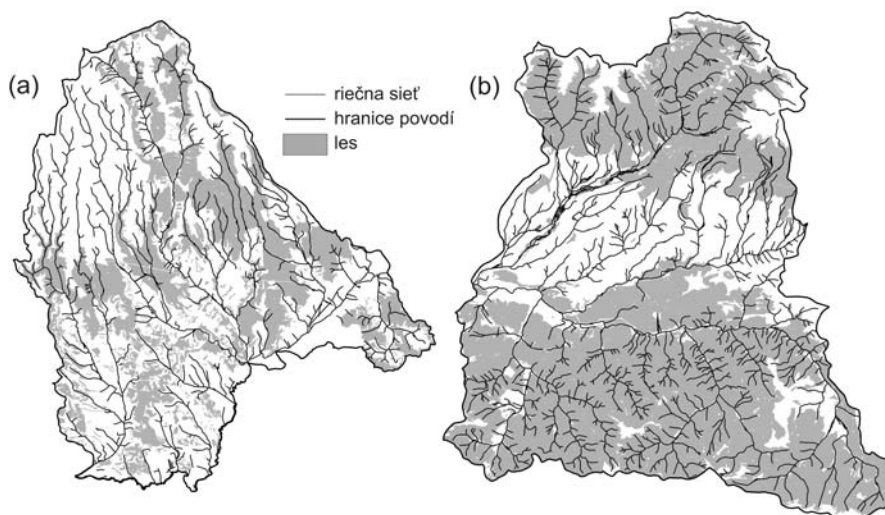
1. Miera plnenia hydrickej funkcie lesa je daná relevantnými vlastnosťami lesného porastu, distribúciou a výmerou lesa v povodí.
2. Význam hydrických funkcií lesa je daný prírodnými podmienkami povodí, napríklad fyzikálnymi vlastnosťami pôd, priepustnosťou geologického podložia alebo syntetickým ukazovateľom povodňovej aktivity.
3. Parametre lesa ovplyvňujúce hydrologický režim územia rozdeľujeme na štrukturálne a priestorové. Kľúčové sú priestorové parametre ako výmera, distribúcia a fragmentácia lesa v povodí. Parametre štruktúry porastu (drevinové zloženie, vertikálna výstavba, zakmenenie a pod.) majú z hľadiska veľkosti základných povodí, na ktoré sa v tejto štúdii orientujeme, okrajový význam.
4. Charakter vplyvu porastových a štruktúrnych charakteristík lesných porastov na základné hydrické funkcie lesa (retenčná, akumulčná, retardačná ...) je v zásade totožný, preto klasifikáciu neriešime špecificky pre tieto funkcie, ale hovoríme súborne o hydrických funkciách lesa.

Koncepcia riešenia je založená na hodnotení vzťahu medzi **mierou plnenia** hydrických funkcií lesa, ktorá je definovaná štruktúrnymi a priestorovými parametrami lesných porastov (tzv. interné faktory), a **významom** týchto funkcií, daných prírodnými podmienkami (tzv. externé faktory).

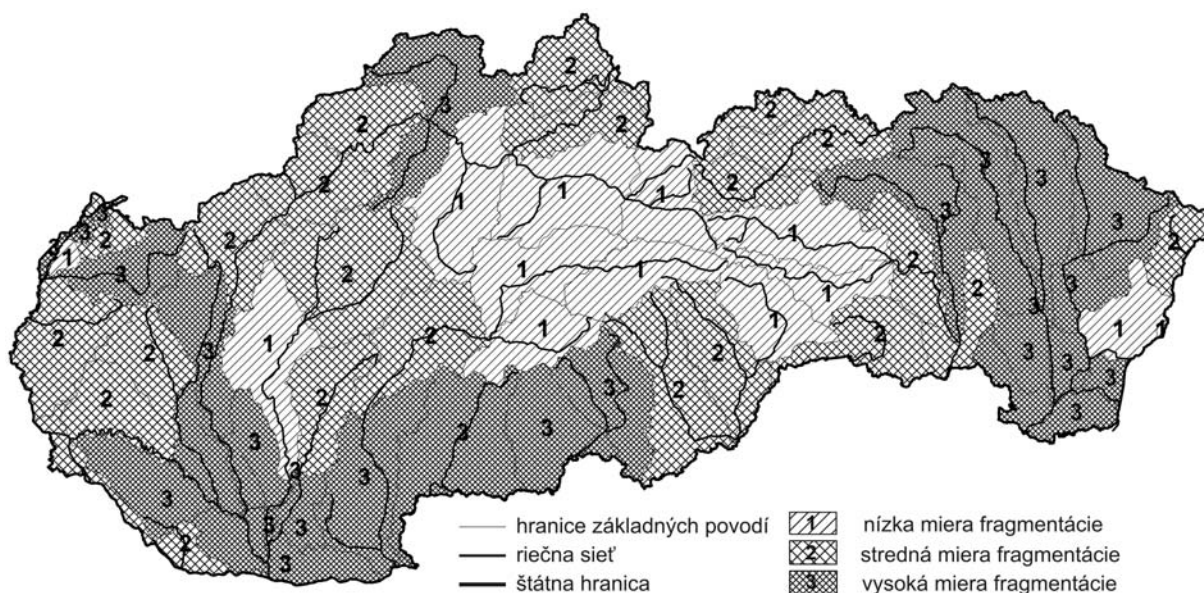
**Interné faktory** predstavujú faktory, ktoré závisia priamo na charaktere lesného porastu a jeho priestorovej distribúcii. Vhodným manažmentom lesa môžu byť modifikované a optimalizované za účelom zlepšenia plnenia hydrických funkcií lesa. V kontexte použitej metodiky sem patria lesnatosť povodia, stupeň zmiešania, zakmenenie porastu, vertikálna výstavba porastu, miera priestorovej fragmentácie lesného krytu (obr. 1–2) a distribúcia lesa v povodí voči prameništnej oblasti.

**Externé faktory** predstavujú faktory vonkajšieho prostredia (prírodné, spoločenské, ekonomické), ktoré sú dané, napríklad prírodnými podmienkami a nemôžu byť lesníckou činnosťou kontrolované. Podmieňujú však význam, hodnotu a možnosti uplatnenia hydrických funkcií lesa. V kontexte použitej metodiky sem patria priepustnosť geologického podložia, retenčná kapacita pôd, klimatická vodná bilancia územia, priemerný sklon povodia, povodňové riziko a hustota cestnej siete.

Pre potreby syntézy týchto ukazovateľov bola navrhnutá klasifikačná schéma obsahujúca rozsahy hodnôt jednotlivých porastových a environmentálnych faktorov, ich vzťah k hydrickým funkciám lesa a expertným úsudkom určený vzájomný význam (váhy) jednotlivých faktorov (Hlásny, Sitková, 2009). S využitím tejto klasifikačnej schémy a so zohľadnením uvedených faktorov bola vypracovaná regionalizácia hydrických funkcií lesa pre celé územie SR.



Obr. 1: Príklady povodí s výrazne fragmentovaným (a) a kompaktným (b) lesným krytom. (a) povodie Ipľa od Babského a Krivánskeho potoka pod Krtíš a (b) povodie Váhu po Belú.



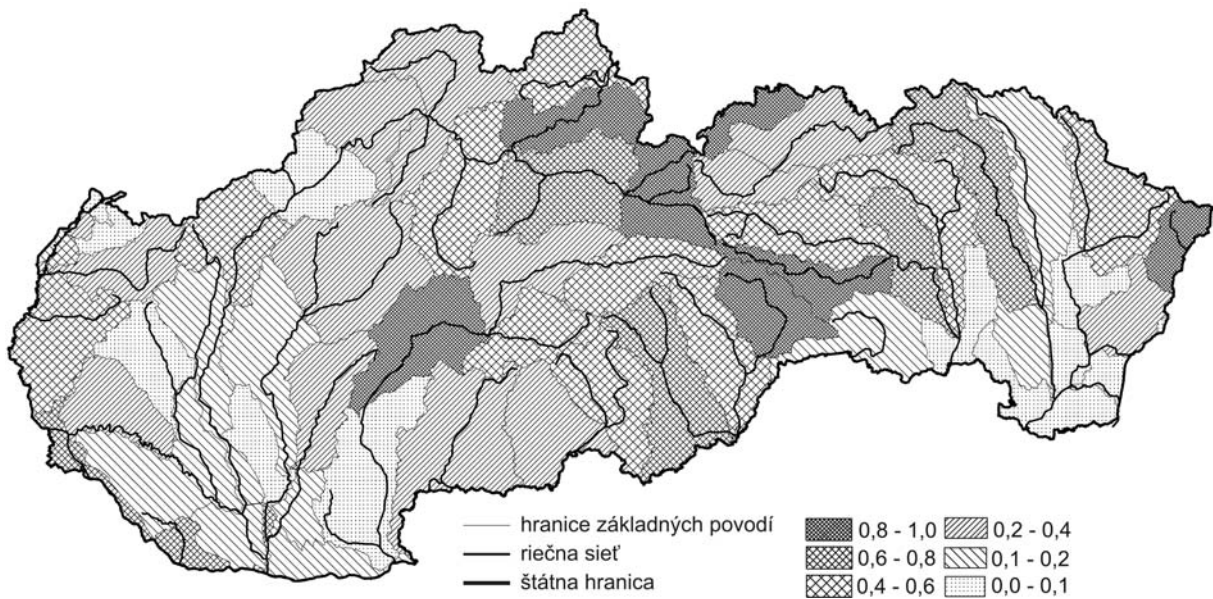
Obr. 2: Kategorizácia základných povodí SR na základe fragmentácie lesného krytu.

## Výsledky

Váženou kombináciou vyššie uvedených faktorov boli odvodené syntetické ukazovatele miery plnenia hydrických funkcií lesa v jednotlivých povodiach (syntézou interných faktorov) a potreby hydrických funkcií lesa v povodiach (syntézou externých faktorov).

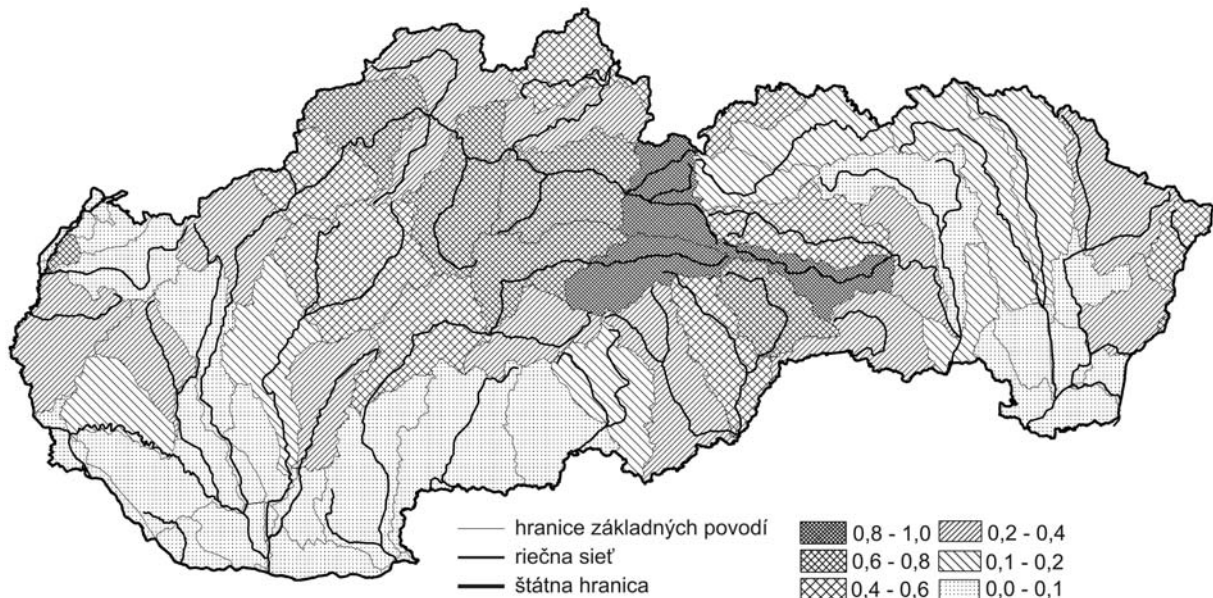
V prípade **syntézy externých faktorov** vyjadruje hodnota 1 (resp. hodnoty blížiac sa k 1) najvyššiu potrebu hydrických účinkov lesa (obr. 3). Najvyššie hodnoty teda dosahujú povodia s veľmi vysokou alebo naopak veľmi nízkou priepustnosťou pôd (z dôvodu potreby tmiť výrazný povrchový alebo podpovrchový odtok), územia s veľmi nízkou retenčnou kapacitou pôd (najvyššia požiadavka na plnenie všetkých hydrických funkcií lesa vzniká v oblastiach s nízkou prirodzenou retenčnou kapacitou pôd), povodia s vysokou mierou povodňového rizika, vysokou hustotou cestnej siete (skrátением nesústreďeného odtoku sa znižuje a celkovo urýchľuje odtok a mení sa z podpovrchového na nežiaduci povrchový), v oblastiach s výrazne kladnou alebo výrazne zápornou klimatickou vodnou

bilanciou (podľa Hlásny, Baláž, 2008) a v povodiach s krasovou a krasovo-puklinovou priepustnosťou geologického podložia.



Obr. 3: Výsledok syntézy externých faktorov vyjadrujúci mieru potreby a významu hydrických funkcií lesa v povodiach Slovenska.

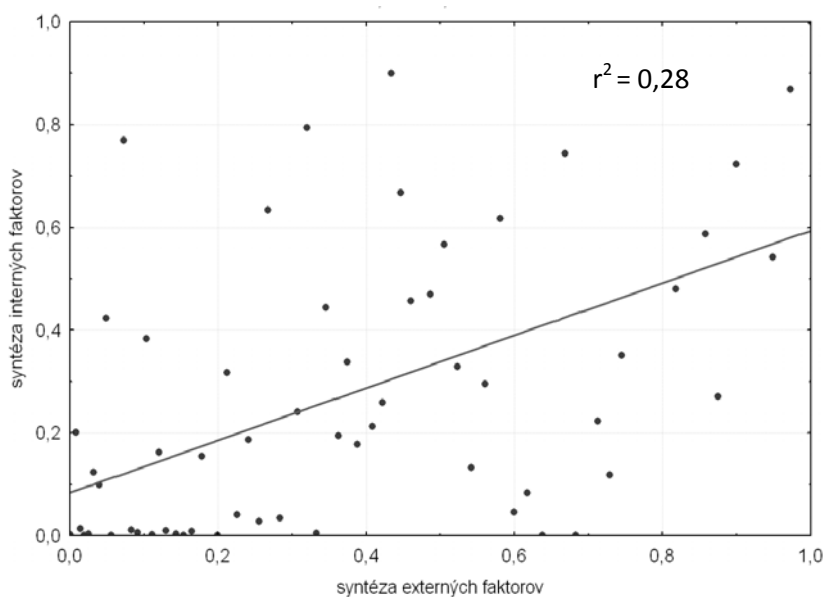
**Syntézou interných faktorov** bol vytvorený model vyjadrujúci v škále 0 – 1 mieru plnenia hydrických funkcií lesa v jednotlivých povodiach (obr. 4). Hodnoty blížiac sa k 1 predstavujú najpriaznivejší stav kľúčových interných faktorov. Dosahujú ju predovšetkým povodia s vysokou lesnatosťou, s kompaktným (nefragmentovaným) lesným krytom distribuovaným prevažne v prameništých oblastiach, s vyšším zastúpením ihličnatých druhov (čo je dôležité najmä v horských oblastiach so snehovo-zrážkovým režimom) a s plne zakmenenými a viacetážovými porastmi.



Obr. 4: Výsledok syntézy interných faktorov vyjadrujúci mieru plnenia hydrických funkcií lesa v povodiach Slovenska.

Najvyššia miera plnenia hydrických funkcií lesa je teda dosahovaná v povodiach s vysokou lesnatosťou a vhodnou distribúciou lesných porastov v povodí. V rámci Slovenska je najlesnatejším povodie Hnilca (76%) a povodia v oblasti Horného Hrona. Naopak, najnižšiu lesnatosť majú povodia na juhozápadnom a juhovýchodnom Slovensku, v ktorých prevláda poľnohospodárske využitie územia. Napriek tomu, že vplyv uvedených parametrov je rozhodujúci, na konečnom výsledku sa však určitou mierou prejavajú aj kombinácie ostatných faktorov.

Kľúčovou otázkou je, aký je vzťah medzi potrebou hydrických funkcií lesa danou syntézou externých faktorov a mierou, akou les tieto funkcie plní. Regresný vzťah medzi hodnotami syntézy interných a externých faktorov (obr. 5) poukazuje na síce relatívne voľnú, ale jednoznačne pozitívnu koreláciu týchto premenných ( $r^2=0,28$ ). V praxi to znamená, že vysoké hodnoty plnenia hydrických funkcií lesom korešponujú s vysokou potrebou hydrických funkcií v povodiach. Distribúcia a ďalšie vlastnosti lesa ovplyvňujúce hydrické funkcie lesa teda vhodne odrážajú prírodné podmienky podmieňujúce potrebu týchto funkcií.



Obr. 5: Závislosť medzi syntézou externých a interných faktorov.

## Záver a diskusia

V príspevku je prezentovaný návrh metodiky hodnotenia hydrických funkcií lesa s využitím údajov z lesníckych a ďalších environmentálnych databáz. Výsledkom riešenia sú mapové výstupy opisujúce **mieru potreby** lesných porastov v jednotlivých povodiach SR (z hľadiska pozitívneho ovplyvňovania hydrologického režimu povodí) a **mieru plnenia** hydrických funkcií lesa, odvodené zo série štruktúrnych a priestorových parametrov lesných porastov.

Analýzy boli realizované na úrovni základných povodí, čo predstavuje príliš robustnú škálu na návrh konkrétnych lesohospodárskych opatrení smerujúcich k zlepšeniu hydrologického režimu povodí smerom k časovo a priestorovo vyrovnanejšej vodnej bilancii. Pre potreby návrhov opatrení na zlepšenie plnenia hydrických funkcií lesa je potrebné prezentované analýzy realizovať na úrovni menších priestorových celkov. Opatrenia zamerané na optimalizáciu distribúcie a štruktúry lesných porastov musia prispievať k zlepšeniu hydrologického režimu rozsiahlejších území a musia byť vhodne začlenené do kontextu rámcových plánov. Komplexné hodnotenie hydrických funkcií v jemnejšej priestorovej škále je problematické najmä z hľadiska dostupnosti detailných podkladových údajov pre povodia nižších hierarchických úrovní. Z hľadiska štruktúrnych a priestorových parametrov lesných porastov poskytujú lesné hospodárske plány informácie postačujúce aj na plánovanie na tejto úrovni. Problematická je najmä znalosť externých faktorov, v prípade ktorých



značná časť potrebných informácií nie je dostupná v bežných databázach a ich doplnenie by si vyžadovalo časovo aj finančne náročný terénny prieskum.

Napriek týmto obmedzeniam prezentované výsledky predstavujú prínos k hodnoteniu hydrických funkcií lesa, hoci k ich oceneniu a vyriešeniu legislatívnych otázok, ktoré umožnia zmenu paradigmy financovania lesníctva formou mimoprodukčných funkcií, je ešte dlhá cesta.

### **Pod'akovanie**

Príspevok vznikol v rámci riešenia projektu ITMS 26220220066 „Integrovaný systém pre simuláciu odtokových procesov (ISSOP)“, na základe podpory Operačného programu Výskum a vývoj financovaného z Európskeho fondu regionálneho rozvoja „Podporujeme výskumné aktivity na Slovensku/Projekt je spolufinancovaný zo zdrojov EÚ“.

### **Použitá literatúra**

- Hlásny, T., Baláž, P. (2008): Climatic water balance of Slovakia using FAO Penman–Monteith evapotranspiration. *Geografický časopis*, 60, 1, pp. 15 – 30.
- Hlásny, T., Sitková, Z. (2009) Hodnotenie hydrických funkcií lesa. In: Čaboun a kol. (2009) Výskum, klasifikácia a uplatňovanie funkcií lesa v krajine. Správa pre záverečnú oponentúru úlohy výskumu a vývoja, NLC Zvolen, 269 p.
- Krečmer, V., Švihla, V., Šach, F., Kantor, P., Černohous, V. (2003): Lesy a povodne - souhrnná zpráva. *Lesnícká práce*. 82, 8, pp. 5 – 7.
- Kudrna, K., Šindelářová, M. (2003): Lesy jako plošný regulátor vodní bilance hydrologického obvodu. In: *Lesnícká práce*, 2, pp. 39 – 41.
- Mráček, Z., Krečmer, V. (1975): Význam lesa pro lidskou společnost. Státní zemědělské nakladatelství, Praha 1975, 225 p.

# Kvalita a kvantita vody při povodních v povodí Olešky v průběhu 2009 až 2010

Jiří Hlaváček<sup>1</sup>, Alena Kulasová<sup>2</sup>

<sup>1</sup> FLOW GROUP s.r.o., Zahradnická 12, 603 00 Brno

<sup>2</sup> Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v.v.i., Podbabská 30, 160 00 Praha 6

## Úvod

Povodí Olešky se nachází v podhůří Jizerských hor a Krkonoš. Rozloha povodí je okolo 175 km<sup>2</sup>. Recipient Oleška je levostranným přítokem Jizery. Do Jizery se vlévá v městě Semily. V rámci části projektu Labe V bylo cílem získání poznatků o průtokových poměrech ve vybraných měrných profilech a poznatků o srážko-odtokových poměrech a jejich vlivu na kvalitativní a kvantitativní změny povrchových vod a odtoku z biologických ČOV.

**Klíčová slova:** Povodeň, průtok, kvalita vody, povodí Olešky, čistírna odpadních vod.

## Popis povodí

Oleška vytéká z nádrže Studenec u obce Levinská Olešnice. Nádrž slouží pro rybářské účely a dle informací zde dochází ke hnojení kejdou. Odtok z nádrže při běžných průtokových poměrech je požerákovou výpustí. Při zvýšených průtocích (jarní tání, intenzivní srážky) dochází k odtoku i přes bezpečnostní přeliv.

Oleška má celkem šest významnějších přítoků:

- Stružinecký potok (levostranný přítok)
- Želešský potok (levostranný přítok)
- Kundratický potok (pravostranný přítok)
- Tampelačka (pravostranný přítok)
- Popelka (levostranný přítok)
- Rokytka (levostranný přítok)

V povodí Olešky se nachází celá řada měst i obcí, ale pouze Lomnice nad Popelkou a Nová a Stará Paka jsou odkanalizovány a mají čistírnu odpadních vod. Navíc v průběhu let 2009 až 2010 probíhala intenzifikace ČOV Lomnice nad Popelkou. Většina obyvatel v povodí likviduje odpadní vody přímým vypouštěním do recipientů. V povodí není příliš rozvinutý průmysl. Významnější průmyslové podniky najdeme v Nové Pace, Lomnice nad Popelkou, Kundraticích (firma TREVOS s.r.o. – má vlastní ČOV), skládka a kamenolom v Košťálově.

## Měrné profily

V rámci projektu bylo navrženo celkem čtrnáct měrných profilů, kde budou sledovány jednak průtokové stavy, ale i kvalita vody zvláště při zvýšených průtokových stavech. Počátečním profilem byl zvolen odtok z nádrže. Závěrečným profilem v povodí Olešky byla zvolená limnigrafická stanice ČHMÚ – Slaná. Další měrné profily byly všechny významné přítoky do Olešky. Byly monitorovány i odtoky z obou komunálních čistíren odpadních vod. V roce 2010 k nim byly přidána i odlehčení. Rozmístění jednotlivých měrných profilů v povodí je na obr. 1.



Obr. 1: Povodí Olešky a rozmístění odběrných profilů.

V roce 2010 byla monitorovací síť doplněna o síť srážkoměrů pro doplnění informací o časoprostorovém rozložení srážek v povodí Olešky. Celkem bylo v povodí rozmístěno 7 srážkoměrů.

### Měření průtoků

V průběhu let 2009 až 2010 byla většina měrných profilů osazena kontinuálním měřením průběhu hladin. Pro jednotlivé profily byly měřeny průtoky klasickým hydrometrováním při nižších stavech. Při vyšších stavech a povodních byly průtoky měřeny ADP (ADCP) přístrojem Riversurveyor M9. Byly tak získány body konzumčních křivek a z časových průběhů hladin bylo možno stanovit průtokové poměry.

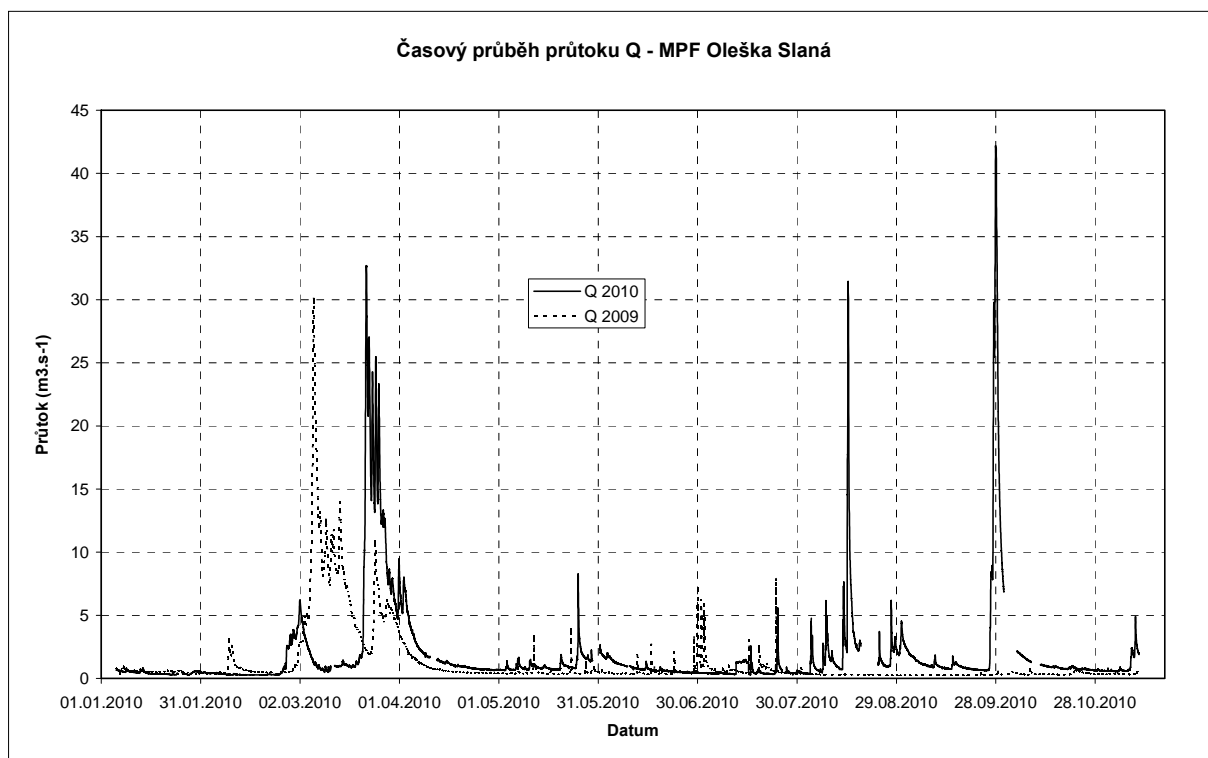
V roce 2009 bylo z průtokových stavů významné jarní tání. Žádné jiné výraznější zvýšené průtokové stavy nebyly zaznamenány. V suchém období měsíců srpna a září bylo možno změřit velmi nízké stavy průtoků v jednotlivých profilech. Např. v září 2009 byl změřena hodnota průtoků na odtoku z nádrže  $Q = 0,00074 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , přičemž se průměrné průtoky během roku pohybovaly v rozmezí  $Q = (0,020 - 0,040) \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ .

Srovnání průtokových poměrů v závěrečném profilu Oleška-Slaná je patrné na obr. 2. V roce 2010 byly kromě jarního tání zachyceny dvě významné události. První byla v srpnu, druhá pak v září. Obě povodňové události byly způsobeny výraznou srážkou a nasyceností půdy, kdy většina srážky otekla do recipientů.

### Monitoring kvality vody

V roce 2010 bylo více povodňových stavů, které byly významné z hlediska zvýšených stavů i změn kvality vody. Z údajů srážkoměrů v tabulce 1 je zřejmé, že rok 2010 byl srážkově bohatší, zvláště v období měsíců červenec až září.

V letech 2007 až 2008 byla provedena rešerše (Lochovský a kol., 2008) kvality vody ze vzorků odebraných pracovníky povodí Labe s.p. v profilu Oleška-Slaná v minulých letech. Porovnáním s hodnotami analýz vzorků odebraných při zvýšených stavech v letech 2009 a 2010 potvrzují, že kvalita vody ve většině ukazatelů překračuje limitní stavy (minima a maxima).



Obr. 2: Srovnání průtoků v závěrečném profilu Oleška Slaná v letech 2009 a 2010.

Tabulka 1: Srážkové úhrny ve vybraných srážkoměrných stanicích v letech 2009 a 2010.

Měsíc	Stružinec 2009	Stružinec 2010	Košťálov 2009	Košťálov 2010
leden	18,7	53,7	0	43,9
únor	34,5	28,4	56	47
březen	53,6	53,6	91,3	62,7
duben	1,5	19,1	1,8	19,9
květen	100,2	126,3	0	110,4
červen	105	34	48,5	26,4
červenec	81,2	108,2	102	114,8
srpen	38	182	34,9	201,7
září	8	122	13,1	120,3
říjen	21,6	12,2	22,1	15,2
srážkový úhrn 1-10	462,3	739,5	369,7	762,3
srážkový úhrn 7-9	127,2	412,2	150	436,8

Při jarních táních je zřejmé, že obě čistírny odpadních vod neplní svou funkci. Dochází pouze k zachycení hrubých nečistot. Toto bylo zvláště u ČOV Lomnice nad Popelkou v průběhu její intenzifikace. U ČOV Lomnice nad Popelkou byly v době zvýšených průtoků funkční obě odlehčení a odtokem z biologické linky odtékalo minimální množství vody. Tím je zatížen recipient Popelka, viz tabulka 3. Obě ČOV jsou významným zdrojem nutrientů.

Tabulka 2: Hodnoty vybraných ukazatelů kvality vody v profilu Oleška-Slaná.

ukazatel	NL	pH	Konduktivita	A254	P-PO4	Pcelk.	N-NH4	N-NO3	N-NO2	CHSKCr	BSK5
jednotka	mg/l		μS/cm	l/cm	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
průměr	15	7,9	387	0,076	0,371	0,363	0,63	5,4	0,068	18	3,1
min.	1	6,7	239	0,04	0,08	0,11	0,01	1,9	0,003	6	0,8
<b>max.</b>	<b>481</b>	<b>8,9</b>	<b>943</b>	<b>0,16</b>	<b>1,7</b>	<b>1,1</b>	<b>3,3</b>	<b>9,6</b>	<b>0,25</b>	<b>93</b>	<b>24</b>
<b>rok 2009</b>											
max	<b>764</b>	8,59	445	<b>0,452</b>	0,39	<b>1,3</b>	0,97	6,11	0,17	<b>100</b>	5,4
min	5,2	7,59	<b>176</b>	0,069	<b>0,03</b>	<0,20	<0,05	3,04	0,02	8,7	0,8
<b>rok 2010</b>											
max	<b>972</b>	8,6	498	<b>0,831</b>	0,4	<b>2,05</b>	1,07	7,44	0,13	<b>145</b>	<b>16</b>
min	< 3	7,2	<b>129</b>	0,059	<b>0,06</b>	<0,10	<0,05	2,83	0,02	7,1	0,9

Tabulka 3: Koncentrace Ncelk v profilech při jarním tání 2010.

MPF	21.3.2010r	<b>21.3.2010v</b>	22.3.2010	23.3.2010	24.3.2010	26.3.2010	30.3.2010	8.4.2010
Oleška nádrž	8,76	8,63	8,01	9,13	9,10	9,06	9,75	7,97
Oleška nad ČOV	8,19	10,6	7,70	8,03	7,64	7,98	7,61	5,97
ČOV Stará Paka odtok	8,46	9,18	8,35	10,5	12,9	9,68	14,4	8,68
ČOV Stará Paka odleh.	19,3	9,87	14,0	31,0	11,3	16,3	-	-
Rokytky	9,31	10,9	8,39	8,95	8,09	9,21	9,92	8,27
Oleška pod Rokyt-kou	9,10	10,5	8,17	8,68	8,37	8,40	9,25	7,07
Popelka	10,1	12,3	10,3	10,3	9,90	10,5	11,2	9,83
ČOV Lomnice nad P. 1	15,1	16,6	18,9	15,3	12,8	11,4	14,3	27,0
ČOV Lomnice nad P. 2	12,8	12,7	11,0	14,4	16,5	17,3	19,0	17,1
ČOV Lomnice odleh	9,97	15,7	11,7	11,5	9,73	12,1	12,9	-
Tampelačka	8,13	11,3	7,88	7,76	6,83	7,16	7,87	5,72
Oleška nad Libšt.	9,40	12,7	8,66	9,21	8,54	9,06	9,00	7,32
Kundratický potok	6,87	8,97	6,26	6,26	5,75	5,62	5,63	4,01
Oleška nad Košťál.	9,00	11,2	8,74	8,78	8,22	8,31	8,56	7,41
Želešský potok	8,00	8,94	8,38	8,44	9,71	7,82	7,61	6,33
Stružinecký potok	9,61	9,50	8,76	8,53	8,15	7,75	8,11	7,17
Oleška - Bořkov	8,54	10,3	8,28	8,16	8,57	8,28	8,40	7,07

Velké znečištění do povodí Olešky přináší při vyšších průtocích i recipient Rokytky, která protéká územím města Nové Paky a Staré Paky. Dochází zde k vyplavování usazených nečistot z koryta řeky a pak také je zde vyústění odlehčení kmenové kanalizační stoky, kterou je přiváděna surová odpadní voda na ČOV Stará Paka.

U povodňových vln je patrné zvýšení koncentrací většiny ukazatelů na vzestupné větvi. Hodnota ukazatele NL přesáhla 1 000 mg.l<sup>-1</sup>. V MPF Tampelačka byl odebrán vzorek s NL = 1 560 mg.l<sup>-1</sup>. Běžně se koncentrace pohybuje řádově v jednotkách či desítkách mg.l<sup>-1</sup>. Na sestupné větvi pak dochází i k poklesu koncentrací jednotlivých ukazatelů. Mnohem více ovšem vypovídají o změně kvality vody výpočty hodnot látkových toků pro jednotlivé ukazatele.

## **Závěr**

Odběry při zvýšených stavech prokazují, že kvalita vody se v povodí Olešky během povodňových stavů zhoršuje. Největším zdrojem znečištění jsou dvě lokality (Lomnice na Popelkou a Nová Paka), kterými protékají dva významné přítoky Olešky – Rokytka a Popelka. U ČOV Lomnice nad Popelkou to bylo dáno i probíhající intenzifikací.

Při jarním tání je patrný nárůst koncentrace N-NH<sub>4</sub>, zvláště vysoká koncentrace byla naměřena na odtoku z nádrže. Zde je toto způsobeno přikrmováním ryb v nádrži (dle informace kejdou).

## **Literatura**

- Lochovský P. a kol.(2008): Antropogenní tlaky na stav půd, vodní zdroje a vodní ekosystémy v české části mezinárodního povodí Labe, Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v.v.i.  
Hlaváček J. a kol. (2009): Monitoring kvality a kvantity vody v povodí řeky Olešky v roce 2009.  
Hlaváček J. a kol. (2010): Monitoring kvality a kvantity vody v povodí řeky Olešky v roce 2010.



# Statistická transformace srážkových dat z regionálního klimatického modelu na specifické podmínky povodí Malše

Jan Hnilica, Václav Šípek

Ústav pro hydrodynamiku AVČR, v.v.i. Pod Patankou 5/30, 166 12 Praha 6

## Abstrakt

Příspěvek popisuje proces adaptace srážkových dat z regionálního klimatického modelu, založený na transformaci distribučních funkcí pozorovaných a modelových hodnot. Navrhli a otestovali jsme dva postupy vedoucí k posunu statistických parametrů modelových dat směrem k realističtějším hodnotám. Testováním na datech z meteorologických stanic na povodí Malše jsme ověřili dobrou použitelnost uvedených metod.

**Klíčová slova:** statistická transformace, klimatické modely, REMO model.

## Úvod

Dopad předpokládaných klimatických změn na hydrologické poměry v povodí je v současné době jednou z často řešených otázek (nejen v oblasti hydrologie. Za tímto účelem bylo vyvinuto množství klimatických modelů, které se snaží v závislosti na uvažovaných vnějších podmínkách simulovat vývoj časových řad meteorologických prvků v budoucnosti. Prostorové rozlišení těchto modelů odpovídá jejich regionálnímu či globálnímu rozsahu, což je příčinou skutečnosti, že modelová data vykazují ve srovnání s měřenými daty často výrazně rozdílné hodnoty statistických ukazatelů (viz např. Frei et al., 2003.). Výstupy z klimatických modelů proto musí být před použitím v hydrologických nebo jiných studiích transformovány, aby modelová data více odpovídala lokálním podmínkám zájmového území (např. Hay et al., 2002). Materiálem pro transformaci jsou časové řady, generované klimatickým modelem pro minulé období (tzv. hindcasty), které mohou být porovnány s měřenými daty. Cílem transformace je na základě těchto údajů posoudit míru rozdílnosti a nalézt vhodnou korekční metodu.

Naše práce se týká adaptace denních srážkových úhrnů regionálního klimatického modelu REMO (Jacob and Podzun 1997) na podmínky povodí Malše. Vychází z principu, který pro tyto účely navrhnul Piani et al. (2010). Tento princip jsme modifikovali a výrazně odlišné je také naše technické provedení. Metodika a výsledky transformace jsou popsány v následujících částech.

## Metodika

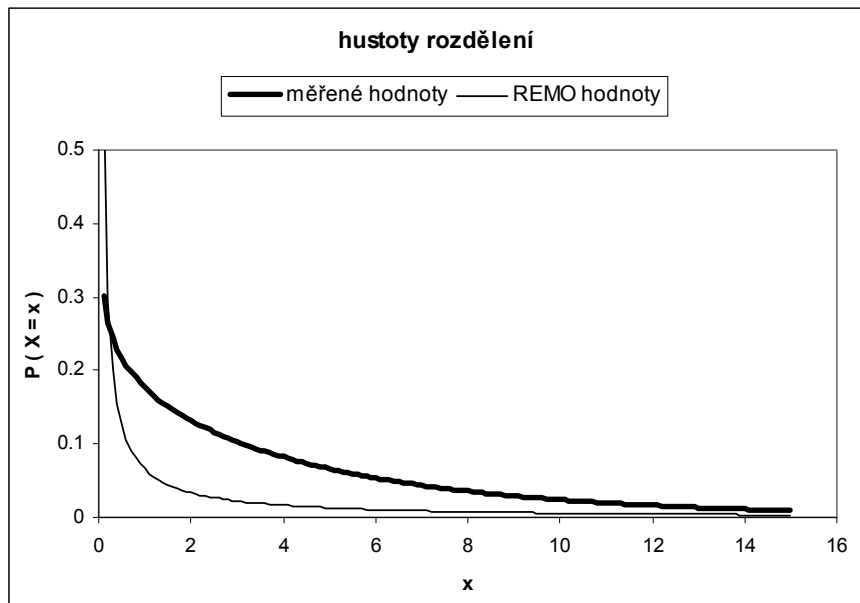
Srážkové úhrny jsou dobře popsateľné pomocí gama rozdělení. Připomeňme, že pokud veličina  $X$  má gama rozdělení s parametry  $\alpha$ ,  $\beta$ , pak hustota pravděpodobnosti je definována předpisem

$$f(x) = \frac{\left(\frac{x}{\beta}\right)^{\alpha-1} \cdot e^{-x/\beta}}{\beta \cdot \Gamma(\alpha)} \quad (1)$$

kde  $\Gamma(\cdot)$  je gama funkce (jde o jedno z více možných vyjádření hustoty).

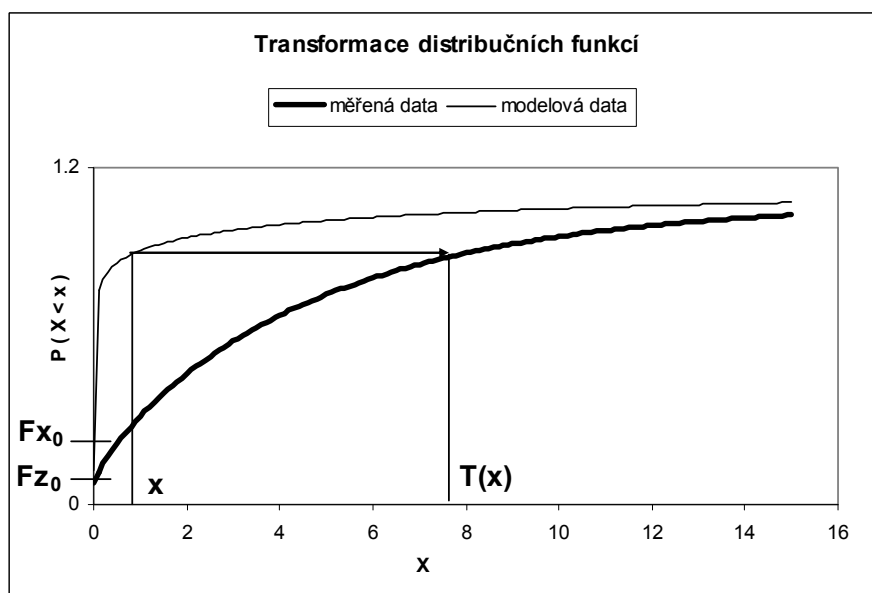
Typickým znakem denních srážkových úhrnů generovaných klimatickými modely je především vysoký počet velmi malých hodnot, který je v celkovém objemu kompenzován nedostatkem vyšších úhrnů. Tento fakt vytváří charakteristický tvar hustoty rozdělení s velmi strmým poklesem v blízkosti počátku. Na obr. 1 vidíme srovnání hustot měřených dat a REMO dat ze stanice Benešov nad Černou z let 1961 – 1998, které tuto skutečnost ilustruje.





Obr. 1: Srovnání hustot měřených dat a REMO dat ze stanice Benešov nad Černou.

Spolu s hustotou rozdělení je samozřejmě patrný posun v distribučních funkcích mezi oběma soubory. Myšlenka, kterou prezentovali Piani et al. (2010) spočívá v transformování modelových dat tak, aby se jejich distribuční funkce přimkla k distribuční funkci pozorovaných hodnot. Označme si  $Z = (z_1, \dots, z_n)$  soubor pozorovaných hodnot,  $X = (x_1, \dots, x_n)$  soubor modelových hodnot a  $Y = (y_1, \dots, y_n)$  soubor transformovaných hodnot. Transformační funkce  $y = T(x)$  pak splňuje rovnici  $F_z(T(x)) = F_x(x)$ , kde  $F_z(\cdot)$  a  $F_x(\cdot)$  jsou distribuční funkce rozdělení pozorovaných a modelovaných dat. Tuto myšlenku ilustruje obrázek 2.



Obr. 2: Ilustrace transformačního procesu.

Distribuční funkce na obr. 2 nezačínají v počátku, ale v bodech označených jako  $Fz_0$  a  $Fx_0$ , které představují podíly nulových hodnot v souborech pozorovaných a modelových dat. Pokud je parametr  $\alpha$  gama hustoty menší než 1, což je u srážkových úhrnů téměř vždy, tak hustotu pro nulovou hodnotu nelze vyčíslit. Proto se Piani et al. (2010) rozhodli vyjmout nulové hodnoty z datových souborů, od-

hadnout parametry hustot pouze pro nenulové hodnoty a podíl nul pak přičíst k výsledku. Transformaci nad distribučními funkcemi pak autoři prováděli graficky.

Tento postup ale naráží na zásadní problém. Pokud totiž vyjmeleme nulové hodnoty a parametry gama rozdělení odhadneme pro zbytek dat, výsledná funkce podle rovnice (1) s odhadnutými parametry  $\alpha$  a  $\beta$  je sama o sobě hustotou a distribuční funkce z ní odvozená splňuje podmínku

$$\lim_{a \rightarrow \infty} F(a) = 1 \quad (2)$$

Dále je zřejmé, že obecně  $Fz_0 \neq Fx_0$  a tedy funkční křivky na ilustračním obr. 2 nemají stejný obor hodnot. V případě, že  $Fz_0 \gg Fx_0$ , který v reálné situaci nastává, dojde k transformaci celého spektra modelových dat do úzkého intervalu hodnot, čímž se zcela znehodnotí parametry výsledného souboru.

Pro řešení tohoto problému jsme navrhli dva postupy. Prvním z nich (nazvěme ho postupem A) je normování křivek z obr. 2 tak, aby splňovaly podmínku (2). Označme si  $F_{zn}(\cdot)$  funkci, která vynikne normováním součtu  $F_z(\cdot)$  a  $Fz_0$ . Požadujeme, aby  $F_{zn}(\cdot)$  splňovala podmínku (2) a zároveň musí platit

$$F_{zn}(0) = Fz_0 \quad (3)$$

Podíl nulových hodnot je konstantou, která nesmí být normováním dotčena po celém průběhu funkce. Analogické podmínky samozřejmě platí pro  $F_x(\cdot) + Fx_0 \rightarrow F_{xn}(\cdot)$ . Tento požadavek splňují následující tvary

$$\begin{aligned} F_{zn}(\cdot) &= Fz_0 + (F_z(\cdot) \cdot (1 - Fz_0)) \\ F_{xn}(\cdot) &= Fx_0 + (F_x(\cdot) \cdot (1 - Fx_0)) \end{aligned} \quad (4)$$

Takto definované funkce splňují podmínky (2) a (3) a zároveň relativní tempo růstu funkce nad nulovým podílem odpovídá růstu samostatné distribuční funkce nenulových dat. Po drobné úpravě dostaneme výraz, podle kterého jsme prováděli transformaci

$$T(a) = F_z^{-1} \left[ \frac{Fx_0 - Fz_0 + (F_x(a) \cdot (1 - Fx_0))}{1 - Fz_0} \right] \quad (5)$$

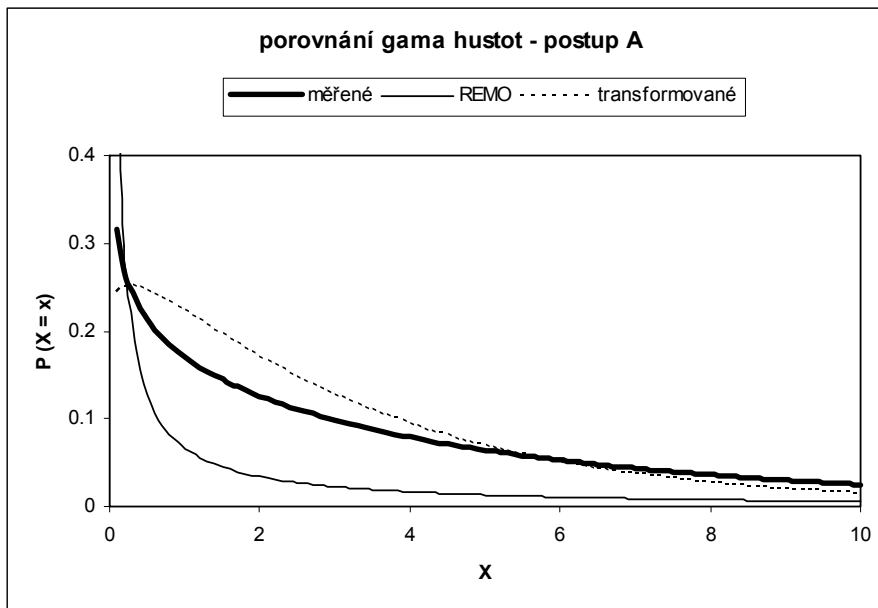
kde  $F_z^{-1}(\cdot)$  je kvantilová funkce rozdělení měřených dat.

Výraz v čitateli argumentu  $F_z^{-1}(\cdot)$  může být záporný, což nastává v situaci kdy  $F_{xn}(a) < Fz_0$ . V takovém případě je samozřejmě hodnota transformována na nulu a výpočet nevstupuje do fáze vyčíslení kvantilové funkce.

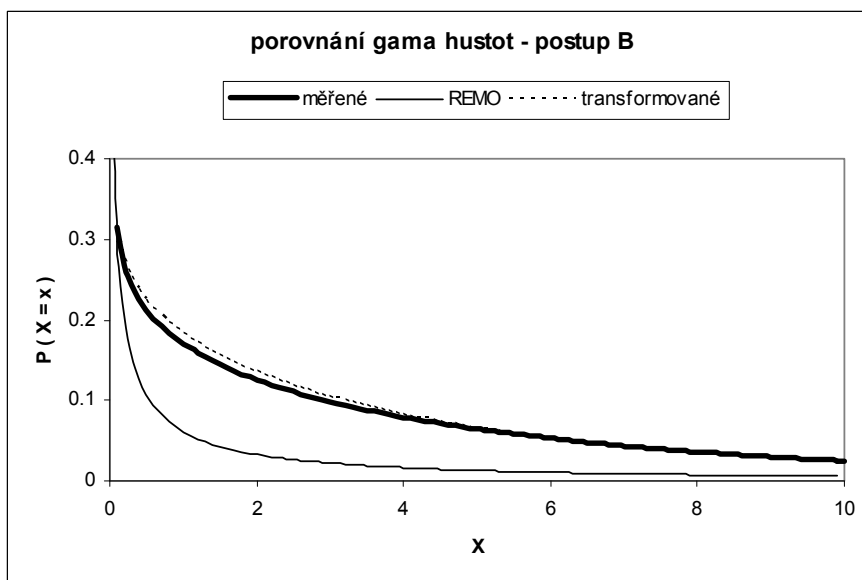
Druhý postup (B), který jsme navrhli spočívá v tom, že nejprve převedeme soubor modelových dat  $X$  na soubor  $X'$ , který bude mít srovnatelný podíl nulových hodnot jako soubor pozorovaných dat  $Z$ . Označme si názvem „nulový práh“ hodnotu  $x_{np}$ , která splňuje

$$x_{np} = F_x^{-1}(Fz_0 - Fx_0) \quad (6)$$

Potom všechny hodnoty souboru  $X$ , které jsou menší než  $x_{np}$  převedeme na nulu. Tím dostaneme soubor  $X'$ , který má podobný počet nulových hodnot. Bylo by samozřejmě možné dosáhnout přesné shody např. tak, že bychom seřadili hodnoty v obou souborech a jako  $x_{np}$  bychom určili hodnotu, která leží v modelovém souboru  $X$  na stejné pozici, jako první nenulová hodnota souboru  $Z$ . To však není žádoucí ze dvou důvodů. Jednak by jako  $x_{np}$  vystupovala některá hodnota souboru  $X$ , která může být výrazně vzdálená hledanému kvantilu, což záleží na rozložení konkrétní sady dat. Zadruhé soubory  $X$  a  $Z$  reprezentují pouze náhodné výběry z rozdělení a přesná shoda v počtu nul by neodpovídala realitě.



Obr. 3: Porovnání výsledků transformace postupem A s měřenými daty.



Obr. 4: Porovnání výsledků transformace postupem B s měřenými daty.

Po vytvoření souboru  $X'$  provedeme znovu odhady parametrů gama rozdělení pro nenulové hodnoty a distribuční funkci tohoto rozdělení označíme jako  $F_x'(\cdot)$ . Transformaci nenulových dat je potom možné provádět přímo nad distribučními funkcemi  $F_z(\cdot)$  a  $F_x'(\cdot)$  podle výrazu

$$T(a) = F_z^{-1}(F_x'(a)) \quad (7)$$

Na závěr metodické části ještě několik poznámek k technickému zpracování. Odhady parametrů gama rozdělení je možné provádět několika způsoby, nejkvalitnější výsledky přináší metoda maximální věrohodnosti (viz např. Anděl 2007). Po vyjádření parciálních derivací věrohodnostní funkce podle jednotlivých parametrů je nutné nalézt řešení numericky, k čemuž je vhodná např. Newtonova metoda tečen, postup je popsán v Choi and Wette (1969). Integraci hustoty rozdělení ve tvaru (1) je možné provádět některou ze standardních numerických metod (Newton – Cotes, Rombergova kvadratura

atd.), nebo lze použít přístup, který jsme zvolili i my. Pokud totiž  $X$  má rozdělení  $\Gamma(\alpha, \beta)$ , potom  $X/\beta$  má rozdělení  $\Gamma(\alpha, 1)$  a distribuční funkci lze vyjádřit jako

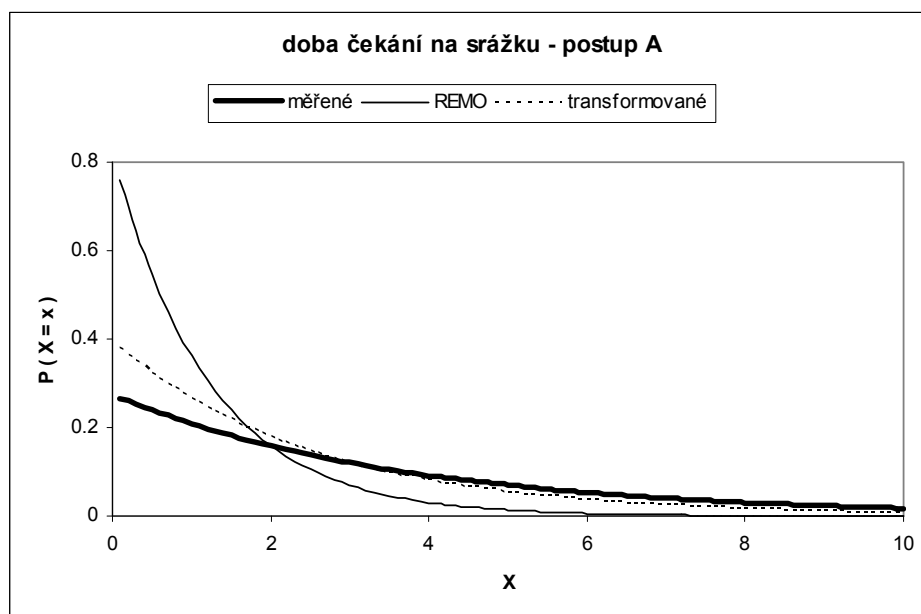
$$F_x(n) = \int_0^n \frac{x^{\alpha-1} \cdot e^{-x}}{\Gamma(\alpha)} dx = \frac{\gamma(\alpha, n)}{\Gamma(\alpha)} \quad (8)$$

kde  $\gamma(\alpha, n)$  je spodní neúplná gama funkce, kterou můžeme velmi přesně aproximovat pomocí Gaussových řetězových zlomků, podrobnosti viz např. Jones and Thron (2009). Hodnoty kvantilové funkce jsme počítali standardně mnohonásobným vyčíslováním distribuční funkce. Proto jsme předem určili síť decilů a před samotným vyčíslením algoritmus vždy nejprve určil hodnotu, ze které výpočet startoval, což výrazně snížilo výpočetní čas.

## Výsledky

Pro analýzy jsme měli k dispozici měřená data z meteorologických stanic na povodí Malše za období let 1961 – 1998. Z databáze REMO jsme získali data klimatického modelu pro 20. století v gridu 10 x 10 km, ze kterých jsme extrahovali časové řady pro příslušné čtverce, pokrývající povodí Malše. Pro tvorbu transformačních funkcí jsme u obou postupů použili modelová a měřená data za období 1961 – 1970. Vytvořené funkce jsme aplikovali na modelová data za období 1989 – 1998. U transformovaných souborů jsme pak porovnali, nakolik se jejich hustota rozdělení přimkla k hustotě měřených dat. Mezi obdobím kalibrace a testování byla tedy prodleva 18 let, aby byla prokázána či vyvrácena schopnost vytvořených funkcí kvalitně korigovat data i po delším časovém období. Jako názorný příklad jsme vybrali výsledky ze stanice Benešov nad Černou. Srovnání hustot měřených, modelových a transformovaných datových souborů pro oba výše popsané způsoby transformace je na obr. 3 a 4.

Tvar distribuční funkce a podíl nulových hodnot jsou vlastnosti datového souboru jako celku. Zajímalo nás, jak se transformace projeví na parametrech dat z pohledu časové řady. Proto jsme jako další objekt porovnání vybrali délky nulových úseků, tedy dobu čekání na srážku. Ze statistické teorie je známo, že doba čekání na určitou událost má obvykle exponenciální rozdělení. Proto jsme ze souborů měřených, REMO a transformovaných dat zjistili délky suchých období a pro tuto veličinu odhadli parametr exponenciálního rozdělení. Výsledné srovnání pro postup A je na obr. 5. Postupem B bylo v tomto případě dosaženo téměř totožných výsledků.



Obr. 5: Porovnání doby čekání na srážku, transformace postupem A.

## Diskuze

Z grafického srovnání je patrné, že oba popsané postupy vedou k poměrně výraznému přiblížení modelových dat k reálným hodnotám. Zřetelně lepší výsledky vykazuje (oproti našemu očekávání) postup označený jako B. To může být dáno tím, že je oproti prvnímu postupu výpočetně jednodušší (viz rovnice 5 a 7). Každá provedená výpočetní operace vnáší do výsledku zaokrouhlovací chyby. Ty se mohou ještě vzájemně umocňovat a i malé rozdíly ve vyčíslené hodnotě distribuční funkce mohou vést ke značnému posunu v transformaci, který může mít i systematický charakter.

Analýza nulových úseků také prokázala, že i v této oblasti vede transformace ke zlepšení a pozitivně ovlivňuje vlastnosti dat jakožto časové řady. Klimatický model má tendenci generovat srážky častěji a s výrazně kratšími suchými obdobími, než je tomu ve skutečnosti. Tento problém se transformací zřetelně zlepšil. Pro hlubší informace o vlastnostech časových řad by však byla nutná detailní analýza autokovariančních funkcí.

## Závěr

Předložená práce prokázala, že statistický přístup k transformaci dat z klimatických modelů může být užitečným nástrojem, který výrazně zvýší šanci na realistické výsledky při jejich použití v hydrologických či jiných studiích. Téma statistické transformace tímto samozřejmě není vyčerpáno a nabízí velký prostor k dalším studiím. Otázkou ale zůstává, zda příliš robustní a přesný příklon k reálným hodnotám nemůže degradovat informace, které data z klimatických modelů nesou a kvůli kterým byly primárně vytvořeny.

## Poděkování

Tato práce byla vytvořena za podpory projektu GA AV ČR IAA300600901.

## Seznam literatury

- Anděl, J. (2007): Základy matematické statistiky. Matfyzpress, 358 s.
- Frei, C., Christensen, J. H., Deque, M., Jacob, D., Jones, R. G., Vidale, P. L. (2003): Daily precipitation statistics in regional climate models: evaluation and intercomparison for the European Alps. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D3), 4124 p.
- Hay, L. E., Clark, M. P., Wilby, R. L., Gutowski Jr., W. J., Leavesley, G. H., Pan, Z., Arritt, R. W., Takle, E. S. (2002): Use of regional climate model output for hydrologic simulations. *Journal of Hydrometeorology*, 3, 571 – 590.
- Choi, S. C., Wette, R. (1969): Maximum likelihood estimation of the parameters of the gamma distribution and their bias. *Technometrics*, 11(4), 683 – 690.
- Jacob, D., Podzun, R. (1997): Sensitivity studies with the regional climate model REMO. *Meteorol Atmos Phys* 63: 119 – 129.
- Jones, W. B., Thron, W. J. (2009): Continued Fractions: Analytic theory and applications. *Encyclopedia of mathematics and its applications*, 11, Cambridge university press, 460 p.
- Piani, C., Haerter, J. O., Coppola, E. (2010): Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. *Theor. Appl. Climatology*, 99, 187 – 192.

# Hydrologický vplyv vybraných meteorologických prvkov na zásoby vody v snehu v povodí Hučavy v rokoch 2004 – 2008

Matúš Hríbik<sup>1</sup>, Alexandra Jakubišínová<sup>1</sup>, Jaroslav Škvarenina<sup>1</sup>, Peter Borsányi<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Katedra prírodného prostredia, Lesnícka fakulta, Technická Univerzita vo Zvolene, vrchar@gmail.com, jarosk@vsld.tuzvo.sk

<sup>2</sup> Slovenský hydrometeorologický ústav, Regionálne stredisko Banská Bystrica, Peter.Borsanyi@shmu.sk

## Abstrakt

Táto práca hodnotí vplyv vybraných meteorologických prvkov na zásoby vody a tiež hodnotí potenciál povodňového rizika v jarných mesiacoch, keď nastáva intenzívny odmák snehových zásob v podmienkach malého horského povodia Hučavy. Podľa zistených informácií tu dôležitú úlohu zohráva lesný ekosystém, ktorý priaznivo ovplyvňuje hydrologické pomery. Preto v tejto práci venujeme pozornosť na porovnávanie rôznej výšky a vodnej hodnoty snehovej pokrývky na voľných plochách a v lesných porastoch v rôznych nadmorských výškach a expozíciách. Zmeny v hydrologickom odtoku, ako aj hydrofyzikálne vlastnosti snehovej pokrývky sme pozorovali v rokoch 2004 – 2008 v čase najväčšej kumulácie a topenia snehu – v priebehu mesiacov január až apríl, kedy sú najviac badateľné zmeny vo výške hladiny povodia. Plocha povodia má 41,45 km<sup>2</sup> a dĺžka hlavného toku je 12,32 km. Tvar povodia je dostredivý a dovoľuje zistiť hydrologickú odozvu na limnografickej stanici pri Hrochotskom mlyne. Lesnatosť predstavuje okolo 90%. Vďaka ojedinelému povodiu s dostredivou riečnou sieťou na našom území s limnografickou stanicou v jeho závere, blízkosťou viacerých meteorologických a zrážkomerných staníc sme zistili pomerne úzku previazanosť meteorologických faktorov a zásob vody viazaných v snehovej pokrývke kumulovanej za dlhšie časové obdobie na prietoky. Výsledky tejto práce sa dajú použiť na posúdenie povodňového rizika, škôd suchom a ich potenciálne biologické dôsledky.

**Kľúčové slová:** vodná hodnota snehu, výška snehu, zrážky, lesné porasty, malé horské povodie Hučavy, CHKO BR Poľana.

## Úvod a problematika

Všeobecne sa potvrdilo, že lesy majú mimoriadnu schopnosť zadržiavať zrážkovú vodu z odtoku (tzv. retenčná schopnosť). Tiež majú schopnosť hromadiť zrážkovú vodu na rozsiahlom povrchu drevín, v pôdnej pokrývke a v samotnej pôde (tzv. akumulácia schopnosť). Významnou funkciou lesov je aj spomaľovanie odtoku vody premenou povrchového odtoku na odtok podzemný (tzv. retardačná funkcia) (MINDÁŠ et al. 2006).

Obeh vody v lese (obr. 1) sa podstatne a niekedy zásadne mení podľa rôznych prírodných pomerov. Značnú úlohu má podnebie, vlastnosti pôd, orografické a hydrogeologické pomery a ďalšie. Preto je závažným poslaním lesov ochrana krajiny pred vodným živlom.

Vplyv lesa na sneh a jeho praktický význam pre hydricke účinky závisí predovšetkým na klimatickej oblasti. Tam, kde snehové zrážky majú značný podiel na celkových zrážkach, má sneh podstatný vplyv na režim i množstvo odtoku vody počas topenia, na utváraní jarných povodní, na hydrologický režim riek. Snehová pokrývka značne ovplyvňuje premfzanie pôdy a topenie v pôde, infiltráciu snehových vôd do pôdy a jej akumuláciu. Pri jarnom topení snehu, resp. aj pri lejakoch je odtoková výška i koeficient na bezlesných miestach 2 – 4 krát väčší ako v lesoch (POBĚDINSKIJ & KRČMER 1984).

Vodná hodnota umožňuje určiť množstvo vody akumulované v snehovej pokrývke a posúdiť, aký bude odtok vody pri jarnom topení snehu (DUB 1957).

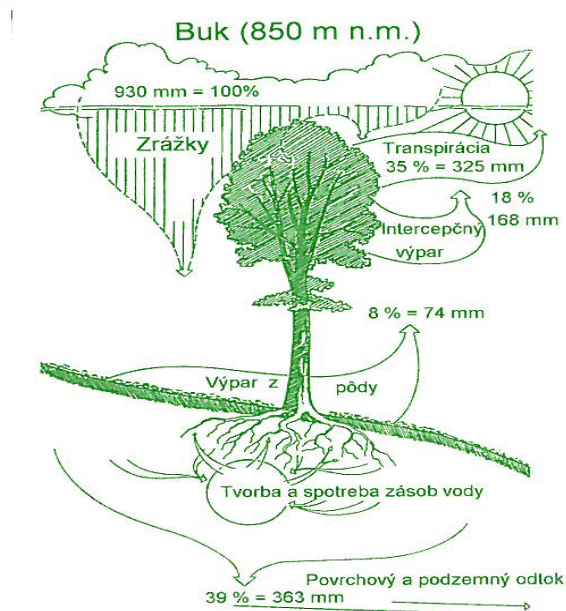
Lesný porast v čase akumulácie snehu zadržiava časť snehových zrážok v korunách a na kmeňoch stromov, no naopak v čase topenia snehu zadržiava vplyvom svojej mikroklímy snehovú pokrývku oveľa dlhšie ako voľná plocha. Koruny stromov zadržiavajú časť slnečnej radiácie, ktorá pôsobí na zánik snehovej pokrývky jej topením a sublimáciou. Tým, že do lesného porastu neprenikne toľko slnečných lúčov ako je tomu na voľnej ploche, sa vytvára vo vnútri lesa vyrovnanejšia teplota, čo spôsobuje menšiu účinnosť teploty vzduchu, menšiu intenzitu topenia snehu, vylúčenie odviatia snehu, pomalšiu metamorfózu snehovej pokrývky (PECUŠOVÁ & HOLKO 2002).

V spojitosti so vznikom jarných „odmäkových“ povodní je potrebné spomenúť fakt, že lesné pôdy horských polôh premrzajú len málo, resp. vôbec, a to v prípade ak sa dostatočne vysoká a súvisle trvajúca snehová pokrývka vytvorí ešte pred príchodom zimných mrazov (PETRÍK et al. 1986). Tento poznatok má predovšetkým hydrologický význam, nakoľko pri postupnom topení môže topiaca sa zásoba snehovej vody vsiaknuť do pôdy. Nebezpečný stav nastáva ak je neskoré jesenné obdobie spojené s nástupom holomrazov. Následná snehová pokrývka izoluje zamrznutú pôdu. Takéto pôdy zvyšujú na jar povrchový odtok z roztopeného snehu a zvyšujú riziko záplav (HRÍBIK et al. 2009).

Množstvo zrážok v lesných porastoch bez dostatočnej vzdušnej vlhkosti nie je samo o sebe rozhodujúcim činiteľom. Kde je dostatočná vlhkosť, uspokojí sa drevina s menšími zrážkami, kde je malá vzdušná vlhkosť, musí drevina získať potrebné množstvo vody z pôdy.

Vyparovanie vody v lese je nižšie, ako vyparovanie v bezlesí. V suchom roku sú rozdiely medzi vyparovaním na voľnej ploche a v smrekovom poraste väčšie než v roku vlhkom, čo znamená, že vodoochrané pôsobenie lesa je za extrémnych podmienok väčšie. Najviac vody vyparuje pôda trávnatá, potom holá pôda, najmenej lesná pôda krytá opadom. Najviac vody v lese zadržiava machová pokrývka, potom ihličnatá a nakoniec listnatá (MACHÁLEK et al. 1968).

Lesy síce nemôžu celkom zabrániť povodňovým vlnám, môžu však výrazným spôsobom zmierniť ich priebeh (MINĎAŠ 2001).



Obr. 1: Kolobeh vody v bukovom poraste na príklade stredohorskej lokality na Poľane (MINĎAŠ 2006).

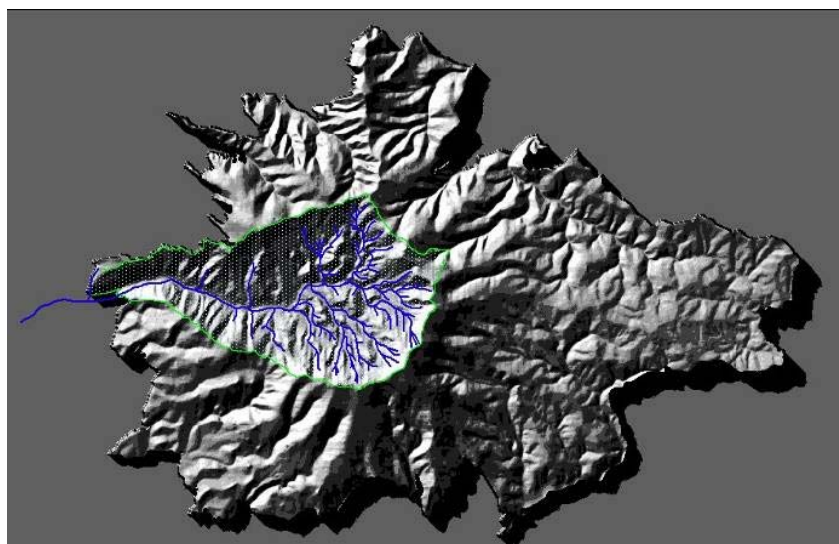
Časová a priestorová dynamika rozloženia snehovej pokrývky v horskom povodí je významná ako z hľadiska vodnej bilancie, tak aj z hľadiska dĺžky trvania výskytu snehovej pokrývky a tiež jej vplyvu na vegetáciu. Reliéf krajiny zohráva rovnako významnú úlohu pri akumulácii snehu, v období začiatku topenia snehovej pokrývky a tiež pri zmenách veľkosti plôch pokrytých snehom. Reliéf vplyva na tieto procesy nepriamo vplyvom variability dopadajúcich zrážok a slnečného žiarenia, ale aj teploty vzdu-

chu a rýchlostného poľa vetra, ktoré iniciuje transport snehu. Plochy bez snehovej pokrývky sa najrýchlejšie rozširujú na vrcholoch, chrbtoch a hrebeňoch, kde je vrstva snehu najmenšia, a na južne orientovaných svahoch. Ako posledné zanikajú plochy snehu v žľaboch, na severných svahoch a vo vyššie položených dnách dolín. Realistická simulácia priestorového rozloženia snehovej pokrývky (výška snehu a vodnej hodnoty snehu), jej postupného topenia a s tým súvisiaceho odtoku z povodia je veľmi zložitý proces ovplyvňovaný súborom vzájomne súvisiacich faktorov (KOSTKA, PARAJKA 2000).

Ak chceme vedieť ako sa ukladá a topí sneh v lese a na voľných miestach je potrebné mať k dispozícii najprv údaje o prenikaní snehu pod koruny porastov rôznej skladby, štruktúry, zakmenení a veku, o výpare z jeho povrchu a tiež o previevaní snehu na otvorených miestach a v lese (POBĚDINSKIJ & KREČMER 1984).

### Metodika a opis skúmaného územia

Náš výskumu bolo zameraný na malé horské povodie toku Hučavy v pohorí Poľana. Sledované územie sa rozkladá od hrebeňovej časti Poľany po limnigrafickú stanicu pri Hrochotskom mlyne.



Obr. 2: Lokalizácia sledovaného povodia Hučavy na digitálnom modeli reliéfu terénu v rámci CHKO Poľana (HRÍBIK a kol. 2009).

Tab. 1: Základné charakteristiky povodia Hučavy podľa vodohospodárskej mapy mierky (1:50 000).

Stanica	Tok	Plocha F	Lesnatosť	Dĺžka údolia L	H max.	H min.	Spád	Tvar povodia
		km <sup>2</sup>	%	km	m	m	%	F/L2
Hrochoť	Hučava	41,45	80	14,6	1458	522,5	6,41	0,19 dostredivý

Na území malého horského povodia Hučavy sme urobili pozorovania v hydrologickom odtoku a hydrofyzikálnych vlastností snehovej pokrývky z reprezentatívnych rokov 2004–2008. Zameriavame sa na obdobie od januára do apríla. Údaje o vodnom stave, teplote, zrážkach a výške snehovej pokrývky sme získali z meteorologických pozorovaní v staničnej sieti Slovenského hydrometeorologického ústavu.



Stanovenie spadnutého množstva zrážok v povodí najčastejšie vyjadrujeme priemernou výškou zrážok spadnutých na skúmané územie a určujeme ho v zásade dvojakým spôsobom: a) použijeme mapy izohyet, b) vychádzame priamo z úhrnov stanovených v jednotlivých zrážkomerných stanicích.

Vodný stav meriame limnigrafom – samopisný registračný prístroj. Snehové zrážky vo forme snehovej pokrývky meriame v povodí snehomernými latami, ktorými odmeriame výšku snehovej pokrývky (výška snehu) a výšku vrstvy novonapadnutého snehu. Vodnú hodnotu snehovej pokrývky sme zisťovali hmotnostnou metódou pomocou váhového snehomeru VS-43. Základné charakteristiky povodia Hučavy sú znázornené v tabuľke 1.

Z hydrologického hľadiska toto územie spadá do povodia Hučavy, ktorá predstavuje pravostranný prítok slatiny a celkove spadá do ľavostrannej časti povodia Hrona. Z hľadiska Dubovej klasifikácie rozdelenia odtokov spadá podstatná časť kaldery Poľany do oblasti stredohorskej (B2), (ŠIMO 1972).

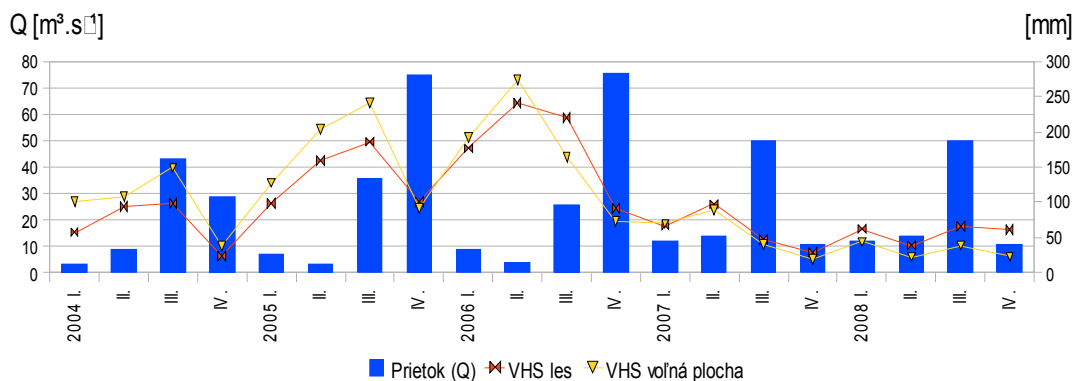
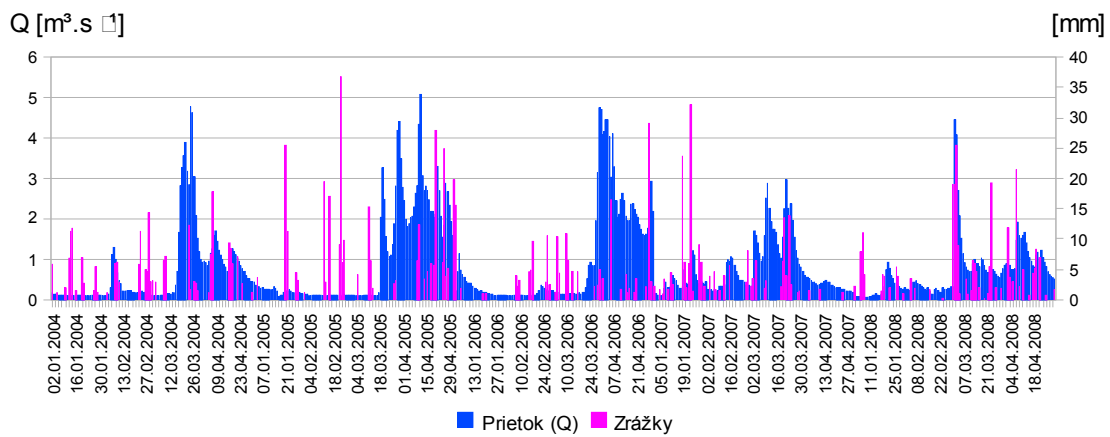
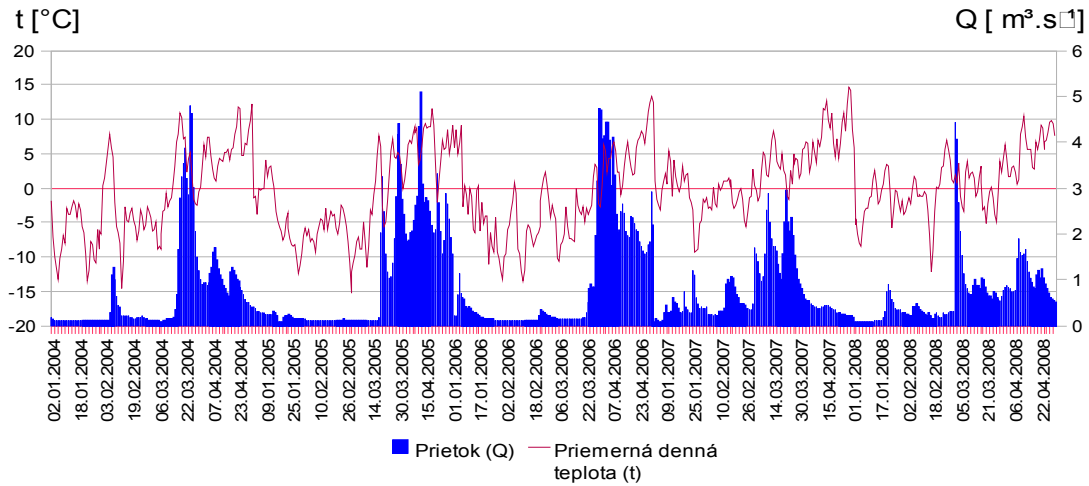
## Výsledky

Hydrologická odozva je pomerne zložitý proces, pri ktorom významnú úlohu plnia nielen zásoby vody v snehovej pokrývke a kvalitatívne parametre snehu, ale aj meteorologické podmienky. Nezanedbateľné sú aj ďalšie faktory medzi ktoré patria: premrzanie pôdy, štruktúra snehovej pokrývky, morfológia územia, typ a druh vegetácie a pod. Na to aby sa prejavil odtok zo snehu a intenzita topenia bola účinná sú potrebné teploty vzduchu nad  $0^{\circ}\text{C}$  a výskyt zrážok vo dažďa.

Ako si môžeme všimnúť na obrázku 20, v roku 2004 sa teplota vzduchu v januári pohybovala v záporných hodnotách od  $-3^{\circ}\text{C}$  do  $-10^{\circ}\text{C}$ . Zrážky sa nachádzajú v tuhej forme a hromadia sa vplyvom nízkych teplôt. Úhrn zrážok v tomto mesiaci bol v priemere 60 mm. Prietok predstavuje minimálne hodnoty, ktoré sa pohybujú cca  $0,11 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Začiatkom februára od 3.–7. nastalo oteplenie a maximálna denná teplota vystúpila na  $7^{\circ}\text{C}$  a kladné teploty sa udržali počas 5 dní aj v nočných hodinách. Zvýšenie prietoku sa prejavilo až 6.2. a z  $0,13 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  vystúpil v priebehu 3 dní na  $1,276 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Úhrn zrážok v priebehu týchto dní bol síce vo forme dažďa, no bol minimálny, čo malo veľkú výhodu, že nespôsobilo ďalšie zvyšovanie vodného stavu. Po tomto oteplení sa teplota udržala v záporných hodnotách a nastalo aj zvyšovanie snehovej pokrývky. Úhrn zrážok v tomto mesiaci bol najvyšší 87,2 mm a výška snehovej pokrývky mala 30 cm. Výška prietoku z povodia sa ustálila na hodnote cca  $0,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Do polovice marca teplota nevystúpila nad  $0^{\circ}\text{C}$ .

Od polovice marca nastáva oteplenie a teplota sa už dlhodobo vyskytuje v kladných hodnotách. Zrážky sa vyskytujú ešte aj v tuhej forme, ale už nastáva prechod od tuhých k tekutým, čo môže mať za následok zrýchlený povrchový odtok z územia. Výška prietokov od 17.3. sa výrazne zvyšuje až na maximálnu hodnotu  $4,79 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Ako si môžeme všimnúť na obr. 5 topenie snehu na voľnej ploche aj v lese sa začína v tom istom čase, len na voľnej ploche topenie prebieha intenzívnejšie ako v lese. Výskumy autorov Kolesova & Jurkovskija (1975) potvrdzujú, že na odtokovú výšku i odtokový koeficient jarného odtoku má podstatný vplyv hĺbka premrzutej pôdy. Na hnedých lesných pôdach stredne podzolovaných bol odtokový koeficient 0,7–0,8 a v rokoch s nepatrným premrznutím pôdy (menej ako 10 cm) pod 0,1 (BALCO 1990). V roku 2005 do konca marca bol úhrn zrážok vo forme snehu. Je to zapríčinené nízkymi teplotami, ktoré sú pozorovateľné až do začiatku apríla. Rok 2005 bol na úhrn zrážok bohatý a v mesiacoch február a apríl úhrny predstavovali cca 106 mm. Kulminácia prietoku bola najvyššia 11. apríla s hodnotou  $5,085 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Atmosférické zrážky svojou veľkosťou a režimom podmieňujú celkovú vodnosť tokov a jej rozdelenie v hydrologickom roku. Naše zistenia korešpondujú zo závermi Balca (1990), že zrážky v zimnom období sa akumulujú v povodí v snehovej pokrývke, tvorby povrchového odtoku sa zúčastňujú len v dôsledku zimných oteplení. V horskej oblasti sa zrážky zimného obdobia, ktoré spadnú ako sneh, podieľajú na odtoku vodných tokov v zimnom období väčšinou nevýznamne. V roku 2006 priebeh zrážok mal ustálený charakter a od januára do apríla bol úhrn cca 200 mm. Koncom marca (25.3.) už môžeme sledovať prechod z tuhých zrážok na tekuté. Zvýšenie prietokov zaznamenávame od 29.3. do 4. apríla, kedy výška vystúpila na  $4,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . K zvyšovaniu prietoku neprispel len roztápajúci sa sneh ale aj dážď, ktorý je v tomto období obzvlášť nebezpečný.

Roky 2007 a 2008 sú oproti predchádzajúcim rokom odlišné nižšou zásobou vodnej hodnoty v snehu. Nie je to spôsobené len nízkym úhrnom zrážok ale aj vyššou teplotou. Nízke zásoby vodnej hodnoty spôsobujú to, že prietok na jar sa výrazne nezvyšuje. V roku 2007 to bolo  $2,9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  a v roku 2008 kulminuje 1.3. na výšku  $4,43 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  a tento stav sa udržal iba dva dni a potom prietok klesol o polovicu menej.



Obr. 3: Dynamika prietokov vplyvom zrážok, teploty a snehových zásob. a) prietok – zrážky b) prietok – priemerná denná teplota c) prietok – VHS les – VHS voľná plocha.

Podľa zistených údajov je možné konštatovať, že vplyv lesa na odtok vody zo snehovej pokrývky je významný. Začína intercepčným procesom, kedy voda vo forme snehu je zachytená v korunách stromov aj dlhší čas a časť z nej môže procesom sublimácie znížiť odtok z povodia. Tak sa stáva, že všeobecne v lesných porastoch je vody viazanej v snehu menej. Za určitých špecifických klimatických a rastových podmienok platí, že porast pôsobí ako clona a zabraňuje topeniu snehu. Rovnako pri určitých poveternostných situáciách voda viazaná v snehovej pokrývke môže byť nadlepšovaná horizontálnymi zrážkami. Nech platí, ktorakolvek z týchto téz, dôsledok je ten, že snehová pokrývka a voda v nej na ploche lesa a bezlesia sa líši. Tým je docielené nepravidelnejšie rozloženie snehových zrážok a následné spomalené uvoľňovanie do povrchových i podpovrchových vôd, čo má značný vplyv z hľadiska znižovania potenciálneho rizika vzniku povodní.

Podľa autora HOLKA (2000) horské povodie Jaloveckého potoka je charakteristické aj rýchlou reakciou odtoku na zrážky. Hoci je reakcia tohto povodia v porovnaní s Hučavou na zrážkovú udalosť rýchlejšia, povodňové prietoky nie sú časté. Podľa našich zistení reakcia v zimno-jarnom období povodia Hučavy trvá v priemere 3 – 5 dní, kým po oteplení sa prejaví zmena na výške prietoku. Vďaka 83% lesnatosti povodia Hučavy zmiernuje les náhle zvýšenie povrchového odtoku z povodia. Podľa autora Balca (1990) pri analýze malej vodnatosti slovenských vodných tokov je kvalitatívne preukázaný vplyv lesnatosti na vodnosť tokov v povodí s lesnatosťou väčšou ako 70%. Jednou zo základných charakteristík snehovej pokrývky je jej výška snehu, ktorá predstavuje zvislú vzdialenosť medzi povrchom snehovej pokrývky a povrchom terénu.

## **Záver**

Prietoky zimných a chladných mesiacov v roku sú veľmi malé. Ich najväčšie poklesnutia sú najpočetnejšie vo februári, kedy priemerná mesačná vodnosť dosahuje rádovo len 20% priemerného ročného prietoku. Zimná akumulácia vody v snehu v priebehu zimy sa zväčšuje, tak ako rastú zrážky konzervované v snehovej pokrývke v súlade so zápornými teplotami. Ako náhle teploty prekračujú nulové hodnoty, kvapalné zrážky prevládajú nad výparom a doba odmäku a topenia snehu je dostatočne dlhá natoľko, že snehová pokrývka neabsorbuje vodu, prietoky stúpajú. Túto situáciu môžeme tiež vidieť na obrázkoch 6 a 7 hlavne v dobe topenia (koniec marca, začiatok apríla), ale nie sú ani vylúčené krátkodobé zvýšené prietoky v rámci iných mesiacov vplyvom odmäkov. Zo zistených údajov vyplýva pomerne úzka závislosť zvýšených prietokov na kladných teplotách vzduchu. V rokoch bohatých na zrážky vo forme snehu (2004, 2005, 2006), kedy bola vodná hodnota snehu dostatočná (nad 150mm), môžeme sledovať aj zvýšenie prietokov Hučavy na Limnigrafickej stanici. V rokoch 2007 a 2008, tieto prietoky už neboli také vysoké z dôvodu pomerne nízkej zásoby vody v snehovej pokrývke.

Malé povodia sú veľmi dôležitou súčasťou pre hydrologický výskum. Prirodzené procesy, ktoré prebiehajú vo voľnej prírode nám poskytujú získať cenné informácie a umožňujú skúmať procesy v tomto zložitom kolobehu vody.

## **PodĎakovanie**

Autori ďakujú za podporu projektom VEGA MŠ SR č. 1/0642/10, 1/0557/10, 1/0257/11 a projektu "Centrum excelentnosti: Integrovaný manažment povodí v meniacich sa podmienkach prostredia", na základe podpory OP Výskum a vývoj financovaného z Európskeho fondu regionálneho rozvoja na základe zmluvy č. 26220120062.

## **Bibliografické odkazy**

- BALCO, M. 1990. Malá vodnosť slovenských tokov. Bratislava: Vydavateľstvo Veda. 264 s.
- CIESARIK, M. et al. 1977. Pôda ako stanovištný činiteľ lesov mierneho a chladného pásma. In Exkurzný sprievodca. Sympóziu Medzinárodnej pedologickej spoločnosti: ES VŠLD, p. 34.
- DUB, O. 1957. Hydrológia, hydrografia, hydrometria, Bratislava: Slovenské vydavateľstvo technickej literatúry. 527 s.

- HOLKO, L. 2000. Vyhodnotenie dlhodobých meraní parametrov snehovej pokrývky v horskom povodí. In Acta Hydrologica Slovaca. p. 15–22.
- HRÍBIK, M. – MAJLINGOVÁ, A. – ŠKVARENINA, J. – KYSELOVÁ, D. 2009. Winter snow supply in small mountain watershed as a potential hazard of spring flood formation, In: Střelcová, K. et al. (eds): Bioclimatology and natural hazards. Springer Science+Business Media B.V. p. 119–128.
- HRÍBIK, M. & ŠKVARENINA, J. 2007. Vplyv bukového a smrekového lesa v rastovej fáze žrdoviny na vytváranie snehových zásob. In: Klima lesa. Praha : Česká bioklimatologická spoločnosť. p. 14–26.
- KOSTKA, Z. & HOLKO, L. 2003. Hydrologický výskum v povodí Jaloveckého potoka. In Ústav hydrologie Slovenskej akadémie vied. p. 2–16.
- KOSTKA, Z. & PARAJKA, J. 2000. Určovanie pokrytia povodia snehovou pokrývkou pre povodie horného Hrona. In Hydrologické dny. Nové podněty a vize pro příští století. ČVH, SVH, ČHMÚ a ČVTVHS. p. 389–396.
- LUNDQUIST, D. 1982. Modelling the melting of snow and ice. In Effect of distribution of snow and ice streamflow. In Proceedings from the Northern Research Basin Symposium Workshop. p. 83–89.
- MACHÁLEK, J. et al. 1968. Nauka o lesním prostředí. Praha: Státní zemědělské nakladatelství. 463 s.
- MINĎÁŠ, J. et al. 2006. Lesy Slovenska. Zvolen: Národné lesnícke centrum. 223 s.
- MINĎÁŠ, J. et al. 2001. Význam lesa v hydrologickom režime krajiny. In Životné prostredie 3/2001. p. 146–151.
- MOSNÝ, V. 2004. Hydrológia: atmosférické zrážky a výpar. Bratislava: Slovenská technická univerzita. 69 s.
- NETOPIL, J. 1984. Fyzická geografia. Praha: Státní pedagogické nakladatelství. 273 s.
- PECUŠOVÁ, Z. & HOLKO, L. 2002. Vplyv vegetácie na gradient vodnej hodnoty snehovej pokrývky a určovanie priemernej hustoty snehu na snehomernom profile. In Acta hydrologica slovaca. p. 3–9.
- PETRÍK, M. et al. 1986. Lesnícka bioklimatológia. Bratislava: Príroda. 352 s.
- POBEDINSKIJ, A. & V.KREČMER, V. 1984. Funkce lesů v ochrane vod a půdy. Praha: Státní zemědělské nakladatelství. 256 s.
- SIMO, E. 1972. Ground water (In Slovak). In Slovakia – Nature. Bratislava: Obzor. p. 283–341.
- ŠAMAJ, F. & Valovič, Š. 1972. Suché a vlhké obdobie na Slovensku. In VČ SAV. č.4.
- TESAR, M. – SIR, M. – LICHNER, L. – ZELENKOVÁ, E. 2006. Influence of vegetation cover on thermal regime of mountainous catchments. In Biologie (Suppl 61) p. 246–250.
- TUŽINSKÝ, L. 2004. Vodný režim lesných pôd. Zvolen: Technická univerzita. 101 s.
- <http://maps.google.com>



# Monitoring biologických vlastností snehovej pokrývky v oblasti Chopku v rokoch 2009 a 2010

Matúš Hríbik<sup>1</sup>, Zuzana Perháčová<sup>2</sup>, Miriam Hanzelová<sup>2</sup>, Jaroslav Škvarenina<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Katedra prírodného prostredia, Lesnícka fakulta, Technická Univerzita vo Zvolene, vrchar@gmail.com, jarosk@vsld.tuzvo.sk

<sup>2</sup> Katedra biológie a všeobecnej ekológie, Fakulta ekológie a environmentalistiky, Technická Univerzita vo Zvolene, perhacova@vsld.tuzvo.sk

## Abstrakt

Práca podáva výsledky o analýze priestorového a časového rozloženia snehu a vplyve lesa na základné hydrofyzikálne vlastnosti snehovej pokrývky, ktorými sú výška, hustota a obsah vody v snehu v horskej oblasti Chopku v Nízkych Tatrách, v zimách 2008/2009 a 2009/2010. Taktiež prezentuje výsledky mikrobiologických analýz zloženia snehu a závislosti výskytu mikroorganizmov od nadmorskej výšky a vplyvu lesa v spomínanej oblasti. Expedičné merania uskutočňujeme raz do mesiaca na výškovom tranzekte Srdiečko (1216 m. n. m.) – Dereše (2003 m. n. m.), kde meriame výšku a vodnú hodnotu snehu a odoberáme vzorky snehu ako na voľnej ploche tak aj v lesnom poraste. Z výsledkov vyplýva, že v odobraných vzorkách sa nachádza veľké množstvo psychrofylných baktérií, v menšom zastúpení sa vyskytujú plesne. S príchodom jari sa na povrchu snehovej pokrývky začína objavovať väčšie množstvo mikroorganizmov. Z doterajšieho výskumu sme zatiaľ nezistili rozdiely výskytu mikroorganizmov v lese a na voľnej ploche, ani nijakú závislosť výskytu mikrobov od nadmorskej výšky. Z hľadiska hydrofyzikálnych vlastností snehu však majú tieto faktory veľký význam. S narastajúcou nadmorskou výškou výška snehu rastie, ale iba do určitého bodu, potom sa už prejavuje silný vplyv vetra a dochádza ku snežnému driftu. Taktiež môžeme skonštatovať, že les má výrazný vplyv na akumuláciu a topenie snehu. V lesných porastoch sa vyskytuje menšie množstvo snehu, ktorý sa pôsobením lesa na jar pomalšie roztápa, čo má pozitívny vplyv pri prudkom jarnom oteplení. Pomalšie a neskoršie topenie snehu oproti voľným plochám a následnom spomalenom uvoľňovaní do povrchových aj podpovrchových vôd má veľký význam pre ekosystémy a človeka.

**Kľúčové slová:** Nízke Tatry, sneh, mikroorganizmy, výška snehu.

## Úvod a cieľ

Sneh je nezanedbateľným prvkom klimatického systému. Svojimi vplyvmi pozitívne ale aj negatívne ovplyvňuje krajinu a život v nej. Je významným ekologickým faktorom, reguluje teplotu prostredia, izoluje pôdu, ochladzuje ovzdušie a plní ešte mnoho ďalších funkcií.

Snehová pokrývka ako životný priestor na prvý pohľad pôsobí ako veľmi nehostinné prostredie. Teplota pod bodom mrazu, náhle striedania teplých a mrazivých °C, silná slnečná radiácia, časté víchrice. No aj napriek týmto stresovým faktorom je dokázané, že v Antarktíde a polárnych oblastiach sa sneh a ľad stal domovom pre „primitívne“ formy života. V niektorých prípadoch ide o endemický výskyt druhov mikroorganizmov.

Položme si otázku: Prečo by sa nemali vyskytovať organizmy v snehu, keď v biosfére nachádzame mikroorganizmy prakticky všade? V horúcich prameňoch, veľkých hĺbkach oceánov, vo vodách s vysokým obsahom solí, v horných vrstvách troposféry no taktiež sú súčasťou nášho každodenného života. V tejto práci sa práve venujeme načrtnutím problematiky výskumu práve mikrobiológii snehu.

## Problematika

Snehová pokrývka sa vyskytuje na relatívne veľkej časti Zeme. Maximálne priemerné územie pokrývajúce v januári severnú pologuľu je 45,2 miliónov km<sup>2</sup>, v auguste je priemer okolo 1,9 milióna km<sup>2</sup>,

na južnej pologuli priemerne zaberá plochu 14,5 milióna km<sup>2</sup> (BARRY, et al. 2007). V Slovenskej republike je snehová pokrývka charakteristickým klimatickým znakom zimného obdobia. Vo vysokých pohoriach sa však môžeme aj v lete stretnúť s ojedinelým snežením.

Výskyt snehovej pokrývky má veľkú premenlivosť, v dôsledku kolísania teploty. Zložitosť terénu horských oblastí vytvára veľké miestne rozdiely v rozložení snehovej pokrývky. Tu hrá veľkú rolu expozícia svahov voči vetrom, pri ktorých zrážky padajú, ďalej expozícia voči dopadu slnečných lúčov, vegetácia a v nemalej miere aj zloženie pôdy. (KONČEK, BRIEDOŇ, 1964)

Výskum základných vlastností snehovej pokrývky má svoju históriu. Prvé pozorovania snehovej pokrývky sa na území Slovenska začali spracovávať už v 50. rokoch 19. storočia. Sprvu sa značil len výskyt dní so snežením, no postupom času sa začali pridávať iné hydro-fyzikálne vlastnosti snehu, akými sú napríklad výška snehovej pokrývky, vodná hodnota snehu, hustota snehu a iné (HRÍBIK, 2008).

Napriek skutočnosti, že viac ako 80% biosféry (podľa objemu) je trvalo pod 5 °C a väčšina biomasy je mikrobiálneho charakteru (CHRISTNER et. al, 2008), je veľmi málo známa biológia mikroorganizmov obývajúcich trvalo chladné prostredie.

Mikroorganizmy boli nájdené v ľadovcoch a iných zamrznutých prostrediach už dávno. Od Fostera z roku 1887 je známych pár druhov baktérií, ktoré sú schopné rásť aj pri teplote pod 0 °C. V 1918 McLean izoloval zo snehu, ľadu a zamrznutých rias z Antarktídy gram pozitívne koky a gram negatívne tyčinky tvoriace a netvoriace spóry. V Antarktíde taktiež skúmali Darling a Siple mikroby v snehu a guáne (HOOVER, PIKUTA, 2009).

Terénnymi pozorovaniami si ľudia všimli, že sneh nemusí byť vždy len bielej farby. Boli prípady, keď bol zafarbený do červena, žltá, čierna ba aj modrá. Príčiny boli rôzne. Žltú a čiernu farbu snehu mala za následok prítomnosť prachu minerálneho charakteru, ktorý zrejme vietor vyzdvihol do vzduchu a jednotlivé zrnká prachu sa tak stali kondenzačnými jadrami pri tvorení snehu. Červené zafarbenie snehu, ktoré spomína už Aristoteles vo svojich spisoch, je fenomén dnes známy ako „red snow“ alebo fenomén „melónového snehu“ na snehových poliach v letných obdobiach. Je výsledkom fyziologickej aktivity niekoľkých druhov snežných rias, ktoré rastú pri teplotách pod 10 °C (BIALOBYŽESKIJ, 1953, GÁÁLOVÁ, 2007, MITEVA, 2008). Vo vysokých horách sa na snehu medzi nimi vyskytuje druh Chlamidomonas nivalis, ktorý má v bunkách karotenoidy. Riasa pravdepodobne rastie na snehu ako zelená pigmentová vegetatívna bunka a následne sporuluje. Na jar vyklíči, pri oteplení sa pomnoží a svojim metabolizmom prispieva k roztápaniu snehu. Riasy sa koncentrujú na jeho povrchu a zanechávajú červené stopy (ŠEDOVÁ, 2006). Výskyt rozsievok v antarktických ľadových kryhách zapríčiňuje zase hnedé sfarbenie ľadu (BETINA, NEMEC, 1977).

Vo vzduchu sa vyskytujú baktérie, riasy, kvasinky a výtrusy húb. Vzduch nad obývanými miestami obsahuje oveľa viac mikrobov ako vzduch nad vysokými vrchmi, ľadovcami, morami. No aj v týchto priestoroch sa vyskytuje aspoň malé množstvo mikroorganizmov, ktoré sa sem dostali so vzdušnými prúdmi alebo na čiastočkách prachu, a môžu tak prenikať do veľkých vzdialeností (BETINA, NEMEC, 1977).

Zo vzoriek ľadovcov z Antarktídy sa podarilo vedcom izolovať viaceré typy psychrofilných baktérií. V grame vzorky ľadu našli približne sto baktérií (BETINA, NEMEC 1977).

Schmidt-Nielson v roku 1902 navrhol pre organizmy schopné rásť termín psychrofilné mikroorganizmy. Ingraham, Stokes a Stokes termín definovali presnejšie ako mikroorganizmy, ktoré rastú dostatočne rýchlo pri 0°C a stávajú sa makroskopicky viditeľnými počas jedného alebo dvoch týždňov. Rozdelili ich na striktné resp. obligátne psychrofilny a fakultatívne psychrofilny, závisiace od podmienok v ktorých rastú najrýchlejšie pod alebo nad 20 °C. Morita definoval psychrofilny ako mikroorganizmy, ktoré majú minimálnu teplotu rastu <0°C, optimálnu 15°C a maximálnu teplotu rastu 20°C (HOOVER, PIKUTA 2009, GOUNOT, 1986).

Psychrofilné mikroorganizmy sa zaraďujú medzi indikátory všeobecného znečistenia vôd. Charakterizujú stupeň mikrobiálneho oživenia vôd, ktorý je závislý od prítomnosti rýchlo utilizovateľných organických látok.

Práca DUDOVEJ 2006, ktorá vychádza z RASHID et. al., 1999, TAKAMI et. al., 1997 a MÄNNISTÖ, HÄGGBLÖM, 2006, uvádza najčastejšie izolované rady psychrofilných mikroorganizmov :

- Gramnegatívne koky a tyčinky: Pseudoalteromonas, Moraxella, Psychrobacter, Polaromonas, Psychroflexus, Polaribacter, Moritella, Vibrio a Pseudomonas,
- Grampozitívne koky a tyčinky: Arthrobacter, Bacillus, Micrococcus,
- Archaea: Methanogenium, Methanococcoides a Halorubrum,
- Kvasinky: Candida a Cryptococcus,
- Mikroskopické huby: Penicillium a Cladosporium,
- Mikroskopické riasy: Chloromonas.

Psychrofilné môžu byť aj plesne, konkrétne z taxonomickej skupiny Deuteromycotina a Ascomycotina. Dôležitý je rod Botrytis, ktorý spôsobuje hnilobu mäsa skladovaného pri nízkych teplotách. Za vlhkého počasia spôsobuje aj hnitie jahôd a cibule.

Psychrofilny sa môžu využiť aj na ekologické účely, ako napríklad sanácia pôd po jej kontaminácii ropnými derivátmi. Kvasinky Debaryomyces, Leucosporidium alebo Rhodotorula, ktoré patria tiež medzi psychrofilny sa využívajú pri ropných haváriách vo veľmi chladných oblastiach (ŠILHÁNKOVÁ, 2002).

Extrémne psychrofilné mikroorganizmy sú schopné prežívať v drsnom mrazivom prostredí v prítomnosti ľadu a snehu ako napríklad polárne oblasti, alpínske pôdy, jazerá a jaskyne, ktoré sa zdajú byť bez života. Okrem baktérií tu žijú aj zástupcovia snežných rias a siníc, húb, rozsievok, vírusov, vírnikov a pomaliiek (BARRY et al., 2007, GÁÁLOVÁ, 2007) V pobrežnej oblasti Antarktídy boli pozorované viaceré druhy snežných rias, či už modrých, zelených alebo červených. Vo vzorkách z Sign Island, malého subantarktického ostrov, zistili , že v zafarbenom snehu sa nachádzajú riasy približne  $5 \times 10^3$  buniek v  $\text{mm}^3$  a v čistom snehu iba 1-2 bunky na  $\text{mm}^3$  . Väčšina nájdených rias bola sústredená vo vrchných centimetroch snehovej pokrývky, aj keď pohyblivé zelené riasy boli nájdené aj v určitej vzdialenosti pod červenými škvrkami snehu (HODSON, 2008).

Psychrofilné organizmy majú vyvinuté mechanizmy, ktoré im umožňujú vysporiadať sa s rôznymi stres vyvolávajúcimi faktormi prostredia. Vplyvy, ktoré extrémne pôsobia na bunky organizmov sú napríklad teplota pod bodom mrazu a opakované zmrazenie a rozmrazenie, vysušenie, vysoká alebo nízka úroveň slanosti alebo pH, a dlhé obdobia tmy v zime. Polárne formy života musia byť tiež schopné prežiť za pôsobenia vysokej úrovne slnečného UVB (280 do 314 nm) (HOOVER, PIKUTA, 2008). Vďaka vyššiemu obsahu nenasýtených mastných kyselín v lipidickej časti cytoplazmatickej membráne a proteínovým konformáciám funkčných aj pri nízkych teplotách sú bunky schopné zachovať si tekutosť vnútrobunkovej vody aj pri mrazoch, čo vplyva na spomalenie reprodukcie a zníženie metabolickej aktivity (GÁÁLOVÁ, 2007), takže sa môžu vyskytovať v mrazivých oblastiach.

### **Charakteristika skúmaného územia**

Nízke Tatry majú výrazne centrálnu polohu. Ležia v strede stredného Slovenska. Hlavný hrebeň má Z – V orientáciu. Z geomorfologického hľadiska silne členitá veľhornatina Nízke Tatry predstavuje samostatný celok patriaci do Fatransko-tatranskej oblasti Vnútroňných Západných Karpát (MAZÚR, LUKNIŠ, 1986). Člení sa na dva podcelky a rad nižších geomorfologických jednotiek. Náš monitoring uskutočňujeme v Ďumbierskom podcelku na transekte Srdiečko – Dereše.

Nízke Tatry majú podobnú geologickú stavbu ako iné kryštálicko druhohorné pohoria Vnútroňných Západných Karpát. V ich centrálnej časti sa nachádza kryštálické jadro zastúpené prvohornými vyvretými a premenenými horninami. Prevládajú v ňom rozličné typy granitov a granodioritov prašivského



a d'umbierskeho typu. Územie po obvode pohoria, ale aj niektoré rázsochy na severnej a južnej strane hlavného chrbta budujú kremence, druhohorné bridlice, najmä však rozličné typy vápencov a dolomitov. (LACIKA, 2009, KLINEC, 1976, MAHEL, 1986).

Tab. 1: Charakteristiky snehových pomerov na skúmanom území (KONČEK, BRIEDOŇ 1964).

NAPANT Tranzekt Srdiečko - Dereše	Najvyšší bod tranzektu 2000 m. n. m	Najnižší bod tranzektu 1000 m. n. m
Priemerný dátum 1. dňa so snežením	1.9. – 11.9.	21.9. – 1.10.
Priemerný dátum posledného dňa so snežím	21.5. – 1.6.	1.5. – 11.5.
Priemerné trvanie obdobia so snežením	250 – 300 dní	200 – 250 dní
Priemerný počet dní so snežením	80 – 100 dní	50 – 60 dní
Priemerný dátum 1. dňa so sneh. pokrývkou	21.9. – 1.10.	21.10. – 1.11.
Priemerný dátum posledného dňa so sneh.pokrývkou	21.5. – 1.6.	21.4. – 1.5.
Priemerný počet dní so sneh. pokrývkou v zimnom období	200 – 250 dní	140 – 160 dní
Priemerné trvanie obdobia so sneh. pokrývkou	250 a viac dní	180 – 200 dní
Priemerný dátum nástupu trvalej sneh. pokrývky	11.11.	11.11. – 21.11.
Priemerná dĺžka obdobia s trvalou snehovou pokrývkou	175 dní	175 dní
Priemerný dátum konca trvalej sneh. pokrývky	11.5.	1.5. – 11.5.
Relatívne trvanie snehovej pokrývky v období jej výskytu	80 dní	80 dní
Priemerný počet dní so snehovou pokrývkou vyjadrený v % všetkých dní roka	50 %	35 – 40 %
Priemerné maximálne výšky snehovej pokrývky	200 cm	160 – 200 cm
Priemerný dátum maximálnej výšky snehovej pokrývky	11.3.	1.3. – 11.3.
Váha maximalnej snehovej pokrývky v kg/m <sup>2</sup> pri predpokladanej priemernej hustote snehu	400 kg/m <sup>2</sup>	300 – 400 kg/m <sup>2</sup>

Nízke Tatry tvoria výraznú prekážku pre prúdenie vzduchu. Prúdiace vzduchové hmoty sú nútené vystupovať nad ich hrebene, čím sa ochladzujú. Ochladením sa vodné pary zrážajú, vzniká dážď alebo sneh. Preto je táto oblasť charakteristická vysokým ročným úhrnom zrážok 900 až 1600 mm ročne (FAŠKO, ŠTASTNÝ 2002). Nízke Tatry sa vyznačujú drsným horským podnebím. Najchladnejšie, najvlhšie a najveternejšie sú vysokohorské časti ležiace nad hornou hranicou lesa. Vetry západných a severozápadných smerov prevládajú, no vyskytujú sa tiež veľmi často aj vetry opačného, juhovýchodného smeru, čo je z veľkej časti práve v zimnom období v súvisi s intenzívnou cyklonálnou činnosťou. Cyklóny prichádzajúce od Jadranského mora prinášajú veľmi výdatné zrážky na južných a juhovýchodných svahoch horstiev (KONČEK, BRIEDOŇ, 1964, LAPIN, TEKUŠOVÁ, 2002).

Monitorovanú oblasť spadá do chladnej klimatickej oblasti. Podľa Lapina zaraďujeme najvyššie polohy pohoria do studeného horského okrsku (C3) s júlovými teplotami nižšími ako 10 °C, nižšie polohy do chladného horského okrsku (C2) kde sa júlové teploty vyskytujú v rozmedzí 10 až 12 °C (LAPIN, 2002) Základné klimatické charakteristiky pozri v tab. 1 a podrobnejšie snehové charakteristiky v tab. 2.

Na skúmanom tranzekte sa vďaka rozdielnej nadmorskej výške nachádzajú odlišné vegetačné stupne: jedľovo-bukový, smrekovo-jedľovo-bukový, smrekový a kosodrevinový a jeden nelesný stupeň - alpínsky, ktorý je už celkom bez lesnej vegetácie. Vo výške okolo 1500 m n. m. prechádza súvislý les postupne do jednotlivých skupín stromov, oddelených porastmi kosodreviny, ktorá napokon úplne prevláda. Nad touto hranicou sa vyskytuje už len hôľny (alpínsky ) vegetačný stupeň (MIDRIAK, 1983).

## Metodika

Cieľom mikrobiologického rozboru snehu bolo získanie kvalitatívnych a kvantitatívnych údajov o výskyte mikroorganizmov. Používame mikroskopické a kultivačné metódy.

Pri mikroskopických metódach vzorky snehu najprv zcentrifugujeme, vytvoríme preparát a následne pozorujeme pomocou mikroskopu Olympus BX40, Gramovo farbenia a kvantitatívny obsah zistíme v Burkerovej komôrke. Týmto spôsobom identifikujeme druhy mikroorganizmov, ich počet a zaznamenáme ich použitím softwaru Quick Photo Micro 2.2.

Pri kultivačných metódach sa pridriavame noriem STN ISO 83 0531. Tomuto najviac vyhovujú také spôsoby stanovenia , ktoré používajú pevné kultivačné média. Súhrn živných médií, teplota a čas kultivácie pre psychrofilné mikroorganizmy sú v Tab.2.

Tab 2. Prehľad použitých kultivácií pre psychrofilné mikroorganizmy.

Mikroorganizmy	Teplota a čas kultivácie	Živé médium
Kultivácia psychrofilných mikroorganizmov - baktérií	20 °C ± 1 °C 72 h ± 3 h	Nutrient agar No. 2
Kultivácia psychrofilných mikroorganizmov – kvasinky a mikromycéty	30 °C ± 1 °C 5 dní a viac	Czapek – Doxov agar

### *Analýza snehu metódou kultivácie na živných médiách*

Tento spôsob očkovania sa používa pre stanovenie psychrofilných a mezofilných baktérií. Pracovný postup:

1. Na dno označenej sterilnej Petriho misky sa napipetuje príslušný objem 1ml vzorky.
2. Hneď po napipetovaní vzorky sa do misky naleje 15 – 20 ml roztopeného a na +45°C ochladeného kultivačného média a miska sa hneď uzavrie.
  - Pre stanovenie psychrofilných- kultivovateľných baktérií sme použili Nutrient agar No 2, od firmy Biomark.
  - Na stanovenie - kultiváciu kvasiniek a mikroskopických plesní sme používali Czapek-Doxov agar, od firmy Biomark.
3. Pre rovnomerné rozptýlenie mikroorganizmov po celej ploche misky, sa musí obsah misky hneď (pred stuhnutím agaru) krúživým pohybom v jednom aj opačnom smere premiešať.
4. Po premiešaní sa nechá agarové médium stuhnúť a až po úplnom stuhnutí sa misky ukladajú dnom nahor do termostatu. Vzorky sme kultivovali v termostate INCUCCELL pri teplote 30°C, pri kvasinkách a plesniach, pri teplote 20 °C pri baktériách.
5. Z nárastov kolónií na Petriho miskách sme vyhotovili mikroskopické preparáty farbené metylénovou modrou a Gramovým farbením, ktoré sme pozorovali a fotografovali.

## Výsledky

Náš výskum bol situovaný v priestore orografického celku Nízke Tatry na výškovom tranzekte Srdiečko Dereše (1000- 2000 m n. m.), kde viac ako 80% územia je tvoreného lesmi. Les, ako vieme, plní významné hydričné funkcie v krajine a má tiež veľký význam pre hydro-fyzikálne vlastnosti snehovej pokrývky a tiež významne ovplyvňuje aj akumuláciu, topenie a rozloženie snehovej pokrývky. V našej práci sme sa rozhodli zamerať na lesa a jeho vplyv na výskyt mikroorganizmov v snehovej pokrývke. Z odobraných vzoriek sme určili mikrobiologické zloženie snehu, v závislosti od druhu porastu a nadmorskej výšky na výskyt mikroorganizmov v snehovej pokrývke.

Výsledky kultivácie vzoriek snehu z konca marca roku 2009 zo skúmaných plôch Nízkych Tatier na tranzekte Srdiečko – Dereše, ktoré boli odobraté v rôznej nadmorskej výške na voľnej ploche alebo v lese sú zobrazené v tab.3.

Tab. 3: Príklad výsledkov kultivácie vzoriek snehu z marca roku 2009.

Lokalita: NAPANT : Srdiečko - Dereše						
Nad. výška [m. n. m.]	Prítomnosť mikroorganizmov					
	Kultivované na Nutrient agar No. 2 pri 20 °C KTJ/ml > 500			Kultivované na Czapek – Doxov agare pri 30 °C KTJ/ml < 5		
	Baktérie			Kvasinky	Plesne	Riasy
tyčinkovité	vláknité	kokovité				
1000 V	+	-	-	-	-	-
1000 L	+	+	-	+	-	-
1100 V	+	-	-	+	-	-
1100 L	+	-	-	-	-	+
1200 V	-	+	-	-	-	+
1200 L	-	-	+	-	-	-
1300 V	+	+	-	-	-	-
1300 L	-	-	+	-	-	-
1400 V	+	+	-	-	-	-
1400 L	+	-	-	-	-	-
1500	+	+	-	-	-	+
1600	+	-	-	-	-	-
1700	+	+	-	-	-	+
1800	+	-	-	+	-	-
1900	+	-	-	-	-	-
2000	+	-	-	-	-	-

V voľná plocha, L les, + prítomné, - neprítomné.

Vypracované analýzy vzoriek snehu neukazujú žiadne vplyvy lesného porastu na výskyt mikroorganizmov aj keď z Tab. 1 si môžeme všimnúť, že výskyt kokovitých baktérií sa nachádzal len v lese. Na voľnej ploche bol zistený väčší výskyt vláknitých baktérií. Tyčinkovité baktérie sú prítomné všade, rovnako v lese aj na voľnej ploche. V malom zastúpení sa vyskytli kvasinky a riasy. Jedince rias sme identifikovali v 4 vzorkách z toho 3 boli odobraté z voľnej plochy. Závislosti výskytu mikróbov od nadmorskej výšky nepreukazujú žiadnu logickú spojitosť.

## Záver

Dokázali sme, že aj v nehostinnom prostredí ako je snehová pokrývka sa môžu vyskytovať mikroorganizmy. V našom prípade sme vyizolovali jedince baktérií, plesní a rias, ktoré sa vo vzorkách obohatnuté rôznou kvantitou, najpočetnejšími boli baktérie.

Pri našich odberoch vzoriek sme sa na žiadnom z výskumných plôch nestretli s farebnými známami mikroorganizmov na povrchu snehovej pokrývky, len v ojedinelých prípadoch bol sneh jemne sfarbený dosiva. Napriek tomu analýzy neukazujú výrazné zmeny výskytu mikroorganizmov oproti čistému snehu.

Z doterajších výsledkov zatiaľ nemôže určiť, že by les nejako vplýval na mikrobiologické zloženie snehu v poraste. Taktiež sa nám nepotvrdila hypotéza závislosti výskytu psychrofilov od nadmorskej výšky.

V budúcnosti výskumu by sme sa ďalej chceli venovať:

1. presnejšej kvantifikácii mikroorganizmov vo vzorkách (počítanie v Burkerových komôrkach),
2. zatriedeniu psychrofilných baktérií do druhov na základe genetickej analýzy (PCR – analýzy),
3. skúmaniu závislosti výskytu mikroorganizmov v jednotlivých vrstvách snehovej pokrývky, nie len na jej povrchu.

## Podakovanie

Autori ďakujú za podporu projektom VEGA MŠ SR č. 1/0642/10, 1/0557/10, 1/0257/11 a projektu „Centrum excelentnosti: Integrovaný manažment povodí v meniacich sa podmienkach prostredia“, na základe podpory OP Výskum a vývoj financovaného z Európskeho fondu regionálneho rozvoja na základe zmluvy č. 26220120062.

## Bibliografické odkazy

- BARRY, R. G. et al. Snow in UNEP. Global Outlook for Ice and Snow. 1st ed. Norway: Birkeland Trykkeri A/S. 2007. 235 pp. ISBN 9789280727999
- BETINA, V. – NEMEC, P. Všeobecná mikrobiológia. 1. vyd. Bratislava: ALFA, 1977. 477 S.
- BIALOŽESKI, G. V. Sneh a ľad. 1. vyd. Martin: Vydavateľstvo OSVETA, 1953. 53 s.
- CHRISTNER, B. C. – SKIDMORE, M. L. – PRISCU, J.C. – TRANTER, M. – FOREMAN, M. Bacteria in Subglacial Environments. in MARGESIN, R. et al. Psychrophiles: from biodiversity to biotechnology. 1st ed. New York: Springer Verlag, 2008. 462pp. ISBN 978-3-540-74334-7
- DUDOVÁ, P. Psychrofilní a psychrotolerantní mikroorganizmy a jejich využití k biodegradaci škodlivin : bakalárska práca. Brno: Masarykova univerzita. 2006. 36 s.
- FAŠKO, P. – ŠŤASTNÝ, P. Priemerný úhrn zrážok in ABAFFY, D. et. al.. Atlas krajiny Slovenskej republiky. 1. vyd. Bratislava: Ministerstvo životného prostredia SR, Banská Bystrica: Slovenská agentúra životného prostredia. 2002. 344 s. ISBN 80-88833-27-2
- GÁÁLOVÁ, B. Indikátory mikrobiálnej kontaminácie rôznych typov vôd: bakalárska práca. Bratislava: Univerzita Komenského v Bratislave. 2007. 44 s
- GOUNOT, A. M. Psychrophilic and psychrotrophic microorganisms 1986 in GÁÁLOVÁ, B. Indikátory mikrobiálnej kontaminácie rôznych typov vôd: bakalárska práca. Bratislava: Univerzita Komenského v Bratislave. 2007. 44 s.
- HODSON, A.J. – ANESIO, A.M. – TRANTER, M. – FOUNTAIN, A.G. – OSBORN, M. – PRISCU, J. C. - LAYBOURN-PARRY, P. – SATTLER, B. Glacial Ecosystems In the Ecological Society of America. Ecological Monographs. 2008. 78(1):pp 41–67.
- HOOVER, R. B. – PIKUTA, E. V. Psychrophilic and Psychrotolerant Microbial Extremophiles in BEJ, A.S. – AISLABIE, J. – ATLAS, R.M. Polar microbiology: The Ecology, Biodiversity and Bioremediation Potential of Microorganisms in Extremely Cold Environments, 1st ed., USA: CRC Press. 2009. 424 pp. ISBN 978-1-4200-838-4-2

- HRÍBIK M. Modelovanie zmien hydrofyzikálnych vlastností snehovej pokrývky ako zdroja imisnej záťaže vo vybraných vyšších pohoriach Slovenska v podmienkach rastúcich koncentrácií oxidu uhličitého, Doktorandská dizertačná práca, FEE TU Zvolen, 2008, 155 s. Konček, M. – Briedoň, V.. SNEH A SNEHOVÁ POKRÝVKA NA SLOVENSKU. 1. VYD. BRATISLAVA: VYDAVATEĽSTVO SLOVENSKEJ AKADEMIE VIED, 1964. 76 PP.
- LACIKA, J. – ONDREJKA, K.. Národné parky. 1. vyd. Bratislava: Vydavateľstvo Dajama, 2009. 128 pp. ISBN 978-80-89226-27-6.
- LAPIN, M. Klimatické oblasti in ABAFFY, D. et. al.. Atlas krajiny Slovenskej republiky. 1. vyd. Bratislava: Ministerstvo životného prostredia SR, Banská Bystrica: Slovenská agentúra životného prostredia. 2002. 344 S. ISBN 80-88833-27-2.
- LAPIN, M. – TEKUŠOVÁ, M. Rýchlosť a smer vetra in ABAFFY, D. et. al.. Atlas krajiny Slovenskej republiky. 1. vyd. Bratislava: Ministerstvo životného prostredia SR, Banská Bystrica: Slovenská agentúra životného prostredia. 2002. 344 s. ISBN 80-88833-27-2.
- MAZÚR, E. – LUKNIŠ, M. Geomorfologické členenie SSR a ČSSR: Časť Slovensko in ABAFFY, D. et. al.. Atlas krajiny Slovenskej republiky. 1. vyd. Bratislava: Ministerstvo životného prostredia SR, Banská Bystrica: Slovenská agentúra životného prostredia. 2002. 344 s. ISBN 80-88833-27-2.
- MÄNNISTÖ, M. K. – HÄGGBLÖM, M. Characterization of psychrotolerant heterotrophic bacteria from Finnish Lapland in *Systematic and Applied Microbiology* 29. 2006. pp. 229–243.
- MITEVA, V.. Bacteria in Snow and Glacier Ice. In Margesin, R. et al. *Psychrophiles: from biodiversity to biotechnology*. 1st ed. New York : Springer Verlag, 2008. 462pp. ISBN 978-3-540-74334-7
- RASHID, N. – KIKUCHI, H. – RZALI, S. – ATOMI, H. – IMANAKA, T. Isolation and characterization of psychrotrophs from subterranean environments. *Journal of Bioscience and Bioengineering*. 1999. Volume 87, Number 6, pp. 746–751.
- ŠEDOVÁ, D. Mikrobiológia snehu in PROKŠOVÁ, M. – SEMAN, M. Mikrobiológia vody a prostredia. Bratislava: Československá spoločnosť mikrobiologická, 2006. s. 28–33.
- ŠILHÁNKOVÁ, L. Mikrobiologie pro potravináře a biotechnology 2002 in GÁÁLOVÁ, B. Indikátory mikrobiálnej kontaminácie rôznych typov vôd: bakalárska práca. Bratislava: Univerzita Komenského v Bratislave. 2007. 44 s
- TAKAMI, H. – INOUE, A. – FUJI, F. – HORIKOSHI, K. Microbial flora in the deepest sea mud of the Mariana Trench in *FEMS. Microbiology Letters*. 1st ed. Blackwell Publishing, 2006. pp. 279–285.

# Vplyv porastovej mikroklímy klimaxovej smrečiny na vodnú hodnotu snehovej pokrývky na výskumnej ploche Červenec - TANAP v sezónach 2008/09 a 2009/10

Matúš Hríbik, Jaroslav Škvarenina, M. Bartík

Katedra prírodného prostredia, Lesnícka fakulta, TU vo Zvolene

## Abstrakt

Táto práca podáva prehľad vplyvu lesného porastu na základné hydrologické charakteristiky snehovej pokrývky a ich dynamiku v rokoch 2009 a 2010 na výskumnej ploche Červenec (1420m n. m.). Monitoring vodnej hodnoty snehu prebiehal v čase kulminácie a topenia snehovej pokrývky približne v mesačných intervaloch od februára 2009 do apríla roku 2010. Výsledky zistené v smrekovom lesnom poraste 7. vegetačného stupňa boli porovnávané z voľnou plochou. Sledovali sme zmenu hydrologických charakteristík v závislosti od charakteru stavby porastu na 30 metrov dlhom tranzekte. Zistili sme, že na ukladanie snehu má veľký význam vplyv vetra a zároveň aj stavba porastu, pričom množstvo snehovej pokrývky ovplyvňuje aj zosuv más snehu z korún stromov. Pri hustých mladých ihličnatých porastoch dochádza k výraznej intercepcii zrážok, z dôvodu čoho tieto porasty obsahujú menej vody obsiahnutej v snehovej pokrývke ako je tomu na voľnej ploche. Počas topenia snehovej pokrývky sa tieto rozdiely vyrovnávajú a neskôr sa vyskytujú vyššie zásoby vody v mladinách. Príliš rýchle topenie snehovej pokrývky a následné prudké uvoľnenie niekoľko mesačných zrážok do pôdy má výrazný vplyv na hospodárenie vody v krajine. Tým, že lesný porast intercepciou a následným topením, vyparovaním a sublimáciou snehu v korunách znižuje objem vody dopadajúcej na povrch pôdy, resp. ho zvyšuje vplyvom horizontálnych zrážok, mení bilanciú vody v porovnaní s plochami bezlesia. To má nezanedbateľný vplyv na vodohospodárske funkcie krajiny ako aj na stabilitu ekosystémov.

**Kľúčové slová:** vodná hodnota snehu, výška snehu, lesné porasty, Západné Tatry.

## Úvod

Snehová pokrývka, aj keď si to nie vždy uvedomujeme, ovplyvňuje každého z nás. Snehové zrážky a trvanie snehovej pokrývky ovplyvňuje druh, typ a formy organizmov vyskytujúcich sa na príslušnom území.

Platí to aj v našich horských oblastiach. S narastajúcou nadmorskou výškou, tak ako rastie počet dní so snehovou pokrývkou, znižuje sa priemerná teplota vzduchu a rastie celoročný úhrn zrážok, sa mení aj druh a typ lesnej vegetácie. V dubovom lesnom vegetačnom stupni je maximálne 50 dní so snehovou pokrývkou, zatiaľ čo v smrekovom 70 až 100 dní (HANČINSKÝ 1972). Na zvýšené snehové zrážky nie sú adaptované len kryofyty, ale aj organizmy, ktoré sa v nich vyvíjali a za ich pôsobenia sa im prispôbovali (napr. formy smreka s úzkymi korunami vyskytujúce na hornej hranici lesa).

V lese môžeme sledovať viacej alebo menej zachytenej vody v snehovej pokrývke, pričom záleží od konkrétnych podmienok na lokalite a meteorologickej situácie v priebehu zimného obdobia. Viacej snehovej pokrývky v lese môžeme zaznamenať pri výskyte horizontálnych zrážok, ktoré sú zachytávané korunami stromov ako aj pri veternom počasí, kedy je sypký sneh sfukovaný z otvorených priestranstiev a navievaný do porastu, kde sa prúdenie vzduchu spomalí a dôjde k jeho ukladaniu.

Väčšinou sa však v lese vyskytuje menej snehu ako na ploche bezlesia. Je to spôsobené hlavne zachytávaním tuhých zrážok v korunách. Najvyššiu intercepciou majú mladé ihličnaté porasty (HRÍBIK, ŠKVARENINA 2007, PECÚŠOVÁ, HOLKO 2002, KANTOR *a kol.* 2007).

Pri topení snehu nastáva v závislosti od druhu drevín v lesnom poraste pomalšie alebo rýchlejšie uvoľňovanie vody do pôdy zo snehovej pokrývky. V listnatých porastoch nastáva voči ihličnatým rýchlejšie topenie snehovej pokrývky (HRÍBIK, ŠKVARENINA 2005). Keďže v lese sa nachádza celkovo menej snehu vplyvom intercepcie, uvoľňuje sa zo snehovej pokrývky menej vody ako z plochy bezlešia. Tým les uvoľňuje pri jarnom topení menej vody do pôdy, čo má výrazný vplyv pri jarnom topení snehu a výrazne ovplyvňuje množstvo vody v krajine v jarnom období .

### Problematika

Les výrazne pôsobí na ukladanie snehovej pokrývky. Sú situácie, kedy pod ochranou lesného porastu sa udrží výrazne dlhšie ako na voľnej ploche. To má významný vplyv na vodohospodárstvo krajiny, keďže v snehu sú akumulované zrážky za dlhodobé obdobie a pri ich rýchlom roztopení dochádza k zvýšeniu prietoku riek a k prípadným povodňami. Obvyklejší však býva jav, kedy sa snehová pokrývka rýchlejšie roztopí práve v lesných porastoch. Zvlášť tento jav môžeme pozorovať na južne exponovaných svahoch a v starších porastoch. Hríbik *a kol.* (2007) uvádzajú poradie topenia snehu na severných svahoch Poľany v čase abnormálne na sneh bohatej zimy takto: buková žrdovina- voľná plocha- smreková mladina. Rovnaké výsledky z Orlických hôr publikoval aj Kantor *et al.* (2007). V zimách s nízkou snehovou pokrývkou a v nižších nadmorských výškach, intercepcia smrekových korún môže zabráňovať snehu preniknúť na pôdu (Pobedinskij, Krečmer 1984). Z mikroklimatického hľadiska záleží výška snehovej pokrývky na ploche porastu hlavne od usporiadania korún, ich tvaru a druhu drevín. Čím vyššia je rozrôznenosť výšky porastu, tým aj rozdiely výšky snehu a množstva vody v ňom obsiahnutej sú na ploche viac premenlivejšie. Nezanedbateľný vplyv na rozloženie snehu v podrastovom priestore má aj vplyv vetra, ktorý sfukuje sneh s korunového priestoru.

### Materiál, metódy a opis územia

Oblasť patrí do klimatickej oblasti chladnej. Najvyššia časť územia patrí do okrsku C3 studený horský, okolo ktorého sa nachádza pás chladného horského územia C2. Nižšie polohy zaradujeme do okrsku C1 mierne chladného s priemernou júlovou teplotou od 12 do 16 °C (LAPIN *a kol.* 2002). Podľa Tomlaina a Hrvoľa (2002) dopadá na územie Západných Tatier priemerne 1100 až 1150 kWh.m<sup>-2</sup>.

Tabuľka 2: Hodnoty intercepcie zistené na výskumnej ploche Červenec.

Miesto	Intercepcia ( %)
Porastové okno	27
Zóna odkvap	27
Mladina	39
Zóna pri kmene	62

Tabuľka 3: Popis výskumnej plochy Červenec v Západných Tatrách.

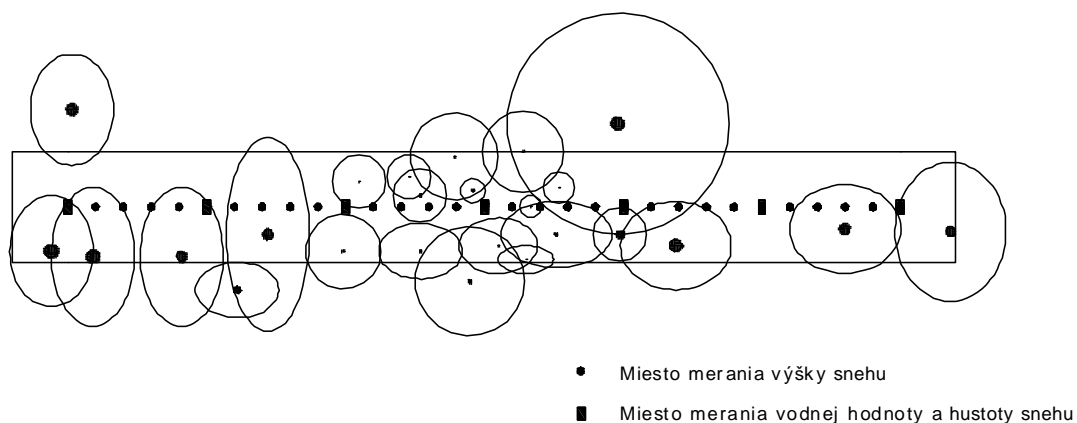
Dátum založenia	21.8.2006
JPRL	DIELEC 214
Nadmorská výška	1420 m. n. m.
Expozícia	E – SE
Prevládajúci sklon	65 %
Zakmenenie	0,6
Priemerná hrúbka d <sub>1,3</sub> / Výška	28,9 cm / 16,18 m
Drevinové zloženie	SMREK 100%
Výmera	0,1 ha
Počet stromov na ploche	62
Priemerný vek stromov na ploche	110 r.
Priemerný vek stromov v mladine	20 r.

Z hydrologického hľadiska je to územie z nízkou hydrogeologickou produktivitou (MALÍK *a kol.* 2002). Spadá do úmoria Čierneho mora a povodia Váhu. Vrcholové časti patria do vysokohorskej oblasti s prechodne snehovým režimom odtoku. Ostatné polohy sa nachádzajú v stredohorskej oblasti so snehovo-dažďovým režimom odtoku s najvyšším priemerným mesačným prietokom v mesiacoch máj- apríl, a minimálnym vo januári až februári (ŠIMO, ZAŤKO 2002).

Tabuľka 4: Charakteristika snehových pomerov.

Výskumná plocha Červenec- TANAP 1420 m. n. m.	
Priemerný dátum prvého dňa so snežením	1.10
Priemerný dátum posledného dňa so snežením	11.-21.5
Priemerné trvanie obdobia so snežením	150-200 dní
Priemerný počet dní so snežením	80 a viac
Priemerný dátum prvého dňa so snehovou pokrývkou	1.-11.11
Priemerný dátum posledného dňa so snehovou pokrývkou	21.4.- 1.5
Priemerný dátum nástupu trvalej snehovej pokrývky	10.-20.11.
Priemerná dĺžka obdobia s trvalou snehovou pokrývkou	100-120 dní
Priemerný dátum konca trvalej snehovej pokrývky	1.-11.4
Priemerný počet dní so snehovou pokrývkou vyjadrený v % všetkých dní roka	40 %
Priemerné maximálne výšky snehovej pokrývky	100-140 cm
Priemerný dátum maximálnej výšky snehovej pokrývky	11.-21.2
Váha maximálnej snehovej pokrývky v kg/m <sup>2</sup> pri predpokladanej priemernej hustote snehu	400

Výskumná plocha Červenec leží medzi Sivým vrchom a Babkami v nadmorskej výške 1420 m. n. m. Nachádza sa v presvetlenom smrekovom poraste, ktorý sa v spodnej časti prirodzene zmladzuje. Podrast tvorí čučoriedka v hornej časti malina. Transekt bol založený v spodnej časti výskumnej plochy a hustotu korún a zakmenenie dokumentuje schéma na obr.1. V tabuľkách 2 a 3 podávame stručný opis výskumnej plochy a hodnoty intercepcie podľa Oreňáka (2009), a v tabuľke 4 charakteristiku snehových pomerov (KONČEK, BRIEDOŇ 1964).

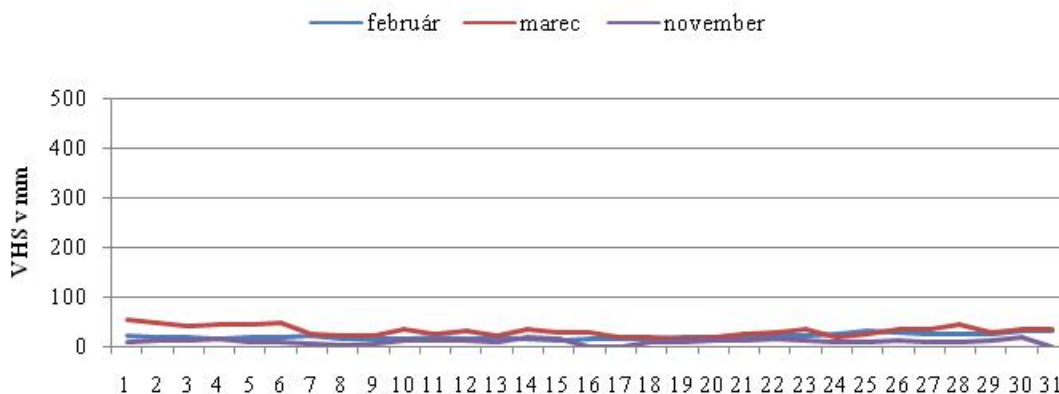


Obr. 1: Schematické znázornenie korunovej projekcie nad miestami meraní.

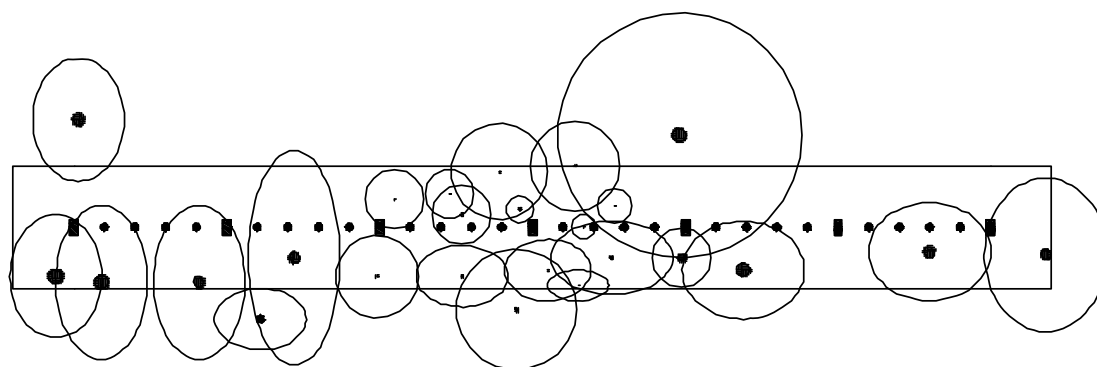
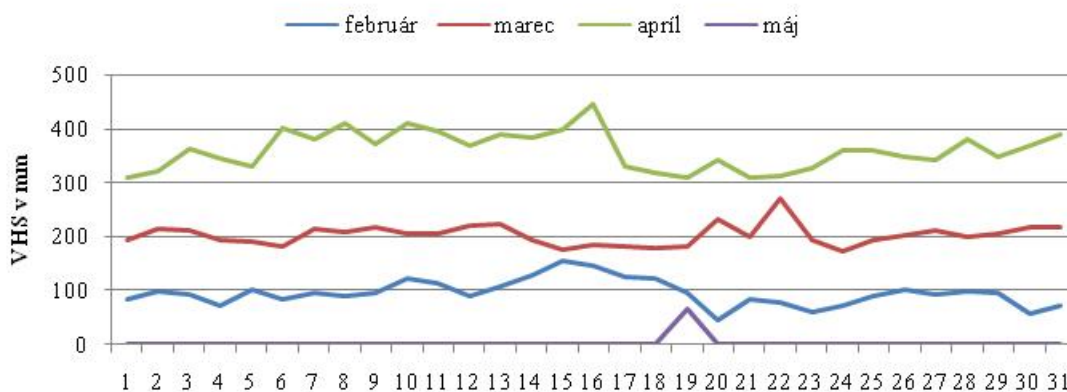


Prvé meranie na výskumnej ploche sme uskutočnili 12.02.2009. Ďalšie merania nasledovali približne sačných intervaloch až do apríla 2010. Merali sme hydrofyzikálne vlastnosti snehu, a to výšku snehu pr delne každý meter lavínovou sondou o dĺžke dva metre a každých 5 metrov sme uskutočňovali mer vodnej hodnoty snehu váhovým snehomerom. Celkovo sme v lese uskutočňovali 31 meraní výšok a 7 raní vodnej hodnoty snehu a hustoty . Na voľnej ploche sme merali na 20-tich miestach výšku snehu pokrývky a na troch miestach jej vodnú hodnotu s hustotou.

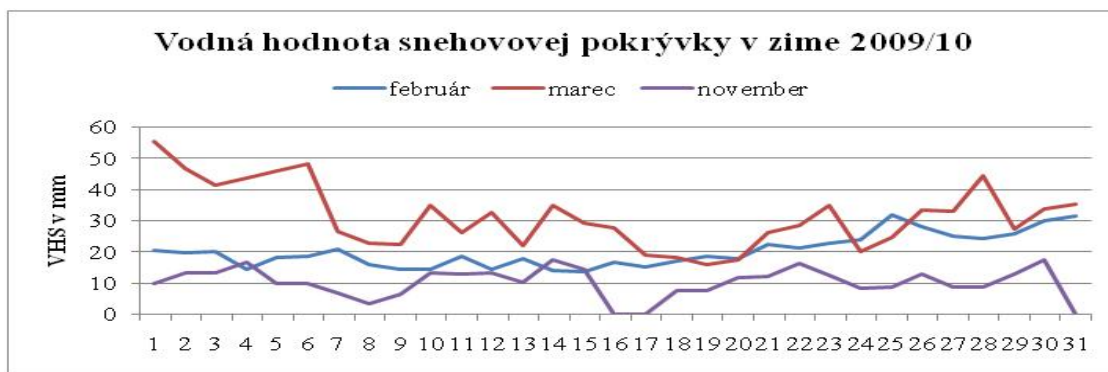
### Vodná hodnota snehovej pokrývky v zime 2009/10



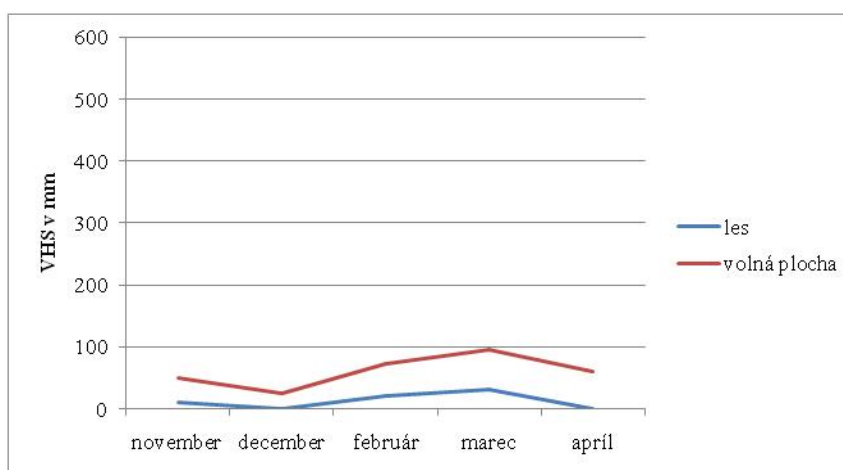
### Vodná hodnota snehovej pokrývky v zime 2008/09



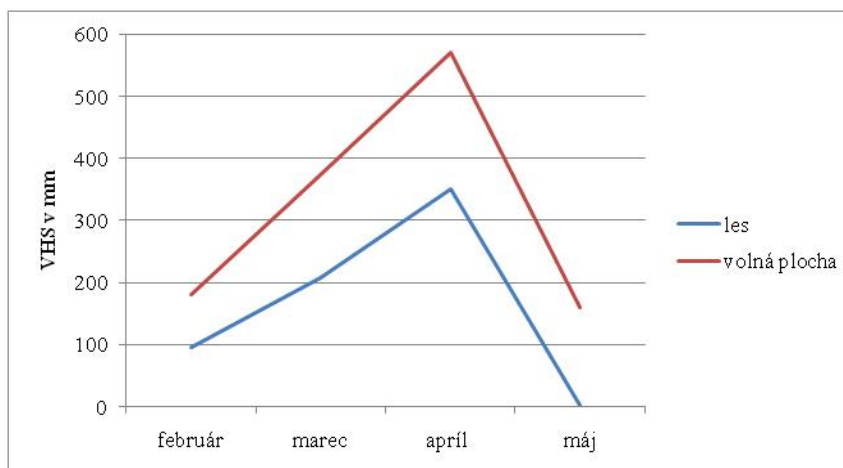
Obr. 2: Vodná hodnota snehovej pokrývky.



Obr. 3: Detail na vodnú hodnotu v zime 2009/10.



Obrázok 4: Vodná hodnota snehovovej pokrývky v zime 2008/09.



Obr. 5: Vodná hodnota snehovovej pokrývky v zime 2009/10.

## Výsledky a diskusia

Vodná hodnota je najvýstižnejšia charakteristika snehovovej pokrývky. Udáva nám množstvo vody, ktoré by vzniklo roztopením snehovovej pokrývky. Vodná hodnota ako najdôležitejšia charakteristika snehovovej pokrývky, bola zisťovaná na 7 bodoch transektu a ostatné hodnoty pre každý meter transektu, kde sa merala len výška boli získané pomocou interpolácie hustoty a nameranej výšky.

Na obrázku 2 sledujeme vodnú hodnotu snehu počas jednotlivých meraní. Maximum v lese sme zistili 2. 4. 2009 a to 445 mm kedy sme odčítali aj najvyššiu priemernú vodnú hodnotu na úrovni 350 mm. V tom období sa voľnej ploche nachádzalo v snehovej pokrývke priemerne 571 mm vody. Pri prvom meraní 12. 2. 2009 zaznamenávame zvýšenú vodnú hodnotu snehovej pokrývky v mladine, spôsobenú možným presunom snehu z okolitých častí porastu vetrom, prípadne zosunom snehových más z okolitých stromov. Podobný vývoj môžeme sledovať aj 12. 3.2009 a 2. 4. 2009.

2. 5. 2009 sme sledovali len fragmenty snehovej pokrývky, s maximálnou vodnou hodnotou 67 mm zachované pod ochranou korún v mladine, kde sa v ostatných mesiacoch vyskytovali jej najnižšie hodnoty.

V zime 2009/10, ako môžeme sledovať na obrázku 3, dochádza pri nízkej intenzite snehových zrážok k opačnému javu a stredná časť sledovaného územia, mladina, ktorá sa vyznačuje zvýšenou hustotou, vykazuje nižšie hodnoty ako okolitý presvetlený porast. V novembri došlo k špecifickej situácii, keď na krátkom úseku sme nezaznamenali snehovú pokrývku čo mohlo byť spôsobené úplným zachyteným snehu v korunách pri nízkej intenzite snehových zrážok. Čo vo svojej práci potvrdzujú aj Pobedinskij a Krčmer (1984).

Pri pohľade na obrázok 4 môžeme konštatovať, že najväčšie zásoby vody v zime 2008/09 dosahovala snehová pokrývka v apríli. Zima v danom roku sa vyznačovala bohatosťou snehových zrážok. Celkové maximum bolo zaznamenané na voľnej ploche 2.4.2009 a to s hodnotou 630 mm. V zime s nízkou intenzitou snehových zrážok a vyššou priemernou teplotou sledujeme presun najvyšších zásob vody v snehovej pokrývke na mesiac marec (obr.5).

V tabuľkách 5 a 6 vidíme priemerné vodné hodnoty za jednotlivé merania. V zime bohatej na snehové zrážky 2008/09 zisťujeme, že sa v lese nachádza priemerne o 50% menej vody vo forme snehu ako na voľnej ploche. Pri zime s malou intenzitou zrážok, 2009/10, je dané množstvo nižšie až o 80 %, čo by sme odôvodnili tým, že pri malých intenzitách snehových zrážok sa veľká časť zachytí v korunách stromov a nedochádza k ich presunu k pôde ale k sublimácii z korún. Naopak pri veľkom množstve snehu sa tento nedokáže udržať v korunách a vplyvom vetra sa za určitý čas dostáva k povrchu pôdy.

Tabuľka 5: Priemerné vodné hodnoty snehovej pokrývky v zime 2008/09.

Dátum merania	Lesný porast	Voľna plocha
12. 2. 2009	96	179
12. 3. 2009	208	373
2. 4. 2009	350	571
2.5.2009	2	159

Tabuľka 6: Priemerné vodné hodnoty snehovej pokrývky v zime 2009/10.

Dátum merania	Lesný porast	Voľna plocha
16.11. 2009	10	50
29.12. 2009	0	24
12.2. 2010	20	72
4. 3. 2010	31	96
1. 4. 2010	0	60

## Záver

Snehová pokrývka predstavuje významnú zložku v kolobehu vody v krajine. Veľký význam má hlavne pre ekosystémy v horských oblastiach. Počas zimných mesiacov sa v nej akumulujú niekoľkometrové snehové zrážky, ktoré poskytujú pri svojom topení na jar prebúdajúcej sa prírode. Postupným topením bráni vzniku povodní a reguluje odtokové pomery oblastí. V lesných ekosystémoch má veľa pozitívnych vlastností, ktoré vyplývajú hlavne z jej nízkej tepelnej vodivosti a vysokého albeda. Tým, okrem zásobovania lesných porastov vodou, ochraňuje lesnú pôdu, zabraňuje premŕzaniu a usmerňuje prízemnú mikroklimu v lese, čím chráni stromy pred skorým pučaním.

V našej práci sme sledovali zmeny vodnej hodnoty snehu od februára 2009 do apríla 2010 na výskumnej ploche Červenec (1420 m. n. m.) v Západných Tatrách. Zistené údaje z lesného porastu v 7. lesnom vegetačnom stupni sme porovnávali s neďaleko ležiacou voľnou plochou. Zistené výsledky z monitoringu môžeme zhrnúť do nasledovných bodov:

- V zimnej sezóne 2008/09 bola maximálna kumulácia snehovej pokrývky zaznamenaná v mesiaci apríl. V zime 2009/10, ktorá sa vyznačovala malým množstvom snehovej pokrývky v mesiaci marec.
- Na voľnej ploche sme zaznamenali vždy vyššiu vodnú hodnotu snehovej pokrývky.
- V zime 2008/09 tvorilo množstvo snehovej pokrývky v lese 50% jeho hodnoty na voľnej ploche. O rok neskôr bol tento rozdiel ešte vyšší a dosahoval priemerne až 80%.
- Pre rozloženie snehovej pokrývky v lese má výrazný vplyv pri bohatej snehovej pokrývke vietor a zosun mäs snehu z korún. Pri zime s malou intenzitou snehových zrážok (2009/10) dochádza k vyššej intercepcii v korunách stromov. Dané procesy sú podmienené stavbou porastu.
- Najvyššia vodná hodnota snehu bola zaznamenaná na voľnej ploche 2. 4. 2009 a to 630 mm.
- V zime 2009/10 dosahovalo množstvo vody viazané v snehovej pokrývke iba 15 % z množstva pred rokom.

## PodĎakovanie

Autori ďakujú za podporu projektu VEGA MŠ SR č. 1/0642/10, a projektu "Centrum excelentnosti pre podporu rozhodovania v lese a krajine", na základe podpory OP Výskum a vývoj financovaného z Európskeho fondu regionálneho rozvoja na základe zmluvy č. 26220120120

## Zoznam použitej literatúry

- HANČINSKÝ, L., 1972. *Lesné typy Slovenska*, Bratislava: Príroda, 1972. 307s.
- HOLKO, L., KOSTKA, Z., PECUŠOVÁ, Z., 2005. Sneh. In.: Pekárová, P., Szolgay, J., 2005. *Scenáre zmien vybraných zložiek hydrosféry a biosféry v povodí Hrona v dôsledku klimatickej zmeny*. Veda, Bratislava, 2005, 494 s.
- HRÍBIK, M., ŠKVARENINA, J., 2005. Príspevok k štúdiu mikroklimy snehovej pokrývky v bukovom a smrekovom lesnom poraste BR Poľana. In: Rožnovský, J., Litschmann, T., (eds): *Bioklimatologie súčasnosti a budúcnosti*. Brno – Křtiny 12.-14.9. 2005, ISBN 80-86 690 31-08, CD nosič a zborník abstraktov 4 s.
- HRÍBIK, M., ŠKVARENINA, J. 2007. Vplyv bukového a smrekového lesa v rastovej fáze žrdoviny na vytváranie snehových zásob. In: Rožnovský, J., Litschmann, T., Vyskot, I. (eds): „*Klima lesa*“, Křtiny 11.-12.4. 2007, ISBN 978-80-86690-40-7, CD nosič a zborník abstraktov, 10 s.
- KANTOR, P., KARL, Z., ŠACH, F., 2007. Ukládání a intenzita tání sněhu v mladém smrkovém porostu v zimním období 2005/2006 In: Rožnovský, J., Litschmann, T., Vyskot, I., (eds): „*Klima lesa*“, Křtiny 11.-12.4. 2007, ISBN 978-80-86690-40-7, CD nosič a zborník abstraktov 10 s.
- KONČEK, M., BRIEDOŇ, V., 1964. *Sneh a snehová pokrývka na Slovensku*. Bratislava: SAV. 1964.
- LAPIN, M., a kol. 2002. Klimatické oblasti. In *Atlas krajiny Slovenskej republiky*. Bratislava: MŽP SR. 2002. ISBN 80-88833-27-2. 95 s .
- MALÍK, P., a kol. 2002. Hydrogeologické pomery. In *Atlas krajiny Slovenskej republiky*. Bratislava: MŽP SR. 2002. ISBN 80-88833-27-2. 102 s.

- MINĎÁŠ, J. 1999. Kvantitatívna a kvalitatívna charakteristika zrážkového režimu jedľovo-bukového ekosystému. dizertačná práca, Zvolen: LF TU 1999, 128 s.
- OREŇÁK, M. 2009. Zrážkovo intercepčný proces horských smrečín Západných Tatier, Diplomová práca, LF TU Zvolen 2009.70 s.
- PECUŠOVÁ, Z., HOLKO, L., 2002. Vplyv vegetácie na gradient vodnej hodnoty snehovej pokrývky a určovanie priemernej hustoty snehu na snehomernom profile. In: *Acta Hydrologica Slovaca*, roč. 3, č. 1, 2002, s. 3-9.
- POBEDINSKIJ, A. V., KREČMER. V., 1984. *Funkce lesů v ochrane vod a půdy*. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1984. 256 s.
- ŠIMO, E., ZAŤKO, M., 2002. Odtokové režimy riek. In *Atlas krajiny Slovenskej republiky*. Bratislava: MŽP SR. 2002. ISBN 80-88833-27-2. 103 s.
- TOMLAIN, J., HRVOJ, J. 2002. Globálne žiarenie a relatívne trvanie slnečného svitu. In *Atlas krajiny Slovenskej republiky*. Bratislava: MŽP SR. 2002. ISBN 80-88833-27-2. 96 s.

# Problematika splaveninového režimu v povodí Hovízského potoka

Věra Hubačíková, Petra Oppeltová, Petra Spitzerová

Mendelova univerzita v Brně, Ústav aplikované a krajinné ekologie, Zemědělská 1, 613 00 Brno

## Abstrakt

Zájmové území Hovízského potoka má bystřinný charakter a je součástí CHKO Beskydy. Převážná část povodí je zalesněna. Na toku dochází k erozi dna a břehů, přičemž splaveniny jsou transportovány do nižších tratí toku, kde dochází k zanášení koryta. Cílem práce bylo vypočítat celkovou roční produkci splavenin z povodí a množství splavenin při kulminačním  $Q_{100}$  dle Herheulidzeho, Poljakova a Jäggiho vzorce.

**Klíčová slova:** Eroze; splaveniny; kulminační průtok; CHKO Beskydy.

## Úvod

Splaveninový režim vyjadřuje výskyt, množství a pohyb pevných rozptýlenin tzv. splavenin ve vodě. Je výrazným ukazatelem činnosti a stavu vodních toků. Splaveniny jsou různě velké částice hornin, které vznikají erozní činností vody, jednak smyvem půdy a horninových zvětralin, jednak vymíláním dna a strháváním břehů toků, které jsou v korytě unášeny a přemísťovány vodou. Největší množství splavenin se tvoří v malých tocích bystřinného rázu. V nižších úsecích horských potoků o menším podélném sklonu se splaveniny již jen pohybují, velikostně třídí a v nížinných potocích, říčkách a řekách usazují. Podle velikosti, tvaru, hmotnosti a hlavně způsobu pohybu ve vodním proudu se rozlišují dvě kategorie splavenin, a to posouvané (sunuté), které jsou vodou posouvány a valeny po dně koryta a tak postupně přemísťovány, a unášené (plaveniny), které jsou rozptýleny jako jemné částice rozrušených hornin a unášeny vodou v celém průtočném profilu toku. Mezi oběma kategoriemi splavenin není přesně vymezená hranice, ale zrnitostně blízké druhy splavenin jsou buď posouvány nebo unášeny podle velikosti tzv. unášecí síly vodního proudu.

Hovízský potok pramení a protéká Chráněnou krajinnou oblastí Beskydy v okrese Vsetín. Je pravostranným přítokem Vsetínské Bečvy, pramení ve Vsetínských vrších, v nadmořské výšce 630 m. Odtud teče jižním směrem v celkové délce 3,5 km. Celková plocha povodí je 8,2 km<sup>2</sup>, hustota říční sítě 2,03 m/ha, tvar povodí vějířovitý. Potok protéká v délce 2,5 km úzkým údolím v těsné blízkosti údolní silnice a následně pak hustou obytnou zástavbou.

Předmětem studie je pramenná část Hovízského potoka – plocha 385 ha, hustota říční sítě je zde 22,63 m/ha a délka říční sítě je 8714 m. Převážná část tohoto území je zalesněna – 87 %. Pramenné území tvoří tři ramena a jejich drobné přítoky, které se stékají v 2,560 km Hovízského potoka. Zástavba v okolí přítoků je minimální a nachází se pouze v blízkosti soutoku ramen. Jedná se o dvě obytná a jedno rekreační stavení. Hospodaření v lesích zabezpečuje společnost Lesy České republiky, s.p., Lesní správa Vsetín. Lesní porosty jsou převážně ve státním vlastnictví, podíl porostů v osobním vlastnictví je nízký. V oblasti je vybudovaná rozsáhlá síť lesních cest. Zemědělská činnost je minimální, omezena pouze na pastvu a údržbu trvalých travních porostů. Údržbu vodní sítě zabezpečují Lesy České republiky společně se Správou toků – Oblast povodí Moravy, Vsetín.

První a doposud poslední úpravy byly v zájmové části Hovízského potoka prováděny v roce 1971. Jedná se o stavbu dřevěných stupňů a prahů pro úpravu a stabilizaci podélného sklonu dna. K omezení transportu splavenin byly v horní části toku vystavěny dvě drátokamenné přehrážky v 3,060 km a 3,100 km Hovízského potoka.

Dle Quitta patří zájmové území do oblasti chladné, dle Langova dešťového faktoru (hodnota 111) se charakterizuje jako oblast velmi vlhká.

Vlastní zájmové území je budováno vnitřní magurskou flyšovou skupinou, a to račanskou dílčí jednotkou terciérního stáří. Převážná část povodí Hovízského potoka je budována horninami vsetínské souvrství, které náleží svrchnímu zlínskému souvrství, dílčí jednotky račanské. Jedná se o flyšové vrstvy s převahou jílovců svrchního až středního eocénu. Zlínské souvrství (střední až svrchní eocén) je tvořeno flyšovými vrstvami s převahou vápnatých jílovců a slínovců. Neogenní sedimenty, a to hlavně jíly, písky a písčité šterky, vystupují pouze ojediněle jako izolované malé ostrůvky. Kvartérní pokryv je tvořen fluvialními, převážně písčito-hlinitými až písčitými sedimenty vodních toků a sedimenty umělých vodních nádrží. Deluvio-eolické, převážně písčito-jílovité sedimenty se objevují v izolovaných ostrůvcích, stejně jako eolické sedimenty spraší a sprašových hlín.

Z hydrologického pohledu se jedná o oblast dosti vodnou o malé retenční schopnosti, velmi silně rozkolísaném stupni odtoku a s vysokým koeficientem odtoku (Vlček 1971). Hustota tekoucích vod se ve sledované oblasti pohybuje okolo 2 – 5 ‰ na km<sup>2</sup> (Jestřábek, Kousal 1975).

V území se nachází pouze jedna nádrž se stojatou vodou, a to rybochovný rybník v těsné blízkosti toku pod soutokem tří ramen z pramenné oblasti. Do rybníka je přiváděna voda z Hovízského potoka přes trubní propustek o průměru DN 30.

Oblast flyšových Karpat, a tedy i zájmová oblast, je vzhledem ke geologické stavbě na podzemní vody poměrně chudá. Propustné pískovce se mnohonásobně střídají s nepropustnými vrstvami jílovitých břidlic, a proto je jejich vodní jímavost malá. Kromě toho intenzivní zvrásnění znemožňuje hromadění většího množství podzemní vody. Prameny jsou sice velmi četné, ale drobné a rozptýlené.

Území spadá do asociace hnědých lesních půd přírodních a hnědých půd zemědělsky zkulturněných horských oblastí (Pelíšek, Sekaninová 1975). Půdotvorným substrátem pro danou lokalitu jsou zvětraliny hornin staršího kenozoika (terciéru): horniny flyšového typu a půdní zrnitost zde charakterizují převážně jílovitohlinité půdy (Tomášek 2001). Vyskytující se půdy zahrnují zejména hnědé půdy (kambizemě) a nivní půdy. Dle Culka (1995) zde převládají silně kyselé kambizemě.

Povodí Hovízského potoka je chráněno zákonem č. 114/1992 Sb. O ochraně přírody a krajiny jako součást chráněného velkoplošného území CHKO Beskydy. Současně tvoří část Ptačí oblasti v rámci projektu Natura 2000. Území náleží k Evropsky významným lokalitám. Celé povodí je součástí chráněné oblasti přirozené akumulace vod (CHOPAV). Povodí Hovízského potoka nepatří do zranitelných oblastí. V rámci vegetační stupňovitosti ČR spadá většina území do pátého jedlobukového vegetačního stupně (Buček, Lacina 1999). Jedlobukový stupeň lze označit také jako horský. Menší část patří do čtvrtého vegetačního stupně bukového.

## Materiál a metody

Pro stanovení množství splavenin vznikající v pramenné části Hovízského potoka bylo potřeba vypočítat nejprve *faktor erozních procesů (Z)* (1). K tomu byl pro podmínky beskydských horských použit vzorec dle Lazareviče.

$$Z = X \cdot Y \cdot (\varphi + J^{1/2}) \quad (1)$$

$X$  – součinitel vyjadřující druh vegetačního krytu povodí a způsob jeho obhospodařování,  $X = 0,1$  (lesní porosty vhodné druhové skladby),  $Y$  – reciproká hodnota odolnosti půdy proti erozi závislé na geologických a pedologických poměrech a na druhu půdy,  $Y = 0,4$  (méně propustné půdy),  $Y = 0,5$  (propustné půdy),  $\varphi$  – číselný ekvivalent viditelných forem eroze a její intenzity v povodí i v korytě toku,  $\varphi = 0,3$  (přibližně 20 % plochy je zasaženo plošnou erozí, pomístně brázdovou erozí, je patrný smyv půdy a transport jemných splavenin v korytě toku),  $J$  – střední sklon svahů v povodí stanoven vzorcem dle Herbsta (2):

$$J = \frac{\Delta h \cdot \sum l}{S} \cdot 100 \quad (2)$$

$h$  – výškový interval mezi vrstevnicemi (km),  $\sum l$  – součet délek vrstevnic (km),  $S$  – plocha povodí ( $\text{km}^2$ ).

Pro stanovení celkové roční produkce splavenin z povodí  $W$  byl použit výpočet dle Garviloviče (3).

$$W = T \cdot H \cdot P \cdot (Z)^{2/3} \cdot S \quad (3)$$

$W$  – průměrná celková produkce splavenin ( $\text{m}^3/\text{rok}$ )

$$T \text{ – se určí z výrazu (4): } T = \left( \frac{t_0}{10} + 0,1 \right)^{1/2} \quad (4)$$

$t_0$  – průměrná roční teplota,  $H$  – roční průměrný úhrn srážek (mm),  $H = 783$  mm,  $P = 3,14$ .

Výsledná hodnota  $W$  se dále redukuje součinitelem retence a retardace  $R_n$  (5).

$$R_n = \frac{(O \cdot V_s)^{1/2}}{0,25 \cdot (L + 10)} \quad (5)$$

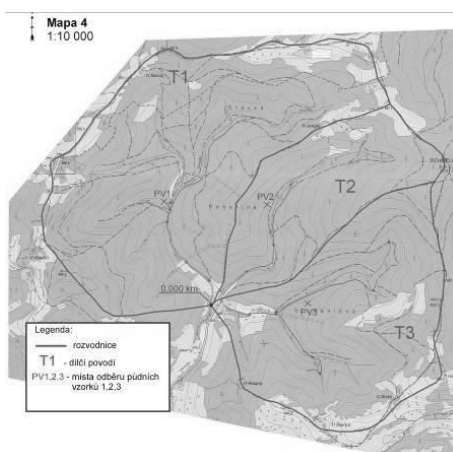
$O$  – délka rozvodnice,  $V_s$  – střední výškový rozdíl v povodí (km) určený z výrazu  $V_s = V_p - V_u$ .

$$V_p = \frac{s_1 h_1 + s_2 h_2 + \dots + s_n h_n}{S} \quad (6)$$

$V_p$  – průměrná nadmořská výška (km) (6),  $s_{1-n}$  – plochy povodí mezi dvěma sousedními vrstevnicemi ( $\text{km}^2$ ),  $h_{1-n}$  – střední nadmořská výška mezi dvěma sousedními vrstevnicemi (km),  $V_u$  – nadmořská výška ústí toku nebo měřeného profilu (km),  $S$  – plocha povodí ( $\text{km}^2$ ),  $L$  – délka údolí toku (km),  $W_r$  – celková roční produkce splavenin opravená součinitelem  $R_n$  (7).

$$W_r = W \cdot R_n \quad (\text{m}^3) \quad (7)$$

Množství splavenin pohybujících se při určitém povodňovém průtoku  $Q$  je funkcí řady faktorů jako je např. povodňový průtok, objem povodně, charakteristika tvaru povodně, sklon dna, šířka toku etc. ve spoluúčasti s dalším činitelem, jímž je časový faktor.



Obr. 1: Dílčí povodí Hovízského potoka T1, T2, T3.

Pro stanovení množství transportovaných splavenin při průtoku  $Q_{100}$  byla odvozena řada empirických vzorců a rovnic (Macoun 1987). Vzorce použité pro výpočty v pramenné oblasti Hovízského potoka jsou: Herheulidzeho vzorec, Poljakův vzorec a Jäggiho vzorec.

*Herheulidzeho vzorec* pro výpočet množství transportovaných splavenin při kulminačním průtoku. Po stanovení hodnot doby trvání srážky, vyvolávající kulminační průtok a podílu objemu splavenin ve známém průtoku vody, je možné vypočítat celkové množství transportovaných splavenin v  $\text{m}^3$ . Vypočtený podíl splavenin se vynásobí počtem sekund trvání průtoku splavenin. Stanovení doby trvání průtoku splavenin vychází z empirického, v přírodních podmínkách horských toků ověřeného



poznatku, že tato doba je přibližně rovna 2/3 trvání kritické srážky. Mezi faktory vstupující do vztahu dle Herheulidzeho patří faktor erozních procesů z povodí (Z), sklon dna, hmotnost splavenin, doba trvání kritické srážky a průtok splavenin.

*Poljakův vzorec*, jehož použitím získáme přímo hodnotu celkového množství splavenin za dobu trvání kulminačního průtoku. Do vzorce vstupují stejné faktory jako u Herheulidzeho vzorce.

*Jäggiho vzorec*, který pro podmínky horských bystřin odvodil z Mayer – Peterovy rovnice. Vzorec je vhodný ke stanovení celkového průtoku splavenin v závislosti na transportní kapacitě idealizovaného průtočného profilu koryta. Výslednou hodnotu množství splavenin v kulminačním průtoku dostaneme vynásobením množství splavenin protékající v 1 m šířky koryta za jednu sekundu s dobou trvání průtoku splavenin a střední šířkou koryta. (Macoun 1987).

Dílčí zájmové povodí Hovízského potoka tvoří tři ramena a jejich přítoky, spojující se v km 2,565. Dílčí povodí jednotlivých ramen byla pracovně nazvána T1 (povodí pravého přítoku), T2 (povodí prostředního přítoku) a T3 (povodí levého přítoku) (obr. 1).

## Výsledky

### 1. Výpočet roční produkce splavenin v pramenné části Hovízského potoka

Hodnoty faktoru erozních procesů a jeho součinitelů jsou vstupní hodnotou pro výpočet roční produkce splavenin (tab. 1, 2, 3).

Tabulka 1: Střední sklon svahů v povodí a jeho součinitel.

Dílčí povodí	$\sum l$ [km]	S [km <sup>2</sup> ]	J [%]
T1	29,022	1,84	39,43
T2	11,44	0,72	39,72
T3	20,819	1,29	40,35
T	61,281	3,85	39,79

Tabulka 2: Faktor erozních procesů a hodnoty jeho součinitelů.

Povodí	X	Y	$\varphi$	J	Z
T1	0,1	0,4	0,3	39,43	0,263
T2	0,1	0,4	0,3	39,72	0,264
T3	0,1	0,5	0,3	40,35	0,333
T	0,1	0,4	0,3	39,79	0,264

Tabulka 3: Součinitel retence a retardace a hodnoty jeho jednotlivých faktorů.

Povodí	O [km]	V <sub>s</sub> [km]	L [km]	R <sub>n</sub>
T1	6	0,11	2,327	0,364
T2	3,8	0,11	1,887	0,217
T3	4,6	0,11	1,733	0,243
T	7,9	0,11	1,887	0,313

Pozn. k tab. 3: O = délka rozvodnice (km), L – délka údolí toku (km), V<sub>s</sub> – střední výškový rozdíl v povodí (km), R<sub>n</sub> – součinitel retence a retardace.

Do výpočtů byla použita průměrná roční teplota  $t_0 = 7,3$  °C a roční průměrný úhrn srážek  $H = 783$  mm. Hodnota roční produkce splavenin  $W$  byla následně vypočítána jak pro pramennou část jako celek (T), tak pro jednotlivá dílčí povodí T1, T2 a T3 (tab. 4)

Tabulka 4: Průměr. roční produkce splavenin z pramenné oblasti Hovízského potoka (dle Garviloviče).

Povodí	W [m <sup>3</sup> /rok]	W <sub>r</sub> [m <sup>3</sup> /rok]	W <sub>sp</sub> [m <sup>3</sup> /km <sup>2</sup> /rok]
T1	1689,9	615,1	338,0
T2	662,9	143,9	199,8
T3	1386,6	336,9	261,2
T	3296,2	1031,7	268,0

W<sub>r</sub> – celková roční produkce splavenin opravená součinitelem R<sub>n</sub>, W<sub>sp</sub> – specifická roční produkce splavenin, tj. produkce splavenin z povodí vztažená na plochu 1 km<sup>2</sup>.

## 2. Výpočet množství transportovaných splavenin při kulminačním průtoku

Tabulka. 5: Vypočítané množství transportovaných splavenin při Q<sub>100</sub> dle Herheulidzeho.

Povodí	Q <sub>100</sub>	m	φ	γ	Q <sub>spl</sub>	t <sub>d</sub>	t <sub>d</sub> *2/3	W <sub>spl</sub>	W <sub>spl</sub> spec.	Podíl Wspl [m <sup>3</sup> ]	
	m <sup>3</sup> /s	-	-	t/m <sup>3</sup>	m <sup>3</sup> /s	s	s	m <sup>3</sup>	m <sup>3</sup> /km <sup>2</sup>	sunuté 80 %	suspend. 20 %
T1	34,6	0,65	0,3	2,65	5,09	180 0	1200	6110,49	3320,92	3321,72	664,18
T2	34,6	0,65	0,35	2,65	5,94	180 0	1200	7128,91	9901,26	7921,00	1980,25
T3	34,6	0,65	0,35	2,65	5,94	180 0	1200	7128,91	5526,29	4421,03	1105,26
T	34,6	0,65	0,35	2,65	5,94	180 0	1200	7128,91	1851,66	1481,33	370,33

Tabulka 6: Vypočítané množství transportovaných splavenin při Q<sub>100</sub> dle Poljakova vzorce.

Povodí	Q <sub>100</sub>	m	φ	γ	Q <sub>spl</sub>	t <sub>d</sub>	t <sub>d</sub> *2/3	W <sub>spl</sub>	W <sub>spl</sub> spec.	Podíl Wspl [m <sup>3</sup> ]	
	m <sup>3</sup> /s	-	-	t/m <sup>3</sup>	m <sup>3</sup> /s	s	s	m <sup>3</sup>	m <sup>3</sup> /km <sup>2</sup>	sunuté 80 %	suspend. 20 %
T1	34,6	0,65	0,3	2,65	5,09	180 0	1200	6110,49	3320,92	3321,72	664,18
T2	34,6	0,65	0,35	2,65	5,94	180 0	1200	7128,91	9901,26	7921,00	1980,25
T3	34,6	0,65	0,35	2,65	5,94	180 0	1200	7128,91	5526,29	4421,03	1105,26
T	34,6	0,65	0,35	2,65	5,94	180 0	1200	7128,91	1851,66	1481,33	370,33

Tabulka 7: Vypočítané množství transportovaných splavenin při  $Q_{100}$  dle Jäggiho vzorce.

Povodí	$q_r$	B	H	$d_m$	i	$q_b$	$2/3 \cdot t_d$	$W_{spl}$	$W_{spl}^{spec.}$	Podíl $W_{spl}$ [ $m^3$ ]	
	$m^3/s/m$	M	M	m	%	$m^3/m/s$	s	$m^3$	$m^3/km^2$	sunuté 80 %	suspendov 20 %
T1	17,3	2	1	0,01	14	1,09	1200	2616	1437,36	1149,9	287,5
T2	17,3	2	1	0,01	18,3	2,84	1200	6816	9466,67	7573,3	1893,34
T3	17,3	2	1	0,01	22	3,82	1200	9168	7106,98	5685,6	1421,4
T	17,3	2	1	0,01	18,3	2,84	1200	6816	1770,39	1416,3	354,1

## Diskuze

Průměrná roční produkce splavenin z povodí pramenné části Hovízského potoka je  $1031,7 m^3/rok$ , což odpovídá specifickému množství  $268 m^3/km^2/rok$  (tab. 4). U dílčích povodích dosahují hodnoty specifického množství splavenin rozmezí  $199,8 - 338 m^3/km^2/rok$ . Při součtu hodnot roční produkce splavenin v dílčích povodích dosáhneme výsledku  $1095,9 m^3/rok$ . Výsledná hodnota je řádově velmi blízká roční produkci splavenin v celém povodí, a proto můžeme za velikost produkce z povodí považovat hodnoty pohybující se v těchto řádech.

Hodnotu roční produkce splavenin  $1031,7 m^3/rok$  získanou výpočtem pro povodí jako celek, nelze bohužel srovnávat se zachycenými splaveninami ve stávajících přehrážkách. Je to dáno tím, že byly vystavěny v roce 1971 a dle ústního sdělení Ing. Bednáře bohužel neexistují záznamy o datu zaplnění retenčních prostor (odhadnutá velikost akumulačního prostoru se pohybuje okolo cca  $250 m^3$ ). Jisté ovšem je, že akumulační prostory nebyly po zaplnění obnoveny. Zároveň je třeba přihlídnout k faktu, že stanovování jednotlivých faktorů vstupujících do rovnice (Macoun 1987) je subjektivní a stav povodí byl hodnocen spíše příznivě. Při horším ohodnocení by se pak výsledná hodnota roční produkce splavenin mohla ještě navýšit. Hodnotu  $1031,7 m^3/rok$  je tedy nutné brát pouze jako vodítko, v jakých řádech se množství vznikajících splavenin v povodí pohybuje.

Za výslednou hodnotu specifického odtoku při kulminačním průtoku můžeme považovat průměrný výsledek všech tří stanovení (tab. 5, 6, 7), který se pohybuje v řádech okolo  $2000 m^3/km^2$ . Hodnoty skutečných objemů splavenin při průtoku  $Q_{100}$  v pramenné oblasti Hovízského potoka samozřejmě neznáme. Pro porovnání vypočítaných hodnot můžeme uvést objemy nánosů, které byly naměřeny na Telickém potoce v Krušných horách po povodni v roce 1927 a které činily  $839 m^3/km^2$ . Plocha povodí tohoto potoka je  $7,3 km^2$  a průtok  $Q_{100}$   $22,8 m^3/s$  (Macoun 1987).

## Závěr

Velikost produkce splavenin stoupá úměrně s velikostí dílčích povodí. Vypočtená hodnota průměrné roční produkce splavenin z celé pramenné oblasti  $1031,7 m^3$  za rok není rozhodně zanedbatelná. Tato velká hodnota je součinitelem vstupujících faktorů jako jsou  $Q_{100}$  ( $34,6 m^3/s$ ), sklonitost pozemků, četnost erozních míst v povodí aj., které jsou poměrně vysoké. Snahou lesníků a vodních hospodářů by mělo být snížení hodnot tvorby a transportu splavenin v území, a to veškerými dostupnými prostředky se zaměřením na preventivní opatření aplikovaná v celé oblasti.

Vodní síť pramenné oblasti je dlouhodobě neudržovaná a stávající nebo nově vznikající břehové nátrže, jež jsou zdrojem splavenin nejsou stabilizovány. Na všech objektech v tocích je zřejmý určitý stupeň rozkladu. V povodí T1 jsou úpravy realizovány v nejdelším úseku ( $0,750 km$ ) a v trati je vloženo celkem 36 objektů. V povodí T2 je v úseku o délce  $0,575 km$  vloženo pouze 13 objektů. Je to dáno tím, že podélný sklon toku se výrazně snížil výstavbou drátokamenných přehrážek. V povodí T3 jsou úpravy realizovány na nejmenším úseku ( $0,350 km$ ) a celkovým počtem objektů 13.

Nezbytnost zvýšení protipovodňové a protierozní ochrany si uvědomuje každý, obzvláště pak v období zvýšené srážkové činnosti. Systém protipovodňové ochrany vychází z kouzelného slůvka, kterým je prevence. Ovšem finanční prostředky pro tato opatření jsou omezené. Kde je tedy potřeba začít? V oblastech, kde celý hydrologický cyklus začíná nebo bezprostřední ochranou nížin a měst? V horských oblastech jsou tato opatření velmi účinná, ale jejich účinnost se projevuje až v měřítku desítek let. V dnešní společnosti jsou naopak prosazovány rychlé zásahy jako jsou např. výstavby zahrnující ochranu velkých měst, které dokáže obyvatelstvo okamžitě ocenit. Správné aplikace preventivních opatření, která budou v budoucnu příznivě ovlivňovat srážkoodtokové procesy, by tedy měly být v popředí zájmu každého člověka, jenž se podílí na tvorbě a ochraně krajiny.

## **Literatura**

- CULEK, M. a kol. (1996): Biografické členění České Republiky. Praha: Enigma, 347 s. ISBN 80-85368-80-3.
- BUČEK, A., LACINA, J. (1999): Geobiocenologie II. 1. vyd. Brno: MZLU, 240 s. ISBN 80-7157-417-1.
- JESTŘÁBEK, J., KOUSAL, J. (1975): Mapa hustoty tekoucích vod v ČSR. Brno: GÚ ČSAV.
- MACOUN, Z. (1987): Návrh úprav toků blízkých přirozeným vodotečím. Svazek 1. Materiály ze školení projektantů Povodí Ohře a Lesprojektu v Brandýse n. L. Chomutov, 75 s.
- PELÍŠEK, J., SEKANINOVÁ, D. (1975): Pedogenetické asociace ČSR. Brno: GÚ ČSAV.
- QUITT, E. (1975): Klimatické oblasti ČSR. Brno: GÚ ČSAV.
- VLČEK, V. (1971): Regiony povrchových vod. Brno: GÚ ČSAV.
- TOMÁŠEK, M. (2000): Půdy České republiky. 2. vyd. Praha: Český geologický ústav, 67 s. ISBN 80-7075-403-6.



# Vyhodnocení výsledků měření infiltrace v malém horském povodí v centrální části NP Šumava

Lukáš Jačka, Jiří Pavlásek, Pavel Pech

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování, Fakulta životního prostředí, Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 165 21 Praha 6 – Suchbátka, jacka@fzp.czu.cz

## Abstrakt

Tento příspěvek se zabývá odhadem infiltračních charakteristik vybraných ploch v malém horském povodí Modrava 2. Experimentální povodí je umístěno v Národním parku Šumava na severovýchodním svahu Malé Mokrůvky v nadmořské výšce 1188 až 1330 m n. m. Půdní profil je mělký (0,6 – 0,9 m) a skeletovitý. Převažujícím půdním typem je podzol. Geologické podloží tvoří granity, migmatity a kvartérní sedimenty. V povodí bylo v letech 2008 až 2010 provedeno 51 infiltračních pokusů na 3 vybraných lokalitách. Byla použita jednoválcová výtopová metoda upravená pro lesní půdy. Z terénních měření byly stanoveny infiltrační charakteristiky (průběh infiltrační rychlosti a kumulativní infiltrace a ustálená rychlost infiltrace). Rozmezí naměřených ustálených infiltračních rychlostí bylo v rozsahu od  $4,99 \cdot 10^{-7}$  do  $3,26 \cdot 10^{-4}$  m.s<sup>-1</sup>. Průměrná hodnota ustálené infiltrační rychlosti vypočtená aritmetickým průměrem z jednotlivých pokusů měla hodnotu  $4,21 \cdot 10^{-5}$  m.s<sup>-1</sup>. Hodnoty ustálených infiltračních rychlostí byly porovnány s terénním měřením nasycené hydraulické vodivosti Guelphským permeametrem a s měřením na odebraných půdních vzorcích laboratorním permeametrem. Vzhledem k naměřeným hodnotám infiltračních rychlostí je pravděpodobné, že se i v podmínkách horských povodí může při extrémních deštích tvořit Hortonovský povrchový odtok.

**Klíčová slova:** výtopová infiltrace, válcový infiltrometr, lesní půda, podzol, ustálená infiltrace, nasycená hydraulická vodivost.

## Úvod

Hraniční pohoří v ČR jsou zdrojovou oblastí pro velkou část významných vodních toků. Často tak ovlivňují stav vody v těchto tocích při extrémních hydrologických situacích. Během posledních desetiletí byl na rozsáhlých plochách horských lesů vlivem větrných, imisních nebo kůrovcových kalamit odstraněn původní porost a postupně dochází k jeho obnově. Část výzkumu se z těchto důvodů zabývá vlivem změny vegetačního krytu v pramenných oblastech vodních toků na hydrologický režim (např. Tesař, 2004).

Infiltrace má klíčový význam při transformaci srážky na odtok a pro hydrologické procesy probíhající v půdě. Znalost infiltračních charakteristik horských povodí a popis jejich možných změn při změnách vegetačního pokryvu nebo různém způsobu hospodaření je velice důležitou informací pro posouzení hydrologického režimu těchto oblastí. Jejich stanovení je však v těchto místech velice obtížné. Měření infiltrace lze provést pomocí výtopy na povrchu terénu s kladnou tlakovou výškou (KTV) a zápornou tlakovou výškou (ZTV) nebo pomocí deště simulovaného dešťovým simulátorem. Přehled metod měření dešťovým simulátorem uvádí např. Amerman (1983) nebo Peterson et Bubenzer (1986). Při měření infiltrace s KTV se používají zpravidla jeden nebo dva kruhové soustředné válce nebo infiltrometry různých půdorysných tvarů (Reynolds, 2008a). K měření infiltrace se ZTV se používá tenzní infiltrometr. Schéma přístroje a podrobný popis uvádí např. Reynolds (2008b). Nevýhodou metody měření metody KTV oproti ZTV může být vliv kladné tlakové výšky na proudění vody zejména v makropórech, kde může docházet k tvorbě preferenčních cest. To platí i v případech, kdy je výška výtopy udržována nízká (1 – 2 cm). V některých případech může dojít až k řádovému zvýšení hodnoty ustálené infiltrační rychlosti (Kutílek et Nielsen, 1994).

Při měření infiltrace s KTV na povrchu půdy by měl být válec zapuštěn do půdy do hloubky několika centimetrů nebo utěsněn na povrchu půdy (Dingman, 2002). Valla et al. (2002) a Štibinger et al. (1998) doporučují hloubku zapuštění do země 10 až 20 cm a výšku výtopy ve válci 1 až 3 cm. Vašků (2008) nedoporučuje před infiltračním pokusem úpravu a urovnávání povrchu terénu z důvodu zachování skutečného stavu půdního povrchu. Voda by měla být do válce nalévána opatrně, aby nebyla porušena struktura povrchové vrstvy půdy (Hillel, 1998).

Často se pro měření používá dvou soustředných kruhových válců. Vnitřní válec slouží pro vlastní měření infiltrace v čase (množství vody vsáklé za čas na dané ploše) a vnější válec má zabránit roztékání vody z vnitřního válce do stran, zajistit svislost proudnic a teoreticky zajistit jednorozměrný vertikální průběh infiltrace. Používají se válce různého průměru. S rostoucí heterogenitou a propustností prostředí je vhodné použít větší infiltrační plochu. V některých případech, např. na málo propustných půdách, lze použití vnějšího válce vynechat (Krejča et Kutílek, 1988). Dle Dingmana (2002) je jednodušším přístupem použít jednoválcovou metodu a v měřených hodnotách opravit vliv kapilárního efektu na roztékání do stran. Korekční faktor je závislý na době měření, době trvání experimentu a charakteristice půdního profilu.

Krejča et al. (1988) uvádí, že použití vnějšího válce nezajistí vždy vhodné podmínky pokusu. Někdy jeho užití nezabrání roztékání do stran, jindy naopak vnější proudnice tlačí vnitřní natolik, že se to projeví na výrazném snížení měřené infiltrační rychlosti. Zrychlení infiltrace může být způsobeno roztékáním do stran nebo uplatněním preferenčních cest. Udržení proudnic ve svislém směru při terénním měření je obtížné, protože nelze dopředu stanovit, zda profil obsahuje preferenční cesty a méně propustné vrstvy půdy.

Při měření s kladnou tlakovou výškou lze stanovit úroveň hladiny v infiltrometru např. měrnými hroty o určitém výškovém rozdílu (například 0,5 cm) nebo ryskami na stěnách válce. Infiltrometr (např. válec) je naplněn vodou na stabilizovanou úroveň (např. hrot) a současně je započato měření času. Když hladina vody válci poklesne na níže umístěný hrot, je dolito známé množství vody a zaznamenán čas. Po opětovném poklesu hladiny na stabilizovanou úroveň je znovu dolita voda a zaznamenán čas. Postup je opakován do přibližného ustálení infiltrační rychlosti. Kolísání hladiny ve vnitřním válci má být minimální. Výška výtopy ve vnějším válci, pokud je použit, by měla být udržována na stejné úrovni jako ve válci vnitřním (Štibinger et al., 1998). Určitou úpravou tohoto způsobu měření je udržování konstantní úrovně hladiny pomocí Mariottovy láhve. Pokles hladiny v láhvi se pak odečítá v měřicím stanovených časových intervalech (Kutílek et Nilsen, 1994). Schéma konstrukce infiltrometru pracujícím na tomto principu a jeho aplikaci v terénu popisují např. Kulhavý et Kvítek (2010) nebo Jaramillo (2000).

Harden et Scruggs (2003) používali pro měření infiltrace na horských svazích lesních půd v Andách v Ekvádoru dva způsoby měření infiltrace. Část pokusů prováděli s dešťovým simulátorem typu McQueen (1963), který byl propojen s válcovým infiltrometrem o průměru 15,2 cm. Část experimentů byla prováděna za použití jednoválcové metody infiltrace s konstantní výškou výtopy 4 cm a s hloubkou zapuštění válce cca 10 cm do půdy. Šanda et Tachecí (1997) při měření infiltrace na malém horském povodí Uhlířská v Jizerských horách použili jednoválcovou metodu s průměrem válce 36 cm s hloubkou zaražení válce okolo 15 cm hluboko do půdy. Císlarová et al. (1988) použila při měření infiltrace na Šumavě jeden válec o průměru 60 cm s hloubkou zatlučení 15 až 20 cm. Výška výtopy byla udržována minimální, dostatečná k vytopení celého povrchu.

Tento příspěvek přináší informace o infiltračních charakteristikách malého horského povodí ležícího ve vrcholových partiích Národního parku Šumava z let 2008 až 2010 získaných pomocí jednoválcové metody při použití kladné tlakové výšky. V metodické části je popsán upravený způsob měření infiltrace na lesních půdách. Infiltrační charakteristiky byly vyhodnoceny také pro dominantní vegetační pokryvy na povodí. V článku jsou také uvedeny výsledky porovnání ustálené infiltrační rychlosti s nasycenou hydraulickou vodivostí  $K_s$  měřenou Guelphským permeametrem a s laboratorním měřením  $K_s$  na Kopeckého válečcích. Měření infiltračí navazuje na předchozí hydrologický a hydro-pedologický monitoring katedry vodního hospodářství a environmentálního modelování Fakulty životního

prostředí ČZU v Praze (KVHEM) na tomto povodí publikovaný např. v pracích Pavlásek et al. (2006), Pavlásek et al. (2009), Pavlásek (2010) a Jačka et Pavlásek (2010).

### Charakteristika zájmového území

Měření infiltrace výtopovými pokusy bylo provedeno na experimentálním povodí Modrava 2, kde KVHEM provádí monitoring hydrologických charakteristik. Podrobný popis povodí uvádí také Pavlásek (2006) a Jačka (2009).

Povodí Modrava 2 je umístěno v centrální oblasti Národního parku Šumava, na severovýchodním svahu Malé Mokrůvky přibližně 5 km jižně od Filipovy Huti. V povodí pramení tok Mokrůvka, na kterém je umístěn měrný profil. Ten je zároveň uzávěrovým profilem povodí a je v něm od roku 1998 prováděn kontinuální záznam průtoků a konduktivity. V blízkosti profilu jsou zaznamenávány srážky a teplota vzduchu. Od roku 2010 probíhá v blízkosti měrného přelivu ve čtyřech vrtech monitoring výšky hladiny podzemní vody a její teploty.

Povodí se rozkládá v nadmořské výšce 1188 až 1330 m n. m. a má rozlohu přibližně 17 ha. Povodí bylo v letech 1994 – 95 zasaženo kůrovcovou kalamitou. Napadené stromy byly z velké části odtěženy. Stopy po těžbě jsou dosud patrné. Zbytky odumřelého dřeva, tlející pařezy, kořeny a zhutnělá půda po pojezdu lesnické mechanizace ovlivňují hydrologický režim povodí a tvorbu odtoku. V současnosti je povodí z velké části zalesněno mladými uměle vysázenými i náletovými dřevinami. Jedná se zejména o smrky (*Picea abies*), dále javory (*Acer pseudoplatanus*), břízu (*Betula pendula*), vrby (*Salix aurita*, *Salix caprea*) a jeřáby (*Sorbus aucuparia*). Půdní pokryv mladého řídkého lesa tvoří převážně porosty borůvky (*Vaccinium myrtillus*), brusinky (*Vaccinium vitis-idaea*), metličky (*Avenella flexuosa*), biky (*Luzula sylvatica*), papratky (*Athyrium distentifolium*), třtiny (*Calamagrostis villosa*), rašeliníku (*Sphagnum*) a ploníku (*Polytrichum*). Dále se zde vyskytuje např. dřípátka (*Soldanella montana*), sedmikvítek (*Trientalis europaea*), vrbka (*Epilobium angustifolium*), sítina (*Juncus effusus*), různé druhy ostříc (*Carex sp.*) a plavuň vidlačka (*Lycopodium clavatum*).

Geologický podklad tvoří magmatické horniny moldanubického plutonu svrchního paleozoika (granity), přeměněné horniny – sillimanit (biotitický stromatitický migmatit s přechody do pararuly) a kvartérní sedimenty. Granity (Eisgarnského typu) jsou jemnozrnné až střednězrnné dvojslídne horniny s vyrostlicemi tence tabulkovitého draselného živce. Kvartérní sedimenty jsou fluvialní stěrko-písčité usazeniny malého rozsahu výskytu vázané na tok Mokrůvka a periglaciální usazeniny ve formě blokovitých sutí (Levý, 2008).

Převažujícím půdním typem na povodí je podzol, subtyp modální. Půdní profil je mělký (60 až 90 cm) a značně skeletovitý (10 až 40 %). Mocnosti půdních horizontů odhadnuté na základě kopaných a vpichových sond jsou následující: O a Ah společně – 10 až 15 cm (Ah – obtížně rozeznatelný 1 až 5 cm), Ep – 8 až 15 cm, Bhs – 10 až 15 cm, Bs – 20 až 30 cm. Z laboratorních zrnitostních rozborů provedených Casagrandeho hustoměrnou metodou vyplývá, že horizont Ep je hlinito-písčité půdy s obsahem cca 1 % jílu a 25 % prachu a horizonty Bhs a Bs jsou písčito-hlinité půdy obsahující cca 7 % jílu a 32 % prachu. Objemová hmotnost půdy stanovená z Kopeckého válečků má hodnotu přibližně 0,25 g.cm<sup>-3</sup> u organického horizontu O, 1,4 g.cm<sup>-3</sup> v Ep, 1,2 g.cm<sup>-3</sup> v Bhs a 1,4 g.cm<sup>-3</sup> v Bs. Pyknometricky stanovená zdánlivá hustota pevných částic zeminy se pohybuje od 1,55 g.cm<sup>-3</sup> u horizontu O do 2,55 g.cm<sup>-3</sup> v horizontech Bs a Ep. Laboratorně stanovené průměrné hodnoty pórovitosti mají hodnoty až 86 % u horizontu O, 45 % u hor. Ep, 52% u Bhs a 46 % u Bs.

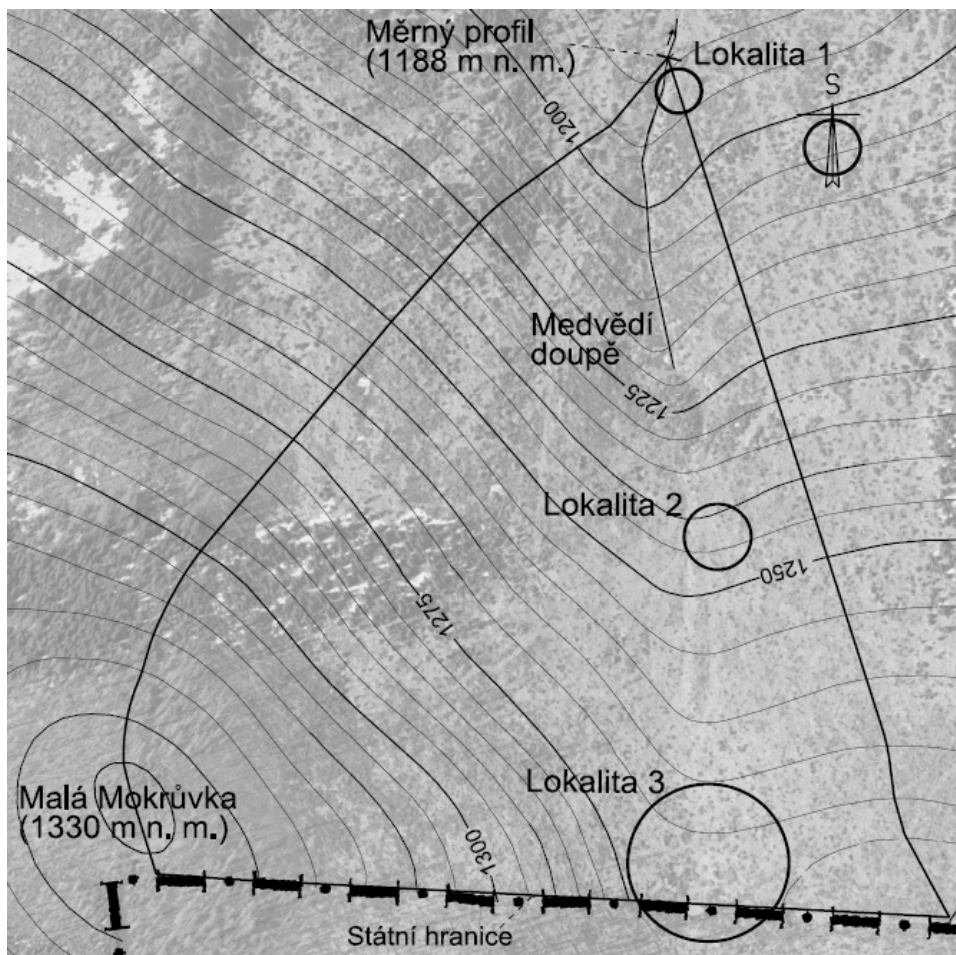
Z výsledků terénního měření nasycené hydraulické vodivosti Ks Guelphským permeametroem (Jačka et Pavlásek, 2010) vyplývá výrazný rozdíl v jednotlivých horizontech podzolů. Spodické horizonty Bhs a Bs vykazovaly výrazně (řádově) nižší hodnoty Ks (cca 2,0.10<sup>-3</sup> mm.s<sup>-1</sup>) oproti níže umístěnému matečnému substrátu C (1,0.10<sup>-2</sup> mm.s<sup>-1</sup>) a výše položenému horizontu Ep (3,1.10<sup>-2</sup> mm.s<sup>-1</sup>). Nejvyšší průměrná hodnota Ks (7,0.10<sup>-2</sup> mm.s<sup>-1</sup>) byla naměřena v horizontu O. Půdní profil zkoumaných podzolů je tedy značně zvrstvený s výrazným vlivem na průběh infiltrace.



## Materiál a metody

Pro stanovení infiltračních parametrů zájmového území je klíčový výběr vhodných lokalit reprezentujících jeho charakteristické vlastnosti. Při výběru lokalit se rozhodovalo na základě předchozího hydropedologického průzkumu, který provedla Hudečková (2008), hydrogeologického průzkumu provedeného Levým (2008), sklonu území, poloze na svahu a druhu vegetačního pokryvu. Další hledisko pro výběr lokalit bylo jejich rozmístění v povodí vzhledem k nadmořské výšce a vzájemné vzdálenosti. Místo samotného pokusu bylo určeno tím, zda bylo možné na něm zapustit válec do půdy. V mnoha případech to bylo vzhledem ke skeletovitosti, kamenům a kořenům v půdním profilu obtížné. Byly vybrány tři reprezentativní lokality (obr. 1).

Rostlinný pokryv byl také významným kritériem, protože je důležitým ukazatelem vlhkostních poměrů v půdě. Bylo určeno 8 významných typů půdního pokryvu, na kterých byly provedeny infiltrační pokusy. Jedná se o borůvčí (*Vaccinium myrtillus*), porosty metličky (*Avenella flexuosa*), biky (*Luzula sylvatica*), třtiny (*Calamagrostis villosa*), sítiny (*Juncus effusus*), rašeliníku (*Sphagnum*) a ploníku (*Polytrichum*) a o plochy bez vegetace (nad 50% plochy bez rostlinného pokryvu).



Obr. 1: Lokality měření infiltrace na experimentálním povodí Modrava 2.

Pro měření byl použit vždy jeden ocelový válec o průměru 28 nebo 30 cm. Tento válec byl zatlučen do země do hloubky 10 až 15 cm. Od použití vnějšího válce, který doporučuje standardní dvouválcová metoda, bylo upuštěno vzhledem k náročnosti terénu a obtížnosti zatlučení válců. Často bylo obtížné zapustit do země pouze jeden válec s menším průměrem. Rostlinný pokryv a terén se před měřením upravoval pouze minimálně (opatrné sestřihání nůžkami), aby bylo možné odečítat výšku hladiny na hrotech. Na povrch půdy byl položen válec. Na válec bylo tlačeno a současně se jím otáčelo, aby se prořízl vegetační kryt. Pro usnadnění proříznutí povrchového drnu bylo nutné často opatrně použít

nůž. Pro zatloukání válce byla použita speciální palička s plastovou údernou plochou a těžký kovový kříž. Kříž má naspodu umístěny hroty zabráňující jeho smyk po válci. Při zatloukání válce do země byl kříž stabilně zatížen na něm stojícími osobami, aby bylo zajištěno rovnoměrné zapouštění válce do země a usnadněno zatloukání.

Pro zpřesnění zachycení počátečního průběhu infiltrace byl upraven způsob odečtu a byl použit systém 10 shora upevněných kovových hrotů odstupňovaných po 1 mm (kovový hřebínek). Vlastní pokus začal nalitím vody z kalibrované nádoby do válcového infiltrometru na průměrnou výšku výtopy 2 až 4 cm. Jakmile se začala dolévat voda z kalibrované nádoby, začal se také měřit na stopkách čas. Když hladina dosáhla některého z hrotů, byl zaznamenán první časový údaj do formuláře. Vodní hladina ve válci klesala a zaznamenával časový údaj při poklesu na další hrot. Po zpomalení infiltrační rychlosti byl doléván na stanovený hrot známý objem vody. Takto bylo doléváno známé množství vody a zapisován čas až do přibližného ustálení hodnoty infiltrační rychlosti (zpravidla 1 až 2 hodiny). Při stavu blízkému ustálení infiltrační rychlosti byla změřena hloubka výtopy na několika místech ve válci a tyto hodnoty byly zaznamenány do formuláře. Počátek infiltračního experimentu byl natáčen kamerou pro eliminaci subjektivních chyb při odečtu výšky hladiny při jejím rychlém poklesu na začátku měření. Před pokusem byla v těsné blízkosti válce změřena vlhkost půdy metodou TDR a po pokusu byla změřena uvnitř válce. Současně byly v místě pokusu odebrány půdní vzorky do Kopeckého válečků pro laboratorní stanovení nasycené hydraulické vodivosti a k dalším půdním rozborům. Na lokalitách pokusů byly provedeny kopané sondy a v místě každého pokusu vpichovací sonda. Na lokalitě v sedle bylo také provedeno detailní měření nasycené hydraulické vodivosti v jednotlivých horizontech půdního profilu podzolů pomocí Guelphského permeometru.

## Výsledky

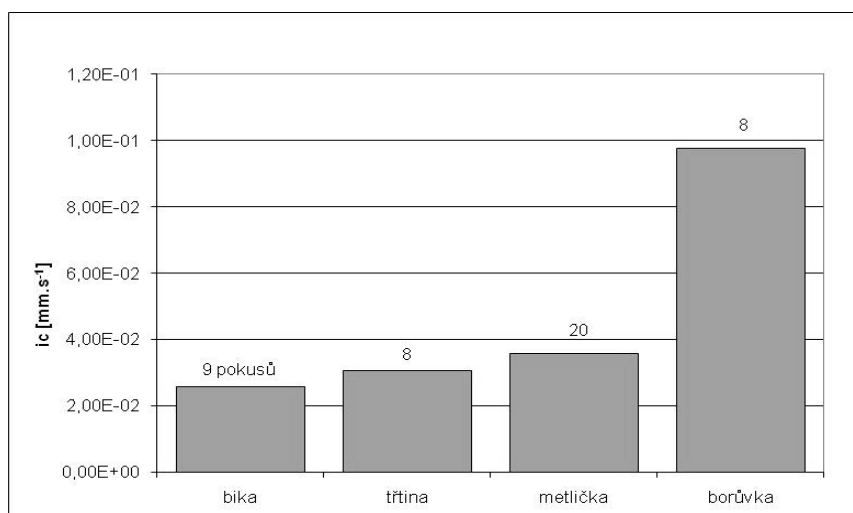
Na povodí Modrava 2 bylo provedeno v letech 2008 až 2010 celkem 51 infiltračních pokusů na třech reprezentativních lokalitách. Bylo vyhodnoceno 49 infiltračních pokusů. Průběh dvou pokusů nebylo možné vzhledem k velmi rychlému a velmi pomalému průběhu infiltrace zaznamenat a vyhodnotit. Měřená ustálená rychlosti infiltrace  $i_c$  se pohybovala v rozmezí od  $4,99 \cdot 10^{-7}$  do  $3,26 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ . Průměrná ustálená hodnota  $i_c$  získaná aritmetickým průměrem z jednotlivých měření měla hodnotu  $4,21 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ . Průměrná hodnota  $i_c$  pro lokalitu v dolní části povodí v blízkosti měrného přelivu měla hodnotu  $7,94 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ . Lokalita v střední části povodí v blízkosti meteorologické stanice měla průměrnou hodnotu  $6,30 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ , tj. řádově stejnou, a průměrná hodnota  $i_c$  na lokalitě v blízkosti sedla je téměř o jeden řád nižší –  $8,73 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ .

Tabulka 1: Popisná statistika měření – porovnání ustálené infiltrační rychlosti  $i_c$  s laboratorním a s terénním měřením nasycené hydraulické vodivosti  $K_s$ .

Metoda měření	měření $K_s$ [ $\text{mm.s}^{-1}$ ]		měření $i_c$ [ $\text{mm.s}^{-1}$ ]
	Guelphský permeometr	Laboratorní permeometr	Infiltrační válec
Průměr z pokusů	0,02505	0,01432	0,04211
Směr. odchylka	0,07081	0,02819	0,07422
Rozptyl výběru	0,00501	0,00079	0,00551
Špičatost	12,68532	10,86736	5,67996
Šikmost	3,66181	3,31199	2,51288
Rozdíl max – min	0,34116	0,14299	0,32501
Minimum	0,00008	0,00001	0,00050
Maximum	0,34124	0,14300	0,32551
Počet pokusů	53	86	49
Percentil 0,25	0,00123	0,00089	0,00379
Percentil 0,75	0,00858	0,01474	0,03535

Současně byly provedeny laboratorní měření nasycené hydraulické vodivosti  $K_s$  na odebraných půdních vzorcích v místech infiltračních pokusů a další hydro-fyzikální rozborů (zrnitost, pórovitost, ob-

jemová a specifická hmotnost). Analyzováno bylo 86 vzorků o objemu 100 cm<sup>3</sup>. Na lokalitě 2 a 3 bylo provedeno terénní měření Ks Guelphským permeametrem v různých hloubkách půdního profilu. Základní popisná statistika měření infiltrace a hodnot Ks měřených laboratorním a Guelphským permeametrem je zobrazena v tab. 1.



Obr. 2: Průměrná hodnota ustálené infiltrační rychlosti  $i_c$  pro vybrané typy vegetačního pokryvu.

Průměrné hodnoty ustálené infiltrační rychlosti  $i_c$  pro vybrané typy vegetačního pokryvu jsou uvedené v obr. 2. Byly vybrány dominantní vegetační typy, na kterých bylo provedeno 8 a více infiltračních pokusů. Výrazně vyšší ustálená infiltrační rychlost  $i_c$  byla zaznamenána na porostu borůvčí. Porosty biky, třtiny a metličky vykazovaly přibližně stejnou hodnotu  $i_c$ .

## Diskuze

Terénní měření infiltrace výtopovou metodou ve velmi heterogenním prostředí horského povodí bylo časově a technicky náročné. Stanovit charakteristické hodnoty infiltračních parametrů se ukázalo jako obtížné. Na rozdílný průběh infiltrace při jednotlivých pokusech (v některých případech vzdálených jen několik metrů od sebe) ukázal poměrně značný rozsah měřených hodnot ustálené infiltrační rychlosti, celkového vsáklého množství vody v průběhu infiltračního pokusu a různá doba měření infiltrace do ustálení infiltrační rychlosti. Infiltrační pokusy probíhali s výjimkou dvou pokusů provedených v říjnu v letních měsících červenec, srpen a počátek září. Hodnoty v jiných měsících budou pravděpodobně značně odlišné zejména vlivem teploty a vegetační aktivity. Celkové časy trvání pokusů se pohybovaly v rozmezí od 30 minut do 2 hodin. Měřené kumulativní infiltrace se pohybovaly od 25 mm do 1280 mm. Rozkolísanost těchto hodnot mohla být způsobena výskytem preferenčního proudění v půdních makropórech (například kolem kořenů a stěn válce), kameny, méně propustnými vrstvami v půdním profilu a obecně vysokou heterogenitou v půdním profilu. Naměřené výrazně nižší hodnoty na lokalitě tři v sedle v porovnání s lokalitami jedna a dva měli významný vliv na snížení celkové průměrné infiltrační rychlosti.

Je pravděpodobné, že vegetační pokryv ovlivňuje průběh infiltrace, velikost kumulativní infiltrace a hodnotu ustálené infiltrační rychlosti. Pro potvrzení jednoznačné závislosti by ale bylo nutné dlouhodobé pečlivé měření infiltrace s výrazně vyšším počtem pokusů na jednotlivých rostlinných pokryvech než bylo provedeno.

Při terénním měření infiltrace na povodí Modrava 2 byly v blízkosti sedla v horní části povodí pozorovány stopy povrchového odtoku. Vodou byly po povrchu unášeny kameny o hmotnosti až 0,9 kg. V blízkosti sedla byly naměřeny nejnižší hodnoty kumulativní infiltrace a ustálené hodnoty infiltrační rychlosti v průběhu celého měření na povodí Modrava 2. Při přívalových srážkách o velké intenzitě pravděpodobně vzniká na povodí Hortonovský povrchový odtok. Intenzita extrémních dešťů výrazně

(v některých případech o řád) převýšila hodnotu měřené ustálené infiltrační rychlosti na některých měrných plochách, zejména v horní části povodí (v blízkosti sedla). Jako příklad takové situace lze uvést srážku, která nastala na povodí 8.8 2008. Pavlásek (2008) uvádí, že při této srážce byla po dobu 6 minut její intenzita vyšší než 3 mm/min a srážkový úhrn za 40 minut byl 70 mm.

Při měření infiltrace ve válcovém infiltrometru bylo velmi obtížné stanovit množství zasáklé vody v prvním časovém intervalu. Jedná se o množství vody vsáklé do půdy od okamžiku začátku nalévání do infiltrometru do dosažení měrného hrotu. Při pokusu stanovit toto první zainfiletrované množství vody pomocí kalibrované plastové nádoby byly naměřeny hodnoty střední infiltrační rychlosti o řád i více vyšší než v druhém časovém intervalu. Mohlo to být způsobeno například velkou kinetickou energií, kterou dopadající voda působila na povrch půdy při nalévání do infiltračního válce i přes snahu nalévat vodu z malé výšky, nebo počátečním vyplňováním makropórů, terénních nerovností, velkou schopností sorpce vegetačního pokryvu atd. Určení tohoto prvního množství vsáklé vody bylo zatíženo největšími chybami. Při prvním dolévání vody bylo obtížné určit vzhledem rozkolísanosti hladiny přesně čas dosažení nejvyššího hrotu. Jako velmi dobrá pomůcka se v tomto případě ukázal videozáznam. Vzhledem k velké důležitosti přesnějšího stanovení počátečního průběhu infiltrace pro odhad infiltračních charakteristik (například sorptivity, počáteční retence) byl zaveden systém 10 po 1 mm odstupňovaných hrotů pro zpřesnění odečtu poklesu hladiny. Zavedení systému více měrných hrotů umožnilo podrobnější záznam počátečního průběhu infiltrace. Při pokusech, kdy byla počáteční rychlost infiltrace velmi nízká, se ukázal malý výškový rozdíl 1 mm mezi hroty jako vhodný. Při rychlém poklesu hladiny bylo odečítáno po 2 nebo 3 mm, tzn. s vynecháním 1 či 2 hrotů. Další zpřesnění měření infiltrace by mělo přinést zvětšení plochy výtopy a použití infiltrometru umožňujícího částečné přizpůsobení svého tvaru terénním prvkům (pařezy, výstupky, kameny, terénní nerovnosti).

Průměrná hodnota ustálené infiltrační rychlosti  $i_c$  z jednotlivých pokusů měla hodnotu  $4,21 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ . Kudrnová (2007) uvádí pro povodí Modrava 2 průměrnou hodnotu  $i_c$   $2,99 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ . Tato hodnota byla naměřena, jako průměr z pokusů na dvou lokalitách umístěných v západní části povodí, na levém břehu Mokřůvky. Šanda et Tachecí (1997) uvádí pro malé horské povodí situované v Jizerských horách průměrnou hodnotu  $i_c$   $1,89 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ . Uvedené průměrné naměřené hodnoty  $i_c$  se pohybují v rozmezí jednoho řádu. Rozdíly mohou být způsobené heterogenitou povodí, různou charakteristikou půdního profilu a odlišnou metodou měření. Odhadnuté hodnoty ustálených infiltračních rychlostí na horských povodích ukazují na vysokou schopnost těchto území infiltrovat významnou část extrémních srážek. Při dlouhotrvajících srážkách však může být kapacita těchto území překročena.

## Závěr

Vzhledem k heterogenitě půdního prostředí podzolových půd není možné přesně stanovit infiltrační charakteristiky zájmových lokalit v povodí. Je ale možné vymezit intervaly, ve kterých se hodnoty infiltračních charakteristik v povodí vyskytují a odhadnout průměrné hodnoty. Naměřené ustálené rychlosti infiltrace se pohybovali v rozmezí od  $4,99 \cdot 10^{-7}$  do  $3,26 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ , čas do přibližného ustálení infiltrační rychlosti v intervalu od 30 do 120 minut a množství zasáklé vody při pokusech v rozmezí 25 až 1280 mm. Průměrná měřená hodnota ustálené infiltrační rychlosti měla hodnotu  $4,21 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$  a průměrné množství zasáklé vody do ustálení pokusu bylo 178 mm. Pozorováním stop povrchového odtoku v horní části povodí těsně pod sedlem a měřením infiltrace v této lokalitě byla zjištěna existence méně propustné plochy v této oblasti. Při přívalových srážkách o velké intenzitě pravděpodobně dochází na této ploše k tvorbě Hortonovského povrchového odtoku.

V současnosti probíhá laboratorní měření na větších půdních vzorcích (objemu 1 až 6 dm<sup>3</sup>) odebraných v říjnu 2010 na lokalitě 3 a vyhodnocování měřených infiltračních dat infiltračními rovnicemi. Na projekt bude navazovat další výzkum infiltrace zaměřený na různé vegetační kryty a zhuťněné půdy. Měřená data jsou mimo jiné jako využívána pro modelování infiltrace do zvrstveného půdního profilu v programu Hydrus.

**Poděkování:** Tento příspěvek vznikl s podporou Interní grantové agentury Fakulty životního prostředí (Projekt IGA, registrační číslo: 201042200053).

## Literatura

- AMERMAN C. R., 1983: Infiltration measurement. In: *Advances of Infiltration*, ASAE, St. Joseph, Michigan, p. 201–214.
- CÍSLEROVÁ M., ŠIMŮNEK J., VOGEL T., 1988: Changes of steady –state infiltration rates in recurrent ponding infiltration experiments. *Journal of Hydrology* 104: 1 – 16.
- DINGMAN S. L., 2002: *Physical Hydrology*, 2nd ed. Prentice-Hall, New Jersey, USA.
- HARDEN C. P. et SCRUGGS P. D., 2003: Infiltration on mountain slopes: a comparison of three environments. *Geomorphology* 55: 5 – 24.
- HILLEL D., 1998: *Environmental Soil Physics*. Academic Press, San Diego, California, USA.
- HUDEČKOVÁ K., 2008: Vyhodnocení hydrogeologického průzkumu experimentálního povodí Modrava 2. Diplomová práce. Dep.: KVHEM FŽP ČZU, Praha.
- JÁČKA L., 2009: Stanovení vybraných hydrogeologických charakteristik na povodí Modrava 2. Diplomová práce. Dep.: KVHEM FŽP ČZU, Praha.
- JÁČKA L. et PAVLÁSEK J., 2010: Vybrané hydrogeologické charakteristiky podzolů v centrální oblasti NP Šumava. VTEI (příloha Vodního hospodářství) 5: 17 – 19.
- JARAMILLO R. A., VANDERVAERE J. P., ROULIER S., THONY J. L., GAUDET J. P., VAUCLIN M., 2000: Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers. A review and recent developments. *Soil & Tillage Research* 55: 1 – 29.
- KREJČA M. et KUTÍLEK M., 1988: Vyhodnocení terénního měření infiltrace výtopou (dvouválcová metoda). *Vodní hospodářství* 5: 123 – 129.
- KREJČA M., VESELÁ J., ALEXANDROVÁ J., 1988: Poznámky k vyhodnocování infiltračních testů. *Vodní hospodářství* 9: 230 – 235.
- KUDRNOVÁ P., 2007: Řešení infiltrace pomocí vybraných postupů. Diplomová práce. Dep.: KVHEM FŽP ČZU, Praha.
- KULHAVÝ Z. et KVÍTEK T., 2010: Zkušenosti s používáním kompaktního přetlakového infiltrometru. *Vodní hospodářství* 6: 179 – 180.
- KUTÍLEK M., 1978: *Vodohospodářská pedologie*. SNTL–ALFA, Praha.
- KUTÍLEK M. et NIELSEN D. R., 1994: *Soil hydrology*, Catena Verlag, Cremlingen – Destedt, Germany.
- LEVÝ O., 2008: Geofyzikální průzkum povodí Modrava 2. INSET s.r.o., Nepublikováno, Dep.: KVHEM FŽP ČZU, Praha.
- MCQUEEN I., 1963: Development of a hand-portable rainfall simulator infiltrometer. *US Geological Survey Circular*, vol. 482. US Geological Survey, Washington, DC.
- PAVLÁSEK J., MÁČA P., ŘEDINOVÁ J., 2006: Analýza hydrologických dat z modravských povodí. *Journal of Hydrology and Hydromechanics* 2: 207 – 216.
- PAVLÁSEK J., 2008 : Vyhodnocení povodňové události na povodí Modrava 2 z 8.8.2008. In: MÁČA P., NECHVÁTAL M., KULHAVÝ Z., SOUKUP M. [eds]: *Monitoring a vyhodnocení extrémních odtokových poměrů v povodí drobných vodních toků z hlediska prevence a zmírňování povodňových škod*. Sborník workshopu grantového projektu NAZV 1G46040, ČZU a VÚMOP, Praha: 10.
- PAVLÁSEK J., ŘEDINOVÁ J., SKALSKÁ P., 2009: Evaluation of Monitoring on Modrava Catchments. *Soil and Water Research* 4: 66–74.
- PAVLÁSEK J., 2010: Retenční schopnosti malého horského při extrémních srážko-odtokových událostech. VTEI (příloha Vodního hospodářství) 5: 12–14.
- PETERSON A. E., BUBENZER E. G., 1986: Intake rate: sprinkler infiltrometer. In: KLUTE A. [ed.]: *Methods of Soil Analysis*. Monograph. No. 9. Am. Soc. Agron., Madison, WI.
- REYNOLDS W. D., 2008a: Saturated hydraulic properties: Ring infiltrometer. In: CARTER, M.R. et GREGORICH, E. G. [eds]: *Soil Sampling and Methods of Analysis*. 2nd Edition, CRC Press Taylor & Francis, Boca Raton, FL, USA: 1043 – 1056.
- REYNOLDS W. D., 2008b: Unsaturated hydraulic properties: Field tension infiltrometer. In: CARTER, M. R. et GREGORICH, E. G. [eds]: *Soil Sampling and Methods of Analysis*. 2nd Edition, CRC Press Taylor & Francis, Boca Raton, FL, USA: 1107–1127.
- ŠANDA M. et TACHECÍ P., 1997: Měření půdních vlhkostí a infiltračních rychlostí v povodí Uhlířská. In: *proc. of workshop: Hydrologická bilance a možnosti zvyšování složek retence a akumulace vody v malých povodích*. ČZU, Praha.
- ŠTIBINGER J., JIČÍNSKÝ K., HORÁČEK V., 1998: Metodické pokyny pro terénní stanovení koeficientu filtrace dvouválcovou metodou. Zpracovatel: Aquafond Praha.
- TESAŘ M., ŠÍR M., DVOŘÁK I. J., 2004: Vliv vegetačního porostu a jeho změn na vodní režim půd v pramenných oblastech Krkonoš. In: ŠTURSAJ., MAZURSKI K. R., PALUCKI A. ET POTOČKA J. (eds.), *Geoekologické problémy Krkonoš*. Sborn. Mez. Věd. Konf., Listopad 2003, Szklarska Poreba. Opera Corontica, 41: 30 – 37.
- VALLA M., KOZÁK J., NĚMEČEK J., MATULA S., BORŮVKA L., DRÁBEK O., 2002: *Pedologické praktikum*. ČZU, Praha.
- VAŠKŮ Z., 2008: Hydrologicky a funkčně stabilizované infiltrační útvary v zemědělské krajině. In: VRÁNA K. et JAKUBÍKOVÁ A. [eds]: *Krajinné inženýrství 2008*. Sborník z konference, Powerprint, Praha: 154 – 164.

# Mapování změn půdních vlastností v důsledku eroze

Ondřej Jakšík<sup>1</sup>, Radka Kodešová<sup>1</sup>, Iva Stehlíková<sup>1</sup>, Aleš Kapička<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 165 21 Praha 6 – Suchbátka

<sup>2</sup>Geofyzikální ústav AVČR, v. v. i., Boční 1401, 14131 Praha 4

## Abstrakt

Cílem studie byla analýza vzájemných vztahů vybraných fyzikálních a chemických půdních vlastností v geomorfologicky rozmanitém území, vztahů půdních vlastností k vlastnostem terénu, a zjištění závislosti stability půdních agregátů na půdních vlastnostech a vlastnostech terénu. Studované půdní vlastnosti vykazaly významnou vzájemnou korelaci. Potvrdila se u nich již dříve prokázána závislost na poloze v terénu. Na strmých svazích, kde půdní materiál erodoval, klesl obsah  $C_{ox}$  a feromagnetických částic, ovlivňujících hodnotu magnetické susceptibility. Právě mezi hodnotou  $C_{ox}$  a hodnotou magnetické susceptibility byl nalezen nejsilnější vztah ( $R^2 = 0,96$ ). Naopak vlivem obnažení matečního substrátu, který obsahoval karbonáty, se zvýšila hodnota výměnné půdní reakce. V plošších částech území a v depresních oblastech, kde se transportovaný materiál ukládal, klesla hodnota půdní reakce vlivem vyššího obsahu organické hmoty a nižšího obsahu uhličitánů. Vícenásobná lineární regrese ukázala, že stabilita půdních agregátů závisela na obsahu  $C_{ox}$ , vlhkosti při odběru půdních vzorků a středním zakřivení terénu.

**Klíčová slova:** povrchový odtok, eroze,  $pH_{H_2O}$ ,  $pH_{KCl}$ ,  $C_{ox}$ , specifická hmotnost, magnetická susceptibilita,  $CaCO_3$ , WSA index, vlastnosti terénu.

## Úvod

Pochopení prostorového uspořádání půd jako funkce přírodních podmínek umožňuje jejich mapování. (Lark a Beckett 1998). Geomorfologické a půdotvorné procesy úzce souvisejí s pohybem vody, ať už povrchové nebo podpovrchové, která má v našich podmínkách velmi výrazný vliv na tvorbu reliéfu a půdy. Význam povrchového odtoku vody, eroze a následně diferenciací půd a půdních vlastností se zvyšuje na územích s výrazně členitou geomorfologií. Zákonitosti vztahu reliéfu k půdám byly v tzv. konceptu katény prezentovány Milne (1935). Katéna vyjadřuje fakt, že určité formě svahu odpovídá sekvence půdních jednotek s jednostranně orientovanou výměnou látek. Struktura půdy je důležitou půdní vlastností ovlivňující vzdušné a vodní poměry v půdě, pohyb a zásobu živin v půdě a tím i aktivitu a růst živých organismů (Pagliai et al. 2004). Uspořádání půdních částic do strukturních elementů (agregátů) významně ovlivňuje pórový systém půdy a následně hydraulické vlastnosti půdy (Kodešová et al., 2006, 2007, 2008). Míra stability půdních agregátů (rozpad agregátů a následnou změnu pórového systému) ovlivňuje pohyb vody a rozpuštěných látek půdním profilem (Kodešová et al. 2009). Stabilita půdních agregátů vypovídá o celkové stabilitě půdní struktury a přímo či nepřímo ovlivňuje ostatní půdní vlastnosti, může tedy sloužit jako ukazatel degradace půdy (Cerda 2000). A naopak ostatní vlastnosti ovlivňují stabilitu struktury (Rohošková a Valla, 2004, Kodešová et al., 2009). Půdní vlastnosti, např. pH, silně závisí na substrátu. Pokud je obnažen karbonátový substrát, má erozně exponovaná půda vyšší pH než půda akumulovaná, při obnažení substrátu silikátového je tomu právě naopak (Pennock et al. 1994). Digitální terénní model (DTM) je vhodným nástrojem pro zkoumání přímé závislosti změny půdních vlastností souvisejících s transportními procesy závislými na reliéfu (McKenzie a Ryan 1999, Florinsky et al. 2002). Nejčastějšími korelačními faktory jsou sklon svahu a zakřivení terénu, které mají značný vliv na charakter povrchového odtoku vody (Pennock 2003). Kvantifikovaná informace o konfiguraci reliéfu je používána v mnoha pedologických studiích, a to zejména při modelování a předpovědi půdních vlastností (Moore et al. 1993). Škála využití těchto doplňkových dat je přitom velice široká. Nejčastěji sledovanými vlastnostmi jsou například mocnost horizontů (McKenzie a Ryan 1999, Florinsky et al. 2002), hloubka půdy (Odeh et al. 1995, Penížek a Borůvka 2006, Zádorová 2011), obsah humusu (McKenzie a Ryan 1999), vlhkost, hydromorfismus (Mummery et al. 1999), chemismus (pH, sorpční kapacita). Vlastnosti terénu tedy mohou sloužit při studiu vztahu terénu a vlastními procesy probíhajícími v půdách, tedy i procesy transportní.

Cílem studie byla analýza: 1) vzájemných vztahů měřených fyzikálních a chemických půdních vlastností v geomorfologicky rozmanitém území, 2) vztahů půdních vlastností k vlastnostem terénu, 3) závislosti stability půdních agregátů na půdních vlastnostech a vlastnostech terénu.

## Materiál a metody

Lokalita se nachází na Jižní Moravě v katastru obce Brumovice. Pozemek je zemědělsky využíván jako orná půda. Studované území o rozloze přibližně 6 ha zabírá pouze malou část celkové rozlohy pole. Bylo vybráno s ohledem na výraznou geomorfologickou rozmanitost. Vrchní plochá část přechází ve svah (maximálním sklon 12,7°), který je příčně dělený úpadem. V dolní části území se pak nachází náplavový kužel, kde sedimentuje erodovaný materiál. Černozemě, vyskytující se v plošších částech území, jsou na svazích v různé míře erodovány, v prudkých svazích až na Regozem. V terénních depresích se vlivem sedimentace tvoří Koluvizem. Odběr 32 půdních vzorků byl proveden v srpnu 2010. Místa odběrů byla vybrána s ohledem na předchozí výsledky (Zádorová, 2010), získané pro 15 odběrových míst v listopadu 2009 (obr. 1 vpravo), a snahy postihnout členitost území. Při odběru vzorků byla senzorem SM200 měřena momentální objemová vlhkost půdy.



Obr. 1: Mapa odběrových míst (vlevo), výsledné hodnoty WSA indexu stanovené v roce 2009 a 2010 (vpravo). Stabilita agregátů stoupá s rostoucí hodnotou WSA indexu.

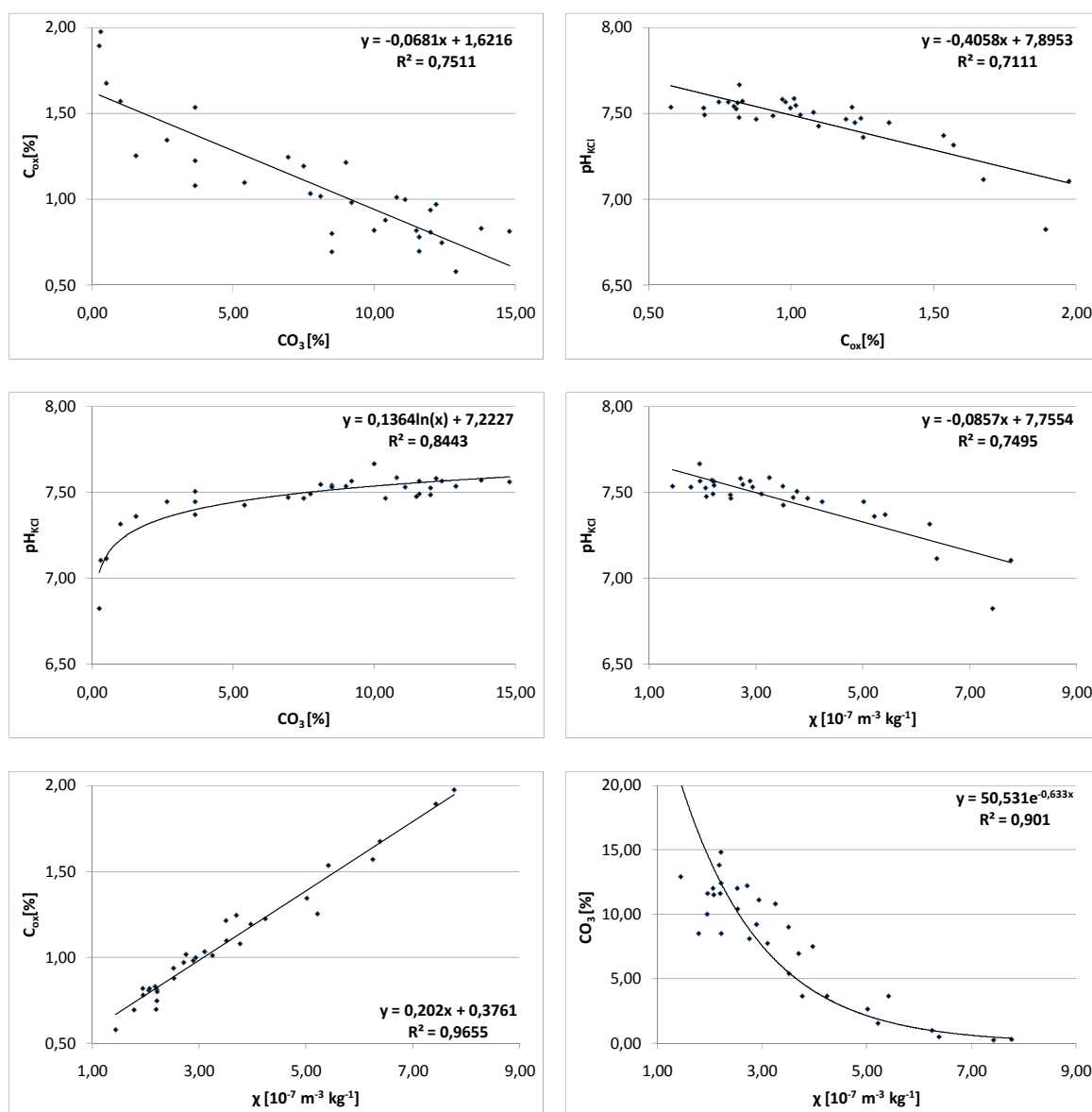
Na půdních vzorcích byly měřeny následující charakteristiky: aktivní a výměnná půdní reakce (ISO 10390:1994), obsah oxidovatelného organického uhlíku ( $C_{ox}$ ) (Skjemstad a Baldock, 2008), obsah uhličitánů (Looppert a Suarez, 1996) specifická hmotnost, (Gee a Or, 2002), hmotnostně specifická magnetická susceptibilita byla měřena v laboratoři pomocí můstku Bartington MS2B (Dearing 1994) a byla hodnocena stabilita půdních agregátů metodou WSA indexu (Nimno a Perkins 2002). Pro odvození morfologických charakteristik terénu byl použit digitální model terénu (DTM) vytvořený Zádorovou (2011).

## Výsledky a diskuse

Vysoké hodnoty pH, jak výměnné tak aktivní, jsou důsledkem obnažení karbonátového matečního substrátu, pozitivně korelují se sklonitostí v jednotlivých odběrových místech. Obecně lze říct,



že nejnižší hodnoty  $C_{ox}$  byly na strmých, erozně velmi exponovaných svazích, zatímco nejvyšší hodnoty byly nalezeny v plochých, erozí nedotčených, místech, a místech sedimentace erodovaných půdních částic. Specifická hmotnost půdních částic nevykazovala žádnou výraznou závislost na poloze. Magnetická susceptibilita dosahuje nejnižších hodnot na strmých svazích v důsledku eroze, podobně jako  $C_{ox}$ . Nejvyšší hodnoty pak byly zaznamenány v místech akumulace erodovaného materiálu, resp. místech, kde k erozi nedochází nebo jsou její projevy jen slabé. Hodnoty WSA indexu stanovené v roce 2010 i 2009 zobrazené na obr. 1 vpravo jsou nižší v místech s výraznou erozí (stabilita agregátů stoupá s rostoucí hodnotou WSA indexu). Analýza vzájemných vztahů všech měřených půdních vlastností ukázala, že některé z nich spolu úzce souvisejí (obr. 2).

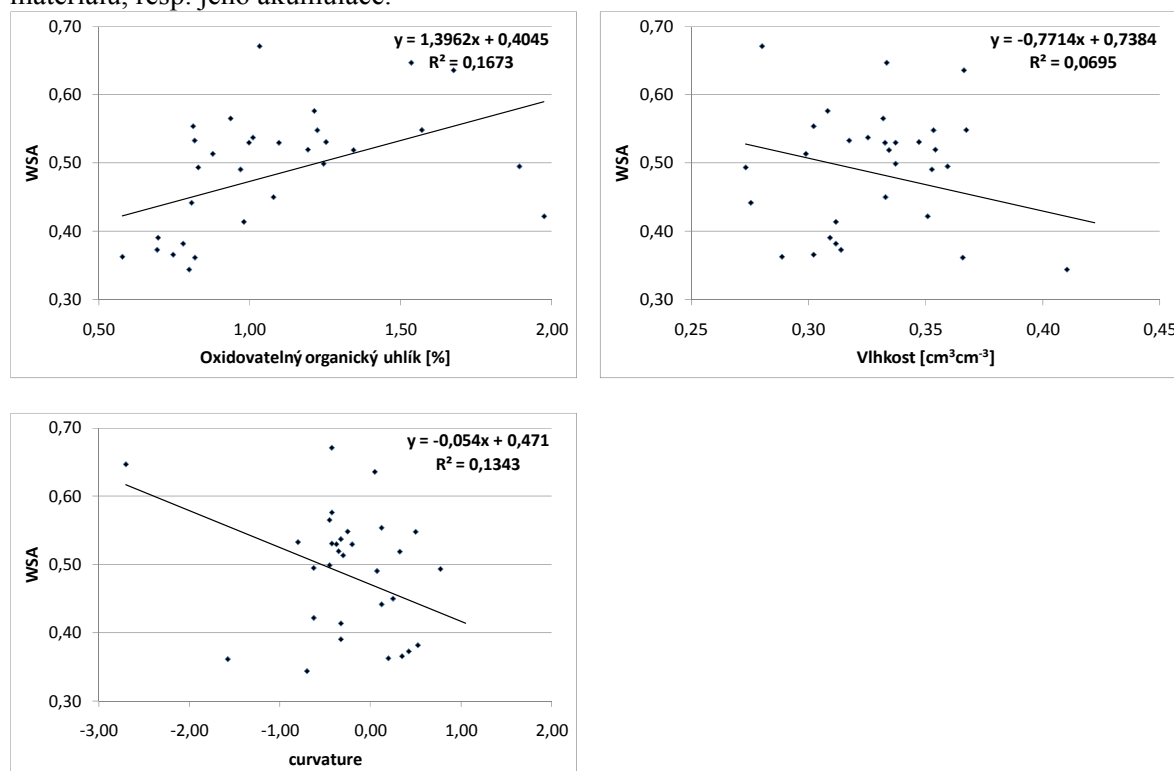


Obr. 2: Statisticky významné regresní vztahy prokázané pro obsah oxidovatelného uhlíku ( $C_{ox}$ ), vyměnnou půdní reakci ( $pH_{KCl}$ ), obsah karbonátů ( $CO_3$ ) a hodnota hmotnostně specifické magnetické susceptibilitě ( $\chi$ ).

Klesající hodnota  $C_{ox}$  na obr. 2 vlevo nahoře souvisí s větším transportem půdního materiálu a obnažením karbonátově bohatého matečního substrátu. Klesající hodnota  $pH_{KCl}$  (obr. 2 vpravo nahoře) souvisí s menším obnažením karbonátově bohatého matečního substrátu v místech se slabou erozí, resp. akumulací transportovaného materiálu. Hodnota  $pH_{KCl}$  (obr. 2 vlevo uprostřed) stoupá v důsledku vyššího zastoupení karbonátů v erozně exponovaných oblastech. Naopak hodnota  $pH_{KCl}$



(obr. 2 vpravo uprostřed) klesá v místech akumulace materiálů, tedy i s vyšší koncentrací ferimagnetik. Stoupající hodnoty  $C_{ox}$  (obr. 2 vlevo dole) pozitivně korelují se stoupajícím množstvím ferimagnetik. Snižující se obsah karbonátů (obr. 2 vpravo dole) je důsledkem klesajícího stupně eroze půdního materiálu, resp. jeho akumulace.



Obr. 3: Vztah WSA indexu a  $C_{ox}$ , vlhkosti při odběru měřeného seniore SM200 a středního zakřivení z DTM (curvature).

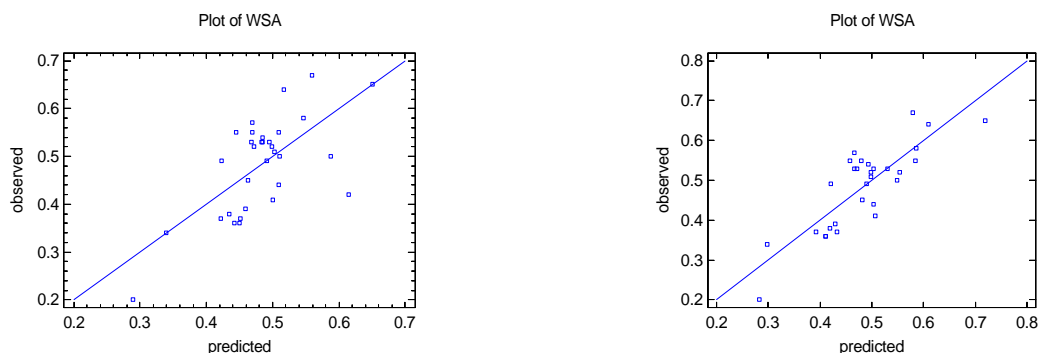
Na obr. 3 je ukázán vztah WSA indexu k vybraným půdním vlastnostem. WSA index roste s obsahem oxidovatelného organického uhlíku, který váže jednotlivé půdní částice. Dále byla nalezena závislost WSA indexu objemové vlhkosti půdy měřené při odběru senzorem SM200. Rovněž byla prokázána závislost indexu WSA na středním zakřivení z DTM, čím byla potvrzena předpokládaná hypotéza, že stabilita půdních agregátů rovněž souvisí s polohou v terénu.

Vícenásobné lineární regrese ukázala slabou závislost ( $R^2 = 0,45$ ) indexu WSA na obsahu oxidovatelného organického uhlíku ( $C_{ox}$ ), půdní vlhkosti měřené senzorem SM200 ( $\theta_{SM200}$ ) a středním zakřivením z DTM (curvature) (rovnice 1, obr. 4 vlevo). Podrobnější analýza dat ukázala, že těsnost regresního vztahu významně ovlivňují hodnoty WSA indexu zjištěné v bodech 588 a 590 (obr. 1 vlevo). Porovnání WSA indexů zjištěných v těchto místech v roce 2010 a 2009 (obr. 1 vpravo) ukázalo, že hodnoty WSA jsou v roce 2010 významně nižší než v předcházejícím roce. Snížená stabilita půdních agregátů byla pravděpodobně způsobena vydatnými srážkami a následnou půdní erozí v období bezprostředně před odběry půdních vzorků. V odběrovém místě evidentně došlo k akumulaci nově erodovaného materiálu, a tím byla výrazně snížena stabilita půdních agregátů.

Po vynechání měřených dat z těchto dvou odběrových bodů se při vícenásobné lineární regresi hodnota koeficientu  $R^2$  (0,70) výrazně zvýšila (rovnice 2, obr. 4 vpravo).

$$WSA = 0.79 + 0.16 C_{ox} - 1.49 \theta_{SM200} - 0.039 \text{ curvature} \quad (1)$$

$$WSA = 0.74 + 0.30 C_{ox} - 1.71 \theta_{SM200} - 0.035 \text{ curvature} \quad (2)$$



Obr. 4: Vztah WSA indexu vyčísleného (predicted) podle rovnice (1) (vlevo) a (2) (vpravo) a měřeného (observed).

## Závěr

Studované půdní vlastnosti vykázaly významnou vzájemnou korelaci. Potvrdila se u nich již dříve prokázána závislost na poloze v terénu. Na strmých svazích půdní materiál eroduje a klesá obsah  $C_{ox}$  a feromagnetických částic, ovlivňující magnetickou susceptibilitu. Právě mezi  $C_{ox}$  a hodnotou magnetické susceptibility byl nalezen nejsilnější vztah ( $R^2 = 0,96$ ). Naopak vlivem obnažení matečního substrátu roste obsah karbonátů a hodnota výměnné půdní reakce. V plošších částech území a v depresních oblastech, kde se transportovaný materiál ukládá, klesla hodnota půdní reakce vlivem vyššího obsahu organické hmoty a nižšího obsahu uhličitánů. Vícenásobná lineární regrese ukázala, že stabilita půdních agregátů závisí na obsahu  $C_{ox}$ , vlhkosti při odběru půdních vzorků a středním zakřivení z DTM.

## Poděkování

Autoři děkují za finanční podporu Grantové agentury České republiky (grant č. GA CR 526/08/0434) a Ministerstvu školství, mládeže a tělovýchovy České republiky (grant č. MSM 6046070901).

## Literatura

- Cerda, A. (2000): Aggregate stability against water forces under different climates on agriculture land and scrubland in southern Bolivia. *Soil and Tillage Research* 57, 159–166.
- Dearing, J.A. (1994): Environmental magnetic susceptibility. Chi Publishing, England.
- Florinsky, I.V., Eilers, R.G., Manning, G.R., Fuller, L.G. (2002): Prediction of soil properties by digital terrain modelling. *Environmental Modelling and Software* 17, 295–311.
- Gee, G.W., Or, D. (2002): Particle-size analysis, in: Dane, J.H., Topp, G.C. (Eds.), *Methods of Soil Analysis, Part 4 – Physical Methods*, Soil Science Society of America, Inc. Madison, USA, 255–294.
- International Organization of Standardization, Standard of Soil quality – Determination of pH (ISO 10390:1994).
- Kodešová, R., Kodeš, V., Žigová, A., Šimůnek, J. (2006): Impact of plant roots and soil organisms on soil micromorphology and hydraulic properties. *Biologia*, 61 (19), 339–343.
- Kodešová, R., Pavlů, L., Kodeš, V., Žigová, A., Nikodem A. (2007): Impact of spruce forest and grass vegetation cover on soil micromorphology and hydraulic properties of organic matter horizon. *Biologia*, 62 (5), 565–568.
- Kodešová, R., Kočárek, M., Kodeš, V., Šimůnek, J., Kozák, J. (2008): Impact of soil micromorphological features on water flow and herbicide transport in soils. *Vadose Zone Journal*, 7 (2), 798–809.

- Kodešová, R., Vignozzi, N., Rohošková, M., Hájková, T., Kočárek, M., Pagliai, M., Kozák, J., Šimůnek, J. (2009): Impact of varying soil structure on transport processes in different diagnostic horizons of three soil types, *Journal of Contaminant Hydrology*, 104, 107–125.
- Lark R.M., Beckett P.H.T. (1998): A geostatistical descriptor of the spatial distribution of soil classes, and its use in predicting the purity of possible soil map units. *Geoderma*, 83, 243–267.
- Looppert, H.R., Suarez, L.D. (1996): Carbonate and Gypsum, in: Sparks, D.L., Page, A.L., Helmke, P.A., Loeppert, R.H., Soltanpour, P.N., Tabatabai, M.A., Johnston, C.T., Sumer, M.E. (Eds.), *Methods of Soil Analysis. Part 3 – Chemical Methods*, Soil Science Society of America, Inc. Madison, WI, USA, 437–474.
- McKenzie, N.J., Ryan, P.J. (1999): Spatial prediction of soil properties using environmental correlation. *Geoderma*, 89, 67–94.
- Milne, G. (1936): Normal erosion as a factor in soil profile development. *Nature*, 138, 541–548.
- Moore, I.D., Gessler, P.E., Nielsen, G.A., Peterson, G.A. (1993). Soil attribute prediction using terrain analysis. *Soil Science Society of America Journal*, 57, 443–452.
- Mummery, D., Battaglia, M., Beadle, C.L., Turnbull, C.R.A., McLeod, R. (1999): An application of terrain and environmental modeling in a large-scale forestry experiment. *Forest Ecology and Management*, 118, 149–159.
- Nimmo, J.R., Perkins, K.S. (2002): Aggregate stability and size distribution. In: Dane J.H., Topp G.C. [eds.]. *Methods of Soil Analysis, Part 4 – Physical Methods*. Soil Science Society of America, Inc. Madison, 5, 317–328.
- Odeh, I.O.A., McBratney, A.B., Chittleborough, D.J. (1995): Further results on prediction of soil properties from terrain attributes: heterotopic cokriging and regression-kriging. *Geoderma*, 67, 215–226.
- Penížek, V., Borůvka, L. (2006): Soil depth prediction supported by primary terrain attributes: a comparison of methods. *Plant, Soil and Environment*, 52, 424–430.
- Pennock, D.J., Anderson, D.W., de Jong, E. (1994): Landscape-scale changes in indicators of soil quality due to cultivation in Saskatchewan, Canada. *Geoderma*, 64, 1–19.
- Pennock, D.J. (2003): Terrain attributes, landform segmentation, and soil redistribution. *Soil and Tillage Research* 69, 15–26.
- Rohošková, M., Valla, M. (2004): Comparison of two methods for aggregate stability measurement – a review. *Plant and Soil Environ.* 50(8), 279–382.
- Skjemstad, J.O., Baldock, J.A. (2008): Total and organic carbon, in: Carter, M.R., Gregorich, E.G. (Eds.), *Soil Sampling and Method of Analysis*, Canadian Society of Soil Science, Taylor and Francis Group, USA, 225–237.
- Zádorová, T., Jakšík, O., Kodešová, R., Penížek, V. (2010): Influence of terrain attributes and soil properties on soil aggregates stability. 18th International Poster Day, Transport of Water, Chemicals and Energy in the System Soil–Crop Canopy–Atmosphere System, Ed. Čelková, A., Institute of Hydrology SAS, Bratislava, Slovak Republic, Proceedings CD, ISBN 978-80-89139-21-7, 653–659.
- Zádorová, T., Penížek, V., Šefrna, L., Rohošková, M., Borůvka, L. (2011): Spatial delineation of organic carbon-rich Colluvial soils in Chernozem regions by Terrain analysis and fuzzy classification. *Catena*, 85 (1), 22–33.

# Vplyv základných hydrologických charakteristík malých horských povodí na morfogézu korýt bystrín

Matúš Jakubis

Katedra lesníckych stavieb a meliorácií, Lesnícka fakulta, Technická univerzita vo Zvolene,  
Masarykova 24, 960 53 Zvolen, Slovenská republika

## Úvod a problematika

Malé horské povodia predstavujú z hydrologického hľadiska významný paradox. Na jednej strane sú mimoriadne významným zdrojom vody, na druhej o nich máme – v porovnaní s inými fyzickogeografickými regiónmi – dosť málo poznatkov. Viacerí svetoví odborníci považujú horské povodia pre svoju rozmanitosť a extrémnosť prírodných charakteristík za najčernejšiu z čiernych skriniek hydrologického cyklu (Bandyopadhyay et al. 1997). Ak chceme porozumieť jednotlivým fázam hydrologického cyklu v malom horskom povodí, musíme ich vnímať komplexne, t. j. zamerať sa na analýzu všetkých fáz, najmä vytvárania odtoku a následne prietoku v uzatvárajúcom prietokovom profile povodia. Táto fáza je dôležitá z viacerých dôvodov, medzi ktoré patria:

- ohrozenie krajiny povodňami,
- stanovenie prietokovej kapacity korýt prirodzených bystrín vo vzťahu k  $N$  – ročným prietokom,
- dimenzovanie prietokových profilov a objektov (mostov, lávok, priepustov atď.), v projektoch úprav a revitalizácií bystrín,
- návrhy opatrení a postupov v procese starostlivosti o prirodzené (neupravené) korytá,
- posudzovanie vplyvu morfológických, vegetačných, geologických, pedologických, hydrologických, charakteristík a spôsobu využívania (obhospodarovania) povodia na tvorbu odtoku,
- ovplyvňovanie morfogézy bystrinných korýt,
- posudzovanie zásob disponibilných vodných zdrojov a kvality vody v nich atď.

Povodia bystrín sa v Slovenskej republike nachádzajú vo veľkoplošných chránených územiach – národných parkoch alebo chránených krajinných oblastiach. Zásahy do korýt bystrín v týchto územiach je nevyhnutné prispôbiť existujúcim špecifikám, ekologickým podmienkam a legislatíve, ktorá sa týka ochrany prírody krajiny. Z uvedeného dôvodu je nevyhnutné v rámci týchto zásahov uplatňovať citlivé, prírode blízke postupy. Vzhľadom na nepriaznivé prejavy globálnej klimatickej zmeny, ktoré sme mali možnosť v posledných rokoch napr. prostredníctvom povodní veľakrát zaznamenať aj na území SR a vzhľadom na predpokladané scenáre jej ďalšieho vývoja, je potrebné počítať v budúcnosti s prehlbujúcimi sa rizikami podobných udalostí. V týchto súvislostiach majú zvláštne miesto bystriny, ktoré sú charakteristické vytváraním náhlych a nebezpečných lokálnych povodní vplyvom prívalových zrážok v malých horských povodiach.

Príspevok sa zaoberá vplyvom základných hydrologických charakteristík malých povodí – dlhodobého priemerného ročného zrážkového úhrnu  $Z$  (mm), odtokovej výšky  $O$  (mm) a klimatického výparu  $E$  (mm) a z nich vypočítaného dlhodobého priemerného ročného odtoku  $Q_a$  ( $m^3 \cdot s^{-1}$ ) na geometrické charakteristiky prirodzených prietokových profilov: šírku koryta v brehoch  $B$  (m), priemernú hĺbku koryta  $H$  (m), plochu prietokového profilu  $S_{pp}$  ( $m^2$ ) a na základnú hydraulickú charakteristiku – prietok plným prietokovým profilom  $Q_k$  ( $m^3 \cdot s^{-1}$ ). Získané údaje môžu byť využité v návrhoch prírode blízkyh postupov v procese starostlivosti o bystriny v malých horských povodiach.

V procese starostlivosti o bystriny a v projektovaní ich úprav a revitalizácií projektanti niekedy vychádzajú z dlhodobo zaužívaných, často zastaralých postupov a metód výpočtov. Tieto výpočty sa týkajú aj návrhov geometrických a hydraulických charakteristík prietokových profilov. Na základe takýchto výpočtov sú zostavené softwérové balíky, ktoré nezohľadňujú hydrologické a klimatické, resp. iné dôležité charakteristiky konkrétnych povodí. Práve tieto charakteristiky sú prvotnými a zásadnými faktormi, ktoré sa podieľajú na procese prirodzeného vývoja korýt vodných tokov a ktorým sa tento

proces po stáročia pretvárania korýt prispôsobuje. Tísíročia formované prirodzené korytá poskytujú ideálne podmienky pre výskum ich morfogénézy. Počas dlhodobého prirodzeného vývoja bystrinného koryta – morfogénézy, dochádza vplyvom prietokov k jeho postupnému pretváraníu, v niektorých úsekoch toku k postupnému ustáľovaniu (podrobnejšie napr. L. Macura, 1966; V. Macura et al., 1995). Na pretváranie koryta bystriny má zásadný význam tzv. korytotvorný prietok, t.j. prietok (interval), v priebehu ktorého je v koryte bystriny vykonaná najväčšia práca a ktorá sa prejaví pretváraním geometrických charakteristík koryta. Korytotvorný prietok je blízky prietoku plným prietokovým profilom (bankfull discharge). Základnou podmienkou pre vznik tohto prietoku je proces transformácie určitého úhrnu zrážok na odtok. Zovšeobecňovanie uvedených zákonitostí sa môže uskutočňovať v rámci fyzickogeograficko-hydrologických regiónov prostredníctvom regionálnych rovníc a kriviek. Predpokladom pre vymedzenie fyzickogeograficko-hydrologického regiónu sú podobné hydrologicko-klimatické a morfológické charakteristiky, geologické podložie atď. Výsledným produktom takýchto analýz sú regionálne rovnice a krivky.

Problematikou regionálnych rovníc, resp. regionálnych kriviek a možnosťami ich využitia v integrovanom manažmente povodií, najmä v procese prírode blízkej starostlivosti o vodné toky a ich povodia sa v zahraničí zaoberali napr. Kellershals et al., (1972), Harman et al., (1999), Castro, Jackson, (2001), Wohl et al. (2001), Mc.Candles, Everet (2002), Huang et al. (2002), Sweet, Geratz (2003), Doll et al., (2003), Powel et al., (2004) a iní. Tejto problematike sa v Slovenskej republike do nedávnej minulosti nevenovala pozornosť. Preukázateľná praktická využiteľnosť aj teoretická dôležitosť prebudili záujem o tento výskum na niektorých pracoviskách (Geografický ústav SAV Bratislava, Katedra lesníckych stavieb a meliorácií LF TU vo Zvolene). Z doteraz publikovaných prác (napr. Grešková, Lehotský, 2006, Jakubis, 2005, 2008) sú známe niektoré zaujímavé výsledky.

## **Materiál a metodika**

Výskum bol uskutočnený v 25. malých bystrinných povodiach v Chránenej krajinnej oblasti – Biosférickej rezervácii Poľana (ďalej CHKO Poľana). CHKO Poľana sa nachádza z prevažnej časti v geomorfologickom celku Poľana, ktorý je súčasťou Slovenského stredohoria. Malá časť CHKO Poľana na východnej strane zasahuje do geomorfologického celku Veporské vrchy, ktorý je súčasťou Slovenského Rudohoria. V centrálnej časti územia CHKO Poľana sa nachádza mohutná kaldera s rozlohou okolo 29 km<sup>2</sup> a priemerom viac ako 6,0 km. Územie bolo vyhláškou MK SR č. 97/1981 vyhlásené za CHKO.

V CHKO Poľana sa nachádza 25 vodných tokov a ich povodiá s uzavierajúcimi prietokovými profilmi na hranici tejto oblasti. Všetky toky majú charakter bystrín. Koeficient bystrinnosti povodia sa pohybuje od  $K_b = 0,10$  do  $K_b = 0,66$ . V strede CHKO Poľana sa nachádza bystrina Hučava, ktorá tečie z vnútra kaldery smerom na západ; Skalica, Želobudský potok, Kamenná, ktoré sa nachádzajú na západnej, resp. juhozápadnej strane CHKO Poľana, na juhozápad tečú Šiagiho potok, Hradná, Mačinová, Močilná a Detviansky potok. Na južnej strane oblasti sa nachádzajú a na juh tečú Jelšovský potok, Sečkárov potok, Bystrý potok, Riečka, Klatov potok, Hukava, Trkotský potok a Slatina. Na východnej strane sa nachádza Kamenistý potok, tečúci na severozápad. Na severovýchode oblasti sa nachádzajú Podtajchovský potok, Hronček, a Ostrý grúň. Na severnej strane oblasti sa nachádzajú vodné toky Hutná, Minca a Zolná. Všetky bystriny patria do povodia rieky Hron. Plochy povodií uvedených bystrín sa pohybujú od  $S_{pmin} = 0,384$  km<sup>2</sup> (Podtajchovský potok) do  $S_{pmax} = 48,440$  km<sup>2</sup> (Kamenistý potok). Hodnoty  $Q_{100} = Q_{max}$  sa pre jednotlivé toky pohybujú v rozpätí od  $Q_{100min} = 3,0$  m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (Podtajchovský potok a Klatov potok) do  $Q_{100max} = 40$  m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (Hučava). Základné charakteristiky skúmaných povodií a tokov sú uvedené v tab. 1 a tab. 2. Základné geometrické charakteristiky pokusných prietokových profilov a hydrologické charakteristiky povodií sú uvedené v tab. 3.

Geologické podložie centrálnej časti (kaldera) a západnej časti Poľany tvoria mladotret'ohorné vulkany. Prevládajúcim typom hornín na stavbe vulkánu sú rôzne petrografické variety andezitov, menej sa vyskytujú ryodacity a diority (Dublan, Jánošová 1991). Geologickú stavbu juhovýchodnej časti oblasti tvoria biotický granodiorit až kremitý diorit – síhliansky typ, podstatne menej sa vyskytuje biotický granodiorit, až granit, najmä porfirovitý a veporský typ. V CHKO Poľana sú prevládajúcim

typom pôd kambizeme typické. Do nadmorskej výšky 700 – 800 m sú to kambizeme eutrofné, vo vyšších výškach kambizeme kyslé nenasýtené a vo vrcholových polohách sú to andozeme typické.

Tabuľka 1: Základné charakteristiky povodí a tokov CHKO – BR Poľana – 1. časť

Por. č.	Názov toku	Stanič. (km) od ústia	$S_p$ (km <sup>2</sup> )	$S_l$ (km <sup>2</sup> )	les %	$H_{\min,p,t}$ (m n. m.)	$H_{\max,p}$ (m n. m.)	$\Delta H_p$ (m)	$H_{\max,t}$ (m n. m.)	$\Delta H_t$ (m)
1	Kamenná	0,70	4,472	3,353	75,0	480	1115	635	820	340
2	Želobudský	8,25	2,125	1,876	88,3	715	1115	400	903	188
3	Skalica	1,50	1,670	1,281	76,7	600	1027	427	733	133
4	Hučava	15,10	38,261	31,350	81,9	564	1458	894	1289	725
5	Zolná	30,05	5,936	4,610	77,7	741	1294	553	1118	377
6	Minca	0,40	0,823	0,462	56,1	725	1040	315	910	185
7	Hutná	10,25	9,432	7,210	76,4	707	1277	570	1112	405
8	Ostrý grúň	0,85	1,493	1,371	91,8	908	1277	369	1137	229
9	Osrblianka	11,15	8,524	8,120	95,3	707	1277	570	1050	343
10	Hronček	0,10	8,937	8,354	93,5	650	1271	621	1077	427
11	Kamenistý	11,40	48,440	44,100	91,0	655	1333	678	985	330
12	Podtajchovský	5,15	0,384	0,030	7,8	880	1012	132	962	82
13	Slatina	52,50	21,690	16,810	77,5	609	1333	724	1221	612
14	Trkotský	0,20	4,248	3,376	79,5	572	953	381	807	235
15	Hukava	0,10	10,540	9,720	92,4	577	1458	881	1301	724
16	Klatov	0,10	0,953	0,818	85,8	573	895	322	743	170
17	Riečka	4,95	1,075	0,725	67,4	790	1187	397	970	180
18	Bystrý	4,80	5,671	4,460	78,6	685	1458	773	1290	605
19	Sečkárov	0,95	1,447	1,036	71,6	674	1300	626	890	216
20	Jelšový	4,20	2,538	1,678	66,1	671	1202	531	842	171
21	Detviarsky	7,35	5,680	4,600	81,0	591	1367	776	1215	634
22	Močilná	1,75	1,279	0,517	40,4	546	781	235	612	66
23	Mačinová	0,20	5,610	4,376	78,0	527	1365	838	1270	743
24	Hradná	8,90	6,730	4,350	64,6	526	1251	725	902	376
25	Šiagiho	1,45	1,692	1,236	73,0	485	760	275	543	58

Vysvetlivky k tab 1:  $S_p$  – plocha povodia (km<sup>2</sup>);  $S_l$  – zalesnená plocha povodia v (km<sup>2</sup>); les – lesnatosť povodia (%);  $H_{\min,p,t}$  – minimálna nadm. výška povodia a toku (m n. m.);  $H_{\max,p}$  – maximálna nadmorská výška povodia (m n. m.)  $\Delta H_p$  – absolútny spád povodia (m);  $H_{\max,t}$  – výška prameňa (m n. m.);  $\Delta H_t$  – absolútny spád toku (m).

Z hľadiska výskytu drevín prevládajú ihličnaté (62 %) nad listnatými (38 %). Lesné porasty sa vyskytujú v 2. až 7. lesnom vegetačnom stupni.

Najnižšie polohy CHKO Poľana v súvislom páse, ktorý sa nachádza na juhozápadnej strane územia nad Detvou a vybieha od Hriňovej v smere na severovýchod v údolí Slatiny patria do klimatickej oblasti mierne teplej (M) s priemerne menej ako 50. letnými dňami za rok s denným maximom teploty vzduchu  $\geq 25$  °C a júlovým priemerom teploty vzduchu  $\geq 16$  °C a klimatického okrsku M6 – mierne teplého, vlhkého vrchovinového. Vyššie polohy CHKO Poľana patria do klimatickej oblasti chladnej (C) s júlovým priemerom teploty vzduchu  $< 16$  °C, s okrskom C1 – mierne chladným, veľmi vlhkým, ktorý zaberá najrozsiahljšiu časť skúmanej oblasti. Najvyššie polohy spadajú do okrsku C 2 – chladného horského, veľmi vlhkého. Ide o územie v najvyšších polohách – v okolí vrchu Poľana (1458 m n. m.). Priemerné ročné zrážky pre jednotlivé povodia sa pohybujú od  $Z = 729$  mm (povodie Šiagiho potok) do  $Z = 970$  mm (povodie Ostrý grúň). Priemerné ročné teploty v povodiach sa pohybujú od  $T = 4,7$  °C (Ostrý grúň a Bystrý potok) do  $T = 7,0$  °C (Šiagiho potok). Údaje pre odvodenie priemerných

ročných zrážkových úhrnov a priemerných ročných teplôt pre jednotlivé povodia sme odvodili na základe údajov, ktoré publikoval Škvarenina et al., (2002).

V určovaní uvedených hydrologických charakteristík sme vychádzali zo základných zjednodušených bilančných rovníc v tvare  $Z=O+E(mm)$  pre každé z 25. malých povodí CHKO Poľana. Pre všetky analyzované povodia boli vytvorené základné zjednodušené bilančné rovnice a pomocou komponentov týchto rovníc následne vypočítané hodnoty koeficienta  $OS_{pov} = (O.S_{pov}) \cdot 1000^{-1}$ , ktorý vyjadruje hodnotu odtokovej výšky  $O$  (mm) so zohľadnením plochy povodia  $S_p$  ( $km^2$ ). Boli analyzované závislosti:  $B = f(O.S_p)$ ,  $H = (O.S_p)$ ,  $S_{pp} = f(O.S_p)$  a  $Q_k = f(O.S_p)$ . Zároveň bola analyzovaná závislosť medzi uvedenými charakteristikami a dlhodobým priemerným ročným prietokom  $Q_a$  ( $m^3 \cdot s^{-1}$ ), teda závislosť:  $B = f(Q_a)$ ,  $H = (Q_a)$ ,  $S_{pp} = f(Q_a)$  a  $Q_k = f(Q_a)$ . Na analýzu uvedených závislostí sme použili regresnú rovnicu v tvare  $y = a_0 \cdot x^{a1}$ .

Tabuľka 2: Základné charakteristiky povodí a tokov CHKO – BR Poľana – 2. časť.

Por. č.	$L_t$ (km)	$L_u$ (km)	$B_p$ (km)	$\phi I_t$ (%)	$\phi I_{pov}$ (%)	$\phi H_{pov}$ (m n. m.)	$\check{s} : d$ (-)
1	4,43	5,37	0,83	7,67	20,0	776	1 : 6,47
2	1,62	2,82	0,75	11,60	26,8	872	1 : 3,76
3	1,65	2,02	0,83	8,06	27,5	837	1 : 2,43
4	12,32	13,00	2,94	5,88	28,0	947	1 : 4,42
5	3,98	4,35	1,36	9,47	32,4	1033	1 : 3,19
6	1,80	1,90	0,43	10,28	43,0	894	1 : 4,42
7	4,58	4,71	2,00	8,84	34,0	983	1 : 2,35
8	1,03	1,57	0,95	22,23	32,7	1073	1 : 1,65
9	4,53	4,75	1,79	7,89	32,0	973	1 : 2,65
10	4,87	5,79	1,54	8,77	30,8	926	1 : 3,76
11	14,79	15,57	3,11	2,23	16,8	907	1 : 5,05
12	0,63	0,82	0,47	13,01	17,5	945	1 : 1,74
13	7,90	8,31	2,61	7,75	31,7	883	1 : 3,18
14	3,52	3,60	1,18	6,68	18,2	737	1 : 3,05
15	6,10	6,18	1,70	11,87	30,0	912	1 : 3,64
16	1,22	1,89	0,50	13,94	23,4	706	1 : 3,78
17	0,80	1,70	0,63	22,50	29,9	963	1 : 2,70
18	3,80	4,42	1,28	15,92	36,7	1059	1 : 3,45
19	1,58	1,82	0,79	13,63	27,8	877	1 : 2,30
20	1,48	3,18	0,80	10,82	27,6	901	1 : 3,97
21	5,33	5,79	0,98	11,89	27,1	942	1 : 5,91
22	0,87	2,40	0,53	7,59	18,8	663	1 : 4,53
23	6,20	6,44	0,87	11,98	30,5	914	1 : 7,40
24	5,00	5,42	1,24	7,52	30,9	826	1 : 4,37
25	1,82	2,15	0,79	3,19	23,9	591	1 : 2,72

Vysvetlivky k tab. 2:  $L_t$  – dĺžka hlavného toku (km);  $L_u$  – dĺžka údolnice (km);  $B_p$  – stredná šírka povodia (km);  $\phi I_t$  – priemerný sklon toku (%);  $\phi I_{pov}$  – priemerný sklon svahov povodia (%);  $\phi H_{pov}$  – priemerná nadmorská výška povodia (m n.m.);  $\check{s} : d$  – pomer šírky ku dĺžke povodia.

Z metodického hľadiska je dôležitým predovšetkým výber pokusných úsekov a určenie geometrických a hydraulických charakteristík priečných profilov. V tomto smere sme vychádzali z prác, ktoré publikovali Rosgen, Silvey (1996), Harman et al. (1999), Castro, Jackson (2001), Grešková, Lehotský (2006) a iní. V blízkosti hranice CHKO Poľana boli na každom z 25. tokov založené pokusné úseky (PÚ) a na nich pokusné prietokové profily. PÚ boli založené na priamych úsekoch toku medzi dvomi protismernými oblúkmi na dĺžke min. trojnásobnej šírky koryta v brehoch, t.j. 3. B (m). Pásmom

s presnosťou na cm bola zmeraná dĺžka PÚ, nivelačným prístrojom výškový rozdiel medzi začiatkom a koncom PÚ. Následne bol vypočítaný pozdĺžny sklon PÚ ( $i$ ). Nivelačným prístrojom bol zmeraný priečny profil PP. Následne boli zmerané tri základné rozmery odobratých splavenín ( $a$ ,  $b$ ,  $c$ ) pre zrnitostný rozbor (na určenie stupňa drsnosti) podľa metódy, ktorú navrhol a v praxi overil Krešl (1982).

V určovaní základných prvkov bilančnej rovnice sme vychádzali zo základného vzťahu:

$$\bar{Z} = \bar{O} + \bar{E} \quad (1)$$

Na stanovenie jednotlivých prvkov v rovnici (1) sme použili sme vzťahy, ktoré odvodil Szolgay et al. (1997) z modelu, ktorý publikoval francúzsky hydroológ Turc (Turc 1954 ex: Szolgay et al. 1997). Autor vychádza zo závislosti, v ktorej sa priemerný ročný úhrn klimatického výparu  $E$  (mm) určuje ako funkcia indexu potenciálneho výparu  $EP_i$  (mm) a zrážok  $Z$  (mm).

$$\bar{E} \cdot EP_i^{-1} = f(\bar{Z} \cdot EP_i^{-1}) \quad (2)$$

Na základe závislosti (2) a údajov z 54. meteorologických staníc Slovenska (podrobne pozri Szolgay et al. 1997) boli pre podmienky SR odvodené vzťahy, ktoré sme aplikovali v našom výskume:

$$\bar{O} = \bar{Z} - \frac{\bar{Z}}{\sqrt{0,809 + \left(\frac{\bar{Z}}{EP_i}\right)^2}} \quad (\text{mm}) \quad (3)$$

Platí aj výsledok vzťahu:

$$\bar{O} = \bar{Z} \cdot \left( 1 - \frac{EP_i}{\sqrt{0,809 \cdot EP_i^2 + \bar{Z}^2}} \right) \quad (\text{mm}) \quad (4)$$

Index potenciálneho výparu  $EP_i$  bol vypočítaný vzťahom:

$$EP_{iSR} = 260,822 + 37,920\bar{T} + 0,077\bar{T}^3 \quad (5)$$

Vo vzťahu (5) znamená:

$\bar{T}$  – priemerná ročná teplota v povodí ( $^{\circ}\text{C}$ ); v našom výskume sme ju odvodili na základe údajov z publikácie Škvarenina et al. (2002).

Hodnoty dlhodobých priemerných ročných prietokov  $Q_a$  ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) sme vypočítali vzťahom:

$$Q_a = (O \cdot S_p \cdot 10^3) \cdot t^l \quad (\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}) \quad (6)$$

Vo vzťahu (6) znamená:  $t$  – počet sekúnd za priemerný rok (31 557 600 s).

Hodnoty súčiniteľa  $O \cdot S_p$  (-) sú v tab. 3 vyčíslené ako 1/1000 hodnoty  $O \cdot S_p$ , teda pomocou prevodu:

$$O \cdot S_p = (O \cdot S_p) \cdot 1000^{-1} \quad (7)$$



Tabuľka 3: Geometrické charakteristiky pokusných profilov a hydrologické charakteristiky povodí.

Por. č.	B (m)	H (m)	S <sub>pp</sub> (m <sup>2</sup> )	Q <sub>K</sub> (m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> )	Z (mm)	T (°C)	E <sub>pi</sub> (mm)	E (mm)	O (mm)	Q <sub>a</sub> (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	O.S <sub>p</sub> (-)
1	2,40	0,55	1,05	2,063	822	6,1	509,6	445	377	0,053	1,686
2	1,80	0,50	0,95	1,812	870	5,6	486,7	435	435	0,029	0,924
3	1,60	0,45	0,58	1,078	852	5,8	495,8	439	413	0,022	0,690
4	8,80	1,05	7,50	13,974	907	5,3	473,3	428	479	0,581	18,327
5	3,60	0,65	2,10	4,586	950	4,9	455,7	418	532	0,100	3,158
6	0,85	0,35	0,25	0,513	881	5,5	482,2	433	448	0,012	0,369
7	4,40	0,70	2,50	3,864	925	5,1	464,4	423	502	0,150	4,735
8	1,10	0,40	0,38	0,645	970	4,7	447,0	413	557	0,026	0,832
9	3,60	0,65	1,70	2,987	920	5,2	468,8	426	494	0,133	4,211
10	4,30	0,70	2,20	4,040	897	5,4	477,7	431	466	0,132	4,165
11	9,30	1,10	8,20	13,644	887	5,5	482,2	433	454	0,697	21,992
12	0,60	0,30	0,17	0,298	906	5,3	473,3	428	478	0,006	0,184
13	6,00	0,90	4,70	6,966	875	5,6	486,7	435	440	0,302	9,544
14	2,00	0,50	0,95	1,934	802	6,3	519,0	449	353	0,048	1,500
15	4,50	0,70	2,80	4,514	890	5,5	482,2	433	457	0,153	4,817
16	0,90	0,35	0,27	0,496	787	6,4	523,7	449	338	0,010	0,322
17	1,10	0,35	0,34	0,709	915	5,2	468,8	426	489	0,017	0,526
18	3,10	0,55	1,20	2,642	963	4,8	451,4	416	547	0,098	3,102
19	1,00	0,40	0,34	0,720	872	5,6	486,7	435	437	0,020	0,632
20	2,00	0,45	0,85	2,139	884	5,5	482,2	433	451	0,036	1,145
21	2,60	0,60	1,10	2,362	905	5,3	473,3	428	477	0,086	2,709
22	1,20	0,40	0,40	0,616	765	6,7	538,0	455	310	0,013	0,396
23	2,50	0,55	1,05	2,167	891	5,4	477,7	430	461	0,082	2,586
24	3,60	0,65	2,20	4,737	847	5,9	500,4	442	405	0,086	2,726
25	1,50	0,45	0,75	1,168	729	7,0	552,7	457	272	0,015	0,460

## Výsledky

Odvođené regionálne regresné rovnice pre jednotlivé analyzované korelačné závislosti sú uvedené v tab. 4. Výsledky potvrdzujú, že všetky analyzované závislosti preukazujú tesnú korelačnú závislosť. Indexy korelácie sa pohybujú v rozpätí od  $I_{yx} = 0,981$  do  $I_{yx} = 0,992$ , indexy determinácie sa pohybujú v rozpätí od  $I_{yx}^2 = 0,962$  do  $I_{yx}^2 = 0,984$ . Získané údaje sme posúdili štatistickým testovaním podľa postupu, ktorý publikoval Šmelko (1991). Tab. 4 zároveň obsahuje odvođené hodnoty absolútnych a regresných koeficientov jednotlivých regionálnych regresných rovníc.

Z odvođených regionálnych regresných rovníc je možné ich grafickým vynesením vytvoriť regionálne krivky a následne výpočtom alebo pomocou vytvorených grafov navrhovať prírode blízke geometrické charakteristiky prietokových profilov v procese starostlivosti o bystriny CHKO Poľana.

## Záver

Predkladané výsledky výskumu je možné využiť v činnostiach, ktoré sa týkajú prírode blízkej starostlivosti o malé vodné toky v CHKO Poľana. Máme na mysli predovšetkým ekologické postupy v starostlivosti o bystriny v tejto oblasti – predovšetkým prírode blízke návrhy geometrických a hydraulických charakteristík prietokových profilov na základe zohľadňovania regionálnych hydrologických údajov, čo je možné považovať za nový prístup v integrovanom manažmente malých povodí.

Výsledky je možné aplikovať aj v preventívnej protipovodňovej a protieróznej ochrane krajiny, revitalizáciách vodných tokov, krajinom plánovaní a pod.

Z hľadiska teoretického využitia výsledkov ide o možnosti postupného vymedzovania fyzickogeograficko – hydrologických regiónov, t.j. oblastí s podobnými prírodnými charakteristikami (hydrologickými, klimatickými, geologickými, pedologickými atď.), t.j. regiónov, v ktorých je možné aplikovať všeobecne formulované zásady a princípy integrovaného manažmentu povodí. Výsledky môžu byť prínosom k rozvoju u nás sa rozvíjajúcej vednej disciplíny – fluvialnej a tenciálnej morfológie.

Tabuľka 4: Regionálne regresné rovnice pre bystriny CHKO BR Poľana.

Por. č.	Korelačná závislosť	Regresná rovnica	$I_{yx}$	$I_{yx}^2$	$S_R$	t	$\hat{t}$	$t_{0,01(23)}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1.	$B = f(Q_a)$	$B = a_{01} \cdot Q_a^{a_{11}}$ $B = 11,641 \cdot Q_a^{0,546}$ (m)	0,992	0,984	0,02637	37,61	>	3,012
2.	$H = f(Q_a)$	$H = a_{02} \cdot Q_a^{a_{12}}$ $H = 1,204 \cdot Q_a^{0,277}$ (m)	0,986	0,972	0,03489	28,26	>	3,012
3.	$S_{pp} = f(Q_a)$	$S_{pp} = a_{03} \cdot Q_a^{a_{13}}$ $S_{pp} = 11,322 \cdot Q_a^{0,807}$ (m <sup>2</sup> )	0,990	0,980	0,02949	33,57	>	3,012
4.	$Q_K = f(Q_a)$	$Q_K = a_{04} \cdot Q_a^{a_{14}}$ $Q_K = 19,047 \cdot Q_a^{0,767}$ (m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> )	0,981	0,962	0,04065	24,13	>	3,012
5.	$B = f(O.Sp)$	$B = a_{05} \cdot O.Sp^{a_{15}}$ $B = 1,767 \cdot O.Sp^{0,546}$ (m)	0,992	0,984	0,02637	33,57	>	3,012
6.	$H = f(O.Sp)$	$H = a_{06} \cdot O.Sp^{a_{16}}$ $H = 0,463 \cdot O.Sp^{0,277}$ (m)	0,985	0,970	0,03612	27,27	>	3,012
7.	$S_{pp} = f(O.Sp)$	$S_{pp} = a_{07} \cdot O.Sp^{a_{17}}$ $S_{pp} = 0,698 \cdot O.Sp^{0,807}$ (m <sup>2</sup> )	0,990	0,980	0,02949	33,57	>	3,012
8.	$Q_K = f(O.Sp)$	$Q_K = a_{08} \cdot O.Sp^{a_{18}}$ $Q_K = 1,351 \cdot O.Sp^{0,767}$ (m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> )	0,981	0,962	0,04065	24,13	>	3,012

Vysvetlivky k tab. 4 :

$I_{yx}$  – index korelácie,  $I_{yx}^2$  – index determinácie,  $S_R = \sqrt{\frac{1 - I_{yx}^2}{n - 2}}$ ,  $t = \frac{I_{yx}}{S_R}$

## Podakovanie

Článok vznikol s podporou Grantovej agentúry VEGA v súvislosti s riešením projektu č. 1/0691/09 Základné princípy regionálnej hydraulickej geometrie vodných tokov v malých povodiach.

## Literatúra

- Bandyopadhyay, J., Rodda, J. C., Kattelman, R., Kundewicz, Z. W., Kraemer, D. (1997): Highland waters – a resource of global significance. In: Meserli, B., Ives, J. D. (eds.): Mountains of thre world – A Global Priority. New York: The parthenon Publishing Group, pp. 131 – 155.
- Castro, J. M., Jackson, P. L. (2001): Bankfull Discharge Recurrence Intervals and Regional Hydraulic Geometry Relationships. Journal of the American Water Resources Association, 37, 5: 1249 – 1262.
- Doll, B. A., Dobbins, A. D., Spooner, J., Clinton, D. R., Bidelspach, D. A. (2003): Hydraulic geometry Relationships for Rual North Carolina Coastal Plain Streams. Report to N.C. Division of Water Quality for 319 Grant Project No EW 2001. NC Stream Restoration Institute, 11 p.

- Dublan, L., Jánošová, J. (1991): Geologická stavba kaldery Poľany. Zborník referátov Stredoslovenského múzea v Banskej Bystrici 10, p. 19 – 38.
- Harman, W. A., Jennings, G. D., Patterson, J. M., Clinton, D. R., Slate, L. O., Jessup, A. G., Everhart, J. R., Smith, R. E. (1999): Bankfull Hydraulic Geometry Relationships for North Carolina Streams. In: Olsen, D. S., Potyondy, J. P. (eds.): AWRA Wildland Hydrology Symposium Proceedings, Bozeman, MT, 7 p.
- Grešková, A., Lehotský, M. (2006): Stav plného koryta a jeho význam pre poznávanie manažment morfológie vodných tokov. Geografický časopis, 58, č.4, s. 317 – 328.
- Huang, H. Q., Hanson, G. C. and Fagan, S. D. (2002): Hydraulic geometry of straight alluvial channels and the variational principle of least action. Journal of Hydraulic Research, 40, 2: 153–160.
- Ikeda, S., Parker, G., Kimura, Y. (1988): Stable width and depth of straight gravel rivers with heterogeneous bed materials. Water Resources Res. 24, 5: 713 – 721.
- Jakubis, M. (2005): Analýza vývoja koryta bystriny metódou regionálnych kriviek. Acta Facultatis Forestalis Zvolen, XLVII, s. 377 – 386.
- Jakubis, M. (2008): Výskum závislostí regionálnej hydraulickej geometrie na príklade vodných tokov CHKO BR Poľana. Zvolen: Technická univerzita vo Zvolene, 116 s.
- Krešl, J. (1982): Zrnitostní rozbor hrubozrných splavenin pro potřeby hrazení bystřin. Lesnictví, 28, (8) p. 695 – 708.
- Mc. Candless, T. L., Everet, R. A. (2002): Maryland Stream Survey: Bankfull Discharge and Channel Characteristics of Streams in the Piedmont Hydrologic Region. Annapolis: U. S. Fish & Wildlife Service, 40 p.
- Macura L. (1966): Úpravy tokov. BRATISLAVA: SVTL, 732 s.
- Macura, V., Szolgay, J., Kohnová, S. (1995): Úpravy tokov. Bratislava. SF STU, 272 s.
- Powel, R. O., Miller, S. J., Westergard, B. E., Mulvihill, CH. I., Baldigo, B. P., Gallagmer, A. S., Starr, R. R. (2004): Guidelines for Surveying Bankfull Channel Geometry and Developing Regional Hydraulic – Geometry Relations for Streams of New York State. U. S. Geological Survey Open – File Report 03-92. New York: Troy, 20 p.
- Rosgen, D., Silvey, H.L. (1996): Applied River Morphology. Pagosa Spring, Colorado: Wildland Hydrology, 396 p.
- Sweet, W. V., Geratz, J. W. (2003): Bankfull Hydraulic Geometry Relationships and Recurrence Intervals for North Carolina's Coastal Plain. Journal of the American Water Resources Association (JAWRA), 39, (4), p. 861 – 871.
- Szolgay, J., Hlavčová, K., Parajka, J., Čunderlík, J. (1997): Vplyv klimatickej zmeny na odtokový režim na Slovensku. In: Národný klimatický program SR, zväzok 6. Bratislava: Ministerstvo životného prostredia, 160 s.
- Škvarenina, J., Střelcová, K., Mindáš, J (2002): Bioklimatologický a ekofyziologický výskum v biosférickej rezervácii Poľana. In: Rožnovský, J., Litschmann, T. (eds.): Zborník referátov XIV. Česko-slovenské bioklimatologické konferencie, Lednice na Moravě: Česká bioklimatologická společnost, s. 429 – 441.
- Šmelko, Š. (1991): Štatistické metódy v lesníctve. Zvolen: VŠLD, 276 s.
- Wohl, E., Howe, S. and Merritt, D. (2001): Downstream hydraulic geometry of channels in hydroclimatically extreme environments. Proceeding of GSA Annual Meeting, Boston: The geological society of America, Paper No. 133-0, 48 p.

# Sezónní a meziroční srovnání hydrofyzikálních vlastností zemědělsky obhospodařovaných půd

Veronika Jirků, Radka Kodešová

Česká zemědělská univerzita v Praze, FAPPZ, Katedra pedologie a ochrany půd, Kamýcká 129, 16521 Praha 6 – Suchbátka, jirku@af.czu.cz

## Abstrakt

Půdní vlastnosti byly stanovovány v letech 2007, 2008, 2009 a 2010 v povrchových horizontech třech půdních typů. Jednalo se o kambizem modální na rule na lokalitě Humpolec, šedozem modální na spraši na lokalitě Čáslav a hnědozem modální na spraši na lokalitě Hněvčoves. Každý měsíc byly odebrány neporušené půdní vzorky do Kopeckého válečků, na kterých se stanovovala momentální vlhkost, objemová hmotnost, pórovitost. Také byly odebírány porušené půdní vzorky, na kterých se stanovovala stabilita půdních agregátů pomocí WSA (water stable aggregates) indexu, aktivní a výměnné pH, obsah organické hmoty, kvalita organické hmoty vyjádřená pomocí barevného kvocientu  $Q_{4/6}$ . Dále byla měřena nenasycená (při  $h=-2\text{cm}$ ) a nasycená hydraulická vodivost v terénu za použití minidiskových tenzních infiltrometrů a Guelphského permeometru.

Výsledky ukazují, že se tyto půdní vlastnosti měnily v čase. Půdní vlastnosti se nejvíce měnily vlivem momentální vlhkosti a hospodařením na dané lokalitě. Z výsledků vyplývá, že pokud byly intenzivní srážky a pole bylo přejeto těžkými stroji, stabilita agregátů byla velice nízká. Pokud byla počáteční vlhkost vysoká, infiltrace se snížila nebo neproběhla vůbec. Naopak pokud byla půda zorána, tak voda pronikala do půdy velice dobře a také stabilita agregátů se ukázala být velice dobrá. Další faktor, který ovlivňuje sezónní variabilitu, je jednoznačně vegetace. S rozvojem kořenového systému stoupala stabilita agregátů a podíl kapilárních pórů, který se projevil ve vzrůstající nenasycené hydraulické vodivosti.

**Klíčová slova:** stabilita půdní struktury, půdní hydraulická vodivost, časová variabilita.

## Úvod

Strukturní stav humusového horizontu půdy není stálá vlastnost, podléhá sezónní variabilitě. Momentální stav závisí na momentální vlhkosti, na předcházejícím kolísání vlhkosti, na četnosti výskytu srážek. Také obsah i kvalita strukturotvorných látek kolísají během roku. Dále sezónní variabilita půdních vlastností a stability struktury závisí na minerálním hnojení, na pojezdech těžkých mechanických strojů. Zpracování půdy může ovlivnit půdní hydraulické vlastnosti v čase (Strudley et al., 2008).

Porézní systémy půd jsou ovlivňované mineralogickým složením, stupněm rozpadu agregátů, organickou hmotou, obsahem půdní vody, transportními procesy uvnitř profilu půdy, počasím a kořeny rostlin. Stabilita půdní struktury a uspořádání půdního porézního systému ovlivní půdní hydraulické vlastnosti (Kodešová et al., 2006a).

Bodner et al. (2008) píše, že hydraulická vodivost podléhá značné časové variabilitě. Významný dopad na hydraulickou vodivost mají klimatické podmínky a obsah vody v půdě. Zjistil, že v zimním období se zvyšuje hydraulická vodivost a snižuje se poloměr pórů. Tuto skutečnost připisuje většímu množství vody v půdě v podzimních měsících, která snížila stabilitu půdní struktury. Zjistil také, že střídání mrazů a tání může vést k větší půdní propustnosti a současně ke zmenšení makropórů a dokonce ke snížení pórovitosti. Dále zjistil, že intenzivní růst kultur krycích plodin redukoval hydraulickou vodivost, pravděpodobně kvůli vyplnění pórů kořeny.

Velikost pórů a transport vody je ovlivněn agregáty a kontakty mezi nimi. Když uvažujeme o podmínkách pro růst rostlin, tak velké agregáty jsou pro kořeny rostlin méně přístupné než malé. Hydraulické vlastnosti se mohou lišit i v různých částech agregátů. Zvětšený podíl jemných pórů v agregátech snižuje přístupnost vody pro rostliny. Stlačování půdy má za následek menší nasycenou hydraulickou vodivost (Lipiec et al., 2009).

Stabilizace a zlepšení půdních hydraulických vlastností jsou nezbytné pro minimalizaci degradace půdy, včetně ztrát vody a živin povrchovým odtokem a erozí po velkých deštích. Bilance vody v povodí je ovlivněna režimem vody v půdním profilu, je dána hydraulickými vlastnostmi, které nejsou v zemědělských půdách stabilní v průběhu roku. Hydraulické vlastnosti jsou ovlivněny stabilitou struktury, která není stálá, podléhá sezónní variabilitě. Naším cílem bylo zjistit, jak se hydraulické vlastnosti a stabilita půdní struktury mění během let. V průběhu 4 let byla vyhodnocena sezónní a meziroční variabilita stability agregátů vyjádřené pomocí WSA indexu a nenasyčené hydraulické vodivosti měřené pomocí diskových tenzích infiltrometrů. Dále byla pro jednu sezónu vyhodnocena variabilita nasycené hydraulické vodivosti měřené pomocí Guelphského permeometru. Nakonec byl vyhodnocen vztah WSA indexu a hydraulických vodivostí k jiným chemickým a fyzikálním vlastnostem půdy.

## **Materiál a metody**

Studie byla provedena v letech 2007, 2008, 2009 a 2010 na třech půdních typech. Jedná se o kambizem modální, šedozem modální a hnědozem modální. Na těchto půdách byly v předchozích studiích detekovány rozdílné projevy nerovnovážného proudění vody a transportu rozpuštěných látek jak mezi jednotlivými půdními typy Kodešová et al., (2008), tak půdními horizonty Kodešová et al., (2009). Půdní vlastnosti byly měřeny každý měsíc v povrchových horizontech. Byly odebrány neporušené půdní vzorky, na kterých se stanovovala momentální vlhkost ( $\theta_{\text{mom}}$ ), pórovitost a objemová hmotnost ( $\rho_d$ ) za použití standardních metod (Dane and Topp, 2002). Dále byly odebrány porušené půdní vzorky na stanovení  $\text{pH}_{\text{KCl}}$ ,  $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$  (Anonymous 1994), obsahu organické hmoty (Skjemstad and Baldock, 2008), kvality organické hmoty vyjádřené pomocí barevného kvocientu  $Q_{4/6}$  (Pospíšil, 1981) a stability agregátů. Stabilita agregátů byla stanovena pomocí indexu ve vodě stabilních agregátů (WSA), kterou popsali Nimmo a Perkins (2002).

Nenasycené hydraulické vodivosti byly měřeny v terénu v povrchovém horizontu za použití minidiskových infiltrometrů s nastavenou tlakovou výškou -2 cm (Decagon Devices 2006). Nasycené hydraulické vodivosti byly měřeny v terénu pomocí Guelphského permeometru (Soilmoisture Equipment Corp. 2005). Měření opět probíhalo v povrchovém horizontu v hloubce 10 cm. Sezónní změny nasycené hydraulické vodivosti byly změřeny pouze pro rok 2010. Vyhodnocení nenasyčených hydraulických vodivostí bylo provedeno dvěma metodami. První metodu popsal Zhang (1997) druhou metodu popsal Wooding (1968).

## **Výsledky a diskuze**

Obr. 2 znázorňuje sezónní i meziroční vývoj WSA indexu (stability agregátů). Z grafu je vidět, že se stabilita agregátů v průběhu roku měnila v závislosti na rozvoji kořenů rostlin ale i půdní vlhkosti. Na podzim se stabilita agregátů ve všech letech snížila. Což bylo způsobeno zemědělským obděláváním – sklizeň a orba. Chan et al. (1994) zjistil, že nejnižší stabilita je během podzimu a zimy, což potvrzují i naše výsledky na všech lokalitách. Zatímco WSA indexy zjištěné v hnědozemi modální na lokalitě Hněvčevy nevykazovaly zjevné meziroční změny, WSA indexy měřené na dalších dvou lokalitách ukázaly pokles WSA mezi roky 2007 a 2008, a pak postupný nárůst mezi roky 2008 a 2010. Nejnižší WSA indexy v roce 2008 korespondovaly s celkově vyššími hodnotami momentálních vlhkostí měřených v tomto roce (obr. 1).

Pokud porovnáme graf momentální vlhkosti s grafem nenasyčených vodivostí (obr. 1 a 3) vidíme, že vývojový trend je opačný. Když byla počáteční vlhkost vysoká, infiltrace se snížila nebo vůbec nepro-

běhla. Kodešová et al. (2008) ukázala, že rychlost infiltrace v nenasyčených podmínkách v šedozemi modální na lokalitě Čáslav je dána vyšším podílem větších kapilárních pórů, které svým poloměrem odpovídají tlakové výšce -2 cm a menším a poloměrech větších než 40  $\mu\text{m}$ . Tyto póry byly v tom článku definovány jako významná doména preferenčního proudění, která je založena na kapilárních silách. Dále zde bylo ukázáno, že v kambizemi modální na lokalitě Humpolec, kde byly také zaznamenány projevy preferenčního proudění, jsou preferenční cesty dány výhradně gravitačními (nekapilárními) póry. To znamená, že jde o poloměry větší než je poloměr odpovídající tlakové výšce -2 cm. Proto se při měření nenasyčené hydraulické vodivosti při tlakové výšce -2 cm nemohl jejich vliv projevit. Proto také největší nenasyčené vodivosti byly zjištěny na lokalitě Čáslav. Tuto skutečnost potvrdily i naše výsledky. V hnědozemi modální na lokalitě Hněvčeves byly měřeny nejnižší hodnoty nenasyčených vodivostí. Podíl velkých kapilárních pórů byl v této půdě snížen v důsledku nižší stability struktury (obr. 2) (a celkové degradaci této půdy). Jak ukázala studie Kodešové et al. (2011), podíl větších kapilárních pórů může být v této půdě významně zvýšen změnou způsobu hospodaření na půdě (např. trvalým zatravněním).

U nasycené hydraulické vodivosti (obr. 4) je patrný zřetelný vývojový trend u šedozemě modální. V dubnu byla nasycená hydraulická vodivost nejvyšší, pak docházelo ke ztrátě gravitačním pórů (podíl velkých kapilárních pórů se zvyšoval) a nasycená vodivost se začala pomalu snižovat (nenasycená vodivost v obr. 3 se zvyšovala). Nasycená vodivost se opět zvýšila po orbě v podzimních měsících. Podobný vývoj je patrný u všech třech lokalit.

Měřená data byla statisticky vyhodnocena, byla provedena korelační analýza. Byl zjišťován vztah mezi WSA indexem a ostatními měřenými půdními vlastnostmi. U hnědozemě modální na lokalitě Hněvčeves byla nalezena nejsilnější korelace s momentální vlhkostí ( $R = -0,58$ ,  $P \text{ value} = 0,004$ ). Podobně jako u hnědozemě i u kambizemě modální na lokalitě Humpolec byl nalezen negativní vztah mezi WSA indexem a momentální vlhkostí ( $R = -0,35$ ,  $P \text{ value} = 0,098$ ). Tento vztah však není statisticky významný. U šedozemě modální na lokalitě Čáslav korelace s momentální vlhkostí byla velmi slabá, ale byla zjištěna negativní závislost na  $\text{pH}_{\text{KCl}}$  ( $R = -0,49$ ,  $P \text{ value} = 0,016$ ).

Vícenásobná lineární regrese nepřinesla pro hnědozem modální a šedozem modální žádné nové poznatky. Pro kambizem modální byla zjištěna závislost WSA indexu na momentální vlhkosti a kvalitě organické hmoty ( $Q_{4/6}$ ) popsána rovnicí:

$$\text{WSA} = 0,91 - 0,0041 \theta_{\text{mom}} - 0,055 Q_{4/6} \quad (1)$$

kde  $R^2 = 26,50$  a  $P \text{ value} = 0,046$ . (Kvalita organické hmoty vzrůstá s klesající hodnotou  $Q_{4/6}$ .)

Dále byla zjištěna vzájemná korelace nenasyčených hydraulických vodivostí vyhodnocených dvěma různými metodami. Nejvyšší korelace byla zjištěna u hnědozemě modální ( $R = 0,92$ ), o něco nižší byla korelace u kambizemě modální ( $R = 0,88$ ) a nejslabší korelace byla zjištěna u šedozemě modální ( $R = 0,85$ ).

Následně byla provedena korelační analýza nenasyčených hydraulických vodivostí k ostatním měřeným vlastnostem. Nejužší korelační vztah byl zjištěn k momentální vlhkosti. Nejsilnější negativní korelace byla zjištěna u šedozemě modální ( $R = -0,72$  pro data vyhodnocená podle Woodinga,  $R = -0,76$  podle Zhanga). Méně těsný vztah mezi vodivostí a momentální vlhkostí byl zjištěn v kambizemi modální ( $R = -0,35$  podle Woodinga,  $R = -0,49$  podle Zhanga). U hnědozemě modální nebyl zjištěn žádný vztah mezi těmito vlastnostmi.

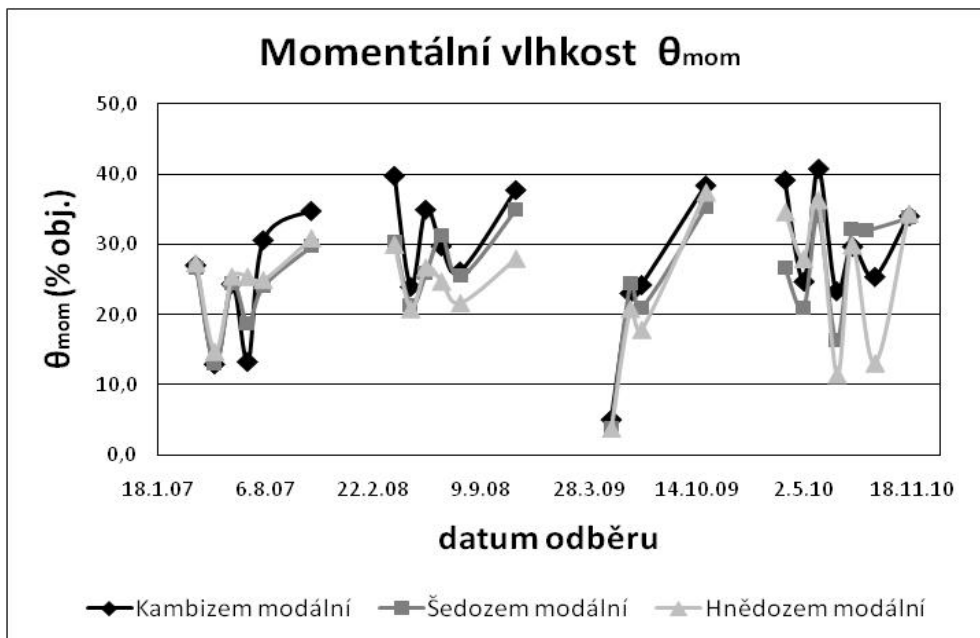
Také byla použita vícenásobná lineární regrese. U vodivostí měřených v šedozemi modální na lokalitě Čáslav, které byly vyhodnoceny podle Woodinga, ( $K_{\text{Wooding}}$ ) byla zjištěna jejich závislost na momentální vlhkosti a objemové hmotnosti ( $\rho_d$ ) popsána rovnicí:

$$K_{\text{Wooding}} = 0,083 - 0,00080 \theta_{\text{mom}} - 0,033 \rho_d \quad (2)$$

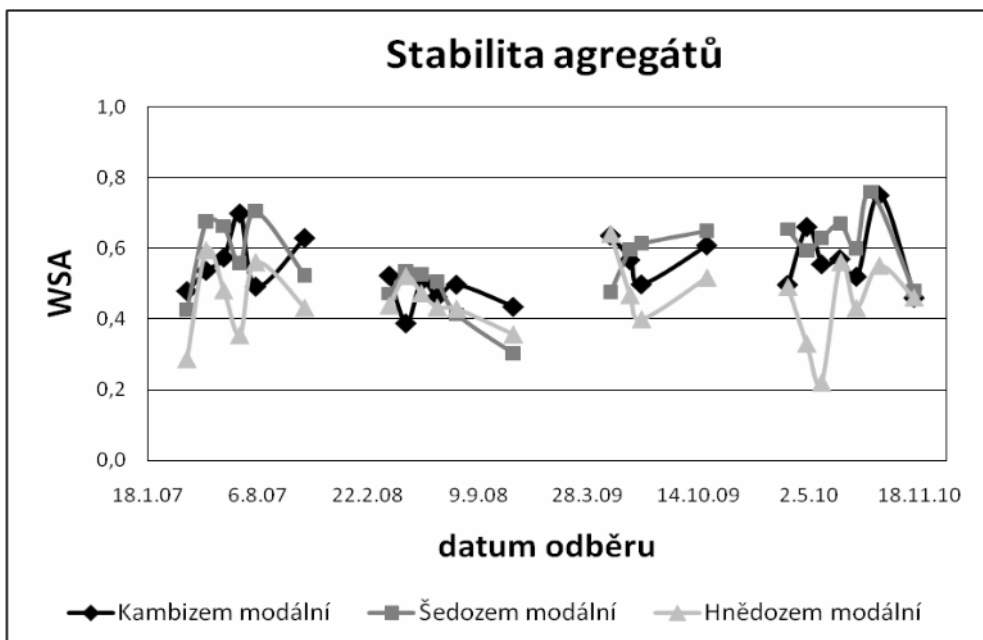
kde  $R^2 = 63,59$  a  $P \text{ value} = 0,0003$ . U vodivostí, které byly vyhodnoceny podle Zhanga, ( $K_{\text{Zhang}}$ ) byla zjištěna tato rovnice:

$$K_{\text{Zhang}} = 0,059 - 0,00074 \theta_{\text{mom}} - 0,020 \rho_d \quad (3)$$

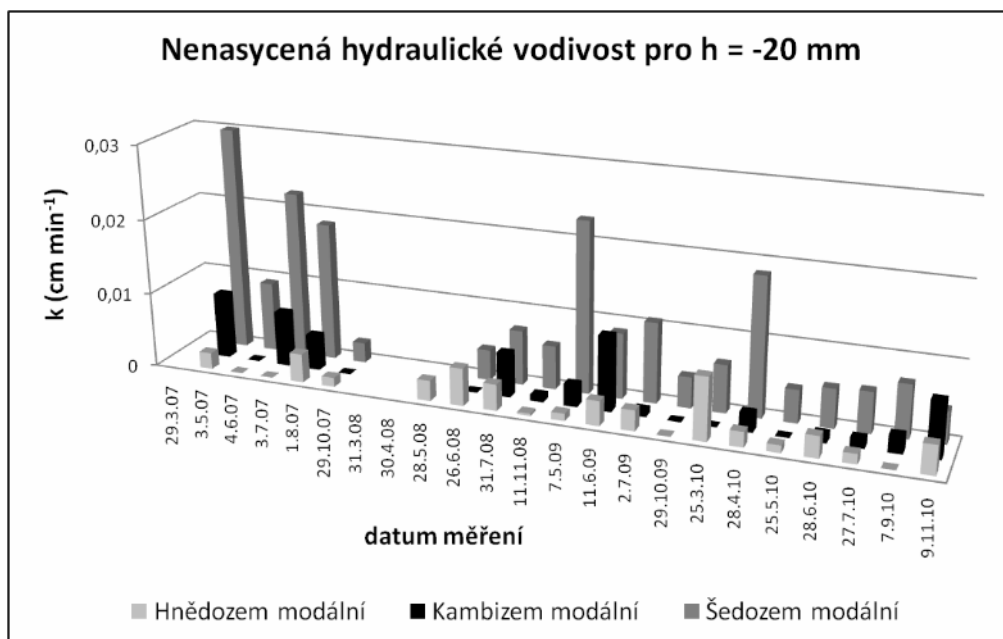
kde  $R^2 = 64,00$  a  $P \text{ value} = 0,0003$ . Pro ostatní lokality nepřinesla vícenásobná lineární regrese nové výsledky.



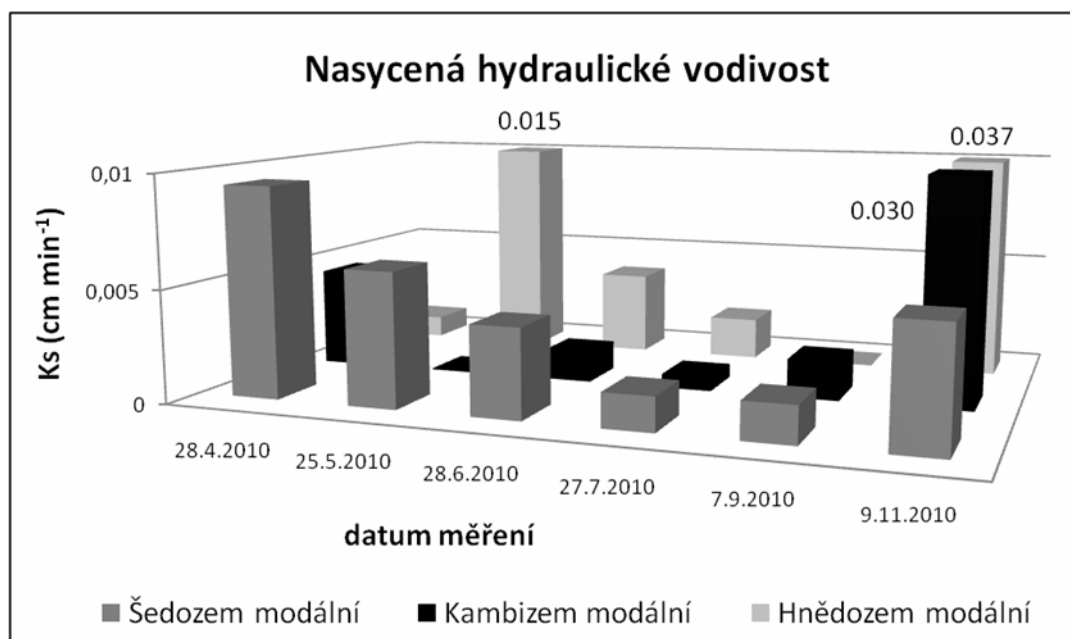
Obr. 1: Sezónní a meziroční průběh momentální vlhkosti ( $\theta_{\text{mom}}$ ).



Obr 2: Sezónní a meziroční průběh stability půdních agregátů (WSA index) – stabilita agregátů stoupá s rostoucí hodnotou WSA indexu.



Obr. 3: Sezónní variabilita nenasycených hydraulických vodivostí (k).



Obr. 4: Sezónní variabilita nasycených hydraulických vodivostí ( $K_s$ ).

## Závěr

Výsledky ukázaly, že stabilita agregátů a hydraulické vodivosti půdy se měnily v čase vlivem klimatických podmínek, biologické aktivity, růstem kořenů rostlin a hospodařením na půdě. Vyhodnocená stabilita agregátů se zvýšila s růstem kořenů. V období zvýšených dešťových srážek a po orbě se stabilita agregátů opět snížila. Měření nenasycených hydraulických vodivostí pomocí minidiskových tenzích infiltrometrů byla významně ovlivněna momentální půdní vlhkostí. V důsledku vysoké půdní vlhkosti a následně vysoké hodnotě vlhkovostního potenciálu, byl gradient mezi půdou a porézni deskou infiltrometru malý. Proto infiltrace v některých případech neprobíhala vůbec nebo jen velmi pomalu. Přesto však v průběhu roku vyhodnocené nenasycené hydraulické vodivosti také odrážely vývoj podí-



lu větších kapilárních pórů. Vyšší hodnoty hydraulických vodivostí byly zjištěny v období, kdy byly zaznamenány větší podíly těchto pórů. Nasycené hydraulické vodivosti vykazovaly zřetelný sezónní trend. V dubnu byla nasycená hydraulická vodivost nejvyšší, pak docházelo ke ztrátě gravitačním pórů (podíl velkých kapilárních pórů se zvyšoval) a nasycená vodivost se začala pomalu snižovat (nenasycená vodivost se zvyšovala). Nasycená vodivost se opět zvýšila po orbě v podzimních měsících.

### Poděkování

Autoři děkují za finanční podporu Grantové agentury České republiky (grant č. GA CR 526/08/0434) a Ministerstvu školství, mládeže a tělovýchovy České republiky (grant č. MSM 6046070901). Autoři také děkují Karlu Němečkovi za pomoc v terénu.

### Literatura

- Anonymous (1994): International Organization of Standardization, Standard of Soil quality – Determination of pH (ISO 10390:1994).
- Bodner, G., Loiskandl, W., Buchan, G., Kaul, H.P. (2008) Natural and management-induced dynamics of hydraulic conductivity along a cover-cropped field slope. *Geoderma* 146, 317–325.
- Chan, K.Y., Heenan, D.P., Ashley R. (1994): Seasonal changes in surface aggregate stability under different tillage and crops. *Soil and Tillage Research*, 28: 301–314.
- Dane, J.H., Topp, C.T. (Eds) (2002) *Methods of Soil Analysis, Part 4 – Physical Methods*. Soil Science Society of America, Inc.: Madison, USA.
- Decagon Device (2006) *Minidisc Infiltrometer – User’s Manual, Version 3*, Decagon Device, Inc.: Pullman, USA.
- Kodešová, R., Jirků, V., Kodeš, V., Mühlhanslová, M., Nikodem, A., Žigová, A. (2011): Soil structure and soil hydraulic properties of Haplic Luvisol used as arable land and grassland, *Soil and Tillage Research*, 111 (2), 154–161.
- Kodešová, R., Kočárek, M., Kodeš, V., Šimůnek, J., Kozák, J. (2008): Impact of soil micromorphology features on water flow and herbicide transport in soils. *Vadose Zone J., Special Issue “Vadose Zone Modeling”*, 7(2), 798–809.
- Kodešová, R., Kodeš, V., Žigová, A., Šimůnek, J. (2006) Impact of plant roots and soil organisms on soil micromorphology and hydraulic properties. *Biologia* 61, S339–S343.
- Kodešová, R., Rohošková, M., Žigová, A. (2009): Comparison of aggregate stability within six soil profiles under conventional tillage using variolaboratory tests. *Biologia*, 64/3, 550–554.
- Lipiec, J., Wójciga, A., Horn, R. (2009): Hydraulic properties of soil aggregates as influenced by compaction. *Soil and Tillage Research*, 103: 170–177.
- Nimmo, J.R., Perkins, K.S. (2002) Aggregate stability and size distribution. In: Dane J.H., Topp G.C. [eds.]. *Methods of Soil Analysis, Part 4 – Physical Methods*. Soil Science Society of America, Inc.: Madison, USA. No. 5, 317–328.
- Pospíšil F. (1981): Group- and fractional composition of the humus of different soils. In: *Transactions of the Fifth International Soil Science Conference, Vol. 1*. Research Institute for Soil Improvement, Prague, 135–138.
- Skjemstad, J.O., Baldock, J.A. (2008): Total and organic carbon, in: Carter, M.R., Gregorich, E.G. (Eds), *Soil Sampling and Method of Analysis*, Canadian Society of Soil Science, Taylor and Francis Group, USA, pp. 225–237.
- Soilmoisture Equipment Corp., (2005): *Guelph Permeameter Model 2800K1, Operating instructions*. Soilmoisture Equipment Corp., Santa Barbara CA, 51 s.
- Strudley, W.M., Green, T.R., Ascough, II J.C. (2008): Tillage effects on soil hydraulic properties in space and time: State of the science. *Soil and Tillage Research*, 99: 4–48.

# Stanovení plošného rozložení sněhové pokrývky na Stříbrném hřebetě pomocí GPS

Roman Juras<sup>1</sup>, Petr Bašta<sup>1</sup>, Jirka Pavlásek<sup>1</sup>, Kateřina Gdulová<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta životního prostředí, Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování, Kamýcká 129, 165 21 Praha 6, Česká republika

<sup>2</sup>Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta životního prostředí, Katedra aplikované geoinformatiky a územního plánování, Kamýcká 129, 165 21 Praha 6, Česká republika

## Abstrakt

Provedený výzkum byl zaměřen na porovnání klasické ruční liniové metody měření s bodovým měřením pomocí referenční stanice GPS a následné interpolace bodových hodnot do plošného modelu. Získané výsledky mohou posloužit mj. pro stanovení potenciální zásoby vody a změny této zásoby v důsledku tání. Pro měření pomocí GPS byla použita referenční stanice Leica 1200. Zájmové území Stříbrný hřbet se nachází na hlavním krkonošském hřebeni, 1,5 km od Luční boudy. GPS data výšky sněhové pokrývky ze zájmové lokality byla získána na sklonku zimy 2009/2010 v období tání; celkem zde bylo provedeno pět měření v týdenním až dvoutýdenním intervalu. Zájmové území bylo dále rozděleno do pravidelné sítě 25×25 m, v jejímž každém bodě byly pomocí stanice GPS zjištěny vertikální a horizontální souřadnice povrchu nezasněženého terénu a z nich odvozen digitální model terénu (DTM). Odečtením vertikálních souřadnic terénu pokrytého sněhovou pokrývkou od vertikálních souřadnic DTM pak byla získána mocnost sněhové pokrývky v jednotlivých bodech a následnou interpolací v ArcGIS 9.3 bylo zjištěno její celkové plošné rozložení. Pro ověření výsledků byla mocnost sněhu dále změřena klasickou ruční metodou pomocí lavinové sondy v pěti vybraných liniích náhodně rozmístěných na ploše území; každá linie byla následně přeměřena pomocí GPS a tyto výsledky porovnány. Výsledky poukazují na (i) vysokou úspěšnost interpolační techniky Natural Neighbour; (ii) poměrně velké rozdíly mezi mocnostmi sněhové pokrývky získanými ručním měřením a hodnotami odvozenými pomocí GPS; (iii) vliv prostorové struktury a hustoty bodů na výsledky interpolace.

**Klíčová slova:** Mocnost sněhové pokrývky, referenční GPS, digitální model terénu, prostorové interpolace, střední kvadratická chyba.

## Úvod

Sněhové srážky představují významnou zásobárnu akumulované vody v pevném skupenství na zemském povrchu. Jelikož sněhová pokrývka leží na velké části horského terénu často i po dobu poloviny roku, působí jako důležitý přírodní činitel (např. Janásková, 2006). Sníh značně ovlivňuje hydrologický cyklus, především v období tání, kdy se ze sněhové pokrývky uvolňuje velké množství vody. Dále působí jako retardační faktor při srážkových událostech, protože zpomaluje odtok dešťové vody – část dešťové vody ze sněhové pokrývky odteče a část se zde může zadržet a akumulovat (Singh et Singh, 2001). Tento proces podporuje vznik mokrých lavin (Conway, 1994; Conway et Raymond, 1993; Singh et Singh, 2001) a břečkotoků (např. Juras 2009; Smart et al., 2000; Spusta et al., 2003; Tómasson et Hestnes, 2000). V neposlední řadě sníh působí jako tepelný izolant a tím chrání rostlinná a živočišná společenstva pod ním před nízkými teplotami (Hejzman et al., 2006).

Z výše uvedených důvodů sněhová pokrývka vyžaduje důkladné studium a kontinuální měření. Vodohospodáře především zajímá akumulovaná zásoba vody ve sněhové pokrývce; tuto hodnotu udává veličina vodní hodnota sněhu (Snow Water Equivalent – SWE). Další velmi důležitou měřenou veličinou je výška (mocnost) sněhové pokrývky. Tato hodnota je mimo jiné důležitá pro predikci sněhových lavin a je ovlivněna několika faktory – jsou to především klima, nadmořská výška a orografické podmínky (McClung et Schaerer, 2006). V členitém horském terénu je distribuce sněhu nerovnoměrná. To

je způsobeno jednak směrem a rychlostí větru při dopadání sněhu na zemský povrch a dále druhotným převíváním, kdy vítr sekundárně transportuje sníh z návětrných stran svahů do závětrných, kde poté může sněhová pokrývka dosahovat výšky i několika metrů (Hejman et al., 2006; McClung et Schaefer, 2006).

Pro měření mocnosti sněhové pokrývky a SWE se používá řada metod. SWE se nejčastěji měří sněhoměrným válcem (popřípadě jeho českou obdobou, Hancvenclovým válcem) nebo pomocí sněhoměrného polštáře. Mocnost sněhové pokrývky se měří statickými sněhoměrnými latěmi, popřípadě bodovým měřením v terénu lavinovou sondou, kdy se zjišťuje prostorové rozložení této veličiny. Z těchto bodových měření se poté softwarovými nástroji interpoluje celkové plošné rozložení. Nejčastěji se na sledovaných plochách měří výška v pěti až šesti liniích dlouhých 30 m, kdy SWE se stanoví na počátku, uprostřed a na konci linie a výška sněhové pokrývky každé 3 m.

Modernější metody měření mocnosti sněhové pokrývky využívají družicové multispektrální snímky, LIDAR, případně GPS technologie (Hejman et al., 2006; Larson et al., 2009; Jacobson, 2009).

V rámci této studie byla pro měření pomocí technologie GPS použita referenční stanice Leica 1200. Zvolená GPS metoda byla vybrána jako vhodná z důvodu své přesnosti až 1 cm v horizontálním i vertikálním směru. Zájmové území Stříbrný hřbet se nachází na hlavním krkonošském hřebeni (viz obr. 1); jeho rozloha činí necelých 0,8 km<sup>2</sup>, svahy mají jihovýchodní orientaci a jejich sklon se pohybuje v rozmezí od 6 do 11°.

### **Metodika tvorby digitálního modelu terénu**

Vytvoření digitálního modelu terénu (DTM) pro zájmové území bylo klíčovým úkolem celé práce. DTM slouží jako základní topografická vrstva, která je odečítána od interpolovaných topografických vrstev povrchu sněhové pokrývky pro zjištění mocnosti sněhové pokrývky v dané poloze.

Vybraná lokalita Stříbrný hřbet je z hlediska morfologie terénu poměrně homogenní území, bez částých terénních zlomů (které se ale přesto na lokalitě místy vyskytují). Z tohoto důvodu byla zvolena síť topografických bodů 25×25 m, ze kterých se prováděla celková interpolace DTM. Každý bod v definované síti byl zaměřen s co největší přesností pomocí již zmíněné referenční stanice GPS Leica 1200. V místech větších terénních zlomů (koryta potoků, kamenná suťoviška, upravené cesty) byla zvolena hustší síť topografických bodů. Celý postup tvorby DTM ze zaměřených topografických bodů můžeme shrnout do následujících kroků:

1. Náhodný výběr validačních bodů, rozmístěných po celé ploše zájmového území, ze zaměřených bodů. Takto vybrané body poté nevstupují do interpolace DTM.
2. Interpolace zaměřených bodů. Bylo použito pět níže uvedených interpolačních technik z nabídky programu ArcGIS 9.3, které jsou dostupné v rámci základního panelu nástrojů *3D Analyst Tools* a interpolační nadstavby *Geostatistical Analyst*.
  - Metoda váženého průměrování metodou inverzních vzdáleností (inverse distance weighting – IDW). Jde o metodu deterministickou a velmi snadnou z hlediska výpočtu, proto je častou alternativou geostatistické metody kriging, zejména u modelů, kde z dostupného vzorku dat nelze sestavit vyhovující variogram (např. Lu et Wong, 2008; Bartier et Keller, 1996). Nevýhodou této metody je generování povrchů, které jsou charakteristické výskytem koncentrických struktur kolem interpolovaných bodů, tzv. bulls eyes (Ježek, 2008).
  - Splineové techniky. Jde o deterministické metody pracující na základě radiálních bázových funkcí produkující povrchy o minimální křivosti (např. Ježek, 2008; Ježek, 2002; Mitášová et al., 2005, Mitášová et Hofierka, 1993). Povrchy generované splinem jsou proto značně shlazené a jsou vhodné pro interpolaci jevů, které se mění spojitě, nikoli skokově – v takových případech může tato technika produkovat falešné lokální extrémy.
  - Geostatistická technika krigování (ordinary kriging). Tato technika poskytuje nestranný lineární regresní odhad interpolované veličiny (např. Goovaerts, 1997). Je založena na konceptu prostorové autokorelace interpolovaných jevů. Prostorová korelace veličiny je charakterizována teoretickým semivariogramem, který získáme proložením empiricky sestaveného semivari-

- Metoda lokálního průměrování na základě přirozeného okolí (natural neighbour). Jde o lokální deterministickou metodu rychlé interpolace založenou na základě váženého průměrování. Od výše popsané metody IDW se tato technika liší váhovou funkcí – hodnota bodu vstupujícího do interpolace je vážena plochou Thiessenova polygonu příslušejícího tomuto bodu. Velmi dobře pracuje s pravidelně i nepravidelně rozmístěnými body v prostoru, nevytváří falešné lokální extrémny a je vhodná pro případy, je-li k dispozici velmi mnoho vstupních bodů (Sambridge et al., 2009).

Zmíněná nadstavba *Geostatistical Analyst* má implementován nástroj pro optimalizaci vstupních parametrů jednotlivých interpolačních technik, který pracuje na základě iteračního vyhodnocování chyby každého modelu metodou crossvalidace (tzv. jack knife).

3. Validace každé interpolační techniky metodou jack knife na validačních bodech vybraných v kroku 1. Validacním kritériem byla zvolena střední kvadratická chyba (Root Mean Square Error – RMSE), jež se vypočte dle vztahu

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum (H_i - \hat{H}_i)^2} \quad (1)$$

a jejíž hodnoty blízké se nule indikují úspěšný model.  $N$  je počet validačních bodů,  $H_i$  je měřená nadmořská výška  $i$ -tého validačního bodu a  $\hat{H}_i$  je interpolovaná výška téhož bodu. Na základě tohoto kritéria byla vybrána interpolační technika, jež mezi všemi modely vykázala nejmenší hodnotu RMSE.

4. Interpolace topografických bodů ve zvolené síti  $25 \times 25$  m nebyla schopna postihnout zmíněné významnější terénní zlomy a nerovnosti, a proto byla tato území zaměřena podrobněji a interpolována zvlášť. Výsledný DTM byl tedy kombinací nejlepší interpolace základní sítě bodů  $25 \times 25$  m a několika dílčích interpolací bodů pokrývajících v hustším sponu tyto terénní nerovnosti.

### Metodika sběru topografických dat sněhové pokrývky

Při sběru sněhových topografických dat bylo dbáno na zaměření co největšího počtu bodů na sněhové pokrývce, jejichž 2D poloha odpovídá poloze zaměřených topografických bodů DTM. Toto kritérium ovšem nebylo zásadní, a proto byly kromě výše zmíněného také zaměřovány další body náhodně. Částečné náhodné uspořádání měřených dat sloužilo pro pozdější variační scénáře hustoty a pravidelnosti vstupních dat pro jednotlivé interpolace.

Data byla měřena pomocí speciálně upravené stanice GPS, kterou lze pohybovat na upravených lyžích po neporušené sněhové pokrývce tak, aby přitom nebyla ovlivněna výška sněhové pokrývky. Byla nastavena metoda kontinuálního záznamu polohy po 1 m, limit kvality záznamu bodů nebyl stanoven.

Pro ověření stanovení plošného rozložení sněhové pokrývky byly použity dva stupně validace. První z nich spočíval v porovnání interpolovaných hodnot mocnosti sněhové pokrývky s hodnotami odvozenými z přímého měření lavinovou sondou. Na lokalitě bylo proto vybráno pět náhodně rozmístěných linií o délce 30 m. Tyto linie prostorově reprezentovaly celé zájmové území. V rámci každé takové linie byla každé tři metry změřena mocnost sněhové pokrývky pomocí lavinové sondy (tzv. „ruční metoda měření“ s přesností na jednotky cm). Ve stejných bodech byla poté pro srovnání změřena nadmořská výška povrchu sněhové pokrývky pomocí stanice GPS a ta byla následně redukována nadmořskou výškou terénu interpolovanou v daném místě z DTM. Tato procedura má čistě kontrolní charakter, a to pro stanovení odchylky mezi skutečnou mocností sněhové pokrývky (zjištěnou ručním měřením) a mocností sněhu získanou měřením GPS a interpolací DTM. Výsledek je tedy zatížen chybou interpolace DTM, ale právě díky tomu je porovnání těchto dvou způsobů získání mocnosti sněhové pokrývky důležité, protože podá obraz o odchylkách, se kterými je nutno počítat při odvozování plošného rozložení sněhové pokrývky na celé lokalitě. Pro co nejpřesnější odvození by toto srovnání

samořejmě mělo vykazovat minimální hodnoty RMSE (přibližně do 5 cm), tedy mocnosti sněhové pokrývky získané oběma metodami by měly maximálně korelovat.

Druhý stupeň validace spočívá pouze ve vyhodnocení chyby interpolační techniky metodou jack knife při odvozování plošného rozložení sněhové pokrývky. Pro tento účel byl ze všech zaměřených topografických bodů povrchu sněhové pokrývky proveden opět náhodný výběr validačních bodů, které se posléze neúčastnily procesu interpolace. Validace poté proběhla stejným způsobem, jako v případě DTM.

### Metodika interpolace topografických dat sněhové pokrývky

Proces odvození prostorového rozložení výšky sněhové pokrývky lze shrnout do následujících kroků:

1. Výběr „sněhových“ topografických bodů (tj. bodů zaměřených na povrchu sněhové pokrývky) s kvalitou vertikálních souřadnic do 5 cm.
2. Roztřídění dat do následujících čtyř kategorií dle hustoty bodů:
  - a) Všechny body požadované kvality (kategorie A).
  - b) Každý 10. zaměřený bod požadované kvality – vzájemná vzdálenost jednotlivých bodů je min. 10 m (kategorie B).
  - c) Svou 2D polohou nejbližší měřené body k bodům DTM v síti 25×25 m (kategorie C).
  - d) Svou 2D polohou nejbližší měřené body k bodům DTM v síti 50×50 m (kategorie D).
3. Náhodný výběr validačních bodů v prostoru ze zaměřených bodů. Výběr podléhal dvěma kritériím: (i) vzájemná vzdálenost dvou validačních bodů je min. 10 m, (ii) vzdálenost validačního bodu od bodu vstupujícího do interpolace je min. 2,5 m.
4. Výpočet rozdílu nadmořských výšek zaměřených topografických bodů sněhové pokrývky a stejně umístěných bodů DTM. Pro tento výpočet byly hodnoty nadmořské výšky odpovídajících bodů DTM extrahovány z interpolovaného DTM.
5. Vyřazení ojedinělých záporných hodnot vzniklých odečtením uvedeným v kroku 4.
6. Interpolace plošného rozložení sněhové pokrývky technikami z nástrojové nabídky programu ArcGIS 9.3 (pro tento účel byly aplikovány stejné techniky jako v případě DTM). Do jednotlivých interpolačních výpočtů vstupují pouze body s kladnou výškou sněhu (výstup z předchozí operace).
7. Validace na ručně měřených bodech (první stupeň ověření). V této fázi je nutno stanovit míru korelace mocnosti sněhové pokrývky ve validačních bodech změřené ruční metodou s mocností odvozenou jako rozdíl nadmořské výšky povrchu sněhové pokrývky změřené pomocí GPS a nadmořské výšky terénu interpolované v DTM. Dvojice mocností se spolu vzájemně porovnají a jejich podobnost se určí na základě korelačního koeficientu, který je dán dle vztahu

$$\rho_{H_r, H_g} = \frac{E(H_r, H_g) - E(H_r)E(H_g)}{\sqrt{E(H_r^2) - E^2(H_r)}\sqrt{E(H_g^2) - E^2(H_g)}}, \quad (2)$$

kde  $H_r$  je hodnota mocnosti sněhu z ručního měření,  $H_g$  je hodnota mocnosti sněhu z měření pomocí GPS a  $E(H_r)$  resp.  $E(H_g)$  jsou střední hodnoty příslušných datových souborů. Celková chyba měření se vyhodnotí na základě kritéria RMSE (1). Pro maximální shodu by se hodnota  $\rho$  měla blížit 1 a pro minimální chybu měření by se hodnota RMSE měla blížit 0. Nejlépe jsou hodnocena taková měření, která splňují obě podmínky.

Validace výsledků interpolační techniky (druhý stupeň ověření) metodou jack knife aplikovanou na validačních bodech vybraných v kroku 3. Validacími kritérii zde byla zvolena RMSE a koeficient determinace ( $R^2$ ), který se vypočte dle vztahu:

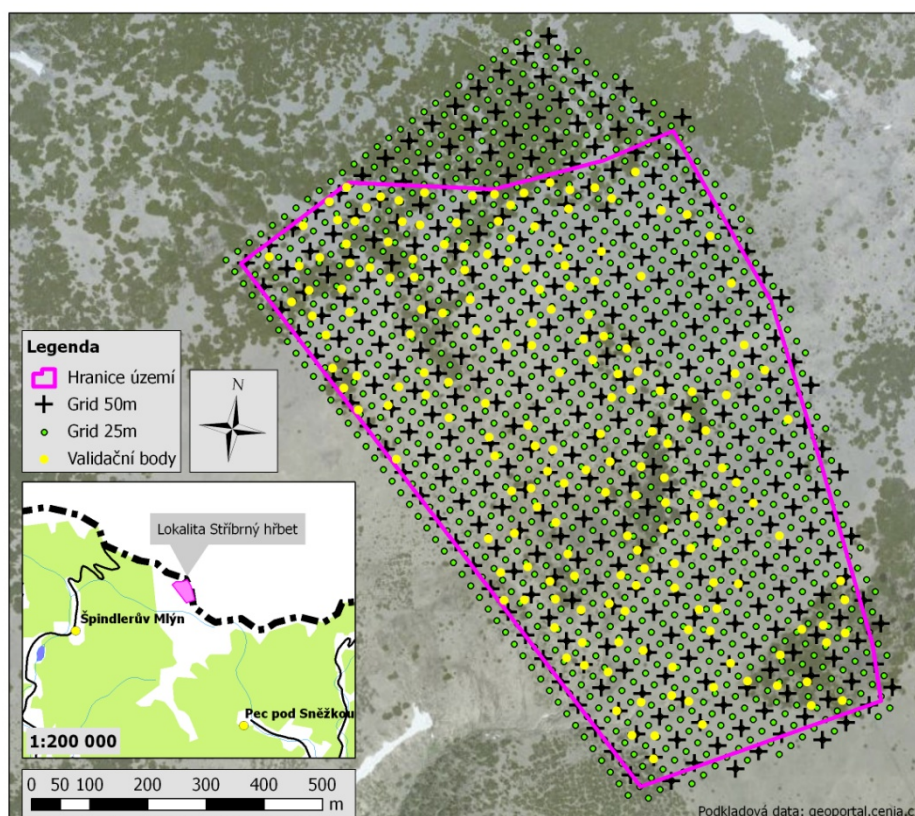
$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (H_i - \hat{H}_i)^2}{\sum_{i=1}^N (H_i - \bar{H}_i)^2}, \quad (3)$$

kde  $N$  je počet validačních bodů,  $H_i$  je měřená hodnota  $i$ -tého validačního bodu,  $\hat{H}_i$  je interpolovaná hodnota téhož bodu a  $\bar{H}_i$  je střední hodnota vypočtená ze všech validačních bodů.

## Výsledky

Tvorba digitálního modelu terénu: Vytvoření DTM bylo klíčové pro splnění hlavních cílů práce. Tato vrstva se proto musela vytvořit velmi pečlivě s vysokou mírou ověření, neboť na její přesnosti závisely všechny výsledky. Na obr. 1 je znázorněna zájmová lokalita se sítí topografických dat vstupujících do modelu.

Nejúspěšnější interpolační technika byla vybrána na základě nejmenší hodnoty RMSE – metoda Natural Neighbour (viz přehled úspěšnosti interpolačních technik pro DTM na obr. 2). Výsledný model terénu byl následně zpřesněn implementací dílčích lokálních modelů terénu koryt potoků. Výsledný model terénu je zobrazen na obr. 3.

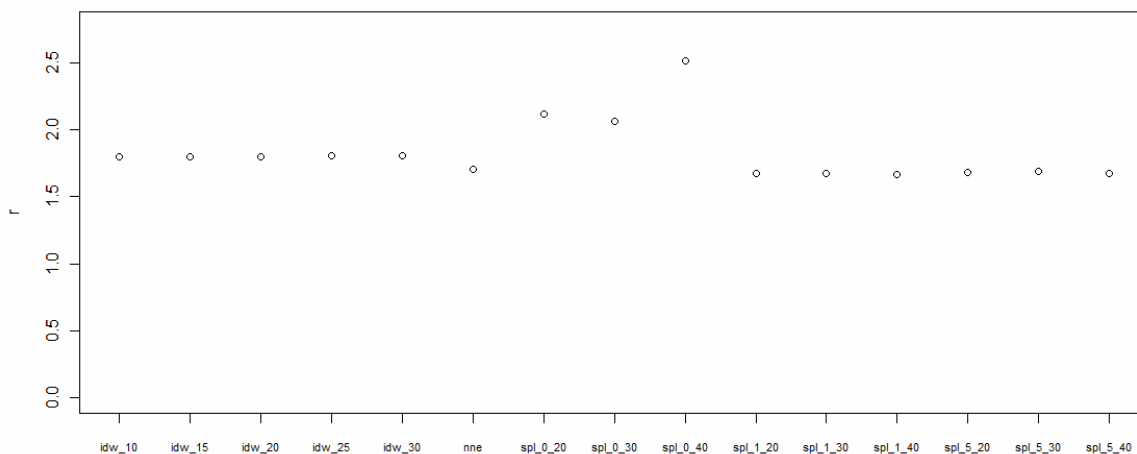


Obr. 1: Zájmové území. Vstupní data pro interpolaci DTM (sít' bodů 25×25 m) a validační body pro ověření správnosti interpolace.

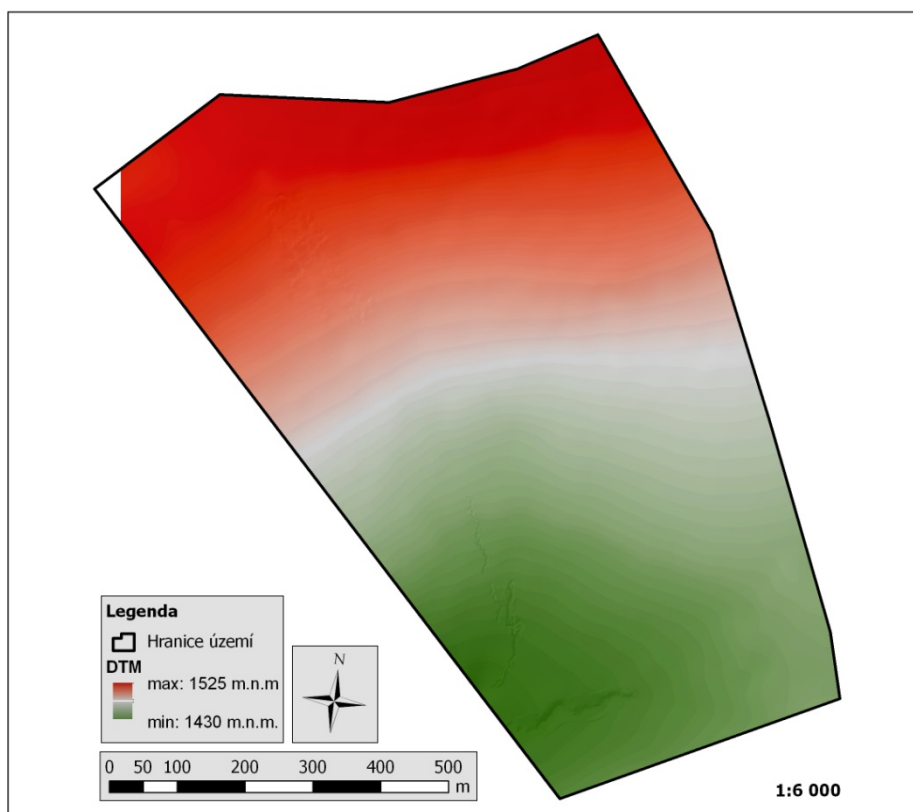
Interpolace plošného rozložení mocnosti sněhové pokrývky: Zvláštní pozornost byla věnována procesu validace. Ruční měření sloužila ke zjištění odchylky, s jakou je nutno počítat při procesu stanovení plošného rozložení sněhové pokrývky a dalších veličin (např. SWE) dle uvedené metodiky. Byly porovnávány hodnoty mocnosti sněhové pokrývky získané ručním měřením s hodnotami získanými rozdílem nadmořské výšky povrchu sněhové pokrývky (změřené pomocí GPS) a nadmořské výšky interpolované z DTM. Detailní porovnání těchto výsledků je uvedeno na obr. 4.

Ruční měření představuje maximální možnou přesnost, měření pomocí GPS je předpokládáno rovněž za velmi přesné. Důvodem odchylek znázorněných na obr. 4 je ovšem fakt, že tento validační proces je mimo chyby samotného měření stanic GPS zatížen především chybou interpolovaného DTM, která je nevyhnutelná. S rostoucím rozdílem odvozených hodnot mocnosti sněhové pokrývky (získaných pomocí měření GPS a interpolací DTM) od hodnot skutečných (stanovených ručním měřením) pochopitelně klesá vypovídající hodnota výsledného modelu plošného rozložení mocnosti sněhové pokrývky na lokalitě.

Z uvedených výsledků lze usoudit, že v takovém případě není možné stanovit plošné rozložení sněhové pokrývky s maximální mírou přesnosti. Přesné stanovení bude možné, pokud hodnoty RSME pro dané validační body dosáhnou hodnot blízcích se nule.

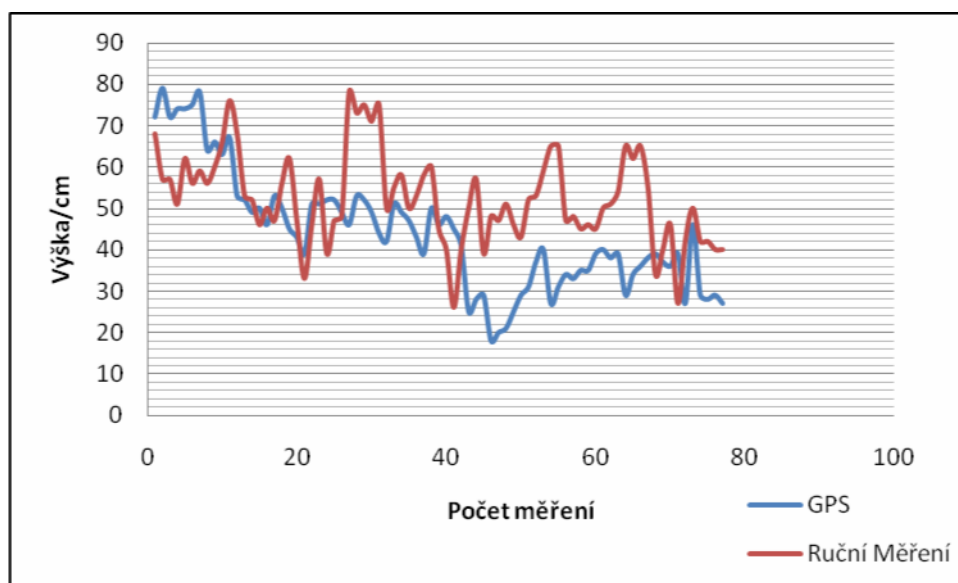


Obr. 2: Porovnání úspěšnosti interpolačních technik použitých pro generování DTM ze sítě bodů 25×25 m na základě hodnot RMSE. Nejlepší model byl vybrán na základě nejmenší hodnoty RMSE. *Legenda:* „idw“ – metoda IDW, „nne“ – metoda Natural Neighbour, „spl“ – metoda Spline; čísla za jednotlivými metodami představují vstupní parametry příslušné interpolační metody.



Obr. 3: Digitální model terénu vytvořený interpolační technikou Natural Neighbour.





Obr. 4: Porovnání dvou způsobů měření mocnosti sněhové pokrývky – (i) ručního měření pomocí lavinové sondy a (ii) měření pomocí GPS redukované o nadmořské výšky odvozené z DTM. RMSE = 16,6 cm,  $\rho = 0,36$ .

Přes uvedené nesnáze byly provedeny jednotlivé interpolace plošného rozložení sněhové pokrývky na vybraném měření, během něhož byla získána nejrepresentativnější data. Výsledky druhého stupně validace jsou znázorněny na obr. 5 a lze je považovat za uspokojivé. Z tohoto pohledu je neúspěšnější interpolační technikou metoda Natural Neighbour, pro níž RMSE dosahuje hodnot do 5 cm v případě nejhustší sítě vstupních bodů (kategorie A), resp. do 15 cm v případě nejřidší sítě vstupních bodů (kategorie D). Nejlépe vycházejí modely interpolované z nejpodrobnějších bodů, tj. z bodů o nejvyšší hustotě (kategorie A). Je proto třeba zvážit, do jaké míry potřebujeme model z časových či finančních důvodů generalizovat na úkor jeho přesnosti.

Na obr. 6 jsou znázorněny modely prostorového rozložení mocnosti sněhové pokrývky získané vybranými interpolačními technikami při různých hustotách vstupních topografických bodů.

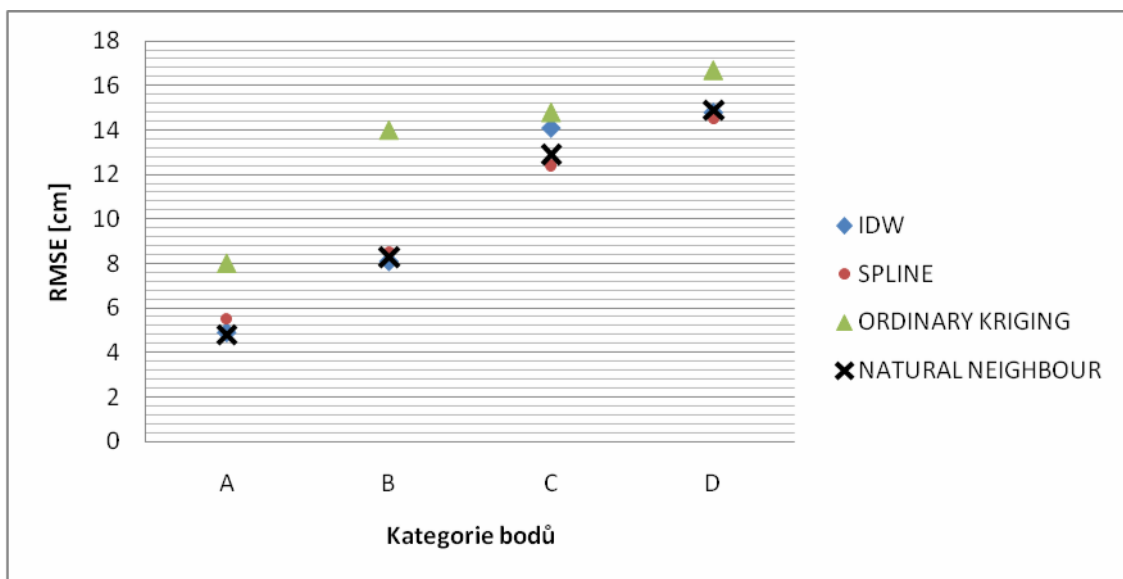
## Diskuze

Prostorové rozložení mocnosti sněhové pokrývky se podařilo stanovit dle uvedené metodiky, ovšem je nutné počítat s chybou způsobenou oběma procesy interpolací (DTM a povrchu sněhové pokrývky).

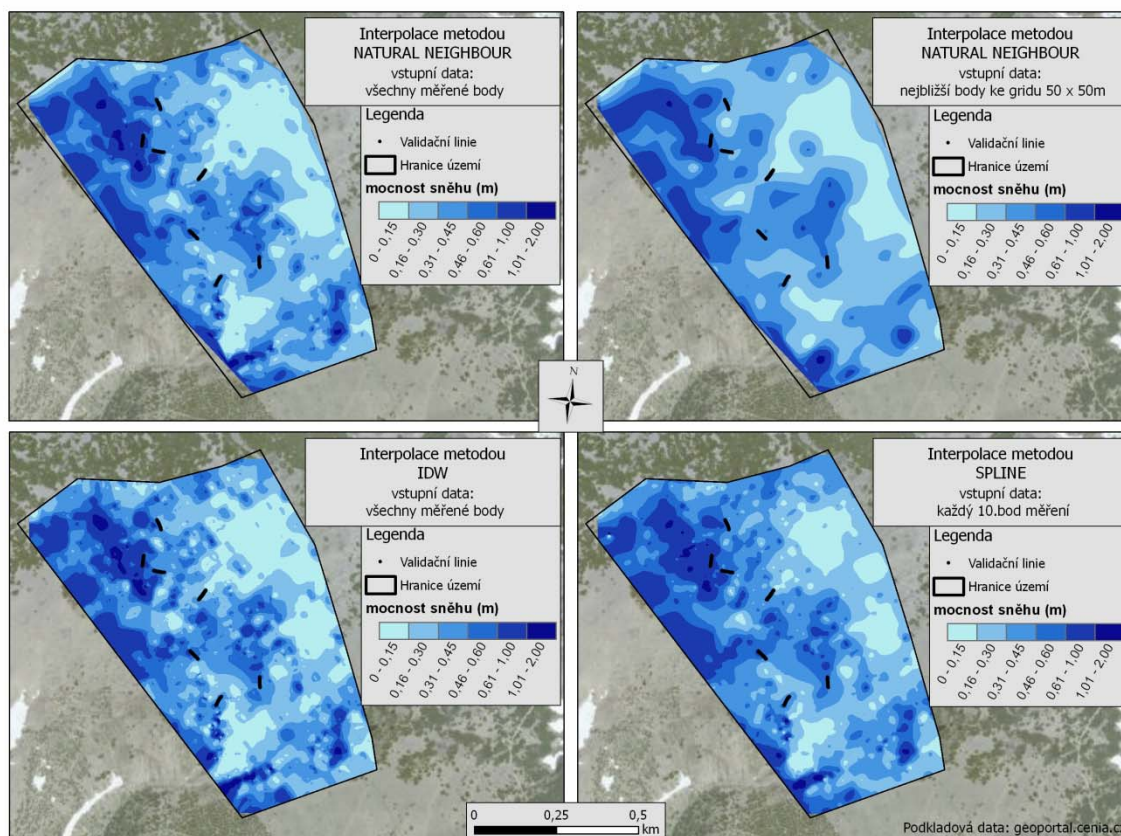
Do výpočtu byla vnesena řada nepřesností. V první řadě se jedná o stanovení DTM. Jelikož tato vrstva vznikla aplikací interpolačních technik, je pravděpodobné, že výsledný model terénu nepostihl jemnější terénní nerovnosti v místech ručně měřených linií určených pro validaci interpolace rozložení mocnosti sněhové pokrývky. To se projevilo na vyšších hodnotách RMSE u prvního stupně validace (viz obr. 4). Lze proto předpokládat, že k takovým odchylkám může docházet prakticky na celé ploše zájmového území. Dalším směr výzkumu by se proto měl zaměřit na detailnější prozkoumání právě těchto lokálních odchylek. S odchylkami DTM od skutečného povrchu terénu je však třeba počítat vždy.

Dalším zdrojem nepřesností, spíše teoretickým, může být chybné měření použitých přístrojů GPS. Přesto, že přístroj u každého bodu udává přesnost měření, je otázkou, zda lze tuto hodnotu považovat za zcela spolehlivou. Tento aspekt lze nejlépe ověřit porovnáním s výsledky měření provedeného pomocí jiné technologie – např. geodetickou totální stanicí. Do všech interpolací vstupovaly pouze body s přesností  $\pm 5$  cm, to ale nemůže vysvětlit veškeré odchylky měření.





Obr. 5: Druhý stupeň validace: výsledné hodnoty RMSE vyhodnocené pro modely prostorového rozložení mocnosti sněhové pokrývky interpolované čtyřmi uvedenými interpolačními technikami pro čtyři různé sady vstupních bodů (kategorie A – D).



Obr. 6: Vybrané výsledky interpolace plošného rozložení mocnosti sněhové pokrývky ze vstupních bodů různé hustoty. Pro názornost jsou uvedeny dva modely vytvořené nejúspěšnější technikou Natural Neighbour (z bodů kategorie A a D), jeden model vytvořený metodou IDW (z bodů kategorie A) a jeden model vytvořený metodou Spline (z bodů kategorie B).

Proces odvození plošného rozložení mocnosti sněhové pokrývky ovlivňuje i chronologie výpočtů v metodice. Vliv má totiž fakt, zda výsledný model obdržíme prostým rozdílem dvou předem stanovených topografických modelů – DTM a modelu povrchu sněhové pokrývky, anebo zda nejprve provedeme rozdíl nadmořské výšky sněhové pokrývky a interpolovaného DTM v jednotlivých topografických bodech sněhu a teprve z těchto hodnot interpolujeme výsledný model mocnosti.

Je zajímavé, že v ojedinělých případech poskytly interpolace mocnosti sněhové pokrývky i záporné hodnoty, přestože jako vstupní data byly použity pouze kladné hodnoty, avšak to lze přičítat špatné volbě vstupních parametrů interpolační techniky a rovněž matematické povaze jednotlivých interpolačních technik, která se mohla projevit pro prostorové uspořádání vstupních bodů jako nevhodná.

## **Závěr**

Tato studie si kladla za cíl sestavit metodiku pro stanovení plošného rozložení sněhové pokrývky pomocí GPS a vyzkoušet ji na zájmové lokalitě Stříbrný hřbet.

Ze všech hledisek lze v této studii za nejlepší interpolační techniku považovat metodu Natural Neighbour, a to jak pro generování DTM, tak pro odvození modelu plošného rozložení mocnosti sněhové pokrývky.

Pro další výzkum je nutno důkladně zvážit strategii mapování topografických bodů, na níž pak závisí prostorové rozložení bodů vstupujících do procesu interpolace topografických modelů. Výsledek procesu interpolace je totiž mimo použité interpolační techniky závislý na prostorové struktuře a hustotě vstupních bodů (Heritage et al., 2009) a naopak, výběr interpolační techniky závisí na povaze interpolovaného terénu (Chaplot et al., 2006). Na ověření úspěšnosti každé interpolace má zcela obdobně vliv strategie výběru validačních bodů; větší objektivitu při procesu validace dosáhneme se zvyšujícím se počtem validačních bodů.

## **Poděkování**

Poděkování patří Katedře aplikované geoinformatiky a územního plánování FŽP ČZU v Praze za zapůjčení referenčních stanic GPS Leika 1200, Interní grantové agentuře FŽP ČZU v Praze za finanční prostředky poskytnuté v rámci grantu č. 201042200054, Luční boudě za poskytnutí zázemí a v neposlední řadě Václavu Tomáškoví, Báře Reslové, Vítovi Moudrému, Filipu Královi, Janu Pačákoví, Aleně Knoflíčkové a Aleši Balvínovi za spolupráci při měření.

## **Literatura**

- Bartier, P. M., Keller, C. P. (1996): Multivariate interpolation to incorporate thematic surface data using inverse distance weighting (IDW). *Computers & Geosciences* 22 (7), 795–799.
- Conway, H. (1994): Physical processes in snowpacks during melt or melt events. S. 1–8.
- Conway, H., Raymond, C. F. (1993): Snow stability during rain. *Journal of glaciology* 39, s. 635–642.
- Goovaerts, P. (1997): *Geostatistics for Natural Resources Evaluation. Applied Geostatistics.* Oxford University Press, Inc., New York, USA, ISBN: 978-0-19-511538-3.
- Hejzman, M., Dvořák, I. J., Kociánová, M., Pavlů, V., Nežerková, P., Vitek, O., Rauch, O., Jeník, J. (2006): Snow Depth and Vegetation Pattern in a Late-melting Snowbed Analyzed by GPS and GIS in the Giant Mountains, Czech Republic. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 38 (1), s. 90–98.
- Heritage, G. L., Milan, D. J., Large, Andrew R. L., Fuller, I. C. (2009): Influence of survey strategy and interpolation model on DEM quality. *Geomorphology* 112, s. 334–344.
- Chaplot, V., Darboux, F., Bourennane, H., Leguëdois, S., Silvera, N., Phachomphon, K. (2006): Accuracy of interpolation techniques for the derivation of digital elevation models in relation to landform types and data density. *Geomorphology* 77, s. 126–141.
- Jacobson, M. D. (2009): Snow-covered lake ice in GPS multipath reception – Theory and Measurement. *Adv. Space Res.* (2009), doi:10.1016/j.asr.2009.10.013, s. 1–7.

- Janásková, B. (2006): Ukládání a odbourávání sněhu ve vrcholové oblasti východních Krkonoš. *Opera Corcontica* 43, s: 57–80.
- Ježek, J. (2002): Výuka statistiky pro nestatistiky: Využití programu MATLAB při výuce geostatistiky (s. 48–56). UK AMVT, PřF UK Praha, Albertov 6, 128 43 Praha 2, Matfyzpress 2002.
- Ježek, J. a kolektiv (2008): Geostatistika: metody prostorových interpolací, Kriging. UAMVT, PřF UK Praha, Albertov 6, 128 43 Praha 2, učebnítexy; nepublikováno.
- Juras, R. (2009): Nebezpečí břečkotoků na území KRNAP a možnosti jejich predikce, Fakulta životního prostředí, ČZU v Praze, Diplomová práce, deponováno SIC ČZU, 123 str.
- Larson, K. M., Gutmann, E. D., Zavorotny, V. U., Braun, J. J., Williams, M. W., Niewski, F. G. (2009): Can we measure snow depth with GPS receivers? *Geophysical Research Letters* 36, L17502, doi:10.1029/2009GL039430, s. 1–5.
- Lu, G. Y., Wong, D. W. (2008): An adaptive inverse-distance weighting spatial interpolation technique. *Computers & Geosciences* 34, 1044–1055, 2008 copyright Elsevier Ltd.
- McClung, D., Schaerer, P. (2006): *The avalanche handbook* 3rd ed. The Mountaineers books, s. 342.
- Mitášová, H., Hofierka, J. (1993): Interpolation by regularized spline with tension I. Application to terrain modeling and surface geometry analysis. *Mathematical Geology* 25 (6), 641–655.
- Mitášová, H., Mitáš, L., Harmon, R. S. (2005): Simultaneous spline approximation and topographic analysis for lidar elevation data in open source gis. *Geoscience and Remote Sensing Letters* 2 (4), s. 375–379.
- Sambridge, M., Braun, J., McQueen, H. (1995): Geophysical parameterization and interpolation of irregular data using natural neighbours. *Geophysical Journal International* 122, s. 837–857.
- Singh, P., Singh, V.P. (2001): *Snow and Glacier Hydrology*. Kluwer Academic Publisher Group (Netherlands), s: 764, ISBN: 9780792367673.
- Spusta, V., Spusta, V. jun., Kocianová, M. (2003): Avalanche Cadastre and winter condition in summit area of the Giant Mts. (Czech part) during 1998/1999 – 2002/2003, in *Opera Concontica* 40, s: 5–86.
- Tómasson, G. G., Hestnes, E. (2000): Slushflow Hazard and Mitigation in Vesturbyggd, Northwest Iceland. *Nordic Hydrology*, 31 (4/5), s. 399–410.

# Vplyv porastu na zásoby vody v koreňovej zóne pôdneho profilu

Branislav Kandra, Milan Gomboš

Výskumná hydrologická základňa, Ústav hydrologie SAV, Hollého 42, 071 01 Michalovce

## Abstrakt

V príspevku bol hodnotený vplyv vybraných kultúrnych plodín na zásobu vody do hĺbky 1 m pôdy. Analýza vychádzala z údajov získaných numerickou simuláciou na matematickom modeli GLOBAL umožňujúcom ich výpočet v dennom kroku. Potrebná údajová základňa pre výpočet pochádzala zo stanice Milhostov nachádzajúcej sa v centrálnej časti Východoslovenskej nížiny. Skúmané boli aj priebehy čiastkových procesov tvoriacich výpar v produkčnom a mimoprodukčnom úseku vegetačné obdobia roku 2006.

**Kľúčové slová:** zásoba vody v pôde, koreňová zóna, výpar vody z pôdy.

## Úvod

Koreňová zóna pôdneho profilu je spravidla súčasťou nenasýtenej zóny. Zo systémového hľadiska je nenasýtená zóna podsystemom systému atmosféra – rastlinný kryt – nenasýtená zóna pôdy – hladina podzemnej vody. Medzi nenasýtenou zónou pôdy a okolitými podsystemami hydrologického cyklu prebiehajú interakčné procesy (Štekauerová et al., 2001). Výsledkom týchto interakčných procesov je časové a priestorové rozdelenie vody v pôdnom profile. Medzi rozhodujúce činitele ovplyvňujúce vodný režim pôd patrí rastlinný kryt (Tall, 2007). Tento svojou transpiráciou a produkciou biomasy ovplyvňuje časové a priestorové rozloženie vody v pôde (Vilček, 2003).

V príspevku je kvantifikovaný vplyv rôznych druhov porastu na zásoby vody v koreňovej zóne pôdneho profilu do hĺbky 1 m. Kvantifikácia bola realizovaná metódou numerickej simulácie na matematickom modeli GLOBAL (Majerčák, Novák, 1994).

## Materiál a metódy

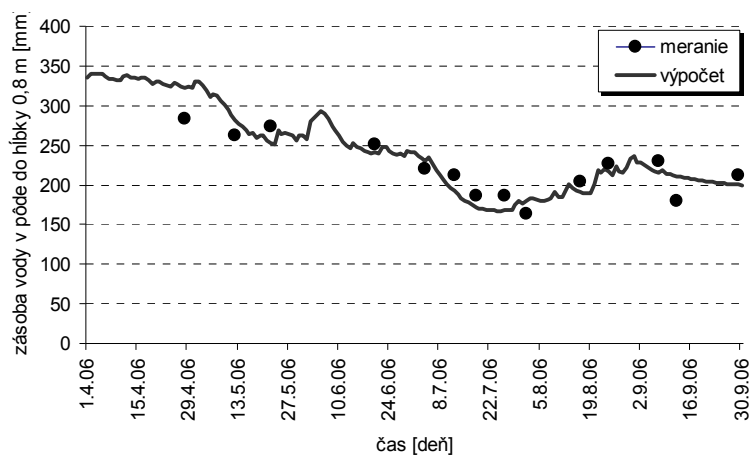
Vplyv porastu na zásobu vody v koreňovej zóne rastlín bol skúmaný v lokalite Milhostov, situovanej na Východoslovenskej nížine (VSN) (obr. 1).



Obr. 1: Situácia skúmanej lokality Milhostov.

Lokalita patrí pod správu Slovenského centra poľnohospodárskeho výskumu so sídlom v Michalovciach. Vybraný hon č. 9 je z pedologického hľadiska charakterizovaný pôdnym typom fluvizem glejová s obsahom ílových častíc 18 – 39 %. Vyšší podiel ílu sa nachádza vo vrchných vrstvách a naopak nižšie obsahy sú v spodných vrstvách pôdy. Pre vysoké zastúpenie týchto častíc je pôdna štruktúra typicky dvojdoménová s tvorbou puklín počas suchých období a teda špecifickými odtokovými procesmi. Od roku 2000 je tu pravidelne realizovaný monitoring hladiny podzemnej vody (HPV) z blízkej sondy HMÚ a meranie zásoby vody do hĺbky 0,8 m gravimetrickou metódou a metódou TDR. Pri hodnotení vplyvu porastu na zásoby vody v pôde boli použité týždenné údaje z monitoringu a fenologické charakteristiky pestovaných plodín. Tieto informácie slúžili ako vstupy do matematického modelu GLOBAL, ktorý umožňuje simuláciu jednotlivých zložiek vodného režimu pôdy, výpočet integrálneho obsahu vody po vertikále pôdneho profilu v čase a výpočet zásoby vody vo zvolenej vrstve pôdy. Ako ďalšie vstupy do modelu boli použité údaje o denných chodoch meteorologických prvkov získané z meraní HMÚ a hydrofyzikálne charakteristiky pôdy. Korektnosť vypočítaných hodnôt skúmaných ukazovateľov sa potvrdila verifikáciou na monitorovaných hodnotách v jednotlivých rokoch.

Za účelom vyššie uvedeného hodnotenia bolo vybrané vegetačné obdobie (VO) roku 2006. V tomto období bola priemerná zásoba vody najbližšie 9 ročnému priemeru monitorovaných rokov 2000 – 2008 (obr. 2).

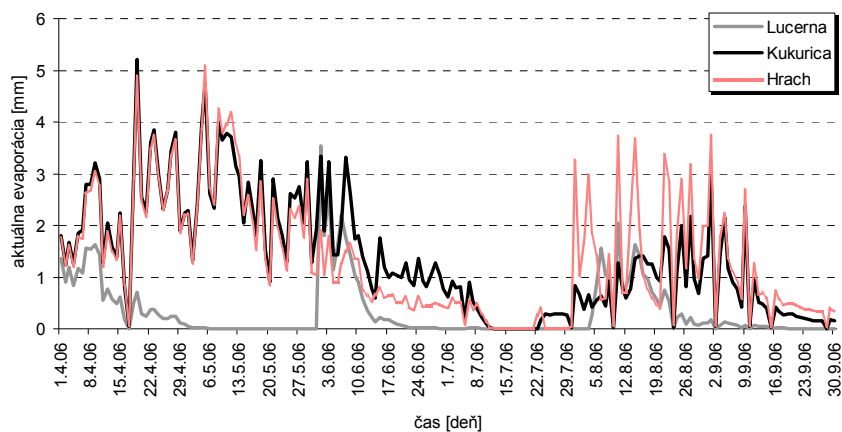


Obr. 2: Priebeh meranej a simulovanej zásoby vody do 0,8 m počas VO 2006.

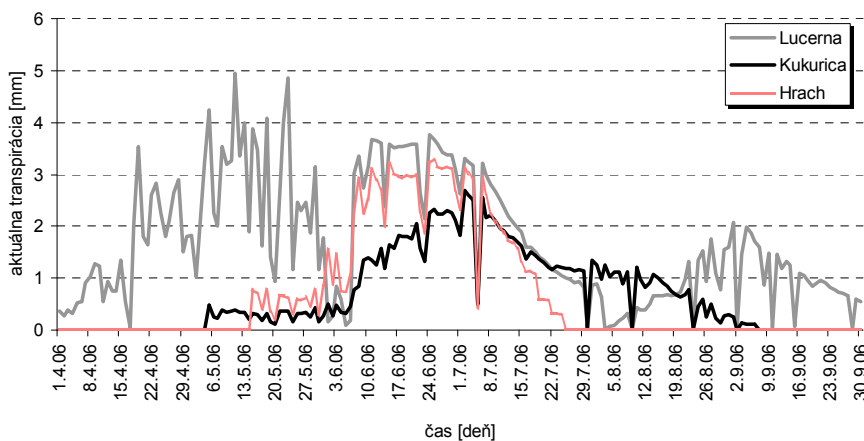
V ďalšom postupe prác sa v jednotlivých simuláciách nahradila pôvodná plodina hrach siaty inými z hľadiska pestovateľských nárokov a fyziologických či morfológických znakov odlišnejšími plodínami. Touto zmenou sa sledoval vplyv konkrétnej plodiny na denný priebeh vypočítanej zásoby vody do 1 m. Analýza spočívala aj vo vzájomnom porovnaní denných priebehov najvýznamnejších ukazovateľov odtoku aktuálnej evapotranspirácie ( $E_{Ta}$ ), ktorú tvoria čiastkové procesy evaporácia ( $E_{ea}$  - výpar z povrchu) a transpirácia ( $E_{ta}$  - výpar z rastlín).

## Výsledky a diskusia

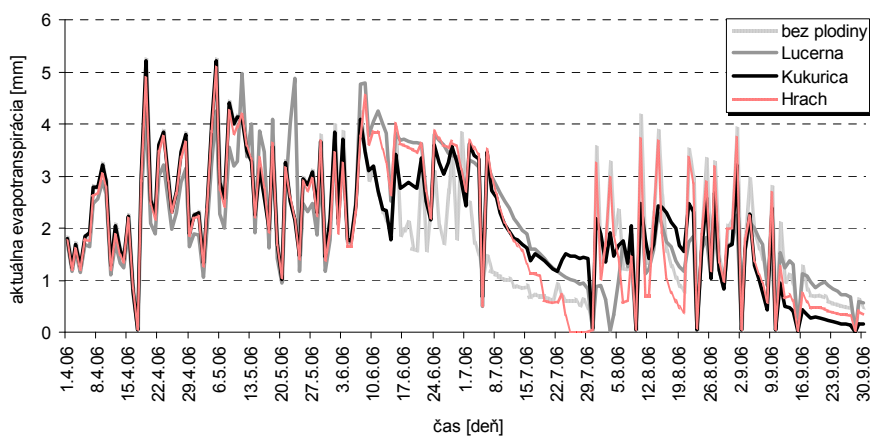
Na obr. 3 – 5 sú znázornené denné priebehy aktuálnej evapotranspirácie a jej čiastkových procesov t.j. evaporácie a transpirácie pre každý typ hodnotenej plodiny. Tieto priebehy dobre odrážajú odlišnosti jednotlivých druhov čo do morfológie a fyziológie rastlín v jednotlivých fenologických fázach rastu. Zároveň spoľahlivo reflektujú aj spôsob využívania týchto plodín. Pri pestovaní lucerny sietej boli uskutočnené 3 kosby počas roka (1. júna, 3. augusta a 3. októbra). V uvedenom období výrazne vzrástli úhrny  $E_{ea}$  a naopak klesli hodnoty  $E_{ta}$ . Následne po kosbách v čase produkcie biomasy sa zvyšovala hodnota indexu listovej pokryvnosti (LAI) a teda aj množstvo transpirovanej vody na úkor evaporácie. Rozdiely sú aj v nárastoch transpirácie po jednotlivých kosbách. Pred prvou kosbou, v ktorej je úroda sena najvyššia sú najvyššie aj úhrny  $E_{ta}$ . Pred ďalšími kosbami sú hodnoty nižšie.



Obr. 3: Aktuálna evaporácia  $E_{ea}$  za VO 2006.



Obr. 4: Aktuálna transpirácia  $E_{ta}$  za VO 2006.



Obr. 5: Aktuálna evapotranspirácia  $E_{ta}$  za VO 2006.

V prípade kukurice na zrno bola uskutočnená sejba koncom apríla. Transpirácia postupne rástla pričom vrchol dosiahla začiatkom júla. Neskôr v čase dozrievania až do zberu úhry  $E_{ta}$  klesali. Pred sejbou a po zbere kukurice dosahovali vrchol hodnoty evaporácie. Podobný priebeh bol aj v prípade hrachu siateho avšak s určitými posunmi v dôsledku odlišnosti v agrotechnickom termíne sejby

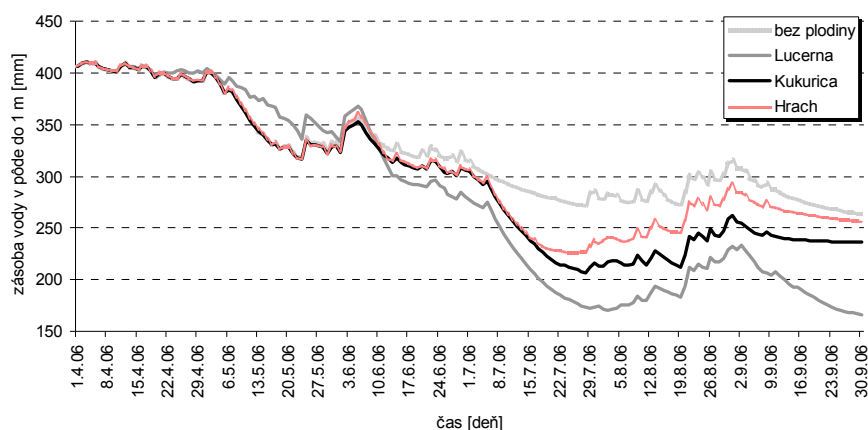


a zberu. Pri väčšej šírke medziriadkov u kukurice, slnečnice ale aj pri hrachu je evidentný výpar z pôdy aj počas vegetácie a naopak minimálny alebo žiadny pri hustosiatych obilninách, trávnych porastoch a lucerne. Priemerné denné chody jednotlivých ukazovateľov pri skúmaných plodinách znázorňuje tab. 1. U variantu bez plodiny je  $ET_a = E_{ea}$ .

Tabuľka 1: Priemerné hodnoty skúmaných ukazovateľov pri plodinách.

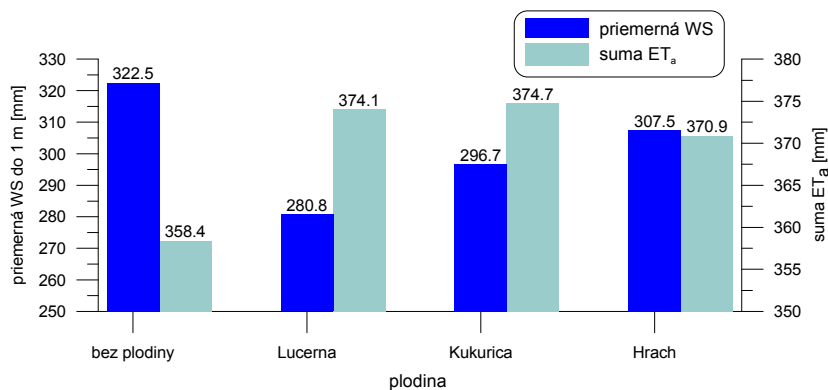
plodina	priemerná $E_{ea}$ [mm]	priemerná $E_{ta}$ [mm]	priemerná $ET_a$ [mm]	priemerná WS [mm]
bez	1,96	0,00	1,96	322,49
Lucerna	0,33	1,72	2,04	280,77
Kukurica (zrno)	1,37	0,68	2,05	296,69
Slnečnica	1,30	0,76	2,07	299,27
Hrach	1,36	0,66	2,03	307,51

Na obr. 6 sú uvedené denné hodnoty zásoby vody do 1 m získané výpočtom pomocou matematického modelu GLOBAL. Najvyšší úbytok vody bol pri lucerne siatej a naopak najmenej vody odčerpal z pôdy hrach siaty. Variant bez plodiny poskytoval referenčný priebeh k hodnoteným plodinám.



Obr. 6: Vypočítané zásoby vody v pôde do 1 m počas VO roku 2006.

Podobnú interpretáciu prináša aj obr. 7, na ktorom sú priemerné hodnoty WS a sumy  $ET_a$  pod jednotlivými plodinami. Najvyšší celkový výpar bol pri lucerne a kukurici, nižší pri hrachu a najnižší na pôde bez porastu.



Obr. 7: Priemerná zásoba vody v pôde (WS) a suma evapotranspirácie ( $ET_a$ ) za VO roku 2006.

Pri hodnotení vplyvu porastu na množstvo odčerpanej vody z pôdy je potrebné uvažovať nielen s množstvom vody ktorú rastlina vytranspiruje pri tvorbe sušiny, ale aj s vodou viazanou v ich pletivách. Tieto množstvá sa dajú vyčísliť cez dosiahnuté úrody pestovaných plodín. Dôležitým ukazovateľom je aj typ rastliny z hľadiska hospodárenia s vodou. Napríklad kukurica patrí medzi rastliny s efektívnejším fotosystémom (C4 typ) v porovnaní s obilninami či lucernou.

## Záver

Vo vybranej lokalite Milhostov bol skúmaný vplyv rôznych druhov plodín na zásoby vody v pôde do hĺbky 1 m. Okrem toho boli hodnotené aj denné úhrny  $E_{ea}$ ,  $E_{ta}$  a  $ET_a$  získané z numerickej simulácie na matematickom modeli GLOBAL. V priebehu vegetačného obdobia roku 2006 boli preukázané rozdiely v hodnotách jednotlivých ukazovateľov jednak z dôvodu morfológických a fyziologických odlišností plodín počas fenologických fáz tak aj v dôsledku rozdielnej agrotechniky pestovania (spon riadkov, agrotechnický termín sejby a zberu, spôsob využitia či výška úrody). Celkový úbytok vody v pôde je podmienený hlavne množstvom vyprodukovanej biomasy, ktorá vo svojich pletivách akumuluje adekvátne množstvo vody, ale aj množstvom transpirovanej vody potrebnej na vytvorenie sušiny v nej obsiahnutej. V tomto ohľade zohráva dôležitú úlohu aj schopnosť rastliny hospodáriť s vodou, ktorá vyplýva napríklad z toho akým typom fotosystému disponuje.

## PodĎakovanie

Tento príspevok je výsledkom realizácie projektu: Centrum excelentnosti pre integrovaný manažment povodí v meniacich sa podmienkach prostredia, ITMS kód 26220120062; podporovaný výskumným a vývojovým operačným programom financovaným z ERDF.



Podporujeme výskumné aktivity na Slovensku/Projekt je spolufinancovaný zo zdrojov EÚ.

Táto práca bola ďalej podporovaná grantovou agentúrou VEGA.

## Literatúra

- Majerčák, J., Novák, V. (1994). GLOBAL, one dimensional variable saturated flow model, including root water uptake, evapotranspiration structure, corn yield, interception of precipitations and winter regime calculation. In: Research Report, Bratislava, Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences, 1994, s. 75.
- Tall, A. (2007). Impact of canopy on the water storage dynamics in soil. Cereal Research Communications, vol. 35, no. 2, pp 1185–1188.
- ŠTEKAUEROVÁ, V., MAJERČÁK, J., ŠÚTOR, J. (2001). Kvantifikácia zložiek vodnej bilancie v nenasýtenej oblasti pôdy. In: Acta Hydrologica Slovaca, Bratislava: ÚH SAV, roč. 2, č. 2, 2001, s. 183–190.
- Vilček, J. (2003). The accumulate function of soil concerning the biomass production; Phytopedon (Bratislava). Supplement, 2003/2, p. 103–106.





# Vodní režim smrku a buku v Orlických horách ve vegetačních obdobích 2009 a 2010

Petr Kantor<sup>1</sup>, František Šach<sup>2</sup>, Vladimír Černošous<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Ústav zakládání a pěstění lesů, Lesnická a dřevařská fakulta, Mendelova univerzita v Brně,  
Zemědělská 1, 613 00 Brno

<sup>2</sup>Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti, v.v.i., Výzkumná stanice, 517 73 Opočno

## Abstrakt

V příspěvku jsou analyzovány všechny základní položky vodní bilance smrkového porostu a stejně starého porostu bukového ve 2 vegetačních obdobích (1. květen až 31. říjen). Šetření probíhají na výzkumném stacionáru Deštné v Orlických horách (890 m n.m.) v nepřetržité řadě již od r. 1976. Obě hodnocená vegetační období byla srážkově nadprůměrná a tak jako v předešlých letech byla nejvýznamnější výdajovou složkou obou porostů evapotranspirace (smrk 207 mm, resp. 263 mm; buk 218 mm, resp. 266 mm). Povrchový odtok byl v obou porostech zanedbatelný, a to i při přívalových srážkách. Rozhodující část srážkových úhrnů prosákla bezeškodně na podloží (smrk 51 %, resp. 63 % srážek; buk 54 %, resp. 59 % srážek).

**Klíčová slova:** smrk, buk, horské polohy, vodní režim, intercepce, evapotranspirace, odtok.

## Úvod

V předkládaném referátu jsou představeny výsledky studie vodní bilance mladého smrkového a bukového porostu v Orlických horách ve vegetačních obdobích 2009 a 2010. Studie navazuje na již publikované poznatky z předešlých vegetačních období (Kantor, Šach 2007; Kantor, Šach, Karl 2009).

Vodní režim obou porostů je studován na výzkumném stacionáru Deštné v Orlických horách. Ten byl založen v roce 1976 na „Deštné stráni“ v nadmořské výšce 890 m na svahu ZJZ expozice o sklonu 16°. V letech 1976 až 1981 se zde studovaly všechny složky vodní bilance (intercepce a transpirace dřevin, evaporace z povrchu půdy, změny půdní vlhkosti, povrchový odtok, průsak vody na podloží, parametry sněhové pokrývky, teplota a vlhkost vzduchu) dospělých smrkových a bukových porostů. Typologicky přísluší smrkový i bukový porost do nejrozšířenějšího lesního typu smrkobukového vegetačního stupně, do kyselé bukové smrčiny metlicové (6K<sub>1</sub>). Písčitohlinité až hlinitopísčité kambizemě mají průměrnou 50% příměs skeletu, jehož podíl v hloubce 70 až 100 cm dosahuje 90 až 98 % (zvětralá mateřská hornina – svor). V zimě 1981/82 byly oba dospělé porosty holosečně zmýceny a opětovně zalesněny smrkem a bukem. Souběžně bylo ihned zahájeno měření a studium veškerých položek vodní bilance nově založených porostů. V roce 2010 měly oba porosty 29 let a jsou ve fázi tyčkoviny (buk), resp. tyčoviny (smrk).

Hustota bukového porostu (v roce 1982 při založení 10.000 ks.ha<sup>-1</sup>) je v současné době stále vysoká – přirozenou mortalitou a dvěma mírnými podúrovňovými zásahy klesla na 4.900 stromů.ha<sup>-1</sup>.

Naproti tomu smrk byl v důsledku nebezpečí sněhových polomů vychováván již od fáze mlazin velmi intenzivními zásahy – z počáteční hustoty 4.600 ks.ha<sup>-1</sup> v roce 1982 zde klesl v roce 2005 počet na 1.180 smrků.ha<sup>-1</sup>. Navíc v důsledku srážkově extrémně nadprůměrného zimního období 2005/06 byl smrkový porost totálně poškozen vrcholovými zlomy (95 % stromů!!). V některých případech se jednalo o zlomy kmenové, takže na jaře 2009 již bylo ve smrkovém porostu evidováno pouze 950 stromů.ha<sup>-1</sup>. Asimilační aparát porostu byl redukován na cca 40 %, výrazně byl narušen zápoj porostu. Porostní mezery začaly být obsazovány bušením, jejíž pokryvnost dosáhla již v létě 2007 cca 80 %.

## Metodické postupy

Intercepce je zjišťována běžnou metodou z rozdílu srážek volné plochy a porostních srážek. Podkorunové srážky jsou měřeny řadou žlabových srážkoměrů, stok po kmeni v bukovém i smrkovém porostu je sveden ze vzorníkových stromů spirálovými manžetami do záchytných sudů. Srážky volné plochy se sledují v bezprostřední blízkosti obou porostů. Evaporace z povrchu půdy a evapotranspirace přízemní vegetace je měřena sadou Popovových výparoměrů. Vlastní stanovení výparu je postaveno na přesném vážení výparoměrných nádob v pravidelných časových intervalech. Ve smrkovém porostu je instalováno 12 výparoměrů. Po rozvolnění porostu sněhovým polomem v zimě 2005/2006 postupně zarůstaly buřeni a v současné době jsou všechny plně osídleny travní vegetací (*Carex pilurifera*, *Calamagrostis villosa* a *Avenella flexuosa*). Naproti tomu v plně zapojené bukové tyčkovině je všech 10 výparoměrů pokryto přirozenou opadankou (hrabankou). Odtok srážkových vod je posuzován ve 3 samostatných formách. Povrchový a hypodermický laterální půdní odtok je měřen na odtokových ploškách 5krát 3,5 m. Vertikální průsak vody půdou je zjišťován lyzimetrickou metodou. Ve třech sondách ve smrkovém porostu a ve třech sondách v bukovém porostu je instalováno celkem 60 lyzimetřů (v každé sondě 10). Lyzimetry jsou umístěny pod úrovní rhizosféry, takže vodu v nich zachycenou lze považovat za vodu disponibilní k odtoku. Transpirace stromového patra byla dopočítána jako jediná neznámá v rovnici vodní bilance. Souběžně je hodnocena celková evapotranspirace obou porostů metodou kontinuálního měření půdní vlhkosti v celém půdním profilu. Základní charakteristikou pro výpočet evapotranspirace obou porostů je objemová vlhkost půdního segmentu (pedonu), reprezentujícího smrkový či bukový porost. Objemová půdní vlhkost se měří snímači VIRRIB, které vyrábí firma AMET Velké Bílovice. Ty měří půdní vlhkost pomocí elektromagnetického signálu transmisní fázovou metodou – snímače využívají závislosti fázové rychlosti nanosekundových impulsů na vlhkosti okolního prostředí. Na automatických stanicích firmy Noel je souběžně kontinuálně sledována teplota vzduchu a relativní vlhkost vzduchu.

Podobnými metodickými postupy, zpravidla ale v podstatně kratších časových řadách byly, resp. jsou studovány jednotlivé položky vodní bilance v zahraničí (Benecke, Ploeg van der 1978; Fedorov 1977; Raev 1983; Tužinský 2008; Fritz 2006; Granier, Biron, Lemoine 2000; Schume, Hager, Jost 2004) i v České republice (Mráz 1985; Prax 1985; Čermák, Naděždina 2005).

## Výsledky šetření a diskuse

### *Vodní bilance ve vegetačním období 2009*

Srážkový úhrn volné plochy – 745,8 mm byl z pohledu dlouhodobého průměru na stacionáru Deštné (664,4 mm) nadprůměrný. Přitom srážky v jednotlivých měsících výrazně kolísaly – od suchého září (pouze 28,0 mm) po mimořádně deštivý červen (219,4 mm). Vlastní bilance smrkového porostu je sestavena v tab. 1, bukového porostu v tab. 2.

Hodnoty intercepčních ztrát se pohybovaly na úrovni předchozích let. V korunách smrkového porostu bylo celkově zadrženo 55,0 mm srážek (7,4 %), v korunách bukového porostu 70,6 mm srážek (9,5 %). Absolutně i relativně nízké, resp. velmi nízké hodnoty intercepce ve smrku jsou tak, jako v předešlých letech, vysvětlitelné častým výskytem horizontálních srážek, zejména však stále rozvolněným zápojem smrkové tyčoviny.

Podobně jako v minulých letech byl potvrzen velmi významný stok po kmenech v bukovém porostu již ve fázi tyčkoviny. Tak např. v týdnu od 28.5. do 4.6. při srážkách 66 mm steklo po jednotlivých stromech až 40 litrů vody! V celém měsíci červnu pak činil stok po kmenech v přepočtu na 1 ha 262 000 litrů! V průběhu 6 měsíců vegetačního období se tak stok po kmeni velmi významně podílel na porostních srážkách bukového porostu (66,7 mm, tj. 8,9 % srážek volné plochy). Ve smrkové tyčovině je naopak stok po kmeni tak jako v minulých letech zcela nepodstatný (pouze 0,1 % srážek).

Největší výdajovou položkou vodního režimu je v obou porostech evapotranspirace. Ve smrkovém porostu činila ET za 6 měsíců vegetačního období celkem 206,9 mm (27,7 % srážek volné plochy),

v bukovém porostu nepodstatně více – 217,9 mm (29,2 % srážek). Přitom v rozvolněném smrkovém porostu se na této položce podílela zejména evapotranspirace buřeně, naopak v plně zapojené bukové tyčkovině především transpirace stromů.

Povrchový odtok byl v obou porostech, podobně jako v předchozích letech nepodstatný (smrk 1,2 % srážek, buk 0,5 %). Zcela zanedbatelnou položku vodního režimu pak tvořil laterální tok vody půdou (pouze 0,2 %, resp. 0,1 % srážek vegetačního období).

Rozhodující část srážkových úhrnů prosákla tak jako v minulých letech jednotlivými půdními horizonty na podloží. Absolutně nejvyšší průsak byl logicky zaznamenán ve srážkově nadprůměrných měsících (červen, červenec, říjen), a to ve smrku 109,8 mm až 176,4 mm, v buku 109,7 mm až 162,1 mm. Naproti tomu v extrémně suchém září (pouze 28,0 mm srážek) nebyl průsak zaznamenán vůbec. Celkem prosáklo na podloží za 6 měsíců vegetačního období ve smrku 466,5 mm (62,6 % srážek), v buku nepodstatně méně – 443,3 mm (59,4 % srážek).

Poslední položkou, která ovlivňuje vodní režim lesních ekosystému jsou změny zásoby vody v půdě ( $\pm\Delta V_p$ ). Ty v průběhu jednotlivých měsíců kolísaly v závislosti na frekvenci srážkových dnů a intenzitě srážek. S ohledem na vysoké srážky v závěru vegetačního období pak byla zásoba vody v půdě koncem října vyšší než počátkem května (ve smrku o 6,9 mm, v buku o 10,1 mm).

Tabulka 1: Vodní bilance smrku ve vegetačním období 2009 (1.5. – 31.10.). Věk 28 let, zakmenění 7.

	Srážky volné plochy mm	Stok po kmeni mm	Podk. srážky mm	Porostní srážky mm	I mm	ET mm	Povrch. odtok mm	Horizont. odtok mm	Průsak mm	$\pm \Delta V_p$ mm
květen	70,8	0,1	60,2	60,3	10,5	42,7	0,7	0	3,0	+13,9
červen	219,4	0,4	216,0	216,4	3,0	31,5	3,1	0,2	176,4	+5,2
červenec	179,4	0,2	163,4	163,6	15,8	48,6	3,5	0,1	109,8	+1,6
srpen	96,9	0,2	88,7	88,9	8,0	38,3	0,7	0,6	56,2	-6,9
září	28,0	0	23,9	23,9	4,1	33,8	0,4	0,4	0	-10,7
říjen	151,3	0	137,7	137,7	13,6	12,0	0,6	0,2	121,1	+3,8
Sa	745,8	0,9	689,9	690,8	55,0	206,9	9,0	1,5	466,5	+6,9
%	100,0	0,1	92,5	92,6	7,4	27,7	1,2	0,2	62,6	0,9

Tabulka 2: Vodní bilance buku ve vegetačním období 2009 (1.5. – 31.10.). Věk 28 let, zakmenění 10.

	Srážky volné plochy mm	Stok po kmeni mm	Podk. srážky mm	Porostní srážky mm	I mm	ET mm	Povrch. odtok mm	Horizont. odtok mm	Průsak mm	$\pm \Delta V_p$ mm
květen	70,8	9,5	51,7	61,2	9,6	37,4	0,1	0	6,5	+17,2
červen	219,4	26,2	180,3	206,5	12,9	38,2	1,0	0,1	162,1	+5,1
červenec	179,4	15,8	150,9	166,7	12,7	53,7	0,6	0	109,7	+2,7
srpen	96,9	10,2	81,0	91,2	5,7	42,2	0,9	0,2	55,2	-7,3
září	28,0	0,9	21,0	21,9	6,1	34,2	0,3	0	0	-12,6
říjen	151,3	4,1	123,6	127,7	23,6	12,2	0,5	0,2	109,8	+5,0
Sa	745,8	66,7	608,5	675,2	70,6	217,9	3,4	0,5	443,3	+10,1
%	100,0	8,9	81,6	90,5	9,5	29,2	0,5	0,1	59,4	1,3

### Vodní bilance ve vegetačním období 2010

Ve vegetačním období 2010 byl na stacionáru Deštné úhrn srážek volné plochy – 794,5 mm o cca 20 % vyšší oproti dlouhodobému normálu. Mimořádně deštivý byl zejména srpen s 203,8 mm srážek; výrazně srážkově nadprůměrné byly i měsíce květen (182,8 mm) a září (163,2 mm). Naopak výrazně srážkově podprůměrný byl říjen s pouhými 33,5 mm srážek volné plochy. Bilance smrkového porostu pro rok 2010 je sestavena v tab. 3, bukového porostu v tab. 4.

Hodnoty intercepčních ztrát v obou porostech byly vyšší než v posledních 5 letech. V průběhu 6 vegetačních měsíců se zadrželo v korunách smrkového porostu 106,0 mm srážek (13,3 % srážek volné plochy), v korunách bukového porostu 86,5 mm srážek (10,9 %). Vyšší intercepce v jehličnatém porostu je vysvětlitelná i postupným rozrůstáním korun rozvolněného smrku, jehož zakmenění se v roce 2010 pohybovalo již na úrovni 0,8. Výrazný rozptyl hodnot intercepce v jednotlivých kalendářních měsících (ve smrku 4,4 % až 28,3 %; v buku 2,0 % až 21,0 %) je vysvětlitelný zejména odlišným srážkovým režimem v průběhu vegetačního období. V říjnu pak byly intercepční ztráty výrazně ovlivněny i častým výskytem horizontálních srážek.

Tabulka 3: Vodní bilance smrku ve vegetačním období 2010 (1.5.– 31.10.). Věk 29 let, zakmenění 8.

	Srážky volné plochy mm	Stok po kmeni mm	Podk. srážky mm	Porostní srážky mm	I mm	ET mm	Povrch. odtok mm	Horizont. odtok mm	Průsak mm	± ΔVp mm
květen	182,8	0,4	161,6	162,0	20,8	40,2	1,9	0,2	117,6	+ 2,1
červen	84,7	0,1	69,0	69,1	15,6	59,3	1,3	0	25,9	- 17,4
červenec	126,5	0,3	108,3	108,6	17,9	61,6	2,1	0,2	43,5	+ 1,2
srpen	203,8	0,5	175,0	175,5	28,3	45,3	2,9	0,1	111,9	+ 15,3
září	163,2	0,4	143,8	144,2	19,0	31,8	2,2	0,1	107,8	+ 2,2
říjen	33,5	0	29,1	29,1	4,4	25,2	0,4	0	0	+ 3,5
Sa	794,5	1,7	686,8	688,5	106	263,4	10,9	0,6	406,7	+ 6,9
%	100,0	0,2	86,5	86,7	13,3	33,1	1,4	0,1	51,2	0,9

Tabulka 4: Vodní bilance buku ve vegetačním období 2010 (1.5. – 31.10.). Věk 29 let, zakmenění 10.

	Srážky volné plochy mm	Stok po kmeni mm	Podk. srážky mm	Porostní srážky mm	I mm	ET mm	Povrch. odtok mm	Horizont. odtok mm	Průsak mm	± ΔVp mm
květen	182,8	14,5	151,0	165,5	17,3	35,2	0,9	0,1	126,1	+ 3,2
červen	84,7	6,4	63,8	70,2	14,5	61,3	0,5	0	27,5	-19,1
červenec	126,5	4,4	114,5	118,9	7,6	62,0	1,6	0,3	53,1	+ 1,9
srpen	203,8	19,4	163,4	182,8	21,0	50,5	1,3	0	114,8	+ 16,2
září	163,2	9,5	129,6	139,1	24,1	29,4	0,8	0	106,2	+ 2,7
říjen	33,5	2,9	28,6	31,5	2,0	27,9	0,1	0	0	+ 3,5
Sa	794,5	57,1	650,9	708,0	86,5	266,3	5,2	0,4	427,7	+ 8,4
%	100,0	7,2	81,9	89,1	10,9	33,5	0,6	0,1	53,8	1,1

Významnou částí porostních srážek v bukovém porostu byl opět stok po kmeni, a to zejména v měsících s nadprůměrnými srážkami (květen, srpen). V průběhu celého vegetačního období steklo po kmenech buků v přepočtu na 1 ha 571 000 litrů vody, což představuje 7,2 % srážek volné plochy. Naopak ve smrku je tato položka vodního režimu prakticky zanedbatelná (0,2 % srážek).

V souladu s hodnocením vodního režimu obou porostů v minulých letech byly i ve všech měsících vegetačního období 2010 zaznamenány na stacionáru Deštné vysoké hodnoty evapotranspirace. V závislosti na teplotním, srážkovém a vlhkostním režimu se pohybovala ET v jednotlivých měsících ve smrku od 25,2 mm do 61,6 mm, v buku od 27,9 mm do 62,0 mm. Nejvyšší hodnoty byly zaznamenány v nejteplejších a srážkově příznivých měsících (červen, červenec), naopak nejnižší na konci vegetačního období, v září a říjnu. Celková suma evapotranspiračních hodnot dosáhla v hodnoceném období ve smrku 263,4 mm (33,1 % srážek), v buku pak byla nepodstatně vyšší – 266,3 mm (33,5 % srážek).

Povrchový odtok byl tak jako ve všech hodnocených obdobích (tedy od roku 1978) nepodstatný – ve smrku 1,4 % srážek, v buku 0,6 %. Zcela zanedbatelná je pak další složka odtoku – laterální tok vody půdou (ve smrku i v buku pouze 0,1 % srážek).

Porostní srážky, které nejsou spotřebovány na evapotranspiraci, prosakují jednotlivými půdními horizonty na podloží (průsak), resp. doplňují zásoby vody v půdě ( $\Delta V_p$ ). Nejvyšší hodnoty průsaku jsou tak logicky zaznamenávány v měsících s nejvyššími srážkami. Ve vegetačním období 2010 tak prosáкло půdou na podloží v obou porostech více než 100 mm ve srážkově nadprůměrném květnu, srpnu a září. Za celé vegetační období pak činil průsak ve smrku 406,7 mm (51,2 % srážek) a v buku 427,7 (53,8 % srážek).

Změny zásoby vody v půdě ( $\Delta V_p$ ) kolísají v závislosti na srážkovém režimu, resp. na délce bezsrážkových period. Rozptyl jejich hodnot v jednotlivých měsících může být sice relativně významný (ve smrku od +15,3 mm po -17,4 mm; v buku od +16,2 mm po -19,1 mm), v ročním průměru je ale tato položka nepodstatná (smrk +0,9 %, buk +1,1 %) srážek volné plochy.

Poznatky o jednotlivých položkách vodní bilance z obou porostů v hodnocených letech potvrdily, že i ve srážkově nadprůměrných vegetačních obdobích je zde vodní režim stabilizovaný a na úrovni posledních let (Kantor, Šach 2007; Kantor, Šach, Karl 2009).

Zajímavé a významné je ale i srovnání vodní bilance experimentálních porostů na stacionáru Deštné v časové řadě. Především evapotranspirace dospělých porostů ve vegetačních obdobích (smrk v průměru 258 mm, buk 248 mm) (Kantor 1984) je zcela v relaci s evapotranspirací smrkové tyčkoviny a bukové tyčkoviny.

## **Souhrn a závěr**

Obě hodnocená vegetační období byla na stacionáru Deštné srážkově nadprůměrná – v roce 2009 o 12 % a v roce 2010 o 20 %. Srážkový režim byl navíc v obou letech nevyrovnaný. Vedle mimořádně vysokých srážek v červnu 2009 (219,4 mm) a v srpnu 2010 (203,8 mm) byly v září 2009 a v říjnu 2010 zaznamenány výrazně podprůměrné úhrny srážek (28,0 mm, resp. 33,5 mm).

Intercepce stromového patra byla v roce 2010 zejména ve smrku výrazně vyšší oproti údajům ve vegetačních měsících roku předešlého (v roce 2009 – 55,0 mm, v roce 2010 - 106,0 mm). Vedle odlišného srážkového režimu v obou letech se totiž postupně rozrůstají koruny smrků po katastrofálním polomu v zimě 2005/2006.

Nejvýznamnější položkou vodního režimu obou porostů je v letních měsících samozřejmě evapotranspirace. Přitom v rozvolněném a zabuřeněném smrkovém porostu je výrazně vyšší evapotranspirace buřeně oproti vlastní transpiraci stromů, naopak v nezabuřeněném bukovém porostu je evaporace z povrchu půdy podstatně nižší než fyziologický výpar stromů. Za zajímavé a velmi významné lze považovat zjištění, že celková evapotranspirace (evaporace z povrchu půdy + evapotranspirace buřeně + transpirace stromů) se u obou srovnávaných porostů výrazně neliší a v posledních 6 letech se pohybuje na úrovni 200 až 265 mm za celé vegetační období.

Nepodstatnost, resp. nevýznamnost povrchového a laterálního půdního odtoku ve smrkovém a bukovém porostu má trvalou platnost ve všech hodnocených obdobích, a tedy i ve vegetačních periodách 2009 a 2010.

S ohledem na nadprůměrné srážky v obou posuzovaných obdobích byl v hodnocených porostech nadprůměrný průsak s následným podzemním odtokem (ve smrku 62,6 %, resp. 51,2 % srážek; v buku 59,4 %, resp. 53,8 % srážek).

Výše sestavené souhrnné hodnocení lze uzavřít konstatováním, podle něhož se celkový vodní režim i jednotlivé položky vodní bilance ve smrku a buku ve vegetačních obdobích 2009 a 2010 navzájem výrazně nelišily.

## Poděkování

Studie byla vypracována v rámci Výzkumného záměru LDF MENDELU v Brně MSM 6215648902, v rámci Výzkumného záměru VÚLHM – MZe ČR 0002070203 a v rámci projektů NAZV QH92073 a QI112A174.

## Literatura

- BENECKE, P., PLOEG, R. R. van der. (1978). Wald und Wasser. II. Quantifizierung des Wasserumsatzes am Beispiel eines Buchen- und eines Fichtenaltbestandes im Solling. *Forstarchiv*, 49, 2, s. 26–32.
- ČERMÁK, J., NADĚŽDINA, N. (2005): Měření transpirace prostřednictvím transpiračního proudu a zjišťování operačních struktur dřevin významných pro jejich hospodaření s vodou. In: *Evaporace a evapotranspirace*, sborník referátů ze semináře, Brno, s. 15–23.
- FEDOROV, S. F. (1977): Issledovanije elementov vodnogo balansa v lesnoj zone jevropejskoj territorii SSSR, Leningrad, *Gidrometeoizdat*, 264 s.
- FRITZ, P.: (2006) *Ökologischer Waldumbau in Deutschland – Fragen, Antworten, Perspektiven*. Oekom Verlag, München, 351s.
- GRANIER, A., BIRON, P., LEMOINE, D. (2000): Water balance, transpiration and canopy conductance in two beech stands. *Agricultural and Forest Meteorology*, 100, 4, s. 291–308.
- KANTOR, P. (1984): Vodní bilance smrku a buku ve vegetačním období. In: *Práce VÚLHM*, 64/2. Jiloviště-Strnady, VÚLHM, s. 219–262.
- KANTOR, P., ŠACH, F. (2007): Vodní režim mladého horského smrkového a bukového porostu ve vegetačních obdobích 2005 a 2006. In: Sborník z mezinárodní konference „*Bioclimatology and natural hazards*“. 17. – 20. září 2007 Poľana nad Detvou, SK. Zvolen, Slovenská bioklimatologická spoločnosť. 7 s. CD ROOM.
- KANTOR, P., ŠACH, F., KARL, Z. (2009): Vodní bilance horské smrkové a bukové tyčoviny ve vegetačních obdobích 2007 a 2008. In: „*Pestovanie lesa ako nástroj cielavedomého využívania potenciálu lesov*“. Sborník rec. příspěvků z mez. konf. 8. a 9. září 2009 Zvolen. Zvolen, Národné lesnícké centrum, s. 313–319.
- MRÁZ, K. (1985): Vodní režim půdy a sumární vodní bilance dubového a smrkového porostu ve vegetačním období. *Lesnictví*, 31, č. 9, s. 803–816.
- PRAX, A. (1985): Koloběh vody a tok energie ve smrkových ekosystémech nižších vegetačních stupňů. (*Závěrečná zpráva*.) Brno, VŠZ - Ústav ekologie lesa 1985, 140 s.
- RAEV, I. (1983): Izselovane varchu vodnija balans na predstavitelni iglolistni ekosistemi v Rila Planina. *Gorskostopanska nauka*, 20, č. 6, s. 63–72.
- SCHUME, H., HAGER, H., JOST, G. (2004): Soil water depletion and recharge patterns in mixed and pure forest stands of European beech and Norway spruce. *Journal of Hydrology* (Amsterdam), 289, 1/4, s. 258–274.
- TUŽINSKÝ, L. (2008): Bilancia vody pod smrekovým porostom vo vegetačnom období 2006 a 2007. *Beskydy*, 1 (2), s. 183–190.

# Vliv půdní vlhkosti na spektrální vlastnosti půd: Aplikace DPZ pro plošný monitoring půdní vlhkosti

Aleš Klement, Lukáš Brodský, Radka Kodešová, Luboš Borůvka

Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů, Katedra pedologie a ochrany půd, Kamýcká 129, 16521 Praha 6 – Suchbátka, email: klement@af.czu.cz

## Abstrakt

Cílem práce bylo ověřit možnost použití spektroskopie ve viditelné a blízké infračervené oblasti spektra (VNIR) ke zjištění půdní vlhkosti. Měření bylo ověřováno na třinácti referenčních půdních vzorcích. V příspěvku je hodnocen humusový horizont černozemě modální z lokality Ivanovice na Hané. Studie ukázala, že je možné pro daný půdní vzorek pomocí VNIR spektroskopie určit hmotnostní vlhkost do 15 %. Rozdíly v půdní odrazivosti pro tento vzorek při hmotnostní vlhkosti nad 15 % byly minimální.

**Klíčová slova:** VNIR spektroskopie, půdní odrazivost, digitální mapování půd.

## Úvod

Dálkový průzkum Země (DPZ) a spektroskopie ve viditelné a blízké infračervené oblasti spektra (VNIR) začínají být čím dál tím častěji užívány k hodnocení půdních vlastností, jako jsou pH, KVK, obsah  $\text{CaCO}_3$ , obsah organické hmoty, obsah mikroprvků a zrnitostní složení (Brown et al. 2006, Viscarra Rossel et al. 2006, Bilgili et al. 2010). Predikce vlastností půd pomocí DPZ a VNIR spektroskopie je ovlivněna obsahem vody v půdách. Účinky jsou obvykle popisovány jako zvýšení heterogenity ve spektrech, která se šíří prostřednictvím prediktivních modelů. Kvantitativní použití VNIR spektroskopie v laboratorních podmínkách předpokládá suché půdní vzorky, zatímco v polních podmínkách mají půdy různou vlhkost. Prostředky DPZ a VNIR spektroskopie mohou být také naopak aplikovány pro odhad půdní vlhkosti (Chang et al. 2005, Mouazen et al. 2006). Cílem této studie je na 13 půdních vzorcích ověřit možnost použití VNIR spektroskopie ke zjištění půdní vlhkosti. Tato studie představuje výsledky vlastností půdních spekter, které jsou měřeny za proměnlivého obsahu vody v půdě. Vliv půdní vlhkosti je dále dokumentován na vztahu  $\lambda$  integrálu spektrální křivky a vlhkosti vyjádřené v procentech hmotnosti.

## Materiál a metody

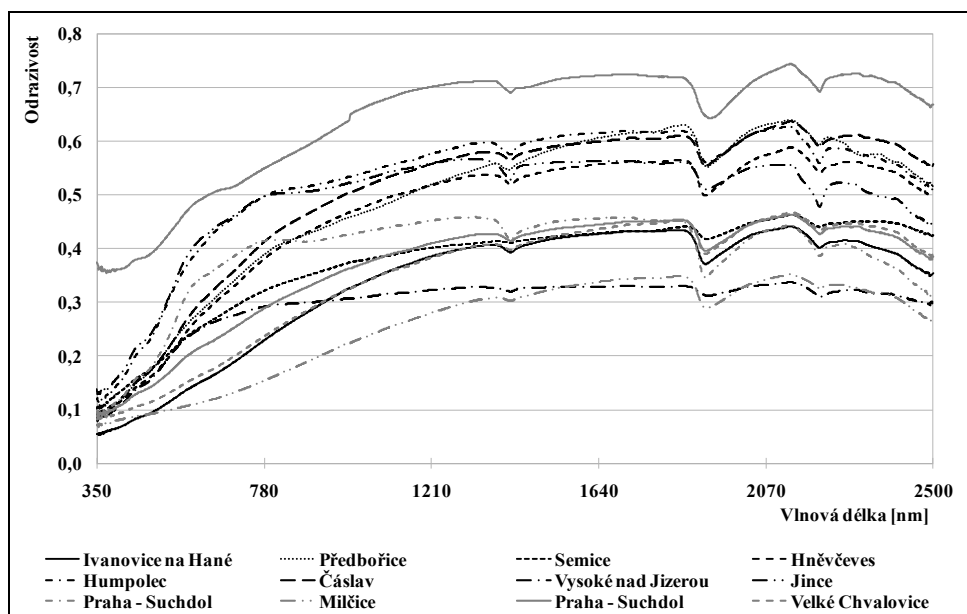
Studie byla provedena v roce 2010 na třinácti referenčních vzorcích půd. Jedenáct vzorků půd bylo odebráno z humusových horizontů různých půdních typů s různými půdotvornými substráty (křemeneček, ortorula, pararula, písek, slínovec, spraš, syenit, štěrkopísek), dva vzorky půd představují půdotvorné substráty (spraš, písek).

Na těchto půdních vzorcích byly v předchozích studiích (Kodešová et al., 2011) stanoveny půdní vlastnosti uvedené v tab. 1. Spektrální křivky v laboratoři byly měřeny na půdních vzorcích upravených na jemnozeme (2 mm) v Petriho miskách spektrometrem FieldSpec® 3. Rozsah spektrometru je 350 – 2 500 nm ve třech spektrálních pásmech (350 – 700 nm, rozlišení 3 nm; 700 – 1 400 nm, rozlišení 10 nm; 1 400 – 2 100 nm, rozlišení 10 nm). Měřené spektrální křivky představují odrazivost materiálu (kterou lze definovat jako poměr intenzity odraženého záření a intenzity záření dopadajícího při určité vlnové délce) při různých vlnových délkách. Hmotnostní vlhkosti měřených vzorků se pohybovaly od 0 % do maximálního možného nasycení vzorku vodou (přibližně 40 %). Pro každou spektrální křivku byl vypočten  $\lambda$  integrál (plocha pod křivkou) a byl vyjádřen vztah  $\lambda$  integrálu a hmotnostní vlhkosti.

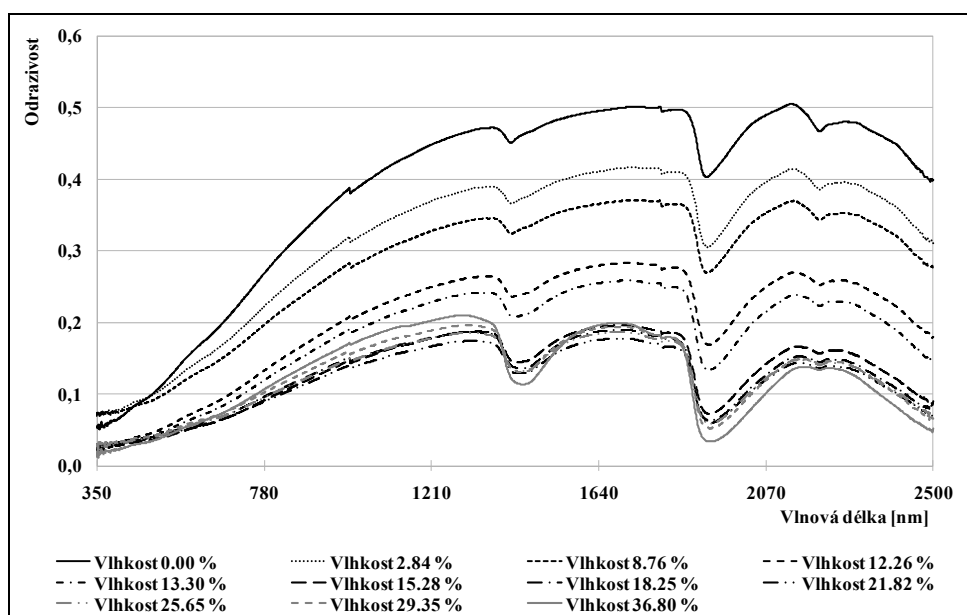


Tabulka 1: Základní chemické a fyzikální vlastnosti referenčních vzorků půd (Kodešová et al., 2011).

Půdní typ	Lokalita	Půdotvorný substrát	pH <sub>KCl</sub> (-)	pH <sub>H<sub>2</sub>O</sub> (-)	KVK (mmol+ kg <sup>-1</sup> )	Humus (%)	CaCO <sub>3</sub> (%)	Písek (%)	Prach (%)	Jíl (%)
Černice modální	Milčice	slínovec	7,43	8,06	403,8	5,03	28,00	29,5	54,6	15,8
Černozem modální	Ivanovice na Hané	spraš	6,28	7,07	271,3	3,05	0,00	13,2	75,5	11,4
Černozem modální	Praha Suchdol	spraš	7,21	7,69	263,8	3,47	7,80	24,4	56,3	19,3
Černozem arenická	Velké Chvalovice	štěrkopísek	6,94	7,44	141,3	1,59	2,50	73,6	20,0	6,4
Šedozem modální	Čáslav	spraš	6,53	6,90	297,5	2,33	0,10	9,5	77,1	13,4
Hnědozem modální	Hněvčeves	spraš	5,63	6,33	240,0	1,78	0,00	9,6	76,5	13,9
Kambizem modální	Humpolec	ortorula	4,37	4,81	260,0	2,82	0,00	55,4	34,7	9,9
Kambizem modální	Předbořice	syenit	5,03	5,82	228,8	2,95	0,20	59,0	36,2	4,8
Kambizem modální	Jince	křemenec	4,99	5,30	236,3	2,78	0,00	35,9	43,7	20,3
Kambizem dystrická	Vysoké nad Jizerou	pararula	4,79	5,33	284,2	3,99	0,24	25,3	57,8	16,9
Regozem modální	Semice	písek	5,74	6,23	913	1,14	0,16	83,7	12,8	3,5
Spraš	Praha Suchdol		7,40	8,14	241,3	0,76	11,60	23,7	51,8	24,5
Písek	Písková Lhota		8,11	8,61	56,3	0,04	1,03	93,7	3,0	3,3



Obr. 1: Spektrální křivky třinácti referenčních vzorků suchých půd.

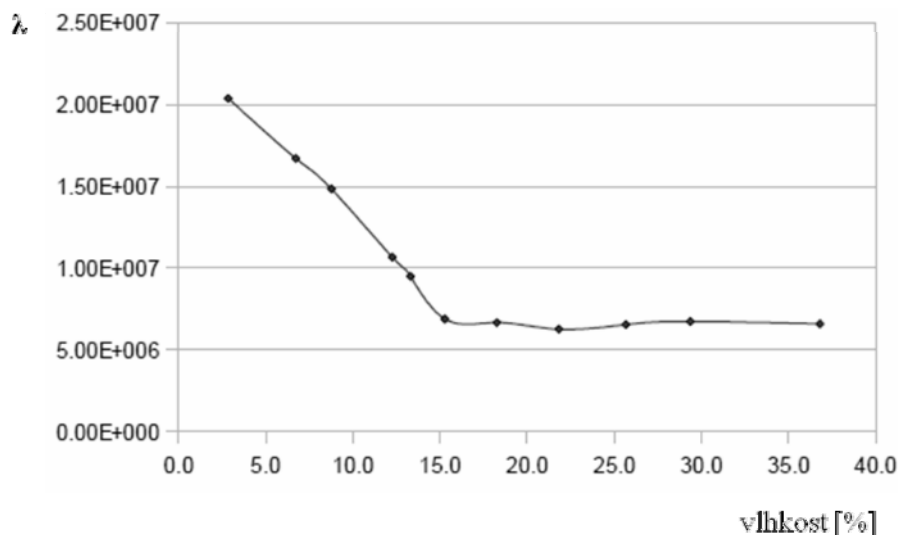


Obr. 2: Vliv hmotnostní vlhkosti na odrazivost v humusovém horizontu černozemě modální z lokality Ivanovice na Hané.

## Výsledky a diskuze

Výsledné spektrální křivky pro suché půdy jsou ukázány na obr. 1. Průběhy křivek jsou prokazatelně ovlivněny především obsahem organické hmoty, mineralogickým a zrnitostním složením. Nejvyšší odrazivost byla zjištěna u písku z lokality Písková Lhota (křemenná zrna a téměř nulový obsah humusu). Nejnižší odrazivost byla zaznamenána u černice modální z lokality Milčice (půda obsahuje vysoké procento humusu). Výsledné průběhy spektrálních křivek měřené při různých vlhkostech půdy jsou pro černozem modální z lokality Ivanovice na Hané zobrazeny na obr. 2. Výsledky potvrzují očekávané trendy. Z obrázku je zřejmé, že měřená odrazivost suché půdy byla nejvyšší (maximální hodnoty

odrazivosti 0,5). Se zvyšující se vlhkostí se odrazivost snižovala. Snižená odrazivost je dána adsorpční schopností vody. Tento trend byl patrný pro hmotnostní vlhkosti mezi hodnotami 0 – 15 %. Pro hmotnostní vlhkosti větší než 15 % jsou spektrální křivky téměř shodné. Tento průběh je dokumentován i na vztahu mezi lambda integrálem a půdní vlhkostí (obr. 3). Změna ploch pod křivkou spekter byla téměř lineární mezi 0 a 15 % vlhkosti půdy, při vlhkosti nad 15 % jsou změny téměř zanedbatelné.



Obr 3: Závislost lambda ( $\lambda$ ) integrálu spektrální křivky na změně hmotnostní vlhkosti (%) vzorku v humusovém horizontu černozemě modální z lokality Ivanovice na Hané.

## Závěr

V tomto příspěvku byl ukázán vliv složení půdy na průběh spektrálních křivek suchých půd a vliv půdní vlhkosti na průběh spektrálních křivek. Bylo dokumentováno, že půdní vlhkost v černozemi modální z lokality Ivanovice na Hané prokazatelně ovlivnila měřenou odrazivost půd do hodnoty hmotnostní vlhkosti 15 %. Podobné trendy byly zjištěny i u ostatních půd. Zjištěné vztahy lambda integrálu a půdní vlhkosti se lišily v závislosti na půdním složení.

**Poděkování:** Autoři děkují za finanční podporu Grantové agentury České republiky (grant č. GA CR 526/09/1762 a grant č. GA CR 526/08/0434) a Ministerstvu školství, mládeže a tělovýchovy České republiky (grant č. MSM 6046070901)

## Literatura

- Bilgili (2010): Visible-near infrared reflectance spectroscopy for assessment of soil properties in a semi-arid area of Turkey. *Journal of Arid Environments* 74: 229–238.
- Brown, D.J., Shepherd, K.D., Walsh, M.G., Mays, M.D., Reinsch, T.G. (2006): Global soil characterization with VNIR diffuse reflectance spectroscopy. *Geoderma* 132: 273–290.
- Chang, G.W., Laird, D.A., Hurburgh, G.R. (2005): Influence of soil moisture on near-infrared reflectance spectroscopic measurement of soil properties. *Soil Science* 170: 244–255.
- Kodešová, R., Kočárek, M., Kodeš, V., Drábek, O., Kozák, J., Hejtmánková, K. (2011): Pesticide adsorption in relation to soil properties and soil type distribution in regional scale. *Journal of Hazardous Materials* 186: 540–550.
- Mouazen, A.M., De Baerdemaeker, J., Ramon, H. (2006): Effect of wavelength range on the measurement accuracy of some selected soil constituents using visual-near infrared spectroscopy. *Journal of Near Infrared Spectroscopy* 14: 189–199.
- Viscarra Rossel, R.A., Walvoort, D.J.J., McBratney, A.B., Janik, L.J., Skjemstad, J.O. (2006): Visible, near infrared, mid infrared or combined diffuse reflectance spectroscopy for simultaneous assessment of various soil properties. *Geoderma* 131: 59–75.

# Vliv teploty na hodnoty půdních vlhkostí měřených v polních podmínkách senzorem ECH<sub>2</sub>O – 5TE

Martin Kočárek, Radka Kodešová

KPOP, FAPPZ, ČZU, Kamýcká 129, 165 21 Praha 6 – Suchdol

## Abstrakt

Cílem této studie bylo analyzovat vliv teploty půdy na měřené hodnoty půdní vlhkosti senzorem ECH<sub>2</sub>O EC-TM. Půdní vlhkosti a teploty půdy byly měřeny senzorem ECH<sub>2</sub>O EC-TM v průběhu let 2008–2010 ve čtyřech hloubkách (5cm, 10 cm, 25cm, 50 cm a 80 cm) kultivované černice modální. Byl prokázán vliv teploty na měřené hodnoty půdní vlhkosti. Pro vybraná období byly pro každý den vypočítány průměrné vlhkosti a teploty. Následně byly vyhodnoceny regresní vztahy mezi odchylkami vlhkostí a teplot od jejich denních průměrů. Korelace mezi odchylkami vlhkostí a teplot se zvyšovala s hloubkou senzorů a to díky menšímu vlivu srážek a výparu z půdního povrchu na měřené hodnoty půdních vlhkostí. Hodnoty směrnic zjištěných lineárních regresních rovnic (pro  $R^2 > 0,8$ ) byly velmi podobné a pohybovaly se okolo hodnoty 0,002 a absolutní člen se rovnal nule. Na základě této informace byla navržena rovnice pro přepočítání hodnot měřených půdních vlhkostí při dané teplotě na referenční půdní vlhkosti pro referenční teplotu.

**Klíčová slova:** Vlhkost půdy, teplota půdy, senzor ECH<sub>2</sub>O EC-(tm).

## Úvod

Půdní vlhkost je základní vlastností při hodnocení režimu půdní vody a její bilance. Kontinuální sledování půdní vlhkosti (nebo potenciálu půdní vody) je důležité například při optimalizaci závlah některých plodin. Potřeba znalosti aktuálních půdních vlhkostí v poslední době vzrůstá vzhledem k častým povodním. Aktuální půdní vlhkost v povodí a infiltrační schopnost půdy určuje retenci / povrchový odtok vody. Pro monitoring půdní vlhkosti se používá celá řada senzorů založených na měření dielektrické konstanty vlhké půdy. Aby byla dosažena co největší přesnost měřených hodnot je potřeba tyto senzory pro každou půdu kalibrovat. Výsledky měření těchto senzorů jsou ovlivněny složením půdy, salinitou půdní vody ale i teplotou půdy (Ruth and Munch, 2005, Evett et al., 2006, Bogena et al., 2007). Cílem této práce bylo v polních podmínkách zjistit vztah mezi půdní vlhkostí a teplotou měřených senzorem ECH<sub>2</sub>O EC-TM (Decagon Device, Inc., 2007).

## Metodický postup

Na pokusném pozemku CZU byly v letech 2008–2010 monitorovány, teplota půdy a vlhkost půdy senzory ECH<sub>2</sub>O EC-TM v hloubkách 5, 10, 25, 50 a 80 cm. Měření teploty a vlhkosti půdy probíhala v intervalech po 15 min. Tenzometry byly monitorovány také sací výšky v hloubkách půdy 10, 25, 47, a 80 cm. Teplota vzduchu (v půlhodinových intervalech) a úhrn srážek (v hodinových intervalech) byly měřeny meteorologickou stanicí katedry Agroekologie a biometeorologie na ČZU. Měření probíhalo na půdním typu černozem modální (diagnostické horizonty A 0–30 cm, A/C 30–50 cm, C), která byla v letech 2008 a 2010 upravena rotavátorem do hloubky 25 cm. V roce 2009 nebyla kultivace půdy provedena.

Pro každý rok bylo vybráno období s minimálním úhrnem srážek (aby nedošlo k náhlým změnám půdní vlhkosti) a s patrnými denními oscilacemi půdní vlhkosti, které byly způsobeny denními oscilacemi teploty. V roce 2008 období od 2.9. do 28.9. charakteristické poměrně vyrovnanými hodnotami půdní vlhkosti a dramatickým poklesem teploty v polovině tohoto období. V roce 2009 bylo vybráno období od 24. 8. do 8. 9. 2009 charakteristické poměrně vyrovnanou průměrnou teplotou, ale vysokými oscilacemi jak půdní teploty, tak půdní vlhkosti až do hloubky 25 cm. V roce 2010 byla vybrána

dvě období. První období od 3.3. do 11. 3. charakteristické nízkými teplotami půdy (v hloubce 5 cm častými teplotami pod bodem mrazu) a vysokými oscilacemi půdní teploty a vlhkosti v první části období, a nízkými oscilacemi půdní teploty a vlhkosti v druhé části období. Druhé období v roce 2010 (od 29. 6. do 5. 7.) bylo charakteristické patrnými oscilacemi a teploty a vlhkosti půdy až do hloubky 25 cm a odlišným trendem hodnot půdní teploty (rostoucí trend) a půdní vlhkosti (klesající trend). Průměrné, maximální a minimální hodnoty teploty a vlhkosti půdy v monitorovaných obdobích a příslušných hloubkách půdy, které dokumentují odlišnost zvolených období, jsou uvedeny v tab. 1.

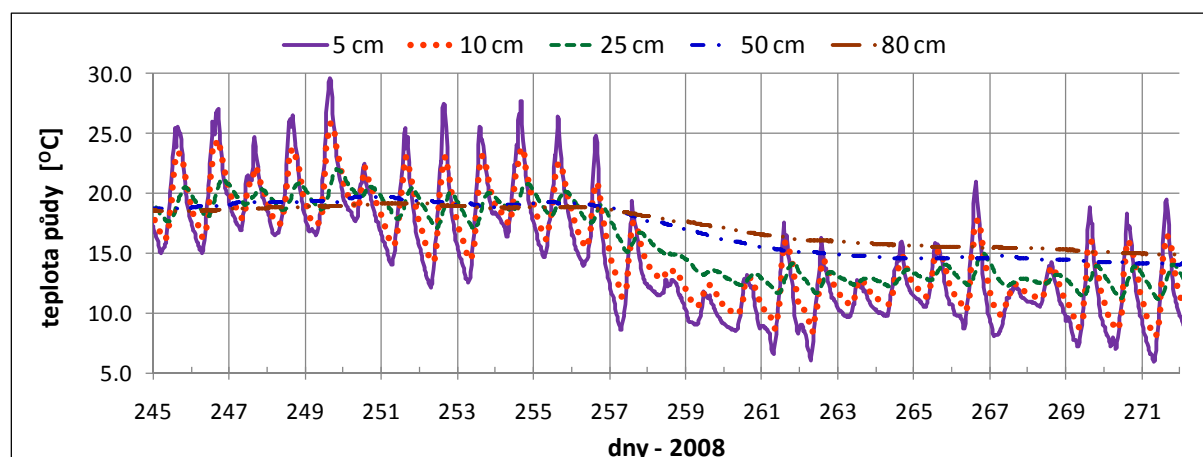
Tabulka. 1: Průměrné, maximální a minimální hodnoty teploty a vlhkosti půdy v monitorovaných obdobích a příslušných hloubkách půdy.

rok – hloubka měření	období [dny]	teplota			vlhkost		
		průměr	min	max	průměr	min	max
		[°C]	[°C]	[°C]	[cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup> ]	[cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup> ]	[cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup> ]
2008 – 10 cm	245. – 271.	15,39	8,00	25,90	0,20	0,17	0,24
	245. – 250.	20,11	16,20	25,90	0,22	0,21	0,24
	260. – 268.	12,00	8,40	17,80	0,19	0,18	0,22
2009 – 5 cm	235. – 250.	19,84	11,20	32,80	0,07	0,02	0,27
2009 – 10 cm	235. – 250.	20,92	13,40	30,30	0,12	0,08	0,16
2009 – 25 cm	235. – 250.	20,44	15,90	24,70	0,13	0,12	0,14
2010 – 5 cm	61. – 69.	0,18	-1,90	6,40	0,10	0,05	0,28
2010 – 10 cm	61. – 69.	1,04	-0,50	5,50	0,16	0,10	0,29
2010 – 5 cm	179. – 185.	27,29	15,00	40,60	0,09	0,03	0,14
2010 – 10 cm	179. – 185.	27,02	16,80	37,40	0,15	0,13	0,17
2010 – 25 cm	179. – 185.	24,89	18,60	30,40	0,16	0,16	0,17

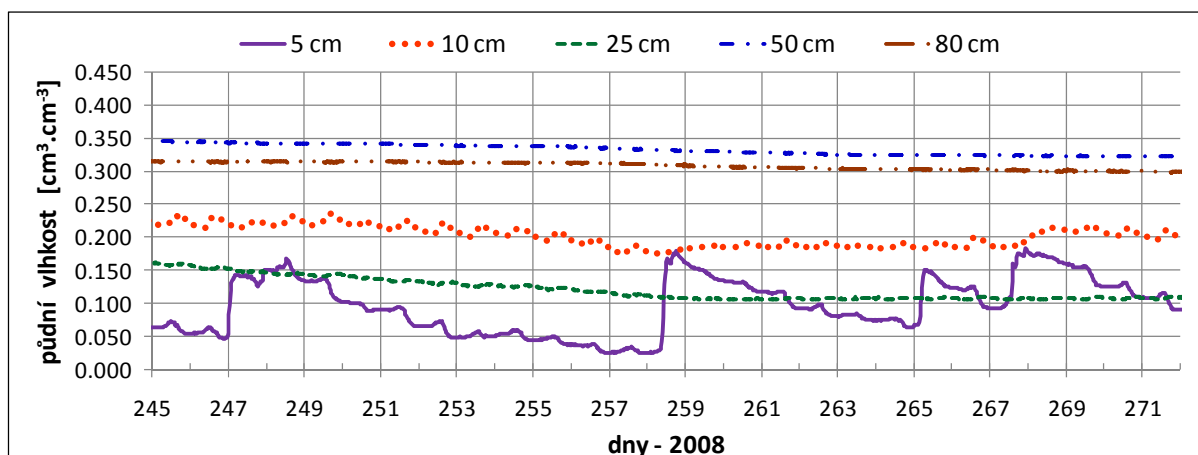
Vyhodnocení vlivu teploty bylo provedeno následujícím způsobem. Pro každý den byly vypočítány průměrné vlhkosti a teploty. Následně byly vyhodnoceny regresní vztahy mezi odchylkami vlhkosti ( $\Delta\theta$ ) a teplot ( $\Delta t$ ) od jejich denních průměrů.

## Výsledky

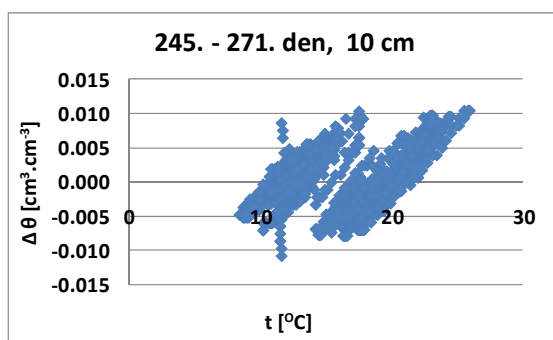
Vybraná období měření půdní vlhkosti a půdní teploty senzory ECH<sub>2</sub>O EC-TM jsou prezentovány na obr. 1 (rok 2008), 3 (rok 2009), 5 a 7 (rok 2010). S obrázků je patrné, že hodnoty půdní vlhkosti byly ovlivněny teplotou půdy. Kolísání denní teploty, které je patrné převážně v hloubce 5 a 10 cm (v některých případech v hloubce 25 cm), způsobilo oscilace také v hodnotách měřené půdní vlhkosti. Obr. 1 ukazuje, že období od 2.9. do 29.9. v roce 2008 byly charakteristické poměrně vyrovnanými hodnotami půdní vlhkosti a dramatickým poklesem teploty v polovině tohoto období.



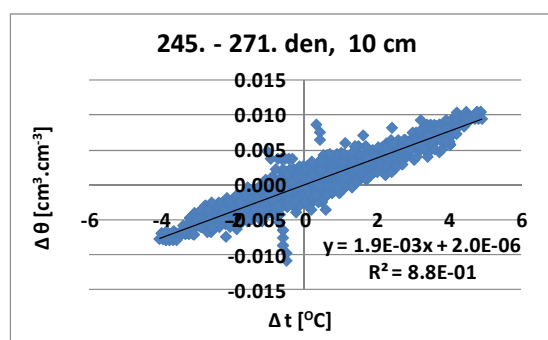
Obr. 1A: Teploty půdy měřené v jednotlivých hloubkách půdy v období od 2.9. do 28.9. 2008 (245.–271. den).



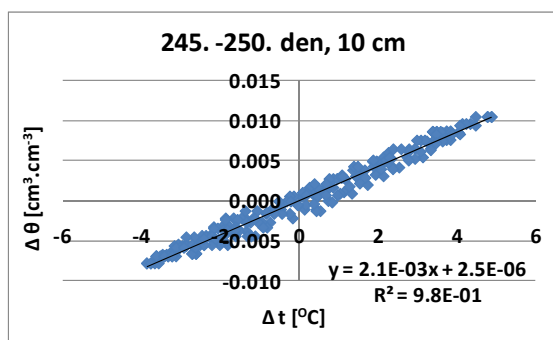
Obr. 1B: Půdní vlhkosti měřené v jednotlivých hloubkách půdy v období od 2.9. do 28.9. 2008 (245.–271. den).



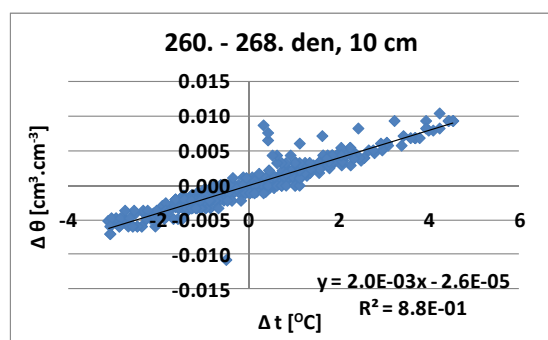
A)



B)



C)



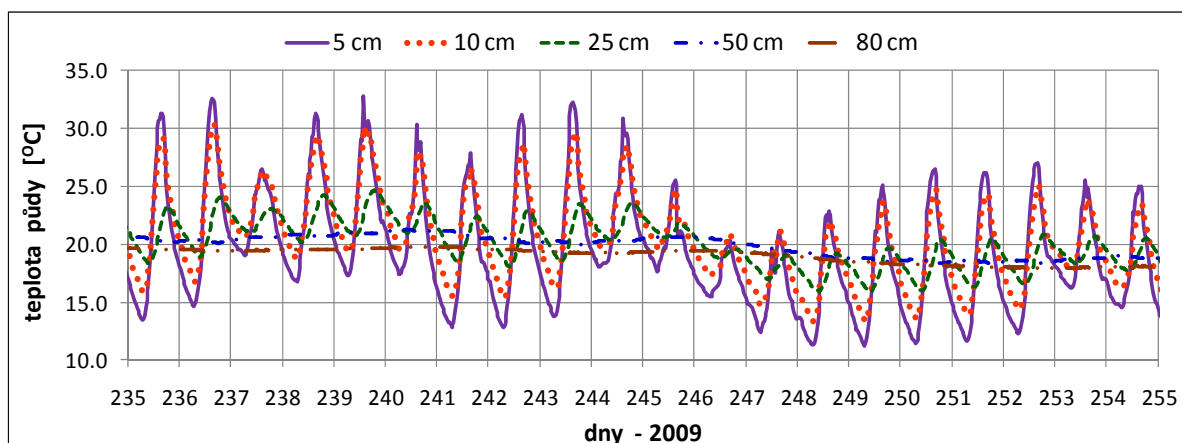
D)

Obr. 2: Vztah mezi odchylkami měřených půdních vlhkostí od denních průměrů ( $\Delta\theta$ ) a teplot ( $t$ ) (A) nebo odchylkami půdních teplot od denních průměrů ( $\Delta t$ ) (B, C,D) v období od 2.9. do 28.9. 2008 (245.–271. den).

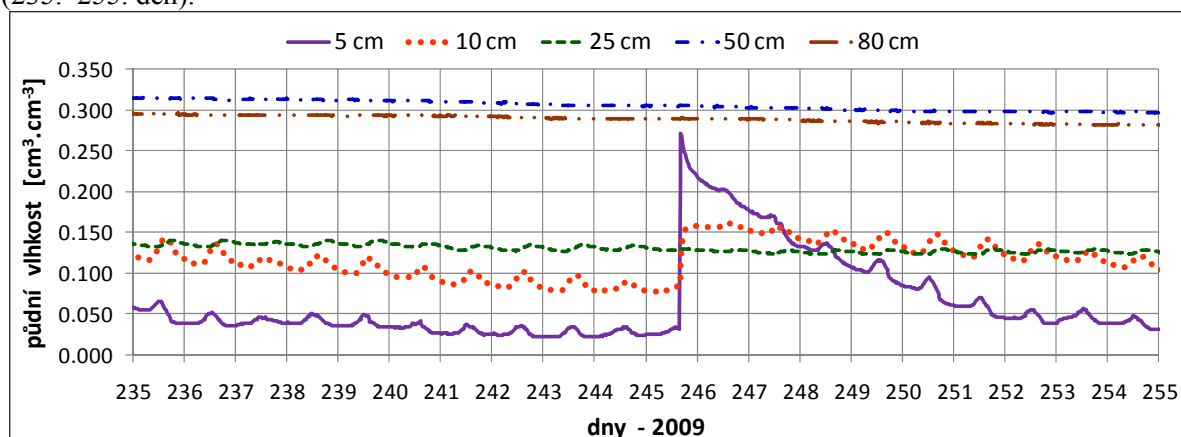
Výsledné regresní vztahy mezi odchylkami vlhkostí a teplot měřených v hloubce 10 cm od 2.9. do 29.9 2008 jsou zobrazeny na obr. 2. Pro senzor v hloubce 5 cm, nebyla závislost mezi půdní vlhkostí a teplotou půdy nalezena, protože se půdní vlhkost díky srážkám a výparu z povrchu významně v tomto období měnila (tj. měřené hodnoty nebyly závislé pouze na teplotě). Obr. 2A pro ilustraci ukazuje vztah teploty a  $\Delta\theta$  (odchylka od průměrné denní vlhkosti). Je zřejmé, že body jsou rozděleny do dvou oblastí. Toto rozdělení je dáno rozdílnou průměrnou teplotou v první a druhé části období (obr. 1A). Výsledný regresní vztah mezi odchylkami vlhkostí a teplot (obr. 2B) vykazuje relativně dobrou shodu.

Soubor dat byl dále rozdělen na 2 období: první s vyšší teplotou (obr. 2C) a druhé s nižší teplotou (obr. 2D). Tím došlo k podstatnému zpřesnění vztahu mezi půdní vlhkostí a půdní teplotou v období od 245. do 250. dne.

Pro rok 2009 byl vybrán úsek v období od 24. 8. do 13. 9. (obr. 3), ve kterém byly dobře patrné oscilace měřené půdní vlhkosti v hloubce 5, 10 a 25 cm, ale rozdíl teploty v teplotě půdy nebyl tak velký, jako v roce 2008.

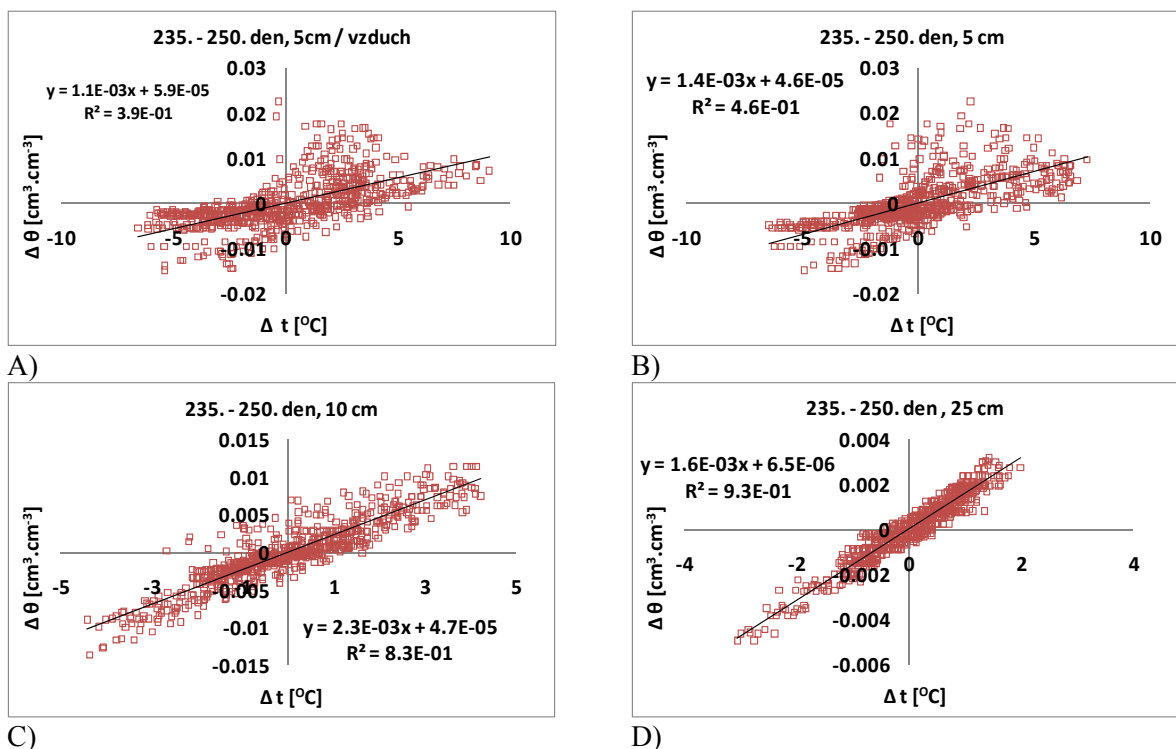


Obr. 3A: Teploty půdy měřené v jednotlivých hloubkách půdy v období od 24. 8. do 13. 9. 2009 (235.–255. den).



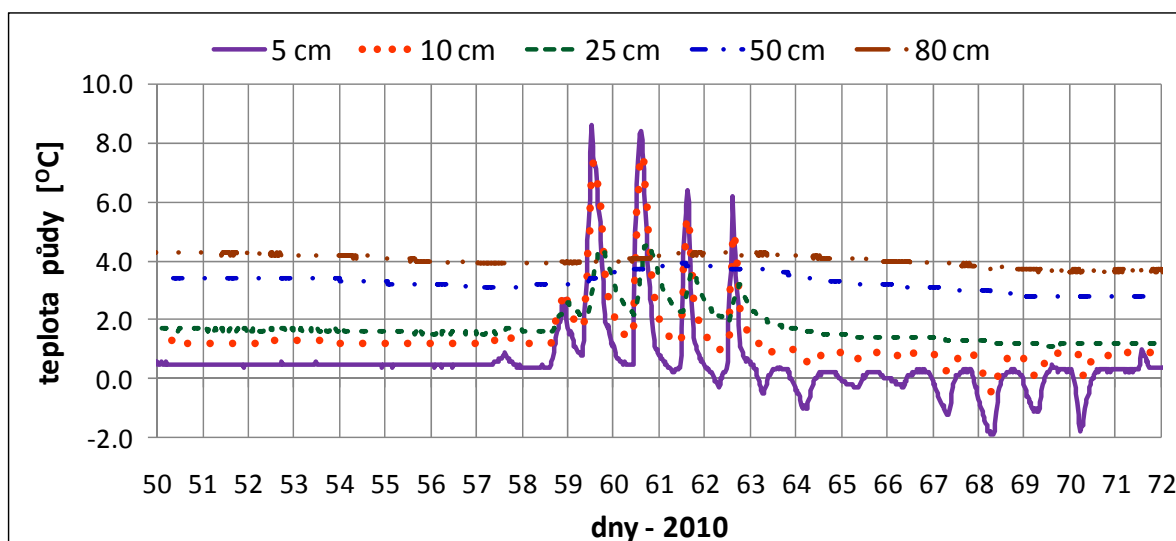
Obr. 3B: Půdní vlhkosti (B) měřené v jednotlivých hloubkách půdy v období od 24. 8. do 13. 9. 2009 (235.–255. den).

Na obr. 4 jsou prezentovány vztahy závislosti mezi odchylkami měřených hodnot půdní vlhkosti a půdní teploty od jejich denních průměrů v hloubkách 5, 10, 25 cm (B,C,D) a mezi odchylkami půdních vlhkostí od denních průměrů v hloubce 5 cm a odchylkami teploty vzduchu od denních průměrů (A) v roce 2009 v období od 24.8. do 8.9. Nejnižší závislost byla zjištěna pro vlhkost půdy v 5 cm a teplotě vzduchu ( $R^2 = 0,39$ ). O málo vyšší závislost ( $R^2 = 0,46$ ) mezi půdní vlhkostí a půdní teplotou byla zjištěna 5 cm pod povrchem půdy. Se zvětšující se hloubkou půdy se zvyšovala závislost mezi měřenými hodnotami teploty a vlhkosti půdy (10 cm –  $R^2 = 0,83$ ; 25 cm  $R^2 = 0,93$ ). Nižší závislost zjištěná pro menší hloubky je opět dána změnami vlhkosti díky dešťové srážce a výparu vody z povrchu půdy (jejichž vliv klesal s hloubkou).



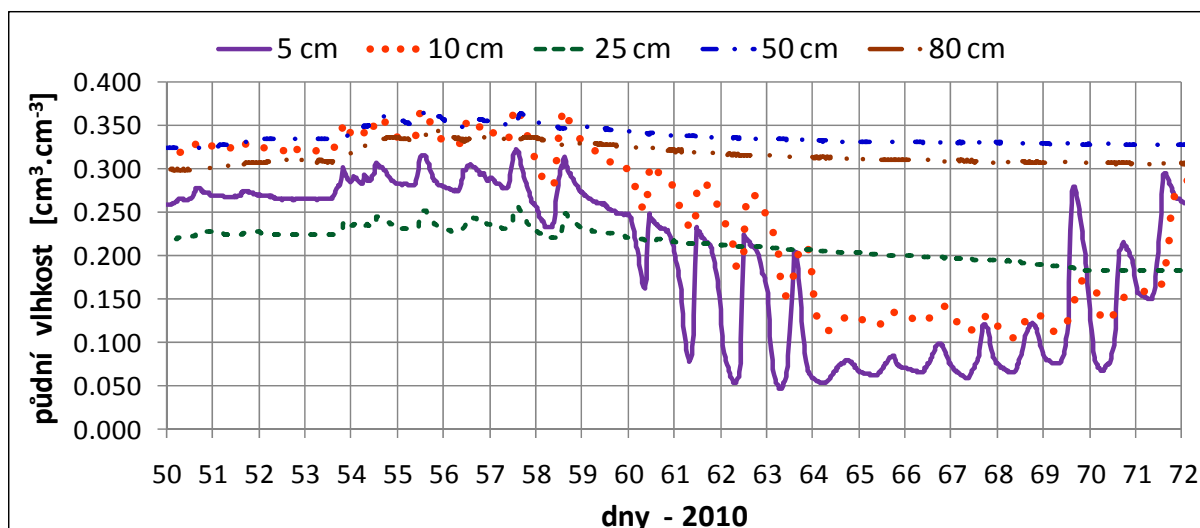
Obr. 4: Vztah mezi odchylkami měřených půdních vlhkostí od denních průměrů ( $\Delta\theta$ ) a odchylkami teploty vzduchu (A) nebo půdních teplot (B,C,D) od denních průměrů ( $\Delta t$ ) v období od 24. 8. do 8. 9. 2009 (235.–250. den).

V roce 2010 bylo pro vyhodnocení závislosti půdní vlhkosti a půdní teploty vybráno období od 3.3. do 11. 3. (61.–69. den). Toto období bylo charakteristické značnými oscilacemi (jak půdní vlhkosti, tak půdní teploty) a častou teplotou půdy v hloubce 5cm pod bodem mrazu (obr. 5). Vztah mezi odchylkami měřených hodnot půdní vlhkosti a půdní teploty od jejich průměrů v hloubce 5 a 10 cm jsou uvedeny na obr. 6.

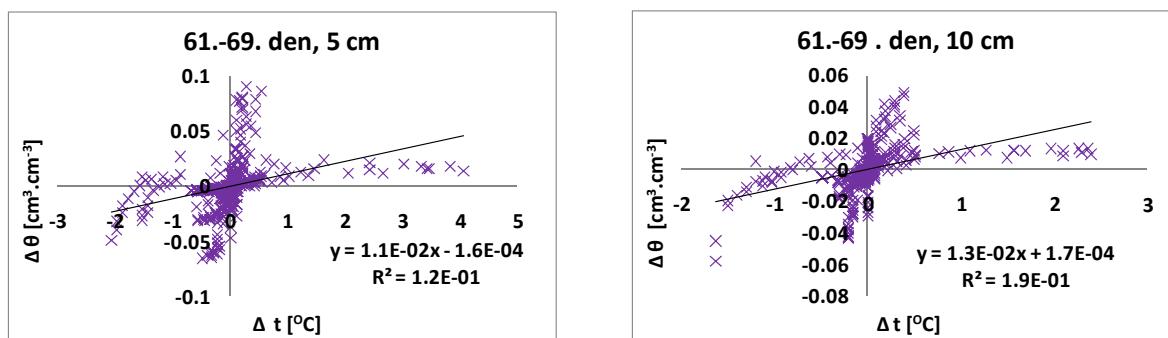


Obr. 5A: Teploty půdy měřené v jednotlivých hloubkách půdy v období od 20. 2. do 14. 3. 2010 (50.–72. den).





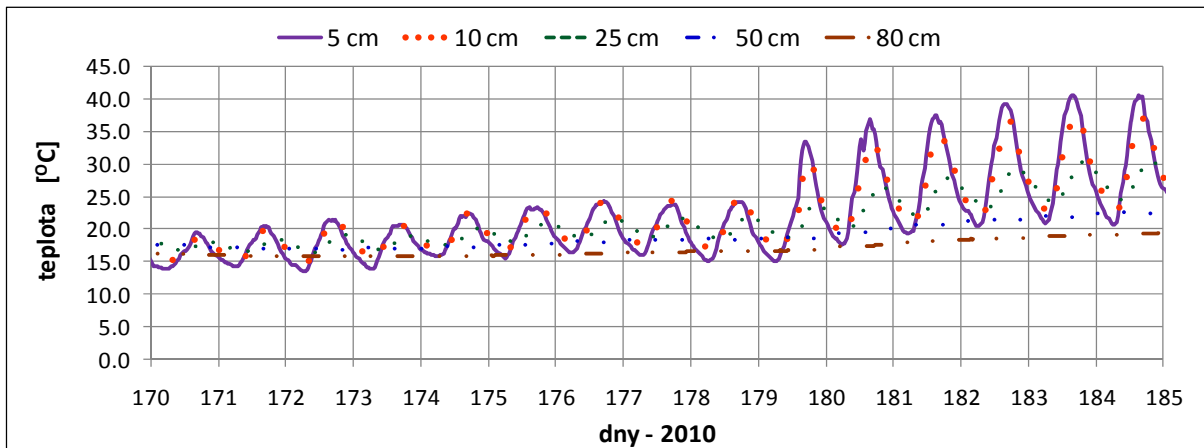
Obr. 5B: Půdní vlhkosti měřené v jednotlivých hloubkách půdy v období od 20. 2. do 14. 3. 2010 (50.–72. den).



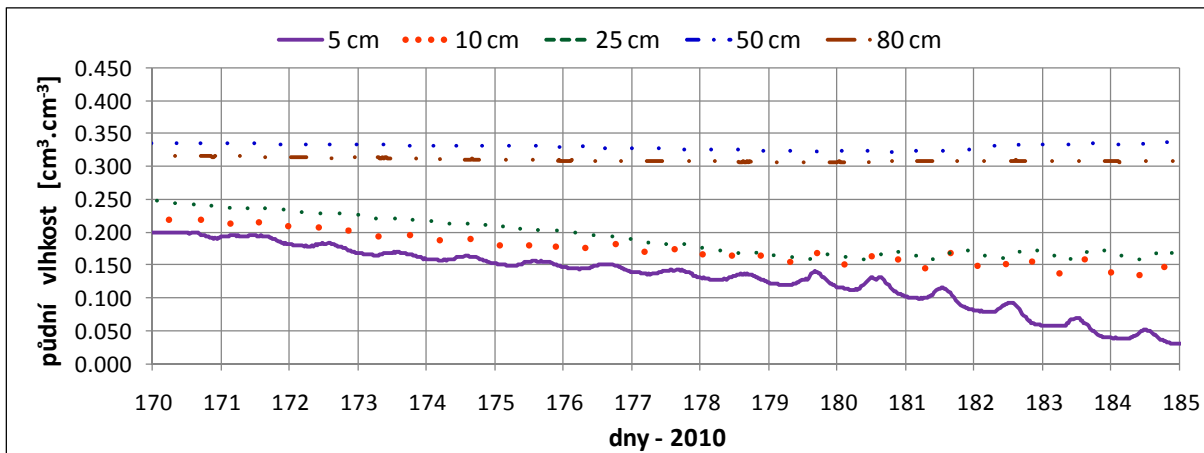
A) B)  
 Obr. 6: Vztah mezi odchylkami měřených půdních vlhkostí od denních průměrů ( $\Delta\theta$ ) a odchylkami půdních teplot od denních průměrů ( $\Delta t$ ) v období od 3.3. do 11. 3. 2010 (61.–69. den).

V tomto období byly zjištěny nejnižší závislosti mezi měřenými hodnotami půdní vlhkosti a půdní teploty. Je to pravděpodobně způsobeno nízkými teplotami v tomto období. V hloubce půdy 5 cm se v tomto období teplota pohybovala často pod bodem mrazu a průměrná teplota v tomto období byla 0,2 °C. V hloubce 10 cm, kde byla zjištěna pouze o málo větší závislost mezi měřenými hodnotami půdní vlhkosti a půdní teploty, byla průměrná teplota v tomto období 1 °C.

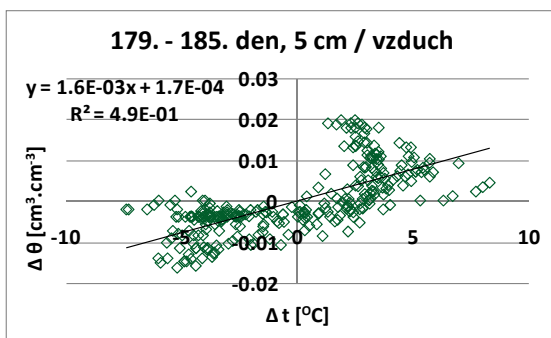
V roce 2010 vybráno ještě jedno období od 20. 6. do 5. 7. 2010 (170. – 185. den). V tomto období jsou patrné oscilace půdní teploty a půdní vlhkosti až do hloubky 25 cm (obr. 7). Navíc je toto období charakteristické tím, že teplota půdy měla v tomto období vzestupný trend, zatímco půdní vlhkost měla sestupný trend. Nejlepší závislost mezi měřenými hodnotami půdní vlhkosti a půdní teploty byly zjištěny v období od 29. 6. do 5. 7. 2010 (obr. 8). Podobně jako v roce 2009 se závislost mezi měřenými hodnotami teploty a vlhkosti půdy zvyšovala se zvětšující se hloubkou půdy. Nižší závislost zjištěná pro menší hloubky je opět dána změnami vlhkosti vlivem dešťových srážek a výparu vody z povrchu půdy (jejichž vliv klesal s hloubkou).



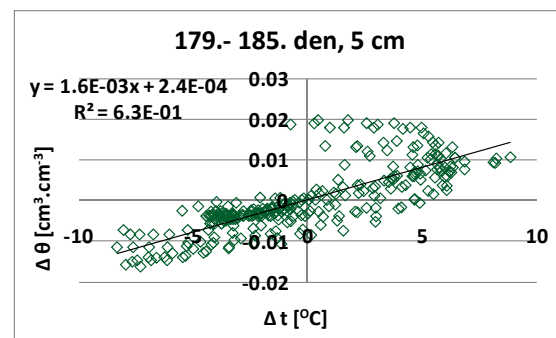
Obr. 7A: Teploty půdy měřené v jednotlivých hloubkách půdy v období od 20. 6. do 5. 7. 2010 (170.–185. den).



Obr. 7B: Půdní vlhkosti měřené v jednotlivých hloubkách půdy v období od 20. 6. do 5. 7. 2010 (170. – 185. den).

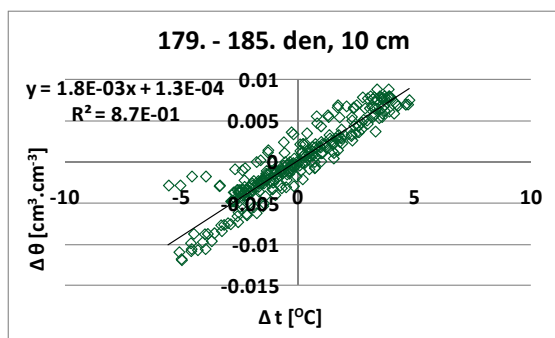


A)

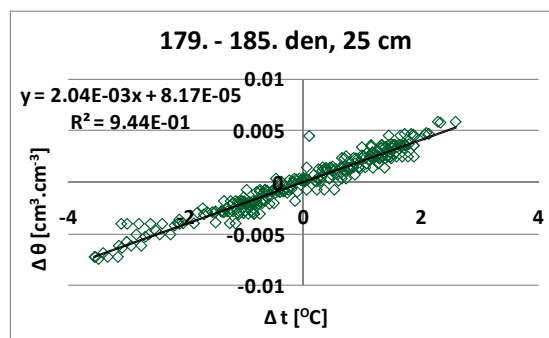


B)

Obr. 8AB: Vztah mezi odchylkami měřených půdních vlhkostí od denních průměrů ( $\Delta\theta$ ) a odchylkami teploty vzduchu (A) a půdní teploty (B) od denních průměrů ( $\Delta t$ ) v období od 29. 6. do 5. 7. 2010 (179.–185. den).



C)



D)

Obr. 8CD: Vztah mezi odchylkami měřených půdních vlhkostí od denních průměrů ( $\Delta\theta$ ) a odchylkami půdních teplot (C,D) od denních průměrů ( $\Delta t$ ) v období od 29. 6. do 5. 7. 2010 (179.–185. den).

## Závěry

Z průběhu monitorovaných hodnot je zřejmé, že měření půdní vlhkosti je ovlivněno také teplotou půdy. Pro vybraná období byly pro každý den vypočítány průměrné vlhkosti a teploty. Následně byly vyhodnoceny regresní vztahy mezi odchylkami vlhkostí a teplot od jejich denních průměrů. Korelace mezi odchylkami vlhkostí a teplot se zvyšovala s hloubkou senzorů a to díky menšímu vlivu srážek a výparu z půdního povrchu na měřené hodnoty půdních vlhkostí. Protože absolutní členy zjištěných regresních funkcí byly ve všech případech blízké nule, procházejí lineární spojnice trendu v těsné blízkosti počátku souřadného systému, tj. absolutní člen se rovná nule. Hodnoty směrnic zjištěných lineárních regresních rovnic (pro  $R^2 > 0,8$ ) byly velmi podobné a pohybovaly se okolo hodnoty 0,002. Hodnoty měřených půdních vlhkostí ( $\theta_{\text{měř}}$ ) při dané teplotě ( $t_{\text{měř}}$ ) pak mohou být za tohoto předpokladu přepočítány na referenční půdní vlhkosti ( $\theta_{\text{ref}}$ ) pro referenční teplotu ( $t_{\text{ref}}$ ) pomocí následující rovnice.

$$\theta_{\text{ref}} = \theta_{\text{měř}} - 0,002(t_{\text{měř}} - t_{\text{ref}}) \quad (1)$$

Vzhledem k tomu, že jsou senzory obvykle kalibrovány v laboratoři při teplotě 20 C, referenční hodnota teploty je rovna 20 C.

## Poděkování

Autoři děkují za finanční podporu Ministerstvu školství, mládeže a tělovýchovy České republiky (grant č. 2B06095 a 4. MSM 6046070901) a Grantové agentuře České republiky (grant č. GA CR 526/08/0434).

## Literatura

- Bogena, H. R., Huisman, J. A., Oberdorster, C., Vereecken, H. (2007): Evaluation of a low-cost soil water content sensor for wireless network applications. *Journal of hydrology*, 344, 32–42.
- Decagon device (2007): ECH<sub>2</sub>O-TE/EC-TM, Water Content, EC and Temperature Sensors. Operators Manual Version 5. pp. 38.
- Evett, S.R., Tolck, J.A., Howell, T.A. (2006): Soil profile water content determination: Sensors accuracy, axial response, calibration, temperature dependence, and precision. *Vadose zone*, 5 (3), 894–907.
- Ruth, B., Munch, J.C. (2005): Field measurements of the water content in the top soil using a new capacitance sensor with a flat sensitive volume. *Journal of plant nutrition and soil science-zeitschrift für pflanzenernahrung und bodenkunde*, 168 (2), 169–175.

# Using the dye tracer for visualization of preferential flow in macro- and micro-scale

Radka Kodešová<sup>1</sup>, Karel Němeček<sup>1</sup>, Vít Kodeš<sup>2</sup>, Anna Žigová<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 16521 Praha 6

<sup>2</sup> Český hydrometeorologický ústav, Na Šabatce 17, 14306 Praha 4

<sup>3</sup> Geologický ústav, AVČR, v. v. i., Rozvojová 269, 165 00 Praha 6

## Abstract

Study is focused on the visualization of the preferential flow in different soil types and their horizons using the dye tracer experiment. The field ponding dye infiltration experiments were performed in two soil types: Haplic Luvisol and Haplic Cambisol. In addition, the thin soil sections were made and micromorphological images were used to study soil aggregate structure and dye distribution in micro-scale. The staining patterns within the vertical and horizontal sections documented very different nature of preferential flow in different soil types and also within the soil profiles. While preferential flow in the Haplic Luvisol was caused by soil aggregation and biopores, preferential flow in the Haplic Cambisol was caused only by biopores and large gravitational soil fractures. Micromorphological images showed that, in the case of the Haplic Luvisol, the dye was primarily distributed either in the interaggregate pores and then in the pores inside the aggregates, or in the isolated large pores connected to the dye source and then into the matrix pores. In the case of the Haplic Cambisol, the dye pattern was mostly affected by fraction, size and shape of sand grains.

**Key Words:** Soil structure, preferential flow, dye tracer experiment, micromorphological images.

## Introduction

It was observed that water flow and contaminant transport is in structured soils frequently influenced either by water and solute temporal immobilization or by preferential flow. To describe such non-equilibrium water flow and solute transport in soils, many numerical models have been recently developed. Overviews of non-equilibrium water flow and solute transport evidence, and various experimental and mathematical approaches to study and describe these phenomena were given by Gerke (2006), Jarvis (2007), Šimůnek and van Genuchten (2008), or Köhne et al. (2009a,b). Common physically based models for simulation of water flow and solute transport in structured soils assume (one) continuum and bi- or multi-continuum approaches. To apply various approaches, the properties characterizing water flow and solute transport must be specified. The numerical inversion and parameter estimation from the observed water flow and solute transport data are usually applied to obtain desired information. (See review articles mentioned above.) However, to obtain reliable results many parameters must be independently measured or determined from the literature. The summary of various approaches of independent parameter determination is given by Köhne et al. (2009a).

Various dye tracers are frequently used to study soil structure and preferential flow phenomena (Flury and Wai 2003). The most often applied dye is the food color Brilliant Blue FCF. There are many studies dealing with the food color Brilliant Blue FCF characteristics (Flury and Flühler 1995, Morris et al. 2008) and studies using this dye for visualization of non-equilibrium water flow and dye transport in soils (Flury et al. 1994, Kasteel et al. 2005, Sander and Gerke 2007).

Preferential water flow and herbicide transport was studied in the field and laboratory by Kodešová et al. (2008, 2009). They applied the dual-porosity and dual-permeability models in HYDRUS-1D (Šimůnek et al. 2008) to simulate observed data. Micromorphological images of studied soils were used to determine parameters describing dual-domains geometry. Goal of this study is to characterize dual-domain geometry of previously studied soils in macro and micro-scale using the dye tracer ex-

periment. Objectives were: a) detection of preferential water and dye trace transport using the ponding infiltration experiment, b) visualization of staining patterns within the vertical and horizontal sections in the field (macro-scale), c) reconstruction of 3D image of the dye distribution in the soil profile, c) visualization of the dye distribution in micro-scale using micromorphological images.

## Materials and methods

Study was performed in Haplic Luvisol in Hněvčeves and Haplic Cambisol in Humpolec. Detail studies of soil chemical, physical and transport properties are given by Kodešová et al. (2008, 2009, 2010, 2011). The field dye infiltration experiment was carried out in year 2009 using the similar procedure as described by Sander and Gerke (2007). 100 (Haplic Luvisol) and 50 (Haplic Cambisol) liters of solution with food color Brilliant Blue FCF ( $5 \text{ kg m}^{-3}$ ) was infiltrated in a  $1 \times 1 \text{ m}$  plot (applying an initial ponding depth of 10 and 5 cm, respectively) immediately after the wheat harvest. On the next day, one half of the plot was sliced horizontally and another half vertically to study the dye distribution within the soil profile to the depth of 100 cm.

Vertical images, which were taken every 2.5 cm, were used to create the 3-D image of the dye distribution. First the black and white images of the dye patterns were obtained using the threshold filtering of the original images using JMicroVision. Then the 3D image rendering using ArcGIS 3D Analyst was applied in following steps: a) raster processing, b) raster to vector conversion, c) 2D to 3D conversion, d) 3D GIS to VRML conversion.

Micromorphology of soil structure and the dye distribution was studied on thin soil sections prepared from large soil aggregates, taken in the field. Thin sections were prepared according to the methods presented by Catt (1990).

## Results and discussion

The staining patterns within the vertical and horizontal sections and the 3D images of the dye distribution documented very different nature of the preferential flow in different soil types and also within the soil profiles. Images of the Haplic Luvisol showed that while dye tracer was partly regularly transported and only some isolated domains were visible in the surface  $\text{Ap}_1$  horizon, the significant preferential flow occurred in the subsurface horizons. The preferential flow in the upper subsurface  $\text{Ap}_2$  horizon (plow pan) was caused by the gravitational biopores in the very compact matrix structure, which considerably slowed down the dye transport. In the case of deeper horizons ( $\text{Bt}_1$  and  $\text{Bt}_2$ ), the preferential flow occurred due to the gravitational biopores and extensively developed prismatic structure, which was highly affected by organo-mineral coatings. Even better characterization of the preferential flow particularly in these two horizons was obtained, when the same ponding dye infiltration experiment was performed directly on the top of the  $\text{Bt}_1$  horizon. Images of the Haplic Cambisol showed that the dye tracer transport in Haplic Cambisol was in all horizons ( $\text{Ap}$ ,  $\text{Bw}$ ,  $\text{C}$ ) mainly affected by the preferential flow caused by the gravitational fractures and biopores.

Various soil structures were also documented on micromorphological images of soil structure studied on thin soil sections prepared from large soil aggregates (not shown). The micromorphological images of the Haplic Luvisol soil samples showed higher-order aggregates of the  $\text{Ap}_1$  horizon, dense structure of the  $\text{Ap}_2$  horizon, well-developed soil structure affected by clay coatings of the  $\text{Bt}_1$  horizon and isolated pores with clay coatings inside the large aggregates of the  $\text{Bt}_2$  horizons. Aggregates in all horizons ( $\text{Ap}$ ,  $\text{Bw}$ ,  $\text{C}$ ) of the Haplic Cambisol were poorly developed. The pore system did not show intrapedal or interpedal pores, pores were developed mainly along gravel particles. Correspondingly to the different soil structure compositions, dye tracer was differently distributed in the soil. Images did not show a regular dye distribution in both cases. It was evident that in the case of the Haplic Luvisol, the dye was primarily distributed either in the interaggregate pores and then in the pores inside the aggregates, or in the isolated large pores connected to the dye source and then into the matrix pores. Dye was also unevenly distributed in the matrix domain. Accumulated organic matter, clay coating, larger soil grains and isolated larger capillary pores, which initially did not contain the dye tracer, behaved as

less-permeable or impermeable barriers. In cases of Haplic Cambisol, a little impact (on single pores) of the dye tracer was observed in the Ap horizon due to very low permeability of this horizon. On the other hand even dye distribution was observed in the Bw horizon, which were less compacted and contained larger fraction of sand grains. Dye distribution in the C horizon was uneven due to the influence of the coarse particles (watered orthogneiss) orientation.

## Conclusions

Images of the dye patterns (taken in macro- and micro-scale) documented very different nature of the preferential flow in different soil types and also within the soil profiles. Information about the fraction of the macropores existing in studied soils and information about the shape and size of the aggregates, biopores and soil fractures may be further used to describe the dual-domain geometry in the dual-permeability model, which may be applied to simulate preferential flow in such soils. Study approved suggestions made before (based only on micromorphological images) for the nonequilibrium water flow and pesticide transport modeling (Kodešová et al., 2008, 2009). In addition, information obtained for the Ap horizon of the Haplic Luvisol was used when estimating parameters of the radially-symmetric dual-permeability model using tension disc infiltrometer and Guelph permeameter experiments (Kodešová et al., 2010). They showed that seemingly stable water flow may be simulated as the dual-permeability system, which resulted in more uniform soil-water distribution around the Guelph permeameter well.

## Acknowledgement

Authors acknowledge the financial support of the Czech Science Foundation (grant No. GA CR 526/08/0434) and the Ministry of Education, Youth and Sports of the Czech Republic (grant No. MSM 6046070901). Authors also acknowledge Miroslav Fér, Veronika Jirků, Antonín Nikodem, Marcela Mühlhanslová, Ondřej Jakšík, Martin Kočárek and Horst Gerke for their help in the field.

## Literature

- Catt, J.A. (1990): Paleopedology manual. *Quaternary International* 6, 1–95.
- Flury, M., Flühler, H., Jury, W.A., Leuenberger, J. (1994): Susceptibility of soils to preferential flow of water – Field-studies. *Water Resources Research*, 30, 1945–1954.
- Flury, M., Flühler, H. (1995): Tracer characteristic of Brilliant Blue FCF. *Soil Science Society of America Journal*, 59, 22–27.
- Flury, M., Wai, N.N. (2003): Dyes as tracers for vadose zone hydrology. *Reviews of Geophysics*, 41, Art. No.: 1002.
- Gerke, H.H. (2006): Review article. Preferential flow descriptions for structured soils. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 169, 382–400.
- Jarvis, N. (2007): Review of non-equilibrium water and solute transport in soil macropores: principles, controlling factors and consequences for water quality. *European Journal of Soil Science*, 58, 523–546.
- Kasteel, R., Burkhardt, M., Giesa, S., Vereecken, H. (2005): Characterization of Field Tracer Transport Using High-Resolution Images. *Vadose Zone Journal*, 4, 101–111.
- Kodešová, R., Jirků, V., Kodeš, V., Mühlhanslová, M., Nikodem, A., Žigová, A. (2011): Soil structure and soil hydraulic properties of Haplic Luvisol used as arable land and grassland, *Soil and Tillage Research*, 111 (2), 154–161.
- Kodešová, R., Kočárek, M., Kodeš, V., Šimůnek, J., Kozák, J. (2008): Impact of soil micromorphological features on water flow and herbicide transport in soils. *Vadose Zone Journal*, 7, 798–809.
- Kodešová, R., Šimůnek, J., Nikodém, A., Jirků, V. (2010): Estimation of parameters of the radially-symmetric dual-permeability model using tension disc infiltrometer and Guelph permeameter experiments. *Vadose Zone Journal*, 9, 213–225.

- Kodešová, R., Vignozzi, N., Rohošková, M., Hájková, T., Kočárek, M., Pagliai, M., Kozák, J., Šimůnek, J. (2009): Impact of varying soil structure on transport processes in different diagnostic horizons of three soil types. *Journal of Contaminant Hydrology*, 104, 107–125.
- Köhne, J.M., Köhne, S., Šimůnek, J. (2009a): A Review of Model Applications for Structured Soils: a) Water Flow and Tracer Transport. *Journal of Contaminant Hydrology*, 104, 4–35.
- Köhne, J.M., Köhne, S., Šimůnek, J. (2009b): A Review of Model Applications for Structured Soils: b) Pesticide Transport. *Journal of Contaminant Hydrology*, 104, 36–60.
- Morris, C., Mooney, S.J., Young, S.D. (2008): Sorption and desorption characteristics of the dye tracer, Brilliant Blue FCF, in sandy and clay soils. *Geoderma*, 146, 434–438.
- Sander, T., Gerke, H.H. (2007): Preferential flow patterns in paddy fields using a dye tracer. *Vadose Zone Journal* 6, 105–115.
- Šimůnek, J., van Genuchten, M.Th., Šejna, M. (2008): Development and applications of the HYDRUS and STANMOD software packages, and related codes. *Vadose Zone Journal*, 7, 587–600.
- Šimůnek, J., van Genuchten, M.Th. (2008): Modeling nonequilibrium flow and transport with HYDRUS. *Vadose Zone Journal* 7, 782–797.

# Hydrologická bilance malého povodí Případová studie povodí Němčického potoka

Pavel Kovář, Darina Vaššová

Fakulta životního prostředí, Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 165 21 Praha 6

## Abstrakt

Příspěvek ukazuje výsledky simulace hydrologické bilance vegetačních období 2001–03 experimentálního povodí Němčického potoka, typického území s vysokým podílem orné půdy. Ukazuje schopnost modelu WBCM spolehlivě kalibrovat jeho parametry, zejména pokud jde o simulaci hlavních složek hydrologické bilance v denním časovém kroku. Příspěvek dále uvádí výsledky simulace změn hydrologických režimů způsobených scénářovou změnou redukce plochy orné půdy o 10 % a 20 % ve prospěch trvalých travních porostů. Simulace aplikací tohoto scénáře přinesly zajímavé výsledky v odchylkách zvláště přímých odtoků i dotacích podpovrchových vodních zásob povodí.

**Klíčová slova:** Hydrologická bilance, změny využití pozemků, scénářové simulace.

## Úvod

Cílem řešení bylo upřesnění jednotlivých komponent rovnice hydrologické bilance a možnosti jejich ovlivnění nestrukturálními opatřeními (zejména změny využití pozemků) na povodí. Konkrétním cílem řešení byla implementace matematického modelu hydrologické bilance WBCM – verze 5, (Kovář, 1994; Kovář et al., 2004; Kovář, Sklenička, 2003). Model je vhodným nástrojem k simulaci hydrologické bilance na malých povodích v časovém kroku 1 den, kdy za dostatku dat je denní nebo dekadní (10 dnů) bilanci možno simulovat poměrně přesně a tak si vytvořit velmi dobrý přehled o vodním režimu na povodí. Znalost režimu tak umožňuje navrhnout opatření pro redukci škodlivých dopadů hydrologických extrémů, tj. povodní a sucha.

## Charakteristiky experimentálního povodí Němčického potoka

Údaje o charakteristikách povodí Němčického potoka byly převzaty z brněnské pobočky VÚMOP Praha a podrobně je popisují Kovář et al. (2007). Proto jsou uvedeny pouze hlavní charakteristiky a důležité fyzicko-geografické faktory.

Němčický potok se vlévá do říčky Luhy, která v Moravském krasu pokračuje jako Punkva a v Blansku vtéká do Svitavy. Reliéf experimentálního povodí tvoří mírně členité, dlouhé pozvolné svahy Drahan-  
ské vrchoviny. Klimaticky patří zájmové území do oblasti mírně teplé, okrsku mírně vlhkého. Průměrná roční teplota se pohybuje kolem 6 °C, průměrný roční úhrn srážek dosahuje 652 mm.

Geologické podloží tvoří staré kulmské zvrásněné sedimenty. Hlavní horninou zájmové oblasti jsou drobová souvrství. Droby náleží ke zpevněným sedimentům spojených tmelem. Zvětrávají na středně těžké půdy různé hloubky, od mělkých až po hluboké, většinou s obsahem skeletu, kterého směrem do hloubky přibývá. Jsou to půdy propustné, místy středně až málo propustné. Pleistocén je zastoupen svahovinami z převážně kyselého materiálu.

Půdní pokryv tvoří převážně kambizemě modální eubazické až mezobazické na horninách kulmu, místy slabě oglejené, převážně středně těžké a středně skeletovité. V horních partiích svahů jsou půdní horizonty zčásti erodované. Nachází se zde mělké kambizemě litické, středně těžké nebo lehčí. V západní části povodí se vytvořily hnědozemě luvické oglejené na svahových hlínách, středně těžké, ve spodině těžší. Údolí potoka vyplňují gleje modální na svahovinách, středně těžké až těžké. Na svazích na méně propustných svahovinách se vyvinuly pseudogleje modální středně těžké, ve spodině



těžší. Zemědělská půda se intenzivně využívá jako orná půda v téměř 53 % celkové plochy povodí. V osevním postupu převládají obilniny a řepka olejná, dále se zde pěstuje kukuřice a víceleté pícniny.

Další charakteristiky povodí jsou uvedeny v tab. 1, 2 a 3. Pro kompletní představu je zde pouze připomen obr. 1, který poskytuje přehled hodnot odtokových křivek CN (U. S. SCS, 1986) na základě hydrologických skupin půd a využití pozemků.

Tabulka 1 : Charakteristiky povodí.

Plocha povodí	3,52 km <sup>2</sup>
Délka toku	1,9 km
Průměrný sklon toku	2,09 %
Minimální nadmořská výška	556 m n. m.
Maximální nadmořská výška	651 m n. m.
Střední nadmořská výška	600 m n. m.
Délka rozvodnice	9,0 km

Tabulka 2 : Hospodářské využití pozemků v povodí (land use).

Kultura	Plocha v ha	Plocha v %
Orná půda	186,09	52,9
Louky, trvalé travní porosty	3,02	0,86
Lesy	123,25	35,04
Zastavěná plocha	16,65	4,73
Ostatní plocha	22,78	6,47

Tabulka 3 : Hydrologické skupiny půd a zastoupení kultur (ha).

Skupiny půd	B			C			D		
	ha	%	CN	ha	%	CN	ha	%	CN
orná půda	127,94	36,4	81	56,41	16	88	1,74	0,5	91
trvalé travní porosty	1,14	0,3	58	1,87	0,5	71	–	–	–
lesy	121,56	34,6	60	1,48	0,4	73	0,2	0,1	79

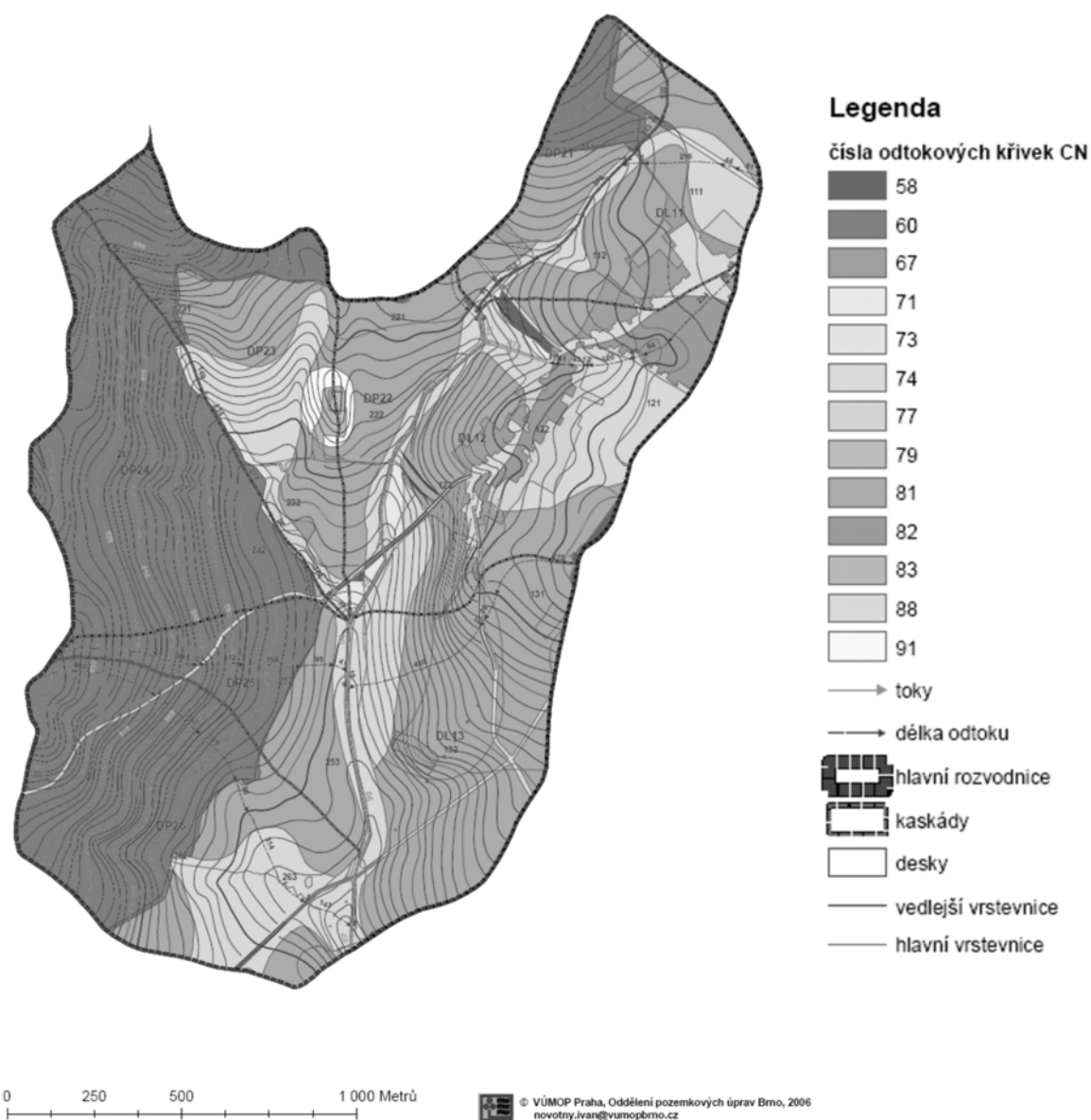
### Model WBCM a podmínky jeho využití na experimentálním povodí Němčického potoka

V souladu s plánem výzkumných aktivit KBÚK byl současný výzkum orientován na simulaci hydrologické bilance. Konkrétně se jedná o implementaci matematického modelu WBCM-5 (Water Balance Conceptual Model), který byl koncipován pro studium změn jednotlivých komponent hydrologické bilance v závislosti na změnách hospodářského využití povodí (Kulhavý, Kovář, 2000). Bilance vody v povodí před extrémními hydrologickými stavy (povodně, sucha) je důležitým faktorem ovlivňujícím chování povodí v povodňových situacích.

#### Stručný popis modelu WBCM-5

Model WBCM je deterministický, patří do kategorie modelů nelineárních s rozdělenými parametry po ploše modelovaného povodí tak, aby byla zachována jejich plošná variabilita. Každý kapacitní prvek modelu představuje přirozenou zásobu vody v jednotlivých vertikálních subsystémech hydrologického profilu. Byl koncipován pro simulaci denních bilančních hodnot ve vegetačním období, což je kritická doba pro vznik deficitů i přebytků. Model uvažuje všechny podstatné interakce mezi jednotlivými zónami (tj. vegetační zónou, aktivní i celkovou nenasyčenou zónou, a nasycenou zónou).

Struktura modelu uvažuje fyzikální principy, podle nichž dochází k evapotranspiraci, intercepci, infiltraci a k tvorbě přímého i základního odtoku.



Obr. 1: Experimentální povodí Němčického potoka – čísla odtokových křivek CN.

Objemovou shodu složek bilance zabezpečuje sledování kontinuity dle bilanční rovnice:

$$SRAIN = AE + STF \pm (\Delta WP + \Delta WZ) \quad (1)$$

$$SRAIN = AE + STF \pm \Delta W \quad (2)$$

kde  $SRAIN$  je výška srážek (mm),  $STF$  je výška celkového odtoku (mm),  $AE$  je skutečný (aktuální) výpar (mm),  $\Delta WP$  je změna vlhkosti nenasycené zóny (mm),  $\Delta WZ$  je změna objemu nasycené zóny (mm),  $\Delta W$  je výsledná změna objemu podzemních vod (mm).

Model je podrobně uveden v literatuře (Kovář, 1994; Kulhavý, Kovář 2000; Kovář, Novotná, 2007).

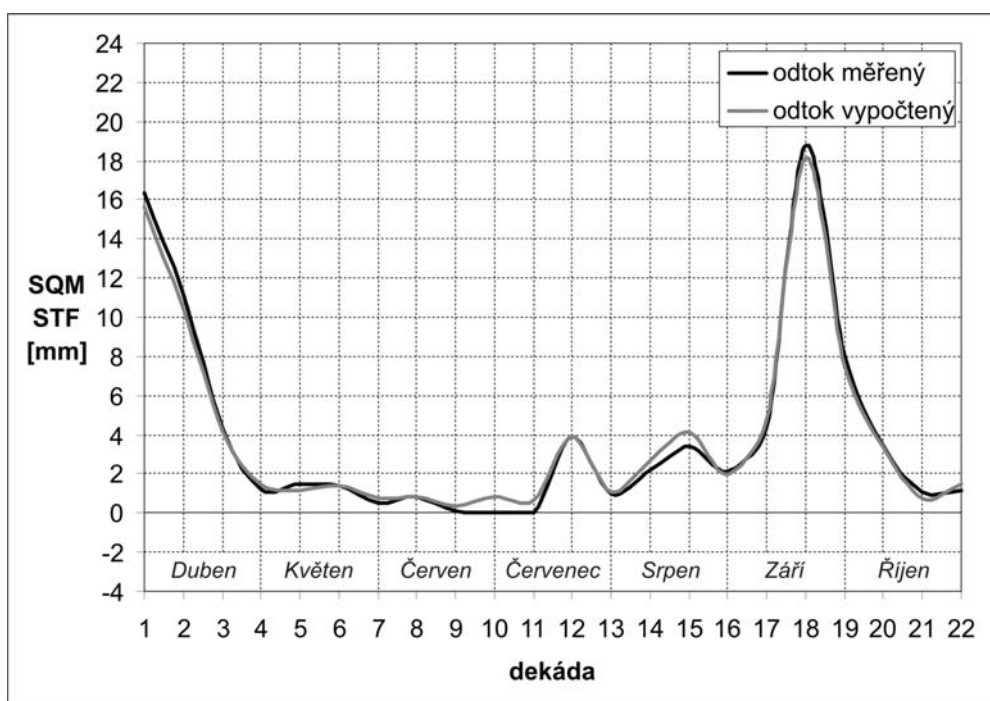
## Implementace modelu pro vegetační období let 2001, 2002 a 2003

Model WBCM byl použit pro zmíněnou analýzu bilanční rovnice a jejích komponent na experimentálním povodí Němčického potoka. Za tímto účelem byly vytvořeny datové soubory denních hodnot srážek a výparu z volné vodní hladiny dle údajů ČHMÚ (pobočka Brno). Srážky byly zpracovány ze srážkoměrné stanice Protivanov, výparu ze stanice Brno. Pro rekonstrukční analýzu bilance byla použita data denních odtokových výšek, zpracovaných ze základních limnigrafických údajů přes odvození průtoků a objemů.

Tabulka 4 poskytuje tyto vypočtené údaje vegetačních období let 2001–2003 z experimentálního povodí Němčického potoka ( $F = 3,52 \text{ km}^2$ ). Obrázek 2 ukazuje velmi dobrou shodu pozorovaných a vypočtených dekádních odtoků v roce 2001, na jejichž základě byly kalibrovány parametry modelu. Obdobné shody bylo dosaženo i v porovnání dekádních odtoků vegetačních období let 2002 a 2003. V období 2000–2006 byl rok 2001 považován za rok normální, 2002 za mokrý (povodňový) a 2003 za suchý.

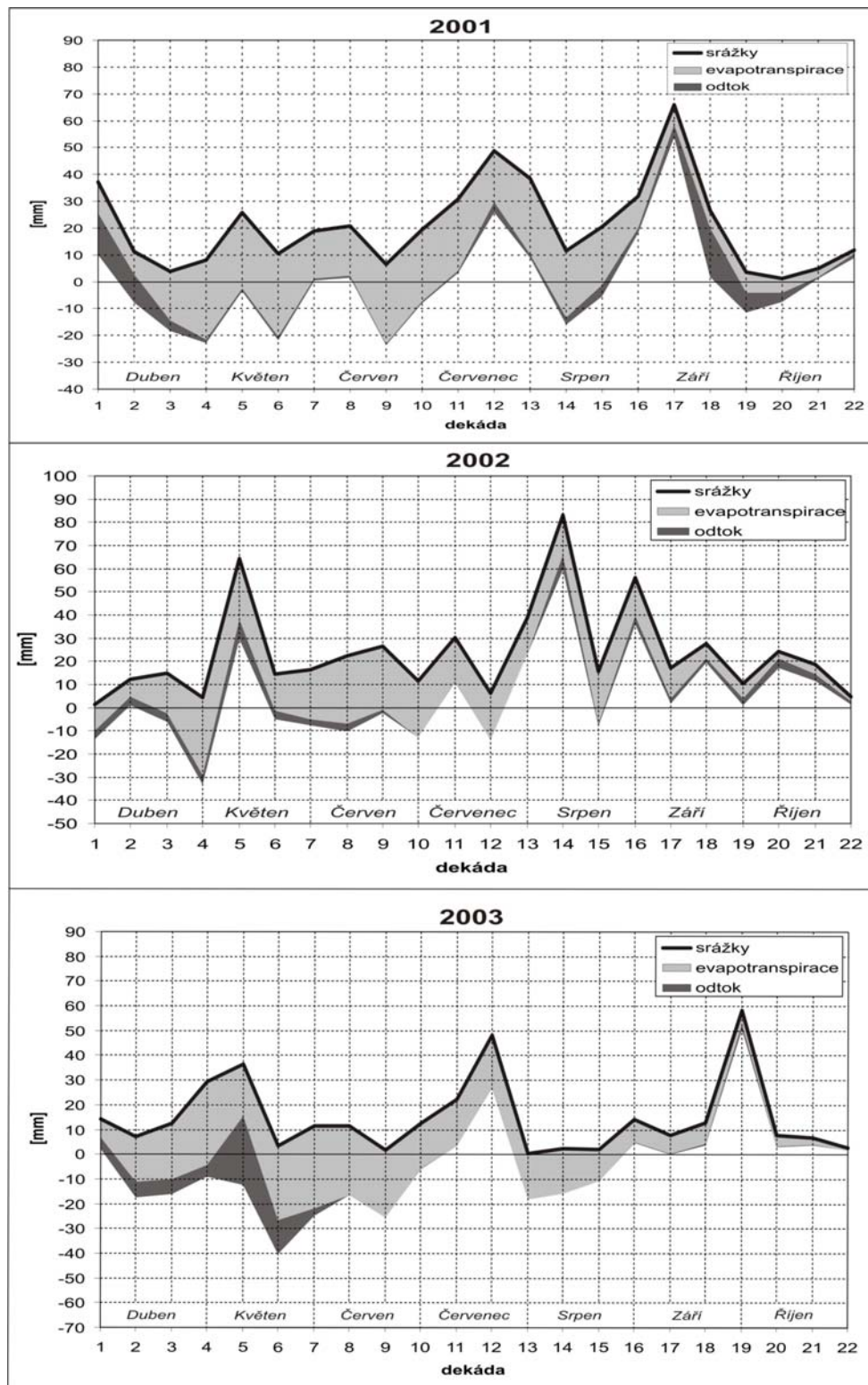
Tabulka 4: Sezónní hydrologická bilance 1. 4. – 31. 10. let 2001–2003.

Komponenta hydrologické bilance	rok 2001 údaje v mm	rok 2002 údaje v mm	rok 2003 údaje v mm
Srážky (SP)	457,80	521,60	325,8
Celkový odtok (STF)	87,28	63,89	72,38
z toho: Přímý odtok (SOF)	38,20	58,30	28,5
Potenciální evapotranspirace (SPE)	439,20	464,40	559,4
Aktuální evapotranspirace (SAE)	382,71	358,70	366,00
Celková intercepce (SAIR)	135,10	121,00	94,00
Změna dotace nenasycené zóny (ASM)	-120,50	-55,71	-127,68
Změna dotace nasycené zóny (GWR)	108,66	155,97	15,35
Celková dotace podzemních vod ( $\Delta W$ )	-12,54	100,26	-112,33
Chyba bilance (ER) v mm	0,35	1,25	0,23
Chyba bilance (ER) v %	0,08 %	0,24 %	0,06 %



Obr. 2: Pozorované a vypočtené dekádní odtoky z povodí Němčického potoka v roce 2001.

Dekádní bilanci hlavních komponent zobrazují tzv. odečtové grafy, které ukazují dekádní bilanci výšek (v mm) srážek, aktuální evapotranspirace a celkového odtoku. Odečtové grafy se používají často zejména v oblasti hydrologických bilanci (Chow et al., 1998). Horní čarou je vždy levá strana bilanční rovnice (viz rov. 2), tj. srážky, od kterých se postupně odečítá evapotranspirace a od ní dále celkový odtok. Tyto grafy jsou značeny jako obr. 3 pro roky 2001 až 2003.



Obr. 3: Dekádní hydrologická bilance povodí Němčického potoka.

## Scénářová simulace hydrologické bilance let 2001–2003

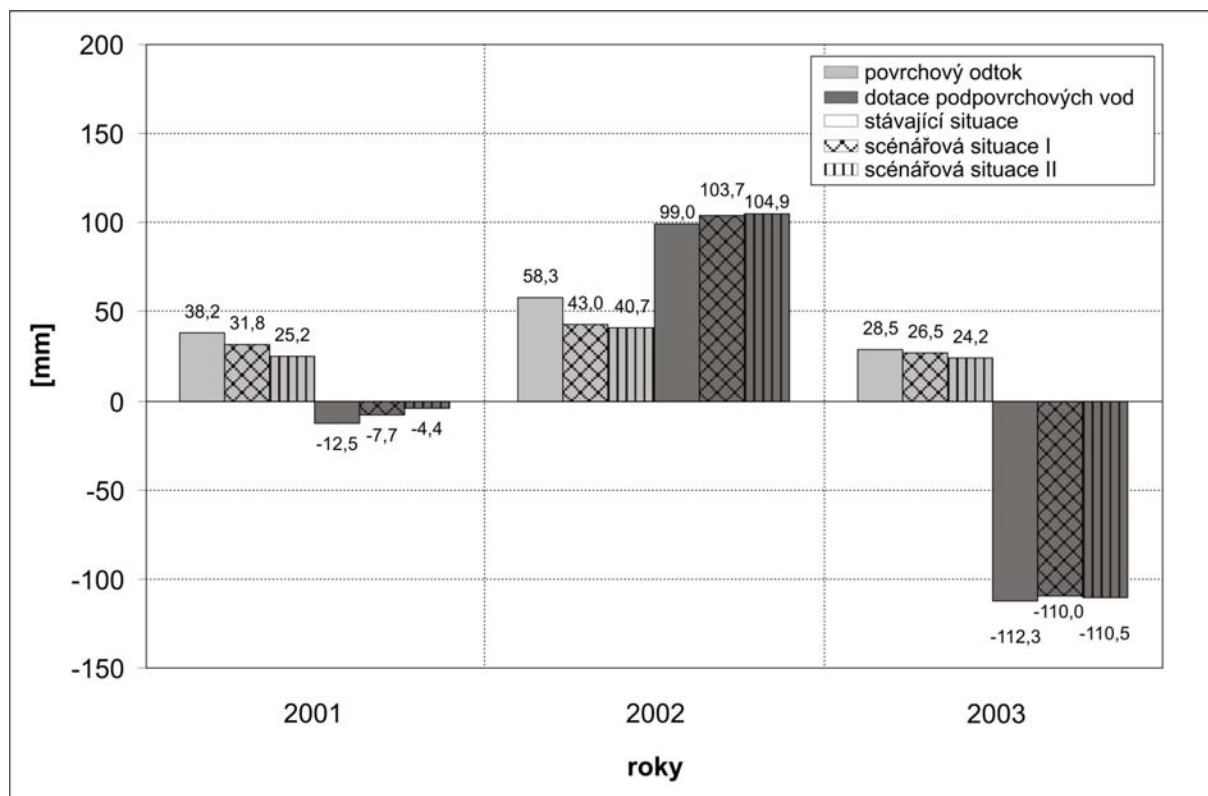
Po kalibračních výpočtech hydrologických bilancí let 2001–2003 na povodí Němčického potoka bylo přistoupeno k validačnímu řešení hypotetického, avšak žádoucího stavu povodí, změněného alterovaným hospodářským využitím pozemků. Tento postup je běžně znám jako tzv. scénářová validace (Lal, 2002). Ze spektra různých scénářů jsou prezentovány následující scénáře, představující redukcí plochy orné půdy z toho scénář I o 10 % a scénář II o 20 % ve prospěch trvalých travních porostů (TTP) na hydrologické skupině půd C a částečně B, tedy tam, kde by to bylo i velmi žádoucí. Plocha TTP (viz tab. 2 a 3) zaujímá totiž pouze 0,86 % povodí, zatímco orných půd je na povodí 52,9 % plochy, z toho na HSP C je 16 %. Komparativní výsledky poskytuje tab. 5. V rozhodujících komponentech hydrologické bilance, tj. ve výšce povrchového odtoku a ve změně výšky dotace podpovrchových vod bylo dosaženo příznivé reakce, tj. menšího povrchového odtoku a vyšší dotace podpovrchových vod. Tyto změny dokazují zřetelně pozitivní vliv nestruturálních opatření (tj. změna „land use“) na vodní režim v povodí. Jsou ilustrovány grafem na obr. 4 a v tab. 6.

Tabulka 5: Změny parametrů WBCM modelu v důsledku scénářových změn.

<b>SCÉNÁŘ I: +10 % TTP plochy</b>									
Skupiny půd	B			C			D		
Třída kultur	ha	%	CN	ha	%	CN	ha	%	CN
Orná půda	127,94	36,4	81	22,92	6,5	88	–	–	–
Trvalé travní porosty (TTP)	1,14	0,3	58	35,36	10	71	1,74	0,5	80
Lesy	121,56	34,6	60	1,48	0,4	73	0,2	0,1	79
Hloubka kořenové zóny DROT = 0,30 m									
Limitní hodnota intercepce WIC = 2,0 mm									
<b>SCÉNÁŘ II: +20 % TTP plochy</b>									
Skupiny půd	B			C			D		
Třída kultur	ha	%	CN	ha	%	CN	ha	%	CN
Orná půda	115,74	32,9	81	–	–	–	–	–	–
Trvalé travní porosty (TTP)	13,34	3,8	58	58,28	16,5	71	1,74	0,5	80
Lesy	121,56	34,6	60	1,48	0,4	73	0,2	0,1	79
Hloubka kořenové zóny DROT = 0,30 m									
Limitní hodnota intercepce WIC = 2,0 mm									
Kalibrované hodnoty parametrů SMAX (120,0 mm) a GWM (500,0 mm) zůstávají nezměněny oproti stávajícímu stavu.									

Tabulka 6: Scénářové simulace hydrologické bilance na povodí Němčického potoka (v mm).

Komponenta hydrologické bilance (v mm)	Situace			Scénářová situace I (+10 % TTP)			Scénářová situace II (+20 % TTP)		
	2001	2002	2003	2001	2002	2003	2001	2002	2003
Srážky (SP)	457,8	521,6	325,8	457,8	521,6	325,8	457,8	521,6	325,8
Celkový odtok (STF)	87,3	63,9	72,4	82,6	58,5	69,8	79,1	55,9	66,3
z toho: Povrchový odtok (SOF)	<b>38,2</b>	<b>58,3</b>	<b>28,5</b>	<b>31,8</b>	<b>43,0</b>	<b>26,5</b>	<b>25,2</b>	<b>40,7</b>	<b>24,2</b>
Aktuální územní výpar (SAE)	382,7	358,7	366,0	382,9	359,4	366,0	383,1	360,8	370,0
Dotace podpovrch. vod ( $\Delta W$ )	<b>-12,5</b>	<b>100,2</b>	<b>-112,3</b>	<b>-7,7</b>	<b>103,7</b>	<b>-110,0</b>	<b>-4,4</b>	<b>104,9</b>	<b>-110,5</b>



Obr. 4: Scénářové změny hydrologické bilance na povodí Němčického potoka.

## Závěry

Model WBCM je osvědčeným modelem hydrologické bilance s fyzikálně založeným způsobem výpočtu hlavních komponent bilanční rovnice v denním časovém kroku. Kalibrační část výpočtu bilančních hodnot vegetačních období let 2001, 2002 a 2003 na povodí Němčického potoka byla úspěšně vyřešena a tím byly i parametry modelu dobře nakalibrovány.

Ve scénářové validační části výpočtu byly proto s vysokou mírou pravděpodobnosti řešeny případy jednoduchých scénářů s reálnou změnou převodu 10 % (scénář I) a 20 % (scénář II) plochy orné půdy na trvalé travní porosty. Změny hlavních komponent, citlivých na vznik extrémních situací, tj. povodní a sucha, byly spolehlivě simulovány. Model může rovněž indikovat i rozdílnou míru intercepce (v důsledku změny TTP) i další komponenty bilance. To jsou zejména podíly povrchového odtoku z celkového odtoku, což je jádro řešeného problému.

## Literatura

- Chow, W. T., Maidment, D. R., Mays, L. W., 1998: *Applied Hydrology*. McGraw Hill, USA, 572 s. ISBN 0-07-010810-2.
- Kovář, P., 1994: *Využití hydrologických modelů pro určování maximálních průtoků na malých povodích*. Doktorská disertační práce, SIC ČZU Praha.
- Kovář, P., Cudlín, P., Šafař, J., 2004: *Simulation of hydrological Balance on experimental catchments Všeminka and Dřevnice in the extreme periods 1992 and 1997*. Plant, Soil and Environment 500 (11), s. 478–483.
- Kovář, P., Novotná, J., 2007: Parameter estimation of hydro-recultivated mining pits using water balance model. *Scientia Agriculturae Bohemica*, 38 (4), s. 191–197.
- Kovář, P., Sklenička, P., 2003: *Možnosti zmírnění povodňových škod na povodích*. *Životné prostredie*, 37 (4), s. 191–193.

- Kovář, P., Štibinger, J., Křovák, F., 2007: *Metodika návrhu a výstavby optimální varianty protipovodňových a protierozních opatření (PPPO) pro zmírnění extrémních hydrologických jevů – povodní a sucha v krajině*. Výzkumná zpráva 2006, 1G577040, DTP FLE ČZU Praha, ISBN 978-80-213-1600-3, 81 str.
- Kulhavý, Z., Kovář, P., 2000: *Využití modelů hydrologické bilance pro malá povodí*. VÚMOP Praha, ISSN 1211-3972, 123 s.
- Lal, R., 2002: *Integrated Watershed Management in the Global Ecosystem*. CRC Press, London, New York, Washington. ISBN 0-8493-0702-3/00.
- U. S. SCS, 1986: *Urban hydrology for small watersheds*. U. S. Soil Conservation. Technical Release 55 (13), SCS, Washington.



# Experimentální párová povodí Zbytiny

Václav Královec<sup>1</sup>, Zdeněk Kliment<sup>1</sup>, Antonín Malý<sup>2</sup>, Milada Matoušková<sup>1</sup>, Julius Česák<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Přírodovědecká fakulta UK v Praze, Katedra fyzické geografie a geoekologie,  
Albertov 6, 128 43 Praha 2

<sup>2</sup>Český hydrometeorologický ústav, pobočka Brno, Kroftova 43, 616 67 Brno

## Abstrakt

Příspěvek se zabývá představením párových experimentálních povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka v pramenné oblasti šumavské Blanice, která fungují od května roku 2006. Výzkum je založen na kontinuálním monitoringu srážkového a odtokového režimu v obou povodích. Hlavním cílem je kvantifikace vlivu rozdílného vegetačního pokryvu na změny v odtokovém procesu. K tomuto účelu byly provedeny detailní rozborů 28 vybraných srážko-odtokových epizod. Vypočtené nezávislé a závislé proměnné byly následně podrobeny některými metodami korelační analýzy. I přes nepřilíš dlouhé období pozorování a malý vstupní datový soubor epizod byly zjištěny některé rozdíly v chování obou výzkumných povodí.

**Klíčová slova:** srážko-odtokový proces, experimentální povodí, párový výzkum, vegetační pokryv, Blanice.

## Úvod

Pro detailní studium hydrologických procesů jsou nezbytné údaje z malých povodí. Cílem těchto studií je kvantifikace a podrobný popis vybraných částí hydrologického cyklu. Mezi základní analýzy patří stanovení hydrologické bilance povodí a popis srážko-odtokového procesu a jeho komponent (Pavlašek, Máca a Ředinová, 2006). Obecně lze srážko-odtokový proces lépe sledovat v plošně malém, z hlediska přírodních podmínek co nejvíce homogenním, povodí. Malá plocha zájmového území má zaručit větší detailnost a jednoznačnější interpretaci výsledků (Kříž, 1978).

Na jaře 2006 byla v pramenné oblasti šumavské Blanice, v katastrálním území obce Zbytiny (okr. Prachatice), založena katedrou fyzické geografie a geoekologie PřF UK experimentální párová povodí Zbytiny. Současný výzkum navazuje na dříve řešený projekt (GAČR 205/03/7046) a na poznatky o vývojových trendech odtokového režimu v povodí Otavy (Kliment a Matoušková, 2009). Výzkumnou lokalitu tvoří povodí pravostranného přítoku Tetřívčího a levostranného přítoku Zbytinského potoka (toky VI. řádu podle absolutní řadovosti). Jejich poloha je znázorněna na obr. 1.

Cílem výzkumu je provádět kontinuální monitoring hydrologických a meteorologických veličin, sledovat odezvy odtoku na spadlé srážky v plošně malých povodích s odlišným využitím krajiny a různou měrou antropogenního ovlivnění a kvantifikovat změny v chování hydrologického systému vyplývající z hospodaření člověka a změn v krajině. Výzkum je součástí komplexněji pojatého ekohydromorfologického výzkumu v pramenné oblasti Blanice zahrnujícího kromě jiného hydrochemický monitoring a analýzu makrozoobentosu ve vazbě na realizovaná revitalizační opatření (Kliment et al., 2008).

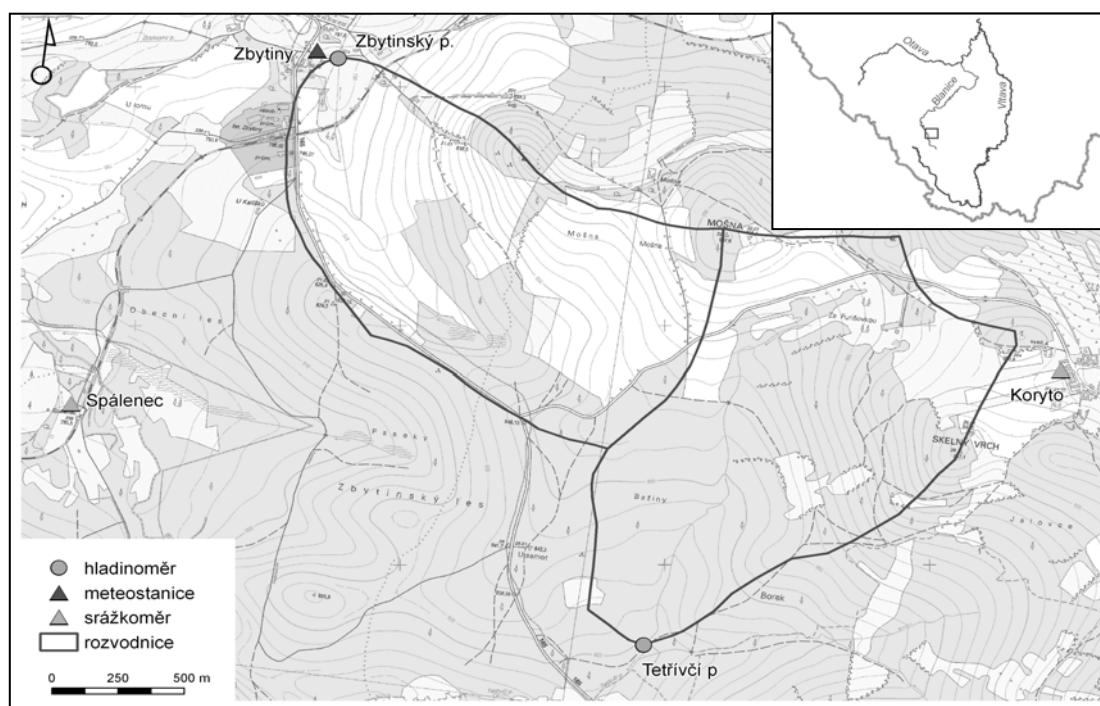
## Materiál a metody

Obě výzkumná povodí jsou si z hlediska fyzickogeografických, morfometrických a hydrografických poměrů velmi podobná (tab. 1). Drobné rozdíly lze nalézt v rozložení expozice svahů, celkově však u obou povodí převažuje orientace vůči jihozápadnímu sektoru. Výzkumná povodí se také částečně liší z hlediska hydrologických vlastností půd. Z porovnání zastoupení hydrologických skupin půd je patrné, že v povodí Tetřívčího potoka se vyskytuje větší podíl zastoupení půd hydrologické skupiny D



(Zbytinský p. 4,6 %, Tetřivčí potok 22,1 %), což vytváří predispozice pro výraznější odtokové odezvy v tomto povodí.

Dominantní rozdíl představují odlišnosti v krajinném pokryvu (obr. 2). Podle detailního terénního mapování provedeného v roce 2007 převažují v experimentálním povodí Zbytinského potoka sečené louky (55,6 %), nezarostlé přirozené louky představují 4,7 %, les zaujímá 34,7 % (jehličnatý 20,7 %, smíšený 9 %, listnatý 5 %). V experimentálním povodí Tetřivčího potoka naproti tomu převažuje les 67,4 % (jehličnatý 47,8 %, smíšený 15,2 %, listnatý 4,4 %), 10,8 % připadá na přirozené louky zarůstající křovinatou a stromovou vegetací, sečené louky zaujímají 6,8 % (Malý, 2009). Výzkumná lokalita již v minulosti prošla výraznými změnami krajinné struktury a krajinného pokryvu. Dlouhodobým vývojem vegetačního krytu v oblasti výzkumných povodí se zabýval Hintnaus (2008).



Obr. 1: Poloha experimentálních povodí Zbytíny.

Tabulka 1: Vybrané hydrografické a hydrologické charakteristiky experimentálních povodí (květen 2006 – říjen 2010).

Vybrané charakteristiky povodí	Zbytinský potok	Tetřivčí potok
Plocha povodí [km <sup>2</sup> ]	1,55	1,62
Nejvyšší bod v povodí [m n.m.]	906	946
Nejnižší bod v povodí [m n.m.]	785	824
Střední nadmořská výška povodí [m n.m.]	811	851
Délka údolnice [m]	1933	2158
Gravelliův koeficient	1,15	1,19
Charakteristika povodí $\alpha$	0,42	0,42
Sklon povodí [%]	9,71	9,59
Hustota říční sítě [km.km <sup>-2</sup> ]	1,25	1,33
Průtok [l.s <sup>-1</sup> ]	21,61	18,14
Specifický odtok [l.s <sup>-1</sup> .km <sup>-2</sup> ]	13,93	11,21

Dřívější intenzivní zemědělské hospodaření v povodí Zbytinského potoka dokládá výskyt podpovrchové trubkové drenážní sítě. Odvodněná plocha původně zaujímala 27 % plochy experimentálního povodí. V současnosti je odvodněná plocha pokryta sečenou loukou a drenážní systém se již dlouhou dobu neudrhuje. V experimentálním povodí Tetřivčího potoka se sice žádný podpovrchový systém umělého odvodnění nenachází, ale zajímavostí je výskyt husté sítě povrchových, uměle vytvořených odvodňovacích příkopů. Tyto příkopy vznikaly v historické době, kdy byl podíl zastoupení lesa mnohem menší než dnes. Zmiňovaná síť těchto občasných vodotečí se již dlouhodobě neudrhuje a je často zahrazena mrtvým dřevem.



Obr. 2: Krajinný pokryv v povodí Zbytinského a Tetřivčího potoka.

Základem experimentálního výzkumu je monitorovací síť vybudovaná na jaře 2006 katedrou fyzické geografie a geoekologie PřF UK (KFGG PřF UK) v Praze, která umožňuje kontinuální monitoring hydrologických a meteorologických veličin s on-line přístupem k datovým záznamům. Měření vodního stavu je zajištěno pomocí automatických hladinměřů od firmy Fiedler-Mágr skládající se z registrační a řídicí jednotky, ultrazvukového snímače a GSM modulu pro přenos dat sítí GPRS. Přístroje provádí kontinuální měření v intervalu 10 minut s přesností na 1 mm. V závěrovém profilu Tetřivčího potoka je osazen měrný přeliv typu Thomson-Poncelet. V závěrovém profilu Zbytinského potoka bylo v dubnu 2008 dodatečně instalováno tlakové čidlo pro kontrolní měření výšky vodní hladiny.

Monitoring meteorologických prvků (srážky, teplota vzduchu, vlhkost vzduchu, solární radiace, rychlost a směr větru) zajišťuje automatická, celoročně funkční meteorologická stanice, která se nachází v blízkosti závěrového profilu Zbytinského potoka v obci Zbytiny. Pro měření srážek se využívají dva automatické srážkoměry se sběrnou plochou 500 cm<sup>2</sup> s rozlišením 0,1 mm srážky. Jeden se nachází u meteorologické stanice, druhý pak v osadě Koryto poblíž severovýchodního okraje povodí Tetřivčího potoka. Pro hodnocení hydrologické bilance jsou používána data i ze srážkoměru Zbytiny-Spálenec, který provozuje Český hydrometeorologický ústav.

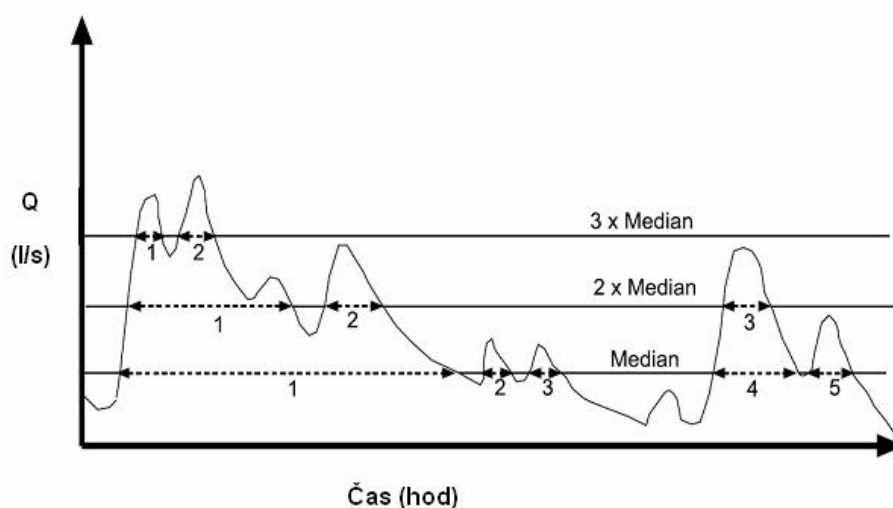
Kromě základního kontinuálního monitoringu hydrologických a meteorologických veličin probíhá od roku 2010 také monitoring sněhových poměrů s použitím laminátových sněhoměrných válců. Během terénních měření se získávají informace o výšce sněhové pokrývky a vodní hodnotě sněhu.

V rámci výzkumu na experimentálních povodích bylo třeba odvodit funkční závislosti mezi vodním stavem a průtokem v měrných profilech obou povodí. K tomuto účelu se provádí pravidelná terénní měření průtoků pomocí malé hydrometrické vrtule. Vzhledem k malým plochám, odlehlosti a krátké době prodlení mezi kulminací srážek a průtokem na obou povodích je problémem zachytit a zaznamenat hodnoty průtoků při vyšších vodních stavech. K extrapolaci konsumpční křivky v oblasti nezměřených průtoků bylo použito dvou různých přístupů, jedním byl výpočet za pomoci Manningovy rovnice, tím druhým pak využití extrapolované střední profilové rychlosti (Polcar, 2006).

Veškerá naměřená data jsou před vlastním zpracováním kontrolována. Pro úpravu a doplnění chybějících údajů se využívá vztahu k časovým řadám okolních stanic. Vzhledem k nadmořské výšce a poloze instalovaných srážkoměrů a střední nadmořské výšce dílčích povodí byl odvozen vztah pro výpočet plošné srážky. Pro výpočet denních úhrnů, zejména v chladném půlroce, jsou využívána data ze srážkoměrné stanice ČHMÚ Zbytiny-Spálenec.

Pro detailnější posouzení srážkových poměrů se přikročilo k analýze jednotlivých srážkových epizod. Pro výběr jednotlivých epizod byla jako referenční data zvolena data ze srážkoměru Zbytiny, jelikož je v provozu po celou dobu pozorování a lépe charakterizuje podmínky v obou povodích než srážkoměr Koryto. Abychom mohli podrobně studovat srážkové poměry ve vybrané lokalitě, bylo nejdříve nutné definovat srážkovou epizodu. Jedna epizoda byla definována minimální hodnotou výšky srážkového úhrnu a maximální délkou bezsrážkového období. První kritérium si klade za cíl eliminovat zcela poudružené srážkové úhrny. Druhé kritérium odděluje jednotlivé srážkové epizody mezi sebou. Jako minimální velikost srážkového úhrnu byla stanovena hodnota  $H_S \geq 1$  mm a minimální doba trvání bezsrážkového období byla 60 minut. Pro každou epizodu byla vypočtena doba trvání  $T_H$  v desetiminutách, výška srážky  $H_S$  v mm, průměrná intenzita srážky  $I_P$  v mm/hod (definována jako podíl výšky srážky a trvání srážky) a maximální desetiminutová intenzita srážky  $I_{MAX}$  (odvozena z nejvyššího desetiminutového srážkového úhrnu a uváděna v mm/hod).

Rozdílné chování odezvy obou povodí bylo sledováno podle variability průtoků. Pro hodnocení variability průtoků byla kromě klasicky používaných metod (např. křivka m-denních průtoků) použita metoda pulzace hydrogramu, kterou aplikoval na výzkumných povodích v centrálním Walesu Archer (2007). Metoda je založena na počítání tzv. pulzů, tj. překročení určité stanovené hodnoty průtoků, a sleduje, kolikrát došlo během daného období k dosažení nebo překročení určitého průtoků pro všechny vybrané velikostní třídy. Tím se zjistí míra rozkolísanosti pro jednotlivé velikostní kategorie průtoků. Podstatu metody vystihuje obr. 3. K zajištění objektivity a eliminace vlnění způsobeného nerovnostmi dna koryta se přistoupilo k analýze hodinových dat. Pro obě povodí nebyly vyhodnocovány průtoky vyšší než desetinásobek mediánu průtoků, protože tyto hodnoty by byly zatíženy významnou chybou kvůli nedostatečně přesnému vztahu mezi vodním stavem a průtokem vycházejícím ze sestavené konsumpční křivky.

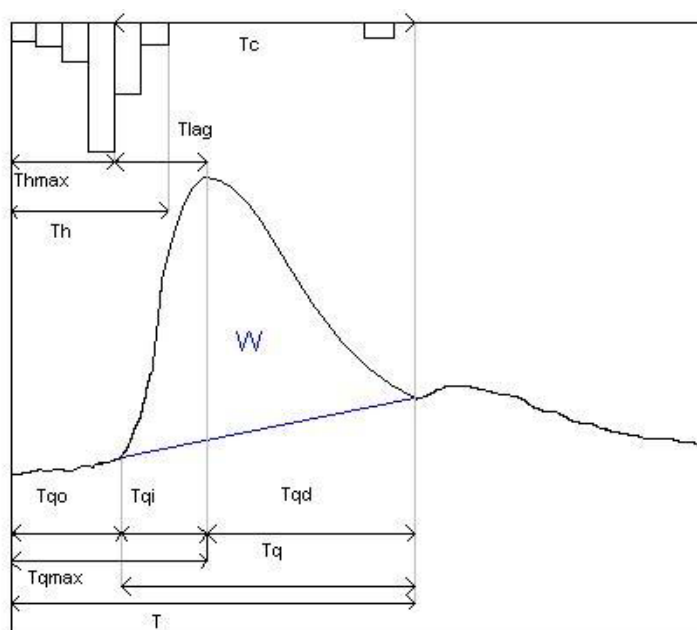


Obr. 3: Metoda hodnocení četnosti výskytu průtoků nad stanovenou mez (upraveno podle Archera, 2007 in Malý, 2009).

Podstatná část výzkumu, která je ve fázi rozpracování, je věnována detailní analýze hyetogramu a hydrogramu vybraných epizod (Malý, 2009; Pavlásek, Máca a Ředinová, 2006). Základní předpo-

klad této metody spočívá v tom, že se vlastnosti hydrogramu mění v závislosti na příčinných proměnných. Jako příčinné proměnné byly zvoleny vlastnosti srážky (výška srážky  $H_S$  v mm, trvání  $T_H$  v minutách, průměrná intenzita  $I_p$  v mm/hod, maximální desetiminutová intenzita  $I_{MAX}$  v mm/hod), nasycenost povodí (ukazatel předchozích srážek API30, hodnota počátečního specifického průtoku  $q_0$  v  $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ ) a fáze evapotranspiračního cyklu ET (pořadové číslo týdne v hydrologickém roce během něhož epizoda začala). Na základě blízkosti obou povodí lze předpokládat, že příčinné proměnné budou mít velmi podobné hodnoty. Zaznamenané rozdíly v chování obou hydrologických systémů by pak měly být důsledkem jejich odlišných přírodních a hospodářských poměrů (např. vliv rozdílného krajinného pokryvu a umělého odvodnění).

Obr. 4 ukazuje charakteristiky hydrogramu, které byly určeny u vybraných epizod a následně vstupovaly do dalších analýz (korelační analýza). Z hydrogramu byly dále odečteny ukazatele, které vystihují chování daného hydrologického systému. Jedná se o kulminační specifický průtok  $q_{MAX}$  v  $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ , hodnotu přírůstku specifického průtoku  $q_{MAX} - q_0$  v  $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$  a poměr mezi kulminačním a počátečním specifickým průtokem  $q_{MAX}/q_0$ . Dá se očekávat, že oba hydrologické systémy se budou lišit v některých typech situací více, v jiných méně. Cílem provedených analýz je upozornit na to, ve kterých podmínkách se povodí prokazatelně liší a ve kterých jsou rozdíly nepatrné.



Obr. 4: Vysvětlení jednotlivých sledovaných charakteristik hyetogramu a hydrogramu (Malý, 2009).

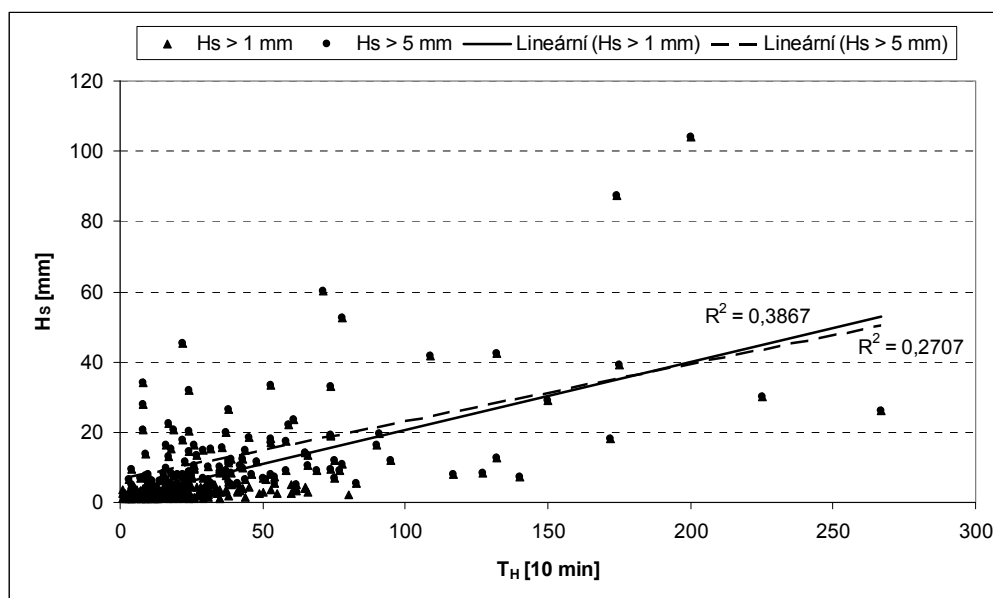
Výběr srážko-odtokových epizod podléhal několika kritériím. Jednalo se prozatím o epizody s jedním výrazným vrcholem, pro něž byly k dispozici kontinuální údaje o srážkách a průtocích v desetiminutovém časovém kroku po celou dobu trvání epizody. Z toho důvodu byly sledovány pouze epizody v teplém půlroce, protože celoroční provoz srážkoměru Zbytiny je zajištěn teprve od zimy 2009/2010. Byly hodnoceny pouze takové epizody, pro jejichž hodnoty byla spolehlivě odvozena konsumpční křivka. Dále nebyly zvažovány situace, při nichž existoval výrazný rozdíl mezi dotací srážek na obou povodích (např. dne 19.7.2007 tzv. Zbytinské tornádo, které přímo zasáhlo povodí Zbytinského potoka a způsobilo výraznou odtokovou odezvu oproti odezvě Tetřívčího potoka, která byla minimální). Celkový soubor tvořilo 28 srážko-odtokových epizod.

## Výsledky a diskuse

Pro analýzu srážkových poměrů bylo na základě daných kritérií vybráno celkem 425 epizod. Jejich celkový úhrn činil 2630 mm, což představuje 2/3 srážek spadlých na povodí Zbytinského potoka za sledované období. Většinou se jednalo o srážky s úhrnem do 5 mm, nízkou průměrnou intenzitou (do 2 mm/hod) a krátkou dobou trvání (méně než čtyři hodiny). Pouze u 5,4 % epizod spadlo více než 20 mm srážek a 9,9 % trvalo více než 10 hodin.

Obr. 5 potvrzuje statisticky signifikantní pozitivní lineární závislost mezi srážkovým úhrnem a dobou trvání srážky. O něco těsnější vztah byl zjištěn u epizod s nižšími srážkovými úhrny. Kromě toho se potvrdila skutečnost, že s rostoucím trváním srážky se snižuje intenzita srážky. Tato závislost má zhruba exponenciální průběh, přičemž silnější vztah byla zjištěn u srážek s vyššími úhrny. Korelační analýza také potvrdila signifikantní pozitivní závislost mezi srážkovým úhrnem a intenzitou srážek, síla tohoto vztahu je však nižší než u předchozích vztahů.

S využitím dat za celé monitorovací období byly stanoveny první odhady hydrologické bilance v obou povodích. Podle předpokladů je odtokový koeficient v lesnatém povodí Tetřívčího potoka výrazně nižší než v lučním povodí Zbytinského potoka, což ukazuje na obecně nižší odtok z lesnatého povodí a také vyšší ztráty způsobené evapotranspirací. V průměru odtéká z povodí Tetřívčího potoka ročně 40 % srážek, z povodí Zbytinského potoka 50 %. Hodnota odtokového koeficientu kolísá v závislosti na vodnosti podle ročního období, přičemž větší variabilita mezi teplým a chladným půlrokem je zaznamenána v povodí Zbytinského potoka (průměrně o 43 % větší odtok v chladném půlroce). Nárůst koeficientu odtoku ve prospěch lučního povodí se projevuje hlavně v chladném půlroce, kdy nedochází k takovým ztrátám evapotranspirací jako u lesnatého povodí. Nižší variabilita odtokového koeficientu u lesnatého povodí svědčí o jeho vyrovnanějším hospodaření s vodou, především v sušších obdobích.

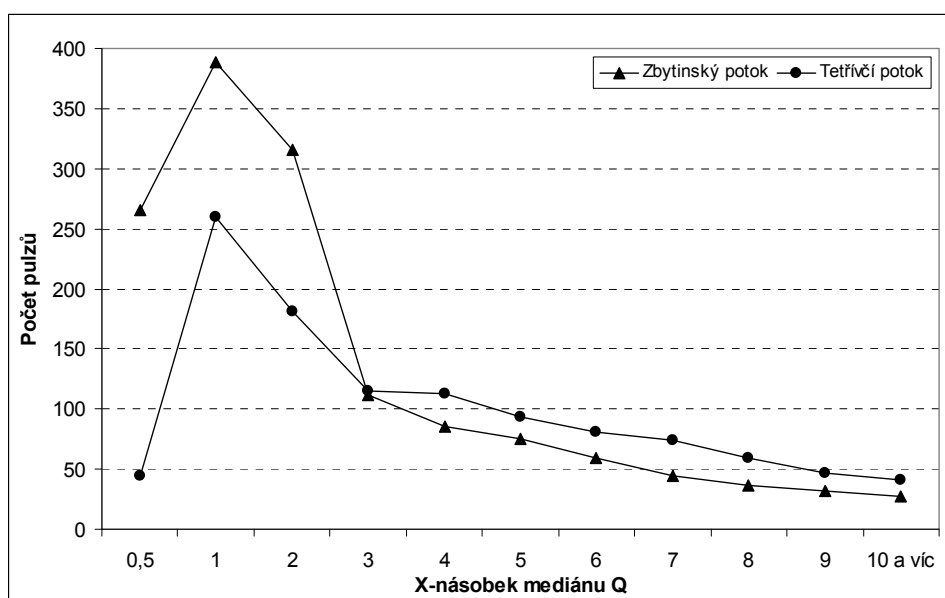


Obr. 5: Vztah mezi výškou srážek ( $H_s$ ) a trváním srážky ( $T_H$ ), Zbytinský p., květen 2006 – říjen 2010.

Výsledky popisující variabilitu průtoků na obou povodích metodou pulzace hydrogramu znázorňuje obr. 6. Je zřejmé, že v oblasti nižších průtoků do trojnásobku mediánu průtoku je zaznamenána větší variabilita průtoků v nelesním povodí Zbytinského potoka. V kategorii nejmenších průtoků je variabilita dokonce 6x větší než u lesnatého povodí. Při vyšších průtocích naopak nepatrně více kolísají průtoky v lesnatém povodí. K tomuto jevu přispěly nadprůměrně vodné roky 2009 a 2010. Ukázalo se, že ve vodnějších obdobích reaguje lesní povodí na srážky citlivěji. Průměrná délka trvání jednoho pulzu

hydrogramu je pro každou zkoumanou velikostní třídu průtoku větší v zalesněném povodí Tetřívčího potoka. V kategorii 0,5 – 1 násobek mediánu průtoku je více než 8krát delší, v ostatních kategoriích se pohybuje v rozpětí 1,1 – 2,4 násobku délky trvání pulzu v lučním povodí Zbytinského potoka. Zjednodušeně se dá říci, že při průtocích větších než medián trvá každý pulz o 2/3 déle.

Prozatímní analýza srážko-odtokových epizod prokázala určité rozdíly v chování obou povodí. Z množství provedených analýz však vzešly některé výsledky, jejichž interpretace je poměrně obtížná až nejasná a bude zapotřebí provádět další zpřesňující analýzy. Povodí se mezi sebou prokazatelně lišila v době trvání poklesové větve hydrogramu  $T_{qd}$  a v dalších charakteristikách, které s ní souvisí (např. doba koncentrace  $T_c$ , doba trvání přímého odtoku  $T_q$ ). Doba trvání poklesové větve  $T_{qd}$  je v lesnatém povodí podle mediánu hodnot o 32 % delší (tj. 240 minut), doba koncentrace  $T_c$  o 29 % (tj. 255 minut). Lesnaté povodí se také vyznačovalo většími hodnotami kulminace specifického průtoku  $q_{MAX}$ , podle mediánu až o 23 %. Podobně vysoké hodnoty byly zaznamenány také u objemu přímého odtoku  $W$  a přírůstku specifického průtoku  $q_{MAX}-q_0$ . Podobné výsledky prokázalo také srovnání obou povodí na základě výskytu vyšší hodnoty ukazatele v dané epizodě. U všech sledovaných závisle proměnných dosahovala daná charakteristika častěji vyšších hodnot v povodí Tetřívčího potoka. Zřejmé rozdíly byly opět vysledovány u doby trvání poklesové větve  $T_{qd}$ , doby koncentrace  $T_c$ , doby trvání přímého odtoku  $T_q$  a celé epizody  $T$  (bez dvou případů prokázáno u všech analyzovaných epizod). Mimoto se povodí lišila v době prodlení  $T_{lag}$ , objemu přímého odtoku  $W$  a přírůstku specifického odtoku  $q_{MAX}-q_0$ .



Obr. 6: Počet odtokových epizod o dané velikosti průtoku.

Hodnocení závislosti a těsnosti vztahů mezi zvolenými nezávisle a závisle proměnnými bylo prováděno pomocí metod korelační analýzy (Pearsonův a parciální korelační koeficient). Snahou bylo zjistit důležitost jednotlivých vstupních proměnných s důrazem na rozdíly v rámci obou povodí. Analýza ukázala, že největší vliv na vybrané závisle proměnné mají ukazatele srážky (doba trvání a velikost srážkového úhrnu). Lesnaté povodí Tetřívčího potoka reaguje oproti lučnímu povodí Zbytinského potoka citlivěji na dobu trvání srážky. Analýzy prokázaly silné, signifikantní pozitivní závislosti mezi dobou trvání srážky a dobou koncentrace  $T_c$ , dobou prodlení  $T_{lag}$  a dobou trvání celé epizody  $T$ . Povodí Zbytinského potoka naopak více reaguje na změnu velikosti srážkového úhrnu. Velmi těsné pozitivní závislosti byly dosaženy mezi velikostí srážky a objemem přímého odtoku  $W$ , kulminací specifického průtoku  $q_{MAX}$ , přírůstkem specifického průtoku  $q_{MAX}-q_0$  a dobou poklesové větve hydrogramu  $T_{qd}$ . U dalších nezávisle proměnných (nasycenost povodí, intenzita srážky nebo vliv evapotranspiračního cyklu) žádný signifikantní vliv na chování odtokové odezvy nalezen nebyl.

Vliv odlišného krajinného pokryvu na odtokovou odezvu povodí je na mnoha lokalitách u nás i ve světě zkoumán i několik desítek let, ale přesto jsou zjištěné výsledky často nejednoznačné. Experimentální výzkum v lokalitě Zbytiny probíhá pouze čtyři a půl roku, což je pro jednoznačné posouzení vlastností hydrologických systémů a rozpoznání jejich odlišností velmi krátká doba. Některé dílčí výsledky přesto naznačují určité zákonitosti, které lze s velkou pravděpodobností považovat za platné.

Velký důraz je kladen na reprezentativnost naměřených dat, přičemž odtokový proces je závislý především na srážkách. Přesnost měření srážek je rozhodující pro poznání srážko-odtokových poměrů výzkumných lokalit. Při srážkových epizodách dochází občas k ucpávání srážkoměrů, což znehodnocuje zaznamenávání dat během nejdůležitějších událostí pro pochopení odtokové reakce povodí. Je proto důležité mít dostatečně hustou síť srážkoměrů, aby bylo v případě výpadku možné nahradit srážková data údaji z okolních srážkoměrů. Problémem nadále zůstává měření srážek v chladném půlroce. Srážkoměr Zbytiny se sice od zimy 2009/2010 vybaven pro celoroční provoz, ale přesto zde pravděpodobně dochází vinou vyvátí neroztátého sněhu ze srážkoměru k podhodnocování srážkových úhrnů. K analýzám v chladném půlroce jsou proto stále používána denní data z nedaleké srážkoměrné stanice ČHMÚ Zbytiny-Spálenec.

Hlavním zdrojem chyb při hodnocení odtokových poměrů je zpravidla nepřesná znalost vztahu mezi vodním stavem a průtokem. Problematickým bodem je extrapolace konsumpční křivky směrem k vyšším hodnotám vodních stavů. V praxi se ukázalo, že změření nejvyšších kulminačních průtoků dvou malých povodí je v těchto případech velmi obtížné. Je to dáno malou rozlohou obou výzkumných lokalit, které se vyznačují krátkou dobou prodlení.

Nespolehlivost zkonstruovaných konsumpčních křivek v oblasti velkých průtoků je také omezením pro následné analýzy srážko-odtokových epizod. Abychom mohli co nejvěrněji popsat odtokovou odezvu obou povodí na srážky, je třeba mít zdokumentované celé spektrum odtokových epizod od nízkých až po extrémně vysoké průtoky. To v současnosti zatím není možné, a proto se dosažené výsledky vztahují pouze k málo a středně vodním epizodám.

Zajímavé výsledky přinesla analýza variability průtoků pomocí metody pulzace hydrogramu. Největší rozdíly v rozkolísanosti obou povodí jsou zaznamenány do hodnoty trojnásobku mediánu průtoku. Do této analýzy však z důvodu velké rozkolísanosti ultrazvukových hladinměřů (především v měrném profilu Zbytinského potoka) a nejasného vztahu měrné křivky průtoků pro vysoké vodní stavy vstupovaly hodinové hodnoty průtoků. Optimální možností by bylo analyzovat rozkolísanost na desetiminutových datech pro celé měřené období. Přes uvedené nedostatky se přesto dá tvrdit, že zjištěné rozdíly jsou natolik velké, že je lze považovat za významné.

Detailní analýza hyetogramu a hydrogramu vybraných srážko-odtokových epizod přinesla velké množství informací o chování obou povodí. Je třeba zdůraznit, že 28 vybraných situací představuje poměrně malý datový soubor. To může být jeden z hlavních problémů, ve kterém tkví nepřehlednost v získaných výsledcích a jejich složitá interpretace. Pro detailní popis chování obou povodí bude nutné získat dostatečně reprezentativní soubory epizod v různých velikostních kategoriích podle příčinné srážky a ty pak mezi sebou vzájemně porovnávat.

## **Závěr**

Uvedený příspěvek je věnován představení experimentálních výzkumných povodí spravovaných katedrou fyzické geografie a geokologie PřF UK v Praze v pramenné oblasti šumavské Blanice. Jedno z vybraných povodí reprezentuje lesní krajinu doplněnou o přirozené louky, druhé povodí tvoří dřívě intenzivně využívaná, podpovrchově odvodněná půda, dnes tvořená především obhospodařovanými loukami.

První částečné analýzy se zaměřily na hodnocení srážkových a odtokových poměrů během monitorovaného období. Těžiště pozornosti se soustředilo především na období letního půlroku (květen – říjen), kdy byla kromě dat o průtocích k dispozici také srážková data v desetiminutovém kroku. Práce odhali-

la rozdíly v hydrologické bilanci obou povodí. Velmi výrazně se chování obou povodí liší v období zimního půlroku a v období sucha. Kromě toho byly nalezeny výrazné rozdíly v rozkolísanosti odtokového režimu obou povodí. Pro posouzení variability průměrných hodinových průtoků byla použita metoda pulzace hydrogramu. Metoda odhalila velké rozdíly v chování obou povodí zvláště pro nízké a střední vodní stavy. V příspěvku je věnována pozornost také detailní analýze hyetogramů a hydrogramů 28 vybraných srážko-odtokových epizod. Jedná se prozatím o dílčí výsledky z několika prvních let pozorování, proto je třeba brát jejich vypovídací schopnost s rezervou. Korelační analýza přesto odhalila některé rozdíly v chování povodí, které se zdají být věrohodné. Z jejích výsledků lze odvodit, že odtoková odezva na obou povodích je citlivá na velikost srážkového úhrnu a dobu trvání srážky. To značí, že i přesto, že se jedná o malá povodí, jsou kulminační průtoky více závislé na objemu příčinné srážky než na její maximální intenzitě. Tato skutečnost napovídá, že značná část odtoku je součástí pomalé odezvy těchto povodí na srážkovou událost a přítomnost plošného povrchového odtoku je výjimečná.

V letošním roce je v plánu rozšíření monitorovací sítě o další měřicí stanoviště, na kterých bude zaznamenávána objemová půdní vlhkost pod různým vegetačním krytem a některé vybrané meteorologické veličiny. Kromě toho by měl být proveden podrobný hydro-pedologický průzkum obou povodí, který by přispěl k poznání podpovrchové složky odtokového procesu.

### Poděkování

Studie byla podpořena z projektu VZ MSM 0021620831 “Geografické systémy a rizikové procesy v kontextu globálních změn a evropské integrace“.

### Literatura

- ARCHER, D. R. (2007): The use of flow variability analysis to assess the impact of land use change on the paired catchments, mid-Wales. *Journal of Hydrology*, 347, č. 3 – 4, s. 487 – 496.
- HINTNAUS, I. (2008): Změny ve vývoji krajiny v pramenné oblasti Blanice. *Bakalářská práce*, PřF UK, Praha, 59 s.
- KLIMENT, Z., MATOUŠKOVÁ, M. (2009): Runoff changes in the Šumava Mountains (Black Forest) and foothill regions: Extent of influence by Human Impact and Climate Changes. *Water Resources Management*, 23, s. 1813 – 1834.
- KLIMENT, Z., MATOUŠKOVÁ, M., ŠOBR, M., POTŮČKOVÁ, M., HUJSLOVÁ, J. (2008): Fluvial dynamics and selected methods of eco-hydrological monitoring of restored Sviňovický brook channel. *AUC Geographica*, 41, č. 1 – 2, s. 125 – 144.
- KŘÍŽ, V. (1978): Hydrologická analogie a její využití ke kvantifikaci změn hydrologického režimu řek způsobených činností člověka. In: *Sborník Československé společnosti zeměpisné*. č. 1, sv. 83, s. 33 – 39.
- MALÝ, A. (2009): Vliv rozdílného využití krajiny na srážko-odtokový proces v experimentálních povodích Zbytiny. *Diplomová práce*, PřF UK, Praha, 151 s.
- PAVLÁSEK, J., MÁCA, P., ŘEDINOVÁ, J. (2006): Analýza hydrologických dat z Modravských povodí. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 54, č. 2, s. 207 – 216.
- POLCAR, P. (2006): Doporučené postupy při práci s měrnými křivkami v prostředí programu WinZPV. *ČHMÚ, České Budějovice*, 66 s.





# Hydrologická bilance dlouhodobě monitorovaného povodí Lysina

Pavel Krám

Česká geologická služba, Odbor geochemie, Klárov 3, 118 21 Praha 1

## Abstrakt

Zkoumány byly hydrologické charakteristiky malého lesního povodí Lysina ve Slavkovském lese, zkoumaného intenzivně od roku 1990 do roku 2010. Povodí se vyznačuje vysokou kyselostí povrchové vody. Pozornost byla věnována vyhodnocení denních průměrných srážek a odtoků v časovém měřítku dnů, měsíců a let. Roční průměrný srážkový úhrn do povodí Lysina je 985 mm a průměrný povrchový odtok je 453 mm. Odtok se pohybuje mezi 35% a 59% ročních srážkových vstupů do povodí.

**Klíčová slova:** Malé lesní povodí, denní průměrné odtoky, denní srážky, měsíční odtoky, kumulativní odtoky, čára překročení, acidifikace vod.

## Úvod

Příspěvek se věnuje základním srážkovým a odtokovým charakteristikám malého lesního povodí Lysina v západních Čechách, kde je k dispozici nepřetržitá řada měření z období 21 hydrologických roků.

## Popis území a metody

Povodí Lysina leží v severozápadní části Čech, na území Karlovarského kraje, v oblasti Chráněné krajinné oblasti Slavkovský les. Plocha povodí, které leží v nadmořské výšce 829–949 m n.m., je 27,3 ha. Nalézá se přibližně 1 km na sever od osady Kladská na jihovýchodním úpatí hory Lysina (982 m n.m.), druhé nejvyšší hory Slavkovského lesa. Podloží je formováno leukogranitem (světlou žulou s velmi malým množstvím tmavé slídy – biotitu), na povodí převažují podzolované půdy. Výzkumné povodí Lysina neobsahuje rašeliniště. Povodí je celé zalesněné stejnověkými monokulturami smrku ztepilého (*Picea abies*). Průměrná roční teplota vzduchu je 5°C (Krám et al., 1997, Hruška et al., 2002).

Povodí Lysina bylo vybráno pro podrobný monitoring z geochemických a hydrochemických důvodů již v roce 1987. Důvodem bylo, že v tomto roce bylo zjištěno, že povrchové vody na leukogranitech Slavkovského lesa vykazují extrémní kyselost (pH se vyskytovalo v průměru mírně nad hodnotou 4,0) a mimořádně vysoké koncentrace toxického hliníku uvolňovaného díky antropogenní acidifikaci z podložních půd a hornin (Krám, 2005, Krám et al., 2009). V průběhu roku 1988 bylo provedeno několik orientačních odběrů a v následujícím roce 1989 byl vybudován měrný přepad s plovákovým limnigrafem. Kontinuální měření průtoků a výpočty průměrných denních průtoků probíhají od 18.9.1989 až do současnosti. Pro hodnocení denních srážkových úhrnů se využívá blízká srážkoměrná stanice ČHMÚ v obci Lazy, která je vzdálená 3 km severozápadně od výzkumného povodí Lysina. Pro odhad srážkových úhrnů pro poněkud výše položené povodí Lysina byly použity i srážkové úhrny z totalizátoru umístěného na vrcholu hory Lysina a tak převzaté srážkové hodnoty ze stanice Lazy byly pro povodí Lysina zvýšeny o 2,2%.

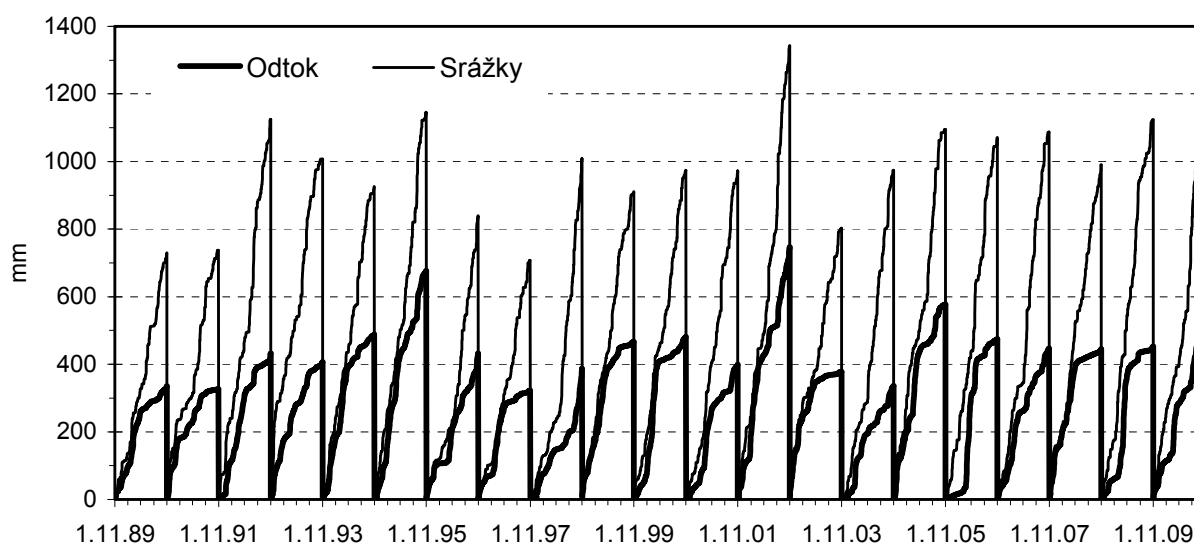
Výzkumné povodí Lysina je od roku 1994 součástí národní sítě malých lesních povodí GEOMON, koordinované D. Fottovou z České geologické služby (Fottová, Skořepová, 1998, Oulehle et al., 2008). Lysina je také jedním ze dvou českých povodí v mezinárodní síti více než padesáti evropských povodí nazvané ICP Integrated Monitoring (Krám et al., 2008, Bringmark et al., 2009). Dále se Lysina stala součástí rozsáhlé databáze povrchových vod Evropy a severní Ameriky sítě ICP Waters. V roce 2009 se Lysina stala jednou ze čtyř evropských observatoří kritické zóny evropského výzkumného

projektu SoilTrEC (Banwart et al., 2011) a v roce 2010 se Lysina stala i jedním ze zástupců dlouhodobého výzkumu ekosystémů (Czech ILTER, 2011, Lischeid et al., 2010).

V současné době dochází k mírnému ozdravení terestrického a akvatického ekosystému povodí Lysina, které je doprovázeno výrazným zvyšováním koncentrací rozpuštěného organického uhlíku v povrchových vodách (Hruška et al., 2009). Povodí Lysina bylo hodnoceno z hlediska odtokových charakteristik v rámci sítě 14 českých povodí GEOMON (Kráš, Fottová, 2007a, b, 2008). V počátcích je detailní modelování vlivu klimatické změny na odtokové poměry na Lysině (Benčoková et al., 2010a, b).

## Výsledky a diskuse

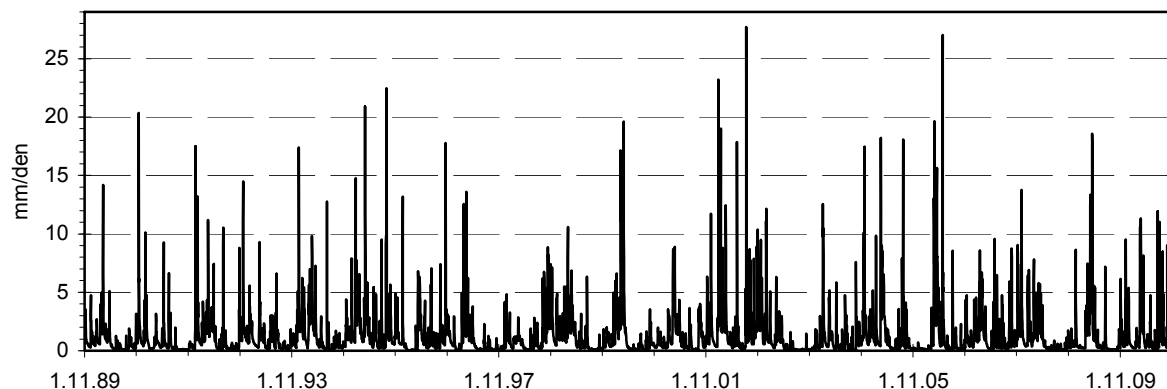
Kumulativní růst srážek a odtoků v rámci jednotlivých hydrologických roků znázorňuje obr. 1. Z něho jsou patrné na první pohled nejvodnější i nejsušší roky a je z něho možno vyčíst i například, že k nejvýraznějšímu přibývání odtokové výšky docházelo v srpnu 2002, nebo že naopak nejpomalejší přibývání odtoku se odehrávalo v letním a podzimním období následujícího roku 2003. Roční průměrný srážkový úhrn do povodí Lysina je téměř 1000 mm a průměrný odtok přibližně 450 mm, což odpovídá 46% vstupu vody do povodí (tab. 1). Srážkové úhrny se pohybovaly od minima (708 mm rok<sup>-1</sup>) v hydrologickém roce 1997 do maxima (1342 mm rok<sup>-1</sup>) v povodňovém roce 2002. Nízké úhrny pod 800 mm rok<sup>-1</sup> byly zaznamenány také v letech 1990–1991, a zvýšené úhrny nad 1100 mm rok<sup>-1</sup> pak byly zaznamenány v letech 1992, 1995, 2009 a 2010. Nejnižší odtokové výšky byly zaznamenány v roce 1997 (322 mm rok<sup>-1</sup>), 1991, 1990, 2004 a 2003, naopak nejvyšší v roce 2002 (747 mm rok<sup>-1</sup>), 1995 a 2005. Procentuálně odteklo nejméně srážek v roce 2004 (35%), nejvíce pak v letech 1995 (59%) a 2002 (56%). Všechny průměrné denní odtoky za 21 kompletních hydrologických roků jsou na obr. 2. Nejdélší období nízkého odtoku nastalo v letních a podzimních měsících hydrologického roku 2003. Naopak nejvyšší denní průtoky (nad 20 mm rok<sup>-1</sup>), byly registrovány v 6 individuálních dnech, průtoky v rozmezí 15–20 mm rok<sup>-1</sup> v 16 dnech. Nejvyšší denní průtoky byly zaznamenány 12.8.2002 (28 mm rok<sup>-1</sup>) a 28.5.2006 (27 mm rok<sup>-1</sup>). Zvýšené průtoky jsou na Lysině vždy spojeny s nejméně příznivým chemickým složením potoční vody, s vysokou kyselostí (nízkým pH) a s vysokými koncentracemi rozpuštěného hliníku.



Obr. 1: Kumulativní srážky a odtoky v denním kroku pro 21 hydrologických roků v období 1990–2010 na povodí Lysina.

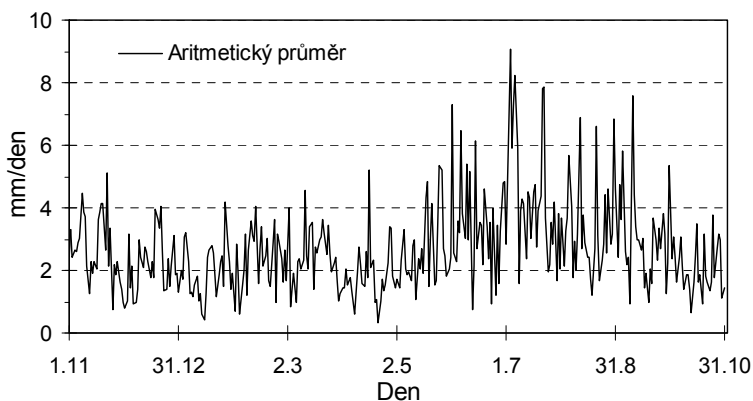
Tabulka 1: Hydrologická bilance povodí Lysina. Roční odhad evapotranspirace (výparu) byl počítán zjednodušeně jako rozdíl mezi ročními srážkami a ročním odtokem.

Hydrologický rok	Srážky (mm rok <sup>-1</sup> )	Odtok (mm rok <sup>-1</sup> )	Evapotranspirace (mm rok <sup>-1</sup> )	Odtok (% srážek)
1990	730	336	395	46
1991	737	327	411	44
1992	1124	432	693	38
1993	1008	406	602	40
1994	925	489	437	53
1995	1146	677	470	59
1996	840	432	408	51
1997	708	322	385	46
1998	1010	387	623	38
1999	910	467	444	51
2000	974	482	492	50
2001	972	399	574	41
2002	1342	747	595	56
2003	803	378	425	47
2004	974	337	637	35
2005	1095	577	518	53
2006	1071	474	597	44
2007	1087	447	640	41
2008	990	445	545	45
2009	1124	453	671	40
2010	1104	504	600	46
Aritmetický průměr	985	453	531	46
Medián	990	445	545	46
Směr. odchylka	155	106	98	6

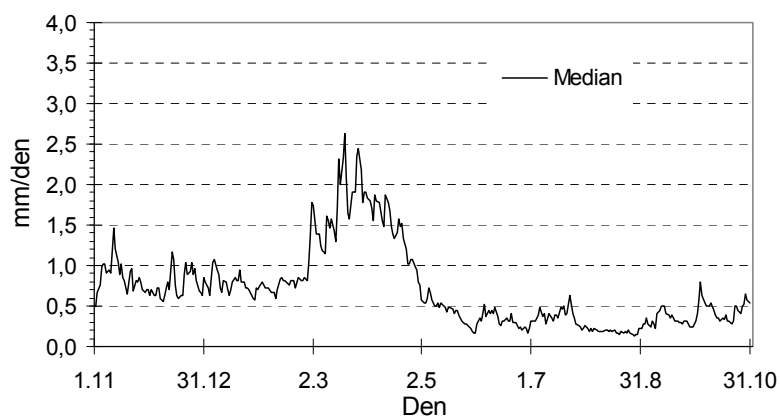
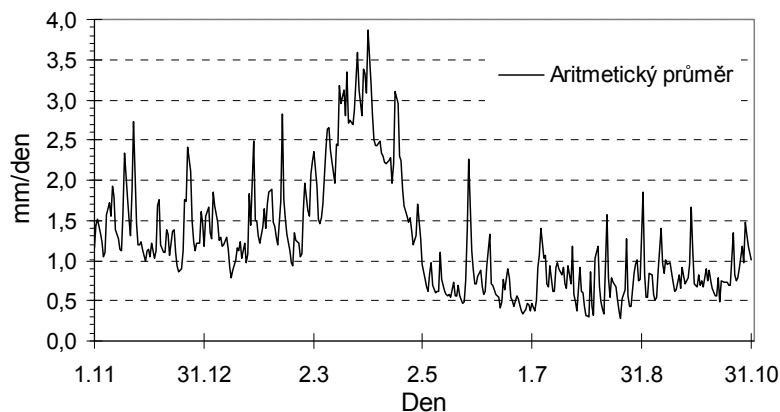


Obr. 2: Denní průměrné odtoky zaznamenané v závěrovém profilu povodí Lysina během 21 hydrologických roků 1990–2010.

Srážkové úhrny na Lysině jsou velmi rozkolísané. Nejvyšší úhrny se vyskytují od začátku června až téměř do poloviny září (obr. 3). Naopak nulové mediánové hodnoty naprosto převažují poslední červencový týden a po celý srpen (neukázáno). Průměrné odtoky jsou rozkolísané. Výrazný nástup zvýšených odtoků je patrný v březnu (obr. 4). Od 26.3. do 3.4. je období nejvyšších odtoků, s průměrným odtokem téměř stále nad 3 mm den<sup>-1</sup>. Naopak nejnižší průměrné odtoky byly spočteny pro poslední červnový týden. Mediány denních průtoků (obr. 4) se vyznačují nižšími hodnotami i jejich menší rozkolísaností. Celý srpen se vyznačuje nejnižšími mediány denních odtoků.

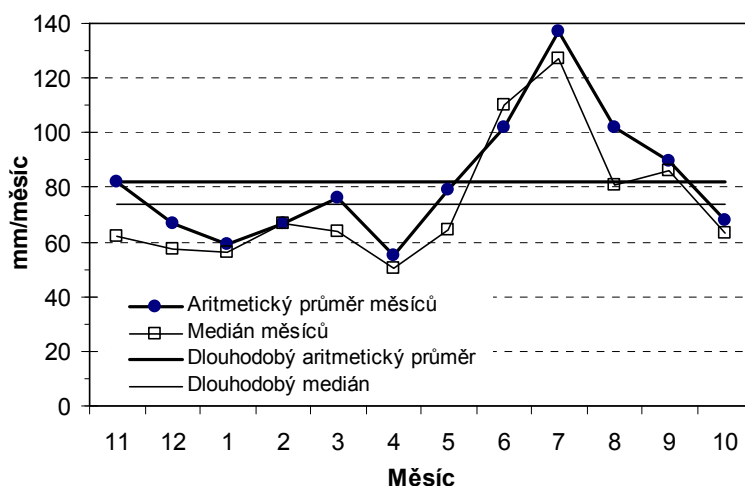


Obr. 3: Aritmetické průměry denních srážkových úhrnů pro období hydrol. roků 1990–2010 na Lysině.

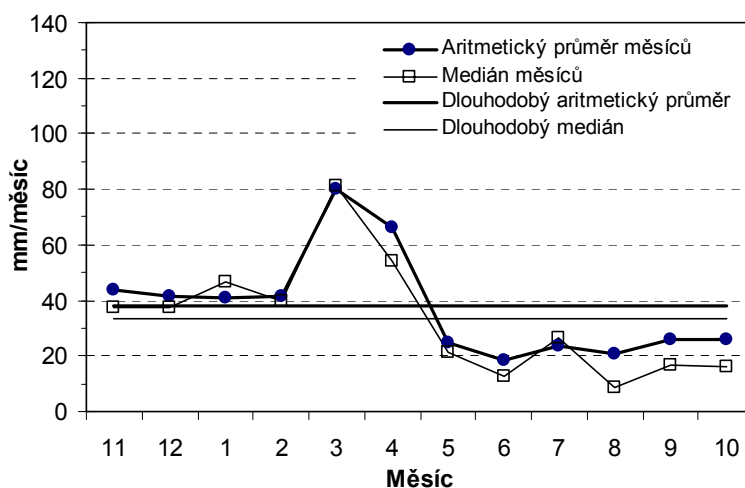


Obr. 4: Aritmetické průměry a mediány denních odtoků pro období hydrol. roků 1990–2010 na Lysině.

Nejvyšší průměrné i mediánové srážkové úhrny se vyskytují v červenci (137 respektive 127 mm měsíc<sup>-1</sup>), nejnižší naopak v dubnu (55 respektive 50 mm měsíc<sup>-1</sup>), období měsíců června až září se vyznačuje nadprůměrnými měsíčními hodnotami (obr. 5). Dlouhodobý měsíční průměr srážek je 82 mm měsíc<sup>-1</sup>, dlouhodobý měsíční medián je 74 mm měsíc<sup>-1</sup>. Naopak dlouhodobý měsíční průměr odtokových výšek je 38 mm měsíc<sup>-1</sup> a jejich dlouhodobý měsíční medián je 33 mm měsíc<sup>-1</sup> (obr. 6). Výrazně zvýšený měsíční odtok je v březnu (průměr 80 mm měsíc<sup>-1</sup>, medián 81 mm měsíc<sup>-1</sup>) a v dubnu (průměr 66 mm měsíc<sup>-1</sup>, medián 54 mm měsíc<sup>-1</sup>).



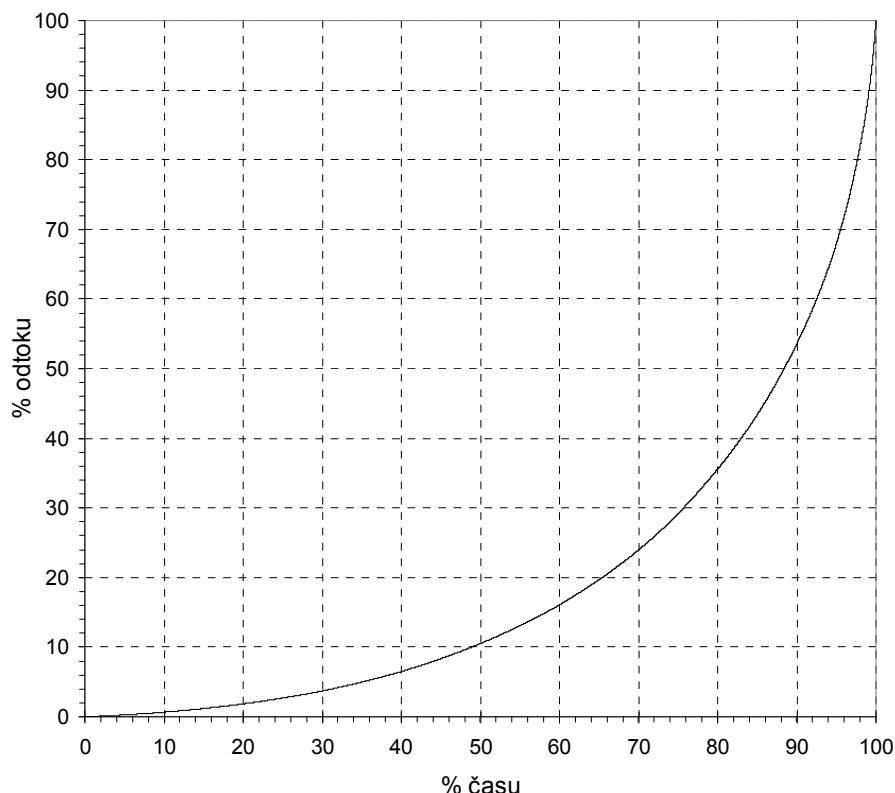
Obr. 5: Měsíční charakteristiky srážek ve srovnání s dlouhodobými hodnotami na Lysině z hydrologických roků 1990–2010.



Obr. 6: Měsíční charakteristiky odtoků ve srovnání s dlouhodobými hodnotami na Lysině z hydrologických roků 1990–2010.

Čára překročení dokumentuje dlouhodobou charakteristiku průměrných denních odtoků (ob. 7). Celkově během poloviny monitorovacích času reprezentující nižší polovinu průtoků odteče z povodí Lysina jen 10,5% vody. Během například 90% celkového monitorovacích času odteče 53,6% vody a

během 99% času 88,7% vody. To znamená, že během zbývajících pouhého 1% monitorovacího času reprezentovaného nejvyššími odtoky odeče zbýající množství vody, to znamená 11,3% vody.



Obr. 7: Čára překročení denních průtoků na povodí Lysina sestavená z dat v hydrologických rocích 1990–2010.

### Závěry

Malé lesní povodí Lysina reprezentuje extrémně antropogenně acidifikované povodí střední Evropy. Zpracované hydrologické charakteristiky povodí jsou založeny na 21 hydrologických letech nepřetržitého měření. Roční průměrný srážkový úhrn do povodí Lysina byl 985 mm a průměrný povrchový odtok byl 453 mm. Povrchový odtok byl v průměru na úrovni 46% srážkových úhrnů, ale pohyboval se v širokém rozmezí, mezi 35% a 59%. Nejvyšší denní průtok z povodí Lysina mezi lety 1990 a 2010 byl zaznamenán dne 12.8.2002 (28 mm rok<sup>-1</sup>). Bylo zjištěno, že z dlouhodobého hlediska je období od 26.3. do 3.4. obdobím nejvyšších odtoků, s průměrnými hodnotami téměř stále nad 3 mm den<sup>-1</sup>.

**Poděkování:** Tento příspěvek vznikl zejména díky podpoře Ministerstva životního prostředí ČR (Projekt VaV SP/1a6/151/07 Daniely Fottové). Za svědomitou obsluhu limnigrafu a jiné terénní práce na povodí Lysina náleží poděkování pozorovateli Václavu Kmínkovi z Kladské. Poděkování patří i pozorovateli Heleně Šlesingerové ze srážkoměrné stanice ČHMÚ Lazy a následně i pracovníkům ČHMÚ Plzeň za pravidelné zasílání odpovídajících srážkoměrných dat.

### Literatura

Banwart, S., Bernasconi, S., Bloem, J., Blum, W., Brandao, M., Brantley, S., Chabaux, F., Duffy, C., Lundin, L., Krám, P., Nikolaidis, N., Novák, M., Panagos, P., Ragnarsdottir, K.V., Reynolds, B., Rouseva, S., de Ruiter, P., van Gaans, P., van Riemsdijk, W., White, T., Zhang, B. (2011): Assessing soil processes and function across an international network of critical zone observatories: research hypotheses and experimental design. *Vadose Zone Journal*, in review.

- Benčoková, A., Krám, P., Hruška, J. (2010): The impact of climate change on hydrological patterns in headwater catchments of Czech GEOMON network. In: Zuber A., Kania J., Kmiecik E. (eds.) 38<sup>th</sup> International Association of Hydrogeologists Congress Proceedings. Groundwater Quality Sustainability, University of Silesia, Krakow, 947–950.
- Benčoková, A., Krám, P., Hruška, J., Stuchlík, E. (2010): Future and recent changes in flow patterns in the Czech headwater catchments. In: Holzmann H., Godina, R., Muller G. (eds.) Hydrological responses of small basins to a changing environment, 13<sup>th</sup> Conference of Euromediterranean Network of Experimental and Representative Basins Proceedings, Austrian Federal Ministry of Agriculture, Forestry, Environment and Water Management. Vienna, 5–8.
- Bringmark, L., Lundin, L., Dieffenbach-Fries, H., Beudert, B., Grabner, M., Ruoho-Airola, T., Lyulko, I., Váňa, M., Krám, P., Augustaitis, A., Schulte-Bisping, H. (2009): Heavy metal budgets and critical loads at ICP Integrated Monitoring sites. *Finnish Environment* 23, 64–70.
- Czech ILTER, 2011. International Long-Term Ecological Research in the Czech Republic. <http://www.lter.cz>
- Fottová, D., Skořepová, I., 1998. Changes in mass element fluxes and their importance for critical loads: GEOMON network, Czech Republic. *Water, Air, and Soil Pollution* 105, 365–376.
- Hruška, J., Moldan, F., Krám, P. (2002): Recovery from acidification in Central Europe- observed and predicted changes of soil and streamwater chemistry in the Lysina catchment, Czech Republic. *Environmental Pollution*, 120, 261–274.
- Hruška, J., Krám, P., McDowell, W. H., Oulehle, F. (2009): Increased dissolved organic carbon (DOC) in Central European streams is driven by reductions in ionic strength rather than climate change or decreasing acidity. *Environmental Science and Technology*, 43, 4320–4326.
- Krám, P. (2005): Chemické složení odtoku ze tří geochemicky kontrastních podloží (leukogranit – serpentinit – amfibolit). Sborník konference Hydrologie malého povodí 2005 (eds. Šír, M. et al.), Ústav pro hydrodynamiku Akademie věd ČR, Praha, 181–186.
- Krám, P., Fottová, D. (2007a): Charakteristiky denních povrchových odtoků ze čtrnácti lesních povodí sítě GEOMON v hydrologických rocích 1994–2005. Výzkumná zpráva projektu VaV SP/1a6/151/07 MŽP ČR. Knihovna České geologické služby, knihovna Ústavu pro hydrodynamiku AVČR, Praha, 1–267.
- Krám, P., Fottová, D. (2007b): Charakteristiky denních povrchových odtoků ze čtrnácti lesních povodí české sítě GEOMON v hydrologických rocích 1994–2005. In: Jakubíková A., Broža V., Szolgay J. (eds.) Sborník workshopu Adolfa Patery 2007 Extrémní hydrologické jevy v povodích, České vysoké učení technické, Praha, 61–68.
- Krám, P., Fottová, D. (2008): Extrémny denních odtoků ze sítě lesních povodí GEOMON. In: Šír M., Tesař M., Lichner L. (eds.) Sborník konference Hydrologie malých povodí 2008, Ústav pro hydrodynamiku Akademie věd České republiky, Praha, 155–161.
- Krám, P., Hruška, J., Wenner, B. S., Driscoll, C. T., Johnson, C. E. (1997): The biogeochemistry of basic cations in two forest catchments with contrasting lithology in the Czech Republic. *Biogeochemistry*, 37, 173–202.
- Krám, P., Beudert, B., Červenková, J., Čech, J., Váňa, M., Fottová, D., Dieffenbach-Fries, H. (2008): Daily streamwater runoff characteristics of the ICP-IM catchments (CZ01, CZ02, DE01) in the Bohemian Massif. 17<sup>th</sup> Annual Report 2008, UNECE CLRTAP, ICP IM, *Finnish Environment*, 28/2008, 39–47.
- Krám, P., Hruška, J., Driscoll, C. T., Johnson, C. E., Oulehle, F. (2009): Long-term changes in aluminum fractions of drainage waters in two forest catchments with contrasting lithology. *Journal of Inorganic Biochemistry*, 103, 1465–1472.
- Lischeid, G., Krám, P., Weyer, C. (2010): Tracing biogeochemical processes in small catchments using non-linear methods. In: Muller F., Baessler C., Schubert H., Klotz S. (eds.) Long-term ecological research – between theory and application. Springer, Berlin. 221–242.
- Oulehle, F., McDowell, W.H., Aitkenhead-Peterson, J.A., Krám, P., Hruška, J., Navrátil, T., Buzek, F., Fottová, D. (2008): Long-term trends in stream nitrate concentrations and losses across watersheds undergoing recovery from acidification in the Czech Republic. *Ecosystems*, 11, 410–425.





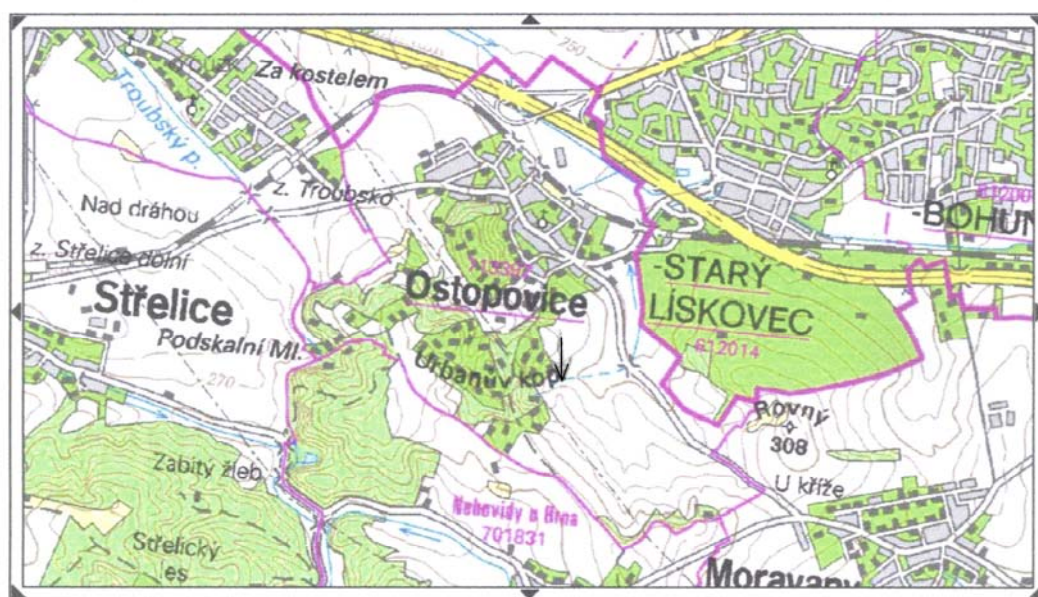
# Příklad nevhodných zásahů do malého povodí

Hubert Kříž

Branky 39, 664 49 Ostopovice

## Úvod

Rozsáhlé nepříznivé zásahy do naší krajiny v minulosti, k nimž občas dochází i v současnosti, se nevyhnuly ani povodím malých vodních toků. Příkladem neuváženého až nesmyslného zásahu do malého povodí je likvidace mokřadu a neúspěšný pokus o obnovu někdejšího malého rybníčku v katastrálním území obce Ostopovice (okres Brno-venkov). Stavba malé vodní nádrže se uskutečnila se souhlasem všech zainteresovaných institucí a bez potřebných (vyhláškou MZe č. 432/2001 Sb. stanovených) hydrologických údajů z malého povodí, v němž byla vybudována. V následující mapce je místo, kde byla vybudována malá nádrž, označeno šipkou.



## Likvidace mokřadu a vytvoření poldru

V místě nad nynějším rybníčkem kdysi vyvěral poměrně vydatný pramen. Množství vody, které z něho vytékalo, stačilo k naplnění poměrně velkého bazénu (koupaliště), který si tam ve 30. letech minulého století občané obce Ostopovice vybudovali. Voda z bazénu trvale odtékala v potůčku do pravostranného přítoku Svratky Leskavy. Plavecký bazén byl zasypán při stavbě dálnice Breslau – Wien, kdy bylo v údolí přehrazeno vysokým náspem, což mělo také nepříznivý vliv i na pramen, jehož vydatnost se v důsledku tohoto zásahu do jeho infiltrační oblasti výrazně zmenšila. Množství vody odtékající z pramene se postupně zmenšovalo i nadále, takže potůček, který přitékal v Brně-Starém Lískovci do Leskavy, asi před 40 lety ve svém horním úseku zcela zanikl a v dolní části se jeho původní koryto se postupně přeměnilo v odvodňovací příkop, v němž odtéká voda pouze během tání vyšší sněhové pokrývky nebo při přívalových deštích.

K významné změně v povodí tohoto malého toku došlo v roce 1968, kdy pracovníci místního JZD navrhli na potůčku pod pramenem zemní hráz, za níž se potom zadržovala voda v malé nádrži. Od té doby se však došlo k některým změnám v povodí, a to nejen vlivem činnosti člověka, ale i některými přirozenými procesy probíhajícími v krajině. Přítok vody do rybníčku z malého pramene, který vytéká

z puklinově propustných krystalických hornin a přitéká do území budovaném propustnými neogenními sedimenty, se postupně zmenšoval, což mělo za následek nejprve pokles vodní hladiny a následný úplný zánik původního rybníčku. Příčinou zmenšování vydatnosti pramene je postupné vyplňování a zatěšňování puklin a trhlin v krystalických horninách jemnozrnnými sedimenty.

V prostoru nad hrází někdejšího rybníčku následně vznikl mokřad (trvale zamokřená půda se specifickou vegetací a živočichy), což je významný biotop a podle § 3 zákona č. 114/1992 Sb. také významný krajinný prvek. Mokřad se vytvořil přirozenými procesy a byl napájen vodou z pramínku, jehož vydatnost i v současnosti obvykle kolísá kolem  $0,10 \text{ l.s}^{-1}$  a jen výjimečně a krátkodobě po extrémně vydatných deštích dosahuje vyšších hodnot. Velikost jeho infiltrační oblasti je velmi malá. Voda z pramínku přitékala do horní části mokřadu, v němž byly jen místy malé tůňky zaplněné vodou, a to i po vydatných deštích. V mokřadu se voda spotřebovala na evapotranspiraci a zčásti se vsakovala do propustných neogenních pískovců v podloží, takže jeho dolní část nad hrází bývalého rybníčku byla úplně suchá bez jakéhokoliv viditelného zamoření. Také koryto původního potůčku bylo pod mokřadem, tak jako dříve pod rybníčkem, trvale suché. Pokud by byl přítok vody do mokřadu dostatečný, pak by musela být v celém jeho rozsahu souvislá vodní hladina, ale ta v něm již několik let nebyla. Mělo to být varováním pro ty, kdo chtěli za každou cenu někdejší rybníček obnovit, ale nebylo a po vypracování projektu se přistoupilo k jeho stavbě.

V místě bývalého mokřadu tedy byla v roce 2009 vybudována malá vodní nádrž, jejíž prostor je jen zčásti zaplněn vodou a nikdy v budoucnosti se ani vodou nemůže naplnit. Hráz, výpustní zařízení a bezpečnostní přeliv jsou nadměrně velké (mohutné), což ani zdaleka neodpovídá hydrologickým podmínkám malého povodí nádrže. Stavba nádrže byla financována z rozpočtu obce a z kapitoly 4.3 Mokřady a vodní plochy Operačního programu MŽP ČR, tj. fondů Evropské unie, které se ovšem mají vynakládat s jistotou, že budou vydány se stanoveným výsledkem, což v tomto případě mělo být vytvoření malé vodní nádrže nikoliv však téměř suché nádrže – poldru na místě bývalého mokřadu. V Operačním programu MŽP ČR je kapitola 4.3 Mokřady a vodní plochy, v níž však není žádná zmínka o tom, že z mokřadů se mají vytvářet vodní plochy (nádrže).

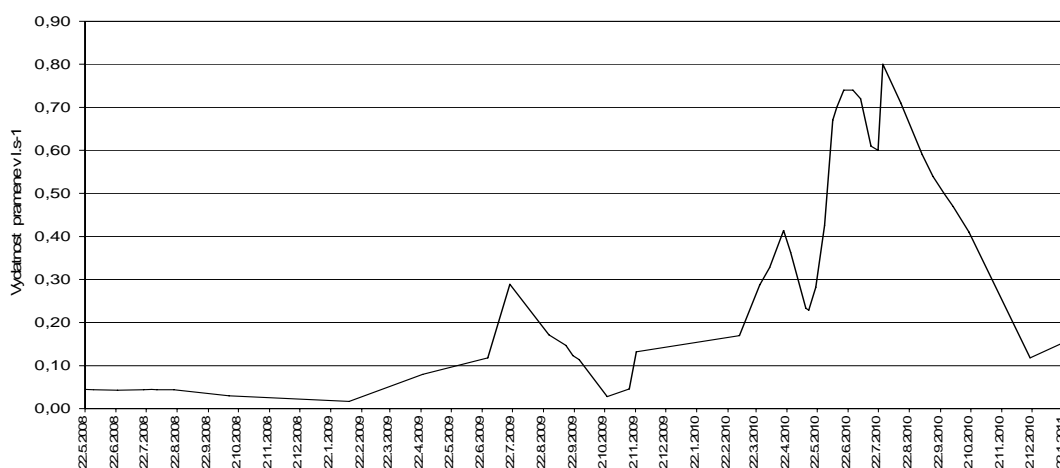
Původní potůček, který byl pod mokřadem a nyní je pod rybníčkem úplně suchý, patří do správy Zemědělské vodohospodářské správy Brno, která se k záměru přeměnit mokřad v rybník vyjádřila kladně. Rovněž brněnské pracoviště Agentury ochrany přírody a krajiny nemělo námítky proti tomu, aby se z mokřadu byl vytvořen rybníček, resp. poldr. Důsledkem bylo, že MěÚ Šlapanice, do jehož správy obec Ostopovice náleží, vydal 25.11. 2008 stavební povolení k vybudování rybníka na místě stávajícího mokřadu.

Váženým nedostatkem bylo to, že při přípravě stavby rybníčku se toho dosti zanedbalo. Především byla ignorována vyhláška Ministerstva zemědělství ČR č. 432/2001 Sb. o požadovaných dokladech, které je třeba předložit vodoprávnímu úřadu spolu se žádostí o povolení k nakládání s povrchovými nebo podzemními vodami. V této vyhlášce je uvedeno, že podle § 8 odst. 1 vodního zákona v těch případech, kdy nejde o obecné nakládání s vodami, ale k jejich vzdouvání, popřípadě akumulaci, jsou nutné údaje o průtocích vody ve vodním toku ( $Q_{330}$  denní,  $Q_{355}$  denní,  $Q_{364}$  denní a  $Q_a$  dlouhodobý průměrný), pokud se žádost o povolení týká vodního toku a požadované nakládání s vodami může mít za následek snížení jeho průtoku.

Před stavbou tohoto vodního díla tedy nezbytně bylo třeba, aby od ČHMÚ byl vyžádán hydrologický posudek, v němž neměly podle zmíněné vyhlášky chybět hodnoty průměrného průtoku ( $Q_a$ ) a průtoky překročené po dobu m-dní ( $Q_m$ ). Místo toho bylo vypracováno "Ostopovice, obnova malé vodní nádrže Šelše – hydrogeologické posouzení", které však není podle vyhlášky MZe vůbec potřebné, neboť nejde o využívání podzemní vody. Tento hydrogeologický posudek byl tedy prakticky bezvýznamný. Přesto jsou v něm některé důležité poznámky o tom, že zdrojem vody je pramen o malé vydatnosti  $0,10 \text{ l.s}^{-1}$  a stávající plocha nádrže je bez trvalé hladiny vody, pouze s malými zamrzlými vodními plochami. V případě, že by byla vyhláška č. 432/2001 Sb. respektována a potřebné hydrologické údaje od ČHMÚ vyžádány, pak by se prokázalo, že zdroj vody není dostatečný a rybníček by buďto nebyl vůbec vytvořen pro nedostatek vody, anebo by byl podstatně menší a tím i levnější.

Agentura ochrany přírody a krajiny měla vypracovat biologickou studii, která by objasnila jaké rostliny a živočichové se vyskytují v mokřadu a jaká škoda vznikne v důsledku jeho likvidace, což se však nestalo. V současnosti také není respektován Metodický pokyn Ministerstva životního prostředí (Věstník MŽP ČR č. 5, 1998) o zůstatkových průtocích vody (MZP) pod vodohospodářskými díly, protože pod rybníčkem žádná voda neteče. Účelem zásad stanovení hodnot MZP ve vodních tocích je přispět k zachování základních vodohospodářských a ekologických funkcí vodních toků v úsecích pod vodohospodářskými díly a pod odběry vody. Za nepodkročitelnou mez se přitom považuje hodnota MZP, která odpovídá průtoku  $Q_{364d}$ .

Stavba rybníčku ve skutečnosti znamenala likvidaci mokřadu, tj významného krajinného prvku a současně přirozeného vodního útvaru v krajině. Vzhledem k tomu, že malý přítok vody do malé vodní nádrže a celkové hydrologické poměry malého povodí, neumožňují, aby se její prostor někdy v budoucnosti úplně zaplnil vodou. Důkazem je skutečnost, že se v uplynulém hydrologickém roce 2010, který byl z hlediska spadlého velkého množství atmosférických srážek (téměř 150 % jejich dlouhodobého průměrného úhrnu) a jejich rozložení během roku zcela výjimečný, dosáhla hladina vody na vodočtu v rybníčku pouze do výše 90 cm, ačkoliv podle projektu by měla být nejnižší hladina 150 cm. Po mimořádně vysoké sněhové pokrývce (asi 50 cm), která spadla v zimním období 2009 – 2010, následovalo poměrně chladné a na srážky bohaté jarní období, když v květnu spadlo více než 120 mm srážek a dubnu 85 mm. Mimořádně vysoké srážky spadly i v jednotlivých letních měsících (80 až 140 mm), kdy se také se vyskytlo několik přívalových dešťů.



Obr. 1: Průběh změřených vydatností pramene v době od 22.5.2008 do 21.1.2010.

Tání vysoké sněhové pokrývky a zejména velkého množství spadlých srážek v jarním a zejména letním období se projevilo výrazným vzestupem vydatnosti pramene, která se zvýšila z  $0,13 \text{ l.s}^{-1}$  22.11.2009 až na  $0,80 \text{ l.s}^{-1}$  26.7.2010. Z hlediska výsledků dlouhodobého sledování vydatnosti pramenů není toto zvýšení vydatnosti pramene příliš významné, neboť v minulosti až asi do 70. let minulého století docházelo mnohem výraznějšímu zvýšení vydatnosti při nižších srážkách. Tehdy nebyla nijak výjimečná zvýšení vydatnosti pramene na hodnoty až kolem  $3 \text{ l.s}^{-1}$ . Významné však je, že relativně vyšší přítok vody do prostoru malé vodní nádrže v loňském roce se projevil zvýšením hladiny vody pouze asi o 30 cm na již zmíněných 90 cm.

## Závěr

Vybudovaný malý rybníček nemá žádný vodohospodářský význam, a to jak z hlediska protipovodňové ochrany (jakékoliv škody, které by mohla způsobit povodeň v jeho velmi malém povodí nehrozí) či případného zdroje vody. Několik desítek let žádná voda v korytě někdejšího potůčku netekla a ani v současnosti neteče. Jeho význam pro přírodu je spíše záporný, neboť bylo



zničeno místní prostředí (biotop), které splňovalo nároky charakteristické pro výskyt druhů mokřadních rostlin a živočichů. Rovněž význam rybníčku pro rekreační účely je nepatrný v důsledku malého množství silně znečištěné vody, která je v něm obsažena. Jakost vody v rybníčku se bude pozvolna dále zhoršovat, protože není průtočný. Malé množství vody sice do něho přitéká, ale žádná voda z něho neodtéká.



1. Celkový pohled na mokřad.



2. Střední část mokřadu.



3. Dolní část mokřadu.



4. Pramínek, z něhož dříve voda přitékala do mokřadu a nyní do rybníčku.



5. Rybníček v době, kdy na jaře 2010 úplně roztála mimořádně vysoká sněhová pokrývka vyšší než 50 cm.



6. Rybníček asi z poloviny zaplněný vodou po extrémně vydatných letních deštích v r. 2010.

# Evapotranspirace vybraných druhů zemědělských a lesních porostů

Jiří Kučera<sup>1</sup>, Josef Urban<sup>1,2</sup>, Miroslav Trnka<sup>2,3</sup>, Milan Fischer<sup>2,3</sup>, Karel Krofta<sup>4</sup>, Renata Duffková<sup>5</sup>

<sup>1</sup>EMS Brno, Turistická 3, Brno

<sup>2</sup>Mendelova univerzita v Brně, Zemědělská 1, Brno

<sup>3</sup>CzechGlobe, Centrum výzkumu globální změny AV ČR, v.v.i., Poříčí 124/3b, Brno

<sup>4</sup>Chmelařský institut s.r.o., Kadaňská 2525, Žatec

<sup>5</sup>Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy Praha, Žabovřeská 250, Praha 5

## Abstrakt

Cílem článku je porovnat evapotranspiraci (ET) z porostů různých plodin (trávník, jetel luční (*Trifolium pratense*), ozimá pšenice (*Triticum aestivum*), chmel (*Humulus lupulus*) a plantáž topolu (J-105, *Populus nigra x Populus Maximowiczii*) s potenciální evapotranspirací (PET) a rámcově popsat vývoj ET těchto porostů v průběhu vegetační sezóny. Druhým cílem je stanovit podíl transpirace na celkové ET u dvou kontrastních porostů – chmele a plantáže topolu. Denní suma ET trávníku, stejně jako většiny dalších porostů, dosahovala maximálně 5 – 6 mm, což odpovídá 85 – 93 % PET. Výrazně vyšší ET byla naměřena v porostu jetele, naopak nejnižší v porostu topolu v prvním roce po jeho smýcení. Podíl transpirace na ET činil u chmelu 40 – 70 %, kdežto u topolu 80 – 90 %.

**Klíčová slova:** evapotranspirace, transpirace, vodní bilance, potenciální evapotranspirace, Bowenův poměr, topol, chmel, trávník, pšenice, jetel.

**Použité zkratky:** PET – potenciální evapotranspirace [ $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ,  $\text{mm}\cdot\text{den}^{-1}$ ], ET – měřená, aktuální evapotranspirace [ $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ,  $\text{mm}\cdot\text{den}^{-1}$ ], LAI – index plochy listoví [ $\text{m}^2\cdot\text{m}^{-2}$ ], SF – transpirační proud.

## Úvod

Evapotranspirace (ET) představuje v našich podmínkách zpravidla nejvýznamnější ztrátovou složku vodní bilance určité lokality (Pokorný et al. 2005). Je považována za významně závislou na druhu plodiny, která na ní roste. Proto např. FAO (Allen et al. 1998) poskytuje pro 120 různých porostů zemědělských plodin tzv. plodinové koeficienty („crop coefficient“), určující vztah mezi referenční evapotranspirací trávníku (stanovenou dle Penman-Monteith rovnice) a ET konkrétní plodiny. ET je tvořena dvěma základními složkami – evaporací (výpar z holé půdy, z povrchu rostlin) a transpirací. Poměr a absolutní velikost těchto dvou složek se v průběhu vegetační sezóny mění, zejména v závislosti na vývoji listové plochy a zastínění volné půdy (Bréda a Granier 1996; Sakuratani 1987). Například pro plně vyvinuté obilniny je udáván plodinový koeficient 1,1, zatímco pro vzcházející obilniny pouze 0,15 a pro obilniny po sklizni 0,25 (Allen et al. 1998).

Hlavním cílem tohoto příspěvku je srovnat evapotranspiraci vybraných zemědělských plodin a porostů dřevin různého věku a v různém stádiu vývoje s potenciální evapotranspirací v daném časovém období. Druhým cílem je zhodnotit podíl transpirace na celkové ET u dvou kontrastních porostů – chmele a topolu.

## Materiál a metodika

### *Studované porosty*

Evapotranspirace metodou Bowenova poměru byla měřena v rozmezí let 2004 – 2010 v porostech pěti různých plodin na třech lokalitách. Transpirační proud byl měřen metodou tepelné bilance na dvou lokalitách v letech 2009–2010 (tabulka 1).

Tabulka 1: Seznam lokalit, měřené porosty a veličiny (ET – evapotranspirace, SF – transpirační proud).

Lokalita	Nadmořská výška [m]	Průměrná roční teplota [°C]	Roční srážkový normál [mm]	Rostlina	Rok měření	Měřené veličiny
Bystřice nad Pernštejnem				trávník	2009–10	ET
	530	6,9	588	topol (7 let)	2009	ET, SF
				topol (1. rok)	2010	ET, SF
Žatec	201	9,0	458	chmel otáčivý	2009	ET, SF
Dehtáře	513–534	6,7	660	jetel luční	2010	ET
	506			trávník	2004	ET
	513–534			pšenice ozimá	2004	ET

#### Metodika měření

Výpočet evapotranspirace porostů (ET) vychází z upravené rovnice energetické bilance a stanovení Bowenova poměru. Gradienty teploty vzduchu a relativní vlhkosti vzduchu pro výpočet Bowenova poměru byly měřeny senzorem EMS 33 (EMS Brno) v minutových intervalech s ukládáním desetiminutových průměrů. U trávníku, jetele a obilí byly zjišťovány ve dvou úrovních nad povrchem půdy (0,5 a 2,0 m). U chmele a topolu byly měřeny ve třech výškách nad porostem, s rozstupem sousedních čidel 2 m.

Vypočtené hodnoty ET byly z původních desetiminutových intervalů přepočteny do hodinových a denních hodnot spotřeby vody v mm. Radiační bilance  $R_n$  byla měřena v minutových intervalech bilancoměrem (fy Schenk, typ 8110, roční stabilita 3 %). Stanice v Žatci nebyla vybavena čidlem na přímé měření radiační bilance;  $R_n$  proto byla stanovena na 70 % hodnoty globální radiace, a to na základě odhadu albeda travního porostu z literatury a výpočtu dlouhovlnného vyzařování Země (Allen et al. 1998).

Potenciální evapotranspirace (PET) pro travní porost dobře zásobený vodou [ $\text{mm}\cdot\text{den}^{-1}$ ] se vypočítala ze vztahu dle Penmana (Penman 1948).

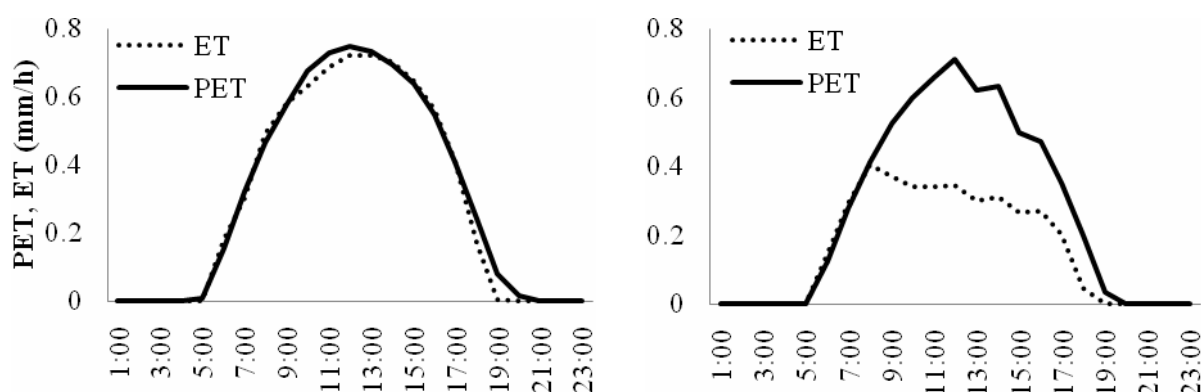
Transpirační proud byl měřen na kmenech, respektive na stoncích jednotlivých rostlin. V porostu chmele bylo měřeno 12 vzorníků v období 29. 6. – 8. 9. 2009, v porostu topolových výmladků 4 vzorníky v období 5. 9. – 25. 9. 2010. Vzorníky byly vybrány tak, aby charakterizovaly tloušťkové rozpětí rostlin v porostu. Ve vzrostlém topolovém porostu byl transpirační proud měřen na čtyřech jedincích nejvyšších tloušťkových tříd v roce 2009. Vždy byla použita metoda tepelné bilance (Tatarinov et al. 2005; Čermák et al. 2004).

Přístroje vyrobila firma EMS Brno (modely EMS 51 a EMS 62). Data měřená v minutových intervalech byla ukládána do paměti dataloggeru jako desetiminutové průměry. Transpirační proud byl extrapolován z měřených jedinců na porostní transpiraci [mm] pomocí regrese mezi tloušťkou jedince a měřenou hodnotou transpiračního proudu ve vybraném časovém období (Cienciala et al. 1998; Čermák et al. 2004). Z dat byly vypočteny hodinové průměry a denní sumy. V delším časovém horizontu (např. dny) bylo množství transpiračního proudu považováno za shodné s transpirací.

## Výsledky a diskuse

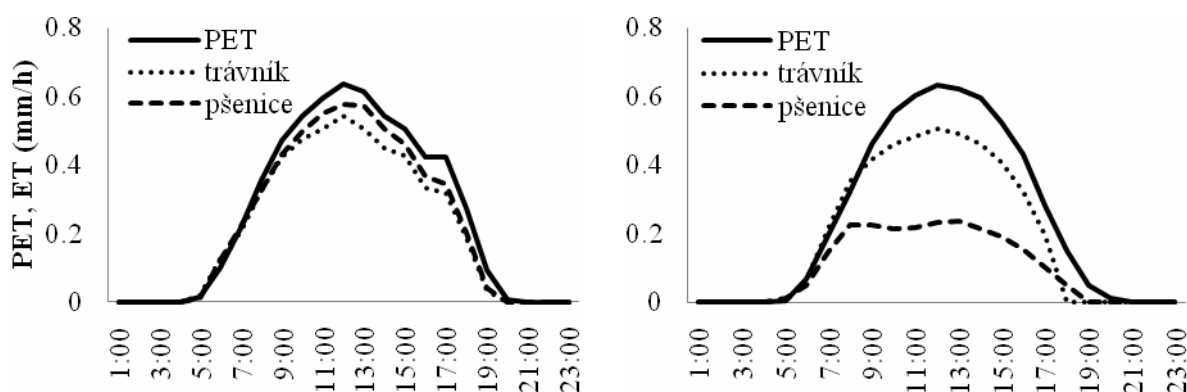
### ET trávniku a jednotlivých plodin

Nejvyšší ET ze všech měřených plodin byla naměřena v porostu jetele lučního. V rámci celé sezóny, až do postřiku herbicidem Roundup 12. 8. 2010, činila 92 % PET. I v suchém období července 2010 dosahovala evapotranspirace porostu jetele 88 % PET, tedy o 14 % více než trávník ve stejném období. To ukazuje na fakt, že jetel je, na rozdíl od mělce kořenícího trávniku, středně hluboce kořenící bylina, s hloubkou zakořenění do 2 m (Borg a Grimes 1986). Pouze po kosení v termínech 9. 6. a 20. 7. ET krátkodobě poklesla na cca 70 % PET (obrázek 1), avšak už po jednom týdnu se vrátila na původní úroveň. Výrazný pokles ET byl naměřen po postřiku porostu herbicidem, kdy ET poklesla z původních 102 % PET (11. – 12. 8.) na úroveň 58 % PET (21. – 22. 8.) a na takto nízké úrovni zůstala až do konce měřeného období.



Obr. 1: Denní průběh ET (čárkovaná čára) v porostu jetele před sklizní (11. 7. 2010) a po sklizni (20. 7. 2010). Plnou čarou je znázorněna potenciální evapotranspirace.

ET pšenice byla po většinu sezóny vyšší než ET trávniku (obr. 2a), podobně jako např. ve studii (Matějka a Hurtalová 2005). Po žních se ET strniště skokově snížila na cca 35 % PET (obr. 2b).



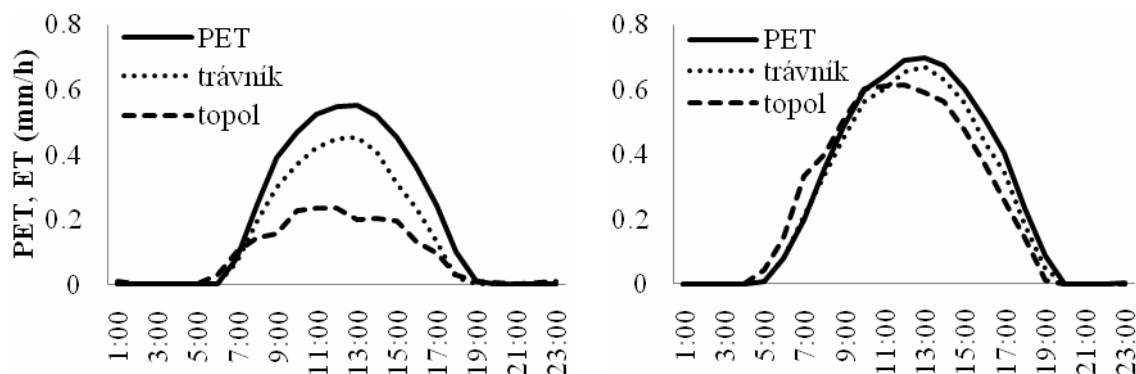
Obr. 2: Porovnání denních průběhů ET pšenice a trávniku s PET. Obr. 2a (vlevo) – situace 4.7. 2004; obrázek 2b – situace 31.7. 2004, po sklizni.

ET topolové plantáže ve věku 7 let (v roce 2009) odpovídala, při plném olistění, ET trávniku. Rozdíly byly naměřeny na jaře, kdy ET topolu byla nižší v důsledku neúplného olistění (Brěda a Granier 1996). Plného olistění (LAI = 7) bylo dosaženo přibližně v polovině července. Obdobně na podzim,



kdy se listová plocha opět snížila a evaporace z povrchu půdy byla omezena vrstvou listí, poklesla evapotranspirace topolového porostu na úroveň cca 50 % PET (obr. 3).

Maximální denní úhrny ET se u většiny plodin pohybují mezi 5 – 6 mm (tabulka 2). Maximální ET byla naměřena v porostu jetele (6,9 mm.den<sup>-1</sup>). Naopak nejnižší ET byla naměřena v porostu topolových výmladků.



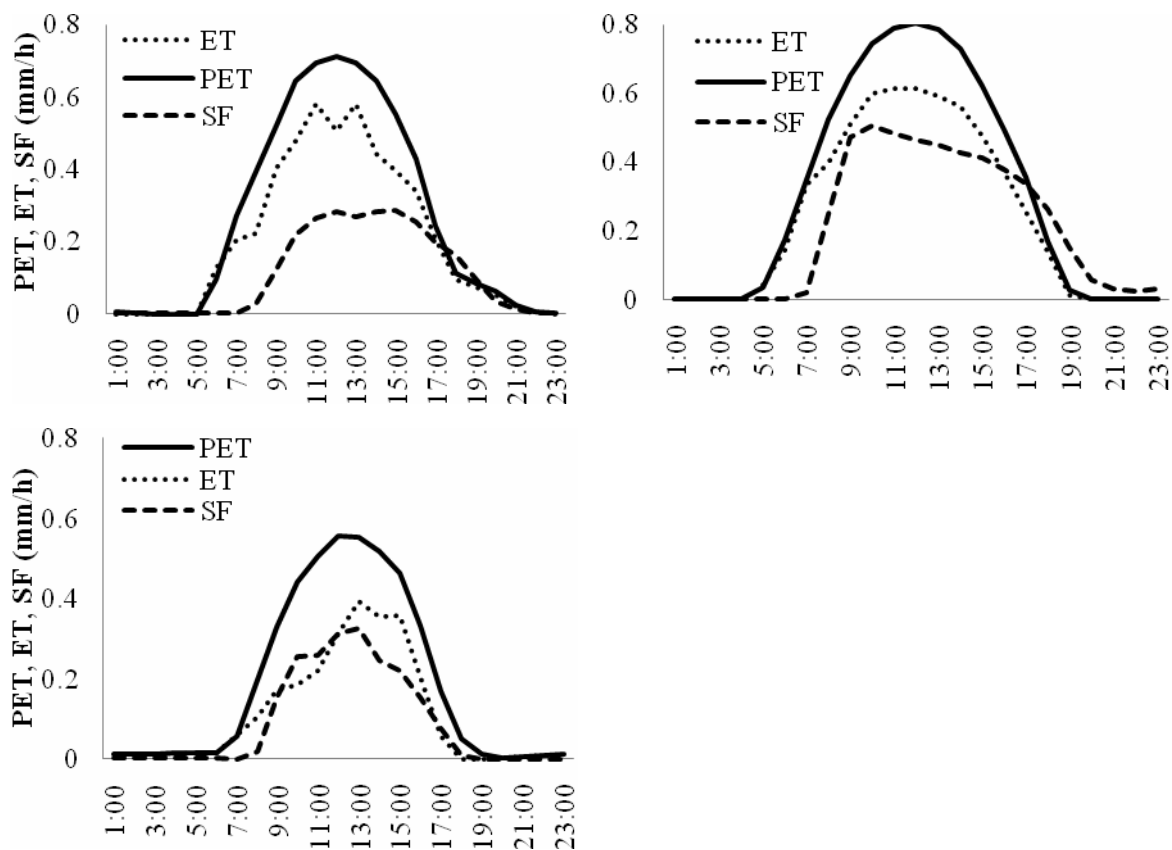
Obr. 3: Denní průběhy PET a ET trávníku a topolové plantáže ve věku 7 let. Obr. 3a (vlevo) – situace 12. 4. 2009, před olistěním. Obr. 3b (vpravo) – situace 17. 7. 2009, při plném olistění porostu topolu.

Tabulka 2. Maximální denní sumy evapotranspirace jednotlivých porostů.

Lokalita	Porost	Datum	PET (mm)	ET plodiny (mm)	ET/PET (%)
Bystřice nad Pernštejnem	trávník 2009	17.7.	6.25	<b>5.8</b>	93
	trávník 2010	9.7.	6.24	<b>5.2</b>	84
	topol 2009	17.7.	6.25	<b>5.6</b>	89
	topol 2010	21.8.	4.78	<b>3.2</b>	66
Žatec	chmel 2009	1.7.	7.23	<b>6.1</b>	84
Dehtáře	jetel 2010	4.7.	6.8	<b>6.9</b>	101
	trávník 2004	24.6.	5.96	<b>5.1</b>	85
	pšenice 2004	24.6.	5.96	<b>5.5±0.5</b>	92±10

#### Podíl transpirace a evaporace na celkové ET

Podíl transpirace rév chmelu (obrázek 3) na celkové ET porostu se v průběhu sezóny postupně zvyšoval v závislosti na růstu a olistování rév, ze 40 % na konci června na 70 % v září (obr. 4a). Tento nárůst byl způsoben postupným růstem rév a tedy zvětšováním listové plochy porostu. Podobný nárůst, ovšem až na hodnotu 90 % popsál např. (Sakuratani 1987). Podíl transpirace topolů na ET byl mnohem vyšší než u chmelu a činil v průměru 80 – 90 % z ET (obr. 4b, c). Rozdíl v transpiraci těchto dvou porostů může být vysvětlen jejich rozdílnou listovou plochou, neboť u porostů s nízkým LAI je transpirace úměrná listové ploše (Maier a Clinton 2006). LAI v porostu chmelu dosahoval na konci vegetační sezóny hodnoty 1,5, zatímco v dospělém porostu topolu 7.



Obr. 4: Srovnání PET, ET a porostní transpirace (SF). Obr. 4a (vlevo nahoře) – chmel 24. 8. 2009. Obr. 4b (vpravo nahoře) – sedmiletá plantáž topolu, 17. 7. 2009. Obr. 4c (dole) – topolové výmladky v prvním roce po obnově plantáže, 21. 9. 2010.

## Poděkování

Práce vznikla za podpory EMS Brno. Stanovení evapotranspirace na výzkumné ploše Dehtáře bylo realizováno díky projektu NAZV – QH92034 Identifikace infiltračních oblastí vybraných povodí pomocí vodního vegetačního stresu. Výsledky z výzkumné stanice v Bystřici nad Pernštejnem jsou výstupem Centra CzechGlobe, jehož vybudování je v rámci OP VaVpI spolufinancováno z fondů EU a státního rozpočtu ČR (Projekt: CzechGlobe – Centrum pro studium dopadů globální změny klimatu, reg.č. CZ.1.05/1.1.00/02.0073). Měření evapotranspirace a transpirace chmelu bylo realizováno za podpory výzkumného záměru MSM 1486434701 „Výzkum a regulace stresových faktorů chmele“.

## Literatura

- Allen RG, Pereira LS, Raes D, Smith M (1998) Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements – FAO Irrigation and drainage paper 56. FAO, Rome 300.
- Borg H, Grimes DW (1986) Depth development of roots with time: an empirical description. Transactions of the ASABE 29:194–197.
- Bréda N, Granier A (1996) Intra- and interannual variations of transpiration, leaf area index and radial growth of a sessile oak stand (*Quercus petraea*). Annals of Forest Science 53:521–536.
- Cienciala E, Kucera J, Ryan MG, Lindroth A (1998) Water flux in boreal forest during two hydrologically contrasting years; species specific regulation of canopy conductance and transpiration. Annales des sciences forestieres 55:47–61.
- Čermák J, Kučera J, Nadezhdina N (2004) Sap flow measurements with some thermodynamic methods, flow integration within trees and scaling up from sample trees to entire forest stands. Trees-Structure and Function 18:529–546.

- Maier C, Clinton BD (2006) Relationship between stem CO<sub>2</sub> efflux, stem sap velocity and xylem CO<sub>2</sub> concentration in young loblolly pine trees. *Plant, Cell and Environment* 29:1471–1483.
- Matejka F, Hurlalová T (2005) Vzťah medzi potenciálnou a referenčnou evapotranspiráciou. In: Rožnovský J, Litschmann T (eds) *Evaporace a evapotranspirace*. pp 39–46.
- Penman HL (1948) Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 193:120–145.
- Pokorný R, Klimánková Z, Urban O, Krupicová L, Zvěřinová Z (2005) Transpirace a evapotranspirace v ekofyziologii lesních dřevin. In: Rožnovský J, Litschmann T (eds) *Evaporace a evapotranspirace*. Brno, pp 67–72.
- Sakuratani T (1987) Studies on evapotranspiration from crops.(2) Separate estimation of transpiration and evaporation from a soybean field without water shortage. *Journal of Agricultural Meteorology* 42:309–317.
- Tatarinov FA, Kučera J, Cienciala E (2005) The analysis of physical background of tree sap flow measurement based on thermal methods. *Measurement Science and Technology* 16:1157.

# Lokální povodeň na Smržovském potoce v Jizerských horách

Alena Kulasová

Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v.v.i., Podbabská 31, 160 00 Praha 6

## Abstrakt

Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v. v. i. v horní části povodí Smržovského potoka v Jizerských horách sleduje od roku 2005 kvalitu povrchové vody a současně provádí mapování nasycených ploch. V pozorované lokalitě často a vydatně prší. Příspěvek se zabývá s výskytem vyšších srážek ve sledované lokalitě a zejména extrémní srážkou ze dne 9. 6. 2010 a následnou lokální povodní.

**Klíčová slova:** Povodí, průtoky, srážky, povodeň.

## Úvod

Povodí Smržovského potoka leží na jižním okraji Jizerských hor. Oblast patří do chladné oblasti, průměrná teplota vzduchu činí 5,5°C a úhrn srážek v době vegetace je 600 až 700 mm (celkově 1200 mm). V letním období zde docházelo a dochází k výskytu extrémních srážek. Podle údajů z kroniky města Smržovky se střídala studená léta s přívalovými srážkami s léty studenými nebo teplými beze srážek.

S pravidelným sledováním počasí se v této lokalitě započalo v roce 1925 a to v Lučanech nad Nisou v osadě Grund v horní části povodí Smržovského potoka (dříve zvaného Grundbach). Od poloviny roku 1949 bylo měření srážek přemístěno přímo do města Smržovky cca 5 km jižněji. Extrémní hodnoty úhrnů srážek byly naměřeny v obou stanicích od roku 1925 do současnosti.

Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v.v.i. zahájil na podzim v roce 2005 v rámci projektu Labe IV (MŽP VaV/650/5/03) monitoring kvality vody v horní třetině povodí za účelem sledování vlivu zemědělské činnosti na jakost povrchových vod (Kulasová 2006). V roce 2007 byla vybrána lokalita v blízkosti rybníku Křísák za účelem mapování zamokřených ploch.

## Materiál a metody

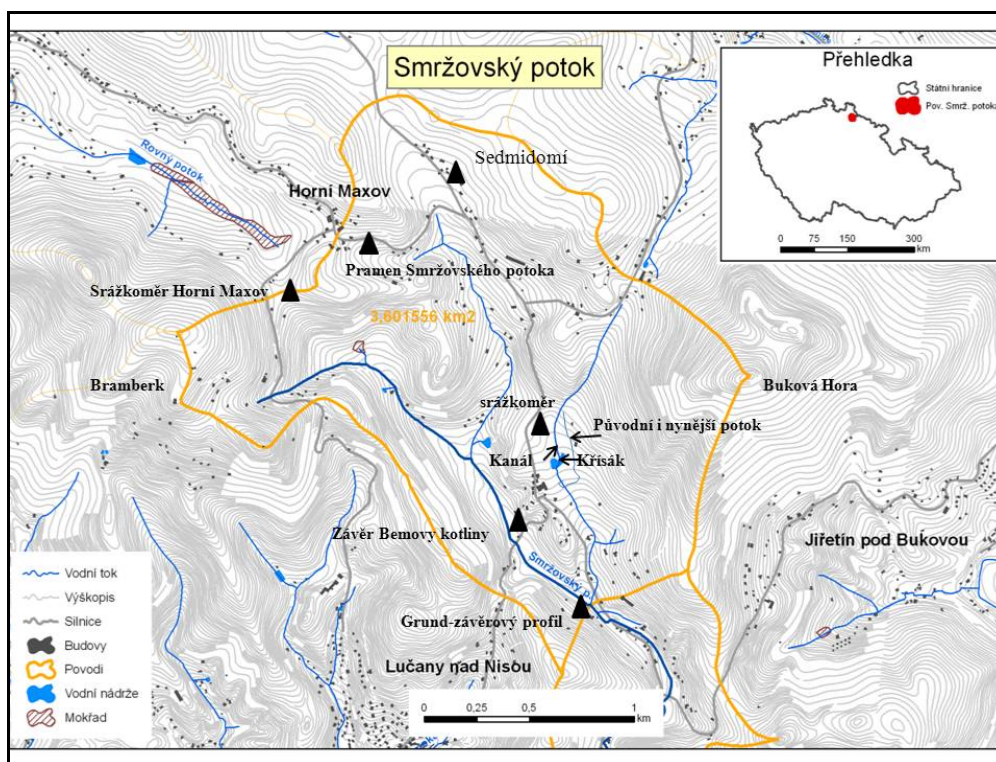
### *Popis sledovaného povodí*

Sledovaná část povodí leží na jižním okraji Jizerských hor v chráněné oblasti. Plocha povodí je 3,6 km<sup>2</sup>. Závěrový profil povodí leží ve výšce 645 m n. m., nejvyšší bod povodí Buková hora se nachází v nadmořské výšce 836 m n. m. (Kulasová 2006).

Horní třetinu povodí tvoří smíšený les s převahou smrkového porostu. Sledovaná oblast se vyznačuje rozsáhlými mokřady. Smržovský potok pramení v mokřadu nedaleko kostela v Horním Maxově. Tok pokračuje podlouhlým mokřadem. Po necelém kilometru z levé strany do Smržovského potoka vtéká bezejmenný potok z mokřadu z oblasti zvané Sedmidomí. Potok později teče do Bémovy kotliny, kde se do něj přitéká potok pramenící v mokřadu pod vrchem Bramberk. Místní obyvatelé do poloviny minulého století pravidelně sekali mokřady a čistili stružky vedoucí z mokřadů. Současně zakládali a udržovali malé vodní plochy za účelem zachycení vody pro potřeby malých brusíren skla, ale také jako retenční nádrže při extrémních srážkách. Z tohoto důvodu byl zřejmě vybudován po povodni z roku 1897 „odlehčující“ kanál a rybník Gondelteich – dnes Křísák. Zmíněný kanál byl vyhlouben a vydlážděn na severním okraji mokřadu v lese pod Bukovou horou. Příkop navazoval na potok, který dále protéká kolem domů na východní straně mokřadu. Příkop vedl do nově zbudovaného rybníka Gondelteich. Příkopem odvodněná část mokřadu se stala pastvinou a rybník jako retenční nádrž

sloužila i k rekreačním účelům nedalekého hotelu Modrá hvězda, dnes Avicenum. V šedesátých letech minulého století byl kanál v lese zatarasen. V současné době voda teče pouze v původním potoce na východní straně kolem usedlostí. Příkop je zanesen, ale nadále odvodňuje louku. Rybník pomalu zarůstá a vodní plocha se zmenšuje. Od padesátých let 20. století převážná část mokřadů v sledované části povodí zarůstá nálety a plevely, vzácnější mokřadní rostliny se zde vyskytují v menším množství, některé z mokřadů jsou místními obyvateli odvodňovány a jsou sečeny mnohokrát za vegetační období. Malé vodní plochy, až na několik výjimek, jsou zaneseny anebo dokonce zrušeny. Vlivem těchto skutečností se snižuje účinnost mokřadů a ubývá vzácných mokřadních rostlin.

Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v. v. i. z důvodu vlastních pozorování instaloval v závěrovém profilu v roce 2005 srážkoměr a za dva roky měrný přepad na sledování hladiny v toku. Stanice se nachází v blízkosti historické klimatické stanice (Lučany nad Nisou – Grund). Další nové automatické srážkoměry byly umístěny v horní části povodí za Křísákem a na Horním Maxově. Sledované povodí je znázorněno na obr. 1.



Obr. 1: Vybrané povodí Smržovského potoka v Jizerských horách.

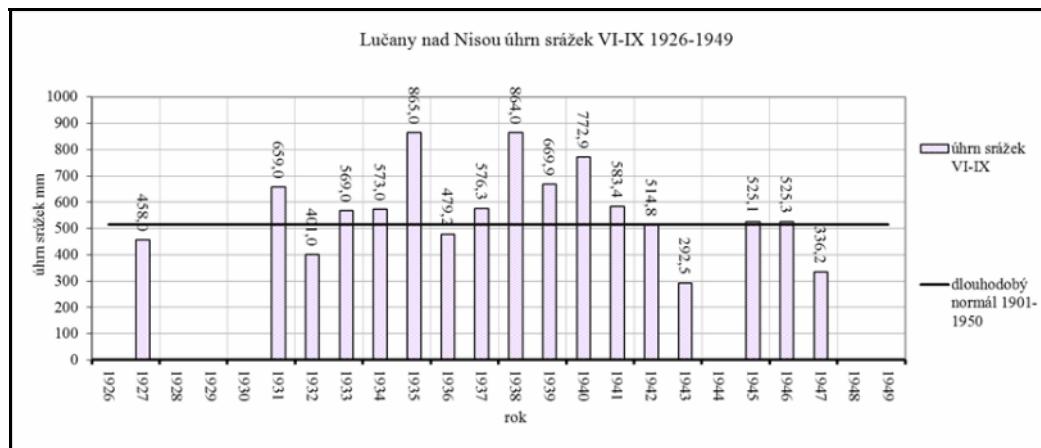
### *Klimatické podmínky*

Pozorování počasí před druhou světovou válkou probíhalo v osadě Grund v horní části povodí Smržovského potoka v nadmořské výšce 651 m n. m., na úbočí svahu orientovaném severovýchodně. Naměřené a zapsané hodnoty byly od roku 1925 do roku 1935 ukládány do kronik měst Lučany nad Nisou a Smržovka. Výkazy měření od roku 1936 do roku 1949 (února) jsou uloženy v archivu ČHMÚ v Brozanech. Zřejmě existovaly výkazy i staršího data, ale tyto nebyly nalezeny.

Z naměřených údajů byly pro Lučany nad Nisou stanoveny dlouhodobé normály pro období let 1901–1950, kdy byla průměrná roční teplota vzduchu 5,5 °C a roční srážkový úhrn 1229 mm. Další měření probíhalo na srážkoměrné stanici ve Smržovce a z naměřených údajů byl stanoven dlouhodobý normál pro úhrn srážek za období let 1961–1990, který činí 1110 mm. V roce 2007 začala s pozorováním počasí i amatérská stanice ve Smržovce, své údaje prezentuje na webových stránkách města Smržovky (Kulasová 2010).

## Výskyty extrémních srážek

Ve starých kronikách města Smržovky jsou popsána letní období spíše jako studená a deštivá. Kronikáři popisují extrémní srážky, následné místní povodně a škody. Bohužel katastrofální povodeň z roku 1897 nebyla v kronice detailně popsána, kronikář pouze poznamenal, že se povodeň vyskytla.



Obr. 2: Klimatická stanice Lučany nad Nisou: Porovnání úhrnů srážek od června do září v období 1926–1949 s dlouhodobým úhrnem pro období 1901–1950.

Tabulka 1: Klimatická stanice Lučany nad Nisou: Měsíční úhrny srážek v letních měsících a nejvyšší dosažené maximální denní úhrny v jednotlivých letech od roku 1926 do roku 1948.

rok/měsíc	VI	VII	VIII	IX	maximální denní úhrny srážek	
dlohodobý normál	118	145	153	99	den	dosažený úhrn (mm)
1926			302,2		15.7.	95,1
1927	120,7	198,5	66,3	72,5		
1928						
1929					4,7.	51,0
1930						
1931	95	162	128	274		
1932	118	117	129	37		
1933	170	104	171	124		
1934	137	102	261	73		
1935	183	186	359	137		
1936	73,9	141,9	149,6	113,8	30,6.	46,4
1937	97,8	217,1	153,2	108,2	12,7.	123,3
1938	182,5	185,6	359,1	136,8	10,6.	112,3
1939	111,8	196,1	211,7	150,3	20,8.	67,8
1940	57,7	228,7	307,6	178,9	5,11.	58,6
1941	87,9	123,4	143,9	228,2	29,5.	87,4
1942	103,5	349,0	37,9	24,4	8,7.	71,8
1943	67,1	32,9	112,2	80,3	1,9.	36,0
1944	103,7			76,9	2,1.	37,4
1945	104,2	94,0	238,4	88,5	11,8.	31,5
1946	184,0	116,8	124,2	100,3	15,6.	52,4
1947	149,1	111,3	43,0	32,8	11,11.	55,0
1948	77,4		348,5	31,4	14,8.	119,4

V následujících měření v Lučanech nad Nisou byly průběhy deštivých letních období potvrzeny. Nejvyšší úhrny srážek od června do září byly v předválečném období naměřeny v roce 1931, 1935, 1938, 1940 a zřejmě i v letech 1925 a 1948. Bohužel z těchto období nejsou data úplná. Na obr. 2 je uveden graf, který vykresluje porovnáním srážkových úhrnů s dlouhodobým normálem

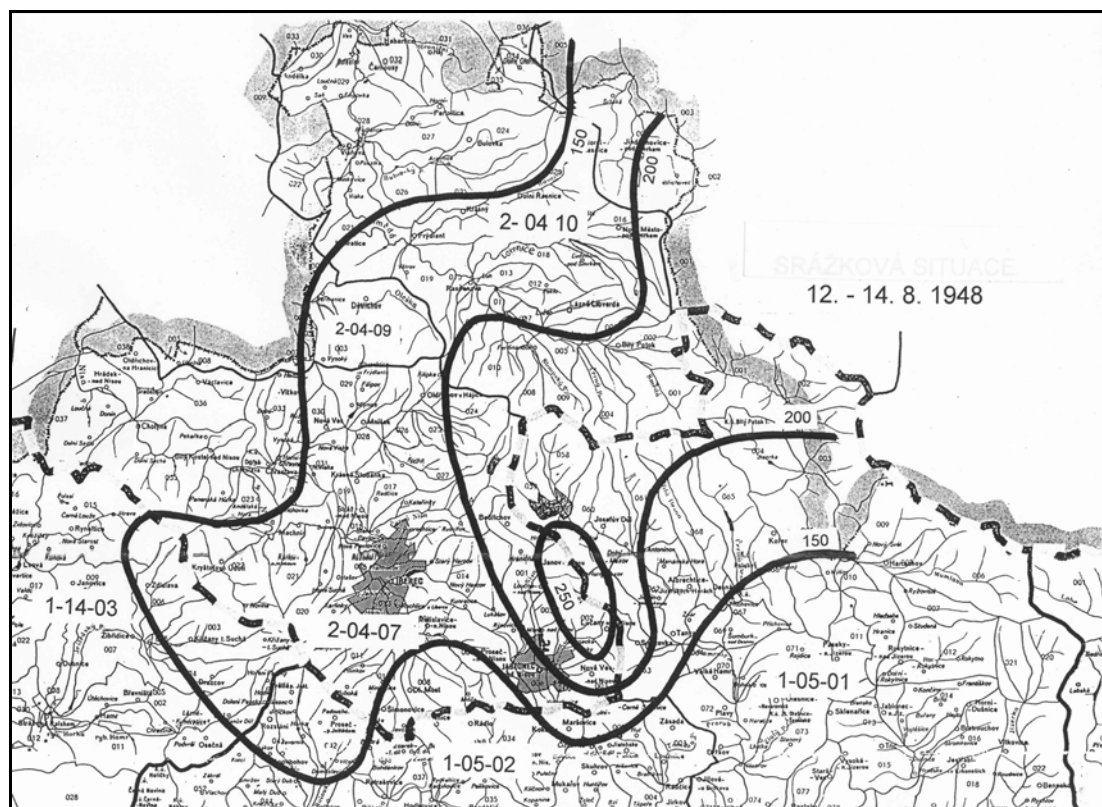


(1901–1950) za období od června do září a v tabulce 1 jsou uvedeny úhrny srážek za jednotlivé letní měsíce a vybraná jednodenní maxima. Vybrané epizody s extrémními srážkami od roku 1937 do roku 1948 jsou uvedena v tabulce 2.

Extrémní hodnoty naměřené v roce 1948 byly zaznamenány v době, kdy v Jizerských horách docházelo k útlumu srážkoměrných stanic a díky těmto záznamům bylo možno zaznamenat možný nejvyšší úhrn srážek dosažený v Jizerských horách. Na obrázku 3 jsou vykresleny izohyety v srpnu 1948 (Kulasová 2010).

Tabulka 2: Klimatická stanice Lučany nad Nisou: Vybraná letní období s výskytem extrémních srážek od roku 1937 do roku 1948.

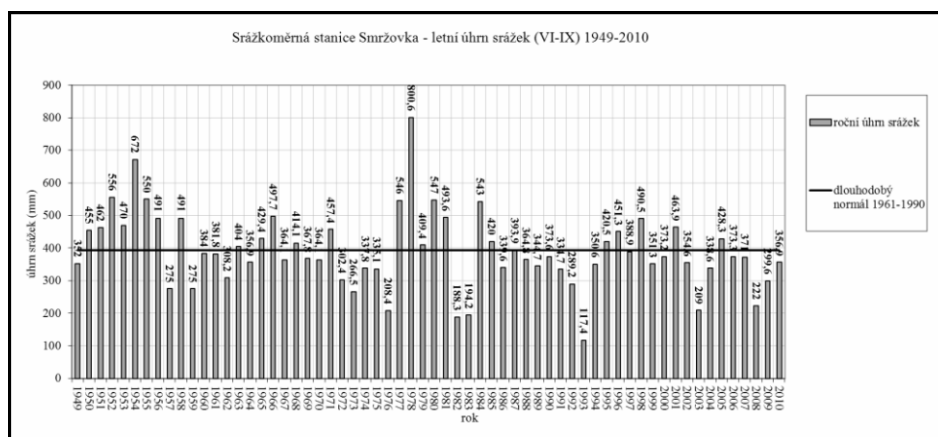
1937		1938		1941		1942		1946		1947		1948			
den	úhrn	den	úhrn	den	úhrn	den	úhrn	den	úhrn	den	úhrn	den	úhrn		
10.07.37	5,4	20.08.37	1,6	23.08.38	2,4	09.09.41	9,6	07.07.42	2,2	08.06.46	2,8	05.06.47	6,4	10.08.48	5,9
11.07.37	<b>40,1</b>	21.08.37	<b>80,6</b>	24.08.38	<b>47,2</b>	10.09.41	4,8	08.07.42	<b>71,8</b>	09.06.46	4,6	06.06.47	3,8	11.08.48	4,7
12.07.37	<b>123,3</b>	22.08.37	<b>28,1</b>	25.08.38	<b>104,6</b>	11.09.41	16,6	09.07.42	<b>16,1</b>	10.06.46	2,3	07.06.47	<b>34,1</b>	12.08.48	<b>54,4</b>
13.07.37	5,6			26.08.38	<b>73,4</b>	12.09.41	<b>35,1</b>			11.06.46	4,6	08.06.47	<b>13,7</b>	13.08.48	<b>86,3</b>
14.07.37	0,6			27.08.38	1,0	13.09.41	<b>37,4</b>			12.06.46	10,1	09.06.47	0,8	14.08.48	<b>119,4</b>
						14.09.41	18,3			13.06.46	0,2	10.06.47	<b>30,7</b>		
						15.09.41	<b>35,6</b>			14.06.46	<b>38,0</b>	11.06.47	6,0		
						16.09.41	<b>58,5</b>			15.06.46	<b>52,4</b>	12.06.47	5,6		
												13.06.47	3,8		
celkem	175	celkem	110,3	celkem	<b>228,6</b>	celkem	215,9	celkem	90,1	celkem	115,0	celkem	101,1	celkem	<b>270,7</b>



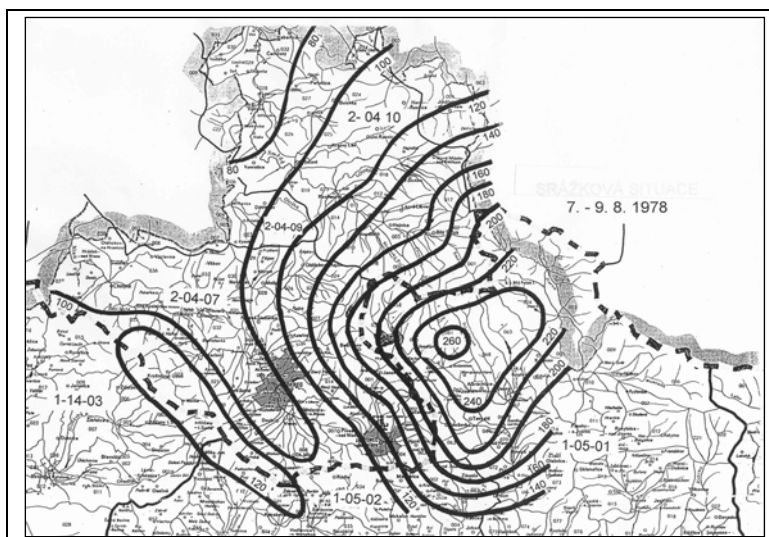
Obr. 3: Mapa se zakreslenými izohyetami ze srážkové epizody 12. – 14.8.1948.

Další měření úhrnů srážek probíhalo ve Smržovce. Na obr. 4 je vykresleno porovnání letních úhrnů srážek s dlouhodobým úhrnem za období 1961–1990, tabulka 3 uvádí pořadí pěti nejdeštivějších letních období od roku 1949 do roku 2010. Podle záznamů nejdeštivější léto se vyskytlo v roce 1978, kdy začátkem srpna byly naměřeny nejvyšší denní úhrny. Při výskytu této srážkové epizody se rozvodnily toky ve Smržovce a v Lučanech. Smržovský potok se rozvodnil do luk a domy ležící v blízkosti potoka měly zaplavené sklepy. V Lučanech nad Nisou byla zaplavena malá továrna.

V době povodní v letech 1997 a 2002 byly naměřeny na srážkoměrné stanici ve Smržovce větší úhrny srážek ale ne tak extrémní jako v roce 1978. Zmíněné úhrny jsou uvedeny v tabulce 4. Rozložení izohyet v době srážko odtokové situace v srpnu 1978 znázorňuje obr. 5 (Kulasová, Bubeníčková 2009).



Obr. 4. Srážkoměrná stanice Smržovka: porovnání úhrnů srážek od června do září v období 1949–2010 s dlouhodobým úhrnem pro období 1961–1990.



Obr. 5: Mapka se zakreslenými izohyetami ze srážkové epizody 7.8. – 8. 8. 1978.

Tabulka 3: Srážkoměrná stanice Smržovka období 1949–2010: Pořadí nejdeštivějších roků a jejich měsíční a letní úhrny srážek.

pořadí	rok	měsíční úhrn (mm)				letní úhrn (mm)
		VI	VII	VIII	IX	
1	1978	113,3	113,5	314,5	259,3	800,6
2	1954	57,0	316,0	145,0	154,0	672,0
3	1952	138,0	65,0	124,0	229,0	556,0
4	1955	64,0	240,0	88,0	158,0	550,0
5	1980	142,1	245,2	76,2	83,5	547,0

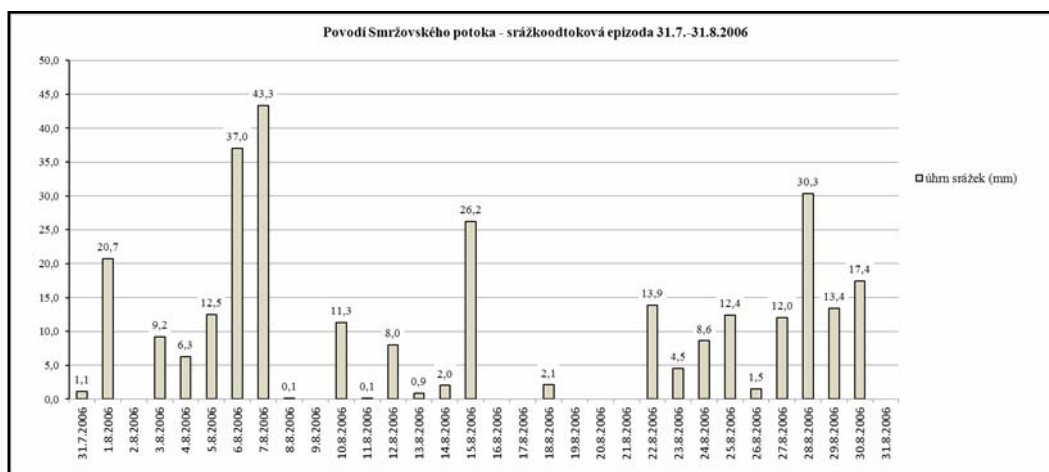
Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v.v.i. na podzim roku 2005 v rámci svého výše zmíněného projektu instaloval v horní části povodí, v osadě Grund, v blízkosti bývalé historické



klimatické stanice automatický srážkoměr. V srpnu 2006 se v Jizerských horách vyskytly vyšší srážky, které byly zaznamenány novým srážkoměrem v sledovaném povodí. Denní srážkové úhrny nedosahovaly extrémních úhrnů, ale přišlo skoro každý den. Celkem za celý srpen spadlo 274 mm srážek. V této době nebyla měřena hladina vody v toku, ale podle sdělení místních obyvatel došlo k opět k rozvodnění toku. Průběh srážek je uveden na obr. 6 (Kulasová 2010).

Tabulka 4: Srážkoměrná stanice Smržovka: Vybrané denní úhrny srážek v letech 1978, 1997, 2002.

datum	úhrn (mm)	datum	úhrn (mm)	datum	úhrn (mm)
7.8.1978	30,1	6.7.1997	42,9	11.8.2002	7,3
8.8.1978	173,5	7.7.1997	12,2	12.8.2002	25,9
				13.8.2002	67,3
				14.8.2002	0,7
celkem	203,6	celkem	55,1	celkem	101,2



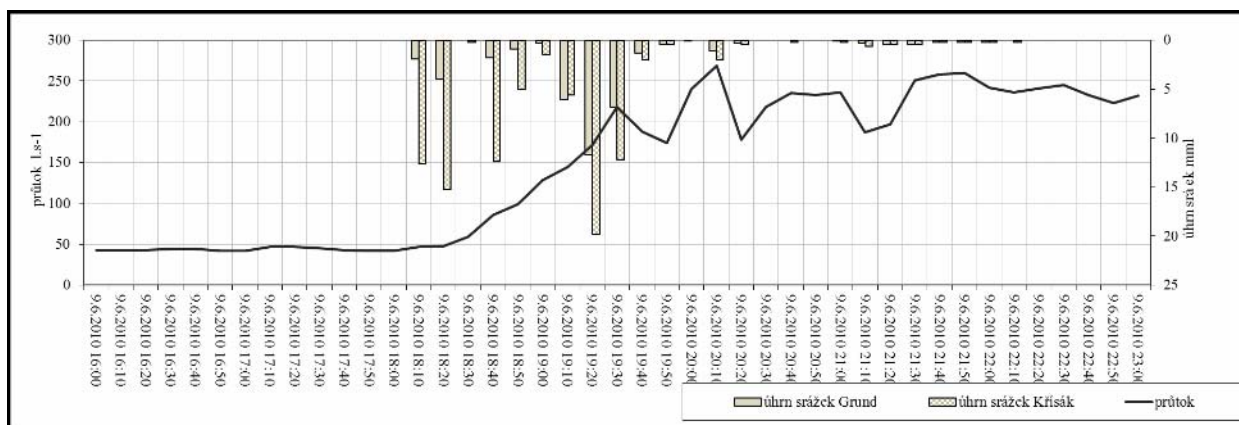
Obr. 6: Průběh denních úhrnů srážek v roce 2006.

## Výsledky a diskuse

### *Srážko-odtoková situace ze dne 9. 6. 2010*

Zimní období 2009/2010 bylo dlouhé s dostatkem sněhu. V době tání sněhu přišlo. Nadnormální úhrny srážek se vyskytly v květnu. Přišlo skoro každý den. Denní úhrny srážek se pohybovaly od 0,5 mm do 22 mm. Louky, mokřady v sledované části povodí byly silně podmáčeny. Deštivo bylo i začátkem června. Naměřené měsíční úhrny srážek ze srážkoměru za Křísákem, na Horním Maxově, v Gruntě a na amatérské automatické stanici ve Smržovce jsou uvedeny v tabulce 5.

Dne 9.6. 2010 v podvečer se začalo silně pršet. V Horních Lučanech, na Bramberku a na Horním Maxově padaly velké kroupy. Srážkoměr na Křísáku během dvou hodin zaznamenal úhrn srážek 86 mm. Naměřené hodnoty byly porovnány s úhrny naměřenými vedle stojící nádobe ( od 8.6. do 13.6. činil úhrn srážek v nádobě 96 mm). Bohužel v této době byl mimo provoz srážkoměr na Horním Maxově. Srážkoměr v Gruntě zaznamenal úhrn srážek nižší a kroupy se zde již neobjevily. Podle údajů místních obyvatel došlo rychlému vzestupu hladiny vody na všech přítocích Smržovského potoka a na tocích v Lučanech. Prudký proud vody tekoucí v potoce na jihozápadní straně svahu hory Bramberku vyláchl nově napuštěné koupaliště v Lučanech nad Nisou.



Obr. 7. Průběh úhrnů srážek a průtoků v desetiminutovém kroku v době srážko-odtokové situace dne 9. 6. 2010 v povodí Smržovského potoka.

Tabulka 5: Měsíční úhrny srážek od dubna do září v roce 2010 ze srážkoměrů VUV T. G. Masaryka, v.v.i., – za Křísákem, na Horním Maxově, v Gruntě a v amatérské stanici ve Smržovce.

Úhrny srážek (mm)					
měsíc	Lučany nad Nisou	Křísák	Horní Maxov	Grund	Smržovka
	1901–1950	2010	2010	2010	2010
duben	79	19	mimo provoz	17,8	29,1
květen	102	158		124,9	97,1
červen	118	126,4		65,9	60,8
červenec	145	97,6		mimo provoz	92,3
srpen	153	116 ( do 18.8)	(od 19.8.) 112,8	288,9	125,4
září	99	215,8	201,8	183,9	78,4

Tabulka 6: Hodinové úhrny srážek naměřené na srážkoměrech VUV T. G. Masaryka, v.v.i., za Křísákem a v Gruntě dne 9. 6. 2010.

čas		Křísák	Grund
		úhrn (mm)	úhrn (mm)
9.6.2010	17:00:00	0,0	0,0
9.6.2010	18:00:00	0,0	0,0
9.6.2010	19:00:00	46,8	8,9
9.6.2010	20:00:00	40,0	26,4
9.6.2010	21:00:00	2,8	1,5
9.6.2010	22:00:00	2,0	1,7
9.6.2010	23:00:00	0,2	0,0

Potůček u Křísáku, který teče mimo rybník vlevo, se vyliil z břehů a zatopil sklepy přilehlých domů, současně odnesl dřevo a různý materiál ze zahrad až do vzdálenosti 300 m. Nejhorší škody povodeň způsobila na konci Bemovy kotliny, kde se zanesly propustky mostku a voda zaplavila obytný dům od sklepa až do přízemí. V Gruntě voda zaplavila přilehlé louky a silnici, ale do domů se nedostala. Podobné důsledky extrémních a vyšších srážek se vyskytly i v letech 2002, 2006. Na hřebenu Jizerských hor v té době dosahovaly denní úhrny srážek 15–30 mm (srážkoměry VUV T. G. Masaryka

v experimentálním povodí ČHMÚ Uhlířská a Bílá Smědá). Dosažené úhrny srážek ze dne 9.6.2010 na Kříšáku a v Gruntě jsou uvedeny v tabulce 6 a průběhy úhrnů srážek a průtoků v desetiminutovém kroku jsou znázorněny na obr. 7.

## Závěr

Z uvedených údajů vyplývají následující závěry:

- Výskyty extrémních a vyšších srážek s následnou povodňovou vlnou zpravidla v letních měsících nejsou v sledované oblasti ojedinělé. Nejvyšší úhrny jsou dosahovány v okolí Bramberku a Bukové hory. Hodnoty naměřené v srpnu roku 1978 v Smržovce byly zřejmě nižší než na Bramberku a na Bukové hoře, podobně asi i v roce 1948.
- V minulosti v lokalitě pod Bramberkem, na Horním Maxově, v Bemově kotlině byly budovány retenční nádrže z důvodu zadržení vody v době vysokých srážek, ale také z důvodů zásoby vody v suchých letech. Podle údajů kroniky od šedesátých let 20. století byla v suchých letech dovážena pitná voda v cisternách na Horní Maxov.
- Výstavba odlehčujícího kanálu a rybníka Kříšák a byla zřejmě provedena po katastrofální povodni z roku 1897, epizoda ze dne 9. 6. 2010 tuto hypotézu potvrzuje.
- Srážko-odtokové situace v letech 1978, 2002, 2006 a 2010 ukazují důsledky nesprávné péče o mokřady, nevhodnosti meliorací provedených v sedmdesátých letech minulého století v celé oblasti, napřímení potoka s propustky s malými průměry v Bemově kotlině.
- Katastr města Lučan nad Nisou, horní část povodí Smržovského potoka nepatří do záplavových oblastí, ale vzhledem k uvedeným údajům je nutné s rizikem lokálních povodní počítat. Do poloviny minulého století se snažili místní obyvatelé eliminovat nastalé škody. V současné době se nevěnuje dostatek pozornosti protipovodňovým opatřením, která zde byla v minulosti prováděna.

## Poděkování

Příspěvek byl napsán díky podpoře projektu SP/2e7/229/07 „Antropogenní tlaky na stav půd, vodní zdroje a vodní ekosystémy v české části mezinárodního povodí Labe“

## Literatura

- Kulasová, A., Blažková, Š., Lochovský, P., Hlaváček, J. Ruprecht, D. Sborník prací VÚV T. G. M. 2006. Blažková, Š. (ed.) (ed.) Praha: VÚV T. G. M. 2006. [Kap] Kvalita vody v zemědělském povodí Smržovského potoka při různých srážkoodtokových situacích, ISBN 80-85900-69-6.
- Kulasová, A., Bubeníčková L., Sledování počasí v Jizerských horách. In Pavla Řičicová Sborník ze semináře 11. stretnutie snehárov. ČHMÚ, OHV – pracoviště Jablonec nad Nisou 21.–23.3.2006. Nová Ves u Jablonce nad Nisou, 21.3.2006. Praha : ČHMÚ, 2006, s. 1–15. ISBN Neuveden.
- Kulasová, A., Bubeníčková L., Jizerské hory – o mapách, kamení a vodě. Roman Karpaš (ed.) Liberec: Roman Karpaš 2009. [Kap], Sledování počasí v Jizerských horách. ISBN 978-80-87100-08-0.
- Kulasová, A., Bubeníčková L., Smržovka historie dávná i nedávná, Roman Karpaš (ed.) Liberec: Roman Karpaš 2010. [Kap], Sledování počasí ve Smržovce a okolí. ISBN 978 -80-87100-13-4.
- Archiv ČHMÚ – Brozany.
- Kroniky měst Lučany nad Nisou, Smržovky.

# Drenážní odvodnění v odtokovém režimu malého povodí

Zbyněk Kulhavý, Milan Čmelík

Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v. v. i., Žabovřeská 250, 156 27 Praha 5– Zbraslav

## Abstrakt

Hydrologické funkce odvodnění v malých zemědělsko-lesních povodích jsou v příspěvku popsány na základě zpracování hydrogramů odtoků dvou experimentálních povodí VÚMOP, v.v.i. Dolský a Kotelický v okrese Chrudim. Povodí se liší svou retenční schopností, vyjádřenou zejména plošnou intenzitou drenážního odvodnění (30% resp. 56% celkové plochy povodí). Z časové řady 26-ti let měření bylo vybráno a zpracováno období posledních jedenácti let (2000–2010). Porovnáním výsledků byly formulovány závěry, které umožní kvantifikovat rozsah vhodných kompenzačních opatření, které eliminují jednostrannou funkci odvodnění v období s nedostatkem vody.

**Klíčová slova:** odtok, retence vody v povodí, zemědělské odvodnění, čára překročení průtoku, m-denní vody, podíl složek odtoku, vysýchání vodoteče

## Úvod

Vodní režim malých povodí významně ovlivňuje existence a aktuální stav četných hydromelioračních systémů. Disponují-li zemědělské a lesní půdy, které samy o sobě zásadním způsobem ovlivňují využití atmosférických srážek, navíc tyto vodohospodářsky aktivní systémy, představují o to účinnější regulační nástroj v oblasti vodní hospodářství. Předložený příspěvek je věnován zemědělskému odvodnění, jeho dopadům na odtokový režim povodí a odhadu důsledků změn jeho funkčnosti, ke kterým dochází stárnutím staveb a jejich nedostatečnou údržbou.

Odvodnění souhrnně reprezentuje veškerá opatření, která mají za cíl odvádět vodu z území. V našich podmínkách je pro zemědělské půdy typické uplatnění drenážního odvodnění, které reprezentuje terminál sítě otevřených příkopů a vodotečí. V České republice je drenáží odvodněna zhruba čtvrtina výměry zemědělských půd. Proto se logicky otevírá prostor pro úvahy, kdy je tato funkce vhodná a kdy je již z hlediska hospodaření s vodami nežádoucí. Stranou ponecháme zpravidla jednoznačně pozitivní zemědělsko-produkční funkce odvodnění.

Drenážní odtok, jako frakce celkového odtoku vod z povodí velké části drobných vodních toků, je specifickou hydrologickou charakteristikou. Často však schází jeho přesnější kvantifikace, neboť ta závisí na řadě měnících se přírodních a technických podmínek. Odvodnění ovlivňuje prvotně režimy mělkého podpovrchového odtoku a vodní bilanci nesaturované zóny, nepřímě pak odtok povrchový a podzemní a následně další složky životního prostředí. Ovlivňuje také režim vodoteče: jsou popisovány efekty vyrovnávání odtoku m-denních vod (Švihla, Damašková, Kynclová, Šimůnek, 1992), změny jakosti vod (Fučík a kol., 2010) apod.

Předpokládané změny klimatu společně s vývojem zemědělství v našich zeměpisných podmínkách a stále častější případy nefunkčnosti částí objektů odvodnění, mění také aspekty režimu odtoku vody z malých povodí. Retenční schopnost půd je jednostrannou funkcí odvodnění významně ovlivněna. Pozitivně se projevuje posílením infiltrace srážkové vody do půdního profilu, negativně je vnímána zvyšováním deficitu vláhové bilance období předcházejícího suchým periodám. Pokud systémy odvodnění dosud víceméně plnily svou předpokládanou funkci, setkáváme se nyní stále častěji s lokálními projevy jejich závad. V předloženém příspěvku je odvodnění i retence vody analyzována na datech experimentálních povodí Českomoravské vysočiny. Popsané postupy však zejména upozorňují na hydrologický význam odvodnění a s ohledem na četnost tohoto hydromelioračního opatření, také opodstatňují potřebu jej v územních analýzách ve všech aspektech zohledňovat.

## Materiál a metody

Práce je směřována do experimentálních povodí VÚMOP, v.v.i. Dolský a Kotelský, která se nacházejí poblíž měst Skuteč a Hlinsko v okrese Chrudim. Povodí jsou představena na Internetových stránkách <http://www.hydromeliorace.cz/povodi/>. Experimentální činnosti zde kontinuálně probíhají od roku 1982, což koresponduje s významnými odvodňovacími aktivitami let 1984–1989. V současnosti jsou povodí odvodněna z 30% resp. 56%, jak uvádí tabulka 1. Metoda stanovení podílu drenážního odtoku na celkovém odtoku z povodí byla popsána v příspěvku Vodního hospodářství (Kulhavý, Tlapáková, Čmelík, 2010). Při vyšším podílu odvodněných ploch v povodí dochází k významnému ovlivnění vodoteče drenážními vodami.

Při popisu retenčního potenciálu povodí je důležité zohlednit řadu aspektů, které tyto mechanismy mohou ovlivnit. Doplňující informace poskytuje tabulka 2. Zemědělská činnost v experimentálních povodích je monitorována v členění produkčních bloků (osevní postupy, použitá agrotechnika). V konkrétních podmínkách neexistují významné hospodářské ani přírodní rozdíly těchto sousedících povodí. Odlišný je však počet a velikost vodních nádrží. Nejvýznamnější je z tohoto hlediska Drážní rybník v povodí Dolského potoka. Úroveň hladiny rybníka je proto samostatně monitorována. Odtok z nádrže určuje výška přepadového paprsku, vytvořená na pevné koruně přelivu, resp. netěsnost hradička. Tímto mechanismem dochází ke kolísání hladiny v rybníku v extrémech 70cm, typicky do 40cm, což odpovídá po přepočtu na plochu povodí odtokové výšce 1.76 mm. Dalším hlediskem, významným při zohlednění režimu odtoku vod, je existence sídel v povodí Dolského potoka, jak uvádí tabulka 2. Další vlivy, jako je zimní zásoba sněhu a její tání se při porovnání povodí významně neprojeví, neboť přírodní podmínky jsou prakticky totožné.

Z časové řady 26-ti let měření v závěrových profilech povodí bylo pro předložený příspěvek vybráno období posledních jedenácti let (2000–2010), uzavírané ke konci kalendářního roku, viz obrázek 4. Pro dokumentování použitých pracovních metod a pro komentování výsledků se práce zaměřily podrobněji na poslední periodu pěti let (2006–2010) a to z důvodů dobré vyrovnanosti objektivních charakteristik, jak to dokládá např. odtokový součinitel na obrázku 4, který má v tomto období monotónně konkávní průběh. Do vybraného období spadají dva roky srážkově nadprůměrné (2006: 737mm a 2010: 807mm) a jeden rok srážkově podprůměrný (2008: 642mm). Zbývající dva roky se zařazují mezi tyto uvedené extrémy (2007: 727mm a 2009: 692mm). Roční odtokový součinitel se pohybuje v rozmezí hodnot 0.2–0.47, jak je dokumentováno na obrázku 4 (členění na kalendářní roky).

Primární data reprezentují kontinuální celoročně měřené úrovně hladin na vodoměrném objektu (interval archivace 10 min.). Výšky jsou převedeny konsumpční křivkou na průtok, který je přepočten na průměrný hodinový průtok v  $l.s^{-1}$ . Tato hodnota je pomocí plochy povodí převedena na odtokovou výšku v mm. Hodinové odtokové výšky jsou zpracovány do čar překročení průtoků pro každý rok v denním vyjádření (m-denní odtoková výška  $mm.hod^{-1}$ ), typicky s 8760 hodnotami (Cunnane, 1978). Jednotlivé roky je pak možné vzájemně porovnávat (viz obrázek 3, zpracovaný pro roky 2008 a 2010). Úhrny odtokových výšek jsou sečteny pro každý kalendářní rok a v obrázku 1a (vlevo) jsou graficky vyjádřeny jako roční odtoková výška. Členění podle kalendářních let, narozdíl od členění hydrologického roku, zde bylo zvoleno z praktických důvodů; vzájemnou relaci ve zvolených letech to výrazně neovlivnilo. Obrázek 1b (vpravo) graficky dokumentuje počet virtuálních dní, ve kterých nebyl registrován průtok. K výsledku se dospělo odvozením z hodinových čar překročení průtoků ( $N=n/24$ ). Skutečný počet dní, kdy alespoň po část dne průtok probíhal, bude tedy větší.

Obrázek 2a (vlevo) vyjadřuje pro jednotlivé roky číslo dne, odečtené na čáře překročení průtoků, kdy dochází k rovnosti specifického odtoku jednoho i druhého srovnávaného povodí. Čáry se u všech zpracovaných případů vždy kříží. To dokumentuje systematicky stejnou odlišnost odtokových podmínek obou povodí, mimo jiné právě s ohledem na vyjádření retenční schopnosti povodí za menších resp. větších průtoků.

Na datové řadě průměrných denních průtoků byl současně aplikován výpočetní algoritmus metody MGPM ("modifikovaná graficko-početní metoda" – viz Kulhavý, Doležal, Soukup, 2001) pro grafic-

kou separaci složek základního a přímého odtoku, popsanou v citované práci. Obrázek 2b (vpravo) pak znázorňuje takto stanovený podíl základního odtoku ( $Q_z$ ) z celkového ročního odtoku pro uvedené roky zpracování.

Na místě je ještě zmínit plošný dosah stavby odvodnění, neboť je zřejmé, že pouhé půdorysné vymezení pozemků, odvodněných drenáží, není reprezentativní. Pokud je část povodí odvodněna, odtéká z této části více vody a to nejčastěji dvěma různými mechanismy (Doležal, Soukup, Kulhavý, 2003): odtokem ze samotné drénované plochy a dále svedením vody z okolních nedrénovaných ploch. V obou případech by byla voda v povodí dočasně zadržena a odtékala by pomaleji nebo by se vypařila. V důsledku druhého z popsaných mechanismů, je plocha skutečně odvodňovaná větší než plocha drénovaná.

Podíly drenážních vod na celkovém odtoku z povodí mohou být velmi významné. Vyšší podíl je v periodách sušších, zatímco v období s vydatnějšími srážkami se podíl drenážních vod zpravidla snižuje (např. Doležal, Soukup, Kulhavý, Kodešová, 2001; Kulhavý, Tlapáková, Čmelík, Doležal, 2010).

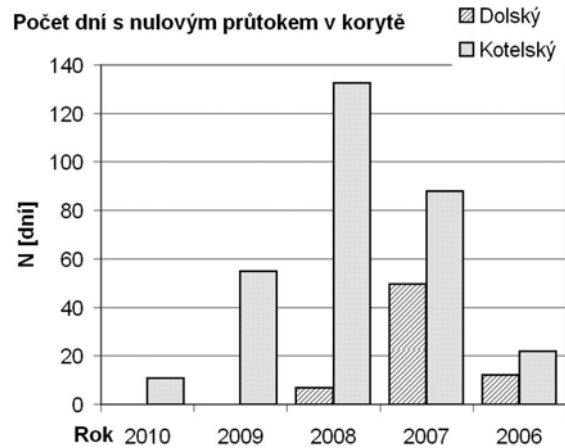
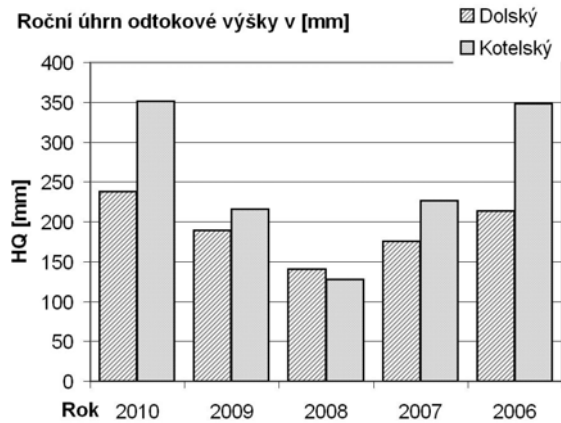
Tabulka 1: Geografické charakteristiky území (aktualizace k roku 2010).

	jednotky	Dolský potok		Kotelský potok	
		ha	%	ha	%
systematické odvodnění		144,0	30,1	179,9	55,9
vodní plochy		2,1	0,4	0,2	0,0
orná půda		317,2	66,4	248,7	77,4
louky a pastviny (TTP a zahrady)		84,5	17,7	40,1	12,5
les		11,9	2,5	28,7	8,9
intravilán (zastavěná plocha)		32,7	6,8	0,7	0,2
ostatní plochy		29,4	6,2	3,1	1,0
Celková plocha povodí k závěrovému profilu		477,8	100	321,5	100

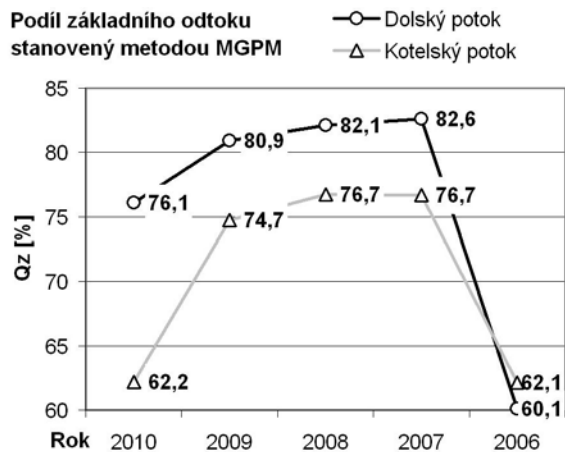
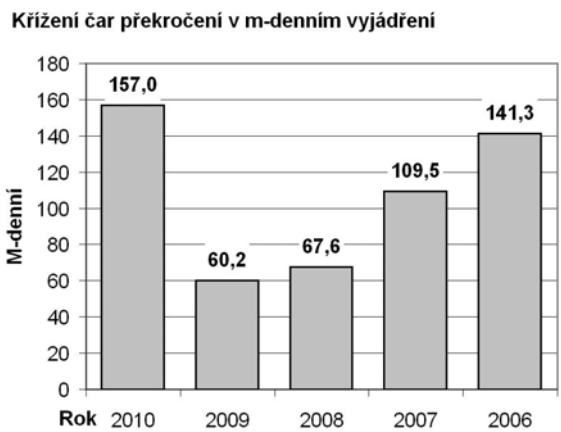
Tabulka 2: Doplnující relevantní charakteristiky experimentálních povodí.

charakteristika	Dolský p.	Kotelský p.	jednotky
maximální zásobní objem nádrží	50,5	2,7	tis. m <sup>3</sup>
... po přepočtu na ekvivalentní výšku / <sup>*1</sup>	10,57	0,84	mm
průměrný průtok v závěrovém profilu / <sup>*2</sup>	29,36	28,48	l.s <sup>-1</sup>
počet obyvatel dle evidence / <sup>*3</sup>	517	0	osob
ekvivalentní odběr ze studní / <sup>*4</sup>	0,658	0	l.s <sup>-1</sup>
... odpovídá odtokové výšce / <sup>*5</sup>	0,00051	0	mm.den <sup>-1</sup>

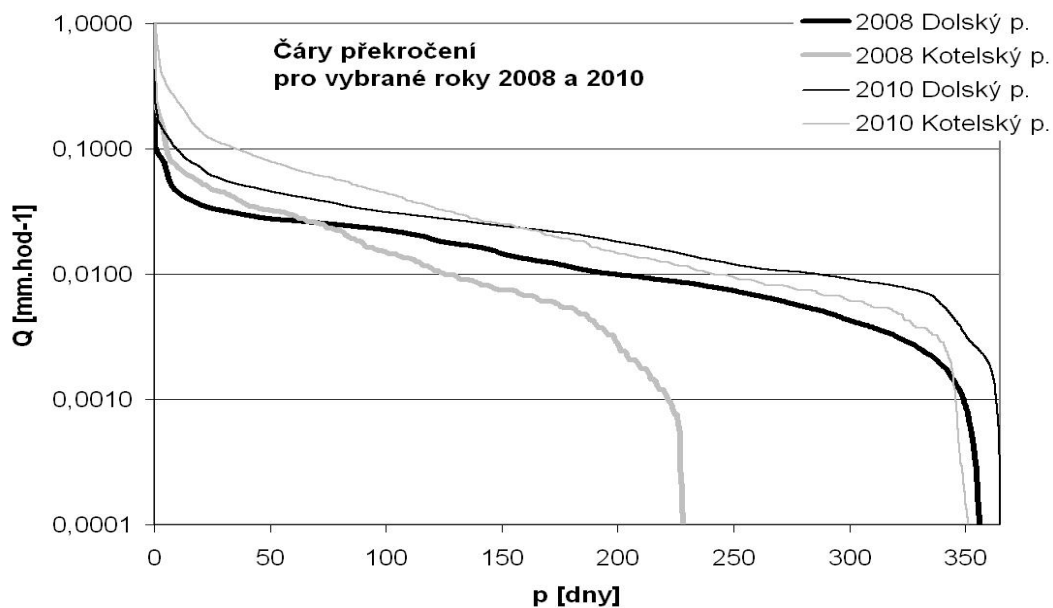
- Poznámky:
- /<sup>\*1</sup> Na celou plochu povodí (vydělením objemu plochou povodí).
  - /<sup>\*2</sup> Vypočten z průměrných denních průtoků v časové řadě let 2000-2010.
  - /<sup>\*3</sup> Reprezentuje obce Pokřikov (276 obyvatel) a Kladno (241 obyvatel).
  - /<sup>\*4</sup> Při uvažované specifické spotřebě vody na 110 l.os<sup>-1</sup>.den<sup>-1</sup>.
  - /<sup>\*5</sup> Po přepočtu na plochu povodí.



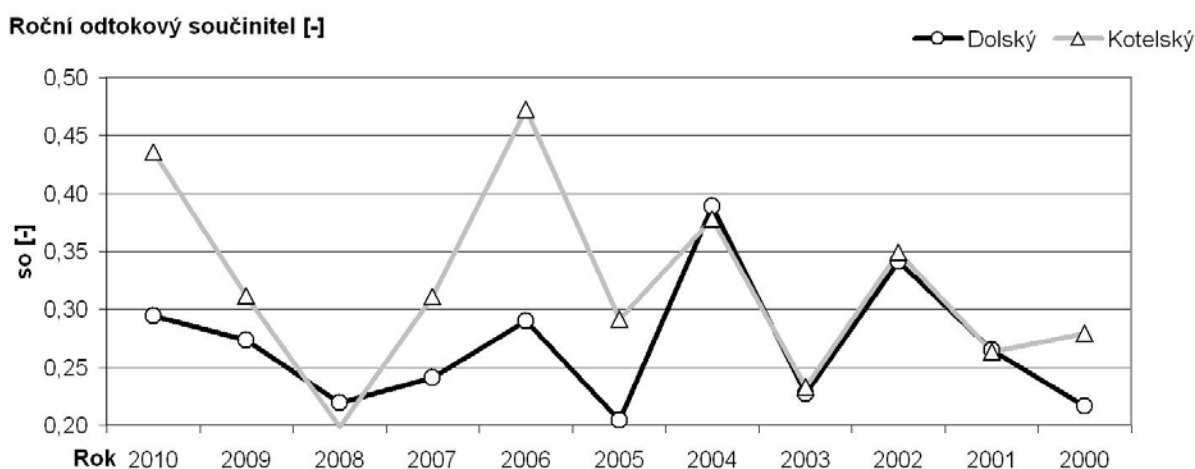
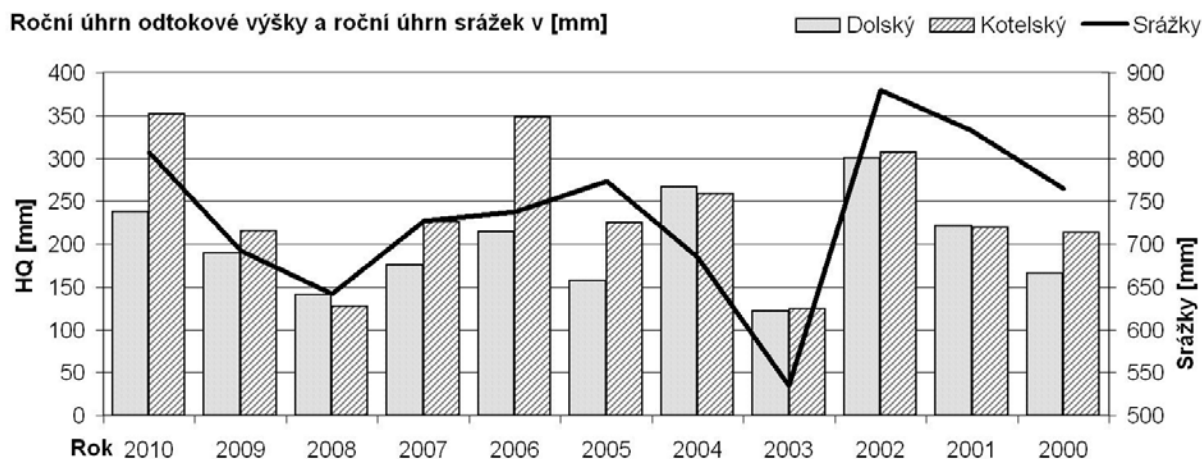
Obr. 1a, b: Základní odtokové charakteristiky experimentálních povodí v letech 2006–2010.



Obr. 2a, b: Odvozené charakteristiky, vyjadřující vliv retenční schopnosti území a VH objektů.



Obr. 3: Roční čáry překročení odtokových výšek pro zpracovaná experimentální povodí, pro rok vláhově podprůměrný (2008) a pro rok vláhově nadprůměrný (2010).



Obr. 4 a, b: Vybrané roční charakteristiky jedenáctileté časové řady (2000–2010). Poznámka: Srážky měřeny celoročně v meteorologické stanici Pokřikov.

## Výsledky a diskuse

Z jednotného zpracování výseku pětileté řady měřených průtoků dvou malých vodních toků s různou retenční schopností povodí, vyjádřenou zejména plošnou intenzitou drenážního odvodnění (30% resp. 56% celkové plochy povodí), vyplývají následující závěry, cílené na doložení vlivu zemědělského odvodnění na odtokový režim malého povodí.

Ve všech vyšetřovaných letech se obě povodí významně liší z pohledu odtokového režimu. Odchytky jsou patrné za větších i za menších vodních stavů. Přitom povodí Kotelského potoka ve všech jednotlivých letech (i v řadě 11-ti let jako celku) vykazuje menší retenční schopnost, která se projevuje vyššími specifickými průtoky v období zvýšených vodních stavů a výrazně nižšími specifickými průtoky za nízkých vodních stavů. Povodí je velmi náchylné na vysychání, což se projevuje vyšším počtem dnů bez protékající vody v korytě. Vynesené empirické čáry překročení hodinových průtoků se z uvedených důvodů vždy kříží (viz obr.3). K vyjádření trvání jednotlivých období s převažujícím efektem vyšší retenční schopnosti povodí Dolského potoka byla použita pořadová čísla dní, odpovídající m-dennosti dosažení specifického průtoky, který je pro obě povodí shodný. Z obrázků 1a a 2a je patrná velmi těsná závislost mezi vodností a tímto pořadovým číslem dne. Neboli pro vodnější rok je tato doba úměrně delší (a pořadové číslo vyšší). Pokud bychom tento efekt přičítali pouze existenci odvodnění, odporovalo by to předpokladu (Švihla, Fiedler a další), že odvodnění zvyšuje retenční



potenciál půd vyprázdněním gravitačních pórů a tak vyrovnává odtok. Tento předpoklad je bezesporu správný, uplatňuje se zejména na složky přímého odtoku, ovšem roli sehrávají i další hydrologicky účinné systémy (nádrže, případně mokřady). Naopak riziko tendence vysychání povodí se dramaticky vlivem odvodnění zvětšuje.

Uvedené poznatky lze v souvislosti s odvodněním využít k formulování následujících závěrů:

- jednostrannou funkci odvodnění je potřeba v době nedostatku vody kompenzovat jinými místně vhodnými opatřeními (retencí vody v nádržích nebo v půdním profilu – viz např. způsoby retardace drenážního odtoku uvedené v TNV 75 4221 apod.),
- zvyšující se četnost výskytu poruch dílčích částí odvodnění lze využít ke kvantifikaci hydrologického vlivu drenáže v konkrétních podmínkách. Toto tvrzení není směřováno jednoznačně ve prospěch pokračující devastace odvodnění zanedbáním údržby a kvalifikované péče, neboť nezohledňuje zemědělská hlediska a kolaps drenáže se vymyká kontrole. Umožňuje však kvantifikovat rozsah potřebných kompenzačních opatření pro dosažení dobrého stavu vod v malém povodí.

Potenciál regulačních opatření na drenážních systémech se rámcově vyjadřuje v jednotkových objemech  $300\text{--}2000 \text{ m}^3 \cdot \text{ha}^{-1}$ . Jedná se o významnou retenční kapacitu, která, převedena na objem malé vodní nádrže, reprezentuje ekvivalent půdorysu nádrže  $15 \times 15 \text{ m}$  až  $35 \times 35 \text{ m}$  na každý hektar odvodněné plochy!

Další kvalitativní podklady poskytuje zpracování obrázku 2b. Z principu metody MGPM vyplývá, že větší podíl základního odtoku bude mít ta část hydrogramu, ve které bude odtoková vlna plošší a kulminace nižší (přepočteno přes objemy odtoku). Pokud Dolský potok poskytuje ve většině případů vyšší podíl základního odtoku  $Q_z$  (o 5–20%), dokládá a kvantifikuje to retenční účinek funkčních opatření v tomto povodí (zejména efekt vodních nádrží). Singularitu roku 2006 oproti obdobně vodnému roku 2010 ovlivnila výrazná odtoková epizoda (23.3.–2.4.2006), během níž došlo k překročení všech ostatních kulminací cca na trojnásobek, objem vlny byl také výrazný. Tento jev probíhal stejnou intenzitou na obou povodích a uvedený rok proto není v tomto aspektu v porovnání s ostatními roky srovnatelný.

## **Závěr**

Výše popsané postupy rozšiřují analytické nástroje, vhodné pro hodnocení vlivu drenážních systémů na odtokový režim povodí drobných vodních toků, a to při maximálním využití dostupných datových řad z experimentálních povodí. Výsledky vedou k úvahám o retenčním potenciálu systémů odvodnění v konkrétních podmínkách a za specifických meteorologických situací (extrémní povodňové situace i sucho). Pokud schází podrobná měření z období před realizací výstavby odvodnění, může v příspěvku popsaná inverzní situace (související s poruchami drenážních systémů a analogie retence v nádržích či mokřadech) posloužit ke stejnému účelu, tedy ke kvantifikaci vlivu odvodnění na vodní režim povodí. Je evidentní, že jednostranné odvodnění snižuje zásoby vod v povodí. To je samozřejmě alarmující s ohledem na předpokládané dopady změn klimatu v našich zeměpisných polohách (Brázdil, Rožnovský, 1995). Na druhou stranu odvodnění plní pozitivní funkce zemědělsko-produkční: výnosy zemědělských plodin se stabilizují, a to jednak snížením kyslíkového stresu rostlin v době zamokření a jednak zlepšením přístupnosti a obdělávatelnosti pozemků (Kulhavý, Soukup, Doležal, Čmelík, 2007). Pokud tedy bude zájem zachovat zemědělství v krajině, odvodnění k tomu bude přispívat a je třeba zvažovat možnost modernizace systémů na systémy dvoufunkční (závlahově–odvodňovací), resp. zvažovat jejich rekonstrukce pro krátkodobé zdržení drenážního odtoku. I tento efekt pak lze uvedenými postupy dokumentovat.

Zvyšující se cena vody resp. její nedostatek vyvolá potřebu přehodnocení dosavadního neuvážlivého odvádění přebytků vody z pozemků. To si vyžádá uplatňování nových, konstrukčně i provozně náročnějších technologií, zdržujících / akumulujících vodu co možná nejdéle na vlastním pozemku (v povodí) pro její následné využití. Děje se tak již nyní, nekontrolovaně, na pozemcích, kde systémy drenážního odvodnění vlivem údržby přestávají fungovat. Nastalá situace neřeší však problematiku vody v krajině koncepčně, přestože z krátkodobého pohledu může být tento trend vítán.

## Poděkování

Tento příspěvek vznikl v rámci řešení etapy 04 projektu P02 Výzkumného záměru VÚMOP, v.v.i., evid.č. MZE00023704902.

## Literatura

- Brázdil, R., Rožnovský, J. (1995): *Dopady možné změny klimatu na zemědělství v ČR*. Národní klimatický program ČR – sv. 18. 1. vyd. Praha: vyd. nakladatelství Český hydrometeorologický ústav, 1995. 140 s. ISBN 80-85813-26-2, ISSN 1210-7565.
- Cunnane, C. (1978): Unbiased plotting positions – A review, *Journal of Hydrology*, Vol. 37, No. 3/4, pp. 205–222.
- Doležal F., Soukup M., Kulhavý Z. (2003): Bilanční odhady příspěvku odvodňovacích soustav k průběhu povodní. I. Teorie *Soil and Water* 2/2003, vědecké práce VÚMOP Praha, s. 7–19, ISSN 1213-8673.
- Doležal F., Soukup M., Kulhavý Z. (2003): Bilanční odhady příspěvku odvodňovacích soustav k průběhu povodní. II. Aplikace. *Soil and Water* 3/2003, vědecké práce VÚMOP Praha, ISSN 1213-8673, s. 93–108.
- Doležal F., Soukup M., Kulhavý Z., Kodešová R. (2001): Semikvantitativní odhad příspěvku odvodňovacích systémů na zemědělských půdách v průběhu povodní. *Sborník Workshopu 2001 – Grantový projekt GAČR č. 103/99/1470*, str. 115–129, ČVUT Praha.
- Fučík P., Bystřický V., Doležal F., Lechner P., Kvítek T., Váchal J., Žlábek P. (2010): Posuzování vlivu odvodňovacích systémů a ochranných opatření na jakost vody v zemědělsky obhospodařovaných povodích drobných vodních toků. Metodika. VÚMOP, v.v.i. ISBN 978-80-87361-00-9.
- Kulhavý Z., Tlapáková L., Čmelík M., Doležal F. (2010): Podíl drenážního odtoku na celkovém odtoku z povodí. *Vodní hospodářství* č.7/2010, str. 190–194, ISSN 1211-0760.
- Kulhavý Z., Soukup M., Doležal F., Čmelík M. (2007): *Zemědělské odvodnění drenáží-Racionalizace využívání, údržby a oprav*. Metodika. ISBN 978-80-254-0672-4.
- Kulhavý, Z., Doležal, F., Soukup M (2001): Separace složek drenážního odtoku a její využití při klasifikaci existujících drenážních systémů. *Vědecké práce VÚMOP Praha*, 2001, sv. 12, s. 29–52. ISSN 1210-1672.
- Švihla V., Damašková H., Kynclová J., Šimůnek O. (1992): *Výzkumný objekt Ovesná Lhota*. Monografie. In Czech. VÚMOP Praha, 156 stran.
- TNV 75 4221 (2004): *Regulace a retardace odtoku na zemědělských pozemcích odvodněných trubkovou drenáží*, MZE ČR, Hydroprojekt, a.s. Praha (44 tištěných stran).



# Nezastavitelné globální oteplování: Okrajová podmínka HMP

Miroslav Kutílek

Profesor pedologie a půdní fyziky na penzi  
Nad Paťankou 34, 160 00 Praha 6  
miroslav.kutilek@volny.cz

## Abstrakt

Z analýz dat teplot a koncentrace CO<sub>2</sub> změřených na vrtech v ledovcích v Antarktidě a v Grónsku jednoznačně vyplývá, že je neplatná skleníková hypotéza o dominantním vlivu vzrůstu koncentrace CO<sub>2</sub> na globální oteplování. Z toho plyne, že omezování emisí CO<sub>2</sub> a různá další opatření na zpomalení růstu koncentrace CO<sub>2</sub> v atmosféře nepřinese očekávané zpomalení globální klimatické změny. Proto je třeba uvažovat obecně o změnách okrajových podmínek především v hydrologii malých povodí.

**Klíčová slova:** klima pleistocénu; holocén; globální oteplování; skleníková hypotéza; hydrologie v klimatické změně.

## Hypotéza o globálním oteplování

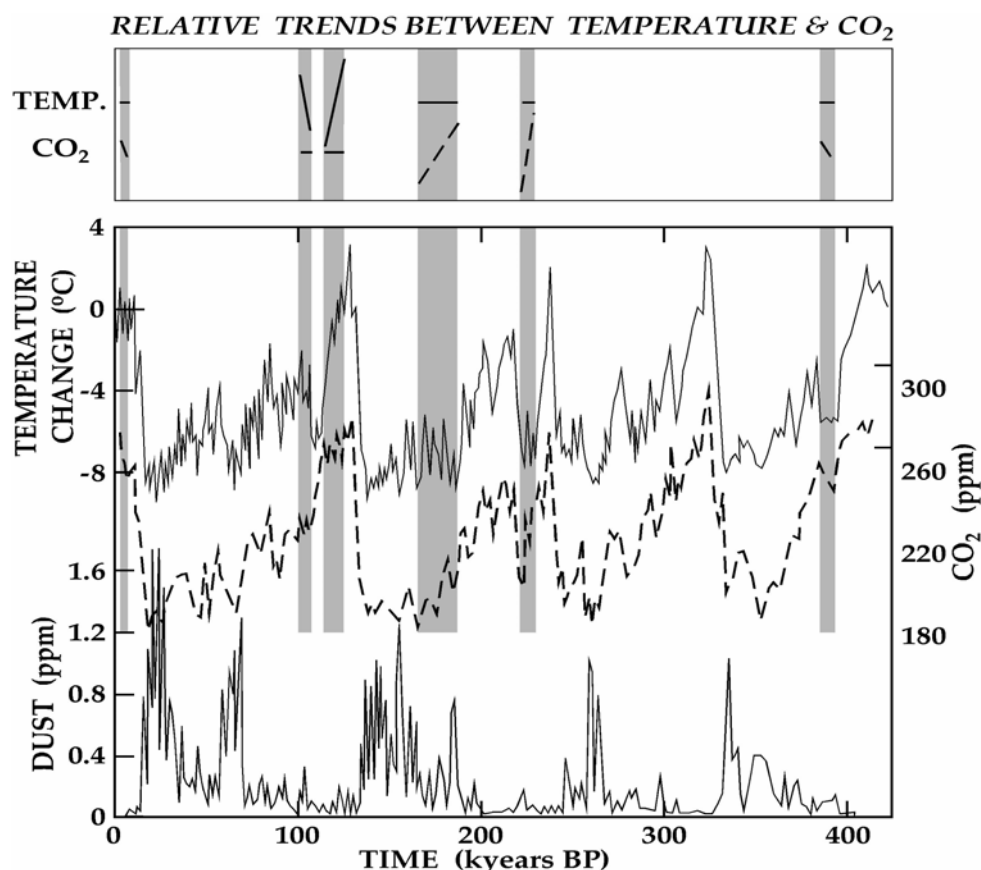
V materiálech IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) se uvádí, že za posledních 100 let se zvýšila globální teplota o 0,74 °C. Přitom nejslabší vzrůst teploty byl v tropickém pásmu, zatímco se vzrůstající šířkou se hodnota zvýšené teploty také zvyšuje, na našich šířkách to je již o 1 °C. Protože se ve stejném období zvýšil obsah CO<sub>2</sub> v atmosféře z přibližně 295 ppm až na současných téměř 390 ppm a protože CO<sub>2</sub> způsobuje skleníkový efekt (odtud název skleníkový plyn), byla přijata hypotéza o dominantním vlivu CO<sub>2</sub> na vzrůst teploty. Protože se pro získání energie od počátku industriálního období spalovala fosilní paliva a tím se produkovaly emise CO<sub>2</sub>, mluví se o antropogenním vlivu na globální oteplování. Tím má být zdůvodněno, že snižování emisí CO<sub>2</sub> povede k zastavení oteplování, nebo alespoň k jeho podstatnému zpomalení.

Vliv na změny klimatu má však kromě skleníkových plynů ještě sedm faktorů, některé působí až v delším geologickém měřítku času, některé působí téměř bezprostředně potom, co se objeví. Tato druhá skupina je pro náš jev globálního oteplování nejdůležitější. Jsou to 1. Milankovičovy cykly, kde důsledkem změny oběhu z téměř kruhové dráhy na eliptickou dráhu a tím způsobené proměny síly slunečního záření s opakováním jednou za 100.000 let je pravidelný výskyt ledových dob (glaciálů) s trváním zhruba 100.000 let v posledních dvou miliónech roků. Od 2 milionů do 500 000 let před současností byla zřejmě významná také periodická změna náklonu zemské osy. 2. Sluneční aktivita. Vychází se z pozorování počtu slunečních skvrn v historických pramenech a z poměru izotopů <sup>10</sup>Be/<sup>9</sup>Be. Délka cyklů je od 11 do 2.400 let. Fyzikální vysvětlení korelací poskytuje Svensmarkova hypotéza. 3. Kontinentální drift (posun kontinentů), desková tektonika podle Wegenera. Litosférické desky nesoucí jak kontinenty, tak dna moří, „plovou“ na visco-elastickém materiálu athenosféry, srážely se a vytvářely superkontinenty, ty se zas rozlamovaly a při dalších srážkách byla vyvrásněná pohoří a vznikaly prolákliny a nová moře, což vše způsobovalo změny klimatu. 4. Termohalinová cirkulace. Hlavní mořské proudy jsou jednak v povrchových vrstvách oceánů, jednak v hloubkách nad mořským dnem a oba typy jsou vzájemně propojeny přes všechny oceány. Známý je Golský proud, součást celosvětového proudění. 5. Aerosole, které se objevují ve zvýšené míře vulkanickou činností a po dopadu asteroidů. Zvýšená koncentrace aerosolů v atmosféře snižuje průnik slunečního záření a tedy ochlazení. 6. Vegetační kryt. Změna vegetačního krytu způsobuje změnu evapotranspirace a změnu albeda a tím způsobuje změnu klimatu. 7. Magnetické pole Země. Vliv změny, především přepólování se projevilo zvýšenou intenzitou galaktického kosmického záření, což znamenalo chladnou oscilační vlnu klimatu.

Klima je komplikovaný systém, ve kterém se vztah mezi určitým faktorem a očekávanou změnou teplotné bilance projevuje jako nelineární. Protože se jedná o působení několika faktorů zároveň a o několik základních procesů probíhajících zároveň, není výsledný projev - změna klimatu matematicky popsatelná. Simulační modely užívané klimatologií pro popis a předpovědi klimatu jsou proto značně aproximativní a nelze je používat bez otestování na minulých změnách klimatu. I v případě souhlasu s minulými většinou proxy daty však při použití v prognózách se mohou malé chyby zhlazované empiricky náhle projevit vlivem budoucích odlišných okrajových podmínek jako závažné.

### Změny klimatu v pleistocénu

Z analýz vzorků ledu získaných z vrtů v ledovcích Antarktidy (Vostok a EPICA) a Grónska byly stanoveny jednak teploty, jednak obsah  $\text{CO}_2$  v pórech ledu pro jednotlivé hloubky kterým odpovídal čas před současností. Koncentrace  $\text{CO}_2$  se měnila v mezích 180 až 290 ppm s časovým zpožděním za změnou teploty v rozmezí 300-600 let. Také v záznamech vrcholů oteplení v interglaciálních je vrchol koncentrace  $\text{CO}_2$  vždy opožděn o stovky let. Teploty v dřívějších interglaciálních byly o 3 až 5°C vyšší než náš současný průměr. Změna koncentrace  $\text{CO}_2$  je vždy až důsledkem změny teploty v jednotlivých cyklech.



Obr. 1: Anomálie ve vztahu změn teploty a změn koncentrace atmosférického  $\text{CO}_2$  za posledních 400.000 let podle vrtu v ledovci na stanici Vostok, vyznačené šedým pruhem. Na vodorovné ose je čas v tisících let před současností. Na pravé svislé ose koncentrace  $\text{CO}_2$  v ppm. Na svislé levé ose je změna koncentrace prachu v ppm a odchylka teploty od nuly uvažované jako průměr teplot v holocénu. Převzato z knihy Kutílek a Nielsen (2010) podle zpracování veřejně přístupných dat Klemešem (2009, soukromé sdělení).

Podle záznamů z vrtu Vostok za 400.000 let (obr. 1) došlo ve dvou případech ke snížení  $\text{CO}_2$  zatímco teplota  $T$  zůstala konstantní, a podobně tomu bylo ve dvou případech vzrůstu  $\text{CO}_2$ , kdy  $T = \text{konst.}$  V jednom případě byla koncentrace  $\text{CO}_2$  konst. a  $T$  klesla, zatímco v jiném případě  $T$  zřetelně stoupla.

Klimatické oscilace jsou tedy způsobeny jinými faktory než změnou CO<sub>2</sub>, velice pravděpodobný je vliv změn solární aktivity.

Tyto údaje z období pleistocénu svědčí o tom, že na změnu klimatu měly dominantní vliv jiné faktory než skleníkové plyny. Cykly glaciálů a interglaciálů byly způsobeny působením Milankovičových cyklů, především změnou excentricity oběhu Země kolem slunce, kde je perioda zhruba 100.000 let. Na oscilace klimatu uvnitř jednotlivých glaciálů a interglaciálů převažovaly vlivy několika faktorů, hlavně však změny solární aktivity. Tyto vlivy potlačovaly vliv skleníkového efektu, a v mnoha případech působily proti jeho vlivu a dominovaly.

### Změny klimatu v holocénu

V období nejvýraznějšího rozšíření Homo sapiens a vzniku mnoha kultur a civilizací, v holocénu jsou prokázány variace teplých a chladných period podle analýz ledu odebraného po vrstvičkách z ledovce v Grónsku: Z 20-letých průměrů vychází 9 výrazných teplých period s teplotami vyššími než naše současná průměrná. V posledních 3,5 tisíciletích byly 3 významné teplé periody. Každé z nich předcházela výrazná klimatická chladná perioda. Nejprve to byla velmi teplé optimum kolem roku 3 300 před současností, pak od 3 století před našim letopočtem do cca 2. století bylo Římské klimatické optimum a následovala Sředověká teplá perioda v rozmezí let cca 800 – 1350. Potom je výraznější ochlazování až do Malé doby ledové. Její název však nemá nic společného se skutečnými glaciály. Ani v relativně krátkodobých periodách se podstatněji nemění obsah CO<sub>2</sub>, jeho koncentrace zůstává pod 280 ppm a tedy skleníkový efekt není faktorem způsobujícím tyto teplé periody, vesměs teplejší než je současná globální teplota.

Rychlost oteplování startující z klimatické chladné periody byla buď stejná nebo větší než je naše současná, viz tabulka 1 spočítaná pro teploty v časech před současností pro vrstvičky ledu z vrhu v Grónském ledovci.

Tab. 1: Vyhodnocení rychlosti oteplení při nástupu teplých period podle dat Alley (2004).

---

#### Grónský ledovec (Alley, 2004)

Počátek v teplotním minimu	Rozsah let před současností	Rychlost oteplení °C/100 let
	pro uvedenou rychlost oteplení	

##### Středověká teplá perioda

804 AD	1206 – 1104 př.s.	0.91
804 AD	1206 – 1002 př.s.	0.75

##### Římské klimatické optimum

262 BC	2273 – 2182 př.s.	0.86
--------	-------------------	------

##### Optimum Nové říše (Egypt) – můj vlastní termín, obecný název dosud nezaveden

1,369 BC	3379 – 3297* př.s.	1.54
	3534 – 3297* př.s.	0.77

(\* období vlády Ramsese II)

---

### Závěry o skleníkové hypotéze

Pro posouzení skleníkové hypotézy je rozhodující výsledek experimentů. Protože není v lidských silách provést experiment obsahující celou Zemi, jsme odkázáni na studia experimentů, které provedla

sama příroda v minulosti. Z nich vyplývá, že v období ani Pleistocénu ani Holocénu nenacházíme jediný případ, kdy by byla teplá perioda způsobená vzrůstem obsahu CO<sub>2</sub> v atmosféře. Naopak jsou dokumentované klimatické změny probíhající proti působení skleníkového efektu. Byly zjištěny teplotní výkyvy trvající stovky let s teplotami výrazně vyššími než je současná globální teplota a koncentrace CO<sub>2</sub> tehdy nestoupla nad 300 ppm. Vyplývá z toho, že na současné oteplení působí dominantně jiné faktory než skleníkový efekt, jehož vliv sice existuje, ale není hlavním faktorem. To potvrzuje také vyšší rychlost oteplování na počátku tří posledních teplých period v holocénu. Z čehož usuzují, že současné snahy o zastavení růstu obsahu CO<sub>2</sub> nebudou podstatně zpomalovat nebo zastavovat vzrůst teploty. Z toho důvodu je nutné přizpůsobit praktická opatření probíhající současné klimatické změně, která je návratem klimatu z extrému Malé doby ledové k průměru holocénu.

### **Okrajová podmínka pro HMP**

Predikce globálního oteplení podle dosavadních modelů nejsou hodnověrné, protože jsou založené na neplatné hypotéze o dominantním vlivu vzrůstu koncentrace CO<sub>2</sub> na současné globální oteplování. Testováním modelů na teplé periody v minulosti nebyly modely verifikovány ani empiricky a modely proto neposkytují možnost předpovědět vývoj klimatu v budoucnu. Současný stav poznání umožňuje v některých případech minulých oscilací identifikovat působící faktory a analyzovat danou oscilaci. Není však možné provést předpověď, ani uvést míru pravděpodobnosti výskytu budoucí oscilace. Málo pozornosti bylo věnováno méně mediálně přitažlivým efektům významným hlavně v regionálním měřítku. Globálním oteplováním dochází již dnes k posunům klimatických zón a tento proces bude pokračovat. Tím se mění také proudění vzduchu jak v intenzitě, tak ve směru a frekvenci a dochází k trvalým odchylkám ve vývoji počasí oproti tradičním, století starým zkušenostem na regionálním měřítku. Předpokládám proto také změny v režimu srážek vyvolané změnami v působení dosud tradičních atmosférických útvarů. Tím bude také ovlivněna změna hydrologie malých povodí a hydrologie půdy.

Globální oteplování však nebude mít globální katastrofické důsledky. Globální trendy nejsou vždy totožné s regionálními trendy změn klimatu.

Změněný režim srážek v měřítku regionu bude mít dva typy důsledků: (1) zvýšenou pravděpodobnost výskytu mžikových lokálních povodní. (2) zvýšenou četnost přísušků způsobujících škody v zemědělství. Obojí negativní jevy budou zesílené současnými trendy ke zhoršování fyzikálních vlastností půd: pěstování monokultur (biopaliva), užívání těžké zemědělské techniky a pomalý přechod na „bezorební“ techniku, což jsou všechno zásahy trvale působící degradační procesy v půdách a především likvidaci preferenční pórovitosti. Dále to je úbytek půdního fondu v oblastech vysoké bonity neregulovanou rozsáhlou plošnou zástavbou včetně budovaných solárních fotovoltaických elektráren a zhoršení protierozních opatření.

### **Literatura**

- Alley, R.B.. 2004. GISP2 Ice Core Temperature and Accumulation Data. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology. Data Contribution Series #2004-013. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- M. Kutílek and D.R. Nielsen (2010) Facts About Global Warming. Rational or Emotional Issue? Caterna Verlag, Reiskirchen, Germany, pp. 224, ISBN 978-3-923381-58-6, US-ISBN 1-59326-262-0, kapitoly Earth Climate History a Holocene Our Interglacial.
- Kutílek, M. 2010: Hypotéza o globálním oteplování a půdní hydrologie. Hydrologické dny 2010. Voda v měnícím se prostředí. Sborník příspěvků ze 7. národní konference českých a slovenských hydrologů a vodohospodářů. Redakce: Vrabec, M., Durčanský, I., Hladný, J., Český hydrometeorologický ústav Praha, ISBN 978-80-86690-84-1, 33-39.

# Simulace povodňových událostí na povodí Modrava 2 různými konceptuálními modely

Petr Máca<sup>1</sup>, Stanislav Horáček<sup>1</sup>, Jirka Pavlásek<sup>1</sup>, Paul Torfs<sup>2</sup>, Pavel Pech<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování, Fakulta životního prostředí, Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 1176, 165 21 Praha 6 – Suchbát

<sup>2</sup> Hydrology and Quantitative Water Management Group, Wageningen University, The Netherlands

## Abstrakt

Ze záznamu jedenáctiletého pozorování na malém horském povodí Modrava 2 bylo vybráno 9 povodňových událostí. Tyto události byly v hodinovém časovém kroku simulovány pěti variantami konceptuálních modelů, a to pomocí prostředí pro hydrologické modelování Chimera. Modely, představované soustavami lineárních nádrží, byly vytvořeny na základě znalosti hydrologického chování povodí – byly zohledněny poznatky o směrech odtoku, retenčních a infiltračních vlastnostech půd a heterogenitě povodí. Z výsledků vyplývá, že použití hydrologických konceptuálních modelů, které mají složitou strukturu a velký počet parametrů, nepřináší často očekávané výrazné zlepšení výsledků simulací odtokového procesu v porovnání s modely, které jsou založeny na dobrém fyzikálně podloženém předpokladu a mají nižší počet parametrů.

**Klíčová slova:** lineární nádrž, Chimera, doba zdržení, kalibrace, nejistota.

## Úvod

Znalost chování malých povodí během extrémních srážko-odtokových událostí umožňuje posoudit jejich retenční schopnost a význam v rámci odtokového procesu.

Konceptuální hydrologické modely se snaží schematizovat odezvu povodí na vstupní srážku pomocí soustavy navzájem propojených nádrží. Vzájemné propojení nádrží je vyjádřeno toky, které jsou řízeny zpravidla kalibrovanými parametry modelu.

Mělo by přitom platit, že struktura modelu odpovídá skutečným procesům na povodí. V současné době jsou dostupná obecná softwarová prostředí, která umožňují sestavit celou řadu konceptuálních modelů, např. Rainfall Runoff Modelling Toolkit (Wagner et al., 2004).

Cílem tohoto příspěvku bylo srovnat pro malé horské povodí Modrava 2 několik různě složitých konceptuálních modelů, jejichž struktura vychází ze zjištěných vlastností povodí, a posoudit vztah mezi úspěšností modelu a jeho složitostí.

## Materiál a metody

### *Povodí Modrava 2*

Modrava 2 je velmi malé povodí, které leží v Národním parku Šumava na hranici s Bavorskem. Plocha povodí je 0,17 km<sup>2</sup> a nadmořská výška 1188–1330 m n. m., expozice je převážně severní. Na povodí jsou od roku 1998 zaznamenávány srážky a průtoky. Podrobný popis charakteristik povodí uvádí Pavlásek et al. (2006). Na povodí byl v roce 2007 proveden pedologický průzkum a v roce 2008 geologický průzkum (Levý, 2008). Na tyto průzkumy navázal hydrogeologický průzkum vybraných lokalit (Jačka et Pavlásek, 2010).



### *Použitá data*

Pro simulace byly použity povodňové události vyhodnocené v rámci studie Pavláška (2010). Jedná se o 9 významných povodňových vln, které byly zaznamenány během monitoringu v letech 1998–2008. Jako kritérium výběru sloužila velikost kulminačního průtoku  $51 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ , což odpovídá specifickému kulminačnímu průtoku  $0,3 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$ . Všechny vybrané vlny se vyskytly v období bez souvislé sněhové pokrývky.

Doby trvání hydrogramu těchto událostí se pohybovaly v rozmezí 18–158 hodin (průměr 87 h). Objemový odtokový součinitel činil v průměru 0,29 (rozmezí 0,14–0,49), výšky příčných článků se vyskytovaly v rozmezí 68–164 mm. Maximální hodinová intenzita srážky byla rovna 73,6 mm. Srážkové úhrny v předchozích 5 dnech, které charakterizují nasycenost povodí, se pohybovaly od 3 do 39 mm (průměrně 19 mm).

### *Prostředí Chimera*

Konceptuální modely použité k simulaci byly sestaveny v prostředí (frameworku) pro hydrologické modelování Chimera, které bylo vyvinuto na Wageningen University (Torfs et al., 2010). V tomto prostředí je model určen konfigurací a vlastnostmi prvků, z nichž základními jsou nádrže a toky mezi nimi. Jednotlivé prvky mohou být definovány obecně (pomocí matematických výrazů) s minimálními omezeními, a tím toto prostředí umožňuje vytvořit mnoho typů konceptuálních modelů včetně většiny v hydrologii tradičně používaných přístupů.

Vlastností odlišující Chimeru od podobných prostředí je analytický výpočet citlivosti výstupů modelu na vstupní parametry (pomocí počítačového algebraického systému), který je využit při kalibraci parametrů robustním lokálním algoritmem Levenberg-Marquardt, pro který je možno nastavit meze parametrů (Goldfarb et Idnani, 1983; Horowitz et Afonso, 2002). Pro použití v hydrologii má velký význam možnost definovat prahové chování modelu, jehož řešení je zajištěno speciálním algoritmem zamezujícím numerické nestabilitě výpočtu.

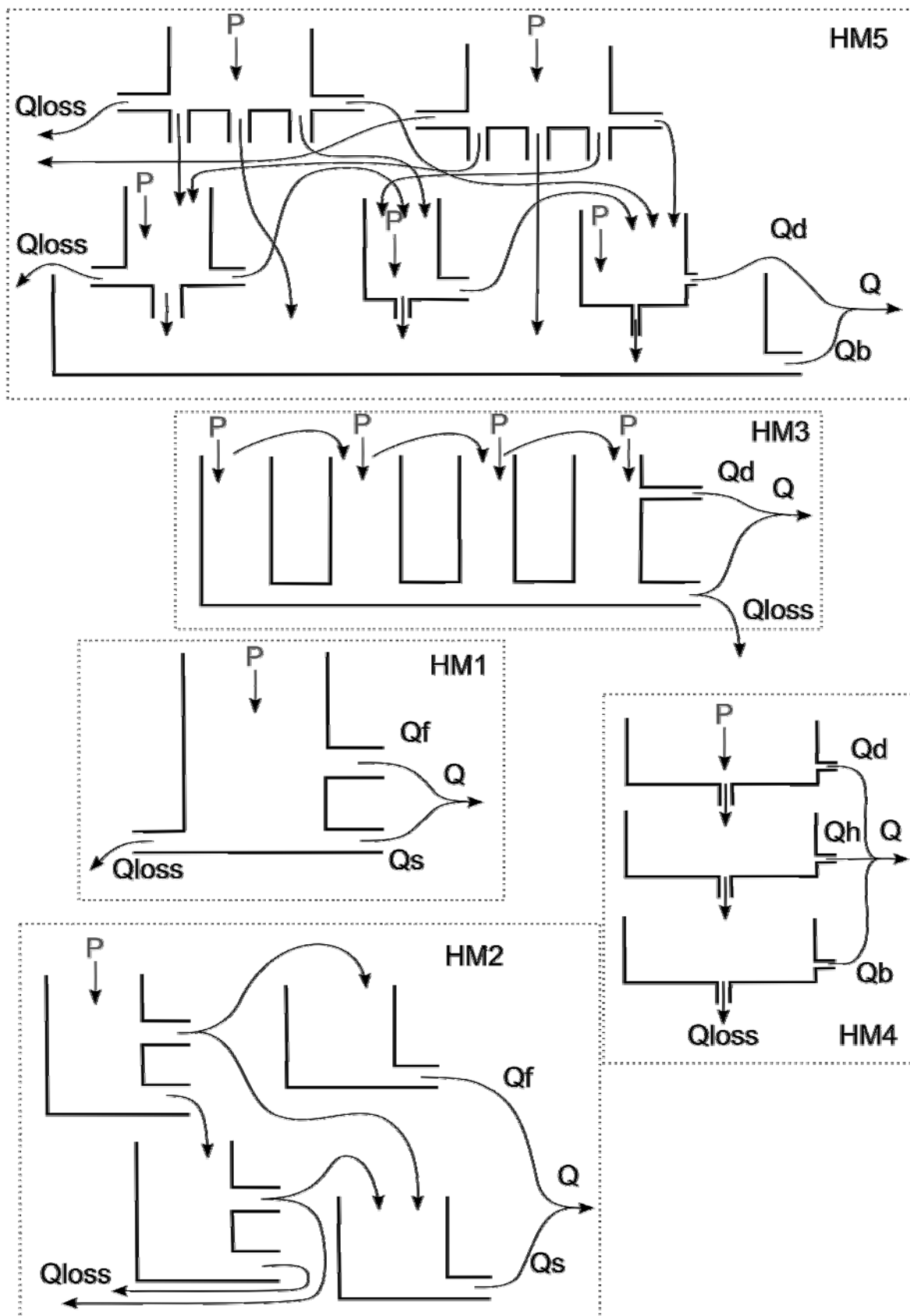
Srovnání výsledků různých modelů spočítaných v rámci jediného uceleného prostředí je vhodné díky tomu, že rozdíly mezi modely nejsou způsobeny různým numerickým řešením či použitým kalibračním algoritmem.

Chimera je vyvíjena jako otevřený a multiplatformní software. Další vývoj bude zaměřen zejména na implementaci algoritmů pro stanovení nejistoty parametrů a výstupů. Softwarové balíčky, v současnosti připravené ve formě rozšíření pro prostředí R, jsou k dispozici na webových stránkách projektu chimera-hydrology.eu, kde se nachází také dokumentace a množství příkladů.

### *Použité modely*

Přehled jednotlivých hydrologických modelů je uveden na obrázku 1. Modely byly sestaveny tak, aby reprezentovaly odtokový proces povodí Modrava 2, při jejich přípravě byly využity dosavadní poznatky o hydrologickém chování zkoumaného povodí.

HM1: Odtokový proces povodí je rozdělen do pomalé a rychlé odtokové odezvy. Povodí je popsáno jednou nádrží s různými odtokovými otvory a prahovým objemem. Zaznamenané srážky jsou přímým vstupem do nádrže. HM1 vychází ze zaznamenaných hydrogramů, které jednoznačně poukazují na pomalou a rychlou složku odtoku. Tři odtokové otvory nádrže představují pomalou odtokovou odezvu, rychlou odtokovou odezvu a ztráty z příčinného deště. Všechny otvory jsou modelovány lineárně. Otvory pomalé rychlé odezvy jsou umístěny v různé výšce, čímž je vytvořen prahový objem. Byly kalibrovány 4 parametry.



Obr. 1: Přehled schémat použitých konceptuálních modelů.

HM2: Odtokový proces povodí je rozdělen opět do pomalé a rychlé odezvy. Hydrologický systém povodí je tvořen 4 nádržemi. Zásobní prostory povodí jsou schematizovány dvěma nádržemi, každá se dvěma odtokovými otvory a jedním prahovým objemem. Zaznamenané srážky jsou přímým vstupem do horní zásobní nádrže. Odtok z každého otvoru je stanoven za použití předpokladu lineární závislosti mezi odtokem a akumulovaným objemem vody v nádrži. Zásobní prostory jsou rozděleny do horní zásobní nádrže a dolní zásobní nádrže. Z horního zásobního prostoru odtéká voda do všech nádrží na základě aktuálně zadrženého objemu vody. Jednotlivé výtokové otvory pomalé a rychlé odezvy jsou od sebe odděleny prahovým objemem. Spodní otvor odvádí vodu do spodní zásobní nádrže. Voda odtékající z horního otvoru je rozdělována do nádrží pomalé a rychlé odezvy podle akumulovaného objemu v nádrži pomalé odezvy. Voda ze spodního otvoru ústí do spodní zásobní nádrže.

Spodní zásobní nádrž povodí obsahuje dva výtokové otvory, které jsou umístěny v různé výšce. Spodní výpusť představuje ztráty z příčinného deště. Horní odtokový otvor v nádrži částečně přivádí vodu do nádrže pomalé odtokové odezvy a částečně převádí vodu do ztrát. Celkem bylo kalibrováno 10 parametrů.

HM3: Model HM3 vychází z geofyzikálního průzkumu, který byl proveden na povodí Modrava 2 v roce 2008. Povodí je rozděleno do 4 navzájem propojených nádrží, které reprezentují oblasti povodí s velkým potenciálem pro akumulaci vody. Zaznamenané srážky jsou poměrně rozděleny velikostí plochy připadající ke každé dílčí nádrži a jsou přímým vstupem do nádrží.

Spojené nádrže jsou zařazeny do série. Každá nádrž obsahuje spodní výtokový otvor, který odvádí vodu mimo uzávěr povodí, a má konečný objem. Po jejím naplnění je voda převáděna přepadem do níže položené nádrže. Nádrž umístěná v uzávěru povodí obsahuje 2 odtokové otvory. Rychlá odezva nastane po zaplnění prahového objemu. Pomalá odezva je rozdělena od pomalého odtoku, který je zaznamenán v uzávěru povodí a do odtoku podpovrchové vody mimo přeliv v uzávěru. Celkem bylo kalibrováno 13 parametrů.

HM4: Model HM4 vychází z výsledků hydrogeologického průzkumu povodí, při kterém byl zjištěn výskyt tří odlišných vertikálních vrstev, ve kterých dochází k akumulaci vody. Hydrologický systém povodí je popsán třemi vertikálně uspořádanými nádržemi se dvěma odtoky. Spodní otvor každé nádrže ústí do níže položené, z nejnižší odtéká voda spodním otvorem mimo uzávěrový profil. Boční otvory nádrží umístěné nad prahovým objemem vytvářejí odtok z povodí. Celkem bylo kalibrováno 9 parametrů.

HM5: Model HM5 vychází z morfologie terénu. Povodí Modrava 2 je možné rozčlenit do hydrologických jednotek, které jsou tvořeny jednotlivými nádržemi. Hydrologický systém povodí je znázorněn 6 propojenými nádržemi. Každá z nádrží odpovídá části povodí, které má specifickou morfologii terénu a další vlastnosti, jedna z nich představuje zásobník podzemní vody.

Povodí je rozděleno údolnicí do dvou částí, které se významně podílejí na utváření plošného odtoku. Levá část území představuje svah vrchu Malá Mokrůvka a je převážně tvořena sutí. Pravý svah je tvořen sutí a jeho sklon je nižší než sklon pravého svahu. Odtok z obou svahů povodí je rozdělen do třech sériově zapojených nádrží, které představují údolnici a střední část povodí. Tyto nádrže představují sedlo, kde se často vyskytují zdrojové plochy, střední část údolnice a lokalitu Medvědí doupe v blízkosti uzávěrového profilu. Část vody ze svahů a sedla odtéká mimo povodí. Každá z nádrží odvádí část vody do nádrže s podzemní vodou. Celkem bylo kalibrováno 14 parametrů.

### *Metodický postup*

Každá z vybraných událostí byla pro daný model kalibrována samostatně, počáteční zásoba v počáteční hodině simulace byla zpravidla uvažována jako nulová. Parametry byly optimalizovány v Chimeře začleněným algoritmem Levenberg-Marquardt s případnou úpravou počátečních hodnot parametrů nebo nastavení algoritmu.

Úspěšnost jednotlivých modelů byla hodnocena Nashovým-Sutcliffovým koeficientem determinace, poměrem mezi simulovaným a měřeným objemovým součinitelem odtoku a přesností simulace kulminačního průtoku. Pro vybrané konceptuální modely byly porovnány výsledné kalibrované hodnoty parametrů a vyhodnocena jejich variabilita směrodatnými odchylkami. Výsledné simulace modelů byly vzájemně porovnány modifikovaným indexem persistence (Seibert, 2001), který umožňuje vzájemné porovnání simulačních schopností modelů.

Tabulka 1: Poměr mezi simulovanou a měřenou hodnotou kulminačního průtoku [-].

	<b>HM1</b>	<b>HM2</b>	<b>HM3</b>	<b>HM4</b>	<b>HM5</b>
<b>M2_19980915-11</b>	0,95	1,02	1,06	0,92	0,89
<b>M2_19981027-23</b>	0,93	1,02	1,08	0,96	0,95
<b>M2_20010908-15</b>	1,02	0,94	0,92	1,07	0,66
<b>M2_20011108-11</b>	0,94	0,86	0,95	0,94	0,78
<b>M2_20040923-22</b>	0,98	1,00	0,96	<b>1,00</b>	0,91
<b>M2_20060527-03</b>	0,96	0,89	1,05	0,94	0,87
<b>M2_20070119-03</b>	0,84	0,95	0,56	0,90	0,64
<b>M2_20070906-18</b>	0,97	0,87	1,09	0,99	0,86
<b>M2_20080808-01</b>	<b>1,00</b>	0,60	0,96	0,99	0,94
<b>AR. PRŮM.</b>	0,96	0,90	0,96	<b>0,97</b>	0,83
<b>SM. ODCH.</b>	0,05	0,13	0,16	0,05	0,12

Tabulka 2: Poměr mezi odtokovým součinitelem simulací a měření [-].

	<b>HM1</b>	<b>HM2</b>	<b>HM3</b>	<b>HM4</b>	<b>HM5</b>
<b>M2_19980915-11</b>	0,96	0,82	0,94	0,97	1,16
<b>M2_19981027-23</b>	0,95	0,82	0,75	<b>1,00</b>	1,06
<b>M2_20010908-15</b>	0,97	0,90	0,98	0,97	0,92
<b>M2_20011108-11</b>	0,90	0,77	0,91	0,93	0,97
<b>M2_20040923-22</b>	1,16	1,04	0,99	0,95	0,80
<b>M2_20060527-03</b>	0,75	0,60	0,61	0,76	0,92
<b>M2_20070119-03</b>	0,78	0,84	0,53	0,74	0,88
<b>M2_20070906-18</b>	1,09	0,88	0,92	0,95	0,95
<b>M2_20080808-01</b>	0,88	0,98	0,76	0,68	1,76
<b>AR. PRŮM.</b>	0,94	0,85	0,82	0,88	<b>1,04</b>
<b>SM. ODCH.</b>	0,13	0,13	0,17	0,12	0,29

## Výsledky a diskuse

Výsledky kalibračních výpočtů byly vyhodnoceny vybranými indexy. Pro každou kalibraci povodňové vlny byly stanoveny: poměr mezi simulovanou a měřenou kulminací hydrogramu (tab. 1), poměr mezi simulovaným a měřeným součinitelem odtoku (tab. 2), Nashův-Sutcliffův koeficeint determinace (tab. 3), druhá odmocnina průměrné sumy čtverců reziduí (tab. 4). Pro vzájemné porovnání zkoušených

modelů byl použit modifikovaný index persistence (tab. 5). Hodnoty vybraných indexů byly stanoveny u všech testovaných konceptů modelů pro každou povodňovou vlnu, odhad střední hodnoty úspěšnosti byl proveden aritmetickým průměrem příslušných indexů a variabilita byla popsána směrodatnými odchylkami pro indexy uvedené v tab. 1 až 4.

Z porovnání simulovaných kulminací kalibrace (tab. 1) byl nejméně úspěšný u většiny povodňových vln model HM4. Nicméně lze podotknout, že všechny modely se podařilo dobře nakalibrovat dle simulace kulminace. Nejvyšší rozptýlenosti vypočtených kulminací dosáhly modely HM1 a HM4.

Tabulka 3: Nashův-Sutcliffův koeficient determinace [-].

	HM1	HM2	HM3	HM4	HM5
M2_19980915-11	0,94	0,96	0,95	0,98	0,95
M2_19981027-23	0,77	0,76	0,76	0,83	0,85
M2_20010908-15	0,84	0,83	0,92	0,94	0,85
M2_20011108-11	0,98	0,97	0,94	<b>0,99</b>	0,96
M2_20040923-22	0,97	0,94	0,98	<b>0,99</b>	0,97
M2_20060527-03	0,93	0,86	0,88	0,95	0,95
M2_20070119-03	0,73	0,72	0,49	0,68	0,67
M2_20070906-18	0,90	0,91	0,93	0,97	0,95
M2_20080808-01	0,85	0,35	0,85	0,86	0,70
AR. PRŮM.	0,88	0,81	0,86	<b>0,91</b>	0,87
SM. ODCH.	0,09	0,20	0,15	0,11	0,12

Tabulka 4: Druhá odmocnina průměrné sumy čtverců reziduí [ $10^3 \times \text{mm}$ ].

	HM1	HM2	HM3	HM4	HM5
M2_19980915-11	64,97	52,12	59,72	39,93	60,81
M2_19981027-23	188,79	195,88	192,70	165,11	152,44
M2_20010908-15	56,44	59,28	39,81	34,11	55,66
M2_20011108-11	25,97	31,78	47,14	18,73	36,57
M2_20040923-22	29,76	43,26	28,71	<b>16,53</b>	29,04
M2_20060527-03	133,40	184,01	169,07	111,09	113,13
M2_20070119-03	142,35	146,48	195,56	156,47	158,67
M2_20070906-18	50,68	48,62	43,98	28,10	34,93
M2_20080808-01	113,84	233,49	111,25	110,29	159,58
AR. PRŮM.	89,58	110,54	98,66	<b>75,59</b>	88,98
SM. ODCH.	56,98	78,81	69,70	60,20	56,59

Schopnost reprezentovat celkový objem odtokové vody (tab. 2) byla nejlepší u modelu HM5, který následoval opět model HM1. Individuálně nejlepší rekonstrukce objemu u jedné povodňové vlny byla dosažena u modelu HM4. Nejvyššího rozptýlení při kalibracích bylo dosaženo u modelu HM4. Nejvyšší rozptýlení mezi simulovaným objemem měly simulace modelem HM5.

Při srovnání výsledků modelu s aritmetickým průměrem měřených dat za použití Nashova-Sutcliffova koeficientu determinace (tab. 3) byly všechny modely schopny velice dobře rekonstruovat rozptýlené odtokové dat. Nejvyšší střední hodnotu koeficientu poskytovaly simulace modelem HM4, který byl hned následován model HM1. Nejvyšší rozkolísanost simulačních výsledků jednotlivých vln byla pozorována u modelu HM2. Podobné chování vykazovaly hodnoty ukázané v tab. 4, které dokumentují velice dobrou shodu u všech použitých modelů mezi simulovanými a měřenými daty.

Tabulka 5: Modifikovaný koeficient persistence [-].

	<b>HM1</b>	<b>HM2</b>	<b>HM3</b>	<b>HM4</b>	<b>HM5</b>
<b>HM1</b>	0,00	<b>0,34</b>	<b>0,21</b>	-0,25	-0,07
<b>HM2</b>	-0,52	0,00	-0,19	-0,89	-0,63
<b>HM3</b>	-0,27	<b>0,16</b>	0,00	-0,59	-0,36
<b>HM4</b>	<b>0,20</b>	<b>0,47</b>	<b>0,37</b>	0,00	<b>0,14</b>
<b>HM5</b>	<b>0,07</b>	<b>0,38</b>	<b>0,27</b>	-0,17	0,00

Při vzájemném srovnání modelů je možné seřadit modely dle vzájemné úspěšnosti od nejlepšího modelu po nejhůřší následujícím způsobem: 1. HM4, 2. HM5, 3. HM1, 4. HM3 a 5. HM2. Toto srovnání je provedeno bez uvažování počtu parametrů a modelové složitosti, pouze na základě výsledků modifikovaného koeficientu persistence, který porovnává vzájemnou schopnost modelů rekonstruovat rozptýlené simulovaných povodňových vln.

Porovnání vypočtených a měřených hydrogramů pro vybrané vlny ukazuje obr. 2. Nejistoty parametrů modelu HM1 pro vybranou povodňovou vlnu M2\_19980915-11 jsou graficky znázorněny na obr. 3. Vzájemné srovnání rozptýlenosti hodnot kalibrovaných parametrů modelu HM1 je uveden na obr. 4.

#### *Vzájemné zhodnocení modelů*

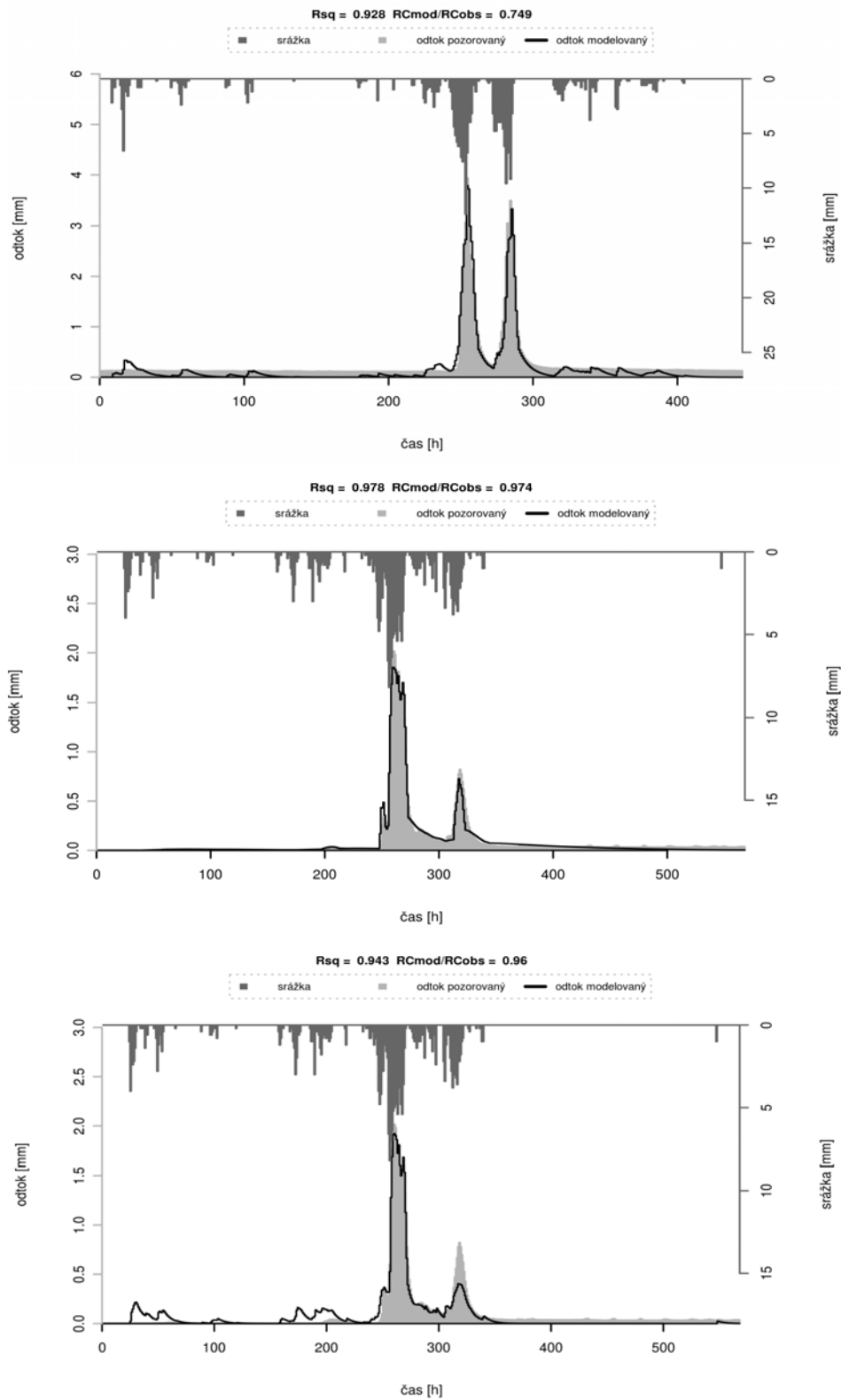
U všech kalibračních výpočtů zvolenými modely bylo v převážné většině povodňových vln dosaženo velmi dobrých výsledků. Nejhorších výsledků bylo dosaženo u povodňových vln s nejasným začátkem, viz vlna M2\_20070119-03, u které nebyl počáteční odtékající objem dostatečně vysvětlen příčinnými srážkami (na počátku simulované periody ležely na povodí zbytky sněhu). Pokud dostupná srážková data víceméně odpovídala zaznamenaným odtokům, kalibrační výsledky dosahovaly dobrých hodnot srovnávacích indexů.

U všech kalibračních výpočtů byl důležitým faktorem subjektivní přístup modeláře k nastavení optimalizací, který spočíval v nastavení počátečních hodnot a mezí optimalizovaných parametrů. Při optimalizačním výpočtu bylo lepší testovat aktuálně nalezené minimum vyšším počtem výchozích souborů počátečních hodnot a mezí parametrů.

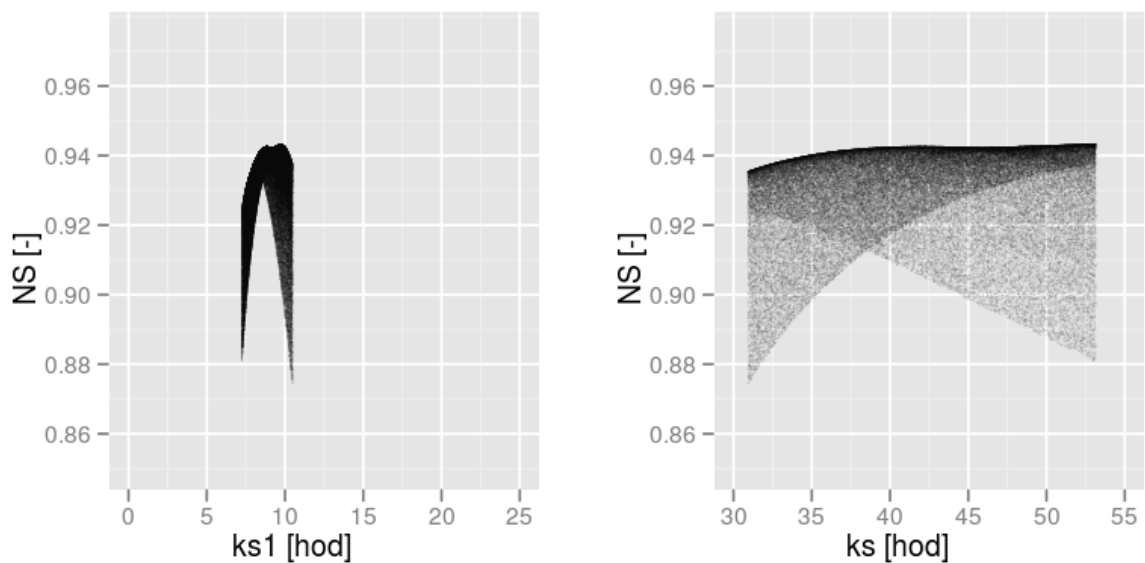
Z obr. 3 je patrné, že při kalibraci určitého konceptu modelu pro jednu vlnu existuje mnoho modelů s navzájem odlišnými hodnotami parametrů, které poskytují přijatelné simulace (ekvifinalita parametrů).

Pomocí variability kalibrovaných parametrů lze vyhodnotit určitelnost parametrů. Variabilita stanovených parametrů byla také ovlivněna použitým kalibračním souborem, který se skládal z vybraných úseků měřených dat. Typický příklad této variability ukazuje obr. 4, na kterém jsou znázorněny jak dobře určitelné ( $A_m$ ,  $k_f$ ,  $ks_1$ ), tak hůře určitelné parametry ( $ks$ ).

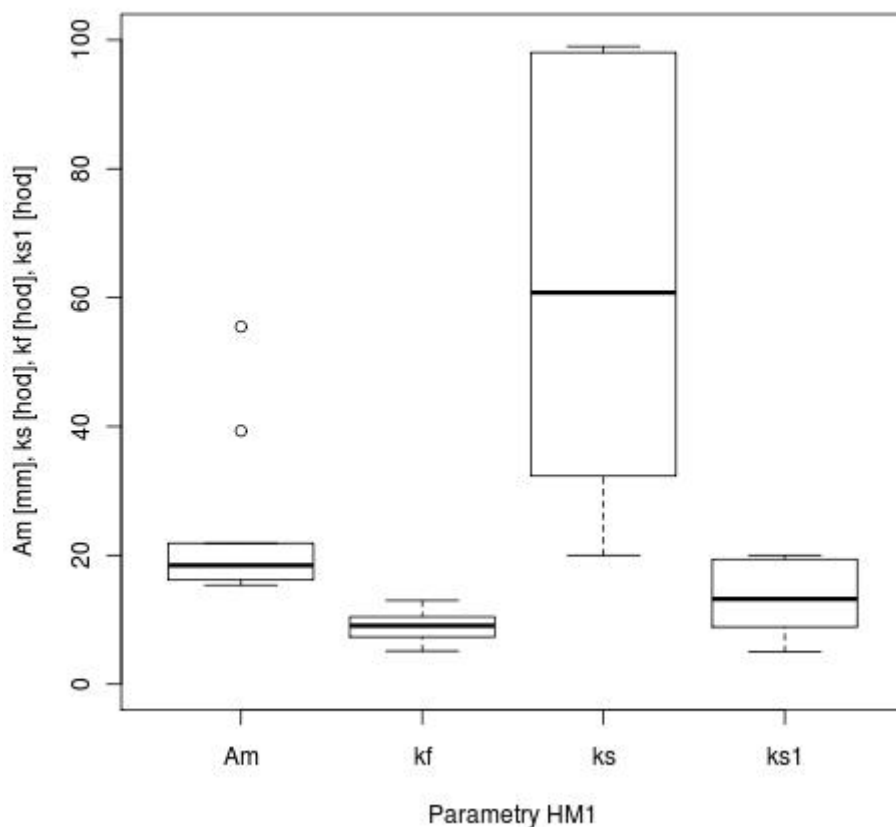
Změna optimálních sad parametrů mezi jednotlivými vlnami může také poukazovat na to, že odtok je za různých povodňových vln generován různými odtokovými mechanismy.



Obr. 2: Příklad výsledků simulovaných hydrogramů vybraných vln – první a třetí simulace modelem HM1, druhá simulace modelem HM4.



Obr. 3: Nejistota doby zdržení ztrát  $ks_1$  (lépe určitelný parametr) a parametru pomalé odezvy  $ks$  (hůře určitelný) u modelu HM1 – povodňová vlna M2\_19980915-11.



Obr. 4: Příklad variability parametrů, model HM1,  $A_m$  je prahový objem,  $k_f$  je doba zdržení v nádrži rychlé odezvy,  $ks$  doba zdržení pomalé odezvy,  $ks_1$  doba zdržení ztrát.



Při zohlednění počtu parametrů, penalizací modelů s velkým počtem parametrů (Perrin et al., 2001), je možné konstatovat, že nejkvalitnějším modelem je nejjednodušší model HM1. Při zohlednění fyzikální podstaty srážko-odtokového procesu spolu s dosaženými výsledky je optimálním modelem model vertikálně sériově uspořádaných nádrží HM4.

Na provedené výpočty bude vhodné navázat validační analýzou, jejíž součástí bude také interpretace parametrů modelů popisujících vlastnosti povodí (doby zdržení a prahový objem vztažený k retenční kapacitě).

## Závěr

Případová studie kalibrace povodňových vln malého povodí pomocí vybraných konceptuálních modelů ukázala, že modely s větším počtem parametrů daným složitější strukturou nepřinášejí vylepšení kalibračních výpočtů.

Ze souboru testovaných modelů se jako nejvhodnější jeví HM1, jedna nádrž se třemi odtoky, a HM4, série tří vertikálně propojených nádrží sestavená na základě hydrologického průzkumu.

Z provedených výpočtů vyplývá, že je třeba věnovat pozornost odhadu variability parametrů a jejich určitelnosti. Výsledky jsou do určité míry ovlivněny subjektivním přístupem k nastavení použitého optimalizačního algoritmu.

Na provedenou analýzu kalibrace konceptuálních hydrologických modelů bude navazovat validace zkoušených modelů.

**Poděkování:** Tento příspěvek vznikl v rámci řešení grantového projektu Ministerstva zemědělství ČR - NAZV Možnosti zmírnění současných důsledků klimatické změny zlepšením akumulací schopnosti v povodí Rakovnického potoka (pilotní projekt) (QH91247).

## Literatura

- Goldfarb, D., Idnani, A. (1983): A numerically stable dual method for solving strictly convex quadratic programs. *Mathematical Programming* 27, s. 1–33.
- Horowitz, B., Afonso, B. (2002): Quadratic programming solver for structural optimisation using SQP algorithm. *Advances in Engineering Software* 33, s. 669–674.
- Jačka, L., Pavlásek, J. (2010): Vybrané hydrologické charakteristiky podzolů v centrální oblasti NP Šumava. *VTEI* 52, 5, s. 17–19.
- Levý, O. (2008): Geofyzikální průzkum povodí Modrava 2. INSET s.r.o., Nепublikováno, Dep.: KVHEM FŽP ČZU, Praha, 17 s.
- Pavlásek J. (2010): Retenční schopnosti malého horského povodí při extrémních srážkoodtokových událostech. *VTEI* 52, 5, s. 12–14.
- Pavlásek, J., Máca, P., Ředinová, J. (2006): Analýza hydrologických dat z modravských povodí. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 54, 2, s. 207–216.
- Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V. (2001): Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *Journal of Hydrology*, 242, s. 242–301.
- Seibert, J. (2001): On the need for benchmarks in hydrological modelling. *Hydrological Processes*, 15, s. 1063–1064.
- Torfs, P., Horáček, S., Rakovec, O. (2010): Chimera, a framework for conceptual modelling using analytical sensitivities to parameters: implementation and application to PDM model. In: Holzmann, H. et al. (ed.): *Hydrological responses of small basins to a changing environment*, s. 217–220.
- Wagener, T., Wheather, H., Gupta, H. (2004): *Rainfall runoff modelling in gauged and ungauged catchments*. Imperial College Press, 2004, 306 s.

# Vliv fyzicko-geografických charakteristik na doby koncentrace povodí řeky Fryšávky

Tomáš Mašíček, František Toman

Ústav aplikované a krajinné ekologie, Mendelova univerzita v Brně, Zemědělská 1, 613 00 Brno

## Abstrakt

K posouzení doby koncentrace bylo vybráno povodí řeky Fryšávky nacházející se v jižní části CHKO Žďárské vrchy. Ke stanovení doby koncentrace, jako dílčí hydrologické charakteristiky, při absenci hydrometrických pozorování, byl použit deterministický epizodní model DesQ-MAXQ. Samotnému vyhodnocení dob koncentrace jednotlivých svahů dílčích povodí zájmového území uvedeným modelem předcházelo zmapování současného stavu krajinného pokryvu, reliéfu terénu a vymezení dílčích částí povodí. Přípravy a analýzy shromážděných zdrojových dat byly provedeny v programu ArcGIS 9.2 v softwarovém produktu ArcView pomocí sady integrovaných softwarových aplikací ArcMap, ArcCatalog a ArcToolbox. Krajinný pokryv, sklonitostní poměry a doby koncentrace dílčích povodí jsou prezentovány formou mapových výstupů. Vyhodnocení vlivu jednotlivých faktorů na dobu koncentrace bylo provedeno statistickou metodou vícenásobné regresní a korelační analýzy.

**Klíčová slova:** krajinný pokryv, model DesQ-MAXQ, povodí, regresní a korelační analýza.

## Úvod

Jednou z nejdůležitějších vlastností krajiny měnící se s přírodními podmínkami, způsobem hospodaření a využívání půdy je její schopnost zadržet vodu. Příspěvek přináší rozbor vlivu fyzicko-geografických charakteristik na dobu koncentrace, jako dílčí charakteristiky kulminačního průtoku vypovídajícího o retenční schopnosti povodí. Analýza zájmového území z hlediska dob koncentrace byla prováděna na povodí řeky Fryšávky nacházející se na Českomoravské vrchovině v jižní části CHKO Žďárské vrchy. Pro vyhodnocení významnosti fyzicko-geografických faktorů majících největší vliv na dobu koncentrace jednotlivých svahů v dílčích povodích byla použita vícenásobná regresní a korelační analýza.

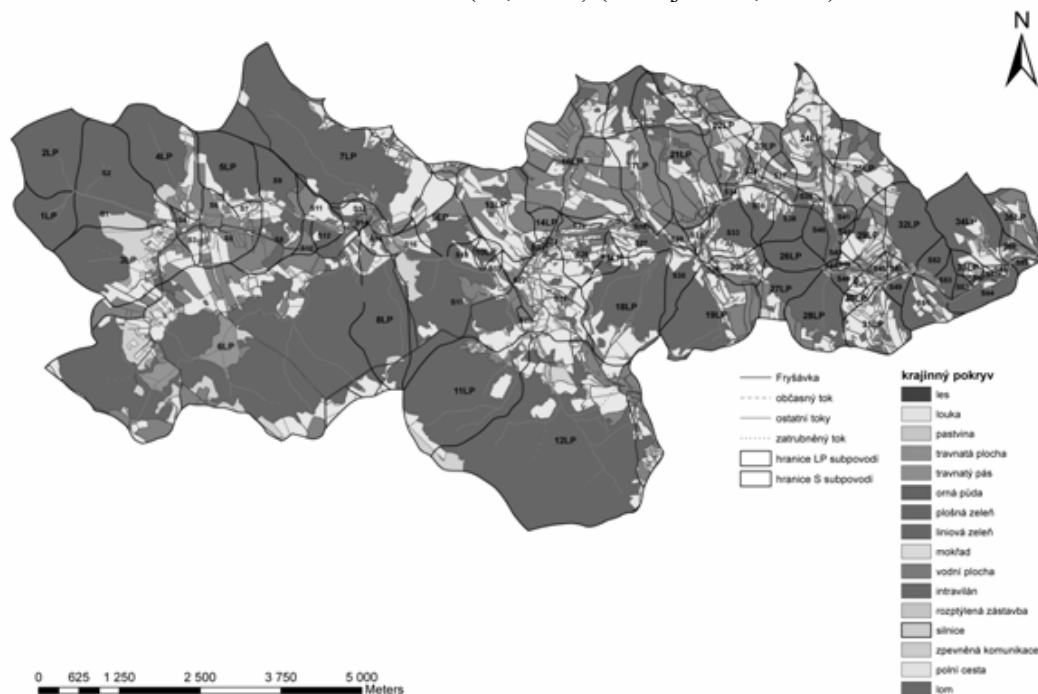
## Materiál a metody

K výpočtu doby koncentrace jako jedné z hydrologických charakteristik dílčích částí povodí řeky Fryšávky byl využit hydrologický model DesQ-MAXQ (Hrádek, Kuřík, 2001). Model DesQ-MAXQ (DesignQ-MAXQ) je deterministickým modelem epizodním, s částečně dělenými vstupními parametry, průměrnými pro levý a pravý svah povodí. Struktura modelu zohledňuje nejvýznamnější charakteristiky ovlivňující tvorbu povodňových průtoků a dostupnost vstupních parametrů odvozovaných s prakticky přípustnou mírou zjednodušení. Model je využitelný pro výpočet maximálních průtoků vyvolaných přívalovými dešti v nepozorovaných profilech malých povodí do 10 km<sup>2</sup>, kde nejsou právě k dispozici přímá hydrometrická pozorování. Povodí lze schematizovat buď jednou odtokovou plochou (svah) nebo „modelovým povodím“ MP ve tvaru „otevřené knihy“, bez zohlednění rozvinuté hydrografické sítě v povodí. Při rozvinutější hydrografické síti v povodí lze schematizovat povodí více modelovými povodími.

Doba koncentrace na svahu je doba potřebná k ustálení hladiny vody na celé délce svahu. V této době dochází k soustředění odtoku z celé plochy svahu v jeho patě (uzavírajícím profilu), kde se vytvoří maximální výška vrstvy vody a jí odpovídá maximální (největší možný) odtok ze svahu. Doba koncentrace na svahu závisí na intenzitě přítoku na svah, délce svahu, průměrném sklonu svahu a drsnostní charakteristice povrchu svahu. Vzorec pro výpočet doby koncentrace na svahu byl odvozen na základě analýzy svahového odtoku dle Eaglesona (Hrádek, 1990 in Hrádek, Kuřík, 2001). Kompletní

popis hydrologického modelu DesQ-MAXQ včetně metodiky výpočtu doby koncentrace uvádějí Hrádek, Kuřík (2001).

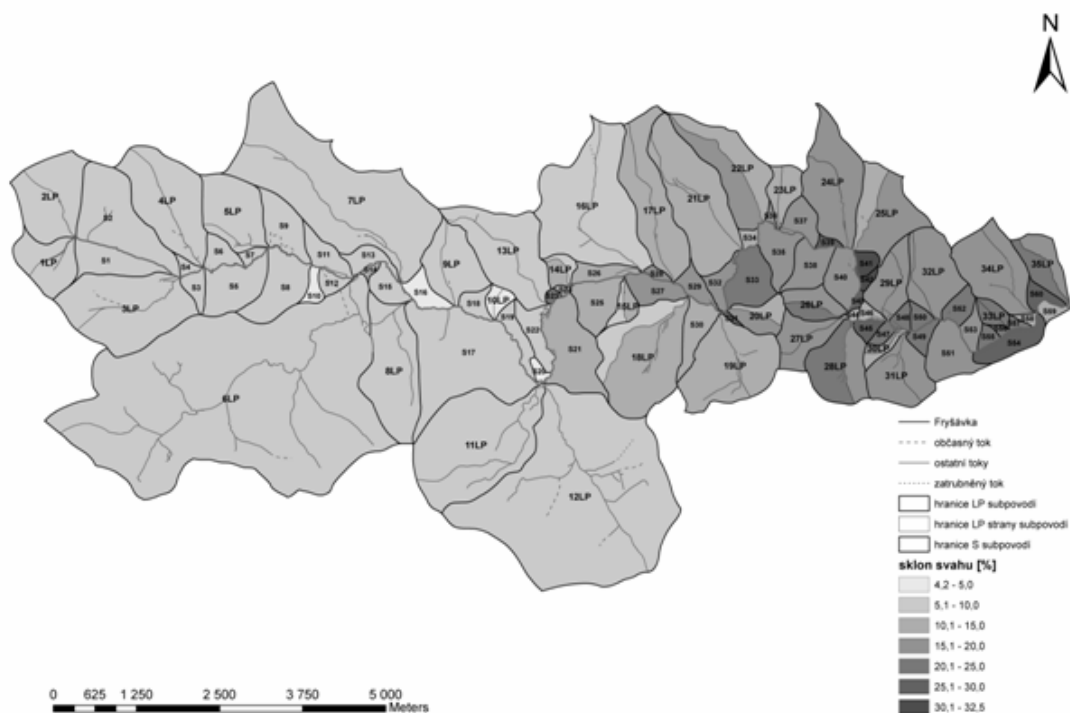
K výpočtu doby koncentrace a dalších hydrologických charakteristik (potenciální retence, objem přírodního odtoku, kulminační průtok) dílčích povodí zájmového území bylo nutné zajistit přípravu a analýzu dat vstupujících do hydrologického modelu. Přípravy a analýzy shromážděných zdrojových dat byly provedeny v programu ArcGIS 9.2 v softwarovém produktu ArcView pomocí sady integrovaných softwarových aplikací ArcMap, ArcCatalog a ArcToolbox. Vzhledem k velikosti povodí Fryšávky (66,45 km<sup>2</sup>), charakteru modelu DesQ-MAXQ a přivalových srážek, na které byly hydrologické charakteristiky modelovány, muselo být nejprve zájmové území rozděleno na dílčí povodí o velikosti do 10 km<sup>2</sup>. Ke stanovení hydrologických charakteristik dílčích částí povodí Fryšávky bylo nutné zachytit současný stav krajinného pokryvu, reliéf terénu, zjistit zastoupení hydrologických skupin půd v povodí a ohodnotit každé subpovodí číslem odtokové křivky CN a součinitelem drsnosti povrchu. Dále bylo nezbytné zjistit plochu a průměrný sklon svahů dílčích povodí, délku a sklon údolnic. Přípravy a analýzy dat prováděných v programu ArcGIS jsou podrobně uvedeny v práci Mašička (2010a, 2010b). Výpočet hydrologických charakteristik byl proveden na návrhovou srážku přivalového deště  $H_{1d100}$  (1-denní maximální srážkový úhrn v mm s dobou opakování  $N = 100$  let) nejbližší stanice zájmovému území a to Nového Města na Moravě (78,1 mm) (Šamaj a kol., 1985).



Obr. 1: Mapa rozdělení povodí Fryšávky na subpovodí na podkladu mapy krajinného pokryvu (Mašiček, 2010a). Podklad: Ortofotomapa, © Geodis, s.r.o. Poskytnuto Katastrálním úřadem pro Jihomoravský kraj. ZM 1:10 000, © ČÚZK. Registr půdy (LPIS), © Ekotoxa Opava. Lesnická typologická mapa, © ÚHUL Brandýs nad Labem. ZABAGED – výškopis, © ČÚZK.

Významnost jednotlivých faktorů ovlivňujících dobu koncentrace každého svahu dílčích částí povodí řeky Fryšávky modelované na návrhovou přivalovou srážku s dobou opakování 100 let byla kvantifikována statistickou metodou vícenásobné regresní a korelační analýzy. Výpočty byly prováděny ve výpočetním systému UNISTAT. Jako závisle proměnná vstupovala do statistického programu hodnota doby koncentrace svahů každého subpovodí. Z nezávisle proměnných (fyzicko-geografických faktorů), ovlivňujících závisle proměnnou, byla posuzována významnost faktorů geometrických a geomorfologických (délka údolnice, průměrný sklon údolnice, plocha svahu, průměrný sklon svahu) a dále charakteristik půd a krajinného pokryvu (číslo odtokové křivky CN, drsnost, poměrné plošné zastoupení orné půdy, TTP, lesů, intravilánu, HSP B, HSP C a HSP D). Statistická analýza byla pro-

váděna na souboru všech 95ti dílčích povodí zájmového území. Pro výběr nezávisle proměnných veličin – faktorů důležitých pro kvantitativní stanovení závisle proměnné veličiny byla použita metoda krokové analýzy výběrem vpřed. Metoda umožňuje postupnými kroky vybírat nezávisle proměnné od nejvýznamnějších až po nejméně významné. V konečné fázi byl vybrán určitý počet nezávisle proměnných nejvíce ovlivňujících velikost příslušné závisle proměnné spolu s kvantifikací jejich působení prostřednictvím regresních koeficientů. Významnost provedeného výběru byla posuzována na základě indexu korelace  $I$ . Hodnota regresního koeficientu příslušné nezávisle proměnné vyjadřuje změnu závisle proměnné o tuto hodnotu v případě změny příslušné nezávisle proměnné o jednu jednotku. Index korelace  $I$  vyjadřuje těsnost závislosti. Čím je bližší hodnotě jedna, tím je závislost silnější. Pro statistické zhodnocení daného materiálu byly použity metody z prací Palát a kol. (2008), Seger a kol. (1998) a Palát (1991, 1997).



Obr. 2: Mapa sklonitosti v povodí Fryšávky (Mašíček, 2010a).

## Výsledky a diskuse

Rozložení druhů pozemků v povodí Fryšávky je znázorněno v mapě krajinného pokryvu uvedené na obr. 1. Nejvýznamnější plochu (52,8 %) zaujímají lesní porosty. Nelesní pozemky jsou nejvíce soustředěny v severní polovině východní a střední části povodí, odkud se rozšiřují směrem na jih k obci Odranec, a dále v centrální části západní poloviny území v okolí obce Fryšava pod Žakovou horou. Z nich jsou nejvíce zastoupeny trvalé travní porosty (TTP) zabírající 23,9 % plochy povodí a orná půda s 12,4 %. Zastoupení ostatních druhů pozemků v zájmovém území se pohybuje v jednotkách nebo desetinách procent (Mašíček, 2010b).

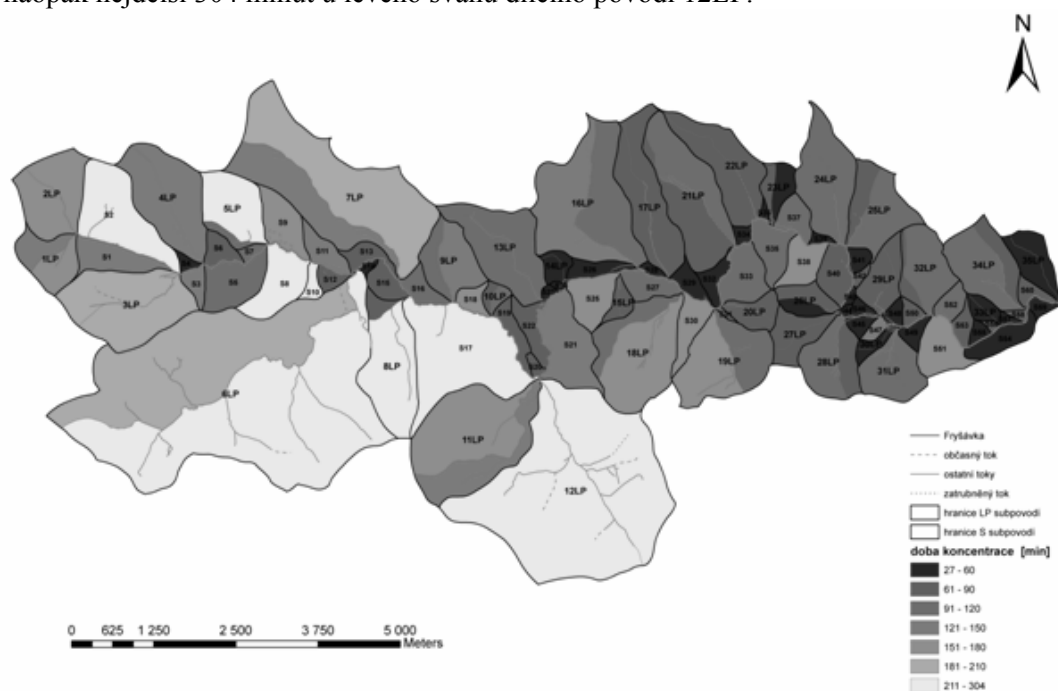
Povodí Fryšávky bylo editačními nástroji v prostředí programu ArcGIS rozděleno na 35 dílčích povodí ve tvaru „otevřené knihy“ s pravou a levou stranou svahu (subpovodí LP) a 60 dílčích povodí s jedním svahem (subpovodí svahová S). Rozdělení zájmového území na dílčí povodí včetně jejich číselného označení je zobrazeno na podkladu mapy krajinného pokryvu (obr. 1).

Informaci o průměrném sklonu svahů dílčích částí povodí, jako stěžejní charakteristiky vstupující do výpočtu doby koncentrace, přináší mapa na obr. 2. Dle průměrného sklonu svahů v rozmezí 4,2 % až 32,5 % byla provedena kategorizace všech dílčích povodí do sedmi tříd. Svahy s nejmenší průměrnou sklonitostí 4,2 až 10,0 % zaujímají 66,3 % plochy celého povodí a to výhradně v jeho západní polovi-

ně. Území zabírající 28,9 % plochy povodí se vyznačuje průměrným sklonem svahů 10,1 až 20,0 % a 4,8 % plochy zájmového území tvoří svahy s průměrnými sklony 20,1 až 32,5 %. Svahy se sklony většími než 10 % jsou soustředěny téměř bez výjimky do východní poloviny území. Nejmenší průměrný sklon 4,2 % má subpovodí S20, největší 32,5 % subpovodí S41.

Z pohledu na mapu zobrazující doby koncentrace jednotlivých svahů dílčích povodí (obr. 3) je zřejmé, že svahy s nejkratší dobou koncentrace se nacházejí převážně ve východní části zájmového území, což koresponduje se sklonitostí svahů, která je právě v této části největší. Doba koncentrace byla vypočítána zvlášť pro každý svah dílčích povodí.

Svahy dílčích povodí spadající do kategorie s nejkratšími dobami koncentrace (27 až 90 minut) zaujímají 17,3 % z celkové plochy povodí. Uvedené svahy jsou soustředěny převážně do východní poloviny povodí. Do kategorie s dobou koncentrace 91 až 180 minut náleží svahy subpovodí, jejichž podíl na celkové ploše povodí činí 41,5 %. Srovnatelnou část plochy povodí (41,2 %) zaujímají svahy s nejdelší dobou koncentrace 181 až 304 minut. Subpovodí spadající do posledně jmenované kategorie se nacházejí výhradně v západní polovině území. Plocha povodí se svahy s dobami koncentrace 121 až 304 minut (64,7 %) se téměř shoduje s plochou povodí s nejmenšími průměrnými sklony svahů 4,2 až 10,0 % (66,3 % plochy povodí). Nejkratší doba koncentrace 27 minut byla zaznamenána u subpovodí S43 a naopak nejdelší 304 minut u levého svahu dílčího povodí 12LP.



Obr. 3: Mapa dob koncentrací v povodí Fryšávky (Mašíček, 2010a).

Na dobu koncentrace má vliv řada faktorů, které se mohou ve svých účincích vzájemně tlumit nebo naopak podporovat. Každý svah dílčího povodí je z tohoto pohledu, co se nejenom doby koncentrace týká, individuální a specifický. Všeobecně platí, že větší sklon a menší plocha svahů dílčích povodí, větší zastoupení orné půdy a zpevněných ploch, kratší délka a větší sklon údolnice a protáhlý tvar povodí dobu koncentrace zkracují.

Východní část zájmového území s větší průměrnou sklonitostí svahů a kratšími dobami koncentrace se v její severní polovině vyznačuje největším zorněním převyšujícím výrazně průměrné zastoupení orné půdy na celém povodí (12,44 %), nejmenším zastoupením lesů, které zdaleka nedosahuje průměrné zalesněnosti celého povodí (52,79 %) a větší koncentrací sídel – např. Sněžné, Líšná, Daňkovice, Javorek (zastoupení intravilánu na ploše celého povodí – 2,33 %). Jako příklad je možné uvést procentuální podíl orné půdy, který se u těchto dílčích povodí pohybuje od 24 do 73 %, lesů (2 až 26 %) a

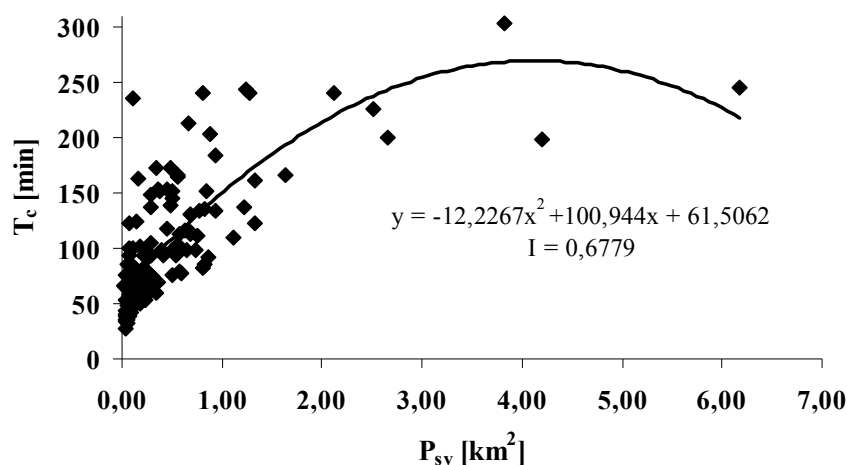
v dílčích povodích se sídly procentuální zastoupení intravilánu od 9 do 19 %. Jako příklad složitosti a provázanosti vzájemného působení více faktorů lze uvést subpovodí 16LP, které ač s vysokým podílem plochy orné půdy (45,22 %) a intravilánu – obec Sněžné (18,77 %) nedosahuje díky své menší svažitosti (5,1 až 10,0 %) nejkratší doby koncentrace. Krátké doby koncentrace vykazují malá svahová subpovodí a to po celé délce toku bez ohledu na sklonitostní poměry. U subpovodí se svahy v mírném sklonu do 10 % v západní polovině území jsou krátké doby koncentrace způsobeny malou rozlohou, krátkou údolnicí, často se v těchto dílčích svahových povodích vyskytují intravilány obcí tvořící významnou část jejich rozlohy (např. S4 – 65,76 % , S13 – 14,24 % , S15 – 35,63 %) nebo převládá zastoupení orné půdy (např. S19 – 35,75 % , S20 – 48,68 % , levý svah 8LP – 50,82 %) či kombinace orné půdy a intravilánu (S5, S6, S14, S22). Naopak ve východní polovině území je určujícím faktorem pro dobu koncentrace sklon svahů. Krajinný pokryv přestává při sklonech nad 20 % hrát významnější roli. U svahových subpovodí byla zjištěna průměrná doba koncentrace 90 minut, zatímco u dílčích povodí s levou a pravou stranou svahu 111 minut.

Při hodnocení vlivu fyzicko-geografických charakteristik na dobu koncentrace  $T_C$  [min] byl odvozen následující vztah:

$$T_C = 187,69 + 35,15 P_{SV} - 3,38 S_{SV} + 20,31 N - 3,09 CN - 1,94 S_{\dot{U}DOL} \quad (1)$$

Kde  $P_{SV}$  – plocha svahu [km<sup>2</sup>],  $S_{SV}$  – průměrný sklon svahu [%],  $N$  – průměrná drsnost,  $CN$  – číslo odtokové křivky,  $S_{\dot{U}DOL}$  – průměrný sklon údolnice [%].

Výše uvedená rovnice 1 byla odvozena pro doby koncentrace jednotlivých svahů dílčích částí povodí řeky Fryšávky simulované na návrhovou přívalovou srážku s dobou opakování 100 let. Z výsledků statistické analýzy pro 95 dílčích povodí vyplývá, že hodnota *doby koncentrace*  $T_C$  je ze všech faktorů nejvíce ovlivněna velikostí plochy svahu, průměrným sklonem svahu, průměrnou drsností, hodnotou čísla odtokové křivky  $CN$  a průměrným sklonem údolnice.



Obr. 4: Závislost doby koncentrace na ploše svahu.

Porovnáním koeficientů uvedených faktorů v rovnici regrese poukazujících na jejich významnost vychází jako nejdůležitější faktor plocha svahu s koeficientem 35,15 a průměrná drsnost s koeficientem 20,31, v záporném smyslu průměrný sklon svahu s koeficientem -3,38, hodnota čísla odtokové křivky  $CN$  s koeficientem -3,09 a průměrný sklon údolnice s koeficientem -1,94. Index korelace pro uvedený vztah je 0,8236. Z rovnice regrese je zřejmé, že dle regresních koeficientů má největší vliv na dobu koncentrace plocha svahu. Závislost, i když ne příliš těsná, mezi plochou svahu a zmíněnou závisle proměnnou je patrná z grafu na obr. 4 a příslušného indexu korelace.

## Závěr

Sledování hydrologických charakteristik, mezi které doba koncentrace patří, je důležitou součástí vyhodnocování ohroženosti částí území ležících níže po toku. Doba koncentrace vstupuje do výpočtu kulminačního průtoku, který je jedním z návrhových parametrů nutným k vyslovení návrhu a následné realizaci protipovodňových opatření. Kulminační průtok, jako základní údaj pro hodnocení odtokových poměrů, je podstatný z hlediska posuzování kapacity koryta a objektů na toku. Určitý prostor pro prodloužení doby koncentrace a tím snížení kulminačních průtoků poskytují komplexní pozemkové úpravy. Vzhledem k tomu, že v katastrálních územích povodí Fryšávky zatím žádné komplexní pozemkové úpravy realizovány nebyly, lze očekávat, že k určité úpravě odtokových poměrů by mohlo dojít právě v jejich rámci. K návrhu protipovodňových opatření by mohla přispět zpracovaná podrobná analýza faktorů ovlivňující odtokové procesy.

## Poděkování

Příspěvek byl zpracován s podporou Výzkumného záměru č. MSM6215648905 *Biologické a technologické aspekty udržitelnosti řízených ekosystémů a jejich adaptace na změnu klimatu* uděleného Ministerstvem školství, mládeže a tělovýchovy České republiky.

## Literatura

- HRÁDEK, F., KUŘÍK, P.: *Maximální odtok z povodí. Teorie svahového odtoku a hydrologický model DesQ-MAXQ*. 1. vyd. Praha: ČZU v Praze, 2001. 44 s. ISBN 80-213-0782-X.
- MAŠÍČEK, T.: *Retenční potenciál povodí řeky Fryšávky*. Disertační práce (in MS, dep. knihovna MENDELU v Brně), Brno: Mendelova univerzita v Brně, 2010a. 133 s.
- MAŠÍČEK, T.: Stanovení potenciální retence povodí řeky Fryšávky. In: *Acta universitatis agriculturae et silviculturae Mendeliana Brunensis*. Brno: Mendelova univerzita v Brně, 2010b, sv. LVIII, č. 5, Brno, 263–270. ISSN 1211-8516
- PALÁT, M.: Model of the organic matter flow in a representative of the floodplain forest. In *Penka, M., Vyskot, M., Klimo, E., Vašíček, F. (Edits): Floodplain forest Ecosystem. 2. After Water Management Measures*. Academia Praha/Elsevir Amsterdam, 1991, 629 s., s. 265–277. ISBN 0-444-98756-8.
- PALÁT, M.: Biomass flow in a floodplain forest ecosystem and in man-made Norway spruce forest. In *Forestry*. 43, 1997 (10), s. 441–452. ISSN 1212-4834.
- PALÁT, M., PRUDKÝ, J., PALÁT, M.: Vnitřní dynamika procesu krokové lineární regrese užití při analýze přirozené retence vody v povodí řeky Opavy za povodně v červenci 1997. In *FLAK, P. Biometrické metody a modely v pódohospodárskej vede, výskume a výučbe. XVIII. letná škola biometrie, Račkova dolina*. 1. vyd. Nitra: Vydavateľstvo SPU v Nitre, 2008, s. 121–129. ISBN 978-80-89162-31-4.
- SEGER, J., HINDLS, R., HRONOVÁ, S.: *Statistika v hospodárstvi*. Praha: ECT Publishing, 1998, s. 636. ISBN 80-86006-56-5.
- ŠAMAJ, F., VALOVIČ, Š., BRÁZDIL, R.: Denné úhrny zrážok s mimoriadnou výdatnosťou v ČSSR v období 1901–1980. In *Zborník prác SHMÚ*. Bratislava: SHMÚ, 1985, sv. 24, s. 9–112.

# Cesta k poznávání srážko-odtokového procesu a odtokových vlastností malých povodí

Václav Matoušek

Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v.v.i., Podbabská 30/2582, 160 00 Praha 6

## Abstrakt

Příspěvek uvádí jednoduchou metodu poznávání srážko-odtokového procesu a odtokových vlastností povodí za dlouhotrvajícího deště. Metoda je založena na porovnávání srážky a nárůstu průtoku a na určování součinitele povrchového odtoku  $C_T$  ze změřeného průtoku a změřené srážky v období nárůstu a vrcholení povodňového průtoku. Součinitel udává, jak velká část srážky se přeměňuje na povrchový odtok. Popsaným postupem se zjistí, za jakého celkového srážkového úhrnu se půda zcela nasatí srážkou a za jakého úhrnu se zcela nasatí celé povodí nebo jeho části. Za stavu úplného nasycení povodí srážkou se téměř veškerý déšť přeměňuje na odtok a součinitel  $C_T \cong 0,95$ .

Pokud se voda rozlévá do inundačního území, dochází k zadržování vody na dně údolí a povodňový průtok se snižuje. Vypočítaný součinitel povrchového odtoku zákonitě nedosahuje hodnoty odpovídající úplnému nasycení povodí deštěm a hodnota označená  $C_{T95}$  udává velmi závažnou vlastnost povodí, a to míru tlumení povodňových průtoků rozlivem. Hodnoty  $C_{T95}$  udávají o kolik se snížil průtok rozlivem.

Cesta k poznávání srážko-odtokového procesu a odtokových vlastností malých povodí za regionálních dešťů je ukázána na povodních v horním povodí Stropnice, které se vyskytly v srpnu 2002. Povodí horní Stropnice je odtokově pestré a dovoluje názorně ukázat přínos uváděného postupu hodnocení povodní.

**Klíčová slova:** regionální dešť, srážko-odtokový proces, retenční vodní kapacita půdy, součinitele povrchového odtoku, nasycení půdy srážkou, nasycení povodí srážkou, tlumení povodně rozlivem.

## Úvod

Pokrok v měřicí technice a její větší dostupnost přinesly výstavbu nových srážkoměrných a průtokoměrných stanic. Současná hydrometeorologická síť stanic ČHMÚ a podniků Povodí je již natolik hustá, že poskytuje data pro hydrologické hodnocení povodní na malých povodích. Měřená povodeň poskytuje data o srážce a odtoku, které je účelné analyzovat a hledat nové poznatky o srážko-odtokovém procesu a odtokových vlastnostech povodí.

Postup poznávání srážko-odtokového procesu a odtokových vlastností povodí je ukázán na povodních v povodí horní Stropnice. Povodí horní Stropnice je půdně i pokryvně pestré a má široce rozvinutou síť vodotečí. Odtokové vlastnosti povodí jsou pestré a řešení přináší zajímavé výsledky.

## Materiál a metody

Stropnice je jihočeský tok, který se vlévá do Malše. Na horním toku je první limnigrafická stanice v obci Horní Stropnice. Povodí má plochu 26,1 km<sup>2</sup> a zasahuje velmi malou část i do Rakouska. Horní partie povodí jsou zalesněné. Nejvyšší místo v povodí má kótu 1034 m n. m. Limnigrafická stanice v obci Horní Stropnice má kótu kolem 568 m n. m. Potoční síť je poměrně hustá a některé toky byly při odvodňování pozemků upraveny.

Mapa retenční vodní kapacity (RVK) půd ČR [1] udává v povodí horní Stropnice 4 různé hodnoty RVK. Nad limnigrafickou stanicí v obci Horní Stropnice převažuje půda s RVK = 35 mm. Je na ploše



asi 14 km<sup>2</sup>. Druhou nejzastoupenější je půda s RVK = 80 mm, která je na ploše asi 5 km<sup>2</sup>. Půda s RVK = 140 mm se vyskytuje na ploše asi 3,6 km<sup>2</sup> a půda s RVK = 220 mm na ploše jen asi 1 km<sup>2</sup>.

Infiltrační schopnost půdy v povodí udává „Mapa infiltračních schopností půd ČR“ [1]. V povodí nad limnigrafickou stanicí v Horní Stropnici se vyskytují půdy, kterými prosakuje srážková voda rychlostí větší než 2,5 mm/min a rychlostí v rozmezí 0,83 – 2,5 mm/min. Průběh srážky vyjadřujeme většinou jednodinovými úhrny v rozměru mm/h. Infiltrační rychlost 0,83 mm/min odpovídá rychlosti 49,8 mm/h. Podle mapy infiltračních schopností půd se v povodí horní Stropnice dokáže do půdy vsáknout i intenzivní stážka, a to srážka větší než 49 mm/h.

Průběh srážky a průtoku za povodně 7. – 8. 8. 2002 udává tabulka 1. Srážka byla určena ze sumárních radarových snímků, které udávaly hodinové a šestihodinové úhrny srážky. Radarová data se prověřovala změřenými denními úhrny ve stanici Staré Hutě a VD Humenice.

Děšť začal 6. 8. 2002 před 16. h. Pak asi hodinu nepršelo a vydatný děšť začal až před 19. h. V podstatě 3 h od začátku deště. Začátek nárůstu průtoku je velmi opožděný. Zvýšený průtok vody ve stanici byl zaznamenán až ve 21:00 h, tj. 6 h od začátku deště a 3 h od začátku vydatného deště, kdy celkový srážkový úhrn činil již 47,8 mm. Přitom vzestup průtoku ve 21:00 h byl jen o 0,06 m<sup>3</sup>/s ač hodinový srážkový úhrn v té době činil 26,4 mm/h.

Tabulka 1: Srážky na povodí horní Stropnice a průtoky ve stanici Horní Stropnice za povodně 6. – 8. 2002 spolu s vypočtenou hodinovou změnou průtoku.

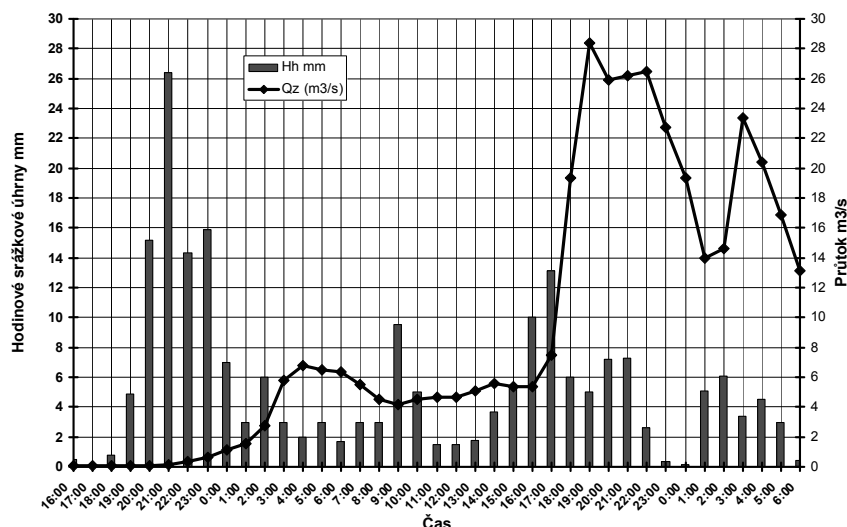
Hod.	16:00	17:00	18:00	19:00	20:00	21:00	22:00	23:00	24:00	1:00	2:00
$H_h$ mm	0,5	0	0,8	4,9	15,2	26,4	14,3	15,9	7,0	3,0	6,0
$H_c$ mm	0,5	0,5	1,3	6,2	21,4	47,8	62,1	78,0	85,0	88,0	94,0
$Q_z$ m <sup>3</sup> /s	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,16	0,38	0,61	1,1	1,6	2,8
$\Delta Q_z$ m <sup>3</sup> /s		0	0	0	0	0,06	0,22	0,23	0,49	0,5	1,2
Hod.	3:00	4:00	5:00	6:00	7:00	8:00	9:00	10:00	11:00	12:00	13:00
$H_h$ mm	3,0	2,0	3,0	1,7	3,0	3,0	9,5	5,0	1,5	1,5	1,8
$H_c$ mm	97,0	99,0	102,0	103,7	106,7	109,7	119,2	124,2	125,7	127,2	129,0
$Q_z$ m <sup>3</sup> /s	5,8	6,8	6,5	6,3	5,5	4,5	4,2	4,5	4,7	4,7	5,1
$\Delta Q_z$ m <sup>3</sup> /s	3,0	1,0	-0,3	-0,3	-0,8	-1,0	-0,3	0,3	0,2	0,0	0,4
Hod.	14:00	15:00	16:00	17:00	18:00	19:00	20:00	21:00	22:00	23:00	24:00
$H_h$ mm	3,7	5,3	10,0	13,1	6,0	5,0	7,2	7,3	25,6	0,3	0,2
$H_c$ mm	132,7	138,0	148,0	161,1	167,1	172,1	179,3	186,6	189,2	189,5	189,7
$Q_z$ m <sup>3</sup> /s	5,6	5,4	5,4	7,5	19,3	28,4	25,9	26,2	26,5	22,7	19,3
$\Delta Q_z$ m <sup>3</sup> /s	0,5	-0,2	0,0	2,1	11,8	9,1	-2,5	0,3	0,3	-3,8	-3,4
Hod.	1:00	2:00	3:00	4:00	5:00	6:00	7:00	8:00	9:00	10:00	
$H_h$ mm	5,1	6,1	3,4	4,5	3,0	0,40					
$H_c$ mm	194,8	200,9	204,3	208,8	211,8	212,2					
$Q_z$ m <sup>3</sup> /s	14,0	14,6	23,3	20,4	16,9	13,1					
$\Delta Q$ m <sup>3</sup> /s	-5,3	0,6	8,7	-2,9	-3,5	-3,8					

Porovnání průběhu srážky na povodí a průtoku vody ve stanici Horní Stropnice přináší obr. 1. Závislost vzrůstu průtoku na velikosti srážky není patrná. Např. v 18:00 a 19:00 h průtok prudce narůstá, ale srážka je v té době malá.

Hodnocení procesu odtoku začínáme stanovením nárůstu průtoku v závislosti na čase a srážkovém úhrnu, jak jej zachycuje tabulka 1. Průtok se zvětšil až po 6 h trvání deště, tj. ve 21:00 h, kdy srážkový úhrn již dosáhl 47,8 mm. V době od 20:00 h do 21:00 h napršelo 26,4 mm. Tato vydatná srážka v přepočtu činí 0,44 mm/min a nepřekračuje infiltrační schopnost půdy v povodí.

Významný nárůst průtoku byl zaznamenán ve 2:00 h 7. 8. 2002. Průtok se skokově zvýšil o 1,20 m<sup>3</sup>/s a následně o 5,8 m<sup>3</sup>/s, viz tabulku 1. Zvýšení je v porovnání s předchozím zvyšováním natolik výraz-

né, že jej nemohl způsobit nárůst podpovrchového odtoku, ale musel se na něm podílet i odtok povrchový. Srážkový úhrn dosáhl těsně před skokovým zvýšením průtoku již 88 mm.



Obr. 1: Průběh srážky na povodí horní Stropnice a průtoku vody ve stanici Horní Stropnice ve dnech 6. – 8. 8. 2002.

Nárůst průtoku po 3 h skončil a průtok zůstal po dlouhou dobu na hodnotě kolem  $5 \text{ m}^3/\text{s}$ . Na počátku procesu povrchový přítok do toku postupně narůstal, a to v závislosti na nárůstu plochy dotoku a součinitele povrchového odtoku  $C_T$ . Plocha dotoku narůstá s časem a její velikost je závislá na rychlosti vody stékající z povodí, která rozhoduje o době dotoku či době koncentrace.

Zastavení nárůstu průtoku za pokračujícího deště v nezměněné intenzitě je možné jen v případě, že plocha dotoku již dále neroste a neroste ani součinitel povrchového odtoku  $C_T$ . Za tohoto stavu je dosaženo úplného nasycení odtokové plochy a součinitel  $C_T = 0,95$ , viz [2].

Povrchový odtok je dominantní, a je to on, který způsobuje náhlé zvýšení průtoku v toku a ovlivňuje průběh a velikost povodně. Zjišťování odtokových vlastností povodí se soustřeďuje především na vyhodnocení této fáze odtoku, tj. fáze povrchového odtoku. Povrchový odtok ze srážky  $Q_T (\text{m}^3/\text{s})$  se určuje ze známého vztahu

$$Q_T = C_T A_T \frac{H_T}{T} \cdot \frac{1}{3,6} \quad (1)$$

- kde  $T$  – doba dotoku v hod.,  
 $C_T$  – součinitel povrchového odtoku za dobu dotoku,  
 $A_T$  – plocha odtoku odpovídající době dotoku  $T$  v  $\text{km}^2$ ,  
 $H_T$  – úhrn srážky za dobu dotoku  $T$  v mm,  
 $Q_T$  – průtok v toku v  $\text{m}^3/\text{s}$  vyvolaný povrchovým odtokem z plochy  $A_T$ .

Vztah (1) vyjadřuje dávno známý a prověřený poznatek, že velikost odtoku z plochy zasažené deštěm závisí na velikosti odtokové plochy vymezené dobou odtoku a na velikosti odtokové srážky, kterou udává součin  $C_T H_T$ . Součinitel povrchového odtoku  $C_T$  je klíčová veličina a na ní se soustřeďuje analýza povodně. U analyzované povodně známe průtoky a srážky a ze vztahu (1) můžeme vypočítat hodnoty součinitele  $C_T$  a zjistit jeho proměnu. Součinitel  $C_T$  nemá konstantní hodnotu, ale v průběhu povodně narůstá. Jeho nárůst způsobuje sycení povodí srážkou a při analýze povodně se hledá jeho závislost na celkovém srážkovém úhrnu.

Pokud známe velikost průtoku, srážky a součinitele  $C_T$  můžeme ze vztahu (1) vypočítat plochu odtoku. V 7:00 h byl změřený průtok  $5,5 \text{ m}^3/\text{s}$  a povrchový odtok  $Q_T$  činil  $5,5 - 1,6 = 3,9 \text{ m}^3/\text{s}$ . Odečítá se

základní průtok a podpovrchový přítok, čili  $1,6 \text{ m}^3/\text{s}$ , viz změřený průtok v 1:00 h uváděný v tabulce 1. Srážkový úhrn za 3 h činil 6,7 mm a potom podle vztahu (1) velikost odtokové plochy  $A_T = 3,9 \times 3 \times 3,6 / 0,95 \times 6,7 = 6,6 \text{ km}^2$ . Nelze vyloučit, že doba koncentrace byla 4 h. Potom plocha odtoku  $A_T = 3,9 \times 4 \times 3,6 / 0,95 \times 10,7 = 5,5 \text{ km}^2$ . Pro dobu koncentrace 5 h činí plocha odtoku  $5,8 \text{ km}^2$ .

Povrchový odtok z plochy jen kolem  $6 \text{ km}^2$  probíhal v povodí v době mezi 2:00 h a 16:00 h 7. 8. 2002. Počátku povrchovému odtoku předcházela stav úplného nasycení půdy v odtokové ploše. Ten nastal mezi 1:00 a 2:00 h, kdy byl celkový srážkový úhrn 88 až 94 mm. Z toho lze odvodit, že půda v odtokové ploše má RVK kolem 90 mm. Stav úplného nasycení odtokové plochy nastal ve 4:00 h nebo nejpозději v 5:00 h, kdy celkový srážkový úhrn činil 99,0 až 102,0 mm. Povrchová akumulace činila kolem 11 mm.

Průtok kolem  $5 \text{ m}^3/\text{s}$  trval dlouho, a to od 4:00 h do 16:00 h. Druhý skokový vzestup průtoku nastal v 17:00 h, viz tabulku 1. Průtok se během hodiny zvýšil o  $2,1 \text{ m}^3/\text{s}$  a v následující hodině dokonce o  $11,9 \text{ m}^3/\text{s}$ . Za hodinu na to, tj. v 19:00 h, kulminoval a dosáhl  $28,4 \text{ m}^3/\text{s}$ . V dalších třech hodinách se průtok udržoval na hodnotě kolem  $26 \text{ m}^3/\text{s}$  a pak přišel jeho výrazný pokles.

Druhý výrazný nárůst průtoku od 17:00 h do 19:00 h 7. 8. 2002 byl jednoznačně způsoben nárůstem povrchového odtoku zvětšením plochy odtoku. Půda v povodí má velmi rozdílnou RVK. K nasycení půdy v povodí zákonitě dochází za různého celkového srážkového úhrnu. Nejdříve se nasatí půda s nejnižší RVK a později s tou vyšší.

Průtok se zvýšil v 17:00 h a v 16:00 h dosáhl celkový srážkový úhrn 148 mm. Důvodem zvýšení povrchového odtoku bylo nasycení půdy srážkou další plochy povodí. Z celkového srážkového úhrnu lze usuzovat, že se nasatila půda s RVK 150 mm. Srážka zůstávala na povrchu a nastal povrchový odtok. Plocha dotoku se postupně zvětšovala v závislosti na čase. Nárůst průtoku ustal po 3 h a vzhledem k velikosti povodí lze předpokládat, že přerušení nárůstu průtoku nebylo způsobeno dosažením odtoku z celého povodí, ale do procesu odtoku zasáhly rozlivy. Toto tvrzení by měly potvrdit hodnoty součinitele přímého odtoku  $C_T$ .

Rozliv vody do inundačního území významně ovlivňuje průběh a velikost odtoku. Rozliv zadržuje vodu a o zadržený objem vody v rozlivu se snižuje průtok. Odtok z rozlivu se nerovná součtu přítoků, ale je snížen o zadržený průtok představovaný zadrženým objemem vody, jak udává vztah (2). Pro odtok z rozlivu  $Q_o$  platí vztah

$$Q_o = \frac{\Sigma Q_n \times 60 \times \tau - V_z}{60 \times \tau} = \Sigma Q_n - \frac{V_z}{60 \times \tau} \quad (2)$$

kde  $\Sigma Q_n$  – součet přítoků do rozlivu v  $\text{m}^3/\text{s}$ ,  
 $V_z$  – objem zadržené vody v rozlivu za časový úsek  $\tau$  v  $\text{m}^3$ ,  
 $\tau$  – délka časového úseku v min.

Vztah (1) dovoluje vypočítat neovlivněný povrchový odtok z nasyceného povodí, který budeme označovat symbolem  $Q_{T95}$ . Známe změřený povrchový odtok a umíme vypočítat neovlivněný povrchový odtok a z jejich podílu zjistíme

$$\frac{Q_T}{Q_{T95}} = \frac{C_T \times A_T \times \frac{H_T}{T} \times \frac{1}{3,6}}{0,95 \times A_T \times \frac{H_T}{T} \times \frac{1}{3,6}} = \frac{C_T}{0,95} \quad (3)$$

že vypočtený součinitel  $C_T$  za stavu úplného nasycení povodí, proto jej budeme označovat  $C_{T95}$ , vyjadřuje podíl mezi změřeným povrchovým odtokem sníženým o 5 % a povrchovým odtokem z povodí neovlivněným rozlivem, čili

$$C_{T95} = \frac{0,95 Q_T}{Q_{T95}} \quad (4)$$

Vypočítaný součinitel přímého odtoku  $C_{T95}$  udává velmi závažnou vlastnost povodí, a to míru tlumení povodňových průtoků rozlivem, vyjádřenou číselnou hodnotou. Hodnoty  $C_{T95}$  objasňují zásadní význam rozlivu a dovoluji stanovit konkrétní snížení průtoku vlivem rozlivu.

Vypočtené hodnoty součinitele odtoku  $C_{T95}$  udává tabulka 2. Uvažuje se povrchový odtok z celého povodí, čili z plochy 26,1 km<sup>2</sup>. Doba koncentrace je neznámá a proto se uvažují různé doby. Povrchový odtok začal po 16:00 h a proto pro dobu koncentrace 6 h začíná výpočet ve 22:00 h, kdy je celkový srážkový úhrn již 189,2 mm. Pro zbývající doby koncentrace je doba začátku výpočtu posunuta podle jejich velikosti.

Vypočtené hodnoty součinitele  $C_{T95}$  jsou pro všechny doby koncentrace nízké. V době, kdy je celkový srážkový úhrn vysoký a povodí je zcela nasycené srážkou, dosahuje součinitel povrchového odtoku  $C_{T95}$  skutečné hodnoty kolem 0,95, viz [2]. Pokud je vypočtená hodnota součinitele  $C_{T95}$  výrazně nižší, pak je zjevné, že odtok je ovlivněn rozlivem.

Tabulka 2: Součinitel povrchového odtoku  $C_T$  v povodí horní Stropnice za povodně 7. – 8. 8. 2002 vypočtený pro různé doby koncentrace  $T_c$ .

Čas h:min	$H_c$ mm	$Q_T$ m <sup>3</sup> /s	Stavy odtokového procesu	$T_c = 6$ h		$T_c = 8$ h		$T_c = 10$ h	
				$H_T$ mm	$C_T$	$H_T$ mm	$C_T$	$H_T$ mm	$C_T$
16:00	148,0	3,8	nasyc. půdy s vyšší RVK						
17:00	161,1	5,9	zač. p. odtoku z pl. s vyšší RVK						
18:00	167,1	17,8	narůst p. odtoku zvětš. pl. dotoku						
19:00	172,1	26,8	narůst p. odtoku zvětš. pl. dotoku						
20:00	179,3	24,3	odtok tlumen rozlivem (OTR)						
21:00	186,6	24,6	OTR						
22:00	189,2	24,9	OTR – nasyc. pov. srážkou	41,2	0,50				
23:00	189,5	21,1	OTR	28,4	0,62				
24:00	189,7	17,7	OTR – zvětš. rozlivu ucp. koryta	22,6	0,65	41,7	0,47		
1:00	194,8	12,4	OTR – zvětš. rozlivu ucp. koryta	22,1	0,47	33,7	0,41		
2:00	200,9	13,0	OTR – zvětš. rozlivu ucp. koryta	21,6	0,50	33,8	0,43	52,9	0,34
3:00	204,3	21,8	OTR – zvětš. $Q$ uvol.koryta	17,7	1,02	32,2	0,75	43,2	0,70
4:00	208,8	18,8	OTR	19,6	0,79	29,5	0,70	41,7	0,62
5:00	211,8	15,3	OTR	22,3	0,57	25,2	0,67	39,7	0,53
6:00	212,2	11,5	OTR	22,5	0,42	23,0	0,55	32,9	0,48

Poznámka:  $Q_T$  – povrchový odtok, tj. změřený průtok snížený o základní průtok a podpovrchový přítok v čase nasycení půdy, tj. 1,6 m<sup>3</sup>/s, viz tabulku 1 čas 1:00 h.

Změřený průtok ve stanici Horní Stropnice je v období po 2. kulminaci rozkolísaný. Kolísání způsobuje proměna intenzity srážky, ale především rozliv, který je ovlivněný velikostí průtoku ale také vytvářením a protrháváním překážek v toku. Zvětšení rozlivu vyvolává zvýšení hladiny v toku, ke kterému dochází při ucpávání koryta plovoucími předměty, především větvemi a stromy. Hladina před překážkou se zvyšuje a překážka je namáhána stále větším tlakem. Po dosažení určité úrovně hladiny vyvozaný tlak překročí pevnost překážky a ta se prolomí. Vznikne průlomová vlna, která dočasně zvětšuje průtok a hodnoty součinitele odtoku  $C_T$  se zvětšují. Ucpávání koryta a prolamování vytvořených překážek je za povodně na malých tocích zcela běžný jev.

Hodnoty  $C_T$  uvedené v tabulce 2 jednoznačně prokazují, že změřený zvýšený průtok v limnigrafické stanici ve 3:00 h byl způsoben uvolněním překážky v toku čili vypouštěním vody zadržené před překážkou. Pro všechny doby koncentrace se vyskytuje výrazné zvýšení součinitele  $C_T$ .

Vztah (4) dovoluje vypočítat ze změřených průtoků  $Q_Z$  či z něho odvozených průtoků povrchového odtoku  $Q_T$ , průtoky  $Q_{T95}$ , tj. přítoky do rozlivu či průtoky neovlivněné rozlivem. Vypočtené průtoky  $Q_{T95}$  pro různé doby koncentrace udává tabulka 3. Uvažuje se doba koncentrace 7 – 10 h. Hodnoty  $Q_{T95}$  se pro jednotlivé doby koncentrace liší. Otázkou je, které údaje jsou správné. Z fyzikální podstaty procesu a vztahu (2) vyplývá, že součinitel  $C_{T95}$  závisí na množství zadržované vody v rozlivu a proto je zákonitě kolísání jeho hodnot. V období, kdy dešť již slabne a rozliv se již nezvětšuje, ale naopak se zmenšuje a nastává prázdnění inundačního území, jeho hodnoty postupně rostou. V období, kdy prázdnění je velmi výrazné, překračuje součinitel hodnotu 1.

Tabulka 3: Přítoky do rozlivu  $Q_{T95}$  čili průtoky neovlivněné rozlivem na horní Stropnici za povodně 7. – 8. 8. 2002 určené ze vztahu (4).

Čas	$H_c$	$Q_T$	$C_{T95}$ $T_c=7$ h	$Q_{T95}$	$C_{T95}$ $T_c=8$ h	$Q_{T95}$	$C_{T95}$ $T_c=9$ h	$Q_{T95}$	$C_{T95}$ $T_c=10$ h	$Q_{T95}$
h:min	mm	m <sup>3</sup> /s		m <sup>3</sup> /s		m <sup>3</sup> /s		m <sup>3</sup> /s		m <sup>3</sup> /s
21:00	186,6	24,6								
22:00	189,2	24,9								
23:00	189,5	21,1	0,49	40,9						
0:00	189,7	17,7	0,60	28,0	0,47	37,5				
1:00	194,8	12,4	0,44	26,8	0,41	30,6	0,33	35,7		
2:00	200,9	13,0	0,44	28,1	0,43	30,7	0,41	30,4	0,34	36,4
3:00	204,3	21,8	0,85	24,4	0,75	29,3	0,73	28,4	0,70	29,6
4:00	208,8	18,8	0,83	21,5	0,70	27,0	0,64	27,9	0,62	28,8
5:00	211,8	15,3	0,66	22,0	0,67	21,7	0,59	24,7	0,53	27,4
6:00	212,2	11,5	0,49	22,3	0,55	21,4	0,56	19,5	0,48	22,8

Dalším indikátorem pro nalezení správné doby koncentrace odtoku z povodí je velikost zadržovaného průtoku v rozlivu, který určujeme z rozdílu veličin  $Q_T$  a  $Q_{T95}$ . Při době koncentrace 7 a 8 h velikost zadržovaného průtoku v rozlivu v 6:00 h narůstá, což je s ohledem na utlumující srážku nemožné. Naopak při dobách koncentrace 9 a 10 h zadržovaný průtok v rozlivu klesá. Největší pokles je při době koncentrace 9 h. Tuto dobu považujeme za správnou dobu koncentrace. Tato doba vyhovuje přijatelně oběma kritériím.

Tabulka 3 dokládá vysoké tlumení povodňových průtokem rozlivem. Dosahuje se snížení až na 1/3. Výrazně menší ztlumení je v případě průlomové vlny ve 3:00 h. To prozrazuje, že prolomená překážka byla v blízkosti limnigrafické stanice a uplatnilo se jen malé rozlití.

Za další 3 dny postihla povodí horní Stropnice další vydatná srážka, která způsobila povodeň. Událost dává příležitost poznat odtokové vlastnosti povodí nasyceného srážkou.

Srážky na povodí byly určeny ze sumárních radarových snímků. Postupovalo se stejně, jako při určování srážky na povodí pro předchozí srážkové období, tj. období od 6. – 8. 8. 2002. Pro ověření radarových dat se využily denní srážkové úhrny ve stanicích Staré Hutě a VD Humenice.

Hodinové srážkové úhrny spolu s průtokem udává tabulka 4 a obr. 2. Srážková událost se skládá ze dvou dešťů. První dešť začal před 12:00 h 11. 8. 2002 a prakticky skončil v 1:00 h 12. 8. 2002. Druhý dešť začal ve 12:00 h 12. 8. 2002 a skončil ve 13:00 h 13. 8. 2002. První dešť byl velmi mírný, ale přinesl zvýšení průtoku v toku a je účelné jej vyhodnotit. Tabulka 4 a obr. 2 zahrnují oba deště. Tabulka 4 uvádí dva celkové srážkové úhrny. První, označený  $H_c$ , zahrnuje oba deště do jedné události a druhý označený  $H_{c2}$  udává srážkový úhrn druhého deště.

Za deště 11. – 12. 8. 2002 se průtok v toku nepatrně zvětšil po sedmihodinovém trvání deště, kdy celkový srážkový úhrn dosáhl pouhých 6,4 mm. Za první srážkové epizody 6. – 8. 8. 2002 se průtok nepatrně zvýšil v době, kdy byl celkový srážkový úhrn již 47,8 mm. Průtok v toku výrazně narostl ve 21:00 h, kdy se během hodiny průtok zvýšil o 0,8 m<sup>3</sup>/s. Výrazný nárůst průtoku je projevem přítoku povrchového odtoku do toku. Za celkového srážkového úhrnu kolem 17 mm se půda nasýtila a začal povrchový odtok. Za srážkové epizody 6. – 8. 8. 2002 se půda nasýtila za celkového srážkového úhrnu 88 mm.

Průtok dále narůstal až do 1:00 h 12. 8. 2002 a pak začal jeho pozvolný pokles. O pokles průtoku se postaral útlum srážky.

V době mezi 1. a 2. deštěm průtok klesal a jeho nárůst začal s příchodem 2. srážky, tj. ve 12:00 h 12. 8. 2002. Skokový nárůst průtoku se dostavil až ve 13:00 h, kdy již napršelo celkem 12,5 mm a

z nárůstu průtoku je zjevné, že se dostavil povrchový odtok. K nasycení půdy srážkou postačilo 7 mm. Zopakoval se proces z prvního deště.

Průtok dále výrazně narůstal až do 18:00 h, kdy srážkový úhrn 2. deště činil 40,1 mm a průtok v toku dosáhl 10,2 m<sup>3</sup>/s. V následujících 3 hodinách se průtok prakticky neměnil. To prozrazuje, že do profilu stanice dotekl povrchový odtok z celé plochy odtoku a plocha odtoku se zcela nasýtila deštěm. Plocha odtoku i součinitel odtoku byly konstantní. Za této situace jsme při srážkové situaci 6. – 8. 8. 2002 vypočetli plochu odtoku ze vztahu (1) a zjistili, že plocha odtoku činila kolem 6 km<sup>2</sup>. Z dat v tabulce 4 můžeme zjistit, že  $A_T = 7,0 \times 3 \times 3,6 / 0,95 \times 16,6 = 4,8 \text{ km}^2$ .

Tabulka 4: Srážky na povodí horní Stropnice a průtoky ve stanici Horní Stropnice za povodně 11. – 13. 8. 2002 spolu s vypočtenou hodinovou změnou průtoku.

Hod.	12:00	13:00	14:00	15:00	16:00	17:00	18:00	19:00	20:00	21:00
$H_h$ mm	0,6	0,3	0,9	2,0	0,7	1,5	0,4	3,8	6,5	5,5
$H_c$ mm	0,6	0,9	1,8	3,8	4,5	6,0	6,4	10,2	16,7	22,2
$Q_z$ m <sup>3</sup> /s	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,4	1,5	1,6	2,4
$\Delta Q_z$ m <sup>3</sup> /s		0	0	0	0	0	0,10	0,10	0,10	0,8
Hod.	22:00	23:00	24:00	1:00	2:00	3:00	4:00	5:00	6:00	7:00
$H_h$ mm	1,3	3,5	1,3	1,8	0,3	0,4	0	0,4	0,3	0,2
$H_c$ mm	23,5	27,0	28,3	30,1	30,4	30,8	30,8	31,2	31,5	31,7
$Q_z$ m <sup>3</sup> /s	3,2	3,5	4,5	5,0	4,8	4,6	4,3	4,0	3,6	3,2
$\Delta Q_z$ m <sup>3</sup> /s	0,8	0,3	1,0	0,5	-0,2	-0,2	-0,3	-0,3	-0,4	-0,4
Hod.	8:00	9:00	10:00	11:00	12:00	13:00	14:00	15:00	16:00	17:00
$H_h$ mm	0	0	0	0	7,0	5,5	7,5	5,0	3,5	5,5
$H_c$ mm	31,7	31,7	31,7	31,7	38,7	44,2	51,7	56,7	60,2	65,7
$H_{c2}$ mm					7,0	12,5	20,0	25,0	28,5	34,0
$Q_z$ m <sup>3</sup> /s	2,9	2,6	2,4	2,3	2,5	3,7	5,2	6,4	7,9	9,3
$\Delta Q_z$ m <sup>3</sup> /s	-0,3	-0,3	-0,2	-0,1	0,2	1,2	1,5	1,2	1,5	1,4
Hod.	18:00	19:00	20:00	21:00	22:00	23:00	24:00	1:00	2:00	3:00
$H_h$ mm	6,1	2,5	8,0	8,0	7,5	3,6	5,5	1,2	5,0	4,3
$H_c$ mm	71,8	74,3	82,3	90,3	97,8	101,4	106,9	108,1	113,1	117,4
$H_{c2}$ mm	40,1	42,6	50,6	58,6	66,1	69,7	75,2	76,4	81,4	85,7
$Q_z$ m <sup>3</sup> /s	10,2	10,2	9,5	9,3	11,1	14,3	18,5	20,9	20,9	19,9
$\Delta Q_z$ m <sup>3</sup> /s	0,9	0	-0,7	-0,2	1,8	3,2	4,2	2,4	0	-1,0
Hod.	4:00	5:00	6:00	7:00	8:00	9:00	10:00	11:00		
$H_h$ mm	5,5	5,2	5,1	3,8	2,7	0,9	0,3	0,9		
$H_c$ mm	122,9	128,1	133,2	137,0	139,7	140,6	140,9	141,8		
$H_{c2}$ mm	91,2	96,4	101,5	105,3	108,0	108,9	109,2	110,1		
$Q_z$ m <sup>3</sup> /s	18,8	19,1	19,6	19,3	19,1	18,5	16,5	13,7		
$\Delta Q_z$ m <sup>3</sup> /s	-1,1	0,3	0,5	-0,3	-0,2	-0,6	-2,0	-2,8		

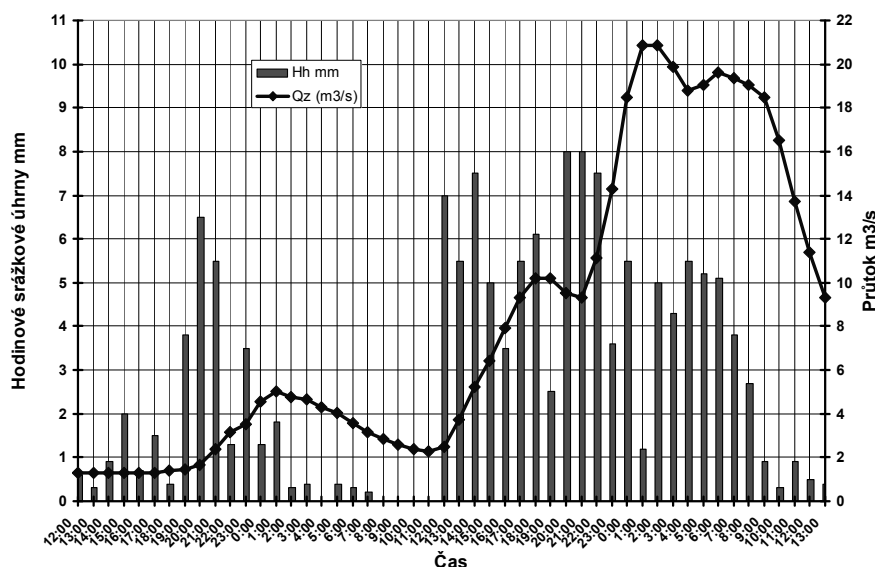
Další skokový nárůst průtoku za 2. deště nastal ve 22:00 h, kdy se průtok zvýšil během hodiny o 1,8 m<sup>3</sup>/s. Do povrchového odtoku z povodí se zapojila další plocha, a to plocha, v které se půda zcela nasýtila deštěm při srážkovém úhrnu 2. deště 58,6 mm a při celkovém srážkovém úhrnu  $H_c = 90,3$  mm. Projevila se vlastnost povodí, kterou odhalila již první povodeň.

Za povodně 6. – 8. 8. 2002 se půda s vyšší RVK v povodí nasýtila za celkového srážkového úhrnu 148 mm. Za deště 12. 8. 2002 to bylo za celkového srážkového úhrnu 90,3 mm. Rozdíl v hodnotách je velký a prozrazuje výraznou závislost odtoku na předchozí srážce.

Po nasycení půdy s vyšší RVK průtok v toku rychle narůstal. Postaral se o to povrchový odtok z nové odtokové plochy. Průtok povrchového odtoku do toku narůstal v závislosti na časovém nárůstu plochy dotoku. Kulminační průtok 20,9 m<sup>3</sup>/s byl dosažen 13. 8. 2002 v 1:00 h a 2:00 h. Povrchový odtok

ovlivňoval také součinitel povrchového odtoku  $C_T$ . Ten postupně narůstal, jak se snižovala povrchová akumulace.

Za první povodně jsme vypočetli hodnoty součinitele povrchové odtoku  $C_T$ , viz tabulku 2. Hodnoty  $C_T$  jsme vypočetli i pro druhou povodeň. Hodnoty byly nízké a málo rozkolísané. Jejich průměrná hodnota činila 0,54, což prozrazuje vysoké tlumení povodňových průtoků rozlivem. Rozliv snížil průtoky na 57 % skutečných průtoků. Změřený kulminační průtok činil 20,9 m<sup>3</sup>/s ale pokud by nebyl ztlumen rozlivem činil by 36,8 m<sup>3</sup>/s.



Obr. 2: Průběh srážky na povodí a průtoku vody ve stanici Horní Stropnice ve dnech 11. – 13. 8. 2002.

Povodeň začala vrcholit v 1:00 h a v dalších hodinách průtoky zůstaly téměř na konstantní hodnotě ač srážka pokračovala téměř ve stejné intenzitě. Vyskytl se již známý jev dlouhého trvání téměř konstantního průtoky, o kterém tvrdíme, že je možný jen v případě, že srážka je téměř konstantní a konstantní je plocha odtoku i součinitel přímého odtoku  $C_T$ , čili povodí je nasyceno srážkou. Za takového stavu známe hodnotu  $C_T = 0,95$  a ze vztahu (1) můžeme vypočítat plochu odtoku. V 8:00 h byl změřený průtok 19,1 m<sup>3</sup>/s, ale změřený povrchový odtok  $Q_T = 19,1 - 2,5 = 16,6$  m<sup>3</sup>/s. To je průtok ztlumený rozlivem, ale skutečný povrchový odtok činí  $Q_{T95} = 16,6 \times 0,95 / 0,54 = 29,2$  m<sup>3</sup>/s. Uvažujeme  $T_C = 7$  h a potom  $H_T = 31,6$  mm a  $A_T = 29,2 \times 7 \times 3,6 / 0,95 \times 31,6 = 24,5$  km<sup>2</sup>. Povodí má plochu 26,1 km<sup>2</sup> a lze se oprávněně domnívat, že v povodí je na ploše kolem 1,6 km<sup>2</sup> půda s RVK = 220 mm, která se do povrchového odtoku nezapojila. Mapa RVK půd ČR půdy s RVK = 220 mm v povodí uvádí.

Za povodně 6. – 8. 8. 2002 průtok kolísal a byl ovlivněn utvářením překážek v toku a jejich protrháváním. Za povodně 11. – 13. 8. 02 průtok téměř nekolísal. O tyto změny se postaral stav koryta a jeho okolí. Po první povodni bylo koryto poškozeno a mělo menší kapacitu. Za 2. povodně došlo k rozlivu již za menšího průtoky, rozliv byl objemnější a výsledkem je menší kulminační průtok. Koryto se neucpávalo. Materiál, který ucpával koryto, byl 1. povodni odplaven.

## Výsledky a diskuse

Analýza povodní ukázala, jak probíhá srážko-odtokový proces z povodí, v kterém má půda různou RVK. Povrchový odtok začíná po nasycení půdy srážkou. Půda s nejnižší RVK se nasytí srážkou nejdříve a také na ní nejdříve začíná povrchový odtok. Za povodně 6. – 8. 8. 2002 se v povodí horní Stropnici objevil první povrchový odtok potom, co celkový srážkový úhrn dosáhl hodnoty kolem 90 mm. Povrchový odtok se prozrazuje skokovým nárůstem průtoky v toku. Na počátku procesu povrchový přítok do toku postupně narůstal, a to v závislosti na nárůstu plochy dotoku a součinitele povrchového odtoku  $C_T$ . Plocha dotoku narůstá s časem a její velikost je závislá na rychlosti vody stékající

z povodí. Součinitel povrchového odtoku  $C_T$  roste postupným snižováním objemu zadržované vody na povrchu terénu. Když se všechny terénní deprese vyplní srážkou, součinitel  $C_T$  dostává konstantní hodnotu. Po určité době obsáhne plocha odtoku celou plochu nasycené půdy a stává se konstantní. Konstantní je i součinitel  $C_T$  a pokud srážka výrazně nemění intenzitu je průtok v toku konstantní.

Za stavu nasycené plochy odtoku je známa hodnota součinitele povrchového odtoku a ze vztahu (1) můžeme vypočítat plochu odtoku. Výpočet ukázal, že v povodí horní Stropnice nad limnigrafickou stanicí v obci Horní Stropnice má půda s RVK = 90 mm plochu asi 6 km<sup>2</sup>.

Průtok zůstává téměř konstantní až do doby než se nasytí srážkou půda s vyšší RVK. Za povodně 6. – 8. 8. 2002 došlo k nasycení půdy s vyšší RVK v povodí horní Stropnice za celkového srážkového úhrnu 148 mm. Povrchový odtok z další plochy se projevil skokovým zvýšením průtoku. Nárůst průtoku trval jen 3 h, a to proto, že do procesu odtoku zasáhly rozlivy.

Rozliv vody do inundačního území významně ovlivňuje průběh a velikost odtoku. Rozliv zadržuje vodu a o zadržený objem vody v rozlivu se snižuje průtok. V limnigrafické stanici pak měříme povodňové průtoky tlumené rozlivem. Pokud je povodí nasyceno srážkou má součinitel přímého odtoku  $C_T$  hodnotu 0,95, viz [2] a povrchový odtok můžeme určit ze srážky pomocí vztahu (1). Vztah (3) dokládá, že součinitel odtoku  $C_T$  vypočtený ze změřeného povrchového odtoku a srážky udává míru tlumení povodňových průtoků. Průměrná hodnota vypočtených součinitelů  $C_{T95}$  činila 0,54, což prozrazuje vysoké tlumení povodňových průtoků rozlivem. Rozliv snížil průtoky na 57 % skutečných průtoků. Změřený kulminační průtok za 2. povodně činil 20,9 m<sup>3</sup>/s ale pokud by nebyl ztlumen rozlivem činil by 36,8 m<sup>3</sup>/s. Vypočtené hodnoty součinitele  $C_{T95}$  také odhalují kulminační průtoky způsobené průlomovou vlnou, viz průtok ve 3:00 h 8. 8. 2002.

Za povodně 6. – 8. 8. 2002 nebylo povodí nasyceno předchozí srážkou a k prvnímu úplnému nasycení půdy v části povodí došlo za celkového srážkového úhrnu kolem 90 a v další části povodí až za úhrnu kolem 150 mm. Mapa retenční vodní kapacity půd v ČR udává v povodí půdy s RVK 35 mm, 80 mm, 140 mm a 220 mm. Rozbor povodně přináší zcela jiné výsledky. Rozpor ale není úplně překvapivý. Zpráva [3] takové rozpory předpokládá a uvádí, že údaje na mapě je nutno posuzovat kriticky, jako přiblížení ke skutečnému stavu.

Za povodně 11. – 13. 8. 2002, kdy se vyskytly 2 deště, byla půda s nejnižší RVK v povodí nasycena za 1. deště srážkou o úhrnu asi 17 mm a za 2. deště při úhrnu asi 7 mm. Půda s vyšší RVK v povodí byla nasycena až za 2. deště a došlo k němu za úhrnu asi 59 mm. Pokud se uvažuje úhrn za oba deště, tak za úhrnu asi 90 mm. .

Analýza povodní ukázala, že povodí horní Stropnice má mimořádně vysokou schopnost zadržovat srážky a tlumit povodně. Pokud není povodí nasyceno předchozí srážkou, tak zadrží dešť o celkovém úhrnu 150 mm. Do úhrnu 45 mm zadrží veškerý dešť. Dešť do úhrnu 90 mm způsobuje jen podpovrchový odtok a průtok v toku se zvýší na hodnotu do 1,5 m<sup>3</sup>/s. Dešť do úhrnu 150 mm vyvolá povrchový odtok jen na ploše o velikosti kolem 6 km<sup>2</sup> a průtok v toku nepřekročí kapacitu koryta. Povodeň se dostavuje až za deště, který má úhrn větší než 160 mm. Za povodně dochází k rozlivu a ten sníží povodňové průtoky téměř na polovinu.

Pokud je povodí vydatně nasyceno předchozí srážkou, jak tomu bylo v případně povodně 11. – 13. 8. 2002, pak povrchový odtok na ploše o velikosti kolem 6 km<sup>2</sup> způsobuje již dešť o úhrnu 17 mm. Dešť o úhrnu větším než 60 mm vyvolává povrchový odtok na téměř celém povodí a povodeň se dostavuje pokud srážka překročí úhrn 70 mm. Pokud průtoků překročí kapacitu koryta, která je kolem 17 m<sup>3</sup>/s, uplatňuje se tlumení povodně rozlivem a průtoky se snižují téměř na polovinu..

Druhá povodeň odhalila, že v povodí je ještě půda s velmi vysokou RVK, pravděpodobně 220 mm. Plocha této půdy je však malá asi 1,6 km<sup>2</sup>.



## **Závěry**

Příspěvek svými výsledky dokládá, že popsaným postupem je možné velmi podrobně poznat srážko-odtokový proces a především odtokové vlastnosti povodí. Povodí horní Stropnice má mimořádně příznivé odtokové vlastnosti. Půda zadržuje velký srážkový úhrn a inundační území výrazně tlumí povodeň rozlivem. Jsou však povodí, která tyto vlastnosti nemají a produkují z malé srážky velkou povodeň. Uváděná metoda hodnocení povodní dovoluje taková povodí poznat. Hustá síť srážkoměrných a průtokoměrných stanic spolu s měřením meteorologických radarů dovoluje taková hodnocení provádět. Publikace [2] o tom přináší řadu příkladů.

## **Poděkování**

Výzkumný projekt byl financován Ministerstvem životního prostředí České republiky (Grant č. 0002071101).

## **Literatura**

- [1] [www.vumopbrno.cz/stazeni/SOWAC\\_GIS.pdf](http://www.vumopbrno.cz/stazeni/SOWAC_GIS.pdf)
- [2] Matoušek, V. Poznávání odtokových vlastností malých povodí za regionálních dešťů. Praha: VÚV T.G.M., 2010, 71 s. ISBN 978-80-87402-08.
- [3] Novák, P. a kol. Analýza a mapování infiltračních a retenčních schopností půd České republiky. Závěrečná zpráva za DÚ 1, Praha: VÚMOP, 2007. 29 s.

# Parametry ovlivňující jakost vod při extrémních srážko-odtokových událostech v závislosti na způsobu monitoringu

Jana Moravcová<sup>1</sup>, Tomáš Pavlíček<sup>1</sup>, Monika Koupilová<sup>1</sup>, Pavel Ondr<sup>1</sup>, Tomáš Kvítek<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zemědělská fakulta,

Katedra krajinného managementu, Studentská 13, 37005 České Budějovice

<sup>2</sup> Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i., Žabovřeská 250, 15600 Praha

## Abstrakt

Cílem příspěvku je definovat rozdíly mezi parametry popisujícími vztah mezi koncentracemi základních látek obsažených v povrchových vodách a průtokem při extrémních srážko-odtokových událostech, které byly vzorkovány manuálně a těmi, které byly odebrány pomocí automatického vzorkovače. Vazba mezi koncentracemi a průtoky je vysvětlené pomocí c-q (koncentrace – průtok) hysterizní smyčky. Práce byla také zaměřena na ověření míry vlivu land-use na monitorovaných lokalitách na parametry popisující vývoj hysterizních smyček v průběhu srážko-odtokových událostí. Důležitým zjištěním je fakt, že automatický vzorkovač zajišťuje zejména lepší popis především vzestupné větve hydrografu povodňové události, která pomocí manuálně odebíraných vzorků nebyla téměř nikdy zachycena, ale která má pro vývoj vazby mezi koncentracemi a průtoky nezanedbatelný význam. Ukázalo se, že změna monitorovacího systému poskytla rovněž naprosto odlišný pohled na parametry, které popisují chování a průběh c-q hysterizních smyček.

**Klíčová slova:** Extrémní srážko-odtokové události, c-q hysterizní smyčky, automatický odběr vzorků.

## Úvod

Rozdíly v koncentracích jednotlivých prvků v řekách v průběhu srážko-odtokových událostí často vedou ke vzniku hysterizního efektu s odlišnými trendy koncentrací na vzestupné a poklesové větvi hydrografu (Bowes et al., 2005; Toler, 1965). Tvar a délka jednotlivých větví hydrografu se liší od události k události a od povodí k povodí (Bedient et al., 2008). Obyčejně má tento hydrograf více vrcholů (Reid et al., 1998). Tato situace vede ke vzniku více hodnot koncentrací pro jednu hodnotu průtoku, neboli hysterize (Rose, 2003). Hysterize koncentrace/průtok je často pozorována v průběhu bouřek, kdy koncentrace sledovaného prvku při daném průtoku je na vzestupné a sestupné větvi hydrografu rozdílná (Hall, 1970). Po zakreslení tohoto vztahu vznikne cyklická trajektorie „smyčka“ (Bowes et al., 2005; Mc.Diffett et al., 1989; Bond, 1979; Hill, 1993). Seeger et al. (2004) popisuje 3 základní možnosti utváření hysterizních smyček, a to smyčky po směru hodin, proti směru hodin a smyčky ve tvaru osmičky. Nejčastěji pozorované jsou však první dva popsané způsoby utváření, a to v závislosti na podmínkách (Regüés et al., 2000). Hysterizní smyčka po směru hodin vznikne, když je koncentrace nejvyšší na vzestupné větvi a protisměrná smyčka pokud je vyšší na sestupné větvi hydrografu (Bowes et al., 2005). Zároveň bylo zjištěno, že hysterizní křivky orientované po směru hodin se objevují, když je zdroj látky na březích nebo v blízkosti koryta toku a protisměrně orientované křivky se objevují při zdrojové oblasti umístěné v horních částech povodí (Klein, 1984).

Podle House a Warwick (1998) je velikost a směr hysterizních smyček popsán faktorem odpovědi a sklonem smyčky. Tyto dva faktory byly dále doplněny studií Bowes et al. (2005) o konstantu gradientu, která kvantifikuje sklon smyček. Navzdory empirické povaze těchto parametrů je možné jimi věrně popsat skutečné fyzikální procesy, které vznikají v průběhu bouřkových událostí.

Dalším doplňujícím faktorem, který může ovlivňovat velikost a směr hysterizních smyček je velikost povodí, množství spadlých srážek a vlhkost půdy (Klein, 1984; DeBoer a Campbell, 1989). Jedním z faktorů ovlivňujících hysterizi koncentrace-odtok je také roční období a způsob vzniku události. Podle Alexandrov et al. (2007) zvýšené průtoky způsobené konvektivními bouřkami přináší vyšší

koncentrace prvků ovšem s nižší mírou závislosti na průtoku, v kontrastu k bouřkám vznikajícím na přechodu studené fronty, kde je situace zcela opačná. Bowes et al. (2005) předpokládá také vliv podmínek předcházejících sledované události na utváření hysterezní smyčky, zejména na sezónní trendy s největšími smyčkami na konci léta po dlouhých suchých periodách. Butturini et al. (2006) za vysvětlující parametry hystereze považují změny koncentrace sledovaného prvku, plochu a směr smyček a dále hydrologické parametry jako je sklon a délka hydrografu, magnituda události a délka období sucha před událostí. Obdobné parametry zvolil pro hodnocení srážkových událostí i Bertrand-Krajewski et al. (1998).

## **Materiál a metody**

### *Povodí Jenínského potoka*

Jedná se o povodí s č.h.p. 1-06-01-138 s rozlohou 4,638 km<sup>2</sup>. Spadá do správního území obce Dolní Dvořiště, v JV části Český Krumlov, při hranicích s Rakouskem. Geologický podklad tvoří biotiticko – muskovitické svorové ruly a svory moldanubika s vložkami kvarcitů a kvarcitických rul, vyvělinami moldanubického plutonu, především biotitický granodiorit a křemenný diorit. Čtvrtohorní pokryv tvoří v bezprostředním okolí vodních toků deluviofluviální, převážně písčitolhinité až hlinitopísčité sedimenty. Zastoupené půdy jsou kambizemě dystrické, kryptopodzoly a podzoly modální, dále pak kambizemě oglejené až pseudogleje modální. Na území se vyskytují také gleje modální a fluvické. Střední nadmořská výška povodí je 757m n. m. Území je zemědělsky využíváno extenzivně, prakticky celé povodí je zatravněno a jsou zde vybudovány pastevní areály a to i na odvodněných lokalitách původně určených pro polaření, které zde probíhalo v 80. letech minulého století.

### *Povodí Kopaninského potoka*

Jedná se o povodí s č.h.p. 1-09-02-031 s rozlohou 9,178 km<sup>2</sup>. Spadá do správního území obce Velký Rybník, v okrese Pelhřimov. Geologický podklad tvoří biotiticko – muskovitické svorové ruly a svory moldanubika s vložkami kvarcitů a kvarcitických rul. Podklad zbylé části území je tvořen převážně vyvělinami moldanubického plutonu, především biotitickým granodioritem a křemenným dioritem s občasným výskytem granitu. Zastoupené půdy jsou kambizemě modální a oglejené a gleje modální. Střední nadmořská výška povodí je 625m n. m. Území je tradičně zemědělsky využíváno pro konvenční pěstování plodin, jako jsou obilniny nebo brambory. Jen z menší části se v povodí vyskytují kosené louky. Lesy zastoupené většinou na okrajích povodí jsou reprezentovány smrkovými monokulturami.

### *Odběr vzorků*

Průtoky jsou na všech profilech měřeny kontinuálně ultrazvukovými sondami a ukládány do dataloggerů v 10 minutovém intervalu za normálních podmínek a v 1 minutovém intervalu za extrémních odtokových podmínek.

Ve všech vzorcích odebraných z jednotlivých profilů byla provedena analýza zahrnující základní ukazatele jakosti povrchové vody, z nichž byly pro tento příspěvek vybrány koncentrace dusičnanů, fosforečnanů a nerozpuštěných látek.

Vzorky byly odebírány dvěma odlišnými způsoby, a to manuálně a pomocí kontinuálního automatického vzorkovače ISCO 6712. Interval odběru vzorků při extrémních srážko-odtokových událostech je ovlivněn délkou a průběhem konkrétní události.

### *Analýza dat*

Pro hodnocení hysterezních smyček závislosti koncentrací a průtoků z jednotlivých srážko-odtokových epizod byla vybrána řada parametrů, které lze rozdělit na biogeochemické parametry, které popisují chování jednotlivých prvků ve vodě a na parametry hydrologické, které popisují místní

podmínky, zejména vlhkostní podmínky, a dále pak jednotlivé části hydrogramu v průběhu příslušné srážko-odtokové události. Některé charakteristiky a parametry byly již popsány ve studiích Butturini et al. (2006) nebo Christopher (2008).

Biogeochemické parametry:

- dC (%) – parametr popisující relativní změny v koncentracích v průběhu srážko-odtokové události, který nabývá hodnot v rozmezí - 100 až + 100, kde záporné hodnoty indikují proces ředění a kladné hodnoty popisují proces vyplavování látky.
- dR (%) – parametr zahrnující informace popisující plochu a směr hysterezní smyčky. Tento parametr nabývá hodnot +1 indikující směr rotace po směru hodinových ručiček, hodnotu -1 popisující obrácenou rotaci smyčky a hodnotu 0, která označuje události s nejasným utvářením hysterezní smyčky.

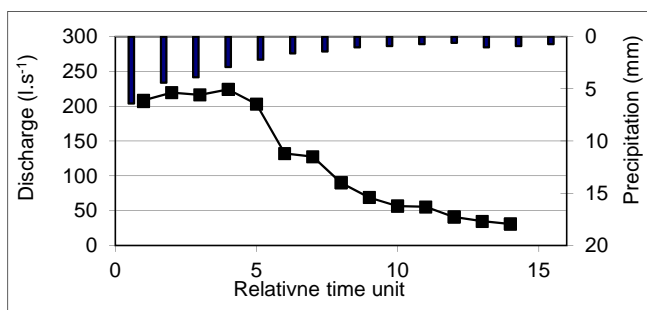
Hydrologické parametry:

- dQt – parametr, který popisuje amplitudu průtoku mezi hodnotou na počátku srážko-odtokové události a kulminační hodnotou průtoku, vztahenou k hodnotě základního odtoku,
- stabile – procento permanentních kategorií land use v dotčeném povodí,
- dQt-1 – hodnota nejvyššího dosaženého průtoku při předchozí srážko-odtokové situaci,
- t – doba, která uplynula od předchozí srážko-odtokové situace (den),
- precip – úhrn srážky (mm), která vyvolala příslušnou srážko-odtokovou situaci,
- precip-1 – úhrn srážky (mm), která vyvolala předcházející srážko-odtokovou situaci,
- RIS:REC – poměr mezi délkou vzestupné a sestupné větve hydrogramu.

Pro statistické vyhodnocení dat byly využity programy MS Excel, Statistika a Canoco 4. Pro budoucí správný výběr parametrů, ovlivňujících výrazně závislost jakosti vody na hodnotách průtoků v průběhu extrémních srážko-odtokových událostí, a tedy pro správnou volbu parametrů v následné rovnici korelační analýzy s možností predikce odnosu látek při daném průtoku, je nezbytné otestovat vliv jednotlivých navržených parametrů a zároveň otestovat závislosti jednotlivých parametrů mezi sebou. Pro tento účel byla zvolena RDA analýza (multivariate gradient redundancy analysis). RDA analýza je v podstatě pouze rozšířením lineární vícenásobné regrese. Grafickým výstupem této analýzy je triplot zachycující vektory vzájemných závislostí jednotlivých parametrů mezi sebou a zároveň bodově vyjádřené umístění jednotlivých srážko-odtokových epizod. Vektory orientované stejným směrem indikují pozitivní korelaci, vektory navzájem kolmé indikují nulovou závislost a ty směřující opačným směrem indikují zápornou korelaci dvou parametrů. Pro účely této práce byly vybírány statisticky významné hydrologické parametry ( $p < 0.05$ ) na základě Monte Carlo permutačního testu.

## Výsledky a diskuze

Cílem článku bylo srovnání automatického a manuálního odběru vzorků vod při extrémních srážko-odtokových událostech a vliv zvoleného systému na výsledné utváření hysterezní smyčky koncentrace-průtok.

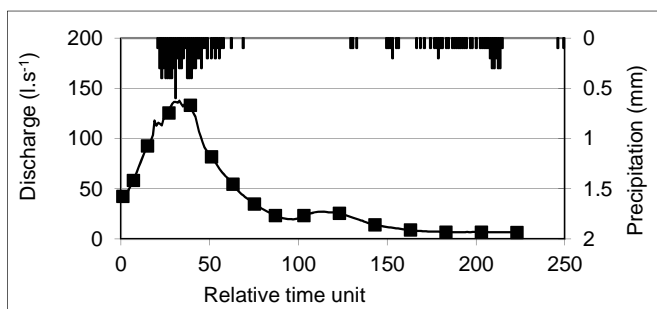


Obr. 1: Rozložení vzorků v průběhu manuálně vzorkované události.

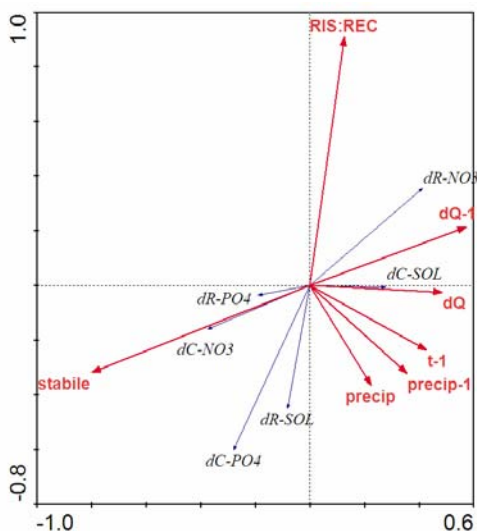
Nejprve je nutné konstatovat, že automatické vzorkování poskytuje v první řadě lepší popis celkového utváření hydrografu každé jednotlivé srážko-odtokové události. Tento fakt lze demonstrovat na srov-

nání dvou obr. 1 a 2, z nichž první byl vytvořen na základě vzorků odebíraných manuálně pracovníkem katedry a druhý byl vytvořen z dat získaných z automaticky odebraných vzorků pomocí kontinuálního vzorkovače ISCO.

Je patrné, že automatický odběr vzorků zajišťuje lepší distribuce vzorků v průběhu celého hydrografu a popisuje také velmi dobře jak vzestupnou tak i sestupnou větev hydrografu. Prokázalo se, že při manuálním vzorkování pokrývají vzorky téměř výhradně sestupnou větev hydrografu a mít kompletní sérii vzorků i na vzestupné větvi hydrografu je téměř nemožné. Jediná možnost je odběr vzorků při událostech, které jsou způsobeny bouřkami na studené frontě nebo události spojené s táním sněhu, protože ty jsou poměrně dobře předpovídaný meteorology a technik může být v terénu včas. Náhlá bouře způsobená pouze z vysokých teplot v letním období nelze úspěšně předpovědět, a proto je obtížné odebrat vzorky v průběhu celé události, přestože jsou tyto události pro celkové roční bilance odnosů prvků velmi důležité, protože tyto bouřky bývají velmi silné.



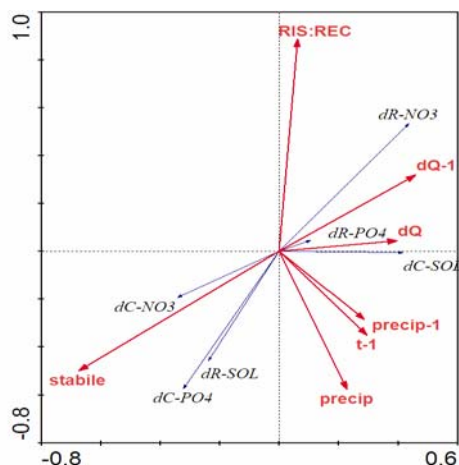
Obr. 2: Rozložení vzorků v průběhu automaticky vzorkované události kontinuálním automatickým vzorkovačem ISCO.



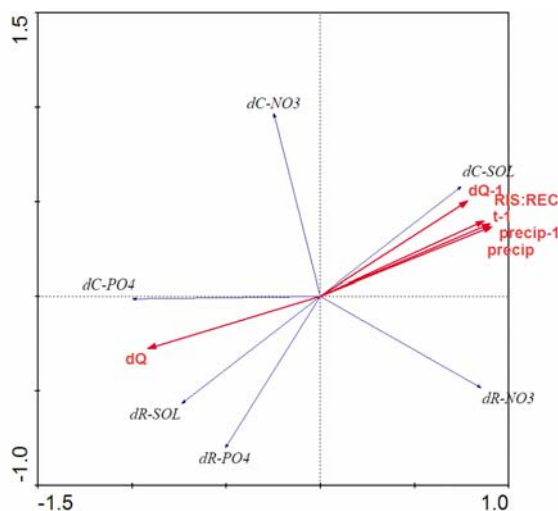
Obr. 3: Výsledek RDA analýzy při zahrnutí všech srážko-odtokových události bez ohledu na způsob odebrání vzorků.

Druhá část studie je zaměřena na zjištění rozdílů parametrů popisující události vzorkované manuálně a automaticky. Nejprve jsme provedli RDA analýzu se všemi 19 událostmi bez rozdílu toho, jakým způsobem byly odebrány jednotlivé vzorky. Do RDA analýzy byly zahrnuty všechny výše zmíněné hydrologické parametry, které dohromady vysvětlují 78,2% celkového rozpětí. Následně jsme události rozdělili do dvou skupin – manuálně a automaticky odebíraných. Monte Carlo permutační test prokázal, že parametry RIS:REC, precip-1 a parametr stabile byly v RDA analýze všech 19 událostí statisticky významné. Následně multivariační analýza potvrdila velmi silnou negativní vazbu mezi hydrolo-

gických parametr RIS:REC a biogeochemických parametr dCPO4 ( $R^2=0,76$ ) plně v souladu s poznatky Butturini et al. (2006) a velmi silnou pozitivní vazbu mezi parametrem stabil a biogeochemickým parametrem dCNO3 ( $R^2=0,83$ ) stejně jak prokázal Donner et al. (2004). Nakonec byly pro analýzu použity pouze události, které byly vzorkovány manuálně. Tato analýza poskytla naprosto odlišné výsledky než předchozí dvě. Jediným statisticky průkazným parametrem je parametr dQ, u kterého byla následnou multivariační analýzou potvrzena velmi silná vazba s biochemickým parametrem dC-SOL ( $R^2=0,84$ ) jak prokázal také Chikita et al. (2002).



Obr. 4: Výsledek RDA analýzy při zahrnutí pouze automaticky vzorkovaných srážko-odtokových události bez ohledu na způsob odebrání vzorků.



Obr. 5: Výsledek RDA analýzy při zahrnutí pouze manuálně vzorkovaných srážko-odtokových události bez ohledu na způsob odebrání vzorků.

Při provedení RDA analýzy pouze s 10 srážko-odtokovými událostmi, které byly vzorkovány automaticky, Monte Carlo permutační test prokázal jako statisticky významné téměř stejné parametry jako při zahrnutí všech událostí, a to parametr RIS:REC a stabile. Další následná analýza prokázala stejný druh vazeb mezi parametry RIS:REC a dCPO4 a stabil a dCNO3, ale mnohem silnější. Jako poměrně silná se prokázala rovněž vazba mezi parametry RIS:REC a dRSOL ( $R^2=0,65$ ) stejně jak popsali (Schilling, 2002; Donner et al., 2004).

## Závěr

V této studii byly hodnoceny vazby průtoku a koncentrací dusičnanů, fosforečnanů a nerozpuštěných látek. Tyto vztahy byly popsány pomocí c-q hysterezních smyček a jejich hydrologických a biogeo-

chemických parametrů. Byly hodnoceny jak všechny srážko-odtokové události dohromady, tak odděleně manuálně a automaticky navzorkované události. Nejdůležitějším výsledkem provedené RDA analýzy je poznatek, že mezi automaticky vzorkovanými událostmi a analýzou se všemi zahrnutými událostmi není téměř žádný rozdíl, pouze v síle vazeb mezi jednotlivými parametry. Jako statisticky prokazatelné parametry byly zjištěny parametry popisující poměr mezi délkou vzestupné a sestupné větve hydrografu, zastoupení stabilních prvků land use a parametr popisující množství srážek, které vyvolaly předchozí srážko-odtokovou událost. Odlišný výsledek byl dosažen analýzou pouze manuálně odebraných událostí. Zde byl stanoven jako průkazný jediný parametr, a to parametr popisující amplitudu průtoku v průběhu sledované události.

### **Poděkování:**

Tento příspěvek byl zpracován za finančního přispění grantu Národní agentury zemědělského výzkumu QH92298 Systém přírodě blízkých protierozních a protipovodňových opatření a jeho optimalizace v procesu pozemkových úprav.

### **Literatura**

- ALEXANDROV, Y., LARONNE J. B., REID I. 2007. Intra-event and intra-seasonal behavior of suspended sediment in flash flood of the semi-arid northern Negev, Israel. *Geomorph.* 85: 85–97.
- BEDIENT, P. B. et al. (Eds.). 2008. *Hydrology and floodplain analysis*. London: Prentice Hall. pp. 795.
- BERTRAND-KRAJEWSKI, J – L. et al. 1998. Distribution of pollutant mass vs. volume in stormwater discharges and the first flush phenomenon. *Wat. Res.* 32: 2341–2356.
- BOND, H. W. 1979. Nutrient concentration patterns in a stream draining a mountain ecosystem in Utah. *Ecology.* 60: 1184–1196.
- BUTTURINI, A. et al. 2006. Cross-site comparison of variability of DOC and nitrate c-q hysteresis during autumn – winter period in three Mediterranean headwater streams: a synthetic approach. *Biogeochem.* 77: 327–349.
- BOWES M. J. et al. 2005. Phosphorus-discharge hysteresis during storm events along a river catchment: the River Swale, UK. *Wat. Res.* 39: 751–762.
- CHIKITA, K. H. et al. 2002. Characteristics of sediment discharge in the subarctic Yukon River, Alaska. *Catena.* 48: 235–253.
- CHRISTOPHER, S. F. et al. 2008. Factors controlling nitrogen release from two forested catchments with contrasting hydrochemical responses. *Hydrol. Proc.* 22: 46–62.
- DeBOER, D. H., CAMPBELL I. A. 1989. Spatial scale dependence of sediment dynamics in a semi-arid badland drainage basin. *Catena.* 16: 277–290.
- DONNER, S. D. et al. 2004. Impact of changing land use practices on nitrate export by the Mississippi River. *Glob. Biogeochem. Cyc.* 18: 1–21.
- HALL, F. R. 1970. Dissolved solids-discharge relationship. I. Mixing models. *Wat. Resour. Res.* 6: 845–850.
- HILL, A. R. 1993. Nitrogen dynamics of storm runoff in the riparian zone of a forested watershed. *Biogeochem.* 20: 19–44.
- HOUSE, W. A., WARWICK M. S. 1998. Hysteresis of the solute concentration/discharge relationship in rivers during storms. *Wat. Res.* 32: 2279–2290.
- KLEIN, M. 1984. Anti-clockwise hysteresis in suspended sediment concentration during individual storms. *Catena.* 11: 251–257.
- McDIFFETT, W. F. et al. 1989. Nutrient concentration-stream discharge relationship during storm events in a 1st-order stream. *Hydrobiologia.* 179: 97–102.
- REGÜÉS, D. et al. 2000. Relación entre las tendencias temporales de producción y transporte de sedimentos y las condiciones climáticas en una pequeña cuenca de montaña mediterránea (Vallcebre Pirineos Orientales). (In Spanish, with English abstract.) *Cuader. Invest. Geogr.* 26: 42–65.
- REID, I. et al. 1998. Flashflood and bedload transport by desert gravel-bed streams. *Hydrol. Proc.* 12: 543–557.
- ROSE, S. 2003. Comparative solute-discharge hysteresis analysis for an urbanized and a 'control basin' in the Georgia (USA) Piedmont. *J. Hydrol.* 284: 45–56.
- SCHILLING, K. E. 2002. Chemical transport from paired agricultural and restored prairie watersheds. *J. Environ. Qual.* 31: 1184–1193.
- SEEGER, M. et al. 2004. Catchment soil moisture and rainfall characteristics as determinant factors for discharge/suspended sediment hysteretic loops in a small headwater catchment in the Spanish Pyrenees. *J. Hydrol.* 288: 299–311.
- TOLER, L. G. 1965. Relation between chemical quality and water discharge in Spring Creek, Southwestern Georgia. *US Geological Survey Professional Paper 525-C: 209–213.*

# Změny v chemickém složení povrchových vod na modelovém povodí Lesní potok v období jarního tání 2009

Tomáš Navrátil<sup>1</sup>, Irena Dobešová<sup>1</sup>, Jan Rohovec<sup>1</sup>, Jana Buchtová<sup>1,2</sup>, Petr Skřivan<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Geologický ústav Akademie věd ČR, v.v.i., Rozvojová 269, Praha 6

<sup>2</sup> Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy, Albertov 6, Praha 2

## Abstrakt

Předmětem práce bylo vyhodnocení změn chemismu povrchových vod v průběhu jarního tání na příkladu roku 2009. Studie probíhala v experimentálním povodí Lesní potok nacházejícím se v NPR Voděradské bučiny. Při jarním tání došlo k poklesu pH, což společně s vysokým odtokem výrazně ovlivnilo koncentrace řady prvků v povrchové vodě. Jako indikátor podílu vod hlubšího oběhu v odtoku posloužila koncentrace Si a  $\delta^{18}\text{O-H}_2\text{O}$ . Koncentrace hlavního aniontu povrchových vod Lesního potoka,  $\text{SO}_4^{2-}$ , v průběhu jarního tání kolísala v závislosti na měnícím se podílu odtávajícího sněhu, půdní vody, srážkových a podzemních vod. Při zvýšené penetraci svrchních organických půdních horizontů vodou z tajícího sněhu a došlo ke zvýšení koncentrací DOC. Koncentrace DOC řídily export Fe tot. Koncentrace Al s DOC nekorelovaly, protože určujícím faktorem je v tomto případě hodnota pH odtávající vody. Koncentrace  $\text{NO}_3^-$  se v průběhu jarního zvýšeného odtoku výrazně snižovaly a na konci této episodické události už byly v důsledku rychlého vymývání půdních horizontů koncentrace  $\text{NO}_3^-$  minimální.

**Klíčová slova:** hydrologie, odtok, jarní tání, lesní ekosystém, povodí, prvky, biogeodynamika.

## Úvod

Jarní tání je v prostředí lesních ekosystémů z pohledu odtoku velmi důležitým obdobím hydrologického roku. Během několika týdnů odtéká 25–50% ze sumy ročního odtoku (Bishop a Pettersson 1996). Z tohoto důvodu je to tedy období, které podstatně ovlivňuje odtok látek z lesních ekosystémů. Pro porozumění odtoku látek z lesních ekosystémů je proto nezbytné porozumět procesům, které hrají hlavní roli při odtoku látek během období jarního tání.

## Sledované území

Povodí Lesního potoka se nachází přibližně 30 km jihovýchodním směrem od Prahy, v národní přírodní rezervaci Voděradské bučiny. Jeho plocha činí 0,765 km<sup>2</sup>. Uzávěrný profil povodí se nachází v nadmořské výšce 406 m n. m. Nejvyšší místo v povodí 505 m n. m. je v jeho jižní části. Převážná část povodí (99%) je zalesněna, přičemž mírně převládají listnaté (53 %) porosty nad jehličnatými (45 %). Nejvíce zastoupenou listnatou dřevinou je buk lesní (*Fagus sylvatica* L.) a v jehličnatých porostech smrk ztepilý (*Picea abies* L. Karst).

Podloží sledovaného území je tvořeno porfyrickým až středně zrnitým biotitickým granitem říčanského typu, který se skládá z 27 % křemene, 29 % ortoklasu, 35 % plagioklasu a 6 % biotitu. Hlavním půdním typem v povodí jsou kambizemě.

Vzhledem k nadmořské výšce je pro povodí Lesní potok charakteristická relativně nízká hodnota ročních srážkových úhrnů. Průměrná hodnota úhrnu srážek v letech 1996 – 2009 byla 612 mm, zatímco průměrný odtok z povodí během stejného období činil 95 mm. V oblasti sledovaného území byla prostřednictvím chloridové bilance odhadnuta poměrně vysoká hodnota roční evapotranspirace ~ 80 % (Navrátil, 2003). Průměrná roční teplota je +9 °C.

Povrchová voda v povodí je v důsledku evapotranspirace typická relativně vysokými koncentracemi



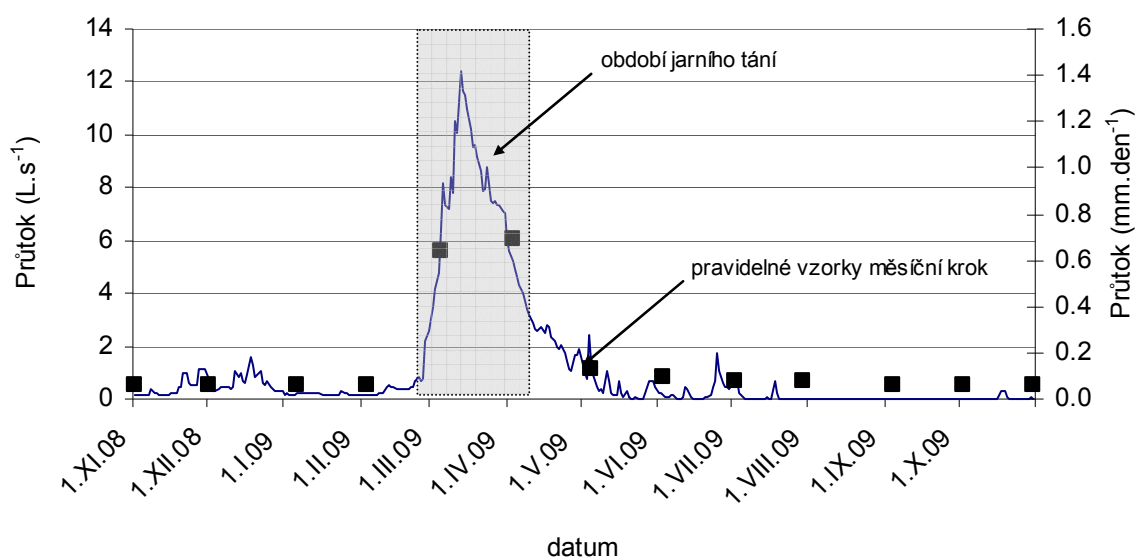
rozpuštěných látek (tab. 1).

## Materiál a metody

Monitoring povrchových vod v experimentálním povodí Lesního potoka probíhá již od roku 1994. Odběry vzorků pro stanovení chemického složení probíhají v měsíčních intervalech dle protokolu monitoringové sítě malých povodí GEOMON (Fottová 1995). Průtok vody je měřen kontinuálně plovákovým hladinoměrem Thalimedes fy. OTT HYDROMETRY. Kontinuální měření objemu srážek, teploty a relativní vlhkosti probíhá na úvodí LP prostřednictvím stanice M4016-G fy. FIEDLER-MÁGR.

Tabulka 1: Roční aritmetické průměry hodnot vybraných parametrů povrchové vody na povodí Lesní potok. Hodnoty byly vypočteny ze vzorků z pravidelných měsíčních odběrů pro daný hydrologický rok. Q je aritmetický průměr okamžitých průtoků v době pravidelných odběrů měsíčních vzorků.

H.rok	L.s <sup>-1</sup> Q	st.j. pH	mg/L Ca tot	mg/L K tot	mg/L Mg tot	mg/L Na tot	mg/L Si tot	mg/L Al tot	mg/L Fe tot	mg/L NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	mg/L F <sup>-</sup>	mg/L SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	mg/L Cl <sup>-</sup>	ug/L Mn tot
1994	2.7	5.00	20.9	1.7	7.8	8.6	25.0	0.858	0.273	4.0	0.8	84.4	4.6	323
1995	2.8	4.94	23.2	1.8	8.4	8.8	26.0	1.007	0.690	4.6	0.8	90.0	4.9	393
1996	3.6	4.83	21.9	1.6	8.4	8.2	24.7	0.992	0.173	2.1	0.8	89.0	4.0	348
1997	2.4	5.11	16.6	1.1	7.2	8.5	28.5	0.843	0.534	2.0	0.7	76.4	4.7	277
1998	0.8	5.32	15.5	1.1	6.2	8.8		0.536	0.395	2.2	0.7	65.0	4.4	189
1999	2.2	5.28	16.6	1.1	6.9	9.2		0.736	0.473	2.7	0.7	70.6	4.2	273
2000	2.6	5.26	18.3	1.4	7.3	9.1		0.634	0.540	3.7	0.7	76.4	4.2	352
2001	1.3	4.96	17.9	0.9	7.6	9.0	30.2	0.879	0.224	5.8	0.7	73.5	4.3	197
2002	5.0	4.95	16.6	1.0	7.5	8.4		0.959	0.236	1.2	0.8	78.5	4.3	331
2003	3.4	5.08	16.1	1.0	7.0	8.3		0.919	0.197	1.1	0.8	80.8	4.8	276
2004	1.2	5.42	18.7	1.4	7.1	9.6	27.7	0.636	0.164	2.3	0.7	75.7	5.1	197
2005	1.6	5.03	14.0	1.1	6.1	8.2	27.2	0.673	0.227	3.6	0.7	66.2	5.2	141
2006	2.5	5.33	14.0	1.2	5.5	8.4	28.6	0.612	0.776	1.1	0.6	52.4	4.3	267
2007	0.7	5.77	11.9	1.0	4.8	7.9	26.0	0.491	0.809	2.3	0.6	47.0	4.5	122
2008	2.0	5.58	11.0	1.0	4.5	7.1	22.1	0.549	0.343	2.0	4.5	52.0	3.8	108
2009	1.6	5.53	13.3	1.0	5.3	7.6	28.9	0.496	0.472		5.3	59.4		128



Obr. 1: Průběh průměrných denních průtoků na povodí LP v hydrologickém roce 2009.

Stanovení kationtů a pH bylo provedeno metodou ICP-OES a ICP-MS, event. AAS v laboratořích GLÚ AV ČR, v.v.i.. Stanovení aniontů ( $F^-$ ,  $Cl^-$ ,  $NO_3^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ), rozpuštěného organického uhlíku (DOC),  $NH_4^+$  a  $\delta^{18}O-H_2O$  byla provedena v laboratořích České geologické služby (Praha, Barrandov).

V období jarního tání hydrologického roku 2009, tzn. od 28.února 2009 do 10.dubna 2009 probíhalo vzorkování se zvýšenou frekvencí 1–4 dny (obr. 1). Každý vzorek byl odebrán do 4 polyethylenových vzorkovnic s objemem 100 ml. První ze vzorkovnic byla okyselena 1 ml  $HNO_3$  (Merck, Suprapur) a obsah byl použit pro stanovení celkových koncentrací prvků (Me tot). Druhá ze vzorkovnic byla filtrována přes 0,45  $\mu m$  celulózový membránový filtr, okyselena 1 ml superčisté  $HNO_3$  a sloužila ke stanovení filtrovaných koncentrací (Me fil). Konečně třetí vzorkovnice byla určena pro stanovení pH, aniontů,  $NH_4^+$  a DOC. Poslední ze vzorkovnic posloužila pro stanovení  $\delta^{18}O-H_2O$ .

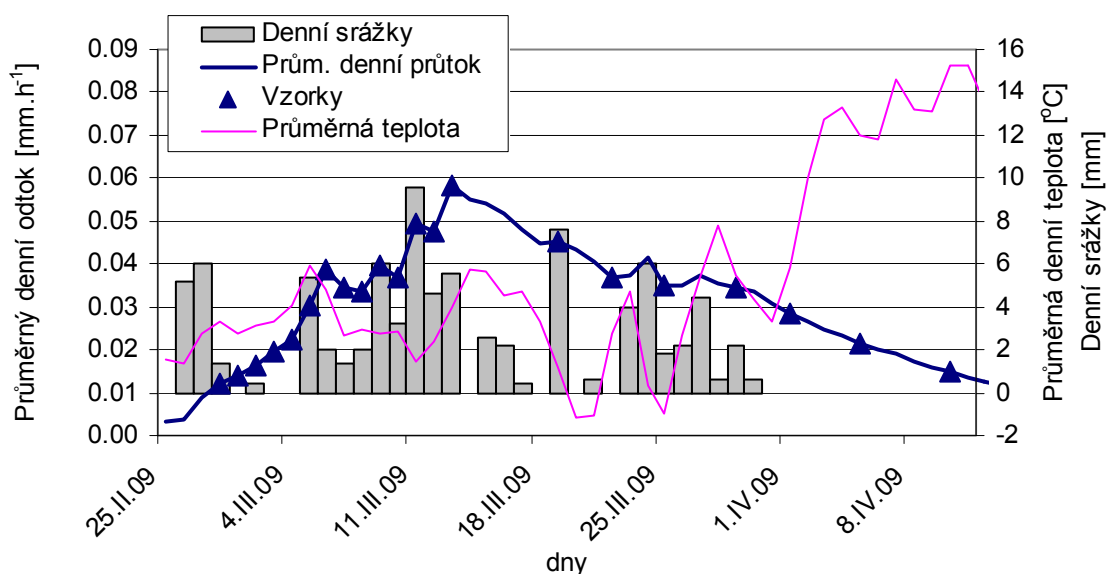
Hodnoty koncentrací  $\Delta$  použité v některých grafech byly vypočteny z hodnot uvedených v tabulkách 2 a 3. Jedná se o rozdíl mezi hodnotou koncentrace dané komponenty ze dne 28.2.2009 ( $t_0$ ) a koncentrací z jednotlivých dnů odtokové epizody ( $t_d$ ) viz rovnice (1).

$$\Delta = t_0 - t_d \quad (1)$$

## Výsledky a diskuse

Celkový odtok z povodí LP v hydrologickém roce 2009 činil 36 250  $m^3$  (47,4 mm) vody. Jednalo se tedy o rok z hlediska odtoku podprůměrný, neboť průměrný odtok za období 1996 – 2009 činil 95 mm. Celkem 25 800  $m^3$  vody odteklo v období jarního tání od 28.února do 10.dubna 2009, což z celkového ročního odtoku představuje 71%.

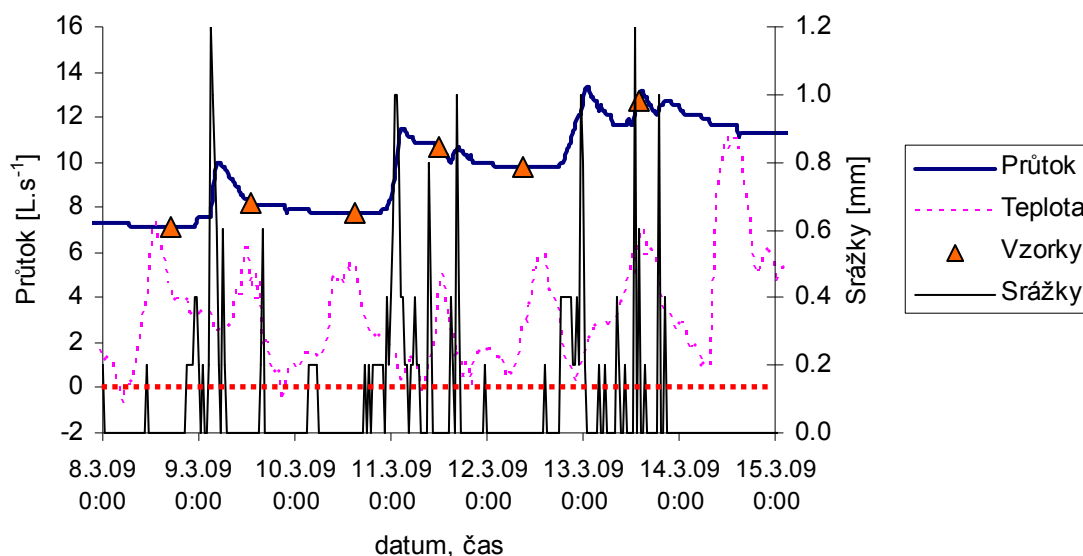
Charakter odtokové křivky byl do značné míry ovlivněn rozdílem mezi denními a nočními teplotami a také srážkovými epizodami. Během období jarního tání činila úhrnná srážková výška 77,4 mm.



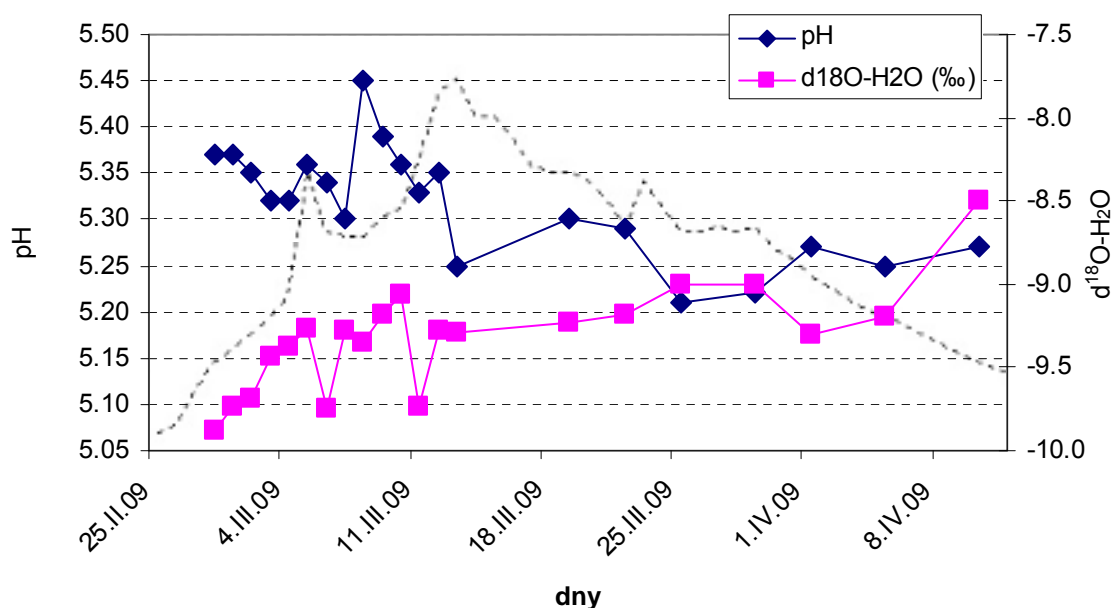
Obr. 2: Průběh denních srážek [mm], průměrných denních průtoků v jednotlivých dnech ( $mm \cdot h^{-1}$ ), průměrných denních teplot ( $^{\circ}C$ ) a schéma frekvence odebraných vzorků v období jarního tání od 28.února do 10.dubna 2009.

V počáteční fázi jarního tání docházelo k postupnému zvyšování průměrného denního průtoku z počátečních  $0,7 L \cdot s^{-1}$  dne 25.2.2009 až na  $8,2 L \cdot s^{-1}$  dne 6.3.2009 (obr. 2). Odběr prvního vzorku proběhl při průtoku  $1,9 L \cdot s^{-1}$  dne 28.2.2009. Zvyšování průtoku bylo doprovázeno zvyšující se průměrnou denní teplotou až do 6.3.2009, pak došlo k ochlazení a zejména v nočních hodinách i k poklesu teplot

pod bod mrazu, což způsobilo zpomalení tání sněhu a dočasný pokles průtoku. Další vzrůsty průtoku nastaly ve dnech 9.3.2009 a 11.3.2009. V obou případech byly doprovázeny poklesem průtoku v následujícím dni. Obě tato lokální maxima byla způsobena srážkovými událostmi (obr. 3). K maximálnímu okamžitému průtoku  $13,4 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$  došlo dne 13.3.2009 v 1:30h (obr. 3), avšak vzorek pro den 13.3.2009 byl odebrán až při dalším lokálním maximum průtoku téhož dne v 10:00h (obr. 3). Sestupná část průtokové křivky je postupná, ovšem mezi dny 19.3.2009 a 1.4.2009 byl pokles narušen několika srážkovými událostmi (obr. 2).



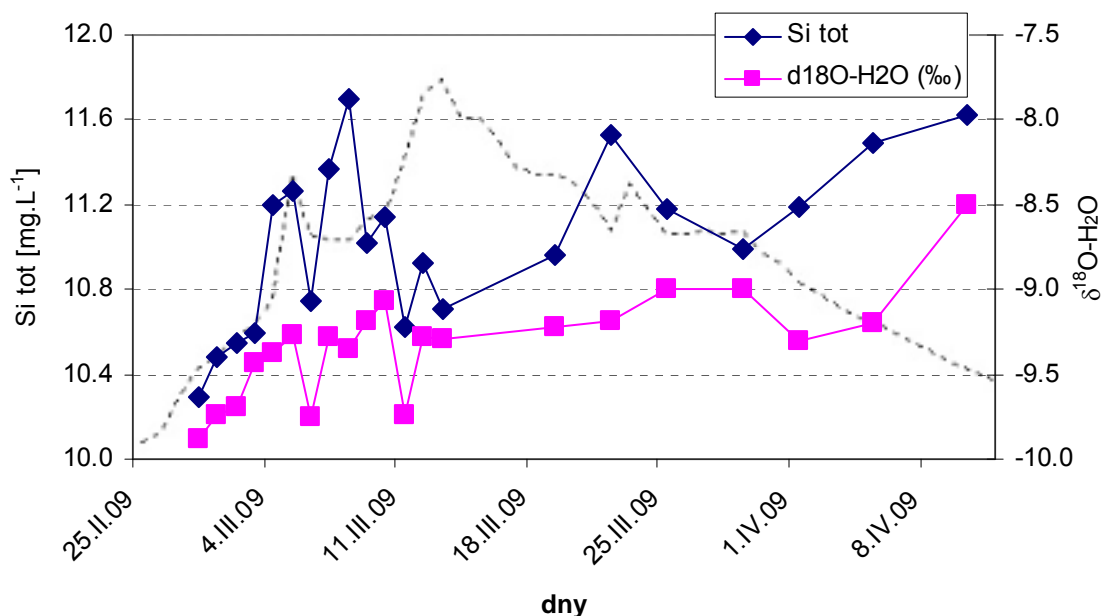
Obr. 3: Levá osa y – Křivka okamžitých průtoků ( $\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$ ) v době od 8.3.09 0:00 do 15.3.09 0:00 a průběh teplot ( $^{\circ}\text{C}$ ) v minutových intervalech, horizontální čerchovaná čára znázorňuje teplotu  $0^{\circ}\text{C}$ . Pravá osa y – Srážkové úhrny (mm) zaznamenávané v minutových intervalech popř. v kratších časových úsecích.



Obr. 4: Levá osa y – Změny hodnot pH v období jarního tání. Pravá osa y – Změny hodnot  $\delta^{18}\text{O}\text{-H}_2\text{O}$ . Čerchovaná křivka slouží k ilustraci průběhu průměrného denního průtoku a je totožná s křivkou průměrných odtoků z obr. 2.

Hodnoty pH během období jarního tání byly v rozmezí 5,21–5,45. V počáteční fázi jarního tání hodnoty pH postupně klesaly až do 5.3.09, pak nastal mírný vzestup hodnot, pravděpodobně vzhledem ke zvýšení proporce vod hlubšího oběhu k celkovému oběhu. Vody hlubšího oběhu vykazují totiž na povodí LP zvýšené hodnoty pH (Navrátil et al. 2003, Navrátil et al. 2007). K následnému poklesu pH dne 6.3.09 naopak dochází v důsledku zvýšení podílu srážkových vod v celkovém odtoku, čemuž odpovídá i výrazné snížení hodnoty  $\delta^{18}\text{O-H}_2\text{O}$  (obr. 4). Dne 7.3.2009 opět dochází k poklesu podílu srážkových vod v celkovém odtoku, což se projevilo výrazným zvýšením hodnoty pH na nejvyšší hodnotu 5,45. V dalším průběhu jarního tání dochází k postupnému snižování hodnot pH, a to nejen v důsledku postupného odtávání sněhu, ale zejména vzhledem ke každodenní depozici srážek (obr. 2). V dalším průběhu jarního tání již nebyly vzorky odebrány s denní frekvencí. Dne 13.3.09 byl odebrán vzorek za nejvyššího průměrného denního průtoku  $12,5 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ , u kterého pH dosahovalo nejnižší hodnoty pH 5,25 v části jarního tání, charakteristické stoupajícím průtokem. Po započítání poklesu průtoku došlo ke zvýšení hodnot pH a následně vzhledem k dalším srážkovým událostem k poklesu pH, přičemž nejnižší hodnota pH 5,21 byla zaznamenána dne 25.3.09. Přisun srážek se opět projevil vzrůstem hodnot  $\delta^{18}\text{O-H}_2\text{O}$  (obr. 4), pravděpodobně proto, že došlo ke změně hodnot  $\delta^{18}\text{O-H}_2\text{O}$  srážek a to z hodnot -12,7 a -13,0 v období od 25.2.09 do 10.3.09 na -9,7 od 11.3.09 do 31.3.09.

Jako indikátor podílu podzemní vody v odtoku mohou posloužit také koncentrace Si tot (obr. 5). Koncentrace Si ve srážkových vodách jsou velmi nízké, takže Si v povrchové vodě pochází téměř výhradně ze zvětrávání příslušných podložních hornin, a může být za daných okolností dobrým indikátorem podílu vod hlubšího oběhu. Na povodí LP dosahuje průměrná koncentrace Si v podpovrchové vodě  $15,9 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$  (Navrátil 2003). Podobných koncentrací dosahuje průměrná koncentrace Si v období velmi nízkých průtoků ( $< 0,5 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ )  $14,0 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ . Koncentrace Si v povrchové vodě na povodí LP během jarního tání byly v rozmezí od 10,3 do 11,7  $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ . Během jarního tání 2009 koncentrace Si v povrchové vodě povodí LP zpočátku postupně stoupaly. K prvnímu skokovému zvýšení koncentrace Si došlo až dne 4.3.2009 (obr. 5). Obě lokální minimální hodnoty  $\delta^{18}\text{O-H}_2\text{O}$  ve dnech 6.3.2009 a 11.3.2009 jsou doprovázeny poklesem koncentrací Si ve stejných dnech. Od 6.3.2009 koncentrace Si v podstatě postupně rostou až na lokální maximum dne 22.3.2009.



Obr. 5: Levá osa y – Změny celkových koncentrací Si v povrchové vodě v období jarního tání. Pravá osa y – změny hodnot  $\delta^{18}\text{O-H}_2\text{O}$ . Čerchovaná křivka opět slouží k ilustraci průběhu průměrného denního průtoku a je totožná s křivkou průměrných odtoků z obr. 2.

Hlavním aniontem povrchových vod na povodí LP je  $\text{SO}_4^{2-}$ . Koncentrace  $\text{SO}_4^{2-}$  v povrchových vodách LP z dlouhodobého hlediska významně korelují s koncentracemi Ca a Mg (Navrátil 2003). Vzhledem

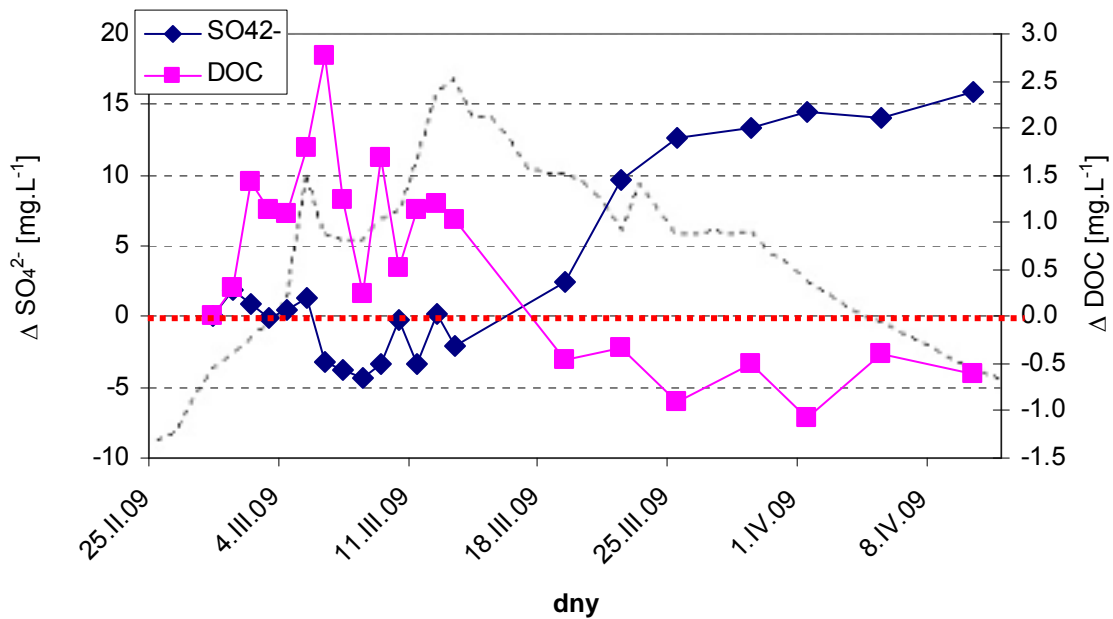
ke snížení depozice síry na povodí LP v posledních desetiletích (Vach et al. 2003), hodnoty průměrné roční koncentrace  $\text{SO}_4^{2-}$  mají klesající trend (tab.1). Spolu s poklesem průměrné roční koncentrace  $\text{SO}_4^{2-}$  dochází i poklesu průměrných ročních koncentrací Ca a Mg, jak ostatně vyplývá z jejich korelace.

Koncentrace  $\text{SO}_4^{2-}$  během jarního tání 2009 byly v rozmezí od 49,7 do 69,9  $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ . V počáteční fázi jarního tání od 28.2.2009 do 5.3.2009 se koncentrace  $\text{SO}_4^{2-}$  příliš neměnily (obr. 6). Nicméně dne 6.3.2009 došlo k poklesu koncentrace  $\text{SO}_4^{2-}$  pod úroveň koncentrace  $\text{SO}_4^{2-}$  zaznamenané první den jarního tání, což se pro parametr  $\Delta\text{SO}_4^{2-}$  projevuje jako negativní hodnoty (obr. 6). Od 6.3.2009 koncentrace  $\text{SO}_4^{2-}$  klesají, až dosáhnou nejnižší hodnoty během jarního tání dne 8.3.2009. Poté nastává postupný růst koncentrací  $\text{SO}_4^{2-}$ , který trvá až do konce jarního tání.

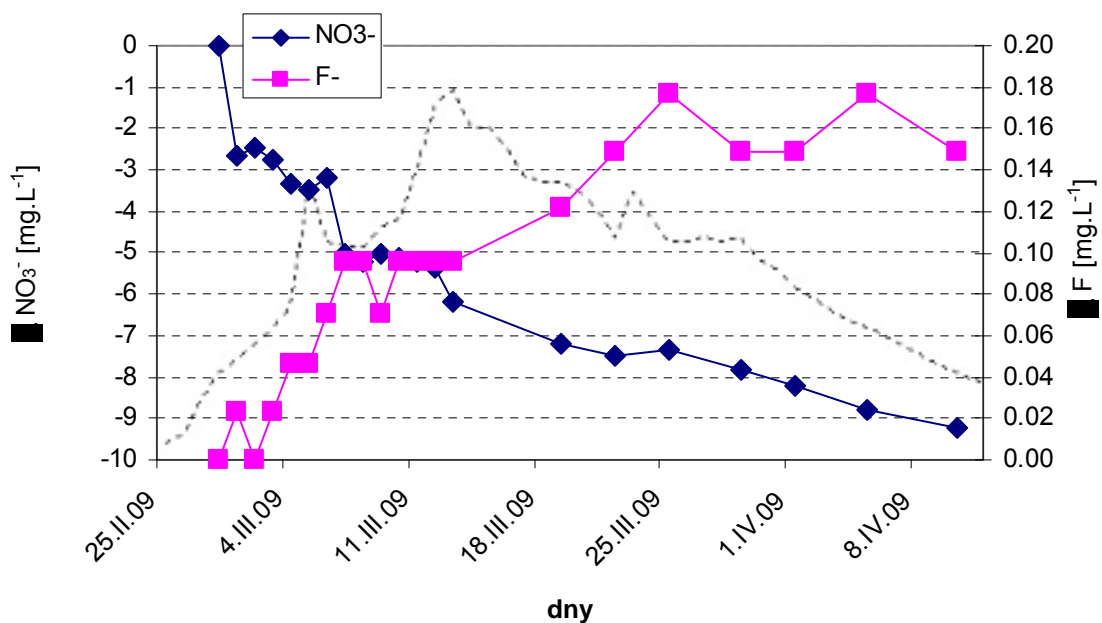
Tabulka 2: Analytická data k jednotlivým vzorkům v období jarního tání. Koncentrace hlavních prvků (Ca, K, Mg, Na a Si) ve filtrovaných vzorcích se výrazně nelišily od uvedených celkových koncentrací (tot), a proto nejsou uvedeny.

Datum	$\delta^{18}\text{O}-\text{H}_2\text{O}$ (‰)	mg/L DOC	mg/L Ca tot	mg/L K tot	mg/L Mg tot	mg/L Na tot	mg/L $\text{NO}_3^-$	mg/L $\text{F}^-$	mg/L $\text{SO}_4^{2-}$	mg/L Al tot	mg/L Fe tot	mg/L Al fil	mg/L Fe fil	ug/L Mn fil
28.2.2009	-9.88	10.0	10.6	0.9	4.5	6.0	10.2	0.58	54.0	0.48	0.12	0.45	0.11	68.7
1.3.2009	-9.74	10.3	11.4	1.0	4.8	7.0	7.5	0.60	55.9	0.53	0.15	0.49	0.12	66.8
2.3.2009	-9.69	11.4	11.5	1.0	4.8	6.9	7.7	0.58	54.9	0.56	0.18	0.52	0.14	75.9
3.3.2009	-9.44	11.1	10.9	1.0	4.6	6.7	7.5	0.60	53.8	0.55	0.21	0.55	0.14	81.8
4.3.2009	-9.38	11.1	12.5	1.1	5.1	7.5	6.9	0.63	54.5	0.63	0.26	0.53	0.14	93.2
5.3.2009	-9.27	11.8	12.5	1.2	5.0	8.0	6.7	0.63	55.3	0.64	0.22	0.57	0.14	79.1
6.3.2009	-9.75	12.8	11.4	1.0	4.7	6.3	7.0	0.65	50.7	0.61	0.22	0.56	0.15	71.7
7.3.2009	-9.28	11.2	11.2	0.9	4.6	6.0	5.2	0.68	50.2	0.52	0.15	0.52	0.12	54.3
8.3.2009	-9.35	10.2	11.7	0.9	4.7	6.3	5.0	0.68	49.7	0.51	0.12	0.47	0.08	54.1
9.3.2009	-9.19	11.7	11.1	0.9	4.5	6.0	5.2	0.65	50.7	0.53	0.16	0.48	0.11	48.7
10.3.2009	-9.07	10.5	11.2	0.9	4.6	6.3	5.1	0.68	53.8	0.52	0.13	0.48	0.10	45.7
11.3.2009	-9.74	11.1	11.0	0.9	4.5	6.2	5.0	0.68	50.7	0.58	0.20	0.54	0.14	50.7
12.3.2009	-9.28	11.2	11.1	1.0	4.6	6.5	4.8	0.68	54.1	0.53	0.13	0.52	0.10	53.3
13.3.2009	-9.29	11.0	11.0	1.1	4.5	7.3	4.0	0.68	52.0	0.64	0.21	0.55	0.10	68.3
19.3.2009	-9.23	9.5	11.2	0.8	4.8	5.8	3.0	0.70	56.4	0.56	0.16	0.57	0.12	58.6
22.3.2009	-9.18	9.7	12.8	1.0	5.3	7.5	2.7	0.73	63.7	0.63	0.10	0.64	0.09	59.8
25.3.2009	-9.00	9.1	12.9	1.1	5.2	7.4	2.9	0.76	66.7	0.61	0.10	0.55	0.07	62.1
29.3.2009	-9.00	9.5	12.7	1.1	5.2	7.4	2.4	0.73	67.3	0.61	0.07	0.59	0.08	54.6
1.4.2009	-9.30	8.9	13.0	1.1	5.3	7.4	2.0	0.73	68.5	0.61	0.09	0.58	0.08	52.1
5.4.2009	-9.20	9.6	13.6	1.1	5.4	7.4	1.4	0.76	68.1	0.60	0.10	0.56	0.07	50.8
10.4.2009	-8.50	9.4	13.8	1.0	5.5	6.8	1.0	0.73	69.9	0.55	0.11	0.53	0.11	56.8

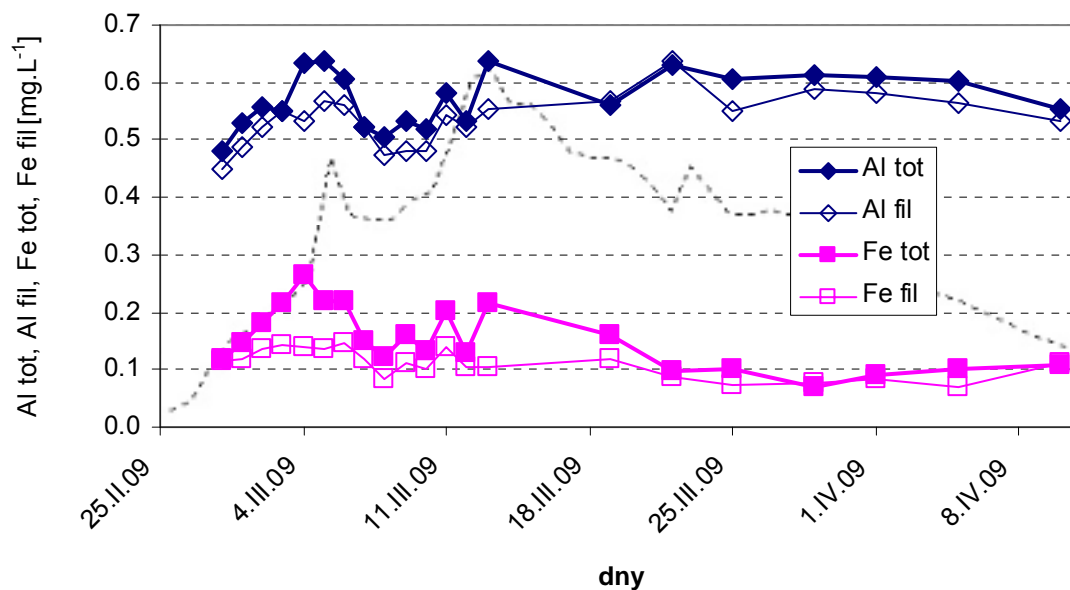
Hodnoty pH během období jarního tání byly v rozmezí 5,21–5,45. V počáteční fázi jarního tání hodnoty pH postupně klesaly až do 5.3.09, pak nastal mírný vzestup hodnot, pravděpodobně vzhledem ke zvýšení proporce vod hlubšího oběhu k celkovému oběhu. Vody hlubšího oběhu vykazují totiž na povodí LP zvýšené hodnoty pH (Navrátil et al. 2003, Navrátil et al. 2007). K následnému poklesu pH dne 6.3.09 naopak dochází v důsledku zvýšení podílu srážkových vod v celkovém odtoku, čemuž odpovídá i výrazné snížení hodnoty  $\delta^{18}\text{O}-\text{H}_2\text{O}$  (obr. 4). Dne 7.3.2009 opět dochází k poklesu podílu srážkových vod v celkovém odtoku, což se projevilo výrazným zvýšením hodnoty pH na nejvyšší hodnotu 5,45. V dalším průběhu jarního tání dochází k postupnému snižování hodnot pH, a to nejen v důsledku postupného odtávání sněhu, ale zejména vzhledem ke každodenní depozici srážek (obr. 2).



Obr. 6: Levá osa y – Změny parametru  $\Delta\text{SO}_4^{2-}$  v období jarního tání. Pravá osa y – Změny parametru  $\Delta\text{DOC}$ . Horizontální čerchovaná čára zvýrazňuje hodnotu parametru  $\Delta=0$ . Čerchovaná křivka opět slouží k ilustraci průběhu průměrného denního průtoku a je totožná s křivkou průměrných odtoků z obr. 2.



Obr. 7: Levá osa y – Změny parametru  $\Delta\text{NO}_3^-$  v období jarního tání. Pravá osa y – Změny parametru  $\Delta\text{F}$ . Čerchovaná křivka opět slouží k ilustraci průběhu průměrného denního průtoku a je totožná s křivkou průměrných odtoků z obr. 2.



Obr. 8: Změny koncentrace Al v nefiltrovaných vzorcích – Al tot, filtrovaných – Al fil, Fe v nefiltrovaných vzorcích – Fe tot, filtrovaných – Fe fil v období jarního tání. Čerchovaná křivka slouží k ilustraci průběhu průměrného denního průtoku a je totožná s křivkou průměrných odtoků z obr. 2.

V počáteční fázi jarního tání, vzhledem k postupnému rozmrzání půd shora dolů, pravděpodobně také dochází (kromě penetrace svrchních půdních horizontů, obsahujících značné množství mobilizovatelných organických látek), k vyšší úrovni laterálního toku vody. K infiltraci vod se zvýšeným obsahem DOC proto dochází zpočátku ve velmi malé míře. Koncentrace DOC pozitivně korelují s obsahem nefiltrovaných koncentrací železa (Fe tot), ale i s filtrovanými koncentracemi železa (Fe fil), jak prokazují relativně vysoké hodnoty  $r=0,76$  a  $0,74$  ( $p<0.001$ ,  $n=21$ ) (Obr. 8 *hodnoty zde ale nejsou uvedeny!*). Naopak nebyl zjištěn korelační vztah mezi koncentrací Al tot a Al fil s DOC, pravděpodobně proto, že největší podíl koncentrace Al v povrchové vodě na povodí LP je určován hodnotou pH. Vztah Al tot a  $H^+$  i Al fil a  $H^+$  potvrzuje statisticky významná pozitivní korelace s hodnotami  $r=0,59$  a  $r=0,65$  ( $p<0.01$ ,  $n=21$ ).

Koncentrace dusičnanů ( $NO_3^-$ ) klesaly postupně po celé sledované období z počátečních  $10.2 \text{ mg.L}^{-1}$  dne 28.2.2009 až na  $0,98 \text{ mg.L}^{-1}$  v posledním vzorku ze dne 10.4.2009. Dvě větší změny mezi koncentracemi zde proběhly mezi 28.2 – 1.3 a 6.3–7.3.2009. Jedná se pravděpodobně o odtok iontů  $NO_3^-$  nahromaděných v půdě během zimního období, nebo částečně může tento pokles souviset se změnou biologické aktivity.

Naopak koncentrace  $F^-$  iontů, které se v posledních letech v atmosférické depozici téměř nevyskytují, postupně v odtékající vodě narůstaly z  $0,58$  až na  $0,73 \text{ mg.L}^{-1}$ . Říčanský granit obsahuje zvýšené koncentrace F (Navrátil 2003), a proto se pravděpodobně z největší části jedná o litogenní F, vyluhovaný z půd.

## Závěr

Jarní tání je z hlediska exportu prvků z lesních ekosystémů velmi významným obdobím. Během jarního tání, které je charakteristické vysokými průtoky, dochází k poklesu pH povrchových vod, což způsobuje zvýšení mobilizace řady prvků. Vhodným indikátorem podílu vod hlubšího oběhu v odtoku se ukázala být koncentrace Si a  $\delta^{18}O\text{-H}_2O$ . Koncentrace hlavního aniontu  $SO_4^{2-}$  v průběhu jarního tání silně kolísaly v závislosti na měnícím se podílu odtávajícího sněhu, půdní vody, srážkových a podzemních vod. Koncentrace mobilizovaného DOC rovněž kolísá vzhledem k měnící se intenzitě penetrace organických horizontů vodami z tajícího sněhu. Během tání dochází ke zvýšenému vyluhování organických půdních horizontů, ale pokud je půda ještě promrzlá a může dojít ke zvýšení laterálního

povrchového odtoku a koncentrace DOC mohou poklesnout. Pozitivní korelace mezi koncentrací DOC s koncentracemi Fe tot a Fe fil indikují, že odtok Fe v průběhu jarního tání závisí na odtoku DOC. Koncentrace Al tot ani Al fil s DOC nekorelují, protože určujícím faktorem v jejich případě je hodnota pH. Koncentrace NO<sub>3</sub><sup>-</sup> iontů se v průběhu jarního zvýšeného odtoku v zásadě snižují. Počáteční vyšší koncentrace jsou důsledkem odtoku vody zachycené v půdě během zimního období se sníženou biologickou aktivitou.

### Poděkování

Publikované výsledky byly financovány z prostředků výzkumného záměru AVOZ 30130516 (GLÚ AV ČR, v.v.i.) a v současné době je výzkum na povodí Lesní potok financován z prostředků projektu grantové agentury GAČR projekt (P210/11/1369).

### Literatura

- Bishop, K., Pettersson, C., 1996. Organic carbon in the boreal spring flood from adjacent sub-catchments. *Environment International*, **22**: 535–540.
- Fottová, D., 1995. Regional evaluation of mass element fluxes: GEOMON network of small catchments. *Environmental Monitoring & Assessment*, **34**: 215–221.
- Navrátil, T., 2003. Biogeochemistry of the II.A group elements in a forested catchment. Ph.D. dissertation, Charles University Prague, 115 stran.  
(<http://www.gli.cas.cz/lesnipotok/tommy/documents/these.pdf>, cit. únor 2011).
- Navrátil, T., Vach, M., Norton, S. A., Skřivan, P., Hruška, J., Maggini, L., 2003. The response of a small stream in the Lesní potok forested catchment, central Czech Republic, to a short-term in-stream acidification. *Hydrology and Earth System Science* **7**: 411 – 422.
- Navrátil, T., Shanley, JB., Skřivan, P., Krám, P., Mihaljevič, M., and Drahot, P., 2007. Manganese biogeochemistry in a central Czech Republic catchment. *Water, Air, and Soil Pollution*, **186**: 149–165.
- Vach, M., Fišák, J., Navrátil, T., Fottová, D., Špičková, J., Skřivan, P., 2004. The precipitation chemistry over central Bohemia, sources and pathways. *Studia Geophysica et Geodaetica* **48**: 791–809.





# Simulace vlivu redistribuce srážek ve smrkovém a bukovém lese na vyluhování hliníku a síranů z lesních půd

Antonín Nikodem<sup>1</sup>, Radka Kodešová<sup>1</sup>, Libuše Bubeníčková<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Katedra pedologie a ochrany půd, Česká zemědělská univerzita v Praze, 165 21 Praha 6 – Suchbátka  
<sup>2</sup> Český hydrometeorologický ústav, Na Šabatce 17, 143 06 Praha

## Abstrakt

Záměrem této studie je zhodnotit dopad rozdílného vegetačního pokryvu na rozdělení srážek, vodní režim a vyluhování hliníku a síranů z lesních půd. Proudění vody, hliníku a síranů bylo modelováno pomocí programu HYDRUS-1D. Studie byla provedena na lokalitách Paličnická hora a Smědavská hora v Jizerských horách. Půdními typy byly kambizem, podzol a kryptopodzol. Pozornost byla zaměřena na vliv přerozdělení srážkové vody (podkorunové srážky a stok po kmeni), na proudění vody v půdě, povrchový odtok, dotace podzemní vody a vyluhování hliníku a síranů. Bylo ukázáno, že zatímco vliv přerozdělení srážek v bukovém lese byl velmi významný, ve smrkovém lese byl téměř zanedbatelný. Přerozdělení srážek pod stromy způsobilo povrchový odtok (v jednom případě), zvýšení odtoku vody dnem půdního profilu, snížení zásoby vody v půdě a tím i snížení odběru vody kořeny. Vyluhování Al bylo dáno především počátečním obsahem těchto látek v půdě. Vyluhování  $\text{SO}_4^{2-}$  bylo dáno počátečním obsahem těchto látek v půdě a v menší míře přerozdělením srážek.

**Klíčová slova:** redistribuce srážek, lesní půdy, smrkový a bukový porost.

## Úvod

Intenzita a distribuce vodních srážek povrchu půdy určují vodní režim půd a hrají i velkou roli při rozpouštění a migraci látek v půdě. V lesních porostech jsou srážky zachytávány korunami stromů a rozdělovány na podkorunové a na ty, které stečou po kmenech stromů. Rozdělení srážek závisí na druhu porostu a jeho věku (Ford and Deans, 1978; Kantor, 1985; Johnson, 1990; Loustau et al., 1992; Levia and Frost, 2003). Bylo také dokumentováno prostorové rozložení podkorunových srážek (Bouten et al., 1992; Keim et al., 2005). Může také docházet k rozdílu v koncentraci rozpuštěných látek (z atmosférické deprese) mezi podkorunovými srážkami a srážkami, které stečou po kmenech (Kantor, 1985; Raubuch et al., 1998; Oulehle and Hruška, 2005). Bylo ukázáno, že rozdělení srážek pod lesními porosty způsobuje významně variabilní vodní režim (Bouten et al., 1992; Raat et al., 2002; Liang et al., 2007, 2009) i chemické složení půdní vody (Chang and Matzner, 2000). Stok po kmeni je považován za hlavní důvod vzniku preferenčního proudění, které umožní rychlý transport rozpuštěných látek do větších hloubek a následně do podzemních vod (Taniguchi et al., 1996).

Proudění vody v půdě a transport rozpuštěných látek může být simulováno řadou numerických modelů. Jedním z nich je program HYDRUS-1D nebo HYDRUS 2D/3D. Program HYDRUS-3D byl dříve využit pro simulaci proudění vody pod banánovníkem, kde byla implementována rozdílná infiltrace vody u kmene a pod banánovými listy (Sansoulet et al., 2008). Pro simulaci vodního režimu půdy (podzolu) pod bukem s uvažováním rozdílné distribuce vody (stok po kmeni a podkorunové srážky) byly použity programy HYDRUS-1D a HYDRUS-2D (Nikodem et al., 2010).

V programu HYDRUS-1D lze také simulovat obecný transport rozpuštěných látek nebo transport vybraných iontů ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ) v půdách. Navíc byl program HYDRUS-1D doplněn o geochemický model PHREEQC a byl tak vytvořen nový simulační nástroj HP1 (Jacques and Šimůnek, 2005). Program HYDRUS-1D byl v poslední době využit pro modelování transportu Cd (Moradi et al., 2005), mobility Cu (Bahaminyakamwe et al., 2006), transportu Zn, Cu a Pb (Ngoc et al., 2009) a modelování pohybu hliníku půdním prostředím (Nikodem et al. 2010).

Jizerské hory je oblast, kde je dlouhodobě sledován hydrologický režim vyčleněných experimentálních povodí ČHMÚ (Kulasová et al., 2005, CHMI, 1997). Detailnější studie proudění vody na vybraných lokalitách byly prezentovány Hrnčířem et al. (2010), Vogelem et al. (2010), Šandou et al. (2009) a Šandou a Císlerovou (2009). Obsah vybraných prvků (především Al a  $\text{SO}_4^{2-}$ ) je rovněž dlouhodobě hodnocen (Pavlů et al., 2007, Mládková et al., 2005, Borůvka et al., 2005 a Drábek et al., 2007). Vliv přerozdělení vody v lesních porostech na proudění vody a transport látek byl však modelován jen ve zmíněné studii Nikodem et al. (2010). Pozornost byla zaměřena na transport Al v podzolu v bukovém lese. Cílem této studie je pomocí programu HYDRUS-1D namodelovat dopad rozdílného vegetačního pokryvu (tráva, smrk a buk) na rozdělení srážek, vodní režim a vyluhování hliníku a síranů z lesních půd (podzol, kryptopodzol, kambizem).

## Materiál a metody

Studie byla provedena na severním svahu Smědavské hory (1084 m n.m.) a na jihozápadním svahu Paličnicku (944 m n.m.) v Jizerských horách. Průměrná roční teplota tohoto území se pohybuje od 3 do 6 °C v závislosti na nadmořské výšce. Roční úhrn srážek je 1500 mm. Porost byl tvořen smrkovým (*Picea abies* L.) a bukovým (*Fagus sylvatica* L.) lesem rozdílného stáří. Na jedné lokalitě byl mrtvý les s podílem volně rostoucích mladých smrků a travním porostem [*Calamagrostis villosa* (Chaix) J.F. Gmel., *Deschampsia flexuosa* (L.) Trin.]. Ve všech sondách bylo geologické podloží tvořeno výrazně porfyrickou středně zrnitou žulou až granodioritem. Hloubka sond byla závislá na mocnosti půdního profilu. Byly popsány horizonty a změřena jejich mocnost. Půdní typ se určil na místě dle Taxonomického klasifikačního systému půd ČR (Němeček et al., 2001). Na sledovaných lokalitách byl nalezen půdní typ podzol, kryptopodzol a kambizem (tab. 1 a 2). Z každého místa byl k chemickým analýzám odebrán vzorek nadložního organického horizontu F (fermentačního) a horizontu H (humifikačního) a vnitřních minerálních horizontů, tj. kambického (Bv) u kambizemí a spodického (Bvs, Bhs, Bs) u kryptopodzolů a podzolů. Vzorky z ostatních horizontů (Ah, Ae) byly odebírány pokud to jejich mocnost umožňovala. Celkem bylo odebráno 22 porušených půdních vzorků na lokalitě Smědava a 22 porušených vzorků na lokalitě Paličnick. Vedle porušených vzorků byly odebrány i neporušené vzorky pro určení fyzikálních a hydraulických vlastností jednotlivých horizontů studovaných půd a pro potřeby matematického modelování pohybu vody a rozpuštěných látek půdním profilem. Porušené půdní vzorky byly odebrány z jednotlivých horizontů (pokud to jejich mocnost dovolovala) do Kopeckého válečku (100 cm<sup>3</sup>). Celkem bylo odebráno 54 neporušených půdních vzorků.

Tab. 1: Seznam a popis odběrových míst výškového transektu Smědava v Jizerských horách.

Sonda	Nadm. v. (m)	Expozice	Půda	Dřevina	Věk
Smědava 1	1067	S	Podzol glejový	SM (kleč)	10
Smědava 4	818	S	Podzol modální	BK	100+
Smědava 5	719	S	Kryptopodzol modální	BK	100+

Tab. 2: Seznam a popis odběrových míst výškového transektu Paličnick v Jizerských horách.

Sonda	Nadm. v. (m)	Expozice	Půda	Dřevina	Věk
Paličnick 1	930	JZ	Podzol modální	BK	170
Paličnick 2	852	JZ	Kambizem dystrická	BK	170
Paličnick 4	638	JZ	Kryptopodzol modální	SM	90
Paličnick 5	596	JZ	Kambizem dystrická	BK	170

Proudění vody a transport hliníku a síranů v půdě bylo simulováno pomocí programu HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 2008). Proudění vody je v tomto modelu popsáno Richardovou rovnicí, která vychází z rovnice kontinuity a Darcyho zákona. Transport ve vodě rozpuštěných látek je popsán pomocí rovnice advektivně-disperzního typu. V případě transportu hliníku a síranů se předpokládá, že se jedná o látky, které se pouze sorbují na půdní částice.

Většina vstupních hodnot pro matematické modelování pohybu vody a rozpuštěných látek (hliník a sírany) v půdním profilu byla získávána experimentálně. Část potřebných údajů (měsíční atmosférické depozice, měsíční údaje o kvalitě povrchových vod a průměrné denní klimatické údaje) byla doplněna ve spolupráci s ČHMÚ.

Kvůli blízkosti horninového podloží a mocnosti půdních profilů na sledovaných lokalitách byla stanovena hloubka půdních profilů pro matematické modelování na 80 cm. Mocnost jednotlivých diagnostických horizontů byla definována na základě popisu půdních sond v terénu. Horizont L nebyl uvažován. Parametry hydraulických charakteristik popsaných van Genuchtenovými funkcemi byly zjištěny na neporušených půdních vzorcích. Vzorky byly umístěny do Tempských cel a byl proveden multistep-outflow experiment. Hydraulické vlastnosti byly vyhodnoceny jak bilančně, tak numerickou inverzí programem HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 2008). Metoda byla popsána Kodešovou et al. (2007). Protože mocnost nadložního organického horizontu F neumožňovala odebrat neporušený vzorek a také vzhledem k tomu, že byly předpokládány hydraulické vlastnosti podobné horizontu H, byly pro oba horizonty F a H zadány stejné hodnoty. Hodnoty podélné disperze byly odhadnuty podle Vanderborghta a Vereeckena (2007). Molekulární difuze byla zanedbána. Parametry, které popisují rovnovážnou adsorpci hliníku a síranů pomocí Freundlichovy rovnice byly získány z provedené sorpční studie. Protože se díky vysokým koncentracím síranů ve svrchních horizontech nepodařilo věrohodně vyhodnotit parametry adsorpčních izoterem, byly simulace pro sírany provedeny také v 6 dalších variantách pro Freundlichův koeficient  $K_F = 5, 10, 20, 30, 40$  a  $50 \text{ cm}^{3/n} \mu\text{g}^{1-1/n} \text{ g}^{-1}$ .

Z důvodu dostupnosti klimatických a hydrologických údajů ze sledovaných lokalit, bylo pro matematické modelování vybráno šestiměsíční období v roce 1997. Numerická simulace byla provedena od 1. května do 31. října 1997 na výškových transektech Smědava a Paličnick v Jizerských horách. Počáteční tlakové podmínky byly nastaveny na konstantní hodnotu -100 cm, která odpovídá vyššímu nasycení půdních profilů vodou po zimním období. Počáteční koncentrace Al a  $\text{SO}_4^{2-}$  v půdních profilech byla odhadnuta na základě měření na sledovaných transektech od roku 2005 (Pavlu et al., 2007) a na základě výsledků zjištěných v Jizerských horách od roku 2002 (Mládková et al., 2005, Borůvka et al., 2005 a Drábek et al., 2007). Počáteční hodnoty koncentrací byly zadány v  $\mu\text{g}$  látky na  $\text{cm}^3$  půdy. Tyto hodnoty byly z původních hodnot vyjádřených v mg látky na kg zeminy vypočteny pomocí zjištěné objemové hmotnosti. Tato forma zadání byla zvolena z důvodu uvažované adsorpce v některých půdních horizontech. Program pak pomocí zadaných parametrů adsorpčních izoterem a počáteční vlhkosti (odpovídající zadaným tlakovým výškám) vypočítal počáteční koncentrace ve vodě a na pevné fázi.

Tab. 3: Průměrné hodnoty srážek a intercepce pro bukové porosty (Kantor, 1985).

Měsíc	Srážky bez intercepce (%)	Podkorunové srážky (%)	Stok po kmeni (%)
Květen	85,4	69,6	14,8
Červen	88,2	73,0	15,2
Červenec	95,5	76,9	18,6
Srpen	91,3	72,5	18,8
Září	97,1	75,9	21,2
Říjen	90,5	67,7	22,8

Tab. 4: Průměrné hodnoty srážek a intercepce pro smrkové porosty (Kantor, 1985).

Měsíc	Srážky bez intercepce (%)	Podkorunové srážky (%)	Stok po kmeni (%)
Květen	68,0	67,6	0,4
Červen	71,2	70,5	0,7
Červenec	82,8	81,3	1,5
Srpen	79,0	77,9	1,1
Září	87,0	85,2	1,8
Říjen	82,0	79,6	2,4

Horní okrajová podmínka byla definována na základě denních srážkových úhrnů. Jeden scénář byl simulován pro lokalitu Smědava 1. Jednalo se o lokalitu porostlou převážně travnatým porostem. Celkový úhrn srážek použitý pro simulaci dosahoval 99,81 mm. Tři scénáře byly simulovány pro ostatní lokality porostlé bukovým a smrkovým porostem. V prvním scénáři bylo modelováno snížené množství srážek vlivem intercepce vegetace (lesních porostů). Ve druhém a třetím scénáři bylo simulováno rozdělení srážek mezi podkorunové srážky a stoky po kmenech, které jsou u bukových porostů velmi vysoké. Srážky pro jednotlivé porosty (smrkové a bukové) byly přepočítány na základě měření, které provedl Kantor (1985). Měsíční procenta srážek bez intercepce, podkorunové srážky a stok po kmeni pro smrkové a bukové porosty byl sledován v podobných podmínkách v Orlických horách v pětiletém období mezi lety 1977 – 1981 (tab. 3 a 4). Podkorunové srážky byly vypočteny jako denní srážkový úhrn vynásobený procenty podkorunových srážek (Kantor, 1985) (průměrné hodnoty v jednotlivých měsících) a dělená stem.

Tab. 5: Kumulativní toky vody na konci simulovaného období.

Lokalita	Typ srážek	Kumulativní infiltra- ce vody na povrchu půdního profilu (cm)	Kumulativní odběr vody koře- ny (cm)	Kumulativní odtok vody dnem půdního profilu (cm)	Kumulativní povrchový odtok (cm)
Smědava 1	1	<b>105,33</b>	<b>75,39</b>	<b>31,18</b>	<b>0,00</b>
Smědava 4	1	<b>76,47</b>	<b>71,49</b>	<b>6,11</b>	<b>0,00</b>
	2	58,85	62,78	0,00	0,00
	3	445,92	150,57	285,80	177,26
	4	<b>70,14</b>	<b>65,34</b>	<b>8,33</b>	<b>5,17</b>
Smědava 5	1	<b>76,05</b>	<b>68,94</b>	<b>7,04</b>	<b>0,00</b>
	2	58,59	60,15	1,15	0,00
	3	614,07	149,90	455,03	0,00
	4	<b>74,79</b>	<b>62,76</b>	<b>14,39</b>	<b>0,00</b>
Paličnick 1	1	<b>71,89</b>	<b>26,02</b>	<b>38,49</b>	<b>0,00</b>
	2	55,07	22,80	25,10	0,00
	3	614,21	15,53	584,95	0,00
	4	<b>74,97</b>	<b>22,59</b>	<b>41,43</b>	<b>0,00</b>
Paličnick 2	1	<b>75,37</b>	<b>76,96</b>	<b>4,18</b>	<b>0,00</b>
	2	58,72	67,33	0,00	0,00
	3	616,21	136,12	470,99	0,00
	4	<b>74,97</b>	<b>69,34</b>	<b>13,74</b>	<b>0,00</b>
Paličnick 4	1	<b>64,73</b>	<b>66,40</b>	<b>1,30</b>	<b>0,00</b>
	2	63,42	65,73	0,94	0,00
	3	127,87	77,12	42,17	0,00
	4	<b>64,05</b>	<b>65,84</b>	<b>1,34</b>	<b>0,00</b>
Paličnick 5	1	<b>75,82</b>	<b>74,30</b>	<b>3,29</b>	<b>0,00</b>
	2	58,67	63,01	0,00	0,00
	3	613,93	144,07	458,77	0,00
	4	<b>74,86</b>	<b>65,38</b>	<b>13,38</b>	<b>0,00</b>

1 – srážky bez intercepce, 2 – podkorunové srážky, 3 – stok po kmeni, 4 – podkorunové srážky + stok po kmeni

Pro hodnocení stoku srážek po kmeni u bukových porostů byly použity následující parametry: průměr koruny 390 cm, průměr kmene 35 cm a šíře prostoru kolem kmene, kde se předpokládá infiltrace srážek 20 cm. Pro smrkové porosty byly dosazeny tyto údaje: průměr koruny 440 cm, průměr kmene 37 cm a šíře stoku kolem kmene 10 cm. Data vycházejí z měření v terénu na sledovaných lokalitách. Stok atmosférických srážek po kmeni byl vypočtený jako denní srážkový úhrn násobený měsíčními procenty stoku po kmeni (Kantor, 1985) a dělený potenciální plochou infiltrace a stem. Hloubka kořenů byla 20 cm pro lokalitu Smědava 1 (travní porost) a 80 cm pro smrkové a bukové porosty.

Denní potenciální transpirace byla vypočítána na základě Penman-Monteithovy rovnice (Monteith, 1981, Monteith a Unsworth, 1990). Výpar na horním okraji půdního profilu byl ve výpočtech zanedbaný, protože byl půdní povrch pokryt travním porostem (Smědava 1) nebo vrstvou organického horizontu L (u ostatních profilů). Stejně hodnoty mokré atmosférické depozice Al a  $\text{SO}_4^{2-}$  byly zadány na povrchu jednotlivých půdních profilů při první sérii simulací. V druhé sérii simulací byly hodnoty koncentrací látek ve srážkách přepočítány tak, aby poměr mezi koncentracemi v dešťových srážkách, celkových srážkách pod stromy, srážkách podkorunových a stoku po kmeni odpovídal poměrům koncentrací zjištěných Kantorem (1985). Nebyl uvažován žádný příjem Al a  $\text{SO}_4^{2-}$  kořeny.

Tab. 6: Kumulativní toky hliníku na konci simulovaného období. 1 – srážky bez intercepce, 2 – podkorunové srážky, 3 – stok po kmeni, 4 – podkorunové srážky + stok po kmeni

Lokalita	Typ srážek	Kumulativní tok hliníku povrchem půdního profilu ( $\mu\text{g cm}^{-2}$ )	Kumulativní tok hliníku dnem půdního profilu ( $\mu\text{g cm}^{-2}$ )	Kumulativní tok hliníku povrchem půdního profilu ( $\mu\text{g cm}^{-2}$ )	Kumulativní tok hliníku dnem půdního profilu ( $\mu\text{g cm}^{-2}$ )
		stejná koncentrace	stejná koncentrace	přepočtená koncentrace	přepočtená koncentrace
Smědava 1	1	<b>21,40</b>	<b>1333,20</b>	-	-
Smědava 4	1	<b>17,22</b>	<b>56,96</b>	<b>18,49</b>	<b>56,96</b>
	2	13,58	0,0016	13,58	0,0016
	3	82,40	3070,00	110,76	3070,10
	4	<b>15,59</b>	<b>89,53</b>	<b>16,42</b>	<b>89,54</b>
Smědava 5	1	<b>17,07</b>	<b>359,53</b>	<b>18,33</b>	<b>359,53</b>
	2	13,48	57,65	13,48	57,65
	3	125,35	3203,70	168,12	3209,90
	4	<b>16,74</b>	<b>149,40</b>	<b>17,98</b>	<b>149,58</b>
Paličnick 1	1	<b>17,23</b>	<b>2599,70</b>	<b>17,23</b>	<b>2599,70</b>
	2	13,61	1699,50	14,61	1700,20
	3	125,51	7313,20	168,34	7315,40
	4	<b>16,87</b>	<b>1863,21</b>	<b>19,09</b>	<b>1863,96</b>
Paličnick 2	1	<b>16,83</b>	<b>109,10</b>	<b>18,07</b>	<b>109,10</b>
	2	13,47	0,0004	13,47	0,0004
	3	125,33	121,97	168,22	121,96
	4	<b>16,73</b>	<b>3,56</b>	<b>17,98</b>	<b>3,56</b>
Paličnick 4	1	<b>14,58</b>	<b>395,25</b>	<b>22,20</b>	<b>394,99</b>
	2	14,31	301,67	19,18	302,80
	3	26,90	2308,20	269,96	2308,20
	4	<b>14,43</b>	<b>321,29</b>	<b>21,63</b>	<b>322,41</b>
Paličnick 5	1	<b>17,08</b>	<b>979,77</b>	<b>18,34</b>	<b>979,77</b>
	2	13,48	0,005	13,48	0,01
	3	125,34	2103,30	168,11	2134,60
	4	<b>16,75</b>	<b>61,33</b>	<b>17,99</b>	<b>62,25</b>

## Výsledky a diskuse

Výsledné kumulativní toky vody na konci simulovaného období jsou uvedeny v tabulce 5. Výsledné hodnoty jasně ukázaly, že zatímco vliv přerozdělení srážek pod smrky není významný, vliv přerozdělení v bukovém lese je značný. Obecně lze říci, že ve všech případech byly simulované hodnoty tokům při podkorunových srážkách (typ srážek 2) nižší než při rovnoměrném rozdělení srážek (typ srážek 1). Naopak simulované hodnoty tokům byly při stoku po kmeni (typ srážek 3) vyšší než při rovnoměrném rozdělení srážek (typ srážek 1). V jednom případě byl při stoku po kmeni zaznamenán povrchový odtok vody. Dále byly z výsledných hodnot toků pro podkorunové srážky a pro stok po kmeni vypočteny vážené průměry (tok x plocha podkorunových srážek + tok x plocha stoku po kmeni a to celé děleno celkovou plochou srážek) (typ srážek 4). Porovnání hodnot pro typ

srážek 1 a 4 ukázal, že díky soustředěnému toku po kmeni došlo ke zvýšenému odtoku dnem půdního profilu, snížení zásob vody v půdě a následně i snížení transpirace tj. odběru vody kořeny.

Výsledné kumulativní toky hliníku na konci simulovaného období jsou uvedeny v tabulce 6. Výsledky ukázaly, přerozdělení srážek sice způsobilo snížený (zvýšený) tok Al půdním povrhem při typu srážek 2 (3), odtok (tj. vyluhování v půdy) Al dnem půdního profilu však bylo determinováno počátečním obsahem Al v podpovrchových horizontech. V jednom případě (Smědava 4) počáteční obsah Al ve spodním horizontu byly velmi vysoký a proto stok po kmeni způsobil značné navýšení vyluhování Al z půdního profilu. Ve zbývajících případech byly obsahy Al ve spodním horizontu nižší a díky rychlému vymytí Al při stoku po kmeni došlo k celkovému snížení odtoku dnem půdního profilu (typ srážek 4). Výsledky dále ukázaly, že navýšení koncentrace hliníku ve srážkové vodě (typ srážek 1, 3 a 4) zvýšilo hodnoty kumulativních toků hliníku na půdním povrchu, ale mělo zanedbatelný vliv na hodnoty kumulativních toků hliníku na spodním okraji půdního profilu.

Výsledné kumulativní toky síranů dnem půdního profilu na konci simulovaného období jsou uvedeny v tabulce 7. Výsledky ukázaly, že přerozdělení srážek až na jeden případ způsobilo zvýšený tok síranů dnem půdního profilu. Toto navýšení bylo dáno jak navýšením koncentrací síranů ve srážkách, tak počátečním obsahem síranů v půdě. Porovnání výsledků výpočtů pro různé hodnoty  $K_F$  ukázalo, že vliv  $K_F$  je zanedbatelný při rovnoměrném rozdělení srážek. (Došlo pouze k rozdílnému přerozdělení obsahu síranů v půdním profilu – není ukázáno.) Na druhou stranu zvyšující hodnota  $K_F$  způsobila snížení odtoku síranů dnem půdního profilu při stoku po kmeni (i při kombinaci stoku po kmeni s podkorunovými srážkami).

Tab. 7: Kumulativní tok síranů dnem půdního profilu ( $\mu\text{g cm}^{-2}$ ) pro různé koeficienty  $K_F$  ( $\text{cm}^{3/n} \mu\text{g}^{-1/n} \text{g}^{-1}$ ) zadané ve svrchních horizontech. 1 – srážky bez intercepce, 2 – podkorunové srážky, 3 – stok po kmeni, 4 – podkorunové srážky + stok po kmeni

Lokalita	Typ srážek	$K_F = 5$	$K_F = 10$	$K_F = 20$	$K_F = 30$	$K_F = 40$	$K_F = 50$
Smědava 1	1	<b>571,09</b>	<b>537,66</b>	<b>476,11</b>	<b>427,70</b>	<b>393,72</b>	<b>372,28</b>
Smědava 4	1	<b>60,24</b>	<b>60,42</b>	<b>60,70</b>	<b>60,96</b>	<b>61,15</b>	<b>61,16</b>
	2	0,00	2,50	0,00	2,44	0,00	8,00
	3	10633,0	10551,0	10446,0	10403,0	10775,0	10188,0
	4	<b>310,09</b>	<b>310,12</b>	<b>304,64</b>	<b>305,75</b>	<b>314,24</b>	<b>304,88</b>
Smědava 5	1	<b>39,12</b>	<b>39,21</b>	<b>39,29</b>	<b>39,29</b>	<b>39,25</b>	<b>39,25</b>
	2	6,37	6,37	6,37	6,25	6,23	6,24
	3	13946,0	13893,0	13786,0	13674,0	13568,0	13452,0
	4	<b>412,89</b>	<b>411,35</b>	<b>408,23</b>	<b>404,84</b>	<b>401,74</b>	<b>398,37</b>
Paličnick 1	1	<b>2169,40</b>	<b>2173,80</b>	<b>2181,50</b>	<b>2188,0</b>	<b>2193,50</b>	<b>2198,30</b>
	2	1325,60	1326,20	1327,00	1326,80	1327,10	1327,40
	3	20036,0	20038,0	20042,0	20046,0	20050,0	20054,0
	4	<b>1871,26</b>	<b>1871,90</b>	<b>1872,79</b>	<b>1872,71</b>	<b>1873,12</b>	<b>1873,53</b>
Paličnick 2	1	<b>221,06</b>	<b>221,22</b>	<b>221,54</b>	<b>221,82</b>	<b>221,89</b>	<b>221,92</b>
	2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	3	17619,0	17567,0	17462,0	17356,0	17249,0	17249,0
	4	<b>513,83</b>	<b>512,31</b>	<b>509,25</b>	<b>506,16</b>	<b>503,04</b>	<b>503,04</b>
Paličnick 4	1	<b>27,21</b>	<b>27,13</b>	<b>27,13</b>	<b>27,13</b>	<b>27,08</b>	<b>27,06</b>
	2	19,74	19,79	19,77	19,76	19,75	19,75
	3	8534,30	7876,40	6581,30	5367,0	4275,60	3322,50
	4	<b>103,01</b>	<b>96,63</b>	<b>83,94</b>	<b>72,06</b>	<b>61,37</b>	<b>52,05</b>
Paličnick 5	1	<b>68,79</b>	<b>68,83</b>	<b>68,71</b>	<b>68,75</b>	<b>68,75</b>	<b>68,75</b>
	2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	3	19532,0	19450,0	19283,0	19113,0	18939,0	18939,0
	4	<b>569,62</b>	<b>567,23</b>	<b>562,36</b>	<b>557,40</b>	<b>552,33</b>	<b>552,33</b>

## Závěry

Studie byly věnována simulaci proudění vody a transportu hliníku a síranů v lesních půdách. Pozornost byla zaměřena na vliv přerozdělení srážkové vody (podkorunové srážky a stok po kmeni), na proudění vody v půdě, povrchový odtok, dotace podzemní vody a vyluhování hliníku a síranů. Bylo ukázáno, že zatímco vliv přerozdělení srážek v bukovém lese byl velmi významný, ve smrkovém lese byl téměř zanedbatelný. Přerozdělení srážek pod stromy způsobilo povrchový odtok (v jednom případě), zvýšení odtoku vody dnem půdního profilu, snížení zásoby vody v půdě a tím i snížení odběru vody kořeny. Vyluhování Al bylo dáno především počátečním obsahem těchto látek v půdě. Vyluhování  $\text{SO}_4^{2-}$  bylo dáno počátečním obsahem těchto látek v půdě a v menší míře přerozdělením srážek.

## Poděkování

Tento příspěvek vznikl s finanční podporou Grantové agentury České republiky (grant č. GA CR 526/08/0434) a Ministerstva školství, mládeže a tělovýchovy České republiky (grant č. MSM 6046070901). Autoři také děkují Karlu Němečkovi za pomoc při terénních pracích a Ondřeji Drábkovi za analýzu Al a  $\text{SO}_4^{2-}$ .

## Literatura

- Bahaminyakamwe, L., Šimůnek, J., Dane, J.H., Adams, J.F., Odom, J.W. (2006): Copper mobility in soils as affected by sewage sludge and low molecular weight organic acids. *Soil Sci.* 171(1): 29–38.
- Borůvka L., Mládková L., Drábek O. (2005): Factors controlling spatial distribution of soil acidification and Al forms in forest soils. *J. Inorg. Biochem.*, 99: 1796–1806.
- Bouten, W., Heimovaara, T.J., Taktak, A. (1992): Spatial patterns of throughfall and soil-water dynamics in a douglas-fir stand. *Water Resour. Res.* 28:3227–3233.
- Drábek, O., Borůvka, L., Pavlů, L., Nikodem, A., Pírková, I., Vacek, O. (2007): Factors controlling spatial distribution of soil acidification and Al forms in forest soils. *J. Inorg. Biochem.*, 101: 1224–1233.
- Ford, E.D., Frans, J.D. (1978): Effects of canopy structure on stemflow, throughfall and interception loss in a young sitka spruce plantation. *J. Appl. Ecol.* 15:905–917.
- Hrnčář, M., Šanda, M., Kulasová, A., Císlarová, M. (2010): Runoff formation in a small catchment at hillslope and catchment scales. *Hydrol. Process.* 24: 2248–2256.
- Chang, S.C., Matzner, E. (2000): The effect of beech stemflow on spatial patterns of soil solution chemistry and seepage fluxes in a mixed beech/oak stand. *Hydrol. Processes* 14:135–144.
- CHMI. 1997. Annual tabular overview of the air quality control division. Available at [http://www.chmi.cz/uoco/isko/tab\\_roc/tab\\_roce.html](http://www.chmi.cz/uoco/isko/tab_roc/tab_roce.html) (verified 7 Apr. 2010).
- Jacques, D., Šimůnek, J. (2005): User Manual of the Multicomponent Variably-Saturated Flow and Transport Model HP1, Description, Verification and Examples. Version 1.0, SCK•CEN-BLG-998, Waste and Disposal, SCK•CEN, Mol, Belgium.
- Johnson, R.C. (1990): The interception, throughfall and stemflow in a forest in highland Scotland and the comparison with other upland forests in the UK. *J. Hydrol.* 118:281–287
- Kantor, P. (1985): Příspěvek k problematice horizontálních srážek v horských lesích. *Zprávy lesnického výzkumu. Svazek XXX*, 4: 42–45.
- Keim, R.F., Skaugset, A.E., Weiler, M. (2005): Temporal persistence of spatial patterns in throughfall. *J. Hydrol.* 314:263–274.
- Kodešová, R., Pavlů, L., Kodeš, V., Žigová, A., Nikodem, A. (2007): Impact of spruce forest and grass vegetation cover on soil micromorphology and hydraulic properties of organic matter horizon. *Biologia, Bratislava*, 62/5: 565–568.
- Kulasová, A., Bubeníčková, L., Hancvencl, R., Jiráček, J., Stašová, A. (2005): Experimental basins of the Czech Hydrometeorological Institute in the Jizera mountains. Czech Hydrometeorological Institute, Prague.



- Levia, D.F., Frost, E.E (2003): A review and evaluation of stemflow literature in the hydrologic and biogeochemical cycles of forested and agricultural ecosystems. *J. Hydrol.* 274:1–29.
- Liang, W.L., Kosugi, K., Mizuyama, T (2007): Heterogeneous soil water dynamics around a tree growing on a steep hillslope. *Vadose Zone J.* 6:879–889.
- Liang, W.L., Kosugi, K., Mizuyama, T (2009): A three-dimensional model of the effect of stemflow on soil water dynamics around a tree on a hillslope. *J. Hydrol.* 366:62–75.
- Loustau, D., Berbigier, P., Granier, A.(1992): Interception loss, throughfall and stemflow in a maritime pine stand. 1. Variability of throughfall and stemflow beneath the pine canopy. *J. Hydrol.* 138:449–467.
- Mládková L., Borůvka L., Drábek O. (2005): Soil properties and toxic aluminium forms in acid forest soils as influenced by the type of vegetation cover. *Soil. Sci. Plant Nutr.*, 51: 741–744.
- Monteith, J., L. (1981): Evaporation and surface temperature, *Quarterly J. Royal Meteor. Soc.*, 107, 1–27.
- Monteith, J., L., Unsworth, M., H. (1990): *Principles of Environmental Physics*, Edward Arnold, London.
- Moradi A, Abbaspour KC, Afyuni, M (2005): Modelling field-scale cadmium transport below the root zone of a sewage sludge amended soil in an arid region in Central Iran. *J. Contam. Hydrol.* 79 (3–4): 187–206.
- Němeček, J., Macků, J., Vokoun, J., Vavříček, D., Novák, P. (2001): Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. ČZU Praha – VÚMOP Praha.
- Nikodem, A., Kodešová, R., Drábek, O., Bubeníčková, L., Borůvka, L., Tejnecký, V., Pavlů, L. (2010): A Numerical Study of the Impact of Precipitation Redistribution in a Beech Forest Canopy on Water and Aluminum Transport in a Podzol. *Vadose Zone J.*, 9: 238–251.
- Oulehle, F., Hruška, J. (2005): Tree species (*Picea abies* and *Fagus sylvatica*) effects on soil water acidification and aluminium chemistry at sites subjected to long-term acidification in the Ore Mts., Czech Republic. *J. Inorg. Biochem.* 99:1822–1829.
- Pavlů, L., Borůvka, L., Nikodem, A., Rohošková, M., Penížek, V. (2007): Altitude and forest type effects on soils in the Jizera Mountains region. *Soil Water Res.*, 2: 35–44.
- Raat et al., 2002
- Raat, K.J., Draaijers, G.P.J., Schaap, M.G. (2002): Spatial variability of throughfall water and chemistry and forest floor water content in a Douglas fir forest stand. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 6:363–374.
- Raubuch, M., Beese, F., Bolger, T., Anderson, J.M., Berg, M.P., Coûteaux, M.-M., Ineson, P., McCarthy, F., Splatt, P., Verhoef, H.A., Willison, T. (1998): Acidifying processes and acid-base reactions in forest soils reciprocally transplanted along a European transect with increasing pollution. *Biogeochemistry.* 41:71–88.
- Sansoulet, J., Cabidoche, Y.M., Cattan, P., Ruy, S., Šimůnek, J (2008): Spatially distributed water fluxes in an Andisol under banana plants: Experiments and three-dimensional modeling. *Vadose Zone J.* 7:819–829.
- Šanda, M., Císlerová, M. (2009): Transforming hydrographs in the hillslope subsurface. *J. Hydrol. Hydromech.* 57:264–275.
- Šanda, M., Kulasová, A., Císlerová, M. (2009): Hydrological processes in the subsurface investigated by water isotopes and silica. *Soil and Water Res.* 4: 83–92.
- Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M., van Genuchten, M. Th. (2008): The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated Media, Version 4.0, HYDRUS Software Series 3, Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California, USA.
- Taniguchi, M., Tsujimura, M., Tahala, T. (1996): Significance of stemflow in groundwater recharge. 1. Evaluation of the stemflow contribution to recharge using a mass balance approach. *Hydrol. Processes* 10:71–80.
- Vanderborght, J., H. Vereecken (2007): Review of dispersivities for transport modeling in soils. *Vadose Zone J.* 6: 29–52. *J. Soil Sci.* 40: 585–597.
- Vogel, T., Šanda, M., Dušek, J., Dohnal, M., Votrubová, J. (2010): Using Oxygen-18 to Study the Role of Preferential Flow in the Formation of Hillslope Runoff. *Vadose Zone J.* 9:252–259.

# Simulácia pohybu vody v pôdach s vysokým obsahom skeletu: Vplyv obsahu kameňov na dynamiku vody v pôde

Viliam Novák, Karol Kňava

Ústav hydrologie SAV, Račianska 75, 831 02 Bratislava 3, Slovakia

E-mail: novak@uh.savba.sk

## Abstrakt

Približne polovica pôd na Slovensku sú charakterizované ako pôdy skeletovité, napriek tomu sa venuje vplyvu skeletu na vodný režim pôd málo pozornosti. Je to hlavne tým, že sú to hlavne lesné pôdy, ich vodný režim je prirodzený a spravidla vyhovujúci lesným porastom. Až polom po víchrici vo V. Tatrách vyvolal záujem aj o pohyb vody v skeletovitých pôdach, pretože prakticky všetka pôda v oblasti polomu obsahuje veľké množstvo skeletu, často viac ako 50 percent objemu pôdy. Táto práca obsahuje výsledky simulácie vplyvu skeletovitosti na rozdelenie vlhkosti v skeletovitej pôde a na jej ročný priebeh. Počiatkové podmienky a rozdelenie skeletovitosti boli získané meraním v lokalite FIR vo V. Tatrách. Porovnaním rozdelení vlhkosti a jej sezónnych priebehov v pôdach obsahujúcich skelet a bez skeletu, boli zistené významné rozdiely medzi obsahmi vody pre obe pôdy Bolo ukázané, že skeletovitosť môže významne znižovať obsah vody v pôde, ako je to ilustrované na príklade lokality FIR vo Vysokých Tatrách.

**Kľúčové slová:** skeletovité pôdy, hydrofyzikálne charakteristiky, vlhkosť pôdy, lesná pôda, Vysoké Tatry.

## Úvod

Pôdy obsahujúce skelet (kamene) sú veľmi rozšírené; v Európe ich je približne 30%, v stredomorskom regióne až 60% (Poesen and Lavee, 1994). Hraško a Bedrna (1988) uvádzajú, že až 47,3% pôd na Slovensku je možné klasifikovať ako skeletovité, z toho väčšina z nich je v horských oblastiach. Informácie o vplyve skeletu na pohyb vody v pôdach sú zriedkavé. Na rozdiel od pôd obsahujúcich len jemnozём (častice menšie ako 2 mm), skeletovité pôdy obsahujú časti hornín, ktoré sú charakterizované nízkou retenčnou kapacitou a nízkou hydraulickou vodivosťou. Dá sa očakávať, že skelet ako súčasť pôdy bude predovšetkým znižovať plochu efektívneho prietochného prierezu tvoreného jemnozёмou a tak znižovať vodivosť pôdy (Ravina, Magier, 1984). Ďalším dôsledkom prítomnosti kameňov v pôde je zníženie retencie pôdy pre vodu, pretože retenčná kapacita skeletu je v porovnaní s jemnozёмou malá. Teda, v porovnaní s jemnozёмou sa dá sa očakávať znížená hydraulická vodivosť a znížená retenčná kapacita skeletových pôd.

Z toho vyplýva, že kvantitatívne charakteristiky pohybu vody v skeletovitej pôde budú iné ako v pôdach bez skeletu (obyčajne poľnohospodárske pôdy), toto je potrebné uvážiť pri matematickom modelovaní pohybu vody v pôdach, obsahujúcich skelet.

Okrem makroskopického prístupu (bude špecifikovaný neskôr), je teoretický možný aj tzv. mikroskopický prístup ku kvantifikácii pohybu vody v pôdach. Ten však vyžaduje znalosť geometrických vlastností pórového priestoru v ktorom sa voda pohybuje, toto je zatiaľ technicky nemožné.

Pohyb vody v pórovitom prostredí (pôda) je kvantitatívne opisovaný v makroskopickom (tzv. darcyovskom) merítku; to znamená, že tieto charakteristiky (hydraulická vodivosť, retenčné čiary, ale aj napr. hustota pôdy) sa určujú ako priemerné hodnoty dostatočne veľkého objemu pôdy, obsahujúceho veľké množstvo pôdných častíc a pórových priestorov. Rovnica, opisujúca pohyb vody v homogénnej pôde s využitím makroskopických charakteristík pôdy, bola odvodená Richardsom (Richards, 1931). Tento počín znamenal zásadný pokrok v procese kvantifikácie pohybu vody v pôde a je základom

súčasných simulačných modelov pohybu vody v pôde. Makroskopické hydraulické vlastnosti pôd sú určované na tzv. reprezentatívnom elementárnom objeme pôdy (REV) – (Bear,1972). REV je taký objem pôdy, ktorého hydraulické vlastnosti sa zmenia, ak sa tento objem zmenší, ale zostanú rovnaké, ak sa REV zväčší.

Baker & Bouma (1976), Lichner (1994), Kutílek & Nielsen (1994), odporučili, aby REV obsahoval najmenej 20 elementárnych jednotiek štruktúry pórovitého prostredia (častice, pedy, makropóry, skelet), samozrejme, jednoznačný odhad veľkosti REV nie je reálny. Vezmúc do úvahy toto kritérium, pričný rez REV by mal obsahovať najmenej 20 „kameňov“. Charakteristiky jemnozeme (hydraulická vodivosť, retenčné krivky, fyzikálne vlastnosti) sa reprodukovateľne určujú na vzorkách pôdy s objemom 100 cm<sup>3</sup> (Kopeckého valčeky). REV skeletovitých pôd musí byť výrazne väčší.

V lokalite FIR vo V. Tatrách v hĺbke 50 cm pod povrchom pôdy, skelet tvoril až 49% objemu pôdy (Novák et al., 2008). Taký vysoký podiel skeletu významne ovplyvňuje retenciu a hydraulickú vodivosť pôdy a ich určenie si vyžaduje špeciálny prístup.

Cieľom tejto časti práce je určiť vplyv skeletu v pôde na rozdelenie vlhkosti v pôde, ako aj vplyv obsahu skeletu na retenciu vody v pôde počas vegetačného obdobia s využitím deterministického simulačného modelu. Tento problém bude ilustrovaný simuláciou pohybu vody matematickým simulačným modelom GLOBAL v lokalite FIR vo Vysokých Tatrách.

Tab.1: Vlastnosti pôdy v lokalite FIRE site, Vysoké Tatry, Slovensko.  $z$  – hĺbka pod povrchom pôdy,  $R_v$  – relatívny objem kameňov v pôde (kameňovitost'),  $K_{fe}$  – hydraulická vodivosť vodou nasýtenej jemnozeme skeletovitej pôdy,  $K$  – efektívna hydraulická vodivosť vodou nasýtenej skeletovitej pôdy,  $\theta_s$  – objemová vlhkosť vodou nasýtenej jemnozeme,  $\theta_r$  – reziduálna vlhkosť pôdy,  $\alpha$ ,  $n$  – van Genuchtenove koeficienty.

$z$ cm	$R_v$	$K_{fe}$ cm d <sup>-1</sup>	$K$ cm d <sup>-1</sup>	$\theta_s$	$\theta_r$	$\alpha$	$n$
0 – 5	0	1002	1002	0.62		0.2675	1.1792
5 – 15	0.09	321	247	0.56	0.04	0.1031	1.2517
15 – 30	0.31	670	398	0.42		0.0993	1.2645
30 – 100	0.39	670	308	0.37		0.0989	1.2726

## Metóda

Pre výpočet charakteristík pohybu vody a energie v systéme pôda – rastlina – atmosféra (SVAT) bol použitý matematický simulačný model GLOBAL, (Majerčák, Novák, 1992, Novák, Majerčák, 1992). Základnou rovnicou tohoto modelu je klasická, jednorozmerná Richardsova rovnica (RR).

Ako vstupné údaje do modelu GLOBAL sú potrebné:

- Meteorologické údaje: priemerná denná teplota vzduchu, tlak vodných pár, rýchlosť vetra, denné úhrny zrážok, dĺžka trvania slnečného svitu; sú to výsledky štandardných meraní.
- Charakteristiky porastu: výška porastu, index listovej pokryvnosti (LAI), hĺbka koreňového systému, koeficient drsnosti porastu, albedo porastu (tab. 2).
- Charakteristiky pôdy: Vlhkostná retenčná čiara (VRC) je zadaná vysušovacou vetvou retenčnej čiary aproximovanej podľa van Genuchtena (1980) a modifikovaná podľa obsahu skeletu; hydraulická vodivosť vodou nenasýtenej pôdy vypočítaná podľa metódy Genuchtena – Mualema.

Pôdny profil lokality FIR má relatívne komplikovanú štruktúru; rozdelenie relatívneho obsahu kameňov možno charakterizovať ako spojité (obr. 1), vlastnosti matrice pôdy (okrem tenkej vrchnej vrstvy) sa s hĺbkou pôdy výrazne nemenia (tab 1). Hydraulická vodivosť skeletovitej pôdy bola určená simulovanými Darcyho testami (Novák, Kňava, 2011), v danom prípade nebolo možné použiť štandardné mearcie postupy.

## Lokalita

Výskumná plocha FIR, ktorej charakteristiky boli použité pri modelovaní pohybu vody v systéme PRAT, je jedna zo štyroch oficiálnych výskumných lokalít vo Vysokých Tatrách. Na týchto štyroch lokalitách, z ktorých každá reprezentuje plochu postihnutú počas víchrice rozdielnym spôsobom sa vykonávalo intenzívne a komplexné monitorovanie ich charakteristík, medzinárodným výskumným tímom. Lokalita, ktorá bola predmetom výskumu a modelovania má akronym FIR a leží západne od osady Starý Smokovec, nad cestou Starý Smokovec – Štrbské Pleso. Požiar, ktorým bola táto lokalita postihnutá po víchrici jej dal aj názov: FIR.

Tab. 2: Charakteristiky vyparujúcich povrchov, použité ako vstupné údaje do simulačného modelu GLOBAL. LAI – index listovej pokrývnosti,  $z_0$  – drsnosť vyparujúceho povrchu,  $\alpha$  – albedo vyparujúceho povrchu.

Porast	čas	LAI	$z_0$ (m)	$\alpha$
Smrekový les	01.04. – 31.10.2007	1.5	0.3	0.11
		3.0		
		6.0		
Holá pôda	01.04. – 31.10.2007	0.0	0.03	0.15
Tráva	01.04. – 31.05.2007	0.5	0.02	0.25
	01.06. – 30.06.2007	1.5	0.03	
	01.07. – 31.08.2007	5.0	0.05	
	01.09. – 30.09.2007	4.0		
	01.10. – 31.10.2007	0.5	0.02	

### Pôda

Typ pôdy v lokalite FIR bol klasifikovaný ako Dystric Cambisol a materská hornina má polygonálnu štruktúru (stone centered polygons) – (Gömöryová et al., 2008), a možno ju charakterizovať ako morénu.

Merania charakteristík pôdy ukázali, že rozdiely vo vlastnostiach pôd postihnutých a nepostihnutých požiarom sú minimálne; Požiarom bolo postihnutých len niekoľko centimetrov nerozložených organických látok na povrchu pôdy, čo výrazne neovplyvnilo hydromechanické vlastnosti pôdy. V reze pôdnym profilom bolo možné tento rozčleniť na 4 vrstvy (tab. 1). Po vrchnej, extrémne vodivej vrstve nerozložených organických zvyškov rastlín (ihličie, podrast), nasleduje relatívne menej vodivá vrstva s vysokým obsahom humusu, nasledovaná jemnozemu s obsahom kameňov. Pôda môže byť charakterizovaná ako štrkovitá piesočnatá hlina (gravelly sandy loam), (Soil Survey Staff, 1975).

### Kamene

Pôda obsahuje významný podiel kameňov (ich relatívny podiel je až 0.49), vrchná metrová vrstva obsahuje kamene o priemere 75 – 254 mm, ktoré môžu byť charakterizovaná ako štrk (Soil Survey Staff, 1975).

Obsah kameňov, dispergovaných v jemnozemi sa s hĺbkou pod povrchom pôdy zvyšuje; priemerný relatívny obsah kameňov ( $R_v$ ) vo vrstvách pôdy v ktorých boli určované (boli to vrstvy pôdy od 15 – 30 cm). Rozdelenie relatívneho obsahu kameňov s hĺbkou v lokalite FIR je na obr. 1. Rozdelenie relatívneho obsahu kameňov ( $R_v$ ) s hĺbkou, pórovitosti ( $P$ ) a obsahu pevných častíc jemnozeme ( $R_{fe}$ ) je na obr. 2. Kamene sú tvaru elipsoidu, alebo gule s priermi od 1 – 20 cm, s najčastejším priemerom približne 10 cm; boli relatívne rovnomerne rozdelené v jemnozemi. Žulové kamene boli obrúsené (neboli ostrohranné) a málo zvetrané.

## *Jemnozem*

Jemnozem v lesnej pôde lokality FIRE obsahuje pevné častice pôdy s priemerom menším ako 2 mm (Kutílek, Nielsen, 1994).

Výsledky zrnitostnej analýzy, prezentované skupinou nemeckých výskumníkov (Bärwolf, 2006) ukázali, že pôdny profil je relatívne homogénny s hĺbkou. Toto platí pre jemnozem a podľa klasifikácie USDA môže byť označená ako piesočnatá hlina (sandy loam) – (Soil Survey Staff, 1975). Profil pôdy v lokalite FIR bol prekvapujúco podobný pôdam v iných, študovaných lokalitách (REF, EXT, NEX) tak ako podľa materskej horniny, ako aj textúry pôdy.

## *Okrajové a počiatkové podmienky*

Okrajové podmienky charakterizujú stavové veličiny (vlhkosť, vlhkosťný potenciál), alebo intenzity tokov vody na okrajoch definovaného prúdového poľa (výpar, transpirácia, infiltrácia) a toky vody, alebo hodnoty vlhkosťných potenciálov pôdy na dolnej hranici. Hornou hranicou je povrch pôdy, kde sú zadané hodnoty evaporácie, transpirácie a intenzity infiltrácie, pričom evapotranspirácia a jej zložky sú počítané pomocou submodelov, ktoré sú súčasťou použitého modelu GLOBAL.

Dolná okrajová podmienka je definovaná ako voľná drenáž, t.j. gradient celkového potenciálu pôdnej vody je rovný jednej a teda je umožnený tok do a z pôdneho profilu.

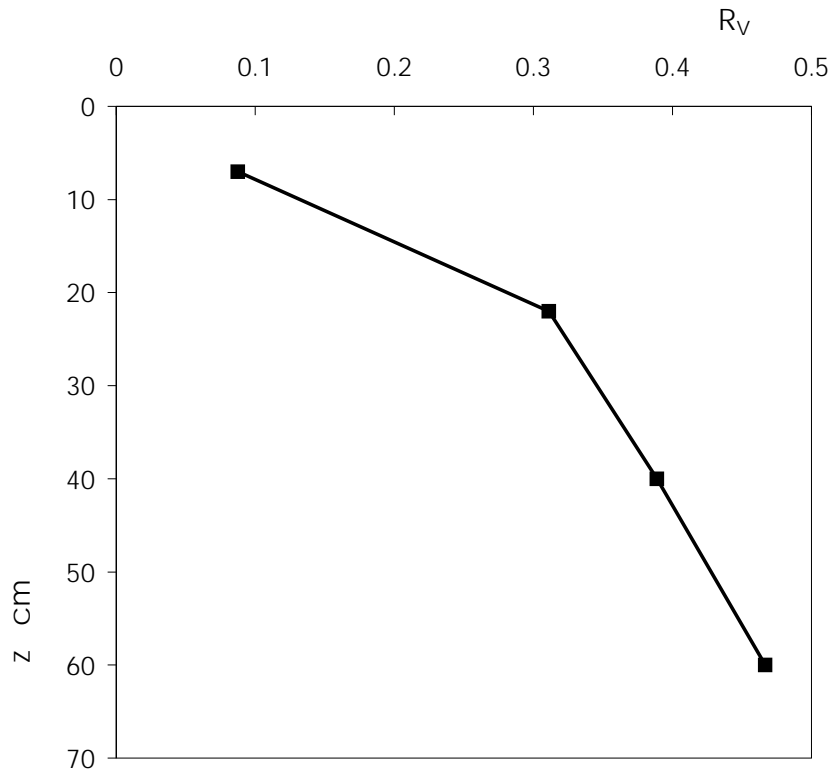
Počiatková podmienka bola určená, konštantnou hodnotou vlhkosťného potenciálu pôdy. Z výsledkov poľných meraní bola preukázaná značná variabilita vlhkosti spôsobená vertikálnou nehomogenitou pôdy. Začiatkom apríla vlhkosťný potenciál oscilloval okolo hodnoty  $h_w = -100$  cm, preto táto hodnota potenciálu vody v pôde bola vybraná ako počiatková podmienka na začiatku simulácie – 1. apríla 2009 pozdĺž celej hĺbky simulovaného profilu pôdy.

## **Výsledky a diskusia**

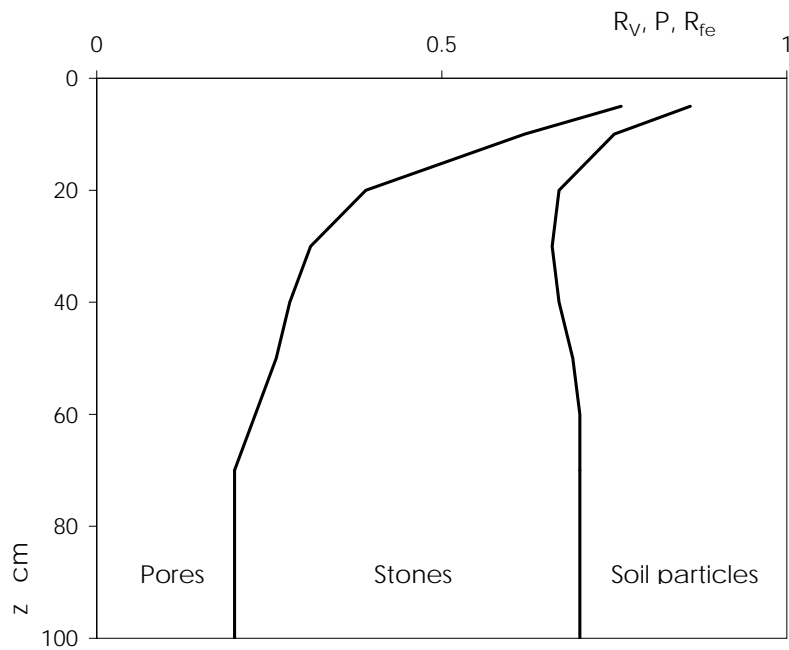
Primárnymi výsledkami simulácie pohybu vody v pôde obsahujúcej kamene, s rozdielnymi vyparujúcim povrchmi sú rozdelenia vlhkosti po výške pôdneho profilu. Pre ilustráciu pohybu vody v pôde boli použité charakteristiky lesnej pôdy v lokalite FIR. Pretože jedným z cieľov tejto práce bolo zistiť rozdiely v dynamike vody v pôde s rozdielnymi porastami a v pôde bez porastu ako aj vplyv relatívneho podielu kameňov a ich rozdelenia na tieto procesy, bol simulovaný pohyb vody v pôde bez kameňov (pôdna matrica) a s kameňmi.

## **Obsah kameňov a ich rozdelenie**

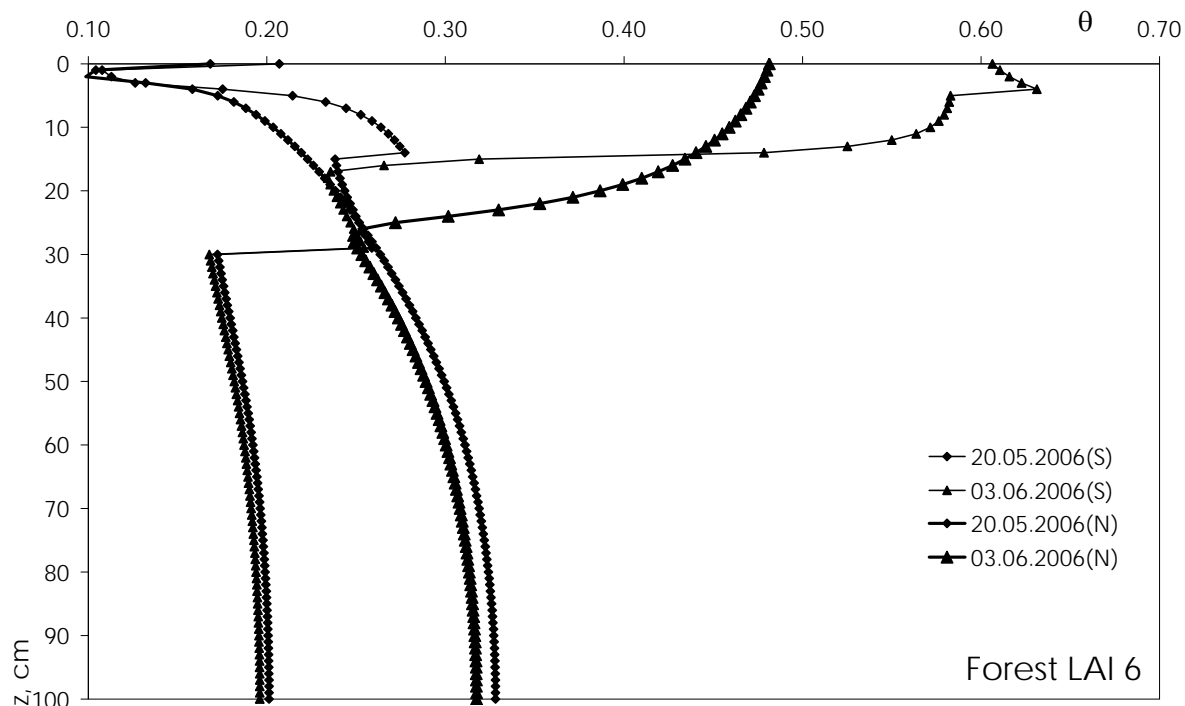
Obsah kameňov, vyjadrený ich relatívnym obsahom v pôde  $R_v$ , výrazne ovplyvňuje rozdelenie vlhkosti v pôde, predovšetkým zníženou retenciou pôdy pre vodu. Retenčné čiary, skeletovitej pôdy, ktoré boli použité pri simulácii pohybu vody v nej boli vytvorené zjednodušene tak, že retenčná kapacita pôdy bola znížená o objem kameňov v danej vrstve pôdy. V tejto štúdii predpokladáme, že retenčná kapacita kameňov je nulová, podobne, ako aj ich vodivosť pre vodu. Kamene, ktoré obsahuje morénová pôda v lokalite FIR vo V. Tatrách sú kompaktné, žulové. Znížená retenčná kapacita pôdy je dôsledkom toho, že kamene majú v porovnaní s retenčnou kapacitou jemnozeme, relatívne malú retenčnú kapacitu. Informácie z literatúry hovoria, že retenčná kapacita hornín – v závislosti od ich petrologického zloženia – môže byť niekoľko percent objemu horniny (Hanson, Blevins, 1979, Brouwer, Anderson, 2000, Cousin et al., 2003, Novák, Šurda, 2010). Dôležitá je však hydraulická vodivosť skeletu, kvantitatívne determinujúca intenzitu pohybu vody do a z kameňov do jemnozeme (v danom prípade je to žula) je zrejme veľmi malá a preto môže byť v tomto prípade zanedbaná. V dostupnej literatúre sme nenašli informácie o vodivosti kameňov, ako súčasti pôdy.



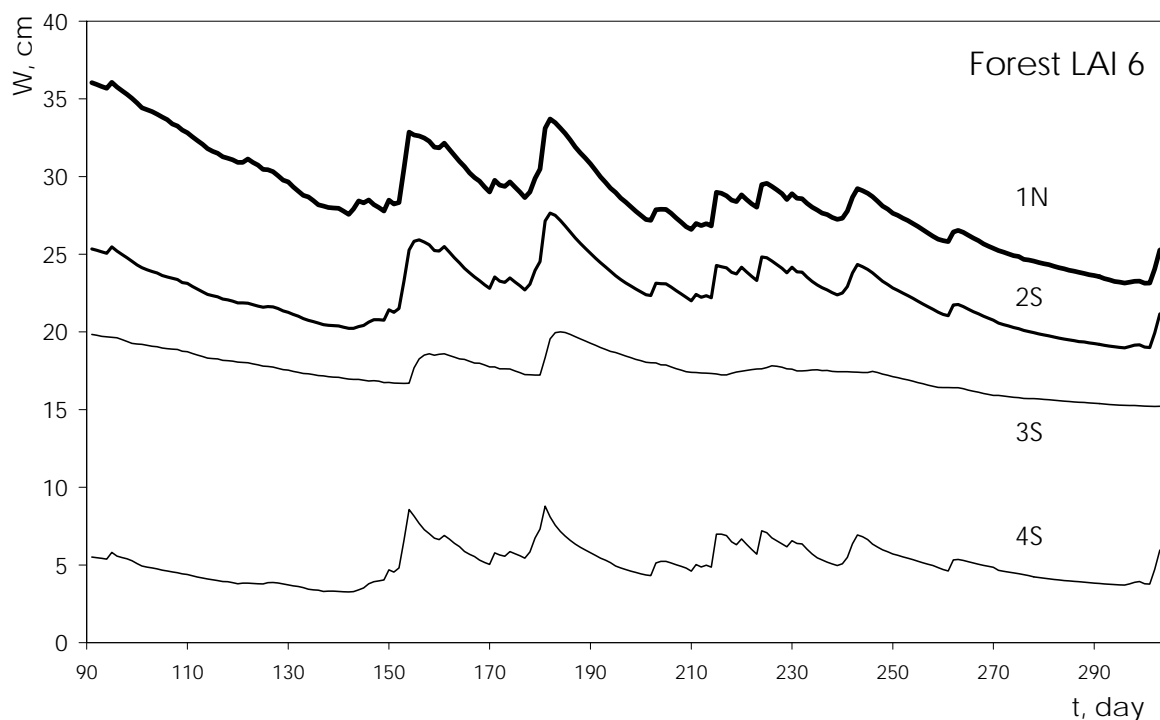
Obr. 1: Vertikálne rozdelenie relatívneho objemu kameňov v pôde ( $R_v$ ), lokalita FIR, V. Tatry.



Obr. 2: Vertikálne rozdelenie relatívneho objemu kameňov v pôde ( $R_v$ ), pórovitosti ( $P$ ) a relatívneho podielu jemnozeme ( $R_{fe}$ ), lokalita FIR, V. Tatry.



Obr. 3: Rozdelenia vlhkosti ( $\theta$ ) vo vrchnej, metrovej vrstve pôdy, vypočítané modelom GLOBAL pre pôdu pod smrekovým lesom s LAI = 6 obsahujúcu kamene (S) a pre jemnozem (N). Pôda je zložená zo 4 vrstiev. Lokalita FIR, V. Tatry, sezóna 2006.



Obr. 4: Priebehy obsahu vody  $W$  (cm) vo vrchnej, metrovej vrstve pôdy vypočítané modelom GLOBAL pre pôdu pod smrekovým lesom s LAI = 6 bez kameňov (1N), obsahujúcu kamene (2S). Sú znázornené tiež priebehy obsahu vody  $W$  (cm) pre vrstvy skeletovitej pôdy 15 – 100 cm (3S) a 0 – 15 (4S). Na horizontálnej osi sú juliánske dni. Pôda je zložená zo 4 vrstiev. Lokalita FIR, V. Tatry, sezóna 2006.

Vysoké vlhkosti v povrchovej vrstve pôdy sú spôsobené nerozloženou vrstvou organickej hmoty, pod ktorou sa nachádza vrstva humusu s relatívne malým obsahom kameňov a teda s vysokou retenčnou kapacitou. Pod ňou je vrstva s vysokým obsahom kameňov, čo spôsobuje jej nízku retenčnú kapacitu, napriek tomu, že samotná jemnozeme (tab. 1), má veľkú retenčnú kapacitu. V konkrétnom prípade, vlhkosť vodou nasýtenej jemnozeme bola  $\theta_s = 0.62$ .

Z rozdelení vlhkosti pôdy počas časti vegetačného obdobia smreka (obr. 3) je vidieť vysokú variabilitu vlhkosti pôdy najmä v jej vrchnej časti, čo je spôsobené vlastnosťami vrchných vrstiev pôdy a vysokým obsahom organických látok. Vidieť, že obsah vody vo vrchnej, metrovej vrstve skeletovitej pôdy je približne o 15% objemových nižší ako je tomu v pôde bez skeletu. To reprezentuje približne 150 mm vrstvu vody.

Prítomnosť kameňov v pôde znižuje jej retenčnú kapacitu a znížením efektívneho prierezu pôdy pre pohyb vody, znižuje aj jej hydraulickú vodivosť. Preto, rozdelenie vlhkosti pôdy vo vertikálnom smere je výrazne ovplyvnené rozdelením relatívneho obsahu kameňov tak, že zníženie vlhkosti je úmerné obsahu kameňov. V tomto konkrétnom prípade, keď sa relatívny obsah kameňov s hĺbkou zvyšuje, retenčná kapacita pôdy sa s hĺbkou znižuje.

Na obr. 4 je sezónny priebeh obsahu vody vo vrchnej, metrovej vrstve pôdy tvorenej jemnozeme (1N) a v skeletovitej pôde (2S) pod porastom smreka. Čiary označené ako (3S) a (4S) sú priebehy obsahov vody vo vrstve 0 – 15 cm a 15 – 100 cm. Poznnamenávame, že rozdielne obsahy vody na začiatku vegetačného obdobia vyplývajú s rozdielnej retenčnej kapacity skeletovitej pôdy a jemnozeme.

## Záver

Pohyb vody v pôde obsahujúcej kamene je možné simulovať aj jednorozmerným matematickým modelom s riadiacou Richardsovou rovnicou za predpokladu, že hydrofyzikálne charakteristiky pôdy, ktoré sú vstupnými údajmi do simulačného modelu boli určené pre tzv. reprezentačný elementárny objem pôdy (representative elementary volume – REV). To znamená, že charakterizujú jeho hydraulické vlastnosti (vlhkosťna retenčná čiara, hydraulická vodivosť) tak, aby mohol byť použitý pre výpočet pohybu vody v pôde Darcyho zákon. V tejto práci bol pri simulácii pohybu vody v pôde obsahujúcej skelet použitý takýto spôsob určovania charakteristík pôdy do jednorozmerného matematického modelu GLOBAL.

Kamene v pôde znižujú retenčnú kapacitu pôdy pre vodu a teda pôda obsahujúca kamene má nižšiu vlhkosť; táto je nepriamo úmerná relatívnemu obsahu kameňov. Vo všeobecnosti, retenčná kapacita kameňov pre vodu nie je nulová, avšak rýchlosť vzájomnej výmeny vody medzi jemnozeme a kameňmi je veľmi malá, teda voda, ktorú obsahujú kamene, prakticky výrazne neovplyvňuje obsah vody v jemnozemi. Napriek tomu, dá sa očakávať, že voda obsiahnutá v skelete môže významným spôsobom pomôcť porastom prežiť počas suchých období, pretože malá hydraulická vodivosť skeletu umožňuje udržať vodu v ňom aj počas suchého obdobia.

## Podakovanie

Autori ďakujú Slovenskej grantovej agentúre VEGA (Projekt 2/0021/10) a grantovej agentúre APVV (Grant 51 – 030205) za finančnú podporu výskumu, prezentovaného v tejto práci.

## Literatúra

- Baker, F.G. & Bouma, J. 1976. Variability of hydraulic conductivity in two subsurface horizons of two silt loam soils. *Soil Sci. Soil Am. J.*, 40, 219 – 222.
- Bärwolf, M. 2006. Soil properties. In: *Measurements of Max Planck Inst. For Biogeochemistry at the Tatra windthrow sites*. Jena, CD – ROM.
- Bear, J. 1972. *Dynamics of fluids in porous media*. Elsevier, New York.



- Brouwer, J., Anderson, H. 2000. Water holding capacity of ironstone gravel in a typical plintoxeralf in southeast Australia. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 64, 1603–1608.
- Cousin, I., Nicollaud, B., Coutadeur, C. 2003. Influence of rock fragments on the water retention and water percolation in a calcarleous soil. *Catena*, 53, 97–114.
- Gömöryová, E., Štřelcová, K., Škvarenina, J., Bebej, J., Gömöry, D. 2008. The impact of windthrow and fire disturbances on selected soil properties in the Tatra National Park. *Soil & Water Research*, 3 (Special Issue 1), 574–580.
- Hanson, C.T., Blevins, R.L. 1979. Soil water in coarse fragments. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43, 819–820.
- Hraško, J. & Bedrna, Z., 1998. Applied soil science. *Príroda*, Bratislava, s.474, (In Slovak).
- Kutilek, M. & Nielsen, D. R. 1994. Soil hydrology, *Catena* Verl., Cremlingen – Destedt, pp.370.
- Lichner, L. 1994. K problematike merania nasýtenej hydraulickej vodivosti v pôde s makropórmi. *J. Hydrol. Hydromech.*, 42, , 421–430.
- Majerčák, J., Novák, V. (1992). Simulation of the soil water dynamics in the root zone during the vegetation period. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. 40, 5, 299–315.
- Novák, V., Majerčák, J. 1992. Simulation of the soil water dynamics in the root zone during the vegetation period. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. 40, 5, 380–397.
- Novák, V., Šurda, P. 2010. The water retention of granite rock fragments in High Tatras stony soils. *J. Hydrology Hydromechanics*, 58, 3, 181–187.
- Novák, V., Kňava, K. 2011. Determining the influence of stones on hydraulic conductivity of saturated soils, using numerical method. *Geoderma*. (in press).
- Poesen J., Lavee H. 1994. Rock fragments in top soils: significance and processes. *Catena*, 23, 1–28.
- Ravina, I., Magier, J. 1984. Hydraulic conductivity and water retention of clay soils containing coarse fragment. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48, 736–740.
- Richards, L.A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous media. *Physics*, 1, 318–333.
- Soil Survey Staff. 1975. *Soil Taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*. USDA – Soil Cons. Service, Agric. Handbook, No. 436. p.472.
- van Genuchten, M., Th. 1980. A close form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 892–898.

# Hydraulické vlastnosti lesných pôd v Tatrách a ich možný vplyv na tvorbu odtoku

Tomáš Orfánus<sup>1</sup>, Renata Sándor<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Ústav hydrológie, Slovenskej akadémie vied, Račianska 75, 83102 Bratislava, orfanus@uh.savba.sk

<sup>2</sup>Research Institute for Soil Science and Agricultural Chemistry, Hungarian Academy of Sciences, Herman O. u. 15, H-1022 Budapest, Hungary

## Abstract

The article deals with soils under spruce forests in Tatra Mts. region in context of flood protection. It is shown that spruce-forest soils have not necessarily the best hydrophysical characteristics regarding runoff prevention when compared with other soil covers (windthrow-induced clearcut in 2004). The frequent hydrophobicity present in their surface horizons can inhibit wetting of matrix and prefer fast gravitational macro-pore flow without employing its free retention capacity.

**Kľúčové slová:** lesná pôda, hydraulická vodivosť, retenčná kapacita, vodoodpudivosť, tvorba odtoku.

## Úvod

Jedna z najpálčivejších diskusií po veternej kalamite v Tatrách v novembri 2004 sa dodnes vedie okolo ťažby kalamitného dreva na postihnutom území, pričom jedným z kontroverzných aspektov celej záležitosti sú práve možné hydrologické dopady spôsobené zmenami štruktúry lesných porastov a postihnutej krajiny všeobecne.

V územiach porastených lesom, alebo iným súvislým rastlinným porastom, kde drsnosť povrchu a/alebo vysoké rýchlosti infiltrácie obmedzujú tvorbu povrchového odtoku, klasická teória povrchového odtoku (Horton, 1945) nedokáže vysvetliť zdroje, dráhy a zmeny rýchlosti prúdenia vody v povodí (prehľad 9 rôznych prác v práci Bernier, 1985). Hawlett (1961) navrhol alternatívnu koncepciu tvorby povodňového odtoku v prirodzených riečnych korytách známu ako koncept premenlivých zdrojových oblastí (variable source areas) tvorby odtoku. Poloha a rozloha zdrojových oblastí sú určené dynamickou rovnováhou medzi podpovrchovým prenosom vody a jej exfiltráciou na zemský povrch. Rôzne mechanizmy retencie a akumulácie vody predlžujú dobu odtoku zrážkovej vody (Šach et al., 2000) a hydrológovia preto rozlišujú nepriamy odtok z podzemných rezervoárov a priamy odtok, ktorý nie je v povodí dočasne zadržaný vo forme podzemnej vody (Whipkey, 1965). V zalesnených povodiach tvorí laterálny podpovrchový odtok hlavnú zložku povodňového odtoku (Whipkey, 1965; Bernier, 1985; Šach et al., 2000) a môže byť zodpovedný za 50 – 80% odtoku pozorovaného v koryte rieky (Bernier, 1985).

Vo všeobecnosti sa teda má za to, že odtok zo zalesnených povodí sa nerealizuje po povrchu pôdy (surface overland flow), ale primárne ako podpovrchový odtok dosycujúci oblasti exfiltrácie vody, ktoré majú v čase premenlivý výskyt a rozlohu.

Po veternej kalamite v novembri 2004 v Tatrách niektorí ochranári začali chronicky preceňovať reálny protipovodňový potenciál lesného ekosystému, pričom celú záležitosť navyše extrapolovali z Tatier aj do iných oblastí Slovenska. V podstate pri ktorejkoľvek povodňovej situácii od roku 2004 (bez ohľadu na spôsob jej vzniku a vývoja) bolo verejnosti kategoricky predkladané jednostranné stanovisko, podľa ktorého za ničivé povodne nie sú zodpovedné extrémne zrážkove udalosti, či urbanistické chyby, ale výlučne nadmerná ťažba dreva. Ich argumentácia sa na jednej strane oprávnenne opiera o výraznejší vplyv intercepcie zrážok lesnými porastami na ročnú resp. sezónnu vodnú bilanciu územia oproti iným porastom resp. spôsobom využívania pôdy. Z výskumov napr. Holka a kol. (2009); Holka (2010); McCullocha a Robinsona (1993), Šaxha a kol. (2000), či Tužinského (2000) totiž vyplýva, že efekt

intercepcie na bilanciu vody v lesnom ekosystéme je v mierke roka alebo vegetačnej sezóny podstatný. V prípade ihličnatých lesov je to až 30% zrážok i viac. Na druhej strane ich argumentácia spočíva v neopodstatnenom tvrdení, že lesná pôda je schopná jednorázovo zadržať oveľa viac vody ako pôda pod inými porastami a bráni tak tvorbe povodňových prietokov. Táto práca nemá ambície podať konečné vyriešenie ani komplexné zhodnotenie tejto veľmi náročnej problematiky. Mala by ale prispieť k našim doteraz stále skromným a hlavne útržkovitým neuceleným znalostiam o význame lesnej pôdy pri retencii zrážkovej vody a tvorbe odtoku v horských oblastiach. Autori príspevku sú si plne vedomí environmentálnej nutnosti zachovania „zdravého“ stavu našich lesov, ale chcú taktiež poukázať na to, že ich protipovodňová kapacita je obmedzená.

Ako bolo demonštrované v iných prácach (napr. Kňava a kol., 2008), pôdy, ktoré sa nachádzajú na veternej kalamitou postihnutých plochách v Tatrách majú vo všeobecnosti vysokú nasýtenú hydraulickú vodivosť ako aj vodo-retenčnú kapacitu. Súčasťou neporušenej lesnej pôdy sú však zvyčajne aj nadložné horizonty tvorené opadom ihličia alebo listov rastlín v rôznom stupni biochemického rozkladu. Tieto materiály majú vysokú pórovitosť a doskovitú štruktúru. Ich retenčná kapacita môže byť taktiež vysoká, v závislosti od stupňa rozkladu. Ak sa vysušia pod určitú kritickú vlhkosť, ktorá sa v letných obdobiach vyskytuje bežne (už pri vlhkostiach pôdy <25% objemových), získavajú tieto materiály často hydrofóbne vlastnosti spôsobené prítomnosťou špecifických organických látok (najmä voskov) alebo živých organizmov (najmä hýf húb). Znížená zmáčavosť sa vyluhovaním týchto látok prenáša aj do organominerálneho A horizontu, kde sa tento efekt môže stať ešte výraznejším.

Konkrétnym cieľom práce je prezentovať výsledky hydropedologického výskumu realizovaného v rokoch 2006 – 2010 na kalamitou postihnutom území Tatier v kontexte retencie zrážkovej vody v pôde a tvorby odtoku. V rámci výskumu bola na viacerých lokalitách pod rôznymi porastami meraná hydraulická vodivosť a retenčná kapacita pôdnej matrice ako aj hydraulická vodivosť celého objemu pôdy aj s makropórmi. Ďalej bol mapovaný výskyt fenoménu zníženej zmáčavosti povrchových horizontov pôdy vplyvom špecifických organických látok pochádzajúcich z rastlinného opadu a to v závislosti na spôsobe spracovania veternej kalamity (lokalita REF – nepoškodený referenčný lesný porast pri Vyšných Hágoch, EXT – územie so spracovaným kalamitným drevom v oblasti pri Danielovom Dome, NEX – územie s nespracovaným kalamitným drevom v oblasti Tatranskej Lomnice, FIRE – požiarom postihnuté územie pri Tatranských Zruboch) a jeho efekt na hydraulické vlastnosti pôdy. V októbri 2010 boli realizované zadažďovacie experimenty so zachytávaním pripovrchového a podpovrchového laterálneho odtoku do žľabov z 2 m<sup>2</sup> experimentálnej plochy v oblasti Podbanské (Kokavské lúky) na svahu v neťaženom dospelom smrekovom lese, ktorých výsledky sú takisto prezentované v tomto príspevku.

## Metodika

### *Vodoodpudivosť*

Znížená zmáčavosť resp. vodoodpudivosť pôdy môže byť detekovaná rôznymi metódami, avšak najbežnejšou orientačnou operatívnou metódou v teréne je tzv. WDPT (water drop penetration time) test, kedy sa aplikuje kvapka vody na povrch pôdy a meria sa čas, za ktorý vsiakne. Pôdy s časom WDPT väčším ako 1 minúta treba považovať za silne vodoodpudivé a s časom nad 1 hodinu za extrémne vodoodpudivé (Dekker a Ritsema, 1995).

Ďalšou metódou použitou pri detekcii vodoodpudivosti boli komparatívne infiltračné testy s vodou a etanolom použitím minidiskového tlakového infiltrimetra. Princíp metódy vyplýva z pomeru infiltračných rýchlostí pre vodu a kvapalinu (napr. etanol) dokonale zmáčajúcu povrch pôdnych častíc. Tento pomer bol odvodený Studebakerom a Snowom (1995) na základe Lucas-Washburnovej rovnice:

$$\cos \alpha = \frac{\gamma_1 \eta_2 t_1}{\gamma_2 \eta_1 t_2} \quad (1)$$

kde  $t$  je čas, za ktorý definovaný objem dokonale zmáčavej kvapaliny (index 1) a vody (index 2) prenikne do pôdy,  $\gamma$  je povrchové napätie,  $\eta$  je dynamická viskozita a  $\alpha$  je uhol omáčania.

Retardácia infiltrácie v jej počiatocnej faze je spôsobená práve zväčšením uhla omáčania, čo sa odráža v znížení kapilárnych síl. Dokonale zmáčavá kvapalina má uhol omáčania rovný nule. Pre uhly väčšie ako  $90^\circ$  je infiltrácia možná len pri aplikovaní tlaku. Ak je uhol omáčania medzi vodou a stenami pórov rovný  $0^\circ$ , infiltruje voda do daného pórovitého prostredia rýchlejšie ako etanol a to práve  $1.95^2$ -krát. Pri pôdach vodoodpudivých naopak infiltruje etanol rýchlejšie ako voda.

Infiltračné testy boli vykonané s malým pozitívnym potenciálom  $h_0 = +20$  mm aplikovaným na povrchu pôdy s dvojvalcovým infiltrometrom, pričom  $K_S$  a  $S$  boli vypočítané z dvojparametrickej Philipovej rovnice (Philip, 1957). Laboratórne merania  $K_S$  metódou premenlivého hydraulického spádu boli vykonané pre vzorky z lokality Kokavské lúky.

Hydraulická vodivosť blízka nasýteniu (tiež nasýtená hydraulická vodivosť matrice), ktorá sa merala pomocou minidiskového penetrometra pri malom negatívnom tlaku ( $-20$  mm) sa vypočítala podľa Zhanga (1997):

$$k(h_0 = -2\text{cm}) = C_2(h_0)/A_2 \quad (2)$$

kde  $A$  je konštanta, ktorá sa určí pre konkrétny pôdny druh z manuálu, ktorý možno nájsť na: <http://www.decagon.com/manuals/infiltman.pdf>.

#### *Simulácia tvorby odtoku na svahu*

Zadažďovacie experimenty pre štúdium tvorby odtoku na zalesnenom svahu boli realizované v typickom horskom smrekovom lese v Západných Tatrách neďaleko obce Liptovská Kokava. Koordináty výskumnej plochy sú:  $49^\circ 6' 30.8''$  s.z.š. a  $19^\circ 51' 53.4''$  v.z.d. Nadmorská výška je 860 m n.m. Priemerný sklon skúmaného svahu je  $25^\circ$  a pôda je kambizem podzolová s A horizontom (3(6) – 15 cm) pokrytým (3 – 6 cm hlbokou) vrstvou rastlinného opadu (najmä ihličia) v rôznom štádiu rozkladu. Tento nadložný horizont vykazuje určitý stupeň hydrofóbnosti v závislosti na obsahu vody v pôde (obr. 1 a tab. 1, 2, tiež text v kapitole „Výsledky a diskusia“). Predchádzajúci výskum z júla 2010 odhalil, že organominerálny A horizont má v suchom období taktiež výrazné hydrofóbné vlastnosti. Prechodný A/B horizont sa nachádza v hĺbke 15 – 35 cm a Bvs horizont v hĺbke 35 – ? cm. Dôležité hydrofyzikálne charakteristiky tejto pôdy sú uvedené v tabuľke 2. Pôdny kryt je tvorený smrekovým lesom (rôzna veková štruktúra) s nesúvislým podrastom čučoriedčia a machov.

#### *Zadažďovací experiment*

Sústava žľabov bola vybudovaná za účelom zachytenia vody odtekajúcej povrchovou vrstvou tvorenou nadložným horizontom (0 – 6 cm) a podpovrchovou vrstvou (6 – 35 cm), pod ktorým sa nachádza menej priepustný Bvs horizont. Nižšia priepustnosť tohto horizontu je daná vyšším obsahom ílu, nižšou drenážnou pórovitosťou a väčším obsahom skeletu. Nábehové plochy žľabov boli vsunuté do pôdy práve v hĺbkach 6 cm a 35 cm a to len veľmi plytko (do 5 cm), aby významne neovplyvňovali (ako nepriepustná vrstva) výsledky merania.

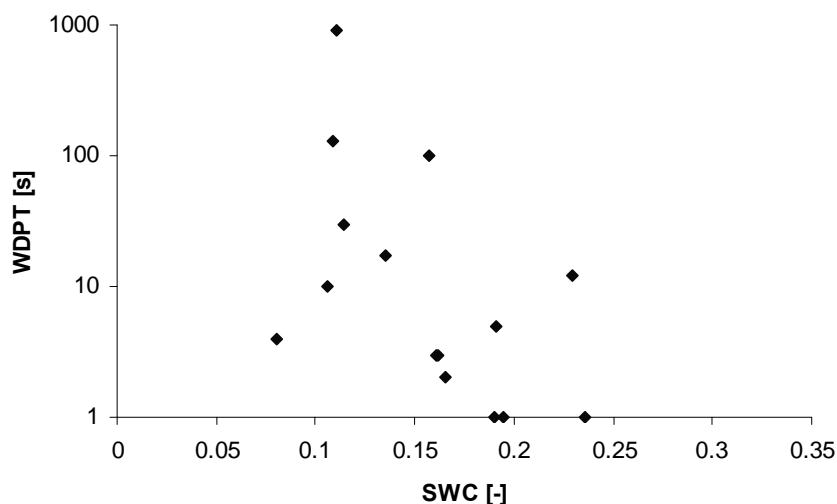
Vlhkosť povrchu pôdy (0 – 6 cm) bola meraná vlhkomerom *Theta Probe Soil Moisture Sensor ML2x, Delta T Devices Cambridge-England* a to v 7 – 10 opakovaníach (rovnomerne po  $2\text{ m}^2$  experimentálnej ploche) pred a po každom zadažďovacom experimente. Výtok zo žľabov bol zaznamenaný automatickými preklápacími ombrografmi a následne prepočítaný na plochu  $2\text{ m}^2$ . Príklad záznamu z ombrografu je na obr. 2. Aby nedochádzalo k úniku vody do suchšej pôdy v okolí vytlačenej experimentálnej plôšky, bola v skutočnosti zadažďovaná plocha  $6\text{ m}^2$  ( $3 \times 2\text{ m}$ ). Aktuálna experimentálna plôška je 2 m dlhá v smere spádnice a žľaby sú 1m široké. Dážď bol simulovaný upraveným záhradným postrekovačom s nastaviteľným tlakom a rozmerom kvapiek.

12. – 13. októbra 2010 boli simulované dve zrážkové udalosti. Prvá simulácia predstavovala pomerne vysoký zrážkový úhrn (33 mm) aplikovaný na relatívne suchú pôdu (vlhkosť povrchu pôdy priemerne 14,5% obj. v rozsahu od 10,7 po 22,8% obj.) počas obdobia troch hodín. Takáto zrážková udalosť má pre zrážkové stanice v oblasti Tatier periodicitu 2 – 5 rokov. Pre celú oblasť Tatier je však doba opakovania takejto zrážky pravdepodobne ešte menšia. Nejde teda o nijak výnimočnú zrážku. Druhá zrážková udalosť predstavovala 8,3 mm aplikovaných na relatívne vlhkú pôdu (vlhkosť povrchu pôdy priemerne 29% obj. v rozsahu od 16,1 po 51,3% obj.) v priebehu 30 minút. Takáto resp. vyššia zrážková udalosť sa vyskytuje v oblasti Tatier celkom bežne, niekoľkokrát do roka.

## Výsledky a diskusia

### Vodoodpudivosť

Na obr. 1 sú hodnoty WDPT zistené v regióne Tatier postihnutých veternou kalamitou ako závislé premenné od obsahu vody v pôde.



Obr. 1: WDPT [s] ako funkcia objemového obsahu vody v pôde (SWC) detekovaná na svahu porastenom dospelým smrekovým lesom v blízkosti Kokavských lúk počas suchého obdobia v júli 2010.

Tabuľka 1: WDPT [hh:mm:ss] zistené na skúmanom svahu v blízkosti Kokavských lúk, 12. októbra 2010, v čase realizácie zadržovacích experimentov.

pozícia	1.kvapka	2.kvapka	3.kvapka	priemer
1	00:19:24	00:30:43	01:38:28	00:49:32
2	00:00:11	00:00:20	00:00:36	00:00:22
3	00:00:15	00:01:59	00:10:11	00:04:08

Šimkovic a kol. (2009) uvádzajú pre jednotlivé lokality pokalamitného výskumu nasledovné hodnoty WDPT:

- EXT: priemerná hodnota: 26s pri aktuálnej hmotnostnej vlhkosti pôdy 40,51%.
- REF: priemerná hodnota: 2818s pri aktuálnej hmotnostnej vlhkosti pôdy 41,76%.
- NEX: priemerná hodnota: 2s pri aktuálnej hmotnostnej vlhkosti pôdy 63,04%.
- FIRE: priemerná hodnota: 389s pri aktuálnej hmotnostnej vlhkosti pôdy 48,70%.

Posledne spomenutý autorský kolektív overovali zníženú zrnitosť pôd z jednotlivých výskumných lokalít aj pomocou tzv. MED (molarity of an ethanol droplet, Doerr, 1998) testu na vzorkách pôdy

vysušených na vzduchu. Výsledky obidvoch metód (WDPT aj MED) ukázali, že najvyšší stupeň aktuálnej aj potenciálnej (pôda vysušená na vzduchu) „vodoodpudivosti“ pôdy je typický práve pre kalamitou nepostihnutú referenčnú lokalitu (REF). Rozdiel v aktuálnych vlhkostiach pôdy na lokalitách REF a EXT bol nevýznamný v čase odberov vzoriek. Tieto výsledky naznačujú, že zmáčavosť pôdnej matrice na kalamitou postihnutých pôdach je lepšia, čo by mohlo vylepšiť pomer retencia vody v pôde vs. odtok. Či sa naozaj tieto efekty prejavili aj v hodnotách nasýtenej hydraulickkej vodivosti pôdy (zahŕňujúc aj makropóry)  $K_s$  a v hodnotách nasýtenej hydraulickkej vodivosti matrice  $k(-2cm)$  bolo overované v letných sezónach 2006, 2009 a 2010. Hodnoty  $k(-2cm)$  na lokalitách FIRE a EXT boli síce o rád nižšie ako hodnoty  $K_s$  (až 0,66 m za hodinu), to je však typické pre pôdy obsahujúce makropóry a nesvedčí to pravdepodobne o zníženej zmáčavosti matrice týchto pôd. Absencia lesného porastu počas dvoch rokov zrejme spôsobila vymiznutie efektu hydrofóbnych organických povrchov na týchto lokalitách. Extrémna vodoodpudivosť pôdy však bola detekovaná metódou WDPT (35 minút až 3 hodiny 57 minút) a komparatívnymi infiltračnými pokusmi s vodou a etanolom niekoľkokrát na lokalite Štrbské pleso v letných sezónach 2009 a 2010 v umbrickom A-horizonte pod smrekovými stromami hneď v blízkosti jazera. Voda pri aplikovaní podtlaku -2cm neinfiltrovala do týchto pôd počas niekoľkých hodín, zatiaľčo etanol (kvapalina dokonale zmáčajúca akýkoľvek povrch tuhej látky) prenikal do pôdy okamžite po začatí infiltračného pokusu s rýchlosťou približne 216 mm za hodinu.

Hydrofóbnosť pôdy sa vyskytla opäť v smrekovom lese aj na lokalite v blízkosti Kokavských lúk počas suchého obdobia v júli 2010 (tab. 2) a v októbri 2010 (tab. 1). Hydraulická vodivosť pôdy na tejto lokalite klesla z niekoľkých metrov za deň (pri výtope, metóda premenlivého hydraulického sklonu) na menej ako 30 mm za deň pri aplikácii malého negatívneho tlaku  $k(-2 cm)$  na povrchu pôdy (mini-disc infiltrator, Decagon). Tieto hodnoty sú na tom istom mieste o dva rády nižšie ako je hydraulická vodivosť pre etanol pri použití rovnakej metódy. Teoreticky by ale v prípade dokonale zmáčavej pôdy mali byť hydraulické vodivosti pre vodu oproti etanolu 4-krát vyššie (Washburn, 1921).

Tabuľka 2: Hydrofyzikálne charakteristiky pôdy na lokalite Kokavské lúky ( $P$  – pórovitosť,  $FC$  – poľná vodná kapacita,  $DP$  – drenážna pórovitosť,  $SWC$  – objemový obsah vody v pôde,  $k(-2cm)_w$  – hydraulická vodivosť pôdy pre vodu pri aplikácii podtlaku 2 cm,  $k(-2cm)_e$  – hydraulická vodivosť pôdy pre etanol pri aplikácii podtlaku 2 cm,  $K_s$  – nasýtená hydraulická vodivosť pôdy, WDPT – water drop penetration time.

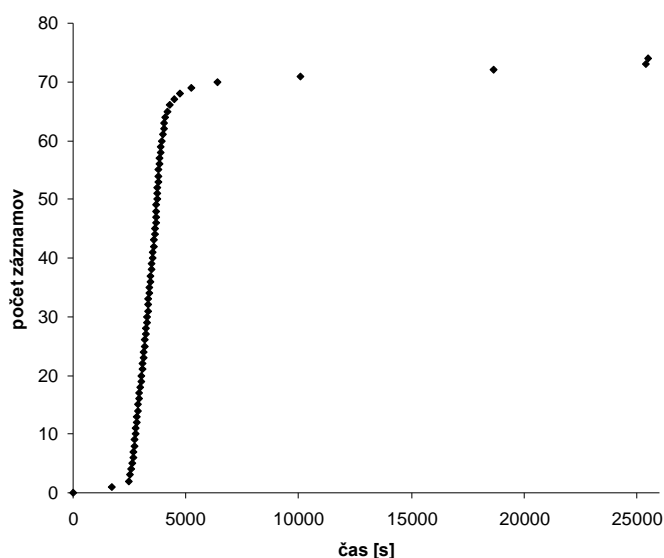
Horizont	P	FC	DP (P-FC)	SW C	$k(-2cm)_w$ [m/s]	$k(-2cm)_e$ [m/s]	$K_s$ [m/s]	WDP T [s]	Skeletnatosť [%]
0 – 15 cm	0.66 +/- 0.06 6	0.35 +/- 0.03 8	0.31 +/- 0.066	0.08 7 0.11 0.08 8	$2.73 \cdot 10^{-7}$ $5.4 \cdot 10^{-7}$ nemera- tel'né $1.6 \cdot 10^{-6}$	$2.2 \cdot 10^{-5}$ $1.33 \cdot 10^{-5}$ $4.96 \cdot 10^{-5}$	1.83 $10^{-4}$	59 5 165	9
15–35 cm	0.51 +/- 0.11	0.26 +/- 0.08	0.25 +/- 0.09	-	-	-	$5.9 \cdot 10^{-5}$	-	35

Whipkey (1965) taktiež pozoroval zníženú zmáčavosť matrice podpovrchovej vrstvy v relatívne suchej lesnej pôde ( $h_w < -300cm$ ), čo spôsobilo retardáciu vertikálneho prenosu vody, postupné nasýtenie povrchovej vrstvy a následný prednostný výtok z tejto vrstvy. Citovaný autor však vysvetľuje tieto pozorovania efektom uzavretého vzduchu v póroch.

#### Zadažďovací experiment

Na začiatku prvého zadažďovacieho experimentu predstavovala voľná retenčná kapacita 0,35 m hlbokého pôdneho sóla, t.j. pórovitosť \* (objem pôdy – objem skeletu) – drenážna pórovitosť – aktuálna

vlhkosť pôdy (všetky charakteristiky počítané ako vážené priemery podľa mocnosti zodpovedajúcich horizontov), cca 42 mm vodného stĺpca. Aplikácia 33 mm zrážky v priebehu 3 hodín napriek tomu spôsobila merateľný odtok. Nasýtená hydraulická vodivosť matrice A horizontu pre vodu ( $k(-2cm)w$  v tab. 2) bola v priemere takmer 4-krát nižšia (2,9 mm/hod) ako bola intenzita zrážky, takže infiltrácia sa realizovala prednostne cez makropóry. Odtok sa realizoval po hĺbke profilu rovnomerne vzhľadom na hrúbku jednotlivých horizontov; nadložného (0–6 cm) a organominerálneho (6–35 cm). Celkovo odtieklo do zberných žlabov 0,32 mm, čiže len asi 1% zrážky. Priemerná vlhkosť povrchu pôdy sa zvýšila o 24% objemových, čo predstavuje vo vrstve pôdy 0–6 cm 13 mm stĺpec vody pri 9%-nom objeme skeletu. Čiže retencia predstavovala necelých 40% aplikovanej zrážky. Ostatných necelých 20 mm zrážky preniklo hlbšie (> 6cm) do pôdneho profilu. V prípade prvej simulovanej zrážky bol odtok z nadložného horizontu (0–6 cm) registrovateľný už po 16 minútach, zatiaľčo podpovrchový odtok sa oneskoril približne o 2 hodiny. To naznačuje, že za daných podmienok preda len dochádza k merateľnému pripovrchovému odtoku, ktorý síce nie je pozorovateľný voľným okom, ale realizuje sa cez hydraulicky vysoko priepustnú vrstvu nadložného organického horizontu, ktorý má redukovanú objemovú hmotnosť iba  $0,16 \text{ g.cm}^{-3}$  a pórovitosť 60% – 80%. Existenciu preferovaného laterálneho prúdenia v tomto materiáli potvrdzujú aj 3 infiltračné pokusy s minidiskovým infiltrometrom (Decagon) na monolite nadložného horizontu o mocnosti 45 mm, kedy 80 ml vody (= 83 mm vysoký vodný stĺpec pri 60 %-nej pórovitosti) vsiaklo vertikálne maximálne do hĺbky 25 mm, zatiaľčo laterálne až do vzdialenosti 120 mm od stredu infiltrometra, ktorého priemer je 45 mm. Zdá sa byť teda veľmi pravdepodobné, že doskovitá štruktúra stuženého nadložného horizontu zjavne preferuje laterálnu redistribúciu vody v nadložnom horizonte bez ohľadu na to, či sa nachádza na svahu alebo na rovine.



Obr. 2: Výtok z nadložnej vrstvy pôdy (0 – 6 cm) po aplikácii 8,3 mm umelej zrážky počas 0,5 hodiny. Čas 0 s je čas začiatku zrážky. Jedna odtoková jednotka (záznam) predstavuje 0.0018 mm.

Nepatrný odtok z nadložného (0 – 6 cm) horizontu však v prípade prvého experimentu môže byť vysvetliteľný aj vertikálnym priesakom z malého čiastkového objemu pôdy nachádzajúceho sa výlučne nad nepriepustnou nábehovou plochou žľabu, preto ho interpretujeme ako zanedbateľný. Celkovo bol výtok z oboch horizontov detekovateľný približne 5 hodín. Podstatná časť odtoku prebiehala s vyrovnanou intenzitou.

Na začiatku druhého zadažďovacieho experimentu predstavovala voľná retenčná kapacita 0,35 m hlbokého pôdneho sóla, t.j. pórovitosť \* (objem pôdy – objem skeletu) – drenážna pórovitosť – aktuálna vlhkosť pôdy (všetky charakteristiky počítané ako vážené priemery podľa mocnosti zodpovedajúcich horizontov), v priemere už iba 8,11 mm vodného stĺpca. Táto hodnota je pravdepodobne podhodnotená. Totiž, aplikácia 8,3 mm zrážky v priebehu 0,5 hodiny spôsobila odtok 0,13 mm, čiže 1,6% zrážky. Priemerná vlhkosť povrchu pôdy sa zvýšila o 15% objemových, čo predstavuje vo vrstve pôdy 0 – 6 cm až 8,2 mm stĺpec vody pri 9%-nom objeme skeletu. Čiže retencia v tomto prípade predstavovala až

98% aplikovanej zrážky. Hoci je vodná bilancia počítaná z priemerných hodnôt a teda „nesedí“ celkom presne, vyplýva z nej, že žiadna alebo len minimálna časť zrážky prenikla hlbšie ako 6 cm do pôdneho profilu. Taktiež odtok sa v tomto prípade realizoval výlučne cez pripovrchovú vrstvu 0 – 6 cm.

V prípade druhej simulácie zrážkovej udalosti bol odtok zaznamenaný po 14 minútach od začiatku zavlažovania. Odtok sa tvoril len z povrchového horizontu a jeho podstatná časť prebiehala takisto s vyrovnanou intenzitou a realizovala sa v priebehu jednej hodiny od začiatku simulovanej zrážkovej udalosti. Z priebehu formovania odtoku počas opísaných dvoch experimentov možno formulovať dve významné konštatovania:

1. Laterálny odtok sa nevorí iba z vodou nasýtenej zóny tvoriacej sa dočasne nad menej priepustnou vrstvou pôdy alebo nepriepustným podložím, ako to opisujú Kirkby (1978), Zaslavsky a Sinai (1981) a Weyman (1970), ale podobná nasýtená zóna sa môže vytvoriť aj pri povrchu lesnej pôdy a podstatná časť odtoku sa môže realizovať práve cez túto vrstvu, ako sme pozorovali pri druhej simulácii a ako tiež pozoroval Whipkey (1965). Je ovšem treba zdôrazniť aj fakt, že na experimentálnej ploche sa nachádzali miesta, na ktorých nebola detekovaná žiadna zmena vlhkosti pôdy pred a po zadažďovacích experimentoch.
2. Existencia pomerne dlhej etapy s veľmi vyrovnaným odtokom (obr. 2) indikuje ustálené laterálne prúdenie, ktorého ustálená rýchlosť v smere sklonu svahu v pripovrchovom horizonte počas druhého experimentu dáva za predpokladu, že vertikálny prenos do nižšie ležiaceho horizontu je zanedbateľný, hodnotu nasýtenej hydraulickkej vodivosti ( $K_s = 1,08 \cdot 10^{-5} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) vypočítanej podľa Darcyho zákona veľmi blízku nasýtenej hydraulickkej vodivosti meranej metódou premenlivého sklonu (tab. 2).

## Závery

1. Pôdy na veternou kalamitou postihnutom území v Tatrách majú vysokú voľnú retenčnú kapacitu (často presahujúcu 100 mm vodného stĺpca v 1m hlbokom pôdnom profile) a nasýtenú hydraulickú vodivosť (rádovo niekoľko metrov až desiatok metrov za deň). Hydraulické vodivosti pôdnej matrice môžu však byť až o jeden rád nižšie, z čoho vyplýva, že podstatná časť infiltrácie sa realizuje cez makropóry. Pôda teda predstavuje v týchto oblastiach vysoko-priepustné médium, v ktorom sa voda pohybuje najmä vplyvom gravitácie.

2. Pôdy pod ihličnatými porastami oproti iným porastom (napr. rody: *Calamagrostis*, *Lythrum*) majú často navyše zníženú zmáčavosť matrice, prípadne sú ich povrchové horizonty vyslovene vodoodpudivé. Hydraulická vodivosť matrice je až o dva rády nižšia ako  $K_s$  s makropórmí, čo by mohlo preferovať gravitačné prúdenie vody cez systém makropórov bez využitia voľnej retenčnej kapacity matrice. Takéto vlastnosti pôdy neboli detekované na pokalamitných plochách pod krovinnými a bylinnými porastami, kde pri zrážkovej udalosti možno skôr očakávať súčasne zmáčanie pôdnej matrice (a tým využitie jej voľnej retenčnej kapacity) a prúdenie cez makropóry. Lesná pôda takto oproti pôde pod inými porastami umožňuje rýchly pohyb väčšieho množstva vody v smere gravitácie a preto v svahovitých oblastiach možno infiltráciu do lesných pôd v niektorých prípadoch chápať skôr ako integrovanú súčasť generovania odtoku a nie ako jeho prekážku. Pôdy pod ihličnatým lesom teda nemusia mať nutne tie najideálnejšie hydraulické vlastnosti z hľadiska prevencie odtoku v porovnaní s inými porastami, ako sa vo všeobecnosti predpokladá.

3. Napriek tomu, že retenčná kapacita (t.j. objem pôdy – objem pôdneho skeletu – drenážna pórovitosť – prítomný obsah vody) lesnej pôdy je vysoká, môže dôjsť aj pri relatívne bežných zrážkových udalostiach k tvorbe detekovateľného odtoku, ktorý sa realizuje buď cez horizont ležiaci nad relatívne menej priepustnou vrstvou pôdy ako podpovrchový odtok, alebo, ak je lesná pôda vodou dostatočne nasýtená predchádzajúcimi zrážkami, aj cez tenký povrchový horizont tvorený najmä orgnickým materiálom v rôznom stupni rozkladu, ktorý má vysokú pórovitosť a doskovitú štruktúru preferujúcu laterálne prúdenie.



## Pod'akovanie

Výskum bol podporený projektami APVV SK-HU-0025-08 a VEGA 2/0170/09. Autori vysoko oceňujú aj podporu zo strany Výskumnej stanice ŠL-TANAP-u.

## Literatúra

- Bernier P. Y. 1985: Variable source areas and storm-flow generation: an update of the concept and a simulation effort. *Journal of Hydrology*, 79, 3/4, p. 195 – 213.
- Dekker, L. W., Ritsema, C. J. 1995: How water moves in a water repellent sandy soil: 1. Potential and actual water repellency. *Water Resources Research*. 30, 2507–2517.
- Hewlett, J. D., 1961: Watershed management. In: Report for 1961 Southeastern Forest Experiment Station. US for Serv., Asheville, NC, pp. 61–66.
- Holko, L., Škvarenina, J., Kostka, Z., Frič, M., Staroň, J. 2009: Impact of spruce forest on rainfall interception and seasonal snow cover evolution in the Western Tatra Mountains, Slovakia. *Biologia : Journal of the Slovak Academy of Science*, ISSN 0006-3088, vol. 64, IF2008 0, 406, no. 3, pp. 594–599.
- Holko, L. 2010: Short-time measurements of interception in mountain spruce forest. *J. Hydrol. Hydromech.*, ISSN 0042-790X, 4, s. 213–220.
- Horton R. E. 1945: Erosional development of streams and their drainage basins; hydrphysical approach to quantitative morphology. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 56, p. 275 – 370.
- Kirkby, M. J. 1978. *Hillslope Hydrology*. Wiley. Chichaster, 389pp.
- Kňava K., Novák V., Orfánus T., Majerčák J. 2008: High Tatras forest structure changes and their influence on rain interception and some components of water balance. *Contributions to Geophysics and Geodesy* 38/3, p. 293 – 304.
- MacCulloch, J. S. G., Robinson, M. 1993: History of forest hydrology. *Journal of Hydrology*, 150, 189–216.
- Philip, J. R. 1957: The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Sci.*, 83, 345–357.
- Simkovic I., Dlapa P., Simonovicova A., Ziegler W. 2009: Water Repellency of Mountain Forest Soils in Relation to Impact of the Katabatic Windstorm and Subsequent Management Practices. *Polish Journal of Environmental Studies*, 18, 3, p. 443 – 454.
- Studebaker, M.L.A., Snow, C.W. 1955: *J. Phys. Chem.* 59, 973 Cited from ERIK KISSA (1994). *Dispersions: Characterization, testing and measurements*. Marcel Dekker, Inc, 270 Madison Avenue., New York.
- Šach F., Kantor P., Černoňous V. 2000: Forest ecosystems, their management by man and floods in the Orlicke hory Mts in summer 1997. *Ecology (Bratislava)*, 19, p. 72 – 90.
- Tužinský, L. 2000: Spruce and beech forest stands water balance. *Ekológia (Bratislava)*, 19, 2, 198–210.
- Washburn E. W. 1921: The Dynamics of Capillary Flow. *Physical Review*, 17, 3, p. 273–283.
- Weyman D. R. 1970: Throughflow on hillslopes and its relation to the stream hydrograph. *Bull. International Asociacion of Scirntific Hydrology*, 15, 2, p. 25 – 33.
- Whipkey R. Z. 1965: Subsurface stormflow from forested slopes. *Int. Assoc. Sci. Hydrology Bull.*, 10,
- Zaslavsky, D., Sinai, G. 1981: Surface hydrology: I. Explanation of phenomena, II. Distribution of raindrops, III. Causes of lateral flow, IV. Flow in sloping layered soil, V. In-surface transient flow. *Proc. Am. Soc. Civil Eng. J. Hydraul. Div.*, 107, 1–93.
- Zhang, R. 1997: Determination of Soil Sorptivity and Hydraulic Conductivity from the Disk Infiltrometer. *Soil Science Society American Journal* 61:1024–1030.

# Water balance in short rotation poplar coppice and reference grass-plot in conditions of Czech-Moravian Highlands

Matěj Orság<sup>1,2</sup>, Milan Fischer<sup>1,2</sup>, Miroslav Trnka<sup>1,2</sup>, Petr Hlavinka<sup>1,2</sup>, Jiří Kučera<sup>3</sup>, Jan Balek<sup>1</sup>, Zdeněk Žalud<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Agrosystems and Bioclimatology, Mendel University in Brno, Brno, Czech Republic

<sup>2</sup>CzechGlobe, Centre for Global Climate Change Impact Studies, AS CR, Brno, Czech Republic

<sup>3</sup>EMS Brno (Environmental Measuring Systems), Brno, Czech Republic

## Abstract

This text presents results of a study focusing on differences of water balance between two contrasting cultures – short rotation poplar coppice and grass plot in conditions of Czech-Moravian Highlands. Actual evapotranspiration (by Bowen ratio energy balance method), precipitation and soil moisture in two layers (0 – 0.45 m and 0.45 – 0.90 m) were measured on both plots during seasons 2008 – 2010. The seasonal water lost through evapotranspiration was higher for the grass (560.4 and 508 mm for grass and 523.8 and 351.8 mm for poplar during growing season 2009 and 2010 respectively), but generally the observed amounts of ETa are comparable for both cultures and within the range of values described in literature. Results of soil moisture measurements expressed as soil water availability [mm] were compared with simulations obtained from water balance model SoilClim. The model a little bit underestimated the amount of available water in the system, since based on water balance closure we suggest that there is a higher water income than was recorded from precipitation. This extra water found in observed systems may be supplied probably by lateral underground water inflow from the upper fields.

**Keywords:** water balance, actual evapotranspiration, soil water availability, poplar, grass.

## Introduction

As the prices of fossil fuels gradually rises and world's oilfields slowly heads toward its irreversible depletion, woody biomass from fast growing poplar and willow short-rotation coppices (SRC) become an important source of an alternative renewable energy. Trees planted under SRC system are coppiced every three to six years, depending on genotype of the clone used, weather conditions and management practises which influences survival rate and final vigour of the stand. Highest potential of SRC consist in vigorous juvenile growth and reaches under the conditions of the Czech-Moravian highland mean annual increment close to 14 tons of dry matter per hectare (Trnka et al., 2008). Another benefit speaking for extension of SRC production areas is its ability to provide profitable agricultural energy crop, as an alternative to profitless food production on marginal arable land. Beside the productive function (production of energy biomass) the SRC of fast-growing trees can have a positive effect on their surroundings from an environmental point of view by, e.g. increasing biodiversity, enhancing the food chain, creating biocorridors for the migration of fauna, increasing the small water cycle in the landscape and subsequent cooling, and revitalization of agricultural soils. More recently has been emphasized the ability of SRC forest to sequester atmospheric CO<sub>2</sub> emission. Trees provide a natural mitigation strategy by capturing and storing CO<sub>2</sub> in their biomass and in the soil, while in turn releasing oxygen back to the atmosphere through the process of photosynthesis (Isebrands a Karnonsky, 2001). Poplar and Willow species have also been shown to be adaptable as vegetation filters in order to purify municipal waste water and soil in many Northern European countries. Despite all facts described above, biomass production is still in the initial phases in the Czech Republic. Although the enlargement of areas planted is expected in the next few years, currently only about 250 ha of fast-growing trees are being used for energy crop production (Havlíčková and Suchý, 2010). The largest areas of SRC are situated in Scandinavia (Sweden 18 000 ha), Germany, UK, Italy, Belgium and France (Weger et al., 2006). The main reason why plantations of SRC are not so widely used is the

economic situation, as they must compete with fossil fuels and other renewable energy sources. According to empirical and modelled results, the water availability of the locality constitutes one of the main constraint for productivity of SRC grown on arable land (Fischer et al., 2010, Deckmyn et al., 2004, Cienciala and Lindroth, 1996, Braatne et al., 1992) and that is why the water regime of the concrete site is one of the main key task for selecting and establishing the SRC. For that reason the evaluation of the driving components of water balance – evapotranspiration, soil water level and precipitation, together with comparison of water balance of poplars and reference grass as hypothetically contrasting ecosystems is the main aim of this study.

## Material and methods

In April 2001, a high density experimental field plantation for verification of performance of poplar clone J-105 (*P. nigra* x *P. maximowiczii*) with the total area of 4 ha was established in Domanínek, near Bystřice nad Pernštějnem (Czech Republic, Czech-Moravian highland, 49°32'N, 16°15'E, altitude 530 m, rain-fed area with mean annual precipitation 587.8 mm, mean annual temperature 6,6 °C). The plantation was established on agricultural land previously seeded predominantly with cereals and potatoes. Hardwood cuttings were planted in a double row design with inter-row distances of 2.6 m and spacing of 0.7 m within rows accommodating density of 9,000 trees/ha. Soil conditions at the location are representative to the wider region with deep luvic cambisol influenced by gleyic processes and with limited amount of stones in the profile. The site itself is situated on a mild slope of 3° with an eastern aspect and is generally subject to cool and relatively wet temperate climate typical for this part of Central Europe with mingling of continental and maritime influences. Although the area does not provide optimal conditions for SRC based on *Populus* sp. clones, the site itself is highly suitable for planting due to deep soil profile (Trnka et al., 2008). In May 2007, an array of 16 access tubes was installed into the soil for portable data logging with PR1 profile probe (Delta-T Devices, Ltd., UK) – a system for measuring dielectric properties of soil, which are straight depending on soil water content. PR1 profile probe enable measuring of volumetric soil water content [%] in different depths (0.1, 0.2, 0.3, 0.4 m). The layout of access tubes covers area approximately 600 m<sup>2</sup> large, in the centre of the poplar stand. The results concerning soil moisture and its spatial variability and dynamics are described in Fischer et al. (2010). In July 2007, 2008, 2009 and 2010, routine soil sampling took place and the field capacity, wilting point, bulk density, textural composition and other physical soil characteristics were analyzed. In July 2008, a 14 m high mast with system for measuring actual evapotranspiration (ETa) above poplars by Bowen ratio-energy balance (BREB) method (EMS Brno, Czech Republic) was erected in the centre of the poplar plantation. Adjacently to the mast three sensors EC-20 (Decagon Devices, USA) for measuring volumetric water content of soil and six gypsum blocks (EMS Brno) to measure soil water potential were placed into depths 0.1 m, 0.3 m and 0.9 m. All sensors were connected to data logger ModuLog 3029 (EMS Brno) and the measuring step was adjusted to measure each 2 minutes and store each 10 minutes. Three sensors EC-20 and all access tubes have been occasionally calibrated in order to adjust the measuring more precisely. Alongside the plantation a reference grass surface (approx. 1 ha) is situated. In the centre of grass area one system for measuring ETa by BREB method is placed and two of total three access tubes for portable measuring by PR1 probe are installed nearby, the third one is located in the corner of grass stand adjacent to the poplar plantation. Readings by using PR1 probe were taken in the same time-step as by poplar, usually once a week. In addition, one tipping bucket rain gauge MetOne 370 (MetOne Instruments, USA) for measuring precipitation was placed in the centre of grass plot. As a reserve data source of main meteorological variables serves meteorological station of Czech Hydrometeorological Institute located 1 km southwards. To enable water balance calculations soil water availability (SWA) was determined as an amount of soil water content [mm] up to the wilting point. It was expressed for particular depths and summarized for entire soil profile (0 – 45 cm). Subsequently diurnal course of potential evapotranspiration (PET) by Penman method and actual evapotranspiration (ETa) by BREB method above poplars and grass-plot were calculated. By generating actual ET data in diurnal step a few gaps originated when Bowen ratio closely reached values near -1. The gaps were filled by using the linear regression between PET and ETa separately for three parts of day from sunrise to sunset (morning, day and evening). In the case, there were gaps lasting for a few days due to the system failure, calibrating the sensors etc., the linear regression relation between PET and ETa for a few whole days before and after the

gap was used with taking account the day similarity (cloudiness, occurrence of precipitation and soil moisture level). Then the ETa of both cultures in diurnal step and monthly totals was compared with PET and precipitation in monthly totals. By assuming that most of the root system of poplars is situated in the upper part of soil profile (eg. Dickman et al., 2001, Faulkner, 1976), we divided the soil profile into two layers (0 – 0.45 m and 0.45 – 0.90 m) in order to estimate ratio between available soil water taken from the upper and deeper layer. For water balance assessment the model SoilClim was used. SoilClim estimate reference evapotranspiration (ET<sub>0</sub>) and ETa from defined vegetation cover and consequently soil water content within two defined layers (in this case 0 – 45 cm and 45 – 90 cm). SoilClim works in daily step and demands daily maximum and minimum temperature, global radiation, precipitation, air humidity and wind speed as the input. SoilClim outputs were successfully validated across central Europe and central USA areas (Hlavinka et. al, 2009, Hlavinka et al., 2010). For SWA evaluating soil moisture data from PR1, EC-20 and SoilClim were processed and compared.

## Results and discussion

The seasonal dynamics of ETa of the contrasting covers (poplars and grass) is shown in Fig. 1. On the average, the seasonal water lost through evapotranspiration was higher for the grass in all of the investigated years as is depicted in Tab. 1. During the growing season (from April till the end of October) 2009 was the ETa of grass overall 37 mm higher with the most pronounced difference in April. The main reason of the lower ETa of poplars during the spring is small leaf area index and thus low transpiration (Allen et al., 1998). The bud burst of poplars initiated around the middle of April which means that evaporation from the soil made the substantial part of the whole ETa. According to crop coefficient (K<sub>c</sub>) described by Allen et al. (1998) the soil evaporation can represent 115 – 0 % of ET<sub>0</sub> depending on the soil moisture level. This is most probably the explanation for the very close rates of both surfaces from the end of March after snow melting when the soil was fully saturated by water. After the soil moisture started to deplete, evaporation from the soil depleted too, however transpiration of the grass increased. Early after budburst LAI of poplars increased rapidly and the ETa of both cultures tended to be equal.

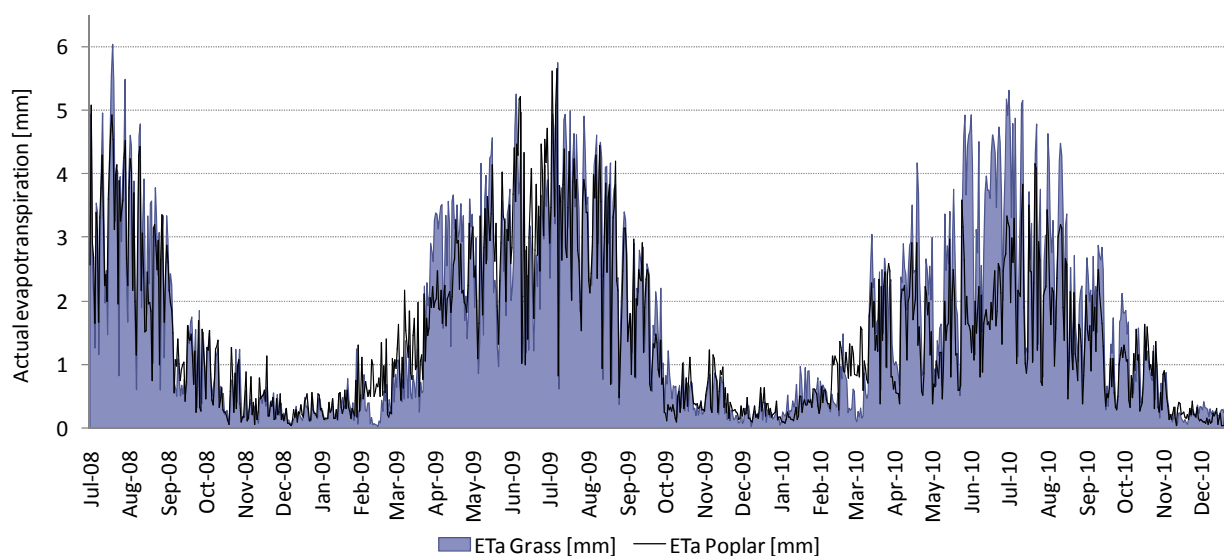


Fig. 1: Seasonal dynamics (2008 – 2010) of actual evapotranspiration of grass-plot and poplar stand.

This trend is also well depicted through monthly totals at the Fig. 2. ETa of poplars was a little bit higher only during the months with high precipitation amounts (June and July 2009) and also during the September 2008. In the case of rainy months, the higher ETa of poplars could be the reason of high evaporation from interception (mean LAI was around 7), high transpiration of easily available water and also substantial evaporation from the wet soil. Till the end of season the ETa of both vegetations were quite similar without any marked differences in 2008 and 2009. The year 2010 is another point,

because during the winter 2009/2010 the plantation was harvested and the resprouting of stumps started even as late as the mid July 2010. Until this time only evaporation from soil and transpiration by weeds took place and ETa of grass was substantially higher. After resprouting of young poplars and LAI development (with maximum around 5 at end of August) the ETa of poplars increase but not exceeded the ETa of grass anyway.

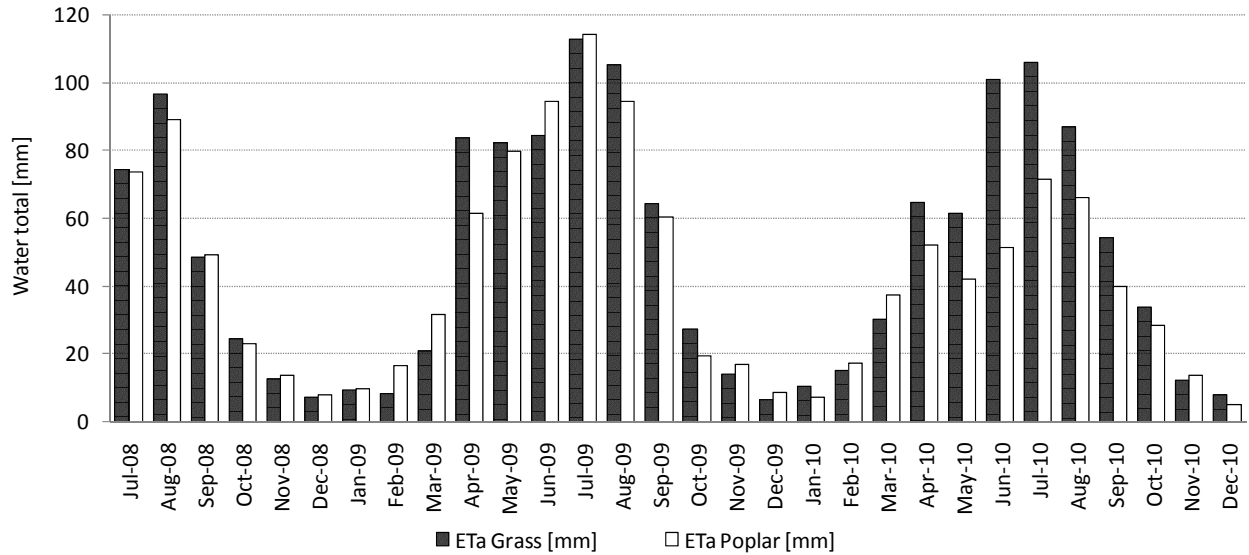


Fig. 2: Monthly sums (2008 – 2010) of actual evapotranspiration above grass-plot and poplar stand.

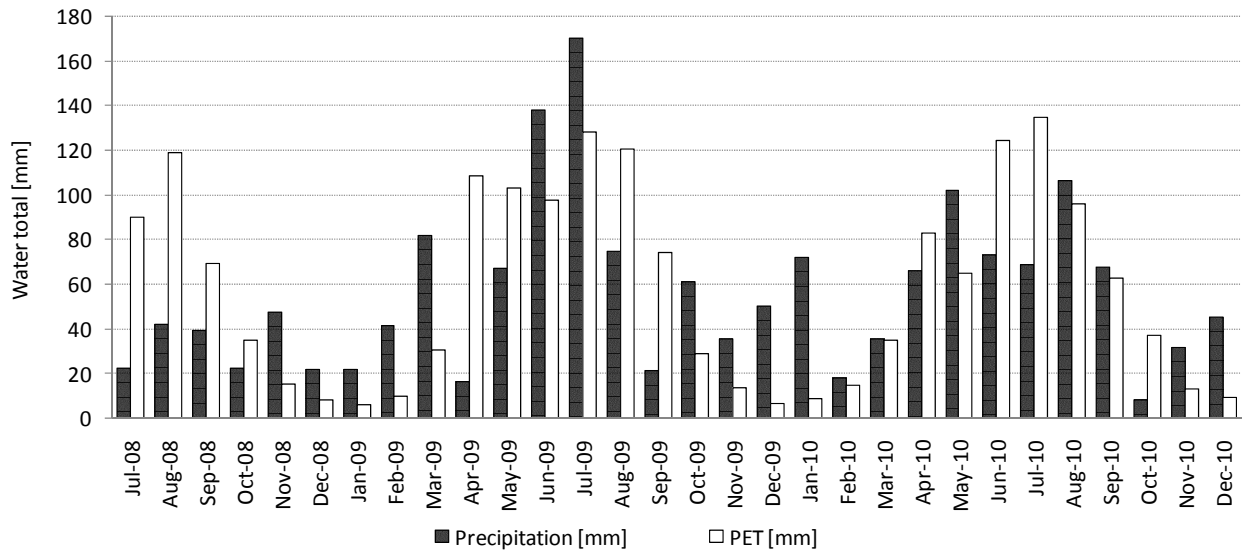


Fig. 3: Monthly sums (2008 – 2010) of potential evapotranspiration and precipitation.

The maximum intensity of ETa in 2008 was recorded on 27<sup>th</sup> of July with values 6.06 and 5.07 mm per day which is 89 and 74 % of PET for grass and poplars respectively. The maximum rates during next year 2009 were measured on the 17<sup>th</sup> of July and reached 5.77 and 5.65 mm per day constituting 92 and 90 % of PET for grass and poplars respectively. These maxima occurred during hot (maximal air temperature above 27°C) and sunny day three days after strong rainfall (66 mm per day) when the soil water was at the level of field capacity. In 2010 was the relation between ETa of poplars and grass significantly different from the reasons mentioned above. The maximal ETa of grass 5.33 (83 % of PET) was recorded on 11<sup>th</sup> of July however the ETa of resprouting plantation with LAI of poplars around 2 was only 3.23 mm (50 % of PET). The highest ETa of poplars 4.16 mm was reached on the

1<sup>st</sup> of August when the LAI was approximately 3. Nevertheless, the ETa of grass at the same day was again higher 4.33 mm which was 80 % of PET.

Tab. 1: The key values pointing on ETa of poplars and grass during 2008 – 2010.

Year	Actual evapotranspiration [mm]									
	Annual sum		Sum**		Diurnal average		Average**		Diurnal maximum	
	Poplar	Grass	Poplar	Grass	Poplar	Grass	Poplar	Grass	Poplar	Grass
2008*	256.7	263.6	235.1	243.8	1.47	1.51	2.06	2.14	5.07	6.06
2009	607.1	619.1	523.8	560.4	1.66	1.70	2.45	2.62	5.65	5.77
2010	432.5	584.2	351.8	508.0	1.19	1.60	1.64	2.37	4.16	5.33

\* start 10. 7. 2008

\*\* 1. 4. - 31. 10.

Generally, the observed amounts of ETa are within the range of values described in literature. For example Petzold et al. (2010) investigated stand transpiration of poplar (*P. nigra x P. maximowiczii*) in Saxony (Germany, mean annual temperature 8.7°C and mean annual precipitation 770 mm) by sap-flow measuring technique (Čermák et al. 2004, Kučera et al. 1977) yielding seasonal totals of 486 and 433 mm in 2007 and 2008 respectively. According to Lindroth et al. (1994) seasonal transpiration in SRC is approximately 70 % of ETa which in this case should amount 631 and 563 mm per growing season in both evaluated years respectively. Bungart and Hüttl (2004) estimated average ETa for several poplar clones in more dryer conditions of Germany (mean annual temperature 8.5°C and mean annual precipitation 500 mm) during whole 8 year rotation period as 531 mm per year. The maxima of ETa are within the range (4.8 – 7.9 mm per day) described by several authors for different conditions of Europe (Petzold et al., 2010, Bungart and Hüttl, 2004, Allen et al., 1999).

Figs. 4 and 5 depict the seasonal patterns of SWA measured by two different probes and modelled by SoilClim under grass and poplar canopy respectively. Model SoilClim simulated variability in both of the investigated layers with good performance for both of the covers. It also showed better consistency with the EC-20 compared to the PR1 profile probe which is in agreement with our results from gravimetric calibrations of both of the sensors. However, the SoilClim underestimated the amount of available water in layer 0.45 – 0.95 m in both of the cases while for the upper layer the under and overestimating were more or less equal. In addition there was the underestimation of ETa modelled by SoilClim which annually amounted 70 and 103 mm in 2009 and 87 and 41 mm in 2010 for grass and poplars respectively. Mean diurnal underestimation fluctuated around 0.19 and 0.20 mm per day in 2009 and 0.24 and 0.11 mm per day in 2010 for the contrasting covers. Maximal underestimation were recorded as a feedback of simulated low SWA. Both of the underestimations of the model, which is based on water balance suggest that there is higher water income than was recorded from precipitation. On the one hand this could be linked with general underestimation of tipping bucket rain gauge (Strangeways, 2003, Calder and Kidd, 1978). Another reason could be also the dew formation which provides some amount of water which is not include in the model and can contribute to not so dramatic soil moisture depletion by evaporation (Agam and Berliner, 2005, Pitacco et al., 1992). However, taking into account both of the mentioned possibility we suggest that except them there is some lateral underground water inflow from the upper fields. This assumption was indirectly confirmed during soil sampling in June 2009 when we observed flowing water stream in the depth around 0.80 m and also the lowest sensor EC-20 under the grass showed stable patterns around field capacity during the whole measurement period. Based on the SoilClim simulations and measured data from the EC-20 we estimated the “non-rainfall” water income for selected periods with significant differences between modelled and measured values. For instance, from 15<sup>th</sup> June to 31<sup>st</sup> August 2010, there was 23 mm lower SWA and 58 mm lower total of ETa, totally 81 mm depletion of water simulated by SoilClim in the case of grass surface. For the poplars we estimated the additional water income for period 16<sup>th</sup> April to 14<sup>th</sup> June 2009 as totally 58 mm (39 mm depletion in SWA and 19 mm by ETa by SoilClim) and for period 14<sup>th</sup> June to 17 August only 10 mm, because there was 27 mm depletion in SWA, but conversely 17 mm higher than observed ETa simulated by the model. The missing values in EC-20 patterns were caused by sensor failure so the water influx was not calculated for grass in 2009.

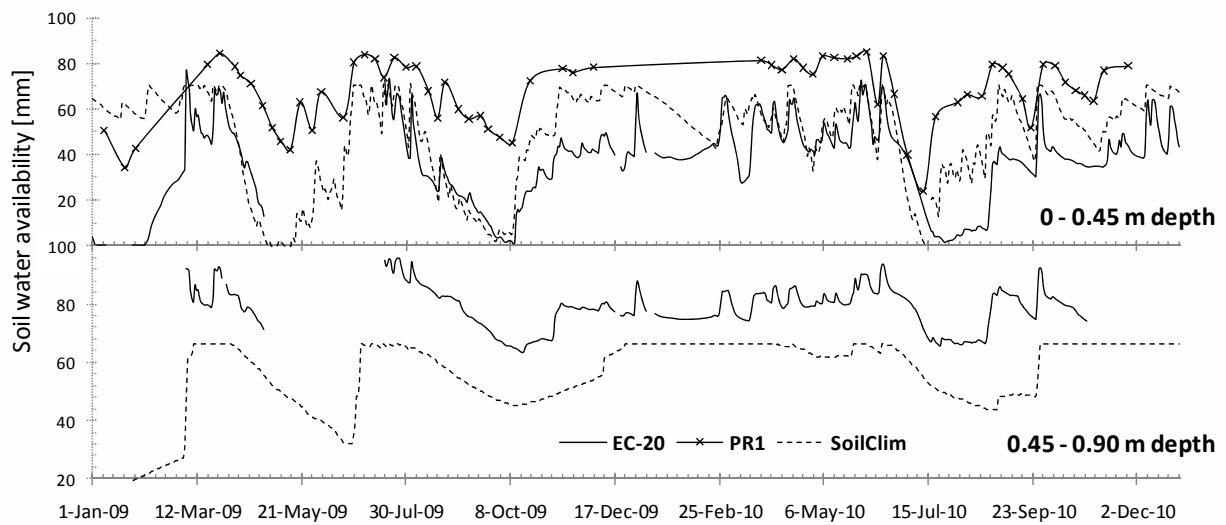


Fig. 4: Seasonal dynamics (2009 – 2010) of measured and modelled soil water availability at grass-plot.

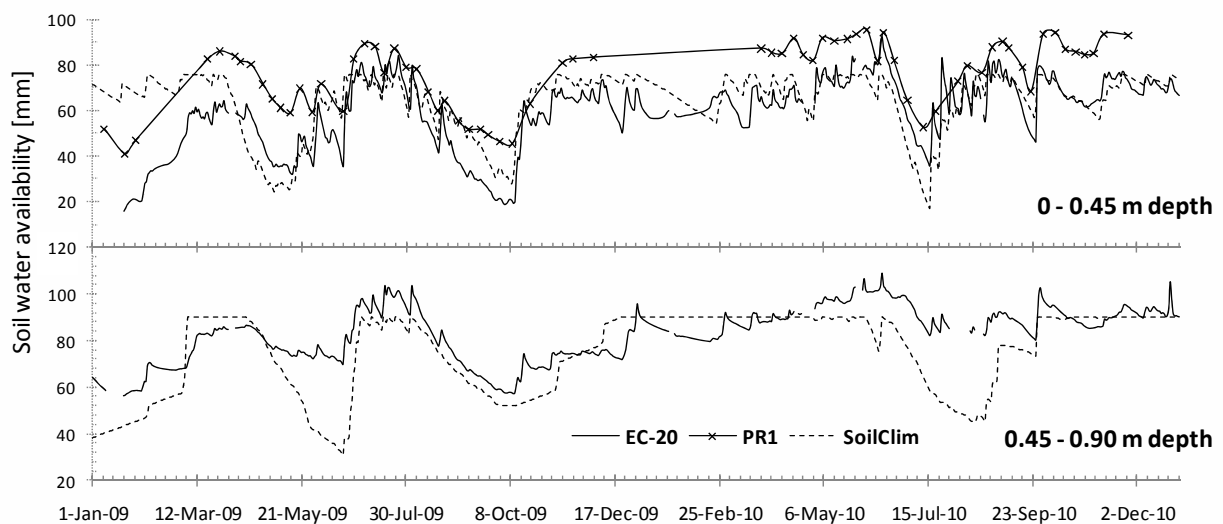


Fig. 5: Seasonal dynamics (2009 – 2010) of measured and modelled soil water availability in poplar stand.

## Conclusion

Our present results are disputing the common view on rapid growth of poplars linked with large water consumption. By investigating the  $ET_a$  of poplars and  $ET_a$  of reference grassy surface we found out comparable or rather lower values of water consumption of poplar plantation at one locality in Czech Moravian Highlands ensuring uniform pedo-climatic conditions. By employing the water balance model SoilClim, we indirectly confirmed our hypothesis of underground water inflow into the investigated area which probably caused no pronounced soil water limitation during the period of our measurements. Other study of the water balance and the comparison with the water consumption at the area with no water influx will reveal the water economy of contrasting covers in more details.

## Acknowledgement

This text is an output of the CzechGlobe Centre, that is being developed within OP RDI and co-financed from EU funds and state budget of the Czech Republic (Project: CzechGlobe – Centre for Global Climate Change Impacts Studies, Reg.No. CZ.1.05/1.1.00/02.0073), by the Research plan no. MSM 6215648905 “Biological and technological aspects of the sustainability of controlled ecosystems and their adaptability to climate change” financed by the Ministry of Education, Youth and Sports of the Czech Republic and by In-house grant Agency at MENDELU no. TP 3/2011.

## References

- Agam, R., Berliner, P. R. 2005. Dew formation and water vapor adsorption in semi-arid environments – A review. *Journal of Arid Environments* 65: 572 – 590.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., Smith, M. 1998. Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage paper 56. FAO, Rome 300.
- Allen, S. J., Hall, R. L., Rosier, P. T. W. 1997. Transpiration by two poplar varieties grown as coppice for biomass production. *Tree Physiology* 19: 493 – 501.
- Braatne, J. H., Hinckley, T. M., Stettler, R. F. 1992. Influence of soil water on the physiological and morphological components of plant water balance in *Populus trichocarpa*, *Populus deltoides* and their F1 hybrids. *Tree Physiology* 11(4): 325 – 339.
- Bungart, R., Hüttl, R. F. 2004. Growth dynamics and biomass accumulation of 8-year-old hybrid poplar clones in a short-rotation plantation on a clayey-sandy mining substrate with respect to plant nutrition and water budget. *European Journal of Forest Research* vol. 123: 105 – 115.
- Deckmyn, G., Laureysens, I., Garcia, J., Muys, B., Ceulemans, R. 2004. Poplar growth and yield in short rotation coppice: model simulations using the process model SECRETS. *Biomass and Bioenergy*, vol. 26: 221 – 227.
- Calder, I. R., Kidd, C. H. R. 1978. A note on the dynamic calibration of tipping bucket raingauges. *J. Hydrol.*, 39: 383 – 6.
- Cienciala, E., Lindroth, A. 1995. Gas-exchange and sap flow measurements of *Salix viminalis* trees in short-rotation forest. II: Diurnal and seasonal variations of stomatal response and water use efficiency. *Trees*, vol. 9: 295 – 301.
- Čermák, J., Kučera, J., Nadezhdina, N. 2004. Sap flow measurement with some thermodynamic methods, flow integration within trees and scaling up from sample trees to entire forest stands. *Trees* 18: 529 – 546.
- Dickmann, D.I., Isebrands, J.G., Terence, J. B., Kosola, K., Kort, J. 2001: Physiological ecology of poplars. In: Dickmann, D.I., Isebrands, J.G., Eckenwalder, J.E., Richardson, J., (eds). *Poplar Culture in North America*, Ottawa: National Research Council of Canada, p. 77–118.
- Faulkner, H.G., 1976. Root distribution, amount, and development from 5-year-old *Populus X euramericana* (Dade) Guinier. M.S.F. Thesis, University of Toronto, 130 pp.
- Fischer, M., Trnka, M., Kučera, J., Žalud, Z. 2010. Soil water availability in a short rotation poplar coppice (*Populus nigra x P. maximowiczii*) in Czech-Moravian Highlands. *Folia oecologica*, 37: 23 – 34.
- Hlavinka, P., Trnka, M., Balek, J., Žalud, Z., Hayes, M., Svoboda, M., Eitzinger, J. 2009. Modeling of soil water content and soil temperature at selected U.S. and central European stations using Soil-Clim model. *European Geosciences Union*, Vienna, 20 – 24 April 2009. vol. 11: 38–39.
- Hlavinka, P., Trnka, M., Balek, J., Žalud, Z., Hayes, M., Svoboda, M., Eitzinger, Možný, M., Fischer, M., Hunt, E., Žalud, Z. *Agricultural Water Management – 2010* submitted.
- Isebrands, J. G., Karnosky, D. F. 2001. Environmental benefits of poplar culture. In: Dickmann, D. I., Isebrands, J. G., Eckenwalder, J. E., Richardson, J., (eds). *Poplar Culture in North America*, Ottawa, National Research Council of Canada, p. 207 – 218.
- Kauter, D., Lewandowski, I., Claupein, W., 2003. Quantity and quality of harvestable biomass from *Populus* short rotation coppice for solid fuel use – a review of the physiological basis and management practices. *Biomass and Bioenergy*, 24: 411 – 427.
- Kučera, J., Čermák, J., Penka, M. 1977. Improved thermal method of continual recording the transpiration flow rate dynamics. *Biol. Plant* 19: 413 – 420.



- Lindroth, A., Verwijsta, T., Halldin, S. 1994: Water-use efficiency of willow: Variation with season, humidity and biomass allocation. *Journal of hydrology*, vol. 156: 1 – 19.
- Lindroth, A., Cienciala, E. 1996. Water use efficiency of short-rotation *Salix viminalis* at leaf, tree and stand scales. *Tree Physiology*, 16 (1–2): 257 – 262.
- Petzold, R., Schwärzel, K. 2010. Transpiration of a hybrid poplar plantation in Saxony (Germany) in response to climate and soil conditions. *European Journal of Forest Research*: 1 – 12.
- Pitacco, A., Gallinaro, N., Giulivo, C. 1992. Evaluation of actual evapotranspiration of a *Quercus ilex* L. stand by the Bowen Ratio-Energy Budget method. *Plant Ecology* 99–100: 163 – 168.
- Strangeways, I. 2003. *Measuring natural environment*. Cambridge university press, UK, 529 pp.
- Trnka, M., Trnka, M., Fialová, J., Koutecký, V., Fajman, M., Žalud, Z., Hejduk, S. 2008. Biomass production and survival rates of selected poplar clones grown under a short-rotation on arable land, *Plant Soil Environ.*, 54: 78 – 88.
- Weger, J., Vlasák, P., Zánová, I., Havlíčková, K. 2006. Výmladkové plantáže rychle rostoucích dřevin pro produkci biomasy, *Život. Prostr.*, Vol. 40, No. 3, p. 137 – 142.

# 3D mikromodely porézních struktur

Josef Pražák

Ústav termomechaniky AVČR, v.v.i., Dolejškova 5, 182 00 Praha 8

## Úvod

Hovoříme-li v rámci technických věd o modelování, máme zpravidla na mysli modelování matematické (počítačové) anebo modelování fyzikální. Dále budeme hovořit pouze o modelování fyzikálním. Fyzikálním modelováním se myslí cílené vytváření objektů, které jsou nápodobou fyzikální reality tohoto světa. Pro modely porézních struktur byl zaveden (Lenormand, 1983) termín *mikromodely*. Předpona mikro- je do jisté míry redundantní. Má naznačit, že se jedná o malý výsek (zpravidla o zvětšený malý výsek) fyzikální reality a to o výsek stylizovaný. V případě mikromodelů porézního prostředí je pórový prostor stylizován převážně do pravidelné grafové sítě anebo tak, že se jedná o náhodné seskupení drobných geometricky popsatečných předmětů. V tomto smyslu budeme tohoto termínu nadále používat i zde. Mikromodel se tedy od prostého vzorku přírodního porézního prostředí (malý objem zeminy, písku, jílu ...) bude lišit tím, že je o něm k dispozici alespoň elementární geometrická informace, z níž můžeme následně odvozovat informace další.

Dvoudimenzionální (2D) mikromodely jsou používány již dlouho (viz výše uvedená citace). Původně byly určeny pro čistě komerční využití společností Schlumberger. Bylo na nich studováno, jak vytěsnit zbytkovou naftu., která zůstala v zemních porézních strukturách po klasickém vytěžení ložiska – údajně až 50 % (Lenormand). Pro vytěsnění této zbytkové nafty měla být použita voda. 2D mikromodely našly později zajímavé použití i v hydrologii (Pražák, 1992).

2D mikromodely přinášejí mnoho zajímavých informací především tím, že umožňují snadnou vizualizaci probíhajících procesů. Je ovšem třeba si uvědomit, že mezi 2D modelem a 3D realitou existují zásadní rozdíly, které jsou patrné již z rozdílů mezi 2D modelem a 3D modelem. Jako ilustrace může sloužit porovnání perkolačních prahů 2D čtvercové grafové sítě a jí analogické 3D sítě krychlové ( $p_{nc}$  je perkolační práh uzlů,  $p_{bc}$  je perkolační práh žeber; podle Stauffer, 1985):

	$p_{nc}$	$p_{bc}$
čtvercový graf	0,590	0,500
krychlový graf	0,307	0,247

Významný kvalitativní rozdíl pak spočívá v tom, že ve 3D struktuře mohou vedle sebe existovat nekonečné klastry pasivních i aktivních uzlů a žeber, ve 2D struktuře ne. Prakticky to např. znamená, že ve 3D modelu půdy může být jedna oblast současně napojena na vodní těleso prostupující celým pórovým prostorem a současně být souvisle propojena s atmosférou. Ve 2D modelu to možné není. Tvorba a použití 3D mikromodelů porézních struktur má tedy pro vytváření fyzikálních modelů půdy zásadní význam.

## 3D mikromodely se zcela náhodnou strukturou

3D mikromodely porézních struktur se zcela náhodnou strukturou lze zhotovit poměrně snadno – vymezí se definovaný prostor (např. krabičkou z plexiskla), zajistí se fyzikální podmínky za kterých je třeba s modelem pracovat (přítok – odtok kapaliny ...) a prostor se vyplní vsypanými drobnými předměty adekvátně geometricky definovanými (kuličky, kvádríky, zlomky atp.) či jejich směsí o určité velikosti či určité distribuci velikostí. Výběr je proveden podle toho, co je třeba studovat a podle toho, jak náročné matematické zpracování je k dispozici. Výhodou je jednoduchost přípravy experimentu a jeho ekonomická dostupnost. Nevýhodou je obecně neznalost distribuce tvarů a rozměrů pórů (je tu ovšem možnost jejího nezávislého změření) anebo praktická obtížnost určovat ji matematicky při použití postupů jakési statistické geometrie.

### 3D mikromodely s deterministicky náhodnou strukturou

Deterministicky náhodná struktura (ač toto sousloví zní jako *contradictio in adjecto*) je to, co je vlastně charakteristické pro 2D mikromodely – náhodná struktura je generována (počítačem) se zvolenou distribucí rozměrů do zvolené grafové sítě.

První nápad pro tvorbu 3D analogonu 2D mikromodelu patrně je, do kompaktního transparentního kvádru vrtat ze tří ( resp. šesti) stran otvory s předepsanou distribucí průměrů. Tento nápad však není příliš šťastný: kromě technické a finanční náročnosti a rozměrového omezení je zde principiálně značná korelovanost rozměrů pórů a omezení prakticky jen na sítě kubického typu.

Další teoretickou možností tvorby 3D mikromodelu je jeho skládání z mikroelementů daného tvaru a velikostí podle počítačem určeného předpisu. Při využití mikro-robotiky to jistě není nemyslitelné, ale technicko-finančně by to bylo opět velmi náročné. Navíc je společnou nevýhodou obou zmíněných postupů, že zhotovený artefakt by skýtal jen malou statistiku měření (vždy max. 6 různých experimentů podle natočení modelu). Navíc by vyžadoval velmi pečlivý výběr použitých kapalin, jinak by hrozil být, vzhledem ke své obtížné čistitelnosti, drahým experimentálním objektem „pro jedno použití“.

Na základě analýzy uvedených a dalších možností bylo konstatováno, že patrně technicky, ekonomicky a i z hlediska experimentálního využití nejschůdnější možností jsou *3D mikromodely s vrstevnatou strukturou*. Jako *mikromodely s vrstevnatou strukturou* (multisendviče) označujeme sadu na sebe horizontálně položených destiček, z nichž každá je 2D mikromodelem, a jejichž sítě jsou vzájemně propojeny vertikálními otvory opět s předepsanou distribucí rozměrů. Technologickým zjednodušením oproti poměrně složité výrobě 2D mikromodelů popsané v (Lenormand, 1983) je, že strukturu lze frézovat přímo do destiček tvořících jednotlivé vrstvy 3D mikromodelu.

Multisendvičová koncepce 3D mikromodelů umožňuje jednoduché vytváření nových mikromodelů s danou distribucí pórů přerovnáním a horizontálním otáčením jeho jednotlivých vrstev. Tak například pro mikromodel tvořený  $n$  horizontálními čtvercovými vrstvami lze získat až  $n! \cdot 4^{n-1}$  jeho různých variant. Pro  $n = 20$  to kupříkladu řádově dává  $10^{30}$  možností. Po jakémkoli rozložení a náhodném složení dostaneme tedy s (prakticky : ) naprostou jistotou jiný mikromodel, než kdokoli kdykoli před námi z dané sady složil.

### Diskuse a závěr

3D mikromodely sendvičového typu jsou charakteristické velkou šíří možností při volbě grafové sítě. Umožňují například konstrukci 3D grafů, jejichž žebra se setkávají v jistém uzlu v libovolném počtu. Díky své rozložitelnosti skýtají možnost různých úprav stěn pórového prostoru – různé úhly smáčení (hydrofobní, hydrofilní). Pro jejich výrobu jsou optimální numericky řízené obráběcí stroje. Prototyp 3D mikromodelu podle navrhovaného schématu byl již vytvořen. Byl vytvořen ve zjednodušené verzi s uspořádanou dvouhodnotovou distribucí velikostí pórů na obdélníkových destičkách se šestičetnými uzly (počet žebor ústících do jednoho uzlu). Práce s ním prochází zkušebním stádiem. Přípravuje se výroba mikromodelu s vícehodnotovou distribucí pórů na čtvercových destičkách.

### Poděkování:

Tato práce byla podporována grantovým projektem GAČR číslo 526/08/1016.

### Literatura

Lenormand R., Zarcone C., Sarr A. Mechanismus of the displacement of one fluid by another in a network of capillary ducts, *J. Fluid. Mech.*, 135(1983)337–353:

Lenormand : osobní sdělení

Pražák J. et al.: Oscillation phenomena in gravity-driven drainage in coarse porous media, *Water Res. Res.*, 28(1992)1849–1855

Stauffer D.: *Introduction to Percolation Theory*, Taylor Francis, London 1985

# Alternatívne metódy v modelovaní dynamiky obsahu vody v pôde

Marek Rodný, Peter Šurda, Viliam Nagy, Vlasta Štekauerová

Ústav hydrológie SAV, v. v. i., Račianska 75, Bratislava

## Úvod

Zóna aerácie pôdy (ZAP) má v hydrologickom systéme krajiny postavenie zeleného filtra, separujúceho atmosférické zrážky na zásobu vody pre vegetáciu, povrchový a podpovrchový odtok (Šútor, 1991; Brooks et al., 2009). V nížinných oblastiach je mocnosť retenčného priestoru ZAP vymedzená povrchom pôdy a meniacou sa polohou hladiny podzemnej vody. Retenčná kapacita ZAP vychádza z vlhkostnej retenčnej čiary pôdy a patričných hydrolimitov (Kutílek, 1978; Antal, 1999). Ak do vodnej bilancie ZAP nezasahuje kapilárny výstup od hladiny podzemnej vody, vzniká tzv. aktívny horizont ZAP, kde zmena zásob vody ( $\Delta W$ , [mm]) v je kontrolovaná iba atmosférickými vplyvmi, v podobe zrážok ( $H_z$ , [mm]) a príkonu slnečného žiarenia (evapotranspirácie ( $E$ , [mm])). Ak je pôdna voda limitujúcim faktorom, intenzita evapotranspirácie klesá a závisí od dostupnosti vody v pôde.

V úlohách vychádzajúcich z výsledkov matematického modelovania vodného režimu pôdy sa nepísaným pravidlom stal plne fyzikálny prístup, založený na numerickom riešení nelineárnej parciálnej diferenciálnej rovnice prúdenia vody v pórovitom prostredí (Richards, 1931; Majerčák, Novák 1982). Jeho špecifikom je náročnosť na spracovanie početných charakteristík prostredia (pôdy, porastov, atmosféry) a identifikáciu okrajových a počiatkových podmienok (Šútor, Štekauerová, 2000). Otázkou však ostáva, ktoré, menej deterministické prístupy možno na tento účel využiť a aká je cena a kvalita výstupov, ktoré nám poskytujú.

Alternatívu k vedomostne riadeným, plne fyzikálnym modelom predstavujú metódy aplikovanej informatiky, tzv. dátami riadené modely, založené na hĺbkovej analýze informácií súvisiacich s riešeným problémom. Literárny prehľad zameraný na matematické modelovanie geofyzikálnych premenných popisuje viacero prístupov diagnostiky hydrologických procesov prebiehajúcich v malých povodiach (Maier et al., 2010; Kalteh et al., 2008; Lee, Scholz, 2007; Lohr et al., 2010 Gill et al., 2006; Liu et al., 2008). V niektorých prípadoch pomáha správna aplikácia umelointeligentných modelov neznáme prebiehajúce procesy resp. funkčné závislosti objasniť.

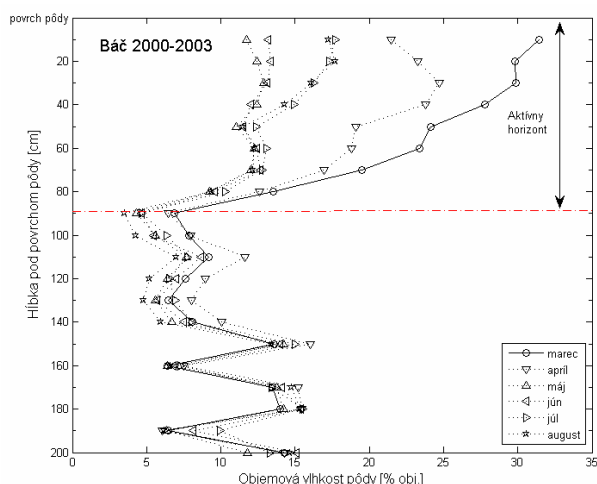
K dostatočnému naplneniu požiadaviek environmentálnej a vodnej politiky je nevyhnutné kontrolovať a správne predpovedať vodný režim zóny aerácie pôd. Podpora rozhodovania v procesoch ochrany pred suchom alebo povodňami by mala byť postavená na otvorenom digitálnom riešení, ktoré bude ľahko implementovateľné aj pre ostatné súvisiace disciplíny.

Predkladaná práca ponúka stručný popis metód, vhodných pre matematické modelovanie dynamiky objemovej vlhkosti pôdy ( $\theta$ , [ $m^3 \cdot m^{-3}$ ]). Pretože kompletne matematické pozadie každého z popisovaných algoritmov je pomerne obsiahne, v práci uvádzame len bibliografické odkazy na pôvodné práce alebo práce podrobne popisujúce fungovanie konkrétneho algoritmu.

Cieľom práce je porovnať výsledky monitoringu a matematického modelovania dynamiky objemovej vlhkosti poľnohospodársky obrábanej pôdy. Alternatívny prístup je v práci reprezentovaný metódami aplikovanej informatiky v podobe umelých neurónových sietí (Kohonen, 1982; Haykin, 1999; Cortes, Vapnik, 1995). Tento prístup predpokladá, že z ľahko dostupných údajov (napr. zrážkových úhrnov ( $H_z$ , [mm]) a teplôt vzduchu ( $T$ , [ $^{\circ}C$ ])) možno "vytážiť" aj informácie o zásobách vody v pôde v jednotlivých horizontoch. Podmienkou pre naplnenie predpokladu je súbor meraní zásob vody v pôde, potrebný pre kalibráciu (tréning) dátami riadeného modelu.

## Materiál

Lokalita Báč je situovaná v južnej časti Slovenskej republiky, na území Žitného ostrova. Pre účeli tejto práce bola poskytnutá časť údajov z terénneho monitoringu vertikálneho rozdelenia objemovej vlhkosti poľnohospodársky obrábanej pôdy v priestorovo stabilnom bode (obr. 1). Merania neutrónovou sondou prebiehali v približne dvojtýždňovom intervale, spolu s evidenciou pestovaných plodín (2000 – *Triticum*; 2001 - *Hordeum*; 2002 - *Brassica napus*; 2003 - *Triticum*). Z uvedeného obdobia bolo rok 2000 použitý pre kalibráciu modelu a roky 2002 a 2003 pre jeho validáciu. Ako závislú premennú alternatívneho prístupu modelovania v práci používame objemovú vlhkosť pôdy v hĺbke 30 cm.



Obr. 1: Vertikálne rozdelenie priemerných mesačných objemových vlhkostí pôdy v zvolenom období rokov 2000–2003.

Nezávislé premenné pre dátami riadené modelovanie vodného režimu pôdy predstavujú denné merania priemernej teploty vzduchu ( $T$ , [°C]) a zrážkových úhrnov ( $H_z$ , [mm]) z meteorologickej stanice Gabčíkovo vzdalenej približne 20 km od monitorovanej lokality. Úprava zvolených meteorologických charakteristík do formy retrospektívnych indexov, substitúcií zachytávajúcích stav z predchádzajúcich dní ( $EP$ , [mm]) a  $ET$ , [°C]) napomôže vnieŕ do modelovania časovú dynamiku. Vhodná je metodika pre denný index efektívnej zrážky ( $EP$ , [mm]), (Byun, Wilhite 1999). Pretože nie je jasné, aká doba sumácie indexov  $EP$  a  $ET$  najlepšie odráža pomery v modelovanej lokalite a v konkrétnom pôdnom horizonte, bolo vypočítaných 73 hodnôt pre každý z indexov, líšiacich sa rozdielom piatich dní v dĺžke trvania sumácie, teda  $EP=(EP_5, EP_{10}, \dots, EP_{365})$  a  $ET=(ET_5, ET_{10}, \dots, ET_{365})$ .

## Metódy

Myšlienkový základ predstaveného alternatívneho prístupu je v kvantifikácii zjednodušenej vodnej bilancie aktívneho horizontu ZAP metódami aplikovanej informatiky pre regresný typ úloh.

$$\hat{y} = f(EP, ET)$$

K vhodným metódam patria umelé neurónové siete (UNS), nakoľko explicitne nevyžadujú detailnú fyzikálnu znalosť ( $f$ ) o podmienajúcom vzťahu medzi dostupnými premennými. Ako uvádza Čistý et al., (2010), práve metóda podporných vektorov (Support vector machines, SVM) pramení z prepracovanej matematickej teórie štatistického učenia. Bola zverejnená ruským matematikom Vladimirom Vapnikom v roku 1995. SVM vychádzajú z vyjadrenia obvykle nelineárneho funkčného vzťahu pomocou viacerých lineárnych funkcií vo viacdimerenziálnom priestore (Cortes, Vapnik, 1995). Hlavnou prednosťou SVM je, že nie sú náchylné na uviaznutie v lokálnom minime riešenia, čo značne znižuje výpočtový čas a zvyšuje presnosť predpovede.

Voľba vhodnej doby trvania sumácie indexov prebiehala v dvoch varintoch. V prvom bola vyhodnocovaná odchýlka modelu ak vstupné parametre boli usporiadané v pároch s rovnakou dobou sumácie (EP<sub>10</sub>, ET<sub>10</sub>). V druhom variante riešenia bol aplikovaný genetický algoritmus (GA) s cieľom nájsť presnejšie riešenie neobmedzenou vzájomnou kombináciou vstupných premenných (napr. EP<sub>96</sub>, ET<sub>69</sub>). GA patrí k heuristickým, nedeterministickým metódam, ktoré vychádzajú z Darwinovských princípov evolúcie a prirodzeného výberu. Potencionálne riešenia sú algoritmom zakódované do formy binárnych reťazcov, predstavujúcich ekvivalent biologického chromozómu, kde každá z premenných (bit) reprezentuje samostatný gén. Kombinácia základných genetických operátorov (selekcia, kríženie, mutácia) ďalej rozhoduje o spôsobe prehľadávania množín možných riešení. Proces optimalizácie je kontrolovaný minimalizovaním tzv. "fitness" funkcie, ktorá je najčastejšie definovaná rozdielom modelovaných a meraných údajov. V tejto práci bola fitness funkcia definovaná kombináciou korelačného koeficientu ( $r$ , [-]) a strednej relatívnej chyby (MRE, [-]) nasledovne:

$$fitness = ((100 * MRE) - (100 - (100 * r)))$$

GA je pomerne často aplikovanou metódou kalibrácie hydrologických modelov najmä pre schopnosť nájsť optimálne, viac-kriteriálne riešenie prehľadávaním ohraničeného priestoru možných kombinácií (Szolgay, Šúrek, 2008; Bowden et al., 2005a,b).

Lepšie pochopenie a vizuálne zobrazenie vzťahov extrahovaných pomocou SVM a GA umožňujú tzv. Samo-organizačné mapy (Self-organizing maps, "SOM") vyvinuté finským akademikom Teuvo Kohonenom v roku 1982. SOM odrážajú úsilie o napodobnenie topograficky organizovaných štruktúr identifikovaných v šedej kôre mozgu. Pojem samoorganizačné značí schopnosť učenia a organizovania informácií bez učiteľa, závislých vstupných premenných (Kohonen, 1982). Ako na desiatkach príkladov ilustruje Kalteh et al., 2008, SOM dokážu "pochopiť" a prezentovať nelineárne a komplexné vzťahy a procesy medzi mnohorozmernými premennými, s ktorými sa v hydrológii malých povodi možno často stretnúť. V procese učenia SOM sa určí podobnosť jednotlivých záznamov vstupného súboru (EP, ET). Ak súbor obsahuje záznamy podobné v medziach euklidovskej vzdialenosti, vähové spojenia mapových elementov sa zhľukujú a upravujú tak, aby tieto podobné podsúbory najlepšie reprezentovali. Kohonenova mapa tak získava informáciu o topografii a distribučných funkciách jednotlivých premenných vstupného súboru (Merdun, 2010; Lohr et al., 2010; Lee, Scholz, 2007; Park et al., 2007) Základný výstup SOM je plne vizuálny. Vzájomné vzťahy medzi premennými sú ilustrované najčastejšie v 2D priestore výstupnej projekčnej vrstvy.

Zdrojový kód modelov SVM a SOM je dostupný pod licenciou GNU GPL čo zaručuje slobodu zdieľania a upravovania všetkých jeho verzií (Canu et al., 2005; Alhoniemi et al., 2000):

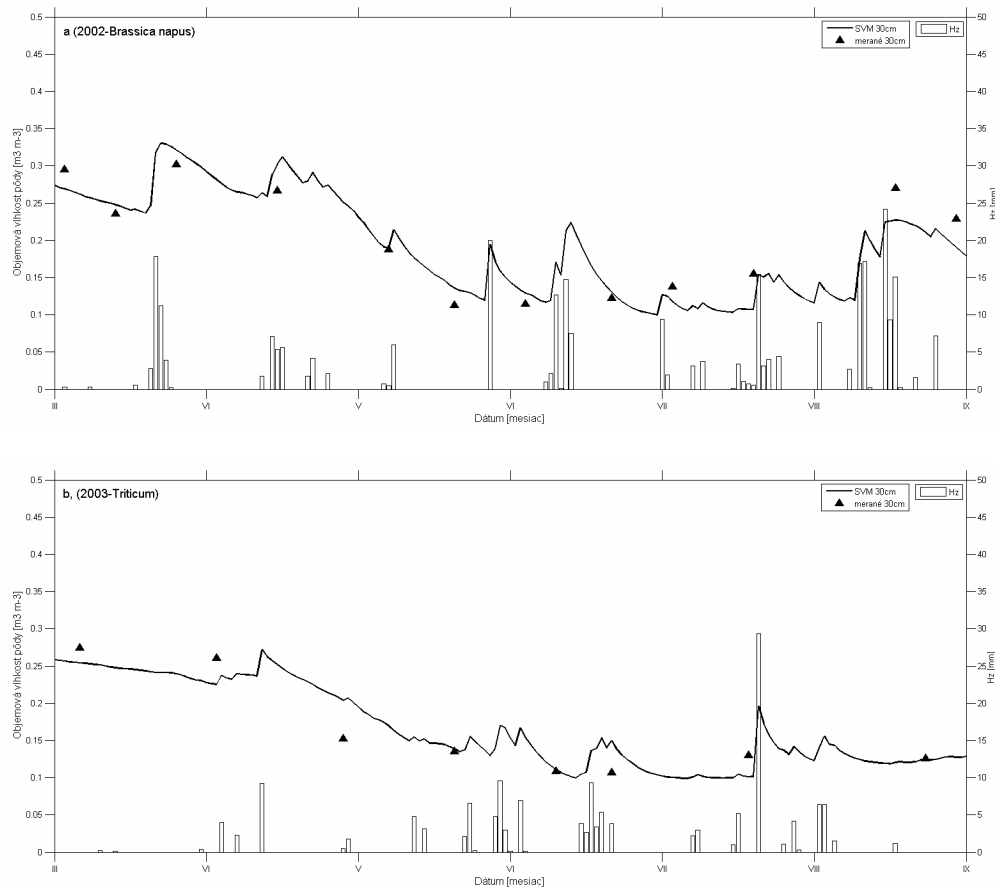
<http://asi.insa-rouen.fr/enseignants/~arakotom/toolbox/index.html>

<http://www.cis.hut.fi/projects/somtoolbox>

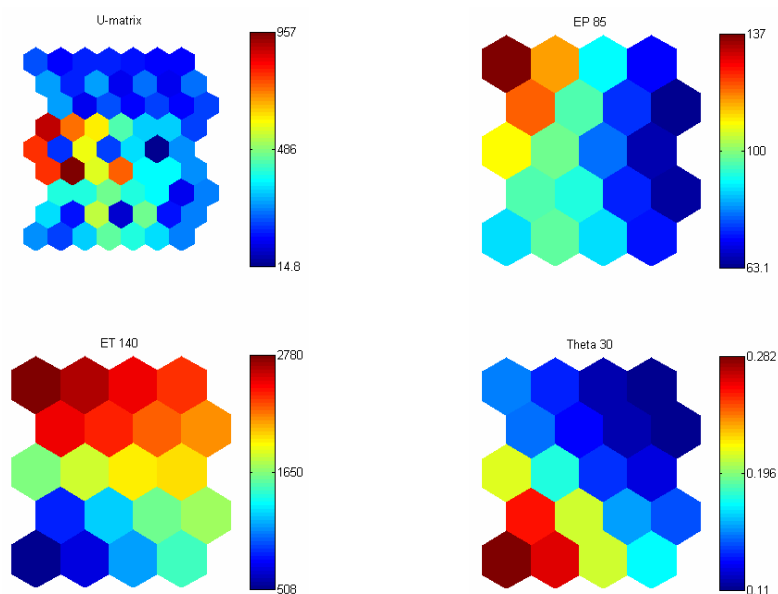
Nastavenie parametrov SVM bolo vykonané jednorázovo, genetickým algoritmom.

## Výsledky

Pomocou popísaného SVM GA prístupu bol pre výpočet objemovej vlhkosti pôdy v hĺbke 30 cm zvolený 85 dňový index predchádzajúcich zrážok (EP<sub>85</sub>) a 140 dňový index predchádzajúcich teplôt (ET<sub>140</sub>). Na obrázku 2 a, b, sú znázornené výsledky modelovania pomocou SVM na základe uvedených indexov. Je zrejmé, že podporné vektory uspokojujú zvládli úlohu aproximácie podmieňujúceho vzťahu medzi obsahom vody v pôde a stavom podnebia v predchádzajúcich dňoch (MRE=0,11;  $r=0,92$ ). V oboch validačných rokoch (obr. 2 a, b) model efektívne reagoval na začiatok znižovania objemovej vlhkosti pôdy, vplyvom nástupu vegetačného obdobia a rovnako vysoká kvalita údajov bola dosiahnutá v odozve vlhkosti pôdy na jednotlivé zrážkové udalosti. Trochu prekvapivo, bol mierne presnejší výsledok dosiahnutý pre rok s plodinou (*Brassica napus*) odlišnou od plodiny (*Triticum*) pestovanej v roku použitom na tréning modelu (obr. 2a).



Obr. 2: Porovnanie monitorovaných a modelovaných objemových vlhkostí pôdy v rokoch 2002 a 2003.



Obr. 3: SOM vizualizácia vzťahov medzi indexom predchádzajúcich zrážok (ET<sub>85</sub>), teplôt (EP<sub>140</sub>) a objemovou vlhkosťou pôdy v hĺbke 30cm (Theta<sub>30</sub>).

Obrázok 3 znázorňuje SOM jednotlivých parametrov modelovaného problému (Component planes, EP<sub>85</sub>, ET<sub>140</sub>, Theta<sub>30</sub>), ktoré možno interpretovať ako vizualizáciu distribučnej funkcie vstupných premenných. Porovnaním tohoto zobrazenia možno popísať aj vzťahy medzi jednotlivými premennými.

Napr. nízky obsah vody v hodnotenom horizonte (v intervale od 0,11–0,20 m<sup>3</sup>.m<sup>-3</sup>) možno priradiť intervalu hodnôt indexu ET<sub>140</sub> (v rozsahu 1650–2780 °C). Vzťah ET<sub>140</sub> a Theta<sub>30</sub> je príkladom zobrazenia negatívnej korelácie. V prípade vzťahu EP<sub>85</sub> a Theta<sub>30</sub> možno tiež hovoriť o korelácii avšak menej významnej, viazanej na oblasť nízkych hodnôt. Zjednodušene možno hovoriť o nízkej objemovej vlhkosti pôdy vzhľadom na vysoké teploty a malé, resp. žiadne úhrny zrážok v predchádzajúcom období.

"U-matrix" (obr. 3) znázorňuje vzdialenosti medzi jednotlivými elementami Kohonenovej mapy. S jej pomocou možno identifikovať štruktúru zhlukov (oblastí s vysokou podobnosťou mapovaných premenných). Vysoké hodnoty "U-matrix" značia veľké vzdialenosti medzi susednými mapovými prvkami a spojité oblasti s nízkymi hodnotami vytvárajú zhluky. Na základe U-matrix (obr. 3) možno silnú spojitosť (zhluk) identifikovať medzi nízkymi hodnotami Theta<sub>30</sub> (0,11–0,20 m<sup>3</sup>.m<sup>-3</sup>) a hodnotami indexov EP<sub>85</sub> (v rozsahu 63–137 mm) a ET<sub>140</sub> (v rozsahu 1650–2780 °C). Toto zistenie možno v ďalšej práci premietnuť na špecifickú subdoménu modelovaného problému zameranú na nízky obsah vody v pôde.

## Záver

V predkladanej práci bol navrhnutý alternatívny prístup k modelovaniu dynamiky objemovej vlhkosti poľnohospodársky orábanej pôdy lokality Báč na Žitnom ostrove. Zaužívaný prístup plne fyzikálneho modelovania bol alterovaný metódou podporných vektorov optimalizovaných pomocou genetického algoritmu (SVMGA). Odchýlky medzi monitorovanými a vypočítanými hodnotami obsahu vody v pôde počas validačných rokov 2002 a 2003 boli vyjadrené na základe strednej relatívnej chyby (0,11) a korelačného koeficientu (0,92). Kohonenove samoorganizačné mapy (SOM) boli využité pre vizualizáciu spojitosť distribučných funkcií meteorologických indexov a modelovanej vlhkosti pôdy. Z výsledkov alternatívneho prístupu modelovania vylýva dobrá zhoda monitorovaných a modelovaných hodnôt objemovej vlhkosti pôdy aj v roku, kedy druh pestovanej plodiny (*Brassica napus*) nebol totožný s druhom plodiny obsiahnutej v trénoacom súbore (*Triticum*). Aj napriek tomu, v prípade využitia SVMGA pre modelovanie poľnohospodársky obrábanej pôdy, odporúčame vytvoriť viacero variant modelu, odlišných na základe druhu pestovanej plodiny v trénoacom súbore. Istým zjednodušením môže byť využitie SVMGA pre výpočet obsahu vody v lokalitách s trvalým vegetačným porastom.

## Pod'akovanie

Tento článok vznikol vďaka podpore grantových projektov APVV-0271-07 a VEGA 2/0120/08. Kolektív autorov taktiež ďakuje Mgr. Pechovi a p. Štefunkovej za pomoc a podporu pri zhromažďovaní údajov.

## Literatúra

- Alhoniemi et al., 2000 Alhoniemi, E., Himberg, J., Parhankangas, J., Vesanto, J., 2000. SOM Toolbox, <http://www.cis.hut.fi/projects/somtoolbox>.
- Antal, J. (1999): Agrohydrológia. Nitra: SPU, ISBN 80-8069-141-X. 168 s.
- Brooks, J. R., Barnard, H. R., Coulombe, R., McDonnell, J. J. (2009): Ecohydrologic Separation of Water Between Trees and Streams in a Mediterranean Climate. *Nature Geoscience*, 3, 100 – 104.
- Bowden, G. J., Maier, H. R., Dandy, G. C. (2005): Input determination for neural network models in water resources applications. Part 2. Case study: forecasting salinity in a river, *Journal of Hydrology*, 301, 93–107.
- Bowden, G. J., Dandy, G. C., Maier, H. R., (2005) Input determination for neural network models in water resources applications. Part 1--background and methodology. *Journal of Hydrology*, 301, 75–92.
- Byun, H. R., Wilhite, D. A. (1999): Objective Quantification of Drought Severity and Duration, *J. of Climate*, 12, 2747–2756.



- Canu, S., Grandvalet, Y., Guigue, V., Rakotomamonjy, A. (2005): SVM and kernel methods Matlab toolbox. Perception Systèmes et Information, NSA de Rouen, Rouen, France.
- Cortes, C., Vapnik, V., (1995): Support-Vector Networks, *Machine Learning*, 20, 273–297.
- Čistý, M., Štekauerová, V., Suchár, M. (2010): Model pre interpoláciu vlhkosti pôdy na báze podporovaných vektorov pre lokalitu Báč. *Acta Hydrologica Slovaca*, 11, 126 – 134.
- Gill, M. K., Asefa, T., Kemblowski, M. W. and McKee, M. (2006): Soil Moisture Prediction Using Support Vector Machines. In: *Journal of the American Water Resources Association*, 42, 1033–1046.
- Haykin, S. (1999): *Neural networks a comprehensive foundation*, Pearson, ISBN 81-7808-300-0.
- Kalteh, A. M. , Hjorth, P., Berndtsson, R. (2008): Review of the self-organizing map (SOM) approach in water resources: Analysis, modelling and application. *Environmental Modelling & Software*, 23, 835–845.
- Kohonen, T. (1982). Self-organized formation of topologically correct feature maps. *Biological Cybernetics*, 43, 59–69.
- Kutílek, M. (1978). *Vodohospodářská Pedologie*. Praha: SNTL-ALFA, 295 s.
- Lee, B. H., Scholz, M. (2006): Application of the self-organizing map (SOM) to assess the heavy metal removal performance in experimental constructed wetlands. *Water research*, 40, 3367–3374.
- Liu, H., Xie, D., Wu, W. (2008): Soil water content forecasting by ANN and SVM hybrid architecture. *Environmental monitoring and assessment*. 143, 187–193.
- Lohr, S. C., Grigorescu, M., Hodgkinson, J. H., Cox, M. E., Fraser, S. J. (2010): Iron occurrence in soils and sediments of a coastal catchment: A multivariate approach using self organising maps. *Geoderma*, 156, 2010, 253–266.
- Maier, H. R., Jain, A., Dandy, G. C., Sudheer, K. P. (2010): Methods used for the development of neural networks for the prediction of water resource variables in river systems: Current status and future directions. *Environmental Modelling & Software*, 25, 891–909.
- Majerčák, J., Novák, V. (1992): Simulation of the Soil-Water Dynamics in the Root Zone During the Vegetation Period. I. The Mathematical Model. *Vodohospodársky časopis*, 40, 299–315.
- Merdun, H. (2010): Self-organizing map artificial neural network application in multidimensional soil data analysis. *Neural computing & applications*, DOI: 10.1007/s00521-010-0425-1.
- Park, Y. S., Song, M. Y., Park, Y. C., Oh, K. H., Cho, E., Chon, T. S. (2007): Community patterns of benthic macroinvertebrates collected on the national scale in Korea. *Ecological modelling* 203, 26–33.
- Richards, L.A. (1931): Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1, 318–333.
- Szolgay, J., Šúrek, P. (2008): Kalibrácia multilineárneho transformačného modelu s hypotetickou prietokovou vlnou pomocou Genetického Algoritmu. *Acta Hydrologica Slovaca*, 9, 236.
- Šútor, J. (1991): Pôdna voda v systéme využiteľných vodných zdrojov. *Vodohospodársky časopis*, 39, 435– 447.
- Šútor, J., Štekauerová, V. (2000): *Hydrofyzikálne charakteristiky pôd Žitného ostrova*. Bratislava: ÚH SAV, 2000, 163 s., ISBN 80-96840-1-1.

# Monitoring prvkov vodnej bilancie v lesných porastoch na Slovensku

Zuzana Sitková, Pavel Pavlenda, Milan Konopka

Národné lesnícke centrum – Lesnícky výskumný ústav Zvolen, T. G. Masaryka 22, 960 92 Zvolen

## Abstrakt

Príspevok je venovaný prezentácii výskumných aktivít zameraných na monitoring prvkov vodnej bilancie vo vybraných lesných porastoch na Slovensku. Reprezentatívne plochy dlhodobého intenzívneho monitoringu lesov Slovenska boli vybavené automatizovanými meteorologickými stanicami, a prístrojmi na kontinuálne merania vlhkosti pôdy, teploty pôdy a vodného potenciálu pôd. V práci sú zhodnotené aktuálne výsledky meraní prvkov vodnej bilancie za rok 2010 na štyroch výskumných plochách s rôznym drevinovým zložením lesných porastov. V roku 2010 boli zaznamenané na všetkých plochách nadpriemerné úhrny zrážok s najvyšším úhrnom 1631 mm na monitorovacej ploche Železnô. Na základe dlhodobých meraní zrážkových úhrnov (1997 – 2009) na lokalite Poľana-Hukavský grúň bol zistený mierne klesajúci trend zrážok ( $R^2=0,39$ ). Najvyššia ročná intercepcia bola zistená v bukovom poraste na ploche Turová (28,8%). Objemová vlhkosť pôdy vykazovala veľkú variabilitu medzi plochami. Najhomogénnejšia distribúciu vody v pôde bola zistená v pôdnom profile smrekového porastu na Železnom, kde boli malé rozdiely medzi jednotlivými hĺbkami. Relatívne nízke hodnoty vlhkosti pôdy namerané počas celého roku na tejto ploche (21%) je možné pripísať na vrub veľmi vysokej priepustnosti pôdy, ktorá bola potvrdená aj laboratórnym stanovením nasýtenej hydraulikkej vodivosti. Ostatné analyzované lesné porasty disponujú priaznivými vododržnými vlastnosťami, čo má z hľadiska retenčnej funkcie lesných porastov v danom povodí veľký význam.

**Kľúčové slová:** vodná bilancia, lesné ekosystémy, intercepcia, monitoring

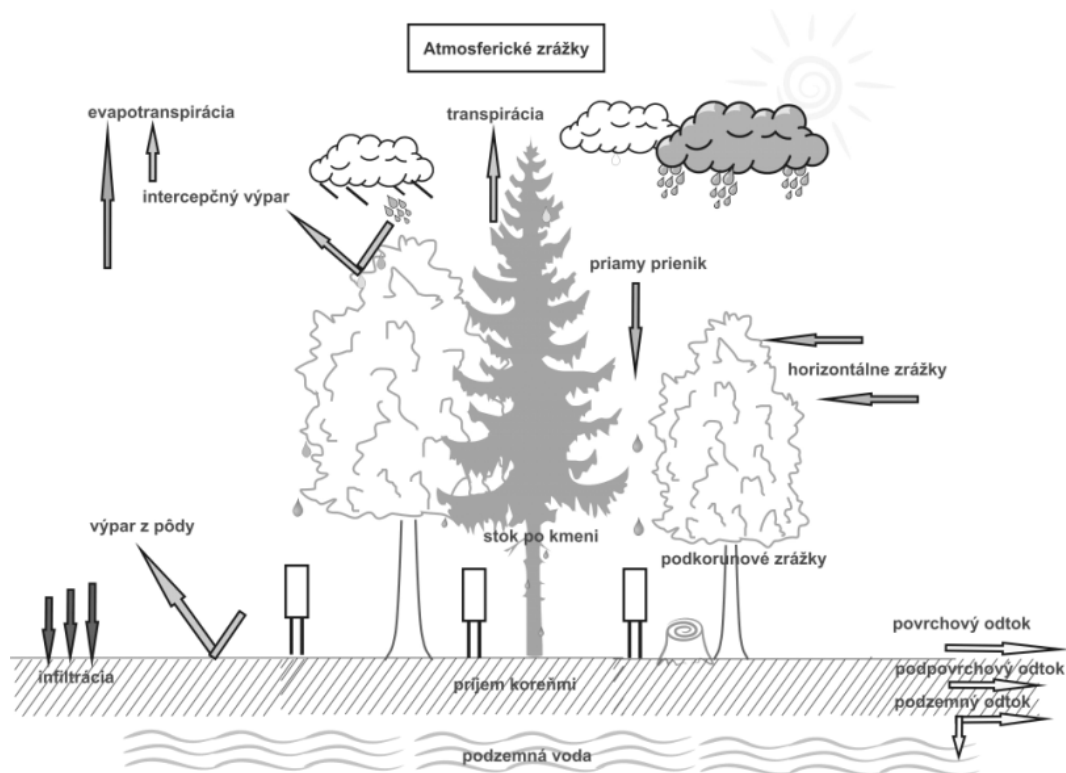
## Úvod

Vodná bilancia krajiny je ovplyvňovaná a modifikovaná jednak priamo atmosférickými faktormi, ale tiež morfometrickými vlastnosťami reliéfu, geologickým podložím, vegetačným krytom, jeho horizontálnou a vertikálnou štruktúrou, hydrofyzikálnymi vlastnosťami pôd a v neposlednom rade aj antropogénnou činnosťou v území (cestná sieť, zastavané sídla, meliorácie a regulácie vodných tokov atď.). Hydrologickú bilanciu určitého povodia ovplyvňuje vodný režim dielčích prírodných systémov, ktoré sa v nej nachádzajú, vrátane lesných ekosystémov. Na strane príjmových zložiek vo vodnej bilancii lesného porastu (obr. 1) sú atmosférické zrážky vertikálne (sneh, dážď krúpy) a horizontálne (hmla), ďalej porastové zrážky (podkorunové, stok po kmeni) a rosa. Stratovú či vyrovnávajúcu stranu bilancie tvoria výdajové zložky ako je evaporácia, transpirácia, evapotranspirácia, intercepcia a intercepčný výpar, infiltrácia do pôdy a rôzne formy odtoku (povrchový, podpovrchový a podzemný). Keďže celý systém porastov nefunguje izolovane, ale je súčasťou väčšieho hydrologického komplexu, zložky odtoku môžu byť chápané aj ako príjmová zložka vodnej bilancie.

Vplyvom globálneho otepľovania dochádza k zmenám v časovej a priestorovej distribúcii úhrnov atmosférických zrážok. Vyššie teploty spôsobujú, že vzduch v prízemnej vrstve atmosféry je schopný pohlcovať viac vodnej pary, na základe čoho sa predpokladá, že do roku 2100 dôjde s veľkou pravdepodobnosťou k nárastu úhrnov extrémnych zrážok až o 50 % (Pecho et al., 2009). V kontraste s extrémnymi zrážkami stojí druhý nepriaznivý meteorologický fenomén, a to je výskyt suchých, bezzrážkových období. Na vodný režim lesných porastov môže mať kombinácia extrémnych hodnôt meteorologických prvkov s dlhotrvajúcim pôdnym suchom významne nepriaznivé dôsledky. Množstvo vody v pôde a jej fyziologická dostupnosť sú navyše kľúčové faktory ovplyvňujúce celkovú prosperitu (rast a produkciu) lesných drevín. Z uvedených dôvodov je dôležitý kontinuálny monitoring prvkov vodnej bilancie v lesných oblastiach.

Národná staničná sieť meteorologických a klimatologických staníc nepokrýva dostatočne horské územia, ktoré sú často iniciálnym miestom vzniku povodní. V ostatných rokoch sa začala na Slovensku v rámci rôznych domácich i medzinárodných projektov budovať sieť meteorologických staničiek na bioklimatologický monitoring. Z hľadiska výskumu vodnej bilancie lesných porastov smerujú aktuálne medzinárodné aktivity k homogenizácii terénnych meraní v jednotlivých európskych krajinách tak, aby bolo možné pristúpiť k parametrizácii, validácii a implementácii modelov vodnej bilancie. Pre tvorbu modelov vodnej bilancie lesných porastov je potrebné zabezpečiť množstvo detailných informácií o stanovišti, poraste, a vývoji meteorologických prvkov v dostatočne dlhom časovom rade (v ideálnom prípade 10 rokov). Väčšina údajov je požadovaných na dennej báze. Na trvalých monitorovacích plochách (TMP) na Slovensku sa prieskum väčšiny parametrov vykonáva v pravidelnom dvojtýždňovom intervale a v súčasnosti nedisponujeme databázou denných údajov. V roku 2009 boli vybrané plochy intenzívneho monitoringu vybavené meteorologickými stanicami a prístrojmi na automatizované pôdne merania v detailnom časovom rozlíšení (minútové až polhodinové dáta).

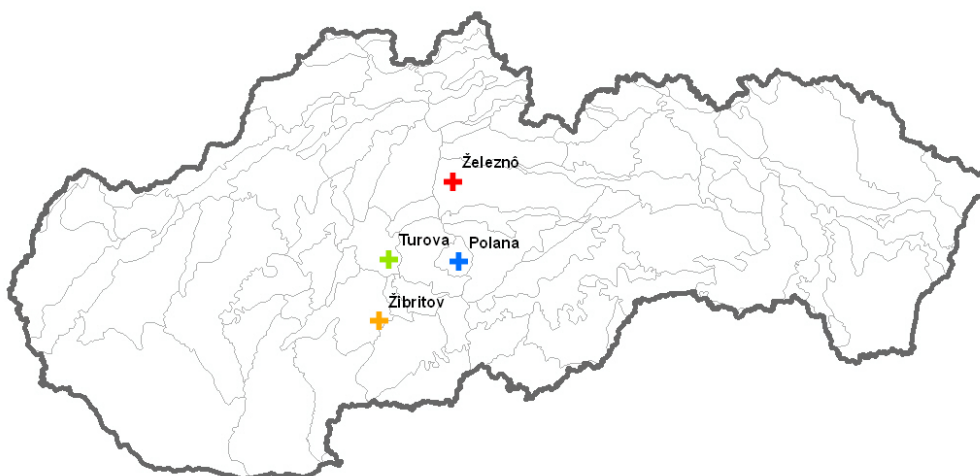
Cieľom príspevku je podať informáciu o prebiehajúcom monitoringu vybraných zložiek vodnej bilancie na Slovensku a prezentovať priebežné výsledky meraní, ktoré boli v roku 2010 zaznamenané na reprezentatívnych výskumných plochách s rôznym drevinovým zložením lesných porastov.



Obr. 1: Hlavné zložky vodnej bilancie lesného porastu.

### Metodika riešenia

Mimo množstva údajov o poraste a stanovišti sú do modelov vodnej bilancie lesných porastov požadované aj zisťovania nasledovných parametrov: objemová vlhkosť pôdy, teplota pôdy, pôdny vodný potenciál, porastové zrážky, index listovej plochy, retenčné charakteristiky pôd (pF krivky). Na Slovensku prebieha kontinuálny monitoring uvedených charakteristík len od roku 2009 na to na 4 trvalých plochách intenzívneho monitoringu (Turová, Poľana-Hukavský grúň, Železnô, Žibritov). Poloha uvedených výskumných plôch v rámci Slovenska je znázornená na obr. 2, ich stručná charakteristika je uvedená v tab.1.



Obr. 2: Poloha výskumných plôch v rámci lesných oblastí Slovenska.

Tabuľka 1: Základná charakteristika výskumných plôch.

Lokalita	Nadm. výška	Zastúpenie drevín	Vek	Pôdny typ	SLT
Žibritov	520	dub zimný 96%, buk 2%, iné 2%	65	kambizem luvizemná	<i>Fageto-Quercetum</i>
Turová	575	buk 100%	70	kambizem modálna	<i>Fagetum pauper</i>
Polana	850	buk 70%, smrek 20%, jd, jh, js 10%	90 – 120	kambizem andozemná	<i>Abieto Fagetum</i>
Železnô	1010	smrek 100%	80	kambizem modálna	<i>Fageto-abietum vst.</i>

Prístroje na merania uvedených pôdnych parametrov boli inštalované v nárazníkovej zóne výskumnej plochy, približne na ploche 20 m kruhu, tak aby štruktúra porastu v mieste meraní vystihovala variabilitu a pomery na ploche. Merania prebiehajú na troch rôznych miestach (3 sondy – A, B, C) a v troch hĺbkach (0–20 cm, 20–40 cm, 40–80 cm). Prístrojové vybavenie plôch je kompatibilné s manuálom a metódami terénnych meraní, prebiehajúcich v ostatných zainteresovaných krajinách Európy. Objemová vlhkosť pôdy (Soil water content – SWC) je meraná v objemových jednotkách ( $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ) a to senzormi typu CS616, s dvoma 30 cm hrotmi, ktoré pracujú na princípe reflektometrie (Campbell Sci., U.S.A.). Vodný potenciál pôdy (Soil water potential – SWP) je zisťovaný pomocou sadrových bločkov typu GB2 (Delmhorst Instrument, NJ, U.S.A.). Meria sa v jednotkách tlaku (bar). Merania teploty pôdy (Soil temperature – ST) prebiehajú využitím jednoduchých teplotných čidiel PT 100/8, s presnosťou  $\pm 0,3$  °C. Všetky údaje sú merané a zaznamenávané v 30 minútovom kroku do globálneho datalogra (ModuLog, EMS Brno), ktorý je vybavený GSM modemom a SIM kartou. Kontrolu, prehliadanie a pravidelné sťahovanie údajov teda prebieha prostredníctvom online prenosu dát cez internet.

Denné úhrny podkorunových zrážok sú v súčasnosti merané len na ploche Polana – Hukavský grúň a to s využitím 10 kusov automatických zrážkomerov (MetOne 380, Oregon, U.S.A.). Záchytná plocha jedného zrážkomera je  $730 \text{ cm}^2$ . Na ostatných plochách je kvantita podkorunových zrážok zisťovaná v dvojtyždňovom intervale z údajov z 10 ks depozičných kolektorov, rozmiestnených v poraste. Zrážky na voľnej ploche sú monitorované na meteorologických stanicích situovaných v blízkom okolí porastov výskumných plôch.

Významnú úlohu v celkovej hydrologickej bilancii územia zohrávajú retenčné charakteristiky lesných pôd, ktoré hovoria o schopnosti pôdy sorpčnými a kapilárnymi silami viazať a zadržiavať v svojich priestoroch pôdnu vodu. Hydopedologické vlastnosti sú závislé najmä od textúry pôdy, podielu jed-

notlivých zrnitostných frakcií, objemovej hmotnosti, podielu humusu, atď. Ide o časovo stabilnú vlastnosť stanovišťa, preto na každej lokalite postačuje jednorazové stanovenie pedotransférových funkcií (pF–kriviek). Ich vyhodnotenie nie je priamo predmetom tohto príspevku, výsledky analýz 108 pôdných vzoriek zrealizovaných v laboratóriu Výskumného ústavu pôdoznalectva a ochrany pôdy v Bratislave (VÚPOP) sú detailnejšie spracované formou správy (Nováková, 2010).

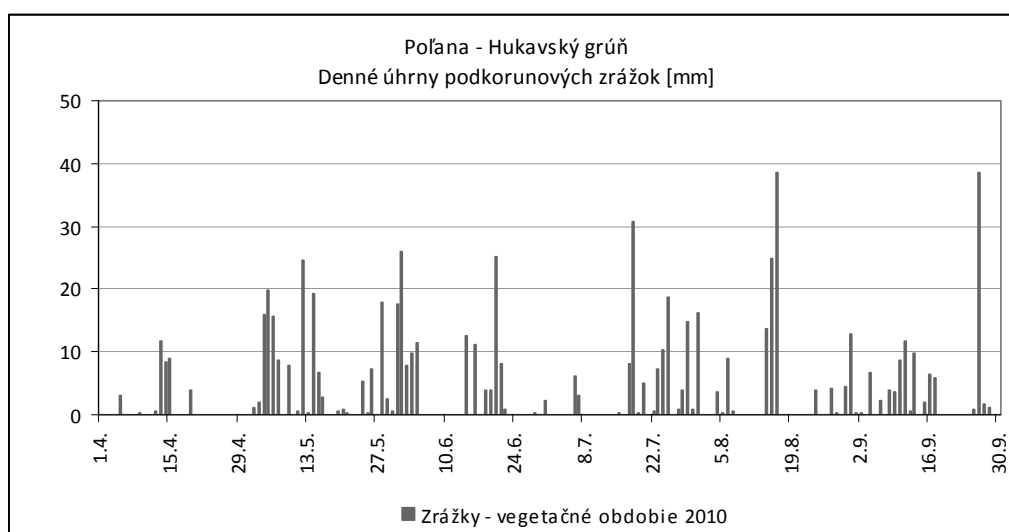
### Vyhodnotenie zrážkovej činnosti a intercepčných strát

Vertikálne atmosférické zrážky, ktoré preniknú korunovým, krovitým a bylenným priestorom porastu sú dominantným zdrojom príjmu vody v pôde. Kontinuálne monitorovanie zrážkových úhrnov v poraste a na voľnej ploche je preto dôležitým údajom a zároveň faktorom vysvetľujúcim nielen dynamiku pôdnej vlhkosti, ale aj rad ďalších parametrov (transpiráciu, hrúbkový prírastok drevín, nástup a vývoj fenofáz atď.). Zrážkové úhrny za rok a vegetačné obdobie 2010 namerané depozičnými kolektormi na prezentovaných výskumných plochách spolu s hodnotami intercepcie porastov uvedené v tab. 2.

Tabulka 2: Úhrny zrážok za rok a vegetačné obdobie 2010 na výskumných plochách.

Výskumná plocha	zrážky - voľná plocha [mm]		zrážky - porast [mm]		intercepčia [%]	
	rok	IV. - IX.	rok	IV. - IX.	rok	IV. - IX.
Poľana	1270	881	1029	689	19,0	21,8
Turová	1183	766	843	534	28,8	30,3
Železnô	1631	1112	1308	933	19,8	16,2
Žibritov	1246	802	1036	647	16,9	19,4

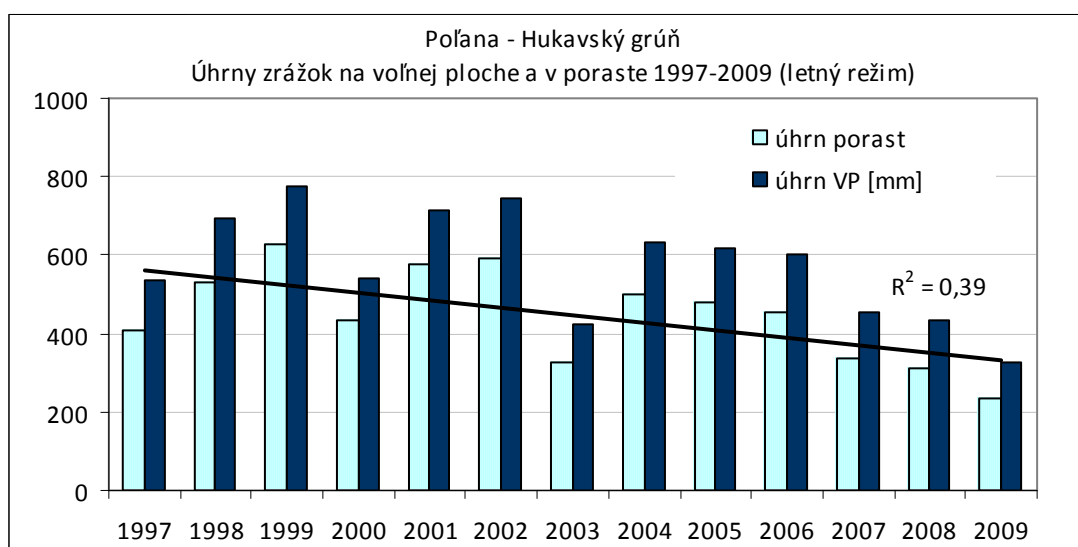
Najnižšie úhrny v poraste aj na voľnej ploche a zároveň najvyššiu intercepciu (28,8%) mal v roku 2010 bukový porast na Turovej. Vysoká intercepčia korešponduje aj s výsledkami stanovenia indexu listovej plochy (LAI), ktoré je na tejto ploche najvyššie (Pavlenka, Pajtík et al., 2011). Naopak najnižšiu intercepciu mal dubový porast na ploche Žibritov, vo vegetačnom období zachytil 19,4% a za rok 16,9% zrážkového úhrnu na voľnej ploche. Podobné úhrny ako na Žibritove boli v roku 2010 zaznamenané aj na lokalite Poľana-Hukavský grúň. Najviac zrážok padlo podľa očakávania na lokalite Železnô v Nízkych Tatrách (1631 mm za rok).



Obr. 3: Denné úhrny zrážok [mm] v zmiešanom poraste na lokalite Poľana-Hukavský grúň v roku 2010 (apríl – september).

Denné úhrny podkorunových zrážok v zmiešanom poraste na príklade výskumnej plochy Poľana-Hukavský grúň vo vegetačnom období roku 2010 dokumentuje obr. 3. Údaje prezentujú priemer z desiatich automatických zrážkometerov rozmiestnených v poraste. Maximálny denný úhrn vo vegetačnom období bol v poraste nameraný v dňoch 16. 8. a 26. 9. 2010 (38,5 mm). Pri 22% intercepčii tohto porastu dosiahli zrážky na voľnej ploche v uvedených dňoch takmer 50 mm úhrn.

Dlhodobý vývoj úhrnov zrážok nameraných v letnom režime (marec až október) v poraste a na voľnej ploche tej istej výskumnej plochy Poľana-Hukavský grúň znázorňuje obr. 4. Dvanásťročné merania indikujú klesajúci trend kvapalných úhrnov zrážok tak v poraste ( $R^2=0,39$ ) ako aj na voľnej ploche. V sezóne roku 2009 bol dokonca zistený o 100 mm výraznejší deficit zrážok (len 233 mm) ako vo všeobecne známom suchom roku 2003, čím sa príjem zrážok dostal pod 300 mm, hranicu zrážkovej zabezpečivosti publikovanú pre drevinu smrek (Škvarenina et al., 1996). V zmiešanom jedľovo-smrekovo-bukovom poraste na uvedenej lokalite zohráva nezanedbateľnú úlohu v celkovej bilancii vody aj stok po kmeni (takmer 6%). Autori Střelcová – Mindáš (2000) uvádzajú, že bukový porast stredohorskej lokality Poľana-Hukavský vydá približne 35% zrážok vo forme fyziologického výparu (transpiráciou) a podobný percentuálny podiel zrážkovej vody transformuje do povrchového a podzemného odtoku (39%).



Obr. 4: Úhrny zrážok v poraste a na voľnej ploche namerané v letnom režime (marec – október) rokov 1997 až 2009 na výskumnej ploche Poľana-Hukavský grúň. Trendová čiara sa vzťahuje k úhrnom podkorunových zrážok.

### Vyhodnotenie pôdných meraní

Zhrnutie výsledkov pôdných meraní v roku 2010 spolu s popisnou štatistikou nameraných údajov je uvedené v tab. 3. Prezentované sú denné priemery teplôt pôdy, objemovej vlhkosti pôdy a vodného potenciálu pôd a to osobitne pre každú hĺbku.

#### Teplota pôdy a vzduchu

Najnižšie priemerné, minimálne aj maximálne teploty pôdy vo všetkých troch hĺbkach boli v roku 2010 zaznamenané v smrekovom poraste na výskumnej ploche Železnô (5,1°C), ktorá je situovaná v najvyššej nadmorskej výške (1010 m n.m.). Zároveň bola na tejto ploche zistená aj najvyššia variabilita teplôt pôdy v porovnaní s ostatnými plochami. Na monitorovacej ploche Poľana-Hukavský grúň v nadmorskej výške 850 m n.m. sa v roku 2010 pohybovala priemerná denná teplota pôdy v celkovom rozpätí od 0,1 °C do 16°C (ročný priemer 6,3°C). Najvyššie priemerné ročné teploty pôdy boli zistené v dubovom poraste na Žibritove (8,2°C).

Sezónna dynamika denných priemerov teplôt vzduchu a pôdy v jednotlivých hĺbkach potvrdila doteraz známe poznatky o ročnom chode, teplotných amplitúdach a rozdieloch na voľnej ploche a v poraste. V povrchovej vrstve pôdy dosahovali teploty v zimnom období najnižšie hodnoty, naopak s nástupom vegetačnej sezóny bolo vrchných 10 cm pôdy najviac prehriatych. Z analýzy údajov boli zrejme aj rozdiely v čase nástupu jarného oteplenia. Nárast teplôt pôdy na lokalite Železnô začiatkom mája 2010 bol v porovnaní s plochou Žibritov zaznamenaný s viac ako mesačným posunom, pravdepodobne z dôvodu dlhodobého udržania snehovej pokrývky v poraste. Markantný bol tiež prechodný vzostup teploty vzduchu a pôdy v novembri 2010 a to na všetkých monitorovaných plochách.

Tabulka 3: Popisná štatistika údajov pôdných meraní v roku 2010 výskumných plochách (n=365).

	Teplota pôdy [°C ]			Vodný potenciál pôdy [bar]			Objemová vlhkosť pôdy [%]		
	10 cm	30 cm	60 cm	10 cm	30 cm	60 cm	10 cm	30 cm	60 cm
Žibritov									
x	8,2	8,3	8,2	0,3	0,2	0,2	29,4	32,4	39,0
min	-0,3	0,4	0,9	0,2	0,2	0,2	20,1	25,9	35,2
max	20,0	18,3	16,8	2,7	0,5	0,4	33,7	36,6	45,6
s <sub>x</sub>	6,3	5,7	5,1	0,2	0,1	0,0	2,5	2,0	1,7
s <sub>x</sub> %	76,7	68,6	62,3	63,4	22,3	19,7	8,5	6,2	4,4
Turová									
x	7,9	7,8	7,8	0,3	0,3	0,2	34,2	36,7	37,5
min	-0,1	0,4	1,1	0,2	0,2	0,2	24,0	31,2	34,0
max	18,1	16,7	15,2	3,9	0,4	0,3	39,1	41,1	42,7
s <sub>x</sub>	5,7	5,2	4,6	0,3	0,0	0,0	3,1	1,8	1,7
s <sub>x</sub> %	71,8	66,6	59,6	91,1	18,6	17,5	9,1	4,9	4,5
Poľana- Hukavský grúň									
x	6,3	6,3	6,3	0,3	0,3	0,7	29,3	24,0	42,8
min	-0,1	0,5	1,4	0,2	0,2	0,2	23,3	19,5	36,8
max	16,0	14,8	12,6	0,9	0,9	3,9	38,5	41,3	49,6
s <sub>x</sub>	4,9	4,3	3,6	0,1	0,1	0,9	2,4	3,4	3,1
s <sub>x</sub> %	77,2	68,4	57,0	22,6	20,6	132,0	8,0	14,0	7,2
Železnô									
x	5,1	5,2	5,2	1,8	0,3	0,3	20,3	20,9	20,2
min	-2,2	-0,1	0,6	0,2	0,2	0,2	8,6	17,0	17,7
max	14,7	13,4	11,6	11,0	0,5	0,3	27,2	25,7	23,8
s <sub>x</sub>	4,9	4,3	3,6	3,3	0,1	0,0	4,1	1,8	1,4
s <sub>x</sub> %	96,8	83,7	68,9	180,9	17,6	11,7	20,1	8,4	6,8

### **Objemová vlhkosť pôdy**

Objemová vlhkosť pôdy vyjadruje v relatívnych jednotkách (%) údaj o tom, koľko m<sup>3</sup> z objemu 1 m<sup>3</sup> pôdy tvorí v mieste merania pôdna voda. Z tabuľkového (tab.3) aj grafického (obr. 5) spracovania údajov o objemovej vlhkosti pôdy nameraných v roku 2010 je evidentné, že najnižšie hodnoty boli systematicky zaznamenané na lokalite Železnô (priemerná vlhkosť 21%), kde sa zároveň zistila veľmi nízka variabilita hodnôt medzi jednotlivými hĺbkami merania. Poukazuje to na vysoko homogénnu a dobre priepustnú štruktúru pôdy v celom monitorovanom profile. Potvrďuje to aj podrobná laboratórna analýza hydrofyzikálnych vlastností pôd, ktorá ukázala na tejto ploche vysoké hodnoty nasýtenej hydraulickéj vodivosti vo všetkých hĺbkach a teda veľmi vysokú priepustnosť pôd.

Smrekový porast na lokalite Železnô má v porovnaní s ostatnými plochami najnižšiu retenčnú schopnosť, čo indikujú aj relatívne nízke hodnoty objemovej hmotnosti a vyšší obsah pórov, z ktorých sa pôdna voda ľahšie uvoľňuje. V teréne namerané hodnoty objemovej vlhkosti pôdy sú relatívne nízke aj vzhľadom ku skutočnosti, že rok 2010 bol takmer permanentne dostatočne zrážkovo zabezpečený. Vo vegetačnom období spadlo v tomto poraste spolu 933 mm zrážok, čo predstavuje až 70% z celkového ročného úhrnu v poraste (1308 mm). Na porovnanie, na voľnej ploche bol zistený ročný úhrn 1631 mm, čo znamená, že 80 ročný smrekový porast na Železnom zadržal v roku 2010 20% zrážok. Vzhľadom na zníženú retenčnú schopnosť pôd a zistené systematicky nízke hodnoty SWC môže v rokoch s podpriemernými úhrnmi zrážok trpieť plynkami smrek na uvedenej ploche deficitom pôdnej vlahy.

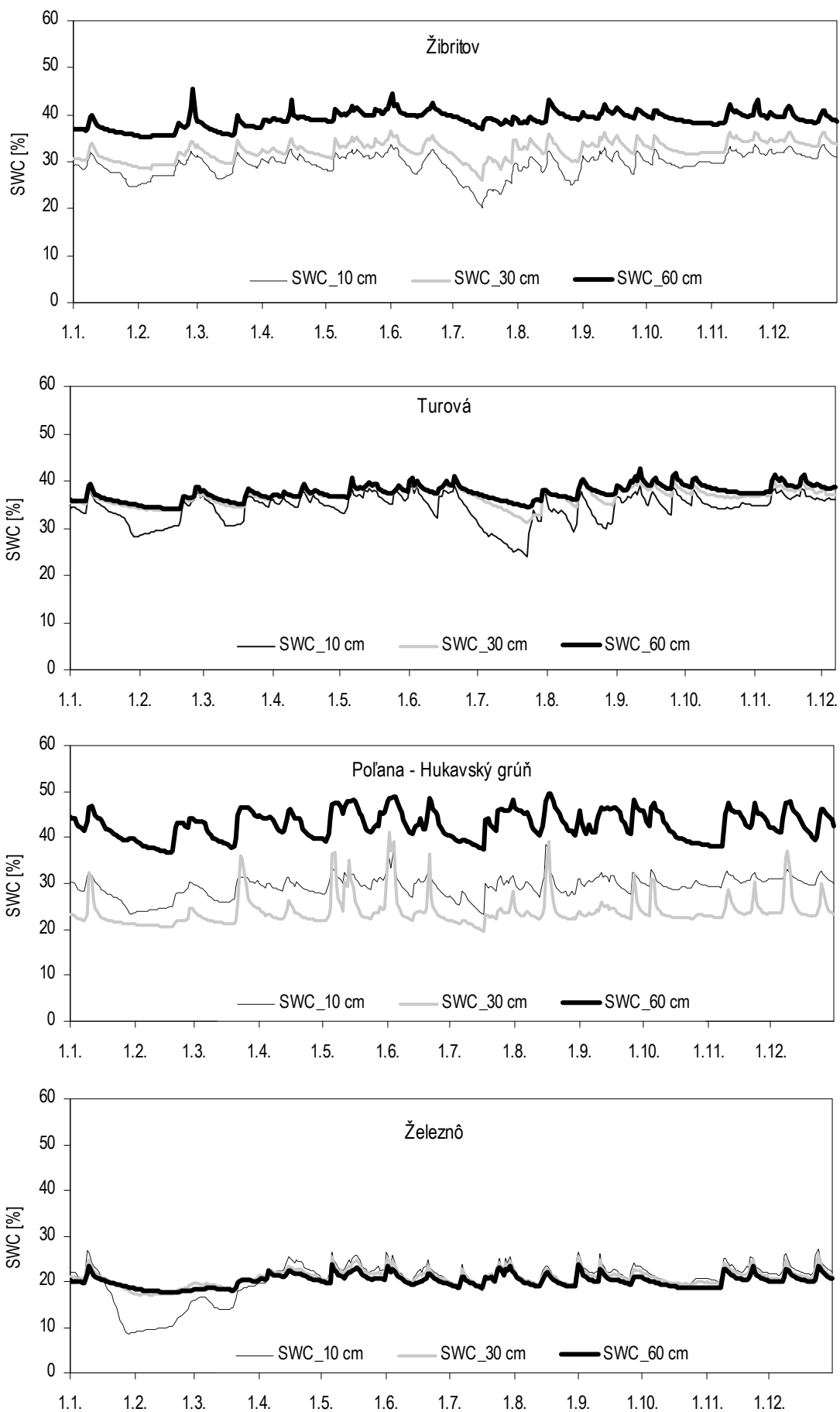
V zmiešanom poraste na ploche Poľana-Hukavský grúň boli naopak zistené najväčšie rozdiely v priemernej dennej vlhkosti pôdy medzi jednotlivými hĺbkami. Vo vegetačnom období (IV. – IX.) bol v poraste na tejto ploche nameraný úhrn 689 mm (za rok 1029 mm). Pri ročnom úhrne zrážok na voľnej ploche 1270 mm bola v hĺbke 10 cm dosiahnutá priemerná ročná vlhkosť pôdy 29,3%, v hĺbke 30 cm 24% a v hĺbke 60 cm až 43 %. Najvýraznejšie výkyvy a najväčšia amplitúda hodnôt počas roka bola pritom zistená v strednej hĺbke merania (30 cm). Výsledky meraní korešpondujú s výsledkami laboratórnych analýz pedotransférových vlastností pôdy na tejto lokalite (kambizem andozemná), z ktorých vyplynulo, že najmä v hlbších vrstvách pôdneho profilu (60 cm) má pôda vysokú objemovú hmotnosť a teda celkovo nižší objem pórov. V dôsledku toho sa pôdna voda uvoľňuje z pórov len veľmi pozvoľna, najmä spodný horizont je často zhutnený a pôda má celkovo veľmi dobré retenčné vlastnosti. Najvyššiu nasýtenú hydraulickú vodivosť (11,9 m.d<sup>-1</sup>) má na tejto lokalite stredný horizont (30 cm).

Podobná distribúcia vlhkosti v pôdnom profile bola zistená v poraste duba zimného na Žibritove, kde je pôda klasifikovaná ako kambizem luvizemná. Výraznejšia dynamika chodu vlhkosti je vo vrchných hĺbkach merania 10 a 30 cm, kde bola dosiahnutá priemerne nižšia vlhkosť pôdy v porovnaní so 60 cm, v ktorých sa pohybovali vlhkosti v intervale od 35 do 46% počas roku 2010. Laboratórne analýzy ukázali jednak najnižší obsah skeletu vo vzorkách z tejto lokality, a jednak aj na nárast objemovej hmotnosti pôdy a retenčných schopností spolu s hĺbkou. V bukovom poraste na monitorovacej ploche Turová taktiež vlhkosti pôdy merané v roku 2010 smerom s hĺbkou narastali, aj keď rozdiely najmä medzi 30 a 60 cm boli veľmi malé (37% a 38%). Obidve monitorovacie plochy majú celkovo priaznivé vododržné vlastnosti pôd.

### **Vodný potenciál pôdy**

Hodnoty meraného vodného potenciálu pôdy indikujú vo vegetačnej sezóne periódy potenciálneho fyziologického sucha, kedy sa pôdna vlaha stáva pre dreviny ťažko dostupnou. V roku 2010 dosahoval vodný potenciál pôdy (SWP) aj vďaka dostatočnej zrážkovej činnosti priaznivé hodnoty na všetkých plochách, takže riziko fyziologicky neprístupnej vody v pôde bolo v tomto roku nízke. Prechodne boli hranične vysoké hodnoty SWP zaznamenané v zimnom období v povrchovej vrstve pôdy (10 cm) najmä na ploche Železnô, kedy došlo k premrznutiu a teda dočasnému fyziologickému suchu. Na všetkých plochách bol zistený mierny pokles hodnôt SWP s hĺbkou, s výnimkou plochy Poľana – Hukavský grúň, kde bolo naopak najvyššie priemerné SWP namerané v hĺbke 60 cm (0,67 bar). Dokažuje to silnejšiu viazanosť (retenciu) vody v póroch v tejto hĺbke.





Obr. 5: Objemová vlhkost' pody [%] nameraná v roku 2010 v lesných porastoch výskumných plôch.

## Záver

Ambíciou príspevku bola prezentácia výskumných aktivít zameraných na sledovanie zložiek vodnej bilancie vo vybraných lesných porastoch na Slovensku, ako aj analýza predbežných výsledkov nadobudnutých terénymi meraniami v roku 2010. Empirické získavanie časovo detailných údajov o jednotlivých bilančných zložkách hydrologického cyklu poskytuje dobrú východiskovú bázu poznatkov jednak z hľadiska eliminácie negatívnych dopadov sucha na lesné dreviny, jednak z aspektu vzniku povodňového rizika, ktoré môže byť lesnatosťou, fragmentáciou a distribúciou lesa v povodí taktiež do určitej miery ovplyvňované.

Na základe analýzy údajov bol rok 2010 zrážkovo dostatočne bohatý, na skúmaných plochách sa ročné úhrny zrážok pohybovali od 1183 mm na voľnej ploche lokality Turová až do 1631 mm na nízkotatranskej výskumnej ploche na Železnom. Na základe dlhodobých meraní zrážkových úhrnov (1997 – 2009) na lokalite Poľana-Hukavský grúň bol zistený mierne klesajúci trend zrážok ( $R^2=0,39$ ). Výrazne zrážkovo deficitnou bola v tejto oblasti vegetačná sezóna roku 2009. V závislosti od druhu porastu bola zistená rôzna intercepcia lesných porastov, najvyšší podiel zachytených zrážok mal bukový porast na monitorovacej ploche Turová (28,8%). Napriek vysokému príjmu vody formou bohatých atmosférických zrážok v roku 2010, najnižšia objemová pôdna vlhkosť (priemerne 21%) bola v celom pôdnom profile systematicky meraná v smrekovom poraste na Železnom. Pôda je na tejto lokalite veľmi vysoko priepustná, preto v zrážkovo chudobnejších rokoch môže plytkokorenný smrek trpieť stresom z pôdneho sucha. Z rozdielnej sezónnej dynamiky hodnôt objemovej vlhkosti pôd na jednotlivých výskumných plochách, je možné dedukovať silný vplyv lokálnych hydrofyzikálnych vlastností pôd. Interpretáciu terénnych meraní preto vhodne dopĺňajú laboratórne analýzy retenčných charakteristík pôd, ktorých podrobný rozbor bude predmetom ďalšieho výskumu. Detailným pozemným monitoringom prvkov vodnej bilancie, aspoň na sieti vybraných reprezentatívnych lesných porastov, bude možné v budúcnosti pristúpiť k parametrizácii a validácii modelov vodnej bilancie, za účelom simulovania jednotlivých zložiek celého hydrologického cyklu povodia.

## Pod'akovanie

Tento príspevok vznikol vďaka podpore v rámci operačného programu Výskum a vývoj pre projekt: „Integrovaný systém pre simuláciu odtokových procesov“ (ITMS 26220220066), spolufinancovaný zo zdrojov Európskeho fondu regionálneho rozvoja.

## Literatura

- Nováková, K., (2010): Stanovenie nasýtenej hydraulickej vodivosti a retenčných čiar lesných pôd z lokalít Železnô, Turová, Žibritov a Poľana. Správa z laboratórnych analýz, Výskumný ústav pôdozvedectva a ochrany pôdy Bratislava, 8 s.
- Pavlenda, P., Pajčík, J. et al., (2011): Monitoring lesov Slovenska. Správa za ČMS Lesy a projekt FutMon za rok 2010. Zvolen, NLC-LVÚ, 2011.
- Pecho, J., Faško, P., Ač, A., Lapin, M. (2009): Extrémne privalové zrážky a povodne [online]. Quark.sk, august 2009, [cit. 2011-02-18].
- Štřelcová, K., Mind'áš, J., (2000). Transpirácia buka lesného vo vzťahu k meniacim sa podmienkam prostredia. Vedecké štúdie 11/2000/A, Technická Univerzita vo Zvolene, 82 s.
- Škvarenina, J., Štřelcová, K., Kamenský, L., (1996): Zrážková zabezpečenosť smreka obyčajného na vybraných lokalitách stredného Slovenska. In: Lesné ekosystémy a globálne klimatické zmeny. LVÚ, Zvolen, 89-96.



# Vliv uzavřeného vzduchu na infiltraci do půdy při vlhkostech blízkých nasycení

Michal Sněhota, David Zumr, Vladimíra Jelínková, Martina Sobotková, Milena Císlarová

České vysoké učení technické v Praze, Thákurova 7, 166 29, Praha 6

## Úvod

Průběh infiltrace a redistribuce srážkové vody v půdním profilu závisí na půdních hydraulických charakteristikách. Pro infiltraci vody ze srážek s vysokou intenzitou, kdy dochází k zatopení povrchu vodou, je klíčovou půdní charakteristikou nasycená hydraulická vodivost půdy  $K_s$ . Nasycená hydraulická vodivost je běžně uvažována v čase neměnná nebo měnící se jen pomalu například v důsledku změny půdní struktury. Předpoklad neměnnosti půdních charakteristik je také standardně uplatňován pro modelování procesu infiltrace. Výsledky některých experimentů ale ukazují, že předpoklad stálých hydraulických charakteristik neplatí obecně a že ke změnám může docházet i během jedné infiltrační epizody. Tato nestabilita je přisuzována z velké části vlivu uzavřeného vzduchu v pórech jinak zcela nasycené půdy (Christiansen, 1944; Císlarová, 1988).

Jako uzavřený vzduch (anglicky *entrapped air*) se obvykle označuje takový půdní vzduch, který při zvlhčování pórovitého média ztratil spojitost s atmosférou. Vlivem ztráty kontinuity plynné fáze a přítomnosti uzavřeného vzduchu může být hydraulická vodivost půdy snížena o 50 až 70 % (Schultze et al., 1999). Faybishenko (1995) zavedl pro časově proměnlivou charakteristiku vyjadřující schopnost půdy vést vodu při nulových nebo kladných tlakových výškách termín “kvazi-nasycená hydraulická vodivost” a při experimentech na velkých vzorcích heterogenních půd zjistil, že kvazi-nasycená hydraulická vodivost ( $K_{QS}$ ) může být 5 – 8 x nižší než hodnota  $K_s$ . Snížení hydraulické vodivosti z důvodu přítomnosti uzavřeného vzduchu bylo zjištěno Heilweilem et al., (2004) také v terénu při infiltraci pod nádrží pro řízené zasakování v terénu.

Přesný mechanismus zachytávání vzduchu v pórech a jeho následné redistribuce není dosud znám, experimenty ale ukazují, že efekty uzavřeného vzduchu jsou významnější v půdách s přítomností preferenčního proudění (Sněhota et al., 2008a).

Standardní přístupy k modelování infiltrace založené na řešení Richardsovy rovnice výše uvedené efekty neuvažují. Přestože vliv uzavřeného vzduchu na infiltraci je značný, nebyl dosud vyvinut jednoduše použitelný matematický model popisující zachycení a vývoj uzavřeného vzduchu v půdě. Dosud publikované práce představují matematický popis některých dílčích procesů např. rozpouštění bublinek zachyceného plynu (Klump et al., 2008, Aeschbach-Hertig et al., 2008) a to pouze pro homogenní pórovité prostředí. Důvodem chybějícího matematického popisu je mimo jiné také nedostatek podrobných experimentálních dat. Tento příspěvek ukazuje některé výsledky probíhajícího komplexního výzkumu zaměřeného na objasnění podstaty vzniku a vývoje uzavřeného vzduchu a jeho vlivu na infiltraci vody do půdy.

## Nestabilita proudění při opakované výtopové infiltraci

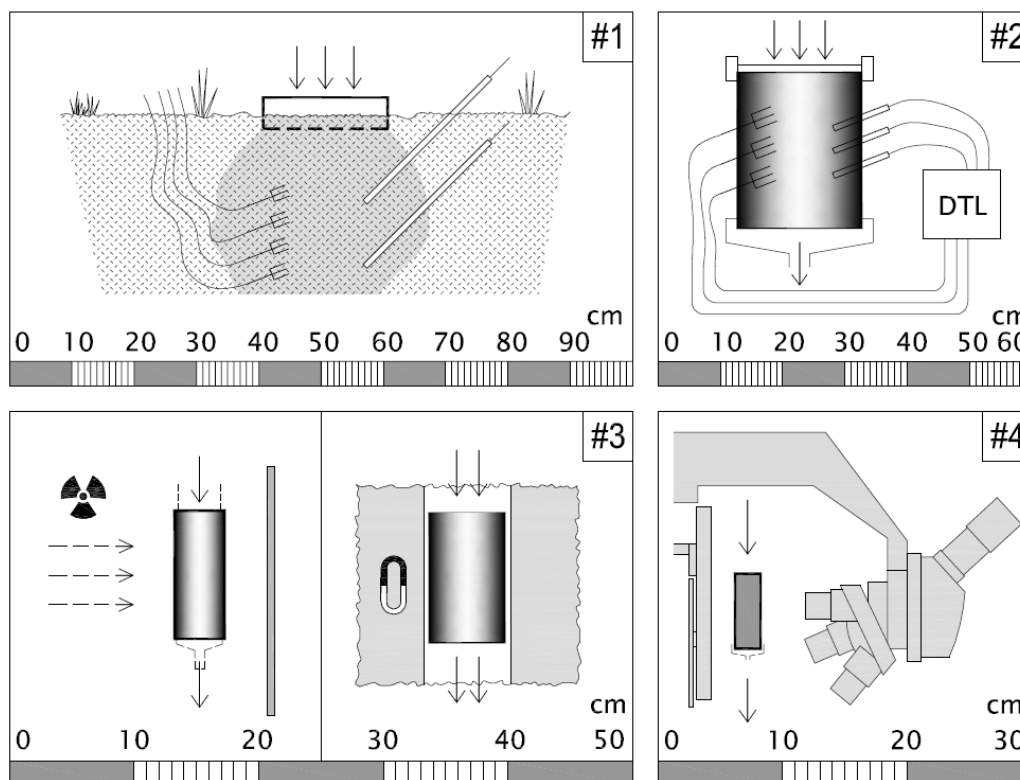
Výsledky předchozích opakovaných výtopových infiltračních experimentů (Císlarová et al., 1988; Votrubová et al., 2003; Sněhota et al., 2010) konzistentně ukazují výskyt dvou typů nestability proudění: (1) postupné snižování objemového toku během první infiltrace a (2) další snížení rychlosti proudění mezi první a druhou infiltrací. Pro objasnění těchto efektů byly definovány dvě pracovní hypotézy (Sněhota et al., 2010):

## Hypotéza 1

Hodnoty kvazi-ustáleného objemového toku na vtoku a výtoku ze vzorku klesaly během první infiltrační epizody, kdy voda infiltruje do suché půdy, v důsledku postupného zvyšování množství vzduchu uzavřeného ve velkých půdních pórech. Tyto póry jsou často klíčovými preferenčními cestami. Předpokládá se, že vzduch pochází z půdní matrice, kde je v prvních okamžicích infiltrace zachycen při rychlém zvlhčování vzorku gravitační vodou. Následně je vzduch z malých pórů vytěsněn vodou, přitahovanou do nich kapilárními silami. Není zřejmé, zda je vzduch transportován v plynné fázi, nebo zda je v půdní matrici nejprve rozpuštěn a teprve poté z lokálně supersaturovaného roztoku formuje bublinky ve velkých pórech. Se vzrůstajícím objemem bublinek uzavřeného vzduchu v preferenčních cestách klesá výrazně jejich hydraulická vodivost a protože hydraulická vodivost těchto cest je určující pro efektivní hydraulickou vodivost vzorku, klesá také objemový tok vzorkem.

## Hypotéza 2

Dalším pozorovaným efektem bylo snížení kvazi-ustáleného objemového toku vzorkem mezi první a druhou infiltrační epizodou. Při první infiltrační epizodě jsou preferenční cesty na počátku dobře plněny vodou, protože vzduch vytěsňovaný z pórů může volně unikat přes spodní okraj vzorku a do půdní matrice. Nižší kvazi-ustálený objemový tok při druhé infiltrační epizodě lze vysvětlit pokračující redistribucí vody do kapilárních pórů po přerušení infiltrace, která způsobuje v kombinaci s gravitačním drénováním půdy částečné vyprázdnění velkých půdních pórů. Naopak při následné druhé výtopové infiltraci je ve velkých půdních pórech zachycena část vzduchu, který v tomto případě nemůže uniknout půdní matricí, která je nasycena vodou. V půdním vzorku uloženém na perforované destičce je po gravitačním oddrénování vzorku tlaková výška těsně nad jeho spodním okrajem velmi blízká nule, půda je tedy téměř plně nasycená. Vodou zaplněné póry jsou poté při opakování infiltrace překážkou úniku vzduchu a přispívají k jeho zachycení.



Obr. 1: Schematické zobrazení experimentů ve čtyřech měřících.

## Terénní a laboratorní experimenty

Uzavřený vzduch a jeho vliv na proudění byl studován prostřednictvím infiltračních zkoušek v následujících čtyřech měřících experimentu (viz obr. 1):

- **měřítko #1:** podtlakové a výtopové infiltrace na experimentální infiltrační ploše v terénu (Sněhota, et al., 2008b)
- **měřítko #2:** instrumentované infiltrační experimenty na velkých neporušených půdních vzorcích (Sněhota, et al., 2008a)
- **měřítko #3:** experimenty na malých neporušených půdních vzorcích se současným neinvazivním snímáním pomocí počítačové tomografie, magnetické rezonance (Sněhota et al., 2010; Jelínková et al., 2011 v recenzi) neutronové tomografie
- **měřítko #4:** sledování vývoje uzavřeného vzduchu v pórech miniaturních vzorků, se snímáním optickým mikroskopem (Dobeš a Sněhota, 2009)

### *Zkoumaná půda*

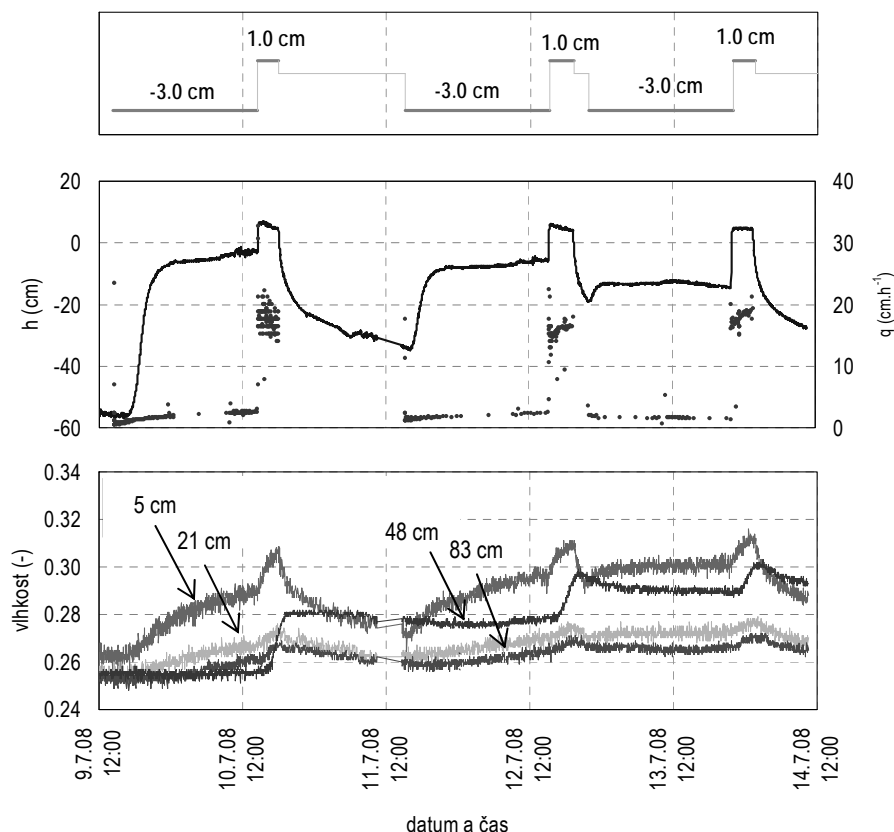
Experimenty byly provedeny na hrubé písčitohlinité půdě ze skupiny kambisolů odebrané z lokality Korkusova Hut' (KH). Jako referenční médium byl v měřících experimentu #2 a #4 použit také jemný křemičitý písek (SAND).

### *Infiltrační experimenty v terénu (měřítko #1)*

V lokalitě KH byla na speciálně připravené infiltrační ploše provedena série výtopových a podtlakových infiltračních experimentů. Cílem experimentů bylo podrobně vyšetřit režimy proudění ve studované půdě při opakované infiltraci z diskového infiltrometru (nenасыcené proudění) a při výtopě (kvazi-nасыcené proudění) a to pro různé počáteční vlhkosti před zahájením experimentu. Infiltrace byly prováděny na kruhové ploše o průměru 20 cm. Vlhkost byla ve čtyřech hloubkách ve třech opakováních kontinuálně monitorována reflektometrickými vlhkostními čidly (TDR). Tlakové výšky byly měřeny v hloubkách 20 a 40 cm pod povrchem. Čidla byla nainstalována z bočního výkopu, bez porušení půdního profilu pod místem infiltrace. V lokalitě KH byly dosud provedeny tři infiltrační kampaně. Zde budou prezentována data měření z roku 2008, kdy byla provedena série tří infiltračních epizod, kde každá epizoda byla tvořena fázemi podtlakové infiltrace (tlaková výška -3 cm) a výtopové infiltrace (výtopa +1 cm). Mezi jednotlivými epizodami byla infiltrace přerušena a byla monitorována redistribuce půdní vody.

Výsledkem experimentů jsou záznamy vlhkostí, tlakových výšek a objemových toků. Příklad výsledků pro experiment provedený v roce 2008 na lokalitě KH je uveden na obr. 2. Přítomnost preferenčního proudění je ve výsledcích patrná ze záznamu vlhkosti z TDR čidla v hloubce 83 cm, které vždy okamžitě reagovalo na zahájení výtopové infiltrace. Lze předpokládat, že toto čidlo leží v preferenční cestě proudění, narozdíl od čidel v hloubkách 21 a 48 cm, ve kterých podobně intenzivní reakce zaznamenána nebyla. Výsledky ukazují několik jevů, které potenciálně mohou být projevem nestability proudění. Například ustálená hodnota tlakové výšky ve 40 cm pod terénem při podtlakové infiltraci nabývá při každém opakování infiltrace vždy nižší hodnoty, což je v rozporu s Richardsovsou teorií. Kvazi-ustálené infiltrační rychlosti byly v případě tohoto experimentu relativně stabilní, nicméně při druhé a třetí výtopové infiltraci byl zaznamenán určitý pomalý přírůstek infiltrační rychlosti.

Ucelená interpretace experimentů těchto efektů bude moci být vzhledem ke komplexnosti úlohy provedena pouze prostřednictvím numerického modelování. Proudění pod infiltračním diskem bude simulováno axisymetricky modelem duální propustnosti. První výsledky modelování byly představeny Zumrem et al. (2010).



Obr. 2: Ukázka dat z infiltračního experimentu provedeného v lokalitě KH. Nahoře: tlakové výšky udržované na povrchu. Uprostřed: průběh tlakových výšek (plynulá čára) a okamžité hodnoty infiltrační rychlosti (body). Graf dole: objemové vlhkosti ve čtyřech hloubkách (sondy instalované ze zářezu A).

#### *Infiltrační experimenty na velkých neporušených vzorcích (měřítko #2)*

Série opakovaných výtopových infiltrací byla provedena na neporušeném půdním vzorku o objemu sedm litrů. Spodní okraj vzorku byl podepřen perforovanou destičkou tak, aby umožňoval volný výtoku vody a vzduchu. Experimenty byly zahajovány do půdy o různé počáteční vlhkosti, a byly prováděny střídavě s běžnou vodou a s vodou odplyněnou. Předpokladem bylo, že při infiltraci do vlhčí půdy dojde k uzavření většího množství vzduchu a rychlosti proudění v ustálené fázi experimentu budou nižší. Dále bylo předpokládáno, že při infiltraci odplyněné vody dojde k částečnému rozpouštění uzavřeného vzduchu a zrychlení proudění. V průběhu experimentu byly automatizovaným systémem pro sběr dat kontinuálně zaznamenávány hodnoty kumulativních vtoků a výtoků, změny hmotnosti vzorku, tlakové výšky ve třech tenzometrech a objemové vlhkosti ze tří sond TDR. Na změny množství uzavřeného vzduchu ve vzorku se pak usuzovalo z hmotnosti vzorku při ustáleném proudění.

Experimenty na velkých neporušených vzorcích (měřítko #2) byly dosud dokončeny pouze pro materiál SAND. Při opakované infiltraci na vzorku tohoto materiálu nebyl pozorován rozdíl mezi výtokovými rychlostmi při ustáleném proudění první a druhé infiltrace. Při dalším experimentu, při kterém byla infiltrována odplyněná voda, infiltrační a výtoková rychlost postupně vzrůstala. Zároveň byl vlhkovými čidly detekován postupný nárůst vlhkosti. Tato pozorování indikují přítomnost uzavřeného vzduchu, který byl při infiltraci odplyněné vody do půdy postupně rozpouštěn.

### *Snímkování infiltrace neinvazivními metodami nukleární magnetickou rezonancí (MR) a neutronovou tomografií (NT) (měřítko #3)*

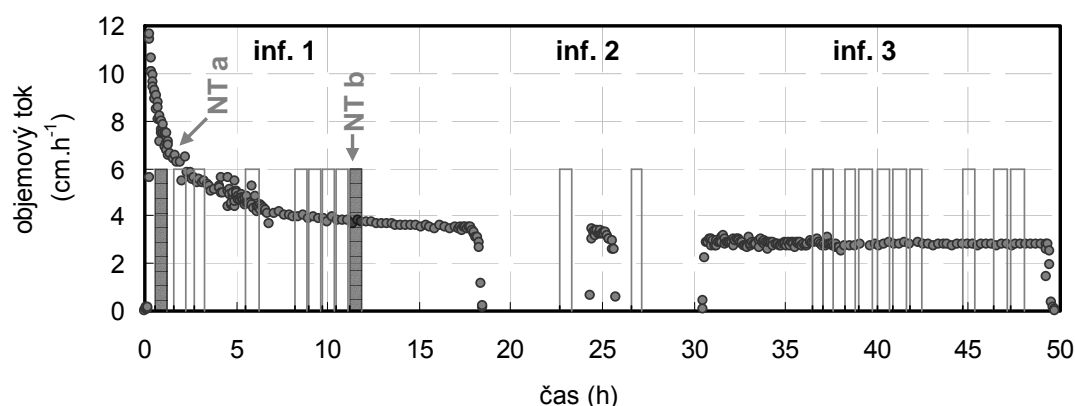
Pro velmi detailní studium procesu infiltrace bylo využito dvou moderních neinvazivních diagnostických metod.

Ve výzkumném centru v Jülichu (FZJ) bylo provedeno MR snímkování opakované výtopové infiltrace v malém neporušeném vzorku půdy KH. Snímkování pomocí MR umožňuje detekci vody v půdním vzorku v prostorovém rozlišení. Snímkování půdy je na samé hranici možností současné MR techniky a pro většinu půd není proveditelné na běžných medicínských MR skenerech. Na špičkovém vědeckém skeneru ve FZJ se podařilo při experimentu získat trojrozměrné (3D) snímky počátečního zvlhčování půdy při infiltraci do suché i vlhké půdy a podrobnější 3D snímky distribuce vody během kvazi-ustáleného proudění.

Výsledky infiltračního experimentu s MR snímkováním ukázaly zřetelně dva typy nestability proudění, které již byly dříve na stejné půdě pozorovány (Sněhota et al., 2010). Pokles výtokových rychlostí při první infiltrační epizodě na vzorku snímkovaném pomocí MR trval přibližně 4 hodiny, během kterých výtoková rychlost poklesla z počátečních zhruba  $20 \text{ cm.h}^{-1}$  na přibližně  $10 \text{ cm.h}^{-1}$ . Výrazný byl v tomto případě pokles výtokové rychlosti mezi první a druhou infiltrační epizodou, kdy objemový tok na počátku druhé infiltrace činil  $2.5 \text{ cm.h}^{-1}$ . To představuje změny kvazi-ustálených výtokových rychlostí o rozsahu téměř jednoho řádu.

Velmi detailní 3D snímkování opakované infiltrace do malého vzorku půdy KH bylo provedeno neutronovým snímkováním na zařízení NEUTRA ve švýcarském Paul Scherrer Institutu (PSI). Princip metody je podobný standardní rentgenové počítačové tomografii, neutrony jsou ale narozdíl od rentgenových paprsků nejcitlivější na kolize s lehkými prvky například s vodíkem v molekulách vody. Výsledkem neutronové tomografie je trojrozměrný snímek lokálních atenuačních koeficientů ve vysokém rozlišení. Změny atenuačních koeficientů v jednotlivých voxelech snímku vypovídají o změnách množství vody (vlhkosti) v daném voxelu.

Experimenty provedené na půdě KH vykazovaly nestandardní průběh výtokových rychlostí, který je ale ve shodě s výsledky dříve provedených experimentů na stejné půdě (Císlarová et al. 1988; Votrubová et al., 2003). V obr. 3 je jako příklad uveden průběh výtokových rychlostí při experimentu snímkovaném pomocí NT.



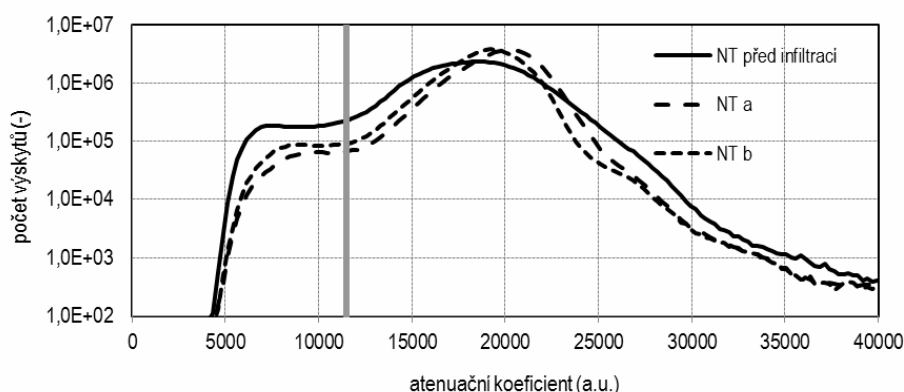
Obr. 3: Vývoj objemových toků na výtoku ze vzorku při experimentu monitorovaném neutronovou tomografií (body). Tenkými rámečky jsou vyznačeny časy snímkování NT, vyplněné rámečky vyznačují časy pořízení vybraných snímků (NTa, NTb).

Z obrázku je patrné, že při první infiltrační epizodě (inf. 1) započal výtok velmi brzy po zahájení infiltrace, přičemž objemový tok dosáhl nejvyšší hodnoty  $12 \text{ cm.h}^{-1}$ . Poté, v rozporu s Richardsovsou teorií, objemový tok na výtoku (i vtoku) postupně klesaly na hodnotu  $3.6 \text{ cm.h}^{-1}$ , tedy pouze na  $1/3$



původní hodnoty. Tyto hodnoty objemového toku odpovídají pro danou konfiguraci experimentu a při uvážení kolísání hladiny vody nad vzorkem velikosti koeficientu kvazi-nasyčené hydraulické vodivosti ( $K_{QS}$ )  $3.0 \times 10^{-5}$  ( $\pm 0.1 \times 10^{-5}$ )  $\text{m.s}^{-1}$  pro počátek a  $9.1 \times 10^{-6}$  ( $\pm 0.1 \times 10^{-5}$ )  $\text{m.s}^{-1}$  pro konec kvazi-ustálené fáze první infiltrace. Při druhé infiltraci (inf. 2), která byla z technických důvodů předčasně ukončena, i při třetí infiltraci, byly výtokové rychlosti vždy nižší než při předcházející infiltraci. Při třetí infiltraci k dalšímu poklesu výtokové rychlosti nedocházelo.

Pro objasnění příčin poklesu výtokových rychlostí během první infiltrace byly analyzovány snímky NT získané během stejného experimentu. Z každého 3D snímku byly vybrány pouze ty voxely, které představovaly vzduch. Pro několik časů experimentu byla tak získána trojrozměrná mapa bublinek uzavřeného vzduchu ve vysokém rozlišení (z důvodu černobílého tisku není možné demonstrovat v tomto textu, bude součástí příspěvku na konferenci). Histogramy četnosti atenuačního koeficientu v obr. 4 ukazují změny objemu vzduchu ve vzorku pro tři vybrané snímky. Vybrány byly dva snímky z kvazi-ustálené fáze infiltrace (označené v tomto textu jako NTa, NTb) a snímek vzorku před zahájením infiltrace. Z průběhu histogramů hodnot atenuačních koeficientů ve snímcích (viz. obr. 4) vyplývá, že při pořízení snímku NTb bylo ve vzorku zjištěno větší množství uzavřeného vzduchu než v čase pořízení snímku NTa. Objem uzavřeného vzduchu ve velkých pórech, který je tato metoda schopna detekovat se tedy v čase zvyšoval.

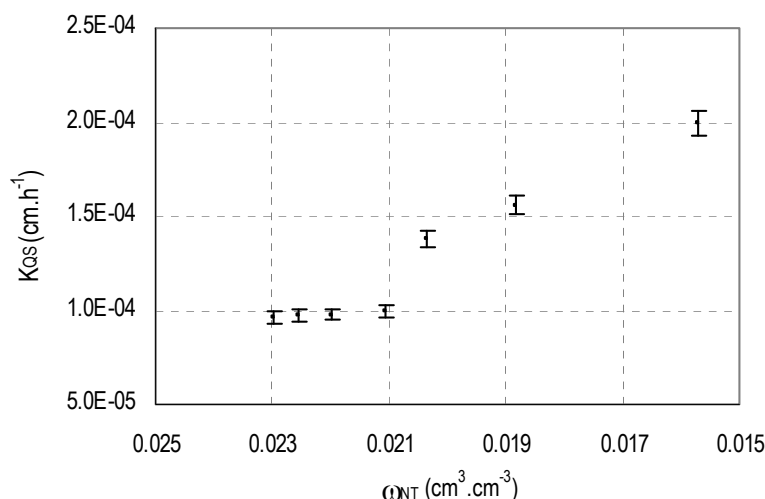


Obr. 4: Část histogramu atenuačních koeficientů ve vybraných NT snímcích pořízených během první infiltrační epizody. Voxely s hodnotou atenuačního koeficientu nižší než 11500 a.u. představují vzduch.

Objemový podíl uzavřeného vzduchu detekovaného neutronovou tomografií  $\omega_{NT}$  [ $\text{L.L}^{-1}$ ] byl pro jednotlivé tomografické snímky vypočítán jako

$$\omega_{nt} = \frac{V_{aNT}}{V}$$

kde  $V_{aNT}$  je objem vzduchu detekovaný ve vzorku pomocí NT během fáze kvazi-ustáleného proudění a  $V$  je objem vzorku. Z měřených objemových toků zjištěných v době pořizování jednotlivých snímků byly dle Darcyho zákona vypočítány hydraulické vodivosti  $K_{QS}$ . Grafické vyjádření vztahu mezi  $\omega_{NT}$  a  $K_{QS}$  v obr. 5 ukazuje, že hydraulická vodivost půdy byla extrémně citlivá pro obsah uzavřeného vzduchu (detekovatelného pomocí NT) menší než 2,1%, zatímco další zvětšování objemu nemělo na hydraulickou vodivost výrazný vliv.



Obr. 5: Vztah mezi kvazi-nasycenou hydraulickou vodivostí a objemovým podílem uzavřeného vzduchu detekovaného pomocí neutronové tomografie ve vzorku KHN03. Rozpětí  $K_{OS}$  vyznačené u každého bodu ukazuje nejistotu v důsledku kolísání hladiny nad vzorkem.

#### *Infiltrační experimenty sledované optickou mikroskopií (měřítka #4)*

Ještě detailnější pohled, umožňující rozlišit jednotlivé bublinky uzavřeného vzduchu, poskytlo použití optického mikroskopu ke snímkování miniaturních vzorků půdy a referenčního písku. I v tomto případě byla na vzorcích provedena opakovaná výtopová infiltrace při níž byla plocha 6 x 4 mm na boční stěně vzorku ve zvětšení pozorována přes krycí sklo. Obraz byl během experimentu digitálně snímán a obrazová data byla ukládána. Na digitálních snímcích byly poté identifikovány bublinky, jejich vznik a vývoj. Pro tyto experimenty byla také vyhodnocena data infiltrační a výtokové rychlosti. Zachycení bublinek ve větších pórech a zvětšování jejich velikosti během první infiltrace bylo pozorováno i při tomto experimentu (Dobeš a Sněhota, 2009).

#### **Diskuse a závěr**

Výsledky experimentů ve čtyřech měřících s využitím kombinace standardních postupů s moderními neinvazivními metodami ukázaly, že při výtopové infiltraci do heterogenní půdy KH docházelo k významnému snižování objemového toku vzorkem při fázi experimentu, kde je dle Richardsovy rovnice očekáváno ustálené proudění. Pro danou konfiguraci experimentu lze tento jev popsat jako snižování kvazi-nasycené vodivosti půdy. Neinvazivními metodami bylo ve stejné fázi experimentu detekováno zvětšování objemu uzavřeného vzduchu ve velkých pórech.

Výsledky experimentů podporují platnost pracovních hypotéz o redistribuci uzavřeného vzduchu při kvazi nasyceném proudění heterogenní půdou.

Pozorované jevy nelze matematicky simulovat s použitím Richardsovy rovnice, či jejím rozšířením pro popis preferenčního proudění. Závěry zde popsané jsou platné pro studovanou půdu a aktuální uspořádání experimentů. Pro definování obecných závěrů bude třeba provést doplňující série experimentů na dalších půdách.

**Poděkování:** Poděkování patří Janu Hovindovi a Peteru Vontobelovi z Paul Scherrer Institutu za spolupráci při snímkování půdních vzorků neutronovou tomografií a Andreasi Pohlmeierovi z Forschungszentrum Jülich za spolupráci při snímkování magnetickou nukleární rezonancí.

Tento výzkum vznikl v rámci projektu GAČR č. 103/08/1552 „Proudění vody a transport rozpuštěných látek v pórovitém prostředí za přítomnosti nespojitě plynné fáze“. Snímkování neutronovou tomografií bylo provedeno ve výzkumném centru v Paul Scherrer Institute a bylo podpořeno ze zdrojů projektu Evropské komise v rámci „7th Framework, Programme through the 'Research Infrastructures' action of the 'Capacities' Programme, contract No: CP-CSA\_INFRA-2008-1.1.1 Number 226507-NMI3“. Snímkování magnetickou rezonancí bylo provedeno ve výzkumném centru v Julichu.

## Literatura

- Aeschbach-Hertig, W., El-Gamal, H., Wieser, M., Palcsu, L., (2008). Modeling excess air and degassing in groundwater by equilibrium partitioning with a gas phase. *Water Resources Research*, 44, 8: 12.
- Christiansen, J.E. (1944). Effect of entrapped air upon the permeability of soils. *Soil Sci.* 58:355–365.
- Císlarová, M., J. Šimůnek, T. Vogel. (1988). Changes of steady-state infiltration rates in recurrent ponding infiltration experiments. *J. Hydrol.* 104, 1–16.
- Dobeš, J., Sněhota, M., (2009). Sledování uzavřeného vzduchu v půdě v blízkosti nasycení optickou mikroskopií In: *Zborník recenzovaných příspěvků, 17. Posterový deň s medzinárodnou účasťou a Deň otvorených dverí na ÚH SAV [CD-ROM]*. Bratislava: Ústav hydrologie SAV,
- Faybishenko, BA., (1995). Hydraulic behaviour of quasi-saturated soils in the presence of entrapped air – laboratory experiment. *Water Resour. Res.*, 31, 10, 2421-2435.
- Heilweil, V.M. , Solomon, D.K., Perkins, K.S. , Ellett, K.M., (2004). Gas-partitioning tracer test to quantify trapped gas during recharge. *Ground Water*, 42, 4: 589-600.
- Jelinková, V., Sněhota, M., Pohlmeier, A., van Dusschoten, D., Císlarova, M. (2011) Effects of entrapped residual air bubbles on tracer transport in heterogeneous soil: Magnetic resonance imaging study. odesláno do *Organic Geochemistry*
- Klump, S. , Cirpka, O.A. , Surbeck, H. , Kipfer, R. (2008) Experimental and numerical studies on excess-air formation in quasi-saturated porous media, *Water Resour. Res.*, 44, p.1-15,.
- Schultze, B. , O. Ippisch , B. Huwe, W. Durner. (1999). Dynamic nonequilibrium during unsaturated water flow. p. 877, 892. In: *Proc. of the Int. Workshop on Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media*, Riverside, CA. 22, 24 Oct. 1997. U.S. Salinity Lab., Riverside.
- Sněhota, M. , Zumr, D. , Pavelková, H. , Sobotková, M. , Dohnal, M. , et al. (2008a) Field measurement of hydraulic properties of cambisols by instrumented infiltration experiment In: *Hydrological Extremes in Small Basins (XII Biennial International Conference ERB 2008)*. Krakow: Jagellonian University in Krakow p. 1-4.
- Sněhota, M., Sobotková, M., Císlarová, M. (2008b) Impact of the entrapped air on water flow and solute transport in heterogeneous soil: experimental set-up In: *Journal of Hydrology and Hydro-mechanics.*, 56, 4, 247-256.
- Sněhota, M., Císlarová, M., Amin, M.H.G., Hall, L.D. (2010) Tracing the entrapped air in heterogeneous soil by means of magnetic resonance imaging In: *Vadose Zone Journal.*, 9, 2, 373-384.
- Votrubova, J., Císlarová, M., Amin, M.H.G., Hall, L.D. (2003). Recurrent ponded infiltration into structured soil: A magnetic resonance imaging study. *Water Resources Research*, 39, 12.
- Zumr D., Sněhota M., Němcová R., Dohnal M., Císlarová M. (2010) Inverse Simulation of Field Infiltration Experiment Counting Preferential Flow, *Geophysical Research Abstracts*, Copernicus GmbH, Katlenburg-Lindau. pp. 14367.

# Využití DPZ a modelu Hydrus-1D pro monitorování a předpověď povrchového odtoku vody

Kateřina Spazierová<sup>1</sup>, Lukáš Brodský<sup>1</sup>, Radka Kodešová<sup>2</sup>, Jiří Šimůnek<sup>3</sup>, Miroslav Šejna<sup>4</sup>

<sup>1</sup> GISAT s.r.o., Milady Horákové 57, 170 00 Praha 7

<sup>2</sup> Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 16521 Praha 6

<sup>3</sup> Department of Environmental Sciences, 900 University Av., University of California, Riverside, CA 92521

<sup>4</sup> PC-Progress s.r.o., Anglická 28, 120 00 Praha 2

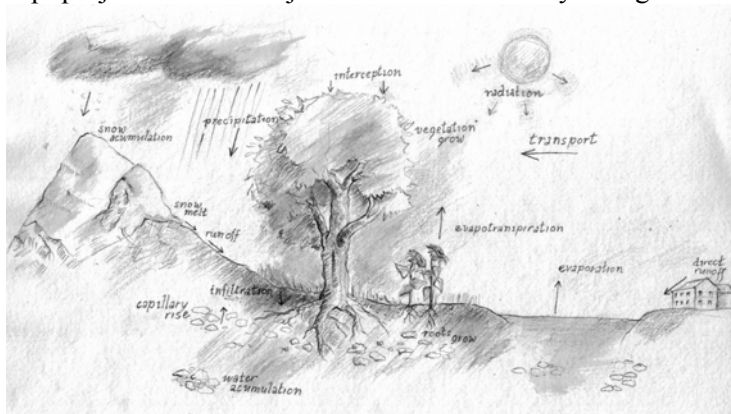
## Abstrakt

Využití dat dálkového průzkumu Země (DPZ) a modelu HYDRUS-1D pro monitorování a předpověď povrchového odtoku vody bylo řešeno v rámci projektu FLOREO programu PECS ESA. Vývoj systému spojujícího data DPZ s in-situ daty meteorologických stanic je zaměřen na podporu stávajících monitorovacích činností, zejména tání sněhu a povrchového odtoku vody. Předkládaný článek je věnován pouze druhé části projektu soustředící se na aplikaci modelu HYDRUS-1D pro simulaci vodního režimu v půdě České republiky a následně modifikaci CN křivek pro výpočet povrchového odtoku a předpovědi kritické hodnoty vodní srážky, která povrchový odtok způsobí.

**Klíčová slova:** dálkový průzkum Země, povrchový odtok, povodně, FLOREO.

## Úvod

Současné předpovědní a monitorovací systémy povodňových jevů jsou většinou založeny na meteorologických měřeních ze stanic a bodových měřeních průtoku vody v tocích. Tyto systémy však vykazují jistou míru neurčitosti, způsobenou předpovědí množství srážek a nedostatečností vstupních dat využívaných v modelech. V systému FLOREO proto vstupují do numerických modelů vedle denních meteorologických měření také data DPZ přinášející podrobnou prostorovou informaci z celého našeho území. Celkový koncept projektu FLOREO je založen na detailní hydrologické vodní bilanci (obr. 1).



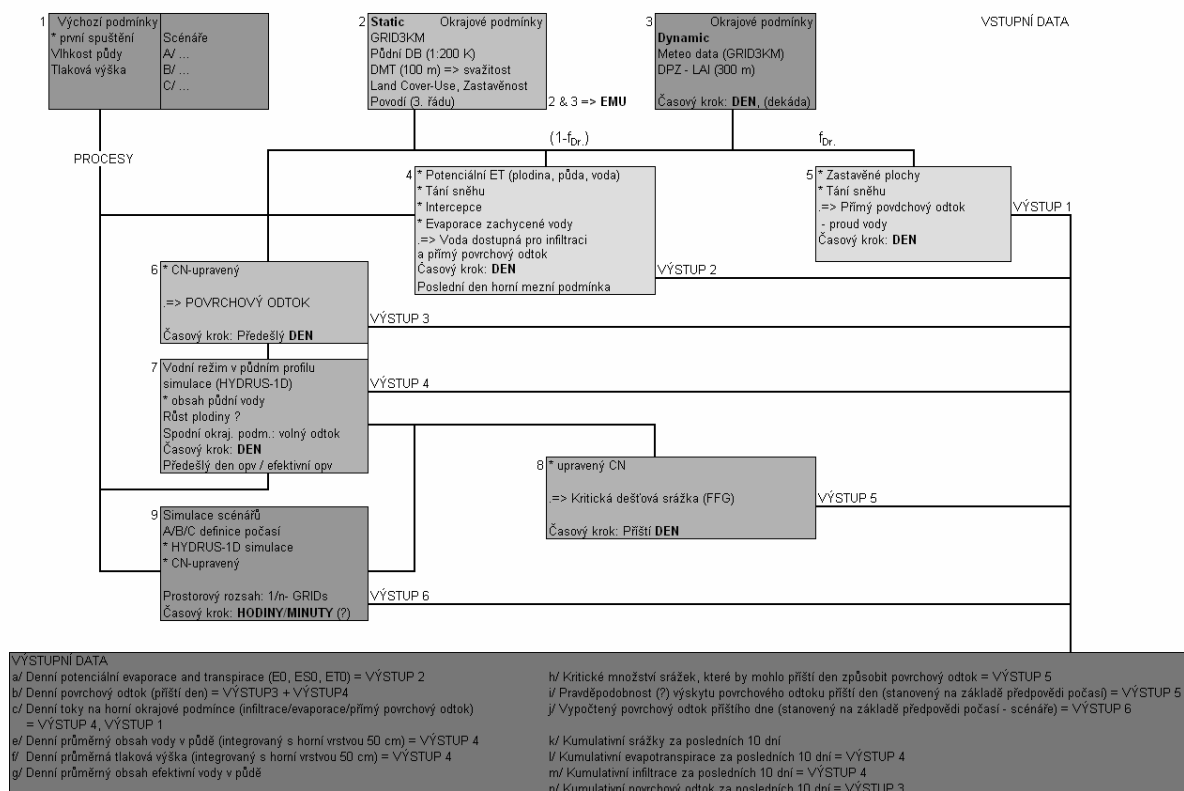
Obr. 1: Koncept koloběhu vody v projektu FLOREO.

Sněhový monitoring je implementován jako hybridní model založený na scénách Terra MODIS, Envisat ASAR a in-situ datech (Brodský a kol., 2010). Tání sněhové pokrývky je počítáno na základě *degree-day* faktoru dle WMO (1986). Intercepce dešťových srážek na vegetaci je modelována na základě krajinného pokryvu a indexu listové plochy (LAI), který je odvozen z dat Terra MODIS (Brodský a kol., 2010). Potencionální evapotranspirace je vypočítávána s využitím klimatických a vegetačních dat (Allen a kol., 1998). Odhad povrchového odtoku vody vychází ze známé metody CN křivek (USDA-SCS, 1972; Arnold a kol., 1990), které jsou modifikovány pomocí několika proměnných. Jednou

z nich je i půdní vlhkost v půdním profilu. Pro simulaci půdní vlhkosti je použit numerický model HYDRUS-1D, který byl pro účely tohoto projektu značně zjednodušen. V návaznosti na povrchový odtok je stanovována také hodnota kritické srážky pro následující den.

## Materiál a metody

Celkový koncept monitorování povrchového odtoku vody se skládá z řady dílčích procesů (obr. 2). Základ tvoří vstupní data. Statická prostorová vstupní data pro modely představují: mapa krajinného pokryvu, digitální model terénu, mapa hustoty zastavenosti a nepropustnosti, fyzikální vlastnosti půdy atd. Kromě toho jsou použita také dynamická vstupní data jako jsou prostorové interpolace in-situ dat, vlastnosti zemského povrchu stanovené z dat DPZ nebo vývoj vegetace v zemědělské krajině. Družicová dat Envisat ASAR a Terra MODIS jsou využívána k monitorování změn krajiny, především z pohledu stavu a vývoje vegetace.



Obr. 2: Celkový koncept výpočtu povrchového odtoku a určení kritické srážky.

Povrchový odtok vody je každý den vypočítáván pomocí metody SCS CN křivek (USDA-SCS, 1972; Arnold a kol., 1990). Obecně platí, že povrchový odtok (pravděpodobnost výskytu povrchového odtoku a jeho velikost) se zvyšuje s rostoucí hodnotou CN. Hodnota CN závisí na typu tzv. „land use“, hydrologické půdní skupině a způsobu obhospodařování zemědělských pozemků. Hodnoty CN souvisí také se svažitostí. Se zvyšujícím se sklonem se zvyšuje jejich hodnota. Hodnoty CN mohou být rovněž upraveny v závislosti na aktuální půdní vlhkosti v půdním profilu. S rostoucí půdní vlhkostí roste hodnota CN. Variabilita modifikovaných hodnot CN roste s klesající průměrnou (referenční) hodnotou CN (která je charakterizována pro danou lokalitu). Hodnoty CN jsou v naší aplikaci modifikovány podobně jako v modelu SWIM (Kryšarova a kol., 2000).

Modifikace CN křivek dle vegetačního pokryvu vychází v projektu FLOREO z dat DPZ. Základ tvoří mapa krajinného pokryvu CORINE Land Cover z roku 2006 a dynamika vývoje vegetačního pokryvu. CORINE Land Cover vytvořená interpretací družicových snímků SPOT 4 a IRS-P6 poskytuje pro výpočet povrchového odtoku vody základní prostorovou informaci o Land Cover/Land Use na území

České republiky. V projektu FLOREO je využíváno třetí úrovně této databáze (28 tříd na území ČR) odpovídající svým rozlišením mapě v měřítku 1: 100 000. Dynamika vegetačního pokryvu je 14ti denní produkt mapující změny vegetace v zemědělské krajině. Jelikož je vegetace, tedy její výška a listová plocha, nejdynamičtější se měnící složka krajiny je vhodné k jejímu monitorování využít družicové snímkování multispektrálním skenerem s vysokým temporálním rozlišením. Tento produkt je v rámci projektu založen na družicových scénách Envisat MERIS (prostorové rozlišení 300 m, časové rozlišení 1 den) a Terra MODIS (prostorové rozlišení 250 m, časové rozlišení 1 den). Princip vychází ze sledování změn NDVI (Normalizovaný diferenční vegetační index) stanoveného ze scén Terra MODIS. Vývoj je sledován u orné půdy, luk a pastvin a lesních ploch.

Dalším podkladem ovlivňujícím výpočet povrchového odtoku vody je stupeň nepropustnosti území neboli FTS Soil Sealing z roku 2006 (2009). Jinak také hustota zastavěnosti či zábor půdy přináší informaci určující přímý povrchový odtok srážek v bilančním modelu povrchového odtoku. Tato vrstva vytvořená ze scén IRS-P6 a SPOT 4, 5 v rozlišení 20 m, která vymezuje zastavěná území, ale také určuje míru nepropustnosti (rozsah hodnot 1 – 100) je unikátní evropský produkt vhodný pro řadu nejen hydrologických úloh. V projektu FLOREO slouží k odhadu přímého povrchového odtoku v zástavbě. Ukázka je uvedena v obr. 3.



Obr. 3: Stupeň nepropustnosti území 2006.

Pro odhad intercepce dešťových srážek na listech vegetace je významným parametrem vstupujícím do hydrologických modelů index listové plochy (LAI). LAI vyjadřuje velikost listové plochy vegetace normalizovanou jednotkou povrchu půdy [ $m^2/m^2$ ]. V projektu FLOREO je využíván 8 denní produkt získávaný ze scén Terra MODIS v rozlišení 1 km.

Vlhkost půdy je v řadě projektů získávána přímo z dat DPZ. Příkladem může být produkt ASCAT Level 2, poskytovaný společností EUMETSAT. Data jsou pořizována přístrojem ASCAT (Advanced Scatterometer) družice MetOp (od roku 2006). Vlhkost půdy udává nasycení nejvyšší vrstvy půdy (< 5 cm) a je vyjádřena v procentech v rozsahu od 0 (suchý) do 100 (mokrý). Nízké časové (2x týdně) a prostorové (25 a 50 km) rozlišení tohoto produktu však není pro monitorování území České republiky dostačující.

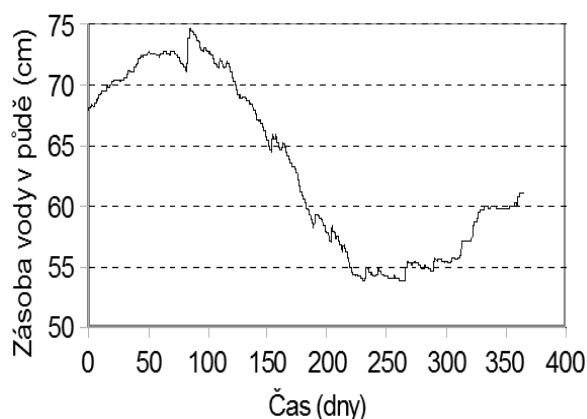
Pro výpočet denního režimu vody v půdním profilu je proto použit jednorozměrný numerický model HYDRUS-1D (Šimůnek a kol., 2008a, b), který pouze simuluje tok vody v půdě. Vstupy do modelu jsou potenciální infiltrace (tání sněhu, denní srážky minus povrchový odtok vypočtený pomocí CN z předchozího dne) a potenciální evapotranspirace (vypočtené na základě klimatických a vegetačních dat – pokryv a LAI) (Allen a kol., 1998). Půdní vlhkost vypočtená na konci dne je pak využita pro úpravu hodnot CN pro příští den. Model také simuluje doplňkový povrchový odtok, který je přičten k povrchovému odtoku vyčíslenému pomocí CN křivek.

Pro účely simulačních výpočtů vodního režimu v půdách ČR byla modifikována databáze PUGIS. Upravená databáze v prostorovém rozlišení cca 1: 250 000 obsahuje všechny potřebné půdní vlastnosti

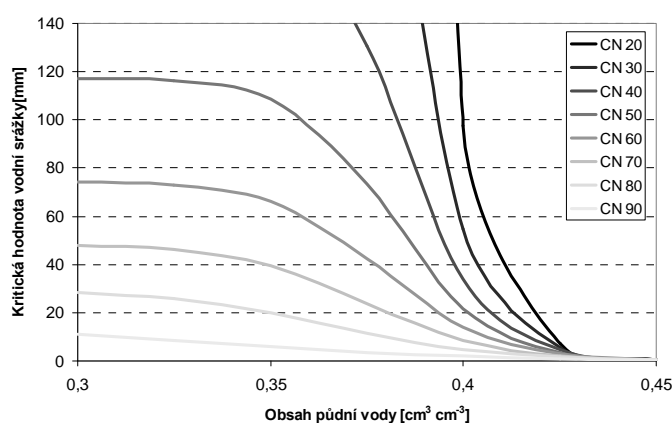
v profilu do 2 m pro detailní modelování režimu vody v půdě. Půdní profily byly rozděleny na dva horizonty. Byla vymezena hloubka povrchového horizontu. Hydraulické vlastnosti povrchového a podpovrchového horizontu byly zadány na základě definovaného půdního druhu (tj. zrnitostního složení). Parametry hydraulických funkcí byly převzaty z práce Wösten a kol. (1999).

Okrajové a počáteční podmínky jsou definovány následujícím způsobem. Interakce půdy a atmosféry je dána vyhodnocenou potenciální infiltrací a evapotranspirací. Hloubka a hustota kořenů v půdě závisí na vegetačním pokryvu. Je buď zadána jako konstantní hodnota nebo je s denním krokem počítána. Na spodním okraji půdního profilu je zadána volná drenáž. Rozdělení počátečních hodnot tlakových výšek v půdním profilu jsou rovny konečným hodnotám rozdělení tlakových výšek z předcházejícího dne.

Obr. 4 uvádí příklad simulovaného vývoje zásoby vody v půdním profilu pro vybranou půdu, hnědozem modální. Je zřejmé, že obsah půdní vody je relativně vysoký během zimního a jarního období. Odpovídající upravené hodnoty CN jsou tedy vysoké a povrchový odtok se může během tohoto období objevit častěji než během léta a jara (když je zásoba vody nízká a tudíž jsou vypočteny i nižší hodnoty CN) (Brodský a kol., 2010).



Obr. 4: Příklad výsledku simulace z HYDRUS-1D pro hnědozem modální.



Obr. 5: Závislost kritické vodní srážky na půdní vlhkosti pro vybrané referenční CN křivky.

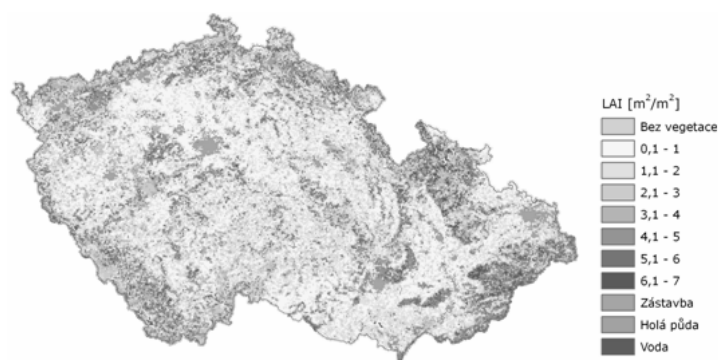
Vypočtený povrchový odtok vody pro daný den dále slouží ke stanovení hodnoty kritické srážky pro den následující. Tento přístup předpokládá, že povrchový odtok vody je zahájen, když dešťová srážka překročí modifikovaný (pro aktuální obsah vody v půdě) retenční koeficient násobený 0.2 (což je kritická dešťová srážka). Závislost kritické vodní srážky na půdní vlhkosti pro vybrané referenční CN křivky přináší obr. 5.

Všechny dílčí podklady umožňují simulaci povrchového odtoku dle stanovených scénářů, tj. na základě zadané hodnoty vodní srážky je možné na úrovni povodí I. až III. řádu předpovědět potenciální povrchový odtok pro následující den.

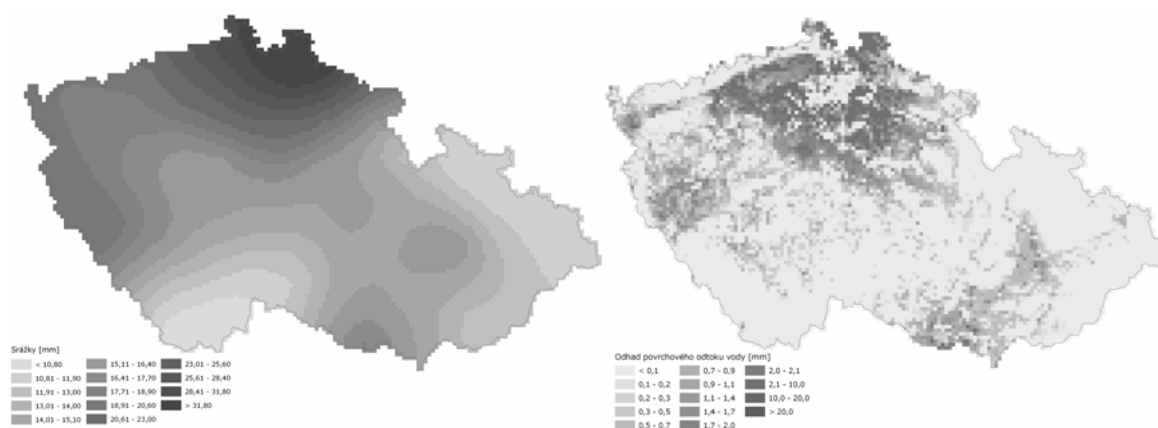
Potenciální povrchový odtok pro příští den je počítán pro následující tři srážkové scénáře: Scénář A – Množství srážek pro příští den bude rovno minimální kritické srážce získané během hodnocení území České republiky. V tomto případě doplňkový povrchový odtok je počítán pouze prostřednictvím modelu HYDRUS-1D. Scénář B – Množství srážek pro příští den bude rovno hodnotě mezi maximální a minimální kritickou srážkou stanovenou na základě hodnocení našeho území. Povrchový odtok je počítán s využitím metody CN-křivek a doplňkový povrchový odtok je simulován modelem HYDRUS-1D. Scénář C – Množství srážek pro příští den bude rovno hodnotě maximální kritické srážky dosažené na území České republiky. Také v tomto případě je povrchový odtok počítán s využitím metody CN-křivek a doplňkový povrchový odtok je simulován modelem HYDRUS-1D.

## Výsledky a diskuse

Výstupy komplexního monitorování stavu krajiny a koloběhu vody (obr. 1) za pomoci simulace modelu HYDRUS-1D, vypočteného povrchového odtoku a stanovené kritické hodnoty srážek, jsou vizualizovány na mapovém serveru projektu FLOREO ([mapserver.floreo.cz](http://mapserver.floreo.cz)). V některých případech, jsou však tyto produkty přístupné pouze autorizovaným uživatelům. Následující obrázky 6 a 7 uvádí několik příkladů vstupních a výstupních dat.



Obr. 6: Index listové plochy (LAI) z 21. 8. 2010.



Obr. 7: Množství srážek – 6. 8. 2010 (vlevo) a Odhad povrchového odtoku – 6. 8. 2010 (vpravo).

Monitorování povrchového odtoku vody s využitím dat dálkového průzkumu Země přináší detailnější pohled na rozsáhlá zájmová území. Hlavní výhodou jejich využití je rychlost a komplexnost sběru dat z velkých území, stejně jako jejich aktuálnost, přesnost a objektivnost. Dálkový průzkum Země umož-



ňuje získat informace o stavu krajiny a jejích změnách prakticky každý den v různém prostorovém rozlišení. V projektu FLOREO jsou k monitorování povrchového odtoku vody využívána optická dat středních měřítek s denní periodou snímání. Limitujícím faktorem využití optických dat je však výskyt oblačnosti. Oblačnost zakrývající zájmové území znemožňuje plnohodnotné využití pořízených scén. V oblasti monitorování povrchového odtoku vody projektu FLOREO je tento negativní vliv do jisté míry eliminován využitím vícedenních produktů, čímž se zvyšuje pravděpodobnost pořízení bezoblačné scény.

## **Závěr**

Do systému FLOREO, který je vytvářen pro podporu stávajících hydrologických monitoringů a jako nový systém včasného varování před možností vzniku povodně, byl implementován model HYDRUS-1D. Model byl značně zjednodušen a modifikován tak, aby simuloval jen vodní režim v půdě. Vstupy a výstupy byly upraveny tak, aby umožnily relativně snadné generování vstupních souborů do modelu HYDRUS-1D, interpretaci a využití jeho výsledků ve FLOREO systému. Denní vodní režim simulovaný pomocí HYDRUS-1D je prezentován na mapovém serveru projektu FLOREO ([www.floreo.cz](http://www.floreo.cz)). Simulovaný obsah vody v půdním profilu je používán pro modifikaci hodnot CN-křivek, které jsou aplikovány pro předpověď potenciálního povrchového odtoku. Modifikace CN křivek zvýšila věrohodnost předpovědi povrchového odtoku.

## **Poděkování**

Studie byla provedena v rámci projektu ESA PECS FLOREO, Demonstration of ESA Environments in support to FLOOD Risk Earth Observation monitoring a ESA Category-1 (ref. 4358) – MERIS projects frameworks.

## **Literatura**

- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D. and Smith, M. (1998): Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage paper, 56. FAO, Rome.
- Arnold, J. G., Williams, J. R., Nicks, A. D., Sammons, N. B. (1990): SWRRB – A Basin Scale Simulation Model for Soil and Water Management. Texas A&M University Press College Station, pp. 255.
- Brodský, L., Kodešová, R., Spazierová, K. (2010): Synergy of earth observation and in-situ monitoring data for flood hazard early warning system. The 2010 European Space Agency Living Planet Symposium. Bergen, Norway, 28 June – 2 July 2010.
- Brodský, L., Kodešová, R., Spazierová, K. (2010): Synergie dat dálkového průzkumu Země a in-situ dat pro systém monitoringu a předpovědi vzniku povodňového jevu. Hydrologické dny 2010, Voda v měnícím se prostředí, Hradec Králové, 25.–27.10.2010.
- Kryšarova V., Wechsung F., Arnold J., Srinivasan R., Williams J. (2000): SWIM (Soil and Water Integrated Model). User Manual. Version SWIM-8. Potsdam Institute for Climate Impact Research, Potsdam, Germany.
- Šimůnek J., Šejna M., Saito H., Sakai M., van Genuchten M. Th. (2008a): The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated Media, Version 4.0, HYDRUS Software Series 3, Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California, USA, pp. 315.
- Šimůnek J., van Genuchten M. Th. (2008b). Modeling nonequilibrium flow and transport with HYDRUS. Vadose Zone Journal, 7 (2): 782–797.
- U.S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service (1972): National Engineering Handbook Hydrology Section 4, Chapter 4–10.
- WMO (1986): Intercomparison of Models of Snowmelt. Operational Hydrology Report No. 23, WMO No. 646.
- Wösten, J.H.M., Lilly, A., Nemes A., le Bas, C. (1999): Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. Geoderma, 90: 169–185.

# Stanovenie a hodnotenie podzemného odtoku vo vybraných povodiach Slovenska so zameraním na extrém sucha

Dagmar Stojkovová, Andrej Machlica

Katedra hydrogeológie, Prírodovedecká fakulta UK v Bratislave, Mlynská dolina 842 15 Bratislava, Slovenská republika

## Abstract

The main issue of the paper is to evaluate the possibility of using the local minimum method for base flow estimation for Slovak catchments. This method is widely used in UK and it is not used in Slovakia so far. The method does not demand too much data, only the daily discharges are required. It is possible to set the calibration parameters according to the specific conditions of observed area. The simple utilization of the method is suitable for quick estimation of the base flow values. Drought in groundwater was estimated using the threshold level applied in the Sequent Peak Algorithm (SPA) method. Time series of the base flow values were used in SPA method. Three different thresholds  $Q_{97}$ ,  $Q_{90}$  and  $Q_{80}$  were used for comparison. It is very important to choose a suitable threshold level because of differences in drought occurrence. Suitable set of parameters in combination with appropriate threshold level is a good way how to compare quickly and simply drought occurrence in observed time series.

**Key words:** base flow, local minimum method, drought, SPA method.

## Úvod

Podzemný odtok ako jedna zo zložiek odtoku sa významnou mierou podieľa na tvorbe zásob podzemných vôd. Keďže voda je jedným zo základných prvkov života a jej množstvo a kvalita priamo ovplyvňujú našu spoločnosť, je potrebné čo najlepšie poznať procesy tvorby a vývoja množstiev podzemných vôd nielen ako zložky potrebnej pre život, ale aj ako cennej suroviny, ktorá je predmetom hospodárskeho využívania. Na stanovenie podzemného odtoku sa v súčasnosti používa niekoľko metód. Od jednoduchých metód separácie hydrogramu, cez rôzne rekurzívne digitálne filtre až po stanovenie podzemného odtoku s použitím rôznych modelov. Jedným z prvých, ktorý sa venoval problematike stanovenia podzemného odtoku bol Makarenko (1948), ktorého metóda spočívala vo využití koeficientov dynamickosti pri vyčleňovaní podzemného odtoku z celkového odtoku. O niečo neskôr prišiel Foster (1949) so svojou separačnou metódou založenou na predpoklade premenlivého základného odtoku. Nasledovali Wundt (Wundt, 1958 in Grahmann, 1958), Kille (1970), Castany (1970) a mnohí ďalší. Od druhej polovice 20. storočia sa problematike podzemného odtoku venuje pozornosť už aj na území bývalého Československa. Svedčia o tom najmä práce Klinera a Kňežka (1974), Kullmana a Petráša (1979) a ďalších. V posledných 20-tich rokoch sa venovali tejto problematike Mihálik a Kajan (1990), Pekárová a Pekár (1996), Fendeková a Fendek (1999) a ďalší. Problematike stanovenia podzemného odtoku rôznymi metódami sa venovali vo svojich dizertačných prácach aj Stojkovová (2009) a Machlica (2010). V predkladanom príspevku je použitá metóda lokálneho minima, ktorá vychádza z výskumov Ústavu hydrologie vo Veľkej Británii (Institute of Hydrology, 1980). Táto metóda bola vybraná z dôvodu otestovania jej funkčnosti v prostredí Slovenska vo vybraných povodiach. Následne bol skúmaný výskyt suchých období v už stanovenom podzemnom odtoku. Suché obdobia boli stanovené na základe metódy využívajúcej hraničnú úroveň, konkrétne metódou Sequent Peak Algorithm (SPA).

## Hodnotené územie

V príspevku boli spracované dáta zo štyroch povodí s rôznou geografickou polohou, geologickou stavbou a taktiež klimatickými pomermi. Skúmanými povodiami sú povodie Nitry po profil

v Nedožeroch (plocha povodia 181,57 km<sup>2</sup>), povodie Tople po profil Hanušovce nad Topľou (plocha povodia 1050,05 km<sup>2</sup>), povodie Ondavy po profil Svidník (plocha povodia 167,5 km<sup>2</sup>) a povodie Torysy po profil Prešov (plocha povodia 673,89 km<sup>2</sup>).

Hodnotené územie povodia Nitry nemá rovnakú litologickú stavbu. Je tvorené menšími podpovodiami rieky Nitra, pričom najväčší význam majú povodia tokov Chvojnica a Tužiná. Pramenná oblasť Tužinej leží v úzkom páse mezozoických vápencovo-dolomitickými hornín, ktoré smerom do stredu územia nahrádzajú granitoidné horniny a migmatity. Povodie Chvojnice je tvorené prevažne premenenými horninami, predovšetkým migmatitmi, pričom malá časť územia zasahuje aj do vyššie spomínaného pásu mezozoických hornín. Severovýchodná časť tohto územia je tvorená prevažne mezozoickými vrstevnatými slienitými vápencami a guttensteinskými vápencami a wettersteinskými dolomitmi. Vstup do Hornonitrianskej kotliny je tvorený prevažne kvartérnymi náplavovými kužeľmi, piesčitými a štrkovými naplaveninami (Franko et al., 1997).

Územia povodí Tople a Ondavy sú budované prevažne paleogénnymi flyšovými súvrstviami vonkajšieho flyšového pásma Západných Karpát. V južnej časti povodia toku Tople vystupujú i súvrstvia vnútrokarpatského paleogénu a horniny patriace k bradlovému pásmu. Možno však povedať, že územie je v prevažnej miere charakteristické flyšovým vývojom, typickým striedaním vrstiev ílovitých bridlíc a pieskovcov. Posledným skúmaným územím je povodie Torysy, ktoré takmer celé tvoria paleogénne sedimenty, podobne ako v prípade Tople a Ondavy. Výnimku tvorí oblasť Slavkovského potoka (najvýznamnejšieho pravostranného prítoku Torysy), v ktorom sa vyskytujú triasové sivé, lavičovité a masívne dolomity (Gross et al., 1999).

## **Materiál a metódy**

Na výpočet podzemného odtoku boli použité hodnoty prietokov povrchových tokov poskytnuté Slovenským hydrometeorologickým ústavom (SHMÚ) za obdobie hydrologických rokov 1982 – 2007. Pri výpočte odtoku v hodnotenej časti povodí toku Nitra po profil Nedožery, Torysa po profil Prešov, Topľa po profil Hanušovce nad Topľou a Ondava po profil Svidník bolo hodnotené obdobie 1982 – 2007.

Na stanovenie veľkosti podzemného odtoku bola použitá *metóda lokálneho minima*, ktorá je zahrnutá v programe BFI 2+ (Gregor, 2008). Táto metóda vychádza z priemerných denných prietokov a v tejto práci bola pre výpočet podzemného odtoku v každom profile použitá pri zadaní 5 a 30-dňového kroku pre výpočet lokálneho minima. Okrem počtu dní (N) sa pri tejto metóde zadáva aj testovací faktor (f), ktorého odporúčaná hodnota je 0,9, no jeho hodnota sa môže meniť a pohybovať v intervale od 0 do 1.

Ústav hydrológie vo Veľkej Británii (Institute of Hydrology, 1980) v roku 1980 navrhol súbor postupov, v ktorom hydrologický rok je rozdelený do 5-dňových časových intervalov. V každej 5-dňovej perióde je určený minimálny prietok. Hodnota minimálneho prietoku je prenasobená testovacím faktorom, najčastejšie hodnotou 0,9. Prenásobené minima sú následne porovnané so susednými minimami na určenie „turning points“ *bodov zvratu* v hydrograme základného odtoku. Ak prenasobené hodnoty sú menšie alebo rovné susedným hodnotám, budú následne spojené medzi sebou priamou líniou, ktorá predstavuje vyčlenený podzemný odtok. Z tejto čiary je možné stanoviť pre každý deň hodnotu základného odtoku, a to lineárnou interpoláciou medzi už spomínanými vyznačenými bodmi zvratu. Tieto postupy sú vhodné pre neovplyvnené toky, a preto často nemôžu byť aplikované na veľké povodia.

V každom povodí bola metóda vyskúšaná aj pri zadaní inej ako odporúčanej hodnoty f. Ako ďalšia hodnota f bola použitá f = 0,5 v 30-dňovom kroku. Pri kalibrácii jednotlivých rokov, ktorú program umožňoval, boli vybrané také hodnoty f, ktoré výraznejšie vplývali na sklon hydrogramu, a to pri príslušnom počte dní.

Na stanovenie sucha bola použitá *metóda Sequent Peak Algorithm* (SPA), ktorá je ekvivalentom súčtovej čiary. V práci bola metóda SPA použitá v podobe Algoritmu SPA, naprogramovaného Gregorom (2009). Algoritmus má podobu:

$$wt - 1 + Q_0 - Q_t \text{ ak } wt - 1 + Q_0 - Q_t > 0$$

$$0 \text{ ak } wt - 1 + Q_0 - Q_t \leq 0$$

$wt$  – nutná zásoba,  $Q_0$  – prietok na hraničnej úrovni,  $Q_t$  – denná hodnota prietoku v časovom rade.

Algoritmus SPA derivuje z časových radov maximálny deficitný objem počas suchej periódy, vo vzťahu k maximálnemu množstvu vody, ktoré by bolo potrebné k zachovaniu konštantného odtoku na hraničnej úrovni  $Q_0$  (Gregor, 2009).

V práci boli použité tri hraničné úrovne  $Q_{97}$ ,  $Q_{90}$  a  $Q_{80}$ . Použitím rôznych hraničných úrovní bolo možné porovnať vplyv hraničnej úrovne na veľkosť podzemného odtoku v suchých obdobiach. Ako prvá bola zvolená hraničná úroveň  $Q_{97}$ , pomocou ktorej bolo možné identifikovať len tie najvýraznejšie suchá v časovom rade. Následne bola táto hranica znížená na úroveň  $Q_{90}$ , pričom cieľom bolo nájsť v časovej rade aj obdobia sucha s menšou intenzitou. V zahraničnej literatúre sa veľmi často používa ako hraničná úroveň  $Q_{80}$ . Pre komplexné zhodnotenie výskytu a intenzity sucha bola táto hranica taktiež zahrnutá do porovnania. Pri štatistickom spracovaní charakteristík deficitných períod sa hodnotila početnosť výskytu suchých períod rozdelená do intervalov 10 – 50 dní, 50 – 100 dní a viac ako 100 dní. Ďalej bola hodnotená dĺžka deficitného obdobia  $\sum N$  a priemerná dĺžka trvania suchého obdobia pre daný časový rad hodnôt  $\Delta N$ .

Aby bolo možné porovnať výsledky získané pre povodia s rôznou veľkosťou, bol podzemný odtok prepočítaný na hodnoty merného podzemného odtoku. Jeho hodnota bola vypočítaná predelením hodnoty priemerného podzemného odtoku plochou príslušného povodia.

## Výsledky a diskusia

Metóda lokálneho minima, ktorá je v 5-dňovom kroku používaná vo Veľkej Británii, sa ukázala byť pre povodia Slovenska nevyhovujúca vzhľadom na vysoké hodnoty merného podzemného odtoku (tab. 1). Najvhodnejším časovým krokom sa v tejto metóde ukázal byť 30-dňový časový krok (tab. 2), a to aj pri najvhodnejšie stanovenej hodnote testovacieho faktora. Vo všetkých prípadoch sa osvedčil testovací faktor 0,9 no pri 30-dňovom kroku v povodí Torysa a Ondavy vychádzali lepšie výsledky vzhľadom na sklon hydrogramu pri testovacom faktore 0,5.

V hodnotenom období 1982 – 2007 sa merný podzemný odtok stanovený metódou lokálneho minima v 5-dňovom kroku pohyboval od  $3,26 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$  (Ondava, profil Svidník) –  $3,30 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$  (Torysa, profil Prešov) –  $3,82 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$  (Topľa, profil Hanušovce nad Topľou) po  $6,37 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$  (Nitra, profil Nedožery). Merný podzemný odtok sa v 30-dňovom kroku pohyboval od  $2,11 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$  (Ondava, profil Svidník) –  $2,27 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$  (Topľa, profil Hanušovce nad Topľou) –  $2,39 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$  (Torysa, profil Prešov) po  $3,62 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$  (Nitra, profil Nedožery).

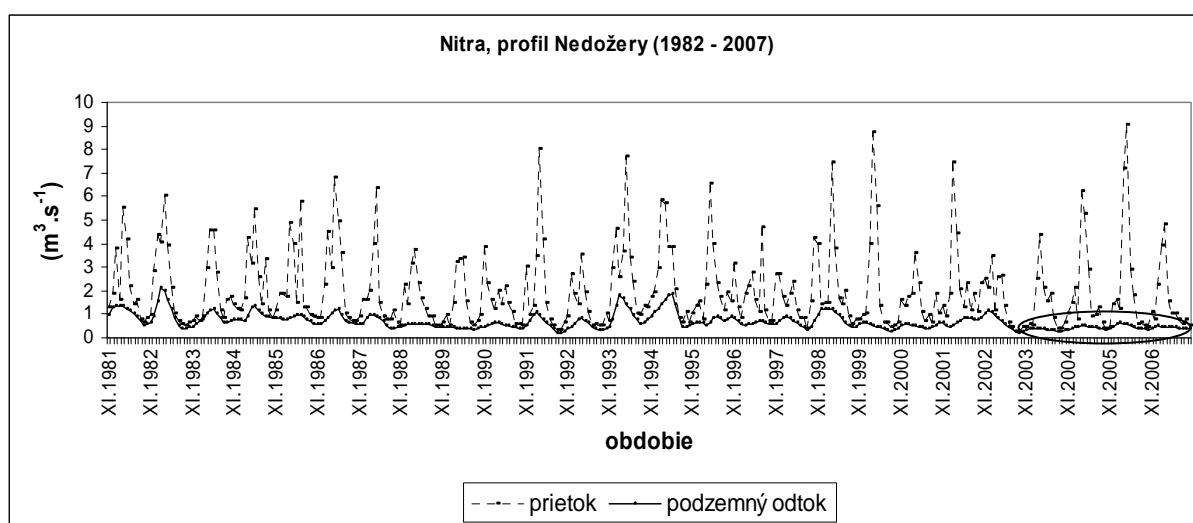
Tabuľka 1: Vyhodnotenie podzemného odtoku metódou lokálneho minima v 5-dňovom kroku vo vybraných povodiach.

		Metóda lokálneho minima v 5-dňovom kroku							
		podzemný odtok ( $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ )				merný podzemný odtok ( $\text{l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ )			
Obdobie	povodie	Nitra	Torysa	Topľa	Ondava	Nitra	Torysa	Topľa	Ondava
	1982–1991	1,18	2,16	4,24	0,52	6,50	3,21	4,04	3,11
	1992–2001	1,23	2,18	3,93	0,58	6,77	3,24	3,74	3,46
	2002–2007	1,06	2,33	3,87	0,54	5,84	3,46	3,69	3,22
	1982–2007	1,16	2,22	4,01	0,55	6,37	3,30	3,82	3,26

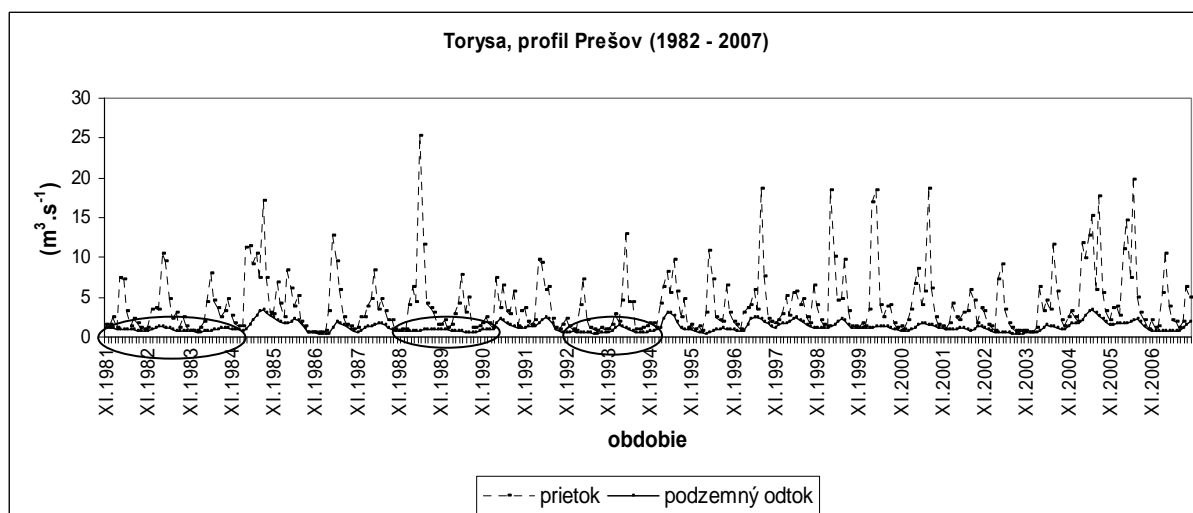
Tabuľka 2: Vyhodnotenie podzemného odtoku metódou lokálneho minima v 30-dňovom kroku v vybraných povodiach.

		Metóda lokálneho minima v 30-dňovom kroku							
		podzemný odtok ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ )				merný podzemný odtok ( $\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ )			
Obdobie	povodie	Nitra	Torysa	Topľa	Ondava	Nitra	Torysa	Topľa	Ondava
	1982–1991	0,76	1,65	2,68	0,35	4,19	2,44	2,55	2,09
	1992–2001	0,71	1,58	2,36	0,36	3,91	2,34	2,25	2,15
	2002–2007	0,50	1,61	2,11	0,35	2,75	2,39	2,01	2,09
	1982–2007	0,66	1,61	2,38	0,35	3,62	2,39	2,27	2,11

Ako vidieť na obr. 1, dlhodobejšie zníženie podzemného odtoku v povodí Nitry bolo v období 2004 – 2007 ( $0,41 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), v povodí Torysy (obr. 2) v období 1982 až do začiatku 1985 ( $0,93 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), 1989 – 1991 ( $0,98 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) a 1993 až do začiatku 1995 ( $0,74 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ).

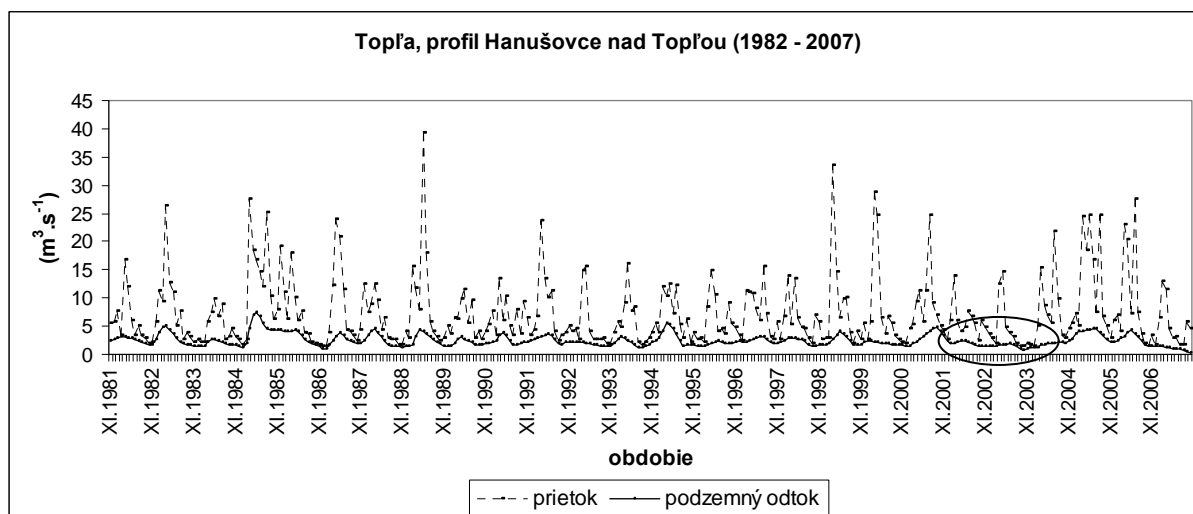


Obr. 1: Priebeh vývoja priemerných mesačných hodnôt prietoku a podzemného odtoku v povodí Nitry (profil Nedožery).

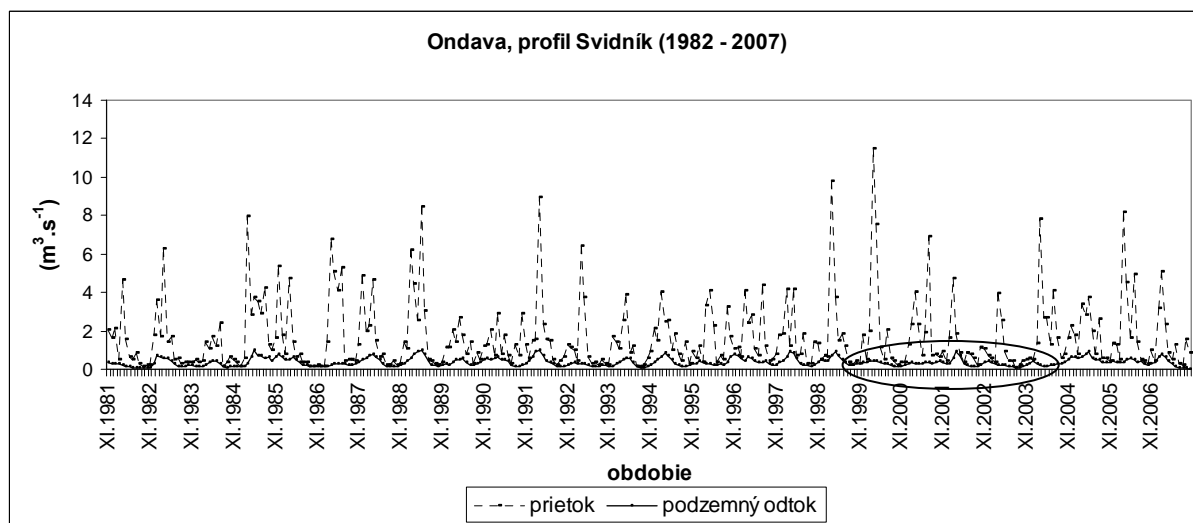


Obr. 2: Priebeh vývoja priemerných mesačných hodnôt prietoku a podzemného odtoku v povodí Torysy (profil Prešov).

V povodí Topľa (obr. 3) bolo dlhodobejšie zníženie v 2002 – 2004 ( $2,04 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) a v povodí Ondavy (obr. 4) v období 2000 – 2004 ( $0,29 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Tieto zníženia podzemného odtoku mohli byť pravdepodobne ovplyvnené výskytom sucha v rokoch 1991, 1994 a 2004.



Obr. 3: Priebeh vývoja priemerných mesačných hodnôt prietoku a podzemného odtoku v povodí Topľa (profil Hanušovce nad Topľou).



Obr. 4: Priebeh vývoja priemerných mesačných hodnôt prietoku a podzemného odtoku v povodí Ondavy (profil Svidník).

Pri hodnotení sucha v podzemnej vode bol potvrdený predpoklad nárastu počtu suchých období so znížením hraničnej úrovne z  $Q_{97}$  na  $Q_{80}$ . Použitím rozdelenia suchých období do zvolených intervalov sa ukázal aj výrazný nárast výskytu suchých období s dĺžkou trvania viac ako 100 dní (tab.3) V kombinácii s hraničnou úrovňou  $Q_{80}$  došlo k niekoľkonásobnému zvýšeniu identifikovaného sucha proti stredne dlho trvajúcejmu suchu pri tej istej úrovni.

Pri hraničnej úrovni  $Q_{97}$  boli vo všetkých štyroch povodiach identifikované najviac po dve suché obdobia, či už pri intervale 10 – 50 dní alebo pri intervale viac ako 100 dní. Z pohľadu najdlhšie trvajúceho sucha teda viac ako 100 dní boli zhodne vo všetkých povodiach identifikované práve dve výrazne suché periód. V roku 2003 bolo v podzemnom odtoku v troch povodiach (Nitra, Topľa a Torysa)

identifikované to isté suché obdobie avšak s rôznym počtom suchých dní, pričom na Nitre trvalo toto sucho 173 dní, na Tople 161 dní a na Toryse 130 dní. Takisto zhodné suché obdobie avšak s rôznou dĺžkou trvania bolo zistené na Tople a Ondave, keď na Tople trvalo sucho 165 dní, na Ondave len 101 dní. V povodí Nitry išlo o obdobia 31.7.1992 – 26.12.1992 (149 dní) a 7.8.2003 – 26.1.2004 (173 dní).

Pri hraničnej úrovni  $Q_{90}$ , bol identifikovaný v povodiach rôznyi počet suchých periód od 1 až po 6. Pri hraničnej úrovni  $Q_{80}$  došlo k niekoľkonásobnému zvýšeniu počtu suchých periód z pohľadu krátkodobého (interval 10 – 50 dní) a dlhodobého (>100 dní) trvajúceho sucha. V povodí Nitry došlo len k dvojnásobnému zvýšeniu počtu výskytov sucha, v povodí Tople k 5,5-násobnému zvýšeniu a v povodí Torysy bolo identifikovaných až 7 krát viac dlhotrvajúcich suchých periód ako krátkodobých trvajúcich.

Tabuľka 3: Porovnanie výskytu suchých období pre skúmané povodia rozdelené do intervalov.

Trvanie sucha		10 – 50 dní				50 – 100 dní				>100 dní			
Povodie		N.	Top.	Tor.	O.	N.	Top.	Tor.	O.	N.	Top.	Tor.	O.
Podzemný odtok	$Q_{97}$	2	1	1	0	1	0	1	2	2	2	2	2
	$Q_{90}$	1	4	1	4	3	4	1	4	4	5	5	6
	$Q_{80}$	3	2	1	3	3	3	4	7	6	11	7	10

Vysvetlivky: N. – Nitra, Top. – Topľa, Tor. – Torysa, O. – Ondava,  $Q_{97}$ ,  $Q_{90}$  a  $Q_{80}$  – hraničné úrovne metódy SPA.

Až pri celkovom zhodnotení suchých období sa ukázal jednoznačný nárast počtu sucha (P) so znížením hraničnej úrovne z  $Q_{97}$  na  $Q_{80}$  (tab.4). Pri čiastkových suchách s rôznou dĺžkou trvania tomu tak nebolo vždy. Napríklad na Nitre pri  $Q_{97}$  boli dve suché obdobia, ale pri znížení hranice klesli na jedno obdobie. Takisto pri Tople došlo pri znížení z  $Q_{90}$  na  $Q_{80}$  k zníženiu sucha v intervale 10 – 50 dní zo štyroch na dve obdobia sucha (tab.3). Pri celkovom porovnaní počtu suchých dní  $\sum N$  došlo k výraznému nárastu z úrovne 375 – 471 dní pri  $Q_{97}$  na 2713 – 2944 dní pri  $Q_{80}$ . Uvedené porovnania sú v tabuľke 4, kde P je počet všetkých suchých období v skúmanom časovom rade s trvaním viac ako 10 dní,  $\sum N$  je celkový počet suchých dní s trvaním dlhším ako 10 dní a  $\Delta N$  je priemerné trvanie suchého obdobia pri danej hraničnej úrovni.

Tabuľka 4: Porovnanie celkového výskytu suchých období, počtu všetkých suchých dní a priemerná dĺžka trvania suchého obdobia.

Povodie	Nitra			Topľa			Torysa			Ondava		
	P	$\sum N$	$\Delta N$	P	$\sum N$	$\Delta N$	P	$\sum N$	$\Delta N$	P	$\sum N$	$\Delta N$
$Q_{97}$	5	471	94	3	375	125	4	378	95	4	392	98
$Q_{90}$	8	1655	207	13	1354	104	7	1267	181	14	1309	94
$Q_{80}$	12	2944	245	16	2713	170	12	2717	226	20	2620	131

Pri porovnaní priemerných hodnôt podzemného odtoku v dvoch výrazne suchých obdobiach stanovených hraničnou úrovňou  $Q_{97}$  oproti priemernej dlhodobej hodnote podzemného odtoku (1982 – 2007) došlo vo všetkých štyroch povodiach, pričom k najvýraznejšiemu poklesu došlo v povodí Tople. Pokles v rozmedzí 24 až 33 % bol zistený v povodí Nitry (28%), v povodí Ondavy (33%) a v povodí Torysy (24%). Najväčší až 44 %-ný pokles bol zistený v povodí Tople, pričom v období 22.5.2007 až 31.12.2007 bol tento pokles až 58 % oproti dlhodobej priemernej hodnote podzemného odtoku.

## Záver

Overenie možnosti použitia metódy lokálneho minima má veľký význam v hydrogeologickom výskume, pretože umožňuje výpočet podzemného odtoku v dennom časovom kroku. Ukázalo sa, že 5-dňová perióda je nevyhovujúca i vzhľadom na prepočítaný merný podzemný odtok, a ako najlepšia sa ukázala byť 30-dňová časová perióda.

Z výsledkov práce s problematikou sucha vyplýva, že stanovená hraničná úroveň Q výrazným spôsobom ovplyvňuje výskyt a trvanie sucha. Práve z tohto dôvodu je potrebné veľmi citlivo zvážiť a následne vybrať hraničnú úroveň pre potrebu riešenia danej problematiky. V tomto prípade sa preukázala veľká variabilita výskytu aj dĺžky trvania sucha v podzemnom odtoku. V troch hodnotených povodiach bol preukázaný približne 30 %-ný a v povodí Tople dokonca 44 %-ný pokles hodnôt podzemného odtoku. Poklesy v hodnotách podzemného odtoku, dotovaného zásobami podzemných vôd v suchých obdobiach, poukazujú na zraniteľnosť prostredia voči extrému sucha. V prípade častejších výskytov sucha môžu tieto poklesy indikovať nedostatočné zásoby podzemných vôd, čo sa môže nepriaznivo prejaviť aj na efektívnosti využívania vodných zdrojov.

## PodĎakovanie

Príspevok vznikol s finančnou podporou projektu FP 6 WATCH a projektu APVV-0335-06.

## Literatúra

- Castany, G., Margat, J. A., Albinet, M., 1970: Evaluation rapide des resource en eaux d'une region, Simposio internacional sobre agues Subterráneas de Palermo, Asociación internacional de Hidrogeólogos, Ente de Desarrollo Agrícola, Palermo, s. 462 – 682.
- Fendeková, M., Fendek, M., 1999: Killeho metóda – Teória a prax. Podzemná voda V, 2/1999, SAH, Bratislava, s. 77 – 87.
- Foster, E. E., 1949: Rainfall and Runoff, The Geographical Journal, JSTOR, roč. 114, č. 4/6, s. 215.
- Franko, O., Kullman, E., Melioris, L., Vrana, K., 1997: Hydrogeológia Hornej Nitry. In: Podzemná voda, č. 3, 1997, s. 56 – 79.
- Grahmann, R., 1958: Die Wasserdargebot in der Bundesrepublik Deutschland, Teil II: Die Grundwasser in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung, Forschungen zu deutschen Landeskunde, Band 105, Selbstverlag der Bundesanstalt für Landeskunde Remagen/Rhein, s. 47 – 54.
- Gregor, M. 2008: Vývoj programov na analýzu časových radov výdatností prameňov a prietokov vodných tokov. Podzemná voda, Bratislava, ročník XIV., č. 2/2008, s. 91 – 200.
- Gregor, M. 2009: Možnosti využitia programovania v hydrogeológii, Rigorózna práca, Katedra hydrogeológie, Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského v Bratislave.
- Gross, P., Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Karolis, S., Maglay, J., Nagy, A., Halouzka, R., Spišák, Z., Žec, B., Vozár, J., Borza, V., Lukáčik, E., Mello, J., Polák, M. a Janočko, J. 1999: Geologická mapa Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-Šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny, Bratislava, GS SR.
- Institute of Hydrology, 1980: Low flow studies, Wallingford, United Kingdom, Report No. 1, 41 s.
- Kille, K., 1970: Das Verfahren MoMnQ, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung mit Hilfe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse, Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Band Sonderba, s. 89 – 95.
- Kliner, K. A., Kněžek, M., 1974: Metoda separace podzemního odtoku při využití pozorování hladiny podzemní vody, Vodohospodársky časopis, roč. 22, č. 5, Bratislava, s. 457 – 466.
- Kullman, E., Petráš, I., 1979: Výtokové pomery prameňov a ich vzťah k horninovému prostrediu, Práce a štúdie Hydrometeorologického ústavu, č. 13, Bratislava, nestr.
- Machlica, M. 2010: Modelovanie podzemného odtoku, Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského v Bratislave, Katedra hydrogeológie, dizertačná práca, 179 s.



- Macmahon, T. A., Mein, R. G. 1986: River and reservoir yield. Water resources publications, Littleton, Colorado, USA.
- Makarenko, F. A., 1948: O podzemním pitání rek, Trudy lab. gidrogeol., Problem AN SSSR 1, Moskva, s. 67 – 72.
- Mihálik, F. A, Kajan, J., 1990: Groundwater runoff in the mountainous areas of Slovakia and its relations to precipitation and hydrogeological conditions, Hydrology of Mountainous Areas, IAHS, č. 190, s. 313 – 327.
- Pekárová, P., Pekár, J., 1996: The impact of land use on stream water quality in Slovakia, Journal of Hydrology, 180, s. 333 – 350.
- Stojkovová, M. 2009: Prognóza vývoja podzemného odtoku na Slovensku v závislosti na zmene úhrnov zrážok, Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského v Bratislave, Katedra hydrogeológie, dizertačná práca, 190 s.

# Hydrogramy odtoku ze zadešťování za komplexu podmínek modifikovaných různými postupy obnovy

František Šach<sup>1</sup>, Vladimír Černohous<sup>1</sup>, Petr Kantor<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti v.v.i., Výzkumná stanice Opočno,  
Na Olivě 550, 517 73 Opočno

<sup>2</sup> MENDELU v Brně, Lesnická a dřevařská fakulta, Ústav zakládání a pěstění lesů,  
Zemědělská 3, 613 00 Brno

## Abstrakt

Cílem práce bylo doplnit poznatky o vlivu obnovních sečí na odtok ze svahu aplikací umělého deště. Jsou charakterizovány experimentální holá seč (H), clonná seč (C) a kontrolní porost (K) ve smrkové kmenovině na příkrém jižním svahu v nadmořské výšce 460 – 500 m. V období před a po obnovních zásazích bylo v průběhu 7 let prováděno zadešťování odtokových mikroploch (celkem bylo zbudováno a instrumentováno 16 mikroploch s rozměry 1 x 2 m) přívalovou srážkou o výšce 120 mm s dobou trvání 1 hod. Výsledky prezentují vznik a průběh svahového odtoku ve vazbě na vlhkostní poměry modifikované postupy obnovy lesa.

**Klíčová slova:** Smrkový porost; obnovní seče; odtokové plochy; zadešťování; odtok ze svahu; hydrogramy; stanovištní vlhkost.

## Úvod

Svahový odtok z lesního pozemku v podstatě představuje pohyb vody v prostředí lesní půdy. V hydrologickém pojetí reprezentuje proces geneze odtoku ze srážek. Pohyb vody lesní půdou lze rozdělit na složku vertikální (především makropóry) a složku laterální (zejména laterálně orientovanými makropóry) v půdních vrstvách s odlišnou hydraulickou vodivostí (Weiler, Mac Donnell, 2004). Komplex vlhkostních složek dané lokality představuje vlhkost stanovištní (Krečmer, 1980). Cílem práce bylo doplnit poznatky o vlivu obnovních sečí na odtok ze svahu aplikací umělého deště ve vazbě na vlhkostní poměry modifikované postupy obnovy lesa.

## Materiál a metody

Vlastní šetření se uskutečnila na stacionáru Česká Černná v předhoří Orlických hor (na holé a clonné seči). Záměrem výzkumu na této ploše bylo srovnání podmínek odtokových poměrů při holosečném a clonosečném obnovním postupu.

Výzkumná plocha se nachází v oblasti krystalinika Českého masivu v přírodní lesní oblasti PLO 26 Předhoří Orlických hor. Byla vytyčena v roce 1977 v dospělém plně zakmeněném smrkovém porostu (sm 9, md 1) na jižním svahu s průměrným sklonem 21° v nadmořské výšce 460 – 540 m. Typologicky přísluší do lesního typu 5N1 – kamenitá kyselá jedlová bučina s kapradí osténkatou na prudkých svazích, se středně hlubokou, písčitohlinitou, silně kamenitou, podzolovanou kambizemí districkou na žule. Půdní kryt tvořil nadložní humus o mocnosti kolem 9 cm s hrabankou na povrchu. Průměrné roční srážky činily 769 mm a průměrná roční teplota vzduchu 6,2 °C.

Výzkumná plocha byla rozčleněna na 3 dílčí plochy o rozměrech 40 x 175 m. Po testování homogenity v hydrologickém roce 1979/80 byl v zimě 1980/81 proveden na první dílčí ploše holosečný zásah, na druhé clonosečný se snížením zakmenění na 0,5 a třetí zůstala jako kontrolní. Na obou obnovovaných plochách byla použita technologie kácení a odvětvování motorovou pilou a vyklizování kmenů traktorovým lanovým systémem proti svahu. Těžební odpad byl koncem léta 1981 snesen na paseku

do hromad a spálen. Na jaře 1983 byl na holou seč vysázen smrk v počtu 5 000 ks ha<sup>-1</sup>, clonná seč byla ponechána pro přirozenou obnovu.

Byl sledován odtok povrchový (p.o.) a také mělce podpovrchový (mpp.o.), který se může při přívalových srážkách navracet k povrchu („return flow“ – Thomas, Beasley, 1984) a zvyšovat tak riziko vodní eroze na stanovišti („on-site erosion“ – Croke, 2004). Povrchový resp. mělce podpovrchový odtok byly zjišťovány na odtokových mikroplochách o rozměrech 1x2 m z rozhraní horizontů LFH a A z hloubky ca 9 cm resp. A a B z hloubky ca 25 cm podle upravené metody Molčanova (1973). Na každé dílčí ploše (holá seč, clonná seč, kontrolní porost) byly odtokové mikroplochy založeny ve 4 opakováních a umístěny 2 v horní a 2 v dolní části dílčí plochy. Po těžebním zásahu holosečném a clonosečném byly zbudovány a instrumentovány další 4 odtokové mikroplochy, 2 na přibližovací lince na holé seči a 2 na přibližovací lince na seči clonné (Šach, 2006).

Povrchový resp. mělce podpovrchový odtok stékal z mikroplochy do plechového žlabu a odtud do sběrné nádoby. Žlab i nádoba byly umístěny v zastřešené sondě se stěnami zajištěnými výdřevou. Šířka žlabu se shodovala s šířkou mikroplochy a činila 1 m. Žlab byl opatřen náběhovou plochou o délce 15 cm, která byla zasazena rovnoběžně s terénem, těsně pod vrstvu nadložního humusu. Náběhová plocha byla stíněna plechem přesahujícím ji o 25 cm, aby se vyloučil svislý i šikmý průsak. Proti nežádoucímu stranovému proudění vody byly odtokové mikroplochy izolovány plechy zapuštěnými do minerální půdy. Objem odtoku byl odečítán na 0,1 l.

Umělé srážky byly před obnovním zásahem aplikovány na mikroplochy jednou ve vlhkém (srpen 1979) a jednou v suchém období (říjen 1979). Po provedení těžebních prací byly odtokové mikroplochy zadešťovány v září 1982 a po zalesnění holé seče pak v červnu 1983 a 1984 a v září 1985. Velikost srážky činila 120 mm a doba jejího trvání 60 minut. Výsledná intenzita 2 mm . min.<sup>-1</sup> je v modifikacích Molčanovy zadešťovací metody často používána (e.g. Isajev, 1970, Whipkey, 1965) a dobře se osvědčila pro studium tvorby povrchového resp. mělce podpovrchového odtoku.

Aplikace umělých srážek na odtokové mikroplochy se prováděla zadešťovacím zařízením vlastní konstrukce používaném ve dvou modifikacích (Šach, 1990). Jeho konstrukce umožňovala nepřetržité imitování deště postříkem po určenou dobu zvolenou intenzitou srážky.

Z výsledků pokusů byly pro mikroplochy vypočteny koeficienty odtoku v procentech podle vztahu  $k = q/h \cdot 100$ , kde  $q$  je povrchový resp. mělce podpovrchový odtok a  $h$  velikost postříku v litrech. Rozdíly koeficientů povrchového resp. podpovrchového odtoku byly mezi dílčími plochami a v časové posloupnosti experimentálních let zhodnoceny analýzou variance a t-testy.

## Výsledky a diskuse

Po vytěžení a přiblížení 300 m<sup>3</sup> dřeva z holé seče a 152 m<sup>3</sup> dřeva z clonné seče zůstal půdní povrch obou pasek prakticky nepoškozen. Pouze na přibližovací lince, která zaujímal 0,7 % z plochy 0,70 ha každé seče, došlo k nepatrnému stlačení hrabanky. Nízký stupeň a rozsah poškození půdního povrchu byly výsledkem transportu malého objemu dřeva, použití traktorového lanového systému s vlečením kmenů v polozávěsu nahoru po konkávním svahu a přiblížování po vrstvě těžebního odpadu navíc v zimním období. Všechny tyto uvedené okolnosti byly příčinou toho, že se těžebně dopravní eroze vůbec nevyskytla.

Povrchový a mělce podpovrchový odtok z umělých srážek pro období před zásahy a pro období po aplikaci obou obnovních postupů je uveden v tabulce 1.

Období před zásahy potvrdilo nevýznamnými rozdíly odtokových koeficientů mezi dílčími plochami homogenitu odtokových poměrů celé výzkumné plochy v obou konkrétních termínech umělého zadešťování. Významné rozdíly však nastaly mezi „vlhkým“ srpnem, kdy povrchově odtekly pouhé 0,2 % aplikované srážky, a „suchým“ říjnem, kdy koeficient povrchového odtoku dosáhl 13,6 %. Významný rozdíl byl zaznamenán také pro mělce podpovrchový odtok (mpp.o.), když jeho koeficient ve „vlhkém

srpnu“ činil 2,5 %, v suchém říjnu pak dosáhl 6,4 %. Na této diferenci se významně podílela rozdílná vlhkost nadložního surového humusu (srpen 1979 – 45 objemových %, říjen 1979 – 26 %) a povrchové vrstvy půdy horizontu A (srpen 1979 – 26 objemových %, říjen 1979 – 19 %).

Tabulka 1: Odtok povrchový (p.o.) a mělce podpovrchový (mpp.o.) v % umělé srážky o intenzitě 2 mm/min., trvání 60 min. a celkové výšce 120 mm.

Postupy	holosečný – H		clonosečný – C		kontrolní – K	
Období před zásahy	kmenovina smrková		kmenovina smrková		kmenovina smrková	
zadešťování	p.o. %	mpp.o. %	p.o. %	mpp.o. %	p.o. %	mpp.o. %
1979 srpen	0,1	1,2	0,4	2,9	0,1	3,4
1979 říjen	13,9	6,2	13,3	6,6	13,6	6,4
Období po zásazích	seč holá		seč clonná		kmenovina smrková	
zadešťování	p.o. %	mpp.o. %	p.o. %	mpp.o. %	p.o. %	mpp.o. %
1982 září	3,9	2,8	4,7	5,1	10,6	13,3
1983 červen	5,9	1,9	6,4	5,6	9,0	17,3
1984 červen	0,9	0,6	2,1	3,3	0,7	1,5
1985 září	1,9	0,8	1,7	2,1	2,9	1,4
soustřed. lan. syst.	přibližovací linka		přibližovací linka			
1982 září	9,1	7,0	11,3	2,4		
1983 červen	8,0	4,4	6,2	5,4		
1984 červen	15,6	5,6	0,2	0,2		
1985 září	0,8	0,5	0,5	0,1		

V období do 5 let po aplikaci obou obnovních postupů byly rozdíly odtokových koeficientů mezi dílčími plochami v časové posloupnosti experimentálních let hodnoceny analýzou variance a párovým t-testem. Přitom koeficienty odtoku z jednotlivých experimentů představovaly průměry koeficientů ze čtyř opakování pokusných odtokových mikroploch na každé dílčí ploše.

Zvolená analýza variance prokázala nevýznamnost rozdílů odtokových koeficientů mezi dílčími plochami. Statisticky průkazné rozdíly se nevyskytly ani při pokusech se zdánlivě výraznými diferencemi (cf. Gottfried, 1991) v letech 1982 a 1983, což bylo ověřeno analýzou variance jednofaktorového pokusu se čtyřnásobným opakováním.

Významné rozdíly se i v období po aplikaci obou obnovních postupů objevily v průběhu experimentálních let mezi jednotlivými zadešťovacími pokusy tvořícími okamžikovou časovou řadu. Významné byly difference mezi pokusy září 1985 resp. červen 1984 na jedné straně a červen 1983, resp. září 1982 na straně druhé.

Významné rozdíly mezi předzásahovým obdobím (srpen 1979) a obdobím po obnovních zásazích (červen 1983, ale i září 1982), zapříčinil zejména komplex vlhkostních poměrů v celém půdním profilu (obdobně Horton, Hawkins, 1965), především však v jeho svrchní části. Vlhkost půdy ovlivňovala rychlost infiltrace a tím i výši povrchového a mělce podpovrchového odtoku. U infiltrace srážek do vodou nenasyčené půdy se ukazuje, že povrchový odtok je vyšší při sušším půdním profilu a naopak nižší při profilu vlhčím, jak prokázaly zvláště rozdíly mezi výsledky pokusů v říjnu 1979 a výsledky všech dalších pokusů.

Komplex vlhkostních složek dané lokality představuje tzv. vlhkost stanovištní (Krečmer, 1980). Komplex vlhkostních poměrů (zjišťovaných podmínkách) při zadešťovacím experimentu lze vyjádřit jednak aktuálními plošnými charakteristikami přímo na odtokové mikroploše, jednak aktuálními bodovými charakteristikami v blízkosti mikroploch v termínu zadešťování nebo bodovými pedofyzikálními charakteristikami při výkopu sond v souvislosti s jejich budováním a instrumentací.

Z komplexu podmínek modifikovaných různými postupy obnovy představuje absolutní vlhkost půdy; tato hmotnostní vlhkost = hmotnost vody vztažená k hmotnosti čerstvého vzorku (Novák, 1954) představuje významnou vlhkostní složku pro infiltraci aplikovaného přívalového deště a pro genezi odtoku ze zadešťování. Pro řadu výpočtů je vhodné udávat vlhkost pouze jako poměrné číslo (Kutílek, 1978).

Nejpřesněji by vlhkostní poměry pro odtok měly vyjadřovat plošné charakteristiky během zadešťování. Jedná se zejména rychlost nástupu odtoku povrchového (p.o.) a mělce podpovrchového (mpp.o.) vyjádřená dobou v sec. od počátku deště do počátku obou odtoků a intenzitu nástupu odtoků vyjádřenou jejich výškou v intervalu jejich objevení se ve dvou intervalech následujících, tedy v údobí 10 až 15 minut; návazně pak také hydrogramy odtoků (obr. 1, 2, 3, 4).

Doplňkově by vlhkostní podmínky pro odtok ze svahu měly charakterizovat bodově vlhkost LFH a A horizontu (případně celého půdního horizontu). Dalšími plošnými a bodovými charakteristikami, vykazujícími vliv na odtok s předpokládaným sestupným významem, mohou být teplotní podmínky: teplota půdního povrchu, LFH a A horizontu, teplota vody deště, (teplota vody odtékající z půdy), teplota vzduchu, případně sluneční svit.

Pedofyzikálními charakteristikami zjišťovanými při výkopu sond jsou zejména objemová hmotnost, pórovitost, zrnitost, kamenitost, obsah humusu, prokořenění, půdní kryt; dále také vegetační kryt.

Na přibližovací lince lanového systému byl v porovnání s vytěženou plochou zaznamenán významně vyšší povrchový a mělce podpovrchový odtok pouze na holé seči a to do 4 let (do roku 1984) od skončení těžebních prací.

Imitace srážek přes jejich vysokou intenzitu nevedla ke koncentraci povrchového odtoku s erozivním působením. Ani při nejvyšších hodnotách koeficientů povrchového odtoku, dosahujících na jednotlivých mikroplochách výjimečně 20 – 25 % (říjen 1979), nebyl zjištěn před záchytnými přepážkami žádný sediment.

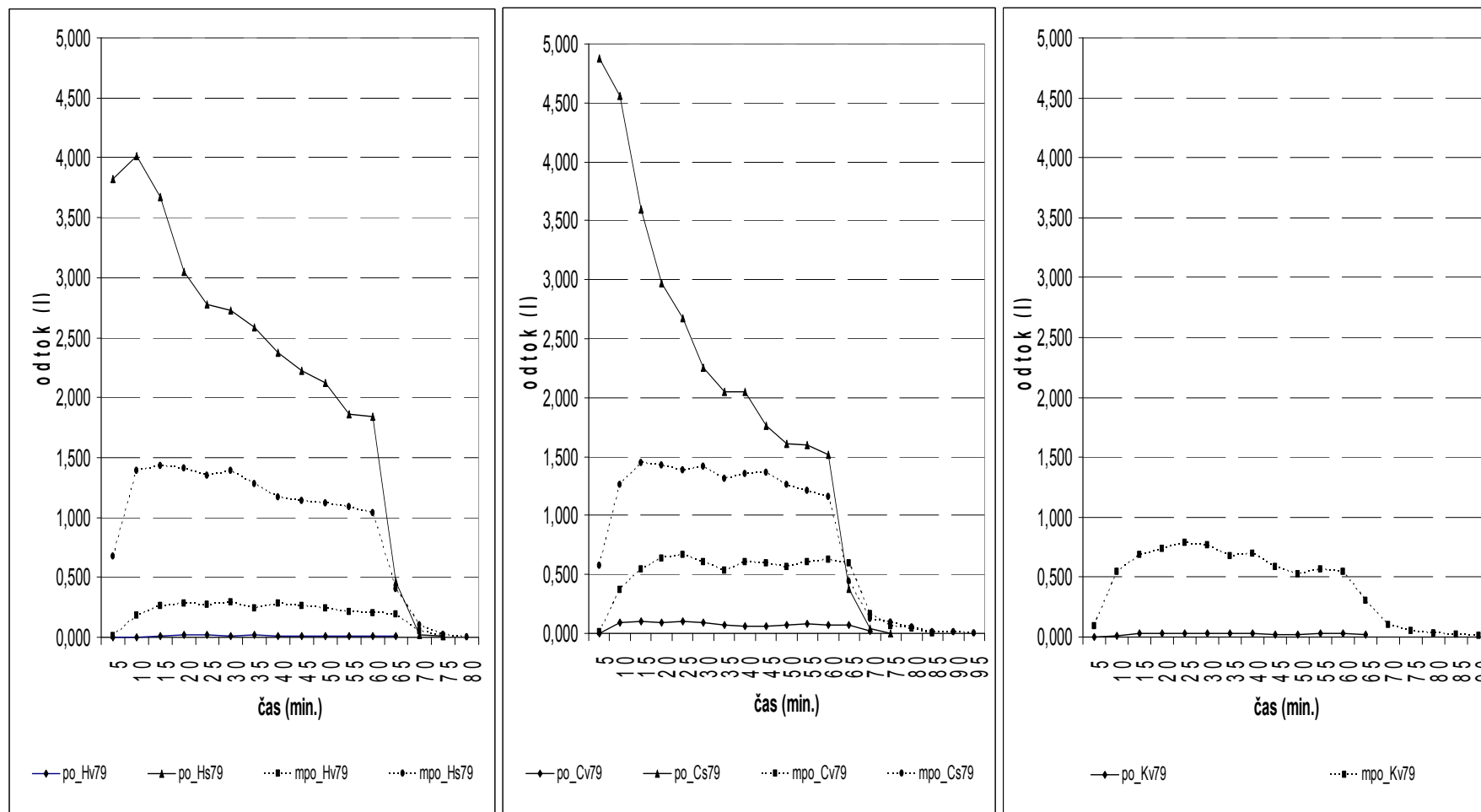
Nevýznamné změny povrchového odtoku v důsledku odstranění celého porostu nebo jeho části byly dokresleny i nevýznamnými změnami půdního krytu (přízemní vegetace a pokryvného humusu) a hydrofyzikálních vlastností povrchové vrstvy půdy.

Přízemní vegetace se v režimu povrchového odtoku do 5 let od obnovních zásahů prakticky neuplatnila. Trsy travin zarostlo pouze necelých 5 % povrchu holé seče a necelá 2 % povrchu clonné seče. Odtokové mikroplochy přitom zůstaly bez buřeně. Smrková kultura založená na holé seči v dubnu 1983 dosáhla na mikroplochách v listopadu 1984 průměrné výšky 48 cm. Nálet se na nich neobjevil. Na mikroplochách v clonné seči však přirozená obnova smrku vykazovala ve stejné době 12 jedinců ve věku 2 – 3 roky na 1 m<sup>2</sup> a průměrnou výšku 8 cm.

Dynamika vývoje mocnosti povrchového humusu a jeho vrstev byla na obnovních sečích vztažena k mocnosti humusové vrstvy v kontrolním porostu. Změny v clonné seči byly zanedbatelné, na holé seči se pak mírně snížila vrstva hrabanky (o 0,9 cm) a zvýšila vrstva surového humusu (o 1,4 cm).

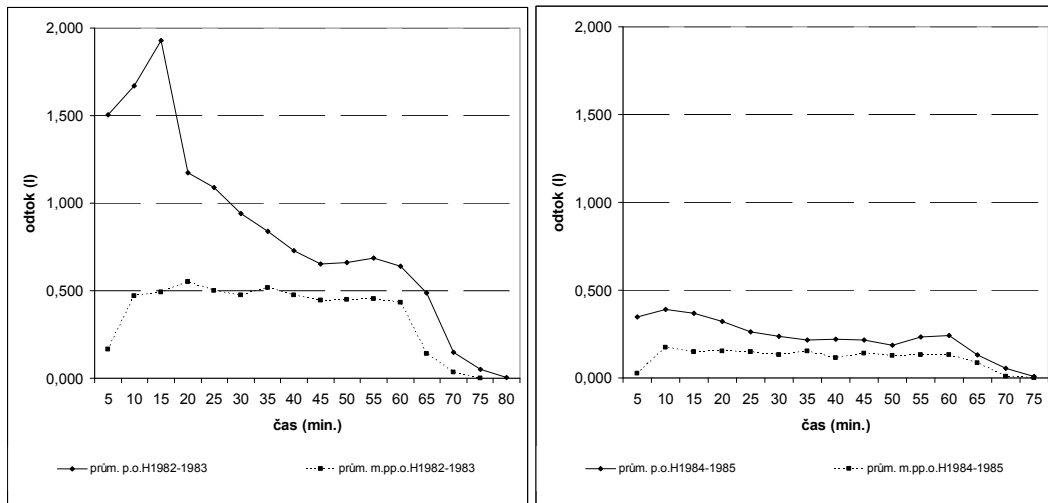
Hydrofyzikální vlastnosti povrchové vrstvy půdy v experimentálním období včetně obsahu humusu, který tyto vlastnosti do značné míry ovlivňuje, lze stručně shrnout v následující resumé: markantní se jevil pouze přírůstek objemové hmotnosti svrchní vrstvy půdy o 0,16 g.cm<sup>-3</sup> a úbytek celkové pórovitosti o 7 % (nekapilární o 12 %) na holoseči rok po skončení těžebních prací a návrat těchto parametrů přibližně do původního stavu v následujícím roce.

Srovnání našich údajů se zahraničními komplikují odlišné přírodní a hospodářsko technické poměry. Přesto se jedno ze základních zjištění cizích autorů, podle něhož samotné skácení lesního porostu nebo jeho části nemá za následek poškození a erozi půdy, shoduje s výsledky z výzkumné plochy v předhoří Orlických hor. Zanedbatelný povrchový odtok po nepoškozeném povrchovém humusu nezpůsobil smyv půdy ani při silných srážkách (e.g. Delfs et al. 1958, Patric, 1976).

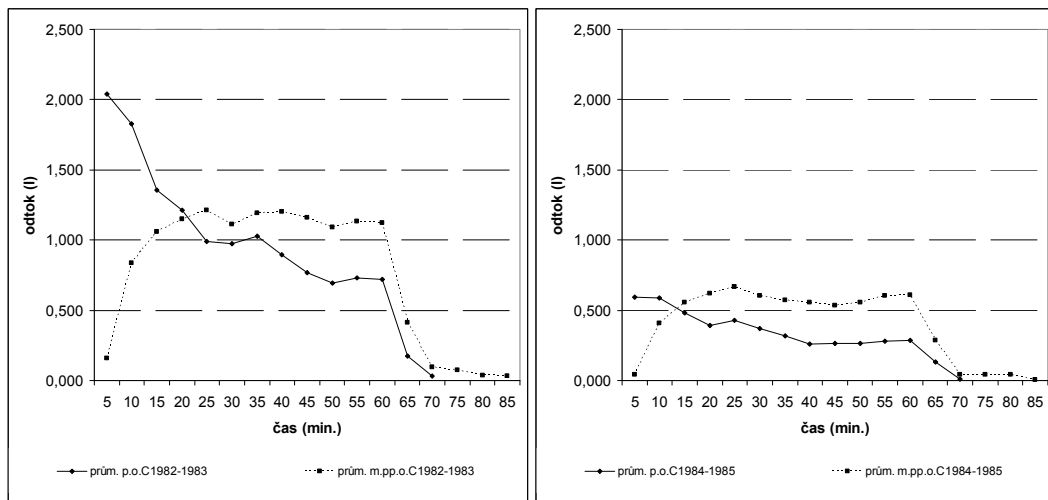


Obr. 1: Hydrogramy povrchového (po) a mělce podpovrchového (mpo) odtoku z umělého deště (120 mm s trváním 1 hod.) v průběhu rychlé kalibrace dílčích ploch H (budoucí holá seč), C (budoucí clonná seč) a K (kontrolní porost) ve smrkové kmenovině na prudkém jižním svahu v srpnu 1979 a v říjnu 1979.

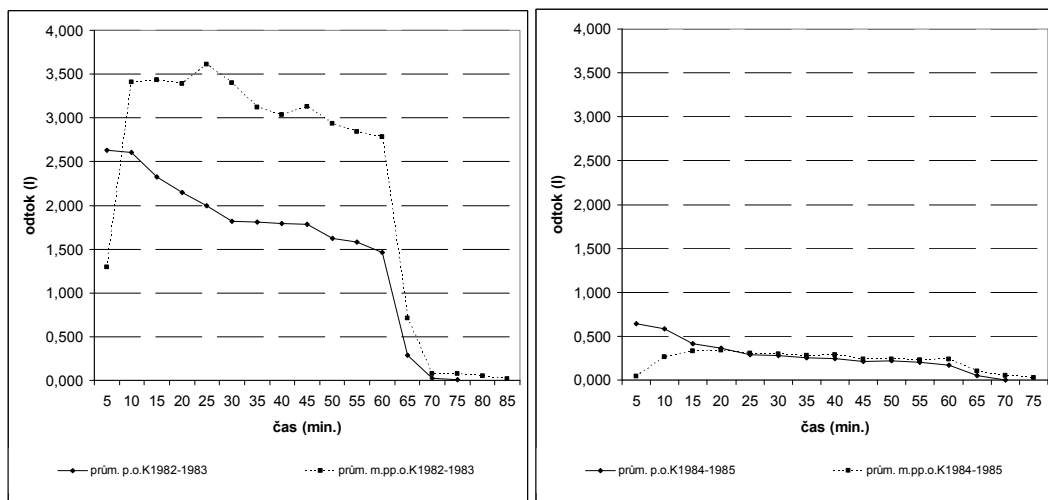
Hydrogramy povrchového (p.o.) a mělce podpovrchového (m.pp.o.) odtoku z umělého deště (120 mm/hod.) v průběhu obnovy lesa na prudkém jižním svahu představují obr. 2, 3 a 4.



Obr. 2: Holosečný postup – H: holá paseka (1982–1983) a založená kultura (1984–1985).



Obr. 3: Clonosečný postup – C: clonná paseka (1982–1983) a přirozená obnova (1984–1985).



Obr. 4: Kontrolní porost – K: smrková kmenovina (1982–1983) a (1984–1985).

## Závěr

Ze zjištěných výsledků lze učinit závěr, podle něhož samotné mýcení lesního porostu v úrodném terénu o sklonu 20 – 25° clonosečným i holosečným postupem nelze spojovat s významným narušením půdního povrchu a s vytvářením povrchového odtoku, jenž by měl za následek vznik a vývoj vodní eroze půdy. Tvorbě povrchového odtoku, který by erozi mohl způsobit, zabránil nepoškozený souvislý půdní kryt reprezentovaný na všech dílčích plochách nadložním humusem. O výši povrchového odtoku (4 – 6 % umělých srážek bez erozivních účinků) pak na obnovních sečích nerozhodoval obnovní postup, ale vlhkostní stav půdního profilu.

Analýzy diskutovaných charakteristik, dostupných z šetření při zadešřovacích experimentech, matematicko-statistické hodnocení vztahů a závěry budou předmětem budoucího příspěvku.

## Poděkování

Výsledky prezentované v příspěvku vznikly v rámci institucionální podpory výzkumu a vývoje z veřejných prostředků MZe ČR výzkumného záměru č. 0002070203 „Stabilizace funkcí lesa v antropogenně narušených a měnících se podmínkách prostředí“, projektu NAZV QH 92073 „Horské lesy – základní ekosystémy ovlivňující vodní bilanci, velké vody a suchá období v krajině“ a projektu NAZV QI 112A174 „Lesnické a zemědělské aspekty řízení vodní komponenty v krajině“.

## Literatura

- Croke, J. (2004): Hydrology. Soil erosion control. In: Burley J. et al. (eds.): Encyclopedia of Forest Sciences. Amsterdam, Elsevier: 387 – 397. ISBN 0-12-145160-7.
- Delfs, J., Friedrich, W., Kiesekamp, H., Wagenhoff, A. (1958): Der Einfluss des Waldes und des Kahlschlages auf den Abflussvorgang, den Wasserhaushalt und den Bodenabtrag. In: Aus dem Walde. Heft 3. Hannover, M. und H. Schaper: 3 – 223.
- Gottfried, G. J.: (1991): Moderate timber harvesting increases water yields from an Arizona mixed conifer watershed. Water resources bulletin, 27(3): 537 – 547.
- Horton, J. H., Hawkins, R. H. (1965): Flow path of rain from the soil surface to the water table. Soil science, 100(6): 377–383.
- Isajev, V. I. (1970): Poverchnostnyj i vnutripočvennyj stok na vyrubkach temnochvojnych lesov Srednego Urala. Lesovedenije, No. 1: 69 – 74.
- Krečmer, V. (1980): Bioklimatologický slovník terminologický a explikativní. Praha, Academia.
- Kutílek, M. (1978): Vodohospodářská pedologie. Praha, Státní nakladatelství technické literatury: 295 s.
- Molčanov, A. A. (1973): Vlijanije lesa na okružšaščuju sredu. Moskva, Izd. Nauka: 359 s.
- Novák, V. (1954): Voda v půdě – vodní režim půdní. In: Klika, J., Novák, V., Gregor, A.: Praktikum fytoecologie, ekologie, klimatologie a půdoznalství. Praha, Nakladatelství ČSAV: 440 – 484.
- Patric, J. H. (1976): Soil erosion in the eastern forest. Journal of Forestry, 74(10): 671 – 677.
- Šach, F. (1990): Logging systems and soil erosion on clearcuts in mountain forests. Lesnictví-Forestry, 36(11): 895 – 910.
- Šach, F. (2006). Svahový odtok ve vztahu k postupům obnovy lesa. [Hillslope runoff in relation to methods of forest regeneration.] Zprávy lesnického výzkumu, 51(3): 184 – 194, res. angl.
- Thomas, D. L., Beasley, D. B. (1984): A distributed, management-oriented forest hydrology model. Paper No. 84-2019. St. Joseph (Michigan), American Society of Agricultural Engineers: 37 p.
- Weiler, M., Mac Donnell, J. J. (2004): Soil development and properties. Water storage and movement. In: Burley J. et al. (eds.): Encyclopedia of Forest Sciences. Amsterdam, Elsevier: 1253 – 1260. ISBN 0-12-145160-7.
- Whipkey, R. Z. (1965): Subsurface stormflow from forested slopes. Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology, 10(2): 74 – 85.





# Využití stabilních izotopů vodíku a kyslíku v hydrologii malých experimentálních povodí České a Slovenské republiky

Martin Šanda<sup>1</sup>, Tomáš Vitvar<sup>1</sup>, Ladislav Holko<sup>2</sup>, Šárka Blažková<sup>3</sup>, František Bůzek<sup>4</sup>,  
Milena Císlarová<sup>1</sup>, Daniela Fottová<sup>4</sup>, Zdeněk Kostka<sup>2</sup>, Alena Kulasová<sup>3</sup>, Tomáš Kvítek<sup>5</sup>,  
Ondřej Šnytr<sup>6</sup>, Pavel Tachecí<sup>7</sup>, Miroslav Tesař<sup>8</sup>, Zdeněk Vícha<sup>9</sup>, Pavel Žlábek<sup>10</sup>

<sup>1</sup> České vysoké učení technické v Praze, Fakulta stavební, Praha 6

<sup>2</sup> Ústav hydrologie SAV, Liptovský Mikuláš

<sup>3</sup> Výzkumný ústav vodohospodářský T.G.M., v. v. i., Praha 6

<sup>4</sup> Česká geologická služba, Praha 5

<sup>5</sup> Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i., Praha 5

<sup>6</sup> Správa CHKO Jizerské hory, Liberec

<sup>7</sup> DHI a.s., Praha 10

<sup>8</sup> Ústav pro hydrodynamiku AVČR, v. v. i., Praha 6

<sup>9</sup> Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti, v.v.i., Strnady

<sup>10</sup> Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, České Budějovice

## 1. Úvod

K důkladnějšímu porozumění vzniku odtoku v krajině je nutné poznat způsoby reakce povodí na prostorově a časově různé typy srážek, a to včetně procesů pod povrchem. Hydrologická odezva odtoku na příčinnou srážku může být zdánlivě velmi dobře popsána jak jednoduchými, tak i komplikovanějšími vtokově-výtokovými vztahy. Tyto úvahy jsou ovšem často založené na řadě zjednodušujících předpokladů, a tak byl například význam pórovitého prostředí, kde k pohybu převážně dochází, dlouho nedocenen. Hydrologie povodí v posledních desetiletích proto podtrhovala potřebu sjednoceného výzkumného a administrativního chápání povrchových a podzemních vod jakožto jednoho systému (Sophocleous, 2002) a podporovala těsnější propojování experimentálních a numerických postupů z povrchové a podpovrchové hydrologie. Zavedení geochemických a izotopových stopovačů od 60. let 20. století jako součást této strategie ukázalo, že relativně jednoduché představy o tvorbě odtoku nepopisují uspokojivě příčinné vztahy ve tvorbě odtoku.

Stabilní, tj. neradioaktivní izotopy kyslíku a vodíku jsou coby součást vody jedinými přirozenými látkami vždy přítomnými ve všech složkách hydrologického cyklu a zaujímají proto prominentní postavení v souboru hydrologických přírodních, tj. nikoli uměle přidaných stopovačů. Jejich využití je založeno na odlišném chování malého množství molekul vody, obsahujících těžší stabilní izotopy vodíku a kyslíku. Vodík může být v molekule vody přítomen ve formě stabilního izotopu  $^2\text{H}$  (tzv. D, deuterium) mezi běžnými atomy  $^1\text{H}$ . Kyslík existuje v řadě stabilních izotopů, mezi něž patří běžný  $^{16}\text{O}$  a dva vzácné těžší  $^{17}\text{O}$  a  $^{18}\text{O}$ . V hydrologii je především využíván poměr  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , přičemž proměnlivost množství  $^2\text{H}$  a  $^{18}\text{O}$  ve vodě je popsána jako relativní úbytek těžších izotopů vůči standardu pomocí tzv. delta hodnot ( $\delta^{18}\text{O}$  a  $\delta^2\text{H}$ ). Zvoleným standardem je Standard Mean Ocean Water (V-SMOW) určený Mezinárodní agenturou pro atomovou energii ve Vídni (IAEA). Tyto izotopy se v porovnání s izotopy jiných prvků relativně snadno a levně měří. Protože celkově nedochází k nárůstu nebo úbytku žádného z těchto izotopů  $^{18}\text{O}$  a  $^2\text{H}$  při styku vody s prostředím, jsou na rozdíl od jiných indikátorů, např. hydrochemických, v hydrologickém cyklu bilancovatelné. Je tudíž možné provádět konzervativní látkovou bilanci s vyloučením chemických reakcí nebo forem adsorpce na pevné fázi celého hydrologického cyklu povodí, včetně pórovitého prostředí pod povrchem. Tyto izotopové stopovače tak spolu s radioaktivním izotopem vodíku  $^3\text{H}$  (tzv. tritium) a rozpuštěnými hydrochemickými stopovači a jejich izotopy pomáhají vytvářet a interpretovat hydrologické koncepty nad rámec tradičních kvantitativních ukazatelů, jakými jsou např. srážky, odtok nebo půdní vlhkost. Použití izotopů není limitováno jen na vědy čistě hydrologické, ale je možné obecně v přírodních vědách, kde je voda přítomna nebo reaguje s jinými prvky a sloučeninami. Proto i sledování toků vody prostřednictvím vegetace v rámci povodí může doplnit celkový pohled na probíhající procesy.

Sledování stabilních izotopů vodíku a kyslíku v hydrologickém cyklu započalo v 50. letech minulého století na řadě srážkoměrných stanic v Evropě a Severní Americe a také v některých řekách, např. Mississippi a Coloradu (Epstein a Mayeda, 1953) či Temži (Clarke et al., 1954) nebo v malých povodích ve Skandinávii (Dansgaard, 1954). První syntéza těchto dat v celosvětovém měřítku publikovaná Craigem (1961) umožnila zformulování základních teplotních a geografických zákonitostí v rozmištnění těžších izotopů vodíku a kyslíku v hydrosféře a ukázala praktický smysl jejich sledování. V témže roce Mezinárodní agentura pro atomovou energii IAEA spolu se Světovou meteorologickou organizací WMO položily základ celosvětové monitorovací sítě izotopů ve srážkách GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation), která se osvědčila jako dlouholetý zdroj informací pro hydrologické studie na celém světě (IAEA/WMO, 2006) a v roce 2007 byla doplněna o databázi globálního měsíčního sledování izotopů v povrchových tocích GNIR (Global Network of Isotopes in Rivers) v gesci IAEA (Vitvar et al., 2007; Aggarwal et al., 2010). Rovněž metodický a analytický materiál IAEA (IAEA, 2011) slouží tradičně již po desetiletí podpoře základního a aplikovaného výzkumu v izotopové hydrologii.

Užití hydrochemických (Pinder a Jones, 1969) a izotopových stopovačů (Dinçer et al., 1970) v menších experimentálních povodích uvedlo již od konce 60. let minulého století nový způsob separace složek odtoku a přivedlo ke zjištění, že podzemní voda na rozdíl od tradičně pojmávaných schémat tvorby odtokové vlny s převahou povrchového tzv. Hortonova odtoku (Hewlett a Hibbert, 1967) tvoří většinový, a to až tříčtvrtinový, podíl odtoku vyvolaného srážkovou epizodou. Rozpracování konceptuálních modelů proudění podzemní vody a připojení postupů pro využití stabilních izotopů vedle dosud častěji užívaných radioaktivních  $^3\text{H}$  a  $^{14}\text{C}$  (Maloszewski a Zuber, 1996) umožnilo nástup množství technik datování vody v povodí, tj. odhadu doby, kterou voda pobývá v povodí od infiltrace do jeho opuštění, resp. k místu odběru vzorku v některé části povodí. Tyto dva základní okruhy metod, tj. určování původu složek odtoku a odhadování doby zdržení vody (Mean Water Residence Time), resp. zjednodušeně "datování", se pokládají za klíčové oblasti aplikace izotopových metod v hydrologii a zároveň za oblasti, kde užití izotopů má rozhodující unikátní přínos pro poznání procesů, které v rámci běžných metod vodní bilance či simulace průtoků nejsou exaktně nebo vůbec měřitelné. Díky začlenění stopovačů do pozorování v experimentálních povodích tak lze v těchto povodích vytvářet, srovnávat a předávat k dalšímu modelování koncepty odpovídající na otázky kudy a jak dlouho prochází voda povodím, než ho formou odtoku opustí.

První publikace o užití izotopů v povodí na území někdejšího Československa pochází z přelomu 60. a 70. let minulého století (Dinçer et al., 1970) a přináší na svou dobu originální metodu rozčlenění složek odtoku v období tání sněhu v povodí Modrého potoka v Krkonoších. Další izotopové studie navázaly již s podporou tuzemského analytického vybavení tehdejšího Českého geologického ústavu a Geologického ústavu Dionýza Štúra (Bůzek, 1994; Kantor, 1987) a rozvinuly se v pozdější České geologické službě do spektra aplikací stabilních izotopů v hydrologii (Bůzek et al., 1991; Bůzek et al., 1995; Bůzek et al., 2009) a v biogeochemii (Hruška et al., 2003), která pomocí izotopů síry (Novák et al., 2005) a dusíku (Oulehle et al., 2008) zkoumá původ a koloběh těchto prvků v povodích. Významným příspěvkem bylo zavedení měření radioaktivních izotopů vodíku ( $^3\text{H}$ ) a uhlíku ( $^{14}\text{C}$ ) na Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy v Praze prof. Janem Šilarem, jenž se po desetiletí podílel na celosvětovém rozvoji a expertízách v oblasti datování vody (Šilar, 2003 a 2006) a vybudoval pracoviště, zabývající se dodnes aplikací radioizotopů při výzkumu podzemních vod (Vysoká et al., 2008; Jiráková et al., 2010). První dlouhodobé sledování obsahu izotopů kyslíku a vodíku ve všech základních složkách hydrologického cyklu v experimentálním povodí v ČR bylo zavedeno Fakultou stavební, ČVUT v Praze v roce 2006 v experimentálních povodích v Jizerských horách, a to zejména v počátcích s částečnou analytickou podporou IAEA. Dnes disponuje toto regionální pracoviště laserovým spektrometrem pro měření obsahu  $^{18}\text{O}$  a  $^2\text{H}$ , což umožňuje zpracování velkých množství vzorků a rozšíření izotopových aplikací v oboru modelování pohybu vody a rozpuštěných látek v nenasycené zóně (Vogel et al., 2010). Povodí v Jizerských horách patří k evropskému okruhu velmi kvalitně vybavených a sledovaných experimentálních povodí a podílil se mimo programy IAEA také na evropské spolupráci malých povodí ERB (Šanda et al., 2010). Ve Slovenské republice zaujímá podobně výrazné postavení experimentální povodí Jaloveckého potoka, kde sledování izotopů kyslíku a vodíku ve srážkové, povrchové a podpovrchové vodě probíhá od roku 1990 (Holko, 1995; Holko a Kostka, 2006; Dóša et al., 2010). Analytickým aparátem pro měření  $^{18}\text{O}$  a  $^2\text{H}$  disponuje v SR Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislavě, který se tradičně zabývá i sledováním izotopů ve větších

zvodních typu Žitného ostrova (Rodák et al., 1995) nebo v krasových oblastech (Malík et al., 1993). I povodí Jaloveckého potoka je pevně začleněno ve světových a evropských výzkumých a monitorovacích programech experimentálních povodí (Holzmann et al., 2010).

Významné rozšíření aplikace izotopové hydrologie na praktické úrovni je v současnosti umožněno využitím laserové spektroskopie (Penna et al., 2010), která je kvalitativně odpovídající, avšak výrazně cenově dostupnější variantou k tradiční hmotové spektrometrii s nižšími nároky na pracnost. Dosud se hydrologický výzkum využívající přírodních izotopů v molekule vody zaměřoval převážně na studie hydrologického cyklu v měsíčním, event. časově a prostorově omezeném kroku. Jelikož jsou metody laserové spektroskopie cenově dostupné a časově i analyticky nenáročné, je možné je využívat pro velké množství vzorků v prostoru a čase, případně pro kontinuální vzorkování, což poskytuje výrazně jiný pohled na dříve nepostihnutelnou dynamiku hydrologických procesů. Takový robustní soubor dat lze využít k novým poznatkům v tvorbě odtoku a nadto i k vybudování solidní datové základny v celorepublikovém měřítku.

Tento příspěvek přibližuje současný stav užití stabilních izotopů vodíku a kyslíku v experimentálních povodích ČR a SR, a to pokud možno v obsáhlejší výčtu, tzn. i v jiných povodích kromě těch hlavních citovaných v předchozím odstavci. Jeho záměrem je poskytnout metodickou podporu, ukázat předběžné výsledky a především podnitit zájem a nastínit možné další praktické kroky k účinnějšímu využití těchto postupů v hydrologickém a vodohospodářském výzkumu a praxi.

## 2. Vybrané metody užití stabilních izotopů vodíku a kyslíku v hydrologii povodí

Izotopové metody se podle klasických učebnic (např. Mazar, 2003) mohou s úspěchem uplatnit v hydrologii pouze společně s ostatními metodami hydrologickými, hydrogeologickými, hydrochemickými, geofyzikálními apod. Podobně je v rámci izotopové hydrologie žádoucí souběžné užití více izotopů, neboť každý z nich je vhodným stopovačem pro určitou část zejména podzemního oběhu vody a všechny dohromady pak zejména při datování komplexních zvodní přinášejí věrný obraz hydrogeologických systémů. V hydrologii menších experimentálních povodí se ovšem tradičně dominantně uplatňují stabilní izotopy  $^{18}\text{O}$  a  $^2\text{H}$ , a to z několika důvodů: nepodléhají radioaktivnímu rozpadu, na rozdíl od rozpuštěných pevných látek a plynů jsou konzervativní a především jejich sezónně proměnlivý vstup do hydrologického cyklu prostřednictvím srážek je závislý na řadě relativně snadno měřitelných meteorologických a geografických faktorů, mezi nimiž je nejdůležitější teplota vzduchu. V neposlední řadě jsou důležité i jednoduchost odběru vzorků a relativně dostupné měření. To vše dělá izotopy  $^{18}\text{O}$  a  $^2\text{H}$  ideálními stopovači hydrologických procesů v menších povodích, kde je ke sledování krátkodobých i sezónních procesů potřeba větší množství vzorků v několikaletých časových řadách. V případě sledování pohybu pomalých a dokonale promísených složek podzemní vody bez výrazných sezónních vlivů se ovšem stabilní povaha  $^{18}\text{O}$  a  $^2\text{H}$  mění v nevýhodu, neboť hodnoty takového stopovače se v takovém prostředí nemění a ztěžují tak porozumění dynamice srážkoodtokových vztahů. Proto se v posledních letech výrazněji podporuje sledování některých dalších izotopů, zejména  $^3\text{H}$  (tritium),  $^3\text{He}$  nebo vybraných freonů, i v menších povodích (Stewart et al., 2010) a proto i řada experimentálních povodí, mj. v Jizerských horách a Západních Tatrách, má v programu v rámci programů GNIP a GNIR zařazena periodická měření  $^3\text{H}$ . V tomto příspěvku se ovšem omezujeme výhradně na užití  $^{18}\text{O}$  a  $^2\text{H}$ .

Množství  $^{18}\text{O}$  a  $^2\text{H}$  dodaného do povodí formou srážek roste úměrně několika zevrubně prostudovaným faktorům (např. Gat, 2009), mezi nimiž vyniká teplota srážek a tudíž nepřímo i klima a geografie povodí. V obdobích, kdy je přírodní teplota srážek buď významně vyšší nebo nižší než dlouhodobá průměrná teplota prostředí, lze využít odlišné koncentrace izotopů  $^{18}\text{O}$  a  $^2\text{H}$  pro tzv. izotopickou separaci odlišných složek odtoku. Na tomto konceptu, pocházejícím z konce 60. let minulého století, bylo založeno již zmíněné přehodnocení dominantní úlohy povrchových složek odtoku během srážkových epizod. V posledním desetiletí narůstají pokusy o začlenění výsledků izotopových separací složek odtoku jako dodatečné fyzikálně zdůvodněné parametry do srážkoodtokových modelů (Seibert a McDonnell, 2002). Důležitým ukazatelem zejména poměrů během kondenzace srážek ve fázi hydrologického cyklu předcházející odběru daného vzorku je také vztah koncentrace izotopů  $\delta^{18}\text{O}$  a  $\delta^2\text{H}$  ve srážkové, povrchové i podzemní vodě, nazývaný „deuterium excess“ a vyjádřený

$$d = \delta^2\text{H} - 8 * \delta^{18}\text{O} \quad (1)$$

kde  $d$  je přebytek deuteria - deuterium excess,  $\delta^{18}\text{O}$  a  $\delta^2\text{H}$  je koncentrace izotopů ve vodě. Ve srážkové vodě charakterizuje tento ukazatel vliv opakovaného výparu srážkové vody před dopadem kapek na terén a dovoluje tudíž odhadnout původ a teplotní poměry vzdušných mas přinášejících srážky. Tento efekt se nejvíce projevuje ve větších povodích, ovlivněných srážkami různého atmosférického původu. V podzemní a zejména povrchové vodě je pak deuterium excess navíc důležitým kvantitativním ukazatelem výparu z otevřených vodních ploch (Gat, 2009). Kendall a Coplen (2001) publikovali významnou studii o rozložení stabilních izotopů a deuteriového přebytku ve středně velkých povodích na celé ploše kontinentálních USA. Jakkoli nešlo o detailní studii procesů, shromáždil se zde cenný materiál poukazující na různě výrazné klimatické vlivy na vstup stabilních izotopů do povodí a zároveň na případy, kdy izotopový vstup byl působením jiných faktorů v odtoku již neznatelný.

Druhým dominantním okruhem užití izotopů při studiu hydrologických procesů v povodích je odhad doby zdržení vody v povodí (Mean Residence Time) tzn. odhad doby, která uplyne, než se jednotlivé složky vody od okamžiku infiltrace dostanou do místa odběru nebo než opustí povodí v odtoku. Toto tzv. datování podzemních vod je standardní náplní řady izotopových metod, přičemž techniky stabilních izotopů  $^{18}\text{O}$  a  $^2\text{H}$  opět využívají na rozdíl od radioaktivních izotopů sezónní přibližně teplotně závislý průběh koncentrace ve srážkách. Voda infiltrující pod povrch pak prochází zpravidla několika stupni mísení s vodou již v povodí přítomnou, čímž se přibližně sinusový průběh koncentrace izotopů  $\delta^{18}\text{O}$  a  $\delta^2\text{H}$  ve srážkách utlumuje ve své amplitudě. Proto půdní a podzemní voda vykazuje užší rozsah měřených hodnot, bližší dlouhodobému průměru izotopové koncentrace vod v povodí. Tento koncept byl Maloszewským a Zuberem (1996) zpracován do obecného konceptu matematické interpretace izotopového datování vod a jeho uplatnění přineslo řadu výsledků v různých povodích (Kendall a McDonnell, 1998), přičemž je ovšem nutno vzít na vědomí, že sezónní výkyvy koncentrací  $^{18}\text{O}$  a  $^2\text{H}$  ve srážkách mírného klimatického pásu mizí během zhruba 4-5 let mísení ve zvodni. To je sice doba delší než většina rychleji probíhajících procesů v mělkých zvodních menších povodí, nicméně v případě větších povodí a hlubších zvodní se již vhodně uplatňují např. izotopy  $^3\text{H}$ , jež datují procesy zhruba do 50 let (Michel, 1992). Výhodným zjednodušením konceptu datování pomocí  $^{18}\text{O}$  a  $^2\text{H}$  zejména v menších povodích je využití útlumu jejich amplitudy. Sezónní fluktuace  $\delta^{18}\text{O}$  nebo  $\delta^2\text{H}$  v odebraných srážkových úhrnech a ve vzorku vody v toku jsou proloženy sinovou funkcí. Střední doba zdržení (dotoku) MRT (=Mean Residence Time), se určí dle rovnice (2) vyjadřující pokles amplitudy vstupu (srážek  $A_p$ ) a výstupu (např. odtoku  $A$ ) sinové funkce v tzv. lineární  $(1/b) = 6 / (2\pi)$ .

$$MRT = \left(\frac{1}{b}\right) \left[ \left(\frac{A_p}{A}\right)^2 - 1 \right]^{0.5} \quad (2)$$

V posledních letech se touto metodou zabýval ve skotských povodích Soulsby et al. (2000). Podrobnější popis metodiky s příklady z našich povodí byl uveden například na Hydrologii malého povodí v roce 2008 (Holko et al., 2008).

Význam faktoru času ve srážkoodtokových vztazích je podtržen důležitostí tohoto ukazatele při úvahách o zranitelnosti podzemních vod, tzn. rychlosti doplňování podzemní vody, jakož i rychlosti pohybu a odbourávání možné kontaminace.

### 3. Sledovaná povodí na území ČR a SR

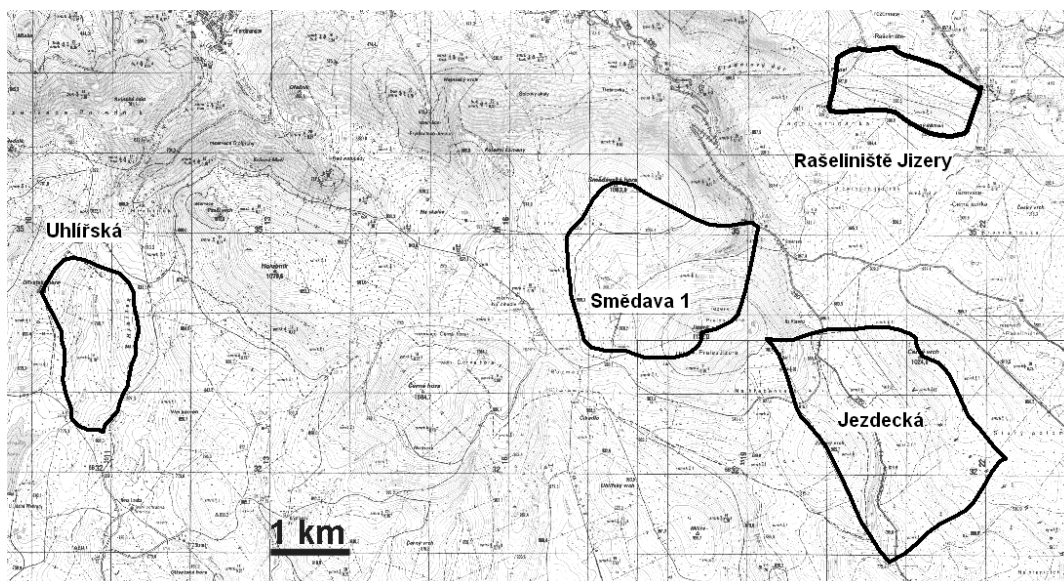
Tento příspěvek představuje celkem 9 experimentálních povodí v ČR a SR. Jsou zde představena především malá zdrojová experimentální povodí v horském terénu (Uhlířská, Jezdecká, Bílá Smědá a Velká jizerská louka v Jizerských horách, Liz na Šumavě, Jalovecký potok v Západních Tatrách a Červík v Beskydech) a zemědělská experimentální mikropovodí v širším povodí Kopaninského toku na Českomoravské vysočině. Srovnání dynamiky stabilních izotopů je provedeno s povodím Jizery před jejím ústím do Labe a dílčím povodím Váhu po profil v Liptovském Mikuláši. Poloha těchto povodí je znázorněna na obr. 1 a jejich charakteristiky jsou shrnuty v tab. 1. Obr. 2 znázorňuje jednotlivá povodí na podrobnějších mapkách.



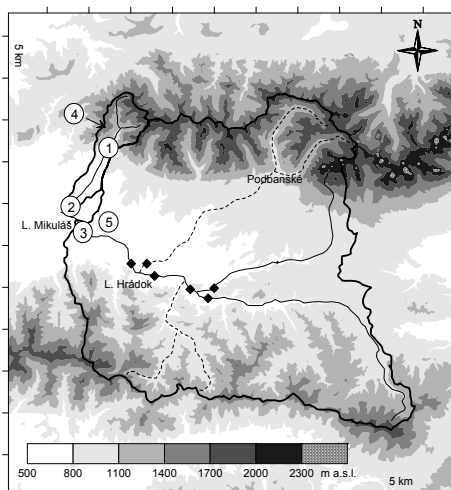
Obr. 1: Dlouhodobě pravidelně monitorované lokality v obsahu izotopů kyslíku a vodíku ve vodách ve středoevropském regionu (v pořadí délky pozorování): 1. Jalovecký potok v Západních Tatrách a dílejší povodí Váhu po Liptovský Mikuláš, 2. dolní tok Jizery v oblasti umělé infiltrace Předměřice nad Jizerou, 3. Jizerské hory (Uhlířská, Jezdecká, Smědava I, Velká jizerská louka), 4. Červík v Beskydech, 5. Liz na Šumavě, 6. Kopaninský tok na Českomoravské vrchovině

Tabulka 1: Geografická charakteristika sledovaných povodí

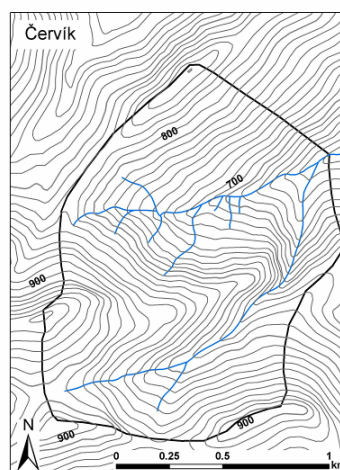
Povodí	Poloha	Plocha (km <sup>2</sup> )	Rozpětí nadm. výšky (m)	Roční srážky (mm)	Odtok (mm)	Geologická charakteristika	Pravidelná izotopová měření od	Pokryv a další charakteristiky
Jalovecký potok	Západné Tatry	22	820-2178	1570	1004	krystalinikum	1990	smrkový porost, kleč, travní porost
Jalovecký potok	Západné Tatry	45	560-2178	1206	714	krystalinikum, flyš, aluvium	2005	smrkový porost, kleč, travní porost
Váh	Horný Liptov	1100	560-2494	1046	598	jádrová pohoří, centrálněkapratská kotlina	2005	smrkový a klečový porost, skály, orná půda, trvalé travní porosty
Jizera	Předměřice nad Jizerou, před ústím do Labe	2193	188-1126	535 (Předměřice)	350	krystalinikum, česká křídlová pánev	2001	lesní porost, orná půda, trvalé travní porosty
Uhlířská	Jizerské hory	1.78	776-886	1400	1116	krystalinikum, aluvium	2006	smrkový porost
OP NPR Velká jizerská louka	Jizerské hory	1.35	827-939	1495	1364	krystalinikum, aluvium	2007	smrkový porost, rašelina, kleč
Jezdecká	Jizerské hory	4.75	788-1025	1500	1261	krystalinikum, aluvium	2009	smrkový porost, vrchoviště
Smědava I	Jizerské hory	3.72	828-1122	1600	1238	krystalinikum	2009	smrkový porost, vrchoviště
Liz	Šumava	0.99	828-1074	861	340	krystalinikum, aluvium	2009	smrková bučina
Červík	Beskydy	1.85	640-960	1136	651	flyš (pískovce, břidlice)	2007	smrkový porost
Kopaninský tok – P52	Českomoravská vrchovina	0.65	467-578 (souhrnně)	715	160	krystalinikum	2010	les 65%, orná p. 32%, 16% umělá drenáž
Kopaninský tok – P6	Českomoravská vrchovina	0.16	467-578 (souhrnně)	715	250	krystalinikum	2010	orná p. 96%, 61% umělá drenáž
Kopaninský tok – P53	Českomoravská vrchovina	0.05	467-578 (souhrnně)	715	170	krystalinikum	2010	orná p. 98%, 100% umělá drenáž



Obr. 2a: Povodí v Jizerských horách.

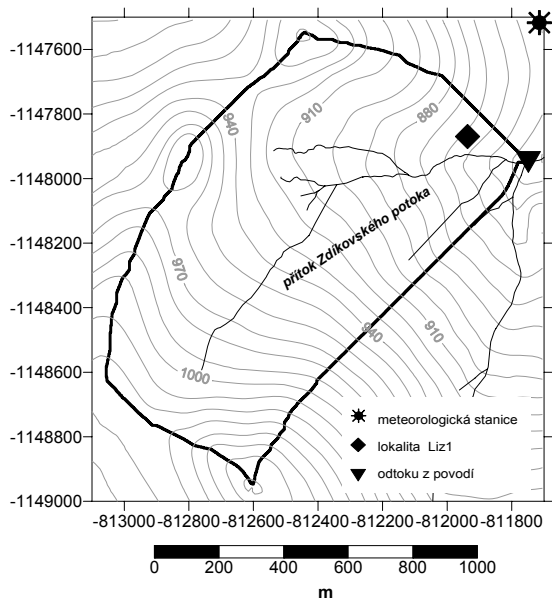


Obr. 2b: Povodí horního Váhu po Liptovský Mikuláš a Jaloveckého potoka a lokality s odběry vzorků vody 1 - Jalovecký potok v profilu horské části povodí (od 1991), 2 - Jalovecký potok v profilu celého povodí (od 2005) a srážky v Ondrašové (od 1990), 4 – srážky v průměrné nadmořské výšce povodí Jaloveckého potoka (od 1990); 5- vrt (2005-2010); černé kosočtverce označují místa odběru vzorku na Váhu a Belej během období nízkých průtoků (2005-2010).

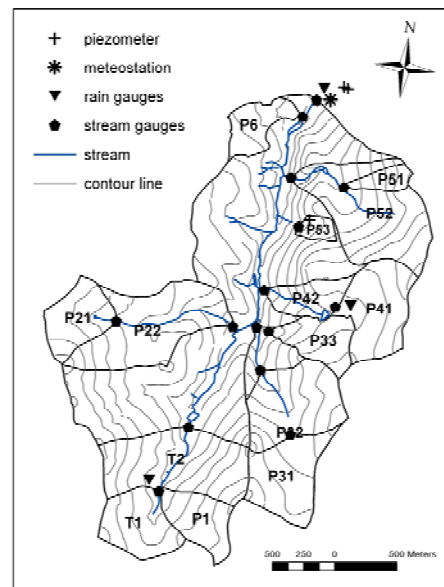


Obr. 2c: Povodí Červík





Obr. 2d: Povodí Liz a lokality s odběry vzorků vody



Obr. 2e: Povodí Kopaninského toku a lokality s odběry vzorků vody

Z tab. 1 a obr. 1 a 2 vyplývá, že nejrosáhlejší datový materiál je ze sledovaných povodí k dispozici v povodích v Jizerských horách a Západních Tatrách. V Jizerských horách probíhá dlouhodobý hydrologický výzkum na několika experimentálních povodích ČHMÚ a nově zřízených povodích ve spolupráci VÚV T.G.M., ČVUT v Praze a Správy CHKO Jizerské hory. Výzkum tvorby odtoku s využitím stabilních izotopů vodíku a kyslíku je prováděn v současnosti na čtyřech povodích (obr. 2a) – Uhlířská (Černá Nisa), Jezdecká (Černá Desná), Smědava I. (Bílá Smědá) (Kulasová et al., 2006) a povodí v lokalitě NPR Rašeliniště Jizery (přítok Jizery). Povodí Uhlířská leží v západní části hor nad nádrží Bedřichov, Jezdecká leží ve střední části masivu nad nádrží Souš. Tyto povodí reprezentují pozvolnější jižní svahy Jizerských hor. Povodí Smědava I pokrývá vrcholové partie severních svahů ve střední části horské oblasti. Povodí v ochranném pásmu NPR Rašeliniště Jizery reprezentuje komplex náhorních rašelinišť v oblasti meandrujícího toku horní Jizery. Mělké kamenité půdní profily na svazích povodí vzniklé na zvětralém žulovém substrátu patří do skupiny kambizemí, kryptopodzolů a podzolů. V údolních částech povodí se zpravidla nacházejí organozemě vzniklé na nasycených deluviofluviálních sedimentech. Půdní povrch je pokryt smrkovými monokulturami s ojedinělým výskytem buku, jeřábu a jedle. V bezlesných plochách je pokryv reprezentován travní vegetací nebo rašeliništi, případně se zde nacházejí zbytky rašelinných a podmáčených smrčín a porosty kleče. V povodích jsou pravidelně sbírány tekuté a pevné srážky v měsíčním, týdenním a denním kroku, odtok vody z uzavěrových profilů a meziprofilů v měsíčním, týdenním, denním i několikahodinovém kroku. Dále je sbírána půdní a podzemní voda, odtok z půdního profilu, sněhová pokrývka a v kampaních sněhové profily a odtok tající sněhové vody. Povodí Uhlířská je součástí mezinárodních sítí měsíčních sledování stabilních izotopů GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation) a GNIR (Global Network of Isotopes in Rivers) (IAEA/WMO, 2006, Vitvar et al., 2007).

Na Slovensku se stabilní izotopy v hydrologickém výzkumu používají od počátku 90. let 20. století v povodí Jaloveckého potoka v Západních Tatrách (obr. 2b). Výzkumy provádí Ústav hydrologie Slovenskej akademie vied. Předmětem intenzivního sledování je povodí horské části toku, tvořené horninami krystalinika (granitoidy a ruly). Půdy se vyznačují vysokým obsahem skeletu a vegetační pokryv je tvořený lesem, kosodřevinou a pásmem luk a skal. Sbírány jsou vzorky srážek, sněhové pokrývky, odtoku, pramenů a půdní vody. Srážkoměrná stanice Ondrašová je součástí mezinárodní sítě GNIP, vzorky vody z toků (Jalovecký potok, Váh) jsou součástí sítě GNIR.

Více než padesátiletá pozorování tvorby odtoku vody z horské lesní krajiny probíhají v povodí Červík v Beskydech (obr. 2c), provozované Výzkumným ústavem lesního hospodářství a myslivosti



(Bíba et al., 2006). Experimentální povodí se nachází v tzv. Zadních horách Moravskoslezských Beskyd. Bystřiny pramenící v horní části povodí se nad měrným profilem stékají v potok Červík, který se vlévá do údolní nádrže Šance. Geologický podklad tvoří pískovce, břidličnaté pískovce a břidlice, půda je zde jílovito-hlinitá, převládajícím půdním typem je kambizem. Povodí je 100% lesnaté s převahou smrku a buku a příměsí jedle. Přibližně v desetidenním kroku jsou sbírány srážky a odtok pro analýzu stabilních izotopů.

Na Šumavě probíhá výzkum v oblasti izotopové hydrologie pro doplnění kvantitativních ukazatelů na povodí Liz (obr. 2d) na přítoku Zdíkovského potoka v širším povodí Volyňky v gesci Ústavu pro hydrodynamiku AV ČR. Povodí se nachází v oblasti Vimperské vrchoviny ležící v CHKO Šumava. Zájmové území je tvořeno převážně metamorfovanými pararulami a z půd jsou zastoupeny skupiny podzolů, kambizemí a půd glejových. Povodí je pokryto dospělou smrkovou bučinou (Tesař et al., 2006). Na volné ploše jsou sbírány týdenní srážky, v lesních lokalitách podkorunové srážky a stoky po kmenech ve smrkovém a bukovém porostu, odtok vody v uzávěrovém profilu a pramen ve vrcholové části povodí.

Povodí Kopaninského toku (obr. 2d) se nachází na Českomoravské vysočině a výzkum v tomto povodí provádí Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy a DHI a.s. Mělké podloží je tvořeno pararulou, půdní profil je formován v mocnostech 1-2 m gleji a kambizeměmi. V povodí jsou sledována tři dílčí povodí o různých velikostech, výměrách orných, zatravněných a zalesněných ploch a podílu odvodnění formou podzemní mělké drenáže (Doležal a Kvítek, 2004; Zajíček et al., 2011). V povodí jsou sbírány týdenní srážky a odtok z uzávěrových profilů dílčích povodí. V období srážkoodtokových událostí během vegetačního období jsou srážky i odtok sbírány dle nastavených množstevních ekvivalentů.

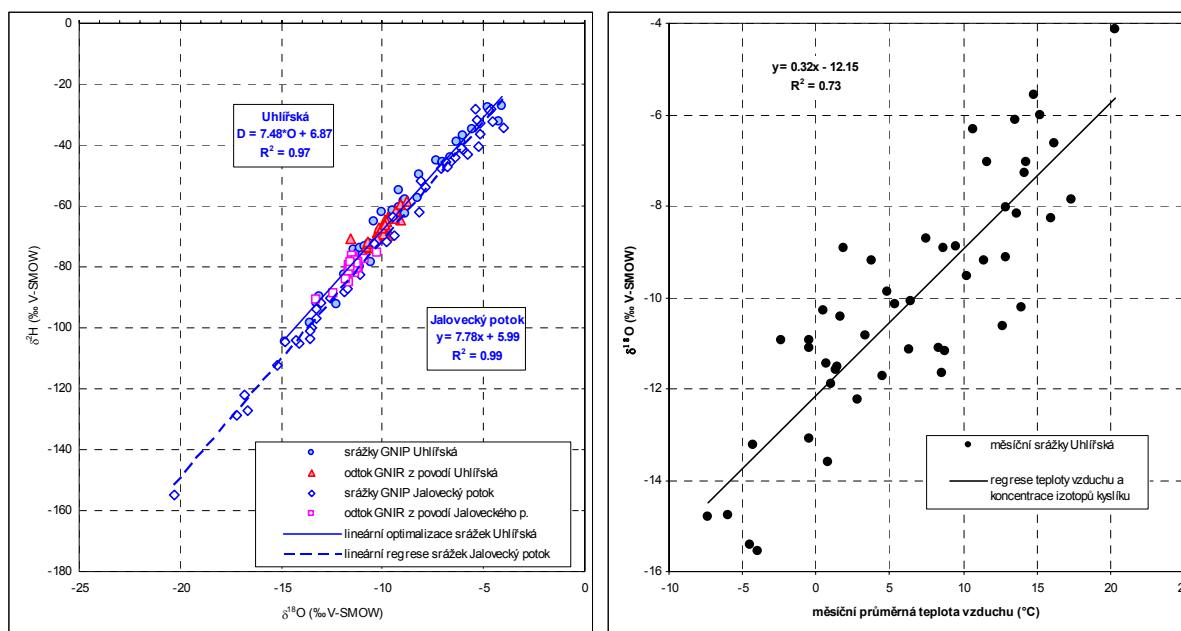
Pozorování v malých experimentálních povodích jsou doplněna o srovnání ze dvou větších povodí. V povodí horního Váhu po Liptovský Mikuláš (plocha cca 1100 km<sup>2</sup>, průměrná nadmořská výška 1090 m n.m.), byly sbírány vzorky odtoku v řece, podzemní vody ve vrtech a vody z přítoků Váhu v rámci programu GNIP a GNIR. V povodí Jizery po profil Předměřice nad Jizerou (plocha cca 2200 km<sup>2</sup>) jsou v oblasti uzávěrového profilu sbírány srážky, odtok vody v řece, odtok v síti přítoků a pramenů a vzorky podzemní vody v lokalitě umělé infiltrace Skorkov v rámci projektu České geologické služby.

#### 4. Výsledky a diskuse

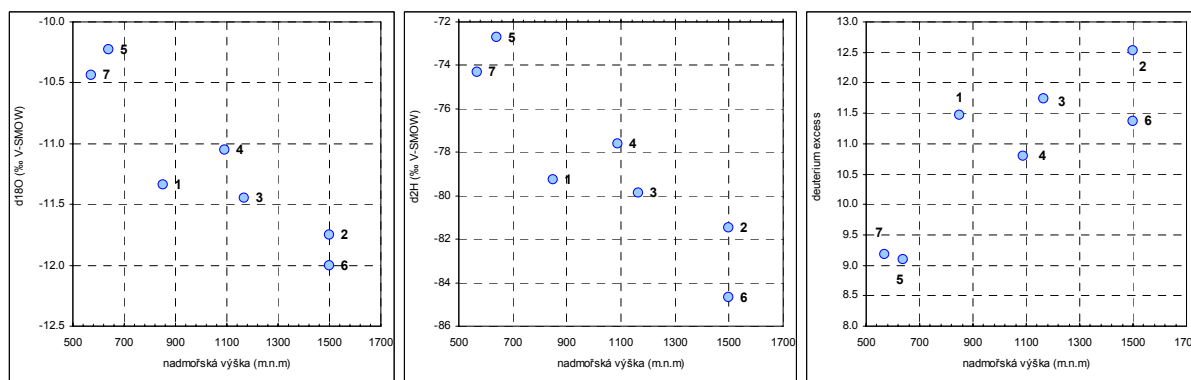
Tato část představuje některé výsledky užití izotopů <sup>18</sup>O a <sup>2</sup>H ve sledovaných povodích, přičemž těžiště je věnováno horským povodím v Jizerských horách a Západních Tatrách, která ve srovnání s ostatními povodími disponují delšími datovými řadami. Výsledky jsou předběžné a jejich interpretace v rozsahu tohoto příspěvku je často pouze kvalitativní. Konkrétně jde o následující témata: a-závislost obsahu stabilních izotopů ve srážkách na teplotě a dalších klimatických a geografických parametrech, b-odhad doby zdržení vody v povodí, a c-sledování hydrologických procesů, např. tání sněhu, mísení ve zvodni, drenážní odtok atd. na základě obsahu stabilních izotopů. Rozhodující většina představených izotopových dat ze všech sledovaných povodí byla změřena na laserovém spektrometru LGR DLT-100 V2 na Fakultě stavební ČVUT v Praze, přičemž vzorky z hlavních srážkoměrných a průtokoměrných stanic na Uhlířské a Jaloveckém potoce byly standardně měřeny i v laboratoři izotopové hydrologie IAEA ve Vídni pomocí hmotnostního spektrometru typu DeltaPlus. V povodí Červík se měření stabilních izotopů v letech 2007 – 2009 provádělo v laboratoři České geologické služby na hmotnostním spektrometru Finnigan Mat 250.

Obr. 3 ukazuje vztah měsíčních hodnot izotopů <sup>18</sup>O a <sup>2</sup>H v povodí Uhlířské. Je zřejmé, že voda v povrchovém toku má původ v místních srážkách a že běžně nedochází k podstatnému výparu povrchové vody. Kdyby tomu tak bylo, tyto body by výrazně ležely pod přímkou znázorňující těsný vzájemný vztah izotopů <sup>18</sup>O a <sup>2</sup>H, jinak též nazývané Local Meteoric Water Line LMWL, a to proto, že při výparu dochází k přednostnímu uvolnění těžšího izotopu vodíku oproti těžšímu izotopu kyslíku a nevypařený zbytek vody tak obsahuje nevyvážený podíl obou izotopů, který již není určen LMWL. Z obr. 3b je zřejmé, že rostoucí teplota vzduchu je jedním z určujících faktorů většího

zastoupení stabilních izotopů kyslíku a vodíku ve srážkách, zatímco srážky kondenzované při nižších teplotách, resp. spadlé ve větších nadmořských výškách či vyšších zeměpisných šířkách, obvykle obsahují nižší podíl  $^{18}\text{O}$  a  $^2\text{H}$ . Tento efekt je dobře vidět na obr.4, ukazujícím vliv nadmořské výšky na izotopové složení vody v hydrologickém cyklu v horském povodí Jaloveckého potoka. Izotopové složení povrchových a podzemních vod sleduje gradient izotopového složení srážek a dovoluje tedy odhadnout, který z pramenů, vrtů či povrchových toků je zásobován srážkami z vyšších poloh a který je naopak spíše propojen s infiltrací v nižších polohách. Procesy obohacování a ochuzování srážkové vody stabilními izotopy kyslíku a vodíku během změn skupenství jsou ve skutečnosti velmi komplexní (Gat, 2009) a popsání závislosti je třeba interpretovat velmi obezřetně.



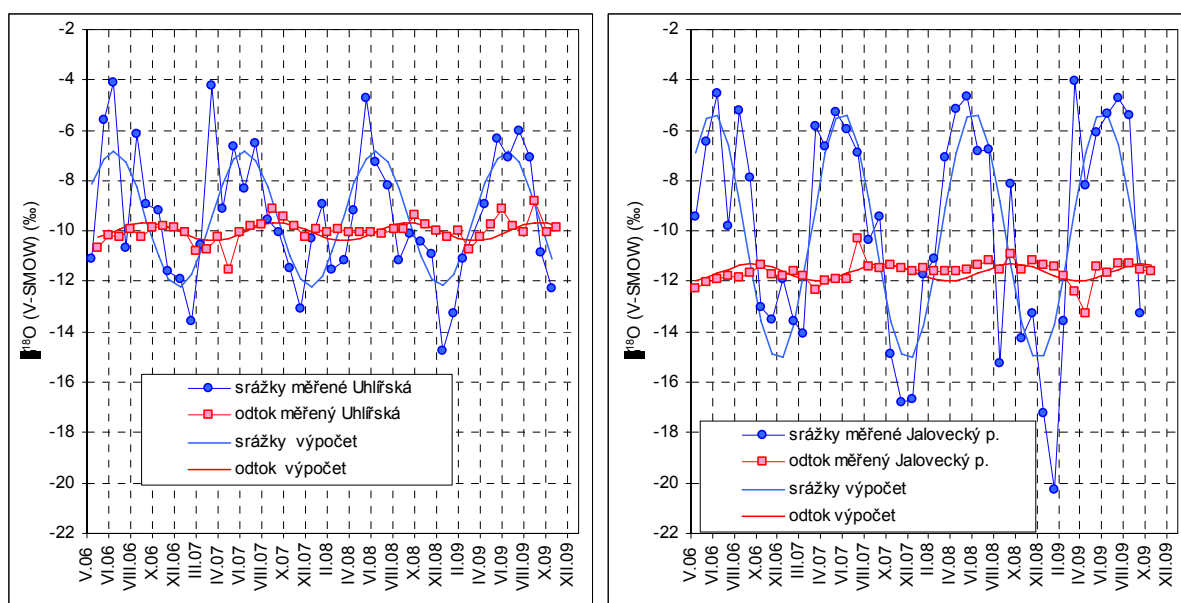
Obr. 3: Vztah  $^{18}\text{O}$  a  $^2\text{H}$  ve srážkách a povrchovém toku v Uhlířské a Jaloveckém potoce (3a) a lineární regrese mezi  $^{18}\text{O}$  a průměrnou měsíční teplotou vzduchu na povodí Uhlířská (3b)



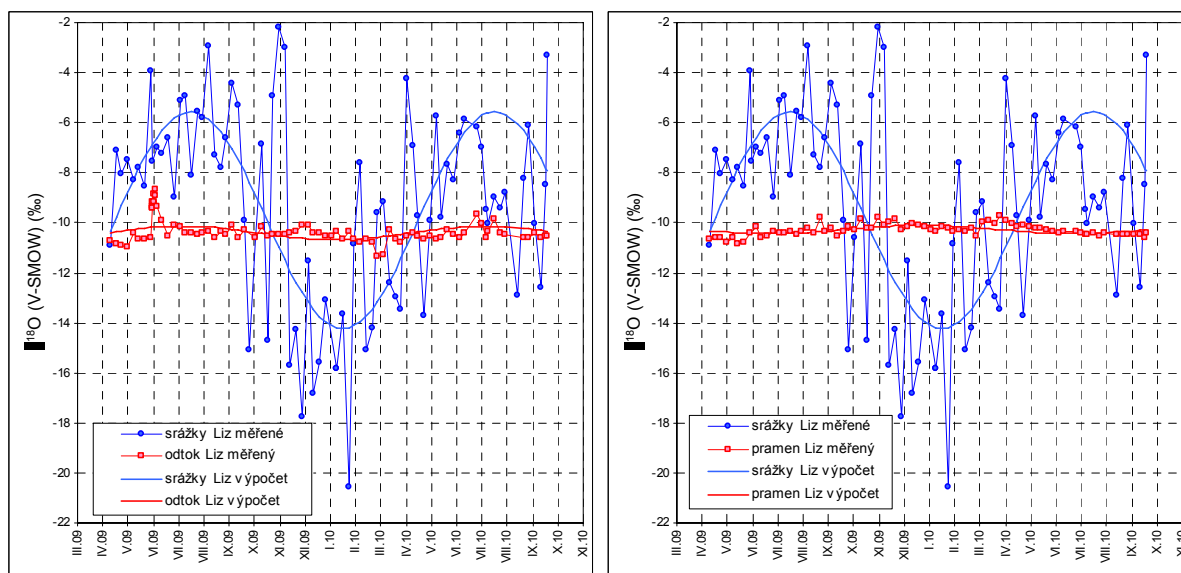
Obr. 4: Závislost izotopového složení kyslíku (4a), vodíku (4b) a deuteriového přebytku (4c) na nadmořské výšce v povodí horného Váhu; údaje za období 2008-2010; 1-horský pramen, 2, 3 Jalovecký potok, 4 – Váh, 5- vrt v sesuvovém pásnu na flyši, 6,7- srážky.

Obr. 5, 6 a 7 představují srovnání průběhů koncentrací  $^{18}\text{O}$  ve srážkách a povrchovém toku a následný výpočet průměrné doby zdržení vody mezi infiltrací a odtokem. Tento koncept vychází z předpokladu, že izotopové koncentrace ve srážkách kolísají podle teploty ve víceméně pravidelných cyklech a že tento průběh lze zjednodušeně vyjádřit pomocí sinusoidy proložené metodou nejmenších čtverců. Mísení ve zvodni a doba dotoku (Mean Residence Time), tj. doba, kterou voda stráví v povodí od infiltrace do odtoku v uzávěrovém profilu, je pak dána rozdílem takto sestavených amplitud ve srážkách a odtoku a vypočítá se podle rovnice (2). Na obr. 5 je tato metoda užita pro profily Uhlířská (7 měsíců) a Jalovecký potok (14 měsíců). Delší dobu zdržení v Jaloveckém potoce vysvětlujeme

výrazným zpomalujícím vlivem puklinového prostředí, zadržujícím značné objemy vody především v létě. Takto v odtoku Jaloveckého potoka dochází k většímu rozkvyvu koncentrací  $^{18}\text{O}$  výhradně v období tání sněhu, kdy se do toku dostává tající sníh s nižšími hodnotami  $^{18}\text{O}$  danými nízkou teplotou sněhových srážek. Tento fenomén je v povodí Uhlířské znatelný méně výrazně, poněvadž zde je podzemní odtok tvořen z podstatné části relativně rychlým přísunem vody z vrstev nad krystalickým podložím (Šanda et al., 2009).

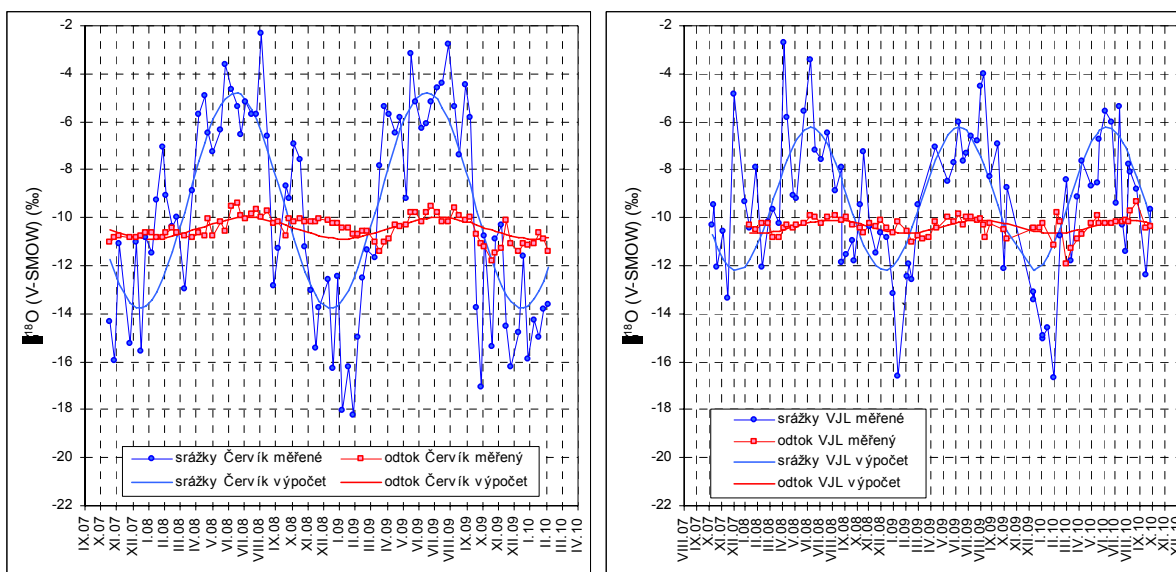


Obr. 5a, b: Průběh koncentrací  $^{18}\text{O}$  ve srážkách a povrchovému toku a následný výpočet průměrné doby zdržení vody v povodí Uhlířské (7 měsíců) a Jaloveckého potoka (14 měsíců).



Obr. 6 a,b – Průběh koncentrací  $^{18}\text{O}$  ve srážkách a povrchovému toku a následný výpočet průměrné doby zdržení vody v uzáverovém profilu povodí Liz (15 měsíců) a v jednom z pramenů (25 měsíců).

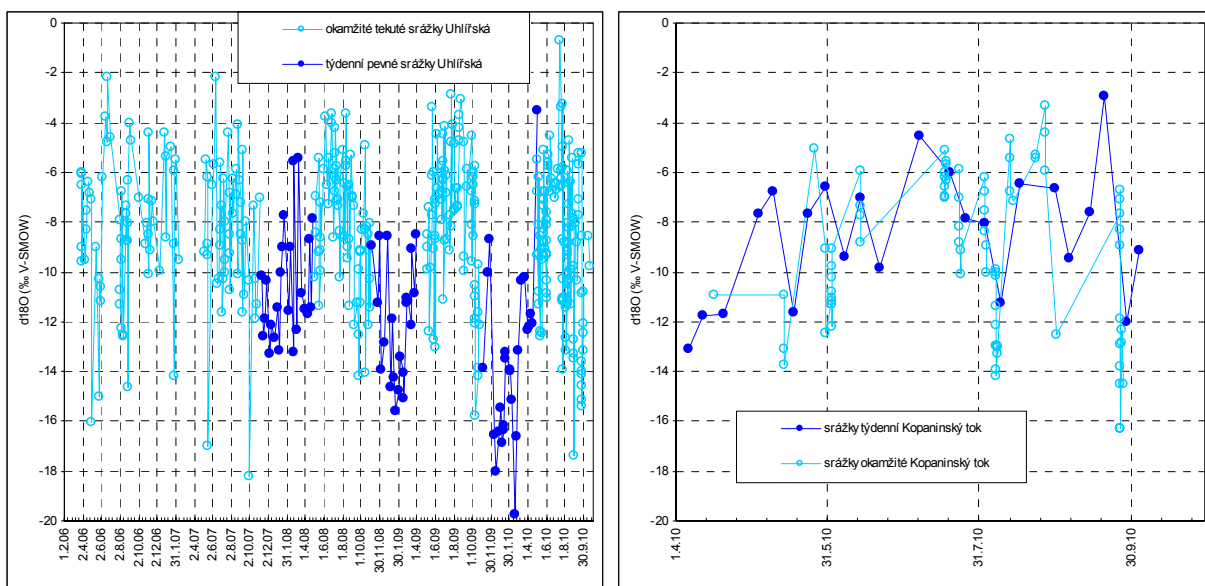
Delší doba zdržení v prameni je přirozeně způsobena důkladnějším mísením ve srovnání s povrchovému tokem, resp. nepřítomností rychlejších složek odtoku. Ty jsou patrné v povrchovému toku (obr. 6a) např. krátkodobě zvětšenými izotopovými koncentracemi v létě 2009 a zmenšenými koncentracemi v březnu 2010 během tání sněhu. Tyto vlivy se v prameni (obr. 6b) téměř nevyskytují.



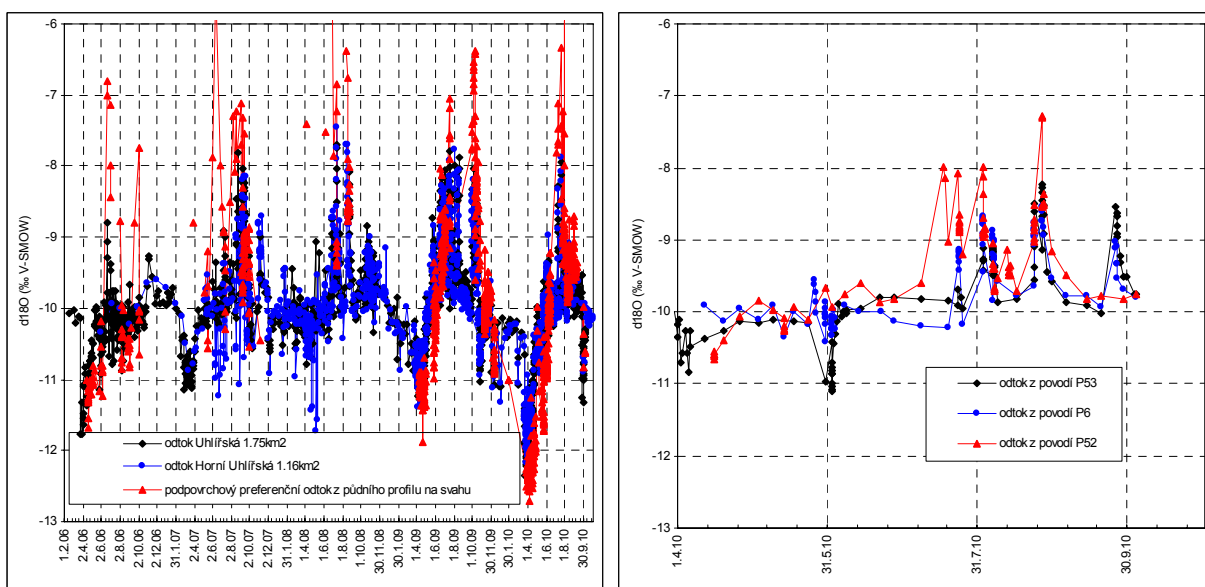
Obr. 7 a,b: Průběh koncentrací  $^{18}\text{O}$  ve srážkách a povrchovém toku a následný výpočet průměrné doby zdržení vody v uzávěrovém profilu povodí Červík (9,5 měsíců) a Velká jizerská louka (10,5 měsíců).

Na obr. 7 je ukázán tentýž výpočet pro profil Červík a Velká jizerská louka. Zde se ukazuje, že doba dotoku do uzávěrových profilů je prakticky stejná, a to i při větším rozkvy izotopových koncentrací ve srážkách v povodí Červík. Ty totiž zároveň způsobují větší rozkvy koncentrací v odtoku ve srovnání s povodím Velká jizerská louka, což rovnice (2) vyjádří velmi podobnými dobami zdržení v obou povodích. Předložené předběžné výpočty přesvědčivě ukazují možnosti využití této v zásadě jednoduché metody k výpočtům a srovnání dynamiky reakce zejména podzemních složek odtoku, nicméně i její pojednání ve světové literatuře varuje před nebezpečnou interpretací výsledků, a to ze tří zásadních důvodů. Prvním jsou možné subjektivní vlivy při prokládání izotopových koncentrací sinusovými křivkami, a to zejména v případech, že průběh koncentrací nelze sinusoidou dobře vyjádřit. Druhým důvodem je předpoklad, že veškerá srážka se podílí na odtoku, a proto je všem koncentracím ve srážkách přikládána stejná důležitost, ačkoli tomu tak ve skutečnosti není a komplexnější metody výpočtu dob zdržení (např. Maloszewski, 1996) počítají s vážením vlivu jednotlivých měsíčních objemů srážek na odtok. Konečně třetím důvodem je skutečnost, že stabilní izotopy slouží výhradně jako stopovač rychlých procesů, a tak rozkvy jejich koncentrací ve srážkách mírného klimatického pásma se do 5 let průchodu zvodní změni v téměř nezatelné kolísání, které se pak obtížně interpretuje a jehož nebezpečné použití v rovnici (2) může vést k nejasnostem. K vyjádření vlivu skutečně dlouhodobějších složek odtoku je proto třeba sledování jiných stopovačů, zejména tritia. Celé problematice datování odtoku v povodích se důkladně věnují McGuire a McDonnell (2006) a Stewart et al. (2010).

Závěrečná sada obrázků přináší ukázky vyjádření některých hydrologických procesů pomocí stabilních izotopů. Obr. 8 vyjadřuje podrobný časový průběh koncentrací v odtoku z povodí Uhlířská a Kopaninský tok. Koncentrace v obou profilech povodí Uhlířská (uzávěrový profil a profil z dílčího povodí u pomníku Porscheho smrti, zahrnující 66% plochy celého povodí) a zejména v půdním preferenčním odtoku (8c) jsou výrazně rozkolísanější než koncentrace v odtoku ze tří dílčích povodí Kopaninského toku (8d), která jsou všechna ovlivněna různou intenzitou podpovrchové drenáže, přestože se jedná o velmi malou plochu jednotlivých povodí.



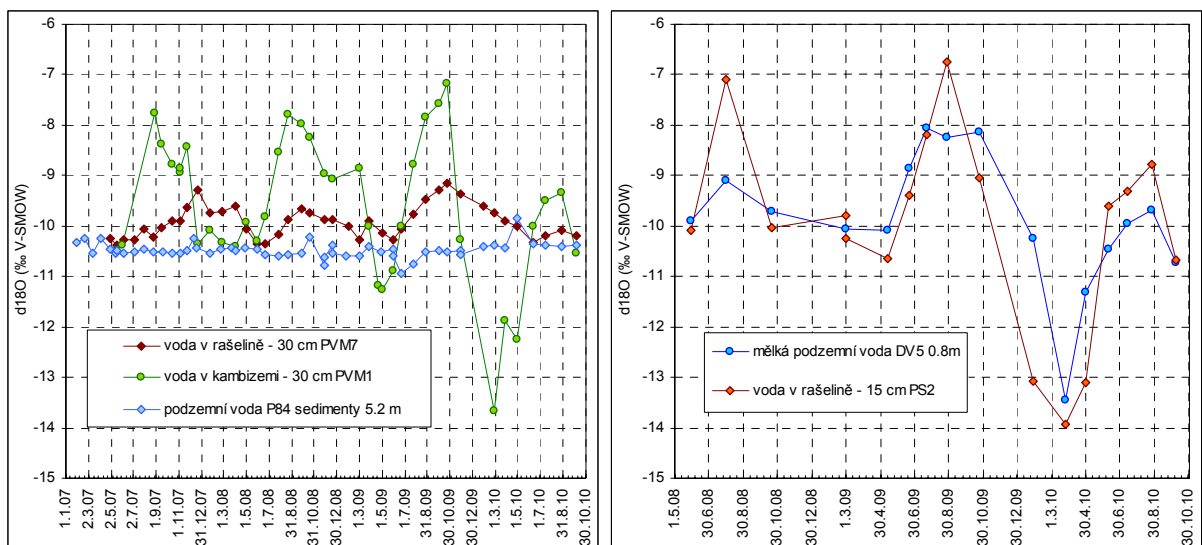
Obr. 8: Průběh koncentrace izotopu  $^{18}\text{O}$  ve srážkách v povodí Uhlířská (8a) a Kopaninský tok (8b)



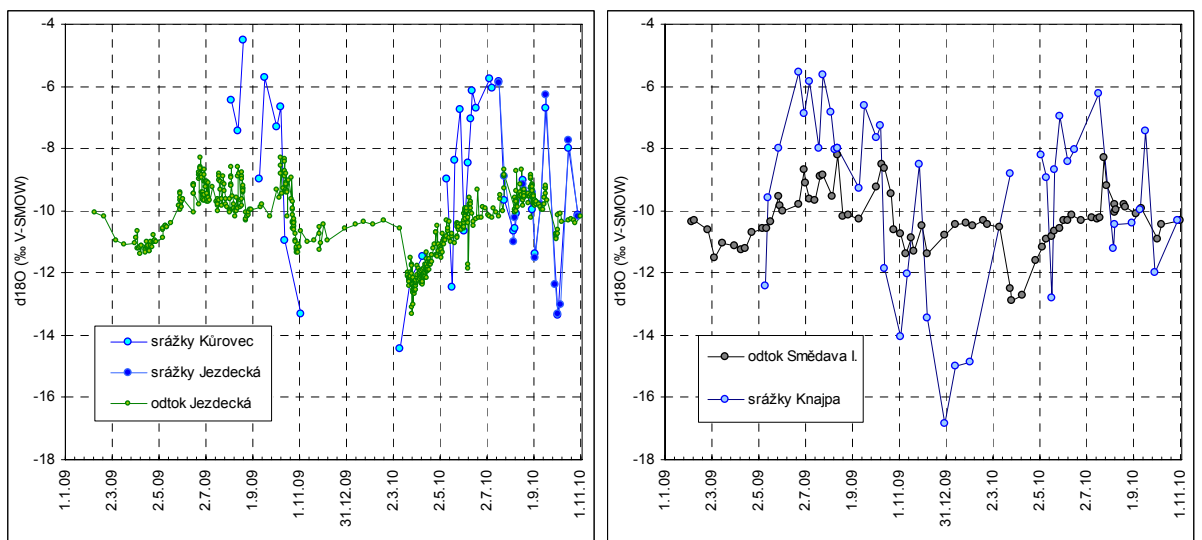
Obr. 8: Průběh koncentrace izotopu  $^{18}\text{O}$  v odtoku z částí povodí Uhlířská (8c) a Kopaninský tok (8d)

Na obr. 9 je znázorněn rozdílný průběh koncentrace  $^{18}\text{O}$  v rašelině a podzemní vodě v povodí Uhlířská a Velká jizerská louka. Případ povodí Uhlířská (9a) ukazuje velmi podobný průběh koncentrace, kdy vodní zásoby v rašelině jsou dotovány z dobře promísených podzemních vod, zatímco rašelinistiště v povodí Velká jizerská louka je vrchovištního typu a má tudíž zejména v obdobích zesíleného doplňování větší rozkvy izotopových koncentrací, blížíci se rozkvy koncentrací ve srážkách.

Na obr. 10 je znázorněn podrobný průběh koncentrace  $^{18}\text{O}$  ve dvou povodích Jezdecká a Smědava I v Jizerských horách. Dobře patrný je zejména pokles koncentrace izotopu v povrchové vodě v období tání sněhu, tj. kdy se do toku dostávají izotopově méně obohacené srážky dříve akumulované v podobě sněhu. Probíhá-li tání výhradně vlivem vysokých teplot a bez rušivých vlivů srážek, jako například v březnu 2009, je tento pokles koncentrací méně výrazný, zatímco probíhá-li tání rychle a s podporou deště, je vliv tajícího sněhu a jeho nízkých izotopových koncentrací v toku markantnější. Pro sledování těchto procesů je zejména důležité detailní měření izotopových koncentrací, jako například na obrázku 10a v povodí Jezdecká.



Obr. 9 Průběh koncentrace izotopu  $^{18}\text{O}$  v rašeliništi a podzemní vodě v povodí Uhlířská (9a) a Velká jizerská louka (9b)

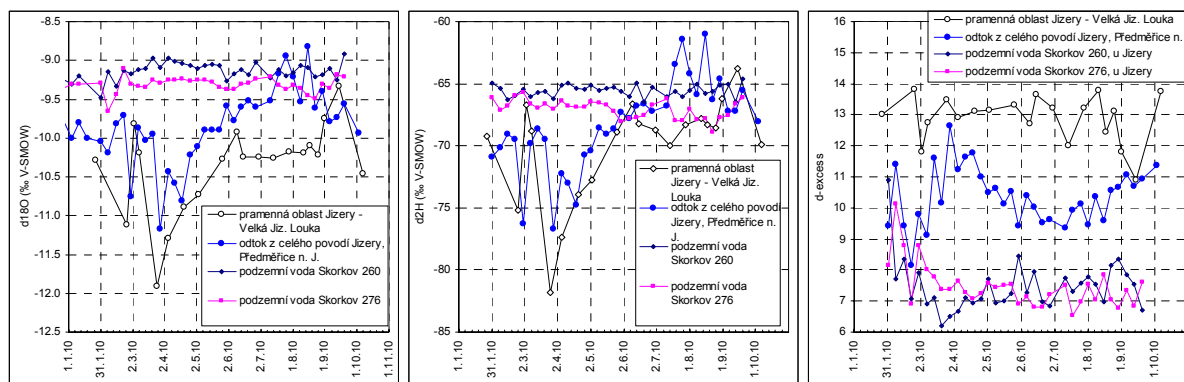


Obr. 10: Průběh koncentrace  $^{18}\text{O}$  ve srážkách a odtoku v povodí Jezdecká (10a) a Smědava I (10b)

Závěrečný obr. 11 přináší komplexnější pohled na využití stabilních izotopů vodíku a kyslíku při hodnocení vztahu povrchových a podzemních vod ve větším povodí Jizery po uzávěrový profil Předměřice nad Jizerou. Na obr. 11a a 11b je zachycen průběh koncentrace izotopů  $^{18}\text{O}$  a  $^2\text{H}$  v pramenné oblasti Jizery, v uzávěrovém profilu Jizery v Předměřicích n.J. a také ve dvou vrtech v dolní části toku. Ukazuje se, že zejména v období tání sněhu Jizera přináší velké množství izotopově lehké vody z Jizerských hor (viz pojednání k obr. 10), zatímco v letním období se na jejím odtoku již podílejí izotopově méně odlišné složky, tj. izotopově těžší letní srážky z Jizerských hor a také srážky lokální. Tyto dvě složky by bylo obtížné odlišit pouhým hodnocením průběhu izotopových koncentrací z obr. 11a a 11b, protože v letním období se všechny složky z hlediska izotopové koncentrace vyrovnávají. Z obr. 11c je ovšem patrné, že vztah obou izotopů v podobě přebytku těžšího vodíku, tzv. deuterium excess, se v horní Jizeře, dolní Jizeře a v lokální podzemní vodě v dolním Pojizeří vzájemně odlišuje. Tím, že tvorba frontálních či místních srážek v Jizerských horách často probíhá pod vlivem jiných vzdušných formací než v dolním Pojizeří, nesou srážky z Jizerských hor přes příbuznost izotopové koncentrace v letním období se srážkami nížinnými rozdílné hodnoty deuteriového přebytku v říční vodě přitekly z Jizerských hor. To dokazuje, že říční voda v Jizeře obecně málo komunikuje s místní podzemní vodou dolního Pojizeří. Výjimku tvoří počátek roku 2010 na obr. 11c, kdy byly zobrazené vrty intenzivně čerpány, a tak došlo k výraznějšímu smísení



povrchové a podzemní vody. Tento koncept se často používá ve vodohospodářské praxi při hodnocení vztahu říčních a podzemních vod v oblastech břehové infiltrace a podílů místních a infiltrovaných vod na množství vody ve zvodni (Fórizs a Deák, 1998).



Obr. 11: Průběh koncentrace izotopů  $^{18}\text{O}$  (obr. 11a) a  $^2\text{H}$  (obr. 11b) a deuteriového přebytku (obr. 11c) v povrchové a podzemní vodě v oblasti uzavěrového profilu Jizery v Předměřicích n.J.

## 5. Závěr

Předložený příspěvek je prvním souhrnným pojednáním o uplatnění izotopových metod v povodích ČR a SR. Jelikož ve většině sledovaných povodí bylo měření izotopů zahájeno teprve nedávno a žádná zevrubná interpretace získaných dat tam zatím nebyla možná, pocházejí hlavní nové informace z horských povodí Uhlířské a Jaloveckého potoka a jsou doplněny příklady z ostatních sledovaných povodí. Ty ukazují, že stabilní izotopy kyslíku a vodíku nabízejí v podmínkách ČR a SR rozsáhlé možnosti využití, neboť klimatické a geografické podmínky v povodích obou zemí způsobují, že tyto izotopy jsou rozmístěny ve srážkách a tím i v celém hydrologickém cyklu v dostatečné variabilitě. To dovoluje poměrně přesné rozlišení sezónního a prostorového rozlišení povrchových a mělkých podpovrchových vod, které se aktivně podílejí na vzniku odtoku a oběhu vody v menších experimentálních povodích. Přechodný typ podnebí mezi přímořským a vnitrozemským navíc do obou zemí přináší srážky různého původu a způsobu vzniku, jež jsou charakterizovány pestrým složením stabilních izotopů dovolujícím rozlišovat procesy vzniku odtoku v časových měřítkách měsíců či několika málo let. Samozřejmě nelze pominout využití dalších izotopů a stopovačů zejména pro charakteristiku hlubších zvodní a pomalejších procesů a minimálně v povodích Uhlířské a Jalovecký potok jsou tyto postupy i díky analytické podpoře IAEA součástí výzkumných plánů.

Příspěvek nabídl několik konkrétních konceptů, rozšiřující možnosti při řešení typických vodohospodářských úkolů v nších podmínkách, tj. např. funkce a ochrana rašeliníšť, hydrologické projevy a důsledky tání sněhu v horských oblastech nebo funkce drenáží v zemědělských povodích. Jakkoli jde o koncepty částečně jen kvalitativní povahy, jsou fyzikálně podloženy a často identifikují složku odtoku nebo proces, který nelze přímo měřit, resp. lze započítat do vodní bilance nebo simulovaného průtoku, nikoli však fyzikálně vysvětlit. Proto je důležitá dlouhodobá koncepční a praktická spolupráce širokého spektra metod a zahrnutí izotopových postupů tam, kde je to žádoucí a možné.

Příspěvek ukazuje, že v obou zemích existuje velmi kvalitní datová, přístrojová i expertní základna pro širší zapojení stabilních izotopových stopovačů do monitorovacího programu experimentálních povodí včetně rozšíření o sledování některých dalších izotopů, konkrétně  $^3\text{H}$  a ve vybraných povodích. Rovněž lze doporučit podstatné rozšíření výuky v této oblasti a navázání těsnější spolupráce mezi zainteresovanými pracovišti, a to zejména v oblasti analýzy a terénního a monitorovacího vybavení, aby se dosáhlo optimálního rozložení a využití vlastních přístrojů v kombinaci se zabezpečením některých analýz v jiných laboratořích v rámci výměny nebo za prostředky z tuzemských a zahraničních grantů. Samozřejmostí je pokračování zahraniční spolupráce a zapojení do mezinárodních výzkumných a monitorovacích sítí. Tak se udrží dosavadní vysoká kvalita české a slovenské izotopové hydrologie.

## Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou projektů: MŠMT ČR CEZMSM 6840770002, GAČR 205/09/0831, GAČR 205/08/1174, MŽP SP/2e7/229/07, MŽP SP/1a6/151/07, IAEA 14007, AVČR AV0Z20600510, Mze 0002070203, IAEA CRP F3.30.15, MVTS IAEA, AOPK ČR PPK 42a a AOPK ČR PPK-21a/52/10, NAZV QH82095.

Děkujeme experimentálnímu oddělení ČHMÚ za poskytnutí geografických a hydrologických dat o povodích Jezdecká, Smědava I a Uhlířská.

## Literatura

- Aggarwal, P.K., Araguas-Araguas, L.J., Groening, M., Kulkarni, K.M., Kurttas, T., Newman, B., Vitvar, T. (2010): Global hydrologic isotope data and data networks. In: West, J.B., Bowen, G.J., Dawson, T.E., and Tu, K.P. (Eds.): *Isoscapes – Understanding movement, pattern and process on Earth through isotope mapping*, Springer, 33–51.
- Bíba, M., Oceánská, Z., Vícha, Z., Jařabáč, M. (2006): Lesnicko-hydrologický výzkum v Beskydských experimentálních povodích. *J. Hydrol. Hydromech.*, 54, 2.
- Bůzek, F., Hanzlík, J., Hrubý, M. and Trýzna, P. (1991): Evaluation of the runoff components on the slope of an open-cast mine by means of environmental isotopes  $^{18}\text{O}$  and T. *J. Hydrol.* 127, 23–36.
- Bůzek, F. (1994): A rapid procedure for prepreparing oxygen-18 determination in water samples. *Isotopenpraxis*, 19, 70–72.
- Bůzek F., Hruška J., Krám P. (1995): Three-component model of runoff generation, Lysina catchment, Czech Republic. *Water, Air, and Soil Pollution*, 79, 391–408.
- Buzek, F., Bystrický, V., Kadlecová, R., Kvítek, T., Ondr, P., Sanda, M., Zajicek, A., Zlabek, P. (2009): Application of two-component model of drainage discharge to nitrate contamination. *Journal of Contaminant Hydrology*, 106, 99–117.
- Clarke, G.R., Denton, W.H., Reynolds, P. (1954): Determination of the Absolute Concentration of Deuterium in Thames River Water. *Nature*, 4427, 469.
- Craig, H. (1961): Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702–1703
- Dinçer, T., Payne, R., Florkowski, T., Martinec, J., Tongiorgi, E. (1970): Snowmelt runoff from measurements of Tritium and Oxygen-18. *Water Resour. Res.* 5, 110–124.
- Dansgaard, W. (1954): The  $\text{O}^{18}$  Abundance in Fresh Water. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 6, 241–260.
- Doležal, F., Kvítek T. (2004): The role of recharge zones, discharge zones, springs and tile drainage systems in peneplains of Central European highlands with regard to water quality generation processes. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29, 775–785.
- Dóša M., Holko, L. (2010): Určenie doby prechodu vody povodím pomocou stabilných izotopov a výtokových čiar. *Acta Hydrologica Slovaca*, 11, 2, 259–266
- Epstein, S., Mayeda, T. (1953): Variations of  $\text{O}^{18}$  content of waters from natural sources. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, 213–224.
- Fórisz, I., Deák, J. (1998): Origin of bank filtered groundwater resources covering the drinking water demand of Budapest, Hungary. IAEA-TECDOC 1046, Vienna, 133–165.
- Gat, J.R. (2009): *Isotope Hydrology – A Study of the Water Cycle*. Series of Environmental Science and Management – Vol.6, Imperial College Press, 81–106.
- Hewlett, J.D., Hibbert, A.R. (1967): Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: Sopper, W.E., Lull, H.W. (Eds.) *Forest Hydrology*. Pergamon Press, New York, NY, 275–290.
- Holko, L. (1995): Stable environmental isotopes of  $^{18}\text{O}$  and  $^2\text{H}$  in hydrological research of mountainous catchment. *Vodohospodársky časopis*, 43, 4-5 249–274.
- Holko, L., Kostka, Z. (2006): Hydrologický výskum v povodí Jaloveckého potoka. *Vodohospodársky časopis*, 54, 2, 192–206.
- Holko, L., Šanda, M., Kostka, Z., Michalko, J. (2008): Priemerná doba prechodu vody v povodiach s rôznou veľkosťou. In: Šír, M., Tesař, M., Lichner, L. (Eds.) *Hydrologie malého povodí 2008*. Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, Praha, 107–113.
- Holzmann, H., Godina, R., Müller, G. (Eds.) (2010): *Hydrological Responses of Small Basins to a changing environment (Proceedings of the 13th Biennial Conference ERB 2010 Seggau Castle, Austria - September 5-8, 2010)*. Accessible at <http://erb2010.boku.ac.at/proceedings.html>



- Hruška J., Krám P. (2003): Modelling long-term changes in stream water and soil chemistry in catchments with contrasting vulnerability to acidification (Lysina and Pluhuv Bor, Czech Republic). *Hydrology and Earth System Sciences*, 7, 525–539.
- IAEA (2011): Accessible at: <http://www.iaea.org/water>
- IAEA/WMO (2006): Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. Accessible at: <http://www.iaea.org/water>
- Jiráková H., Huneau F., Hrkal Z., Celle-Jeanton H., Le Coustumer P. (2010): Carbon isotopes to constrain the origin and circulation pattern of groundwater in the north-western part of the Bohemian Cretaceous Basin (Czech Republic). *Applied Geochemistry*, 25, 1265–1279
- Kantor, J. et al. (1987): Izotopový výskum hydrogenetických procesov, I. časť. Čiastková záverečná správa, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
- Kendall, C., Coplen, T. (2001): Distribution of oxygen-18 and deuterium in river waters across the United States. *Hydrol. Processes*, 15, 1363 – 1393. Kendall, C., McDonnell, J.J. (Eds.) (1999): *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*, Elsevier Science B.V., Amsterdam.
- Kulasová A., Pobříšlová, J., Jiráček, J., Hancvenec, R., Bubeničková, L., Bercha (2006): Experimentální hydrologická základna Jizerské hory. *J. Hydrol. Hydromech.*, 54, 2, 163–182
- Malík, P., Michalko, J., Rapant, S. (1993): Štruktúrne-hydrogeologická analýza karbonátov triasu krížňanského príkrovu vo Veľkej Fatre, Manuscript, Archív odboru Geofondu ŠGÚDŠ Bratislava, arch. č. 79413, 277 s.
- Maloszewski, P., Zuber, A. (1996): Lumped parameter models for the interpretation of environmental tracer data. In: *Manual on Mathematical Models in Isotope Hydrology*, IAEA TECDOC 910, Vienna, 9–58.
- Mazor, E. (2003): *Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology*. 3rd edition. CRC Press, 352 p.
- McDonnell, J.J. (2003): Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area concept of rainfall-runoff response. *Hydrol. Processes*, 17, 1869–1875.)
- McGlynn, B., McDonnell, J., Stewart, M., Seibert, J. (2003): On the relationships between catchment scale and streamwater mean residence time. *Hydrol. Processes*, 17, 175–181.
- McGuire, K.J., McDonnell, J. (2006): A review and evaluation of catchment transit time modeling. *Journal of Hydrology*, 330, 543–563.
- Novak M., Kirchner J.W., Fottova D., Prechova E., Jackova I., Kram P., Hruska J. (2005): Isotopic evidence for processes of sulfur retention/release in 13 forested catchments spanning a strong pollution gradient (Czech Republic, Central Europe). *Global Biogeochemical Cycles*, 19 Art. No. GB4012 14 p.
- Oulehle F., McDowell W.H., Aitkenhead-Peterson J.A., Kram P., Hruska J., Navratil T., Buzek F., Fottova D. (2008): Long-term trends in stream nitrate concentrations and losses across watersheds undergoing recovery from acidification in the Czech Republic. *Ecosystems*, 11: 410–425.
- Penna, D., Stenni, B., Šanda, M., Wrede, S., Bogaard, T.A., Gobbi, A., Borga, M., Fischer, B.M.C., Bonazza, M., Chárová, Z. (2010): On the reproducibility and repeatability of laser absorption spectroscopy measurements for  $\delta^2\text{H}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  isotopic analysis, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 1551–1566, doi:10.5194/hess-14-1551-2010, 2010.
- Pinder, G.F., Jones, J.F. (1969): Determination of the groundwater component of peak discharge from the chemistry of total runoff water. *Water Resour. Res.*, 5, 438–455.
- Rodák, D., Ďurkovičová, J., Michalko, J. (1995): The use of stable oxygen isotopes as a conservative tracer in the infiltrated Danube river water. In: Mucha, I. (Ed.) *Gabčíkovo part of the hydroelectric power project- Environmental impact review*. Faculty of Natural Sciences, Comenius University Bratislava, 79–86.
- Seibert, J., McDonnell, J.J. (2002): On the dialog between experimentalists and modeler in catchment hydrology, use of soft data for multi-criteria model calibration. *Water Resour. Res.*, 38, 23-11 – 23-14.
- Sophocleous M. (2002): Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *-Hydrogeology Journal*, 10, 52–67.
- Soulsby, C., Malcolm, R., Helliwell, R., Ferrier, R.C., Jenkins, A. (2000): Isotope hydrology of the Allt a'Mharcaidh catchment, Cairngorms, Scotland, implications for hydrologic pathways and residence times. *Hydrol. Processes*, 14, 747–762.

- Stewart, M. K., Morgenstern, U., McDonnell, J.J. (2010): Truncation of stream residence time: how the use of stable isotopes has skewed our concept of streamwater age and origin. *Hydrological Processes*, 241464–1459.
- Šanda, M., Dušek, J., Vogel, T., Dohnal, M., Zúmr, D., Císlarová M (2010): Modelling of the flow processes with the isotope tracer  $^{18}\text{O}$  at two scales. *Status and Perspectives of Hydrology in Small Basins (Proceedings of the Workshop held at Goslar-Hahnenklee, Germany, 30 March–2 April 2009)*. IAHS Publ. 336.
- Šanda, M., Císlarová M (2009): –Transforming hydrographs in the hillslope subsurface. *J. Hydrol. Hydrom.* 57, 264–275, DOI: 10.2478/v10098-009-0023-z.
- Šanda, M., Kulasová, A., Císlarová M (2009): . *Hydrological Processes in the Subsurface Investigated by Water Isotopes and Silica, Soil and Water Res.*, 4, 83–92
- Šanda, M. (2010.): Přirozené stabilní izotopy kyslíku a vodíku v hydrologii experimentálního povodí. In: Vrabc, M., Durčanský, I., Hladný, J. (Eds.) *Sborník příspěvků ze 7. národní konference českých a slovenských hydrologů a vodohospodářů - HYDROLOGICKÉ DNY 2010 - Voda v měnícím se prostředí (25. – 27. 10. 2010 Hradec Králové)*. Nakladatelství ČHMÚ Praha, 255 – 261.
- Šilar, J. (2003): *Groundwater Resources for Emergency Cases in the Lower Reaches of the Labe (ELBE) river (Czech Republic). A contribution to the UNESCO IHP Programme*. IAEACN-104/P-140, Vienna.
- Šilar, J. (2006): *Floods and groundwater resources in emergency situations*. In: Aureli, A., Vrba, J. (Eds.) *Groundwater for Emergency Situations. IHP-VI Series on Groundwater*, 15. UNESCO Paris, 15–34.
- Tesař, M., Balek, J., Šír, M. *Hydrologický výzkum v povodí Volyňky a autoregulace hydrologického cyklu v povodí Liz*. Praha, 2006. *J. Hydrol. Hydromech*, 54, 2, 137–150
- Vitvar, T., Aggarwal P.K., Herczeg A.L. (2007): *Global Network is launched to monitor isotopes in rivers*, *Eos Trans. AGU*, 88, (33), 325–326.
- Vogel, T., Šanda, M., Dušek, J., Dohnal, M., Votrubová, J. (2010): *Using oxygen-18 to study the role of preferential flow in the formation of hillslope runoff*. *Vadose Zone Journal*. 9,1–8. doi:10.2136/vzj2009.
- Vysoká, H., Kamas, J., Bruthans, J., Churáčková, Z., Jež, M. (2008): *Charakter proudění a střední doba zdržení vody v nenasurované zóně krasu (Ochozská jeskyně, Moravský kras)*. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2008*. Česká geologická služba, Praha, 225–227.
- Zajíček, T., Kvítek, T., Kaplická, M., Doležal, F., Kulhavý, F., Bystřický, V., Žlábek, P. (2011): *Drainage water temperature as a basis for verifying drainage runoff composition on slopes* *Hydrol. Proc.* DOI: 10.1002/hyp.8039,



# Vztah chemismu povrchových vod a horninového prostředí v lesním povodí LIZ na Šumavě

Stanislav Škoda<sup>1</sup>, Jan Váchal<sup>2</sup>, Miroslav Dumbrovský<sup>3</sup>, Miroslav Tesař<sup>4</sup>, Radka Váchalová<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Vysoká škola technická a ekonomická v Českých Budějovicích, Okružní 10, 370 01 Č.Budějovice  
<sup>2</sup>Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zemědělská fakulta, Katedra krajinného managementu, České Budějovice

<sup>3</sup>Vysoké učení technické v Brně, Ústav vodního hospodářství krajiny, Žižkova 17, 602 00 Brno

<sup>4</sup>Ústav pro hydrodynamiku AVČR, v. v. i., Pod Paťankou 30/5, 166 12 Praha 6

<sup>5</sup>Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zemědělská fakulta, Katedra aplikovaných rostlinných biotechnologií, České Budějovice

## Abstrakt

V polovině osmdesátých let začalo dlouhodobé studium vybraných malých povodí, na kterých bylo možné studovat látkové toky v krajině. Cílem bylo sledovat přínos látek do povodí, jejich odnos a srovnat jejich celkovou bilanci. Součástí projektu GEOMON (Moldan et al., 1986), který monitoruje 14 lesních povodí, patří i „pozaďové“, povodí LIZ na Šumavě (Oulehle et al., 2008). Látkové toky, kterou jsou zde sledovány již dvacet let (Jehlička, 1988), mohou být navíc porovnávány i s kvalitou horninového prostředí (Reif et al., 1989).

**Klíčová slova:** povrchové vody, lesní povodí, chemismus, LIZ, horninové prostředí.

## Úvod

Povodí LIZ se nalézá v katastru obce Zdíkov na rozhraní Vimperské vrchoviny a Šumavských plání v CHKO Šumava, kde jsou zachovány původní lesní porosty – horské klimaxové smrčiny, acidofilní horské bučiny a další zajímavá společenstva, např. rašeliniště. Je součástí povodí IV. řádu č. 1-08-02-013 - Zdíkovského potoka v nadmořské výšce kolem 750 m. n. m. Podle regionálně geologického členění Českého masivu (Chlupáč, Štorch eds., 1992) náleží povodí do dílčí jednotky komplexu Boubína v moldanubiku Šumavy, kterou tvoří přeměněné horniny proterozoického stáří a velká tělesa paleozoických hlubinných vyvřelin. Tento prostor reprezentuje spíše jednotvárnou (monotónní) jednotku a představuje patrně hlubší část krystalinického patra (Batík et al., 1999). Monotónní jednotka má největší plošný rozsah. Je petrograficky jednotvárná; nejrozšířenější horninou jsou plagioklasové pararuly-biotitické, sillimanit-biotitické nebo cordierit-biotitické. Časté je rychlé střídání břidličnatých a masivních odrůd. Pararuly bývají v různém stupni migmatitizovány. Nejrozšířenější horninou moldanubického plutonu je středně zrnitý porfyrický biotitický granodiorit weinsberského typu, středně až drobně zrnitý granit až adamelit eisgarnského (mrákotínského) typu a středně zrnitá odrůda těžé horniny (číměřský typ). Moldanubický pluton má místy hojný žilný doprovod: aplity, pegmatity, žulové porfyry a lamprofyry. Kvartérní uloženiny jsou reprezentovány převážně deluviálními a deluviálně soliflukčními písčítokamenitými hlínami a kamenitými až blokovitými sutěmi. Ojedinele, kolem vrcholů elevací, se vyskytují kamenná moře, v okolí vodotečí jsou vyvinuty fluviální a deluviofluviální písčítohlinité a hlinitopísčité sedimenty. Mělké deprese, zejména v okolí prameniště, jsou vyplněny vrchovištní rašelinou.

Podzemní vody povrchových útvarů jsou převážně dotovány atmosférickými srážkami a částečně doplňovány puklinovými vodami (Eliáš et al., 1985). K drenáži podzemních vod dochází pozvolnými výrony do kvartérních sedimentů místních vodotečí či v pramenech, které jsou převážně suťové. Povodí, včetně jeho vybavení a experimentálních studií je popsáno v práci Tesař et al., 2006, některé jeho charakteristiky a situační mapky přináší práce Šanda et al., 2011, Vondrka et al., 2011 a Votrubová et al., 2011.

## Materiál a metody

Od konce roku 1983 je pravidelně sledován chemismus povrchových vod i atmosférických srážek. Srážky jsou vzorkovány 1x měsíčně (vždy počátkem měsíce) pomocí odběrového zařízení pro odběr celkových srážek. Povrchový odtok z povodí Liz je vzorkován denně za účelem orientačního měření pH, vodivosti a alkality; pro účely stanovení všech významných složek: pH, vodivost, alkalita, Na, K, Mg, Ca, NH<sub>4</sub>, F, Cl, SO<sub>4</sub>, TOC, Al, Fe, Mn, Zn pak v měsíčních intervalech. Pro kontinuální sledování průtoku v uzavřeném profilu je osazen ultrazvukový snímač hladin a tlakové čidlo. Polohy hladin jsou zaznamenávány v desetiminutovém intervalu a pomocí měrné křivky průtoků složeného přelivu jsou vyhodnoceny průtoky. Data jsou přenášena pomocí GPRS přenosu na server firmy Fiedler – Mágr. Charakteristika minerálního prostředí (Reif et al., 1989) byla studována na vzorcích půdní jemnozeme metodou rentgenové difrakční analýzy. Vlastnosti půdy byly určeny na základě rozboru půdního sorpčního komplexu organických a minerálních koloidů.

Statistická zhodnocení získaných dat byla provedena programem Statistika (Statsoft, Inc., Tulsa) za použití popisných statistik (Descriptive statistics) a jednocestné analýzy rozptylu (One-way ANOVA).

## Výsledky a diskuse

V povodí LIZ dominuje migmatizovaná biotitická a sillimanit-biotitická pararula (místa s muskovitem a cordieritem), která je hojně prostoupena žilami pegmatitů, aplitů a leukokratních žul o mocnostech kolísajících od decimetrů do desítek metrů. Jako jediná vložková hornina je přítomen kvarcit až kvarcité rula (místa s klinopyroxenem). Pararuly jsou průměrně odolné vůči zvětrávání s nižší pufrací kapacitou. Zřetelná je závislost sorpční nasycenosti a obsahu půdní jemnozeme. Řídicím faktorem pro hodnocení půd z hlediska podmínek minerálního prostředí je půdní pH, které lze podle klasifikace typu prostředí vodní migrace ve smyslu Perel'mana (1975) přiřadit k typu kyselých pH = 4,0 – 6,5 až silně kyselých s pH < 4 vodních prostředí. Hodnoty pH, odpovídající pufracímu rozsahu kationtové výměny až pufracímu rozsahu hliníku, jsou výrazně ovlivněny vysokým obsahem organické složky.

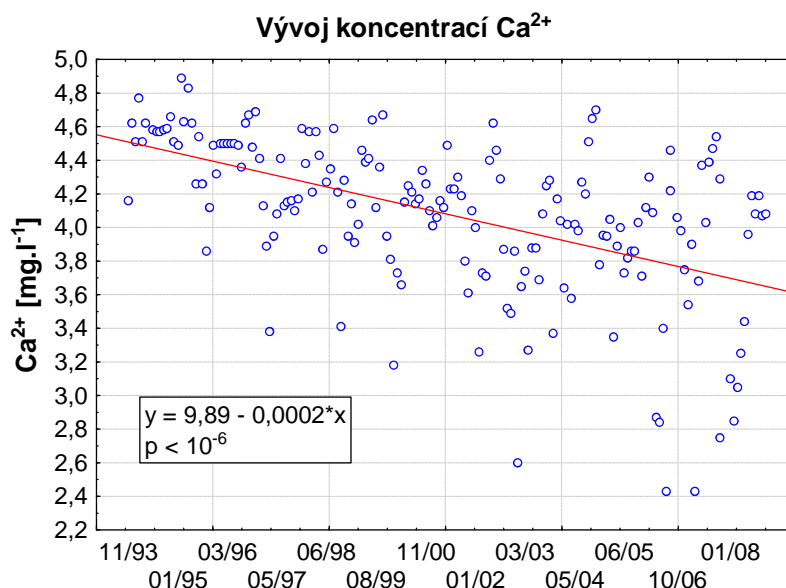
Většina půd vytvořených na pararulovém substrátu jsou oligotrofní až oligomezotrofní kambizemě. Podél potoků jsou vyvinuty převážně organozemní gleje a pseudoglejové kambizemě. Ve vyšších polohách jsou patrné známky podzolizace a v místech hojných sutí vznikly rankery. S hloubkou výrazně klesá C<sub>org</sub>, kationtová výměnná kapacita a acidita, pH (H<sub>2</sub>O) i pH (KCl) vzrůstá (tab. 1). Acidita svrchních organických horizontů je dominována přítomností organických kyselin odvozených z humifikačních procesů povrchových horizontů. Zásoba výměnných kationtů (Ca, K, Mg) v půdách je nízká. K hlavním pufracím systémům patří rozpouštění sekundárních minerálů Al. V půdách s pH pod 5 hraje role výměny H<sup>+</sup> za Ca, Mg a K podružnou úlohu (Kinkor, 1988). Na základě stanovených hodnot potenciálního (výměnného) pH lze označit půdy jako silně kyselé.

Tab. 1: Průměrné hodnoty aktivního a potenciálního pH pro jednotlivé půdní horizonty (Reif et al., 1989).

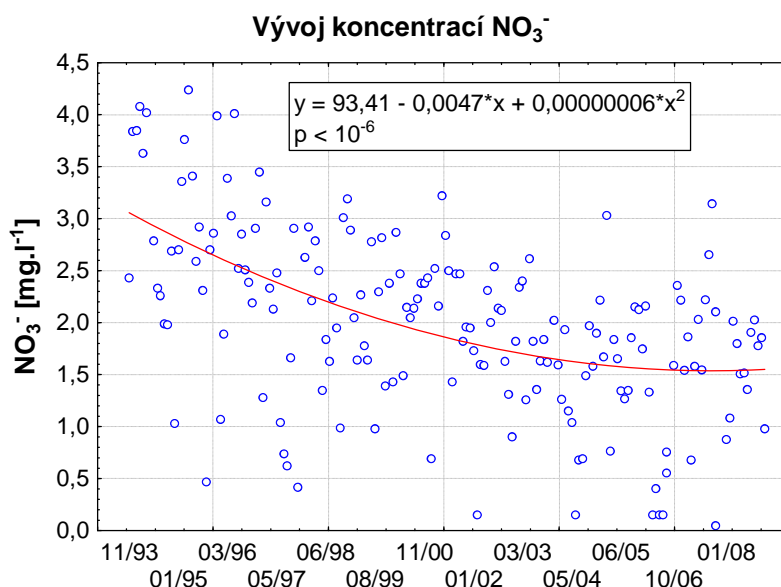
Půdní horizont	pH aktivní	pH potenciální
Humusový	3,75	2,64
A	3,99	3,07
B	4,51	3,97

Podle rozdělení Trajkova (1968) lze hodnotu kationtové výměnné kapacity u vzorků humusu považovat za velmi vysokou, u vzorků z horizontu A převážně za vysokou a horizontu B za nízkou. Z hlediska stupně sorpčního nasycení považujeme půdy za nenasyčené až extrémně nenasyčené. V půdní jemnozemi je nejhojněji zastoupen primární křemen, plagioklas, K-živec, muskovit a velmi sporadicky amfibol. Z druhotných minerálů je výrazněji zastoupen chlorit, vznikající přeměnou biotitu, méně pak

hydroslídy, sporadicky kaolinit a siderit. Mimo uvedené nerosty byl v jílovém podílu půdní jemnozemě stanoven i montmorillonit. Je tedy zřejmé, že zastoupení jílových minerálů mimo hydroslídy je relativně nízké. Hydroslídy identifikované společně s muskovitem, vznikající jeho hydratací za současného uvolnění alkálií a železa, naznačují přechod od slíd ke smektitům. To svědčí pro působnost silikátového pufracího systému.



Obr. 1: Koncentrace vápníku v povrchové vodě v povodí Liz za období 1993-2008.

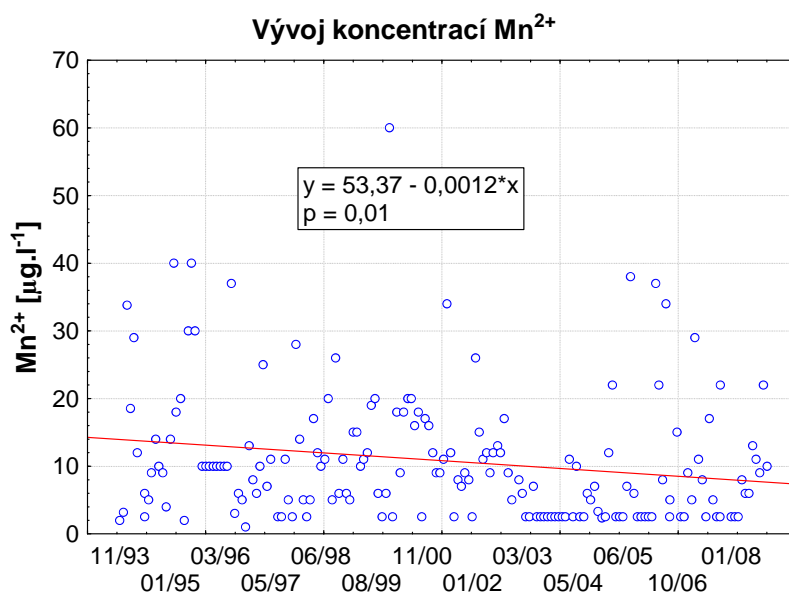


Obr. 2: Koncentrace dusičnanů v povrchové vodě v povodí Liz za období 1993-2008.

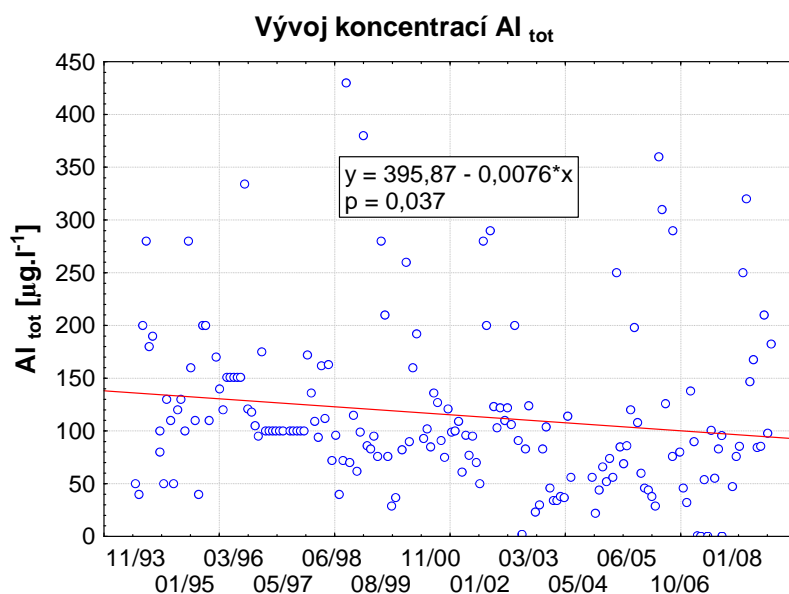
Statisticky průkazné modely vývoje koncentrací aniontů a kationtů v povrchové vodě v uzávěrovém profilu povodí LIZ jsou vyjádřeny v následujících grafech přímkou či křivkou s uvedenou rovnicí a hodnotou dosažené hladiny významnosti  $p$ . Do grafů (obr.1, 2, 3, 4) byly vynášeny okamžité hodnoty koncentrací, tak jak byly vzorky odebírány a analyzovány v průběhu výzkumu. Ze dvanácti sledovaných analytů ( $Al_{tot}$ ,  $H^+$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $NH_4^+$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $F^-$ ,  $Cl^-$ ,  $NO_3^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ) vykázaly čtyři ( $Ca^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $Cl^-$  a  $Al_{tot}$ ) průkazný lineární pokles, který je u vápníku nejvýraznější. Vývoj koncentrace sodíku, draslíku a dusičnanů nejlépe vystihuje polynomický trend třetího řádu. Koncentrace  $K^+$  mají klesající charakter do roku 2004, kdy dochází k mírnému obrácení tohoto trendu. Koncentrace  $NO_3^-$  nejlépe

vystihuje sestupná fáze paraboly, kdy ke konci sledovaného období dochází ke zpomalení rychlosti klesání.

V rámci výzkumu byly v uzávěrovém profilu povodí LIZ také sledovány koncentrace aniontů a kationtů v atmosférických srážkách. U sledovaných analytů byl statisticky průkazný klesající lineární trend pro  $H^+$ ,  $Na^+$ ,  $Cl^-$  a  $SO_4^{2-}$ . Rostoucí trend nebyl prokázán.



Obr. 3: Koncentrace manganu v povrchové vodě v povodí Liz za období 1993-2008.



Obr. 4: Koncentrace hliníku v povrchové vodě v povodí Liz za období 1993-2008.

Chování koncentrací  $Na^+$  v povrchové vodě v časovém průběhu nejlépe vystihuje kvadratická funkce, kde je patrný rostoucí trend od začátku sledování v roce 1993 do roku 2002, kde funkce dosahuje maxima, a poté následuje sestupná fáze až do konce roku 2008. Koncentrace  $Cl^-$  vykazují průkazný klesající trend. Ze sledovaných stopových prvků vykazovaly průkazný klesající lineární trend  $Mn^{2+}$  a  $Al_{tot}$  (obr. 3 a 4). Bilancemi byl potvrzen naznačený trend trvalého vyplavování sodíku, vápníku a hořčíku, síranové síry a hliníku. Největší odnos těchto prvků byl překvapivě v roce 2000, kdy byl přibližně

trojnásobný oproti průměru. Rok 2002, kdy značná část Čech byla postižena rozsáhlými povodněmi, se v odnosu prvků nijak výrazně neprojevuje. Do povrchových vod bylo z lesních povodí vyplavováno pouze větší množství síranů a hliníku, které jen mírně ovlivnilo bilanci jejich odnosu. Snižování koncentrace dusičnanů v povrchové vodě je v souladu s výsledky i v ostatních povodích sítě GEOMON (Oulehle et al., 2008) a ukazuje na dobrou krajinnou funkci lesa, jak obecně předpokládají Moldan a Pačes (1987). Většina autorů dává odnos rozpuštěných iontů zejména z vrcholových oblastí Šumavy do souvislosti s acidifikací srážek, biologickými i geochemickými procesy v půdě (Beudert, Kantor, 1999; Moritz, Bittersohl, 2000).

## Závěr

Klesající trend vyplavování kationtů do povrchových vod z lesního povodí LIZ je dobrým signálem, že zde dochází k poklesu kyselé atmosférické depozice a tím i k méně intenzivnímu zvětrávání hornin. Také snižování koncentrací dusičnanů a síranů je signálem, že se zde kvalita povrchové vody postupně zlepšuje.

## Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou Grantové agentury České republiky (205/08/1174) a za podpory z výzkumného projektu MSM (6007665806). Dále byly využity výsledky výzkumného projektu Ministerstva zemědělství České republiky (MZE0002704902), grantu NAZV QH 92298 a projektu podporovaného MŽP České republiky (SP/1a6/151/07).

## Literatura

- Batík, P., et al., Müller, V., ed. (1999): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1:50 000 list 22-34 Vimperk. Čes. geol. úst., 11-12, Praha.
- Beudert, B., Kantor, W. (1999): Water and element budgets in the Forellenbach area of Bavarian Forest National Park. *Silva Gabreta*, 3, 49-64.
- Eliáš, V., et al. (1985): Hydrodynamická interakce vegetace a atmosféry jako prvek ovlivňující povrchový odtok. Výzkumná zpráva, ÚH ČSAV, 72, Praha.
- Chlupáč, I., Štorch, P., eds (1992): Regionální geologické členění Českého masívu na území České republiky. ČMG, 37, 4, 257-275. Praha.
- Jehlička, J. (1988): Geochemický výzkum malých povodí v CHKO Šumava. Ústř. úst. geol., 4-11, 13, 15, 20, 21, Praha.
- Moldan, B., et al. (1986): Metodika řešení výzkumného úkolu A-12-347-823 „Optimalizace geochemických procesů v krajině“. Knihovna Ústř. úst. geol., Praha.
- Moldan, B., Pačes, T. (ed.). (1987): Geomon – International Workshop on Geochemistry and Monitoring in Representative Basins. Geological Survey, 117, Praha.
- Moritz, K., Bittersohl, J. (2000): Turnover of nitrogen and acidification in the small headwater catchment Markungsgraben. *Silva Gabreta*, 4, 63-70.
- Oulehle, F., McDowell, W.H., Aitkenhead-Peterson, J.A., Krám, P., Hruška, J., Navrátil, T., Buzek, F., Fottová, D. (2008): Long-term trends in stream nitrate concentrations and losses across watersheds undergoing recovery from acidification in the Czech Republic. *Ecosystems*. XI. Nr. 3, 410-425. ISSN 1432-9840.
- Perelman, A.I. (1975): *Geochimija landšafta*. Moskva: Nakl. Vys. škola.
- Reif, J., Rezek, K., Charvátová, S. (1989): Mineralogie a geochemie zvětrávacích procesů za podmínek zvýšené kyselé atmosférické depozice. Úst. nerost. surovin, 110, 116-123, 129, Kutná Hora.
- Šanda, M., Vitvar, T., Holko, L., Blažková, Š., Bůzek, F., Císlarová, M., Fottová, D., Kostka, Z., Kulasová, A., Kvítek, T., Šnytr, O., Tachecí, P., Tesař, M., Vicha, Z., Žlábek, P. (2011): Využití stabilních izotopů vodíku a kyslíku v hydrologii malých experimentálních povodí České a Slovenské republiky. (tento sborník).
- Tesař, M., Balek, J., Šír, M. (2006): Hydrologický výzkum v povodí Volyňky a autoregulace hydrologického cyklu v povodí Liz. *J. Hydrol. Hydromech*, 54, 2, 137-150.
- Trajkov, K. (1968): *Půdoznalectví s naukou o prostředí*. VŠ skripta, VŠ Zemědělská., 157, Praha.



- Vondrka, A., Šír, M., Tesař, M. (2011): Odtok z malého horského povodí v důsledku přesycení půdy vodou. (tento sborník).
- Votrubová, J., Dohnal, M., Vogel, T., Tesař, M. (2011): Simulation of water and heat transport considering preferential flow: experimental site Na Lizu. (tento sborník).

# Kvantifikácia zásob vody v pôdach Záhorskej nížiny

Július Šútor<sup>1</sup>, Štefan Reháč<sup>2</sup>, Peter Stradiot<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Ústav hydrológie SAV, Račianska 75, 838 11 Bratislava

<sup>2</sup> Výskumný ústav vodného hospodárstva, Bratislava

## Abstrakt

Pre stanovenie zásob vody v zóne aerácie pôdy sa využíva priamy pozemný monitoring a metódy diaľkového prieskumu Zeme. Pozemný monitoring nie je na území Slovensku celoplošne organizovaný. Diaľkový prieskum Zeme je ojedinelý a jeho účinnosť si vyžaduje spojenie s monitoringom pozemným. Predkladaná štúdia je venovaná stanoveniu zásob vody v zóne aerácie pôd Záhorskej nížiny výpočtovou metódou. Táto metóda je založená na informáciách o plošnej rajonizácii pôdnych druhov v záujmovom regióne, hĺbke pôdneho pokryvu, hĺbke hladiny podzemnej vody a hydrolimitov relevantných pôdnych druhov. Výsledky sú porovnané s hodnotami zásob, ktoré boli získané priamym monitoringom pre rok 1997. Uvedené porovnanie potvrdzuje oprávnenosť aplikovateľnosti predloženej metódy.

**Kľúčové slová:** zásoba vody v pôde, monitoring vlhkosti pôdy.

## Úvod

Zásoby vody v zóne aerácie pôdy v nížinných oblastiach sú počas hydrologického roku pod vplyvom meteorologických javov, vegetačného pokryvu, polohy a kolísania hladiny podzemnej vody a pod vplyvom antropogénnej činnosti. Integrálny dopad týchto zložiek determinuje tvorbu a chod zásob vody v zóne aerácie pôdy počas celého hydrologického roku, resp. vegetačného obdobia.

Objem vody, vyskytujúci sa v nenasýtenej zóne pôdy zodpovedá akumulácii vody v rámci zložiek hydrologického cyklu, ktorá predstavuje vodný zdroj pre vegetačný kryt (Šútor, 1991) záujmového územia. Tento zdroj vody má obnoviteľný charakter v súvislosti s cykličnosťou zložiek vodnej bilancie, resp. zložiek hydrologického cyklu.

Antropogénna aktivita v krajine má na dynamiku tohoto vodného zdroja priamy vplyv, či už po stránke kvantitatívnej alebo kvalitatívnej. V regióne Záhorská nížina má dominantný vplyv poľnohospodárska činnosť a impakt extrémnych meteorologických javov, ktoré determinujú tvorbu pôdneho sucha. Aké sú tieto zásoby vody v zóne aerácie pôd prírodného prostredia Záhorskej nížiny? Predkladaná štúdia je venovaná odpovedi na túto otázku.

## Metodický postup

Objektívna metóda pre hodnotenie zásob vody v zóne aerácie pôdy je založená na jej priamom monitoringu (Šútor, 1993). Monitoring chodu obsahu vody v zóne aerácie pôdy na výmere pôdohospodárskeho pôdneho fondu (ako celku) na území Slovenska nebol a ani nie je zavedený. Sporadické informácie sú publikované v rámci riešenia výskumných úloh z oblasti závlahového hospodárstva, ekológie, hydrológie a pedológie (Šútor a kol., 2006). Kvantifikáciu zásob vody v nenasýtenej zóne pôdy môžeme realizovať aj nepriamym postupom (Šútor, 1991). Tento metodický postup spočíva v nasledovnom.

Vlhkostná retenčná čiara (ďalej len VRČ) pôdy kvantifikuje vzťah medzi objemovou vlhkosťou pôdy a jej energetickou väzbou s pevnou fázou pôdy, t.j.  $\theta = F(h_v)$ , kde  $\theta$  je obsah vody v pôde vyjadrený v % obj. a  $h_v$  vlhkostný potenciál pôdy vyjadrený tlakovou výškou vodného stĺpca v cm. Inými slovami, kvantifikuje retenčné vlastnosti pôdy vzhľadom na vodu. Jednotlivé body VRČ možno použiť na analýzu stavu vody v pôde, vzhľadom na jej fyzikálne, chemické a biologické vlastnosti. Pre posudzova-

nie interakcie vegetačného krytu s vyššie uvádzaným zdrojom vody, resp. zásobami vody v zóne aerácie pôdy, sú na základe konvencie (Kutílek, 1978) vybrané nasledovné charakteristické body VRČ:

- bod vädnutia, BV, zodpovedajúci hodnote  $pF = 4,18$  (ide o takú vlhkosť pôdy, keď rastlinný kryt je trvale nedostatočne zásobený vodou z pôdy a vädne,
- bod zníženej dostupnosti, BZD, zodpovedajúci hodnote  $pF = 3,3$  (charakterizuje vlhkosť pôdy, pri ktorej fyziologické procesy rastlinného krytu sú limitované nedostatkom),
- poľná vodná kapacita, (PVK), zodpovedajúca hodnote  $pF = 2,0$  až  $2,7$  (charakterizuje vlhkosť pôdy, ktorá sa udržuje v pôdnom profile za relatívne dlhší čas, pričom prevzdušnenosť pôdy je ešte postačujúca pre vývoj rastlinného krytu); z definície vyplýva, že tento stav vody v pôde nezodpovedá rovnovážnemu stavu a preto mu prislúcha uvedený interval vlhkosťného potenciálu (pre piesčité pôdy  $pF=2$ , hlinité pôdy  $pF=2,47$  a pre ílovité pôdy  $pF=2,7$ ).

Na základe uvedeného možno uzavrieť, 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 poľnou vodnou kapacitou (PVK) a bodom vädnutia (BV).

V tejto súvislosti je potrebné pripomenúť ešte nasledovné. Obsah vody v nenasýtenej zóne pôdy medzi bodom PVK a BV t.j. (PVK-BV) je existenčným intervalom obsahu vody pre rastlinný kryt na danom stanovišti územia, pretože v tomto intervale je voda v nenasýtenej zóne pôdy preň dostupná. Tento objem vody nemá vlastnosti voľnej vody. Aby ju rastliny mohli využiť, musia mať rozvinutý koreňový systém a taký sací tlak, aby bol schopný prekonať väzbu vody s pôdou.

V ďalšom metodickom postupe sa kvantifikácia zásob vody v zóne aerácie pôd prírodného prostredia Záhorskej nížiny zameriava na jej hodnoty odpovedajúce týmto bodom, t.j. BV, BZD a PVK. Na základe uvedeného je pre výpočet objemu vody v zóne aerácie pôdy Záhorskej nížiny, v súlade s navrhovaným metodickým postupom, žiaduce mať k dispozícii tieto parametre a charakteristiky:

- mocnosť zóny aerácie pôdy,
- výmeru poľnohospodárskej a lesnej pôdy a participácia pôdných druhov na tejto výmere,
- vlhkosťné retenčné čiary pre jednotlivé pôdne druhy a ich charakteristické body, t.j. hydrolimity PVK, BZD a BV.

#### *Mocnosť nenasýtenej zóny pôdy Záhorskej nížiny*

Pre stanovenie mocnosti nenasýtenej zóny pôdy v zmysle jej definície uvedenej v úvode tejto štúdie sa zvolil nasledovný postup. V správe z monitoringu pôdy a poľnohospodárstva v podmienkach Záhorskej nížiny sa uvádzajú priemerné hodnoty hĺbky hladiny podzemnej vody za roky 1984 až 1990 na 50-tich stanovištiach Záhorskej nížiny. Priemerná hodnota mocnosti zóny aerácie pre mesiac marec a roky 1984 až 1990 je 3,38 m a pre vegetačné obdobie apríl až september 4,32 m.

Vyššie uvedený postup na stanovenie mocnosti nenasýtenej zóny pôdy je formulovaný vzhľadom na rozsiahlosť pokryvnej vrstvy a potom v zmysle definície zóny aerácie, t.j. vzhľadom na polohu HPV. Významným prístupom je prístup tretí. Tento je daný pedologickým prieskumom a stanovuje hĺbku pôdy. V práci Hraško, Bedrna (1988) sa pre oblasť Záhorskej nížiny uvádza hĺbka pôdy 100 cm.

Vzhľadom na vyššie uvedené výsledky určenia mocnosti zóny aerácie v podmienkach Záhorskej nížiny možno konštatovať, že ak pre výpočet disponibilných zásob vody v zóne aerácie budeme brať do výpočtu mocnosť  $L = 100$  cm, nedopúšťame sa nekorektnosti. Celkom reálne sa dá očakávať, že ak sa bude postupovať pre tento výpočet z digitálnych máp reliéfu povrchu pôdy a priebehov hladín podzemnej vody, hodnoty mocnosti zóny aerácie budú vyššie.

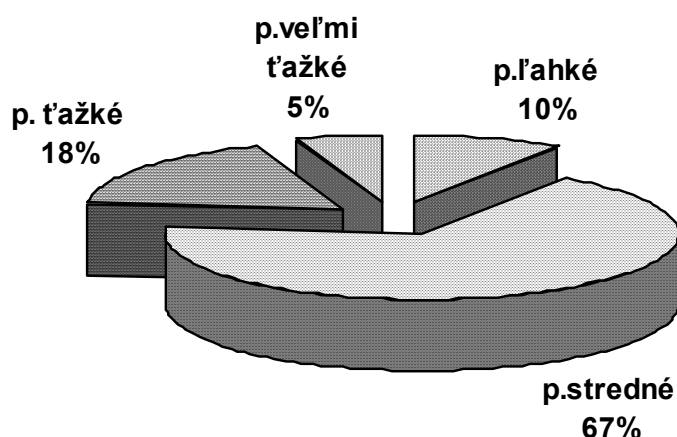
#### *Výmera pôdohospodárskej pôdy Záhorskej nížiny členená na pôdne druhy*

Hydrofyzikálne charakteristiky pôd Záhorskej nížiny sú spracované vo forme reprezentatívnych hodnôt pre jednotlivé pôdne druhy. Z toho dôvodu, aby sme ich mohli využiť pre výpočet zásob vody v

zóny aerácie pôd pre celkovú ich výmeru, je nutné poznať ich výmeru pre každý pôdny druh. Spracované údaje sa uvádzajú v tab. 1 a na obr. 1.

Tab. 1: Pôdne druhy a ich výmera v podmienkach Záhorskej nížiny v ha.

Pôdne druhy	Poľnohosp. výmera pôdy	Podiel v % na celk. výmere
	[ha]	
p.lahké	33907	9,57
p.stredné	70912	66,77
p. ťažké	13603	18,22
p.veľmi ťažké	1220	5,44



Obr. 1: Participácia pôdnych druhov v percentuálnom vyjadrení na celkovej výmere pôd Záhorskej nížiny.

Tab. 2: Hodnoty charakteristických bodov vlhkosťných retenčných čiar pôd Záhorskej nížiny.

Druh pôdy	Hydrolimity - vlhkosť pôdy v% obj.		
	BV	BZD	PVK
p.lahké	8,9	14,87	27,3
p.str. ťažké	14,77	21,21	32,03
p.ťažké	18,24	25,24	34,74
p.veľmi ťažké	24,41	34,02	42,77

#### Vlhkosťné retenčné čiary pôd Záhorskej nížiny

Vlhkosťné retenčné čiary pôd majú pre jednotlivé pôdne druhy charakteristický priebeh. Pre podmienky pôd Záhorskej nížiny boli, vzhľadom na priestorovú variabilitu parametrov pôd, získané reprezentatívne vlhkosťné retenčné čiary pre jednotlivé pôdne druhy klasifikované podľa kritérií Nováka. Pre zjednodušenie problému a berúc do úvahy percentuálne zastúpenie pôdnych druhov na celkovej výmere pôd (obr. 1) sa vytvorili pre podmienky pôd Záhorskej nížiny 4 skupiny pôd.

Sú to :

1. Lahké pôdy (piesočnaté a hlinito piesočnaté pôdy),
2. Stredne ťažké pôdy (piesočnato-hlinité a hlinité pôdy),
3. Ťažké pôdy (ilovito-hlinité pôdy),
4. Veľmi ťažké pôdy (ilovité pôdy a íl).

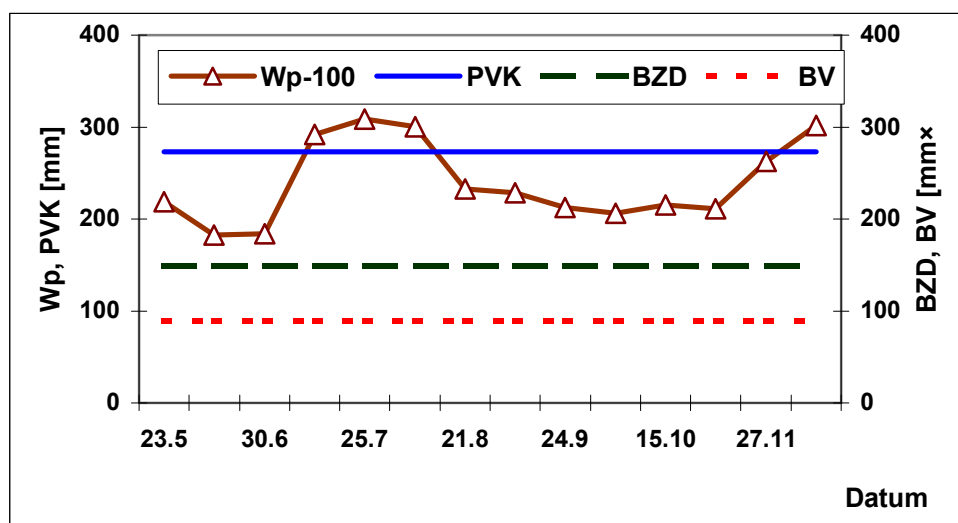
Pre takto vytvorené skupiny pôd boli priradené vlhkosné retenčné čiary a z nich zodpovedajúce hodnoty hydrolimitov, t.j. poľná vodná kapacita (PVK), bod zníženej dostupnosti vody pre rastliny (BZD) a bod vädnutia (BV), ktoré sa uvádzajú v tab. 2.

*Stanovenie zásob vody v zóne aerácie pôd Záhorskej nížiny uvedenou metodikou*

Po špecifikovaní parametrov a charakteristík prírodného prostredia Záhorskej nížiny sú pre výpočet obsahu vody v zóne aerácie pôd, tj. pre uvedenú výmeru a druhovú skladbu pôd, hodnoty, ktoré sa uvádzajú v tabuľke 1.

Tab. 3: Zásoba vody v zóne aerácie pôd Záhorskej nížiny pre mocnosť horizontu 100 cm.

Povodie	Pôdny druh	Poľnohosp. výmera pôdy [ha]	Zásoba vody		
			PVK	BZD [m <sup>3</sup> ]	BV
Dolná Morava	p.ľahké	33907	92 600 017	50 419 709	30 177 230
	p.stredné	70912	227 131 136	150 404 352	104 737 024
	p. ťažké	13603	47 256 822	34 333 972	24 811 872
	p.velmi ťažké	1220	5 217 940	41 504 440	2 978 020
<b>Celkom</b>		119642	372205915	276662473	162704146

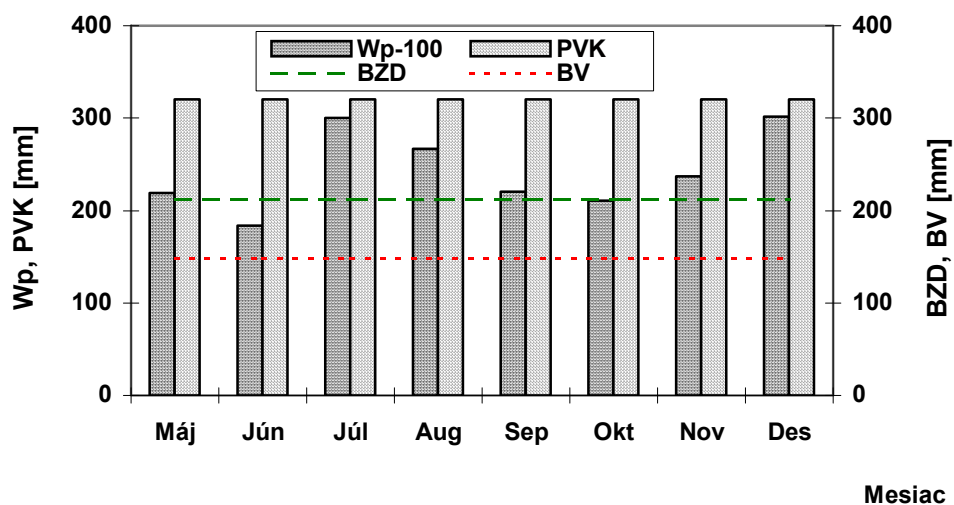


Obr. 2: Chod zásob vody Wp v zóne aerácie pôdy na lokalite Kostolište spolu s odpovedajúcimi hodnotami pre hydrolimity PVK, BZD a BV. Pôdny druh-stredne ťažka pôda, mocnosť zóny aerácie 100 cm.

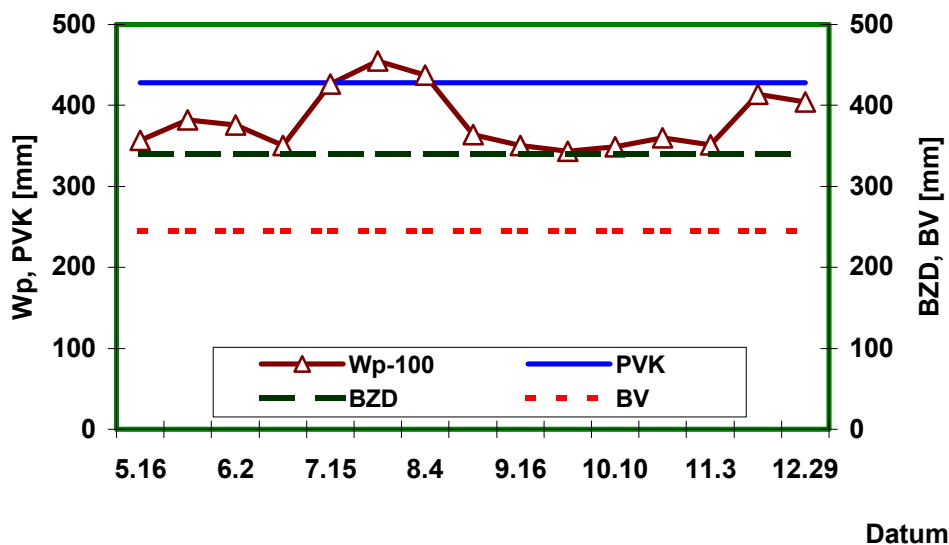
*Stanovenie zásob vody v zóne aerácie pôd na vybraných stanovištiach Záhorskej nížiny priamym monitoringom*

V roku 1997 sa na kvantifikovanie dopadu antropogénnej činnosti na prírodné prostredie Záhorskej nížiny organizoval priamy monitoring vlhkosti pôdy v jednotlivých horizontoch zóny aerácie pôdy na lokalite Kostolište (stredne ťažké pôdy) a Jakubov (veľmi ťažké pôdy).

Obsah vody sa monitoroval v 10 cm horizontoch od povrchu pôdy až do hĺbky spravidla 200 cm. Ak rozkvy hladiny podzemnej vody zasahovali do uvedeného 200 cm horizontu zóny aerácie, potom meranie obsahu vody bolo robené len do ich hĺbky pod povrchom pôdy.



Obr. 3: Priemerné mesačné hodnoty zásob vody v Wp v zóne aerácie pôdy na lokalite Kostolište (Záhorská nížina), spolu s odpovedajúcimi hodnotami pre hydrolimity PVK, BZD a BV. Pôdny druh-stredne ťažká pôda, mocnosť zóny aerácie 100 cm.



Obr. 4: Chod zásob vody Wp v zóne aerácie pôdy na lokalite Jakubov (Záhorská nížina), spolu s odpovedajúcimi hodnotami pre hydrolimity PVK, BZD a BV. Pôdny druh-veľmi ťažká pôda, mocnosť zóny aerácie 100 cm.

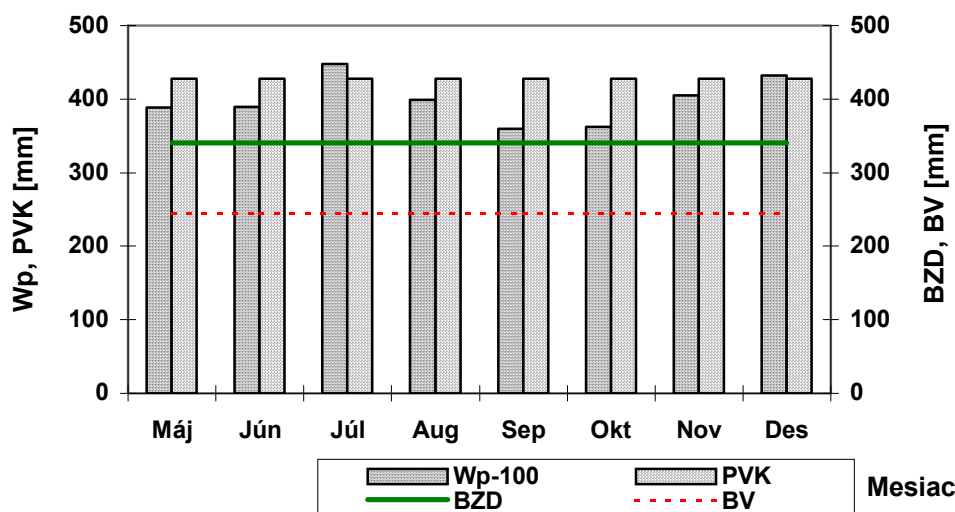
Pre preverku získaných hodnôt objemu vody v pôdach Záhorskej nížiny odpovedajúcich vybraným bodom vlhkostnej retenčnej čiary, t.j. bodu vädnutia (BV), bodu zníženej dostupnosti (BZD) a bodu poľnej vodnej kapacity (PVK), sa vybrali hodnoty pre pôdy monitorovacích lokalít. Vybrané lokality sú relevantné k pôdnym druhom, pre ktoré sa robil výpočet obsahu vody v zóne aerácie pôdy predloženou metodikou. Je potrebné ešte pripomenúť, že pre preverku vypočítaných a monitoringom získaných hodnôt sa v ďalšom robí porovnanie pre mocnosť zóny aerácie pôdy 100 cm.

Chody zásob vody v zóne aerácie pôd na lokalite Kostolište a Jakubov spracované z monitorovaných hodnôt vlhkosti pôdy, spolu s odpovedajúcimi hodnotami pre hydrolimity PVK, BZD a BV v roku 1997, sú graficky spracované na obr. 2 a 4.

Vizualizácia monitoringom získaných priemerných mesačných hodnôt obsahu vody v zóne aerácie pôd, na vyššie uvedených vybraných lokalitách Záhorskej nížiny, spolu s uvedením hodnôt odpovedajúcich vybraným hydrolimitom, t.j. BV, BZD a PVK, pre rok 1997 a mocnosť z.a. pôdy 100 cm sa uvádza na obr. 3 a 5.

Chody zásob vody v zóne aerácie pôdy na obr. 2 a 3 preukazujú rast hodnôt takmer v strede vegetačného obdobia, čo je neobvyklé, pretože sa obyčajne vo vegetačnom období pozoruje postupné klesanie zásob vody až do ich rastu s nástupom jesenných dažďov. To dokazuje niekoľko ročný monitoring organizovaný v podmienkach Žitného ostrova v roku 1986 až 1997 (Šútor, 1998) a Východoslovenskej nížiny v rokoch 1973 až 2003 (Šútor a kol., 2006).

Pre analýzu tejto situácie sa na obr. 6 uvádzajú úhrny zrážok v mesiacoch monitoringu zásob vody v zóne aerácie pôdy. Z chodu úhrnu zrážok, že maximálny úhrn bol zaznamenaný v mesiaci júli.



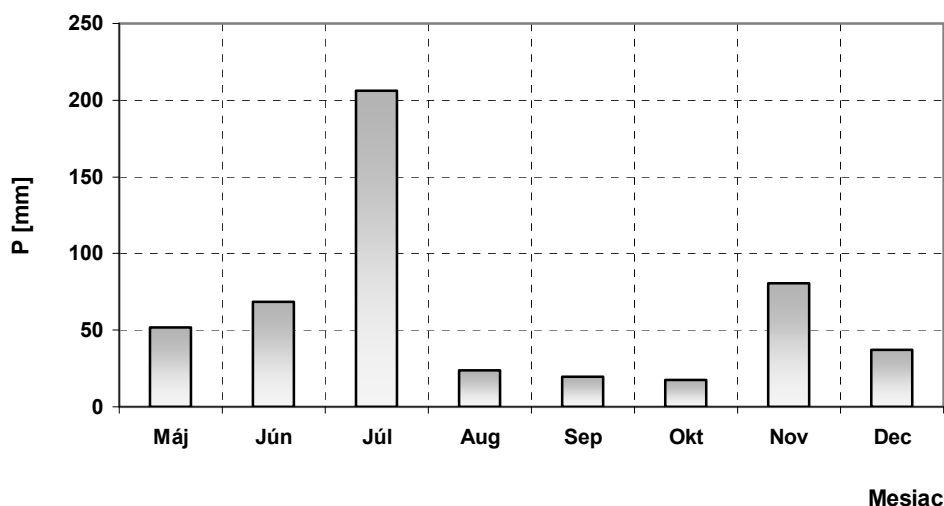
Obr. 5: Priemerné mesačné hodnoty zásob vody v Wp v zóne aerácie pôdy na lokalite Jakubov, spolu s odpovedajúcimi hodnotami pre hydrolimity PVK, BZD a BV. Pôdny druh-veľmi ťažka pôda, mocnosť zóny aerácie 100 cm.

Tab. 4: Ročné zrážkové úhrny relevantné pre lokality pre monitorovacie lokality.

Rok	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	1951-1980
Zrážkový úhrn [mm]	531,1	505	418	467,1	538,5	255,5	523	413,3	280	242,2	568

Zrážkové úhrny v rokoch 1995 až 2004 a ich priemer za roky 1951 až 1980 (pozri tabuľku 4) dokumentujú, že v roku 1997 nie je zrážkový úhrn maximálny, skôr sa pohybuje v relatívne nízkych hodnotách a napriek tomu pozorujeme, že v tomto roku v júli, pomerne silne ovplyvnil zásoby vody v zóne aerácie pôd na monitorovacej lokalite Kostolište, resp. Jakubov.

Tieto výsledky dokumentujú, že prerozdelenie zrážok počas hydrologického roku, resp. počas vegetačného obdobia, významne vplyvajú na dynamiku zásob vody v zóne aerácie pôdy.



Obr. 6: Mesačné zrážkové úhry relevantné k monitorovacím lokalitám Kostolište a Jakubov z meteorologickej stanice Malacky.

### Závery a diskusia

Zásoba vody v zóne aerácie tvorí zdroj vody pre biosféru a popri povrchovej vode ako (I. zdroja vody) a podzemnej vode (ako II. zdroja vody) v systéme vodných zdrojov územia predstavuje jeho III. vodný zdroj (Šútor 1991). Počas celého vegetačného obdobia kontinuálne zásobuje vodou vegetačný kryt. Počas celého hydrologického roka sa kontinuálne podieľa na odtoku vody do nižších geologických štruktúr a na podzemnom odtoku z povodia. Napriek tomu sa tomuto vodnému zdroju venuje relatívne menšia pozornosť vzhľadom na I. a II. vodný zdroj. Pre tento vodný zdroj neexistuje žiadna legislatíva a teda nepoznáme ani termín „čo je kvalita zdroja pôdnej vody“ tak ako sa bežne hovorí o kvalite povrchových (I. vodného zdroja) a podzemných vôd (II. vodného zdroja). Keď porovnáme vyššie uvedené objemy vody v zóne aerácie pôdy či pre prvý alebo druhý vlhkostný stav s objemom vody v našich nádržiac, potom ešte väčšmi táto skutočnosť zaráža.

Cieľom predloženého príspevku je dokumentovať možnosti stanovenia zásob vody v zóne aerácie pôd na príklade Záhorskej nížiny.

Prezentujú sa chody zásob vody v zóne aerácie pôd prírodného prostredia Záhorskej nížiny stanovené predloženou výpočtovou metodikou (odpovedajúce hodnotám hydrolimitov PVK, BZD a BV) pre mocnosť zóny aerácie pôdy pôdy 100 cm v tab. 3 a v grafickom zobrazení na obr. 2 až 5. Preverka vypočítaných hodnôt spracovaním údajov z monitoringu sa uvádza pre hĺbku 100 cm v grafickom spracovaní na obr. 2 až 5.

Prezentujú sa priemerné mesačné hodnoty objemu vody v zóne aerácie pôdy o mocnosti 100 cm získané monitoringom na dvoch lokalitách relevantných k pôdnym druhom územia, pre ktoré bol robený výpočet. Výsledky sú vizualizované na obr. 3 a 5.

Porovnanie zásob vody v zóne aerácie pôdy o mocnosti 100 cm vypočítaných pre hydrolimity BV, BZD a PVK a spracovaných údajov monitoringu pre uvedené lokality ukazuje, že vypočítané hodnoty sú reálne pre interval hodnôt obsahu vody medzi BV a PVK.

Na základe predložených výsledkov možno konštatovať, že predložená metodika výpočtu zásob vody v zóne aerácie pôdy z charakteristík pôd územia, sumarizovaných v anotácii tejto štúdie, je dostatočne preverená jej aplikáciou na prírodné prostredie Záhorskej nížiny.



## PodĎakovanie

Táto práca bola podporovaná grantovou agentúrou VEGA 2/0120/8 a VEGA 1/0319/09.

## Literatúra

- Kutílek, M. (1978): Vodohospodářská pedologie, SNTL-ALFA, Praha, s. 296.
- Šútor J., M. Gomboš, R. Matí, A. Tall, J. Ivančo (2006): Voda v zone aerácie pôd Východoslovenskej nížiny. ÚH SAV Bratislava – OVÚA Michalovce, ISBN 80-89139-10-8, 279 str.
- Šútor, J., Reháč, Š. (1999): Evaluation of disposable water supply in soil for biosphere in the area of Žitny ostrov. In: Scientific Papers of the Research Institute of Irrigation Bratislava, No 24, pp. 173–187.
- Šútor, J., Reháč, Š. (1999): Evaluation of disposable water supply in soil for biosphere in the area of Žitny ostrov. In: Scientific Papers of the Research Institute of Irrigation Bratislava, No 24, pp. 173–187.
- Šútor, J. (1991): Pôdna voda v systéme využiteľných vodných zdrojov. Vodohosp. Čas., 39, č. 5–6, s. 435–447.
- Šútor, J. (1998): Monitorovanie, spracovávanie a interpretácia zásob vody v zóne aerácie povrchnej vrstvy Žitného ostrova [Výskumná správa z monitoringu za roky 1989–1997], ÚH SAV, April 1998, zv. I. až zv. III., str. 300.
- Šútor, J., Takáč, J., Reháč, Š. (2003). Hodnotenie disponibilných zásob vody v pôdach Žitného ostrova. Acta Hydrologica Slovaca, ISSN 1335-6291, no. 1, 2003, 56–64.

# Závislosť zásob vody v zóne aerácie pôdy od pôdneho druhu

Július Šútor, Vlasta Štekauerová, Viliam Nagy

Ústav hydrológie SAV, Račianska 75, 831 02 Bratislava

## Abstrakt

Zásoba vody v zóne aerácie pôdy predstavuje disponibilný zdroj vody pre poľnohospodárske a lesné ekosystémy, čím determinuje ich existenciu. Inými slovami, ekosystémy indikujú spoľahlivosť, odolnosť a zraniteľnosť tohoto vodného zdroja územia, pod integrálnym dopadom vplyvu meteorologických javov, vegetačného pokryvu, hladiny podzemnej vody, inžinierskych stavieb a vodohospodárskych úprav, akéhokoľvek druhu a pôvodu, realizovaných v záujmovom území. Reálne zásoby vody v aktívnom horizonte zóny aerácie pôdy sa kvantifikujú priamym monitoringom a potenciálne zásoby výpočtovým postupom s využitím vlhkostnej retenčnej čiary jednotlivých druhov pôd, rep. Hodnôt hydrolimitov PVK (poľná vodná kapacita), BZD (bod zníženia dostupnosti) a BV (bod vädnutia). Pre stanovenie vplyvu pôdneho druhu na ich retenciu vody boli použité súbory údajov získané priamym monitoringom na 17 lokalitách Žitného ostrova v roku 1994. Rozmiestnenie monitorovaných lokalít v území Žitného ostrova sledovalo transverzálu Biskupické rameno – Šamorín – Baka – Baloň (dĺžka 54 km). Situačný náčrt sa uvádza na obr. 1. V predkladanom príspevku sa uvádzajú vypočítané zásoby vody z monitorovaných vlhkostí pôdy v siedmych pôdnych druhoch z vyššie uvedených lokalít Žitného ostrova. Boli získané priemerné ročné a priemerné mesačné hodnoty zásob vody v zóne aerácie pôdy  $W_p$  v pôdnych druhoch na jednotlivých monitorovacích lokalitách na území Žitného Ostrova v roku 1994. Mocnosť zóny aerácie bola 100 cm.

**Kľúčové slová:** vlhkostný režim pôdy, zásoby vody v pôde, monitoring zásob vody v pôde.

## Úvod

Nasýtenosť zóny aerácie pôdy vodou patri medzi základné hydrologické charakteristiky územia, resp. povodia riek. Závisí predovšetkým na relatívne stabilných vlastnostiach pôdy, tj. na jej zrnitostnom zložení, objemovej hmotnosti, obsahu humusu, chemizmu, atď. a k nim odpovedajúcich retenčných, hydraulických, drenážnych a kapilárnych vlastnostiach. Medzi variabilné podmienky sa počítajú hlavne stochastické charakteristiky meteorologické a klimatologické, ktoré determinujú výpar z povrchu pôdy a transpiráciu vody z rastlinného krytu. Medzi variabilné podmienky patrí ešte rastlinný kryt, topografia povrchu pôdy, režim hladiny podzemnej vody (tj. poloha a zmeny v čase a priestore), ak je kontakte s aktívnym horizontom zóny aerácie pôdy a antropogénna činnosť v danom území.

Integrálny dopad uvedených podmienok je variabilita zásob vody v zóne aerácie pôdy v čase a priestore, a to v jej vymedzenom horizonte, ktorý jej determinovaný podstatou riešeného problému. Kvantifikácia zásob vody v pôde, vzhľadom na jej stabilné vlastnosti, je daná vlhkovou retenčnou čiarou. Táto, okrem iného, poskytuje hodnoty retencie vody pre jej vybrané charakteristické body, tj. pre poľnú vodnú kapacitu (PVK), bod zníženej dostupnosti (BZD) a bod vädnutia (BV). Tieto hodnoty sú rozdielne pre jednotlivé pôdne druhy. Sú to hodnoty, ktoré obecné kvantifikujú zásoby vody v pôde ako zdroja vody pre vegetačný kryt.

Zásoba vody v aktívnom horizonte zóny aerácie pôdy patrí k vodným zdrojom povodia, ktorý zásobuje vodou vegetačný pokryv. Jej určovanie sa zabezpečuje priamym monitoringom alebo numerickou simuláciou na matematickom modeli vodného režimu zóny aerácie pôdy. Celoplošný monitoring zásob vody v aktívnom horizonte zóny aerácie pôdy v povodiach riek v Slovenskej republike nie je organizovaný. V literatúre sú známe súbory údajov z územia Žitného ostrova v oblasti v VD Gabčíkovo (Štekauerová, Nagy, 2002), (Štekauerová a kol., 2005). Systematické pozorovanie bolo zabezpečované od roku 1986 do 1999 (Šútor, Rehák, 1999).

V území Žitného Ostrova bol organizovaný monitoring zásob vody v zóne aerácie pôdy zameraný na hodnotenie dopadu výstavby VD Gabčíkovo na vodný režim pôd. Ústav hydrológie zabezpečoval monitoring na 17 lokalitách poľnohospodársky využívaných pôdach a na 23 v lužných lesoch. Po roku 1997 monitoring sa zúžil len na lužné lesy v inundovanom území starého koryta Dunaja. Od toho času monitoring sa zabezpečuje len v lužnom lese inundovaného územia starého koryta Dunaja.

V predkladanom príspevku sa uvádzajú výsledky spracovania vplyvu zrnitostného zloženia pôd (pôdnych druhov) na zásoby vody v zóne aerácie pôdy vo vybraných lokalitách Žitného ostrova. Za týmto účelom sa využívajú súbory údajov obsahu vody v zóne aerácie pôdy, získané priamym monitoringom, na vybraných lokalitách prislúchajúcich k jednotlivým pôdnym druhom.

## Metodický postup

Objektívna metóda pre hodnotenie zásob vody v zóne aerácie pôdy je založená na jej priamom monitoringu, podobne ako napr. monitoring hladinového a prietokového režimu na vodných tokoch tvorí základ pri riešení problémov v povrchovej hydrológii a monitoring hladinového režimu a kvality podzemnej vody je rozhodujúci pre riešenie problémov hydrológie podzemných vôd. Monitoring chodu obsahu vody v zóne aerácie pôdy na výmere pôdohospodárskeho pôdneho fondu (ako celku) na území Slovenska nebol a ani nie je zavedený.

Pôdy Žitného ostrova sú v rámci pedologického prieskumu triedené podľa genézy na pôdne typy a podľa zrnitostného zloženia na pôdne druhy. Pôdny druh ako základná klasifikačná jednotka triedenia pôd podľa zrnitostného zloženia má pre praktické aj vedecké účely mnohznačný význam. Poznanie podielu jednotlivých zrnitostných frakcií v pôde umožňuje posudzovať jej vlastnosti, a to fyzikálne, hydrofyzikálne, fyzikálno-chemické a biologické.

Tabuľka 1: Pôdne druhy a ich výmera v podmienkach Žitného ostrova v % a v ha.

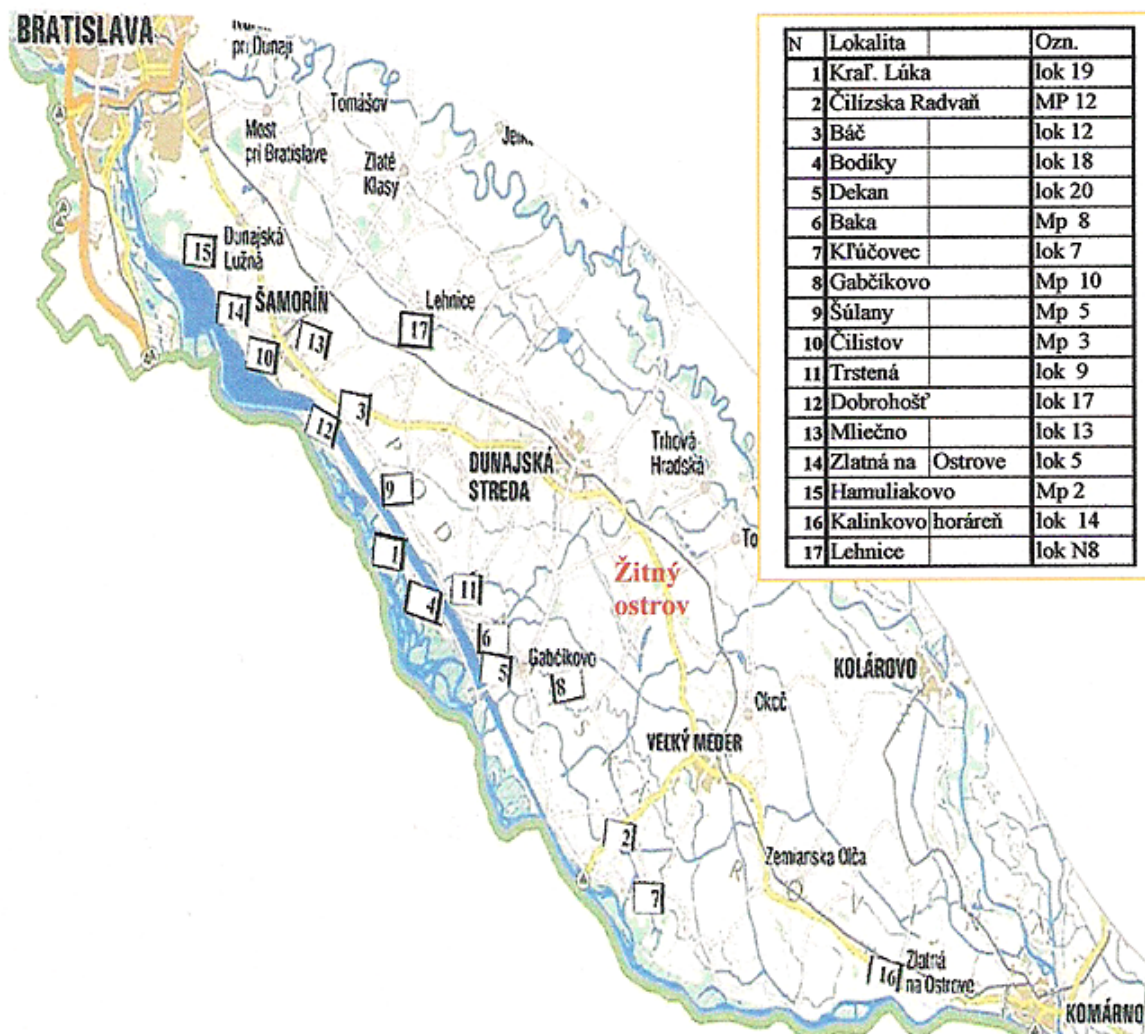
	Pôdne druhy	%	ha
1	Lahké pôdy	5	7 197,651
2	Stredne ťažké pôdy	66	95 008,993
3	Ťažké pôdy	23	33 109,194
4	Veľmi ťažké pôdy	6	8 637,181
	spolu	100	143 953,020

Pôdne druhy Slovenska, teda aj územia Žitného ostrova, sú zmapované, klasifikované a hodnotené podľa Novákovej sedemčlennej stupnice, ktorá pôdny druh určuje podľa obsahu ílovitých častíc (<0,01 mm). Pôdne druhy Žitného ostrova, ich vlastnosti a rozšírenie podávame od najľahších piesočnatých pôd po extrémne ťažké íly. Triedenie pôd na sedem pôdnych druhov podľa uvedených kritérií (Fulajtár, 2006) je nasledovné:

- Piesočnaté pôdy (obsah častíc I. kategórie je v intervale 0 až 10 %),
- hlinito-piesočnaté pôdy (obsah častíc I. kategórie je v intervale 10 až 20 %),
- piesočnato-hlinité (obsah častíc I. kategórie je v intervale 20 až 30 %),
- hlinité pôdy (obsah častíc I. kategórie je v intervale 30 až 45 %),
- ílovito-hlinité pôdy (obsah častíc I. kategórie je v intervale 45 až 60 %),
- ílovité pôdy (obsah častíc I. kategórie je v intervale 60 až 75 %),
- íly (obsah častíc I. kategórie je v intervale viac ako 75 %).

Pre stanovenie vplyvu pôdneho druhu na ich retenciu vody boli z monitoringu na 17 lokalitách Žitného ostrova vybrané súbory údajov získaných v roku 1994. Rozmiestnenie monitorovaných lokalít v území Žitného ostrova sledovalo transverzálu T1 Biskupické rameno – Šamorín – Baka – Baloň (dĺžka 54 km). Situačný náčrt sa uvádza na obr. 1.

Monitoring bol organizovaný dvakrát v každom mesiaci roka. Výber lokalít bol stimulovaný pokrytím zastúpenia pôdnych druhov vyskytujúcich sa v území Žitného ostrova. Meranie vlhkosti bolo robené gravimetrickou a neutrónovou metódou. Následným spracovaním získaných údajov vlhkosti pôdy boli výpočtom stanovené priemerné ročné chody zásob vody pre relevantné pôdne druhy na lokalitách územia Žitného ostrova získané v roku 1994 (obr. 2).



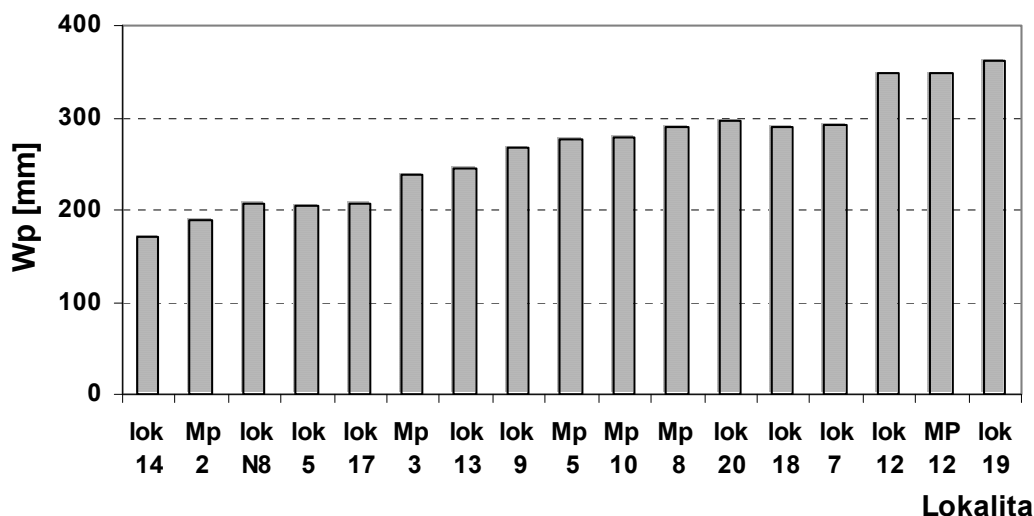
Obr. 1: Rozmiestnenie monitorovaných lokalít v území Žitného ostrova.

Zobrazenie je robené zostupne vzhľadom na obsah I. kategórie zrnitostného zloženia, t.j. hodnoty zásob vody v pôdach sú radené od piesočnatých pôd až po ílovité. Zobrazené hodnoty preukazujú závislosť zásob vody v pôde od jej zrnitostného zloženia. Maximálna hodnota odpovedá ílovitým pôdam a minimálna piesočnatým (pozri legendu k obr. 1 v tab. 2).

Prírodné prostredie Žitného ostrova tvorí osobitný prírodný charakteristický celok, ktorý sa vyznačuje celým radom zvláštností geologického, hydrogeologického, geochemického a pedologického charakteru. Pórovitá štruktúra povrchovej vrstvy litosféry Žitného ostrova má aluviálny pôvod. Pôdny a jej substrátový horizont sa vyskytuje na hrubom štrkonosnom podloží. Uvedený horizont je pomenovaný ako pokrývna vrstva prírodného prostredia Žitného ostrova. Jej mocnosť je závislá na hĺbke štrkonosného horizontu pod povrchom pôdy. Zásoby vody v zóne aerácie pôd na 17 monitorovaných lokalitách (obr. 1) sú spracované ako ročné priemerné hodnoty. Výsledky sa uvádzajú na obr. 2.

Tabulka 2: Číslo lokality, názov lokality, príslušnosť jednotlivých lokalít k pôdnemu druhu, priemerné ročné hodnoty zásob vody Wp v 100cm vrstve pôdy.

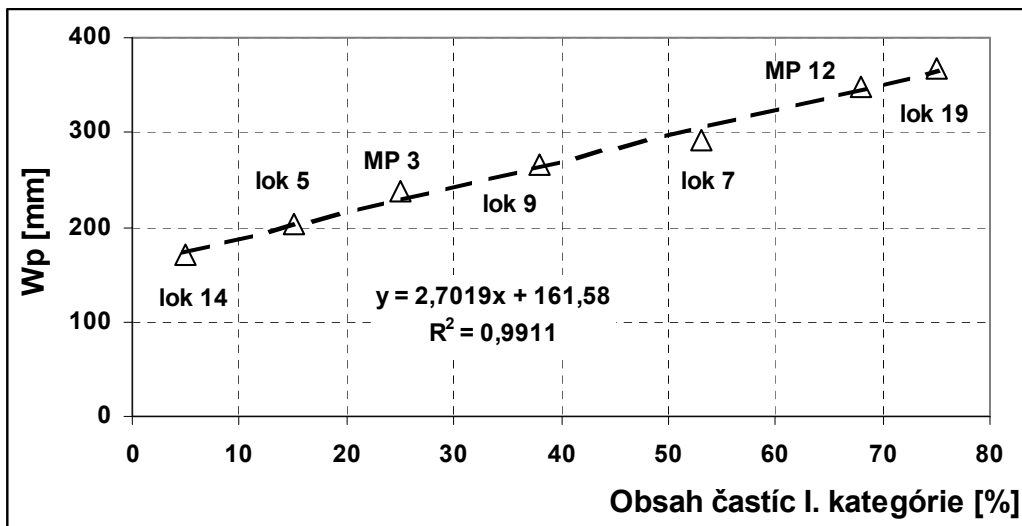
Lokalita označenie	Lokalita	Pôdny druh	Wp zásoba vody
lok 14	Kalin. Horáreň	piesočnatá	170,64
Mp 2	Hamuliakovo	hlinito-piesočnatá	188,77
lok N8	Lehnice	hlinito-piesočnatá	206,00
lok 5	Zlatná na Ostrove	hlinito-piesočnatá	203,42
lok 17	Dobrohošť	hlinito-piesočnatá	207,79
Mp 3	Čilistov	piesočnato-hlinitá	237,35
lok 13	Mliečno	hlinitá	244,91
lok 9	Trstená	hlinitá	266,65
Mp 5	Šúlany	hlinitá	276,10
Mp 10	Gabčíkovo	hlinitá	278,88
Mp 8	Báka	hlinitá	290,26
lok 20	Dekan	hlinitá	296,93
lok 18	Bodíky	hlinitá	290,13
lok 7	Klíčovce	ílovito hlinitá	291,75
lok 12	Báč	ílovito hlinitá	348,39
MP 12	Čilízská Radvaň	ílovito hlinitá	348,19
lok 19	Kráľovská lúka	ílovitá	361,99



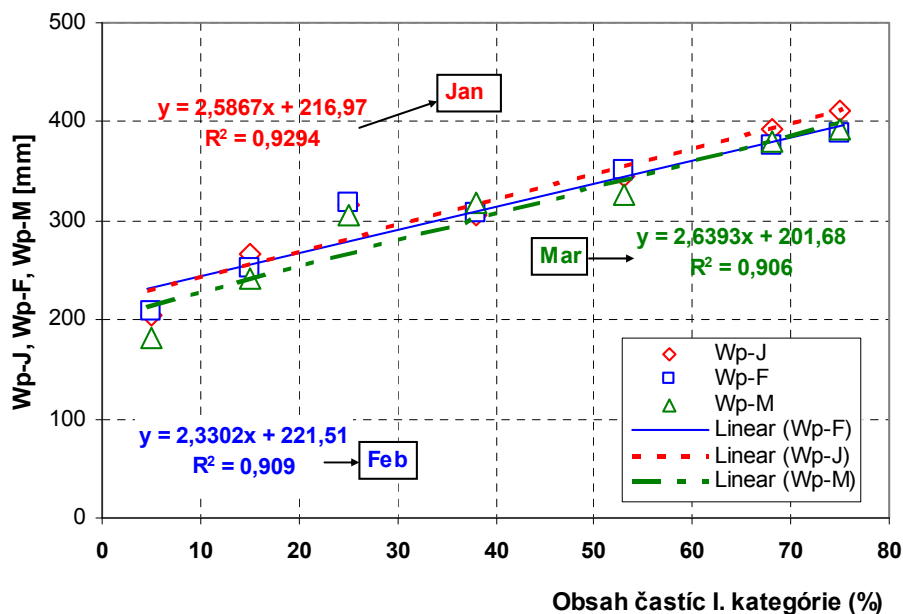
Obr. 2: Priemerné ročné hodnoty zásob vody v zóne aerácie pôdy Wp na jednotlivých monitorovacích lokalitách v území Žitného Ostrova v roku 1994. Mocnosť zóny aerácie pôdy bola 100 cm.

Údaje uvedené na obr. 3 boli v ďalšom spracované ako priemerné ročné zásoby vody v zone aerácie pôdy v závislosti od obsahu častíc I. kategórie, teda od pôdných druhov, pozdĺž vytýčenej transverzály na záujmovom území Žitného ostrova, ktorú sledovalo rozmiestnenie monitorovacích lokalít (pozri obr. 1).

Po spracovaní priemerných ročných hodnôt zásob vody v zóne aerácie pôdy bola pozornosť sústredená na priebehy priemerných mesačných hodnôt zásob, pretože variabilita mesačných meteorologických podmienok počas roka preukazuje relatívne väčšiu fluktuáciu. Údaje prvý kv. Roka 1994 sa uvádzajú na obr. 4.



Obr. 3: Priemerné ročné hodnoty zásob vody v zóne aerácie pôdy  $W_p$  v pôdnych druhoch na jednotlivých monitorovacích lokalitách v území Žitného Ostrova v roku 1994. Mocnosť zóny aerácie pôdy bola 100 cm.



Obr. 4: Priemerné mesačné hodnoty zásob vody v zóne aerácie pôdy  $W_p$  v jednotlivých pôdnych druhoch na lokalitách v území Žitného Ostrova v mesiacoch I. štvrt' roku 1994. Mocnosť zóny aerácie pôdy bola 100 cm.

Podobným postupom boli spracované hodnoty za mesiace II., III. a IV. kvartálu roka 1994. Získané závislosti priemerných mesačných hodnôt zásob vody v zóne aerácie pôdy od obsahu častíc I. kategórie preukazujú linerárnu závislosť. Spracovaním údajov za jednotlivé mesiace roka 1994 boli získané korelačné rovnice v tvare  $y = A \cdot x + B$  pre trend priebehov zásob vody v zóne aerácie pre jednotlivé pôdne druhy. Žitného ostrova. Hodnoty koeficientov A a B, spolu s koeficientom  $R^2$  sú uvedené v tab. 3.

Tabuľka 3: Koeficienty korelačnej rovnice.

Mesiac	A	B	R <sup>2</sup>
Jan	2,58	216,97	0,929
Feb	2,33	221,52	0,909
Mar	2,64	201,68	0,906
Apr	2,55	215,29	0,938
Máj	2,85	181,76	0,974
Jún	2,96	146,19	0,928
Júl	3,30	78,45	0,963
Aug	2,75	73,94	0,940
Sep	2,89	100,21	0,919
Okt	2,27	138,90	0,926
Nov	2,24	174,18	0,914
Dec	2,53	195,18	0,979

## Záver

Dynamika zásob vody v zóne aerácie pôdy v podmienkach Žitného ostrova bola spracovaná s využitím monitorovaných súborov zásob vody na 17 lokalitách (obr. 1). Výber lokalít bol stimulovaný pokrytím zastúpenia pôdnych druhov vyskytujúcich sa v území Žitného ostrova. Meranie vlhkosti bolo robené gravimetrickou a neutrónovou metódou. Následným spracovaním monitorovaných údajov vlhkosti boli stanovené priemerné ročné a mesačné hodnoty zásob vody pre relevantné pôdne druhy Žitného ostrova, a to pre rok 1994 (obr. 3 a 4). Závislosť hodnôt zásob vody na obsahu častíc I. kategórie, resp. v závislosti od pôdnych druhov, *vykazuje lineáritu*. Je to vyvolané predovšetkým známou závislosťou triedenia pôd podľa zrnitosti zloženia. Okrem toho, tento výsledok je silne ovplyvnený skutočnosťou, že počas celého roku 1994 sa poloha hladiny podzemnej vody a interval jej rozkvyvu vyskytovali v pokryvnej vrstve pôdy. Odchyľky od lineárnej tendencie môže byť spôsobené nehomogenitou plošného rozdelenia úhrnov zrážok a vegetačného pokryvu (evapotranspirácie) pozdĺž transverzály monitorovaných lokalít. Dopad získaných poznatkov lineárnej závislosti zásob vody od obsahu častíc I. kategórie má dôležitý význam pri možnosti extrapolácie výsledkov z monitorovaných údajov na lokalite príslušnej k jednému pôdnemu druhu na iný pôdny druh. Za týmto účelom je potrebné ďalej viesť a vyhodnocovať údaje monitoringu v podmienkach relevantných k podmienkam uvedených v tomto príspevku.

**PodĎakovanie:** Táto práca bola podporovaná Agentúrou pre podporu vedy a techniky prostredníctvom finančnej podpory č. APVV-0271-07 a grantovou agentúrou VEGA 2/0083/11.

## Literatúra

- Fulajtár, E. (2006): Fyzikálne vlastnosti pôdy. Výskumný ústav pôdozvedectva a ochrany pôdy. ISBN 80-89128-20-3, Bratislava. 142 str.
- Štekauerová, V., Nagy, V. (2002): Influence of climate condition on security necessary water for vegetation in various ecosystems. Pollution and water resources Columbia University Seminar Proceedings. The Hungarian Academy of Sciences, Budapest, Hungary, 206–219.
- Štekauerová, V., Nagy, V., Maniak, S. (2005): Vlhkostné pomery pôd na obidvoch stranách Dunaja. Acta Hydrol. Slovaca, Roč. 6, No 1, 2005, s. 168–176
- Šútor, J., Rehák, Š. (1999). Evaluation of disposable water supply in soil for biosphere in the area of Žitny ostrov. In: Scientific Papers of the Research Institute of Irrigation Bratislava, No 24, pp. 173–187.
- Šútor, J. (1998): Monitorovanie, spracovávanie a interpretácia zásob vody v zóne aerácie pokryvnej vrstvy Žitného ostrova □ Výskumná správa z monitoringu za roky 1989–1997 □, ÚH SAV, April 1998, zv. I. až zv. III., str. 300.
- Šútor, J. (1999): Water storage monitoring in the aeration zone of soil and its interpretation. In: Pollution and Water Resources Columbia University Seminar Proceedings. Vol. XXX. „Environmental Protection of Soil and Water Resources“, pp. 152–159.

# Hydrologická bilance v lesním horském povodí dle půdních typů

Vladimír Švihla<sup>1</sup>, Vladimír Černohous<sup>2</sup>, František Šach<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Fügnerova 809, 266 01 Beroun

<sup>2</sup>Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti v.v.i., Výzkumná stanice Opočno, Na Olivě 550, 517 73 Opočno

## Abstrakt

Vodní režim v lesním povodí „U Dvou louček“ v Orlických horách je ovládán vodním režimem typů půd. Vodní režim humusových podzolů vykazuje výrazně vyšší objem oběhu gravitační vody k objemu vody kapilární a semikapilární než kambizemě. Příčinou jsou odchylné hydropedologické vlastnosti obou typů lesních půd. K řešení byla zvolena metoda hydrologické bilance, kterou se podařilo objasnit úlohu gravitačních a kapilárních a semikapilárních vod v aerační zóně lesních půd vrcholných partií Orlických hor.

## Klíčová slova

Hydrologická bilance, kapilární a semikapilární voda, gravitační voda, kambizem, humusový podzol, horské lesní půdy.

## Úvod

Experimentální lesní povodí „U Dvou louček“ v Orlických horách slouží ke komplexnímu výzkumu prostředí a obnovy horských lesních porostů. Jedním z aspektů výzkumu je poznání vodního režimu povodí, diferencovaného podle typů lesních půd. Přibližně 2/3 povodí zaujímají kambizemě, 1/3 humusové podzoly. Rozdíly v jejich hydrologické bilanci se zabývá tento příspěvek. Je založen na rozsáhlých terénních režimních měřeních v období let 1998 – 2010.

## Popis povodí

Povodí „U Dvou louček“ v Orlických horách je experimentální plochou pro hydrologický výzkum v podmínkách vrcholové oblasti Orlických hor. Rozloha geografického povodí je 32,6 ha, nadmořská výška 880 – 950 m n.m., s průměrem 920 m n.m. Zalesněná plocha buko-smrkovým porostem je 5,7 ha (17,5 %), zbytek je imisní holina s různověkou smrkovou monokulturou se zakmeněním 0,7. Povodí zahrnuje lesní typy 7 K 3, 7 P 1, 7 T 1 a je tvořeno půdními typy humusový podzol, hnědá a šedá lesní půda a rašelina. Geologický podklad tvoří jádro orlicko-kladské klenby, horninový soubor je tvořen především plástevnatou dvouslídou rulou proterozoického stáří a svory série stroňské. Kvartérní pokryv je tvořen deluviálními a fluviodeluviálními písčítými hlínami až jílovitými hlínami s vysokou příměsí horninového skeletu (20 – 50 %). Mocnost kvartérního pokryvu je 1 až 2 m.

Z hydrogeologického hlediska patří povodí ke krystaliniku Orlických hor. Horniny charakterizuje nízká až střední puklinová propustnost a průměrná propustnost kvartérního pláště. Ve vrcholové partii povodí je hladina vod zaklesnutá několik metrů pod povrchem terénu, odkud část infiltrované vody na příčných tektonických hranicích svorů a rul, které působí jako hydraulické bariéry, se vzdouvá do půdního profilu, ve vlhkých periodách až k půdnímu povrchu. Na tektonických zlomech vznikají také četné přirozené pramenní vývěry. Podrobnosti obsahuje Hydrogeologický průzkum na lokalitě Říčky v Orlických horách – „U Dvou louček“ (Šeda, 2003). Dlouhodobé roční průměry činí u ovzdušných srážek 1350 mm, u odtoků 910 mm a u územního výparu 440 mm (Černohous, 2003). Vodoteč odvodňující povodí je přítokem Anenského potoka v povodí Říčky. Průměrná roční teplota činí 1 až 4 °C.





Obr. 1: Měrný přepad s úhlem  $90^\circ$  na povodí U Dvou louček.



Obr. 2: Experimentální ploška "Nad cestou" s tenzometry a jehlovými vrty – příprava na zimu.

## Materiál a metoda

Na experimentálním povodí U Dvou louček, které je v podstatě elementární odtokovou plochou (EOP) o výměře 32,6 ha, se měří kontinuálně ovzdušné srážky a teploty a průtoky na vodoteči v závěru povodí a režimově hladiny podpovrchové vody ve 60-ti jehlových vrtech v povodí a ve 2 x 21 jehlových vrtech na experimentálních ploškách 10 x 10 m. Hladina podzemních vod se měří v 6-ti hloubkových vrtech. Zde se rovněž měří teplota a konduktivita podzemních vod. Výsledkem měření v hydrogeologické struktuře jsou izohydrohypsy podzemních vod. Podrobné sledování vodního režimu je založeno na režimním sledování ssacích tlaků na dvou experimentálních ploškách (10 x 10 m). Na každé je umístěno 144 tenzometrů v hloubkách 15, 30, 45 a 60 cm v rozpětí 2 m. Experimentální plošky jsou dále vybaveny každá 21 jehlovými vrty pro sledování hydraulických výšek podpovrchové vody v gravitačních pórech.

Sledování parametrů vodního režimu je doplněno vyhodnocením podrobného hydropedologického průzkumu. Na povodí bylo vykopáno celkem 26 sond, z toho 8 bylo podrobena podrobnému hydropedologickému rozboru. Vedle fyzikálních veličin, zrnitosti půdy a její propustnosti byly laboratorně vyhodnoceny retenční křivky pro všechny 4 hloubky půd a naměřeny koeficienty nenasyčené hydraulické vodivosti výparnou metodou dle Schindlera na přístroji Ku-pF MÜNCHENBERG s aproximací dat van Genuchtenovými rovnicemi programu TETC verze 6. Data měření i výsledky rozborů svým rozsahem překračují možnosti této stati, jsou proto odloženy jen v archivním paré publikace. Jako základ řešení otázky vodního režimu byly zvoleny výsledky měření ze dvou experimentálních plošek 10 x 10 m. Prvá s názvem „Nad cestou“ se nachází přibližně ve středu povodí na kambizemi. Druhá se nachází „Pod cestou“ na humusovém podzolu. Výsledky hydrologického vyhodnocení obou plošek byly verifikovány měřeními průtoků v závěrečném profilu povodí. Pro výzkum vodního režimu v povodí byla zvolena metoda hydrologické bilance na dvou zmíněných experimentálních ploškách v bilančním období.

$$H(o) - It = HS(ef) \quad (1)$$

$$HS(ef) - Q(c) + \Delta W(a) + \Delta W(gr) - Q(gr) - E(t) = 0 \text{ [mm]} \quad (2)$$

$H(o)$  – úhrn srážky volné plochy bezlesí,  $It$  – intercepce,  $E(t)$  – evapotranspirace na zvoleném transektu půdy,  $HS(ef)$  – efektivní srážka,  $\Delta W(a)$  – diference v obsahu kapilární vody,  $\Delta W(gr)$  – diference v obsahu gravitační vody,  $Q(gr)$  – odtok gravitační vody do geologických struktur,  $Q(c)$  – celkový odtok do vodoteče v povodí.

Průtok kapilární a semikapilární vody  $Q(k,sk)$  byl stanoven Darcyho rovnicí z nenasyčené hydraulické vodivosti jako součin spádu nenasyčeného proudění (diference hydraulických potenciálů dělené vzdáleností) a koeficientu nenasyčené hydraulické vodivosti jako funkce příslušného sacího tlaku  $h(w)$  v cm vodního sloupce. Vlhkost nenasyčené zóny byla stanovena jako funkce sacího tlaku z retenčních křivek. Obsah gravitační vody byl stanoven na základě měření hydraulických výšek v jehlových vrtech. K přepočtu měření vodních sloupců v cm v jehlových trubcích na mm obsahu gravitační vody v gravitačních pórech byl zvolen průměrný drenážní koeficient. Přírůstek  $+\Delta W(gr)$  byl dotován srážkou  $HS(ef)$ , úbytek  $-\Delta W(gr)$  znamená buď odtok gravitační vody mimo sledovaný půdní blok ze zásob gravitační vody v půdě nebo dotaci sledované půdy průsakem gravitační vody do kapilární zóny. Odtok gravitační vody je stanoven jako úbytek gravitační vody ze sledovaného bloku půdy mimo hloubku 60 cm. Průsak gravitační vody do kapilární zóny představuje dotaci kapilární vody. Ssací tlaky  $h(w)$  byly pro výpočty stanoveny jako průměry ze 36-ti režimních měření v hloubkách čidel tenzometrů pro všechny čtyři vrstvy půdy (15, 30, 45, 60 cm). Jejich potenciály jsou součtem geodetické výšky a naměřeného sacího tlaku ( $\varnothing = h(w) + g$ ).

Evapotranspirace byla vypočtena jako neznámá rovnice 2. Hloubka 60 cm pro půdní bloky na tenzometrických polích byla zvolena jako aktivní zóna půd EOP stanovená při půdních průzkumech. Odtok základní byl stanoven 1,5 l/s t.j. 0,42 mm/den. Zhruba 1/2 základního odtoku podchycuje měření odtoku v závěrečném profilu povodí, 1/2 odtéká do hydrogeologických struktur (Šeda 2003). Část

základního odtoku měřená v závěrečném profilu povodí je přibližně rovna minimálním hodnotám denních odtoků. To je současně velikost průsaku gravitační vody do hydrogeologických struktur  $Q(\text{gr})$ .

Intercepce byla převzata z měření intercepce smrku na objektu Deštenská stráň, které bylo zobecněno. Oba porosty jsou vzrůstově i věkově velmi blízké (Černohous 2009, 2010). Odtok gravitační vody  $Q(\text{c})$  je stanoven modelem na základě měření v závěrečném profilu povodí a na experimentálních ploškách. Evapotranspirace na humusovém podzolu a kambizemi je vzhledem k téměř stejné vlhkosti půdy a stejnému charakteru lesního porostu velmi blízká. Rozdíl mezi gravitačním odtokem z kambizemě a humusového podzolu je přibližně 0.  $[\Delta W(\text{a,kambizem}) + \Delta W(\text{gr,kambizem})] - [\Delta W(\text{a,humusový podzol}) + \Delta W(\text{gr,humusový podzol})]$  je rovno v průměru 3 let 0,2 %  $Q(\text{c})$ .

## Výsledky práce a diskuze

Výsledky provedení analýzy jsou uvedeny v tab. 1.

Tab. 1: Hydrologická bilance povodí U Dvou louček v Orlických horách diferencovaná dle půdních typů kambizemě a humusového podzolu.

Rok	Půdní typ	H(o)	It	HS(ef)	Q(c)	$\Delta W(\text{a})$	$\Delta W(\text{gr})$	Q(gr)	ET
2008	Kambizem	396,3	-90,8	305,5	-75,8	12,5	-8,4	-20,6	-213,2
2009	Kambizem	469,0	-107,7	361,3	-155,3	26,9	6,9	-29,9	-209,9
2010	Kambizem	622,5	-101,4	521,1	-279,4	22,9	11,5	-34,4	-241,7
Ø		495,9	-100,0	395,9	-170,2	20,8	3,3	-28,3	-221,5
2008	Humusový podzol	396,3	-90,8	305,5	-77,8	8,0	0,4	-20,6	-215,5
2009	Humusový podzol	469,0	-107,7	361,3	-157,9	31,1	5,8	-29,9	-210,4
2010	Humusový podzol	622,5	-96,8	525,7	-271,6	9,5	9,5	-34,4	-238,7
Ø		495,9	-98,4	397,5	-169,1	16,2	5,2	-28,3	-221,5

Poznámky k tab. 1: H(o) – úhrn srážky volné plochy [mm], It – intercepce, HS(ef) – efektivní (podkorunová) srážka, rovná  $H(o) - It$ , Q(c) – odtok gravitační vody měřený,  $\Delta W(\text{a})$  – změna obsahu kapilární vody v aerační zóně,  $\Delta W(\text{gr})$  – změna obsahu gravitační vody v aerační zóně, Q(gr) – gravitační voda prosakující do geologických struktur, ET – evapotranspirace.

Dosazením hodnot tab. 1 do rovnic 3, 4, 5 se obdrží hodnoty v tab. 2.

$$HS(\text{ef}) - Q(\text{c}) - Q(\text{k,sk}) + \Delta W(\text{g}) - Q(\text{gr}) = A \quad (3)$$

zóna gravitační G:

$$G = HS(\text{ef}) - A \quad (4)$$

zóna kapilární a semikapilární:

$$A - Q(\text{k,sk}) + \Delta W(\text{a}) - ET = 0 \quad (5)$$

Q(k,sk) – odtok vody kapilární a semikapilární, kambizem 118,2 mm, humusový podzol 57,6 mm (3 letý průměr).

V tab. 1 jsou uvedeny jen roční hodnoty parametrů hydrologické bilance, detailní přehledy nelze uvést vzhledem k velkému rozsahu tabulek, grafů a výpočtů (více než 100 stran). Vegetační periodu roku 2008 lze kvalifikovat jako suchou, roku 2009 jako mírně podprůměrnou a 2010 jako vlhkou. Dlouholetý normál vegetační periody 141 – 145 dní činí 539 mm. Oběh vody v sledovaných půdních typech lze rozdělit na hydrologickou bilanci v zóně kapilární a semikapilární vody a v zóně vody gravitační.

Tab. 2: Průměrné hodnoty sumy objemu kapilární a semikapilární (A) a gravitační vody (G) v různých půdních typech ve vegetační periodě 2008 – 2010 [mm].

Půdní typ	Suma objemu vody		G/A	Pozn.
	gravitační	kapilární a semikapilární		
Kambizem	74,7	318,8	1/4	G/A
Humusový podzol	132,5	262,9	1/2	zaokrouhлено

Kambizem vykazuje 4x větší objem oběhu vody v zóně kapilární a semikapilární vody než v zóně gravitační. U humusového podzolu je tento poměr jen 2x. Znamená to skutečnost, že v aerační zóně kambizemě obíhá přibližně jen 58 % objemu gravitační vody ve srovnání s humusovým podzolem. Naopak v aerační zóně kambizemě je objem kapilární a semikapilární vody 1,22x vyšší ve srovnání s humusovým podzolem. Zatímco z 60 cm hlubokého profilu kambizemě oteče gravitační vodou 19 % a kapilární a semikapilární vodou 30 % úhrnu efektivních srážek, z profilu humusového podzolu oteče gravitační vodou 34 % a kapilární a semikapilární vodou 15 % úhrnu efektivních srážek. Tato skutečnost je způsobena tím, že v rozhodující hloubce 15 – 25 cm půdního profilu je objem kapilárních pórů 17,9 % a gravitačních pórů 3,3 % u kambizemě a 7,9 % a 6,4 % u surového humusu. Toto rozdělení pórů reguluje průsak vody v různých typech půd v povodí U Dvou louček. Znamená to, že humusový podzol je mnohem lépe drénován gravitačními póry než kambizem. Naopak málo kapilárně propustná vrstva 3 – 5 cm měkkého ortštějnu, vzniklého illimerizací na rozhraní Ep a Bv horizontů snižuje v půdním typu surového humusu transport kapilární a semikapilární vody. Podobný jev konstatoval ve svém pedologickém průzkumu v Orlických horách Pelíšek (Pelíšek 1961, 1964). Je tedy zřejmé, že obsah gravitačních pórů není na půdním typu humusového podzolu snižován ilimerizačním procesem, jejich tvorba souvisí zřejmě s prokořeněním svrchní vrstvy půdy kořeny smrku.

Výsledky analýzy byly porovnány u parametru ET s podobným výzkumem na výzkumném objektu Deštenská stráž v Orlických horách (Černohous 2009, 2010) jako porovnatelného výsledku výzkumu. Za léta 2008 – 2010 byl průměr ET u Dvou louček 1,55 mm/den, u Deštenské stráně 1,33 mm/den. Rozdíl 0,22 mm/den představuje 15 % průměru. Shodu lze považovat za velmi dobrou. Souhrnné údaje o evapotranspiraci SM uvádí Rubner (1953). Dle rozsáhlých výzkumů v NSR se ET SM pohybuje v mezích 191 – 272 mm/vegetační periodu, průměrně 218 mm. Ostatní údaje tabulky 1 jsou měřené veličiny.

Přínosem analýzy je objasnění oběhu gravitační vody v lesní půdě. Ta je protkána nepravidelnou a těžko identifikovatelnou sítí gravitačních pórů, horizontálně nespojitých. Podrobný matematicko-statistický rozbor ukázal, že naměřené hodnoty hydraulických výšek v jehlových vrtech mezi sebou se jak v okrsku kambizemě, tak v okrsku humusového podzolu významně liší.

## Závěry

1. Stať jasně prokazuje rozdíly ve vodním režimu dvou typů horských půd v Orlických horách, a to kambizemě a humusového podzolu na základě hydrologické bilance.
2. Humusový podzol je charakterizován vyšším objemem odtoku gravitační vody v poměru k vodě kapilární a semikapilární než kambizem. Příčinou je illimerizace rozhraní Ep a Br horizontů a větší objem gravitačních pórů u humusového podzolu.
3. Hodnoty evapotranspirace ve stati se neliší od údajů jiných autorů. Tím je prokázána i základní správnost předloženého řešení.

4. Příspěvek kvantifikuje poměr oběhu kapilární a semikapilární vody a vody gravitační v horské lesní půdě Orlických hor.

### **Poděkování**

Výsledky prezentované v příspěvku vznikly v rámci institucionální podpory výzkumu a vývoje z veřejných prostředků MZe ČR výzkumného záměru č. 0002070203 „Stabilizace funkcí lesa v antropogenně narušených a měnících se podmínkách prostředí“, projektu NAZV QH 92073 „Horské lesy – základní ekosystémy ovlivňující vodní bilanci, velké vody a suchá období v krajině“ a projektu NAZV QI 112A174 „Lesnické a zemědělské aspekty řízení vodní komponenty v krajině“.

### **Literatura**

- Černohous, V. (2006): Vliv obnovy hydrografické sítě poškozené při imisních těžbách na odtokový proces. Doktorská disertační práce. Praha, ČZU FLD. 101 s.
- Černohous, V. (2009): Horské lesy – základní ekosystémy ovlivňující vodní bilanci velké vody a suchá období v krajině. Roční zpráva. Projekt NAZV č. QH92073, Strnady VÚLHM; Brno MZU LDF 57 s.
- Černohous, V. (2010): Horské lesy – základní ekosystémy ovlivňující vodní bilanci velké vody a suchá období v krajině. Roční zpráva. Projekt NAZV č. QH92073, Strnady VÚLHM; Brno MZU LDF. 42 s.
- Černohous, V., Šach, F., Kantor, P., Švihla, V. (2011): Methods of evapotranspiration assessment and outcomes from forest stands and a small watershed. In: Evapotranspiration. Wien, In Tech. ISBN: 978-953-307-251-7
- Pelíšek, J. (1964): Lesnické půdoznalství. Praha, SZN. 568 s.
- Rubner, K. (1953): Die pflanzengeographischen Grundlagen des Waldbaues. Radebeul und Berlin, Neumann Verlag. 583 s.
- Šeda, S. (2003): Hydrogeologický průzkum na lokalitě Říčky v Orlických horách – U Dvou louček. Závěrečná zpráva, Ústí n/O, OGHS. 12 s., 19 příloh
- Švihla, V., Černohous, V., Šach, F. (2010): Hydrologická bilance elementární odtokové plochy lesního povodí v Orlických horách. Zprávy lesnického výzkumu, 55, č. 3, s. 201 – 209.



# Citlivostní analýza distribuovaného modelu na podpovodí P52 Kopaninského toku

Pavel Tachecí<sup>1</sup>, Pavel Žlábek<sup>2,3</sup>, Tomáš Kvítek<sup>3</sup> a Jana Peterková<sup>3</sup>

<sup>1</sup> DHI, a.s., Na Vrších 5, 100 00 Praha 10

<sup>2</sup> Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Studentská 13, 370 05 České Budějovice

<sup>3</sup> Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i., Žabovřeská 250, 15627 Praha 5 – Zbraslav

## Úvod

Pro podrobné prostorově distribuované simulace hydrologického režimu, srážkoodtokových vztahů a dalších otázek (vliv změny využití území či další antropogenní vlivy) se často využívají deterministické distribuované modely. MIKE SHE je softwarový prostředek této kategorie, který je využíván i mimo výzkumnou sféru. Tento typ modelů může popisovat pohyb vody v daném území (povodí) komplexně, tj. v povrchové i podpovrchové části hydrologického cyklu. V případě, že jsou využity fyzikálně založené schematizace, je pro stavbu takového modelu vyžadováno značné množství kvalitních datových vstupů. Vzhledem k omezeným možnostem jejich pořízení v reálných případech, je vhodné se zaměřit na ty, které především ovlivňují schopnost modelu dobře vystihnout realitu.

Příspěvek se zabývá analýzou modelu MIKE SHE sestaveného pro simulace hydrologického režimu a srážkoodtokových vztahů na podpovodí P52 výzkumného povodí Kopaninského toku, a odhadem vlivu vybraných skupin parametrů na průběh simulovaného průtoku.

## Povodí Kopaninského toku

Pokusné povodí Kopaninského toku je sledováno Výzkumným ústavem meliorací a ochrany půdy, v.v.i. od roku 1985. Nalézá se v bývalém okrese Pelhřimov, z hlediska geomorfologického patří povodí do oblasti Českomoravské vrchoviny. Základní charakteristiky povodí jsou uvedeny v tab. 1. Geologický podklad je pararula, převládající půdní typ je kambizem.

Tabulka 1. Přehled základních charakteristik podpovodí P52.

Plocha (km <sup>2</sup> )	0,65
Orná půda (% z celkové plochy povodí)	31
Les (% z celkové plochy povodí)	1,4
TTP (% z celkové plochy povodí)	64
Drenáž (% z celkové plochy povodí)	16
Roční srážky (mm)	715
Odtok (mm)	160
Nadm. výška (m n.m.)	507-615

## Matematický model sestavený v systému MIKE SHE

MIKE SHE je dynamický hydrologický model pro komplexní simulaci základních procesů v povrchové a podpovrchové fázi hydrologického cyklu. MIKE SHE byl vyvinut k modelování pohybu vody, zahrnující povrchový odtok, vodní toky a nádrže, nasycené a nenasycené proudění a evapotranspiraci (např. Graham a Butts, 2005). Může být použit k popisu hlavních fyzikálních procesů hydrologického cyklu. K sestavenému modelu pro pohyb vody (WM) lze připojit model popisující advekčně-disperzní pohyb látek (AD).

Na základě zkušeností z předchozích projektů a s využitím nových datových vstupů byl sestaven deterministický plně distribuovaný model pomocí modelovacího nástroje MIKE SHE 2009 pro podpovodí P52. V modelovacím prostředí byly pro popis pohybu vody využity následující aproximace:

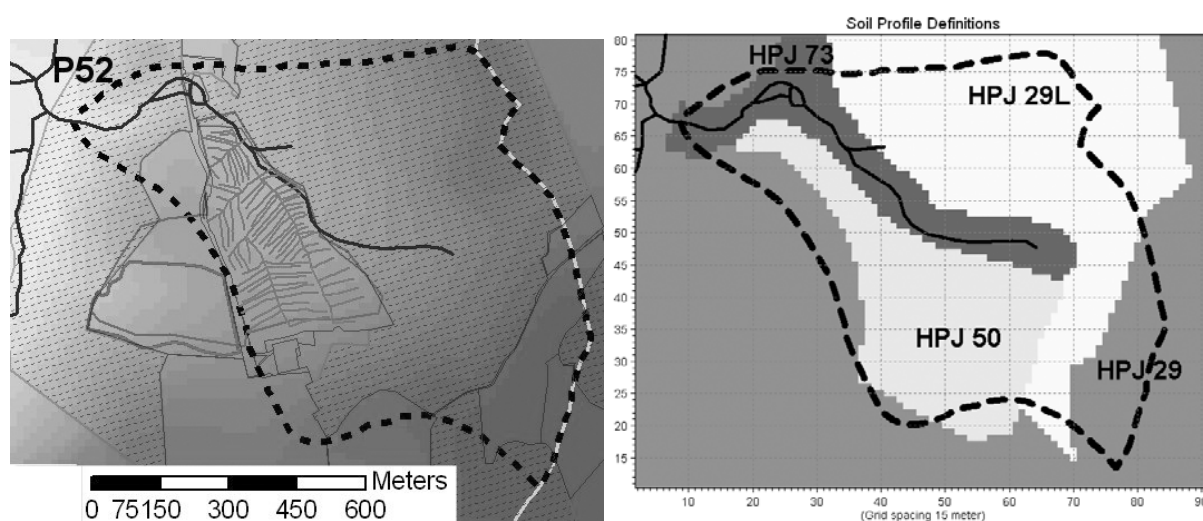
- proudění po povrchu terénu: 2D difusní vlna aproximovaná metodou konečných rozdílů,
- proudění koryty: 1D kinematická vlna aproximovaná metodou konečných rozdílů ve vystřídá-ném schématu (MIKE 11),
- proudění v nenasycené zóně: 1D vertikální aproximace Richardsovy rovnice, 3 schematizova-né půdní horizonty, kombinované s jednoduchou schematizací perkolace makropóry,
- proudění v nasycené zóně: 3D pohybová rovnice aproximovaná metodou konečných rozdílů ve dvou vrstvách,
- evapotranspirace: ze vstupních časových řad referenční evapotranspirace se počítají aktuální hodnoty pomocí Kristensen-Jensenovy metody na základě aktuálního obsahu vody v půdě a parametrů vegetačního pokryvu (Kristensen a Jensen, 1975).

Pro simulaci byly k dispozici vstupní řady pro období listopad 2004 až listopad 2010. Jako základní velikost pravouhlých výpočetních buněk bylo zvoleno 15 m. Pro vstupní řady byly využity časové řady měření: hodinové srážkové úhrny (automatická meteostanice Velký Rybník), denní průměrné teploty vzduchu (tamtéž), denní průměrné hodnoty referenční evapotranspirace (vypočteno na základě údajů z meteostanice Velký rybník a z blízké stanice Dehtáře). Pro porovnání výsledků modelu byly využity průtoky, vypočtené na základě měření hladiny ultrazvukovým čidlem v profilu P52. Dále byly na základě pravidelného mapování a dříve zjištěných hodnot (Žlábek, 2009) zkonstruovány časové řady průběhu vegetačních parametrů LAI a RD pro jednotlivé osevní celky a další pozemky.

Hlavní plošné vstupy (viz obr. 1) byly zadány ve formě digitálních vrstev:

- povrch terénu byl interpolován z vektorové vrstvy digitalizovaných vrstevnic,
- vrstva půd byla sestavena na základě vrstvy BPEJ (využita hlavní půdní jednotka HPJ), kombinovaná s terénním šetřením; hydraulické charakteristiky byly odvozeny z měření na 100 cm<sup>3</sup> a 1 l půdních vzorcích odebraných v šesti sondách (do hloubky až 120 cm),
- vrstvy nasycené zóny byly aproximovány na základě předpokladů Doležala a Kvitka (2004),
- vrstva drenáže byla sestavena podle existujících projektů trubní drenáže,
- vrstva využití území (vegetace) vychází z mapy pozemků a místního šetření v jednotlivých le-tech.

Dále byl sestaven zjednodušený korytový model bezejmenného přítoku Kopaninského potoka, na kterém je nainstalován měrný přeliv P52.



Obrázek 1: Podpovodí P52 Kopaninského toku. Vlevo terén (stínování), využití území (šrafa značí les, bez značky travní porost a orná půda), liniemi vodní tok a trubní drenáž. Vpravo mapa půd schematizovaná do modelu podle hlavní půdní jednotky (HPJ) z podkladu BPEJ.

Sestavený matematický model byl kalibrován vůči průměrným hodinovým průtokům v profilu P52 v období 1.11.2004-1.11.2008. Souhrn nejdůležitějších parametrů modelu, které byly předmětem analýzy, přináší tab. 2.

Tabulka 2: Analyzované parametry modelu MIKE SHE pro podpovodí P52.

Parametr	Začlenění v modelu	Poznámka
Podíl makropórů v půdě (MAC)	Pro každý půdní typ: HPJ 29L, HPJ 29, HPJ 50, HPJ 73	Odhad, kalibrováno
Hydraulická vodivost v nasycené zóně – horizontální a vertikální (KsH, KsV)	Distribučováno podle rozdělení půd: 29L, 29, 50, 73, navíc vrstva zvětralého podloží (Bott)	Odhad, kalibrováno
Časová konstanta odtoku z drenáže (drtc)	Jednotná pro celý model	Odhad, kalibrováno
Parametry vegetace: pokryvnost listoví a hloubka koř. zóny (LAI, RD)	Pro 14 kategorií vegetace (z toho 7 odílů orné půdy)	Odhad podle bodového měření
Tání sněhu: Degree day faktor (DDF)	Jednotná pro celý model	Odhad
Hloubka obou vrstev nasycené zóny (SZ)	2 vrstvy proměnné mocnosti, konformní s povrchem terénu	Odhad, kalibrováno
Velikost výpočetní buňky (grid)	Jednotně pro celý model	zvoleno

Model byl podroben citlivostní analýze pomocí nástroje Autocal (Madsen, 2003) ve dvou krocích:

- hodnoty parametrů byly oproti srovnávací kalibrované hodnotě zvětšeny (zmenšeny) jednotným způsobem (testovány tři hodnoty posunu - perturbation factoru: 0.01, 0.02 a 0.05 původní hodnoty). To umožňuje přímé porovnání vlivu jednotlivých parametrů,
- hodnoty parametrů byly zvětšeny (a zmenšeny) individuálně o subjektivně zvolenou hodnotu. V případě hydraulických vodivostí nasycené zóny byl zvolen posun o tři jednotky v daném řádu. Pro možnost porovnání byla provedena normalizace (rozdíl byl vyjádřen jako procento původní hodnoty parametru). Navíc byly porovnány dva další faktory, které nejsou skutečnými parametry: mocnost vrstvy nasycené zóny v modelu a velikost výpočetní buňky.

Pro statistické vyhodnocení simulovaného průtoku v hodinovém časovém kroku byly využity tři statistiky:

AE - průměrná chyba

$$AE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Obs_i - Sim_i) \quad (1)$$

STD - směrodatná odchylka

$$STD = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Obs_i - Sim_i - AE)^2} \quad (2)$$

RMSE - střední kvadratická chyba

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Obs_i - Sim_i)^2} \quad (3)$$

kde  $Obs_i$  a  $Sim_i$ ,  $i=1, \dots, N$  jsou měřené a jim odpovídající simulované časové řady. Před výpočtem statistických charakteristik byly časové řady synchronizovány.

Využitím tří statistik bylo možno rozlišit vliv daného parametru na dynamiku simulované odezvy a/nebo na průběžnou bilanci. Díky prostorově distribuovaným parametrům nasycené a nenasycené



zóny bylo možno hodnotit vliv jednotlivých částí povodí (svahy, údolí kolem toku). Dále byl zkoumán vliv zvolené schematizace v modelu (velikost výpočetních buněk a mocnost vrstev).

Následující tabulky uvádějí vždy šest parametrů s největším vlivem na statistické charakteristiky simulované řady průměrných hodinových průtoků v profilu P52 (porovnány s průměrnými hodinovými průtoky přepočtenými z měření hladiny). Protože do vyhodnocení bylo zahrnuto jak zvětšení, tak zmenšení každého parametru o danou hodnotu, vyskytují se některé parametry dvakrát.

Tabulka 3: Nejvyšší hodnoty citlivosti parametrů modelu podpovodí P52.

<b>posun: 0.01 hodnoty parametru</b>					
parametr	AE	parametr	STD	parametr	RMSE
KSV29	1590	KSV29	869	KSV29	1381
drtc	354	drtc	534	KSV29L	415
KSV73	119	KSV29L	421	drtc	372
KSV50	117	KSV29L	296	KSV29L	281
KSV29L	63	KSH50	188	KSH50	174
KSH50	58	KSH50	153	KSH50	163
<i>pozn: není zahrnut 1x drtc, 1x KSH2</i>					
<b>posun: 0.02 hodnoty parametru</b>					
	AE		STD		RMSE
drtc	1047	drtc	320	drtc	668
drtc	928	drtc	315	drtc	634
KsH29L	263	KSH50	108	KsH29L	182
KSV73	91	KSV50	97	KSV50	109
KSV29	50	KsH29L	94	KSH50	102
KSV50	48	KSV29	91	KSV29	74
<b>posun: 0.05 hodnoty parametru</b>					
	AE		STD		RMSE
drtc	909	drtc	391	drtc	690
KsH29L	51	drtc	71	drtc	82
drtc	44	KSH50	52	KSV29L	52
KSV50	44	KSH50	49	KsH29L	49
KSV29	32	KSV29L	44	KSV29	46
KSV29L	29	KSV29	44	KSV50	46

Citlivost výstupů modelu na změnu parametrů byla vypočtena jako:

$$S = [F(p_1, p_2 \dots p_i + Dp_i \dots p_n) - F(p_1, p_2 \dots p_i, \dots p_n)] / Dp_i \quad (4)$$

resp. relativní citlivost (viz tab. 4) jako:

$$S = [F(p_1, p_2 \dots p_i + Dp_i \dots p_n) - F(p_1, p_2 \dots p_i, \dots p_n)] * p_i / Dp \quad (5)$$

kde  $F(p_1, p_2 \dots p_i, \dots p_n)$  je statistika (AE, STD, RMSE) kalibrovaného modelu,  $F(p_1, p_2 \dots p_i + Dp_i, \dots p_n)$  je statistika modelu se změnou parametru  $i$ ,  $Dp_i$  je změna parametru  $i$ .

Tabulka 4: Nejvyšší hodnoty relativní citlivosti parametrů modelu podpovodí P52.

Individuálně zvolené hodnoty změny parametru.					
	AE		STD		RMSE
LAI, RD -50%	0.0031	LAI, RD -50%	0.0018	LAI, RD -50%	0.0028
SZ - 1m	0.0017	SZ - 1m	0.0010	SZ - 1m	0.0016
SZ - 2m	0.0012	grid5m	0.0008	SZ - 2m	0.0009
grid30m	0.0006	KSH73	0.0006	grid5m	0.0007
KSH29	0.0004	drtc	0.0005	KSH73	0.0007
LAI, RD +50%	0.0004	SZ - 2m	0.0005	drtc	0.0005

## Závěry

Z výsledků prvního kroku (posun o 1, 2 a 5% hodnoty parametru) je zřejmé, že nejvýznamnějšími parametry ze sledovaných jsou časový parametr odtoku z drenáže (drtc) a hydraulické charakteristiky nasycené zóny na svazích (KSH29, KSV29 a 29L).

Z provedených analýz vyplynuly následující poznatky:

- váha jednotlivých parametrů se liší v závislosti na velikosti změny parametru (posunu),
- mezi výsledky citlivosti jednotlivých parametrů, vyhodnocenými pomocí tří porovnávaných statistik (AE, STD a RMSE) není výrazný rozdíl. Lze předpokládat, že změna sledovaných parametrů má srovnatelný vliv jak na dlouhodobou bilanci, tak na dynamiku jednotlivých epizod,
- výrazná změna vegetačních parametrů může mít na odezvu modelu srovnatelný vliv jako změna hydraulických charakteristik, ovlivňujících odtok,
- je zřejmé, že schematizace modelu (mocnost vrstev nasycené zóny, zvolená velikost výpočetních buněk modelu) hraje nezanedbatelnou roli pro dobré vystižení měřených průtoků.

Je zřejmé, že výstupy takto komplexního modelu jsou ovlivněny řadou parametrů a faktorů, z nichž žádná skupina jednoznačně nepřevažuje. Nelze tedy snadno redukovat počet kalibrovaných parametrů pouze na několik nejvýznamnějších. Dosažená zjištění bude třeba doplnit zahrnutím dalších parametrů (např. půdních hydraulických charakteristik) a porovnat s výsledky na dalších povodích než bude možno vyvodit obecné závěry. Dosažené výsledky tedy považujeme za dílčí a budou postupně doplňovány.

## Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou projektu NAZV QH 82095 (koordinátor: VÚMOP Praha, v.v.i.).

## Literatura

- Doležal, F. a Kvítek, T. (2004): The role of recharge zones, discharge zones, springs and tile drainage systems in peneplains of Central European highlands with regard to water quality generation process. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29, 775 – 785.
- Graham, D. N. a Butts, M. B. (2005): Flexible, integrated watershed modelling with MIKE SHE. In *Watershed Models*, Eds. V.P. Singh & D.K. Frevert, 245 – 272.
- Kristensen, K. J. a Jensen, S. E. (1975): A model for estimating actual evapotranspiration from potential evapotranspiration. *Royal Veterinary and Agricultural University, Nordic Hydrology*, 6, 170 – 188.
- Madsen, H. (2003): Parameter estimation in distributed hydrological catchment modelling using automatic calibration with multiple objectives- *Advances in Water Resources*, 26, 205 – 216.
- Žlábek, P. (2009): Vliv uspořádání krajinné matrice na složky odtoku. *Disertační práce, Zemědělská fakulta, Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích*, 129.



# Návrh systému včasné výstrahy před bleskovými povodněmi v horských podmínkách

Miroslav Tesař, Miloslav Šír, Jiří Polívka

Ústav pro hydrodynamiku AVČR, v.v.i., Pod Paťankou 5/30, 166 12 Praha 6

## Úvod

Řadu obcí České republiky postihují pravidelně bleskové povodně. Jedná se o povodňové události probíhající na území do 100 ha v povodích do 10 km<sup>2</sup>. Každoročně na území ČR dochází k 60 – 100 bleskovým povodním, které poškozují obce zejména na horních částech toků a v podhorských či horských oblastech. Vyskytují se výhradně v letním období v lokálním měřítku a mají často katastrofální lokální důsledky. Vznikají zpravidla v oblasti studených a zvlněných studených front za současného výskytu srážek vysoké intenzity. Bleskové povodně způsobuje náhlý plošný odtok srážkové vody (Kakos, 1978). Tento druh povodní lze sice ze synoptických situací předpokládat, ale nikoliv předpovědět přesně. Na předání informací zjišťovaných varovnými systémy chybí totiž zpravidla čas. To je také podstatná odlišnost bleskových povodní od záplav, jež jsou vyvolávány dlouhotrvajícími několika-denními vlnami oblastních dešťů (Vašků, 2009).

Klimatologické studie naznačují, že extremalita klimatu se bude spíše zvětšovat. Je proto nanejvýš nutné se zabývat ochranou obyvatel a majetku před bleskovými povodněmi. Z mechanismů jejich geneze vyplývá, že nelze jednoznačně spoléhat na to, že budou včas detekovány systémem celostátní integrované výstražné služby. Jedinou cestou, jak zlepšit výstrahu před bleskovými povodněmi, je budování lokálních výstražných systémů. Proto jsou v ČR i ve světě jsou budovány jednoduché lokální varovné systémy LVS, s využitím několika srážkoměrných případně i vodoměrných čidel, která na vznik bleskové povodně upozorní hasiče a představitele obce. Pilotní systém tohoto typu byl vybudovaný ČHMÚ pro obec Olešnice v Orlických horách (Obrusník, 2002). LVS vysílá výstrahu na mobilní telefony v případě překročení nebezpečné úrovně hladiny ve vodním toku nad obcí a v případě vysokých srážek v povodí nad obcí. Některé LVS jsou doplněny několika půdními vlhkoměry, které detekují nasycení půdy vodou. V současné době je v ČR vybudováno přes sto LVS tohoto jednoduchého typu.

## Sofistikovaný lokální výstražný systém

Předkládaná studie přináší popis sofistikovaného LVS vybudovaného za použití nejnovějších poznatků o hydrodynamických mechanismech tvorby přívalových odtoků. Metody včasné výstrahy vycházejí z nových poznatků o hydrodynamických mechanismech tvorby odtoku z malých povodí. Bylo zjištěno, že extrémní odtoky způsobují tyto faktory a jejich kombinace: (1) přesycení půdního pokryvu vodou, (2) hydrofobie půdního povrchu (Lichner et al., 2007), (3) gravitačně destabilizované proudění vody v půdě (Tesař et al., 2004), (4) extrémní srážky, zpravidla po dlouhodobém suchu (Šír et al., 2008). Typické kombinace, způsobující extrémní odtok, jsou (1) a (3) – při přesycení půdního pokryvu vodou může být gravitačně destabilizované proudění vyvoláno i malou srážkou, (2) a (4) – dlouhodobé sucho může způsobit hydrofobii půdního povrchu a současně vyvolat extrémní srážky.

Metody včasné výstrahy jsou založeny na detekci jednotlivých faktorů: (1) v uzavěrovém profilu povodí se detekuje výtok srážkové vody pomocí měření iontové vodivosti – klesající iontová vodivost značí, že z povodí vytéká čerstvá srážková voda, tudíž je půda infiltrující srážkovou vodou přesycena, (2) měří se teplota ovzduší a půdy – dlouhodobé vysoké teploty značí vysoké riziko hydrofobie půdy, (3) měří se tenzometrické tlaky v půdě – nízké absolutní hodnoty tlaků značí, že voda není v půdě dostatečně poutána kapilárními silami, tedy je vysoké riziko, že infiltrace deště vyvolá gravitačně destabilizované proudění, (4) měří se teplota ovzduší a globální radiace, z těchto hodnot se pak vypoč-

te produkce entropie při výparu – vysoký kumulativní deficit v produkci entropie značí riziko vytváření lokálních přivalových srážek nebo frontálních poruch s rozsáhlými srážkami.

## **Rizikové faktory a metody jejich včasné detekce**

### *Přesycení půdního pokryvu vodou*

Bylo prokázáno, že přesycení půdního profilu vodou vyvolává na malých povodích povodňové vlny se strmým nástupem (Tesař et al., 2004, 2010a). Vzestupná část odtoku je tvořena převážně „starou“ vodou poutanou v půdě. Analýza tvorby odtoku v těchto situacích umožnila lépe pochopit mechanismy tvorby extrémních odtoků na malých povodích, zejména podíl „staré“ a „nové“ vody v jednotlivých fázích odtoku. Popisuje se metoda separace hydrogramu dešťového odtoku založená na měření koncentrace iontů ve vodách. Cílem separace odtoku je odlišit „starou“ a „novou“ vodu protékající uzávěrovým profilem malého horského povodí. Jako „nová voda“ se označuje voda srážková, která byla v kontaktu s půdou jen velice krátkou dobu – několik minut nebo hodin. Termín „stará voda“ označuje vodu, která byla zadržena v půdě po mnoho dní nebo týdnů. Jako stopovače se použijí iontová vodivost a obsah  $K^+$  iontu (Vondrka et al., 2007). Je totiž známo, že koncentrace  $K^+$  v půdní vodě klesá s trváním styku vody s půdou a kořeny rostlin, tudíž koncentrace  $K^+$  ve vodě v toku je indikátorem stáří vody, která tokem protéká (Pitter, 1999).

Metoda umožňuje včasnou výstrahu před vznikem nebezpečné odtokové situace na malém povodí tím, že s dostatečným předstihem počínající přesycení půdy v povodí vodou. V uzávěrovém profilu povodí se detekuje výtok srážkové vody pomocí měření iontové vodivosti – klesající iontová vodivost značí, že z povodí vytéká čerstvá srážková voda, tudíž je půda infiltrující srážkovou vodou přesycena

### *Hydrofobie půdního povrchu*

Hydrofobní látky v povrchové vrstvě půdy zmenšují infiltraci vody do půdy a způsobují tvorbu výtopy (Lichner et al., 2007, 2008). Při dešti s vysokou intenzitou pak vzniká povrchový odtok, kterým je rychle dopravována dešťová voda do sítě toků. Plošný rozsah povrchového odtoku je ovlivňován mozaikovým výskytem preferenčních cest v půdě a ploch nesmáčivé půdy. Preferenční cesty v půdě vznikají v důsledku hydrofobie půdy. Nejedná se tedy o klasické makropóry, ale o smočené dráhy v půdě, které vedou vodu k hladině podzemní vody mnohem rychleji než nesmočená půdní matrice. Hydrofobie má proto za následek zmenšení retence vody v půdě, neboť většina objemu půdní matrice je nesmáčivá, tudíž vodu nepřijímá do svých pórů. Hlavními důsledky hydrofobie půdy je (a) zmenšení rychlosti infiltrace dešťové vody do půdy, (b) zvětšení povrchového odtoku, (c) prostorově nehomogenní infiltrace do smočených drah, (d) zvětšení celkového odtoku z povodí, (e) strmý nárůst vzestupné větve hydrogramu odtoku.

Hydrofobii půdního pokryvu způsobuje dlouhodobé sucho v kombinaci s vysokými teplotami ovzduší a půdy. Metoda predikce rizika hydrofobie půdy je založena na měření se teploty ovzduší a půdy – dlouhodobé vysoké teploty značí vysoké riziko hydrofobie půdy.

### *Gravitačně destabilizované proudění*

Formování odtoku v malém povodí je charakterizované dvěma anomálními jevy: (1) Vyskytují se situace, kdy však dešťové vody způsobí snížení objemu vody zadržované v půdě. (2) V těchto situacích dochází ke gravitačně destabilizovanému proudění vody v půdě, které způsobuje výtok vody do podložních horizontů. V takovém případě protéká půdou velké množství vody. V hydrologickém měřítku tak dochází k formování objemově významného odtoku z povodí. Gravitačně destabilizované proudění vody je vysvětlováno jako následek náhlého zvodivění půdy vlivem nepatrného zvětšení vlhkosti, tedy zmenšení kapilárních sil, které poutají vodu v půdě (Šír et al., 2007). Tento typ proudění není popsatelem standardní teorií proudění půdní vody, která je založena na rovnici difúzního typu (Fürst et al., 2009). Gravitačně destabilizované proudění objasňuje, proč půda zeslabuje nebo zesiluje srážkové pulsy při jejich transformaci na výtok v závislosti na aktuální retenci vody v půdě. Je-li re-

tence nižší než prahová (kapilární síly jsou velké), pak jsou srážkové pulpy utlumeny až k nulovému výtoku. Je-li větší (kapilární síly jsou malé), může být výtok z půdy dokonce i větší než srážkový přítok, a to o objem vody zadržované před deštěm v půdě a pak náhle uvolněné. Tímto způsobem se vysvětluje rychlý růst vzestupné větve hydrogramu odtoku z povodí při srážce (Tesař et al., 2004). Rychlý výtok může být způsoben jakýmkoliv deštěm nezávisle na jeho intenzitě, trvání a úhrnu.

Metoda včasné výstrahy před gravitačně destabilizovaným prouděním je založena na měření kapilárních sil (tenzometrických tlaků) v půdě nebo vlhkosti půdy. Nárůst tenzometrických tlaků nad kritickou hranici asi -25 kPa (tedy vzrůst vlhkosti půdy) včas indikuje nedostatečné poutání vody v půdě, tedy nebezpečí vzniku gravitačně destabilizovaného proudění.

#### *Extrémní srážky po dlouhodobém suchu*

Vodní režim půd a povodí jeví příznaky homeostáze – tendence k návratu do určitého stabilního stavu po vychýlení z něj vlivem klimatických perturbací, jako je kolísání příkonu tepla, přebytek nebo nedostatek srážek. Lokálním homeostatickým mechanismem je transpirace rostlin ve vegetační sezóně (Tesař et al., 2007, 2010b). Byla kvantifikuje homeostáze vodního režimu půd v měřítku povodí pomocí produkce entropie při výparu vody – transpiraci (Šír et al., 2008, 2009). Analýza řady dat 1983 – 2000 na malém horském povodí Liz na Šumavě prokázala se, že nefunkční transpirační chlazení způsobuje poruchy v hydrologickém cyklu, které se projevují jako: (1) Extremalizace denního a sezónního chodu teplot vzduchu, (2) Extremalizace chodu srážek a odtoku z povodí. Je prokázáno, že v okamžiku, kdy dlouhodobý deficit v produkci entropie při výparu, způsobený nefunkční transpirací, překročí kritickou hranici, výrazně vzroste riziko vzniku extrémního deště, a tudíž i extrémního odtoku.

Produkce entropie při výparu se odvozuje z běžně měřených dat (globální radiace, teplota vzduchu, teplota povrchové vrstvy půdy). Sledování produkce entropie lze tedy rutinně užívat v praxi jako metodu pro včasnou výstrahu před vznikem potenciálně nebezpečných atmosférických podmínek způsobujících extrémní deště ve vegetační sezóně.

#### **Složky lokálního výstražného systému**

Lokální výstražný systému před bleskovými povodněmi zahrnuje přístrojovou, softwarovou, dispečinkovou, metodickou, projekční, instalační a provozní složku. Přístrojová složka: (1) hladinoměrné stanice s dálkovým přenosem dat, (2) monitorovací stanice s dálkovým přenosem dat vybavenou srážkoměrem, půdními a vzdušnými teploměry, půdními tenzometry a vlhkoměry a integrátorem globální radiace. Softwarová složka: (1) vnitřní software hladinoměrných a monitorovacích stanic pro měření, archivaci a přenos dat do dispečinku, (2) software pro archivaci dat v centrálním úložišti, (3) software pro zobrazení uložených dat v internetovém prohlížeči, (3) software pro tvorbu předpovědi vodních stavů, její zobrazení v internetovém prohlížeči a vyslání uživatelům v případě výstrahy před nebezpečím vzniku extrémního odtoku. Dispečinková složka: (1) centrální úložiště dat přenesených z hladinoměrných a monitorovacích stanic, (2) tvorba a vysílání předpovědi vodních stavů pro každou připojenou hladinoměrnou stanici, (3) vydávání výstrahy před nebezpečím vzniku extrémního odtoku. Metodická složka: (1) metodika pro hydrologický a hydropedologický průzkum území, (2) metodika pro návrh LVS, (3) metodika pro provoz a údržbu LVS. Projekční složka LVS zahrnuje kompletní projektovou dokumentaci LVS včetně umístění přístrojů v povodí. Instalační složka spočívá v instalaci LVS v povodí. Provozní složka zahrnuje zkušební a rutinní provoz LVS.

#### **Závěr**

Navrhovaný sofistikovaný výstražný systém je založen na využití nových poznatků o tvorbě odtoku z povodí. Vedle běžného měření srážek na povodí a odtoku z povodí používá navíc měření vlhkosti a teploty půdy, teploty půdy a globální radiace. Doplnková měření přispějí ke zvětšení časového předstihu výstrahy před vznikem bleskové povodně a ke zmenšení počtu falešných výstrah.

## Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou projektů GAČR (205/08/1174, 205/09/1918) a MŽP ČR (VaV SP 1a6/151/07).

## Literatura

- Fürst, T., Vodák, R., Šír, M., Bíl, M., 2009. On the incompatibility of Richards' equation and finger-like infiltration in unsaturated homogeneous porous media, *Water Resources Research*, roč. 45, W03408, doi:10.1029/2008WR007062.
- Kakos, V. 1978. Hydrometeorologická charakteristika povodní na území ČSR. *VTEI*, č. 4, s. 127 – 131.
- Lichner, L., Hallett, P. D., Feeney, D. S., Ďugová, O., Šír, M., Tesař, M., 2007. Field measurement of soil water repellency and its impact on water flow under different vegetation. *Biologia*, roč. 62, č. 5, s. 537–541.
- Lichner, L., Nagy, V., Houšková, B., Šír, M., Tesař, M., 2008. Impact of land-use change on hydraulic properties of wettable and hydrophobic soils. *Cereal Research Communications*, roč. 36, Suppl., s. 1599–1602.
- Obrusník, I. 2002. Úloha předpovědní a výstražné služby Českého hydrometeorologického ústavu při snižování následků přírodních pohrom. In: Rožnovský, J., Litschmann, T. (ed.): XIV. Československá bioklimatologická konference, Lednice na Moravě 2. – 4. září 2002, s. 330 – 338.
- Pitter, P., 1999. *Hydrochemie*. VŠCHT Praha, s. 85 – 87.
- Šír, M., Lichner, L., Tesař, M., Hallett, P. D., Martinková, M., 2009. Simulation of phytomass productivity based on the optimum temperature for plant growth in a cold climate. *Biologia*, roč. 64, č. 3, s. 615–619.
- Šír, M., Lichner, L., Tesař, M., Krejča, M., Váchal, J., 2008. Soil Water Retention and Gross Primary Productivity in the Zábrod area in the Šumava Mts. *Soil and Water Research*, roč. 3, Special Issue 1, s. S130–S138, ISSN 1801–5395.
- Šír, M., Tesař, M., Vondrka, A., Pražák, J., Bíl, M., Fürst, T., 2007. Identification of hydrophysical soil properties invoking the gravity-driven flow. In: Proc. of Conf. 15th International Poster Day “Transport of Water, Chemicals and Energy in the System Soil – Crop Canopy – Atmosphere”. 15<sup>th</sup> November 2007, Bratislava, s. 560–568.
- Tesař, M., Šír, M., Krejča, M., Fišák, J., Polívka, J., 2010a: Soil water movement during the extreme precipitation in the Šumava Mts. and in the Krkonoše Mts. in August 2002. *Folia Geographica, Series Geographica – Physica*, Vol. XLI, 67 – 73.
- Tesař, M., Šír, M., Lichner, L., 2010b. Absorption of solar radiation and moist and dry convection in the Šumava Mountains. In: Status and Perspectives of Hydrology in Small Basins (Proceedings of the Workshop held at Goslar-Hahnenklee, Germany, 30 March–2 April 2009). IAHS Publ. 336, 2010. p. 121–124, ISBN 978-1-907161-08-7.
- Tesař, M., Šír, M., Lichner, L., Čermák, J., 2007. Plant transpiration and net entropy exchange on the Earth's surface in a Czech watershed. *Biologia*, roč. 62, č. 5, s. 547–551.
- Tesař, M., Šír, M., Pražák, J., Lichner, L., 2004. Instability driven flow and runoff formation in a small catchment. *Geologica Acta*, roč. 2, č. 1, s. 147–156.
- Vašků, Z. 2009. Bleskové povodně. *Vesmír*, 88, 619 – 622.
- Vondrka, A., Šír, M., Tesař, M., 2007. Separace hydrogramu dešťového odtoku pomocí elektrochemických měření. In: Sborník příspěvků z workshopu Adolfa Patery „Extrémní hydrologické jevy v povodích“. Bratislava 13.9. 2007, s. 155–162.

# Porovnání vývoje kvantitativních vlastností sněhové pokrývky a odtoku v Jizerských horách

Václav Vajskebr

ČHMÚ, Oddělení hydrologického výzkumu, Želivského 5, 46605 Jablonec n. N., vajskebr@chmi.cz

## Abstrakt

Práce se zabývá prostorovou i časovou distribucí kvantitativních charakteristik sněhové pokrývky a klimatických prvků (teplota, srážky) v zimním hydrologickém půlroce v uplynulých padesáti letech v Jizerských horách a jejich podhůří na stanicích Bedřichov, Souš a Hejnice. Na datech je sledována závislost mezi jednotlivými prvky i mezi stanicemi. V návaznosti na zpracování klimatických dat bylo provedeno porovnání průtokových řad o stejném rozsahu ze třech limnigrafických stanic na toku Smědě. Dominující je závislost průtoku na teplotě a srážkách. Z posouzení trendů je nejvíce patrný nárůst průměrných teplot, srážek a tedy i průtoků v zimním hydrologickém půlroce. V nižších polohách je zřejmý slabší trend ve změně specifických průtoků v závislosti na měnících se podmínkách pro tvorbu, ukládání a odtávání sněhové pokrývky.

**Klíčová slova:** sníh, tání, klimatologie, hydrologie, Jizerské hory.

## Úvod

V posledních letech je nejdiskutovanější otázkou na poli klimatologie problematika oteplování, resp. změn v klimatickém systému Země [1,2,3]. Práce se zabývá projevy těchto změn na malé ploše – na povodích o velikosti desítek čtverečních kilometrů. Pokud jsou v práci z pohledu hydrologie posuzovány průtoky, je nezbytně nutné sledovat též řídící činitele a prvky z oboru klimatologie. Proto je práce je rozdělena na dvě části. Tvorba sněhové pokrývky je podmíněna výskytem srážek v čase a jejich velikostí a současně se vyskytující teploty vzduchu, která ovlivňuje přeměnu srážek na sníh, jeho ukládání, následné proměny, tání a odtok z povodí. Zimy mohou být velmi různorodé, především díky různým kombinacím nadnormálních až podnormálních srážek a teplot. Primárně byly zhodnocena klimatická data od listopadu do dubna v padesátiletí 1961 – 2010 na horách a v jejich podhůří. Práce se zabývá sněhovými poměry sledovanými na klimatických stanicích Bedřichov a Souš (situovaných ve střední části hor v nadmořské výšce 777, resp. 772 m) a Hejnice na straně severní (396 m).

V druhé části je provedeno porovnání průtokových řad v zimním hydrologickém půlroce mezi stanicemi Bílý Potok, Frýdlant v Čechách a Višňová a vyhodnocení jejich závislosti na klimatických charakteristikách výše uvedených stanic.

Tabulka 1: Užití klimatické stanice v Jizerských horách.

	kód CLIDATA	m n.m.	Měření sněhu	Pobočka	Povodí
Bedřichov – přehrada	U2BEDR01	777	1938-	Ústí n.L.	Lužická Nisa
Desná – Souš	P2DESN01	772	1951-	Praha	Kamenice
Hejnice	U2HEJN01	396	1961-	Ústí n.L.	Smědá

## Materiál a metody

Ze statistických prací byl proveden výběr dat z klimatické databáze ČHMÚ (Clidata), kontrola a analýza dat a trendů pro horské a podhorské klimatické stanice s dostatečně dlouhou a reprezentativní datovou základnou (tab. 1). Vyčítání požadovaných hodnot z datových sad, jejich kontrola a sumarizace byla provedena pomocí skriptů ve Visual Basic (VBA) aplikovaných v MS Excel. Data v řadách byla doplněna trendy za použití lineární spojnice trendu, polynomické spojnice 3. řádu, 3-prvkového



klouzavého průměru, 5-prvkového klouzavého průměru a 10-prvkového klouzavého průměru. Výše uvedenou maticí bylo vytvořeno 42 grafů, které byly užity k posouzení vývoje časových řad sledovaných prvků. Dále bylo provedeno zhodnocení řad pomocí statistických ukazatelů variability dat, jejich vzájemných závislostí jak mezi jednotlivými stanicemi, tak mezi užitými ukazateli stavu klimatu (tab. 4).

Posuzované hodnoty z klimatických stanic: 1. Počet dnů se sněhovou pokrývkou. 2. Maximální hodnota výšky sněhové pokrývky během zimy. 3. Počet dnů s novým sněhem. 4. Součet hodnot výšky nového sněhu během zimy. 5. Počet dnů se srážkami. 6. Celkový úhrn srážek v zimním hydrologickém půlroce. 7. Maximální vodní hodnota sněhové pokrývky během zimy. 8. Výška sněhové pokrývky v datu maxima vodní hodnoty. 9. Průměrná denní teplota v zimním hydrologickém půlroce.

Následně byly zpracovány hydrologické charakteristiky pro vybrané vodoměrné stanice na toku Smědě, které mají minimálně stejně dlouhou časovou řadu jako sledovaná klimatická data. Jedná se o stanice Bílý Potok, Frýdlant a Višňová (tab. 3). Bílý Potok uzavírá horskou část povodí, stanice Frýdlant již zahrnuje i část podhůří a povodí ke stanici Višňová zahrnuje převážně Frýdlantskou pahorkatinu. Řady průtoků a byly zpracovány a posouzeny obdobným způsobem jako řady meteorologických veličin za účelem objasnění závislostí mezi meteorologickou a hydrologickou komponentou vodní bilance. Denní průtoky byly zpracovány na průměrný průtok v zimním hydrologickém půlroce (ZHP) v období 1961–2010. Pro lepší možnosti porovnání dat mezi limnigrafickými stanicemi byly užity specifické průtoky (obr. 4). Grafy byly doplněny analýzou trendů (obr. 4) a korelační závislostí jak mezi vodoměrnými stanicemi (tab. 2), tak i se sledovanými klimatickými charakteristikami, které byly zpracovány dříve (tab. 5).

## Výsledky a diskuse

Obecně lze konstatovat, že průběh ukazatelů sněhové pokrývky, výskyt maxim a minim je na stanicích Bedřichov a Souš velmi podobný. Stanice Hejnice je především díky své nadmořské výšce a poloze v severním podhůří výrazně odlišná. Výškový rozdíl činí téměř 400 metrů, rozdíl průměrných teplot je 3,5°C. Variační koeficienty prvků jsou vzájemně mezi stanicemi velmi podobné.

Tabulka 2: Korelační koeficient mezi řadami průtoků ve stanicích Višňová, Frýdlant a Bílý potok.

Višňová – Frýdlant	0.94
Frýdlant – Bílý Potok	0.66
Višňová – Bílý Potok	0.41

Tabulka 3: Posuzované limnigrafy ČHMÚ na toku Smědě.

	Višňová	Frýdlant	B. Potok
Číslo hydrologického pořadí	2-04-10-021	2-04-10-019	2-04-10-005
Nadmořská výška závěrového profilu	235	287	399
Plocha povodí (km <sup>2</sup> )	187.5	132.1	26.1
Průměrný průtok $Q_{zhp}$ (1961–2010)	4.0	3.2	1.0
Maximální hodnota $Q_{zhp}$ (1961–2010)	6.7	5.3	1.7
Minimální hodnota $Q_{zhp}$ (1961–2010)	2.5	1.4	0.4
Směrodatná odchylka $Q_{zhp}$ (1961–2010)	0.87	0.80	0.28
Variační koeficient $Q_{zhp}$ (1961–2010)	0.22	0.25	0.29

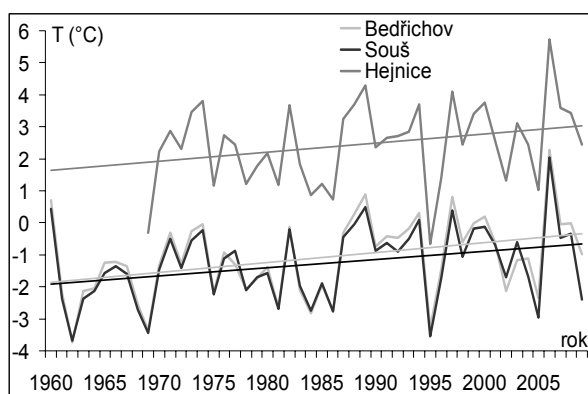
V období 1961/1962 až 2009/2010 se nejčastěji vyskytovala kombinace zim s nadnormálními srážkami i teplotami. Pro odtokové situace při jarním tání je ovšem (při déle trvající a vyšší teplotě nad 0°C) výskyt srážek a jejich velikost rozhodujícím faktorem na urychlení odtoku z povodí a vytváření povodňových situací. V bezsrážkovém období naopak i při vysokých denních teplotních maximech noční pokles teplot vzduchu tání sněhu zpomaluje a prodlužuje. Vzniká typický sinusový průběh křiv-

ky odtoku bez nebezpečných povodňových jevů. V závislosti na vzdálenosti od zdrojových ploch tání dochází k časovému posunu a transformaci (zploštění) průběhu odtokových křivek.

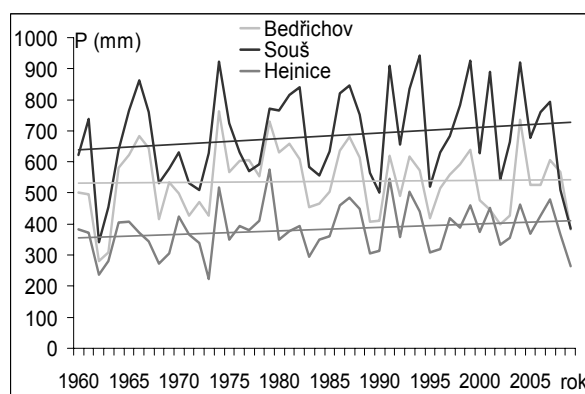
Vývoj průměrných teplot ve všech 3 stanicích má kladný trend. Na základě lineárního trendu činí pro Bedřichov, Souš a Hejnice 1,6°C, 1,3°C, resp. 1,4°C za dobu 50 let (obr. 1). Pro horské stanice takové oteplení znamená, že by při stejném trendu v následujících 50 letech dosáhla průměrná teplota v zimním půlroce kladných hodnot, tj. razantně by se zvýšil počet dnů tání na úkor dnů s akumulací sněhové pokrývky. Pro stanici Hejnice není tento fakt tak významný, protože sněhová pokrývky nehraje v nižších polohách tak významnou roli. Vyskytuje se cca 70 dní v roce, což je polovina oproti horským stanicím (obr. 3).

Ve sledovaných letech se nadále projevuje vzestup celkového úhrnu srážek v zimním hydrologickém půlroce (obr. 2), ovšem trendy charakterizující vlastnosti sněhové pokrývky (počet dnů se SP, maximální výška SP) mají sestupnou tendenci (obr. 3).

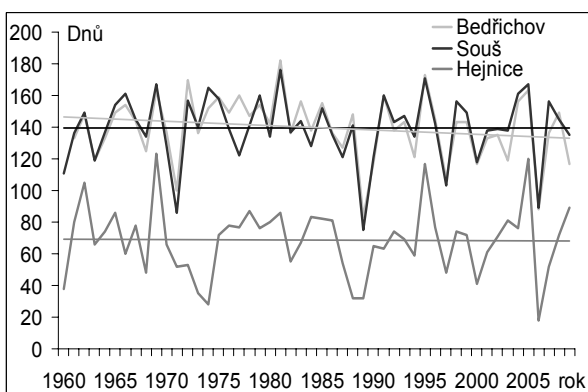
U řad průtoků je patrný vzestupný trend (obr. 4). Pro vzájemné porovnání profilů byla vypočtena data specifických průtoků. Při užití lineární spojnice trendu je zřetelná vzestupná tendence v Bílém Potoce, na profilech níže po proudu je zeslabována. Lze konstatovat, že čím větší má povodí podíl plochy horského charakteru, tím více se projevuje vzestupná tendence trendu průtoků. Toto tvrzení je ve shodě s analýzou klimatických dat, které v horských oblastech vykazují vzestupný trend v ukazatelích úhrnů srážek a maximální vodní hodnoty sněhové pokrývky.



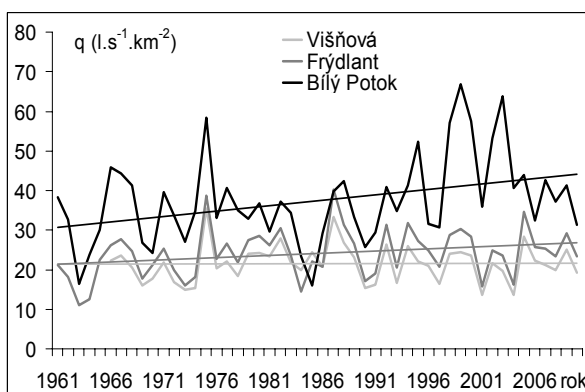
Obr. 1: Průměrná teplota v zimním půlroce v období 1961–2010.



Obr. 2: Celkový úhrn srážek v období listopad–duben v letech 1961–2010.



Obr. 3: Počet dnů se sněhovou pokrývkou v jednotlivých zimách v období 1961–2010.



Obr. 4: Průměrný specifický průtok v zimním hydrologickém půlroce ( $l.s^{-1}.km^{-2}$ ) v období 1961–2010.

Se vzrůstající plochou povodí, klesající průměrnou nadmořskou výškou a vyšší storativitou povodí klesá též meziroční rozkolísanost (specifických) průtoků. Dle koeficientu korelace průtoků jsou si režimově mnohem bližší stanice Višňová a Frýdlant, naopak Bílý Potok si svým svérázným reliéfem zachovává jistou míru odlišnosti typickou pro horské povodí. Ohledně korelací průtoků v Bílém Potoce a klimatických charakteristik se projevila těsnější vazba na stanici Souš, která lépe vystihuje horské klima než pod horami ležící stanice Hejnice, byť je od limnigrafu vzdálená pouhé 3 km. Pochopitelně jednoznačně dominuje závislost průtoků na celkovém úhrnu srážek ( $r=0,59$ ) a na teplotě ( $r=0,46$ ). Za pozornost stojí velmi volná korelace se všemi sledovanými charakteristikami sněhu (většina  $r<0,10$ ) (tab. 5).

Tabulka 4: Korelační koeficienty řad vybraných parametrů ve stanici Bedřichov, Souš a Hejnice v letech 1961–2010.

Parametr A	Parametr B	Bedřichov	Souš	Hejnice
Počet dnů se sněhovou pokrývkou	Maximální hodnota výšky SP	0.47	0.55	0.44
Počet dnů se sněhovou pokrývkou	Počet dnů s novým sněhem	0.66	0.65	0.82
Počet dnů s novým sněhem	Počet dnů se srážkami	0.28	0.55	0.36
Počet dnů s novým sněhem	Součet hodnot nového sněhu	0.88	0.78	0.85
Součet hodnot nového sněhu	Suma srážek v zimním půlroce	0.58	0.53	0.10
Součet hodnot nového sněhu	Počet dnů se srážkami	0.54	0.49	0.60
Suma srážek v zimním půlroce	Maximální vodní hodnota SP	0.44	0.30	0.05
Maximální vodní hodnota SP	Výška SP v datu maxima VH	0.75	0.92	0.86
Počet dnů se sněhovou pokrývkou	prům. teplota v zimním půlroce	-0.56	-0.53	-0.85
Počet dnů s novým sněhem	prům. teplota v zimním půlroce	-0.31	-0.35	-0.70

Tabulka 5: Korelace řady průtoků stanice Bílý Potok s řadami klimatických prvků ze stanice Hejnice a Souš.

$Q_{zhp}$ :	Hejnice	Souš
Počet dnů se sněhovou pokrývkou	-0.25	0.09
Maximální hodnota výšky sněhové pokrývky	-0.04	0.06
Počet dnů s novým sněhem	-0.10	0.09
Součet hodnot nového sněhu během zimy	-0.04	0.25
Počet dnů se srážkami	0.35	0.13
Suma srážek v zimním půlroce	0.51	0.59
Maximální vodní hodnota SP během zimy	-0.09	0.09
Průměrná teplota	0.35	0.46

## Závěr

Potvrdila se závislost průtoků v zimním hydrologickém půlroce na vybraných meteorologických charakteristikách. Parametry sněhové pokrývky nejsou pro půlroční měřítka sledování příliš významné, dominuje úhrn srážek a teplota vzduchu. Ze sledovaných trendů je patrná shoda s klimatickými scénáři pro oblast střední Evropy [1,2], které převážně predikují oteplení a přesun podílu srážek do zimního hydrologického půlroku. To se odráží na vzestupném trendu hodnot průtoků v horských oblastech. Nižší polohy, kde je vliv sněhové pokrývky menší, se vyznačují méně výrazným trendem.

## Literatura

- [1] Intergovernmental Panel on Climate Change. (2007). Climate change 2007: The physical science basis. New York, NY. Retrieved February 3, 2010, from [http://ipcc-wg1.ucar.edu/wg1/Report/AR4WG1\\_Print\\_FrontMatter.pdf](http://ipcc-wg1.ucar.edu/wg1/Report/AR4WG1_Print_FrontMatter.pdf)
- [2] Mari Heinonen (ed.): Proceedings of the Third International Conference on Climate and Water. Finnish Environment Institute. Helsinki. 2007. 613 s.
- [3] Klimatická změna na počátku 21. století a její předpokládaný další vývoj – stanovisko Českého hydrometeorologického ústavu. Praha. 2007. Dostupné na [www: < http://www.bourky.com/stahnout-soubor/15.pdf >](http://www.bourky.com/stahnout-soubor/15.pdf)

# Posouzení organizačních a agrotechnických protierozních opatření pro zmírnění účinků povodní v povodí Rakovnického potoka

Štěpán Vizina, Odile Brožičková, Václav Hradílek

Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta životního prostředí, Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování, Kamýcká 129, 165 21 Praha 6 – Suchdol

## Abstrakt

Cílem je prezentace předběžných výsledků vyhodnocení účinků různých typů organizačních a agrotechnických protierozních opatření pro zmírnění účinků povodní ve středně velkém povodí Rakovnického potoka (302 km<sup>2</sup>), které je ovlivněné hydrologickým suchem. Hlavním úkolem bylo sestavení hydrologického modelu, který by uspokojivě reprezentoval chování posuzovaného povodí. Změnami ve vstupních veličinách a ve fyzicko-geografických charakteristikách, které jsou definovány modelovými scénáři reprezentujícími navrhované protierozní a agrotechnické opatření, je následně možné modelování změn odtokové odezvy z povodí. Využito bylo deterministického srážko-odtokového „lumped“ modelu HEC-HMS (Hydrologic Engineering Center – Hydrologic Modelling System). Jeho geometrická složka a hydrografické parametry jsou odvozovány analýzami digitálního výškového modelu terénu (DMT) prostřednictvím nástrojů HEC-GeoHMS využívajícím extenzi ArcHydro tools v prostředí ArcGIS od společnosti ESRI. Jako vstupní srážky byly brány maximální jednodenní srážkové úhrny s dobou opakování 20, 50 a 100 let ve formě návrhových hyetogramů. Metoda CN křivek byla použita jako hlavní modelovací technika stanovení přímého odtoku, Clarkův jednotkový hydrogram byl využit jako metoda transformace efektivní srážky a pro postup povodňové vlny korytem vodního toku byla zvolena metoda Muskingum Cunge. Byly porovnávány kulminační průtoky z 3 dílčích celků, povodí Kolečovického potoka, Lišanského potoka a Rakovnického potoka. Z výsledků vyplývá, že pro snížení kulminace povodňové vlny o 10 % je potřeba snížit průměrnou hodnotu čísla CN křivky pro celé povodí řádově o 2 – 3. Přibližně takovou změnu reprezentuje posuzovaný scénář, který navrhuje zatavnění cca 10 % plochy povodí. Z toho plyne, že reálné snížení kulminace N-leté povodňové vlny lze hledat v rozmezí 3 – 5 %, což potvrzují i výsledky ze scénáře 7, který vyjadřuje jedno z možných opatření v povodí.

**Klíčová slova:** Srážko-odtokový model, HEC-HMS, povodňová vlna, metoda CN křivek, Clarkův jednotkový hydrogram.

## Úvod

Problematikou vlivu krajinného pokryvu na odtok z povodí na území ČR se již v minulosti zabývala řada studií (Pobříslavová et Kulasová, 2000; Jeníček, 2007; Jeníček, 2009). Z výsledků je patrné, že opatření podobného charakteru jako jsou změny krajinného pokryvu, mohou být účinným doplňkem klasických opatření. Také kvantifikací vlivu vegetace na extrémní povodňové události s využitím hydrologických modelů se zabývala celá řada autorů. Hlavní těžiště výzkumu leží v zahraničí, především v pracích Karvonen et al., (1999), Fohrerové et al. (2001) a dalších. Půdní a vegetační podmínky hrají při generování odtoku velmi významnou roli. Jeníček (2007) ve své práci potvrdil, že může být modelované snížení odtoku reagující na změnu v krajinném pokryvu poměrně výrazné. A také potvrdil předpoklad, že vliv krajinného pokryvu na odtokové poměry v povodí klesá se vzrůstající extremitou srážky. Vlivem fyzicko-geografických faktorů na charakteristiky teoretických návrhových povodňových vln a tvorbou návrhových hyetogramů se ve svých pracích zabývali např. Kulasová et al. (2004) a Šercl (2009).

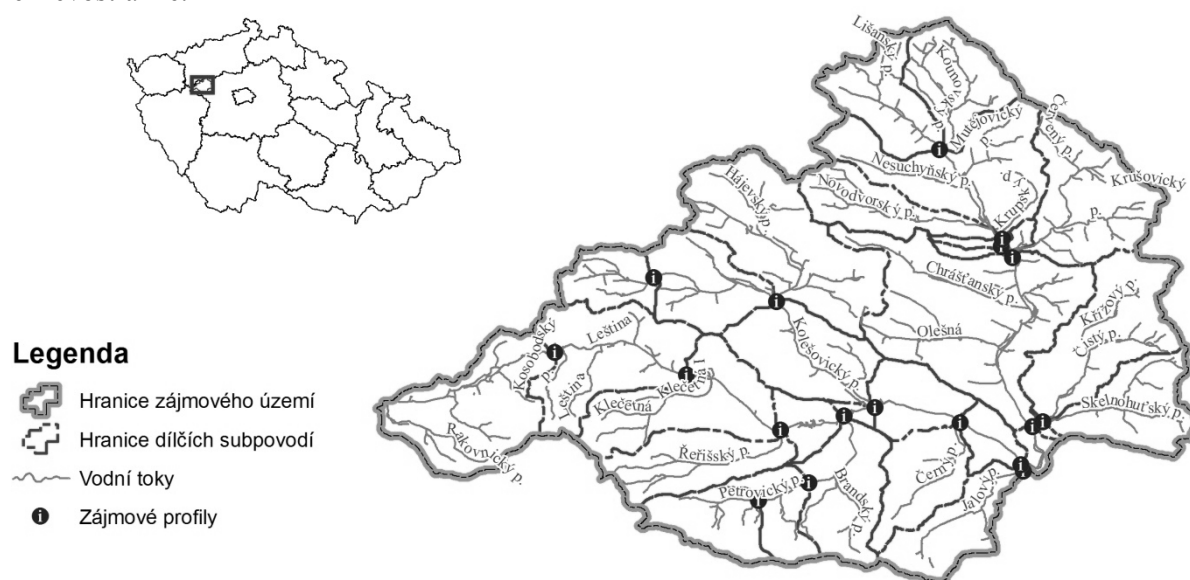
Úkol, jehož dílčí výsledky jsou prezentovány, je zaměřen na definování fyzicko-geografických charakteristik povodí Rakovnického potoka, které lze odůvodněně využít při výpočtu hydrologických

návrhových dat pro povodí, zejména pak pro navrhované vodní nádrže, modelování současného stavu, realizaci pokusných výpočtů provedených pomocí hydrologického modelu a v neposlední řadě k posouzení účinnosti opatření organizačního a agrotechnického charakteru.

Podstata celého úkolu je tedy v sestavení hydrologického modelu, který by uspokojivě reprezentoval chování posuzovaného povodí. Změnami ve vstupních veličinách a ve fyzicko-geografických charakteristikách, které jsou definovány modelovými scénáři reprezentujícími navrhované protierozní a agrotechnické opatření, je následně možné modelování změn odtokové odezvy z povodí.

## Metodika

Řešeným územím bylo povodí Rakovnického potoka, který je levostranným přítokem Berounky, do které ústí v obci Roztoky. Předmětem výzkumu je povodí nad vodoměrnou stanicí Rakovník, která se nachází na Rakovnickém potoku pod Rakovníkem a uzavírá povodí o ploše 302 km<sup>2</sup>. Rakovnický potok pramení na Rakovnické pahorkatině asi 3 km od Jesenice v nadmořské výšce 577,72 m. Povodí nad Rakovníkem má průměrnou nadmořskou výšku 407 m n.m., závěrový profil je ve výšce cca 315 m n.m., největších výšek těsně nad 600 m n.m. dosahuje Plavečský vrch na západním okraji povodí. Základní říční síť tvoří Rakovnický potok, který směřuje od Jesenice východním směrem k Rakovníku a jeho nejvýznamnější (oba levostranné) přítoky Kolečovický potok a Lišanský potok (viz obr. 1). Povodí je tedy asymetrické, pravostranné přítoky odvodňují podstatně menší část povodí než levostranné.



Obr. 1: Základní popis povodí a jeho hydrografické sítě.

Povodí Rakovnického potoka bylo rozděleno na 31 dílčích povodí (viz obr. 1). Uzávěrovými profily dílčích povodí jsou například soutoky vodotečí, případně zájmové profily, pro které bylo potřeba realizovat simulace povodňových vln, např. hráze navrhovaných nádrží. Porovnávají jsou zejména hodnoty z 3 větších celků, povodí Kolečovického potoka o rozloze 52,8 km<sup>2</sup>, které se skládá ze 4 dílčích subpovodí, povodí Lišanského potoka o rozloze 129 km<sup>2</sup>, které je rozděleno na 12 subpovodí, a celkového zájmového povodí Rakovnického potoka včetně přítoků z Kolečovického a Lišanského potoka – 302 km<sup>2</sup>.

Povodí Kolečovického potoka je z hlediska využití území převážně zemědělského charakteru, v povodí Lišanského potoka se kromě zemědělsky využívaných ploch vyskytuje také vysoké zastoupení lesů. Dílčí povodí Rakovnického potoka je využíváno rozmanitěji, své podstatné zastoupení zde mají louky, orná půda, lesní porosty, ale i urbanizované území.

Sestavení hydrologického modelu proběhlo s využitím GIS pomocí nadstavby HEC-GeoHMS od společnosti US Army Corps Of Engineers, která využívá extenzi ArcHydro pro program ArcGIS od společnosti ESRI. Pomocí těchto doplňků byly stanoveny některé z fyzicko-geografických charakteristik modelovaného povodí. Geografický model povodí byl vyexportován do hydrologického programu HEC-HMS od společnosti US Army Corps Of Engineers, který zahrnuje modelovací techniky jak pro účely stanovení velikosti přímého odtoku a základního odtoku, tak pro řešení transformační odezvy povodí na průběh příčných srážek. Těchto modelovacích technik je využito pro modelování maximální odtokové odezvy vyvolané teoretickou srážkovou událostí dané N-letostí, využité mimojiné jako návrhové veličiny pro výpočet transformací navrhovanými malými vodními nádržemi.

Ke stanovení přímého odtoku byla použita metoda CN křivek. Metoda čísel odtokových křivek (CN – Curve Number) byla odvozena v USA pro potřeby Služby na ochranu půdy (SCS – Soil Conservation Service) a představuje jednoduchý model s poměrně snadno zjistitelnými vstupy, který je dostatečně přesný. Janeček et al. (2005) uvádí, že je model použitelný pro stanovení objemu přímého odtoku a kulminačního průtoku způsobeného návrhovým přívalovým deštěm o zvolené pravděpodobnosti výskytu v zemědělsky využívaných povodích, či jejich částech s velikostí do 10 km<sup>2</sup>.

Základním vstupem metody odtokových křivek je srážkový úhrn návrhového deště zvolené doby opakování za předpokladu jeho rovnoměrného rozdělení na ploše povodí. Objem (výška) srážek je přepočten na objem (výšku) odtoku pomocí čísel odtokových křivek – CN. Jejich hodnoty jsou závislé na hydrologických vlastnostech půd, vegetačním pokryvu, velikosti nepropustných ploch, intercepci a povrchové retenci (Janeček et al., 2005).

Byl vytvořen grid hodnot CN křivek, ze kterého byla zonální statistikou odvozena průměrná hodnota čísla CN pro každé dílčí subpovodí. Podobným způsobem byl stanoven i další potřebný parametr – procentuální podíl nepropustných ploch v dílčích subpovodích. K tomu byl vytvořen tematický grid hodnot procentuálního zastoupení zpevněných ploch vycházející z datové sady ZABAGED.

U srážko-odtokové události se pro daný čas předpokládá, že poměr mezi aktuální a maximální potenciální velikostí ztrát na povodí je stejný jako poměr mezi objemem odtoku a objemem srážky redukováným o počáteční ztrátu (Hydrologic Engineering Center, 1998).

Pomocí rovnice kontinuity je provedena úprava, výsledkem které je rovnice 1:

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S}, \quad (1)$$

kde  $P_e$  je kumulativní efektivní srážka v čase  $t$ ,  $P$  je kumulativní srážka v čase  $t$ ,  $I_a$  je počáteční ztráta (*Initial Abstraction*),  $S$  je potenciální retence, která je vypočtena z CN křivky (viz rovnice 2 a 3):

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad [\text{mm}] \quad (2)$$

$$S = \frac{1000}{CN} - 10 \quad [\text{in}] \quad (3)$$

Pro odhad počáteční ztráty  $I_a$  je možné použít vztah 4 (Hydrologic Engineering Center, 1998):

$$I_a = 0,2 \cdot S \quad [\text{mm}] \quad (4)$$

Volba metody transformace přímého odtoku je klíčovou součástí metodického postupu odvození maximálního průtoku, neboť přímo určuje tvar vlny, a tím i velikost kulminačního průtoku. Jako trans-

formační funkce povodí je používán jednotkový hydrogram. Jednotkový hydrogram je hypotetická odezva povodí (přímý odtok) na jednotkový efektivní déšť konstantní intenzity pokrývající rovnoměrně plochu povodí. Původní koncept navrhl Leroy Sherman v roce 1932. (Johnson, 1999)

Prostředí hydrologického programu HEC-HMS nabízí několik typů jednotkových hydrogramů, v rámci této práce je využíván jednotkový hydrogram dle Clarka, který disponuje těmito parametry (Fleming et Scharffenberg, 2008):  $T_c$  – doba koncentrace povodí (*Time of concentration*) [h],  $R$  – tzv. transformační faktor (*Storage Coefficient*) [h], simulující dobu zadržení vody v povodí.

Pro odhad hodnoty  $T_c$  je v práci použit vzorec SCS (Soil Conservation Service v USA) pro odvození  $T_{LAG}$ , což je časový posun v hodinách mezi okamžikem výskytu maxima příčinné srážky a okamžikem výskytu kulminačního průtoku v závěrovém profilu povodí (viz rovnice 5) (Fleming et Doan, 2009):

$$T_{LAG} = \frac{L^{0,8} \cdot (S + 1)^{0,7}}{1900 \cdot \sqrt{Y}}, \quad (5)$$

kde  $T_{LAG}$  je doba prodlení (*Lag time*) [h],  $L$  je maximální délka povrchového odtoku [feet],  $S$  je potenciální maximální retence půdy (vypočtená z CN křivky) – viz rovnice 3 [in],  $Y$  je průměrný sklon povodí [%].

Doba koncentrace  $T_c$  se pak podle rovnice 6 odhaduje jako:

$$T_c = 1,67 \cdot T_{LAG} \quad [\text{h}] \quad (6)$$

Podle dostupné literatury (Jeníček, 2009) byl implementován vzorec 7 pro výpočet  $R$  ve tvaru:

$$R = A \cdot L^B \cdot S_{1085}^C, \quad (7)$$

kde  $L$  je maximální délka povrchového odtoku v mílech,  $S_{1085}$  je sklon ve ft/mi (stopy na míli) mezi 10 % a 85 % maximální délky údolnice,  $A$ ,  $B$ ,  $C$  jsou parametry rovnice, které byly pro podmínky ČR na základě zkušeností ze simulačních výpočtů povodňových událostí upraveny v ČHMÚ na hodnoty  $A = 80$ ,  $B = 0,342$ ,  $C = -0,79$  (Šercl, 2009).

Příčinné srážky jsou v případě modelování maximálních průtoků v povodí Rakovnického potoka zadávány jako návrhové hyetogramy o dané  $N$  – letosti. Při zpracování návrhového hyetogramu byla využita metoda založená na zpracování radarových dat a rozdělení území ČR do charakteristických oblastí (přístup ÚFA AV ČR – Ústav fyziky atmosféry Akademie věd ČR)(Kulasová et al., 2004). Byl použit hyetogram rozložení 24 hodinové srážky do 8h, který spíše odpovídá situaci přívalové srážky, která vyvolá teoretickou povodňovou vlnu letního typu.

Pro model proudění vody korytem byla použita metoda Muskingum Cunge, jejíž vstupní parametry jsou délka říčního úseku, sklon úseku, Manningův součinitel drsnosti a reprezentativní příčný profil koryta. Délka říčního úseku a jeho sklon byly vypočítány v prostředí ArcGIS, reprezentativní příčný profil koryta pro každý z úseků byl získán terénním šetřením, na jehož základě byly odvozeny také Manningovy součinitele drsnosti pro jednotlivé říční úseky.

## Scénáře

Posuzována byla zejména opatření (scénáře) organizačního a agrotechnického charakteru. Opatření organizačního charakteru vyjadřují režim hospodaření na zemědělských pozemcích a vzájemné uspo-

řádání jednotlivých pozemků. Agrotechnická opatření řeší možné způsoby obdělávání zemědělských pozemků, především tzv. ochranné obdělávání. Tyto metody zahrnují agrotechnické postupy, při kterých je kladen důraz na pokrytí povrchu půdy organickou hmotou, a to buď posklizňovými zbytky, mulčem nebo předplodinou.

Pro posouzení citlivosti povodí na změny v organizačním a agrotechnickém využití ZPF byly vybrány více či méně reálné scénáře, které reprezentují změny ve využití v povodí. Modelováním těchto scénářů je možné odhadnout jejich vliv na kulminační průtok a objem odtoku vody z povodí.

Pro prezentaci posteru byly vybrány dva charakteristické scénáře, které reprezentují chování povodí v reakci na možnou změnu využití v povodí.

Opatření agrotechnického charakteru dle scénáře 2 navrhuje orbu po vrstevnicích včetně aplikace posklizňových zbytků a realizaci průlehů. Vzhledem k tomu, že jsou zmíněná opatření aplikována na celou ornou půdu, která tvoří přibližně 90 % zemědělského půdního fondu v území a 50 % celkové plochy povodí (tab. 1), nejedná se o opatření, která je možné realizovat v plném rozsahu. Nicméně výsledky mohou pomoci k vytipování vhodných ploch a jejich rozsahu při plánované realizaci opatření podobného charakteru.

Tabulka 1: Charakteristiky navrhovaných opatření v rámci scénáře 2.

Scénář 2	
výměra navrhovaných opatření	15183,5 ha
celková výměra ZPF v povodí	16937,8 ha
celková výměra povodí	30229,2 ha
procentuální podíl navrhovaných opatření ze ZPF	90%
procentuální podíl navrhovaných opatření z plochy povodí	50%

Scénář 7 vychází ze skutečných potřeb v území. Navrhuje zatravnění některých pozemků (tab. 2), jež jsou součástí nivy Rakovnického potoka a také zatravnění na hranicích intravilánu sídla Rakovník. Jde o eliminaci vysokého odtoku z urbanizovaných území a znovuobnovení přirozenosti vodních toků. Zatravnění inundací zlepšuje retenci a transformaci povodňových stavů.

Tabulka 2: Charakteristiky navrhovaných opatření v rámci scénáře 7.

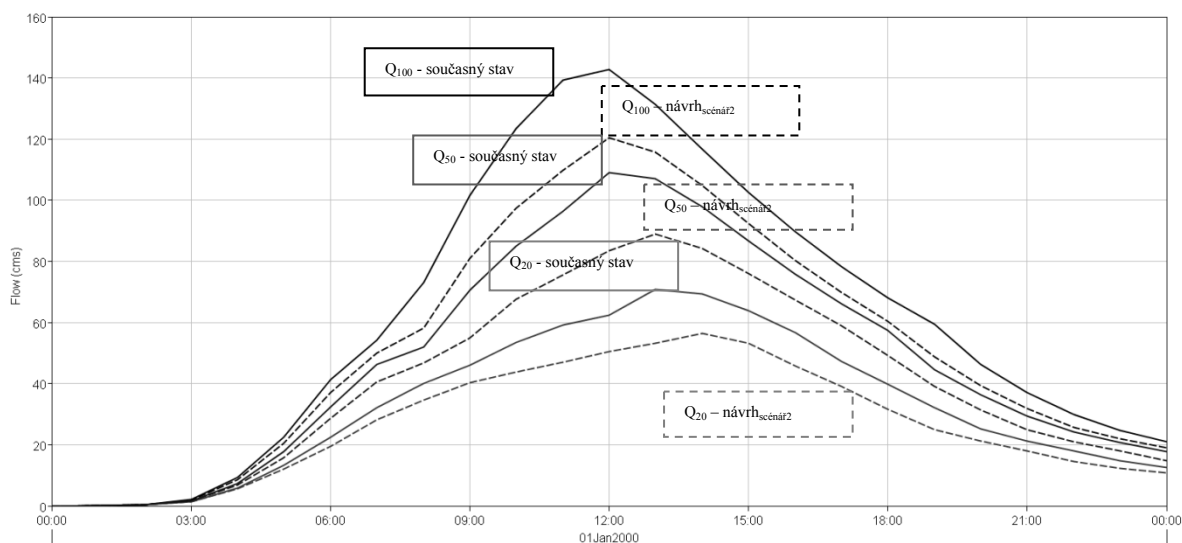
Scénář 7	
výměra navrhovaných opatření	1304 ha
celková výměra ZPF v povodí	16937,8 ha
celková výměra povodí	30229,2 ha
procentuální podíl navrhovaných opatření ze ZPF	8%
procentuální podíl navrhovaných opatření z plochy povodí	4%

## Výsledky a diskuze

Porovnáním hodnot maximálních průtoků modelovaných pro jednotlivé scénáře se současným stavem v uzávěrových profilech Kolečovického potoka, Lišanského potoka a uzávěrovém profilu celého povodí, kterým je limnigraf v Rakovníku, je možné posoudit účinnost organizačních a agrotechnických opatření při povodňových stavech (viz obr. 2 a 3 a tab. 3 a 4).



Výsledky snížení kulminačního průtoku po realizaci scénáře 2 jsou uvedeny na obr. 2 a v tab. 3.



Obr. 2: Porovnání teoretických povodňových vln současných a transformovaných navrženými opatřeními v rámci scénáře 2.

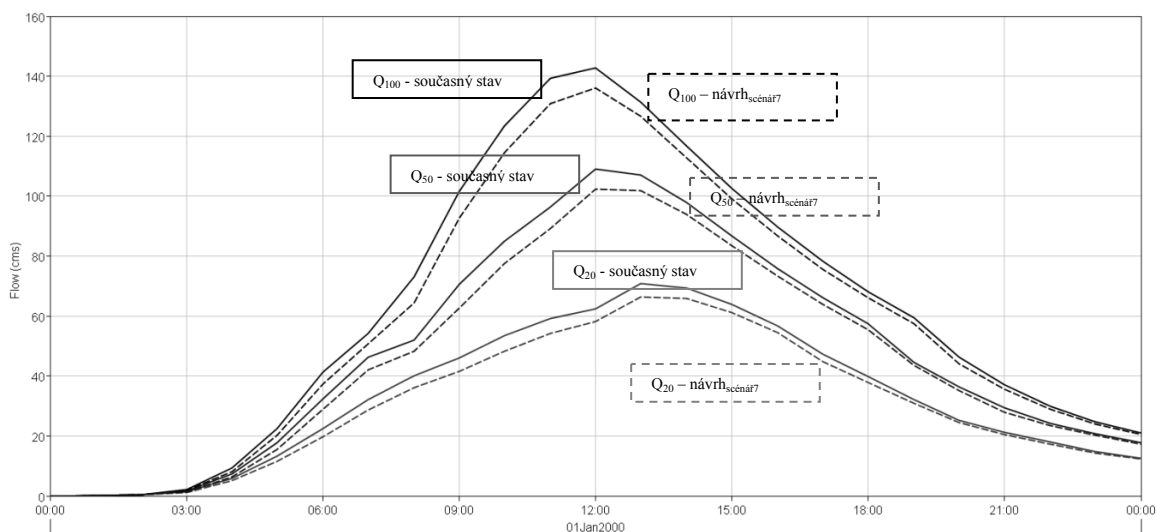
Tabulka 3: Porovnání modelovaných parametrů před a po realizaci opatření ze scénáře 2.

současné využití	HSP	A	B	C	D
	CN				
orná půda mimo zavlažovaných ploch	<i>současný stav</i>	64	73	83	87
	<i>návrh</i>	58	69	77	80
změna průměrných hodnot CN, kulminace a objemu odtoku pro dílčí povodí					
Změny v:		<i>současný stav</i>	<i>návrh</i>	<i>procentuální změna</i>	
číslích CN	Kolešovický potok	70,8	67,7	-4,49	
	Lišanský potok	65,1	62,7	-3,64	
	Rakovnický potok - celé povodí	67,2	64,7	-3,71	
kulminaci hypotetické 100-leté povodňové vlny [m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ]	Kolešovický potok	31,6	26,5	-16,14	
	Lišanský potok	53,6	44,3	-17,35	
	Rakovnický potok - celé povodí	142,8	120,4	-15,69	
objemu odtoku hypotetické 100-leté povodňové vlny [tis. m <sup>3</sup> ]	Kolešovický potok	901,6	755,1	-16,25	
	Lišanský potok	1918,8	1614,2	-15,87	
	Rakovnický potok - celé povodí	5416,9	4628,2	-14,56	

Podobně jsou na obr. 3 a v tab. 4 uvedeny výsledky snížení kulminace hypotetické povodňové vlny a objemu odtoku po realizaci scénáře 7.

Simulace jednotlivých scénářů napovídají o skutečné síle posuzovaných opatření. Lze obecně říci, že pro snížení kulminace povodňové vlny o 10 % je potřeba snížit průměrnou hodnotu čísla CN křivky pro celé povodí řádově o 2 – 3. Přibližně takovou změnu reprezentuje posuzovaný scénář, který navr-

huje zatravnění cca 10 % plochy povodí. Z toho plyne, že reálné snížení kulminace N-leté povodňové vlny lze hledat v rozmezí 3 – 5 %, což potvrzují i výsledky ze scénáře 7, který vyjadřuje jedno z možných opatření v povodí a je graficky zobrazen i v posterové prezentaci.



Obr. 3: Porovnání teoretických povodňových vln současných a transformovaných navrženými opatřeními v rámci scénáře 7.

Tabulka 4: Porovnání modelovaných parametrů před a po realizaci opatření ze scénáře 7.

současné využití	HSP	A	B	C	D
	CN				
orná půda mimo zavlažovaných ploch	<i>současný stav</i>	64	73	83	87
	<i>návrh</i>	30	58	71	78
převážně zemědělská území s příměsí přirozené vegetace	<i>současný stav</i>	58	69	77	80
	<i>návrh</i>	30	58	71	78
změna průměrných hodnot CN, kulminace a objemu odtoku pro dílčí povodí					
Změny v:		<i>současný stav</i>	<i>návrh</i>	<i>procentuální změna</i>	
číslích CN	Kolešovický potok	70,8	70,8	-0,03	
	Lišanský potok	65,1	64,8	-0,43	
	Rakovnický potok - celé povodí	67,2	66,7	-0,78	
kulminaci hypotetické 100-leté povodňové vlny [m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ]	Kolešovický potok	31,6	31,1	-1,58	
	Lišanský potok	53,6	51,8	-3,36	
	Rakovnický potok - celé povodí	142,8	136,1	-4,69	
objemu odtoku hypotetické 100-leté povodňové vlny [tis. m <sup>3</sup> ]	Kolešovický potok	901,6	889,3	-1,36	
	Lišanský potok	1918,8	1857,3	-3,21	
	Rakovnický potok - celé povodí	5416,9	5125,7	-5,38	

## Závěr

Výsledky potvrdily, že se rozdílné využití pozemků při povodních projevuje. Zejména u lokálních povodní z krátkodobých intenzivních dešťů. Vliv využití pozemků se zmenšuje u povodní z několikahodinových extrémních dešťů, kdy výška srážky přesáhne významně retenční schopnost půdy. Hodnota potenciální redukce kulminace teoretické povodňové vlny je samozřejmě úzce spojena se změnou krajinného pokryvu v povodí. Ze simulací vyplývá reálné snížení kulminace N-leté o 3–5% při realizaci jednoho z možných opatření, ale některé simulace poukázaly až na téměř 50 % snížení kulminace povodňové vlny při aplikaci extrémního opatření, jakým je např. zatravnění celé výměry orné půdy. Nicméně důležité jsou výsledky simulací reálných scénářů v povodí, které jsou prezentovány v posteru. Výsledky dále potvrzují, že je u všech povodní z hlediska eroze a ochrany půdy samozřejmě příznivější, když je povrch povodí pokryt travou, buřínem nebo lesem v porovnání se zemědělskými plodinami. Rozdíl v kulminaci teoretické 20-leté povodňové vlny při realizaci scénáře 7 a v kulminaci teoretické 20-leté povodňové vlny za současného stavu je cca 6,2%, při porovnání totožných teoretických povodňových vln, ale s dobou opakování 100 let, je rozdíl pouze 4,7%, což potvrzuje fakt, že vliv krajinného pokryvu na odtokové poměry v povodí klesá se vzrůstající extremitou srážky.

## Literatura

- FLEMING M. J. et SCHARFFENBERG W. A.: *Hydrologic Modeling System HEC-HMS – User's Manual*. U.S. Army Corps of Engineers – Hydrologic Engineering Center – HEC, Davis, CA, 2008.
- FLEMING M. J. et DOAN J. H.: *HEC-GeoHMS Geospatial Hydrologic Modeling Extension Version 4.2 – User's Manual*. US ACE HEC, Davis, CA., 2009.
- FOHRER N. et al.: *Hydrologic response to land use changes on the catchment scale*. *Physics and Chemistry of the Earth*, 26, s. 577–582, 2001.
- HYDROLOGIC ENGINEERING CENTER: *HEC-1 Flood Hydrograph Package User's Manual*. US Army Corps of Engineers, Davis, CA., 1998.
- JANEČEK M. et al.: *Ochrana zemědělské půdy před erozí*. ISV nakladatelství, Praha, 2005.
- JENÍČEK M.: *Modelování vlivu krajinného pokryvu na srážko-odtokové procesy metodou CN křivek*. In Langhammer, J. (ed.): *Změny v krajině a povodňové riziko. Sborník příspěvků semináře Povodně a změny v krajině 5.6.2007*. Univerzita Karlova v Praze, Praha, 2007.
- JENÍČEK M.: *Modelování průběhu extrémních povodní v kontextu krajinných změn a integrované protipovodňové ochrany – Disertační práce*. Univerzita Karlova v Praze, Praha, 2009.
- KOREN, V.I. et al.: *Scale dependencies of hydrological models to spatial variability of precipitation*. *Journal of Hydrology*, 217, s. 285–302, 1999.
- KULASOVÁ B. et al.: *Projekt QD1368 „Verifikace metod odvození hydrologických podkladů pro posuzování bezpečnosti vodních děl za povodní“*. Závěrečná zpráva. ČHMÚ, Praha, 2004.
- JOHNSON D., 1999: *Unit Hydrograph Theory*. 2. leden 1999, online: [http://www.comet.ucar.edu/class/hydromet/07\\_Jan19\\_1999/html/unit\\_hydro\\_theory/index.htm](http://www.comet.ucar.edu/class/hydromet/07_Jan19_1999/html/unit_hydro_theory/index.htm), cit. 2. 4. 2010
- POBŘÍSLOVÁ J. et KULASOVÁ A.: *Ukládání a tání sněhu v lese a na odlesněných partiích jizerských hor*. Opera Corcontica, 2000.
- ŠERCL P.: Vliv fyzicko-geografických faktorů na charakteristiky teoretických návrhových povodňových vln. *Sborník prací ČHMÚ – svazek 54*. Český hydrometeorologický ústav, Praha, 2009.

# Odtok z malého horského povodí v důsledku přesycení půdy vodou

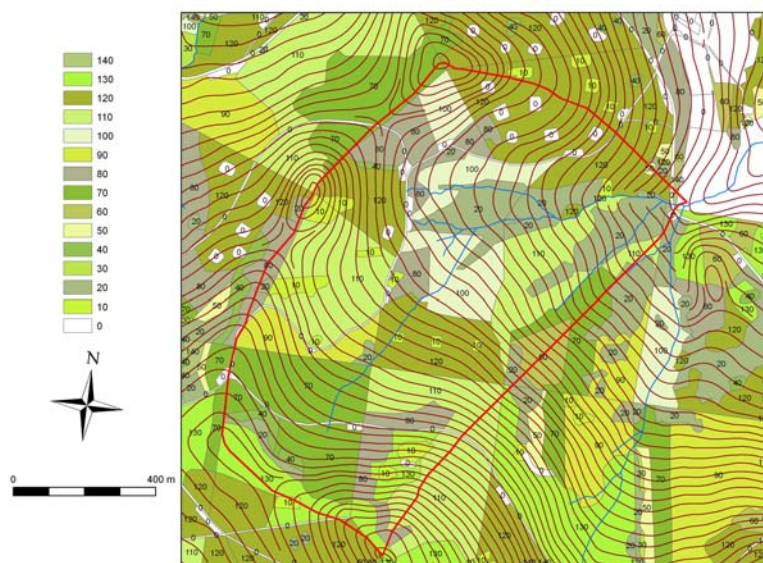
Aleš Vondrka<sup>1</sup>, Miloslav Šír<sup>2</sup>, Miroslav Tesař<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Střední škola rybářská a vodohospodářská Jakuba Krčína, Táboritská 941/II, 379 01 Třeboň

<sup>2</sup> Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v.v.i., Pod Pařankou 30/5, 166 12 Praha 6

## Úvod

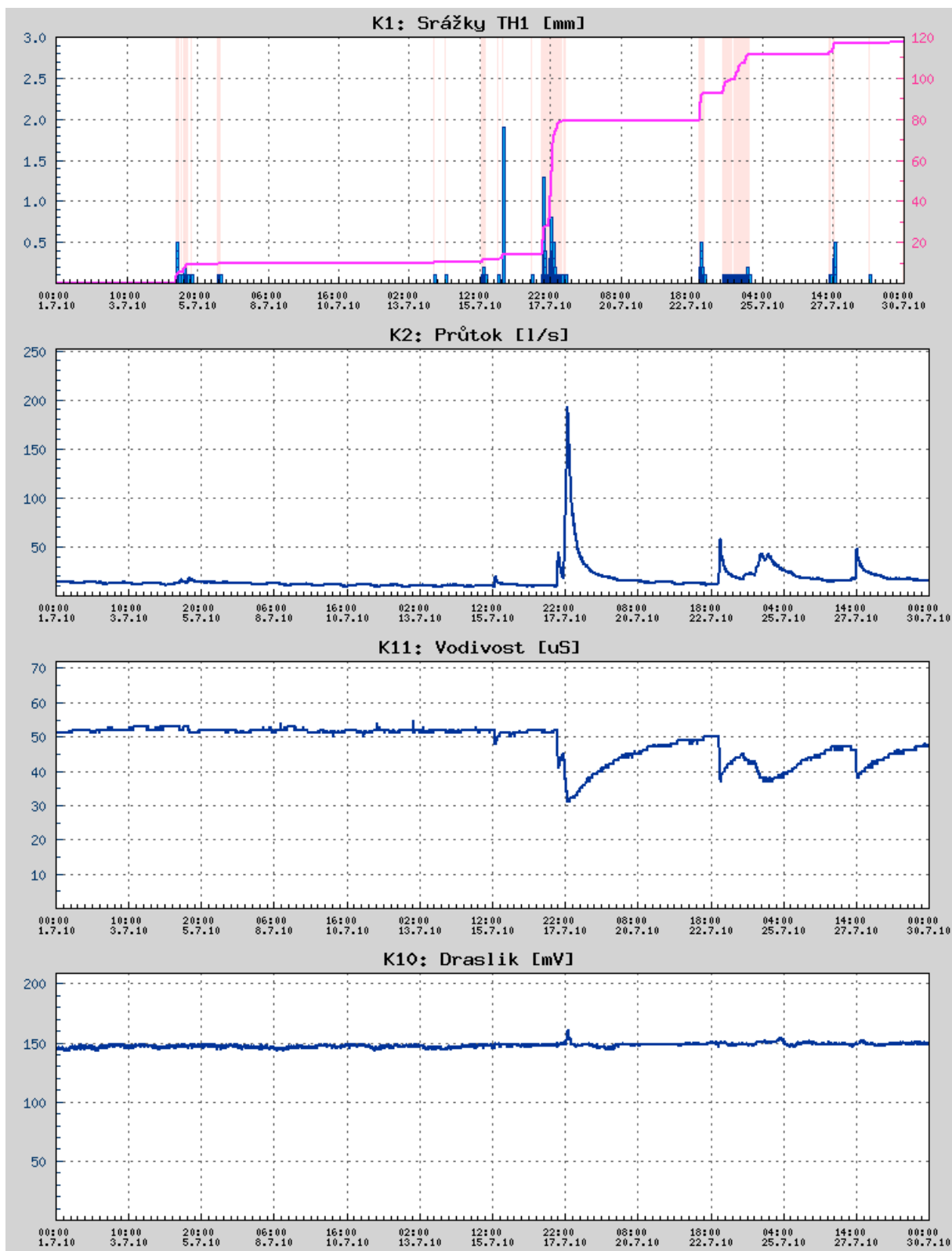
Analýza tvorby odtoku v malém horském povodí umožňuje lépe pochopit mechanismy tvorby extrémních odtoků na malých povodích, zejména podíl staré (půdní) a nové (dešťové) vody v jednotlivých fázích odtoku (Hlavčová et al., 2001). V příspěvku se popisuje metoda, jak zjistit, kdy v toku teče nová dešťová voda. Metoda je založená na měření vodivosti vody a koncentrace  $K^+$  iontů ve vodě v toku. Cílem je odlišit starou a novou vodu protékající uzávěrovým profilem malého horského povodí. Jako nová voda se označuje voda srážková, která byla v kontaktu s půdou jen velice krátkou dobu – několik minut nebo hodin. Termín stará voda označuje vodu, která byla zadržena v půdě po mnoho dní nebo týdnů. Ve vegetační sezóně koncentrace  $K^+$  v půdní vodě klesá s trváním styku vody s půdou a kořeny rostlin, tudíž koncentrace  $K^+$  ve vodě v toku je indikátorem stáří vody, tedy délky zdržení vody v půdě (Vondrka et al., 2007).



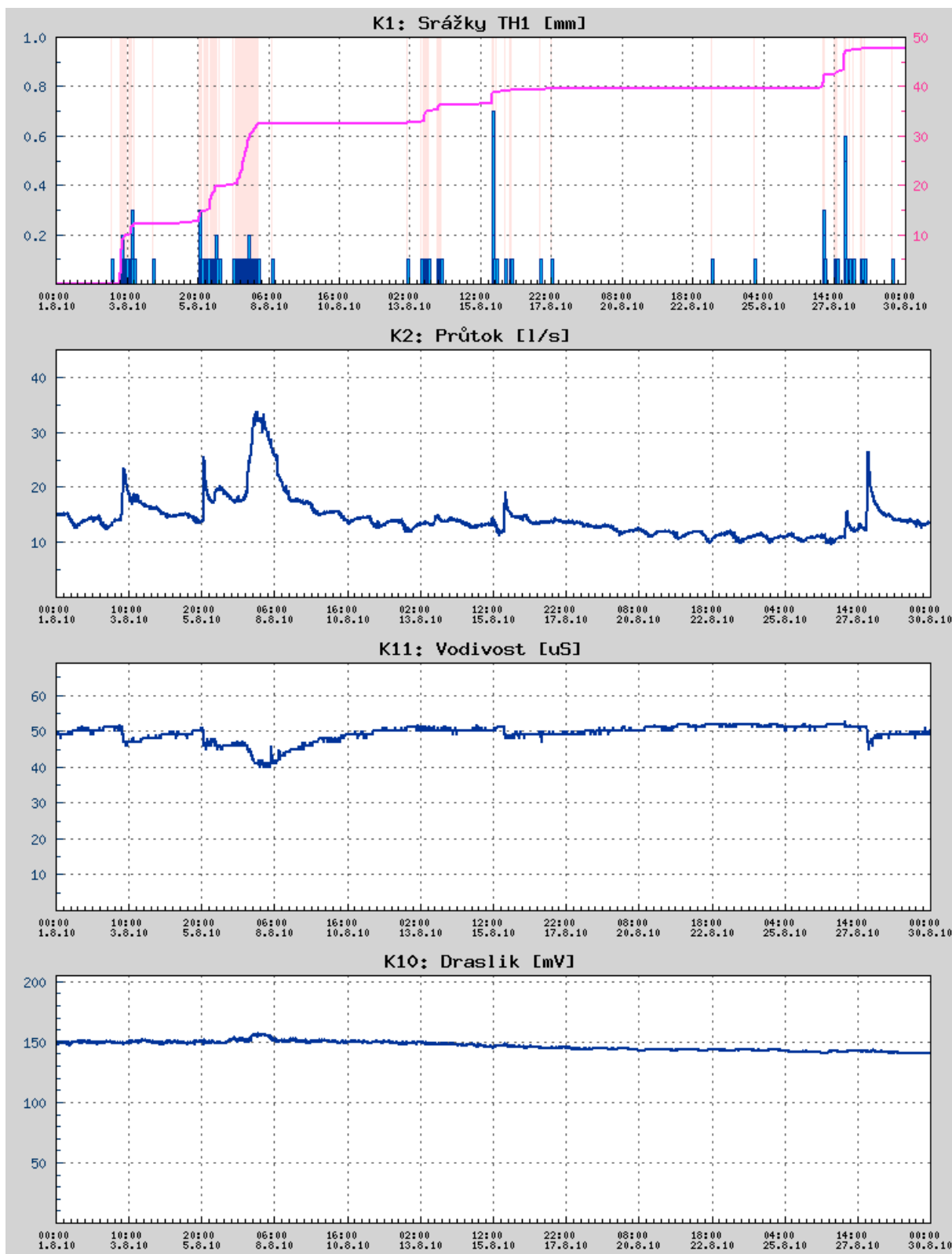
Obr. 1: Fyzickogeografická situace povodí Liz se zákresem porostní mapy.

## Experimentální povodí a metody

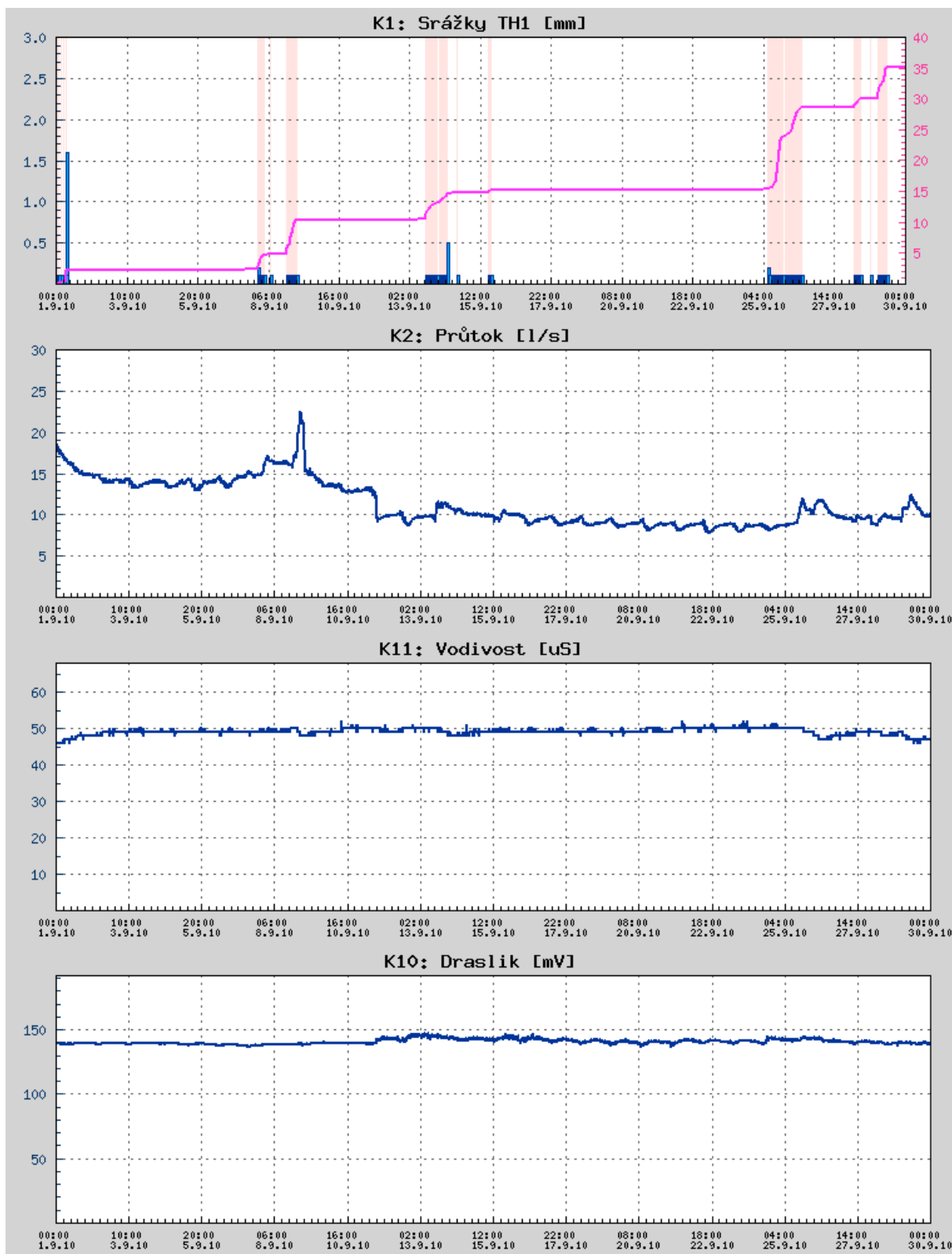
Povodí Liz se nachází v jihozápadní části Vimperské vrchoviny v povodí Zdíkovského potoka. Jeho plocha činí 0,989 km<sup>2</sup>. Nachází se v nadmořské výšce 828 – 1074 m n. m. ve studené klimatické oblasti. Průměrná roční teplota vzduchu je 6,3 °C. Průměrný roční srážkový úhrn činí 825 mm. Geologické podloží tvoří relativně velmi nepropustné dno, na kterém spočívá mělká půda. Genetickým půdním představitelem je hnědá půda kyselá. Půda není zasolena. Reziduální vlhkost půdy se pohybuje v rozmezí 16 až 22 %, nasycená dosahuje hodnot 32 až 43 %. Nasycená hydraulická vodivost je  $1,5 \cdot 10^{-5}$  až  $6,5 \cdot 10^{-5}$  m.s<sup>-1</sup>. Retenční kapacita půdy se pohybuje v rozmezí 60 až 90 mm. Povodí je pokryté dospělým smrkovým lesem na hnědé půdě kyselé. Dešťová voda se převážně zachycuje v půdě. Situace povodí je zachycena na obr. 1 včetně věkových tříd lesního porostu, který je převážně smrkový.



Obr. 2: Průběh srážek, průtoku, vodivosti a koncentrace draslíku na povodí Liz v červenci 2010.



Obr. 3: Průběh srážek, průtoku, vodivosti a koncentrace draslíku na povodí Liz v srpnu 2010.



Obr. 4: Průběh srážek, průtoku, vodivosti a koncentrace draslíku na povodí Liz v září 2010.

Jako indikátoru přesycení povodí dešťovou vodou se používá koncentrace  $K^+$  iontu a vodivost vody v toku v uzávěrovém profilu povodí (Porter, 1991). V uvávěrovém profilu povodí se kontinuálně měří srážky, průtok, koncentrace  $K^+$  ve vodě (iontově selektivní elektrodou) a vodivost vody.

## Výsledky

Obr. 2 ukazuje výrazný pokles vodivosti vody v toku v reakci na srážky. Srážkový pik dne 17.7. způsobil pokles vodivosti vody v toku pod  $50 \mu S$ , když vodivost byla v předcházejícím bezdeštném období konstantní. Povodí bylo touto srážkou přesycené, proto i následující malé srážky způsobují opakovaný pokles vodivosti pod  $50 \mu S$ . Pokles vodivosti je způsoben tím, že dešťová voda je téměř demineralizovaná. Stejný obraz poskytuje obr. 3 pro měsíc srpen.

Na obr. 3 je vidět, jak koncentrace  $K^+$  ve vodě v toku klesá po výrazné srážce dne 8.8. (cca 30 mm) až do 30.9. Pokles koncentrace  $K^+$  v půdní vodě, tudíž i ve vodě v toku, je způsoben rostoucím odběrem půdní vody na transpiraci rostlin. Tudíž v bezsrážkovém a teplém období je koncentrace  $K^+$  ve vodě v toku je indikátorem doby zdržení vody v půdě. Obdobný děj zobrazuje obr. 4 pro měsíc září.

Obr. 2 a 3 ukazují, že k náhlému poklesu vodivosti vody v toku dochází během vzestupné větve hydrogramu odtoku způsobené výraznou srážkou. Naproti tomu malé srážky nezpůsobují pokles vodivosti vody v toku (obr. 4).

## Diskuse

Podstatnou otázkou ve zkoumání generace odtoku z povodí je prahový efekt, který se projevuje tak, že ke vzniku pozorovatelné odtokové vlny dochází až tehdy, když srážkový úhrn přesáhne určitou prahovou hodnotu doprovází (Tromp-Van Meerveld, McDonell, 2006a, 2006b). Je možné, že je v některých případech příčinou prahového efektu, který byl zaznamenán v měřítku povodí při generaci odtoku z přívalových srážek, je inicializace makropórového proudění (Shipitalo et al., 1990, 1996; Weiler, 2001). Avšak obecně se k takovému vysvětlení nelze přiklonit v půdních podmínkách, kdy existence souvislé sítě půdních makropórů není jednoznačně prokázána.

Proto existence tohoto prahového efektu podnítila studium fyzikálních mechanismů proudění vody v povodí (McDonnell et al., 1991; Kirchner et al., 2000, 2001). Jednou z možných příčin prahového efektu je výrazná závislost ustálené infiltrační rychlosti na historii smáčení a sušení půdy (Cislerová et al., 1988) buď v důsledku fingeringu, gravitačně destabilizovaného proudění nebo inicializace makropórového proudění. Tato otázka zůstává i přes velmi rozsáhlý výzkum neobjasněna zejména proto, že nejsou úplně známy mechanismy proudění vody v půdě. Prahový efekt se zřetelně projevuje na hydrogramu odtoku z povodí (Burns, 2002). Důsledkem je značná neurčitost separace hydrogramu odtoku (Genereux, 1998). V našem případě je prahový efekt při generaci odtoku rovněž zřejmý (obr. 3, 4). Nejspíše je způsoben aktivací gravitačně destabilizovaného proudění.

## Závěry

Přesycení povodí srážkovou vodou se projevuje dlouhodobým poklesem vodivosti vody v toku (pod  $50 \mu S$ ) a kolísáním vodivosti pod touto hodnotou (obr. 2). Je to projev gravitačně destabilizovaného proudění (Tesař et al., 2004). Znamená to, že při takovém nasycení povodí způsobuje výrazné odtokové vlny i malá srážka. Naproti tomu v situaci, kdy je voda v půdě vázaná kapilárními silami, nevznikají výrazné odtokové vlny v reakci na srážky (obr. 4).

Intenzivní odběr půdní vody na transpiraci rostlin se projevuje poklesem koncentrace  $K^+$  ve vodě v toku. Tento odběr prázdní půdní nádrž a přispívá ke stabilizaci půdní vody. Zamezuje tudíž vzniku výrazných odtokových vln.



## Poděkování

Příspěvek vznikl v rámci řešení grantů GAČR (526/08/1016, 205/09/1918) a MŽP ČR (VaV SP 1a6/151/07).

## Literatura

- BURNS, D. A. (2002): Stormflow-hydrograph separation based on isotopes: the thrill is gone – what's next? *Hydrological Processes* 16, 1515–1517.
- CÍSLEROVÁ, M., ŠIMŮNEK, J., VOGEL, T. (1988): Changes of steady-state infiltration rates in recurrent ponding infiltration experiments. *Journal of Hydrology* 104, 1–16.
- GENEREUX, D. (1998): Quantifying uncertainty in tracer-based hydrograph separations. *Water Resources Research* 348, 915–919.
- HLAVČOVÁ, K., HOLKO, L., SZOLGAY, J., (2001): Runoff Generation and Modelling on the Hillslopes and in the Small Catchments. *Životné Prostredie*, roč. 35, s. 126–132.
- MCDONNELL, J. J., STEWART, M. K., OWENS, I. F. (1991): Effect of Catchment-Scale Subsurface Mixing on Stream Isotopic Response. *Water Resources Research* 27, 3065–3073.
- KIRCHNER, J. W., FENG, X., NEAL, C. (2000): Fractal stream chemistry and its implications for contaminant transport in catchments. *Nature* 403, 524–527.
- KIRCHNER, J. W., FENG, X., NEAL, C. (2001): Catchment-scale advection and dispersion as a mechanism for fractal scaling in stream tracer concentrations. *Journal of Hydrology* 254, 82–101.
- PORTER, P. (1999): *Hydrochemie*. VŠCHT Praha, s. 85 – 87.
- SHIPITALO, M. J., EDWARDS, W. M. (1996): Effects of initial water content on macropore-matrix flow and transport of surface-applied chemicals. *Journal of Environmental Quality* 25, 662–670.
- SHIPITALO, M. J., EDWARDS, W. M., DICK, W. A., OWENS, L. B. (1990): Initial storm effects on macropore transport of surface-applied chemicals in no-till soil. *Soil Science Society of America Journal* 54, 1530–1536.
- TESAŘ, M., ŠÍR, M., PRAŽÁK, J., LICHNER, L. (2004): Instability driven flow and runoff formation in a small catchment. *Geologica Acta*, roč. 2, č. 1, s. 147–156.
- TROMP-VAN MEERVELD, H. J., MCDONNELL, J. J. (2006a): Threshold relations in subsurface stormflow 1. A 147 storm analysis of the Panola hillslope. *Water Resources Research* 42, W02410.
- TROMP-VAN MEERVELD, H. J., MCDONNELL, J. J. (2006b): Threshold relations in subsurface stormflow 2. The fill and spill hypothesis. *Water Resources Research* 42, W02411.
- VONDRKA, A., ŠÍR, M., TESAŘ, M. (2007): Separace hydrogramu dešťového odtoku pomocí elektrochemických měření. In: *Sborník příspěvků z workshopu Adolfa Patery „Extrémní hydrologické jevy v povodích“*. Bratislava 13.9. 2007, s. 155–162.
- WEILER, M. (2001): Mechanisms controlling macropore flow during infiltration-dye tracer experiments and simulations. *ETH, Zürich, Switzerland*, 151 s.

# Simulation of water and heat transport considering preferential flow: experimental site Na Lizu

Jana Votrubová<sup>1</sup>, Michal Dohnal<sup>1</sup>, Tomáš Vogel<sup>1</sup>, Miroslav Tesař<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Faculty of Civil Engineering, Czech Technical University in Prague, Thakurova 7, 166 29 Prague 6, Czech Republic

<sup>2</sup> Institute of Hydrodynamics, the Academy of Sciences of the Czech Republic, Pod Patankou 5/30, 166 12 Prague 6, Czech Republic

## Abstract

Coupled water and heat transport in soil profile at the experimental site Na Lizu (Volynka headwater catchment, Sumava Mountains, southern Bohemia) is studied. The site is located on a mild slope covered with grass. The soil is Cambisol developed upon biotite paragneiss bedrock. One-dimensional dual-continuum model with semi-separate flow domains representing the soil matrix and the network of preferential pathways (SID) is employed. Hydraulic parameters of the model are set based on laboratory retention curve measurements and in-situ measurements of hydraulic conductivity. Thermal parameters are estimated using methodology of Cote and Konrad (2005). Simulation is conducted for the summer season of 2009. The in-situ monitored precipitation and soil surface temperatures are used as the model upper boundary condition. Model performance was evaluated through comparison with soil water pressure and soil temperatures monitored in situ.

**Keywords:** Soil heat transport; Advective heat flux; Preferential flow; Dual-continuum approach.

## Introduction

A wide range of processes at the soil-plant-atmosphere interphase are affected by the heat transfer below the soil surface. This, in turn, is closely coupled with the soil hydraulic functioning. On one hand the heat is transported by advection with the moving soil water, on the other hand all the thermal properties of the soil mass are strongly related to its moisture content. Thus a realistic hydraulic model of the soil profile is an essential prerequisite of any near-surface heat transfer simulation.

When soils with strong preferential flow are considered, often the dual-continuum approach is used to model the soil hydraulic behaviour. In the present study performance of a one-dimensional dual-continuum model of coupled soil water and heat transport is tested using soil moisture and temperature data as monitored at Na Lizu experimental site in vegetation season of 2009.

## Experimental site and data collected

Experimental site Na Lizu is attached to the meteorological station associated with the experimental catchment Liz, Sumava Mountains, southern Bohemia (Tesar et al., 2006). It is a grass covered area on a mild slope at the altitude of 830 m above the sea level. The mean annual temperature is 5.9°C, the mean annual precipitation is 834 mm. The soil is Cambisol developed upon biotite paragneiss bedrock. It is coarse sandy loam with clay content less than 1%. The groundwater table is about 8 m below the surface.

The presence and character of the preferential flow was demonstrated by means of a colour tracer application during an in-situ ponded infiltration experiment (Cislerova, 2005). The soil water retention curves were measured in laboratory on 100-ccm samples taken at 4 depths below the surface (15, 30, 45, and 60 cm). Unsaturated hydraulic conductivity was evaluated using in situ minidisk infiltrometer measurements and the empirical relationship proposed by Dohnal et al., 2010.

Micrometeorological conditions are monitored continuously with a 15-min time step. Quantities utilized in the present study include rainfall intensity, air temperature, air humidity, barometric pressure, wind speed and radiation. Thermal conditions below the soil surface are monitored with the same temporal resolution using temperature sensors inserted at 5 different depths below the soil surface (5, 10, 20, 50, and 100 cm). Hydraulic conditions within the soil are monitored by tensiometers inserted at four different depths (15, 30, 45, 60, and 90 cm). These data, however, are collected manually 3 times a week.

### Simulation model overview

The dual-continuum modelling approach, is based on the assumption that the soil water flow takes place in a system of two parallel, mutually communicating flow domains: the soil matrix domain (further abbreviated to SM-domain), and the preferential flow domain (denoted as PF-domain).

Variably saturated vertical flow of water is described by a dual set of one-dimensional Richards' equations. These equations are coupled through a first-order soil water transfer term, which enables dynamic exchange of water between the PF-domain and the SM-domain. The governing equations, based on the concept of Gerke and van Genuchten (1993), are formulated in a similar way as in Vogel et al. (2010a):

$$\frac{\partial w_f \theta_f}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( w_f K_f \left( \frac{\partial h_f}{\partial z} + 1 \right) \right) - w_f S_f - \alpha_{ws} K_{ar} (h_f - h_m) \quad (1)$$

$$\frac{\partial w_m \theta_m}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( w_m K_m \left( \frac{\partial h_m}{\partial z} + 1 \right) \right) - w_m S_m + \alpha_{ws} K_{ar} (h_f - h_m) \quad (2)$$

where the subscript  $m$  denotes the SM-domain variables,  $f$  denotes the PF-domain variables. Considering  $i = f$  or  $m$ ,  $h_i$  is the domain specific soil water pressure head (m),  $K_i$  is the unsaturated hydraulic conductivity ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $\theta_i$  is the volumetric soil water content (-),  $S_i$  is the intensity of the root water uptake due to transpiration ( $\text{s}^{-1}$ ),  $\alpha_{ws}$  is the interdomain soil water transfer coefficient at saturation ( $\text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ),  $K_{ar}$  is the relative unsaturated hydraulic conductivity of the SM-domain/PF-domain interface, and  $w_m$ ,  $w_f$  are the volumetric fractions of the soil occupied by the respective flow domains (fulfilling the condition  $w_m + w_f = 1$ ). The transient exchange of water between the two flow domains is represented by the first order soil water transfer term  $\Gamma_w = \alpha_{ws} K_{ar} (h_f - h_m)$  at the right hand side of the governing equations.

The transport of heat in a soil profile, modeled as dual-continuum system, is described by the following set of governing equations (Vogel et al., 2011):

$$\frac{\partial w_f C_f T_f}{\partial t} + \frac{\partial w_f q_f c_w T_f}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} \left( w_f \lambda_f \frac{\partial T_f}{\partial z} \right) = -w_f S_f c_w T_f - \Gamma_H \quad (3)$$

$$\frac{\partial w_m C_m T_m}{\partial t} + \frac{\partial w_m q_m c_w T_m}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} \left( w_m \lambda_m \frac{\partial T_m}{\partial z} \right) = -w_m S_m c_w T_m + \Gamma_H \quad (4)$$

where  $T_i$  is the domain specific temperature (K),  $C_i$  is the volumetric heat capacity of soil ( $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ ),  $c_w$  is the volumetric heat capacity of water ( $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ ),  $q_i$  is the soil water flux ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $\lambda_i$  is the apparent thermal conductivity ( $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ ),  $\Gamma_H$  is the soil heat transfer term ( $\text{W m}^{-3}$ ).

## Model application

Vegetation season of 2009 was simulated within the soil profile down to 300 cm below the surface. The initial conditions were set according to soil water pressure and soil temperature observed.

The upper boundary conditions (Fig. 1) were given by the rainfall intensities observed (prescribed flux boundary condition) and by the surface temperature calculated from the observed longwave radiation using Stefan-Boltzmann law (prescribed resident temperature condition).

At the bottom boundary, the free drainage condition (equivalent to the unit hydraulic gradient condition) was used in the water flow simulation while the zero thermal gradient (Neumann boundary condition) was assigned in the heat transfer simulation.

Daily average potential evapotranspiration rate was estimated using Penman-Monteith (PM) formula (Monteith, 1981):

$$E = \frac{1}{\lambda \rho_w} \cdot \frac{(R_n - Q_G)\delta + \rho_a c_p (p_{vs} - p_v) / r_a}{\delta + \gamma(1 + r_s / r_a)} \quad (5)$$

where  $E$  is the evapotranspiration rate ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $\lambda$  is the specific latent heat of vaporization ( $\text{J kg}^{-1}$ ),  $\rho_w$  and  $\rho_a$  are the densities of water and air ( $\text{kg m}^{-3}$ ),  $R_n$  is the net radiation ( $\text{W m}^{-2}$ ),  $Q_G$  is the soil heat flux ( $\text{W m}^{-2}$ ),  $\delta$  represents the slope of the saturation vapour pressure curve ( $\text{Pa K}^{-1}$ ),  $c_p$  is the specific isobaric heat capacity of air ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ),  $p_{vs} - p_v$  represents the vapour pressure deficit (Pa),  $r_s$  and  $r_a$  are the surface and aerodynamic resistances ( $\text{s m}^{-1}$ ), and  $\gamma$  is the psychrometric constant ( $\text{Pa K}^{-1}$ ). The daily average  $Q_G$  was assumed negligible. For more details see Vogel et al., 2011.

The actual root water uptake was modelled using the approach of Feddes et al. (1978). The plant water stress function was approximated by a standard trapezoidal shape. The optimum water uptake rate, implying stress-free conditions, was assumed for the local soil water pressure greater than -600 cm. Between this pressure and the wilting point, which was set equal to -12 000 cm, linear reduction of the water uptake was prescribed. The water uptake was applied only to SM domain. It was uniformly distributed within the upper 10-cm layer and decreased linearly down to the depth of 20 cm.

The soil profile was divided into 5 layers (Table 1). The upper 10-cm layer describes the grass root zone. Next four layers, to the depth of 100 cm, are divided according to the retention-curve sampling depths. The bottom layer between 100 and 300 cm represents underlying material identified as coarse debris with silty-sand filling.

The soil hydraulic properties were described using the modified van Genuchten–Mualem approach (Vogel et al., 2001). The SM-domain hydraulic parameters within the main soil profile (10 – 100 cm) were determined based on the laboratory measurement of retention curve and in-situ minidisk measurement of unsaturated hydraulic conductivity. Hydraulic properties of sandy soil were used within the PF domain. Volumetric fraction of the PF domain was set based on the results of the in-situ colour tracer experiment. Hydraulic properties of the SM-domain in the upper and lower part of the profile as well as the interdomain water transfer (represented by the  $\alpha_{ws}$  values) were optimised to gain satisfactory hydraulic model performance. At the same time, the  $\alpha_{ws}$  values were kept close to those assessed based on our concept of the preferential pathways forming a network of finer channels within the upper 10-cm root zone, and separated finger-like pathways of few centimetres in diameter spaced decimetres apart within the main soil profile below the root zone. The parameter values employed are given in Table 1.

The soil thermal conductivity and its changes with the soil water content were approximated using the approach of Côté and Konrad (2005). The empirical parameters values given for natural mineral soils were used. The thermal conductivities of the separate soil constituent assumed were:  $\lambda_{water} = 0.57$ ,  $\lambda_{mineral} = 3.00$ , and  $\lambda_{organic} = 0.25 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ . The volumetric fractions of the solid constituents are given in Table 1. The volumetric heat capacities of soil constituents were set equal to their standard values reported in the literature (e.g. Hillel, 1998):  $c_{water} = 4.2 \times 10^6$ ,  $c_{mineral} = 2.0 \times 10^6$ , and  $c_{organic} = 2.5 \times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ . The thermal dispersivities,  $d_m$  and  $d_f$ , were set equal to 5 cm. The  $\tau/\Delta$  parameter (specific surface-to-effective distance ratio), which controls the interdomain heat exchange, was adjusted to obtain stable simulation while keeping its value proportional to  $\alpha_{ws}$  (considering the domain interface  $K_s$  of the same magnitude as the SM-domain  $K_s$ ). More details on the heat model parameters can be found in Vogel et al. (2011).

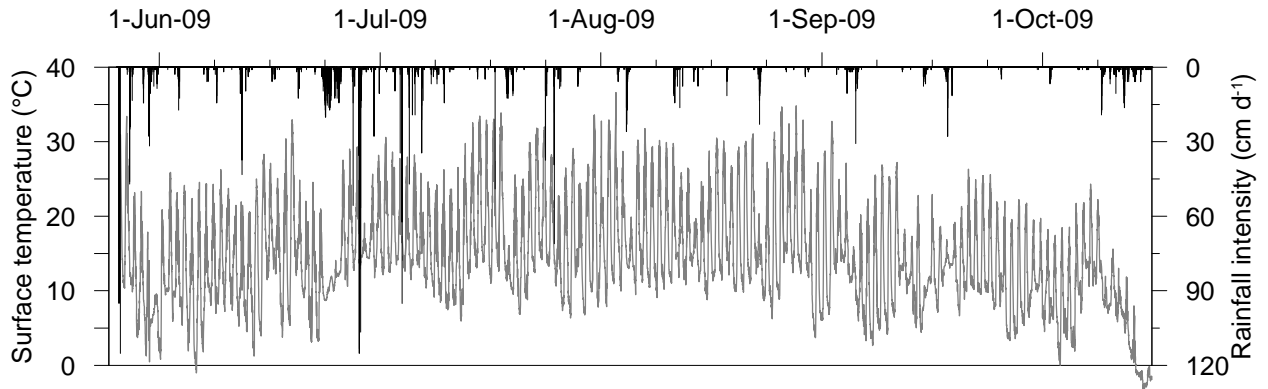


Figure 1: The upper boundary conditions of the simulation: the surface temperature (grey) and the rainfall intensity (black), both given with 15-minute time step.

Table 1: Model parameterization.

	SM-domain hydraulic parameters					SM-domain composition		PF-domain distribution	
Depth (cm)	$\theta_r$ (-)	$\theta_s$ (-)	$\alpha$ ( $\text{cm}^{-1}$ )	$n$ (-)	$K_s$ ( $\text{cm d}^{-1}$ )	$\epsilon_{mineral}$ (-)	$\epsilon_{organic}$ (-)	$w_f$ (-)	
0–10	0.311	0.765	0.0500	2.00	5.0	0.135	0.10	0.40	
10–25	0.249	0.454	0.0159	1.49	1.1	0.506	0.04	0.10	
25–40	0.240	0.419	0.0215	1.45	1.1	0.561	0.02	0.10	
40–55	0.153	0.391	0.0239	1.25	1.0	0.599	0.01	0.10	
55–100	0.188	0.392	0.0105	1.59	0.8	0.608	0	0.10	
100–300	0.010	0.210	0.0200	2.50	10.0	0.790	0	0.02	
	PF-domain hydraulic parameters					PF-domain composition		Interdomain communication	
Depth (cm)	$\theta_r$ (-)	$\theta_s$ (-)	$\alpha$ ( $\text{cm}^{-1}$ )	$n$ (-)	$K_s$ ( $\text{cm d}^{-1}$ )	$\epsilon_{mineral}$ (-)	$\epsilon_{organic}$ (-)	$\alpha_{ws}$ ( $\text{cm}^{-1} \text{ d}^{-1}$ )	$\tau/\Delta$ ( $\text{cm}^{-2}$ )
0–10	0.310	0.650	0.1100	2.29	1000	0.25	0.10	5.000	0.500
10–300	0.010	0.350	0.1100	2.29	1000	0.65	0	0.02	0.01

## Results

An overview of the soil water flow simulation results is presented in Fig. 2. The soil water pressure heads predicted in SM domain are compared with the values observed. An overall agreement between the SM-domain simulation and the observations was obtained. However, several incongruities should be noted. One of them is the overestimated reaction to the continual rainfall at the end of June and beginning of July. Another is the underestimated reaction of the upper profile during the dry period in

August and September. Yet another is the underestimated reaction of the lower profile to the mid-September rainfall.

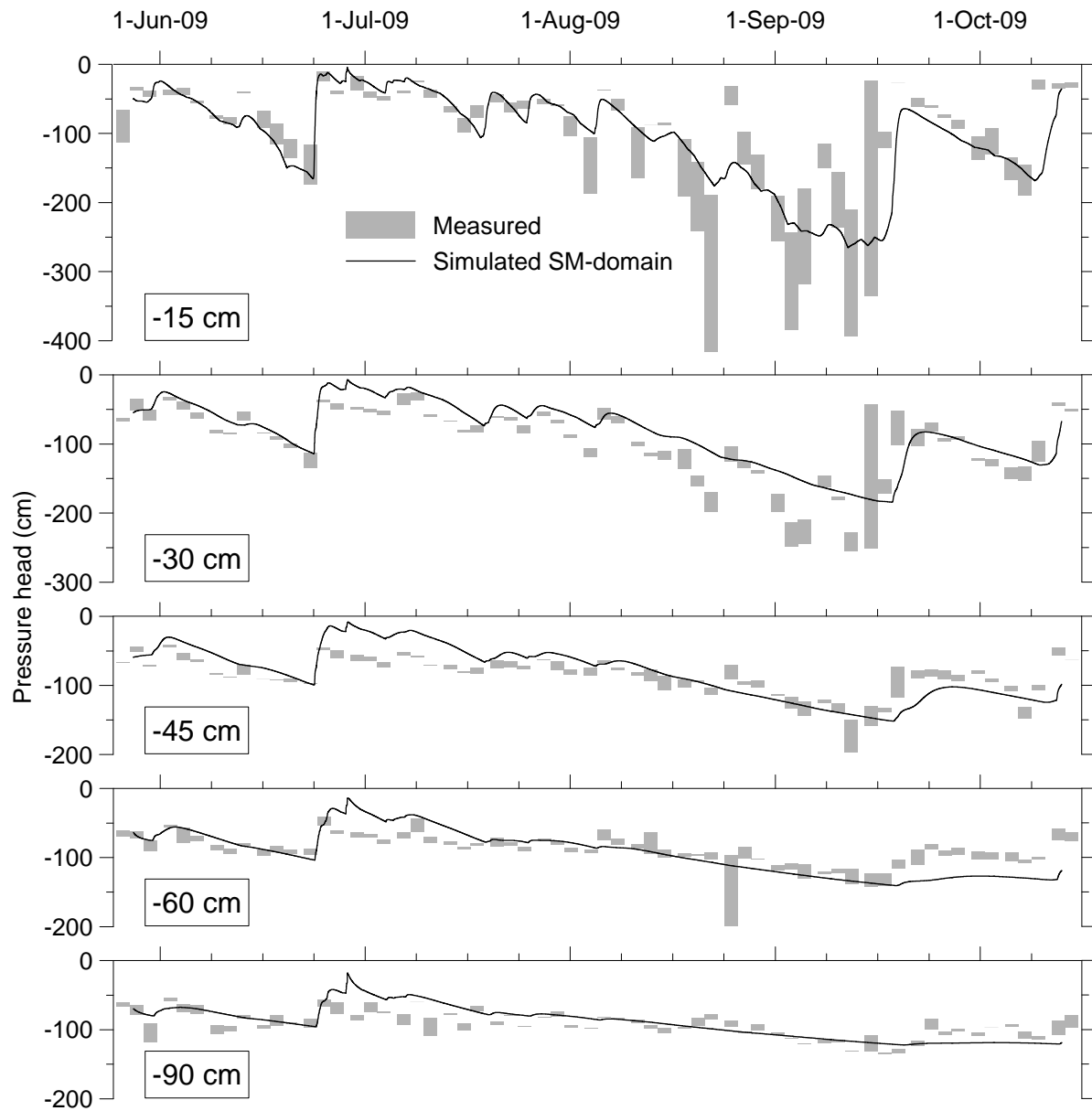


Figure 2: The soil water pressure heads measured (grey boxes showing ranges between the minimum and the maximum values observed), and those simulated in the SM-domain (solid line), as obtained for five different depths.

The soil temperatures as simulated in the SM-domain are compared with the observed data in Fig. 3. In general, the soil temperatures were underestimated. The best agreement with the observed data was obtained at the depth of 10 cm, however, it must be mentioned that the data at this level are inconsistent with the temperatures observed above and below (they are too low). The diurnal variations are much overestimated in the upper profile. It should be noted, that at all depths down to 50 cm below the surface, the offset between the model and data is established shortly after the beginning of simulation. It is then preserved throughout the rest of the simulated period without much change. There was no significant difference in simulated temperatures between the two model domains.

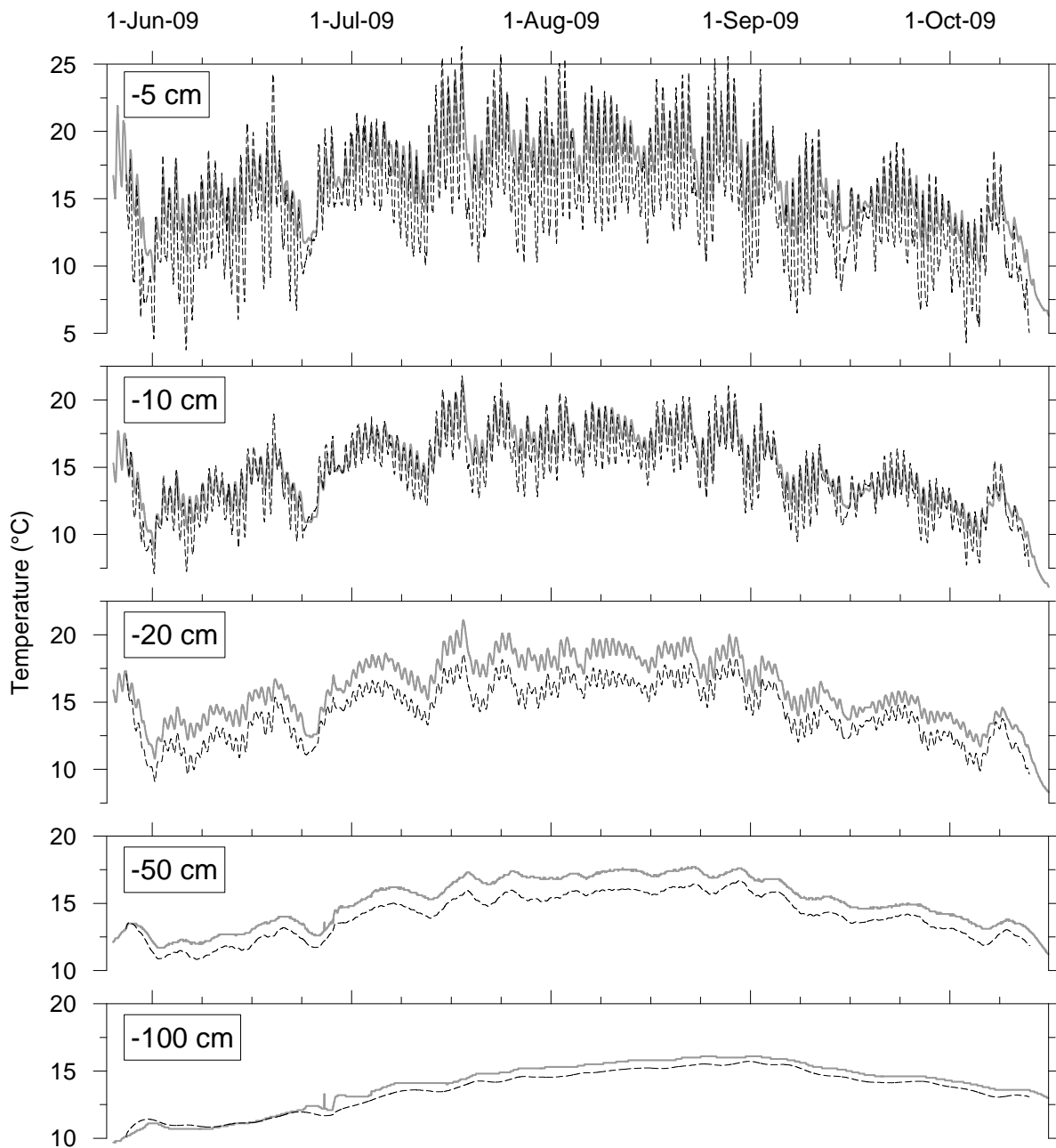


Figure 3: The soil temperatures measured (grey), and simulated in the SM-domain (black dashed), as obtained for five different depths.

### Discussion and conclusions

Considering the soil water flow simulation, some improvements could be achieved by further optimisation. However, a better fit at one point and/or time is generally accompanied by worsening at other. Thus for instance, we were not able to improve the model-to-reality agreement during the dry period at the end of summer without losing it during June and end of July.

Regarding the heat transport simulation, the relatively good fit of the temperature at the depth of 100 cm was obtained by optimising the depth of the profile included in the model. Also it should be noted that the agreement with the measured data was significantly improved by considering high residual water content in both domains of the upper 10-cm layer, which can be thought of as water held by roots. Still we were not able to reproduce the overall temperature level in either depth within the upper

100 cm. Not only the average temperature is underestimated, the amplitude of the seasonal variation is somewhat lower too. On the other hand, the calculated diurnal variations in the upper 10 cm of the soil profile are considerably higher than those observed.

Further analysis is needed to identify sources of the model shortcomings and to evaluate the impact of the hydraulic model on the heat transport simulation results. Ideally, the information obtained could help to improve our understanding of the soil hydraulic behaviour. Finally, the model may produce detailed information on energy fluxes within the soil profile.

### **Acknowledgements**

The research was funded by the Czech Science Foundation (205/08/1174). Additional support was provided by the Ministry of Education of the Czech Republic (MSM 6840770002).

### **References**

- Cislerova, M. (2005): Preferenční proudění ve vadózní zóně kambizemí. In: Šír, M., Lichner, L., Tesař, M., Holko, L. (eds.) Hydrologie malého povodí 2005. Institute of Hydrodynamics, AS CR, Prague, 23–30. (in Czech)
- Côté, J., Konrad, J.M. (2005): A generalized thermal conductivity model for soils and construction materials. *Can. Geotech. J.* 42, 443–458.
- Dohnal, M., Dusek, J., Vogel, T. (2010): Improving hydraulic conductivity estimates from minidisk infiltrometer measurements for soils with wide pore-size distributions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 74(3), 804–811.
- Feddes, R.A., Kowalik, P.J., Zaradny, H. (1978): Simulation of field water use and crop yield. Centre for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen, the Netherlands.
- Gerke, H.H., van Genuchten, M.Th. (1993): A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media. *Water Resour. Res.*, 29, 305–319.
- Hillel, D. (1998): Environmental soil physics. Academic Press, 771 pp.
- Monteith, J.L. (1981): Evaporation and surface temperature. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 107, 1–27.
- Tesař, M., Balek, J., Šír, M. (2006): Hydrological research in the Volyňka basin (Bohemian forest, Czech Republic). *J. Hydrol. Hydromech.*, 54(2), 137 – 150. (in Czech)
- Vogel, T., van Genuchten, M.Th., Cislerova, M. (2001): Effect of the shape of soil hydraulic properties near saturation on numerical simulation of variably-saturated flow. *Adv. Water. Resour.*, 24, 133–144.
- Vogel, T., Brezina, J., Dohnal, M., Dusek, J. (2010): Physical and numerical coupling in dual-continuum modeling of preferential flow. *Vadose Zone J.*, 9, 260–267.
- Vogel, T., Dohnal, M., Votrubova, J. (2011): Modeling heat fluxes in macroporous soil under sparse young forest of temperate humid climate. *J. Hydrol.*, (submitted for publication).





# Hodnocení hydrologické a klimatické funkce porostů rychle rostoucích dřevin pro energetické využití

Jan Weger<sup>1</sup>, Miloslav Šír<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Výzkumný ústav Silva Taroucy pro krajinu a okrasné zahradnictví, v.v.i.,  
Květnové náměstí 391, 252 43 Průhonice

<sup>2</sup> Ústav pro hydrodynamiku AVČR, v.v.i., Pod Paňankou 30/5, 166 12 Praha 6

## Úvod

Zhodnocení hydrologické a klimatické funkce výmladkových plantáží rychle rostoucích dřevin (RRD – topolů a vrb) v krajině na základě výsledků celoročního monitoringu teplotního režimu na plantážích v Průhonicích a v Nové Olešné vychází z poznatku, že transpirující rostliny snižují teplotu prostředí díky odběru tepla na výpar vody. Lesnická literatura přináší tvrzení, že lesní porosty transpirují výrazně více než porosty travní, mají-li k dispozici dostatek půdní vláhy. To by znamenalo, že lesní porosty výrazně mění klima krajiny. Výmladkové plantáže RRD jsou speciální zemědělské porosty charakterově blízké tzv. nízkým nebo středním lesům. Proto je třeba se zabývat jejich hydrologickou a klimatickou funkcí, mají-li být pěstovány v plošně větším měřítku. Podle strategických dokumentů je jejich předpokládaná pěstební plocha v ČR v až okolo 60 tisíc hektarů

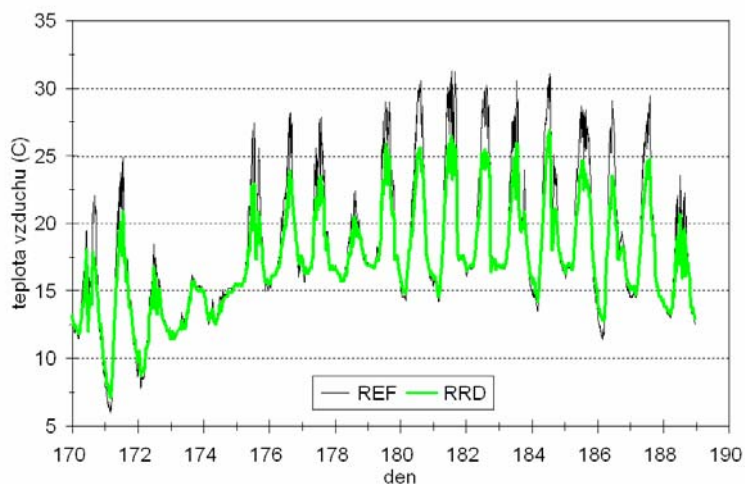
Rostliny reagují na přehřátí slunečním zářením nad určitou optimální teplotu (asi 25 °C) výparem vody (Leuzinger, Körner, 2007; Michaletz, Johnson, 2006; Šír et al., 2009). V době maximálního příkonu tepla ze sluneční radiace se teplota rostlin transpirací snižuje tak, že kolísá okolo střední hodnoty asi 25 až 27 °C, je-li současně teplota vzduchu nižší než 25 °C. Vzestup teploty rostlin nad teplotou 25 až 27 °C značí, že transpirační chlazení je nedostatečné. Buď proto, že není v půdě k dispozici voda, nebo proto, že teplota okolního vzduchu převyšuje 25 °C. K situaci s přehřátým vzduchem dochází zejména tehdy, přinese-li vítr horký vzduch ohřátý nad rozsáhlými nechlazenými plochami bez vegetace, jakou jsou města, zoraná pole a pouště (Sivakumar, 2007).

V důsledku transpirace se zvětšuje vlhkost vzduchu, což v noci vede ke sníženému vyzařování tepla z atmosféry do vesmíru. Tedy se zvětšují noční teploty oproti poměrům bez transpirující vegetace. Ke kondenzaci vodní páry a uvolnění skupenského tepla dochází zpravidla na chladnějších místech. Tímto způsobem se vyrovnávají teplotní rozdíly v čase a prostoru, a tím se vyrovnávají i rozdíly v tlaku vzduchu (Pokorný, 2000). Navíc transpirační chlazení nejen snižuje teplotu atmosféry, ale brání rovněž průniku tepla do půdy. Takto funguje transpirace jako homeostatický mechanismus, který brání vzniku meteorologických a hydrologických extrémů, zvyšuje produkci entropie při výparu vody a zvyšuje hrubou primární produkci fytohmoty (Kleidon et al., 2009; Šír et al., 2008; Tesař et al., 2007). V práci Eliáše a kol. (2000) bylo konstatováno, že regulační děje v listových chladičích (asi 1 mm tlustých) řídí výměnu vody a tepla mezi dvěma nádržemi – porézní půdou a vzduchem, tak že stabilizují tok tepla a vody v povrchové vrstvě půdy (asi 1 m) a mezní vrstvě atmosféry (asi 1 km).

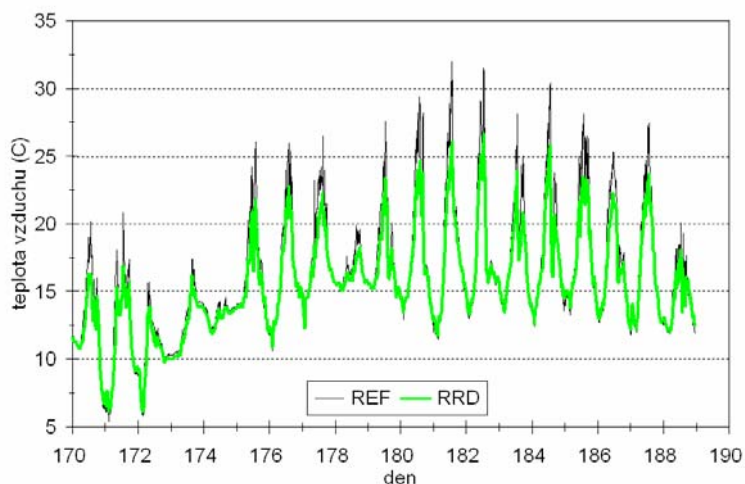
## Experimentální stanoviště a metody

*Stanoviště Průhonice:* Plantáž RRD se nachází v katastru obce Průhonice. Monitorovací stanice je umístěna v poloze 49° 59' 28,29" N, 14° 34' 37,33" E ve výšce 332 m n. m. Z hlediska klimatického se jedná o oblast mírně teplou B2, charakterizovanou ve vegetačním období duben až říjen průměrnou teplotou vzduchu 15 °C a průměrným srážkovým úhrnem 350 mm. Porost RRD je tvořen směsí vybraných klonů vrb a topolů. Výška porostu dosahovala v posledním roce měření 7,5 metru. Porost RRD byl plně zapojený od roku 2006. *Stanoviště Nová Olešná:* Plantáž RRD se nachází v katastru obce Nová Olešná asi 28 km východně od Jindřichova Hradce. Monitorovací stanice je umístěna v poloze 49° 10' 23,77" N, 15° 09' 37,66" E ve výšce 561 m n. m. Z hlediska klimatického se jedná o oblast mírně teplou B4, charakterizovanou ve vegetačním období duben až říjen průměrnou teplotou vzduchu 11 °C a průměrným srážkovým úhrnem 400 mm. Porost RRD je tvořen směsí vybraných

klonů vrb a topolů . Výška porostu dosahovala v posledním roce měření 7,5 metru. Porost RRD byl plně zapojený od roku 2006. *Monitoring hydrologické a klimatické funkce porostů*: Na experimentálních stanovištích byly v roce 2006 nainstalovány monitorovací stanice firmy Fiedler-Mágr (<http://www.fiedler-magr.cz/cs>), které měří v intervalu 10 minut v porostu RRD a na blízké zatravněné ploše teplotu a vlhkost vzduchu ve výšce 0,5 m nad zemí, teplotu půdy v hloubce 0,25 m a průměrnou vlhkost půdy v kořenové zóně 0,1–0,5 m pod povrchem. Intenzita srážek se měří na ploše s travním porostem. Na plantáži Průhonice byl instalován v roce 2010 stožár s čidlem pro měření teploty vzduchu v korunové úrovni porostu RRD.



Obr. 1: Časový průběh teploty vzduchu v Průhonicích 28.6. až 5.7. 2009. REF – zatravněná plocha, RRD – porost rychle rostoucích dřevin.



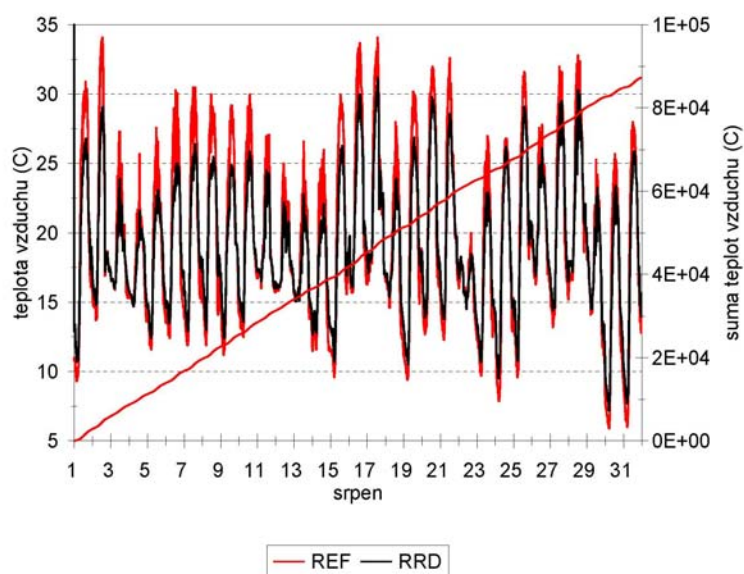
Obr. 2: Časový průběh teploty vzduchu v Nové Olešné 28.6. až 5.7. 2009. REF – zatravněná plocha, RRD – porost rychle rostoucích dřevin.

### **Vliv porostů RRD na mikroklimatické poměry v extrémně teplém a srážkově bohatém období**

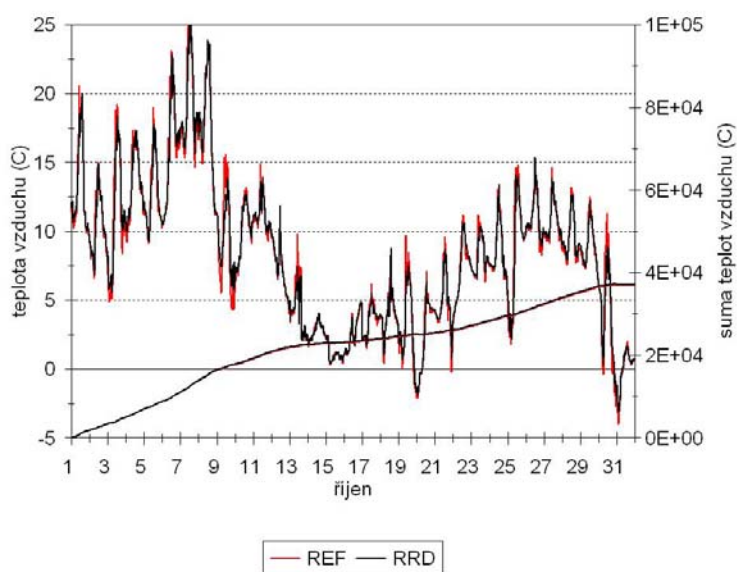
V extrémně teplém a srážkově bohatém období 28.6. až 5.7. 2009 v podmínkách dostatečné zásoby půdní vody byla porovnáвана klimatická účinnost porostu rychle rostoucích dřevin (RRD) a travního porostu na dvou stanovištích v rozdílné nadmořské výšce – Průhonice 332 m n. m. a Nová Olešná 561 m n. m.

Tabulka 1: Teplota a relativní vlhkost vzduchu a teplota půdy na experimentálních stanovištích.

veličina	charakteristika	Průhonice		Nová Olešná	
		tráva	RRD	tráva	RRD
teplota půdy (°C)	průměr	19,7	17,2	16,0	14,9
	standardní odchylka	1,96	1,73	1,65	1,41
	rozpětí hodnot	7,9	5,9	5,8	4,7
teplota vzduchu (°C)	průměr	18,1	17,2	16,3	15,5
	standardní odchylka	5,03	3,76	4,52	3,65
	rozpětí hodnot	25,3	19,8	26,6	20,5
relativní vlhkost vzduchu (%)	průměr	85,0	91,3	87,8	94,3
	standardní odchylka	13,53	9,36	10,09	7,47
	rozpětí hodnot	57,0	46,0	46,4	33,0

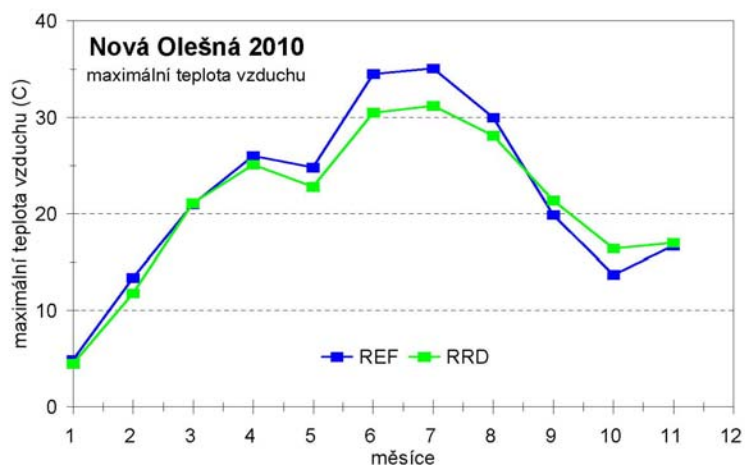


Obr. 3: Časový průběh teploty vzduchu a sumární teploty vzduchu v Průhonících v červenci 2009. REF – zatravněná plocha, RRD – porost rychle rostoucích dřevin.

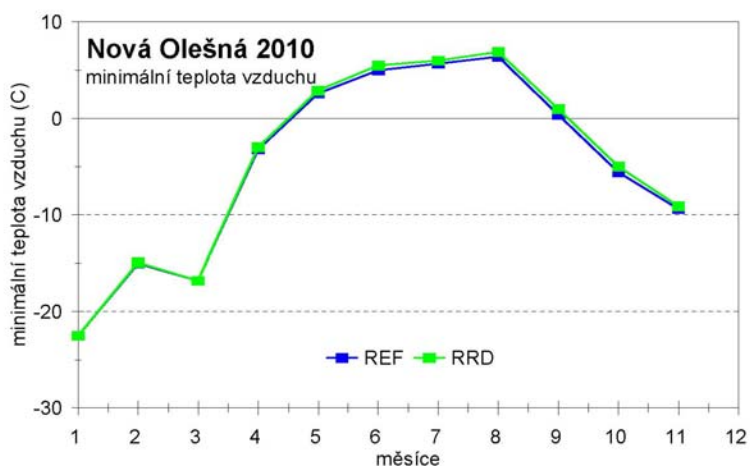


Obr. 4: Časový průběh teploty vzduchu a sumární teploty vzduchu v Průhonících v říjnu 2009. REF – zatravněná plocha, RRD – porost rychle rostoucích dřevin.

Po celé sledované období byly porosty RRD zdravé. Travní porosty byly zelené a nevykazovaly známky zaschnutí. Panovalo teplé až horké počasí s častými přívalovými srážkami. V Průhonicích byl zaznamenán za 20 dní srážkový úhrn 116 mm a v Nové Olešné 149 mm. Maximální intenzita srážek byla v Průhonicích 15 mm za 10 minut, v Nové Olešné 11 mm za 10 minut. Maximální teploty vzduchu na zatravněné ploše dosáhly 31,3 °C v Průhonicích a 32,0 °C v Nové Olešné. Jen ve zcela výjimečně horkých dnech poklesla vlhkost vzduchu v poledních hodinách pod 50 % na zatravněné ploše a pod 60 % v porostu RRD.



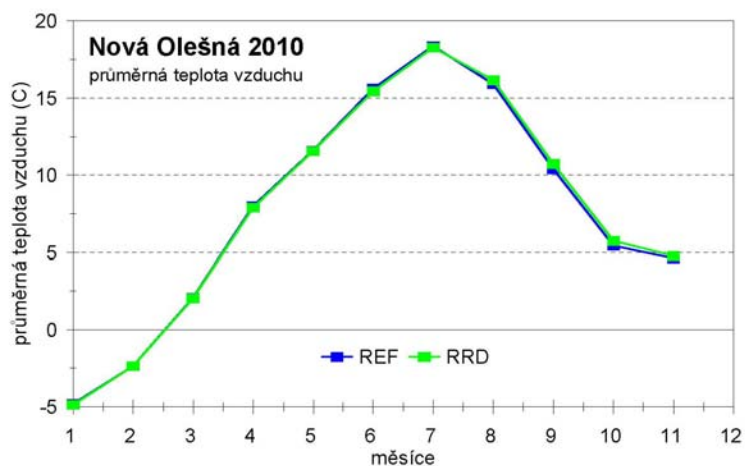
Obr. 5: Maximální měsíční teploty vzduchu na stanovišti Nová Olešná v roce 2010. REF – travní porost, RRD – výmladková plantáž rychle rostoucích dřevin.



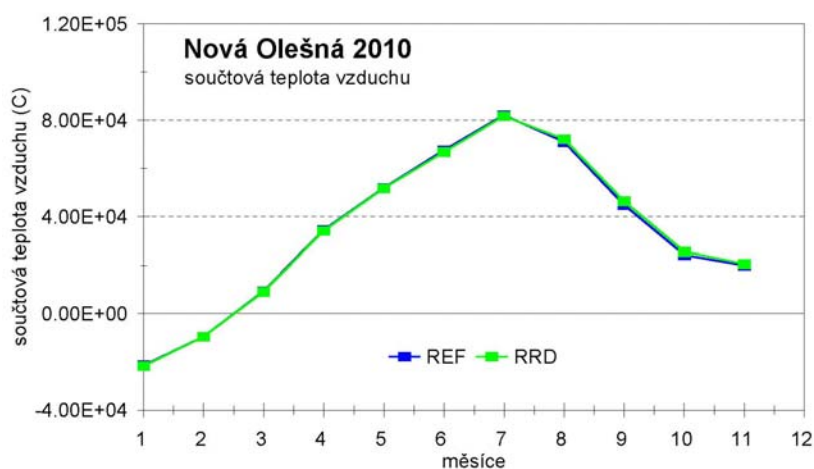
Obr. 6: Minimální měsíční teploty vzduchu na stanovišti Nová Olešná v roce 2010. REF – travní porost, RRD – výmladková plantáž rychle rostoucích dřevin.

V tabulce 1 jsou souhrnné hodnoty (průměr, standardní odchylka, rozpětí) charakterizující průběh teploty a relativní vlhkosti vzduchu a teploty půdy na experimentálních stanovištích Průhonice a Nová Olešná v období 20.6. až 9.7. 2009. V sousedních sloupcích jsou konfrontovány hodnoty měřené na ploše porostlé travním porostem (sloupec tráva) a na ploše porostlé RRD (sloupec RRD).

O vysoké transpiraci porostů svědčí značná relativní vlhkost vzduchu v poledních hodinách. V horkých dnech (28.6. až 5.7., dny 179 až 186) atakovala teplota vzduchu na zatravněných plochách hranici 30 až 32 °C, zatímco v porostech RRD se udržovala teplota v rozmezí 25 až 27 °C (obr. 1 a 2).



Obr. 7: Průměrné měsíční teploty vzduchu na stanovišti Nová Olešná v roce 2010. REF – travní porost, RRD – výmladková plantáž rychle rostoucích dřevin.



Obr. 8: Součtová teplota vzduchu na stanovišti Nová Olešná v roce 2010. REF – travní porost, RRD – výmladková plantáž rychle rostoucích dřevin.

Na obou stanovištích jsou maximální denní teploty vzduchu v porostu RRD nižší než nad travním porostem. Naproti tomu noční minima jsou nižší nad travním porostem než pod porostem RRD. Což znamená, že teploty vzduchu v porostu RRD jsou méně rozkolísané než nad travním porostem (obr. 1 a 2, tab. 1). Vlhkost vzduchu je na obou stanovištích méně rozkolísaná v porostu RRD než nad travním porostem. V porostech RRD je polední vlhkost vzduchu asi o 15 až 20 procentních bodů větší než nad travním porostem. Na obou stanovištích je teplota půdy pod porostem RRD soustavně nižší než pod travním porostem. Soustavné snížení teploty půdy pod RRD činí asi 2 °C v Průhonicích a 1 °C v Nové Olešné (tab. 1). RRD také značně tlumí amplitudu teplot půdy, jak ukazuje tab. 1 ve sloupci rozpětí hodnot.

Závěrem lze konstatovat, že v horkém období s dostatkem půdní vláhy na obou stanovištích porosty RRD ve srovnání s travním porostem: (1) vytváří mikroklima, které snižuje polední teploty přízemní vrstvy vzduchu v porostu v extrémně teplých dnech, (2) snižují rozkolísanost chodu teploty a vlhkosti vzduchu, (3) soustavně snižují teplotu půdy. V nižší nadmořské výšce je klimatická účinnost porostů RRD výraznější než ve větší nadmořské výšce.

### **Stínící efekt vysoké vegetace**

V období července až října 2009 byl podán důkaz, že klimatizační účinek RRD je daný transpirací, nikoliv krycím efektem porostu. Byl porovnán klimatizační účinek porostu RRD v období silné transpirace (červenec) a v období slabé transpirace (říjen) za podmínek, kdy stavba porostu RRD je shodná, tedy je plně zapojený a olistěný, a za podmínek, kdy nedostatek srážek neomezuje transpiraci. Průběh teplot vzduchu v přízemní vrstvě v měsíci červenci ukazuje obr. 3. Z něj je zřejmé, že v porostu RRD jsou výrazně utlumeny denní maximální teploty. Naproti tomu v měsíci říjnu (obr. 4) je útlum poledních maxim nevýrazný. Tím je doloženo, že dominantní příčinou snížení maximálních teplot vzduchu v porostech RRD je transpirační chlazení. Samotnému stínícímu efektu vysoké vegetace RRD lze přičíst max. snížení teploty přízemního vzduchu o cca 1 °C z pozorovaného ochlazení o 4 až 5 °C.

### **Vliv porostů RRD na mikroklimatické poměry během roku**

Vyhodnocením monitoringu v roce 2010 bylo zjištěno, že porosty RRD ve srovnání s travním porostem vytváří mikroklima, které: 1) snižuje polední teploty přízemní vrstvy vzduchu v porostu v teplých dnech v období květen až srpen až o 4 °C (obr. 5), (2) nevýrazně zvyšuje minimální teploty vzduchu (obr. 6), (3) neovlivňuje průměrnou teplotu vzduchu v jednotlivých měsících (obr. 7) ani součtovou teplotu vzduchu za celý rok (obr. 8). Průběh teploty vzduchu v úrovni korun RRD je velice blízký průběhu teploty vzduchu nad travním porostem. Závěry byly získány v celoročním měřítku.

Snížení maximálních teplot vzduchu v porostu RRD je podstatné, činí 2 až 4 °C v měsících květnu až červnu. V měsících červnu až srpnu dosahovaly maximální teploty vzduchu až 35 °C a převyšovaly tak až o 10 °C optimální teplotu pro fotosyntézu 25 °C. Důvodem nebyl nedostatek vody pro transpiraci, ale fakt, že na území ČR dlouhodobě pronikal přehřátý vzduch ze středozemí. V roce 2009 bylo totiž experimentálně zjištěno, že travní porosty a porosty RRD nereagují aktivací transpiračního chlazení na přehřátí fotosyntetických orgánů, je-li jeho příčinou ohřev teplým vzduchem. Transpiraci provokuje pouze přehřátí fotosyntetických orgánů pohlceným světlem.

### *Vliv porostů RRD na makroklimatické poměry během roku*

V průběhu roku 2010 byla zkoumána otázka, do jaké výšky nad porostem se propaguje snížení teploty vzduchu. Z měření teplot na stožáru v úrovni korun RRD v Průhonicích vyplývá, že teplota vzduchu v úrovni korun snížena není. Znamená to, že transpirace je řízena rostlinami tak důmyslně, že snižuje právě jen teplotu fotosyntetizujících orgánů. To potvrzuje také poznatek, že transpiraci provokuje pouze přehřátí fotosyntetických orgánů pohlceným světlem.

Z hlediska odběru vody na transpiraci se jedná o velice úspornou strategii, proto i velice podstatné snížení teploty o 4 °C v porostu RRD znamená jen nepatrné zvýšení odběru vody z půdy. Důvodem je fakt, že voda má neobvykle velké skupenské výparné teplo. Tudíž výparem malého množství vody se disipuje velké množství tepla. Proto je spotřeba vody na transpiraci travních a lesních porostů téměř shodná, jak ukazují studie (Šír et al., 2004, Tesař et al., 2004a, 2004b, 2006) na rozdíl od tvrzení v lesnické literatuře. Lze tudíž dovodit, že výsadba plantáží RRD nepovede ke vzniku půdního sucha, případně redukci odtoku z krajiny.

Úsporným chlazením fotosyntetických orgánů se vysvětluje fakt, že snížení teploty vzduchu je pozorováno jen pod korunami RRD. Teploty vzduchu nad korunami RRD v podstatě odpovídají teplotám vzduchu nad travním porostem. Dá se proto očekávat, že i nad plošně rozsáhlými plantážemi RRD

bude stejná teplota vzduchu jako nad travním porostem. Tudíž výsadba plantáží RRD nebude měnit povrchovou teplotu krajiny a nebude proto provokovat vznik přivalových dešťů, pro něž jsou teplotní kontrasty jednou z hlavních příčin.

### Porovnání s publikovanými údaji

Získané výsledky o rozdílech v mikroklimatickém a makroklimatickém účinku travních porostů a porostů RRD jsou v souladu s údaji publikovanými pro travní a lesní porosty (Geiger, 2003; Kellner, 2001; Köstner, 2001; Lee et al., 2004; Makarieva, Gorshkov, 2007, 2008; Michaletz, Johnson, 2006; Pokorný, 2000; Sivakumar, 2007; Yamazaki et al., 2004).

### Závěry

Mikroklimatické změny v porostech RRD oproti travním porostům spočívají ve snižování maximálních denních teplot přízemního vzduchu ve slunečných a teplých dnech až o 4 až 5 °C, je-li k dispozici voda v půdě pro transpiraci. Minimální teploty přízemního vzduchu jsou ovlivněny méně významně, zpravidla jsou vyšší pod porosty RRD. Denní vlhkost vzduchu v horkých dnech je zpravidla větší v porostech RRD. Teploty půdy jsou ve vegetační sezóně soustavně nižší pod porosty RRD než pod travním porostem. Snížení denních maximálních teplot vzduchu a soustavné snížení teploty půdy pod porosty RRD je dáno převážně chladícím efektem transpirace. Stínící efekt vysoké vegetace není dominantní příčinou snížení teplot.

Velkoplošné výsadby plantáží RRD na místě dřívějších travních porostů nebudou mít pozorovatelný vliv na teplotu krajiny ani na hydrologický koloběh. Nebudou způsobovat vznik půdního sucha a redukci odtoku vody z krajiny. Z makroklimatického a hydrologického hlediska se jedná o neutrální změnu porostu. Velkoplošnou výsadbu porostů RRD na pozemcích s původně travním porostem lze doporučit, protože je neutrální z hlediska makroklimatického a hydrologického. Z hlediska mikroklimatického má příznivé následky.

### Poděkování

Práce vznikla při řešení projektu MŠMT 2B06132.

### Literatura

- Eliáš V., Kubík F., Lichner L., Pražák J., Surovátka O., Šír M. a Tesař M. (2000): Retenčně evapotranspirační jednotka. In: Bucek, J., Tesař, M. (ed.) Hydrologické dny 2000 – Nové podněty a vize pro příští století. s. 299 – 306.
- Geiger, R., Aron, R. H., Todhunter, P. (2003): The climate near the ground. 6th edition. Rowman & Littlefield Publishers, Inc., Lanham, Maryland.
- Kellner, E. (2001): Surface energy fluxes and control of evapotranspiration from a Swedish *Sphagnum* mire. Agricultural and Forest Meteorology, vol. 110, s. 101–123.
- Kleidon, A., Schymanski, S., Stieglitz, M. (2009): Thermodynamics, Irreversibility and Optimality in Land Surface Hydrology. In: Bioclimatology and Natural Hazards (ed. by Strelcová, K., Matyas, C., Kleidon, A., Lapin, M., Matejka, F., Blazenec, M., Škvarenina, J., Holecý, J.), Part II, s. 107–118. Springer, Netherlands. doi: 10.1007/978-1-4020-8876-6\_9.
- Köstner, B. (2001): Evaporation and transpiration from forests in Central Europe – relevance of patch-level studies for spatial scaling. Meteorology and Atmospheric Physics, vol. 76, s. 69–82.
- Lee, X., Massmann, W., Law, B. (eds.) (2004): Handbook of micrometeorology: A guide for surface flux measurement and analysis. Atmospheric and Oceanographic Library, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Leuzinger, S., Körner, Ch. (2007): Tree species diversity affects canopy leaf temperatures in a mature temperate forest. Agricultural and Forest Meteorology, vol. 146, s. 29–37.
- Makarieva, A. M., Gorshkov V. G. (2008): The Forest Biotic Pump of River Basins. Russian Journal of Ecology, vol. 39, s. 537–540.



- Makarjeva, A. M., Gorshkov, V. G. (2007): Biotic pump of atmospheric moisture as driver of the hydrological cycle on land. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 11, s. 1013–1033.
- Michaletz, S. T., Johnson, E. A. (2006): Foliage influences forced convection heat transfer in conifer branches and buds. *New Phytologist*, vol. 170, s. 87–98.
- Pokorný, J. (2000): Dissipation of solar energy in landscape – controlled by management of water and vegetation. *Renewable Energy*, vol. 24, s. 1641–1645.
- Sivakumar, M. V. K. (2007): Interaction between climate and desertification. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 142, s. 143–155.
- Šír, M., Tesař, M., Lichner, L., Syrovátka, O. (2004): Vegetační porost krajiny a vodní hospodářství. *Vodní hospodářství*, 8, 234 – 237.
- Šír, M., Lichner, L., Tesař, M., Hallett, P. D., Martinková, M. (2009): Simulation of phytomass productivity based on the optimum temperature for plant growth in a cold climate. *Biologia* 64/3: 615–619, Section Botany, DOI: 10.2478/s11756-009-0109-4
- Šír, M., Lichner, L., Tesař, M., Krejča, M., Váchal, J. (2008): Soil water retention and entropy production in the Liz catchment. *Soil & Water Research*, Vol. 3, (Special Issue 1), 147–154.
- Šír, M., Lichner, L., Tesař, M., Martinková, M. (2007a): Simulation of phytomass productivity based on the optimum temperature for plant growth in a cold climate. In: Střelcová, K., Škvarenina, J., Blaženec, M. (eds): *Abstract Proc. Intern. Conf. Bioclimatology and Natural Hazards* (Poľana nad Detvou, Slovakia, 17.–20.9. 2007). Technical University, Zvolen 2007, p. 200.
- Šír, M., Weger, J., Tesař, M., Lichner, L. (2007b): Influence of plants on heat balance and entropy exchange. In: Suchara, I. (ed.) *The Tree and Flower – a Part of Life. Proc. from the scientific conf. with intern. participation. The Sylva Tarouca Res. Inst. of Landscape and Ornamental Gardening. Průhonice 4.–5. 9. 2007*, p. 177–180.
- Šír M., Weger J., Vondrka A. (2009): Klimatická účinnost porostů rychle rostoucích dřevin v krajině. *Acta Pruhoniciana*, 92, 45–50.
- Tesař, M., Šír, M., Dvořák, I. J. (2004a): Vliv vegetačního porostu a jeho změn na vodní režim půd v pramenných oblastech Krkonoš. *Opera Concorctica*, 41, 30 – 37.
- Tesař, M., Šír, M., Lichner, L., Čermák, J. (2007): Plant transpiration and net entropy exchange on the Earth's surface in a Czech watershed. *Biologia*, Bratislava, 62 (5), 547 – 551.
- Tesař, M., Šír, M., Lichner, L., Zelenková, E. (2006): Influence of vegetation cover on thermal regime of mountainous catchments. *Biologia*, Bratislava, 61/Suppl. 19, S311 – S314.
- Tesař, M., Šír, M., Zelenková, E. (2004b): Vliv vegetace na vodní a teplotní režim tří povodí ve vrcholovém pásmu Šumavy. *Aktuality šumavského výzkumu II, Sborník z konference, Srní 4.–7. října 2004*, Správa NP a CHKO Šumava, Vimperk, 84 – 88.
- Weger, J., Šír, M., Tesař, M. (2010): Tlumení klimatických a hydrologických extrémů porosty rychle rostoucích dřevin. *Sborník příspěvků ze 7. národní konference českých a slovenských hydrologů a vodohospodářů – HYDROLOGICKÉ DNY 2010 – Voda v měnícím se prostředí (25. – 27. 10. 2010 Hradec Králové)*. (Eds.: Vrabec, M., Durčanský, I., Hladný, J.). Nakladatelství ČHMÚ Praha, 645 s., ISBN 978-80-86690-84-1, s. 642.
- Yamazaki, T., Yabuki, H., Ishii, Y., Ohta, T., Ohata, T. (2004): Water and energy exchange at forest and grassland in eastern Siberia evaluated using a one-dimensional land surface model. *Journal of Hydrometeorology*, vol. 5, s. 504–515.

# Hodnotenie minimálnych prietokov vo vybraných staniach na Slovensku

Martina Zeleňáková<sup>1</sup>, Pavol Purcz<sup>1</sup>, Tatiana Sol'áková<sup>1</sup>, Beáta Demeterová<sup>2</sup>, Peter Škoda<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Tecnická univerzita v Košiciach, Stavebná fakulta, Vysokoškolská 4, 042 00, Košice

<sup>2</sup> Slovenský hydrometeorologický ústav, Regionálne stredisko Košice, Ďumbierska 26, 041 17 Košice

<sup>3</sup> Slovenský hydrometeorologický ústav, Jeseniova 17, 833 15, Bratislava

## Úvod

Minimálny prietok je základným kvantitatívnym ukazovateľom a parametrom odtokového procesu v toku (Szolgay et al., 1994). Medzi najdôležitejšie úlohy v inžinierskej hydrológii patrí aj jeho stanovenie v čase a priestore (Trizna, 2004). Poznanie rozdelenia minimálnych prietokov v priebehu roka je podkladom pre klasifikáciu odtokového režimu, podkladom pre všetky odvetvia národného hospodárstva, napríklad: návrhy vodných stavieb, úpravy tokov, zásobovanie vodou pre priemysel aj pre obyvateľstvo, zavlažovanie, zabezpečenie prirodzených funkcií toku (plavba, biologická funkcia a pod), ako aj pri návrhu funkčných opatrení na zmiernenie účinkov sucha (Kemel, 1991; Dub, 1969).

Sucho je prírodné riziko, ktoré sa vyskytuje vo všetkých klimatických pásmach. Vo všeobecnosti sa nedá určiť jeho presná definícia, pretože na tento jav sa pozerá z rôznorodých pohľadov. Najpoužívanejšie definície sú napr.: Svetová meteorologická organizácia – WMO (1986) charakterizuje suchu ako trvalý rozšírený nedostatok zrážok. Palmer (1965) definuje suchu ako významnú odchýlku od bežných hydrologických podmienok územia. Schneider (1996) obdobie sucha charakterizuje ako dlhšiu dobu s nedostatkom zrážok vzhľadom k štatistickej analýze zameranej pre región. Linseley et al. (1959) popisuje obdobie sucha ako dlhšiu dobu bez významných zrážok. Gumbel (1963) špecifikuje suchu ako najmenšiu ročnú hodnotu denného prietoku (Mishra et al., 2010). Tento prírodný jav má stúpajúcu tendenciu a v priebehu posledných desaťročí boli pozorované intenzívne suchá na všetkých kontinentoch (Mishra et al., 2010), a preto je tento príspevok venovaný predmetnej problematike, konkrétne je zameraný na hydrologické suchu. Hydrologické suchu je charakterizované dlhodobým poklesom hladín povrchových vodných útvarov (riek, jazier, nádrží) a poklesom hladín podzemných vôd.

Malá vodnosť je jedným z prejavov tohto typu sucha ([www.vuvh.sk](http://www.vuvh.sk)). Podľa OTN ŽP 311-1:04 (2007) sa charakterizuje ako prietok vody v toku tvorený vyčerpávaním zásob podzemných vôd. Režim malej vodnosti a režim minimálnych prietokov je v našich klimatických podmienkach totožný (OTN ŽP 3113-1:04, 2007). Jeho priebeh je závislý od morfológických podmienok, klimatických a meteorologických podmienok, geologických a hydrogeologických podmienok a antropogénnej činnosti (Szolgay et al., 1994). Na štatistické analýzy sledovaného hydrologického javu sa využívajú charakteristiky, ktoré sa delia na prietokové a neprietokové. Medzi prietokové charakteristiky patria: N-ročné minimálne prietoky, minimálne mesačné prietoky, M-denné prietoky. K neprietokovým charakteristikám sú zaradované trvanie malej vodnosti, nedostatkový objem (Demeterová, 2006). Cieľom príspevku je zistiť trendy minimálnych prietokov pre 66 vodomerných staníc východného Slovenska pomocou neparametrického štatistického Mann-Kendallovho testu a na základe získaných trendov stanoviť predikciu hydrologického sucha.

## Materiál a metódy

Hodnoty minimálnych mesačných prietokov pre 66 vodomerných staníc boli poskytnuté Slovenským hydrometeorologickým ústavom Regionálne stredisko Košice. Dané hydrologické údaje tvoria homogénny štatistický súbor. Všetky prvky súboru majú jednu spoločnú vlastnosť, a to pozorovaný znak. Znak je premennou veličinou, označujeme ho  $Y$  a jeho konkrétne hodnoty sa označujú  $y_i$ , pričom  $i = 1, 2, \dots, n$ ; pričom  $n$  je počet všetkých prvkov, alebo rozsah daného súboru (Dub, 1969).

Štatistická hypotéza je tvrdenie o parametroch náhodnej premennej veličiny. Testovaním štatistických hypotéz sa overuje správnosť príslušného tvrdenia. Mann-Kendallovým testom bola testovaná základná štatistická hypotéza  $H_0$ : “nie je trend” oproti alternatívnej hypotéze  $H_1$ : “je trend”. Tento štatistický test je pravidlo, podľa ktorého sa rozhodne, či testovanú hypotézu  $H_0$  zamietneme alebo prijmem (Šťavina, 2010).

Tabuľka 1: Štatisticky významné trendy pre vodomerné stanice v povodí Poprad.

PČ	Stanica	Tok	POVODIE POPRAD											
			Hydrologický rok											
			XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1	Ždiar- Lesná Poľana	Biela voda					+	-	+	-	-	-		-
2	Ždiar - Podspády	Javorinka		-	-	-	-		+	+				-
3	Čer. Kláštor - Kúpele	Lipník	-				-	-				+	+	-
4	Červený Kláštor	Dunajec		-		+	+		+	+				
5	Svit	Poprad		-				+	+	-	-		-	-
6	Svit	Mlynica							-	-	-		-	-
7	Poprad- Veľká	Veľký potok		-		-	-							+
8	Poprad- Matejovce	Slavkovský potok				-	-			+	+			-
9	Poprad- Matejovce	Poprad		-						-	-			-
10	Kežmarok	Ľubica	-	-	-	-	-	+	+				+	+
11	Nížne Ružbachy	Poprad					-	+		+				-
12	Hniezdne	Kamienka	-	-	-	+	+			-				-
13	Chmeľnica	Poprad					-	+		+				-

Mann-Kendallov test je vhodný skôr pre štatistické súbory väčšieho rozsahu. Veľkosť poskytnutej vzorky predstavuje mesačné údaje len za obdobie 32 rokov, čo je dosť málo, aby Mann-Kendallov test poskytol relevantné výsledky. Vzhľadom k tejto skutočnosti boli namiesto pôvodných údajov (minimálnych prietokov) skúmané ich rozdiely za určité obdobie, čo predstavuje vlastne smernice vypočítané podľa vzťahu (Santos et al., 2007):

$$D_{ij} = (y_j - y_i)/(x_j - x_i) \quad \text{pre } i > j \quad (1)$$

kde  $y_i$  – predstavuje hodnotu premennej tzn. minimálnych mesačných prietokov v roku  $x_i$ .

Bol získaný nový štatistický súbor, kde vypočítané smernice  $D_{ij}$  vstupujú do štatistického testu ako náhodné premenné  $Y$  a ich hodnota je označovaná  $y_i$ . Test je založený na štatistickej hodnote  $S$ . Porovnaním každých dvoch hodnôt  $y_i, y_j$ , ( $i > j$ ) náhodnej veličiny  $Y$  možno určiť, či  $y_i > y_j$  alebo  $y_i < y_j$ . Počet dvojíc prvého typu je označený ako  $P$  a počet dvojíc druhého typu ako  $M$ . Potom  $S$  je definovaná ako (Onoz et al., 2003):

$$S = P - M \quad (2)$$

Nasledujúca Mann-Kendallová štatistika vychádza zo štandardného normálneho rozdelenia, kde:

$$\begin{aligned} Z &= (S - 1)/\sigma_s^{1/2} && \text{ak } S > 0 \\ Z &= 0 && \text{ak } S = 0 \\ Z &= (S + 1)/\sigma_s^{1/2} && \text{ak } S < 0 \end{aligned} \quad (3)$$

kde rozptyl je definovaný ako:  $\sigma_s = n(n - 1)(2n + 5) / 18$  (4)  
a  $n$  je veľkosť vzorky.

Hypotéza  $H_0$  - žiadny trend, je prijatá, ak platí:  $Z < Z_{\alpha/2}$  alebo odmietnutá, ak platí, že  $Z > Z_{\alpha/2}$ . Hladina významnosti je zvolená ako  $\alpha = 0,05$  a  $Z_{\alpha/2}$  je hodnota funkcie normálneho rozdelenia. Znamienko štatistiky  $Z$  udáva, či tento trend je rastúci ( $Z > 0$ ) alebo klesajúci ( $Z < 0$ ). Odhad veľkosti získaných trendov nie je možné pomocou tohto testu určiť (Onoz et al, 2003; Santos et al., 2007).

Tabuľka 2: Štatisticky významné trendy pre vodomerné stanice v povodí Hornád.

PČ	Stanica	Tok	POVODIE HORNÁD												
			Hydrologický rok												
			XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	
14	Hranovnica	Hornád	-	-			-		-	-	-		+	-	
15	Hrabušice	Hornád			-		-	-		-	+			+	
16	Hrabušice-Podlesok	Velká Bie-la voda	-	-		-		-			-	-			
17	Spišská Nová Ves	Hornád			-	-	-				-	-		+	
18	Spišské Vlarchy	Bránisko	-	-	-	-					+				
19	Margecany	Hornád	-	-	-	-	-				+	-			
20	Stratená	Hnilec		-	-	-	-				-	-		-	
21	Švedlár-na Hrabliach	Hnilec		+	+	+	-	+	-	+	-				
22	Jaklovce	Hnilec		-	+	-		-	-	+	-	+			
23	Košická Belá	Belá			-	-	-	-	-			-	+		
24	Bzenov	Svinka	-	-	-			-						+	
25	Kysak	Hornád	-	-	-	-	-	-	-	+	-				
26	Nižné Repaše	Torysa	-		-					+	+			+	
27	Brezovica	Slavkovský potok	-	-	-	-	-	-							
28	Brezovica	Torysa	-		-	-					-				
29	Sabinov	Torysa	-	-	-		-				-				
30	Prešov	Torysa	-	-	-		-	-			-			-	
31	Demjatá	Sekčov	-	-	-	-	-	-			-			-	
32	Prešov	Sekčov	-	-	-	-	-	-	-		-			-	
33	Košické Oľšany	Torysa	-	-	-	-	-	+						-	
34	Svinica	Svinický potok			-		-	+				-	-	+	
35	Bohdanovce	Oľšava			-	-	-	-	-		-	-		+	
36	Ždaňa	Hornád	-	-	-	-		-		+	-			+	

Tabuľka 3: Štatisticky významné trendy pre vodomerné stanice v povodí Bodva.

PČ	Stanica	Tok	POVODIE BODVA												
			Hydrologický rok												
			XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	
37	Nižný Medzev	Bodva	-	-	-	-		-	-	-	-	-	-		
38	Moldava nad Bodvou	Bodva		-	-	-		-	-	-	-	-	-		
39	Hýľov	Ida			-	-		-	-		-	-			
40	Turňa nad Bodvou	Bodva	-	-	-	-	-	-		-	-	-	-		
41	Host'ovce	Turňa	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		

## Výsledky a diskusia

K významným štatistickým trendom v jednotlivých mesiacoch bola priradovaná ich veľkosť pomocou smernice, ktorá bola vypočítaná pre jednotlivé mesiace v danej stanici počas 32 ročného obdobia. Výsledky sú znázornené v tabuľkách 1, 2, 3, 4. Mesiace v ktorých dochádza k zvýšeniu vodnosti sú znázornené plusom, ak prevláda zníženie sú vyznačené mínusom. Voľné políčka predstavujú štatisticky nevýznamné trendy. Hodnotené vodomerné stanice je potrebné rozdeliť na dve kategórie – stanice ktoré monitorujú povodie s vysokou mierou vodohospodárskej činnosti – vodomerné stanice s ovplyvneným hydrologickým režimom a bez zásadného ovplyvnenia. Zásadne ovplyvnené vodomerné stanice sú: Ondava v Horovciach, Hnilec v Švedlári a v Jaklovciach, Hornád v Margecanoch, v Kysaku a v Ždani, Laborec v Michalovciach a Bodrog v Strede nad Bodrogom (v tabuľkách 1 – 4 vyznačené sivou). V týchto vodomerných staniach môžu nad prirodzenými príčinami trendov prevládať antropogénne vplyvy.

Tabuľka 4: Štatisticky významné trendy pre vodomerné stanice v povodí Bodrog.

PČ	Stanica	Tok	POVODIE BODROG												
			Hydrologický rok												
			XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	
42	Medzilaborce	Vydranka	-	-		+	+	-	-	-	-	-	-	-	
43	Jabloň	Výrava	-	-			-								
44	Kokošovce	Laborec	-				+	-	-	-	-			-	
45	Udavské	Udava		-		-	-	+	-		-	-	-	-	
46	Snina	Cirocha		-		+	-		+					+	
47	Snina	Pčolinka					+								
48	Kamenica nad Cirochou	Kamenica							+	+	+	+	+	+	
49	Humenné	Laborec		-				-	-	-	-			-	
50	Michalovce- Stráňany	Laborec	-	-	-	-	+		-	-	-	-	-	-	
51	Jovsa	Jovsiansky potok			+	-	-	+	-		-	+	-	+	
52	Michalovce- Meďov	Laborec	-		-	+		+	+	+	+				
53	Ulič	Ulička						-	+	+	-	-	-	-	
54	Lekárovce	Uh						-	+	+	-			-	
55	Remetské Hámre	Okna							+	-	-	-	-	-	
56	Sobrance	Sobranecký potok	-		-	-			-		-	-	-		
57	Ižkovce	Laborec			-	-	+		+	-	-	+			
58	Veľké Kapu- šany	Latorica							+	+	-	-	-	-	
59	Bardejov	Topľa			-				-	-	-	-		-	
60	Hanušovce nad Topľou	Topľa		-	-				-		-			-	
61	Svidník	Ondava				-	-		-	-	+				
62	Svidník	Ladomírka				-	-	-	-	-					
63	Stropkov	Ondava				-	-	-	-	-				-	
64	Jasenovce	Olka					+	+	+	-		-		+	
65	Horovce	Ondava	-						-	-	+			-	
66	Streda nad Bodrogom	Bodrog			-	-			+	-	-	-			

## Záver

Vo vodomerných staniaciach v povodí Poprad sa prejavuje trend poklesu minimálnych prietokov hlavne v októbri, marci a decembri. Najmä v týchto mesiacoch možno očakávať prejavy hydrologického sucha. Štatisticky významný trend nárastu sa bude prejavovať v máji a júni. Informácie o trendoch minimálnych prietokov v jednotlivých staniaciach sú v tabuľke 1.

Z tabuľky 2 vyplýva, že aj v povodí Hornád bude prevažovať trend poklesu vodnosti nad nárastom, a to v novembri, decembri, januári, februári a v marci. V týchto mesiacoch možno očakávať malú vodnosť. Trend nárastu vodnosti sa bude prejavovať v októbri aj v júni.

V povodí Bodvy sa prejavuje trend poklesu vodnosti vo všetkých sledovaných staniaciach (viď tabuľka 3) Hydrologické sucho možno očakávať hlavne v decembri, januári, februári, apríli, máji, júni, júli, auguste a septembri.

Významný dlhodobý trend nárastu vodnosti sa prejavuje v staniaciach Kamenica nad Cirochou, Michalovce–Meďov. Dalo by sa povedať, že v tomto povodí prevláda vyvážený stav medzi poklesom a prírastkom. Najčastejšie hydrologické sucho nastane na tomto povodí v júni, júli a októbri. Z tabuľky 4 možno bližšie špecifikovať stanice v ktorých prevláda trend poklesu vodnosti, a v ktorých mesiacoch by bolo vhodné navrhnuť opatrenia na prevenciu hydrologického sucha.

## PodĎakovanie

Centrum spolupráce bolo podporované Agentúrou na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy č. SUSPP-0007-09.

## Literatúra

- Szolgay, J., Dzubák, M., Hlavčová, K. (1994): Hydrológia. Odtokový proces a hydrológia povrchových vôd, Bratislava, 1994, 180 – 276.
- Trizna, M. (2004): Klimageografia a hydrogeografia. Bratislava: Geografika, 97 – 98.
- Kemel, M. (1991): Hydrologie. Praha: ČVUT, 136 – 137.
- Dub, O. (1969): Hydrologie. Praha: SNTL, 27 – 283.
- Mishra, K., Singh, P. (2010): A review of drought concepts. In: Journal of Hydrology [online]. USA: Texas A&M University, Civil and Environmental Engineering, 203 – 212 [cit. 2010-09-11]. Dostupné na internete: <[www.elsevier.com/locate/jhydrol](http://www.elsevier.com/locate/jhydrol)>
- OTN ŽP 3113-1:04 Kvantita povrchových vôd. Hydrologické údaje povrchových vôd. Kvantifikácia malej vodnosti. Časť 1: Stanovenie charakteristík malej vodnosti vo vodomerných staniaciach.
- Demeterová, B. et al. (2006): Hydrologické limity. Malá vodnosť. Analýza Vodohospodárskej bilancie v suchom roku s novými prietokovými limitmi. Úloha SHMÚ 6321 – 00, Záverečná správa – časť 2, Bratislava: SHMÚ, 1 – 3 s.
- Demeterová, B., Škoda, P. (2009): Malá vodnosť vybraných vodných tokov Slovenska, J. Hydrol. Hydromech., Vol. 57, No. 1, 55.
- Sucho a nedostatok vody. In: Vuvh [online]. 6 – 8 [cit. 2008-03-21]. Dostupné na internete: <[http://www.vuvh.sk/rsv/docs/PMP/text/8\\_Ochrana\\_pred\\_skodlivymi\\_ucinkami\\_vod\\_a\\_klimaticke\\_zmeny.pdf](http://www.vuvh.sk/rsv/docs/PMP/text/8_Ochrana_pred_skodlivymi_ucinkami_vod_a_klimaticke_zmeny.pdf)>
- Onoz, B. et al. (2003): The Power of Statistical Tests for trend Detection. In: Journals.tubitak [online]. Ístambul: Ístambul Technical University, Faculty of Civil Engineering, 247 – 251 [cit. 2008-12-11]. Dostupné na internete: <<http://journals.tubitak.gov.tr/engineering/issues/muh-03-27-4/muh-27-4-5-0206-6.pdf>>
- Santos, J., Portela, M. (2007): Meranie vývoja v sérii mesačných a ročných zrážok (in Portugal), Portugalsko: Katedra inžinierstva, 1 – 11.
- Šťavina, P. (2010): Algoritmy vedeckotechnických výpočtov. [online], 20s. [cit. 2011-01-30]. Dostupné na internete: [http://stavina.dnp.fmph.uniba.sk/algoritmy/sci-algs\\_textbook.pdf](http://stavina.dnp.fmph.uniba.sk/algoritmy/sci-algs_textbook.pdf)



# Modelování pohybu čela zvlhčení během podtlakové infiltrace s využitím ERT

David Zumr, Michal Sněhota, Vladimíra Jelínková, Milena Císlarová

Fakulta stavební, ČVUT v Praze, Thákurova 7, 166 29, Praha 6

## Abstrakt

Příspěvek pojednává o monitoringu a numerickém modelování proudění vody nenasyceným půdním profilem během kontrolované terénní podtlakové infiltrace. Zaznamenaný režim proudění během podtlakového infiltračního experimentu vykazoval nestability v infiltračních rychlostech i přes to, že byl v infiltračním disku nastaven poměrně velký podtlak, při kterém už preferenční proudění běžně nepředpokládáme. Při využití modelu založeném na řešení Richardsovy rovnice se nepodařilo tyto nestability plně postihnout. Během experimentu bylo průběžně prováděno sledování šíření čela zvlhčení v matici pomocí elektrické rezistivní tomografie. Z výsledných rozložení elektrických rezistivit v jednotlivých časech je znatelný tvar a postup čela zvlhčení. Na základě výsledků lze předpovídat prostorové rozložení půdní vlhkosti v matici pod místem infiltrace.

**Klíčová slova:** nenasycené proudění, preferenční proudění, modelování, S2D, tenzometr, elektrická rezistivní tomografie.

## Úvod

Režim proudění vody a transportu rozpuštěných i nerozpuštěných látek heterogenním půdním profilem se dotýká velkého množství environmentálních problémů. Zemědělský sektor, předpovědi extrémních hydrologických situací, sanace znečištěných půd nebo ochrana podzemních vod vyžadují metodiku, pomocí které lze popsat vodní režim a transportní procesy v oblasti mezi povrchem a hladinou podzemní vody.

Hydrologové, inženýři i půdní fyzici měří rychlosti infiltrace a nasycenou i nenasycenou hydraulickou vodivost z různých důvodů, na příklad při navrhování jílových těsnících vrstev skládek komunálního odpadu, pro efektivní režim zavlažování a hnojení zemědělských půd, pro určení drenážní kapacity základů silnic a chodníků apod. Mnoho stavebních opatření, jako jsou na příklad infiltrační plochy a příkopy, porézní propustné chodníky a povrchy parkovišť, které mají za cíl regulovat dopady extrémních přívalových srážek, jsou svou podstatou založeny na dobrých infiltračních schopnostech daného materiálu (Vinogradoff, 2002). Znalost okamžitého rozložení půdní vlhkosti v půdním profilu je velmi důležitá pro zemědělský sektor v aridních oblastech, kde je zapotřebí maximální efektivity ve využití vody, i pro předpovědi odtokových charakteristik malých povodí v reakci na významné srážkové události. O tom, zda znečišťující látka dosáhne úrovně hladiny podzemní vody a kontaminuje tak podzemní zásoby rozhodují zejména vlastnosti půdního prostředí. Půdy plní roli přirozeného filtru, jsou schopny přeměnit, či přímo zneškodnit, některé nebezpečné látky. Velmi aktuální je téma klimatické změny a jejího dopadu na vlhkostní režim půd a zásoby podzemní vody. V těchto ohledech má dokonalé pochopení a popsání všech zákonitostí a procesů ve vadózní zóně velký význam.

Pro zpřesnění předpovědních modelů je důležité uvažovat všechny podstatné charakteristiky, které režim proudění ovlivňují, a umět měřit prostorově i časově proměnlivou vlhkost půdy v relativně detailním rozlišení. Společným úskalím pro všechny metody je vlastní vyhodnocení infiltračních experimentů, které slouží ke stovnění infiltračních schopností půd. Při využití tradičních analytických postupů (např. Green Amptova metoda, Philipova rovnice) i při využívání moderních numerických simulačních modelů se většinou vychází ze zjednodušujících předpokladů, zahrnujících homogenitu půdního prostředí, osovou souměrnost čela zvlhčení, u analytických metod většinou sférický tvar čela zvlhčení a absenci preferenčního proudění. Zanedbání reálných podmínek může vést v určitých případech k zásadní misinterpretaci výsledků.



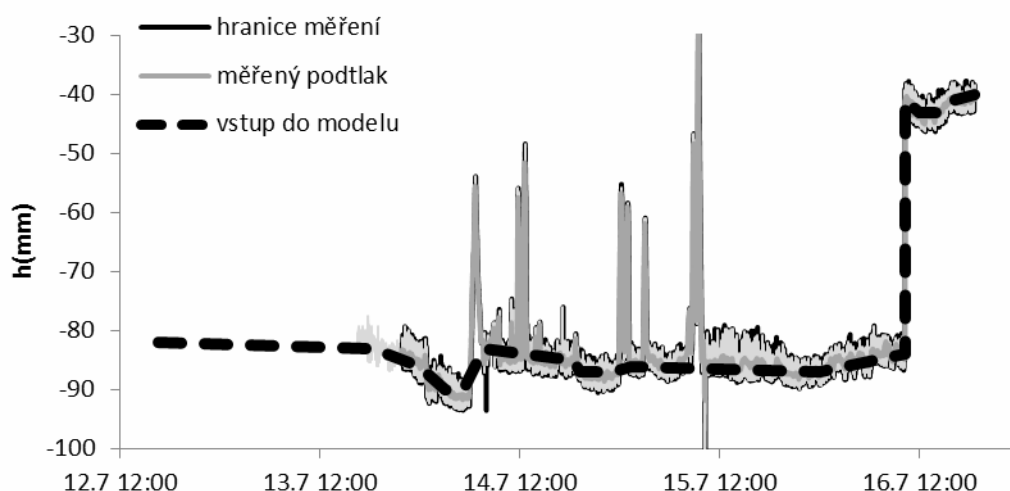
Slibnou metodou pro určení hydraulických charakteristik matrice a preferenční domény jsou podtlakové infiltrace (Šimůnek a van Genuchten, 1996). Za určitých tlakových podmínek na horní hranici oblasti lze uvažovat, že nedochází k výraznému zapojení makropórů a průběh infiltrace odpovídá pouze matričnímu proudění. Naopak změnou okrajové podmínky na výtopu dochází k zapojení makropórů. Jedním ze způsobů získání makroskopických charakteristik obou domén může být propojení infiltračních experimentů, neinvazivního sledování proudění vody, tracerových experimentů a inverzního modelování. Jednotlivé metody zjišťování obsahu vody v půdě korespondují s různými režimy proudění. Pomocí barevných stopovačů odhadujeme objemový podíl hydraulicky zapojených preferenčních cest, tenzometry měří sací tlak v matrici, TDR (time domain reflectometry) měří objemovou vlhkost integrovanou přes těsné okolí čidla, ERT (electrical resistivity tomography) reaguje zejména na změny vlhkosti v matrici. V laboratorních podmínkách vycházíme z měřených vtokových a výtokových rychlostí, případně průnikových čar aplikovaných tracerů.

Tento příspěvek pojednává o popisu a numerickém modelování proudění vody nenasyčeným půdním profilem během terénní kontrolované podtlakové infiltrace. Pro makroskopický popis proudění je použita Richardsova rovnice, pro případ preferenčního proudění model duální permeability (Gerke a van Genuchten, 1993). Pro monitorování postupu čela zvlhčení byly použity instalované tenzometry, čidla TDR a 3D elektrická resistivní tomografie.

## Materiál a metody

Pro neinvazivní sledování propagace čela zvlhčení během infiltrace byl proveden na experimentální lokalitě Korkusova Huť, Šumava, infiltrační pokus, který byl monitorován pomocí 3D elektrické resistivní tomografie (ERT). Půdní profil je tvořen písčitohlinitou půdou klasifikovanou jako kambizemě. Půda vykazuje preferenční proudění, během laboratorních experimentů byla již dříve sledována závislost kvaziustalených infiltračních rychlostí na počátečním nasycení (Cislerová et al, 1988).

Terénní podtlaková infiltrace, která trvala čtyři dny, byla realizována pomocí podtlakového infiltrometru (Soil Measurement Systems, Tuscon, Arisona, USA). Postup čela zvlhčení byl mimo ERT sledován pomocí dvou tenzometrů T4 (UMS GmbH, Munich, Germany) a devíti TDR čidel (Campbell Scientific Inc., UK) umístěných v různých hloubkách pod místem infiltrace. Pro větší kontrast elektrických resistivit byl v infiltrované vody rozpuštěn KCl.



Obr. 1: Měření sacích tlaků v infiltračním disku, na základě kterých byla nastavena časově proměnná tlaková okrajová podmínka v modelu.

Elektrická resistivní tomografie (ERT) je moderní a často používaná technika, která je populární zejména v hydrogeologických, důlních a hydrotechnických průzkumech. Metoda je založena na zjišťování měrných odporů prostředí. Měrný odpor závisí na různých vlastnostech geologických struktur, jako jsou minerální složení, obsah rozpuštěných látek, pórovitost nebo vlhkost půdy. Měrná sestava se skládá z řady elektrod, z nichž vždy dvě slouží jako proudové elektrody a jiné dvě jako snímací elektrody. Na základě známých vstupních hodnot proudu a měřeného rozdílu napětí na dvou snímacích elektrodách je počítán měrný odpor. Proces je řízen centrální jednotkou.

Tabulka 1: Hydraulické charakteristiky matrice a preferenční domény.

	$\theta_r$	$\theta_s$	$\alpha$ (cm <sup>-1</sup> )	n	$K_s$ (cm/d)	$\theta_s'$	$h_s$ (cm)
Matrice	0.107	0.55	0.071	1.183	20.4	0.55135	-1.1
Preferenční doména	0.053	0.375	0.535	3.18	1600	0.375	0

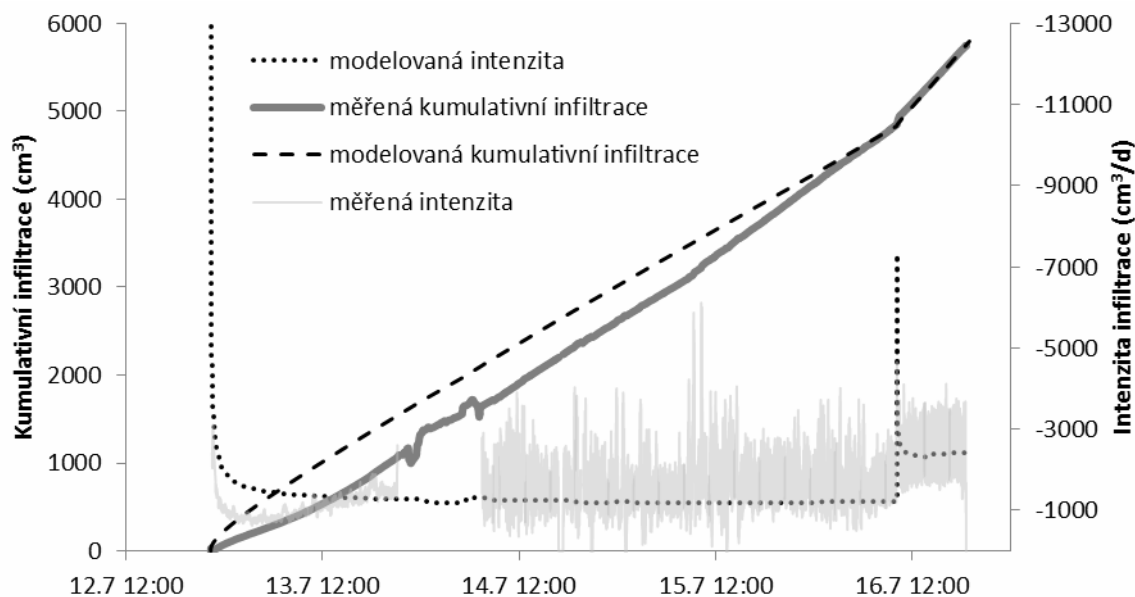
Pro odporové profilování byl použit automatický geoelektrický systém ARES (GF Instruments, Brno), který se sestává z centrální řídicí jednotky a pasivních mnohaelektrodových kabelů s přepínacím bohem. Pro měření bylo využito 96 elektrod rozmístěných v rozestupech po 0,2 m v ortogonální síti na ploše o rozměrech 1,4 m krát 2,2 m. Pro měření byla použita konfigurace podle Wenner – Schlumbergera, která umožňuje zachytit změny elektrické rezistivity v horizontálním i vertikálním směru a poskytuje data v relativně vysokém rozlišení. Během každého měření byla získána sada 18 2D profilů zdánlivých odporů, které byly pomocí iteračního algoritmu (program Res3Dinv, Geotomo Software) převedeny na 3D rozložení skutečné elektrické rezistivity v oblasti pod infiltračním diskem. Celkem bylo během infiltračního experimentu provedeno 17 ERT měření.

Podtlaková infiltrace do půdního profilu byla simulována axisymetricky pomocí 2D numerického kódu S2D (Vogel et al., 2000), který umožňuje i modelování preferenčního proudění. Vstupem do modelu byly hydraulické charakteristiky, které byly získány měřením retenční křivky matrice a částečnou inverzní optimalizací nasycené hydraulické vodivosti (tab. 1). Okrajová podmínka na povrchu terénu pod diskem byla nastavena podle skutečných tlaků v infiltračním disku, které byly udržovány poblíž hodnot sacích tlaků -8 cm a -4 cm (obr. 1). Cílová funkce pro optimalizaci parametrů byla stanovena na základě měřených kumulativních vtoků a hodnot sacích tlaků v hloubce 21 cm (obr. 2 a 3).

## Výsledky a diskuze

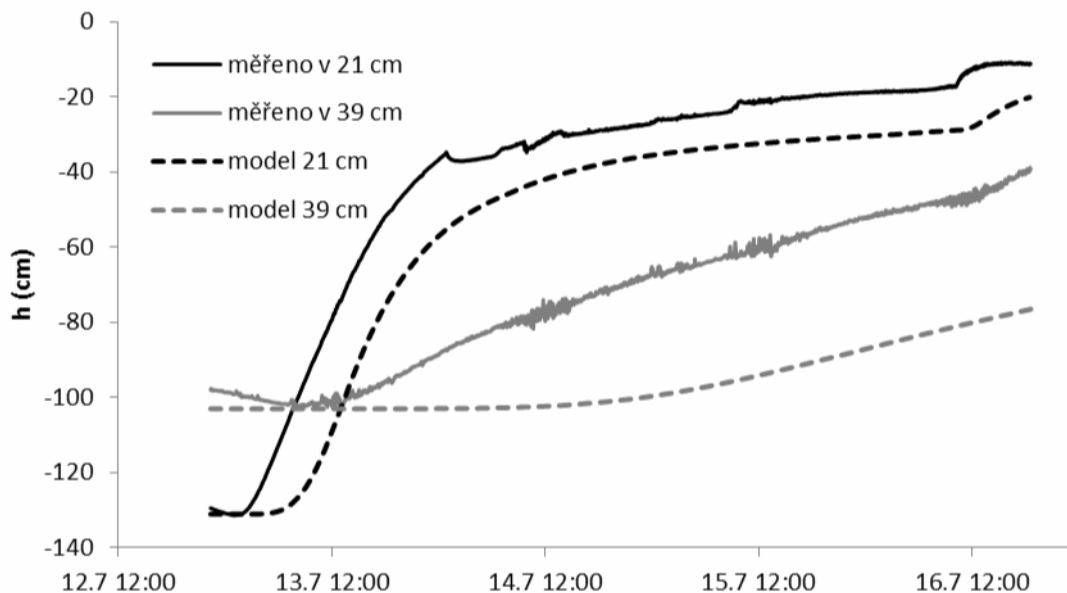
Z měřených intenzit infiltrace a kumulativní infiltrace na obr. 2 je zřejmé, že i kontrolovaný experiment vykazuje v režimu proudění určité nestability. Infiltrační rychlosti po spuštění experimentu podle očekávání rychle klesají, ale po několika hodinách opět narůstají, až dosáhnou kvaziustáleného stavu v hodnotách okolo 1,8 l/den. Ačkoliv tlaky v infiltračním disku vykazují oscilace, tento jev těmito změnami vysvětlit nelze. Obdobné chování bylo zaznamenáno i během podobných terénních a laboratorních experimentů a bývá vysvětlováno preferenčním prouděním nebo vlivem uzavřeného vzduchu v půdních pórech (Sněhota et al., 2008). Přesto při nastaveném vysokém podtlaku (-8 cm) je tento efekt překvapivě výrazný. Tento jev není možno pomocí modelů, které popisují porézní prostředí klasickou retenční křivkou dle van Genuchtena úspěšně simulovat.

Na měřených datech jsou zřetelná místa, kde docházelo k výkyvům infiltrační rychlosti nebo k chybně zaznamenaným měřením vlivem vnějších podnětů. Zvláště nápadný je výkyv na obr. 2 v kumulativní infiltraci v noci z 13.7. na 14.7., který byl způsoben krtkem v těsné blízkosti pod diskem. Tento efekt je zjevný i na záznamech z tlakového čidla v infiltračním disku (obr. 1) a z měřených sacích tlaků v mělce umístěném tenzometru (obr. 3). Ostatní méně významné výkyvy měření jsou způsobeny zásahy obsluhy experimentu, nárazy větru a změnami teploty.



Obr. 2: Měřené a modelované kumulativní infiltrace a intenzity infiltrace z podtlakového infiltrometru.

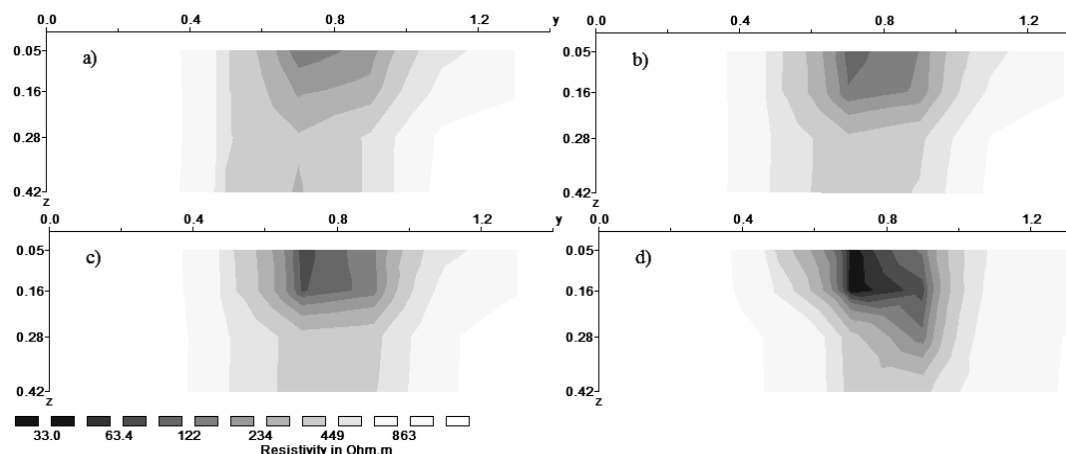
Modelované rychlosti infiltrace jsou při tlakové okrajové podmínce okolo -8 cm v první fázi nadhodnocené, přibližně od 14.7. 10:00 jsou modelované intenzity podhodnocené (obr. 2). Režim proudění po změně podtlaku na -4 cm modelovaným hodnotám odpovídá. Měření sacích tlaků v -21 cm ukazuje poměrně rychlý a plynulý nárůst, reakce tenzometru v 39 cm je výrazně pomalejší. Modelované sací tlaky jsou v porovnání s měřenými hodnotami podhodnocené, a to i přes nadhodnocené infiltrační rychlosti v počáteční fázi experimentu (obr. 3).



Obr. 3: Měřené a modelované sací tlaky v hloubkách 21 cm a 39 cm pod infiltračním diskem.

Na obr. 4 jsou výsledné řezy rozložení elektrických měrných odporů pod infiltračním diskem. Vzhledem k technickým problémům během experimentu bylo možno realizovat první ERT měření až 14.7. v 22 hodin, kdy už čelo zvlhčení dosáhlo i k hlubšímu tenzometru ve 39 cm. Nemáme tak počáteční rozložení elektrických rezistivit, které by nebylo ovlivněno infiltrovanou vodou. Přesto je postupné

zvlhčování půdního profilů z vyhodnocených ERT snímků zřejmé. Čelo zvlhčení je relativně homogenní, předpokládáme, že odpovídá rozložení půdní vody v matici.



Obr. 4: Rozložení elektrické rezistivity v řezu pod infiltračním diskem v časech a) 14.7. 20:30, b) 15.7. 17:30, c) 16.7. 9:00, d) 16.7. 15:00 (hodnoty na osách v metrech).

Případné nepravidelnosti v zaznamenaného čela zvlhčení mohou být zapříčiněny chybami měření, nízkým rozlišením ERT nebo inverzní úlohou během vyhodnocování. Přepočítání elektrických rezistivit na vlhkosti není triviální a závisí na množství faktorů, jako např. na elektrické vodivosti půdní vody, obsahu jílovitých částic nebo feromagnetických materiálů. Kalibrační vztah pro přepočítání měřených odporů na vlhkosti pro půdu z lokality Korkusova Huť, včetně souvisejících nejistot, lze nalézt v *Zumr et al, 2011*.

## Závěr

Režim proudění během podtlakového infiltračního experimentu vykazoval nestability v infiltračních rychlostech i přes to, že byl v infiltračním disku nastaven poměrně velký podtlak, při kterém už nepředpokládáme preferenční proudění. Při využití modelu založeném na řešení Richardsovy rovnice se nepodařilo tyto nestability plně postihnout.

Z výsledných rozložení elektrických rezistivit v jednotlivých časech je zřejmý tvar a postup čela zvlhčení. Na základě výsledků lze předpovídat prostorové rozložení půdní vlhkosti v matici pod místem infiltrace. Po zpřesnění kalibračního vztahu mezi měřeným odporem a objemovou vlhkostí lze metodu 3D ERT využít i jako další vstup do cílové funkce pro inverzní modelování.

## Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou projektů Grantové agentury ČR (103/08/155), Ministerstva životního prostředí (SP/2e7/229/07), výzkumného záměru CEZ MSM (6840770005) a interního grantu ČVUT (SGS10/146/OHK1/2T/11).

## Literatura

- Císlerová, M., Šimůnek, J. and Vogel, T. (1988): Changes of steady-state infiltration rates in recurrent ponding infiltration experiments. *Journal of Hydrology*, 104: 1–16.
- Gerke, H. H., van Genuchten, M. T. (1993): A Dual-Porosity Model for Simulating the Preferential Movement of Water and Solutes in Structured Porous Media, *Water Resources Research*, 29, 2, 305–319.
- Šimůnek, J. and van Genuchten, M. T., (1996): Estimating unsaturated soil hydraulic properties from multiple tension disc infiltrometer data. *Soil Science*, 162, 6, 383 – 398.

- Sněhota, M., Sobotková, M., Císlarová, M. (2008): Impact of the entrapped air on water flow and solute transport in heterogeneous soil: experimental set-up. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. 56, 4, 247–256.
- Vinogradoff D., (2002): Bioretention manual. Programs and Planning division, Dep. of Env, Resources, Prince George's County, Maryland.
- Vogel, T., Gerke, H.H., Zhang, R., van Genuchten, M. Th. (2000): Modeling flow and transport in a two dimensional dual-permeability system with spatially variable hydraulic properties, *J. Hydrol.*, 238, 78–89.
- Zumr, D., Sněhota, M., Císlarová, M. (2011): Observation of water movement in soil with electric resistivity tomography. In: Fošumpaur, P., Jirásko, D.: Natural hazards (Optimization of protection, interaction with structures), ČVUT v Praze, ISBN 978-80-01-14735-4.

# Hodnocení retenčních křivek lesních půd v rámci projektu LIFE+ FutMon v ČR

Martina Vlčková<sup>1</sup>, Vít Šrámek<sup>2</sup>, Zbyněk Kulhavý<sup>1</sup>, Veronika Benešová<sup>1</sup>, Věra Fadrhonsová<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i., Žabovřeská 250, 156 27 Praha 5 Zbraslav

<sup>2</sup> Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti, v.v.i., Strnady 136, 252 02 Jiloviště

## Úvod

Od roku 1985 probíhá celoevropský monitoring zdravotního stavu lesů v rámci programu ICP Forests (International Co-operative Programme on Assessment and Monitoring of Air Pollution Effects on Forests – [www.icp-forest.org](http://www.icp-forest.org)), který byl od počátku zaměřen zejména na sledování vlivu znečištění ovzduší na vitalitu lesních porostů. V polovině 90. let dvacátého století se původní hodnocení defoliace stromů na monitoračních plochách postupně rozšířilo o další parametry, které stav lesních porostů podrobněji charakterizují, i o faktory, které ho mohou různým způsobem ovlivňovat. V roce 1994 vznikl na omezeném počtu ploch systém Intenzivního monitoringu lesních ekosystémů a v letech 1995-1996 byl také proveden průzkum půdních vlastností na monitoračních plochách (Fabiánek, 2004). Zatímco na plochách Intenzivního monitoringu lesních ekosystémů jsou chemické rozborby půdních vlastností opakovány zhruba v pětiletém intervalu, další půdní průzkum v plošné síti monitoringu na 146 plochách byl proveden až v letech 2005-2008 v rámci projektu EC BIOSOIL (Šrámek a kol., 2008). Kromě podrobného hodnocení chemických vlastností lesních půd byl rovněž popsán a podle národní i mezinárodní klasifikace zařazen půdní profil a byly stanoveny některé základní fyzikální charakteristiky, jako zrnitost a objemová hmotnost. V letech 2009 – 2011 je monitoring zdravotního stavu lesních porostů částečně financován z programu LIFE+ v rámci projektu FutMon (Further Development and Implementation of an EU-level Forest Monitoring System). Jedna z aktivit projektu je zaměřena na zdokonalení hodnocení vodní bilance lesních porostů (Boháčová a kol., 2009). Jejím cílem je na vybraných plochách intenzivního monitoringu doplnit spektrum sledovaných parametrů tak, aby získaná data umožnila testování různých typů hydrologických a fyziologických modelů. Na deseti plochách intenzivního monitoringu bylo doplněno měření objemové vlhkosti půdy, půdního vodního potenciálu a teploty půdy. Při instalaci čidel byly rovněž odebírány válečky pro stanovení hydrofyzikálních charakteristik půdy v různých půdních horizontech. Stanovení retenčních křivek předcházelo vůbec první kruhový test laboratoří (1st FSCC Soil Physical Ring Test viz hypertextový odkaz 1), zaměřený na hodnocení této hydrofyzikální charakteristiky. Cílem kruhového testu byla harmonizace způsobu měření všech účastníků se zemí pro budoucí doplnění monitoringu lesní půdy. Metodika měření byla dána normou ISO 11274: 1998 Soil quality - Determination of the water retention characteristics - Laboratory methods. Mezinárodního kruhového testu laboratoří a následného měření se zúčastnila Laboratoř experimentální hydropedologie Výzkumného ústavu meliorací a ochrany půdy, v.v.i. (dále jen LEH). V textu je popsán průběh a výsledky kruhového testu laboratoří, také problematika možného způsobu měření a vyhodnocování výsledků u skeletovitých a bobtnavých půd. V roce 2010 proběhlo vyhodnocení prvních retenčních křivek lesních půd ČR, odebraných v rámci projektu. Tyto výsledky jsou také komentovány.

## Materiál a metody

Jak bylo popsáno v úvodu, měření retenčních křivek v rámci projektu FutMon předcházelo mezinárodní kruhový test laboratoří (1st FSCC Soil Physical Ring Test). V následující podkapitole je popsán způsob stanovení retenčních křivek v rámci kruhového testu a způsob vyhodnocování kruhového testu samotného. Dále jsou uvedeny výsledky měření retenčních křivek půdy z vybraných lokalit ČR.

## Měření retenčních křivek v rámci kruhovém testu laboratoří (1st FSCC Soil Physical Ring Test)

17. 2. 2009 byl vyhlášen kruhový test laboratoří pro měření retenčních křivek půdy podle předem připraveného protokolu (hypertextový odkaz 2) projektu FutMon, který koresponduje s normou ISO 11274. Další termíny spojené s tímto testem byly následující:

- Datum podání přihlášek: 27. 3. 2009
- Datum přijetí vzorků: 7. 4. 2009
- Datum odevzdání výsledků: 15. 8. 2009
- Datum vyhlášení výsledků kruhového testu: 28. 9. 2009
- Počet zúčastněných laboratoří: 23 laboratoří z 16 zemí

Dle výše uvedených termínů je patrné, že měření retenčních křivek probíhalo ve velmi krátkém čase. Požadované body retenční křivky spolu s doporučenou metodou měření jsou uvedeny v následující tab. 1. Povinné byly tučně popsané body 0, -1, -5, -33, -1500 a  $-10^6$  kPa, ostatní byly nepovinné.

**Tabulka 1 Požadované metody měření a body retenčních křivek kruhového testu (z hypertextového odkazu 2).**

Sací tlak $\Psi$		Povinné / Nepovinné	Doporučená zařízení	Odpovídá hydrolimitu
pF	kPa			
<b>0</b>	<b>0</b>	<b>P</b>	<b>Pískový box</b>	<b><math>\approx \theta_{sat}</math> = maximální kapilární vodní kapacita až polní vodní kapacita</b>
<b>1</b>	<b>-1</b>	<b>P</b>	<b>Pískový box</b>	
<b>1,7</b>	<b>-5</b>	<b>P</b>	<b>Pískový box</b>	
2	-10	N	Pískový box	Polní kapacita písku
<b>2,5</b>	<b>-33</b>	<b>P</b>	<b>Kaolinový box</b>	<b>Polní kapacita hlinité půdy</b>
3	-100	N	Kaolinový box	Polní kapacita jílu
3,4	-250	N	Keramická deska (přetlak. extraktor)	Bod snížené dostupnosti
<b>4,2</b>	<b>-1500</b>	<b>P</b>	<b>Keramická deska (přetlak. extraktor)</b>	<b>Bod vadnutí</b>
7	$-10^6$	P	Sušárna	Objemová hmotnost vysušené zeminy při 105°C

Nulový sací tlak bylo možné měřit vedle metody v pískovém boxu také metodou pyknometrickou.

### Příprava vzorků pro kruhový test

Vzorky půdy připravoval tým pořadatele kruhového testu - Forest Soil Co-ordinating Centre (FSCC) v rámci Instituut voor Natuur- en Bosonderzoek (INBO) v Belgii. Fyzikálně chemické vlastnosti půdy spolu s přesným způsobem jejího odběru jsou uvedeny v hypertextovém odkazu 1. Vybraná půda byla před odběrem homogenizována kvartováním, přesáta přes síto s okem 1cm. Odběrové válečky byly vloženy do homogenizované půdy ve ocelovém kontejneru a překryty další vrstvou půdy (cca 20 cm). Následně byla půda poté zhutněna pomocí kompresoru při maximálním tlaku 120 barů, válečky byly opatrně vykopány (viz obr. 1) a zaslány jednotlivým laboratořím v množství 5 kusů. Pro kruhový test dodala každá z 23 testovaných laboratoří vlastní odběrové válečky - v případě LEH o objemu 100 cm<sup>3</sup>. LEH byla evidována v kruhovém testu pod číslem P01.



**Obrázek 1 Vzorky půdy pro měření retenčních křivek v rámci mezinárodního kruhového testu, druhý obrázek ze dvou je převzat z Cools a de Vos, 2010.**

Jak je patrné z Obr. 1, zasláné vzorky pro měření retenčních křivek v rámci kruhového testu laboratoří vykazovaly smršťení, které se bohužel u některých vzorků nezměnilo ani po nasycení vzorku vodou.

### Metodika měření a vyhodnocování retenčních křivek

Metoda měření a vyhodnocování retenčních křivek probíhala dle zasláního protokolu projektu (viz hypertextový odkaz 2), také dle normy ISO 11274 1998 Soil quality - Determination of the water retention characteristics - Laboratory methods. Tato norma i přes své stáří nebyla doposud v České Republice hojně užívána, i přes to jsou postupy v ní velmi podobné dosavadním metodikám v ČR např. Kutílek (1978) a Matula a kol. (1989).

Měření retenčních křivek v LEH probíhalo v pískovém a kaolinovém boxu firmy Eikelkamp-Giesbeek a v přetlakovém extraktoru firmy Soil Moisture Equipment corp. Sací tlaky retenční křivky byly dány nastavením použitého přístroje, kde se hodnoty odečítaly ze stupnice na pískovém boxu a z manometru na přístrojích ostatních. Vlhkosti byly gravimetricky měřeny pro sací tlaky 0, -1, -5, -10, -33, -1500 a  $-10^6$  kPa dle tab. 1, vlhkost při nulovém sacím tlaku byla stanovena pyknometricky. Dle kapitoly 5.1.2 protokolu měření (viz hypertextový odkaz 2) byly vzorky ponechávány při nastavených tlakových krocích nejméně 7 dní, poté byly váženy a rovnováha jejich vlhkosti byla uznána při maximální denní změně hmotnosti vzorku o 0,02%. Pro zachování dostatečného hydraulického kontaktu vzorku s materiálem měřícího zařízení byly použity filtrační papíry ze skelných mikrovláken Whatman GF6. Pro sací tlak -1500 kPa nebyly již filtrační papíry použity. V pískovém a kaolinovém boxu byly měřeny vzorky  $100\text{cm}^3$ , pro měření vlhkosti při -1500 kPa byly vzorky přemístěny do válečků o velikosti  $25\text{cm}^3$ . Vedle hmotnosti vzorků se při jednotlivých tlakových krocích zjišťovala také teplota vzduchu, podle které se vlhkostní hodnoty přepočítávaly.

Pro přepočet jednotek sacího tlaku u pískového boxu byl použit vztah (viz protokol měření – odkaz 2):  
 $1\text{kPa} = 10,22\text{ cm}$

Vztahy pro výpočet vlhkosti, uvedené v protokolu, jsou následující

*Pro půdy obsahující méně než 20% hrubého materiálu:*

$$WC_{\psi_i} = \frac{(M_{\psi_i} - M_{dry})}{M_{dry}} \quad (1)$$

kde:

$WC_{\psi_i}$  je podíl vlhkosti při sacím tlaku

$M_{\psi_i}$  je hmotnost půdního vzorku při sacím tlaku  $\Psi_i$  v gramech

$M_{dry}$  je hmotnost vysušeného vzorku v gramech

$$\theta_{\psi_i} = \frac{M_{\psi_i} - M_{dry}}{V \cdot \rho_w} \cdot 10^{-3} \quad (2)$$

kde:

$\theta_{\psi_i}$  je objemová hmotnost vody při sacím tlaku  $\Psi_i$  v  $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$

$V$  je objem půdního vzorku v  $\text{m}^3$

$\rho_w$  je hustota vody v  $\text{kg m}^{-3}$

nebo

$$\theta_{\psi_i} = WC_{\psi_i} \cdot \frac{\rho_b}{\rho_w} \quad (3)$$

Kde  $\rho_b$  je objemová hmotnost vysušeného vzorku při  $105^\circ\text{C}$ , v  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$

Této rovnici odpovídá rovnice pro výpočet čísla vlhkosti (Kutílek 1978).

*Pro půdy obsahující více než 20% hrubého materiálu (viz ISO 11274 1998):*

Pro kamenité půdy obsahující neporézní kameny existuje konverzní rovnice pro výpočet vlhkosti jemnozeme:



$$\theta_f = \frac{\theta_t}{1 - \theta_s} \quad (4)$$

kde:

$\theta_f$  je objemová vlhkost jemnozeme v  $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ;

$\theta_s$  je objem kamenů vyjádřen podílem objemu celého vzorku;

$\theta_t$  je vlhkost celého vzorku půdy zeminy vyjádřena jejím podílem na celkovém objemu válečku v  $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ .

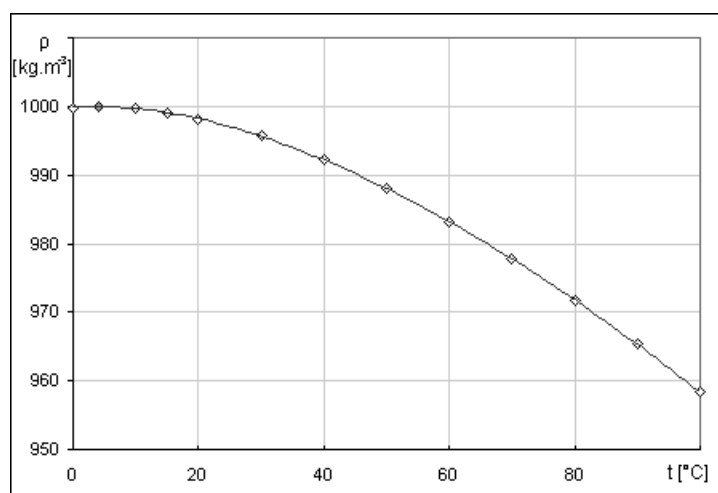
$$\theta_f = \theta_t - \frac{\theta_{s\text{por}} \cdot \theta_s}{1 - \theta_s} \quad (5)$$

kde  $\theta_{s\text{POR}}$  je objemová vlhkost kamene vyjádřena podílem z objemu kamene.

Pro vyhodnocení vlhkostí vzorků v rámci mezinárodního kruhového testu laboratoří byla použita rovnice číslo 2, pro přepočítání hustoty destilované vody byla použita následující tabulka s grafem (Čmelík a kol. 2001):

**Tabulka 2 Závislost hustoty**

**destilované**



**vody na teplotě**

Teplota t [°C]	Hustota rho [kg/m³]
0	999,941
4	999,973
10	999,701
15	999,099
20	998,205
30	995,651
40	992,22
50	988,04
60	983,2
70	977,76
80	971,79
90	965,3
100	958,35

**Obrázek 2 Závislost hustoty destilované vody na teplotě**

Po celou dobu měření bylo počítáno s původním objemem válečků  $100\text{cm}^3$ , po přemístění zeminy do malých válečků  $25\text{cm}^3$  bylo nutné počítat se smrštěním vzorku a dle něj přepočítat objem malých válečků. Tabulka se smrštěním vzorků  $100\text{cm}^3$  před jejich umístění do válečků  $25\text{cm}^3$  je následující (Tab. 3).

**Tabulka 3 Smrštění půdy kruhového testu**

Vzorek č.	Radiální Smrštění válečku [mm]
1	8,59
2	2,06
3	9,84
4	4,31
5	10,94

Pro přepočítání objemu byla použita rovnice:

$$V_{25sm} = \pi \cdot r^2 \cdot \frac{v_{100}}{v_{100sm}} \cdot v_{25} \quad (6)$$

Kde  $V_{25sm}$  je přepočtený objem malého vzorku smrštěné půdy,  $r$  je poloměr malého vzorku,  $v_{100}$  je původní výška nesmrštěné půdy velkého válečku,  $v_{100sm}$  je výška smrštěné půdy velkého válečku a  $v_{25}$  je původní výška malého válečku  $25\text{cm}^3$ .

Objemová hmotnost vysušených vzorků byla počítána pro objem cca  $100\text{cm}^3$  a objem přepočtený dle smrštění vzorku.

**Metodika vyhodnocení výsledků kruhového testu**

Při statistickém vyhodnocování kruhového testu centrum FSSC sledovalo odlišnosti měření mezi jednotlivými laboratořemi a uvnitř jednotlivých laboratoří. Porovnání různých druhů sledovaných rozptylů je uvedeno v následující rovnici.

$$sRepr2 = sLab2 + sRep2 \quad (7)$$

kde  $sRepr2$  je odhad rozptylu reprodukovatelnosti sledující míru jednotnosti výsledků stejné metody provedené v různých podmínkách (různí lidé, laboratoře vybavení, čas),  $sRep2$  je odhad opakovatelnosti rozptylu, což je míra jednotnosti výsledků stejné metody provedené ve stejných podmínkách (stejná osoba, laboratoř, vybavení, čas) a  $sLab2$  je odhad mezilaboratorního rozptylu, což je míra jednotnosti výsledků stejné metody z různých laboratoří. Pro statistické vyhodnocování byla použita mezinárodní norma ISO 5725-2 (1994).

Byl sledován koeficient variace (CV) dle následující rovnice:

$$CV = \frac{\sigma}{\mu} \cdot 100 \quad (8)$$

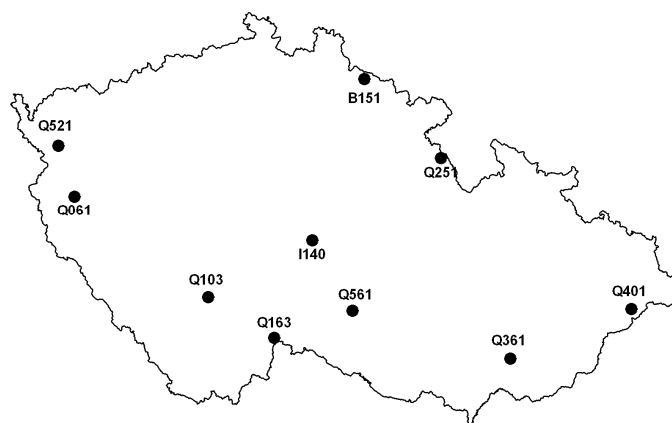
kde  $\sigma$  je směrodatná odchylka (odhadnutá z  $sRepr$  Mendelova h/k diagramu) a  $\mu$  je aritmetický průměr souboru (odhadnutý rovněž z Mendelova h/k diagramu).

### Měření retenčních křivek vybrané lesní půdy ČR 2009 – 2010

Na podzim roku 2009 (od října do poloviny prosince) bylo odebráno 90 neporušených vzorků půdy do Kopeckého válečku o objemu  $100 \text{ cm}^3$  z deseti ploch intenzivního monitoringu lesních porostů. Popis jednotlivých ploch je uveden v tabulce 4, umístění ploch v rámci ČR je na obr.3. Na každé ploše bylo odebráno vždy devět vzorků. Vzorky byly odebírány ze tří sond (zákopků), které byly hloubeny pro instalaci reflekcčních čidel objemové vlhkosti půdy. Sondy od sebe byly vzdáleny vždy cca 5 m. V každé ze sond bylo odebráno po jednom válečku z hloubek 10 cm, 30 cm a 50 cm. Válečky byly odebírány horizontálně. Ze stejných míst byly odebírány i objemové vzorky pro stanovení objemové hmotnosti půdy. Odebrané vzorky byly uchovávány v chladu ( $4 - 10 \text{ }^\circ\text{C}$ ) až do jejich předání laboratoři. Následně bylo započato měření retenčních křivek dle výše popsané metodiky.

Tabulka 4 Plochy intenzivního monitoringu s odběry půdních vzorků

Plocha	č.	kód	Lesní oblast	hlavní dřevina	Nadm. Výška	půdní typ
Mísečky	B151	MI	Krkonoše	BK	940 m n.m.	Podzol modální
Želivka	I140	ZE	Středočeská pahorkatina	SM	440 m n.m.	Kambizem oglejená
Benešovice	Q061	BN	Západočeská pahorkatina	BO	385 m n.m.	Kambizem modální
Všeteč	Q103	VS	Středočeská pahorkatina	BK	615 m n. m.	Kambizem dystrická
Lásenice	Q163	VO	Českomoravská vrchovina	SM	595 m n.m.	Humusový podzol
Luisino údolí	Q251	LU	Orlické hory	SM	940 m n.m.	Podzol modální
Medlovice	Q361	BU	Středomoravské Karpaty	BK	350 m n.m.	Kambizem pelická
Klepačka	Q401	CE	Beskydy	SM	650 m n.m.	Kambizem oglejená
Lazy	Q521	LZ	Karlovarská vrchovina	SM	875 m n.m.	Kryptopodzol modální
Nová Brtnice	Q561	NB	Českomoravská vrchovina	SM	640 m n.m.	Kambizem dystrická



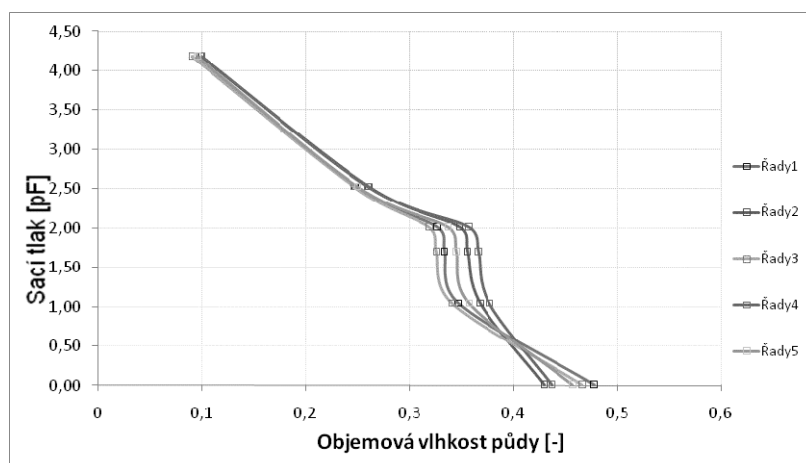
Obrázek 3 Rozmístění pokusných ploch monitoringu lesní půdy

## Výsledky a diskuse

V následující tabulce 5 a obr. 4 jsou výsledky laboratorního měření retenčních křivek v rámci kruhového testu laboratoří.

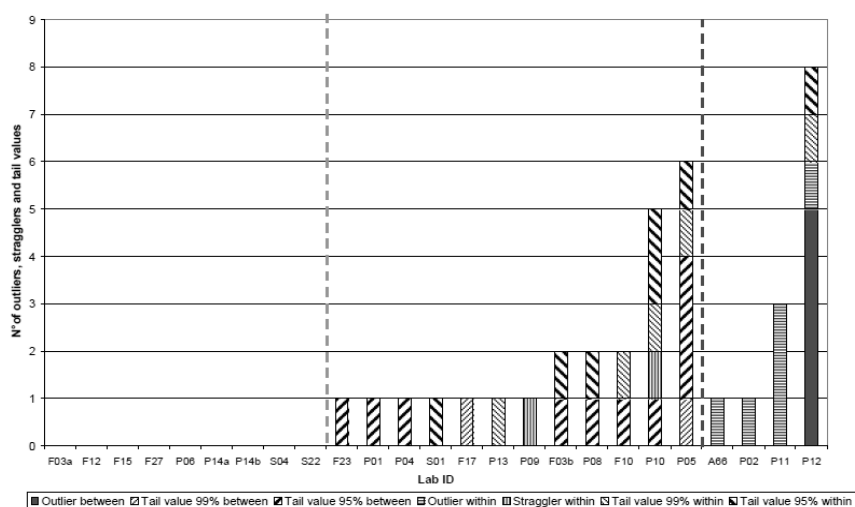
**Tabulka 5** Hodnoty retenčních křivek v rámci kruhového testu

Pořadové číslo vzorku	1	2	3	4	5	Průměrná hodnota	Směrodatná odchylka		
Objemová hm.sušiny [kg.m <sup>-3</sup> ]	1376	1506	1397	1488	1436	1441	50		
Objemová hm.sušiny smrštěné půdy [kg.m <sup>-3</sup> ]	1776	1586	1843	1665	1927	1759	122		
Sací tlak / kPa	Sací tlak / pF	vlhkost [m <sup>3</sup> .m <sup>-3</sup> ]							
0	0,01	0,4777	0,4297	0,4666	0,437	0,4573	0,4537	0,0179	
1	1,04	0,3472	0,3682	0,3415	0,377	0,3576	0,3583	0,0131	
5	1,70	0,3339	0,3558	0,3265	0,3663	0,3455	0,3456	0,0144	
10	2,02	0,3272	0,3485	0,3194	0,357	0,3374	0,3379	0,0137	
33	2,53	0,2484	0,2614	0,2472	0,2602	0,2506	0,2536	0,0060	
1500	4,19	0,0912	0,0991	0,0912	0,0999	0,0957	0,0954	0,0037	



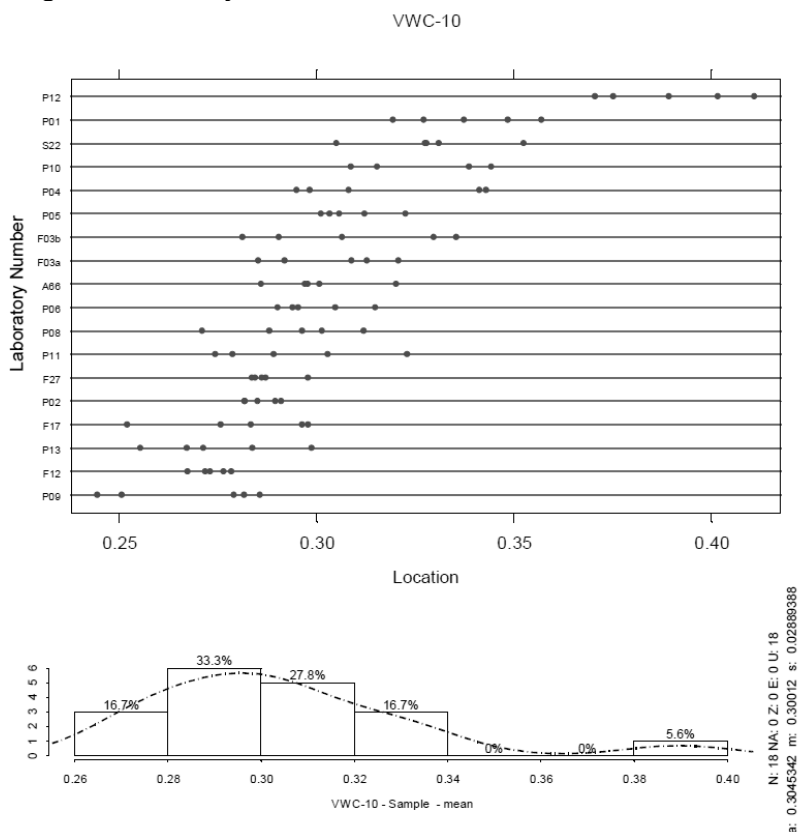
**Obrázek 4** Retenční křivky vzorků půdy kruhového testu

Dle statistického hodnocení měla LEH s číslem P01 srovnatelné výsledky s ostatními laboratořemi viz obr. 5.



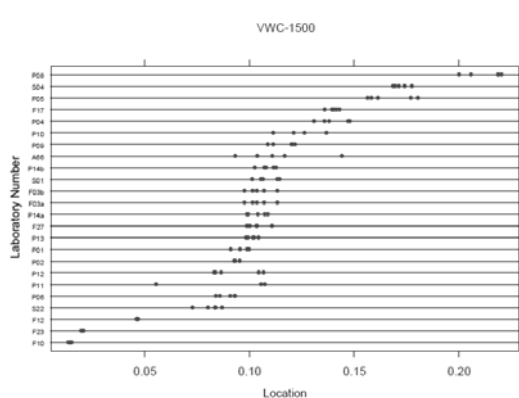
**Obrázek 5** Srovnání výsledků jednotlivých laboratoří kruhového testu (převzato z Cools a de Vos, 2010)

Před první svislou čarou v grafu obrázku 5 byly laboratoře bez jakékoliv nesrovnalosti ve výsledcích, laboratoře za druhou svislou tečkovanou čarou vypadly z hodnocení pro zásadní nesrovnalosti v datech. Laboratoř P01 měla v jednom případě – při sacím tlaku -10 kPa hodnoty vlhkosti vyšší než byl průměr o  $0,04 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  (viz Obr. 6). Průměrná hodnota vlhkosti  $0,34 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  však ještě spadala do tolerance uvnitř histogramu naměřených hodnot.

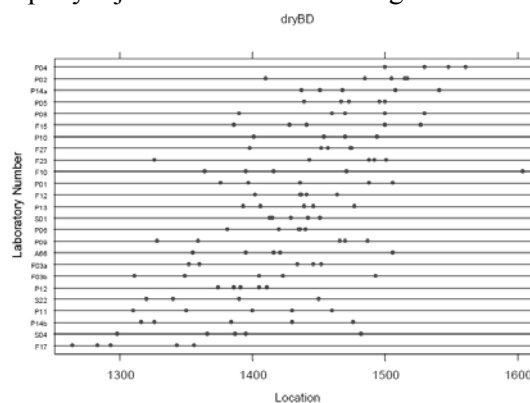


**Obrázek 6** Graf naměřených vlhkostí jednotlivými laboratořemi při -10 kPa (převzato z Cools a de Vos, 2010)

Velmi zajímavé jsou výsledky kruhového testu při měření bodu vadnutí viz obr. 7, kde uznatelné hodnoty byly v rozmezí  $0,05$  až  $0,15 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ . Hodnoty objemové hmotnosti vysušené půdy při  $105^\circ\text{C}$  jsou znázorněny na obr. 8, jejich hodnota se pohybuje mezi  $1350$  až  $1500 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ .

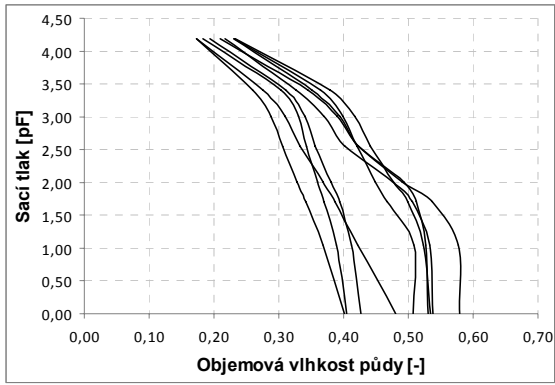


**Obrázek 8** Graf naměřených vlhkostí jednotlivými laboratořemi při -1500 kPa (převzato z Cools a de Vos, 2010)

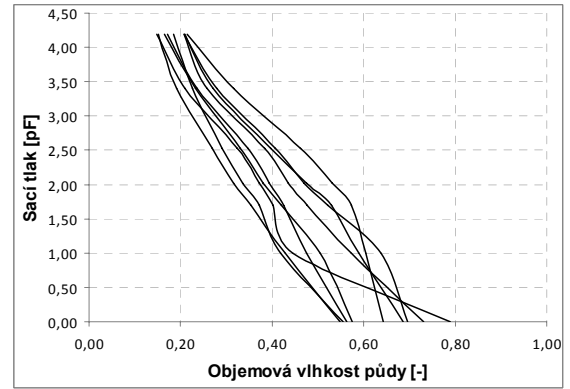


**Obrázek 7** Naměřené objemové hmotnosti vysušené půdy laboratořemi kruhového testu (převzato z Cools a de Vos, 2010)

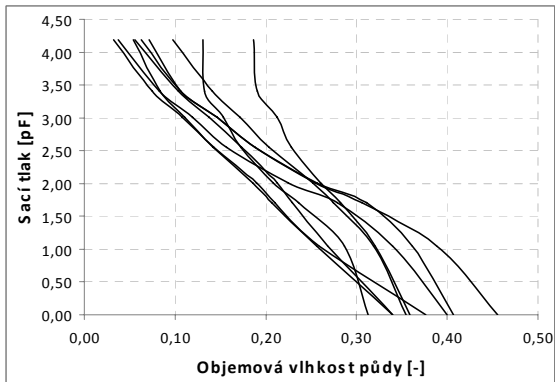
Výsledky měření retenčních křivek vybraných půd ČR v rámci projektu LIFE+ FutMon v ČR jsou v následujících grafech (obr. 9 až 18).



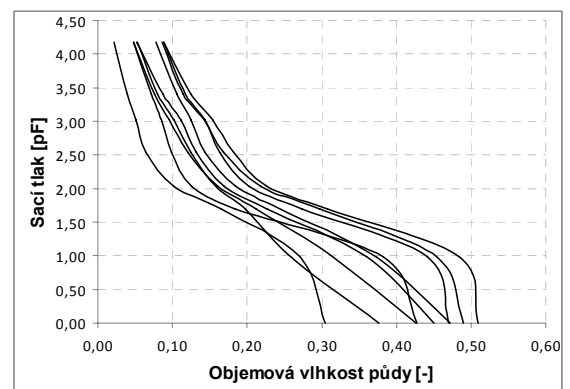
Obrázek 9: Retenční křivka z lokality CE



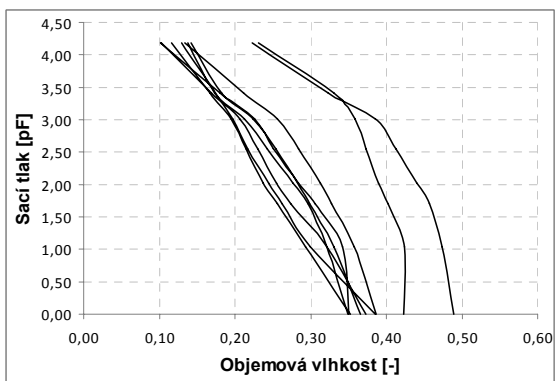
Obrázek 13: Retenční křivka z lokality MI



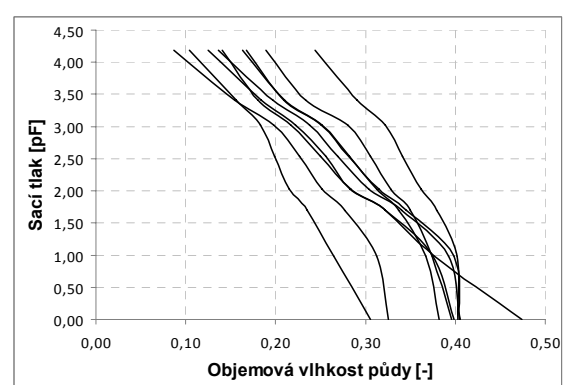
Obrázek 10: Retenční křivka z lokality BU



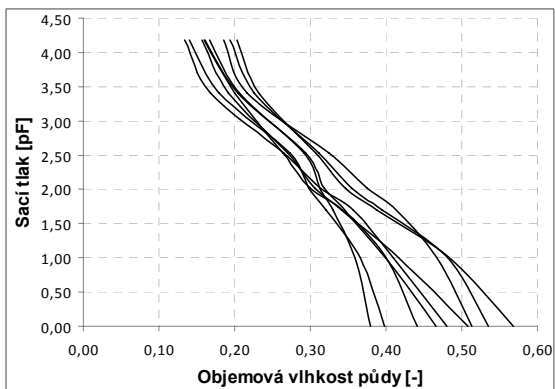
Obrázek 14: Retenční křivka z lokality VO



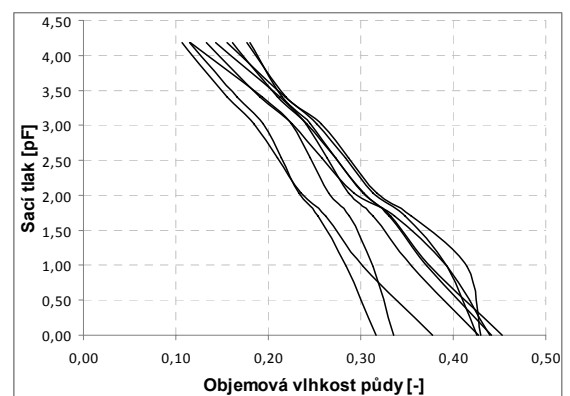
Obrázek 11: Retenční křivka z lokality LU



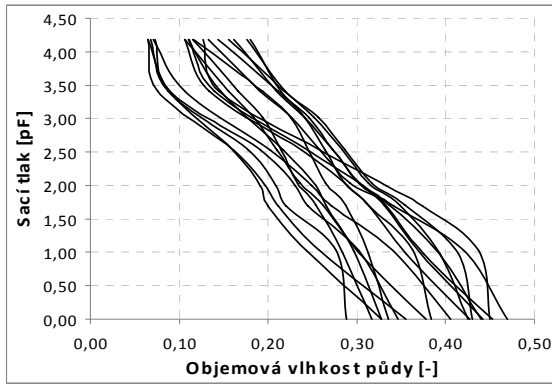
Obrázek 15: Retenční křivka z lokality ZE



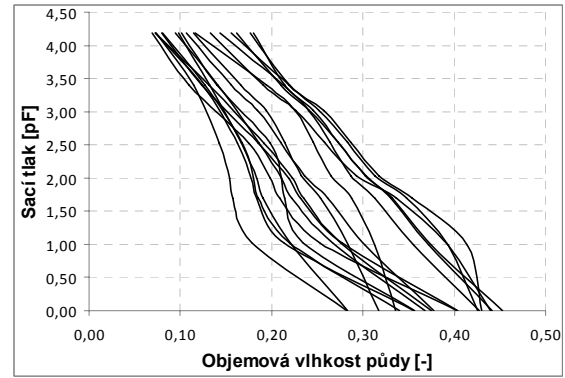
Obrázek 12: Retenční křivka z lokality LA



Obrázek 16: Retenční křivka z lokality NB



Obrázek 17: Retenční křivka z lokality VS



Obrázek 18: Retenční křivka z lokality BN

Na výše uvedených grafech retenčních křivek jsou dohromady popsána měření pro tři hloubky odběru 10, 30 a 50 cm. Cílem této práce není s přesností popsat vlastnosti lesních půd, ale spíše způsob stanovování zmiňované hydrofyzikální charakteristiky v tak nepříznivých podmínkách, jaké se mohou naskytnout právě v lesní půdě (zejména vlivem vysokého podílu skeletu, či bobtnavostí půd). Z tohoto důvodu jsou grafy retenčních křivek spíše pro názornou ukázkou a hlavně jako nástin celoevropského monitoringu lesních půd. I tak je z grafů patrný odlišný trend pro každou lokalitu, což správnost měření jen potvrzuje.

Ze všech uvedených měření je k diskusi vhodný způsob stanovení retenčních křivek u bobtnavých a skeletovitých půd. Dle kruhového testu laboratoří se jeví, že LEH zvolila vhodnou metodu stanovení, kterou celkem dobře provedla. Velké výkyvy v naměřených hodnotách vlhkostí i objemové hmotnosti vysušené zeminy mezi laboratořemi mohou vypovídat i přes homogenizaci půdy o její relativní heterogenitě, což potvrdilo i nalezení drobného kamene v jednom ze vzorků. Velké rozdíly ale také mohou být spojeny s vysokou bobtnavostí a smrštivostí půdy. Norma ISO 11274 a stejně tak Kutílek (1978) uvádí pro správný výpočet vlhkostí bobtnavých půd rovnici pro číslo vlhkosti (rovnice 4). V této rovnici je ale místo objemu počítáno s objemovou hmotností vysušené zeminy, která je opět závislá na objemu odběrného válečku a na momentální vlhkosti vzorku v době odběru. Pro porovnání jsme vypočetli různé vlhkosti zvoleného vzorku č. 3 pro různé objemové hmotnosti vypočtené z objemů nezměněného a změněného dle smrštění.

**Tabulka 6 Porovnání výpočtu vlhkostí při různých objemech bobtnavých vzorků**

Hmotnost vysušené zeminy [g]	139,54
Původní objem [cm <sup>3</sup> ]	99,88
$\rho_{D1}$ Objemová hmotnost vysušené zeminy [g.cm <sup>-3</sup> ]	1,40
Smrštění [mm]	9,84
Nový objem po smrštění [cm <sup>3</sup> ]	75,72
$\rho_{D2}$ Objemová hmotnost vysušené zeminy po smrštění [g.cm <sup>-3</sup> ]	1,84
Hmotnost vody při -1kPa [g]	39,65
Vlhkost při -1 kPa s užitím $\rho_{D1}$ [m <sup>3</sup> .m <sup>-3</sup> ]	0,40
Vlhkost při -1 kPa s užitím $\rho_{D2}$ [m <sup>3</sup> .m <sup>-3</sup> ]	0,52
Rozdíl jednotlivých vlhkostí [m <sup>3</sup> .m <sup>-3</sup> ]	0,13

Pokud bychom počítali s původním objemem, byla by vlhkost vzorku při -1 kPa 0,4 m<sup>3</sup>.m<sup>-3</sup>, pokud bychom vzali objem smrštěný, byla by pak vlhkost při stejném sacím tlaku o 0,13 m<sup>3</sup>.m<sup>-3</sup> větší, tj. 0,52 m<sup>3</sup>.m<sup>-3</sup>. Je každopádně otázkou, který z těchto výpočtů je správnější zvláště vzhledem k variabilitě vlhkostí a objemu vzorku při odběru.

## Závěry

Dle výsledků mezinárodního kruhového testu laboratoří je potvrzeno, že byla vytvořena slibná databáze retenčních křivek vybraných lesních půd ČR v rámci projektu LIFE+ FutMon. Vyhodnocování naměřených dat retenčních křivek bobtnavých a skeletovitých půd je ale sporné z hlediska zvolení správného objemu vzorků pro výpočet jejich objemové vlhkosti. Určitým vodítkem v tomto ohledu je norma ISO 11274, která s výpočty u podobných měření počítá užitím objemové vlhkosti vysušené zeminy místo objemu samotného. I přes to je třeba zvážit, v jakém vlhkostním stavu se nachází odebraný vzorek, jehož objem se potom zadává do výpočtů. Pro vhodné pokračování měření retenčních křivek v rámci zmiňovaného projektu je třeba setrvat ve stejné metodice měření retenčních křivek, aby se případné výsledky z různých let mohly porovnávat. Doporučujeme také odebírat půdu za podobných vlhkostních podmínek, aby byl zachován podobný objem vzorků.

## Poděkování

Odběry vzorků byly provedeny v rámci projektu LIFE+ FutMon (Further Development and Implementation of an EU-level Forest Monitoring System) a výzkumného záměru MZe ČR 0002070203. Vyhodnocení postupu celého měření pak bylo realizováno v rámci výzkumného záměru MZe ČR 0002704902. Konečně poděkování patří také odborné podpoře Ing. Pavláška Ph.D. při doktorském studiu oboru Environmentální modelování na Katedře vodního hospodářství a environmentálního modelování ČZU v Praze při zpracovávání disertační práce na téma Možnosti měření retenčních křivek a nenasyčené hydraulické vodivosti u heterogenních půd.

## Literatura

- Boháčová, L., Lomský, B., Šrámek, V., (eds.), (2010): Monitoring zdravotního stavu lesa v České republice. Ročenka programu ICP Forests/FutMon, data 2008 a 2009. Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti, v.v.i. 157s.
- Čmelík, M., Machonský, L., Šíma, Z. Fyzikální tabulky. Liberec: TU Liberec, 2001.
- Cools, N., de Vos, B., 2010: 1st FSCC soil physical ringtest 2009. Instituut voor Natuur- en Bosonderzoek (INBO), Brussel, 47s.
- Fabiánek, P., (ed.), (2004): Monitoring stavu lesa v České republice 1984-2003. Ministerstvo zemědělství ČR, VÚLHM, 432 s.
- ISO, 1994. ISO 5725-2 Accuracy (trueness and precision) of measurement methods and results – part 2: Basic method for determination of repeatability and reproducibility of a standard measurements method.
- ISO 11274 : 1998 Soil quality - Determination of the water retention characteristics - Laboratory methods
- Kutílek, M., (1978): Vodohospodářská pedologie. SNTL/ALFA, Praha 1978, s. 171.
- Matula, S., Semotán, J., Veselá, J. (1989): Hydropedologické praktikum. České vysoké učení technické v Praze, s. 144.
- Šrámek, V., Vortelová, L., Lomský, B., (2008): BIOSOIL – Evropský projekt monitoringu lesních půd – průběh v České republice. Půda v moderní informační společnosti – 1. konference České pedologické společnosti a Societas pedologica slovacica – sborník příspěvků (na CD) 287-297.

## Hypertextové odkazy:

- 1) 1st FSCC Soil Physical Ring Test na <http://www.inbo.be/docupload/4330.pdf>
- 2) FutMon Protokol o způsobu měření retenčních křivek: <http://www.inbo.be/docupload/4000.pdf>