

HYDROLOGIE
MALÉHO
POVODÍ 2017

HYDROLOGIE MALÉHO POVODÍ 2017



Organizace
Spojených národů
pro výchovu,
vědu a kulturu

POD
ZÁŠTITOU
ČESKÉ
KOMISE
PRO
UNESCO

Editoři: Karel Brych, Miroslav Tesař

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

Praha, 2017

Předmluva editorů

Sborník obsahuje plné texty vědeckých článků. Příspěvky neprošly jazykovou kontrolou a za obsah odpovídají autoři článků. Články byly připraveny jako příspěvky pro konferenci s mezinárodní účastí „Hydrologie malého povodí 2017“, která se konala ve dnech 18. až 20.4. 2017 v Praze. Konferenci pořádal Ústav pro hydrodynamiku AVČR, v.v.i., Praha ve spolupráci s Ústavem hydrologie SAV, Bratislava; Českou vědeckotechnickou vodohospodářskou společností, Praha; Českým hydrometeorologickým ústavem, Praha; Českým národním výborem pro hydrologii a Českým národním komitétem geodetickým a geofyzikálním (asociací IAHS).



Mediálním partnerem konference byla společnost Vodní hospodářství spol. s r.o.



Vědecký výbor konference:

Blažková Šárka, Císlerová Milena, Daňhelka Jan, Doležal František, Holko Ladislav,
Kodešová Radka, Kovář Pavel, Kulhavý Zbyněk, Lichner Lubomír, Miklánek Pavol,
Novák Viliam, Orfánus Tomáš, Parajka Juraj, Pekárová Pavla, Rieder Mark,
Škvarenina Jaroslav, Tesař Miroslav, Vogel Tomáš

Konferenci pořádal a sborník vydal Ústav pro hydrodynamiku AVČR, v. v. i., v Praze roku 2017 v rámci řešení projektu GAČR GA16-05665S.

Foto na obálce: © Vladislav Hošek

Název: Hydrologie malého povodí 2017

Editoři: Karel Brych, Miroslav Tesař

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

Rok vydání: 2017

ISBN: 978-80-87117-15-6

Obsah sborníku

	Titulní strana	
	Předmluva editorů	ii
	Obsah	iii
	<i>Miroslav Bauer, David Zumr, Jan Devátý, Josef Krása, Tomáš Dostál, Barbora Jáchymová</i>	
01	Mezinárodní projekt „CAMARO-D“ – Optimalizace využití krajiny ve vztahu k vodnímu režimu v povodí Dunaje	1
	<i>Šárka Blažková, Alena Kulasová</i>	
02	Model MIPs pro experimentální svahy	6
	<i>Michal Danko, Ladislav Holko, Pavel Krajčí, Jozef Hlavčo</i>	
03	Meranie a modelovanie snehovej pokrývky v horskom mikropovodí	10
	<i>František Doležal, Mukhitdin Gulamov, Svatopluk Matula, Rebeca Hernández-Gomis, Markéta Miháliková, Sanjar Khodjaev</i>	
04	Weather station grass is not a reference crop	13
	<i>Jaromír Dušek, Tomáš Vogel, Michal Dohnal, Johannes A. C. Barth, Martin Šanda, Anne Marx, Jakub Jankovec</i>	
05	Dynamika rozpuštěného organického uhlíku v lesním svahovém segmentu	21
	<i>Jan Frouz, Jiří Cejpek</i>	
06	Vliv vegetace a půdních organismů na vývoj hydroopedologických vlastností výsypkových půd	27
	<i>Martin Hanel, Adam Vizina</i>	
07	Nejistoty modelování dopadů změny klimatu na vodní režim	29
	<i>Hana Hlaváčiková, Ladislav Holko, Michal Danko, Zdeněk Kostka, Jozef Hlavčo</i>	
08	Vodný režim půdy v horskej a podhorskej časti povodia Jaloveckého potoka	35
	<i>Martina Holečková, Michal Sněhota, Tomáš Pícek, Andreas Schwen</i>	
09	Mikrotenzometr pro bodové měření tlakové výšky vody v půdních makropórech	37
	<i>Ladislav Holko, Zdeněk Kostka, Michal Danko, Jozef Hlavčo</i>	
10	Experimentálny výskum povrchového odtoku na svahoch budovaných flyšovými horninami	45
	<i>Ján Horák, Dušan Igaz, Vladimír Šimanský, Elena Kondrlová</i>	
11	Vplyv biouhľia v kombinácií s rôznymi dávkami N-hnojív na emisie N₂O, vybrané vlastnosti pôdy a úrody jačmeňa jarného v podmienkach poľného experimentu	50
	<i>Kateřina Hrušková, Daniela Kyselová</i>	
12	Variabilita jarného odtoku v povodí Čierneho Hrona v rokoch 2012 – 2016	60

13	<i>Dušan Igaz, Ján Horák, Jana Domanová, Vladimír Šimanský, Marek Rodný, Andrej Tárník</i> Vplyv aplikácie jednorazovej dávky biouhlia na akumuláciu pôdnej vody v poľnom experimente	67
14	<i>Lukáš Jačka, Jiří Pavlásek, Václav Kuráž</i> Vliv zvrstvení horského podzolu na distribuci infiltrované vody v půdním profilu	76
15	<i>Martin Jančo, Martin Bartík, Jaroslav Škvarenina</i> Dopad rozpadu horských smrečín na intercepčný proces v Západných Tatrách	84
16	<i>Markéta Kaplická, Antonín Zajíček, Petr Fučík, Jana Peterková, Renata Duffková</i> Hodnocení podílů srážko-odtokových epizod na odnosu dusíku a fosforu z odvodněné zemědělské půdy	91
17	<i>Ladislav Kašpárek, Adam Vizina, Roman Kožín</i> Využití hydrologického modelu BILAN pro odhad změny schopnosti půdy zadržet vodu	100
18	<i>Petr Kavka, Luděk Strouhal, Lenka Weyskrabová, Miloslav Müller, Martin Pavel</i> Variabilita krátkodobých srážek jako zdroj nejistot v hydrologickém modelování v malých povodích České republiky	104
19	<i>Jakub Kmec, Tomáš Fürst, Rostislav Vodák, Miloslav Šír</i> Semi-spojité model proudění v prstech v jednorozměrném porézním prostředí	111
20	<i>Vít Kodeš, Tereza Hájková, Jarmila Halířová, Drahomíra Leontovyčová</i> Metody sledování složek vodního ekosystému používané v ČHMÚ	118
21	<i>Radka Kodešová1, Miroslav Fér, Oksana Golovko, Olga Koba, Antonín Nikodem, Aleš Klement, Roman Grabic</i> Transport léčiv v půdních sloupcích	130
22	<i>Radka Kodešová, Aleš Klement, Antonín Nikodem, Miroslav Fér, Karel Němeček, Oksana Golovko, Roman Grabic</i> Vliv rostlin na strukturu půdy a transportní procesy	132
23	<i>Radka Kodešová, Aleš Klement, Antonín Nikodem, Oksana Golovko, Olga Koba, Miroslav Fér, Roman Grabic</i> Mobilizace léčiv obsažených v čistírenských kalech a jejich adsorpce rostlinami	135
24	<i>Radka Kodešová, Olga Koba, Martin Kočárek, Aleš Klement, Oksana Golovko, Miroslav Fér, Antonín Nikodem, Roman Grabic</i> Chování léčiv v půdním prostředí	137
25	<i>Radka Kodešová, Antonín Nikodem, Aleš Klement, Miroslav Fér, Arnošt Mráz</i> Měření únosnosti travnatých letištních ploch v závislosti na vlhkosti půdy a možnosti jejího zvýšení válcováním na letišti Praha Ruzyně	139
26	<i>Katarína Korísteková, Michal Mikloš, Jaroslav Škvarenina</i> Analýza suchých a vlhkých období ako príčin vzniku prírodných požiarov v Národnom parku Slovenský raj	144

27	<i>Martin Kovář, Jiří Pavlásek</i> Měření infiltrací s využitím automatického infiltrometru	151
	<i>Kovář P., Kalibová J., Bačínová H., Jelínková A.</i>	
28	Řešení hydrologické bilance plnění zbytkové jámy Medard modelem WBCM	155
	<i>Pavel Krám, František Veselovský, Jan Čuřík, Oldřich Myška</i>	
29	Látkové toky v amfibolitovém povodí Na zeleném u Vodního díla Mariánské Lázně	166
	<i>Alena Kulasová, Šárka Blažková</i>	
30	Vliv extrémního deště na odtok z experimentálního svahu	176
	<i>Alena Kulasová, Šárka Blažková, Petr Parma</i>	
31	Zdroj znečištění povrchových vod ve sledovaných zemědělských povodích	181
	<i>Lubomír Lichner, Viliam Novák, Vincenzo Alagna, Massimo Iovino, Vito A. Laudicina</i>	
32	Vplyv vodoodpudivej a zmáčavej povrchovej vrstvy na vyparovanie z pôdy	187
	<i>Tomáš Orfánus, Anton Zvala, Viliam Nagy, Dagmar Stojkovová</i>	
33	Hydraulic conductivity of organic forest-floor soil horizons under the Norway spruce canopy	192
	<i>Jaroslav Pastorek, Martin Fencl, David Stránský, Jörg Rieckermann a Vojtěch Bareš</i>	
34	Použitie zrážkových dát z mikrovlnných spojov v zrážko-odtokovom modelovaní mestských povodí	197
	<i>Igor Pelíšek, Zbyněk Kulhavý</i>	
35	Analýza účinku a operativnosti vícefunkčních drenážních systémů v typových podmínkách malého povodí	204
	<i>Marek Rodný, Peter Šurda, Justína Vitková, Dušan Igaz, Ján Horák, Jana Domanová, Tomáš Borza</i>	
36	Vplyv zmesi biouhlia a kompostu na využiteľnú vodnú kapacitu a objemovú hmotnosť piesočnato-hlinitej pôdy	215
	<i>Martin Šanda, Tomáš Vitvar, Jakub Jankovec</i>	
37	Decade of snowmelt tracing with stable oxygen isotope in a headwater catchment	220
	<i>Vladimír Šimanský, Ján Horák, Dušan Igaz</i>	
38	Biouhlie ako potenciálne hodnotný agronomický nástroj pre zlepšenie humusového režimu a agregovateľnosti pôd	225
	<i>Václav Šípek, Jan Hnilica, Miroslav Tesař</i>	
39	Influence of land cover and altitude on soil moisture spatio-temporal variability	229
	<i>Jana Škvareninová, Jaroslav Škvarenina, Miriam Válková</i>	
40	Hydrologické extrémny a ich vplyv na fenologické prejavy lesných drevín	237
	<i>Jana Špiaková, Jaroslav Škvarenina</i>	
41	Vplyv vybraných hydrometeorologických faktorov na škody zverou a kvalitu trofejí srnca lesného (Capreolus capreolus L.) v LHC Liptovský Hrádok, Slovensko	242

42	<i>Peter Šurda, Viliam Nagy, Lubomír Lichner, Attila J. Kovács, Gábor Milics</i> Vplyv využívania krajiny a mikrotopografie na pohyb vody v ľahkých pôdach	250
43	<i>Vladimír Švihla, Vladimír Černohous, František Šach</i> Příspěvek ke stanovení parametrů Dubovy empirické rovnice pro výpočet kulminace velkých vod v lesích	257
44	<i>Pavel Tachecí, Tomáš Kvítek, Antonín Zajíček, Petr Fučík a Renata Duffková</i> Modelování změn odtokového režimu na podpovodích Kopaninského potoka	261
45	<i>Andrej Tárník</i> Monitoring a bilancia zásob pôdnej vody v povodí rieky Nitry	269
46	<i>Tomáš Vogel, Jana Votrubová, Michal Dohnal, Jaromír Dušek</i> Transient plant-water-storage effects in a coupled soil-water-flow and transpiration-stream model	276
47	<i>Helena Vysoká, Jiří Kamas, Jiří Bruthans</i> Proudění vody a transport látek nad Ochozskou jeskyní v Moravském krasu: využití přirozených a umělých stopovačů	284
48	<i>Antonín Zajíček, Petr Fučík, Markéta Kaplická, Jana Maxová, Marek Liška, Jakub Dobiáš</i> Vyplavování pesticidních látek drenážními systémy za různých hydrologických situací	285
49	<i>Martina Zelenáková, Pavol Purcz, Peter Blišťan, Helena Hlavatá, Michaela Stračárová</i> Časové a priestorové rozloženie atmosférických zrážok na území východného Slovenska	295
50	<i>David Zumr, Jan Devátý, Jakub Jeřábek, Martin Neumann, Tomáš Laburda, Tomáš Dostál, Andreas Klik, Peter Strauss</i> Experimentální sledování deformace půdních agregátů při přívalové srážce	305

Mezinárodní projekt „CAMARO-D“ – Optimalizace využití krajiny ve vztahu k vodnímu režimu v povodí Dunaje

Miroslav Bauer, David Zumr, Jan Devátý, Josef Krása, Tomáš Dostál, Barbora Jáchymová
Fakulta stavební, ČVUT v Praze, Thákurova 7, 16629, Praha 6

Abstrakt

The lack of integrated river basin management, both in terms of water resources and flood-risk, is currently one of the most crucial challenges, additionally boosted by climate change. Thus it requires advanced concerted action, particularly as the impacts of land use and vegetation cover on water regime within the Danube basin area are quite similar.

This requires a strategic policy for the implementation of an innovative transnational catchment-based “Land Use Development Plan” (LUDP) for the Danube River Basin. It shall guarantee both sustainable protection of water resources and improved flood risk prevention by fostering an advanced trans-sector and transnational cooperation of key stakeholders, initiated by the project and maintained beyond.

By means of various Pilot Actions, newly developed best practices in function-oriented sustainable land use management, considering climate change, are tested and documented. The Pilot Actions will be clustered according to their interdependences of land use and vegetation cover respectively, dealing with three different types of water resources (groundwater, torrents, rivers).

For stakeholders and decision-makers an innovative transnational guidance (GUIDR) will be developed, complemented by a tailored, application-oriented tool-kit for its operationalization in their respective working spheres. Supported by intensive stakeholder workshops and trainings, the initiation of the practical GUIDR implementation will be conducted within the pilot areas in order to mitigate the different conflicts of interest and to develop prospects for essential actions.

As LUDP demonstrates procedures for a sound water management on a transnational basis, it provides important inputs for the further development of EUSDR and other relevant policies. The cooperation of various stakeholders within CAMARO-D will serve as a blueprint for policy development and can be a model for similar cooperation processes in other thematic fields in the EU.

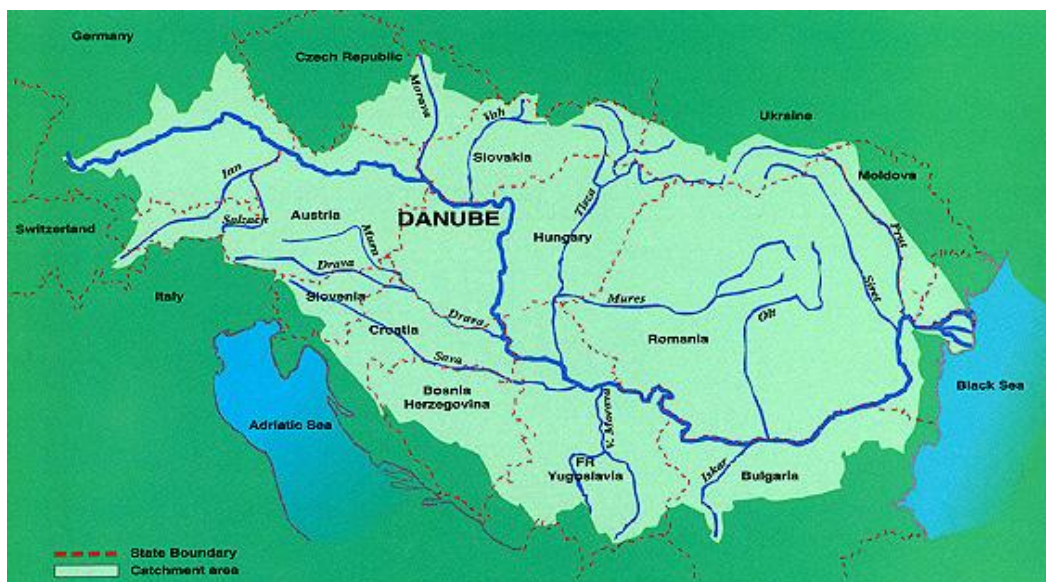
Obecné informace

Úkol zlepšení kvality vody či boj s povodněmi v rozsahu velkých povodí (typu povodí Labe, povodí Dunaje) je vždy velkou výzvou. Zejména je nutné klást důraz na mezinárodní spolupráci a zapojení všech států. Při plánování rozsáhlých celků, jakým povodí Dunaje bezesporu je, se vždy vracíme v měřítku jakýchkoliv podrobných průzkumů, či návrhů opatření do měřítko lokálního, tedy do měřítko malých povodí. Právě souvislá, jednotná a smysluplná ochrana tohoto celku je náplní prezentovaného projektu.

Projekt CAMARO-D (Cooperating towards Advanced Management routines for land use impacts on the water regime in the Danube river basin) byl zahájen v lednu 2017, a je finančně podpořen z prostředků Evropské unie (ERDF, IPA), v rámci nadnárodního programu pro Dunajský region na období 2014-2020. Během dvou a půl let realizace projektu budou vytvářena komplexní doporučení pro oblast strategického plánování v celém území povodí Dunaje za účelem zavádění inovativního nadnárodního „Plánu územního rozvoje“.

V důsledku intenzivního využívání území dochází k intenzifikaci erozních procesů, povodní, zhutňování půdy, povrchového odtoku, šíření invazních druhů rostlin a v neposlední řadě také znečištění vody, což negativně působí na zdroje podzemní vody, drobné vodní toky i řeky.

Prostřednictvím nového nadnárodního řízení s vhodně navrženými aplikovanými nástroji bude možné zajistit potřebnou ochranu vodních zdrojů a zlepšit prevenci povodňových rizik. Toto uvítají zejména pro zainteresované subjekty s rozhodovací pravomocí (státní správa, správy povodí, ...), ale také dotčené subjekty, tzv. „stakeholders“. Pod tímto obecným termínem lze chápat všechny úrovně uživatelů výsledků, tedy těch, kteří z tohoto výzkumu mohou profitovat. Od zemědělců, přes plánovače, subjekty v oblasti ochrany vod apod. Bude tak podpořena mezisektorová a také mezinárodní spolupráce v oblasti vodohospodářství, lesnictví, zemědělství, územním plánování a ochraně přírody.



Obr. 1: Ilustrace povodí Dunaje včetně hlavních přítoků (www.ramsar.org)

Nově navržené postupy (best practices) v oblasti funkčně orientovaného udržitelného hospodaření s územím – zahrnující rovněž problematiku změny klimatu - budou testovány a dokumentovány prostřednictvím různých pilotních projektů (Pilot Actions). Implementace praktické sady nástrojů bude zahájena realizací těchto nástrojů v pilotních povodích a bude podpořena intenzivním školením a workshopem pro stakeholdery.

Pro zajištění dostatečně široké základny z geografického a vědeckého hlediska a z hlediska rozhodovacích pravomocí se projektový tým skládá z 14 partnerů a 9 přidružených partnerů z celkem 9 zemí. Součástí projektového týmu jsou státní orgány, dodavatelé vody, výzkumné i vzdělávací instituce, agrometeorologické instituce, agentury pro životní prostředí a ústavy prostorového plánování, působící na místní, regionální i národní úrovni, pocházející téměř ze všech států povodí Dunaje (Rakousko, Slovinsko, Bulharsko, Chorvatsko, Česká republika, Německo, Maďarsko, Rumunsko a Srbsko). Řídícím partnerem projektu je Oddělení lesního hospodářství rakouského Spolkového ministerstva zemědělství, lesnictví, životního prostředí a vodního hospodářství.

Výsledky CAMARO-D poskytnou významné vstupy pro další rozvoj EUSDR (strategie EU pro Dunajský region) a dalších příslušných nástrojů EU, jako je Vodní rámcová směrnice a Povodňová směrnice i pro Plány povodí Dunaje. Pro zdůraznění významu realizace tohoto nadnárodního „plánu rozvoje území“ pro povodí Dunaje bude během závěrečné konference ve Vídni (v červnu 2019) sepsáno „Memorandum o porozumění“, které bude podepsáno významnými zástupci každé partnerské země.

Informace o pilotním povodí VN Brno

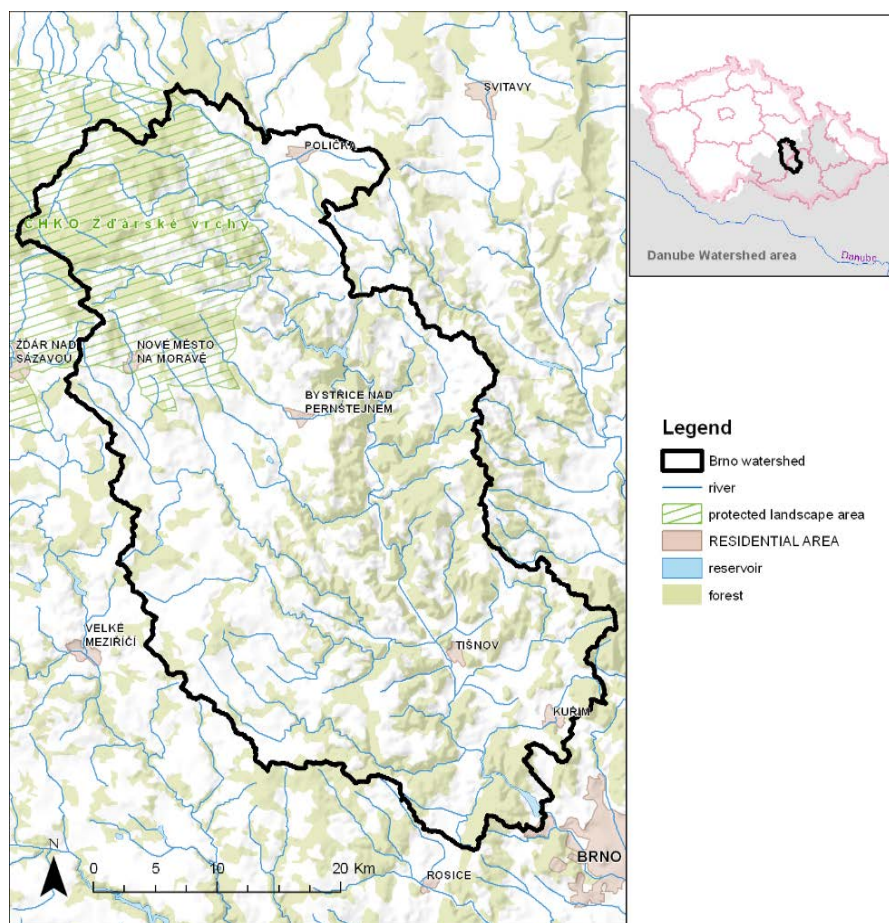
Zájmové povodí na území ČR se nachází na povodí Moravy (tedy na jednom z přítoků Dunaje). Povodí má rozlohu 1586 km². V minulosti byla vodní nádrž Brno (nacházející se na území města

Brno) využívána především jako zdroj pitné vody. V současnosti slouží především k energetickým a rekreačním účelům.

Povodí vodní nádrže Brno je využíváno z převážné části jako intenzivně zemědělsky obhospodařovaná plocha. 31% rozlohy tvoří orná půda, 36% lesní plocha a trvale travnaté plochy tvoří 36%. V povodí se nachází 374 menších vodních nádrží a rybníků.

Hlavními problémy v zájmovém území (povodí vodní nádrže Brno) jsou:

- organické znečištění ve vodních nádržích (fosfor) jehož zdrojem je především nečištěná (respektive nedostatečně čištěná) odpadní voda z obcí v povodí
- eutrofizace a znečištění pesticidy ve vodní nádrži Vír, která je zdrojem pitné vody pro Brno



Obr. 2: Vybrané pilotní povodí – povodí VN Brno

Aktivity týmu ČR v rámci řešení představovaného projektu

Přímé aktivity

(např. řídicí činnost, případové studie, výzkumné aktivity):

- Distribuovaný bilanční model vstupu sedimentu a fosforu do toků a nádrží z jednotlivých pozemků
- Analýza stávajícího managementu a strategie v oblasti využití území a územního plánování
- Scénáře pro určení účinnosti ochrany krajiny z hlediska snížení zatížení toků sedimentem a fosforem
- Návrh plánu vhodných postupů řízení („best management practices“) využití území
- Místní případové studie řešící kvalitu podzemní vody
- Vyhodnocení hrozby pluvialních bleskových povodní pro obce a infrastrukturu

Nepřímé aktivity

(např. zvyšování povědomí veřejnosti, předávání znalostí, semináře, exkurze, vzdělávací aktivity, příručky):

- Vytvoření geoportálu pro vedení Povodí Moravy zaměřeného na transport sedimentu a fosforu
- On-line mapy s hodnocením efektivnosti scénářů ochrany krajiny – doporučené hospodaření s půdou
- Workshop pro zástupce zúčastněných stran – představení výstupů projektu
- Místní workshopy - přednášky implementačních strategií „best management practices“



Obr. 3: Letecký snímek vodní nádrže Brno (foto – povodí Moravy)

Poděkování

Tento příspěvek vznikl s [b1]finanční s podporou z prostředků Evropské unie (ERDF, IPA), v rámci nadnárodního programu pro Dunajský region na období 2014-2020.



Obr. 4: Logo programu Interreg Danube

Literatura [b2]

EU documents:

EU Soil Framework Directive (proposal): http://ec.europa.eu/environment/soil/index_en.htm

Joint Danube Survey: <http://www.danubesurvey.org/>

Natura 2000: http://ec.europa.eu/environment/nature/natura2000/index_en.htm

RAMSAR convention: <http://www.ramsar.org/>

Environment Action Programme to 2020: <http://ec.europa.eu/environment/action-programme/>

EU Water Framework Directive - http://ec.europa.eu/environment/water/water-framework/index_en.html

EC Communication on Water Scarcity and Droughts - http://ec.europa.eu/environment/water/quantity/scarcity_en.htm

EC Blueprint to Safeguard Europe's Waters - http://ec.europa.eu/environment/water/blueprint/index_en.htm

EU 2020 strategy - http://ec.europa.eu/europe2020/index_en.htm

EU 2030 Agenda - http://ec.europa.eu/europeaid/policies/european-development-policy/2030-agenda-sustainable-development_en

EU Flood Directive - http://ec.europa.eu/environment/water/flood_risk/

EU Drinking Water Directive - http://ec.europa.eu/environment/water/water-drink/legislation_en.html

EU Groundwater Directive - <http://ec.europa.eu/environment/water/water-framework/groundwater/framework.htm>

White paper "Adapting to Climate Change: Towards a European Framework for Action" - http://ec.europa.eu/health/ph_threats/climate/docs/com_2009_147_en.pdf

EU Water Alliance - "Main priorities for water under the Juncker Commission - <http://eu-wateralliance.eu/wp-content/uploads/2014/09/Main-priorities-for-water-under-the-Juncker-Commission-2014-2019.pdf>

EU strategies:

EUSDR - <http://www.danube-region.eu/>

EUSALP - <http://www.alpine-region.eu/>

EUSAIR - <http://www.adriatic-ionician.eu/>

EUSBSR - <http://www.balticsea-region-strategy.eu/>

Model MIPs pro experimentální svahy

Šárka Blažková a Alena Kulasová
Výzkumný ústav vodohospodářský T.G. Masaryka, v.v.i. Praha, Česká republika

Abstrakt

Příspěvek popisuje výhody modelu MIPs (Multiple Interacting Pathways) a ukazuje typ vstupních dat do tohoto modelu na příkladu experimentálního svahu v Lučanech nad Nisou.

Úvod

Multiple interacting pathways (MIPs) model je poměrně nedávno vyvinutá metodologie, která reprezentuje proudění a transport jako integrované řešení, přičemž explicitně pracuje s preferenčními cestami a jejich možnými interakcemi.

V roce 1982 Beven a Germann napsali mnohokrát citovanou rešerši o makropórech a pohybu vody v půdách. V roce 2013 navázali novou rešerší o pokrocích v pozorování a teorii pohybu vody preferenčními cestami v mezidobí mezi oběma články. Konstatují, že tomuto problému stále ještě není věnována taková pozornost, jakou by si zasloužil. Jedním z důvodů je snadná dostupnost softwaru, používajícího Richardsův přístup, ačkoliv je již prokázáno, že tento přístup je založen na experimentální metodě nevhodné pro přírodní podmínky (Beven and Germann, 2013).

Řada experimentálních a modelových studií publikovaných v mezidobí mezi oběma rešeršními studii byla prováděna v měřících profilu, lysimetru nebo malé experimentální plochy, kde dominuje vertikální pohyb.

Při přechodu z měřítka profilu k měřítka svahu je třeba integrovat vertikální a laterální pohyb včetně účinků kapilárních jevů na postupivost vlny (celerity) a posun vody uložené jako zásoba.

Je důležité rozlišovat rychlost vody v pórech, která kontroluje transportní procesy a postupovou rychlost (celerity), která kontroluje propagaci vln systémem a tedy kontroluje odezvu v podobě hydrogramu.

Metody, výsledky, diskuze

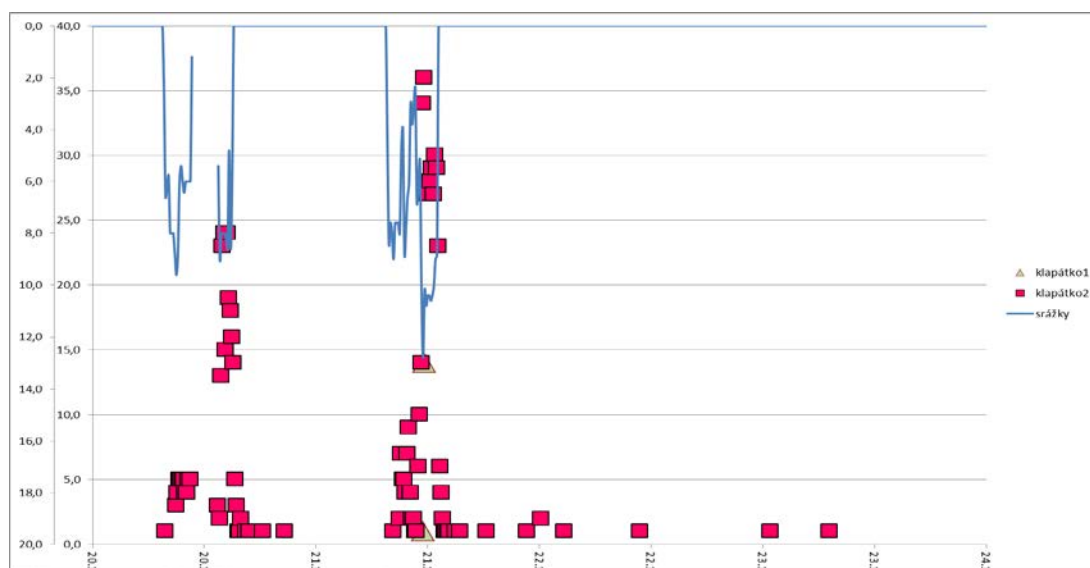
Odtoková plocha je často reprezentována jako soustava svislých válečků, jak pro výpočet proudění, tak pro výpočet transportu (Beven et al., 2006). Ale v mělkých půdách, nebo tam, kde hladina vody je blízko povrchu, prostorové interakce nabudou na důležitosti. Zvláště makropóry a preferenční cesty usnadňující rychlou podpovrchovou odezvu na srážku byly začleněny do vyvíjených modelů hydrologie svahů (Beven and Germann, 2013).

Je tedy třeba kombinovat měření průtoku s tracerovými experimenty, abychom otestovali, zda předpoklady o rychlostech proudění mohou také reprodukovat postupivost kontrolující hydrogram.

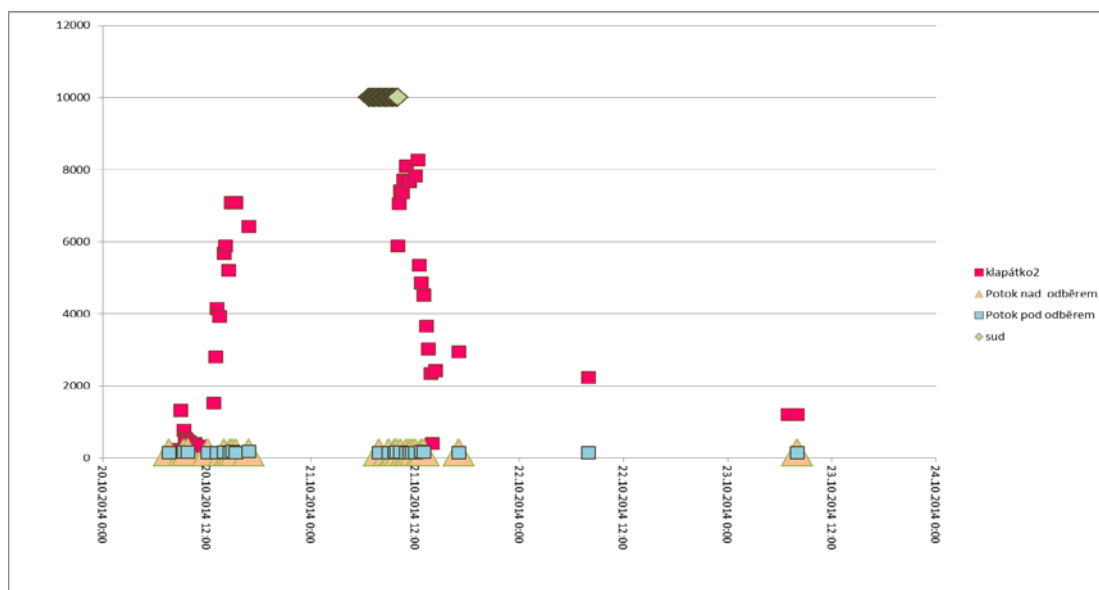
Příklad experimentu s tracerováním provedený v Lučanech nad Nisou s cílem použití modelu MIPs k testování hypotéz je na obr. 1 a 2.

Prvním článkem o MIPs je příspěvek Bevena et al. (1989), inspirovaný tracerovými pokusy na Bear Brook ve státě Main (Hornberger, et al., 1991) Je zde předvedena zjednodušená představa o tvorbě odtoku podle obr. 3, kde jednotlivé grafy, často složitějšího tvaru, jsou distribučními funkcemi příslušného procesu. Jejich složením potom vzniká jednoduchá křivka, kterou je možno vyjádřit několika málo parametry – tedy hydrogram odtoku, čili lifetime probability density function (hustota pravděpodobnosti doby zdržení částice v systému). Z hydrogramu odtoku však nejsme schopni zpětně

soudit o podstatě procesů, které proběhly ve svahu nebo v povodí. K tomu potřebujeme další nezávislou informaci, kterou získáme použitím traceru (viz obr. 1 a 2) pro povodí v Lučanech nad Nisou a příspěvek Kulasová a Blažková v tomto sborníku.

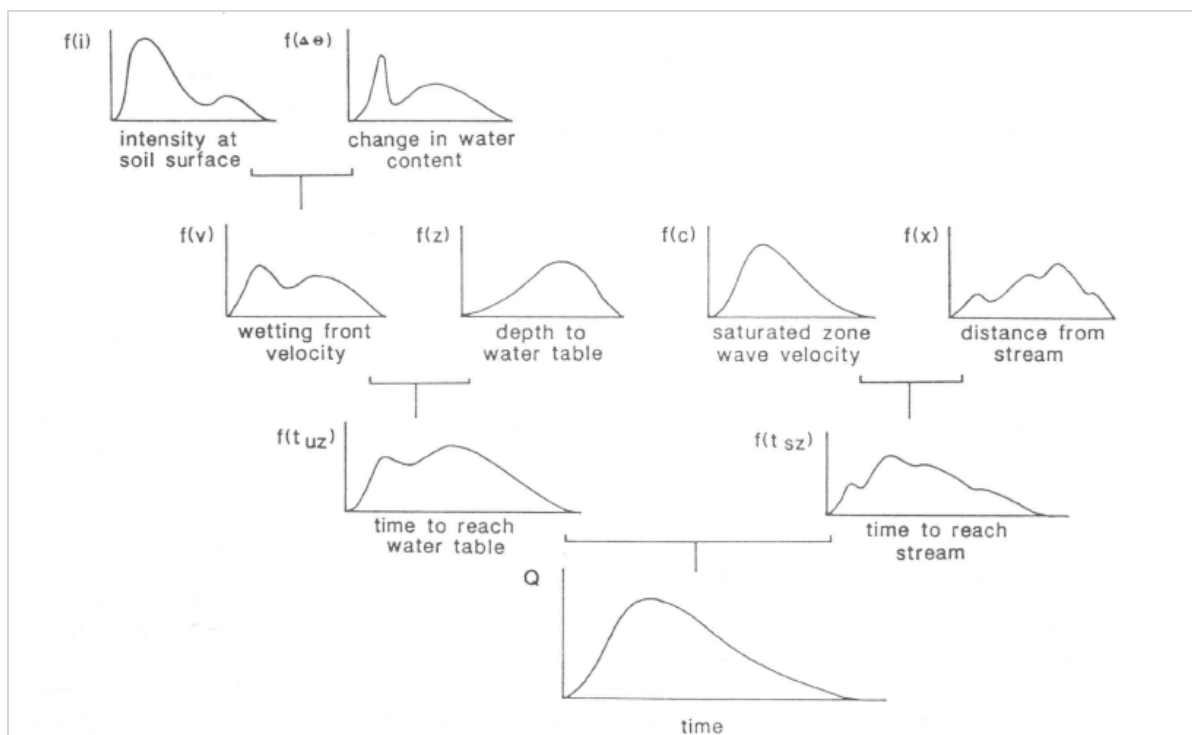


Obr. 1: Počet překlopení: tipping bucket 1 (světle zelený trojúhelník – špatně viditelný u vrcholu druhého bloku srážek a blízko osy x), tipping bucket 2 (čtverce magenta), modrá – srážky.



Obr. 2: Vodivost v sudech (světle zelený diamond), tipping bucket 2 (čtverec magenta), potok nad profilem (světle hnědý trojúhelník) a pod profilem (bledě modrý čtverec).

V článku Bevena et al. (1989) byl model distribučních funkcí v obr. 3 použit pro případ stálého (steady state) průtoku s využitím metody particle tracking. Model si náhodně vybírá cestu systémem s mnoha částicemi vody a/nebo traceru. V nenasycené i nasycené zóně je stanovena pevná pravděpodobnost, že částice se bude i v příštím kroku pohybovat stejnou rychlostí. V opačném případě je rychlost náhodně vybrána z rychlostí, které jsou k dispozici v systému multiple pathways včetně možnosti výměny s nepohyblivou složkou vody.



Obr.3: Schematický konceptuální model podpovrchových toků na heterogenních svazích; $f(--)$ představuje hustotu pravděpodobnosti doby zdržení částice v systému (Beven, K., G.M. Hornberger, and P. Germann, 1989).

Davies et al. (2011) využili dat z povodí Gardsjon ve Švédsku. Pracovali s transientním prouděním. Model založený na particle tracking, nepracoval s Richardsovy kapilárními gradienty ani pro proudění, ani pro transport.

MIPs užívá částice (particles) k simulaci jak proudění, tak transportu, zcela konsistentním způsobem, tj. pohybem vodních částic na základě mechanistických rovnic je vypočteno proudění a zároveň jednotlivé částice mohou být sledovány v systému. Z toho je možno odhadnout dobu zdržení v systému a transport konservativních látek. Pohyb částic v systému lze krásně vizualizovat, jak ukázala Jessica Davies při přednášce na EGU ve Vídni.

Pro diskrétní dynamickou simulaci podpovrchového a povrchového (overland flow) se používá:

- Random particle tracking
- Rozdělení rychlostí
- Matice přechodu (transition probabilities),

tj. různé možné cesty pohybu v systému jsou representovány pravděpodobnostně kombinovaným využitím random particle tracking balíčků vody v různých cestách definovaných rozdělením rychlostí a pravděpodobnostními maticemi přechodu (element ij je pravděpodobnost přechodu z cesty i do cesty j), které representují výměnu vody mezi těmito cestami. Exponenciální rozdělení rychlostí je jednoparametrické (parametrem je průměrná rychlost). Při tomto rozdělení se mnoho částic může pohybovat mnohem pomaleji než průměr (proudění v půdní matici), ale vyskytují se rychlosti mnohem vyšší než průměr (preferenční cesty).

Předcházející zásoba vody a vstupy během epizody jsou representovány velkým množstvím diskrétních částic. V každém kroku se částice pohybuje v potenciálních cestách podle step function, která odráží její momentální posici v doméně proudění.

Využití rozdělení rychlostí a matic přechodu v této podobě je způsobem modelování efektů preferenčního proudění a bypassing-u uvnitř svahu bez explicitní znalosti geometrie potenciálních cest proudění – což je něco, co nemůže být známo v naprosté většině praktických aplikací.

Závěry

Závěrem je třeba zdůraznit, že hydrologie potřebuje více experimentálních studií s měřenými vstupy, výstupy, hladinami podpovrchové vody a chováním traceru.

Poděkování: Příspěvek byl podpořen GAČR 13-32133S.

Literatura

- Beven, K., and P. Germann (1981), Water flow in soil macropores II. A combined flow model, *Eur. J. Soil Sci.*, 32(1), 15–29.
- Beven, K., and P. Germann (1982), Macropores and water flow in soils, *Water Resour. Res.*, 18(5), 1311–1325.
- Beven KJ, Germann PF. (2013), Macropores and water flow in soils revisited. *Water Resources Research* 49(6): 3071–3092. DOI:10.1002/wrcr.20156.
- Beven, K., G.M. Hornberger, and P. Germann (1989), Hillslope hydrology, a multiple interacting pathways model, paper presented at Second National Hydrology Symposium, British Hydrological Society, Sheffield, U. K.
- Davies J, Beven KJ, Nyberg L, Rodhe A. (2011), A discrete particle representation of hillslope hydrology: hypothesis testing in reproducing a tracer experiment at Gårdsjön, Sweden. *Hydrological Processes* 25: 3602–3612. DOI:10.1002/hyp.8085.
- Hornberger GM, Germann PF, Beven KJ, (1991), Throughfall and solute transport in an isolated sloping soil block in a forested catchment. *Journal of Hydrology*, 124, 81-99.
- Kulasová A, Blažková ŠD, (2017), Vliv extrémního deště na odtok z experimentálního svahu. In: *Sborník konference Hydrologie malého povodí 2017, Praha 18. – 20.4. 2017*, Eds. Brych Karel a Tesař Miroslav, ISBN: 978-80-87117-15-6

Meranie a modelovanie snehovej pokrývky v horskom mikropovodí

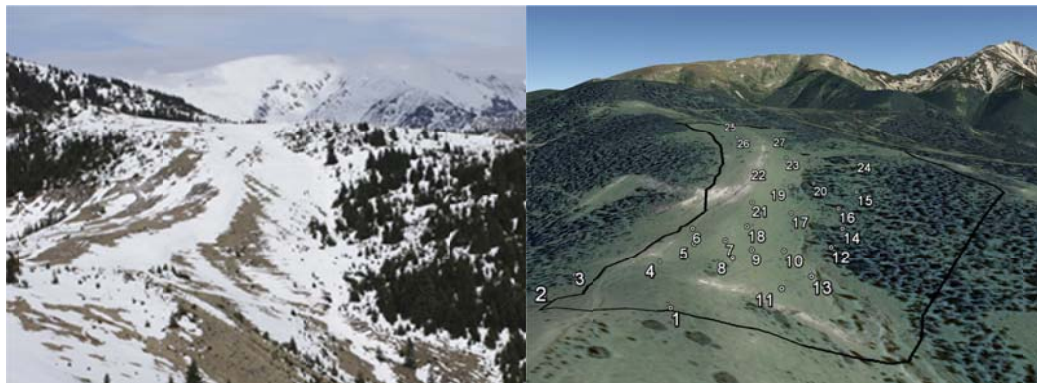
Michal Danko¹, Ladislav Holko¹, Pavel Krajčí¹, Jozef Hlavčo¹
¹ Ústav hydrologie SAV, Ondrašovská 16, 031 05 Liptovský Mikuláš

Úvod

Vodná hodnota snehu v povodí je veľmi variabilná. Závisí od priestorového rozdelenia zrážok, transportu snehom vplyvom vetra a metamorfózy snehu na danom mieste, ktorá zahŕňa aj topenie snehu. Pre hydrologiu je najdôležitejšou charakteristikou snehu jeho vodná hodnota. Priestorové rozdelenie vodnej hodnoty snehu na začiatku topenia a energetická bilancia počas topenia snehu ovplyvňujú priebeh odtoku z povodia v jarnom období. Na podrobnejšie skúmanie týchto javov sme vo vysokohorskom povodí Sokolného jarku pred zimou 2015 vybudovali sieť meraní výšky a vodnej hodnoty snehu (snehomerné tyče), množstva vody odtečeného zo snehu (snehové lyzimetre), trvania snehovej pokrývky (teplomery umiestnené na povrchu terénu), vlhkosti pôdy a odtoku z povodia (Krajčí et al., 2016). Hlavným dôvodom výberu povodia Sokolného jarku bolo to, že je v ňom možné skúmať redistribúciu snehu vetrom, ktorá sa výrazne prejavuje odfukovaním snehu z hrebeňa, vytváraním záveja za hrebeňom a ukladaním snehu v terénnych zníženinách. Prvé použitie získaných údajov v hydrologickom modeli ukázalo, že uspokojuvajú simulácia vodnej hodnoty snehu sa dá dosiahnuť korekciou zrážok vstupujúcich do modelu tak, aby priestorové rozdelenie zrážok zohľadňovalo redistribúciu snehu vetrom. V tomto príspevku analyzujeme vplyv spôsobu rozdelenia zrážok na výsledky simulovania vodnej hodnoty snehu, množstva vody odtekajúceho so snehovej pokrývky a odtoku z povodia.

Skúmané územie a metodika

Povodie Sokolného jarku leží v Západných Tatrách v nadmorskej výške 1440 m n.m. až 1568 m n.m a má plochu približne 0,056 km² (Obr. 1). Geologické podložie tvoria väčšinou vápence a dolomity. Povodie je porastené nízkou trávnatou vegetáciou (60,2%) a mladým smrekovým lesom (39,8%).



Obr. 1: Vľavo - povodie Sokolného jarku, v pozadí masív Salatína; vpravo – rozmiestnenie snehomerných tyčí v povodí v zime 2016

V povodí bolo nainštalovaných 27 snehomerných tyčí, pri ktorých bola niekoľkokrát za zimu meraná výška a vodná hodnota snehu. Pri tyčiach boli na povrchu pôdy umiestnené teplomery s hodinovým krokom merania, ktoré umožnili zistiť dĺžku trvania snehovej pokrývky na danom bode. Na piatich miestach boli umiestnené snehové lyzimetre, ktoré poskytli údaje o časovom priebehu a množstve vody z topiaceho sa snehu. Vlhkosť pôdy v povrchovej vrstve pôdy 0-10 cm bola meraná na deviatich bodoch. V povodí sú umiestnené dva váhové zrážkomery. Odtok z povodia bol meraný pomocou Thomsonového priepadu a tlakového snímača. Teplota vzduchu je meraná na meteorologickej stanici ležiacej cca 500 m od povodia.

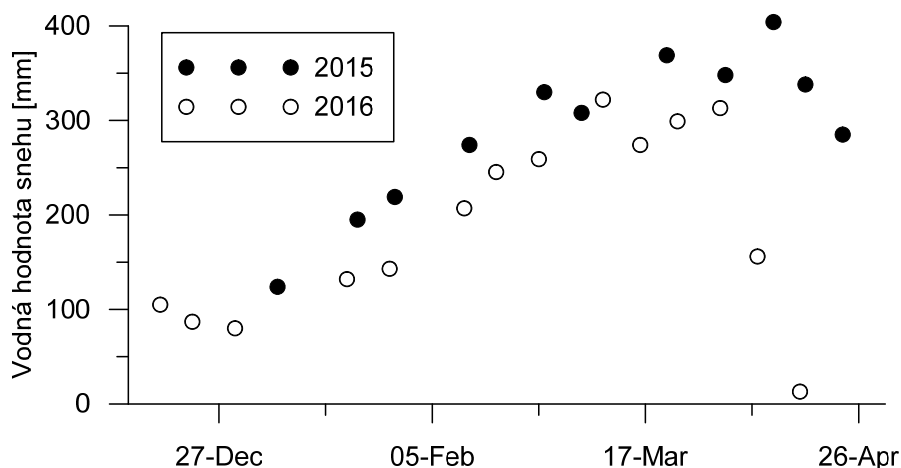
Pri modelovaní ukladania a topenia snehu bol použitý hydrologický model MIKE SHE ((Mike by DHI, 2011). Model bol nakalibrovaný pre zimu 2016 s hodinovým krokom výpočtu v gride 20 m. Mapa priestorového rozdelenia zrážok bola urobená pomocou Thiessenových polygónov, zostrojených okolo snehomerných tyčí (ďalej označená ako THIESSEN). Váhy pre jednotlivé polygóny boli určené podľa merania výšky snehu v čase maxima snehovej pokrývky 7. 4. 2016. S takto pripravenou mapou vstupných zrážok bola urobená kalibrácia modelu. Pri kalibrácii sme porovnávali meranú a simulovanú vodnú hodnotu snehu pri snehomerných tyčiach, odtok z topiacej sa snehovej pokrývky a odtok z povodia. Výsledkom kalibrácie bolo okrem iného nastavenie časovo variabilného teplotného faktora (Krajčí et al., 2016). Nakalibrovaný model bol použitý na simuláciu snehovej pokrývky v zime 2015. Potom bola zmenená mapa rozdelenia zrážok a simulácia bola opäť zopakovaná pre obe zimy 2015 a 2016. Pri novej mape rozdelenia zrážok (ďalej označená ako RELIÉF) boli využité analýzy vzťahu výšky snehu a reliéfu. Podrobné údaje o rozdelení výšky snehu boli získané pomocou globálneho polohového systému (Danko et al., 2016). Po ich analýze sme kombináciou tangenciálnej krivosti a uhlu od horizontu urobili mapu rozdelenia snehovej pokrývky pre nezalesnenú časť povodia, ktorá bola použitá na korekciu zrážok v jednotlivých bodoch výpočtovej siete (RELIÉF).

Porovnanie meranej a simulovanej hodnoty snehu a odtoku z povodia malo za cieľ odpovedať na nasledujúce otázky:

1. Vedeďe podrobnejšia analýza reliéfu v topograficky zložitom teréne k lepšej simulácii vodnej hodnoty snehu?
2. Je mapa rozdelenia zrážok pripravená pre zimu s podrobnými meraniami použiteľná na získanie akceptovateľnej simulácie aj pre inú zimu, s menej podrobnými meraniami (inými slovami, platí predpoklad o podobnom priestorovom rozdelení snehu v rôznych zimách)?

Výsledky a diskusia

Charakteristika zím 2015 a 2016 z hľadiska ukladania a topenia snehu je znázornená na obr. 2, ktorý ukazuje vodnú hodnotu snehu meranú neďaleko povodia Sokolného jarku. V zime 2015 bolo viac snehu a roztopil sa neskôr, ako v zime 2016, kedy bolo prvé výraznejšie topenie už okolo polovice marca.



Obr. 2: Priebeh vodnej hodnoty snehu od začiatku decembra do konca apríla v zime 2015 a 2016.

Porovnanie simulácie vodnej hodnoty snehu na snehomerných tyčiach ukazuje, že vo väčšine prípadov (22 z 27) bola lepšia simulácia (RMSE do 60 mm) vychádzajúca z mapy THIESSEN. Simulovaná vodná hodnota vychádzajúca z mapy RELIÉF bola lepšia (RMSE do 60 mm) v štrnástich prípadoch. Podobná, relatívne dobrá simulácia vodnej hodnoty snehu (RMSE do 60 mm) vychádzajúca z oboch máp bola v dvanástich prípadoch a podobne zlá simulácia bola v troch prípadoch (tyče 3, 5, 26). Tieto snehomerné tyče s podobne zlou simuláciou sa nachádzajú blízko rozvodnice povodia. Výsledky simulácie naznačujú, že pri rozmiestnení snehu v povodi majú nezanedbateľnú úlohu aj iné

charakteristiky, ako iba reléf. Pravdepodobne preto viedli Thiessenove polygóny odvodené na základe priameho merania snehu (výšky) k lepším výsledkom v kalibračnom období 2016. Naopak vo validačnom období 2015 však simulovaná vodná hodnota vychádzajúca z mapy RELIÉF bola lepšia (RMSE do 60 mm) na piatich snehomerných tyčiach a simulovaná vodná hodnota vychádzajúca z mapy THIESEN bola lepšia (RMSE do 60 mm) iba na 2 snehomerných tyčiach.

Simulovaný prietok vychádzajúci v mapy THIESEN bol v zimno-jarnom období (December až máj) celkovo vyšší, ako prietok vychádzajúci z mapy RELIÉF, ale simulácia vln z topenia snehu sa podstatne nelíšila.

Záver

Výsledky práce ukazujú, že charakteristiky reliéfu sú využiteľné pri simulácii priestorového rozmiestnenia snehu ovplyvneného vetrom len čiastočne. Analýza reliéfu umožňuje distribuovať simuláciu vodnej hodnoty snehu aj na území, pre ktoré nie je k dispozícii hustejšia sieť meraní charakteristík snehu, ale výsledky simulovanej vodnej hodnoty snehu sa môžu na niektorých miestach dosť podstatne líšiť od skutočnosti.

Podakovanie

Tento príspevok vznikol vďaka podpore z grantovej agentúry VEGA (projekt 2/0055/15).

Literatura

- Danko, M., Holko, L., Krajčí, P., Hlavčo, J., Kostka, Z. (2016): Meranie výšky snehu v horskom mikropovodí pomocou globálneho polohového system. *Acta Hydrologica Slovaca*, 17, 2, 199 – 206.
- Krajčí, P., Danko, M., Hlavčo, J., Kostka, Z., Holko, L. (2016): Experimental measurements for improved understanding and simulation of snowmelt events in the Western Tatra Mountains. *J. Hydrol. Hydromech.*, 64, 2016, 4, 316–328, DOI: 10.1515/johh-2016-0038
- Mike by DHI (2011) Mike SHE. An integrated hydrological modeling framework. Vol. 2. Refer. Manual, 444 strán.

Weather station grass is not a reference crop

František Doležal, Mukhitdin Gulamov, Svatopluk Matula, Rebeca Hernández-Gomis, Markéta Miháliková, Sanjar Khodjaev
Department of Water Resources, Faculty of Agrobiolgy, Food and Natural Resources, Czech University of Life Science, Kamýcká 129, 165 00 Praha 620 - Suchdol

Abstract

A weighing lysimeter SFL-300 (diameter 0.3 m, depth 0.3 m) was used to characterize the actual evapotranspiration of non-irrigated and unfertilized grass on Chernozem loamy soil. The suction at its bottom was maintained at the same level as in the native soil nearby. 585 rainless days with regular records were selected for analysis of daily sums. On most days, the lysimeter-measured actual evapotranspiration ET_a was smaller than the Penman-Monteith FAO 56 reference crop evapotranspiration ET_0 . The FAO 56 procedure was found to be a reasonable estimator of the non-stressed evapotranspiration in a moderately stressed environment. The ET_a/ET_0 ratio and the canopy surface resistance r_s depend on the soil water content and suction measured at 5 cm. This dependence breaks down into a horizontal, non-stress parts and declining (for ET_a/ET_0) or inclining (for r_s) water-stress parts. The ratio ET_a/ET_0 is about 85 % and r_s is about 250 s m^{-1} when the grass is not under water stress. The paper provides parameters of evapotranspiration for a canopy found on many standard weather stations and demonstrates that high-quality research of evapotranspiration of low, dense and shallow-rooting crops is possible with small lysimeters of this type.

Keywords: evapotranspiration, FAO56 Penman-Monteith equation, smart field lysimeter, water stress

Introduction

Evapotranspiration is a basic component of the natural water cycle and water balance. Its quantification is therefore of utmost importance for many branches of water management. The FAO 56 (Allen et al. 1998) and ASCE (Jensen and Allen, 2016) methodologies offer; a concept of the reference crop evapotranspiration ET_0 , corresponding to the actual evapotranspiration of a standard, dense and extensive herbal stand sufficiently supplied with soil water. The FAO 56 reference low crop is grass, assumed to be 0.12 m high, having a short-wave albedo 0.23 and a surface resistance 70 s m^{-1} . Up to now, the most versatile way of estimating ET_0 is the one based on the Penman combination concept, resulting in the FAO 56 Penman-Monteith evapotranspiration equation (cf. Allen et al., 1998). A weak point of this concept, not yet generally recognized, lies in the fact that it is neither easy nor common (and frequently not desirable) to maintain the grass stand on a weather station in a state close to the hypothetical ideal of the stress-free reference crop. If the station and the surrounding landscape are drier than the hypothetical reference, then their surface energy balance will be shifted in favour of the hot-surface outgoing balance components, namely, the net outgoing longwave radiation, the sensible heat flux and the soil heat flux, at the expense of the wet-surface outgoing balance component – the latent heat flux. A practical problem that immediately arises in this context is how to estimate the reference crop evapotranspiration from the weather data measured under non-reference (drier) conditions.

This paper is devoted to the so-called “smart field lysimeter”, a small and versatile instrument of the size of a representative elementary soil volume, not requiring large and costly supporting structures. The bottom boundary condition of such a lysimeter is automatically maintained at the same level as the one prevailing in the surrounding soil at the same depth, typically in terms of the variable soil water suction. The changes in the mass of the lysimeter and perhaps also the mass of the bottom percolate are automatically recorded. If the purpose is to provide typical characteristics of the evapotranspiration response of a particular crop or canopy to the condition of particular climate, soil and other site factors, then the measurement should be long lasting (few years at least) but need not be uninterrupted. This is also the case in our study.

Not many studies published up to now are associated with small lysimeters. Parisi et al. (2009) compared the reference crop evapotranspiration computed by the Penman-Monteith equation with the daily actual evapotranspiration measured with four mini-lysimeters, each with 0.25 m² horizontal area and the mass between 40 and 120 kg. The results of both methods were close to each other, except that the lysimeter values were slightly smaller than ET_o . The most significant differences were observed during hot summer days and attributed to small dimensions of the lysimeters and the disruption between the soil and the lysimeter border. Wegehenkel and Gerke (2013) compared the actual evapotranspiration measured for a period of three years with eight grass-covered larger weighing lysimeters (1 m² in area and 1.5 m deep, four with undisturbed sandy soil columns and the other four with undisturbed silty-clay soil monoliths) with the evapotranspiration simulated by the WOFOST 6.0 model. In some cases the measured actual evapotranspiration was higher than the simulated potential evapotranspiration. This was also attributed to the oasis effect. Gebler et al. (2015) compared the data of six lysimeters (1 m² in area and 1.5 m deep) with the FAO 56-Penman Monteith method. It appeared that the lysimeter-measured actual evapotranspiration was higher than the reference crop evapotranspiration. This was explained by the grass length being larger than 12 cm.

Large attention has been paid to the noise of the measured lysimeter data and its smoothing. Hannes et al. (2015) presented a filtering scheme for errors removal from the weighing lysimeter data. Schrader et al. (2013) used simulated data and real measured data from three lysimeters (1 m² area and 1 m depth) in Austria and Germany (operated within the TERENOSoilCan network) to develop a standard procedure for evaluating lysimeter measurements. The authors do not recommend to use the actual lysimeter data for testing of the methods and rather prefer a validation strategy with synthetic data. However, they conclude that it is difficult to find the most adequate filter, as well as the length of the moving window, in order to avoid underestimation of evapotranspiration or loss of temporal resolution.

The smart field lysimeter described below was obtained primarily for educational purposes and for occasional research projects related to soil water, evapotranspiration and irrigation. The objective of this paper is to characterize the actual evapotranspiration pattern of the grass canopy growing on the experimental station of CULS around the lysimeter and its relation to the reference crop evapotranspiration as defined by the FAO 56 procedure. Effort was also taken to answer the question whether or not the FAO 56 reference crop evapotranspiration can be reasonably estimated on a site that does not correspond to the definition of the reference crop site, namely, is drier than the latter and grass on it is lower and sparser. Our first experience with the small field lysimeter was published by Doležal et al. (2015b). The methods used below for the data processing and evaluation are not totally new, but contain nonetheless some innovative elements. The instrument used (the smart field lysimeter SFL) is innovation in itself. The subject of study (the weather-station grass) has not probably been studied yet as deeply as it would deserve. The all-winter measurements and their results can also be regarded as innovative.

Materials and methods

The field research was conducted in Prague – Suchdol (50°8'N, 14°23'E, 286 m a.s.l.) under moderately warm and moderately dry climate. Basic description of the site can be found in Doležal et al. (2015a,b). Average annual temperature and precipitation are 9.1 °C and 495 mm, respectively. The soil is Udic Haplustoll (Soil Survey Staff, 1999) or haplic Chernozem (IUSS Working Group WRB, 2006) of loamy texture on an aeolic loessial substrate. The fine earth contains 22–32.5 % sand (0.05 to 2 mm), 39.5–54 % silt (0.002 to 0.05 mm) and 22–28 % clay (below 0.002 mm) (Krkavcová, 2010, unpublished). The topsoil contains about 2.5 % (dry matter basis) of total organic carbon and 7.8 % of calcium carbonate. There is virtually no textural difference between topsoil and subsoil. The layer between about 15 to 25 cm of depth is perceptibly more compacted than the rest of the profile. No permanent saturated zone exists either in the soil profile or in the underlying loess down to at least few meters. The soil has some capacity to swell and shrink. The structure is granular in the A horizon and subpolyhedral in the loessial C horizon. At the higher level of organization, the structure is prismatic.

Biopores are frequent. The saturated hydraulic conductivity (100 cm³ cores) varies roughly between 6×10^{-4} and 4×10^{-1} cm min⁻¹. The total porosity varies between 40% vol. (plough sole) and 54% vol. (topsoil). Its mean value is 45.7% vol. (0–100 cm). The field capacity varies between 30 and 35% vol.. The terrain is flat. No overland flow or accumulation of water at the surface were observed, except in some furrows compacted by machinery. The soil had been ploughed for several centuries, but grass (commercial park lawn mixture) was sown in spring 2009 and is maintained there since then as a short lawn. The site is neither irrigated nor tile-drained. No fertilizers have been added since the grass has been sown. The lawn often suffers from water stress and has already slightly degraded because of drought and nitrogen deficiency, as witnessed by local appearance of legumes and mosses. It is cut about 4 times a year. The average height of the canopy in the lysimeter and around it is about 6 cm. The size of the grass field around the lysimeter is about 20 x 20 m. It is surrounded by a mosaic of agricultural research parcels and facilities, containing croplands, orchards, trees, hedges, roads and occasional buildings. Only a small part of the surrounded area is irrigated.

The Smart Field Lysimeter SFL-300, manufactured by UMS GmbH (now METER Group AG), München, (<http://www.ums-muc.de/en/lysimeter/smart-field-lysimeter/>, accessed 28 January 2017) was installed on 25 April 2013. The core part of the lysimeter is a stainless steel cylinder 30 cm high with internal diameter 30 cm. A soil monolith of the same size was cut with this cylinder from the soil on the same site. The cylinder with the soil is placed in a sunken barrel on an electronic balance. The suction at the bottom of the monolith is automatically kept corresponding to the suction of water in the native soil nearby (at about 1 meter distance) at the same depth (30 cm), measured by a tensiometer T8 (UMS). This provision makes the regime of soil water in the lysimeter approximately the same as that in the native soil. Any water that percolates through the bottom of the monolith is automatically pumped into a storage vessel, which is placed in another underground container on another electronic balance. Primary data of the two electronic balances (*LYW* = lysimeter mass and *SWW* = percolate storage vessel) are recorded at 1 minute intervals. The soil monolith in the lysimeter is equipped with three soil water content, temperature and electrical conductivity sensors 5TE (Decagon) at 5, 15 and 25 cm below the soil surface and with three MPS2 matric potential sensors at the same depths. These sensors were not individually calibrated. Only the sensors placed at 5 cm are used in this study. The sensor readings are recorded at 10-min intervals. Mild winters allowed conduct the measurements all the year round after laying thermal insulation mattresses onto the water collection box. A shallow underground collar of the lysimeter made it difficult for grass to grow within an annular strip about 15 cm wide around the lysimeter. Weather data were measured on the same site at a 2 m height and a horizontal distance of several meters from the lysimeter and were recorded at 10-min intervals. Precipitation was recorded using a 0.01” heated tipping-bucket rain gauge MR3H (Meteoservis). The air temperature and humidity were measured by a combined probe HMP 45A/D (Vaisala), the solar radiation by the pyranometer LP02 (Hukseflux), the wind speed by an ultrasonic sensor Windsonic (Gill Instruments Ltd.).

For this study, the daily evapotranspiration (minus precipitation) sum for each day was estimated from the difference between the (*LYW*+*SWW*) value at midnight at the beginning of the day and that at the end of the day without any smoothing. In view of the results of other authors, cited above, we decided to avoid any smoothing. We used only the regularly-looking data collected over rainless periods. Out of the total of 1286 days from 25 April 2013 to 31 October 2016, we excluded the days visually irregular, the days on which non-zero precipitation was measured with the heated rain gauge, the days for which the daily reference crop evapotranspiration ET_0 , estimated by the standard FAO 56 procedure, came out negative or zero and the days on which the ratio ET_a/ET_0 appeared to be too high or too low. The remaining daily data for altogether 585 days were regarded as regular and were used for further processing. They were divided into two groups, relating respectively to the growing season (April to September, 340 days) and the dormant season (October to March, 245 days), briefly referred to as “summer” and “winter”, respectively.

The reference low-crop evapotranspiration was estimated according to the standard FAO 56 Penman-Monteith procedure defined by Allen et al. (1998) and put in an easy form e.g. by Zotarelli et al. (2015), whose procedure was literally followed. The directly measured solar radiation was used. The

net radiation R_n was then calculated from it and from other data. The standard shortwave albedo (0.23) was taken. The net outgoing longwave radiation R_{nl} ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$) was calculated according to the standard FAO 56 procedure:

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{(T_{max} + 273.16)^4 + (T_{min} + 273.16)^4}{2} \right] (0.34 - 0.14 \sqrt{e_a}) (1.35 \frac{R_s}{R_{s0}} - 0.35) \quad (1)$$

where σ is the Stefan-Boltzmann constant, T_{max} and T_{min} are the maximum and minimum daily temperatures, e_a is the mean daily actual vapour pressure (kPa), R_s is the (measured) daily solar radiation sum ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$) and R_{s0} is the clear-sky solar radiation ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$), calculated from known astronomic formulae. It is known (e.g. Yin et al., 2008) that the FAO 56 formula (1) underestimates the net outgoing longwave radiation for the sites that are drier than the ideal reference crop, which is our case also. This formula, however, can be understood as a tool for an approximate prediction of the radiation condition that would occur on the same site if it were adequately watered. It may therefore suit well the purpose of estimating the reference crop evapotranspiration for the mildly non-reference sites. The soil heat flux was neglected.

Crop coefficient, i.e. the ratio of the daily actual crop evapotranspiration ET_a to the daily reference crop evapotranspiration ET_0 (Allen et al., 1998), was calculated for each regular day. Its relations to the soil water content and matric potential at the depth 5 cm were explored, using the summer data only, which showed a better trend than the winter data. Attempt was made to fit the data with broken straight lines:

$$\begin{aligned} \frac{ET_a}{ET_0} &= A_\theta \quad \text{for } \theta > \theta_t \quad \text{or} \quad \frac{ET_a}{ET_0} = A_s \quad \text{for } s < s_t \\ \frac{ET_a}{ET_0} &= A_\theta + B_\theta(\theta - \theta_t) \quad \text{for } \theta \leq \theta_t \quad \text{or} \quad \frac{ET_a}{ET_0} = A_s + B_s(s - s_t) \quad \text{for } s \geq s_t \end{aligned} \quad (2)$$

where A_θ and A_s are the mean ratios ET_a/ET_0 for the unstressed parts of data, θ is the volumetric soil water content (% vol.), measured by a 5TE sensor at 5 cm depth, s (kPa) is the soil water suction (the matric potential without the negative sign), measured by the MPS2 sensor at the same depth, θ_t and s_t are the threshold values of θ and s , respectively, and B_θ (fraction of unity per 1% vol.) and B_s (kPa^{-1}) are the corresponding regression slopes, obtained by a least-squares optimization.

The low reference crop (grass) of the FAO 56 and ASCE concept (Allen et al., 1998; Jensen and Allen, 2016) is defined as being 0.12 m high and having surface resistance $r_s = 70 \text{ s m}^{-1}$. However, the non-irrigated and non-fertilized grass investigated in this study is expected to have a higher surface resistance even when it is sufficiently supplied with soil water. This surface resistance is then supposed to increase further on the days when water stress occurs. These concepts were semi-quantified in this study, using the daily ET_a/ET_0 values for the summer period only and expressing both the numerator and the denominator of this ratio in terms of the Penman-Monteith equations. The unchanged FAO Penman-Monteith equation was used for ET_0 in the denominator, while its modified version, into which an unknown surface resistance r_s was substituted, was employed to approximate ET_a in the numerator. To keep the analysis simple, only the surface resistance was varied and not the height of the canopy or the net radiation or any other parameter. This allowed us to content ourselves with modifying a single constant, namely, replacing the factor 0.34 in the denominator of the FAO 56 Penman-Monteith equation by the ratio $r_s/208$, where r_s (s m^{-1}) is the unknown surface resistance and $208/u_2$ is the aerodynamic resistance for a crop 0.12 m high. Then:

$$r_s = \frac{208}{u_2} \left\{ \frac{1}{\gamma} \left[\frac{ET_0}{ET_a} [(\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)) - \Delta] - 1 \right] \right\} \quad (3)$$

where u_2 is the wind speed (m.s^{-1}) at 2 m, γ is the psychrometric constant and Δ is the slope of the saturated vapour pressure curve (both being expressed in $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$). The surface resistance was calculated according to (3) for each regular day of the summer period. The r_s values were then plotted with respect to the soil water content θ (% vol.) and the suction s (kPa), as measured by the sensors at 5 cm depth. The data were approximated by broken straight lines in the same way as the ET_a/ET_0 ratios above in (2).

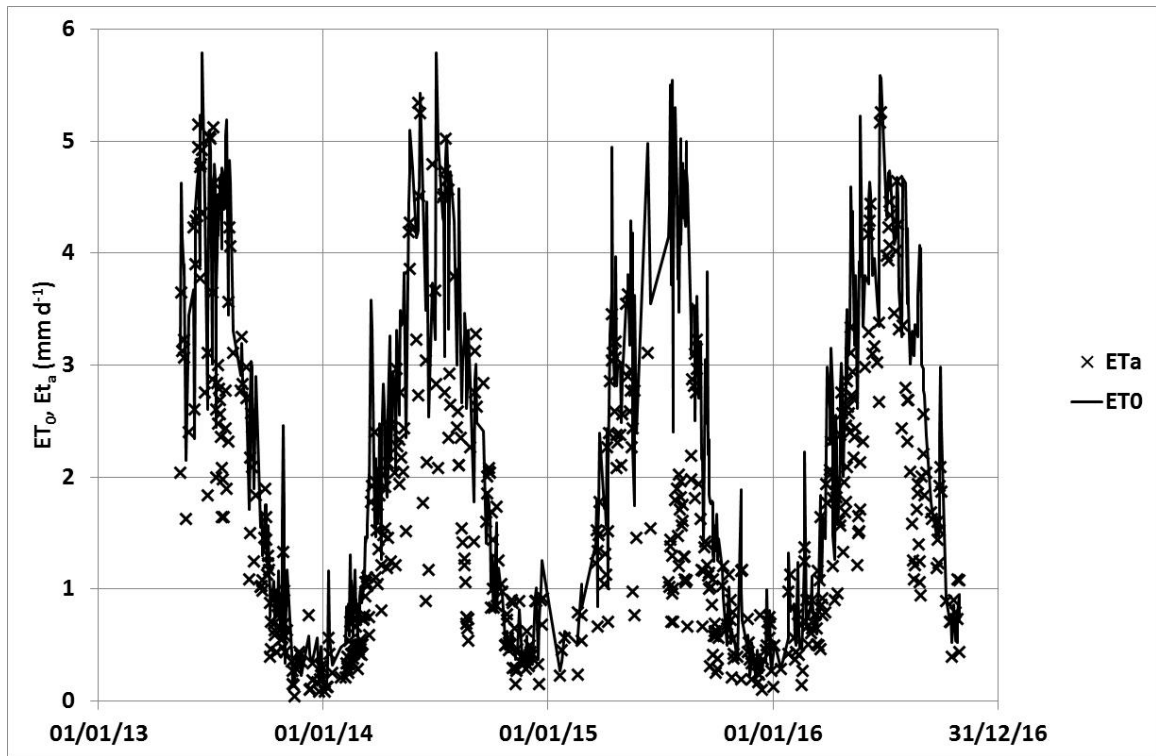


Figure 1 Daily sums of actual evapotranspiration ET_a and the reference crop evapotranspiration ET_0 for 585 regular days of the total of 1286 days from 25 April 2013 to 31 October 2016. The gaps between regular data are, in the case of ET_0 , bridged with straight lines.

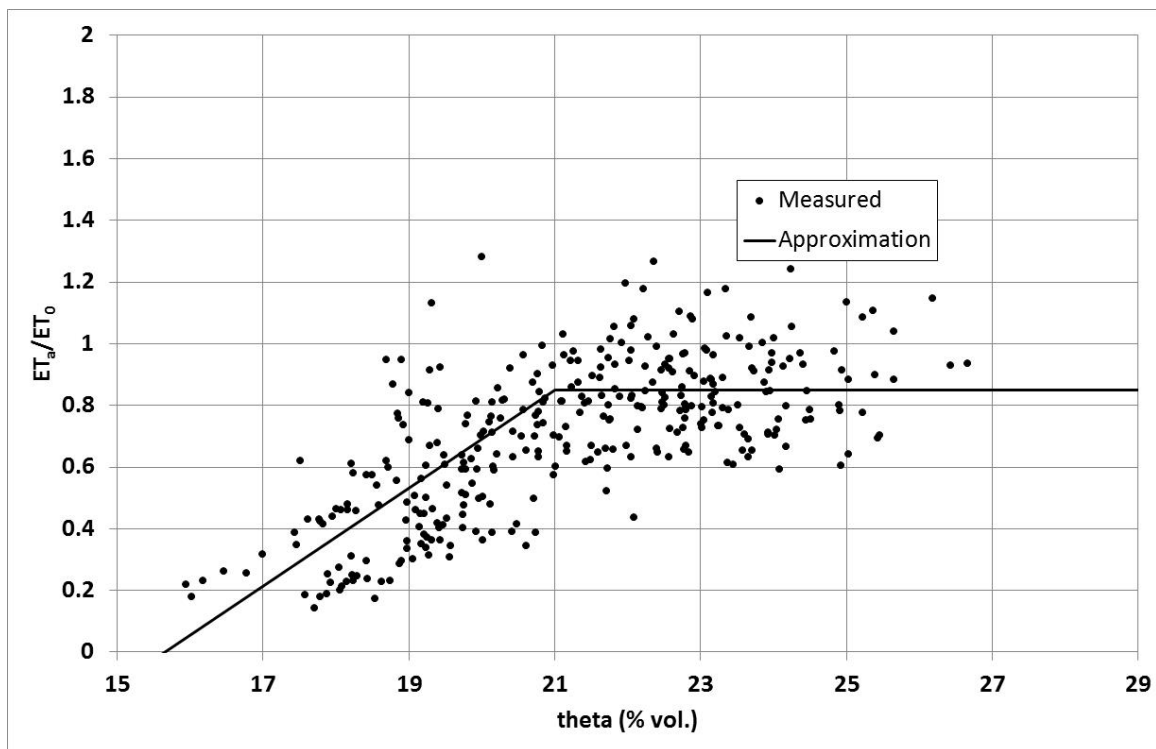


Figure 2 ET_a/ET_0 ratio dependence on soil water content θ for summer periods.

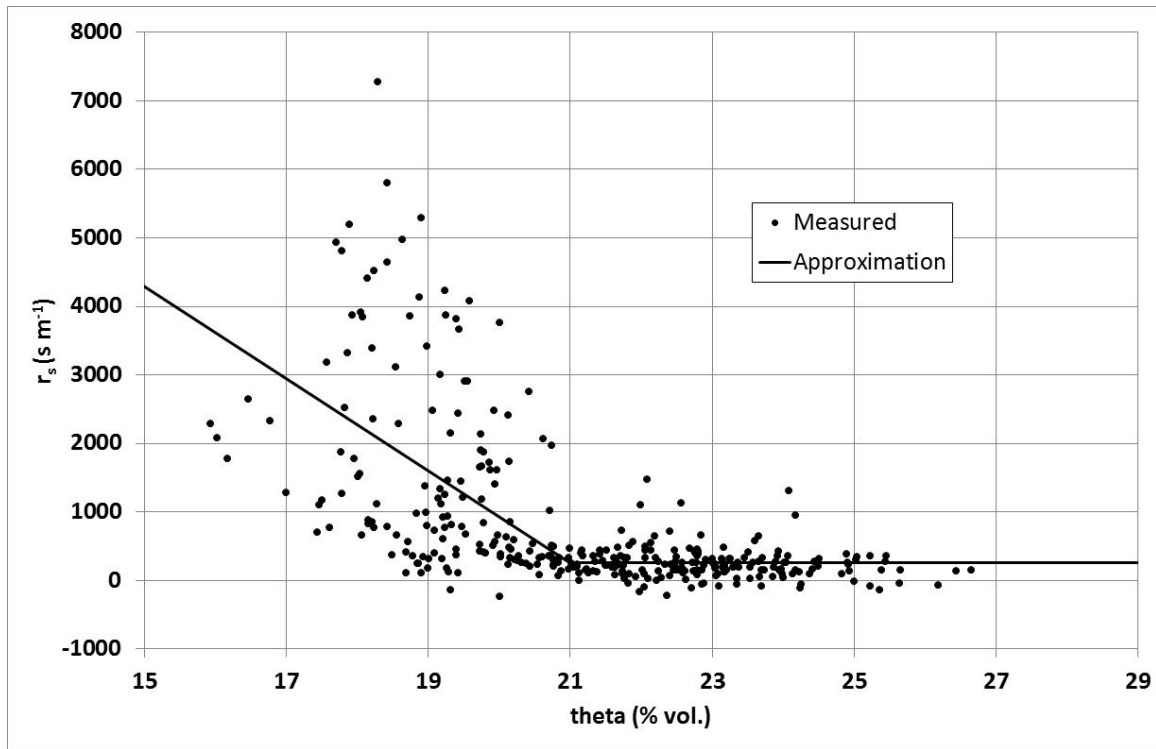


Figure 7 Surface resistance r_s dependence on soil water content θ for summer periods.

Results and discussion

Fig. 1 shows the daily sums of actual evapotranspiration ET_a and the reference crop evapotranspiration ET_0 over the entire period of investigation. Only the regular data are plotted. The gaps are, in the case of ET_0 , bridged with straight lines. The two series vary over time in a qualitatively similar manner, being high in the growing season and low (with few exceptions) in the season regarded as dormant (October to March). It is easy to notice that the summer 2015 was the driest. No negative daily sums occurred among the regular data. Within individual diurnal cycles, there were sometimes shorter period of soil water condensation or dewfall (the details are not shown). ET_a is smaller than ET_0 on most days. The cases when $ET_a > ET_0$ are more frequent in winter (70 days) than in summer (30 days). This is due to more frequent dew or rime on grass or wet soil surfaces in winter. The effect of snow is difficult to analyse with the data available (neither the days with snowpack nor the thickness and continuity of the snowpack were systematically recorded). We may conclude that the FAO 56 procedure of computing ET_0 (using (1) for the long-wave net radiation) is adequate for our site and does not lead to a large bias. It seems to be a reasonable estimator of the non-stressed evapotranspiration from the weather data measured in a moderately stressed environment like ours.

The values of ET_a/ET_0 were regressed to the soil water content θ (% vol.) and the soil water suction s (kPa), both measured by sensors in the lysimeter monolith at the depth 5 cm. The sensors used were not individually calibrated and so the measurements may have been biased. This is especially the case of the water content sensor, as it became clear when we compared the soil field capacity measured in the past independently on undisturbed soil samples (30 to 35 % vol.) with the data of the sensors in the lysimeter (not shown). The water contents measured by the 5TE sensor at 5 cm depth are by about 8 to 12 % vol. smaller than reality. The following discussion refers to the sensor-measured values only.

Fig. 2 demonstrates how the ET_a/ET_0 ratio depends on the soil water content in summer periods. An analogous graph for the soil water suction was also prepared but is not shown. The graph distinctly breaks down into two parts, one non-stress, where ET_a/ET_0 is virtually independent of the control variable, and the other one water-stress, where the ET_a/ET_0 declines, very loosely depending on the

control variable and tending (albeit not very strongly) to decrease when the soil becomes drier. The positions of the thresholds in terms of the soil water content or suction were estimated a priori by visual inspection of the graphs. The positions of the approximating horizontal lines in the non-stressed portions of the graphs are arithmetic averages of the non-stresses ET_d/ET_0 values. Given these estimates, the slopes of the inclined portions of the graphs could be estimated by least squares optimization. It follows from these data that a typical weather-station grass canopy, when it is not under water stress, has evapotranspiration at the level of about 85 % of the reference crop.

Figs. 3 shows the approximate dependence of the surface resistance, calculated for every regular summer day according to (11), on the soil water content θ . As in Figs. 3, the graph breaks down into two parts, a non-stress one and a water-stress one. The cluster of non-stressed points is more compact than in the case of ET_d/ET_0 , but the stressed part of the graph does not seem to resemble a sloping line. Nevertheless, the broken-line approximation was calculated in the same way as in the case of ET_d/ET_0 . It follows from these calculations that the surface resistance of a typical unstressed weather-station grass canopy is higher than the 70 s m^{-1} defining the low reference crop. Rather, its surface resistance in the unstressed state is about 250 s m^{-1} .

Conclusions

We may conclude that the research of evapotranspiration of low, dense and shallow-rooting crops is well possible even with a small lysimeter 30 cm in diameter and 30 cm deep. Saying this, we do not belittle the importance of such lysimeters for the investigation of percolation fluxes.

Important qualitative differences were found between the processes observed in the growing seasons (April to September) and in the dormant seasons (October to March). During the growing seasons, the FAO 56 equation (1) gives reasonably good estimations of the reference crop evapotranspiration, i.e. the evapotranspiration of a standard (reference) well-watered grass canopy subject to the same solar radiation, temperature, wind and humidity as the actual site. The actual evapotranspiration of low, non-irrigated and non-fertilized grass on our site was, in the growing season, almost always smaller than that of the FAO 56 low reference crop. The grass on our site, when it does not suffer from water stress, produces about 85 % of the FAO 56 reference grass evapotranspiration, while its surface resistance in the unstressed state is, on average, about 250 s m^{-1} , rather than 70 s m^{-1} . This estimate may of course be improved in future but it provides us with a basic idea about the evapotranspiration behaviour of a canopy that can be found on many standard weather stations.

Much less successful we were in the dormant season, when the soil surface is frequently wet and the grass is frequently covered with dew, raindrops, soft rime or snow. It is important to stress that the site studied belong to the warmest and driest places in Bohemia. The probability of occurrence and persistence of snowpack is about one quarter of the dormant season duration. The evaporation from snow was not studied as such. Nevertheless, the results, most of which are not shown here in detail, suggest that it is worth trying to analyse the growth and evapotranspiration of grass stands in the dormant season, at least under the temperatures typical for its warmer part.

Acknowledgement

This study is supported by the research project QK1720285 “New methods for adjustment of altered crop water requirements in irrigation systems across Czechia as affected by soil and climate changes”, financed by the National Agency for Agricultural Research. It was also supported by the CULS students’ grant competition in 2016 and 2017. Most weather data were provided by the Institute of Atmospheric Physics, Academy of Sciences of the Czech Republic, Prague. The authors thank the companies UMS GmbH (now METER Group AG), München, and Ekotechnika spol. s r.o., Černošice u Prahy, for their assistance during both installation and operation of the lysimeter.

References

- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., Smith, M. (1998): Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper, No. 56. FAO, Rome. 300 p.
- Doležal F., Matula, S., Moreira Barradas, J. M. (2015a): Rapid percolation of water through soil macropores affects reading and calibration of large encapsulated TDR sensors. *Soil & Water Research*, 10, 155-163.
- Doležal, F., Matula, S., Miháliková, M., Fišák, J., Chala, A. T., Hrkalová, M. (2015b): Soil water fluxes measured with a small lysimeter. *Acta Hydrologica Slovaca*, 16, 187 – 192.
- Gebler, S., Hendricks Franssen, H. J., Pütz, T., Post, H., Schmidt, M., Vereecken, H. (2015): Actual evapotranspiration and precipitation measured by lysimeters: a comparison with eddy covariance and tipping bucket. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19, 2145-2161.
- Hannes, M., Wollschläger, U., Schrader, F., Durner, W., Gebler, S., Pütz, T., Fank, J., von Unold, G., Vogel, H. J. (2015): A comprehensive filtering scheme for high-resolution estimation of the water balance components from high-precision lysimeters. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19, 3405-3418.
- IUSS Working Group WRB (2006): World reference base for soil resources 2006. World Soil Resources Reports No. 103. FAO, Rome.
- Jensen, M. E., Allen, R. G. (ed.) (2016): Evaporation, evapotranspiration and irrigation water requirements. Second Edition. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 70. American Society of Civil Engineers, Reston, VA.
- Parisi, S., Mariani, L., Cola, G., Maggiore, T. (2009): Mini-lysimeters evapotranspiration measurements in suburban environment. *Italian Journal of Agrometeorology*, 3, 13-16.
- Schrader, F., Durner, W., Fank, J., Gebler, S., Pütz, T., Hannes, M., Wollschläger, U. (2013): Estimating precipitation and actual evapotranspiration from precision lysimeter measurements. *Procedia Environmental Sciences*, 19, 543-552.
- Soil Survey Staff (1999): Soil taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Second edition. Agriculture Handbook No. 436. United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, Washington, DC.
- Wegehenkel, M., Gerke H. (2013): Comparison of real evapotranspiration measured by weighing lysimeters with simulations based on the Penman formula and a crop growth model. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 61, 161– 172.
- Yin, Y. H., Wu, S. H., Zheng, D., Yang, Q. Y. (2008): Radiation calibration of FAO56 Penman–Monteith model to estimate reference crop evapotranspiration in China. *Agricultural Water Management*, 95, 77-84.
- Zotarelli, L., Dukes, M.D., Romero, C.C., Migliaccio, K.W. Morgan K.T. (2010): Step by step calculation of the Penman-Monteith evapotranspiration (FAO-56 method). Document AE459, Agricultural and Biological Engineering Department, University of Florida, Institute of Food and Agricultural Sciences Extension. Revised August 2015. Available at <http://edis.ifas.ufl.edu/ae459>, accessed 28 January 2017.

Dynamika rozpuštěného organického uhlíku v lesním svahovém segmentu

Jaromír Dušek¹, Tomáš Vogel¹, Michal Dohnal¹, Johannes A. C. Barth², Martin Šanda¹, Anne Marx²,
Jakub Jankovec¹

¹ České vysoké učení technické v Praze, Fakulta stavební, Praha

² Friedrich-Alexander University Erlangen-Nuremberg, Department of Geography and Earth Sciences,
Erlangen, Germany

Abstrakt

Kvantitativní předpověď pohybu vody a hmotnostních toků rozpuštěných látek – například organického uhlíku – zůstává z důvodu komplexních okrajových podmínek a heterogenity půdního prostředí nesnadnou úlohou. Pro popis transportu rozpuštěného organického uhlíku (*dissolved organic carbon* – DOC) v půdách jsou navíc zdrojem nejistoty mikrobiální transformace DOC. V tomto příspěvku analyzujeme hypodermický odtok ze svahu a jeho chemické složení (koncentrace O-18 a DOC) pomocí matematického modelování. Jednorozměrný model proudění vody a transportu izotopu kyslíku a DOC, založený na konceptu duálního kontinua, byl použit ke studiu transportních procesů v lesním svahovém segmentu Tomšovka v Jizerských horách. Tento model sloužil k popisu dynamiky výstupního signálu O-18 a DOC pozorovaného v hypodermickém odtoku. Unikátním rysem zvoleného přístupu bylo souběžné modelování transportu O-18 a DOC, umožňující částečně odlišit nekonzervativní transformace DOC v půdním prostředí od konzervativních fluktuací způsobených advekcí a disperzí. K odhadu nejistoty spojené s parametrizací transformačních procesů DOC byla použita metoda Monte Carlo. Koncentrace O-18 v odtoku ze svahu byly v dobré shodě s měřeními. Navzdory komplexní povaze mikrobiálních transformací, které způsobily nejistotu parametrů modelu a následné predikce transportu DOC, vykazovaly simulované a měřené koncentrace DOC v odtoku ze svahu obdobné chování. Vzhledem k preferenčnímu proudění byla hodnota hmotnostního příspěvku DOC vyšší než hodnoty uvedené v dostupné literatuře.

Klíčová slova

stabilní izotop vody, rozpuštěný organický uhlík (DOC), preferenční proudění, Monte Carlo, sorpce a degradace

Úvod

Jednou z klíčových výzev environmentálních věd je kvantifikace interakcí vody a uhlíku. Mezi hlavní formy výskytu uhlíku ve vodě patří rozpuštěný organický uhlík (DOC), nerozpuštěný organický uhlík (POC) a rozpuštěný anorganický uhlík (DIC). V poslední době řada studií poukázala na nežádoucí zvýšení koncentrace DOC povrchových vod (například Oulehle a Hruška, 2009). Při úpravě povrchových vod na vodu pitnou mohou vznikat reakcí DOC s chlórem karcinogenní trihalomethany. Rozpuštěný organický uhlík v půdním roztoku pochází z rostlinného humusu, půdní organické hmoty, mikrobiální biomasy a z látek vyloučených kořeny (Kalbitz et al., 2000). Přítomnost DOC je důležitá pro mnoho procesů, včetně globálního uhlíkového cyklu, pedogeneze a transportu látek v půdách (Herbert a Bertsch, 1995). K zvýšeným koncentracím DOC v půdách přispívají biotické i abiotické procesy. Koncentrace DOC v půdním roztoku je určena procesy spojenými s transformací DOC z půdní organické hmoty (humusu), desorpce z pevné fáze půdy a rovněž adsorpce nebo rozkladem. Biotické transformační procesy v půdách, zprostředkované mikroorganismy a plísněmi, jsou závislé na mnoha faktorech prostředí, například na teplotě a vlhkosti půdního prostředí. Abiotické procesy jsou také ovlivňovány fyzikálními a chemickými vlastnostmi půdy.

Matematické modelování transportních procesů DOC v půdách a v odtoku z povodí je stále důležitějším typem prediktivní analýzy dynamiky organické hmoty. Hlavním cílem modelování je zlepšit pochopení a popis transportu DOC v půdách, včetně jeho transformačních mechanismů. Modelování tak nabízí jedinečnou příležitost studovat jednotlivé účinky způsobující změny v

dlouhodobém měřítku, stejně jako poskytnout nástroj k testování hypotéz, například k odhadu vlivu preferenčního proudění a transportu nebo teploty na bilanci DOC v půdách. Modelování umožňuje rovněž rozlišit jednotlivé mechanismy a studovat kombinované vlivy na mobilitu a bilanci DOC.

Spolehlivá parametrizace transformačních procesů uhlíkového cyklu v půdě je klíčovým aspektem modelování transportu DOC. Tato skutečnost se odráží ve většině publikovaných studií (Futter et al., 2007; Yurova et al., 2008; Mei et al., 2012). Výrazná prostorová heterogenita půdního prostředí se může propagovat do prostorové heterogenity transformací DOC. Experimenty prováděné v laboratorních podmínkách (například adsorpční zkoušky k vyhodnocení charakteristik adsorpce a desorpce DOC nebo transportní experimenty na půdních vzorcích) se vyznačují umělým režimem proudění, které se značně odlišuje od terénních podmínek. Rozdílné podmínky laboratorních a terénních experimentů způsobují rozdílnou dobu zdržení DOC v půdním systému a tím ovlivňují rozdělení látky mezi pevnou a kapalnou fází půdy a rovněž rozpadové charakteristiky. Tyto rozpory mají za následek velmi omezené použití transportních a transformačních parametrů získaných v laboratoři pro terénní podmínky. Modelování transportu DOC je tak často spojeno se značnou nejistotou v předpovědi hmotnostních toků. Kalbitz et al. (2000) se dokonce domnívají, že kvantitativní predikce hmotnostních toků DOC je pro terénní podmínky nemožná.

Cílem této studie bylo navrhnout konceptuální a numerický model transportu DOC v mělké lesní svahové půdě. Model proudění vody a transportu rozpuštěných látek, zahrnující transport preferenčními cestami, byl použit k předpovědi hmotnostních toků DOC v půdním profilu a koncentrací DOC v hypodermickém odtoku ze svahu. Vliv parametrů modelu na nejistotu simulovaných koncentrací DOC byl studován pomocí analýzy metodou Monte Carlo.

Materiál a metody

Experimentální svah Tomšovka se nachází v povodí Uhlířská v Jizerských horách. Celková plocha povodí je 1.78 km², průměrná nadmořská výška je 820 m nad mořem, průměrná roční teplota je 4.7°C a průměrné roční srážky dosahují hodnoty 1380 mm. Svah je převážně pokryt travním (Třtina chloupkatá) a smrkovým (Smrk ztepilý) porostem.

Průměrný sklon svahu je 14%. Hlinito-písčité půdy na svahu jsou klasifikovány jako kryptopodzoly a podzoly, mělký půdní profil má mocnost cca 70 cm. Svrchní vrstva má humusový charakter. Projevy preferenčního proudění na svahu Tomšovka, ovlivňující celkovou hydrologickou reakci na srážky, byly prokázány předešlými studiemi (například Šanda a Císlarová, 2009). Na půdní profil navazuje méně propustná přechodová vrstva skalního podloží, nad kterou dochází během významných srážkových událostí ke vzniku nasyceného hypodermického odtoku.

Intenzita hypodermického odtoku ze svahu Tomšovka je měřena experimentálním podpovrchovým příkopem (Šanda a Císlarová, 2009). Příkop se skládá ze dvou samostatných sekcí (označených jako A a B), každá sekce je 4 m dlouhá. Odtok je sbírán odděleně v každém úseku v hloubce přibližně 75 cm. Z logistických důvodů bylo vzorkování hypodermického odtoku pro analýzy izotopu a organického uhlíku omezeno na vegetační období. K analýzám koncentrace O-18 a DOC byl použit směsný vzorek z obou sekcí příkopu.

Konceptuální model transportu DOC ze svahové vycházel z přístupu duální pórovitosti (Gerke a van Genuchten, 1993). Tento přístup předpokládá nahrazení heterogenního strukturovaného půdního pórovitého prostředí dvěma vzájemně propojenými doménami: půdní maticí a preferenčními cestami. V obou doménách dochází k proudění vody a transportu rozpuštěných látek. Preferenční doména představuje makropóry, biopóry, půdní trhliny a pukliny a další vysoce vodivé části půdy. Proudění vody je popsáno dvojicí Richardsových rovnic. Transport O-18 a DOC je popsán párem advekčně-disperzních rovnic. Izotop O-18 byl považován za konzervativní stopovač. K popisu transportu DOC byly použity modifikované advekčně-disperzní rovnice pro zahrnutí reaktivních transformačních procesů. Z důvodu teplotní závislosti transformací DOC byl navíc současně simulován transport tepla půdním profilem.

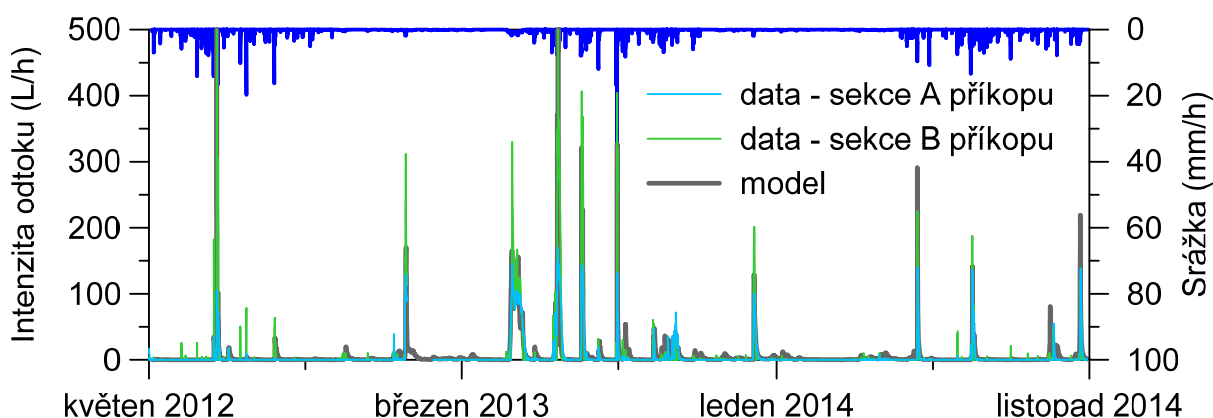
Byly uváženy následující transformace DOC: adsorpce/desorpce na/z pevné fáze půdy, mikrobiální produkce DOC nultého řádu ve vrstvě 0–20 cm a mikrobiální rozklad (dekompozice) prvního řádu v kapalně a pevné fázi. Proces sorpce byl zjednodušen předpokladem lineární rovnovážné sorpce. O mikrobiálních transformacích bylo zjištěno, že silně závisí na stupni nasycení půdy (vlhkosti) a teplotě (například Rodrigo et al., 1997; Sierra et al., 2015). Proto jsme referenční hodnoty produkce a rozkladu upravili v závislosti na aktuální vlhkosti a teplotě půdy (produkce a rozklad DOC byly časoprostorové funkce). V navrženém konceptuálním modelu bylo DOC plně mobilní v systému preferenčních cest a výše zmíněné transformační procesy se uplatňovaly pouze v půdní matici.

Vliv nejistoty v určení transportních parametrů DOC byl studován pomocí analýzy metodou Monte Carlo. V rámci této analýzy bylo provedeno 100 tisíc simulací s různými kombinacemi transportních parametrů. Pro každý simulační běh byla vyjádřena shoda s měřenou koncentrací DOC v hypodermickém odtoku dle kritéria Nash-Sutcliffe. Pro akceptovatelné simulační běhy byla zvolena hodnota kritéria rovna 0.4. Měněny byly následující transportní parametry: sorpční distribuční koeficient, rychlostní koeficient nultého řádu (produkce), referenční rychlostní koeficient prvního řádu v kapalně fázi (rozklad) a referenční rychlostní koeficient prvního řádu na pevné fázi (rozklad). Navíc byla v analýze uvážena nejistota nasycené hydraulické vodivosti preferenčních cest.

Parametry modelu pro pohyb vody, transportu tepla, izotopu kyslíku a rozpuštěného uhlíku jsou uvedeny ve studii Dusek et al. (2017). V této práci jsou rovněž uvedeny detaily aplikace jednorozměrného numerického modelu na svahu Tomšovka. Použitý numerický model byl představen v práci Vogel et al. (2010a).

Výsledky a diskuze

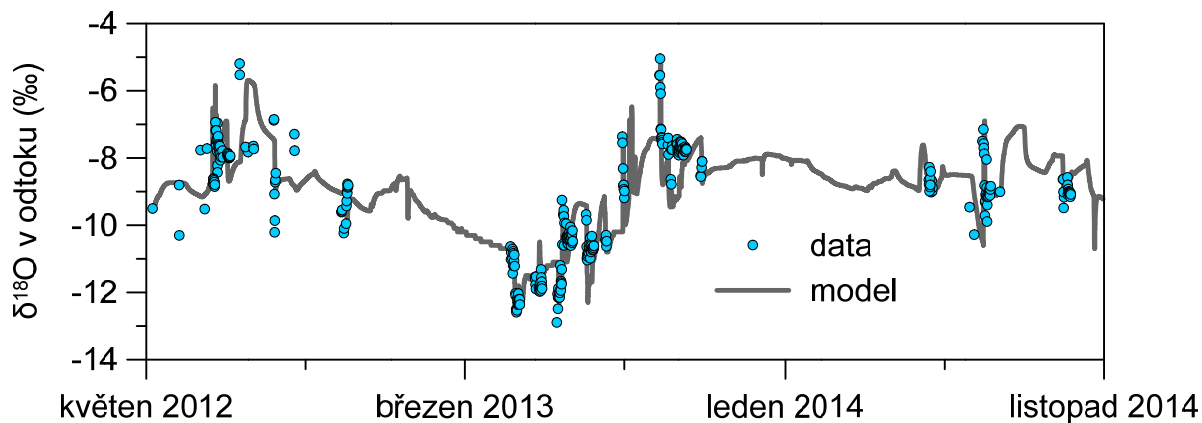
Měřený a simulovaný podpovrchový odtok ze svahu během tří vegetačních a dvou zimních sezón je vykreslen na obr. 1. Simulovaný odtok, odpovídající preferenčnímu odtoku z půdního profilu, je porovnán s měřenou intenzitou odtoku sekcemi A a B podpovrchového příkopu. Separace objemového toku vody na rozhraní půdní profil – přechodová vrstva skalního podloží a použití jednorozměrného vertikálního modelu pro kvantifikaci hypodermického odtoku ze svahu bylo diskutováno v předchozích studiích (Vogel et al., 2010b; Dusek et al., 2012; Dusek a Vogel, 2014; Dusek a Vogel, 2016). Celkově lze říci, že jednorozměrný přístup uspokojivě popsal dynamiku hypodermického odtoku. Simulovaný odtok se uspokojivě shodoval s měřením jak časováním hydrologické odezvy na srážku tak svou velikostí.



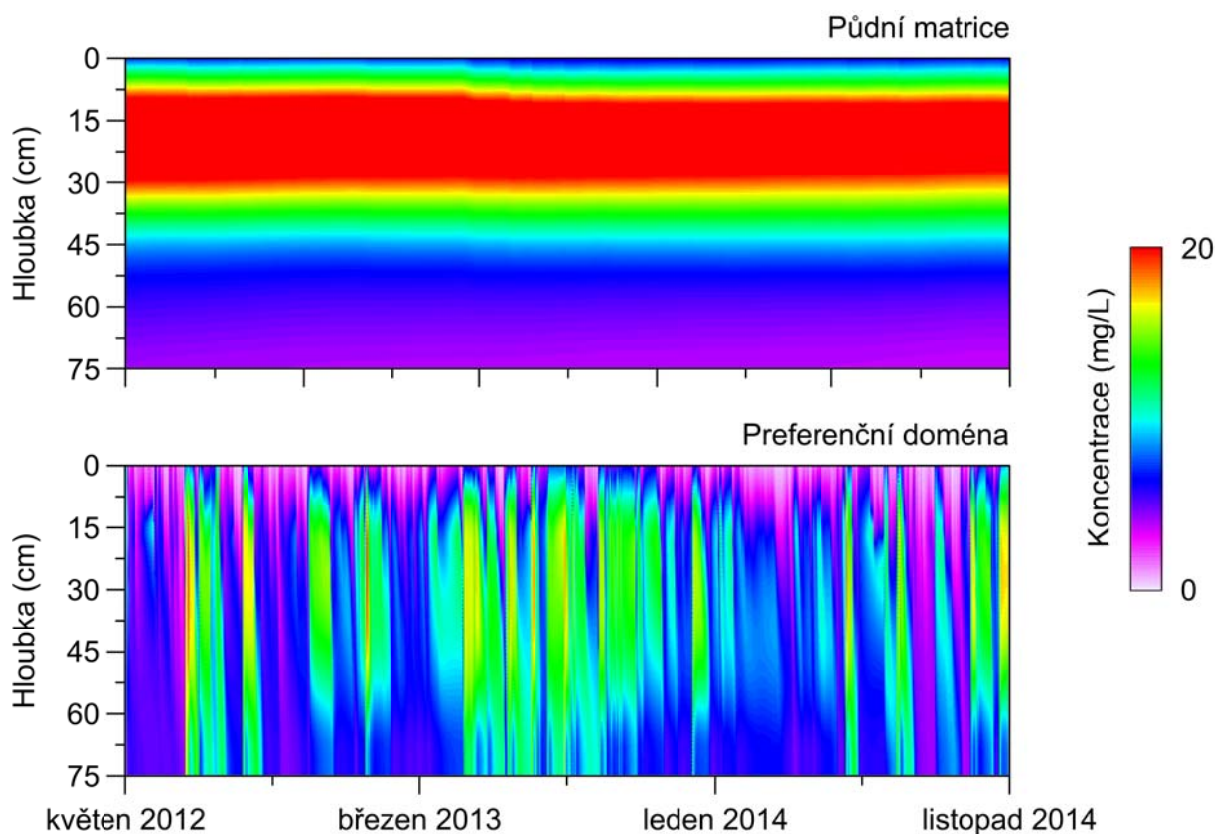
Obr. 1: Srovnání měřeného (sekce příkopu A a B) a simulovaného hypodermického odtoku ze svahu.

Simulace dynamiky pohybu půdní vody byla doplněna informací o transportu izotopu kyslíku (obr. 2). Hodnoty deficitu O-18 měřené v hypodermickém odtoku byly porovnány s modelovými předpověďmi odtoku z preferenčních cest. Grafické srovnání naznačuje poměrně dobrou shodu mezi měřeními a simulovanými koncentracemi izotopu v mělkém odtoku vody ze svahu.

Obr. 3 ukazuje simulovaný časoprostorový vývoj koncentrace rozpuštěného organického uhlíku v obou doménách modelu, vybrán byl simulační běh s nejvyšší hodnotou kritéria shody. Časové změny koncentrace DOC v preferenční doméně jsou vysoce dynamické, reagující na srážkové podněty. Naproti tomu DOC v půdní matici má v čase stabilní charakter vlivem intenzivní adsorpce DOC na pevnou fázi půdy.



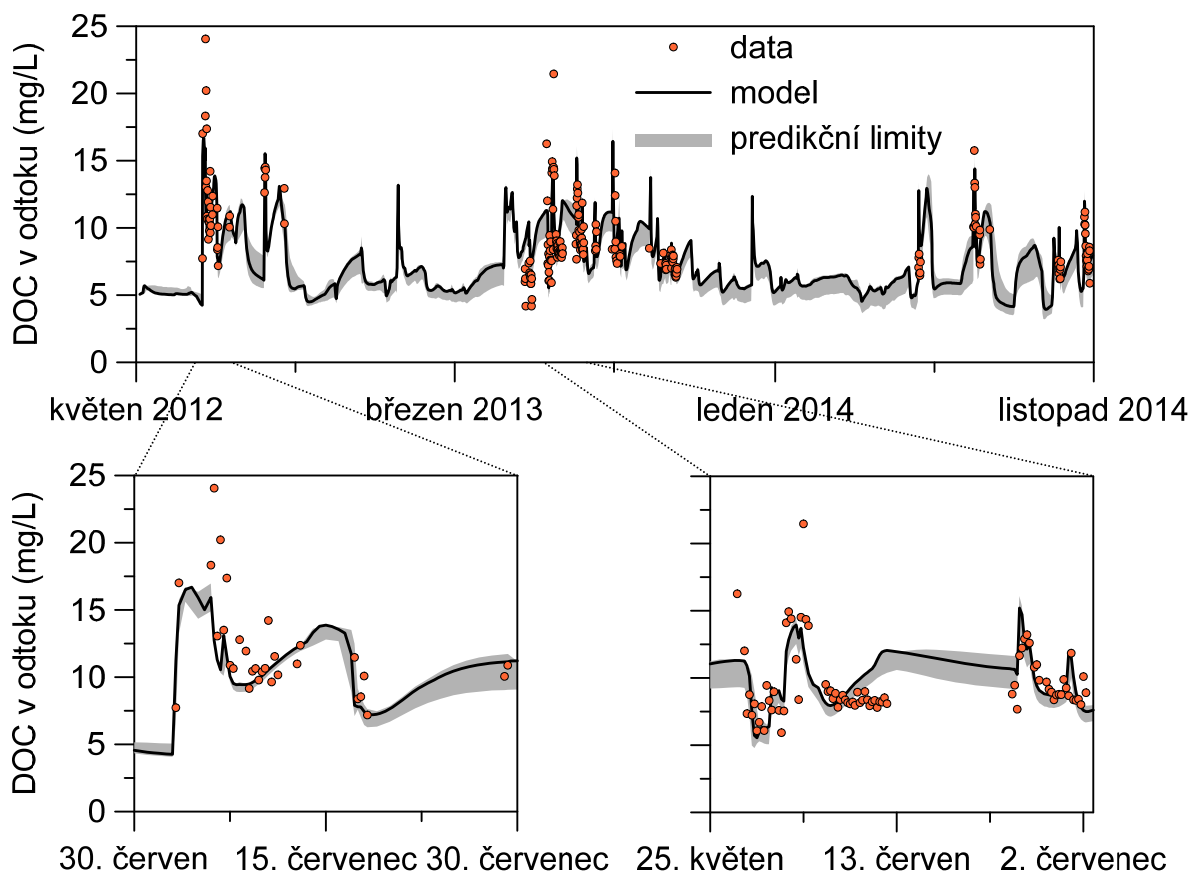
Obr. 2: Srovnání měřené a simulované koncentrace izotopu O-18 v hypodermickém odtoku ze svahu.



Obr. 3: Simulovaný časoprostorový vývoj koncentrace DOC v obou pórových doménách modelu duálního kontinua.

Na obr. 4 je znázorněno grafické porovnání měřené a simulované koncentrace DOC v podzemním odtoku ze svahu. Obrázek ukazuje predikční limity sestavené z 5% a 95% kvantilů akceptovatelných simulací jakož i výsledky simulace s nejvyšší hodnotou kritéria shody. Z obrázku je patrný značný rozsah koncentrací DOC během jednotlivých srážkoodtokových událostí, koncentrace se pohybovaly mezi 5 a 25 mg L⁻¹. Naměřené koncentrace DOC se ve většině událostí pohybovaly uvnitř predikčního

limitu. Nicméně rychlé změny koncentrace DOC v průběhu několika významných srážkoodtokových událostí nebyly modelem uspokojivě popsány.



Obr. 4: Měřené koncentrace rozpuštěného organického uhlíku v hypodermickém odtoku, predikční limity sestavené z akceptovatelných simulací a vybraná simulace s nejvyšší hodnotou kritéria shody.

Závěry

V této studii byl pro kvantifikaci transportu stabilního izotopu a rozpuštěného organického uhlíku z mělkého svahového segmentu aplikován jednorozměrný model duálního kontinua. Bylo provedeno srovnání měřeného a simulovaného hypodermického odtoku a souvisejících koncentrací O-18 a DOC pro období 2.5 let.

V analýze byl jako klíčový faktor pro transport DOC identifikován režim hypodermického odtoku a preferenční proudění vody ve svahovém segmentu. Hypodermický odtok byl aktivován během významných srážkových událostí, při nichž byl zaznamenán relativně vyšší export DOC ze svahu ($> 100 \text{ g C m}^{-2} \text{ rok}^{-1}$). Měřené koncentrace DOC v hypodermickém odtoku vykazují značné rozdíly během jediné srážkoodtokové události. Současná analýza transportu izotopu a DOC umožnila posoudit vliv režimu odtoku a transportu v preferenčních cestách jakož i rozlišovat mezi vlivy určující konzervativní transport a vlivy určující transformace DOC v půdním profilu.

Navzdory nejistotám spojeným s parametrizací transformačních procesů DOC, poskytuje model uspokojivou shodu s měřenými koncentracemi DOC v hypodermickém odtoku. Z analýzy metodou Monte Carlo vyplývá, že nejistota spojená s parametrizací transportu DOC v půdě je značná. Měřené koncentrace DOC mimo predikční limity naznačily možnou přítomnost procesů a faktorů, které nebyly zahrnuty v konceptuálním modelu.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl s finanční podporou projektů Grantové agentury ČR 14-15201J a 16-05665S.

Literatura

- Dusek, J., Vogel, T., Sanda, M. (2012): Hillslope hydrograph analysis using synthetic and natural oxygen-18 signatures. *Journal of Hydrology*, 475, 415–427.
- Dusek, J., Vogel, T. (2014): Modeling subsurface hillslope runoff dominated by preferential flow: one- vs. two-dimensional approximation. *Vadose Zone Journal*, 13. doi:10.2136/vzj2013.05.0082.
- Dusek, J., Vogel, T. (2016): Hillslope-storage and rainfall-amount thresholds as controls of preferential stormflow. *Journal of Hydrology*, 534, 590–605.
- Dusek, J., Vogel, T., Dohnal, M., Barth, J.A., Sanda, M., Marx, A., Jankovec, J. (2017): Dynamics of dissolved organic carbon in hillslope discharge: Modeling and challenges. *Journal of Hydrology*, 546, 309–325.
- Futter, M.N., Butterfield, D., Cosby, B.J., Dillon, P.J., Wade, A.J., Whitehead, P.G. (2007): Modeling the mechanisms that control in-stream dissolved organic carbon dynamics in upland and forested catchments. *Water Resources Research*, 43. doi:10.1029/2006WR004960.
- 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, 305–319.
- Herbert, B.E., Bertsch, P.M. (1995): Characterization of dissolved and colloidal organic matter in soil solution: a review. In: Kelly, J.M., McFee, W.W. (Eds.), *Carbon Forms and Functions in Forest Soils*. SSSA, Madison, WI, pp. 63–88.
- Kalbitz, K., Solinger, S., Park, J.-H., Michalzik, B., Matzner, E. (2000): Controls on the dynamics of dissolved organic matter in soils: a review. *Soil Science*, 165, 277–304.
- Mei, Y., Hornberger, G.M., Kaplan, L.A., Newbold, J.D., Aufdenkampe, A.K. (2012): Estimation of dissolved organic carbon contribution from hillslope soils to a headwater stream. *Water Resources Research*, 48, W09514. doi:10.1029/2011WR010815.
- Oulehle, F., Hruška, J. (2009): Rising trends of dissolved organic matter in drinking-water reservoirs as a result of recovery from acidification in the Ore Mts., Czech Republic. *Environmental Pollution*, 157, 3433–3439.
- Rodrigo, A., Recous, S., Neel, C., Mary, B. (1997): Modelling temperature and moisture effects on C-N transformations in soils: comparison of nine models. *Ecological Modelling*, 102, 325–339.
- Sierra, C.A., Trumbore, S.E., Davidson, E.A., Vicca, S., Janssens, I. (2015): Sensitivity of decomposition rates of soil organic matter with respect to simultaneous changes in temperature and moisture. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 7, 335–356.
- Šanda, M., Císlerová, M. (2009): Transforming hydrographs in the hillslope subsurface. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 57, 264–275.
- Yurova, A., Sirin, A., Buffam, I., Bishop, K., Laudon, H. (2008): Modeling the dissolved organic carbon output from a boreal mire using the convection-dispersion equation: importance of representing sorption. *Water Resources Research*, 44, W07411. doi:10.1029/2007WR006523.
- Vogel, T., Brezina, J., Dohnal, M., Dusek, J. (2010a): Physical and numerical coupling in dual-continuum modeling of preferential flow. *Vadose Zone Journal*, 9, 260–267.
- Vogel, T., Sanda, M., Dusek, J., Dohnal, M., Votrubova, J. (2010b): Using oxygen-18 to study the role of preferential flow in the formation of hillslope runoff. *Vadose Zone Journal*, 9, 252–259.

Vliv vegetace a půdních organismů na vývoj hydroopedologických vlastností výsypkových půd

Jan Frouz¹, Jiří Cejpek¹

¹ Ústav pro životní prostředí PřFUK, Benátská 2, 12800, Praha 2

Úvod

Těžba nerostů a zejména pak těžba povrchová způsobuje rozsáhlé poškození ekosystémů (Frouz et al., 1999, Bradshaw 200). Během povrchové těžby jsou skryty nadložní horniny, které jsou deponovány na výsypkách buď přímo v těžební jámě, nebo mimo ni. Rozsáhlé plochy jsou tak zcela přetvořeny buď zasypaním, nebo odtěžením. Obnova půd na těchto plochách je základem pro obnovu funkčních ekosystémů, které jsou základem socioekonomické obnovy celých postižených regionů. Nově vzniklé substráty se odlišují od běžných půd; mají často extrémní zrnitost, extrémní pH, nedostatek recentní organické hmoty, porušenou nebo chybějící strukturu či nedostatek dostupných živin (Bradshaw 200). Vývoj vegetace na těchto plochách pak určuje vývoj společenstev půdních organismů, které pak spolupůsobí na vzniku nových půd na výsypkách.

Vztah vegetace a půdních organismů

Interakce mezi vlastnostmi listů rostlin, vlastnostmi opadu, vlastnostmi půdy, na níž rostliny rostou, složením společenstva půdních mikroorganismů a vývojem půd jsou velmi komplexní. Rostliny rostoucí na chudých půdách se snaží šetřit živinami. Mají silné stálezelené listy nebo jehlice (vřesy, jehličnaté stromy), které setrvávají více let. Aby byly tyto asimilační orgány chráněny před herbivory, mívají vysokou koncentraci fenolických látek, obsahují též málo dusíku na jednu jednotku uhlíku. Díky tomu je jejich opad kolonizován hlavně houbami. Rozklad opadu, pomalý na povrchu půdy, se hromadí polorozloženými opady těchto rostlin a vzniká forma nadložního humusu typu moor. Naproti tomu rostliny na bohatých substrátech dobře zásobených živinami mají tenké listy s nízkým poměrem C:N (vysokým obsahem dusíku) a rychle rostou. Díky tomu vstupuje v těchto ekosystémech do půdy větší množství opadu, který má relativně dost živin (nízký C:N poměr). To podporuje činnost širokého spektra rozkradačů, mezi nimi dominují žížaly, mezi mikroflórou pak bakterie. Opad se v půdě snadno rozkládá a díky činnosti žížal, zejména endogeických, budujících dlouhé svislé chodby, je promícháván do půdy. Díky tomu je povrch půdy takřka bez opadu a dochází k vzniku hlubokých organo-minerálních humusových horizontů. Vzniká tak forma humusu typu mull. Mezi těmito dvěma krajními polohami stojí substráty středně zásobené živinami, na nichž se vyvíjejí rostlinná společenstva s listy intermediálních vlastností typické pro opadavý les. Do půdy se tak dostává opad se středními hodnotami C:N. Vzniká zde forma humusu typu moder. Pod vrstvou opadu se nachází vrstva tvořená exkrementy členovců, česky někdy zvaná měl. Pod ní pak mělčí organominerální humusový horizont, tvořený činností žížal epigeických a endogeických. Vidíme tedy, že s větší minerální bohatostí substrátu se mění kvalita listoví, listy se stávají tenčí, obsahují více dusíku a mají kratší životnost. Tím se mění kvalita opadu a ten determinuje složení mikrobiálního společenstva ale i půdní fauny (Ponge, 2003).

Implikace interakcí mezi rostlinami a půdní faunou pro pohyb vody v půdě

Jak bylo řečeno, snáze rozložený opad je více fragmentován půdní faunou a zamícháván do půdy. Oba tyto procesy ovlivňují vodní režim půdy. Již pouhá fragmentace opadu půdní makrofaunou vede k takřka pětinasobnému zvýšení polní vodní kapacity, zvyšuje se také bod vadnutí ale i tak dochází k celkovému zvýšení zásoby dostupné vody, kterou může celkový materiál zadržovat. Podobný efekt se projeví i u půdní fauny požírající půdu. Exkrementy žížal vykazují zvýšení polní vodní kapacity oproti okolní půdě skoro o třetinu, nicméně i zde dochází k nárůstu bodu vadnutí, ale celkový nárůst v množství dostupné vody je kladný. Podobný trend byl pozorován na gradientu výsadeb různých dřevin na výsypkách na Sokolovsku, kde dřeviny produkující opad s nižším C:N poměrem hostily více žížal, zadržovaly více uhlíku v půdě a měly vyšší polní vodní kapacitu. (Frouz a Kuráž, 2014). Vlastní

mechanismus není zcela objasněn, ale může souviset s akumulací POC (particulate organic carbon) uvnitř půdních agregátů tvořených žížalami (Frouz et al., 2011). Tyto efekty pozorovatelné na úrovni půdních agregátů a na úrovni jednotlivých půdních horizontů se pak promítají do chování celého ekosystému. Zde bylo pozorováno porovnáním vodního režimu dvou blízko sebe položených ploch, že olšové výsadby produkující opad s nižším C:N mají větší schopnost zadržovat vodu v půdě, než porosty náletových dřevin produkujících opad s vyšším C:N. Na druhou stranu však se zdá, že olšové porosty více transpirují a větší schopnost půd zadržovat vodu je tak kompensována vyšší transpirací.

Závěry

Příspěvek ukazuje na propojenost toku vody a živin a na regulaci tohoto propojení na různých časoprostorových škálách. Je demonstrováno, že rostliny produkující opad s nižším C:N poměrem podporují bioturbaci půdních živočichů a tím zabudovávání organické hmoty do půdních agregátů, které následně tvoří půdy s hlubšími organo-minerálními horizonty s větší zásobou vody a rychlejším obrátem živin.

Literatura

- Bradshaw, A: 2000. The use of natural processes in reclamation—advantages and difficulties. *Landscape and Urban Planning* 51(2–4):89–100
- Frouz, J., Křišťůfek, V., Livečková, M., van Loo, D., Jacobs, P., Van Hoorebeke, L. 2011. Microbial properties of soil aggregates created by earthworms and other factors: spherical and prismatic soil aggregates from unreclaimed post-mining sites. *Folia Microbiologica*, 56: 36-43.
- Frouz, J., Kuráž, V. 2014. Soil Fauna and Soil Physical Properties. In: Frouz, J. (ed.) *Soil Biota and Ecosystem Development in Post Mining Sites*. CRC press, Boca Raton.
- Frouz, J., Pepperl, J., Prikryl, I., 1999. Návrat přírody do krajiny poznamenané těžbou uhlí. *Sokolovská uhelná, Sokolov*, 17 pp.
- Frouz J, Prach K, Pizl V, et al., 2008. Interactions between soil development, vegetation and soil fauna during spontaneous succession in post mining sites *European Journal of soil Biology* 44(1): 109-121
- Frouz J. 2013. *Soil Biota and Ecosystem Development in Post Mining Sites*. CRC Press. Taylor & Francis Group, Boca Raton, 316 pp.
- Frouz Jan, Livečková M, Albrechtová J, et al. 2013a. Is the effect of trees on soil properties mediated by soil fauna? A case study from post-mining sites. *Forest Ecology and Management* 2013: 87-95.
- Ponge, J.F., 2003. Humus form in terrestrial ecosystem: a framework to biodiversity. *Soil Biol. Biochem.* 35:935–945

Nejistoty modelování dopadů změny klimatu na vodní režim

Martin Hanel^{1,2}, Adam Vizina^{1,2}

¹ Česká zemědělská univerzita, Fakulta vodního hospodářství a environmentálního modelování, Praha, Česká republika

² Výzkumný ústav vodohospodářský T.G. Masaryka, v.v.i. Praha, Česká republika

Abstrakt

Příspěvek popisuje nejistoty v modelování změny klimatu na hydrologický režim, a to nejen z hlediska volby emisního scénáře, ale také volby řídicího klimatického modelu a volby modelu hydrologické bilance. Nejistoty jsou kvantifikovány v modelování teplot vzduchu, srážkových úhrnů, základního odtoku a odtoku celkového.

Klíčová slova: změna klimatu, hydrologická bilance, nejistota

Úvod

Problematika změny klimatu je již řadu let v popředí společenského zájmu. Současné změny hydroklimatických veličin jsou sice zpravidla obtížně statisticky prokazatelné (např. v případě srážkových či teplotních extrémů jsou samotné odhady doby opakování pozorovaných událostí obtížné), nicméně je pravděpodobné, že některé charakteristiky klimatu se mění, jak v měřítku jednotlivých stanic, tak i v měřítku regionálním. Přestože existují názory zpochybňující souvislost těchto změn s antropogenní činností, obecně uznávaná odborná literatura se víceméně shoduje na tom, že klimatický systém je lidskou činností ovlivněn.

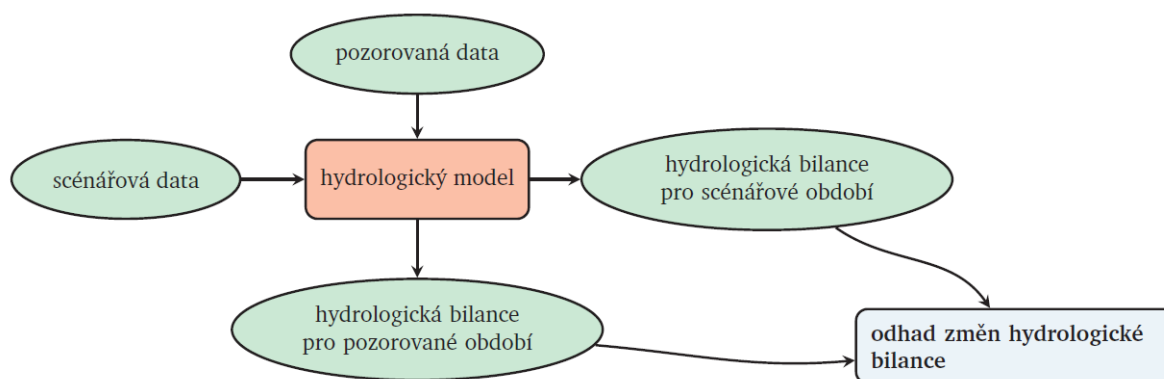
Jedním z nejvyužívanějších zdrojů informací o možném vývoji klimatu v měřítku několika desetiletí jsou simulace klimatických modelů. Klimatický model lze definovat jako matematický popis klimatického systému založený na fyzikálních zákonech a empirických vztazích. V principu je modelování vlivu antropogenní činnosti na podnebí možné, nicméně naráží na řadu limitů souvisejících zejména s nejistým budoucím vývojem společnosti (a s ním souvisejícími koncentracemi skleníkových plynů), s chaotickou povahou klimatického systému, nutností diskretizace výpočtu (výpočet klimatického modelu probíhá v rámci jednotlivých výpočetních buněk s horizontálním rozlišením v řádu desítek až tisíců kilometrů čtverečních) a s tím související nutností zapojení empirických schémat pro některé důležité procesy (např. tvorba oblačnosti), nedokonalou znalostí současného klimatu atd. Z těchto důvodů je většina závěrů odvozených ze simulací klimatických modelů značně nejistá.

První část této práce stručně popisuje metodické postupy používané v současnosti pro modelování dopadů klimatické změny na hydrologický režim. V další části je pak zobrazena kvantifikace nejistot v hydrologickém modelování pomocí modelu Bilan (Máca, 2013; Vizina, 2015). Zde uvedené výsledky jsou kompilací výstupů několika výzkumných úkolů řešených ve VÚV TGM a částečně na ČZU.

Metody

Typický postup modelování dopadu změny klimatu na hydrologický režim povodí (viz obr. 1) lze stručně shrnout následovně:

1. Zvolený hydrologický model je pro vybrané povodí nakalibrován pomocí pozorovaných dat.
2. Jsou vytvořeny scénáře změny klimatu pro dané povodí
3. Pomocí nakalibrovaného hydrologického modelu a scénářových řad je provedena simulace hydrologické bilance pro scénářové období.



Obr. 1 Schéma hydrologického modelování dopadu změn klimatu.

Tento postup nicméně není vždy možné sledovat - např. pokud nejsou k dispozici data pro kalibraci modelu. Naopak je běžné modelovat dopady změny klimatu pro více scénářů, za účelem postižení nejistot spojených s jejich tvorbou. Konkrétní podoba scénářů, včetně způsobu jejich začlenění do hydrologického modelu, a strategie postižení nejistot jsou do značné míry spojeny s analyzovaným problémem.

Všechny články postupu nastíněného na obrázku 1 jsou zatíženy určitou nejistotou. Celková nejistota v odhadech dopadu změny klimatu na určitou veličinu je pak kombinací jednotlivých nejistot. Nejistoty lze rozdělit do několika skupin na základě jejich původu. Zpravidla se nejistoty spojené s modelováním dopadu změny klimatu dělí do 3 skupin:

1. nejistota spojená se scénářem budoucího vývoje společnosti, respektive koncentrací skleníkových plynů, případně budoucího vývoje nepredikovatelných nebo obtížně predikovatelných přirozených jevů jako vulkanické erupce a intenzita přichozícího záření atp. Anglicky jsou tyto nejistoty označovány jako „scenario uncertainty“, abychom se vyhnuli možné záměně s nejistotou spojenou s tvorbou scénáře změny klimatu, označujeme tuto skupinu nejistot jako „nejistota okrajových podmínek“;
2. nejistota spojená s modelováním (klimatu a dopadu jeho změn) dle těchto scénářů (model uncertainty - ozn. „nejistota modelu“) a
3. nejistota spojená s dynamikou klimatického systému - tj. přirozená variabilita (natural variability)

Celková nejistota v odhadu změn je obecně různá pro různé veličiny, časové horizonty, roční období, geografickou polohu, prostorovou agregaci, časový krok atp. Stejně tak je různý podíl jednotlivých zdrojů nejistoty na celkové nejistotě. Kvantifikací nejistot tak můžeme rozumět vyčíslení celkové nejistoty spojené s odhadem změn vybrané veličiny nebo dekompozici nejistot za účelem zjištění podílu jednotlivých zdrojů nejistoty na celkové nejistotě.

Hodnocení nejistot bylo provedeno pomocí popisné statistiky souboru simulací, a to konkrétně prostým průměrem, váženým průměrem, vyhodnocením variability souboru modelů a rozdělením pravděpodobností (Hanel, 2014). Pro vyhodnocení zdrojů variability byly použity metody analýzy rozptylu (ANOVA), která je v posledních letech hojně využívána pro rozbor nejistot spojených s modelováním dopadů klimatických změn (např. Bosshard et al., 2013; Sunyer et al., 2014; Hanel, 2014). Analýzu rozptylu je možné aplikovat i na nevyvážená data, nicméně pak je zavádění vysvětlujících proměnných (např. radiační působení), jejich interakcí a zohlednění závislosti mezi klimatickými modely komplikované (srov. např. McCulloch a Searle, 2001). Více flexibility poskytuje lineární mixed-effects model (LME model), který byl pro hodnocení také použit. Popis modelu je podrobně popsán v Hanel a Buishand (2014) a základní výsledky jsou uvedeny v následující kapitole.

Lineární mixed effects (LME) model je použitelný pro analýzu variability v souboru simulací klimatických modelů bez požadavku na vyváženost. Relativní či absolutní změna $y(i,j,k)$ dle simulace k pomocí globálního klimatického modelu i řízeného RCP scénářem j může být zapsána jako lineární

kombinace absolutního členu ($a0$), účinku radiačního působení ($aIF(j)$), klimatického modelu ($a0(i)$) a jejich interakcí ($aI(i)F(j)$).

LME model byl aplikován na průměrné změny pro povodí Rýna (Hanel a Buishand, 2014). V případě sady 130 povodí je možné aplikovat model na každé povodí zvlášť. Nicméně rozdíly mezi povodími-tedy prostorovou nejistotu-je poté nutné vyhodnotit odděleně. Alternativně je možné LME model rozšířit tak, aby jej bylo možno aplikovat na všechna povodí současně. To lze jednoduše analogicky k rovnici popsané výše.

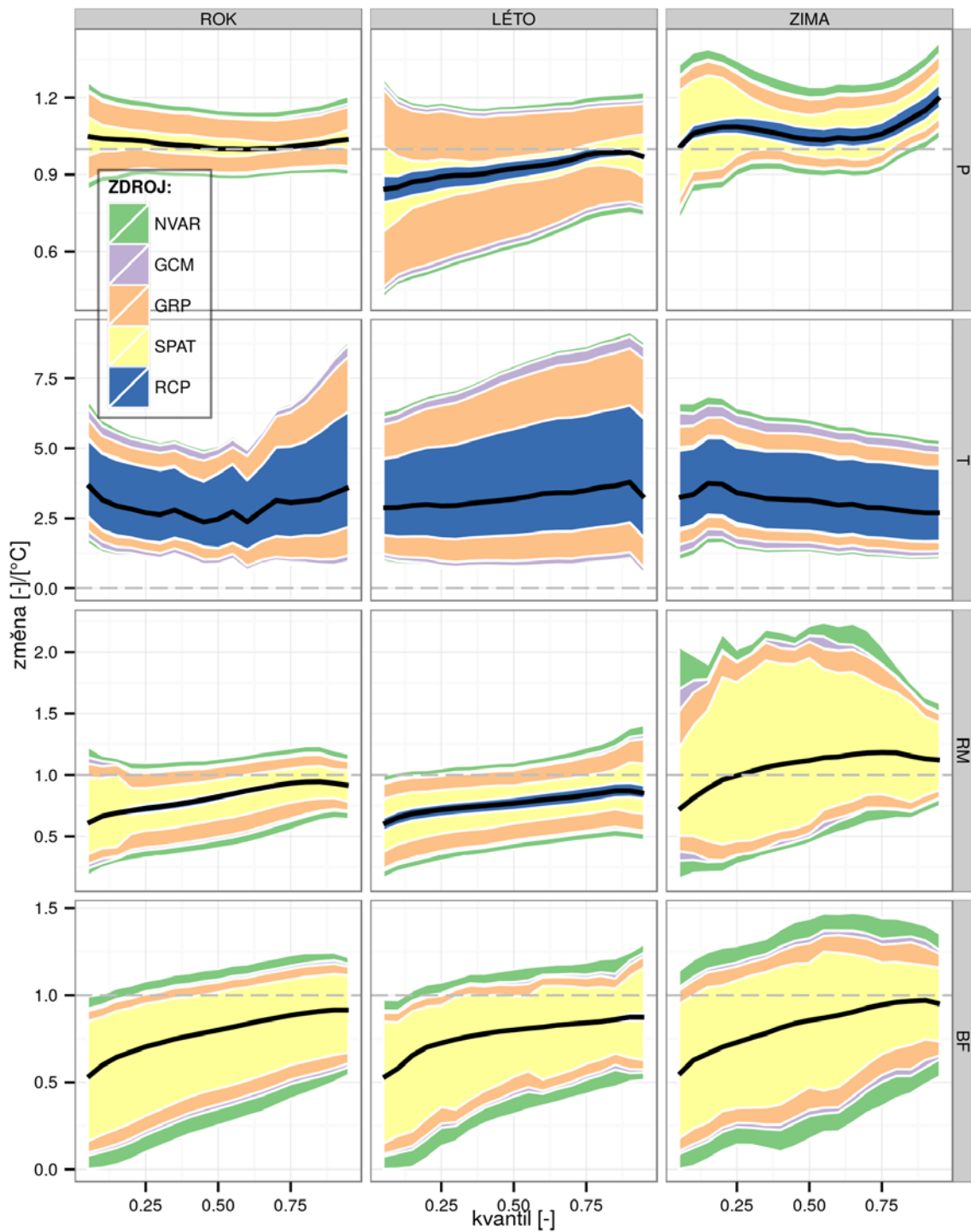
Nejistoty v projekcích pro ČR

Změny teploty jsou dominantně určeny RCP scénářem (více než 50 % vysvětlené variability) a atmosférickým modelem. Pro změny celkového a základního odtoku je naopak klíčová prostorová variabilita, zejména v zimním období. To potvrzuje i obr. 2, který ukazuje relativní změny srážek, teploty, celkového a základního odtoku, společně s rozpětím změn rozděleným dle podílu jednotlivých zdrojů variability. Tento typ zobrazení umožňuje zároveň znázornit změny dané veličiny, velikost celkové nejistoty odhadu a podíl jednotlivých zdrojů variability. Toho využijeme k sumarizaci hlavních poznatků o nejistotě změn odhadů dopadů klimatické změny na hydroklimatické veličiny v ČR:

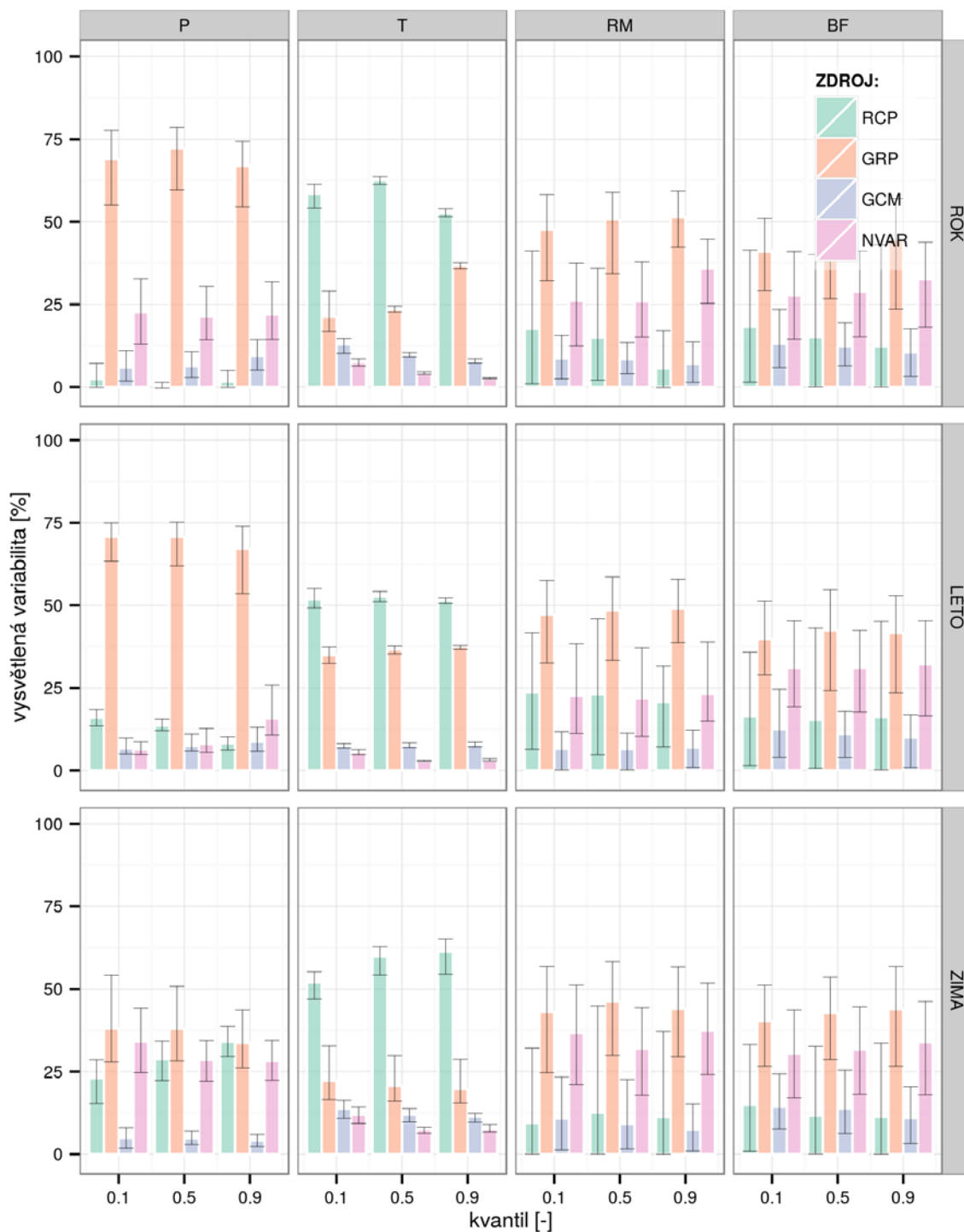
- RCP scénář má zásadní vliv na změnu teploty, pro ostatní veličiny má podružnou roli
- celková nejistota je nejmenší pro roční a zimní změny srážek
- rozdíly mezi povodími jsou zcela zásadní u změn celkového a základního odtoku a důležitou roli hrají i v případě zimních srážek
- k vyšším poklesům ročních a letních odtoku dochází v případě nižšího celkového a základního odtoku
- naopak vyšší odtoky spíše stagnují
- v měřítkách uvažovaných v této studii (sezónní změny, měsíční časový krok) je jen málokdy vliv globálního klimatického modelu srovnatelný s vlivem atmosférického modelu

Za účelem kvantifikace zdrojů variability pro jednotlivá povodí byly postupně aplikovány 4 modely (podrobnosti v práci Hanel, 2014). Uvažovány byly změny 10, 50 a 90% kvantilu srážek, teploty, celkového a základního odtoku na jednotlivých povodích. Rozbor variability změn je uveden na obrázku 3. Pro jednotlivá povodí lze poznatky o zdrojích variability sumarizovat následovně:

- dominantním zdrojem nejistoty odhadu změn ročních a letních srážek je atmosférický model, v případě zimních srážek se významně projevuje i RCP scénář a přirozená variabilita,
- změny teploty jsou dominantně řízeny RCP scénářem, v letním období i atmosférickým modelem,
- změny celkového a základního odtoku souvisí nejvíce s atmosférickým modelem a přirozenou variabilitou, v některých případech (zejména v zimním období) je podíl přirozené variability na změnách odtoků srovnatelný se signálem z atmosférického modelu,
- pro celkový a základní odtok je podíl jednotlivých zdrojů variability pro různá povodí
- značně proměnlivý.



Obr. 2 Relativní (srážky, celkový a základní odtok) a absolutní (teplota) změny k časovému horizontu 2085. Rozpětí změn ze souboru modelů je rozděleno dle jednotlivých zdrojů variability. Pořadí, ve kterém jsou zdroje variability zobrazeny (směrem od průměrné změny), může být v principu jakékoliv.



Obr. 3 Shrnutí dekompozice variability pro jednotlivá povodí pro změny 10, 50 a 90% kvantilu srážek, teploty, celkového a základního odtoku. Průměr z povodí je ukázán barevně, čáry vyznačují podíl jednotlivých zdrojů pro 90 % povodí.

Závěr

Při porovnání prostorové variability, vlivu RCP scénáře, atmosférického a globálního klimatického modelu a přirozené variability se ukázalo, že pro vstupní veličiny - srážky, teplota - jsou rozdíly mezi povodími zanedbatelné, kromě změn zimních srážek. Změny celkového a základního odtoku jsou naopak z velké části určovány vlastnostmi povodí a liší se tedy výrazně v prostoru. RCP scénář hraje

důležitou roli ve změnách teploty a částečně i ve změnách letních průtoku. Atmosférický a globální klimatický model mají velký vliv na změny srážek v ročním a letním období. Pomineme-li prostorovou variabilitu, hraje přirozená variabilita též významnou roli, zejména v případě celkového a základního odtoku. Na základě zkušeností s daty v kratším časovém rozlišení lze předpokládat, že vliv přirozené variability bude vyšší pro denní data, zejména v případě extrému, kdy přirozená variabilita může být zcela dominantním zdrojem nejistoty.

Relativně malý vliv klimatického modelu i prostorové variability klimatického signálu může být způsoben tím, že v analyzované datové sadě nebyly zahrnuty regionální klimatické modely (RCM). Je pravděpodobné, že zahrnutím RCM simulací by došlo k zvýraznění prostorových rozdílů změn srážek. Nabízí se rozšíření této studie o simulace z projektu CORDEX - tj. o RCM simulace (s prostorovým rozlišením cca 11 km a 50 km) vnořené do CMIP5 simulací (využitých v této studii). Je evidentní, že parametry modelu Bilan mají vliv na odhadované změny hydrologické bilance. Tento vliv jde kvantifikovat stejně jako vliv klimatického modelu - tj. pro jednotlivá povodí je možno hydrologický model Bilan zpravidla nakalibrovat mnoha přijatelnými způsoby - množstvím simulací a zejména vliv kalibrace na výsledné změny lze pak vyhodnotit např. LME modelem.

Poděkování

Výzkum byl částečně financován projektem GAČR 16-16549S (Soilmoisture and runoff drought in a changing climate).

Literatura

- Bosshard, T., Carambia, M., Goergen, K., et al. (2013) Quantifying uncertainty sources in an ensemble of hydrological climate-impact projections. *Water Resources Research*.
- Hanel, M (2014) Modelování změny klimatu a jeho nejistoty - Habilitační práce, ČZU.
- Hanel, M., Buishand, T. A. (2014) Assessment of the sources of variation in changes of precipitation characteristics over the Rhine basin using a linear mixed-effects model. *Journal of Climate*.
- Máca, P., Horáček, S., Vizina, A. (2013) Optimalizace parametrů modelu Bilan metodou SCDE.
- McCulloch, C. E., Searle, S. R. (2001) *Generalized, Linear and Mixed Models*. Wiley Series in Probability and Statistics.
- Sunyer, M. A., Huntecha, Y., Lawrence, D., et al. (2014) Inter-comparison of statistical downscaling methods for projection of extreme precipitation in Europe. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 11(6), 6167–6214, doi:10.5194/hessd-11-6167-2014.
- Vizina, A., Horáček, S., Hanel, M. (2015) Nové možnosti modelu Bilan. *VTEI*, 55, 4–5.

Vodný režim pôdy v horskej a podhorskej časti povodia Jaloveckého potoka

Hana Hlaváčiková, Ladislav Holko, Michal Danko, Zdeněk Kostka, Jozef Hlavčo
Ústav hydrologie Slovenskej akadémie vied, Dúbravská cesta 9, 841 04 Bratislava, Slovakia
hlavacikova@uh.savba.sk

Rozšírený abstrakt

Kontinuálne merania vlhkosti pôdy priniesli nové možnosti výskumu vodného režimu pôd. Obsah vody v pôde je dôležitou zložkou vodnej bilancie. Napriek tomu, že nie je vždy možné zabezpečiť dlhodobé mnohoročné pozorovania vlhkosti pôdy, ktorých priemerný priebeh určuje vodný režim pôdy skúmaného územia, aj výsledky pozorovaní z niekoľkých sezón môžu priniesť zaujímavé informácie. Predovšetkým je možné získať prehľad o rozsahu hodnôt vlhkosti pôdy (maximá a minimá), ale aj identifikovať niektoré hydrologické procesy charakteristické pre danú lokalitu a kritické obdobia obsahu vody z hľadiska potrieb porastu.

V tejto práci sme sa zaoberali analýzou priebehu vlhkosti pôdy z niekoľkých lokalít v horskej a z jednej lokality v podhorskej časti povodia Jaloveckého potoka v Západných Tatrách. Merania vlhkosti pôdy prebiehali v hydrologických rokoch 2013 – 2016, pričom vegetačné a mimo vegetačné obdobia boli analyzované zvlášť. Na meranie vlhkosti pôdy boli použité merače založené na princípe frequency domain reflectometry (FDR), ktoré merajú frekvenciu vysielaného elektromagnetického signálu v dosahu osadeného merača. Okrem merania vlhkosti pôdy, boli merané aj teploty pôdy v rôznych hĺbkach, prízemná teplota vzduchu a teplota vzduchu meraná v štandardnej výške 2 m. K dispozícii sme mali tiež údaje o úhrne atmosférických zrážok. Zo všetkých lokalít boli odobraté neporušené a porušené vzorky pôdy, na ktorých boli merané predovšetkým retenčné vlastnosti jemnozeme. Limitované množstvo neporušených vzoriek bolo odobratých na gravimetrické meranie vlhkosti pôdy.

V prvej časti práce sme porovnali výsledky z horskej lokality Červenec - voľná plocha (1500 m.n.m.) s výsledkami z podhorskej lokality Ondrašová (565 m.n.m.). Na oboch lokalitách sa nachádza trávnatý porast, pôda je piesočnato-hlinitá a hlinito-piesočnatá, terén je rovinný. Na oboch lokalitách boli robené merania v troch hĺbkach: 5, 10 a 20 cm senzormi Theta Probe ML2x-UM-1.21 (Delta-T Devices). Na lokalite Ondrašová sa začiatok vegetačnej sezóny vždy vyznačoval poklesom vlhkosti pôdy vo všetkých troch hĺbkach. Na tejto lokalite boli takmer počas celého obdobia pozorovania absolútne vlhkosti pôdy v hĺbke 5 cm najvyššie, nižšie v hĺbke 10 cm a najnižšie v hĺbke 20 cm. V hĺbke 5 cm bol tiež pravidelne zaznamenaný najvyšší nárast vlhkosti pôdy, ktorý bol reakciou na spadnuté zrážky. V hĺbke 20 cm bol tento nárast najnižší a rýchlosť reakcie bola pomalšia alebo niekedy žiadna. Tento stav je možné vysvetliť tým, že pôda na tejto lokalite má s narastajúcou hĺbkou nižšiu nasýtenú hydraulickú vodivosť (priepustnosť) aj vodnú retenciu. Predpokladáme, že časť vody odtiekla preferenčnými cestami do hlbších vrstiev pôdy. Iná situácia bola na lokalite Červenec - voľná plocha. Vlhkosť pôdy v hĺbke 5 cm nebola vždy najvyššia. V suchom letnom období bola vlhkosť pôdy v hĺbke 10 a niekedy aj v hĺbke 20 cm často vyššia, ako v hĺbke 5 cm. Taktiež nárast vlhkosti pôdy, ktorý bol reakciou na spadnuté zrážky, bol niekedy v hĺbke 10 a 20 cm rýchlejší ako v hĺbke 5 cm, čo môže indikovať preferenčné prúdenie. Na tejto lokalite bolo zaznamenaných niekoľko období, kedy bola vlhkosť pôdy vo všetkých hĺbkach alebo len v hĺbke 20 a 10 cm po určité časové obdobie konštantná a dosahovala hodnoty maximálnej objemovej vlhkosti typickej pre danú vrstvu pôdy (maximálnu retenciu), prípadne sa k nim blížila. Pri dvoch takýchto udalostiach bolo možné predpokladať nasýtený stav vlhkosti pôdy. Pri prvej udalosti došlo k postupnému topeniu snehu bez výskytu zrážok, pri druhej udalosti bol nasýtený stav spôsobený extrémnymi zrážkami (zrážkový úhrn 233.7 mm) a topením snehu. Maximálna vlhkosť pôdy počas týchto udalostí dosahovala v hĺbkach 5, 10 a 20 cm hodnoty 54, 48, 38 % .

Najnižšie vlhkosti pôdy na lokalite Ondrašová boli namerané v období sucha v júli a začiatkom augusta 2013, v júli 2015, v auguste až v septembri 2015 s hodnotami 6, 6 a 3 % objemovej vlhkosti v hĺbkach 5, 10 a 20 cm. Minimálne vlhkosti pôdy na lokalite Červenec - voľná plocha boli vyššie ako na lokalite Ondrašová a vyskytli sa len raz v auguste 2013 s hodnotami 14, 22 a 14 % objemovej vlhkosti v hĺbkach 5, 10 a 20 cm. Je to dané tým, že vo vysokohorskej lokalite boli vyššie úhrny zrážok a zrážky sa vyskytovali častejšie, ale aj prítomnosťou málo priepustného podložja. Na obidvoch lokalitách bolo možné v letnom bezzrážkovom období pozorovať každodenný pokles pôdnej vlhkosti, predovšetkým v hĺbke 5, ale aj 10 cm, zodpovedajúci transpirácii trávnatého porastu.

V druhej časti práce sme porovnali a analyzovali výsledky z dvoch horských lokalít nachádzajúcich sa v smrekovom lese so silne až stredne skeletnatou kambizemou: Červenec - les (1450 m.n.m.) a Pod Lyscom (1040 m.n.m.). Obidve lokality sú situované na svahu (miernom až strmom). Merania vlhkosti a teploty pôdy boli robené v dvoch bodoch v smere sklonu svahu, v každom bode v dvoch hĺbkach: 10 a 40 cm, senzormi SM300-UM-1.1 (Delta-T Devices). Na týchto lokalitách boli analyzované priebehy vlhkostí pôdy len vo vegetačnom období (jún – september). Zrážky boli na obidvoch lokalitách porovnateľné, ale reakcia vlhkosti pôdy bola veľmi rozdielna. Na lokalite Červenec - les boli vyššie priemerné vlhkosti pôdy v hĺbke 10 cm v hornom bode merania na svahu, oproti dolnému bodu merania. Naopak, priemerné vlhkosti v hĺbke 40 cm boli s výnimkou v roku 2015 vždy vyššie v dolnej časti svahu. Na lokalite Pod Lyscom boli tiež zaznamenané vyššie vlhkosti v hĺbke 40 cm v nižšej časti svahu. Údaje potvrdili, že tie isté merače nereagujú rovnako na rovnaké zrážkové udalosti. V práci sme tiež porovnávali priebeh vlhkostí a reakciu meračov na zrážky vo všetkých 4 bodoch merania (2 lokality v lese spolu). Boli identifikované obdobia, kedy priebeh vlhkostí bol veľmi podobný, ale aj obdobia, kedy niektoré merače reagovali menej a niektoré vôbec.

Detailnejšie analýzy jednotlivých zrážkových udalostí a následnej reakcie pôdnej vlhkosti na zrážky boli robené zatiaľ len pre podhorskú lokalitu. Tieto analýzy preukázali vplyv zrážkového úhrnu a pôvodnej vlhkosti pôdy pred zrážkami na veľkosť absolútneho nárastu pôdnej vlhkosti. S vyšším zrážkovým úhrnom a nižšou pôdnou vlhkosťou pred zrážkami je možné očakávať vyšší nárast pôdnej vlhkosti. Tento nárast má však svoju hraničnú hodnotu (maximum), dané minimálnou a maximálnou vodnou retenciou pôdy. Vplyv maximálnej intenzity zrážok a indexu predchádzajúcich zrážok na veľkosť nárastu pôdnej vlhkosti nebol identifikovaný. V ďalšom by sme sa chceli venovať detailnejším analýzám rýchlosti reakcie jednotlivých meračov na spadnuté zrážky a detailnejšou analýzou prebiehajúcich procesov.

Touto prácou sme chceli tiež poukázať na zložitosť problematiky merania vlhkosti pôdy a jej analýzy v horských skeletnatých pôdach, ktorá je oproti meraniam v relatívne homogénnych poľnohospodárskych pôdach zložitejšia nielen kvôli samotnej inštalácii prístrojov, často v málo dostupnom teréne, ale aj kvôli heterogénnej štruktúre pôdy a zložitej interpretácii meraných hodnôt.

Pod'akovanie

Táto publikácia vznikla na základe realizácie grantového projektu VEGA č. 2/0055/15 a na základe realizácie projektu ITMS 26240120004 Centrum excelentnosti integrovanej protipovodňovej ochrany územia, na základe podpory operačného programu Výskum a vývoj financovaného z Európskeho fondu regionálneho rozvoja.

Mikrotenzometr pro bodové měření tlakové výšky vody v půdních makropórech

Martina Holečková¹, Michal Sněhota¹, Tomáš Pícek¹, Andreas Schwen²

¹ Fakulta stavební, ČVUT v Praze, Thákurova 7, 166 29 Praha 6

² Institute for Hydraulics and Rural Water Management, BOKU, Muthgasse 18, 1190 Vídeň

Abstrakt

Tato studie se zabývá vývojem a testováním prototypu půdního mikrotenzometru s průměrem 1,73 mm určeného pro bodové měření tlakové výšky vody. V laboratorních testech byla zjišťována přesnost měření, rychlosti reakce, rozsah měření a teplotní závislost měření mikrotenzometru. Navzdory nižšímu rozsahu měření je toto zařízení vhodné pro mnoho aplikací, kde je zapotřebí měřit v malém objemu půdy rychlé změny tlakové výšky. Byla prokázána zanedbatelná teplotní závislost měření mikrotenzometrem, která je v souladu s parametry katédrového tlakového čidla garantovanými výrobcem. Nově vyvinutý mikrotenzometr se prokázal jako robustní zařízení vhodné pro bodové měření tlakové výšky vody v půdních vzorcích. Testování a další vývoj zařízení pokračuje.

Klíčová slova: mikrotenzometr, makropór, preferenční proudění, tlaková výška

Úvod

V heterogenních půdách voda často proudí preferenčně půdními makropóry a dalšími hydraulicky vodivými strukturami, zatímco proudění okolní půdní matricí je významně pomalejší. Tento jev označovaný jako preferenční proudění lze simulovat modely vycházejícími z konceptu duální propustnosti, ve kterém se řeší samostatně rychlé proudění cestami preferenčního proudění a pomalé proudění půdní matricí. Zároveň je přenosovým členem umožněna komunikace mezi těmito doménami. Určení hydraulických charakteristik domény preferenčního proudění stále představuje velkou výzvu, protože je velmi nesnadné měřit vlastnosti této domény odděleně od půdní matrice. Lepší představu o proudění v půdních makropórech a jiných zónách rychlého proudění v půdě by poskytla znalost tlakových poměrů v těchto strukturách při infiltraci vody. Hodnota tlaku v preferenční doméně indikovaná tenzometrem běžných rozměrů je ale pouze určitou výslednicí tlaků v půdním makropóru i v půdní matrici (Finsterle and Faybishenko, 1998). Řešením by bylo provádět bodové měření tlaku vody přímo v půdních makropórech mikrotenzometry velmi malých rozměrů.

Další možná uplatnění takových mikrotenzometrů lze nalézt také při výzkumu extrakce vody v kořenové zóně, archeologii nebo při obnově historických budov, kde je zapotřebí měřit tlakovou výšku vody s co možná nejmenším poškozením oblasti zájmu.

V současné době neexistuje mnoho zařízení, které by byly schopny bodově měřit tlakovou výšku vody v pórovitém prostředí. Nejmenší komerčně dostupný mikrotenzometr s průměrem porézního elementu (keramiky) 2,1 mm je nabízen pod označením SDEC 220 (SDEC, Francie). Jde ovšem o keramický element propojený s tlakovým čidlem 1 m dlouhým potrubím. Tato koncepce vede nejspíše k příliš dlouhé reakční době tenzometru v důsledku pružnosti dlouhého potrubí a velkému objemu vody v systému. Z hlediska použití pro měření rychlých změn tlaku v makropórech se tento systém zdá nevhodný. Použití tenzometru SDEC také není dokumentováno v odborné literatuře. Běžně používaný je miniaturní tenzometr UMS T5 (UMS Inc, Německo) s průměrem porézní keramiky 5 mm. Tenzometr T5 má dobrou rychlost reakce a vysokou přesnost, nicméně jeho keramika je příliš velká pro realizaci bodových měření v makropórech.

V odborné literatuře lze nalézt také čistě výzkumná, nekomerční řešení mikrotenzometrů. Segal et al. (2008) představili prototyp tzv. PTMT (pliable- tipped microtensiometer) mikrotenzometru, určeného pro měření ve velmi malých objemech půdy, řádově v milimetrech krychlových s průměrem propustné membrány 1,1 mm. Tato propustná membrána sestává z hrotu pipety, který je vyplněn dvěma vrstvami

geotextílie, mezi nimiž se nachází vrstva křemenného písku. Ve srovnání s konvenčním mikrotenzometrem PTMT disponuje díky lepšímu kontaktu propustné membrány s okolní zeminou velmi krátkou dobou odezvy. Nedostatkem PTMT je nízká kapacita propustné membrány pro vodu, což za sušších podmínek prudce snižuje hydraulickou vodivost a navíc vzhledem k materiálu pružné membrány PTMT je toto zařízení určené pouze na jednorázové použití.

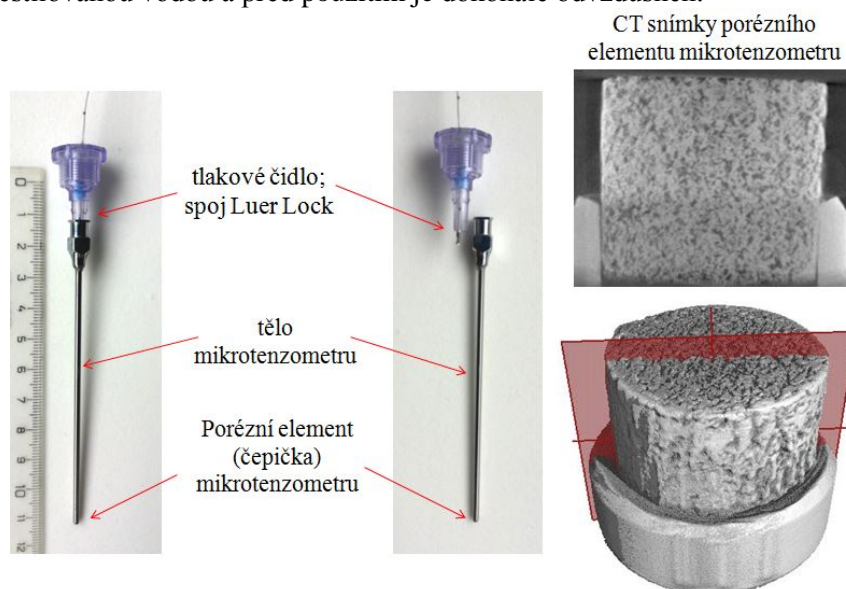
Rozsah, přesnost a opakovatelnost měření, doba odezvy, a prostorové rozlišení jednotlivých tenzometrů jsou důležité aspekty pro jejich aplikaci a pro následnou analýzu měření tlakové výšky půdní vody (Or a Wraith, 2002). Přesné měření tenzometrem podléhá také teplotní závislosti, tu lze charakterizovat dvěma směry jako vliv teploty půdní vody a vliv teplotní závislosti měřidla (Kirkham, 2005).

Hlavním cílem představovaného výzkumu bylo vyvinout prototyp mikrotenzometru s průměrem 1,73 mm pro bodové měření tlakové výšky vody v půdě. Dalším cílem bylo podrobně testovat nový tenzometr, především posoudit jeho rozsah měření, rychlost reakce a teplotní závislost. Návrh tenzometru byl proveden na Katedře hydromeliorací a krajinného inženýrství, Fakulty stavební, ČVUT v Praze. Testování probíhalo ve spolupráci s Institutem hydrauliky a vodního hospodářství venkova (Institute for Hydraulics and Rural Water Management), BOKU ve Vídni.

Metodika a materiály

Popis prototypu mikrotenzometru

Ze série mikrotenzometrů vyrobených různými technologiemi je představován jeden, který bude v dalším textu označen jako MT7. Prototyp mikrotenzometru se skládá ze tří základních částí: i) elektronického tlakového čidla – veterinárního katétru (Mikro-Tip® Catheter, SPR-524, Millar), který je připojen do dataloggeru (CRX10, Campbell Scientific, Logan USA); ii) těla mikrotenzometru sestávajícího se z nerezové veterinární jehly; a iii) porézního elementu s velikostí póru 3 μm vyrobeného ze sintrové nerezové oceli (AISI3016, GKN Sika - R3). Porézní element byl obroben pikosekundovým laserem, následně zabroušen a nakonec vlisován do těla mikrotenzometru. Všechny části mikrotenzometru jsou dokonale vzducho- i vodotěsně spojeny. Spoj mezi čidlem tlaku a tělem mikrotenzometru zajišťuje standard Luer Lock (viz obr. 1). Mikrotenzometr je vyplněn odplyněnou destilovanou vodou a před použitím je dokonale odvdoušněn.



Obr. 1: Základní části prototypu mikrotenzometru: vlevo zkompletovaný mikrotenzometr; uprostřed rozpojené části mikrotenzometru; vpravo nahoře řez porézním elementem; vpravo dole 3D snímek porézního elementu s vyznačenou rovinou řezu.

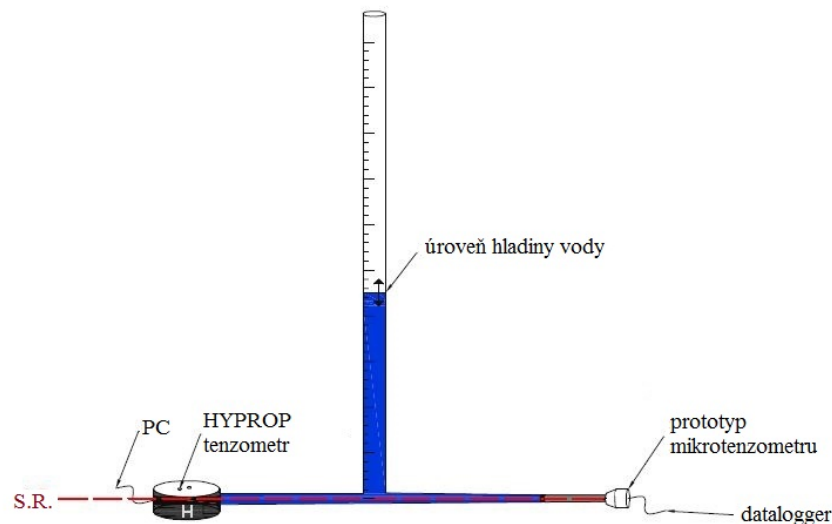
Metodika experimentů

Prototypy tenzometrů byly testovány ve čtyřech různých experimentech s cílem: a) ověření přesnosti měření; b) zjištění reakční doby a porovnání naměřených hodnot s komerčně dostupným tenzometrem který je součástí zařízení HYPROP (Decagon Devices, Pullman, WA, USA); c) provést pilotní měření ve dvou půdních vzorcích a různých typech půd a zjištění rozsahu měření mikrotenzometru; a d) zjištění teplotní závislosti mikrotenzometru.

Měření prototypem mikrotenzometru během všech experimentů probíhala současně s měřením tenzometrem, který je součástí sondy HYPROP (UMS Inc, Německo). Data naměřená HYPROP zařízením byla uvažována jako referenční hodnoty.

Testování přesnosti měření mikrotenzometru

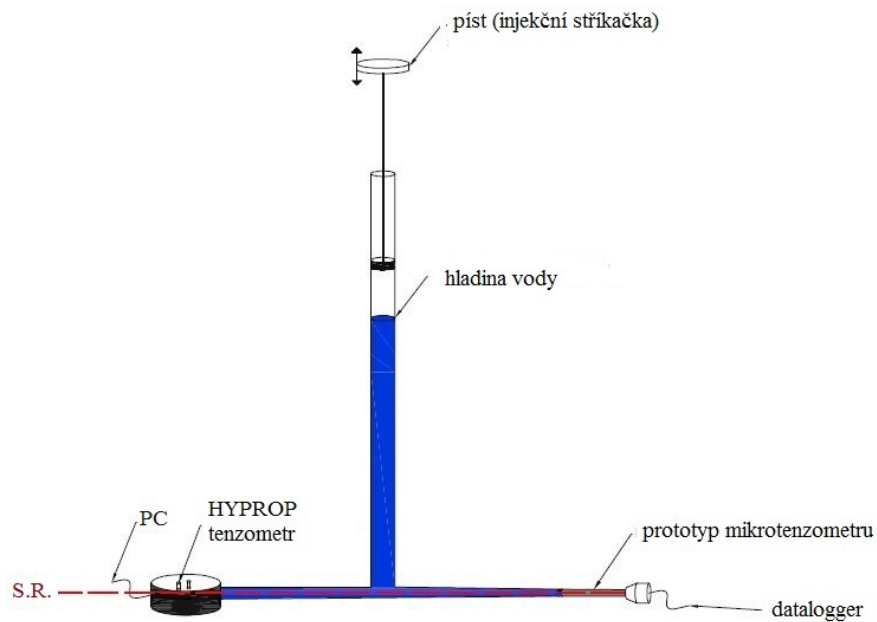
Cílem experimentu, jehož schematické zobrazení je uvedeno v obr. 2 bylo zjištění přesnosti měření prototypu mikrotenzometru. Z tohoto důvodu byl s 1s intervalem měřen tlak vodního sloupce vzhledem ke srovnávací rovině. Úroveň vodní hladiny byla v pravidelných intervalech, tj. po dosažení ustálení zvyšována za současného měření tlaku tenzometrem HYPROP a prototypem mikrotenzometru. Stejným způsobem byla provedena kalibrace tlakového čidla.



Obr. 2: Funkční schéma experimentu testování přesnosti měření mikrotenzometru.

Testování reakční doby

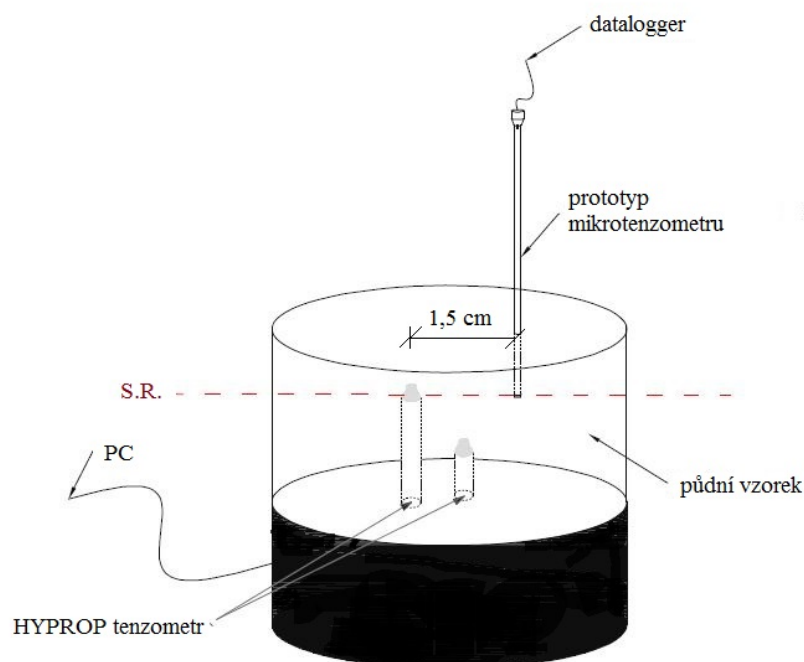
Cílem experimentu bylo zjištění rychlosti odezvy prototypu tenzometru a porovnání reakční doby mikrotenzometru s HYPROP tenzometrem, a to jak v kladných tak i v záporných hodnotách tlaku. Podobně jako v předešlém experimentu byl prototyp tenzometru a tenzometr zařízení HYPROP připojen do hydraulicky uzavřeného systému vody, v němž byl regulován tlak pomocí pístu (injekční stříkačkou), a to v maximálně možném rozsahu měření prototypu tenzometru (záporných i kladných extrémech). Krok měření byla 1 sekunda. Vzhledem k vyšším, resp. nižším tlakům působících v uzavřeném systému, byl kladen větší důraz na těsnost všech spojů.



Obr. 3: Funkční schéma testování rychlosti odezvy prototypu tenzometru.

Měření v půdních vzorcích a zjištění rozsahu měření mikrotenzometru

Cílem tohoto experimentu bylo ověření chování prototypu mikrotenzometru v půdních vzorcích. Pro tento experiment byly použity 2 různé uměle nahutněné půdní vzorky (vzorek I: 64.8 % písek, 28.5 % hlína, 6.7 % jílu a vzorek II: 37.9 % písek, 50.4 % hlína, 11.7 % jílu). Před začátkem experimentů byla vždy stanovena objemová hmotnost vzorku při dané vlhkosti, poté byl vzorek zdola sycen, po dobu minimálně 48 hodin odplyněnou destilovanou vodou. Po dosažení plného nasycení vzorku byly do stejné úrovně instalovány oba tenzometry. Poté se za měření tlakové výšky s intervalem 5 minut nechal vzorek samovolně sušit (evaporací). Experiment probíhal do té doby než měření prototypem mikrotenzometru v důsledku zavzdušnění selhalo.



Obrázek 4: Funkční schéma měření prototypem mikrotenzometru v půdním vzorku.

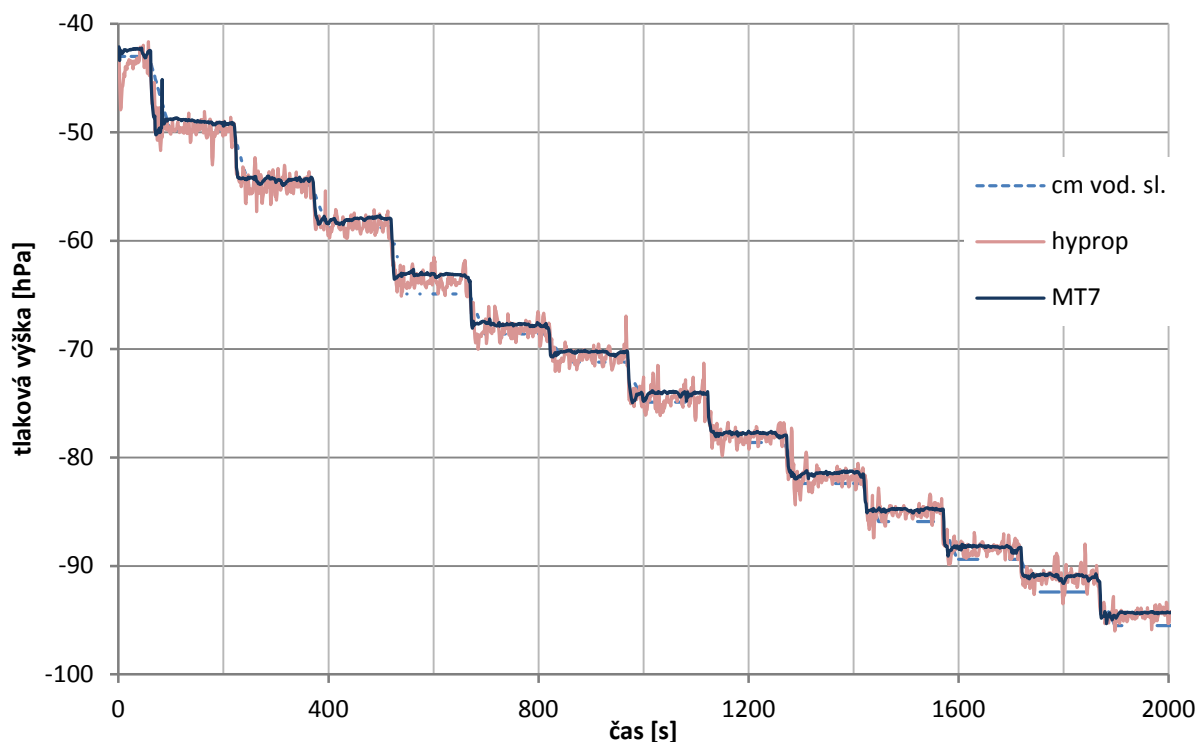
Zjištění teplotní závislosti měření

Teplotní závislost měření prototypu tenzometru byla zjištěna pomocí laboratorního inkubátoru Q-Cell 200/40 Basic+ (Pol Lab, Polsko). Mikrotenzometr byl ponořen do odplyněné destilované vody a umístěn do inkubátoru. Datalogger byl umístěn mimo inkubátor. Zároveň byla sledována teplota vody, v níž byl tenzometr ponořen a teplota vzduchu v přímém okolí mikrotenzometru.

V jednotlivých krocích (5°C /cca 2 hod), a to vždy po ustálení teploty i měřené hodnoty tlakové výšky, byla zvyšována teplota uvnitř inkubátoru v rozmezí od 0 do 20°C za předpokladu, že očekávaný výpar vody uvnitř inkubátoru za sledovanou dobu (cca 10 hodin) nepřesáhne hodnotu 0.2 mm a hladina výška hladiny vody tedy zůstala prakticky neměnná.

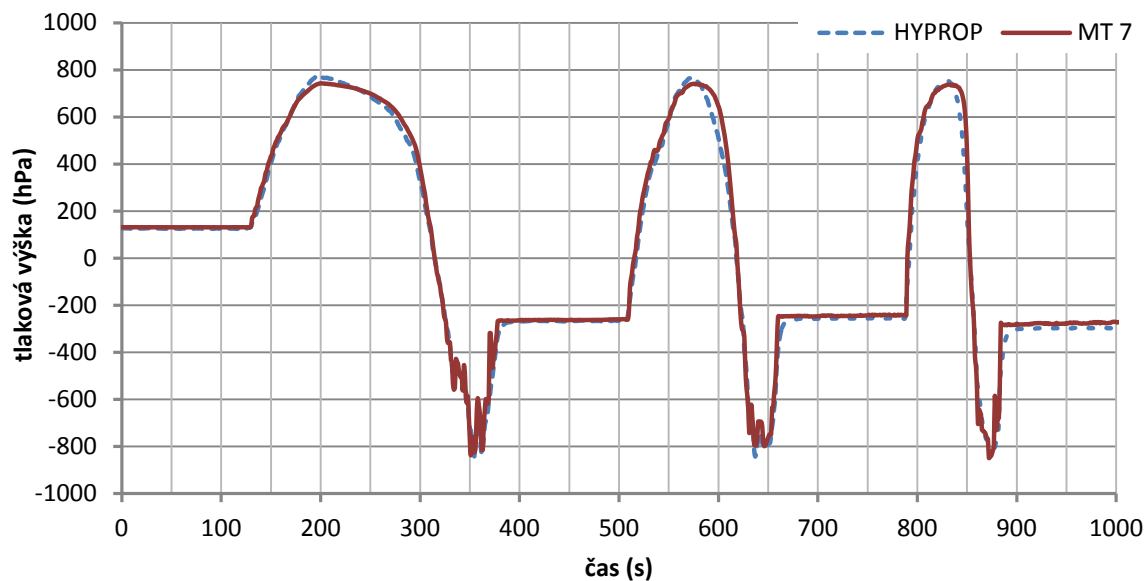
Výsledky experimentů

Z obr. 5 je patrné, že přesnost měření testovaného mikrotenzometru je srovnatelná s měřením tenzometrem zařízení HYPROP, avšak prototyp mikrotenzometru disponuje výrazně menší rozkolísaností měřených hodnot. Velmi dobrá je zde také reakční rychlost prototypu mikrotenzometru na malé změny tlakové výšky, která je opět totožná s reakční dobou tenzometru v přístroji HYPROP.



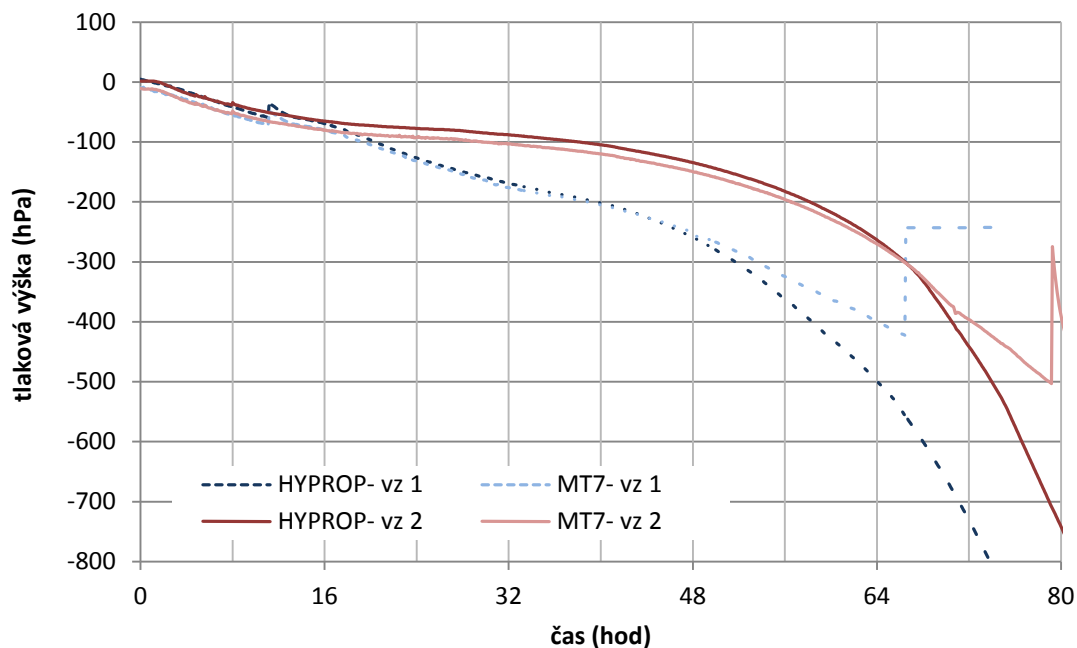
Obr. 5: Naměřená data při testování přesnosti mikrotenzometru.

Při testování rychlosti odezvy prototypu mikrotenzometru na velké a rychlé změny tlaku byla zjištěna prakticky totožná rychlost odezvy mikrotenzometru s tenzometrem HYPROP v záporných hodnotách tlakové výšky (viz obr. 6). V kladných hodnotách tlakové výšky, a to zejména v rozmezí 730 - 250 hPa, lze pozorovat mírné zpomalení reakční rychlosti prototypu mikrotenzometru. Rozkolísané hodnoty podtlaku v obr. 6 jsou dány ručním působením na píst, resp. stříkačku, který bylo fyzicky mnohem obtížnější vyvinout, respektive udržet ho na konstantní hodnotě nežli přetlak. Z obr. 6 je také patrná velmi rychlá odezva mikrotenzometru na velké a rychlé změny tlaku.



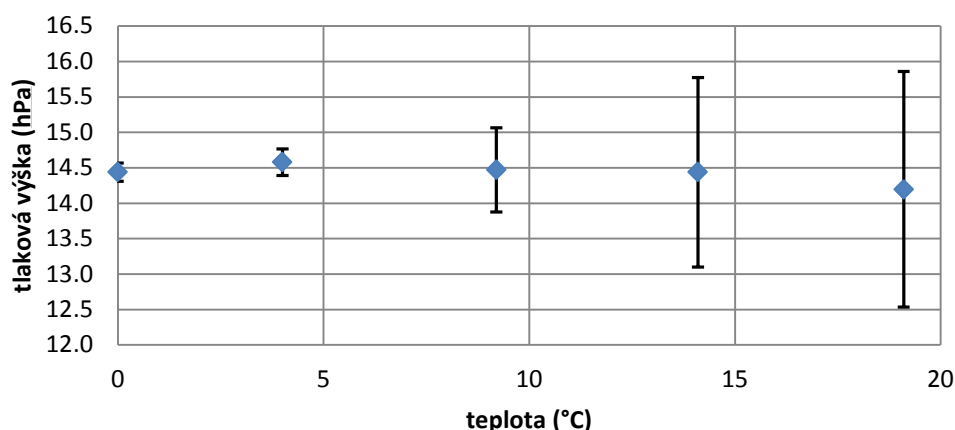
Obr. 6: Porovnání naměřených dat reakční doby mikrotenzometru a tenzometru zařízení HYPROP.

Obr. 7 prezentuje naměřená data z pilotního měření v půdních vzorcích prototypem mikrotenzometru s tenzometrem zařízení HYPROP. Na první pohled je patrná poměrně nízká hodnota vstupního vzduchu mikrotenzometru. K zavzdušňování tenzometru dochází již kolem hodnoty - 250 hPa, což se projevuje prodloužením reakční doby a tím pádem i měřením nesprávných hodnot tlakové výšky. Po dosažení hodnoty cca - 430 hPa dochází k přerušení hydraulického kontaktu tlakového čidla s půdním vzorkem a měření již dál nepokračuje. Toto zavzdušnění, ke kterému dochází pouze během dlouhodobých měření, ale může být způsobeno velice pomalým pronikáním vzduchu dovnitř mikrotenzometru nikoli z půdního vzorku, nýbrž nedokonalým utěsněním vodičícího drátu tlakového čidla. Z tohoto důvodu byl průchod kolem kabelu při ústí do mikrotenzometru zalepen těsnícím lepidlem. Po zalepení tohoto potenciálně problémového místa byla naměřena vstupní hodnota vzduchu asi - 330 hPa.



Obr. 7: Naměřená data v půdních vzorcích (vzorek 1: 64.8 % písek, 28.5 % hlína, 6.7 % jílu a vzorek 2: 37.9 % písek, 50.4 % hlína, 11.7 % jílu).

Z naměřených dat v rozmezí testovaných hodnot teploty lze vypočítat, že závislost průměrné hodnoty tlakové výšky měřené mikrotenzometrem na teplotě je zanedbatelná. Zajímavé je ale, že velikost standardní odchylky měření daná šumem měření se při vzrůstající teplotě výrazně zvyšovala. Odchylka nicméně nepřekročila odchylku garantovanou výrobcem tlakového čidla, která dle specifikace činí hodnotu ± 2 hPa v rozmezí 23-38°C. Obrázek 8 prezentuje grafické znázornění standardních odchylek a průměrných hodnot při experimentu pro stanovení teplotní závislosti.



Obr. 8: grafické znázornění rozptylu naměřených hodnot v závislosti na teplotě.

Diskuze a závěry

Výsledky provedených experimentů ukazují velmi dobrou shodu mezi prototypem mikrotenzometru MT 7 s komerčně dostupným tenzometrem v zařízení HYPROP. Reakce testovaného mikrotenzometru na vnější změny tlaku v rozmezí záporných hodnot byla zcela shodná s reakcí tenzometru zařízení HYPROP, pouze v rozmezí +230 až +750 hPa se rychlost odezvy mikrotenzometru mírně snížila. Maximální rozsah měření testovaného mikrotenzometru se by v záporných hodnotách až -330 hPa, Mimo tento rozsah se uvnitř tenzometru vytvářely vzduchové bubliny, které zpočátku zapříčinily markantní prodloužení reakční doby a později i přerušení hydraulického kontaktu mikrotenzometru s půdním vzorkem. Byla prokázána pouze mírná teplotní závislost měření na rostoucí hodnoty teploty, která odpovídá parametrům tlakového čidla garantovaným výrobcem.

Nově vyvinutý mikrotenzometr se prokázal jako robustní zařízení vhodné pro bodové měření tlakové výšky vody jak v laboratorních experimentech, tak i v terénu. Navzdory nižšímu rozsahu měření je toto zařízení dostatečné pro mnoho aplikací, kde je zapotřebí měřit na malém objemu velmi rychlé změny tlakové výšky. Zvětšení rozsahu měření představuje výzvu pro další fázi vývoje mikrotenzometru.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou Grantové agentury České republiky v rámci projektu č. 17-06759S, projektem studentské grantové soutěže ČVUT v Praze, SGS SGS16/143/OHK1/2T/11. Za spolupráci na výrobě mikrotenzometrů, konkrétně za obrobení porézního elementu, děkujeme Dr. Jiřímu Martanovi z Výzkumnému centru nových technologií na Západočeské Univerzitě v Plzni. Stáž Martiny Holečkové na pracovišti BOKU ve Vídni byla podpořena programem Aktion.

Literatura

Finsterle, S., Faybishenko, B. (1999) What does a tensiometer measure in fractured rock? In van Genuchten, M. Th., Leji, F. J. and Wu, L., eds., Proceedings of the International Conference Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media: Riverside, California, p. 867 – 875.

- Kirkham, M. B. (2005) Principles of soil and plant water relations. Amsterdam: Elsevier Academic Press.
- Or, D. a Wraith, J.M. (2002) Soil water content and water potential relationships. In Soil Physics Companion, Warrick A. (Ed.), CRC Press: Boca Raton, 49–84.
- Segal, E., Kushnir T., Mualem, Y a Shani, U. (2008) Microsensing of Water Dynamics and Root Distributions in Sandy Soils. *Vadose Zone Journal*, **7**(3), 1018–1026.

Experimentálny výskum povrchového odtoku na svahoch budovaných flyšovými horninami

Ladislav Holko¹, Zdeněk Kostka¹, Michal Danko¹, Jozef Hlavčo¹
¹ Ústav hydrologie SAV, Ondrašovská 16, 031 05 Liptovský Mikuláš

Úvod

Množstvo vody, ktoré po daždi odteká po povrchu pôdy, závisí od mnohých faktorov. Najdôležitejšie z nich sú intenzita dažďa, hydraulické vlastnosti pôdy, jej vegetačný pokryv a sklon. Povrchovým odtokom sa zaoberajú odborníci skúmajúci geomorfológiu, hydrologickú konektivitu, tvorbu odtoku z povodia, vplyv využitia krajiny, eróziu, hydrofobicitu pôd, atď. Výpočet povrchového odtoku je súčasťou geografických informačných systémov, hydrologických modelov a rovníc používaných v inžinierskej hydrologii. Napriek tomu nie je jednoduché nájsť merané údaje o veľkosti povrchového odtoku pre rôzne povrchy. V prezentovanej práci sme chceli odpovedať na nasledujúce otázky:

1. Aký veľký je povrchový odtok na svahoch budovaných málo priepustnými flyšovými horninami pri extrémnych intenzitách dažďa?
2. Aké informácie o infiltrácii dažďovej vody do pôdy je možné získať pomocou elektrickej odporovej tomografie (ERT)?

Skúmané územie a metodika

Pri hľadaní odpovedí na vyššie uvedené otázky sme vykonali sériu meraní v podhorskej časti povodia Jaloveckého potoka ležiacej v Liptovskej kotline nad mestom Liptovský Mikuláš. Skúmané územie je budované paleogénnymi horninami podtatranskej skupiny, ktoré sú v najvrchnejšej časti pokryté kvartérnymi akumuláciami alúvia Jaloveckého potoka. Ide o málo priepustné ílovce, siltovce a pieskovce, ktoré sa v minulosti označovali ako flyšová litofácia vnútrokarpatského paleogénu (Gross et al., 1980). Pôdy, ktoré sa vyvinuli na nich, sú klasifikované ako piesočnato-hlinité až ílovito-hlinité. Na svahoch budovaných paleogénnymi horninami sme na piatich výskumných plochách (10 x 10 m) urobili spolu 100 zadažďovacích experimentov pomocou simulátora dažďa typu Wageningen (Kamphorst, 1987, obr. 1) so zavlažovanou plochou cca 25 x 25 cm. Svahy sú využívané ako trvalé trávnaté plochy. Na každej lokalite sme urobili po 5 pokusov s rôznymi intenzitami simulovaného dažďa (cca 2,4 mm.hod⁻¹, cca 4,0 mm.hod⁻¹ a cca 5,3 mm.hod⁻¹) s trvaním dažďa 5 a 10 minút a vyhodnotili sme, po akom čase vznikol povrchový odtok a koľko percent simulovaného dažďa ním odtieklo. Vlhkosť pôdy pred (ďalej počiatočná vlhkosť) a po pokuse bola meraná ručným vlhkomerom Delta T Wet-2 a sklon svahu na mieste pokusu bol meraný diaľkomerom Leica Disto D8 (tab. 1).

Tabuľka 1: Experimentálne meranie simulátorom dažďa (SD) a elektrickou odporovou tomografiou; SD a ERT je počet meraní na výskumnej ploche, SM je počiatočná vlhkosť pôdy; údaje o sklone a SM sú vypočítané ako priemer z bodov, na ktorých bol umiestnený simulátor dažďa.

Číslo	Dátum	Lokalita	Lat	Long	SD	ERT	Sklon	SM
					[-]	[-]	[°]	[%]
1	14. 8. 2015	Jalovec	49.138080	19.636422	10	0	12	21
2	24. 9. 2015	Bobrovec, pod Hájom	49.131702	19.615351	15	3	11	25
3	16. 6. 2016	Jalovec	49.138080	19.636422	15	2	12	32
4	22. 6. 2016	Bobrovec, pod Hájom	49.131673	19.615337	15	1	12	31
5	30. 6. 2016	Priemstav, vlek	49.155140	19.631330	15	2	12	31
6	12. 7. 2016	Trstené			15	0	7	20
7	4. 8. 2016	Ondrašová, Škorupovo	49.114122	19.589315	15	2	10	41

Na každej ploche bolo urobených aj niekoľko meraní infiltrácie vody do pôdy pomocou elektrickej odporovej tomografie (ERT) pomocou aparatury ARES (GF Instruments, 2015). Kvôli potrebe

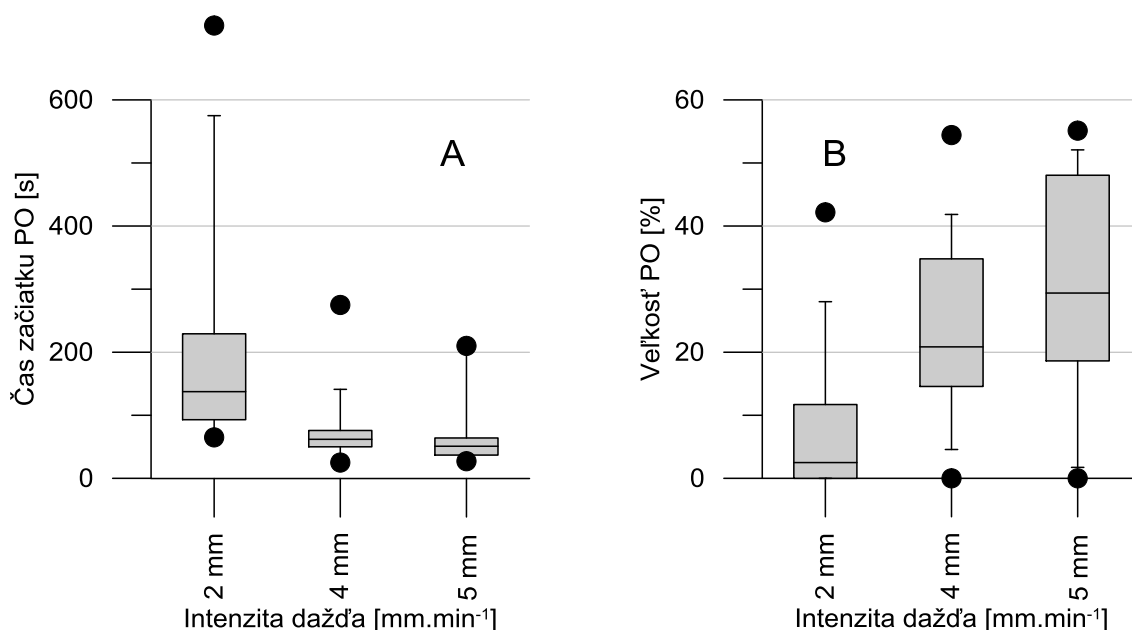
použitia plytko zapichnutých elektród bola pre tieto merania vyvinutá metodika umožňujúca meranie v rozlíšení vyhovujúcom mierkam zadanej úlohy, t.j. zmene vlhkosti pôdy v krátkom časovom intervale a v plytkej vrstve pôdy (Kostka, Holko, 2016). Cieľom ERT bolo zistiť, či je v daných podmienkach možné touto nedeštruktívnou metódou vizualizovať reakciu vlhkosti pôdy na simulovanú zrážku a určiť hĺbku zóny infiltrácie. Pri meraní bolo použitých 16 elektród. Vzďialenosť medzi elektródami bola 10 cm, celková dĺžka meracej zostavy bola 1,5 m (obr. 1). Pri časozberných meraniach na zvolených profiloch bolo vždy na začiatku vykonané referenčné meranie elektrického odporového profilu v pôvodnom stave. Následne bola na stred profilu aplikovaná simulovaná zrážková udalosť v podobe zavlaženia pitnou vodou. Ihneď po zavlažení bola začatá séria časozberných meraní elektrického odporu s usporiadaním elektród Schlumberger N6 s optimálnym nastavením systému tak, aby pri čo najlepšej presnosti merania boli dosiahnuté čo najkratšie časy merania. Intervaly medzi opakovanými meraniami tak dosahovali asi 4-9 minút v závislosti od aktuálnych podmienok na skúmaných lokalitách. Priemerný počet opakovaných meraní na jednotlivých profiloch bol asi 12, počet profilov na jednotlivých výskumných plochách je uvedený v tab. 1.



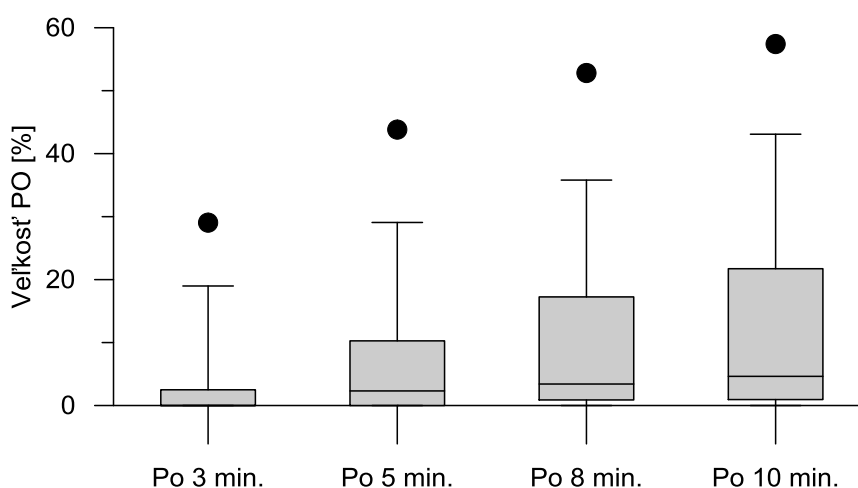
Obr. 1: Zostava na meranie elektrickej odporovej tomografie, vzadu simulátor dažďa Wageningen (Kostka a Holko, 2016)

Výsledky a diskusia

Zadažďovacie experimenty ukázali, že pri extrémnych intenzitách dažďa cca $4,0 \text{ mm.hod}^{-1}$ a $5,3 \text{ mm.hod}^{-1}$ vznikol povrchový odtok okrem jednej výnimky aj počas krátkeho času trvania pokusu (5 minút). Povrchový odtok sa pri týchto intenzitách objavil v priemere po dvoch minútach od začiatku dažďa. Pri menšej, aj keď stále extrémnej intenzite dažďa cca $2,4 \text{ mm.hod}^{-1}$ sa povrchový odtok objavil v priemere o vyše pol minúty neskôr aj keď sa viackrát stalo, že povrchový odtok sme nepozorovali ani po 10 minútach (obr. 2A). Ani pri extrémnych intenzitách simulovaného dažďa povrchový odtok väčšinou nepredstavoval viac (po 5 minútach), ako polovicu aplikovaného dažďa (obr. 2B). Pri intenzite dažďa cca $2,4 \text{ mm.hod}^{-1}$ predstavoval povrchový odtok takmer vždy menej, ako 20% aplikovaného dažďa, jeho veľkosť však stúpala s trvaním dažďa (obr. 2B a 3). Analýza variability času vzniku a veľkosti povrchového odtoku ukázala, že medzi jednotlivými lokalitami neboli rozdiely. Pri ďalších meraniach bude preto možné sústrediť sa na detailnejšie merania len na jednej lokalite.



Obr. 2: A-čas vzniku povrchového odtoku pre rôzne intenzity dažďa; B- veľkosť povrchového odtoku vyjadrená v percentách z aplikovaného úhrnu dažďa s trvaním 5 minút; grafy ukazujú percentily 5, 25, 50, 75 a 95 a body ležiace mimo percentilov 5 a 95; všetky výsledky zobrazujú údaje pre trvanie dažďa 5 minút.

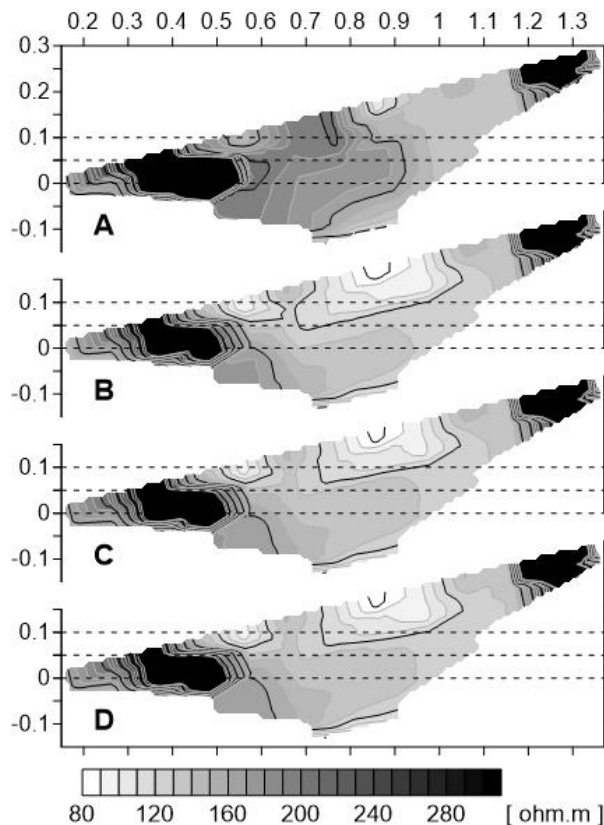


Obr. 3: Rast povrchového odtoku s časom pri intenzite dažďa cca 2,4 mm.hod⁻¹ a trvaní 10 minút; výsledky z 25 pokusov; grafy ukazujú percentily 5, 25, 50, 75 a 95 a body ležiace mimo percentilov 5 a 95.

Pre každú výskumnú plochu a intenzitu dažďa sme vypočítali korelačné koeficienty vzťahov medzi začiatkom povrchového odtoku, jeho veľkosťou, sklonom plochy, počiatkovou vlhkosťou pôdy a jej nárastom spôsobeným aplikovaným dažďom. Počiatková vlhkosť pôdy počas pokusov kolísala od 16% do 44%, sklon plochy od 4° do 19°. Počiatková vlhkosť mala pri najmenšej intenzite dažďa väčší vplyv (t.j. koeficient korelácie minimálne 0,7) na začiatok a/alebo veľkosť povrchového odtoku (na troch lokalitách), ako sklon (len na jednej lokalite). Pri dvoch väčších intenzitách dažďa bol vplyv počiatkovej vlhkosti menší, vplyv sklonu svahu bol minimálny.

Výsledky časozberných meraní vertikálnych rezov zdanlivých elektrických odporov vykonaných pred a po aplikácii simulovanej zrážky ukázali, že ERT merania sú veľmi dobre použiteľné na zisťovanie počiatkového stavu a homogenity pôdneho prostredia v rámci skúmanej lokality. Interpretácia meraní

po simulovanej zrážke je už oveľa komplikovanejšia a náročnejšia úloha. Infiltráciou vody do pôdneho prostredia sa počítačový stav merného elektrického odporu síce mení, ale miera zmeny je výrazne určená pomerom merných odporov pôdneho prostredia a infiltrujúcej vody. Napriek tomu uskutočnené merania ukázali veľmi rýchlu zmenu merného odporu v povrchovej vrstve pôdy s mocnosťou 5 - 10 cm spôsobenú infiltráciou vody. Zmeny merných odporov v sérii časových krokov merania poukázali aj na dominantný podiel povrchového (často viditeľného aj voľným okom) a plytkého podpovrchového odtoku. Len zriedkavo sa prejavoval aj výraznejší priesak do hlbších vrstiev pôdneho profilu. Vo všetkých prípadoch bol obraz prúdenia presakujúcej vody veľmi nepravidelný, čo bolo spôsobené preferenčným prúdením a obtekaním prirodzených prekážok. Detailnú analýzu výsledkov všetkých meraní uvádza Kostka (2017). Obr. 4 ukazuje výsledky merania na lokalite Bobrovec, kde sa prejavilo rýchle zmenšenie odporu v povrchovej vrstve pôdy a laterálny podpovrchový odtok. Vertikálny rez zdanlivých merných odporov získaný meraním v strede pokusnej plochy pred zavlažením poukazuje na výraznejšiu variabilitu fyzikálnych vlastností pôdneho prostredia. Na odporovom reze sa výrazne prejavujú zóny s vyšším merným odporom na obidvoch koncoch profilu, čo môže naznačovať vyšší podiel pórov nevyplnených pôdnymi roztokmi alebo prítomnosť väčších skál v tomto pôdnom horizonte. Po aplikácii zavlaženia na úsek dlhý 50 cm v strede profilu došlo takmer okamžite k zníženiu zdanlivého merného odporu na tomto úseku a čiastočne aj dolu svahom (úsek asi 0.45 až 1.0 m profilu) do hĺbky približne 10 cm. Tento charakter zmeny opäť zostával takmer rovnaký vo všetkých ostatných ôsmich časových intervaloch merania (1 - 64 minút po zavlažení). Oblasť vysokého zdanlivého merného odporu v dolnej časti profilu (0.3 - 0.5 m) však zostala takmer nezmenená, čo z predchádzajúcej úvahy naznačuje skôr prítomnosť nepriepustného skeletu (kameň), ktorý vytvára bariéru voči podpovrchovému prúdeniu.



Obr. 4: Vertikálne rezy merných elektrických odporov pred simulovanou zrážkou a séria časovej postupnosti relatívnej zmeny merných elektrických odporov po aplikácii simulovanej zrážky na výskumnej ploche nad obcou Bobrovec dňa 24. 9. 2015; profil v strede pokusnej plochy, A - pred simulovanou zrážkou, B - 1 minúta, C - 10 minút a D - 19 minút po simulovanej zrážke na 50 cm úsek v strede profilu.

Závery

Zadaťovacie pokusy umožnili kvantifikovať veľkosť povrchového odtoku na skúmaných plochách, ktorý doteraz nebol priamo meraný. Malé rozmery simulátora dažďa umožňujú jeho použitie v teréne, kde by sa experimenty s väčšími zariadeniami vykonávali len veľmi ťažko. Daňou za to je veľmi malá plocha zavlažovaného územia (len 0,0625 m²). Tento nedostatok sa čiastočne dá vyvážiť veľkým počtom experimentov. Intenzita simulovaného dažďa bola pri našich experimentoch zámerne oveľa vyššia, ako je v skúmanom území reálne, aby bolo isté, že vyvolá povrchový odtok. Ďalšie experimenty budú simulovať menšiu intenzitou dažďa a jeho dlhšie trvanie, čím možno budú získané údaje, ktoré budú priamo použiteľné napríklad pri validácii výsledkov matematických modelov.

Pri využívaní ERT je potrebné uvedomiť si, že nejde o priame meranie pohybu vody. Komplikáciou použitia takmer všetkých geofyzikálnych metód je skutočnosť, že určovanie rozhraní medzi rôznymi prostrediami v polpriestore pod povrchom pôdy je závislé na rozdieloch fyzikálnych vlastností skúmaných prostredí. Čím sú rozdiely fyzikálnych vlastností záujmových podpovrchových telies výraznejšie, tým jednoznačnejšie je možné ich lokalizovať a ohraničiť. V prípade priesaku vody do pôdneho prostredia tento predpoklad žiaľ nie je dodržaný. Presakujúca voda sa spravidla nepohybuje spôsobom kameňa hodeného do vody, ale čelo frontu presakujúcej vody sa postupne rozptyľuje. Ak je zavlaženie aplikované na povrch pôdy v krátkom časovom intervale, prirodzene sa mení lokálny stav vysokého nasýtenia v malom ohraňenom priestore na postupne stále nižšie nasýtenie v stále väčšom priestore so stále rozptýlenejším rozhraním vo vertikálnom aj laterálnom rozmere. Z tohoto dôvodu je v každom ďalšom časovom kroku merania zmien vertikálneho rezu merných elektrických odporov určenie rozhraní zavlažovaného priestoru stále neurčitejšie. Interpretáciu meraní ERT navyše komplikuje aj takzvaný "princíp ekvivalencie", ktorý priamo vyplýva z teórie potenciálových polí, a ktorý veľmi zjednodušene znamená, že malé podpovrchové teleso s výrazne odlišným merným odporom v pomere k okolitému prostrediu sa vo vertikálnom odporovom reze prejavuje podobne ako veľké teleso s málo odlišným merným odporom v pomere k okolitému prostrediu. Ak teda pracujeme v prostredí s celkom neznámym podpovrchovým prostredím (nepoznáme hĺbku rozhraní, tvar a veľkosť prípadne prítomných telies, a ani merné odpory materiálu) nemôžeme urobiť ani jednoznačnú hydrogeologickú interpretáciu nameraných údajov (elektrického odporu).

PodĎakovanie

Tento príspevok vznikl vďaka podpore grantových agentúr VEGA (projekt 2/0055/15) a APVV (projekt 15-0497).

Literatura

- GF Instruments (2015): Short guide for resistivity and induced polarization tomography. GF Instruments, s.r.o., Brno, <http://www.gfinstruments.cz>, 50 s.
- Gross, P., Köhler, E. (Eds.), Biely, A., Franko, O., Hanzel, V., Hricko, J., Kupčo, G., Papšová, J., Priečhodská, Z., Szalaiová, V., Snopková, P., Stránska, M., Vaškovský, I., Zbořil, L. (1980): Geológia Liptovskej kotliny. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava, 242 s.
- Kamphorst, A. (1987): A small rainfall simulator for the determination of soil erodibility. Netherlands Journal of Agricultural Sciences, 35, 407 – 415.
- Kostka, Z., (2017): Aplikácia elektrickej odporovej tomografie pri monitorovaní infiltrácie do pôdneho profilu. Acta Hydrologica Slovaca, 18, 1, *poslané do redakcie*.
- Kostka, Z., Holko, L. (2016): Nedeštruktívna vizualizácia infiltrácie pomocou elektrickej odporovej tomografie. Acta Hydrologica Slovaca, 17, 1, 51 – 64.

Vplyv biouhlia v kombinácií s rôznymi dávkami N-hnojív na emisie N₂O, vybrané vlastnosti pôdy a úrody jačmeňa jarného v podmienkach poľného experimentu

Ján Horák¹, Dušan Igaz¹, Vladimír Šimanský², Elena Kondrlová¹

¹ Katedra biometeorológie a hydrológie, Fakulta záhradníctva a krajinného inžinierstva, Slovenská poľnohospodárska univerzita v Nitre, Hospodárska 7, 949 01 Nitra, Slovensko

² Katedra pedológie, Fakulta agrobiológie a potravinových zdrojov, Slovenská poľnohospodárska univerzita v Nitre, Tr. A. Hlinku 2, 949 76 Nitra, Slovensko

Abstrakt

Napriek tomu, že výhody aplikácie biouhlia sú dobre popísané pre tropické pôdy, na popísanie jeho účinkov na poľnohospodárskych pôdach mierneho pásma neexistuje ešte dostatok informácií. V podmienkach intenzívneho poľnohospodárstva sa môže vyskytnúť zaujímavé a málo preskúmané vzájomné spolupôsobenie: prídavok biouhlia môže pozmeniť účinok bežného hnojenia dusíkom. Za účelom výskumu vplyvu aplikácie biouhlia bol vykonaný terénny experiment pri aplikáčnej dávke 0, 10 a 20 t ha⁻¹ biouhlia (B0, B10 a B20) v kombinácii s 0, 40 a 80 kg N ha⁻¹ minerálneho dusíkatého hnojiva (N0, N40, N80). Sledovali sme emisie oxidu dusného (N₂O), analyzovali sme skupinu fyzikálno-chemických pôdnych vlastností a zisťovali sme úrody jačmeňa jarného na hnedozemi kultizemnej na experimentálnej báze nachádzajúcej sa na pôdach Podunajskej pahorkatiny. Sezónne kumulatívne emisie N₂O z variantov B10N0 a B20N0 sa znížili o 27, resp. 25% v porovnaní s kontrolným variantom B0N0. Kumulatívne emisie N₂O z variantov N40 a N80 v kombinácii s B10 a B20 boli tiež nižšie o 21, 19, 25, respektíve 32% v porovnaní s kontrolnými variantmi B0N40 a B0N80. Aplikácia biouhlia do pôdy mala za následok štatisticky významne zvýšenie pH pôdy. Zvýšené pH pôdy a znížený obsah NO₃⁻, ktorý bol pozorovaný vo variantoch s biouhlím boli identifikované ako dva možné mechanizmy zodpovedné za zníženie emisií N₂O. Taktiež došlo k štatisticky významnému zvýšeniu obsahu vody v pôde pri variante B20N0 v porovnaní s kontrolou B0N0, pravdepodobne v dôsledku väčšieho merného povrchu pôdnych častíc a prítomnosti mikropórov, ktoré mali vplyv na zmenu distribúcie veľkosti pórov a vododržnú schopnosť pôdy. Aplikácia biouhlia pri aplikáčnej dávke 10 t ha⁻¹ mala pozitívny vplyv na úrodu zrna jačmeňa jarného.

Kľúčové slová: biouhlie, hnojenie dusíkom, vlastnosti pôdy, emisie N₂O, úrody.

Úvod

Ľudský tlak na pôdu poháňaný zmenou klímy a populačným rastom dokonca aj dnes vedie k nepretržitej premene prírodnej krajiny na poľnohospodárske plochy. Navyše bolo preukázané, že orbové poľnohospodárstvo poškodzuje rastlinné zdroje v pôde, ktoré boli určené pre dlhodobé poľnohospodárske využitie (Lal 2009). Z týchto dôvodov sú naliehavo potrebné udržateľné koncepcie kombinujúce zvýšenú produkciu potravín a trvalej udržateľnosť pôdy za účelom zníženia tlaku na pôdu a zabránenia negatívnych vplyvov intenzívneho poľnohospodárstva na životné prostredie. V poslednom polstoročí hrá použitie minerálnych hnojív významnú úlohu pri zvyšovaní poľnohospodárskej produktivity (Gruhn et al., 2000). Ukázalo sa však, že aplikácia minerálnych (dusíkatých) hnojív prispieva k celej rade problémov v oblasti životného prostredia, vrátane emisií skleníkového aktívnych plynov (GHGs), eutrofizácie tokov, znečistenia pitnej vody (Delgado-Follett 2010; Sutton & van Grisen 2011) a prispieva k rýchlejšej mineralizácii organickej hmoty (Liu et al., 2010). Preto je potrebné zamerať sa na zlepšenie stavu pôdy, najmä obsahu jej pôdnej organickej hmoty (POH), keďže POH pozitívne ovplyvňuje úrodnosť a tzv. zdravie pôdy.

Rad štúdií preukázal, že biouhlie je materiál, ktorý má ako pôdne aditívum potenciál na zmiernenie klimatických zmien prostredníctvom zvyšovania obsahu pôdneho organického uhlíka (C_{org}) a zlepšením kvality pôdy, čo prispieva k vyššiemu výnosu z menšej plochy (Laird et al. 2010; Zhang et al 2012). Uvádza sa, že použitie organických materiálov, akým je aj biouhlie, zlepšuje chemické

(Liang et al 2006), fyzikálne (Atkinson et al 2010) a biologické vlastnosti pôdy (Lehmann et al. 2011). Taktiež sa preukázalo, že biouhlie zvyšuje úrody plodín, znižuje emisie GHGs a zvyšuje sekvestráciu uhlíka v pôde (Lehmann et al., 2006). Biouhlie pridané do ornej pôdy vykonáva určitú kontrolu nad dynamikou dusíka (N) v pôde (Clough et al., 2013) a má potenciál znížiť emisie N₂O z pôdy (Hüppi et al. 2015). Metaanalýza autorov Cayuela et al. (2014) podporuje tieto závery, keď popisuje zníženie N₂O emisií o 54% v laboratórnych a terénnych pozorovaniach. Ďalšia štúdia (Felber et al., 2013) s pridaným N taktiež uvádza zníženie emisií N₂O. Avšak dôkazy nie sú úplne presvedčivé, keďže niektoré štúdie ukazujú opak (Verhoeven & Six 2014), respektíve žiadny vplyv pridaného biouhlia na toky N₂O z pôdy do atmosféry (Suddick & Six 2013). Je teda stále potrebné zlepšiť znalosti o účinkoch aplikácie biouhlia do pôdy v sektore poľnohospodárstva. Niekoľko štúdií o vplyve pridaného biouhlia sa zameriava na pôdy s nedostatočnou funkčnosťou a nízkym výnosovým potenciálom (napr. kyslé pôdy, zasolené pôdy, pôdy s nízkym obsahom C_{org}), kde sa po aplikácii biouhlia očakávajú veľmi výrazné zmeny. Avšak pravdepodobnosť jeho aplikácie môže byť najväčšia na úrodných poľnohospodárskych pôdach s najväčšími ekonomickými a praktickými možnosťami pre aplikáciu biouhlia. Vysoko produkčné pôdy môžu byť schopné ponúknuť ekonomickú návratnosť aplikácie biouhlia, avšak veľkú pozornosť treba stále venovať ekonomickým rizikám spojeným s cenou biouhlia a jeho účinkami na pôdnu úrodnosť a úrodu poľných plodín.

Ak vezmeme do úvahy vyššie uvedené koncepcie, špecifickým cieľom tejto štúdie bolo kvantifikovať účinky aplikácie biouhlia a biouhlia v kombinácii s aplikáciou N-hnojív na emisie N₂O, na pôdne fyzikálno-chemické vlastnosti a úrody poľnohospodárskych plodín na kultizemných hnedozemiach v plne komerčnom prostredí. Naším zámerom bolo predovšetkým preskúmať, či **(H1)** pridanie biouhlia znižuje emisie N₂O z ornej pôdy, či **(H2)** je pridanie biouhlia schopné čeliť zvýšeniu emisií N₂O v dôsledku hnojenia N hnojivami a či **(H3)** má aplikácia biouhlia pozitívny vplyv na úrody poľnohospodárskych plodín.

Materiál a metódy

Poľný experiment bol založený na experimentálnej báze Slovenskej poľnohospodárskej univerzity (Malanta) v Nitrianskom regióne Slovenska (48°19'00" s.š.; 18°09'00" v.d.). Experiment bol uskutočnený v období od marca do novembra 2014 zahŕňajúc celé vegetačné obdobie jačmeňa jarného (*Hordeum vulgare* L.). Plocha sa nachádza v miernom pásme s priemernou ročnou teplotou vzduchu 9,8°C a priemerným ročným úhrnom zrážok 539 mm. Priemerná teplota a množstvo zrážok v roku 2014 boli 10,3°C, resp. 640,8 mm. Pred založením pokusu sa na experimentálnej ploche pestovali poľnohospodárske plodiny konvenčným spôsobom po dobu niekoľko rokov. Pôdu možno klasifikovať ako hnedozem kultizemnú (SPS, 2014). Pred založením experimentu boli na 10 náhodných miestach odobraté vzorky pôdy z hĺbky 0-10 cm za účelom získania iníciačnej vlastností pôdy. Pôda v priemere obsahovala 360,4 g kg⁻¹ piesku, 488,3 g kg⁻¹ prachu a 151,3 g kg⁻¹ ílu. Pôdny organický uhlík bol 9,13 g kg⁻¹, zatiaľ čo priemerná hodnota pH pôdy (KCI) bola 5,71.

Po založení pokusu v marci 2014 nasledovala aplikácia biouhlia (0, 10 a 20 t ha⁻¹) a aplikácia dusíkatých priemyselných hnojív (0, 40, 80 kg N ha⁻¹) ako hlavné varianty (tab. 1). Replikované (n = 3) pokusné plochy (4 m x 6 m) boli usporiadané v náhodnom blokovom dizajne a oddelené 0,5 m širokým ochranným pásom. Celé experimentálne pole bolo pred založením experimentu zorané, nasledovalo lokalizovanie variantov v náhodnom poradí a nakoniec aplikácia biouhlia a hnojív na povrch pôdy a ich okamžité zapracovanie do 0-10 cm vrstvy zeminy za použitia kombinátora. Jačmeň jarný bola vysiaty 11. marca 2014 pri komerčnej hustote semien 200 kg ha⁻¹. Všetko biouhlie použité v tomto experimente bolo vyrobené z kalu papierovej vlákny a obilných pliev (v pomere 1:1, Sonnenerde, Rakúsko) procesom pyrolýzy pri teplote 550°C počas 30 minút v reaktore Pyreg (Pyreg GmbH, Dörthe, Nemecko). Biouhlie v priemere obsahovalo 57 g kg⁻¹ Ca, 3,9 g kg⁻¹ Mg, 15 g kg⁻¹ K a 0,77 g kg⁻¹ sodíka (DIN EN ISO 11 885). Celkový obsah uhlíka (C) v biouhli bol 53,1%, zatiaľ čo celkový obsah dusíka (N) bol 1,4% (DIN 51732), C: N pomer bol 37,9 pričom špecifický merný povrch (SSA) bol 21,7 m²g⁻¹ (podľa DIN 66132 / ISO 9277) a obsah popola bol 38,3% (DIN 51719). Priemerné pH (CaCl₂) biouhlia bolo 8,8 (DIN ISO 10390). Ako N-hnojivo bol použitý dusičnan amónno-vápenatý.

Tabuľka 1: Prehľad variantov vrátane individuálnych dávok aplikovaných N-hnojív (prvý stĺpec) a biouhlia (2., 3. a 4. stĺpec).

Množstvo aplikovanej dávky N-hnojiva (N) kg ha ⁻¹	Množstvo aplikovaného biouhlia (B) t ha ⁻¹		
	0	10	20
0	B0N0	B10N0	B20N0
40	B0N40	B10N40	B20N40
80	B0N80	B10N80	B20N80

Pôdne vzorky na stanovenie pH pôdy, amoniakálneho (NH₄⁺) a dusičnanového (NO₃⁻) dusíka boli z každej pokusnej plochy odoberané mesačne (marec-október, 2014). Pri každom odbere vzoriek pôdy sa z pokusnej plochy odobrali tri porušené náhodne rozmiestnené pôdne vzorky z hĺbky 0 - 10 cm a po zmiešaní z nich bola vytvorená reprezentatívna vzorka. Vzorky boli laboratórne spracované, pH pôdy bolo stanovené potenciometricky v 1 M KCl (1: 2,5; pôda: destilovaná voda). Minerálny N (NO₃-N, NH₄-N) bol extrahovaný z pôdy pri momentálnej vlhkosti použitím 1% K₂SO₄. Množstvo pôdneho NH₄-N a NO₃-N vo vyseparovaných vzorkách bolo stanovené pomocou kalorimetrickej metódy spektrofotometrom (WTW SPECTROFLEX 6100, Weilheim, Nemecko). Redukovaná objemová hmotnosť bola určená bezprostredne po aplikácii variantov a to 19. marca a 2. mája z neporušených pôdných vzoriek (100 cm³) odobratých z hĺbky 2-7 cm.

Plynné vzorky z pôdy boli odobraté v období marec - november 2014. Pri každom variante bol na pokusnej ploche vložený do pôdy kruhový prstencový rám z pozinkovaného plechu (hĺbka osadenia 10 cm) a ponechaný na mieste až do ďalšieho agrotechnického zásahu, kedy boli prstence vybraté z pôdy a po prejazde traktora opäť umiestnené na pôvodné miesto. Odber plyných vzoriek sa konal v týždenných intervaloch pričom kruhové komory z vrchu uzavreté a zospodu otvorené (Ø = 30 cm a výška 25 cm), sa vkladali do prstencového rámu a boli utesnené vodou na spodku kovovej obruče pričom plyné vzorky boli odobraté cez septum na vrchu komory (20 ml) v čase 0, 30 a 60 minút (po nasadení komory na kovovú obruč) pomocou plynotesnej striekačky (Hamilton). Odobratá plyná vzorka bola injektovaná do vopred evakuovaných 12 ml sklenených vialiek (Labco Exetainer). Vzorky plynu boli následne v laboratóriu analyzované a bola stanovená koncentrácia N₂O vo vzorkách pomocou plynového chromatografu (GC-2010 Plus Shimadzu) vybaveného detektorom elektrónového záchytu (ECD). Pri každom odbere plynu sa taktiež odoberali porušené pôdne vzorky na určenie hmotnostnej vlhkosti pôdy (w) z hĺbky 0-10 cm (gravimetrická metóda) a teplota pôdy v hĺbke 5 cm (teplomer Volcraft DET3R).

Odber vzoriek na určenie rastlinnej biomasy sa uskutočnil na konci vegetačného obdobia (14. júla 2014) v kvadráte (0,5 x 0,5 m) náhodne umiestnenom vo vnútri každého pozemku. Celá rastlinná biomasa bola transportovaná do laboratória, kde boli rastliny spočítané a korene oddelené od nadzemnej biomasy. Klasy sa oddelili od stoniek a taktiež sa spočítali. Po vymlátení sa spočítali zrná pomocou digitálneho počítača osiva. Nakoniec boli zrná a ostatná nadzemná biomasa oddelene vysušené v sušičke pri 60°C po dobu najmenej 5 dní (do konštantnej hmotnosti) a zvážené za sucha. Konečná úroda zrna bol vypočítaná ako násobok celkového počtu klasov na m², počtu zrn v klase a priemernej hmotnosti zrna (pri 85% suchej biomasy) (HGCA 2005).

Štatistická analýza

Na porovnanie priemerných hodnôt pre varianty s dvoma úrovňami biouhlia a tromi úrovňami hnojenia N-hnojivami bola použitá jednocestná analýza rozptylu (ANOVA) a LSD test pre p <0,05. Tieto analýzy boli vykonané pomocou programu Statgraphics Centurion XV.I (Statpoint Technologies, Inc., USA).

Výsledky a diskusia

Priemerné hodnoty fyzikálnych a chemických vlastností pôdy pre celé vegetačné obdobie sú uvedené v tabuľke 2. Vo všeobecnosti sa na všetkých variantoch s biouhlím (10 a 20 t ha⁻¹) zvýšilo pH pôdy pri každom vzorkovacom termíne (dáta nie sú uvedené). Na variantoch s biouhlím sa priemerné pH (za celú dobu trvania pokusu) významne zvýšilo v porovnaní s kontrolou bez biouhlia. Hodnoty pH sa zvyšovali so zvyšovaním dávky aplikácie biouhlia a to v nasledujúcom poradí B0N0 < B10N0 < B20N0. Rovnaký trend bol pozorovaný jednak pri nehnojených variantoch, ako aj pri variantoch s aplikáciou 40 a 80 kg N ha⁻¹ hnojiva. Iné štúdie potvrdzujúce toto zistenie uvádzajú preukázané zvýšenie hodnoty pH po aplikácii biouhlia s vyšším pH, ako pH samotnej pôdy (Yuan et al., 2011b). Rovnako tak bolo preukázané aj jasné zvýšenie pH pôdy so zvyšujúcou sa aplikačnou dávkou biouhlia (Yuan et al. 2011a; Atkinson et al. 2010; Zhang et al. 2012; Jones et al. 2012). Zvýšenie pH pôdy spôsobené pridaním organického materiálu bolo hlavne pripísané organickým aniónom prítomným v pridávaných materiáloch, ako je to indikované koncentráciou nadbytočných kationov nad anorganickými aniónmi, tiež nazývanou aj popolová zásaditosť (Yan et al., 1996). Jeden z predložených mechanizmov je dekarboxylácia organických aniónov prítomných v biouhli, čo je proces známy spotrebou protónov v pôde.

Tabuľka 2: Vplyv variantov na fyzikálno-chemické vlastnosti pôdy a emisie N₂O spriemerované za celé vegetačné obdobie.

Varianty	pH (KCl)	NH ₄ ⁺ mg kg ⁻¹	NO ₃ ⁻ mg kg ⁻¹	ρ _d Marec (g cm ⁻³)	ρ _d Máj (g cm ⁻³)	w (%)	N ₂ O (g N ₂ O- N ha ⁻¹ deň ⁻¹)	Kumulatívne emisie N ₂ O (g N ₂ O-N ha ⁻¹ 8 mesiacov ⁻¹)
Bez hnojenia								
B0N0	5.25 a	6.39 a	3.88 a	1.39 a	1.33 a	16.2 a	7.26 b	1725b
B10N0	5.64 b	6.40 a	3.56 a	1.35 a	1.30 a	16.6 ab	5.02 a	1267a
B20N0	5,88 c	6.91 a	3.54 a	1.28 a	1.27 a	17.9 b	5.16 a	1288a
40 kg N ha ⁻¹								
B0N40	5.16 a	8.56 a	4.19 a	1.43 b	1.28 a	16.1 a	6.97 a	1662a
B10N40	5.86 b	7.82 a	4.01 a	1.37 b	1.24 a	16.9 a	5.27 a	1317a
B20N40	5.87 b	7.48 a	3.51a	1.22 a	1.09 a	17.8 a	5.37 a	1345a
80 kg N ha ⁻¹								
B0N80	5.08 a	9.09 a	5.31 a	1,34 a	1.28 a	16.2 a	9.12 b	2311b
B10N80	5.67 b	9.41 a	3.63 a	1.42 a	1.14 a	16.9 a	6.94 ab	1744ab
B20N80	5.97 c	8.19 a	3.80 a	1.24 a	1.19 ab	17.7 a	6.27 a	1562a

Vysvetlivky: Rôzne písmená v riadkoch pod sebou naznačujú, že priemerné hodnoty za všetky vzorkovacie dni pre daný variant sú štatisticky významne odlišné pri P < 0,05 v súlade s LSD testom. Poznámka: ρ_d: redukovaná objemová hmotnosť pôdy.

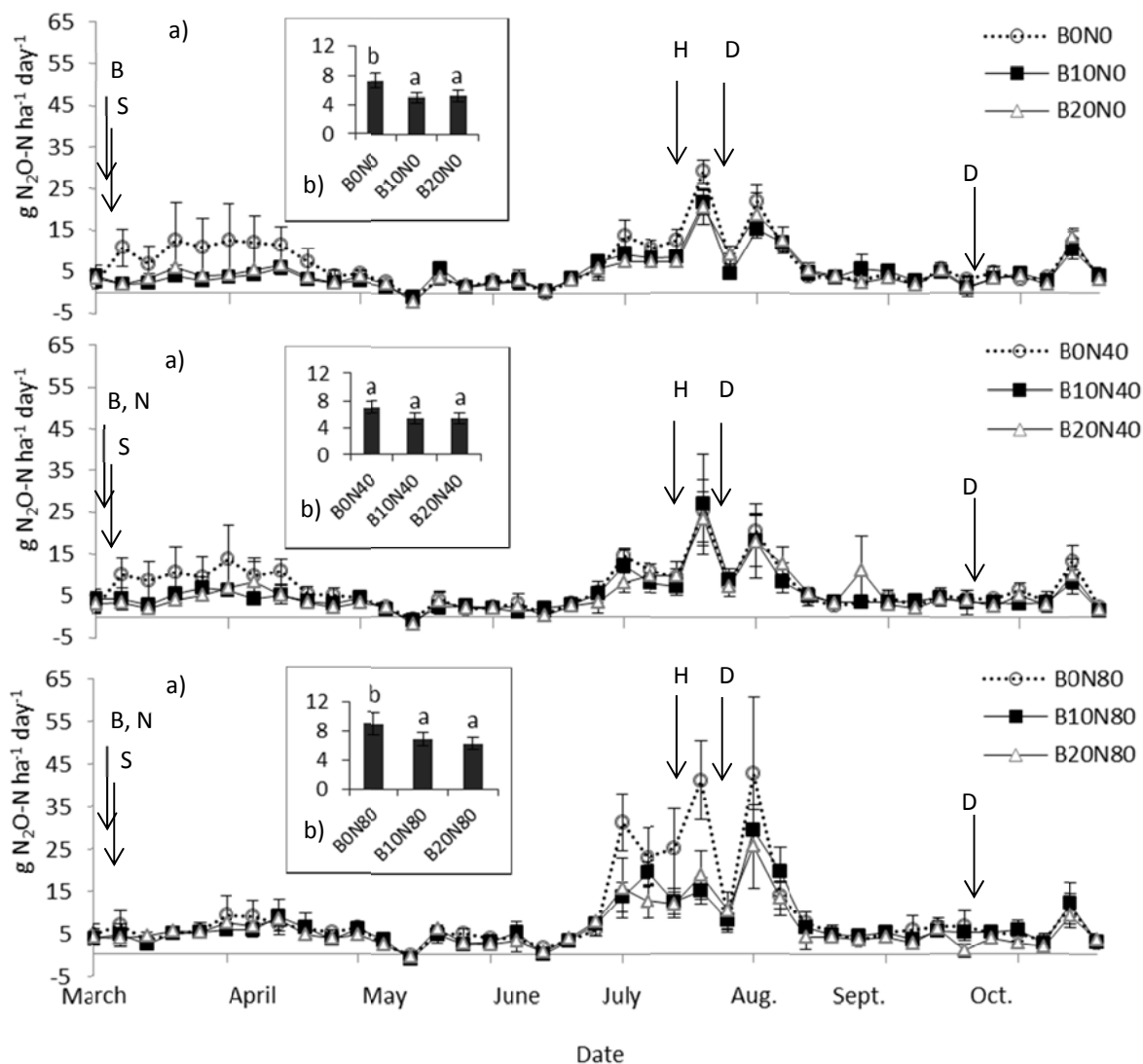
Priemerná sezónna koncentrácia NO₃⁻ a NH₄⁺ medzi jednotlivými variantmi nebola štatisticky významne odlišná. Všeobecne bolo zistené, že priemerná koncentrácia NH₄⁺ bola vyššia pri hnojených variantoch v porovnaní s ich kontrolami bez hnojenia. Obsah NH₄⁺ v pôde bol ovplyvnený aplikáciou N-hnojív, ale nie aplikáciou biouhlia, čo potvrdzujú aj zistenia Appela a Kleina (2015), ktorí zistili, že biouhlie nemalo žiadny významný vplyv na obsah pôdneho NH₄⁺. Naše výsledky vykazujú mierne vyššie koncentrácie NH₄⁺ pri oboch nehnojených variantoch s biouhlím v porovnaní s kontrolnou. Rovnaký trend bol pozorovaný pri variante B10N80 v porovnaní s kontrolou pri tejto dávke hnojenia dusíkom (B0N80). Avšak obsah NO₃⁻ bol nižší pri variantoch s kombináciou biouhlia a dusíka ako v prípade aplikácie len samotného N. V tomto smere sa naše údaje zhodujú s prácami, ktoré uvádzajú pokles koncentrácie NO₃⁻ po pridaní biouhlia do pôdy (Ippolito et al. 2012; Van Zwieten et al. 2010). Nižšia dostupnosť NO₃⁻ bola pripísaná mikrobiálnej imobilizácii po pridaní biouhlia (Ippolito et al. 2012 ; Singh et al. 2010), čo mohol byť aj náš prípad (tab. 2).

Priemerná vlhkosť pôdy (w) sa zlepšila po pridaní biouhlia (10 a 20 t ha⁻¹) vo všetkých variantoch s dusíkatým hnojivom (0, 40 a 80 kg N ha⁻¹). Napriek tomu štatisticky významné zlepšenie bolo zistené len pri variante B20N0 v porovnaní s kontrolou B0N0. Naše zistenia týkajúce sa vlhkosti sú v súlade so súčasnými prácami (Barrow 2012 ; Agegnehu et al. 2015; Leelamanie 2014; Liyanage & Leelamanie 2016), ktoré uvádzajú, že vstupy organickej hmoty do pôdy zvyšujú retenčnú vodnú kapacitu (RVK) pôdy. Biouhlie s jeho veľkým merným povrchom a veľkým množstvom mikropórov pozmeňuje priemerný merný povrch pôdných častíc, distribúciu veľkosti pórov a tým aj RVK pôdy (Chintala et al. 2014a). Zapracovanie biouhlia do pôdy môže zvýšiť špecifickú mernú plochu až 4,8 krát v porovnaní s nepozmenenými pôdami (Liang et al. 2006) a môže tiež zvýšiť prítomnosť kapilárnych pórov.

Redukovaná objemová hmotnosť pôdy (ρ_d) v polovici vegetačného obdobia bola nižšia na plochách, kde bolo aplikované biouhlie pri všetkých úrovniach hnojenia v porovnaní s kontrolnými plochami. Toto zistenie je v súlade s niekoľkými štúdiami, ktoré uvádzajú, že po aplikácii biouhlia do pôdy sa znížila redukovaná objemová hmotnosť pôdy (Schnell et al. 2012; Case et al. 2012; Zhang et al. 2010). Avšak celkovo redukovaná objemová hmotnosť nebola ovplyvnená jednotlivými variantmi, jediné štatisticky významné rozdiely boli pozorované na začiatku experimentu medzi variantmi B0N40 a B20N40 a medzi B10N40 a B20N40. To znamená, že vyššia dávka biouhlia vo variante so 40 kg N ha⁻¹ významne zlepšila redukovanú objemovú hmotnosť pôdy. Napriek tomu predpokladáme, že to nebolo spôsobené vplyvom dusíkatého hnojenia, ale vyššou dávkou biouhlia pri tomto variante.

Emisie N₂O vo všetkých variantoch boli najvyššie počas prvých 4 týždňov po založení experimentu, pričom najvyššie hodnoty boli dosiahnuté pri epizodických udalostiach v lete. Počas zvyšku sezóny boli tzv. pozadové emisie konštantné (**H1**, obr. 1a). Prevažná časť tokov N₂O sa vyskytla krátko po zbere plodín a diskovaní všetkých experimentálnych plôch. Pre všetky varianty bola pozorovaná podobná časová dynamika emisií N₂O, varianty sa líšili len dosiahnutými maximálnymi hodnotami. Takmer všetky pozorované emisné maximá pre varianty s biouhlím boli nižšie ako pri variantoch bez biouhlia. Výsledky tejto štúdie ukazujú, že celkové sezónne emisie N₂O pri všetkých troch úrovniach hnojenia N (0, 40 a 80 kg N ha⁻¹) bez biouhlia boli vyššie v porovnaní s variantmi, ktoré zahŕňali biouhlie (10 a 20 t ha⁻¹) (**H2**, Tabuľka 2, obr. 1b), čo je výsledok v súlade so zisteniami Liu et al. (2012). Avšak vzhľadom k vysokej variabilite medzi opakovaniami neboli rozdiely medzi variantmi vždy štatisticky preukazné. Oba varianty s biouhlím (B10N0, B20N0) štatisticky významne znížili emisie N₂O v porovnaní s kontrolným variantom (B0N0). Plochy hnojené 80 kg N ha⁻¹ naznačujú, že iba vyššia dávka biouhlia je dostatočná a vedie k štatisticky významnému zníženiu emisií N₂O. Priestorová variabilita na plochách a medzi plochami mohla byť faktorom prispievajúcim k nejednoznačnosti výsledkov, ako je uvedené aj v práci Fanguera et al. (2008).

Nižšie emisné maximá z plôch s biouhlím mali za následok rozdiel v celkových kumulatívnych sezónnych emisiách N₂O medzi plochami s biouhlím a kontrolnými plochami bez biouhlia počas trvania experimentu (tabuľka 2, marec-november, 2014). Na konci experimentu boli kumulatívne emisie N₂O z plôch obohatených o 10 a 20 t ha⁻¹ biouhlia (B10N0, B20N0) znížené o 27 resp. 25% v porovnaní s B0N0. Kumulatívne emisie N₂O z plôch hnojených 40 a 80 kg N ha⁻¹ v kombinácii s 10 a 20 t ha⁻¹ biouhlia boli tiež nižšie o 21, 19, 25 a 32% v porovnaní s ich príslušnými kontrolami B0N40 a B0N80. Štúdia podobná našej uvádza, že emisie N₂O boli na plochách s aplikovaným biouhlím nižšie v rozmedzí od 26% do 79% v porovnaní s kontrolami (Castaldi et al. 2011). Na druhej strane existujú pozorovania štatisticky nevýznamných vplyvov aplikácie biouhlia na emisie N₂O (Karhu et al 2011; Anderson et al. 2011). Shen et al. (2014) zistili, že pridanie biouhlia na ryžovom poli zvýšilo emisie N₂O v porovnaní s iba NPK variantom, avšak posledné pozorovanie sa týkalo pôdných podmienok s veľmi nízkym obsahom kyslíka.



Obr. 1: a) Dočasné zmeny emisií N_2O z kontrolných a o biouhlie obohatených pozemkov v priebehu trvania poľného experimentu. Chybové úsečky predstavujú \pm SE (štandardnú chybu). B - aplikácia biouhlia; N – hnojenie dusíkom; S - siatie jačmeňa jarného; H - zber jačmeňa jarného; D - diskovanie. b) priemerné emisie N_2O na rôznych variantoch počas trvania poľného experimentu. Chybové úsečky predstavujú štandardné chyby medzi priemernými údajmi zo vzorkovacích dní.

Mechanizmy, ktoré by vysvetlili pozorované zníženie emisií N_2O po aplikácii biouhlia sú stále neisté. V aeróbných pôdach je N_2O primárne vedľajším produktom nitrifikácie (NH_4^+ na NO_3^-) a v menšom rozsahu aj anaeróbnej denitrifikácie (NO_3^- na N_2). Dostupnosť dusíka silne ovplyvňuje oba procesy a v ornej pôde priamo súvisí a aplikáciou anorganických N hnojív alebo obsahom organického N v pôde. Zmeny dostupnosti N a jeho zvýšený príjem rastlinami vyvolaný aplikáciou biouhlia môže znížiť emisie N_2O v pôdach (Steiner et al. 2007). Mesačný odber vzoriek pôdy v tejto štúdii ukázal, že obsah NO_3^- a NH_4^+ nebol štatisticky rozdielny medzi hociktorými z variantov (údaje nie sú uvedené). Avšak pozorovali sme krátkodobý pokles obsahu NO_3^- po pridaní biouhlia do pôdy, ako aj zodpovedajúce zníženie toku N_2O , čo naznačuje, že dostupnosť NO_3^- znížená po aplikácii biouhlia je jedným z mechanizmov zodpovedných za zníženie emisií N_2O .

V prípade pH pôdy sme pozorovali vyššiu priemernú hodnotu pH v pôdach obohatených biouhlím, čo je výsledok podobný zisteniam iných štúdií (Atkinson et al. 2010; Singh et al. 2010). Vzhľadom k tomu, že pH pôdy sa uplatňuje na kontrolu N_2O : N_2 pomeru počas denitrifikácie (Simek & Cooper, 2002), vyššie pH zistené na variantoch s biouhlím mohlo tiež prispieť k zníženiu emisií N_2O .

Aplikácia 10 t ha⁻¹ biouhlia zvýšila konečnú úrodu zrna na všetkých úrovniach hnojenia, avšak štatisticky významný rozdiel bol zistený iba medzi variantmi B10N0 a B0N0 (tab. 3, **H3**). Kombinovanie N hnojiva o dávke 40 kg N ha⁻¹ s biouhlím (pri oboch aplikačných dávkach) významne zvýšilo počet rastlín na m², v priemere o 31%. Aj keď aplikácia biouhlia v kombinácii s 80 kg N ha⁻¹ znížila počet rastlín na m², nadzemná biomasa a úroda zrna bola vyššia v porovnaní s kontrolou (B0N80). Tento efekt by mohol byť indikátorom pozitívneho vplyvu biouhlia na vývoj úrody počas plnenia zrna, ako naznačujú Agegnehu et al. (2016). Po aplikácii biouhlia bol pozorovaný štatisticky nevýznamný pokles nadzemnej biomasy, s výnimkou variantov B10N0 a B10N80 s 35% resp. 6% zvýšením v porovnaní s kontrolami (B0N0 resp. B0N80). Biouhlie aplikované spolu so 40 kg N ha⁻¹ N-hnojiva zvýšilo priemernú hmotnosť jedného zrna o 7% a 19% pri variante B10N40 a B20N40. Nárast o 3% bol pozorovaný aj pri nehojenom variante s vyššou dávkou biouhlia (B20N0), avšak aplikácia hnojiva pri dávke 80 kg N ha⁻¹ nevykazovala žiadny účinok na hmotnosť jedného zrna. Tieto výsledky z prvého roku experimentu sú v súlade s pozorovaniami v iných štúdiách zameraných na vplyv aplikácie biouhlia na úrody jačmeňa jarného (Nelissen et al. 2015; Karer et al. 2013).

Tabuľka 3: Účinok biouhlia a hnojiva na parametre úrody jačmeňa jarného (priemer ± štandardná odchyľka, n = 3).

Varianty	Počet rastlín m ²	Suchá nadzemná biomasa t ha ⁻¹	Priemerná váha jedného zrna pri 85% sušiny mg	Konečná úroda zrna pri 85% sušiny t ha ⁻¹
Nehojený				
B0 N0	223±26.8 a	8.0±1.2 a	43.3±0.7 a	3.6±0.8 a
B10N0	221±18.5 a	10.8±2.1a	43.0±0.1 a	5.1±0.9 b
B20N0	209±41.5 a	7.1±0.8 a	44.6±0.7 a	3.2±0.5 a
40 kg N ha ⁻¹				
B0N40	172±10.6 a	8.4±0.5 a	42.0±1.1 a	3.7±0.5 a
B10N40	225±11.4 b	8.2±0.1 a	45.1±1.1 a	3.9±0.2 a
B20N40	227±14.8 b	7.9±0.9 a	49.9±5.2 a	3.6±0.5 a
80 kg N ha ⁻¹				
B0N80	200±19.7 a	10.8±0.7 a	43.8±1.2 a	5.0±0.3 a
B10N80	189±10.9 a	11.4±2.1 a	42.2±1.4 a	5.4±0.9 a
B20N80	183±15.4 a	10.3±0.7 a	43.4±0.8 a	4.9±0.4 a

Vysvetlivky: Rôzne písmená v riadkoch pod sebou naznačujú štatisticky významný rozdiel pri P <0,05 v súlade s LSD testom.

Záver

V tejto štúdiu uvádzame významné odozvy emisií N₂O, pH pôdy, obsahu vody v pôde, redukovanej objemovej hmotnosti a úrodových parametrov na aplikáciu biouhlia a biouhlia v kombinácii s aplikáciou dusíkatých hnojív. Aplikácia biouhlia na obrábaných hnedozemiach kultizemných vykazuje jeho potenciál pri znižovaní emisií N₂O, zvýšení pH pôdy, ale bez vplyvu na obsah NO₃⁻ a NH₄⁺ v pôde. Najvyšší nárast pH a obsahu pôdnej vody bol zistený pri aplikácii biouhlia o dávke 20 t ha⁻¹. Úroda zrna jačmeňa sa výrazne zvýšila iba po použití 10 t ha⁻¹ biouhlia. Biouhlie a biouhlie v kombinácii s hnojením dusíkom sa javí ako sľubný postup k zlepšeniu udržateľnosti intenzívneho poľnohospodárstva znížením emisií N₂O a zvýšením obsahu vody v pôde. Okrem toho je možné dosiahnuť určitú úroveň imobilizácie minerálneho N a zvýšenia pH pôdy. Napriek tomu je však potrebný ďalší výskum na rôznych pôdnych typoch v rôznych poľnohospodárskych ekosystémoch s dobou trvania viac ako jeden rok predtým, ako táto prax môže byť plne odporučená poľnohospodárom.

Pod'akovanie

Táto štúdia bola podporená Vedeckou grantovou agentúrou VEGA 1/0604/16 a KEGA 019SPU-4/2017 a Agentúrou na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy č. APVV-15-0160.

Referencie

- Agegehu G., Bass A. M., Nelson P. N. & Bird M. I. 2016. Benefits of biochar, compost and biochar-compost for soil quality, maize yield and greenhouse gas emissions in a tropical agricultural soil. *Sci. Tot. Environ.* **543**: 295–306.
- Agegehu G., Bass A. M., Nelson P. N., Muirhead B., Wright G. & Bird M. I. 2015. Biochar and biochar-compost as soil amendments: Effects on peanut yield, soil properties and greenhouse gas emissions in tropical North Queensland, Australia. *Agric. Ecosyst. Environ.* **213**: 72–85.
- Anderson C. R., Hamonts K., Clough T. J. & Condrón L. M. 2011. Biochar does not affect soil N-transformations or microbial community structure under ruminant urine patches but does alter relative proportions of nitrogen cycling bacteria. *Agric. Ecosyst. Environ.* **191**: 63–72.
- Appel T. & Klein B. 2015. Mineralization and immobilization of nitrogen in soil amended with biochar, compost and co-composted biochar, pp. 112-113. In: *Understanding biochar mechanisms for practical implementation*, Hochschule Geisenheim University.
- Atkinson C. J., Fitzgerald J. D. & Hipsley N. A. 2010. Potential mechanisms for achieving agricultural benefits from biochar application to temperate soils: a review. *Plant Soil.* **337**: 1–18.
- Barrow C. J. 2012. Biochar: potential for countering land degradation and for improving agriculture. *Appl. Geogr.* **34**: 21–28.
- Case S. D. C., McNamara N. P., Reay D. S. & Whitaker J. 2012. The effect of biochar addition on N₂O and CO₂ emissions from a sandy loam soil—the role of soil aeration. *Soil Biol. Biochem.* **51**:125–134.
- Castaldi S., Riondino M., Baronti S., Esposito F. R., Marzaioli R., Rutigliano F. A., Vaccari F.P. & Miglietta F. 2011. Impact of biochar application to a Mediterranean wheat crop on soil microbial activity and greenhouse gas fluxes. *Chemosphere.* **85**:1464–1471.
- Cayueta M. L., Van Zwieten L., Singh B. P., Jeffery S., Roig A. & Sánchez-Monedero M. A. 2014. Biochar's role in mitigating soil nitrous oxide emissions: a review and meta-analysis. *Agr. Ecosyst. Environ.* **191**: 5–16.
- Clough T. J., Condrón L. & Kammann Cand Müller C. 2013. A review of biochar and soil nitrogen dynamics. *Agronomy.* **3**: 275–93.
- Chintala R., Owen R., Kumar S., Schumacher T. E. & Malo D. 2014a. Biochar impacts on denitrification under different soil water contents. *World Cong Soil Sci.* **6**: 157–157.
- Delgado J. A. & Follett R. F. 2010. *Advances in nitrogen management for water quality*. Soil Water Conservation Society, Ankeny, IA, 424 pp.
- Fangueiro D., Senbayran M., Trindade H. & Chadwick D. 2008. Cattle slurry treatment by screw press separation and chemically enhanced settling: effect on greenhouse gas emissions after land spreading and grass yield. *Bioresour. Technol.* **99**: 7132–7142.
- Felber R., Leifeld J., Horák J. and Neftel A. 2013. Nitrous oxide emission reduction with greenwaste biochar: comparison of laboratory and field experiments. *Eur. J. Soil Sci.* **65**: 128–138.
- Gruhn P., Goletti F. & Yudelman M. 2000. Integrated nutrient management, soil fertility, and sustainable agriculture: current issues and future challenges, pp. 38. In: *Food, agriculture, and the environment discussion paper 32*, IFPRI, Washington, USA.
- HGCA. 2005. The barley growth guide. <http://www.hgca.com/media/186381/g30-the-barley-growth-guide.pdf>. (accessed 07.07.2016).
- Hüppi R., Felber R., Neftel A., Six J. & Leifeld J. 2015. Effect of biochar and liming on soil nitrous oxide emissions from a temperate maize cropping system. *Soil.* **1**: 707–717.
- Ippolito J. A., Novak J. M., Busscher W. J., Ahmedna M., Rehring D. & Watts D. W. 2012. Switchgrass biochar affects two Aridisols. *J. Environ. Qual.* **41**: 1123–1130.
- Jones D. L., Rousk J., Edwards-Jones G., DeLuca T. H. & Murphy D. V. 2012. Biochar-mediated changes in soil quality and plant growth in a three year field trial. *Soil Biol. Biochem.* **45**: 113–124.

- Karer J., Wimmer B., Zehetner F., Kloss S. & Soja G. 2013. Biochar application to temperate soils: effects on nutrient uptake and crop yield under field conditions. *Agricultural Food and Science*. **22**: 390-403.
- Karhu K., Mattila T., Bergstroem I. & Regina K. 2011. Biochar addition to agricultural soil increased CH₄ uptake and water holding capacity – Results from a short-term pilot field study, *Agr. Ecosyst. Environ.* **140**: 309–313.
- Laird D., Fleming P., Wang B., Horton R. & Karlen D. 2010. Biochar impact on nutrient leaching from a Midwestern agricultural soil. *Geoderma*. **158**: 436–442.
- Lal R. 2009. Soils and food sufficiency. A review. *Agronomy for Sustainable Development*. **29**: 113-133.
- Leelamanie D.A.L. 2014. Initial water repellency affected organic matter depletion rates of manure amended soils in Sri Lanka. *J. Hydrol. Hydromech.* **62**: 309–315.
- Lehmann J., Gaunt J. & Rondon M. 2006. Bio-char sequestration in terrestrial ecosystems—a review. *Mitig. Adapt. Strat. Glob. Change*. **11**: 395–419.
- Lehmann J., Rillig M. C., Thies J., Masiell, C. A., Hockaday W. C. & Crowley D. 2011. Biochar effects on soil biota, A review. *Soil Biol. Biochem.* **43**: 1812–1836.
- Liang B., Lehmann J., Solomon D., Kinyangi J., Grossman J., O'Neill B., Skjemstad J. O., Thies J., Luizão F. J., Petersen J. & Neves E.G. 2006. Black carbon increases cation exchange capacity in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **70**:1719–1730.
- Liyanaige T.D.P. & Leelamanie D.A.L. 2016. Influence of organic manure amendments on water repellency, water entry value, and water retention of soil samples from a tropical Ultisol. *J. Hydrol. Hydromech.* **64**: 160–166.
- Liu E., Changrong Y., Xurong M., Wenqing H., So H. B., Linping D., Qin L., Shuang L. & Tinglu F. 2010. Long term effect of chemical fertilizer, straw, and manure on soil chemical and biological properties in north-west China. *Geoderma*. **150**: 173–180.
- Liu X. Y., Qu J. J., Li L. Q., Zhang A. F., Jufeng Z., Zheng J. W. & Pan, G. X. 2012. Can biochar amendment be an ecological engineering technology to depress N₂O emission in rice paddies? – A cross site field experiment from South China. *Ecol. Eng.* **42**: 168–173.
- Nelissen V., Ruyschaert G., Manka'Abusi D., D'Hose T., De Beuf K., Al-Barri B., Cornelis W. & Boeckx P. 2015. Impact of a woody biochar on properties of a sandy loam soil and spring barley during a two-year field experiment. *Europ. J. Agronomy*. **62**: 65-78.
- Schnell R. W., Vietor D. M., Provin T. L., Munster C. L. & Capareda S. 2012. Capacity of biochar application to maintain energy crop productivity: soil chemistry, sorghum growth, and runoff water quality effects. *J. Environ. Qual.* **41**: 1044–1051.
- Shen J., Tang H., Liu J., Wang C., Li Y., Ge T., Jones D. L. & Wu J. 2014. Contrasting effects of straw and straw-derived biochar amendments on greenhouse gas emissions within double rice cropping systems. *Agr. Ecosyst. Environ.* **188**: 264–274.
- Simek M. & Cooper J. E. 2002. The influence of soil pH on denitrification: progress towards the understanding of this interaction over the last 50 years. *Euro. J. Soil Sci.* **53**: 345–354.
- Singh B. P., Hatton B. J., Singh B., Cowie A. L. & Kathuria A. 2010. Influence of biochars on nitrous oxide emission and nitrogen leaching from two contrasting soils. *J. Environ. Qual.* **39**: 1224–1235.
- Societas Pedologica Slovaca, 2014. Morfogenetický klasifikačný systém pôd Slovenska. Bazálna referenčná taxonómia. Druhé upravené vydanie. Bratislava: NPPC VÚPOP Bratislava 2014, 96 p., ISBN: 978-80-8163-005-7.
- Steiner C., Teixeira W.G., Lehmann J. & Zech W. 2007. Long term effects of manure, charcoal and mineral fertilization on crop production and fertility on a highly weathered central amazonian upland soil. *Plant Soil*. **291**: 275–290.
- Suddick E. C. & Six J. 2013. An estimation of annual nitrous oxide emissions and soil quality following the amendment of high temperature walnut shell biochar and compost to a small scale vegetable crop rotation. *Sci. Total Environ.* **65**: 298–307.
- Sutton M. A. & H. van Grinsven. 2011. The European nitrogen assessment. Sources, effects, and policy perspectives. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 664 pp.
- Van Zwieten L., Kimber S., Morris S., Downie A., Berger E., Rust J. & Scheer C. 2010. Influence of biochars on flux of N₂O and CO₂ from Ferrosol. *Aust. J. Soil Res.* **48**: 555–568.

- Verhoeven E. & Six J. 2014. Biochar does not mitigate field-scale N₂O emissions in a Northern California vineyard: an assessment across two years. *Agric. Ecosyst. Environ.* **191**: 27–38.
- Yan F., Schubert S. & Mengel K. 1996. Soil pH increase due to biological decarboxylation of organic anions. *Soil Biology and Biochemistry.* **28**: 617–624.
- Yuan J., Xu R., Qian W. & Wang R. 2011a. Comparison of the ameliorating effects on an acidic ultisol between four crop straws and their biochars. *J. Soil. Sediment.* **11**: 741–750.
- Yuan J., Xu R. & Zhang, H. 2011b. The forms of alkalis in the biochar produced from crop residues at different temperatures. *Biores. Technol.* **102**: 3488–3497.
- Zhang A., Cui L., Pan G., Li L., Hussain Q., Zhang X., Zheng J. & Crowley D. 2010. Effect of biochar amendment on yield and methane and nitrous oxide emissions from a rice paddy from Tai Lake plain, China. *Agr. Ecosyst. Environ.* **139**: 469–475.
- Zhang A., Bian R., Pan G., Cui L., Hussain Q., Li L., Zheng J., Zheng J., Zhang X., Han X. & Yu X. 2012. Effects of biochar amendments on soil quality, crop yield and greenhouse gas emission in a Chinese rice paddy: a field study of 2 consecutive rice growing cycles. *Field Crop Res.* **127**: 153–160.

Variabilita jarného odtoku v povodí Čierneho Hrona v rokoch 2012 – 2016

Kateřina Hrušková, Daniela Kyselová
Slovenský hydrometeorologický ústav, Zelená 5, 974 04 Banská Bystrica

Abstrakt

Príspevok sa venuje analýze jarného odtoku, odtoku zo snehu v mesiacoch marec – apríl, v reprezentatívnom povodí Čierneho Hrona v hydrologických rokoch 2012 – 2016. Hodnotí zásoby vody v snehovej pokrývke, ktoré jarnému odtoku predchádzali, ich trvanie, objem, maximálne hodnoty ako aj vplyv na rozdelenie odtoku a na celkovú vodnosť toku. Zaoberá sa aj hydrometeorologickými podmienkami počas akumulácie a následného topenia sa snehovej pokrývky.

Kľúčové slová: povodie Čierneho Hrona, zásoby vody v snehu, jarný odtok

Úvod

Fenoménom posledných rokov je v našich zemepisných šírkach striedanie období bohatých na dážď s obdobiami bez zrážok, obdobia s pomerne bohatými zásobami vody v snehovej pokrývke a bez snehovej pokrývky. Táto skutočnosť sa v plnej miere prejavila aj v posledných 5-tich rokoch, ktoré boli vybrané na zhodnotenie jarného odtoku v povodí Čierneho Hrona. Zimy 2011-12 až 2015-16 boli z hydrologického hľadiska výnimočné. V povodí Čierneho Hrona boli vyhodnotenú extrémne, maximálne, ako aj minimálne, zásoby vody v snehu, ktoré významným spôsobom ovplyvnili veľkosť a trvanie jarného odtoku. Okrem snehových zásob ovplyvnili zásadným spôsobom generovanie odtoku meteorologické podmienky.

Povodie Čierneho Hrona

Povodie Čierneho Hrona je jedno z mála minimálne ovplyvnených povodí na území Slovenska, s pomerne hustou sieťou staníc (Kyselová et al., 2006). Služi často ako pilotné povodie pre hodnotenie hydrologického režimu, analýzu tvorby odtoku v systéme riečnej siete, hodnotenie zásob vody v snehovej pokrývke a hydrologické modelovanie. Na konferencii „Hydrologie malého povodí 2014“ boli analyzované hydrologické extrémny v povodí Čierneho Hrona (Šipikalová et al., 2014). Vybrané fyzicko-geografické charakteristiky sú v tab. 1.

Tabuľka 1: Vybrané fyzicko-geografické charakteristiky povodí Čierneho Hrona pre uzáverový profil Hronec

Vodomerná stanica	Plocha povodia	Priemerná nadm. výška	Lesnatosť	Sklon toku
	km ²	m n. m.	%	‰
Hronec, Čierny Hron	239,4	811	82,5	20,7

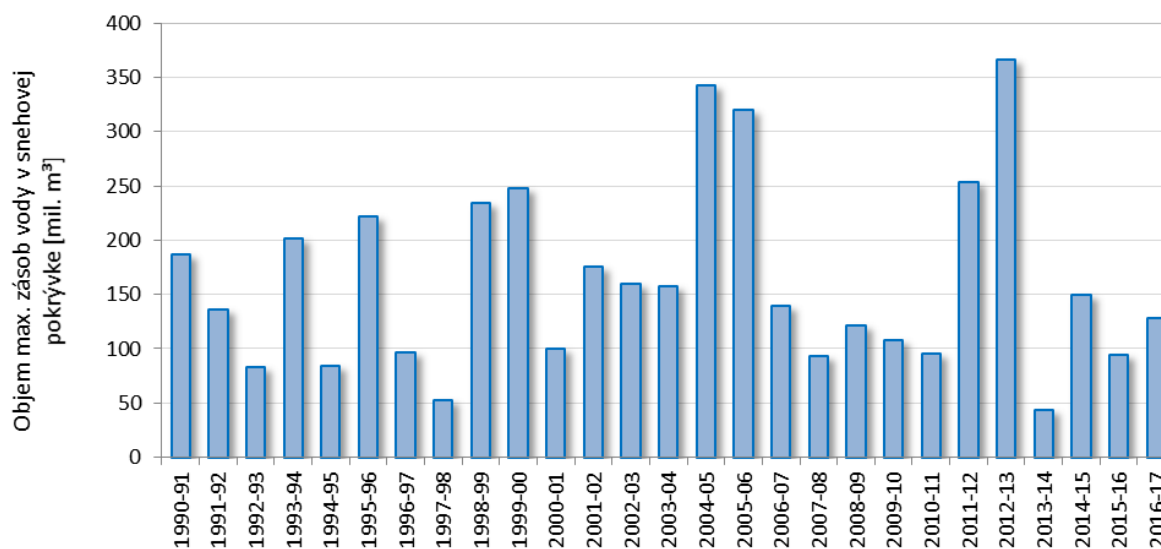
K analýze sme využili namerané a spracované údaje za obdobie hydrologických rokov 2012 – 2016, maximálne a minimálne mesačné prietoky za obdobie od začiatku vyhodnocovania, od roku 1931, a dlhodobé hydrologické charakteristiky, odvodené za obdobie rokov 1961-2000 z hydrologických a klimatologických staníc, ktoré sú lokalizované v povodí Čierneho Hrona. Údaje o priestorových charakteristikách teploty vzduchu a atmosférických zrážok boli vypočítané metódou váženého priemeru. Informácie o priemernej vodnej hodnote snehu v povodí Čierneho Hrona v dennom kroku boli získané ako vedľajší výstup zo simulácií zrážkoodtokového modelu HBV. Údaje o prietoku sú z vodomernej stanice Hronec, Čierny Hron.

Zásoby vody s snehovej pokrývky

Sneh a snehová pokrývka má v povodí Čierneho Hrona veľký klimatický, hydrologický, ekologický, environmentálny ako aj vodohospodársky význam. Počas zimného obdobia sa tu akumulujú významné zásoby vody v snehu, ktoré v relatívne krátkom čase odtekajú.

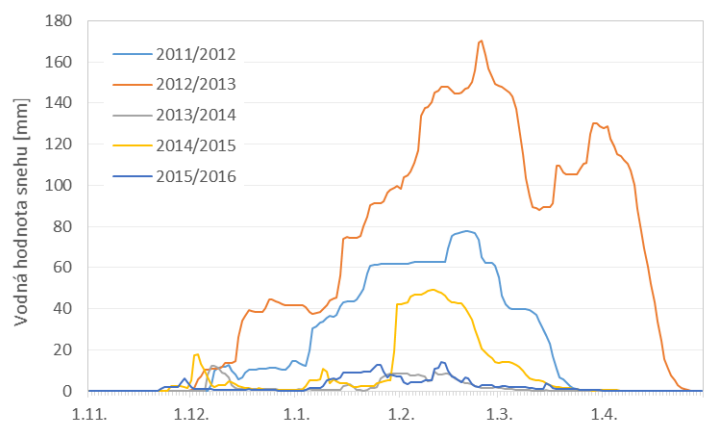
Analýza variability jarného odtoku, odtoku z topiaceho sa snehu, vychádza z informácií o zásobách vody v snehovej pokrývke na skúmanom povodí. Tie sa na hornom Hrone vyhodnocujú viac ako 25 rokov, od zimy 1990-91. Na obr. 1 sú znázornené maximálne zásoby vody v snehovej pokrývke jednotlivých rokoch sledovaného obdobia pre profil Banská Bystrica. Zimy hydrologických rokov 2012 – 2016 sú z hľadiska maximálnych snehových zásob veľmi rozdielne. Najvyššie maximálne snehové zásoby od roku 1991 boli na hornom Hrone vyhodnotené počas zimy 2012-13. Nadpriemerná bola taktiež predchádzajúca zima 2011-12. Opačný extrém predstavuje zima 2013-14 s najnižšími maximálnymi zásobami vody v snehu od začiatku hodnotenia snehových zásob. Rovnako zima 2015-16 patrí medzi tie podpriemerné. Za priemernú zimu možno považovať zimu 2014-15.

Najväčšie zásoby vody v snehu sa na hornom Hrone vyskytujú spravidla vo februári. Výnimkou sú zimy, počas ktorých je akumulácia snehu minimálna a zásoby vody v snehu nevýznamné. Potom sa maximálne snehové zásoby môžu vyskytovať v akomkoľvek mesiaci od decembra do apríla. Napr. v zime 2013-14 to bolo v prvej decembrovej dekáde. Pre porovnanie, najnižšie maximálne zásoby vody v snehovej pokrývke počas zimy 2013-14 predstavovali len 7 % najvyšších zásob vody v snehu v zime 2012-13.



Obr. 1 Maximálne zásoby vody v snehovej pokrývke na hornom Hrone po Banskú Bystricu za obdobie 1990-91 až 2016-17

Rozdielny priebeh akumulácie a topenia sa snehu počas jednotlivých zím je na obr. 2. Vo všetkých sledovaných rokoch v povodí Čierneho Hrona sa súvislá snehová pokrývka začala objavovať už na prelome novembra a decembra. V zimách s priemernými až nadpriemernými zásobami vody v snehovej pokrývke sa podmienky na akumuláciu snehu vytvorili na začiatku zimy v decembri a proces akumulácie nebol výrazne prerušený oteplením ani tekutými zrážkami.



Obr. 2 Priebeh vodnej hodnoty snehu v dennom kroku v povodí Čierneho Hrona od novembra do apríla v hydrologických rokoch 2012 – 2016

Variabilitu priemernej vodnej hodnoty snehu v povodí Čierneho Hrona zobrazuje škatuľový graf (obr. 4 vľavo). Vysokú variabilitu vykazujú logicky zimy s významnými zásobami vody snehovej pokrývky (zimy 2012-13 a 2011-12). Naopak zimy, keď akumulácia vody v snehu bola nedostatočná (zimy 2013-14 a 2015-16), sa vyznačujú nízkou variabilitou priemernej vodnej hodnoty snehu. Hodnoty priemernej vodnej hodnoty snehu sa v povodí pohybujú v intervale 0 – 12 mm v zime 2013-14, resp. 0 – 14 mm v zime 2015-16. Dokonca aj počas zimy 2014-15, ktorá je z hľadiska maximálnych snehových zásob na Horehroní charakterizovaná ako priemerná, je 75 % hodnôt menších ako 8 mm. Maximum priemernej vodnej hodnoty snehu v povodí dosahuje 49 mm. Výrazne asymetrické rozdelenie hodnôt bolo spôsobené skokovým nárastom priemernej vodnej hodnoty snehu v povodí Čierneho Hrona, tým aj snehových zásob, v dôsledku intenzívneho sneženia koncom januára 2015. Dňa 30.1.2015 denný úhrn zrážok vo väčšine zrážkomerných staníc na Horehroní prekročil 30 mm. V nasledujúcich dňoch sa zásoby vody snehu vplyvom priaznivých meteorologických podmienok ešte akumulovali a v polovici februára 2015 dosiahli svoje maximum. V poslednej februárovej dekáde sa následkom oteplenia sprevádzaného tekutými zrážkami zintenzívil proces topenia sa snehu. Priemerná vodná hodnota snehu v povodí Čierneho Hrona klesla na 14 mm a postupne sa až do konca marca 2015 znižovala na nulu.

Rozdelenie odtoku, priemerné mesačné prietoky, jarný odtok

Topenie snehu a jeho hydrologická odozva je zložitý proces, ktorý je ovplyvnený nielen zásobami vody v snehovej pokrývke, ale aj meteorologickými a hydrologickými podmienkami, ako sú výskyt a intenzita tekutých zrážok, teplota vzduchu, slnečné žiarenie, hĺbka premrznutej pôdy, štruktúra snehovej pokrývky, výskyt ľadových úkazov v toku, nasýtenosť povodia.

Výnimočnosť hodnotených zim sa prejavila aj v rozdelení odtoku. Ani počas jedného roka sa rozdelenie odtoku nepribližovalo k dlhodobým hodnotám $Q_{m1961-2000}$ (obr. 3). Dlhodobu tvorí odtok zo snehu počas marca a apríla v Hronci na Čiernom Hrone takmer 30 % z celkového ročného odtoku. Počas sledovaného obdobia bol najvyšší jarný odtok v roku 2013, kedy boli vyhodnotené aj rekordné zásoby vody v snehovej pokrývke. Jarný odtok tvoril až 67 % z dlhodobého ročného odtoku. Hydrometeorologické podmienky v období topenia sa snehu vo februári a marci 2013 boli podrobne rozpracované v Kyselová et al. (2013).

Najnižšie percento jarného odtoku (odtoku zo snehu počas marca a apríla) nebolo vyhodnotené v roku 2014, aj keď zima 2013-14 bola mimoriadne rekordne krátkym trvaním snehovej pokrývky a tiež doteraz vyhodnotenými najmenšími maximálnymi snehovými zásobami. Najnižšie percento jarného odtoku (9 % z dlhodobého ročného odtoku) bolo vyhodnotené v roku 2012. Bohaté zásoby vody v snehovej pokrývke naakumulované počas zimných mesiacov 2011-12 vytvorili základný predpoklad pre vznik jarného odtoku. V dôsledku prevládajúcich meteorologických podmienok (prechody

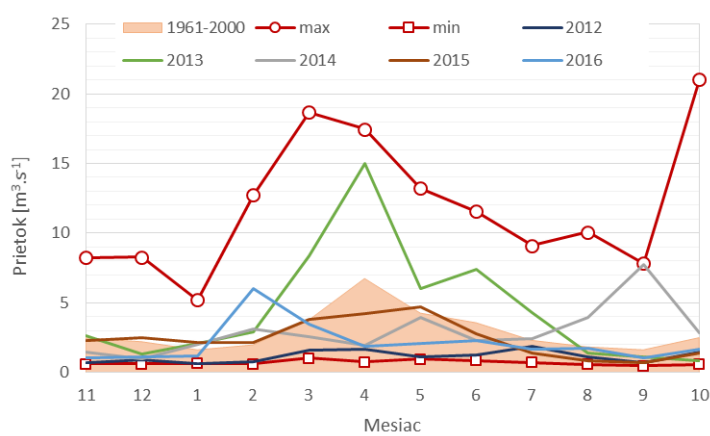
frontálnych systémov spojené so silným vetrom, vysoká teplota vzduchu, nadpriemerné trvanie slnečného svitu, ale najmä chýbajúce zrážky, tab. 2), ktoré podporili intenzívnu sublimáciu snehu, sa však typický jarný odtok v povodí Čierneho Hrona nevytvoril. V Hronci na Čiernom Hrone bol zaznamenaný mierny vzostup vodnej hladiny s kulmináciou na úrovni 90-denného prietoku.

Tabuľka 2: Vybrané klimatologické charakteristiky v decembri 2011 až marci 2012 z meteorologických staníc Telgárt (901 m n.m.) a Chopok (2005 m n.m.)

		počet jasných dní	počet zamračených dní	zrážky $\geq 0,1\text{mm}$ [dni]	sneženie [dni]	RR [mm]	RR %	SS [hod]	SS %
DEC 2011	Telgárt	1	16	17	17	67,3	158	40,5	55
	Chopok	2	19	20	24	53,5	61	51,6	72
JAN 2012	Telgárt	5	9	19	21	43,5	128	103,7	132
	Chopok	3	22	26	26	139,4	196	61,8	79
FEB 2012	Telgárt	7	5	9	12	10,3	26	129,3	138
	Chopok	4	11	16	18	51,0	77	94,6	108
MAR 2012	Telgárt	12	2	1	0	6,4	14	238,1	180
	Chopok	7	11	12	12	41,7	57	190,9	187

(pozn.: RR - mesačný úhrn zrážok, RR % - percento normálu 1961 – 1990, SS - trvanie slnečného svitu, SS % - percento normálu 1961 – 1990)

Netypický jarný odtok bol aj v roku 2015, aj keď sa percentom rozdelenia najviac priblížil k dlhodobým hodnotám, tvoril 23 % z celoročného odtoku. Bol značne ovplyvnený tým, že zásoby vody v snehu boli len vo vyšších polohách a prevládajúce slnečné a veterné počasie v marci a apríli spôsobilo, že aj v tomto roku časť zásob vody v snehovej pokrývke sublimovala.



Obr. 3 Priemerné mesačné prietoky v hydrologických rokoch 2012 – 2016, ich porovnanie s dlhodobými hodnotami za obdobie 1961 – 2000 a maximálnymi/minimálnymi priemernými mesačnými prietokmi za obdobie 1931 – 2000 vo vodomernej stanici Hronec, Čierny Hron

Extrémna variabilita jarného odtoku v povodí Čierneho Hrona v posledných 5-ich rokoch je zreteľná aj podľa tab. 3. Priemerný mesačný prietok v marci aj v apríli bol najnižší v roku 2012 - v marci predstavoval 43 % $Q_{\text{ma-3}/1961-2000}$ a v apríli dokonca len 24 % $Q_{\text{ma-4}/1961-2000}$, hoci zásoby vody v snehovej pokrývke boli nadpriemerné. Najvyššie percento 222 % $Q_{\text{ma-3}/1961-2000}$ v marci a 223 % $Q_{\text{ma-4}/1961-2000}$ v apríli bolo zaznamenaných v nasledujúcom roku 2013. Počas zimy 2012-13 sa

naakumulovali maximálne zásoby vody v snehovej pokrývke od začiatku ich vyhodnocovania v roku 1991.

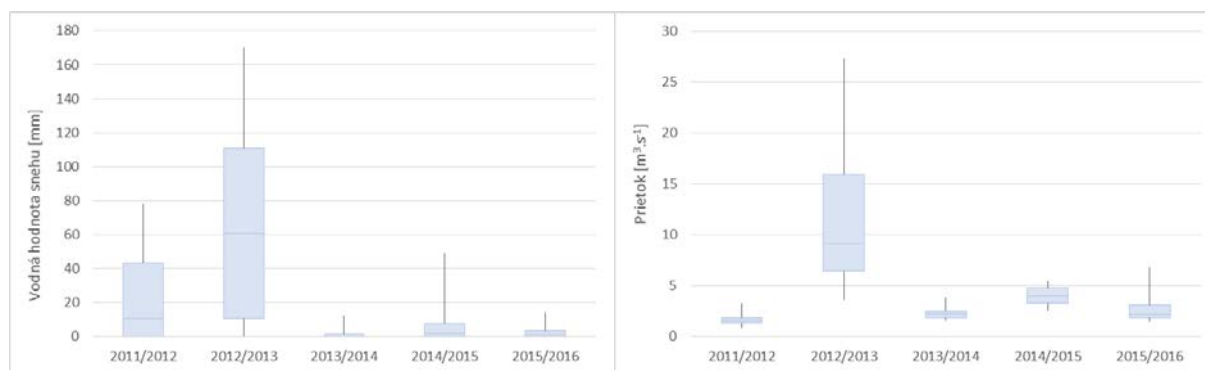
Výnimočný bol aj rok 2016. Vo februári sa zvyčajne v povodí Čierneho Hrona vyskytujú maximálne zásoby vody v snehovej pokrývke. Povodňová situácia, ktorá vo februári 2016 vznikla takmer na celom území Slovenska a najviac postihla povodie Slanej a Ipl'a, bola výnimočná tým, že sa na nej aj napriek zimnému mesiacu, podieľali najmä tekuté zrážky bez príspevku topenia sa snehovej pokrývky. V povodí horného Hrona časť zrážok spadla vo vyšších polohách vo forme snehu a akumulovala sa. Nepodieľala sa tak na priamom odtoku a povodňová situácia tu bola priaznivejšia (Kyselová et al., 2016). Február 2016 bol zrážkovo aj teplotne rekordný (vid'<http://www.shmu.sk/sk/?page=2049&id=697>). Priemerné mesačné februárové prietoky boli rekordné len v stanicach s dobou pozorovania po roku 1977. Februárová vodnosť sa aj v povodí Čierneho Hrona zaradila na tretie miesto od začiatku pozorovania v roku 1931, za roky 1966 a 1977.

Tab. 3 Priemerné mesačné prietoky vyjadrené v % dlhodobých hodnôt za obdobie 1961 – 2000 vo vodomernej stanici Hronec, Čierny Hron

Hydrologický rok	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	rok
2012	27	40	40	39	43	24	26	35	80	59	41	59	39
2013	106	59	128	149	222	223	142	207	186	75	68	33	153
2014	59	44	122	156	68	29	93	63	107	218	478	115	101
2015	93	114	133	108	101	63	110	78	59	44	44	54	83
2016	42	52	74	306	91	28	48	65	72	95	65	66	72

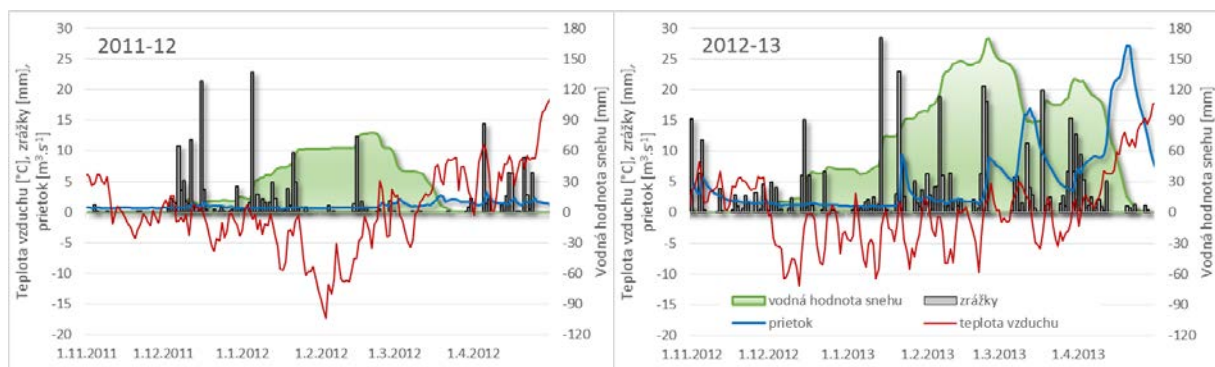
(pozn. červenou - priemerný mesačný prietok s hodnotou pod 50 % príslušného dlhodobého priemeru, modrou - priemerný mesačný prietok s hodnotou nad 100 % príslušného dlhodobého priemeru)

Variabilitu jarného odtoku, priemerného denného prietoku v marci a apríli, v sledovaných hydrologických rokoch vo vodomernej stanici Hronec, Čierny Hron znázorňuje graf na obr. 4 vpravo. Najväčšiu variabilitu vykazuje jarný odtok v roku 2013. V ostatných rokoch významný jarný odtok chýbí.



Obr. 4 Variabilita vodnej hodnoty snehu v povodí Čierneho Hrona v dennom kroku od novembra do apríla (vľavo) a priemerného denného prietoku od marca do apríla (vpravo) v hydrologických rokoch 2012 – 2016

Obr. 5 znázorňuje priebeh vybraných charakteristík teploty vzduchu a atmosférických zrážok v období akumulácie a topenia sa snehu, vývoj snehových zásob v povodí Čierneho Hrona ako aj priebeh odtoku vo vodomernej stanici Hronec, Čierny Hron vo vybraných zimách sledovaného obdobia.



Obr. 5 Priebeh priemernej dennej teploty vzduchu, denného úhrnu zrážok a vodnej hodnoty snehu v dennom kroku v povodí Čierneho Hrona, priemerného denného prietoku vo vodomernej stanici Hronec, Čierny Hron od novembra do apríla vo vybraných rokoch

Záver

Zimy hydrologických rokov 2012 – 2016 boli z hľadiska priebehu akumulácie a topenia sa snehu veľmi rozdielne. Absencia jarného odtoku v roku 2012, napriek významným zásobám vody v snehovej pokrývke, spolu s deficitom zrážok v jarnom období priamo ovplyvnila vodnosť tokov počas nasledujúcich mesiacov. Počas zimy 2012-13 boli na hornom Hrone vyhodnotenú najvyššie maximálne snehové zásoby od roku 1991. Od konca februára sa v povodí Čierneho Hrona vyskytlo viacero odtokových situácií z topiaceho sa snehu a dažďa. Z hydrologického hľadiska najvýznamnejšia bola zaznamenaná na prelome marca a apríla. V hydrologických rokoch 2014 a 2015 sa významný jarný odtok opäť nevytvoril. V roku 2014 to bolo z dôvodu chýbajúcich snehových zásob. V roku 2015 bol jarný odtok ovplyvnený tým, že zásoby vody v snehu boli len vo vyšších polohách a prevládajúce slnečné a veterné počasie v marci a apríli spôsobilo sublimáciu snehu. Značná časť vody z roztápajúceho sa snehu tak v odtoku chýbala.

Iná situácia nastala vo februári 2016. Povodne v tomto mesiaci nie sú neobvyklé, ich príčinou bývajú najčastejšie výdatné zrážky vo forme dažďa, zamrznutá pôda a výrazné oteplenie a s ním spojené topenie sa snehovej pokrývky. Zásoby vody v snehu sa však v povodí Čierneho Hrona nevytvorili, ale vznik mimoriadnej odtokovej udalosti podmienili rekordné zrážky. Časovo a priestorovo rovnomerné rozdelenie zrážok, prevažne kladné teploty pôdy a nízke hladiny podzemných vôd pred nástupom povodne priaznivo ovplyvnili retenčné vlastnosti povodí a tým aj priebeh celého odtoku. Znížil sa objem zrážok, ktoré sa podieľali na priamom odtoku, a následne aj kulminačné prietoky.

Taktiež tohtoročná zima sa z hľadiska vývoja snehových zásob od tých predchádzajúcich líšila. Keďže v januári 2017 bol mesačný úhrn zrážok v povodí horného Hrona skôr podnormálny a trvanie slnečného svitu nadnormálne, sneh počas jasných dní intenzívne sublimoval. A pretože sa meteorologické podmienky pre akumuláciu snehu nezlepšili ani vo februári, voda v snehu na generovanie významnejšieho jarného odtoku chýbala.

Hydrometeorologické merania vykonávané v reprezentatívnom povodí Čierny Hron, ktoré je minimálne ovplyvnené ľudskou činnosťou a často vybrané ako pilotné povodie rôznych výskumných úloh, slúžia pre hodnotenie hydrologického režimu, analýzu tvorby odtoku v systéme riečnej siete, hodnotenie zásob vody v snehovej pokrývke aj hydrologické modelovanie. Aj keď je v povodí dostatočne hustá sieť vodomerých aj zrážkomerých staníc, pre podrobnejšie štúdium problematiky odtoku, odtoku zo snehu ako aj vodnej bilancie, aj v súvislosti s možnou klimatickou zmenou, by bolo potrebné zaradiť povodie Čierneho Hrona medzi experimentálne povodia. Pravidelné organizovanie a vyhodnocovanie expedičných meraní prietokov a charakteristík snehovej pokrývky a doplnenie siete staníc aj o meteorologickú stanicu by prispeli k rozšíreniu poznatkov o zrážkovoodtokových vzťahoch a následnej tvorbe odtoku. V neposlednej rade by prispeli aj k odbornému rastu pracovníkov SHMÚ.

Literatúra:

- Kyselová D., Podolinská J., Šipikalová H. (2006): Reprezentatívne povodie Čierny Hron. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 54, č. 2, s. 151 – 162.
- Kyselová D., Hrušková K., Borsányi P. (2013): Povodne zo snehu a dažďa v roku 2013 v povodiach Hrona, Ipľa a Slanej. [online]. *SHMÚ*, 46 s. [cit. 2017-03-23]. Dostupný z WWW: <http://www.shmu.sk/sk/?page=128>.
- Kyselová D., Hrušková K., Trstenský T., Borsányi P., Kolačná Z., Padúch F., Podolinská J., Kováč P. (2016): Mimoriadny február 2016 v povodí Hrona, Ipľa a Slanej. [online]. *SHMÚ*, 37 s. [cit. 2017-03-23]. Dostupný z WWW: <http://www.shmu.sk/sk/?page=128>.
- Šipikalová H., Hrušková K., Podolinská J., Kyselová D., Borsányi P. (2014): Hydrologické extrémny v povodí Čierneho Hrona. In: *Hydrologie malého povodí 2014*. Praha, s. 481 – 487. ISBN 978-80-02-02525-2.

Vplyv aplikácie jednorazovej dávky biouhlia na akumuláciu pôdnej vody v poľnom experimente

Dušan Igaz¹, Ján Horák¹, Jana Domanová¹, Vladimír Šimanský², Marek Rodný³, Andrej Tárnik¹

¹Katedra biometeorológie a hydrológie FZKI SPU v Nitre, Tr. A. Hlinku 2, 94901 Nitra

²Katedra pedológie a geológie FAPZ SPU v Nitre, Tr. A. Hlinku 2, 94901 Nitra

³Ústav hydrológie SAV Bratislava, Dúbravská cesta 9, 841 04 Bratislava

Abstrakt

V príspevku sú uvedené výsledky poľného experimentu s aplikáciou biouhlia na výskumnej báze Slovenskej poľnohospodárskej univerzity Nitra v lokalite Malanta (z. š. 48° 19' 00", z. d. 18° 09' 00"), nachádzajúcej sa v Podunajskej pahorkatine. Aplikované biouhlie malo pozitívny vplyv na priebeh pôdnej vlhkosti na piesočnato hlinitej pôde počas vegetačného obdobia roku 2015 pod porastom kukurice siatej (*Zea mays* L.), pričom biouhlie zvýšilo v porovnaní s kontrolou pôdnu vlhkosť na variantoch s aplikovanou dávkou 10 a 20 t.ha⁻¹ (B10, B20) a rovnako aj na variantoch s biouhlím a anorganickým hnojením dusíkom v dávke 160 kg. ha⁻¹ (B10+N, B20+N). Pri hodnotení pórovitosti a závislosti pôdnej vlhkosti od negatívneho tlakového potenciálu môžeme konštatovať, že pri jarnom vzorkovaní došlo v porovnaní s kontrolou k štatisticky významnému zvýšeniu ($p < 0,05$) obsahu vody v pôde u všetkých variantov experimentu (B10, B20, B10+N, B20+N). Pri jesennom vzorkovaní neboli namerané hodnoty v porovnaní s kontrolou štatisticky významné.

Kľúčové slová: biouhlie, hydrofyzikálne charakteristiky pôdy

Úvod

Potenciál benefitov aplikácie biouhlia na poľnohospodársky využívaných pôdach je intenzívne analyzovaný vo viacerých environmentálnych štúdiách. Prioritne bola téma biouhlia riešená z pohľadu ukladania uhlíka do pôdy a potenciálu biouhlia znižovať emisie skleníkového aktívneho plynu do atmosféry (Lehmann et al. 2011). Biouhlie, ako produkt tepelnej úpravy organickej hmoty v procese pyrolýzy je tuhý pórovitý materiál s vysokým obsahom uhlíka. Kvalitatívne parametre výsledného produktu sú závislé hlavne od použitého materiálu, teploty a dĺžky trvania procesu pyrolýzy. Čím je vyššia teplota pyrolýzy (>500°C) tým je zvyčajne vo výslednom produkte-biouhlí vyššia hodnota pH, pórovitosť, špecifická povrchová plocha, obsah uhlíka a jeho stabilita, pričom nižšia hodnota pyrolýzy (≤400°C) zvyšujú sorpčnú kapacitu biouhlia (Novak et al., 2009; Major et al. 2009; Wu et al., 2012; Singh et al., 2012; Zhao et al., 2013).

Záujmom vedeckej komunity je podrobiť problematiku aplikácie biouhlia diskusiám aj z hľadiska jeho vplyvu na ostatné agro-environmentálne parametre pôdy ako napr. chemizmus pôdy, pH, pôdny organický uhlík (Peng et al., 2011; Jien and Wang, 2013), vplyv na absorpciu a pohyb živín v koreňovej zóne rastlín a ich vyplavovanie (Liang et al., 2016; Laird et al., 2010), vplyv na obsah organickej hmoty (Brodowski et al., 2007) na stabilitu pôdnych mikroagregátov, a tvorbu prísušku (Šimanský et al., 2016; Ajayi a Horn, 2016; Sun a Lu, 2014).

Biouhlie má potenciál ovplyvňovať fyzikálne a hydrofyzikálne charakteristiky pôdy (Castellini et al., 2015; Herath et al., 2013; Mukherjee a Lal, 2013; Holthusen, et al., 2012) a tým meniť bilanciú vody v ekosystémoch. Bol zaznamenaný vplyv biouhlia na objemovú hmotnosť pôdy (Mukherjee a Lal, 2013; Ajayi a Horn, 2016), pórovitosť pôdy (Obia et al., 2016), infiltračnú schopnosť pôdy (Abrol et al., 2016), vlhkosť pôdy (Novák et al., 2012), využiteľnú vodnú kapacitu pôdy (Brockhoff et al., 2010; Briggs et al., 2012; Abel et al., 2013), retenčnú vodnú kapacitu pôdy, resp. poľnú vodnú kapacitu pôdy (Jones et al., 2010; Busscher et al. 2010, Novák et al., 2012; Briggs et al., 2012) a závislosť medzi vlhkosťným potenciálom a vlhkosťou pôdy (Liu et al., 2011).

Viacere štúdie poukazujú, že už prídanie 1-2% biouhľia ovplyvňuje retenčnú schopnosť pôdy a zvyšuje pôdnu vlhkosť. Podľa Ajayia a Horna (2016) aplikácia biouhľia v závislosti od aplikovaného množstva mení mikroštruktúru a textúru pôdy. Tieto vlastnosti (schopnosti) biouhľia môžu ovplyvňovať rôzne procesy, ktoré vplývajú na tvorbu, štruktúru a stabilitu agregátov a rovnako aj na vzájomnú spojitosť, tvar a veľkosť pôdnych pórov (Lin et al., 2011). Existuje však veľmi málo publikácií zameraných na proces resp. mechanizmus interakcie biouhľia s pôdnym prostredím. Napriek zreteľnej súvislosti medzi pórovitosťou biouhľia a pórovitosťou pôdy po jeho aplikácii, len veľmi málo štúdií uvádza priamy vplyv veľkosti pórov biouhľia na následne zmeny v pôde.

Pri opakovanom navlažovaní a odvodňovaní pôdnych vzoriek piesočnatých pôd s prídavkom biouhľia bola zaznamenaná tvorba jemnejších pórov v okolí hrubších piesočnatých častíc tvorená jemnejšími časticami biouhľia (Ajayi a Horn, 2016). Veľkosť a podiel týchto pórov je ovplyvnený veľkosťou pôdnych agregátov, zrnitosťou a zhutnením pôdy po aplikácii biouhľia. Podobným zisteniam dospeli aj (Jones et al., 2010), kde aplikované biouhlie zvýšilo kapilárnu pórovitosť, keď biouhlie vyplnilo veľké dutiny medzi hrubými časticami piesku. Biouhlie môže ovplyvňovať pórovitosť a retenciu vody v pôde prostredníctvom troch mechanizmov. Po prvé prostredníctvom vnútornej pórovitosti biouhľia, po druhé vytváraním obalových pórov medzi biouhlím a okolitým prostredím pôdnych agregátov a po tretie zlepšením perzistencie pôdnych pórov v dôsledku zvýšenej stability pôdnych agregátov (Sohi et al. 2009).

Viacero autorov sa zaoberalo vplyvom aplikácie biouhľia na pôdnu vlhkosť a využiteľnú vodnú kapacitu pôdy, ktorá nám limituje množstvo prístupnej vody v koreňovej zóne rastlín. Jej hodnotu nám udáva rozdiel medzi poľnou vodnou kapacitou a bodom trvalého vädnutia. Pri týchto analýzach bolo zistené, že hydrofyzikálne charakteristiky vykazujú vysoký stupeň korelácie s pórovitosťou, objemovou hmotnosťou, špecifickým povrchom a stabilitou agregátov. Podľa Jonesa et al. (2010) sa poľná vodná kapacita na piesočnatej pôde po aplikácii biouhľia v dávke 2,6 resp. 5,2% (g.g^{-1}) zvýšila z 0,11 ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$) na 0,16 resp. 0,20 ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$). K podobným zisteniam dospeli aj ďalší autori pri rôznych dávkach aplikovaného biouhľia (Karhu et al. 2011, Briggs et al. 2012, Novak et al. 2012). V protiklade sú namerané hodnoty poľnej vodnej kapacity na hlinitopiesočnatej pôde po aplikácii biouhľia v dávke 0,5; 1,0 a 2,0 % (g.g^{-1}), kde sa hodnota poľnej vodnej kapacity v porovnaní s kontrolou znížila (Busscher et al. 2010).

Cieľom tohto príspevku je analyzovať vplyv aplikácií biouhľia a biouhľia s prídavkom anorganického dusíka na vybrané fyzikálne a hydrologické parametre pôdy v poľnom experimente v lokalite Malanta.

Materiál a metódy

Poľný experiment bol založený v roku 2014 na výskumnej báze Slovenskej poľnohospodárskej univerzity Nitra v lokalite Malanta (z. š. 48° 19' 00", z. d. 18°09' 00"), nachádzajúcej sa v Podunajskej pahorkatine. Nadmorská výška lokality je 175 m n. m. Pôdny typ je hnedozem kultizemná (SPS, 2014). Pôdy v tejto lokalite sú hlinité a piesočnato-hlinité s obsahom 36,04% piesku, 48,83% prachu a 15,13% ílu (Šimanský et al. 2008). Pôdny profil je delený do troch horizontov, 0-45cm (piesočnato-hlinitá pôda) 45-85cm (hlinitá pôda), 85 <(piesočnatá pôda). Lokalita je charakterizovaná teplou nížinnou klímou s dlhým teplým a suchým letom, krátkou suchou zimou s veľmi krátkym trvaním snehovej pokrývky (30-14 dní). Priemerná ročná teplota kolíše v rozpätí 9-10 °C, priemerné ročné zrážky sú 500-600mm.

V marci roku 2014 bola ručne aplikovaná jednorazová dávka biouhľia v množstve 0, 10, 20 (t.ha^{-1}) a zapracovaná do pôdy v hĺbke 0-0,1m kombinátorom. Následne v roku 2015 bol analyzovaný vplyv biouhľia na vybrané fyzikálne a hydrofyzikálne charakteristiky pôdy pod porastom kukurice siatej (*Zea mays* L.). Priemerná ročná teplota vzduchu v roku 2015 v lokalite Nitra Malanta bola 9,6°C, ročný úhrn zrážok bol 531,8 mm.

Varianty experimentu boli založené v 3 opakovaniach na plochách s veľkosťou 4m x 6m s ochrannou zónou 0,5m nasledovne: 1. Kontrola (Biouhlie 0 t.ha^{-1} , Dusík 0 kg.ha^{-1}), 2. B10 (Biouhlie 10 t.ha^{-1} ,

Dusík 0 kg.ha⁻¹), 3. B20 (Biouhlie 20 t.ha⁻¹, Dusík 0 kg.ha⁻¹), 4. B10+N (Biouhlie 10 t.ha⁻¹, Dusík 160 kg.ha⁻¹), 5. B20+N (Biouhlie 20 t.ha⁻¹, Dusík 160 kg.ha⁻¹).

Charakteristika použitého biouhlia

Použité biouhlie pre poľný experiment bolo vyrobené z kalov papierového vlákna s obilnými plevami v pomere 1:1 vzhľadom k hmotnosti (firma Sonnenerde, Rakúsko) pyrolýzou pri teplote 550°C po dobu 30 minút v reaktore Pyreg (Pyreg GmbH, Dörhe, Nemecko). Základné parametre biouhlia boli nasledovné: veľkosť frakcie biouhlia 0-5 mm, špecifická povrchová plocha 21,7 m².g⁻¹, obsah popola 38,3%, objemová hmotnosť 0,206 g.cm⁻², pH (KCL) 8,8; Ca 57 g.kg⁻¹, Mg 3,9 g.kg⁻¹, K 15 g.kg⁻¹, N 14 g.kg⁻¹.

Pôdne odbery a následné analýzy

Pôdna vlhkosť bola v roku 2015 stanovovaná gravimetricky (g.g⁻¹) z porušených pôdnych vzoriek 1x za týždeň, počas vegetačného obdobia (marec 2015- október 2015). Gravimetrická pôdna vlhkosť (w) bola určená z hmotnosti pôdnej vzorky pred a po jej sušení, ako podiel hmotnosti vody (m_w) vo vzorke ku hmotnosti pôdy po jej vysušení (m_s) do konštantnej hmotnosti pri 105°C.

Pre určenie fyzikálnych a hydrofyzikálnych charakteristík boli uskutočnené dva odbery neporušených pôdnych vzoriek (jar 2015, jeseň 2015). Z jednotlivých variantov experimentu (5), založeného v 3 opakovaní boli odoberané 3 vzorky z každej plochy, sumárne 45 vzoriek (5x3x3). To znamená, že na každý variant experimentu pripadlo 9 vzoriek. Pôdne vzorky boli odoberané z hĺbky 5-10 cm do nekorodujúcich nerezových valčekov s objemom 100 cm³ a výškou 5,1 cm. Pri odbere neporušených pôdnych vzoriek bola pôdna vlhkosť na hodnote blízkej poľnej vodnej kapacite, a preto termín odberov bol stanovený 2 dni po intenzívnych zrážkach. Valček bol do pôdy zatlačený, pomocou odberného zariadenia miernym tlakom.

Závislosť negatívneho tlakového potenciálu na vlhkosti pôdy (retenčná krivka pôdy), bola stanovená na laboratórnom pretlakovom zariadení. Odvodňovacia vetva retenčnej krivky pôdy bola stanovená na vopred nasýtených pôdnych vzorkách uložených na keramických platniach pri tlakových potenciáloch 0; -1; -5,5; -20; -55, -100 a -300 kPa. Následne boli pôdne vzorky vysušené (24 h pri 105°C) a vypočítané pôdne vlhkosti odpovedajúce jednotlivým tlakovým potenciálom.

Štatistická analýza

Vplyv biouhlia na fyzikálne a hydrofyzikálne charakteristiky pôdy bol podrobený jednofaktorovej štatistickej analýze rozptylu (ANOVA), pomocou softvéru Statgraphics Centurion na základe LSD testu ($p < 0,05$). Štatistická analýza bola vykonaná na súbore ošetrenom vylúčením najvyššej a najnižšej hodnoty pri všetkých variantoch experimentu ($n=7$).

Výsledky a diskusia

Vplyv biouhlia na pôdnu vlhkosť

Vplyv aplikácie jednorazovej dávky biouhlia (10 t.ha⁻¹, resp. 20 t.ha⁻¹) aplikovanej v marci roku 2014 na priebeh pôdnej vlhkosti v roku 2015 pod porastom kukurice siatej (*Zea mays* L.) je zaznamenaný na obrázku 1. Z výsledkov meraní je pri všetkých variantoch experimentu vidieť časovú variabilitu pôdnej vlhkosti závislú od spadnutých zrážok a následnú zmenu pôdnej vlhkosti v bezzrážkovom období vplyvom transpirácie porastu, výparu z pôdy a drenážneho odtoku. V predjarnom a jarnom období bola pôdna vlhkosť na všetkých variantoch poľného experimentu vyrovnaná. V porovnaní s kontrolou bola v tomto období zaznamenaná najvyššia priemerná pôdna vlhkosť na variantoch B10+N a B20+N. Najnižšia vlhkosť v tomto období bola zaznamenaná na kontrolnom variante. Od začiatku mája 2015 bola pôdna vlhkosť na jednotlivých variantoch výraznejšie diferencovaná.

V porovnaní s kontrolou bola pôdna vlhkosť na všetkých variantoch výrazne vyššia. Tento rozdiel v priebehu pôdnej vlhkosti bol následne pozorovaný počas celého vegetačného obdobia.

Veľmi zaujímavý efekt vplyvu biouhlia na pôdnu vlhkosť bol zaznamenaný vo vzťahu k pestovanej plodine (*Zea mays* L.) a jej rastovým fázam. Nároky na pôdnu vlhkosť sú u tejto plodiny hlavne pri vzhádzaní, prvej rastovej fáze a následne pri tvorbe kvetov až do začiatku mliečnej zrelosti.

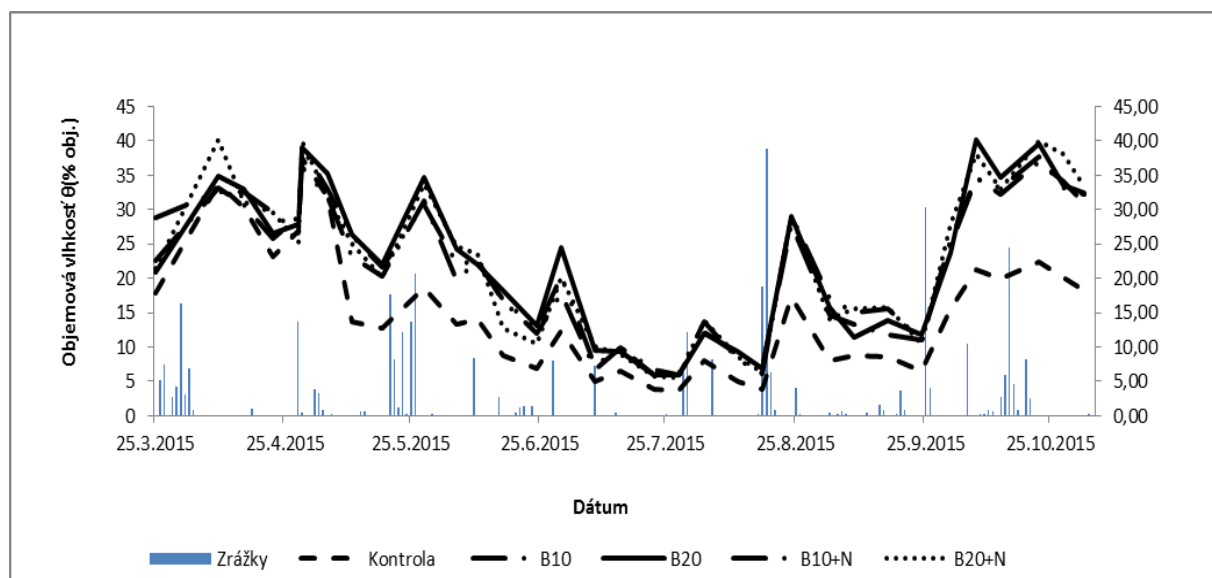
Počas vzhádzania (15.5.2015) bola pôdna vlhkosť na jednotlivých variantoch zaznamenaná v poradí: K<B10<B20+N<B10+N<B20 (13,17<21,58<22,15<23,54<23,78 %obj.).

Následne vo fenofáze tvorby kvetov (8.7.2015) bola nameraná pôdna vlhkosť na jednotlivých variantoch v poradí: K<B10<B10+N<B20<B20+N (5,07<6,66<7,17<9,55<10,10 %obj.).

Vo fenofáze začiatku mliečnej zrelosti (31.7.2015) bola nameraná pôdna vlhkosť nasledovne: K<B20<B10<B20N<B10N (5,76<9,02<9,05<9,70<9,93 %obj.). V tejto rastovej fáze je koreňový systém kukurice prerastený do hĺbky 0,4-0,5 m, pričom pôdna vlhkosť bola meraná v hĺbke 0,05-0,1 m. Z tohto dôvodu pôdna vlhkosť v meranej hĺbke, to znamená v hĺbke, v ktorej bolo zapracované biouhlie nereprezentuje disponibilnú zásobu vody potrebnú na transpiráciu porastu, ale len pôdnu vlhkosť v povrchovej vrstve obohatenej o biouhlie.

Pri hodnotení vplyvu biouhlia na pôdnu vlhkosť po extrémnej zrážkovej situácii, ktorá nastala v termíne 17.-18.8. 2015, kedy spadlo sumárne 57,6 mm vody môžeme konštatovať, že v následnom termíne merania, ktorý bol 24.8.2015 bola pôdna vlhkosť zaznamenaná nasledovne: K<B10<B20<B10+N=B20+N (17,30<27,79<28,92<29,12=29,12 %obj.).

Z uvedených zistení vyplýva, že pôda obohatená o biouhlie je po zrážkovej udalosti schopná zadržať viac vody ako pôda bez aplikácie biouhlia. Tento fakt má pozitívny vplyv na zrážkovo-odtokový proces a zásoby disponibilnej vody v koreňovom systéme rastlín.



Obr. 1: Priebeh pôdnej vlhkosti (%obj.) v hĺbke 0,05-0,01m pod porastom kukurice sietej v roku 2015 a denné zrážkové úhrny (mm), B10 (Biouhlie 10 t.ha-1), B20 (Biouhlie 20 t.ha-1), B10+N (Biouhlie 10 t.ha-1, Dusík 160 kg.ha-1), B20+N (Biouhlie 20 t.ha-1, Dusík 160 kg.ha-1).

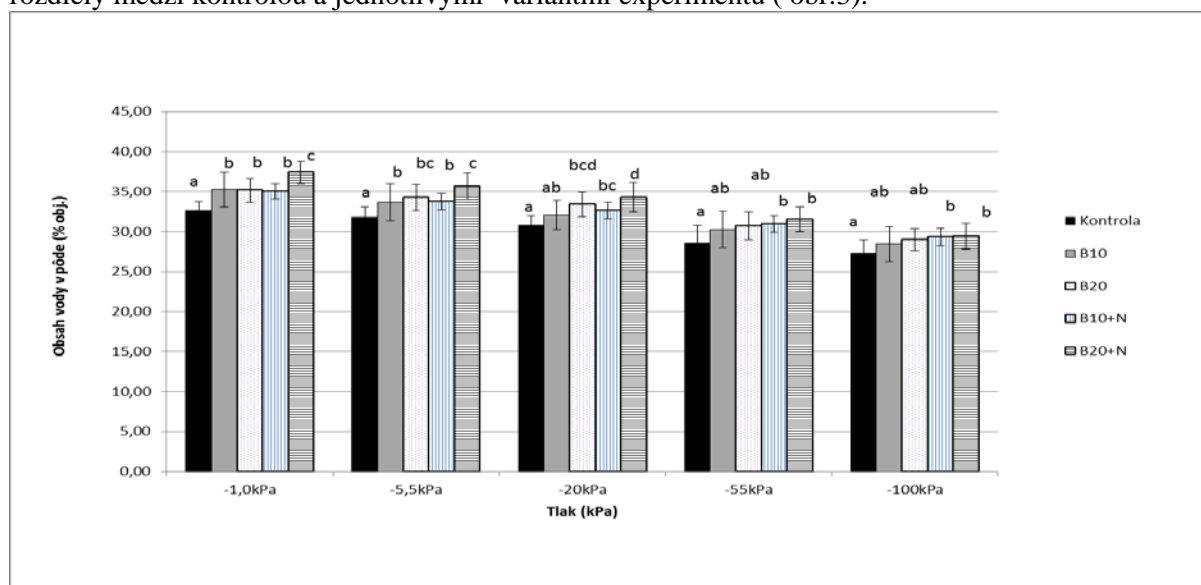
V bezzrážkovom období trvajúcom 20 dní (8.7. 2015-28.7.2015) prerušeného len dvomi malými zrážkovými epizódami (13.7.2015) 0,4 mm a (25.7.2015) 0,2 mm, kedy pôdna vlhkosť v meranej hĺbke pôdy 0,05-0,1m klesla na najnižšie hodnoty, boli hodnoty pôdnej vlhkosti na jednotlivých variantoch experimentu nasledovné: K<B20+N<B10<B20<B10+N (3,57<5,6<5,96<5,97<6,21

% obj.). Z uvedeného vyplýva veľmi zaujímavý fakt, že aj pri bezzážkovom období trvajúcim 20 dní sa na variantoch s prídavkom biouhlia udržiavala pôdna vlhkosť v porovnaní s kontrolou vyššie.

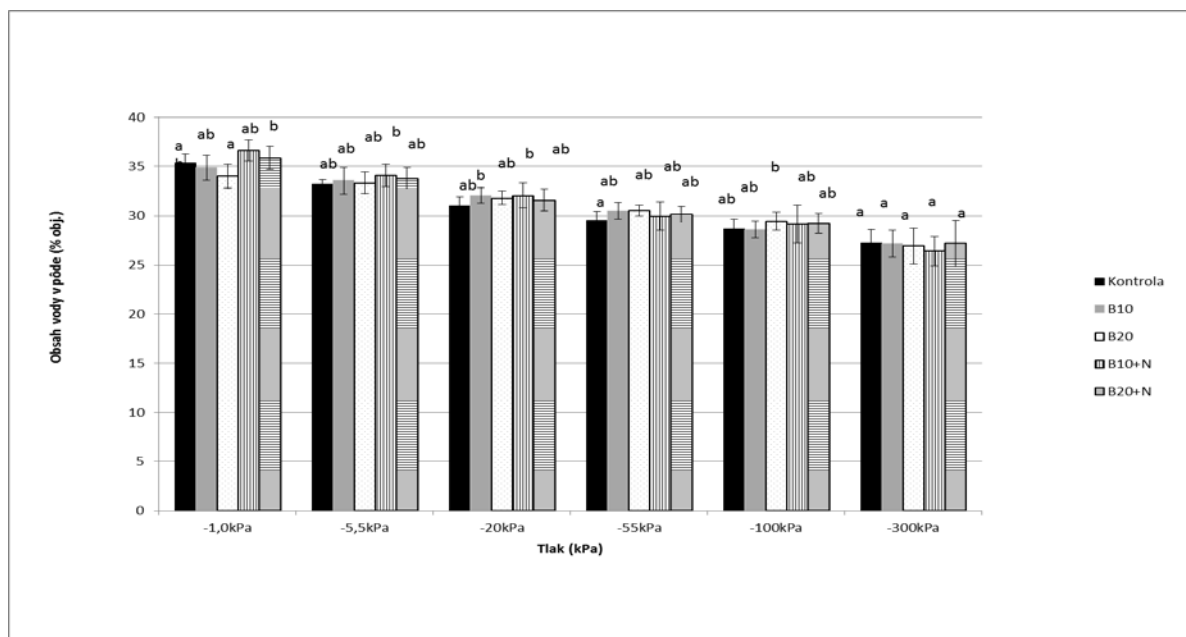
Vplyv biouhlia na retenčné charakteristiky pôdy

Pre účely hodnotenia hydrofyzikálnych charakteristík pôdy s aplikovaným biouhlím boli uskutočnené dva pôdne odbery, a to na jar roku 2015 a jeseň roku 2015. Pri jarom odbere 12 mesiacov po aplikácii biouhlia môžeme konštatovať, že aplikované biouhlie zvýšilo v porovnaní s kontrolou obsah vody v pôde pri tlakových potenciáloch -1kPa a -5,5 kPa na všetkých variantoch experimentu (obr.2). Štatisticky významné zvýšenie ($p < 0,05$) obsahu vody v pôde bolo zaznamenané u všetkých variantov experimentu (B10, B20, B10+N, B20+N). Zvýšenie obsahu vody v pôde bolo namerané aj pri tlakovom potenciály -20kPa, keď hodnoty pôdnej vlhkosti v porovnaní s kontrolou boli vyššie na všetkých variantoch. Štatisticky významný vplyv ($p < 0,05$) bol zaznamenaný u všetkých variantov (B20, B10+N, B20+N) okrem variantu B10. Pri tlakových potenciáloch -55kPa a -100kPa boli namerané pôdne vlhkosti v porovnaní s kontrolou vyššie. Štatisticky významné zvýšenie nastalo len na variantoch s prídavkom dusíka B10+N a B20+N.

Pri jesennom odbere 20 mesiacov po aplikácii biouhlia neboli zaznamenané štatisticky významné rozdiely medzi kontrolou a jednotlivými variantmi experimentu (obr.3).



Obr.2: Vplyv aplikácie rôznych dávok biouhlia na obsah vody v pôde pri tlakových potenciáloch -1, -5,5, -20, -55 a -100 kPa (odber jar-2015 z hĺbky 0,05-0,10m) ± štandardná odchýlka, odlišné písmená indikujú významné rozdiely medzi jednotlivými variantmi experimentu na základe LSD testu ($P < 0,05$) ($n=7$)

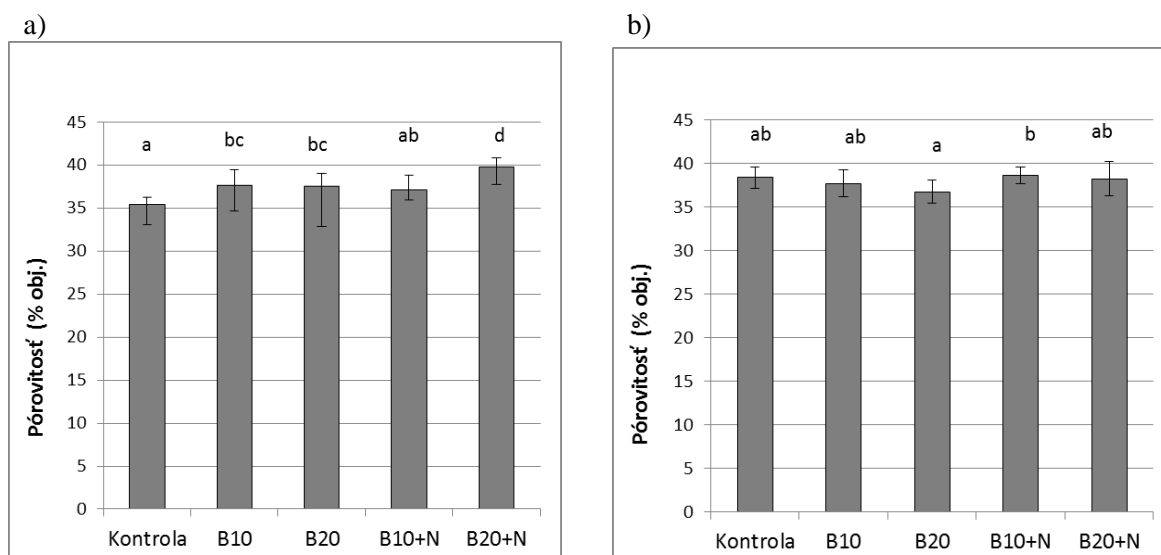


Obr.3: Vplyv aplikácie rôznych dávok biouhľia na obsah vody v pôde pri tlakových potenciáloch -1, -5,5, -20, -55, -100 a -300 kPa (odber jeseň-2015 z hĺbky 0,05-0,10m) ± štandardná odchýlka, odlišné písmená indikujú významné rozdiely medzi jednotlivými variantmi experimentu na základe LSD testu ($P < 0,05$) ($n=7$)

Vplyv biouhľia na pórovitosť pôdy

Rok po aplikácii biouhľia došlo k zvýšeniu priemernej hodnoty pórovitosti v porovnaní s kontrolným variantom na všetkých variantoch experimentu. Priemerná hodnota pórovitosti bola na kontrolnej ploche $35,39 \pm 0,844$ %obj. Na variante s biouhlím v dávke $10 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$ (B10) bola priemerná hodnota pórovitosti $37,66 \pm 0,844$ %obj., na variante s dávkou $20 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$ (B20) bola zaznamenaná priemerná hodnota pórovitosti $37,51 \pm 1,677$ %obj. Na variantoch s dusíkom sa zvýšila priemerná hodnota pórovitosť pôdy na $37,12 \pm 1,024$ % obj. (B10+N), resp. $39,81 \pm 1,448$ % obj. (B20+N). Štatisticky významné ($P < 0,05$) zvýšenie pórovitosti bolo zaznamenané na variantoch experimentu B10, B20 a B20+N. Podobným zisteniam dospel aj Masulili (2010), ktorý zaznamenal nárast pórovitosti po aplikácii biouhľia v dávke $10 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$ a $15 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$. Zvýšenie pórovitosti pôdy uvádza aj niekoľko ďalších autorov (Jones et al, 2010; Lin et al; 2011, Ajayi a Horn, 2016). Dôvodom zvýšenia pórovitosti môže byť fakt, že biouhlie aplikované do pôdy vytvára nové póry medzi biouhlím a pôdnymi agregátmi. Veľkosť a podiel týchto pórov je potenciálne ovplyvnený veľkosťou pôdných agregátov, veľkosťou častíc, stupňom zhutnenia alebo usadením po zapracovaní (Jones et al., 2010). Okrem toho bol medzi biouhlím a minerálnymi časticami pozorovaný proces zabudovávania alebo určitej sorpcie s viacmocnými kationmi ako spojivom (Lin et al., 2012, Joseph et al., 2013). Uvedení autori uvádzajú, že okolo častíc biouhľia dochádza k pútaniu minerálnych častíc pôdy, pričom tieto častice následne fyzikálne bránia odvodňovaniu biouhľia.

Pri jesennom odbere, 20 mesiacov po aplikácii biouhľia, neboli zaznamenané žiadne štatisticky významné ($P < 0,05$) rozdiely medzi kontrolou a jednotlivými variantmi experimentu (obr.4)



Obr. 4: Vplyv rôznych dávok biouhlia na pórovitosť pôdy odoberanej z hĺbky 0,05-0,10m na jar (a) a na jeseň (b), \pm štandardná odchýlka, odlišné písmená indikujú významné rozdiely medzi jednotlivými variantmi experimentu na základe LSD testu ($P < 0,05$)

Záver

Biouhlie malo jednoznačne pozitívny vplyv na priebeh pôdnej vlhkosti na piesočnato hlinitej pôde počas vegetačného obdobia roku 2015 pod porastom kukurice siatej (*Zea mays* L.). Aplikované biouhlie zvýšilo v porovnaní s kontrolou pôdnu vlhkosť na variantoch s aplikovanou dávkou 10 a 20 t.ha⁻¹ (B10, B20) a rovnako aj na variantoch s biouhlím a anorganickým hnojením dusíkom v dávke 160 kg. ha⁻¹ (B10+N, B20+N). Pri jarnej odbere pôdnych vzoriek t.j. 12 mesiacov po aplikácii biouhlia, bolo pozorované štatisticky významné zvýšenie pórovitosti pôdy na všetkých variantoch experimentu, okrem variantu B10+N. Okrem pórovitosti sa výrazne zvýšil aj obsah vody vo všetkých variantoch experimentu pri tlakových potenciáloch -1; -5,5; -20; -55 a -100 kPa. Pri jesennom odbere t.j. 20 mesiacov po aplikácii biouhlia, nebol zaznamenaný pri pórovitosti ani pri bodoch pF čiary (závislosti pôdnej vlhkosti od negatívneho tlakového potenciálu) štatisticky významný rozdiel ($p < 0,05$) v porovnaní s kontrolou.

Pod'akovanie

Príspevok vznikol vďaka podpore projektu Agentúry na podporu výskumu a vývoja APVV-0512-12, Vedeckou grantovou agentúrou VEGA 1/0604/16, projektom Kultúrnej a edukačnej agentúry KEGA 019SPU-4/2017.

Literatúra

- Abel, S., Peters, A., Trinks, S., Schonsky, H., Facklam, M. and Wessolek, G. (2013) Impact of biochar and hydrochar addition on water retention and water repellency of sandy soil, *Geoderma*, vol 202-203, pp183-191
- Abrol, V., Ben-Hur, M., Verheijen, F. G. A., Keizer, J. J., Martins, M. A. S., Tenaw, H., Tchekansky, L., Graber, E. R. (2016) Biochar effects on soil water infiltration and erosion under seal formation conditions: rainfall simulation experiment. *J Soils Sediments*. 2016, DOI 10.1007/s11368-016-1448-8
- Ajayi, A.E., Horn, R., Modification of chemical and hydrophysical properties of two texturally differentiated soils due to varying magnitudes of added biochar. *Soil Tillage Res.* (2016), <http://dx.doi.org/10.1016/j.still.2016.01.011>

- Briggs, C.; Breiner, J.M.; Graham, R.C. Physical and chemical properties of pinus ponderosa charcoal: Implications for soil modification. *Soil Sci.* 2012, 177, 263–268.
- Briggs, C.; Breiner, J.M.; Graham, R.C. Physical and chemical properties of pinus ponderosa charcoal: Implications for soil modification. *Soil Sci.* 2012, 177, 263–268.
- Brockhoff, S. R., Christians, N. E., Killorn, R. J., Horton, R. and Davis, D. D. (2010) 'Physical and mineral-nutrition properties of sand-based turfgrass root zones amended with biochar', *Agronomy Journal*, vol 102, no 6, pp1627-1631
- Brodowski, S., Amelung, W., Haumaier, L., Zech, W., 2007. Black carbon contribution to stable humus in German arable soils. *Geoderma* 139, 220–228.
- Busscher, W.J.; Novak, J.M.; Evans, D.E.; Watts, D.W.; Niandou, M.A.S.; Ahmedna, M. Influence of pecan biochar on physical properties of a norfolk loamy sand. *Soil Sci.* 2010, 175, 10–14.
- Busscher, W.J.; Novak, J.M.; Evans, D.E.; Watts, D.W.; Niandou, M.A.S.; Ahmedna, M. Influence of pecan biochar on physical properties of a norfolk loamy sand. *Soil Sci.* 2010, 175, 10–14.
- Castellini, M., Giglio, L., Niedda, M., Palumbo, A.D., Ventrella, D., 2015. Impact of biochar addition on the physical and hydraulic properties of a clay soil. *Soil Tillage Res.* 154, 1–13
- Herath, H.M.S.K., Camps-Arbestain, M., Hedle, M., 2013. Effect of biochar on soil physical properties in two contrasting soils: an Alfisol and an Andisol. *Geoderma* 209–210, 188–197.
- Holthusen, D., Jänicke, M., Peth, S., Horn, R., 2012. Physical properties of a Luvisol for different long-term fertilization treatments: i Mesoscale capacity and intensity parameters. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 175, 4–13. doi:http://dx.doi.org/10.1002/jpln.201100075.
- Jien, S.H., Wang, C.S., 2013. Effects of biochar on soil properties and erosion potential in a highly weathered soil. *Catena* 110, 225–233.
- Jones, B.E.H.; Haynes, R.J.; Phillips, I.R. 2010 Effect of amendment of bauxite processing sand with organic materials on its chemical, physical and microbial properties. *J. Environ. Manag.* 2010, 91, 2281–2288.
- Jones, B.E.H.; Haynes, R.J.; Phillips, I.R. Effect of amendment of bauxite processing sand with organic materials on its chemical, physical and microbial properties. *J. Environ. Manag.* 2010, 91, 2281–2288.
- Joseph, S., Graber, E.R., Chia, C., Munroe, P., Donne, S., Thomas, T., Nielsen, S., Marjo, C., Rutledge, H., Pan, G.X., Li, L., Taylor, P., Rawal, A., Hook, J., 2013. Shifting paradigms: development of high-efficiency biochar fertilizers based on nano-structures and soluble components. *Carbon Manage.* 4 (3), 323–343.
- Karhu, K.; Mattila, T.; Bergström, I.; Regina, K. Biochar addition to agricultural soil increased CH₄ uptake and water holding capacity—Results from a short-term pilot field study. *Agric. Ecosyst. Environ.* 2011, 140, 309–313.
- Lehmann, J., Rillig, M.C., Thies, J., Masiello, C.A., Hockaday, W.C., Crowley, D., 2011. Biochar effects on soil biota—a review. *Soil Biol. Biochem.* 43 (9), 1812–1836.
- Lin, Y., Munroe, P., Joseph, S., Henderson, R., Lin, Y., Munroe, P., Joseph, S., Henderson, R., Ziolkowski, A., 2012. Water extractable organic carbon in untreated and chemical treated biochars. *Chemosphere* 87 (2), 151–157.
- Liu, X., Xiao, X., Yang, G., Ren, T., 2011. Water retention curves of soil aggregates as affected by long-term fertilizer management. *Soil Sci.* 176 (10), 537–542
- Major, J., Steiner, C., Downie, A., Lehmann, J. 2009. Biochar effects on nutrient leaching. In: Lehmann, J., Joseph, S. (Eds.), *Biochar for Environmental Management: Science and Technology*. 2009. London, Earthscan, 271-287.
- Masulili, A. 2010. Rice Husk Biochar for Rice Based Cropping System in Acid Soil 1. The Characteristics of Rice Husk Biochar and Its Influence on the Properties of Acid Sulfate Soils and Rice Growth in West Kalimantan, Indonesia. *Journal of agricultural science*, Vol 2, No. 1.
- Mukherjee, A., Lal, R., 2013. Biochar impacts on soil physical properties and greenhouse gas emission. *Agronomy* 3 (2), 313–339.
- Novak, J.M., Busscher, W.J., Laird, D.L., Ahmedna, M., Watts, D.W., Niandou, M.A., 2009. Impact of biochar on fertility of a southeastern Coastal Plain soil. *Soil Sci.* 174, 105–112.
- Novak, J.M.; Busscher, W.J.; Watts, D.W.; Amonette, J.E.; Ippolito, J.A.; Lima, I.M.; Gaskin, J.; Das, K.C.; Steiner, C.; Ahmedna, M.; et al. Biochars impact on soil-moisture storage in an ultisol and two aridisols. *Soil Sci.* 2012, 177, 310–320.

- Obia, A., Mulder, J., Martinsen, V., Cornelissen, G., Børresen, T., 2016. In situ effects of biochar on aggregation, water retention and porosity in light-textured tropical soils. *Soil Tillage Res.* 155, 35–44. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.still.2015.08>.
- Peng, X., Ye, L.L., Wang, C.H., Zhou, H., Sun, B., 2011. Temperature- and duration-dependent rice straw-derived biochar: characteristics and its effects on soil properties of an Ultisol in southern China. *Soil Tillage Res.* 112 (2), 159–166.
- Singh, B.P., Cowie, A.L., Smernik, R.J., 2012. Biochar carbon stability in a clayey soil as a function of feedstock and pyrolysis temperature. *Environ. Sci. Technol.* 46, 11770–11778.
- Sohi, S.P., Lopez-Capel, E., Krull, E., Bol, R. 2009. Biochar, climate change and soil: A review to guide future research. CSIRO Land and Water Science Report 05/09, 64 pp.
- Societas Pedologica Slovaca, 2014. Morfogenetický klasifikačný systém pôd Slovenska. Bazálna referenčná taxonómia. Druhé úpravené vydanie. Bratislava: NPPC VÚPOP Bratislava 2014, 96 p., ISBN: 978-80-8163-005-7.
- Sun, F., Lu, S., 2014. Biochars improve aggregate stability, water retention, and pore-space properties of clayey soil. *J. Plant Nutrit. Soil Sci.* 177 (1), 26–33.
- Šimanský, V., Horák, J., Igaz, D., Jonczak, J., Markiewicz, M., Felber, R., Rizhiya, E.Y. & Lukac, M. 2016. How dose of biochar and biochar with nitrogen can improve the parameters of soil organic matter and soil structure? *Biologia.* 71: 989–995.
- Šimanský, V., Tobiášová, E., Chlpík, J. 2008. Soil tillage and fertilization of Orthic Luvisol and their influence on chemical properties, soil structure stability and carbon distribution in water-stable macro-aggregates In *Soil & Tillage Research*, vol. 100, pages 125-132. ISSN 0167-1987.
- Wu, W., Yang, M., Feng, Q., Mc Grouther, K., Wang, H., Lu, H., Chen, Y. 2012. Chemical characterization of rice straw-derived biochar for soil amendment. *Biomass Bioenergy.* 47:268-76.
- Zhao, L., Cao, X., Mašek, O., Zimmerman, A. 2013. Heterogeneity of biochar properties as a function of feedstock sources and production temperatures. *J Hazard Mater.* 256-57:1-9.

Vliv zvrstvení horského podzolu na distribuci infiltrované vody v půdním profilu

Lukáš Jačka¹, Jiří Pavlásek¹, Václav Kuráž²

¹Fakulta životního prostředí, Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, Praha 6 – Suchbátka, 165 21

²Fakulta stavební, České vysoké učení technické v Praze, Thákurova 7, Praha 6, 166 29

Abstrakt

Zvrstvení půdního profilu může mít důležitý vliv na distribuci infiltrované vody ze srážek a formování odtoku. V tomto příspěvku je zkoumán hydrologicky významný horský podzol s výrazně vyvinutým eluviálním a spodickými horizonty. Půdní horizonty byly identifikovány na základě kopaných a vpichových sond. Pro vymezené horizonty byla pomocí Guelphského permeometru odhadnuta hydraulická vodivost při terénním nasycení (K_s), zrnitost hustoměrnou metodou a objemová hmotnost na neporušených vzorcích. Pro vizualizaci distribuce infiltrované vody v podzolovém profilu byl využit barevný stopovač (brilliant blue). Pro půdní horizonty byly stanoveny následující reprezentativní hodnoty K_s (geometrické průměry): $4.4 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ pro eluviální horizont, $1.5 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ pro spodické horizonty, $8.5 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ pro zvětralou matečnou horninu. Průměrné hodnoty K_s ve spodickém horizontu byly statisticky významně nižší než pro okolní horizonty. Vizualizace distribuce vody pomocí baveného stopovače ukázala výrazné horizontální roztékání v eluviálním horizontu a nízkou propustnost níže položeného spodického horizontu. Ve spodickém horizontu bylo tímto stopovačem detekováno velmi malé množství infiltrované vody a dominantní množství se nacházelo v eluviálním horizontu. Zjištěné poznatky mohou přispět k lepšímu pochopení mechanismu distribuce a akumulace srážkové vody a následné tvorby odtoku ve výrazně zvrstveném podzolovém profilu.

Klíčová slova: Barevný stopovač; Distribuce vody, Lesní horská půda, Guelphský permeometr, Vertikální změny v profilu, Hydraulické vlastnosti půdy

Úvod

Klíčové hydraulické půdní parametry (SHP) pro modelování proudění, akumulace a distribuce vody v půdě jsou nasycená hydraulická vodivost (K_s) a retenční křivka (RETC) (Rezaei et al., 2016; Kutílek & Nielsen, 1994; Hillel, 1998). Kombinací K_s a RETC lze pro vhodným modelem odvodit průběh nenasyčené hydraulické vodivosti, což umožňuje popis proudění v nenasyčené půdní zóně. Parametr K_s je velmi těžké měřit, protože se jedná o dynamický hydraulický parametr vykazující vysokou prostorovou variabilitu. Koeficienty variace (CV) v měřítku pedotopu obvykle přesahují 100 % (Fodor et al., 2011; Jačka et al., 2016). Pro obdržení reprezentativní hodnoty K_s je tedy velmi důležité provést dostatečné množství vhodně prostorově rozmístěných experimentů pro každý identifikovaný půdní horizont (vrstvu). Přes výše uvedené obtíže, jsou přímá měření K_s nezastupitelná, protože nepřímé odhady K_s založené na stávajících pedotransferových funkcích vedou obvykle k závažným chybám (Jarvis et al., 2013). Na rozdíl od odhadu K_s , pedotransferové funkce využívající snadněji stanovitelných půdních charakteristik (např. zrnitost a objemovou hmotnost) mohou být dobře použitelné k odhadu RETC (Vereecken et al., 2010).

Přímými metodami stanovené reprezentativní hodnoty K_s pro jednotlivé horizonty jsou tedy spolu se souvisejícími půdními vlastnosti (např. zrnitost), ze kterých je odhadnutý tvar RETC, základním podkladem pro modelování vlivu zvrstvení na distribuci vody. Oproti horizontálním prostorovým změnám K_s není vertikálním změnám K_s v půdním profilu v současnosti věnována dostatečná pozornost (Schwen et al., 2014). Několik případových studií je uvedeno níže. Rezaei et al. (2016) měřil K_s v různých hloubkách zemědělsky využívaného nížinného podzolu s využitím terénních a laboratorních metod. Pro eluviální spodickou vrstvu (zhuťnou navíc pojezdem těžké mechanizace) umístěnou v hloubce 47-52 cm pod povrchem byly všemi použitými metodami naměřeny nižší hodnoty K_s než pro vrstvy umístěné nad a pod touto vrstvou. Seuntjens et al. (2001) měřil K_s s

využitím přetlakového infiltrometru (s pozitivní tlakovou výškou na povrchu půdy) v horizontech dvou rozdílných nížinných podzolů. Pro oba zkoumané podzoly vykazovaly spodické iluviální horizonty (vzorkované v obou případech 25 cm pod povrchem) výrazně nižší K_s než okolní horizonty.

Podzolové půdy vykazují zřetelné zvrstvení, které může mít výrazný vliv na distribuci infiltrované vody a případnou formaci mělkého podpovrchového odtoku. Teoreticky jsou akumulace vody a vznik převlhčení nad méně propustnou spodickou vrstvou u podzolů zdůvodněny (viz např. Kutílek et Nielsen, 1994; Kutílek, 1978; Smolík., 1957). V literatuře však chybí kvantifikace vlivu zvrstvení horských podzolů na hodnoty klíčových půdních hydraulických parametrů (K_s a RETC) a na akumulaci a distribuci srážkové vody. Horské podzoly jsou přitom hydrologicky významné a to zejména z následujících důvodů. Oblasti s výskytem horských podzolů jsou charakterizovány vysokým ročním úhrnem srážek (viz např. Pavlásek et al., 2009), který výrazně převyšuje úhrny srážek v níže položených oblastech. Tyto oblasti jsou tedy zásobárnou vody v období sucha a současně zdrojovými plochami při extrémních srážkách způsobujících povodně v níže položených oblastech.

V tomto příspěvku jsou prezentovány výsledky terénního měření K_s , zrnitosti, a objemové hmotnosti v identifikovaných výrazných horizontech horského podzolu. Dále byla provedena vizualizace distribuce infiltrované vody pomocí barevného stopovače. Výzkumné otázky jsou následující. 1) Jsou hodnoty K_s v iluviálním spodickém horizontu statisticky významně nižší než pro ostatní horizonty? 2) Je distribuce infiltrované vody významně ovlivněna výskytem výrazných podzolových horizontů? Na základě těchto otázek a výše zmíněné motivace byly formulovány následující cíle: 1) kvantifikovat rozdíly v K_s mezi vymezenými horizonty podzolů, 2) stanovit reprezentativní hodnoty K_s pro tyto horizonty a 3) určit efekt silného zvrstvení na distribuci infiltrované vody.

Materiál a metody

Studijní lokalita

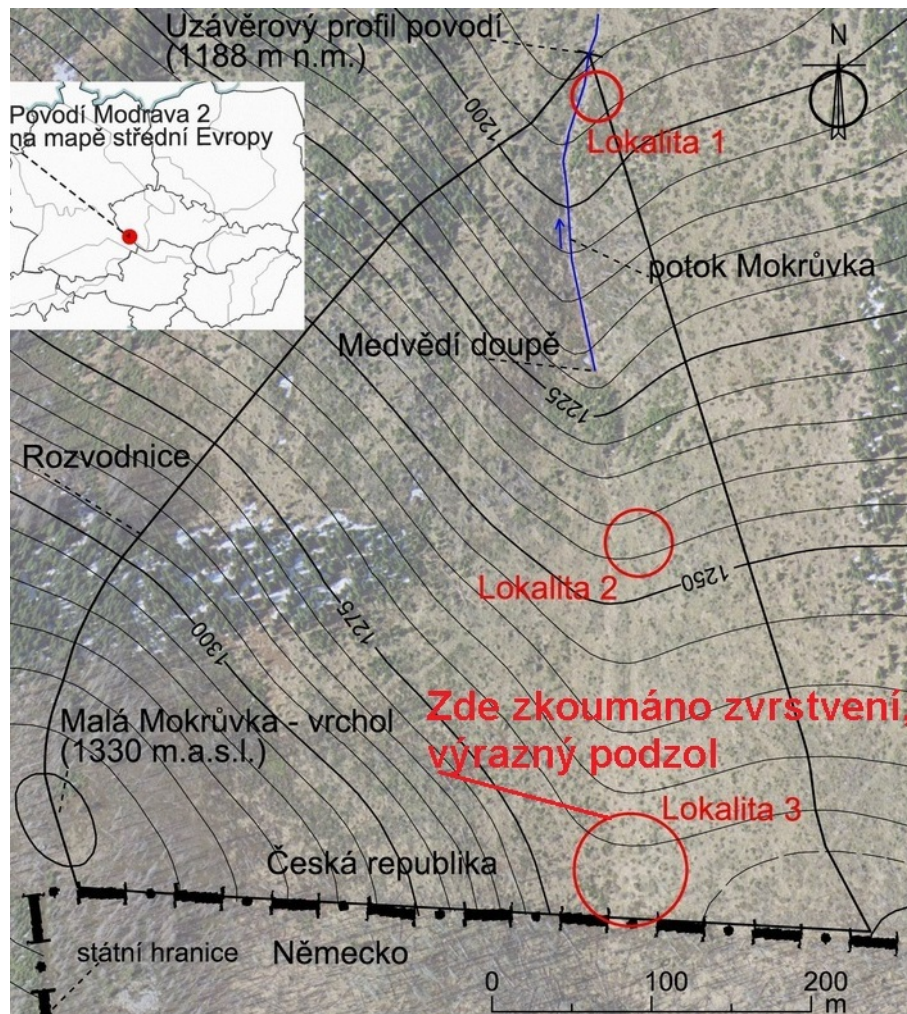
Měření byla provedena ve studijní lokalitě s výrazně vyvinutým horským podzolem (viz Lokalita 3 v obr. 1). Tato lokalita je umístěná v povodí „Modrava 2“. Toto povodí se nachází v centrální a vysoko položené části Národního parku Šumava a jeho hydrologický popis uvádí Pavlásek et al. (2009) a Pavlásek et al. (2010). Popis vegetačního pokryvu uvádí Jačka et al. (2012), infiltrační charakteristiky a další související vlastnosti jsou prezentovány v publikaci Jačka et al. (2016). V těchto publikacích je studijní lokalita označena číslem 3. Studijní lokalitu tvoří mírně nakloněný terén se sklonem přibližně 4 % s mírně konvexním až rovinným georeliéfem a severní expozicí. Lokalita o tvaru kruhu o poloměru 25 metrů je situována v sedle pod Malou Mokrouvkou v nadmořské výšce 1270 m n. m.

V lokalitě se dominantně vyskytuje modální podzol s výrazně vyvinutými horizonty (viz obr. 2). Střední mocnosti horizontů vymezené na základě vpichových a kopaných sond jsou následující: organický horizont O společně s humusovým horizontem Ah 7,5 cm; světle šedivý eluviální horizont E 12,5 cm; a spodické horizonty Bhs společně s Bs 40 cm. Spodické horizonty jsou obohaceny o organické látky, jemné částice a komplexní sloučeniny železa a hliníku, které byly přemístěny z výše položeného horizontu E vsakující se vodou. Horizonty O a Ah, a také horizonty Bhs a Bs, nejsou výrazně odděleny. Tyto horizonty jsou proto dále sloučeny a popisovány jako jedna vrstva. Matečný substrát C (skládající se ze zvětralých přeměněných hornin - sillimanit, migmatit a pararula) tvoří relativně homogenní písek až do hloubky 150 cm pod povrch půdy.

Plán vzorkování

Terénní měření K_s byly provedeny ve vrtech náhodně prostorově rozmístěných po celé lokalitě. Omezení náhodného způsobu vzorkování byla následující: 1) minimální vzdálenost vrtů 1 m z důvodu zabránění vzájemného ovlivnění experimentů a 2) na některých místech nebylo možné provést vrt kvůli kamenům a kořenům v profilu (problematické zejména u hlubších vrtů). Experimenty byly provedené v srpnu a výsledné hodnoty K_s tedy reprezentují část vegetační sezóny se silnou vegetační aktivitou a vysokou evapotranspirací. V lokalitě byly dále v průběhu terénního měření odebrány

porušené vzorky pro zrnitostní rozbor a neporušené vzorky o objemu 100 cm³ pro stanovení objemové hmotnosti a vlhkosti při odběru.

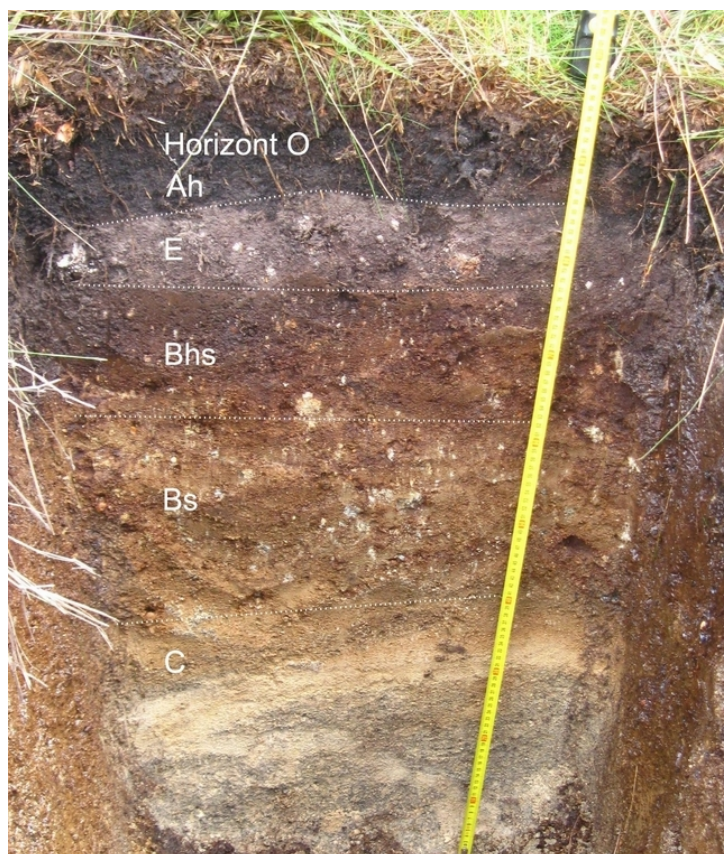


Obr. 1: Poloha studijní lokality (označená jako Lokalita 3).

Terénní a laboratorní měření

Terénní měření K_s bylo provedeno Guelphským peremametrem (GP). GP je efektivní a jednoduché zařízení, které lze výhodně využít pro měření vertikálních změn K_s v půdním profilu (Eijkelkamp, 2011; Gwenzi, et al, 2011). Pro zachycení změn K_s v profilu bylo měřeno v hloubkách vrtů od 19 do 130 cm. V každém vrtu bylo provedeno pouze 1 měření v 1 hloubce vrtu. Výška výtopy byla u všech experimentů 16,5 cm a průměr vrtu 6 cm. Quasi-ustálená infiltrační rychlost byla dosažena po 30 až 60 minutách. Hodnota K_s byla vypočtena dle rovnice pro jednu tlakovou výšku ve vrtu (viz Reynolds, 2008; Eijkelkamp, 2011). Hodnota sorpčního čísla 0.12 cm^{-1} byla stanovena na základě vizuálního posouzení struktury a textury.

Zrnitostní rozbor byl proveden hustoměrnou metodou dle (CEN ISO/TS 17892-4, 2004). Klasifikace půdního druhu byla provedena podle trojúhelníkového klasifikátoru USDA. Neporušené vzorky byly při odběru zváženy a následně vysušeny v laboratorní sušárně do konstantní hmotnosti. Z rozdílu hmotnosti byla vypočtena objemová vlhkost při odběru. Z hmotnosti vysušeného neporušeného vzorku byla stanovena objemová hmotnost půdy.



Obr. 2: Podzolový profil s vymezenými výraznými horizonty popsány na stěně kopané sondy umístěné uprostřed lokality 3.

Definice výrazných vrstev a statistická analýza

Výrazně rozdílné půdní vrstvy jsou: 1) E horizont, 2) spodické horizonty Bhs a Bs společně a 3) horizont C. Všechna měření K_s , při kterých byla dominantně vzorkována půdní vrstva byla použita pro charakteristiku této vrstvy. Principiálně stejný přístup vyhodnotil Schwen et al. (2014) jako vhodný pro charakteristiku vertikálních změn SHP. Následující hloubky vrtů byly použity pro stanovení K_s uvedených vrstev: od 19 do 26 cm pro horizont E, od 30 do 56 cm pro spodické horizonty a od 68 do 130 cm pro C horizont. Pro každou vrstvu byla vypočtena popisná statistika a testy normality. Normalita byla zamítnuta pro měřená data a potvrzena pro logaritmicky transformovaná data. Reprezentativním odhadem střední hodnoty je tedy geometrický průměr. Pro posouzení významnosti rozdílů K_s mezi vrstvami byla provedena na zlogaritmovaných datech jedno-faktorová analýza rozptylu (ANOVA). Dále bylo provedeno vícenásobné párové porovnání průměrů pomocí Tukey testu (TukeyHSD). Nulová hypotéza testů byla posuzována na hladině významnosti 0.05. Pro statistickou analýzu a grafické porovnání pomocí box plotů byl využit program R.

Experimenty s barevným stopovačem

Vizualizace redistribuce infiltrované vody byla provedena s využitím barveného stopovače brilliant blue (E133). Byly provedeny 2 infiltrační testy s využitím jednoválcové metody. Válec o vnitřním průměru 30 cm byl osazen do hloubky přibližně 12,5 cm tak, aby spodní ostrá hrana byla umístěná ve vrchní části horizontu E. Povrch půdy byl na úroveň cca 4 cm vytopen obarvenou vodou (koncentrace barviva 5 g l^{-1}). Výška výtopy byla udržována 2 hodiny na konstantní úrovni a pak se voda nechala zasáknout. Po 24 hodinách od nalití vody do válce byl válec vyjmut a půdní profil pod infiltračním válcem byl vykopán (vertikální řez středem infiltrační plochy a horizontální řezy v hloubkách od 10 do 40 cm). Obarvené plochy byly zmapovány, zaměřeny a byla provedena fotodokumentace.

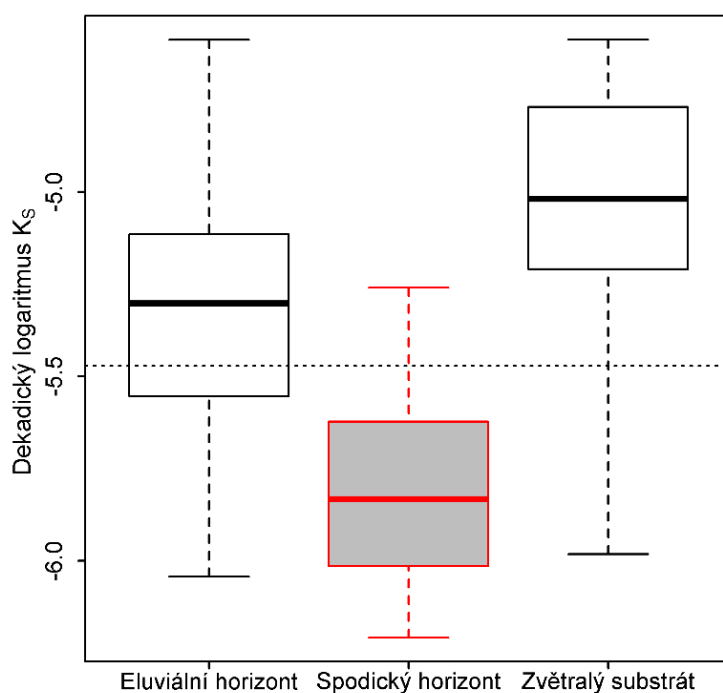
Výsledky a diskuze

Charakteristika půdních horizontů

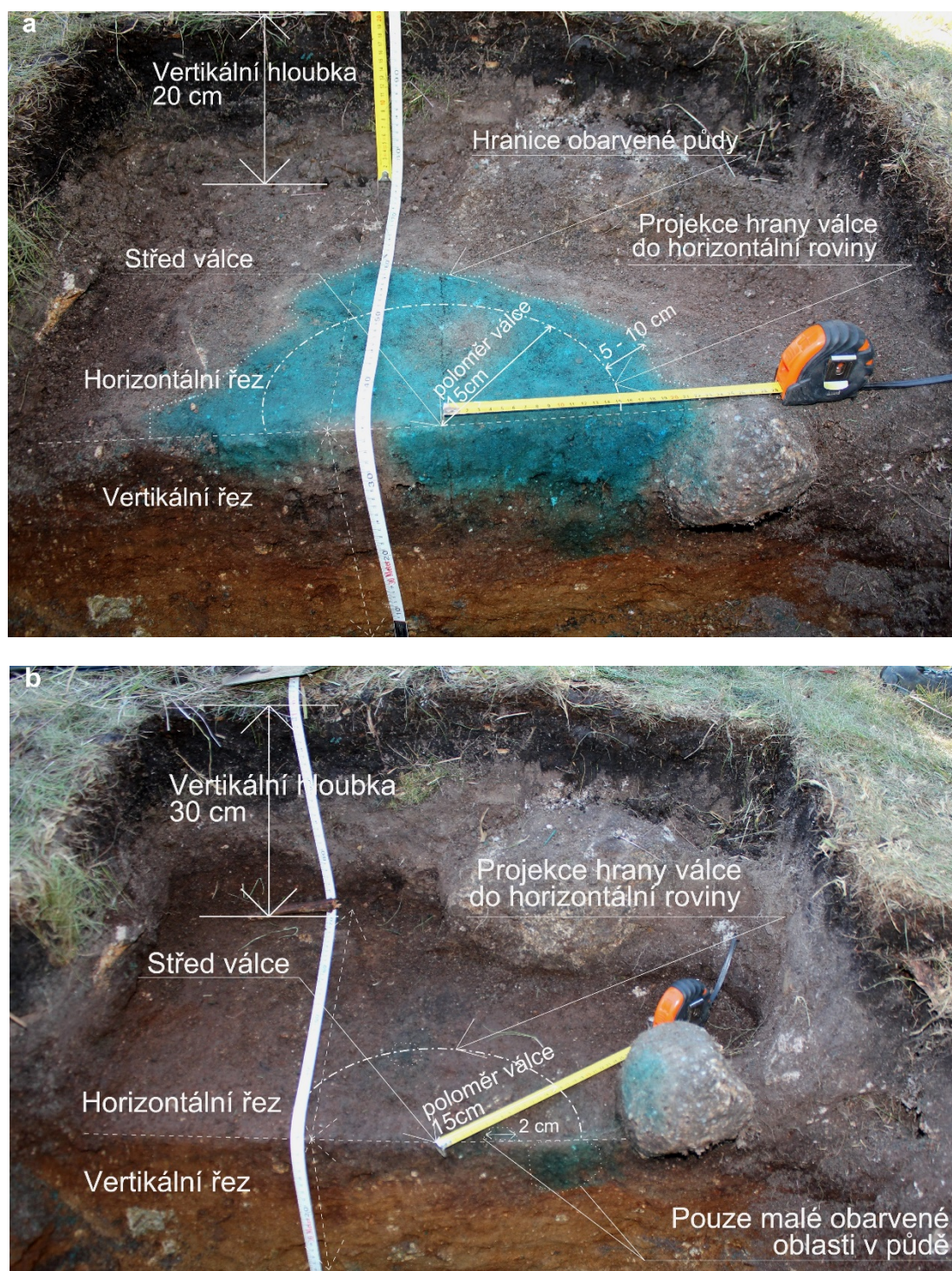
Jemnozem spodické vrstvy obsahovala v průměru 7 % jílu (< 2 μm), 32 % prachu (2 až 50 μm) a 61 % písku (0,05 až 2mm). Jemnozem eluviálního horizontu obsahovala 1 % jílu, 20 % prachu a 79 % písku. Zrnitostní rozbor potvrdil teoretické předpoklady (Smolík, 1957) a bylo prokázáno, že z důvodu iluviace a vzniku sekundárních minerálů obsahuje spodická vrstva více jemných částic. Skeletu (> 2 mm) obě vrstvy obsahovaly prakticky stejně, přibližně 30 % (velké kameny a balvany nejsou v % zahrnuty). Odhadnuté hodnoty objemové hmotnosti a pórovitosti v E horizontu jsou následující 1.4 g cm⁻³ a 46%. Pro spodickou vrstvu jsou tyto hodnoty prakticky stejné 1.3 g cm⁻³ a 47%.

Tabulka 1: Statistický popis nasycené hydraulické vodivosti měřené ve vymezených podzolových horizontech.

Parametry	Jednotky	Hloubky vrtů [cm], dominantně vzorkovaný horizont		
		19-26, eluviální	30-56, spodický	68-130, zvětralý substrát
Geometrický průměr	[m.s ⁻¹] $\times 10^{-6}$	4.415	1.540	8.495
Aritmetický průměr	[m.s ⁻¹] $\times 10^{-6}$	6.341	1.863	11.659
Směrodatná odchylka	[m.s ⁻¹] $\times 10^{-6}$	5.804	1.284	8.130
Medián	[m.s ⁻¹] $\times 10^{-6}$	4.980	1.469	9.633
Minimum	[m.s ⁻¹] $\times 10^{-6}$	0.905	0.618	1.041
Maximum	[m.s ⁻¹] $\times 10^{-6}$	25.800	5.493	25.888
Koeficient variace	%	92	69	70
Počet experimentů		28	19	8



Obr. 3: Box plot (minimum, první kvartil, medián, třetí kvartil, maximum, tečkovanou čarou celkový průměr) dekadicky zlogaritmovaných hodnot K_s [m s⁻¹] pro sledované podzolové horizonty.



Obr. 4: Ukázka vizualizace redistribuce infiltrované vody pod jednoválcovým infiltrometrem s využitím barveného stopovače brilliant blue – (a) horizontální řez ve vertikální hloubce 20 cm (výše) a (b) horizontální řez ve vertikální hloubce 30 cm (níže)

Popisná statistika K_s pro jednotlivé půdní horizonty je uvedena v tab. 1. Nejnižší průměr, minimum, maximum a medián byly zaznamenány pro spodický horizont (viz tab. 1 a obr. 3). Analýza ANOVA indikovala efekt zvrstvení na K_s jako významný. Dle následného TukeyHSD testu byly nalezeny významné rozdíly pro mezi průměry K_s pro následující dvojice vrstev: eluviální a spodická a také pro spodická a matečný substrát. Předpoklad o nižších hodnotách K_s ve spodickém horizontu, které jsou způsobené akumulací jemných částic, organické hmoty, sequioxidů a chelátů, byl pro horské podzoly

potvrzen. Nižší hodnoty K_s pro spodické horizonty nížinných podzolů naměřil také Seuntjens et al. (2001) a Rezaei et al. (2016). Nejvyšší hodnoty CV byly měřeny v horizontu E (viz tab. 1) pravděpodobně z důvodu vyššího lokální heterogenity způsobené větším prokořeněním.

Vizualizace distribuce infiltrované vody

Vizualizace pomocí barveného stopovače ukázala, že většina infiltrované vody se akumulovala v horizontu E, ve kterém se výrazně bočně roztékala, a do spodické vrstvy téměř nevstoupila (viz obr. 4). Malé obarvené oblasti byly v horizontu E detekovány i v horizontální vzdálenosti 60 cm od středu válce. Po intenzivních srážkách byla také pozorována akumulace vody v mělkých vrtech o hloubce 20 cm (nad spodickou vrstvou). V těchto vrtech byly pozorovány výtoky až 10 cm i po 24 hodinách po intenzivní srážce.

Závěr

V příspěvku byl prokázán silný efekt zvrstvení horského podzolu na distribuci infiltrované vody. Na výrazné roztékání nad spodickým horizontem a akumulaci vody v eluviálním horizontu ukazují výsledky testů s barevným stopovačem (viz obr. 4). Důvodem tohoto efektu na distribuci vody jsou změny klíčového hydraulického parametru K_s a dalších souvisejících půdních vlastností. Tyto změny jsou způsobeny intenzivním vyplavováním jemných částic, organických a minerálních látek z eluviálního horizontu a akumulací těchto látek ve spodickém horizontu. Z relativně vysokého počtu bodových terénních měření vyplývá, že hodnoty klíčového hydraulického parametru K_s jsou pro spodický eluviální horizont výrazně snížené oproti okolním výše a níže položeným horizontům (viz tab. 1). Ve spodické vrstvě byla naměřena 3krát nižší průměrná hodnota K_s (geometrický průměr) než pro výše umístěný eluviální horizont a 5krát nižší hodnota K_s v porovnání se zvětralou matečnou horninou. Snížení průměru ve spodické vrstvě bylo statistickými testy prokázáno jako významné. Ve spodickém horizontu docházelo také k obohacení profilu o jemné částice (nárůst o 6 % jílu a 12 % prachu), což je v přímé souvislosti s procesem podzolizace. Hydrologické dopady silného zvrstvení testovaného podzolu jsou následující. Při intenzivních srážkách nebo při tání sněhu se nad méně propustným spodickým horizontem akumuluje voda. V horizontech umístěných nad spodickým horizontem může v důsledku akumulace vody vznikat převlhčení a docházet ke tvorbě mělkého podpovrchového odtoku. S využitím prezentovaných poznatků mohou být predikce hydrologickými modely pro oblasti horských podzolů prováděny se vyšší přesností. Měření vlivu zvrstvení půdního profilu na distribuci srážkové vody je potřebné provést také v dalších lokalitách, aby bylo možné extrapolovat získané poznatky do dalších horských oblastí.

Poděkování

Příspěvek vznikl s přispěním Interní grantové agentury Fakulty Životního prostředí ČZU v Praze, Projekty č. 20124252, 2011422003143.

Literatura

- CEN ISO/TS 17892-4 2004 Geotechnical Investigation and Testing – Laboratory Testing of Soil – Part 4: Determination of Particle Size Distribution (ISO/TS 17892-4:2004), Inštitut za standardizacijo, Slovenija.
- Eijkelkamp, 2011. Operating instructions. 09.07 Guelph permeameter. <https://www.eijkelkamp.com/download.php?file=b2082939>, 11/2011, accessed: 22/06/2016.
- Fodor, N., Sándor, R., Orfanus, T., Lichner, L., Rajkai, K., 2011. Evaluation method dependency of measured saturated hydraulic conductivity. *Geoderma*, 165, 60-68.
- Gwenzi, W., Hinz, C., Holmes, K., Phillips, I.R., Mullins, I.J., 2011. Field-scale spatial variability of saturated hydraulic conductivity on a recently constructed artificial ecosystem. *Geoderma*, 166, 43-56.
- Jačka, L., Pavlásek, J., Pech, P., Kuráž, V., 2016. Assessment of evaluation methods using infiltration data measured in heterogeneous mountain soils. *Geoderma*, 276, 74-83.

- Jačka, L., Pavlásek, J., Kuráž, V., Pech, P., 2014. A comparison of three measuring methods for estimating the saturated hydraulic conductivity in the shallow subsurface layer of mountain podzols. *Geoderma*, 219–220, 82–88.
- Jačka, L., Pavlásek, J., Jindrová, M., Bašta, P., Černý, M., Balvín, A., Pech, P., 2012. Steady infiltration rates estimated for a mountain forest catchment based on the distribution of plant species. *J. For. Sci.*, 58, 536-544.
- Jarvis, N., Koestel, J., Messing, I., Moeys, J., Lindahl, A., 2013. Influence of soil, land use and climatic factors on hydraulic conductivity of soil. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 5185-5195.
- Kutílek, M., 1978. *Vodohospodářská pedologie*. SNTL, Praha.
- Kutílek, M., Nielsen, D.R., 1994. *Soil hydrology*. Catena Verlag, Cremlingen - Destedt, Germany.
- Pavlásek, J., Tesař, M., Máca, P., Hanková, R., Hudečková, K., Jačka, L., Klose, Z., Ředinová, J., 2010. Ten years of hydrological monitoring in upland microcatchments in the Bohemian Forest, Czech Republic. In: Herrmann, A., Schumann, S. [Eds]: *Status and Perspectives of Hydrology in Small Basins*. IAHS, 336, 213–218.
- Pavlásek, J., Ředinová, J., Skalská, P., 2009. Evaluation of Monitoring on Modrava Catchments. *Soil Water Res.*, 4 (Special Issue 2), 66-74.
- Reynolds, W.D., 2008. Saturated hydraulic properties: Well permeameter, in: Carter M.R., Gregorich, E.G. [Eds.], *Soil Sampling and Methods of Analysis*, 2nd ed. CRC Press Taylor & Francis, Boca Raton, USA, pp. 1025-1042.
- Rezaei, M., Seuntjens, P., Shahidi, R., Joris, I., Boënné, W., Al-Barri, B., Cornelis, W., 2016. The relevance of in-situ and laboratory characterization of sandy soil hydraulic properties for soil water simulations. *J. Hydrol.*, 534, 251-265.
- Seuntjens, P., Mallants, D., Toride, N., Cornelis, C., Geuzens, P., 2001. Grid lysimeter study of steady state chloride transport in two Spodosol types using TDR and wick samplers. *J. Contam. Hydrol.*, 51, 13–39.
- Schwen, A., Zimmermann, M., Bodner, G., 2014. Vertical variations of soil hydraulic properties within two soil profiles and its relevance for soil water simulations. *J. Hydrol.*, 516, 169–181
- Smolík, L., 1957. *Pedologie*. SNTL, Praha.
- Vereecken, H., Weynants, M., Javaux, M., Pachepsky, Y., Schaap, M. G., and van Genuchten, M. T.: Using pedotransfer functions to estimate the van Genuchten-Mualem soil hydraulic properties: a review, *Vadose Zone J.*, 9, 795–820, 2010.

Dopad rozpadu horských smrečín na intercepčný proces v Západných Tatrách

Martin Jančo^{1,2}, Martin Bartík¹, Jaroslav Škvarenina¹

¹ Katedra prírodného prostredia, Lesnícka fakulta, Technická univerzita vo Zvolene, T. G. Masaryka 24, SK-96053 Zvolen, Slovensko

² Fakulta ekológie a environmentalistiky, Technická univerzita vo Zvolene, T. G. Masaryka 24, SK-96053 Zvolen, Slovensko

Abstrakt

V našom príspevku sa venujeme zmenám intercepčného procesu zrážok v klimaxovej smrečine na výskumnej ploche Červenec, v procese odumierania počas vegetačných období 2013 – 2015. Za vegetačné obdobie považujeme približne obdobie začiatku až polovice mája do polovice októbra. Výskumná plocha Červenec je lokalizovaná v geomorfologickom celku Západné Tatry, v skupine Sivý vrch, v nadmorskej výške 1420 m. Podkorunové zrážky sme merali na troch lokalitách v živom a odumretom poraste: v porastovej medzere, v zóne odkvapu z korún a v zóne pri kmeni. Rozdielom zrážok nameraných na voľnej ploche a zrážok podkorunových sme zistili intercepčnú stratu. Počas vegetačných období intercepčia vyššie hodnoty nadobúdala v odumretom poraste, okrem zóny pri kmeni. Najvyššie intercepčné straty sme zaregistrovali počas sledovaných období v zóne pri kmeni.

Kľúčové slová: intercepčná strata, odumieranie lesa, Západné Tatry

Úvod

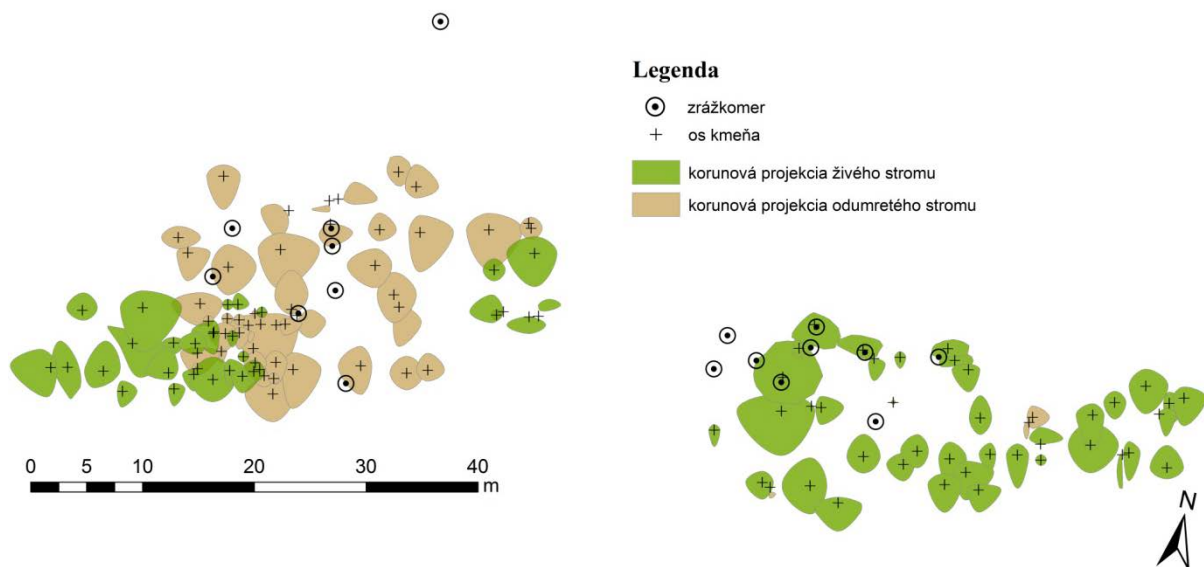
Smrek obyčajný (*Picea abies*) je ihličnatý strom, ktorý bol pôvodne rozšírený v strednej, juhovýchodnej a severnej Európe, kde tvorí spolu s ďalšími drevinami horské a podhorské klimaxové lesy. Rastie na rozmanitom geologickom podklade, do nadmorskej výšky 2000 metrov, kde tvorí hornú hranicu lesa. Je prirodzenou stromovou hranicou lesa aj na Slovensku a to vo výškach 1 500 – 1 700 metrov. Za posledných 200 – 250 rokov sa stal jednou z najbežnejších a ekonomicky najdôležitejších drevín v Európe. V minulosti bol vo zvýšenej miere vysádzaný v nižších polohách v hospodárskych lesoch, čím vznikli tzv. „kultúrne“ smrečiny, charakteristické vysokou a rýchlou produkciou priemyselne žiadaného dreva (hlavne v Nemecku, Čechách, Rakúsku, Poľsku a Slovinsku). Táto politika viedla predovšetkým v smrekových monokultúrach k rozsiahlym hmyzím kalamitám a nebyvalému nárastu veterných polomov, alebo k škodám mokrým snehom, námrazou a pod. (Grodzki et al. 2006; Mezei et al. 2014; Schelhaas, Nabuurs, Schuck 2003; Seidl, Schelhaas, Lexer 2011a). Približne od 50 rokov minulého storočia sme boli svedkami rozsiahleho hynutia smrečín v dôsledku nadmerného antropogénneho znečistenia ovzdušia a zrážok. Kyslá atmosférická depozícia transhraničného európskeho transportu polutantov spôsobila rozsiahle hynutie kultúrnych ale aj klimaxových smrečín prakticky vo všetkých pohoria západnej a strednej Európy, kde jej účinky pociťujeme dodnes (Mind'áš, Škvarenina 1995; Kunca et al. 2003; Nikolov et al. 2014; Nováková, Edwards-Jonášová 2015). Ďurský et al. (2006); Mind'áš et al. (2000); Seidel, Rammer, Lexer (2011b) uvádzajú, že klimatická zmena bude predstavovať pre európske kultúrne a neskôr aj klimaxové smrečiny rad disturbancií, ktoré postihnú ich viaceré ekosystémové funkcie (Fleischer, Homolová 2011; Holeksa et al. 2016, a i.). Cieľom tohto príspevku je porovnanie vplyvu odumierania lesa na intercepčný proces kvapalných zrážok počas spomínaných vegetačných období.

Materiál a metódy

Výskumná plocha Červenec sa nachádza v geomorfologickom podcelku Západné Tatry, v skupine Sivý vrch na zvlnenej plošine v západnej časti Jaloveckej doliny a je situovaná v blízkosti turistickej chaty Červenec (chata pod Náružím) v nadmorskej výške 1420 m. Experimentálna plocha je severovýchodne exponovaná so sklonom 65 % a s rozlohou približne 0,1 ha (Oreňák a kol. 2013). Z geologického hľadiska je územie veľmi pestré, objavuje sa tu kryštalinikum a mezozoikum

Vnútrotných Západných Karpát s polohami vápencov, slienitých vápencov, slieňovcov, ílovcov a pieskocov spodnej až strednej kriedy, potom vápencov, dolomitov, lokálne aj bridlíc a pieskocov stredného až vrchného triasu. Na východ od centrálného hrebeňa geomorfologickej časti Sivý vrch vystupuje na povrch kryštalinikum zastúpené granodioritom a vysoko metamorfovanými horninami (ruly) (Lexa a kol. 2000). Nami skúmaná plocha sa nachádza práve na tomto geologickom rozhraní. Šály, Šurina (2002) uvádzajú, že sa na výskumnej ploche vyskytujú na granodioritoch a metamorfovaných horninách pôdne typy podzol kambizemný, sprievodne litozeme a rankre z ľahších zvetralín kyslých hornín a do hornej časti výskumnej plochy sčasti zasahujú aj rendziny kambizemné, ktoré sa vytvorili na mezozoických vápencoch. Územie patrí do chladného horského a veľmi vlhkého klimatického okrsku (Lapin a kol. 2002). Klimaxová smrečina, ktorá tvorí výskumnú plochu patrí do 7. smrekového vegetačného stupňa a do skupiny lesných typov *Sorbeto-Piceetum* (Hančinský 1972). V podraсте odumretého lesa a na voľnej ploche sa vyskytujú jarabina vtáčia (*Sorbus aucuparia*), brusnica čučoriedková (*Vaccinium myrtillus*), Ostružina malinová (*Rubus idaeus*) a prirodzené zmladenie smreka. Oreňák a kol. (2013) uvádzajú, že zakmenenie porastu je 0,6 a priemerná hrúbka a výška stromov v dospelom poraste s priemerným vekom ≥ 120 rokov je 40,5 cm a 26,8 m.

Vo vegetačnom období (t. j. zhruba začiatok až polovica mesiaca máj do polovice mesiaca október) meriame kvapalnú zrážku v odumretom a živom poraste v 17 štandardných československých zrážkomeroch a jednom na voľnej ploche (obr. 1). Záznam množstva nameraných atmosférických zrážok prebieha zhruba v 14 dňových intervaloch z dôvodu časovej náročnosti a odľahlosti plochy. Pri zisťovaní množstva zrážok sme zachytenú vodu v záchytnej nádobe prelievali do odmerného valca s objemom 1000 ml, pri vyšších úhrnoch, keď objem vody v záchytnej nádobe presahoval 1000 ml, aby sme zamedzili nepresnosti pri zisťovaní objemu viacnásobným prelievaním vody do odmerného valca, sme záchytnú nádobu so zrážkovou vodou vážili pomocou digitálnej váhy KERN HDB 10K10. Podkorunové zrážky sú zachytené do zrážkomerov, ktoré sú rozmiestnené na základe korunového priestoru týmto spôsobom: a) porastová medzera (PM), b) zóna odkvapu z korún (KO), c) zóna pri kmeni (KM). V živom poraste sú v každej, z týchto zón rozmiestnené po tri zrážkomery, aby boli získané údaje čo najreprezentatívnejšie. V odumretom poraste v PM a KM sú umiestnené po dva zrážkomery, v KO sa ponechali zrážkomery tri, z dôvodu vyššej premenlivosti zrážok.



Obr.1: Rozmiestnenie zrážkomerov na výskumnej ploche

Štatistické analýzy boli vykonané v programe Statgraphics Centurion XVI. K zisteniu či dáta vykazujú znaky normálneho rozdelenia bol použitý Shapiro-Wilkov test. Pre testovanie rovnosti priemerov dvoch závislých súborov s normálnym rozdelením bol použitý Studentov párový t-test. V prípade, že jeden z porovnávaných súborov nevykazoval zhodu s normálnym rozdelením bol použitý Wilcoxonov

párový test. Pri testovaní zhody priemerov dvoch závislých súborov bola zvolená hladina štatistickej významnosti $\alpha \leq 0,05$.

Výsledky a diskusia

Úhrny zrážok zachytených na rôznych lokalitách v živom aj mŕtvom lese počas vegetačných období vykazujú značnú variabilitu. Z hľadiska úhrnu zrážok bolo zrážkovo najbohatším vegetačné obdobie roku 2014, keďže prvá polovica mája toho roka bola najdaždivejšia, 15. mája naše územie zasiahla druhá najväčšia veterná kalamita po kalamite v roku 2004 za posledné desaťročia. Počas tejto víchrice sme na voľnej ploche zaznamenali aj najväčší úhrn zrážok počas celého sledovaného obdobia, počas tejto periódy bol v korunovej zóne zaznamenaný vyšší úhrn ako na voľnej ploche, čo mohlo byť zapríčinené už spomínanou víchricou, kde silný vietor mohol ovplyvňovať úhrny pri ich zaznamenávaní do zrážkometerov, ale aj výskytom horizontálnych zrážok (tab.1). Zrážkovo najchudobnejšie vegetačné obdobie bolo počas roku 2015, hlavne leto bolo zrážkovo chudobné, až v polovici augusta sme zaznamenali výdatnejšie zrážky. Z toho vyplýva, že počas tejto doby bolo zaregistrované aj ich najväčšie množstvo, lebo jeseň potom bola opäť zrážkovo chudobná.

Tabuľka 1: Úhrny zrážok a intercepčné straty počas vegetačných období

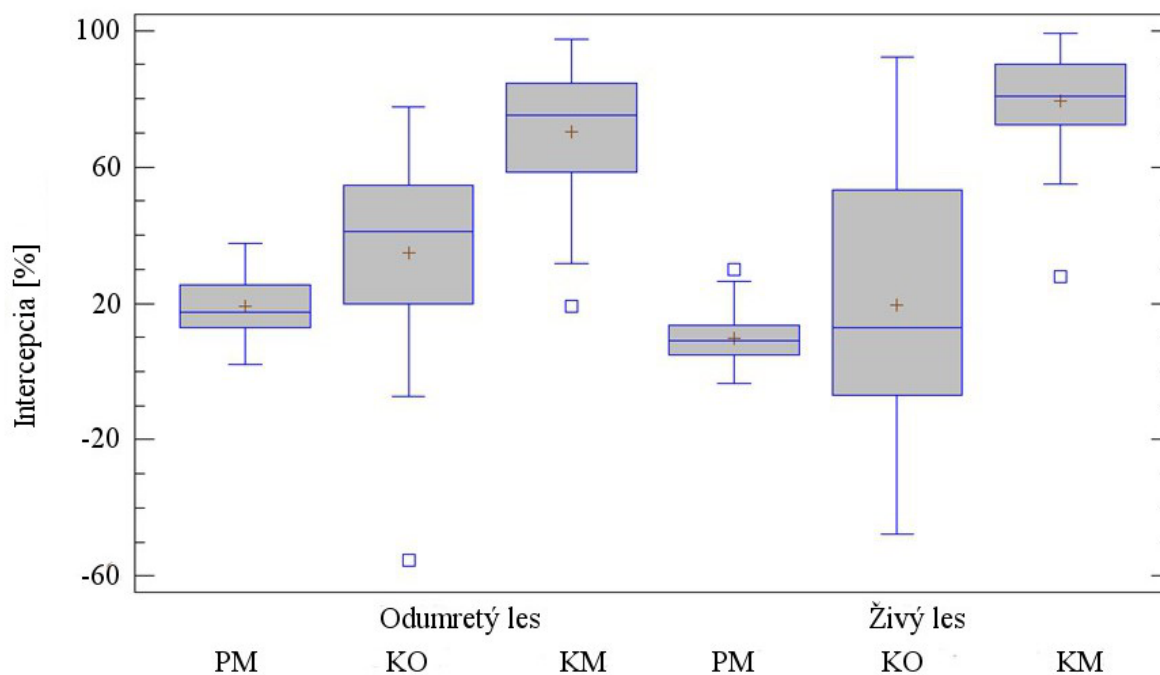
Úhrn zrážok a intercepčná strata		18.V – 20.X 2013	1.V – 24.X 2014	11.V – 21.X 2015	Súhrn	
Voľná plocha		[mm]	591	958,8	549,7	2099,5
Porastová medzera	Živý les	[mm]	523,9	864,1	499,5	1887,5
	Odumretý les		481	807,8	426,8	1715,6
	Živý les	[% , mm]	11,4 (61,7)	9,9 (94,7)	9,1 (50,2)	10,1 (212)
	Odumretý les		18,6 (110)	15,7 (151)	22,3 (122,9)	18,3 (383,9)
Zóna odkvapu z korún	Živý les	[mm]	554,7	1050,4	459,5	2064,6
	Odumretý les		469,6	856,7	342,2	1668,5
	Živý les	[% , mm]	6,1 (36,3)	-9,6 (-91,6)	16,4 (90,2)	1,7 (34,9)
	Odumretý les		20,5 (121,4)	10,6 (102,1)	37,7 (207,5)	20,5 (431)
Zóna pri kmeni	Živý les	[mm]	143	336,8	138,4	618,2
	Odumretý les		186,1	424,6	231,2	841,9
	Živý les	[% , mm]	75,8 (448)	64,9 (622)	74,8 (411,3)	70,6 (1481,3)
	Odumretý les		68,5 (404,9)	55,7 (534,2)	57,9 (318,5)	59,9 (1257,6)

Počas hodnotených vegetačných období sme najvyšší úhrn zrážok zaznamenali na voľnej ploche a na lokalitách zóny odkvapu z korún a v porastovej medzere v živom lese. Najnižšími zaznamenanými úhrnmi sa vyznačuje lokalita zóna pri kmeni, pričom v živom lese je rozdiel ešte výraznejší.

V živom lese môže dochádzať vplyvom horizontálnych zrážok k nárastu podkorunových zrážok (Krečmer 1968, 1973; Kantor 1981; Mráček, Krečmer 1975; Intribus 1977; Valtýni 1986; Oreňák 2012). V prípade porovnania intercepčných strát sa mimoriadne teplé vegetačné obdobie 2015 prejavilo aj najvyššími hodnotami intercepcie zaznamenanými za sledované obdobie najmä v zóne odkvapu z korún, tak v prípade živého ako aj odumretého lesa. Taktiež aj v prípade intercepcie v porastovej medzere v odumretom poraste (tab.1). Z tab. 1 je zrejme, že odumieranie porastu sa najviac prejaví na mieste odkvapu z korún. Z našich meraní vyplýva, že na tejto lokalite dôjde k poklesu podkorunových zrážok o takmer 19 % zrážok voľnej plochy počas sledovaných období.

Toto je s časti spôsobené stratou aktívneho povrchu-ihlíc, na ktorých sa zachytávali horizontálne zrážky, a ktoré viedli zachytené zrážky v korunovom priestore na jeho okraj. Taktiež k poklesu podkorunových zrážok dôjde aj v porastovej medzere a to o 8,2 %. K nárastu podkorunových zrážok došlo len v prípade miesta pri kmeni a to o 10,7 %.

Na obr. 2 vidíme zaznamenané hodnoty intercepčnej straty vyjadrenej v percentách za dvojtýždňové intervaly merania. Zrážky zachytené v korunovom priestore sú vedené architektúrou koruny na jej okraj. V odumretom lese dochádza stratou asimilačných orgánov k oslabeniu tohto javu, čo sa prejavuje menším rozdielom medzi lokalitami v poraste (obr. 2, tab. 2). Ďalším z faktorov, ktorý vplýva na hodnoty intercepcie počas vegetačného obdobia je aj výskyt horizontálnych zrážok. Ich spolupôsobenie sa prejavuje najmä v zóne odkvapu z korún v živom lese, ktorá sa vyznačuje najširším rozsahom hodnôt 140 %, od takmer 48 % navýšenia podkorunových zrážok voči úhrnu zrážok voľnej plochy, po intercepčnú stratu 92 % zrážok voľnej plochy (pri zaznamenanom úhrne na voľnej ploche 4,8 mm, 18 - 31. 8. 2015). Širokým rozsahom hodnôt sa vyznačuje zóna odkvapu z korún aj v odumretom poraste. Krečmer (1968) uvádza v zapojenej smrečine kolísanie mesačných hodnôt intercepcie od 25 % po navýšenie úhrnu podkorunových zrážok o 29 % voči zrážkam zaznamenaným na voľnej ploche. Najnižší rozsah hodnôt sme zaznamenali v porastovej medzere ako v živom tak i v odumretom poraste. Zaznamenaná intercepčia na tomto mieste v poraste nie je závislá na úhrne zrážok voľnej plochy (Bartík 2015).

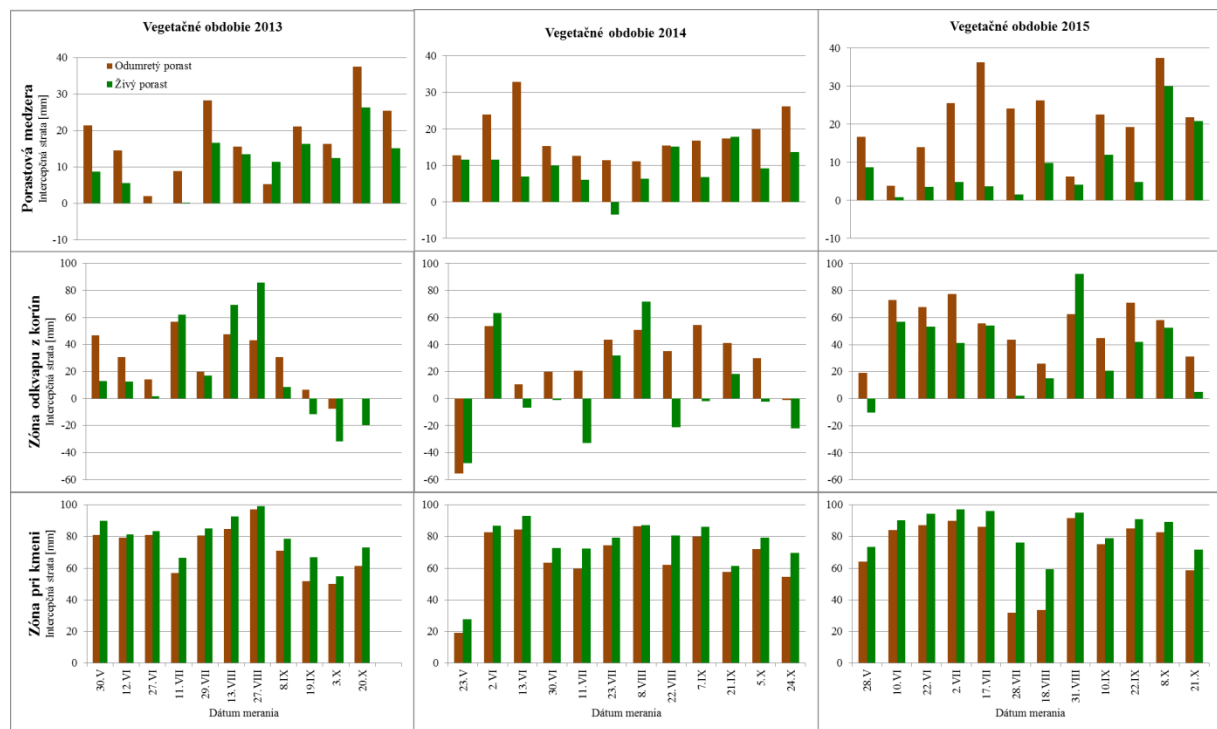


Obr. 2: Porovnanie intercepčných strát na meraných lokalitách v odumretom a živom lese počas vegetačných období

Štatistické zhodnotenie výsledkov je uvedené v tab. 2. Zvýraznené hodnoty Shapiro-Wilkovho testu znamenajú, že súbor vykazuje znaky nenormálneho rozdelenia. Prvým krokom bolo porovnanie lokalít v porastoch: PM, KO a KM medzi sebou. V živom lese sa potvrdila štatistická významnosť rozdielov priemerných hodnôt vo všetkých troch prípadoch. V prípade odumretého porastu sa štatistický rozdiel nepotvrdil v prípade rozdielu medzi lokalitou PM a KO. V ostatných dvoch prípadoch bola štatistická významnosť rozdielov potvrdená. Následným krokom bolo porovnanie hodnôt intercepcie na tej istej lokalite v oboch porastoch, živom a odumretom. V tomto prípade sa potvrdila štatistická významnosť rozdielov priemerných hodnôt na všetkých vybraných lokalitách. Na základe týchto zistení, môžeme potvrdiť, že priestorová distribúcia podkorunových zrážok sa vplyvom odumierania lesa mení.

Tabuľka 2: Štatistická charakteristika hodnôt intercepcie na meraných lokalitách v porastoch

Lokalita	Počet	Priemer	Smer. odchýlka	Var. koeficient	Min.	Max.	Var. rozpätie	p hodnota*
Od. les-PM	35	18,9951	9,06286	47,7115%	2,0202	37,5	35,4798	0,5862
Od. les-KO	35	34,9055	27,0666	77,5426%	-55,5172	77,5758	133,093	0,0556
Od. les-KM	35	70,3538	18,2798	25,9827%	18,9655	97,3684	78,4029	0,0079
Ž. les-PM	35	9,77204	7,24462	74,1362%	-3,4375	29,8791	33,3166	0,3015
Ž.les-KO	35	19,4574	36,1939	186,017%	-47,9	92,3611	140,261	0,3819
Ž.les-KM	35	79,4855	14,4948	18,2358%	27,7299	99,1228	71,3929	0,0050
*p-hodnota z Shapiro-Wilkovho testu (červené hodnoty vykazujú znaky nenormálneho rozdelenia)								
Lokalita	p-hodnota		Živ. PM vs Ž. KO*	0,1477	Od. PM vs Ž. PM*	0,0000		
Od. PM vs Od. KO*	0,0032		Živ. PM vs Ž. KM**	0,0000	Od. KO vs Ž. PM*	0,0003		
Od. PM vs Od. KM**	0,0000		Živ. KO vs Ž. KM**	0,0000	Od. KM vs Ž. KM**	0,0000		
Od. KO vs Od. KM**	0,0000							
*Studentov párový t-test **Wilcoxonov párový test (červené hodnoty sú štatisticky významné pri p = 95%)								



Obr. 3: Intercepčná strata v živom a odumretom poraste počas sledovaných vegetačných období

Zaznamenané hodnoty intercepcie počas vegetačného obdobia značne kolíšu (obr. 3) (Oreňák a kol. 2013, Holko et al. 2009). V prípade porastovej medzery len v dvoch prípadoch prevyšuje intercepčia v živom lese hodnoty v odumretom poraste. V porastovej medzere v živom lese sme 23.7.2013 zaznamenali vyššie hodnoty podkorunových zrážok ako zrážky zaznamenané na voľnej ploche. Daný jav mohol spôsobiť vplyv vetra, ktorý transportoval zrážky zachytené v korunovom priestore do priestoru porastovej medzery. Intercepčia na mieste odkvapu z korún v odumretom poraste väčšinou prevyšuje hodnoty zaznamenané v živom lese. Len počas 7 prípadov je nižšia. Počas sledovaného obdobia v 12 prípadoch z 35 zaznamenaných, podkorunové zrážky na mieste odkvapu z korún v živom lese prevyšuje hodnoty zrážok voľnej plochy. Počas vegetačného obdobia 2014 sa tento jav vyskytoval až v 2/3 prípadov. Holko et al. (2009) uvádza prevýšenie podkorunových zrážok v zóne odkvapu z korún v jednom prípade až o 65 % voči zrážkam voľnej plochy. Výskyt tohto javu je spojený s pôsobením horizontálnych zrážok počas zrážkovo bohatšieho obdobia s vysokou hodnotou

vlhkosti vzduchu a poklesom teploty. Počas dvoch období (údaj z 03.10.2013 a 23.5.2014) sme zaznamenali vyššie hodnoty podkorunových zrážok ako zrážok na voľnej ploche na tejto lokalite i v odumretom poraste. Zóna pri kmeni sa vyznačuje najvyššími hodnotami intercepcie. Jej hodnoty v živom lese sú vždy vyššie ako v odumretom poraste. Stratou asimilačných orgánov zrážky ľahšie prenikajú korunovým priestorom.

V živom lese sme zaznamenali hodnoty intercepcie počas vegetačných období 2013 – 2015 v porastovej medzere 10,1 %, v zóne odkvapů z korún 1,7 % and v zóne pri kmeni 70,6 %. Oreňák a kol. (2013) uvádza priemernú intercepciu horskej smrečiny na Červenci počas rokov 2007-2011 na miestach porastu nasledovne: v porastovej medzere 27 %, v zóne odkvapů z korún 20 % and v zóne pri kmeni 63 %. Holko et al. (2009) uvádza hodnoty intercepcie v porastoch 28 % v porastovej medzere, 44 % v zóne odkvapů z korún a 65 % v zóne pri kmeni, čo potvrdzuje vysokú medziročnú variabilitu.

Záver

V našom príspevku sme hodnotili ako sa odumieranie klimaxových smrečín prejaví na zmenách intercepčného procesu počas vegetačného obdobia na troch lokalitách porastu a to v porastovej medzere, v zóne odkvapů z korún a v zóne pri kmeni. Na základe zistených výsledkov môžeme konštatovať, že horizontálne zrážky môžu významne zvýšiť množstvo vody v horských lesoch. Obzvlášť sa tento jav prejavuje na mieste odkvapů z korún v živom lese. Počas vegetačného obdobia roku 2014 vykazovali podkorunové zrážky vyššie hodnoty na tomto mieste ako zrážky zaznamenané na voľnej ploche. Vplyvom odumierania dochádza k poklesu podkorunových zrážok na mieste odkvapů z korún a v porastovej medzere, kým na mieste pri kmeni tieto zrážky narastajú. Hodnoty intercepcie počas vegetačného obdobia značne kolíšu. Najvyššiu variabilitu sme zaznamenali v zóne odkvapů z korún. Rozdiely medzi priemernými hodnotami intercepcie zaznamenanými na lokalitách v porastoch sú v živom lese vyššie. Rozloženie zrážok v podkorunovom priestore sa vplyvom odumierania mení. Rozdiely medzi priemernými hodnotami intercepcie na tej istej lokalite v živom a odumretom poraste sa potvrdili ako štatisticky významné ($\alpha < 0,001$).

PodĎakovanie

Tento príspevok je súčasťou realizácie výsledkov projektov VEGA č.: 1/0367/16, 1/0589/15, 1/0463/14 Ministerstva školstva, vedy, výskumu a športu Slovenskej republiky a Slovenskej akadémie vied; a projektom Agentúry na podporu výskumu a vývoja v rámci zmluvy č.: APVV-0423-10, APVV-0303-11, APVV-15-0425 a APVV-15-0497. Autori ďakujú agentúram za podporu.

Použitá literatúra

- Bartík, M. 2015. Vplyv odumierania lesa na intercepčný proces zrážok v horských smrečinách Západných Tatier : dizertačná práca. Zvolen : Technická univerzita, 2015. 89 s.
- Ďurský, J., Škvarenina, J., Mind'áš, J., Miková, A. 2006. Regional analysis of climate change impact on Norway spruce (*Picea abies* L. Karst.) growth in Slovak mountain forests. In Journal of Forest Science. 2006, vol. 52, no. 7, p. 306-315.
- Fleischer, P., Homolová, Z. 2011. Long-term research on ecological condition in the larch-spruce forests in High Tatras after natural disturbances. In Forestry journal. 2011, vol. 57, no. 4, p. 237-250.
- Grodzki, W., Jakuš, R., Lajzová, E., Sitková, Z., Maczka, T., Škvarenina, J. 2006. Effects of intensive versus no management strategies during an outbreak of the bark beetle *Ips typographus* (L.)(Col.: Curculionidae, Scolytinae) in the Tatra Mts. in Poland and Slovakia. In Annals of Forest Science. 2006, vol. 63, no. 1, p. 55-61.
- Hančinský, L., 1972. Lesné typy Slovenska. Bratislava : Príroda, 1972 178 s.
- Holeksa, J., Zielonka, T., Żywiec, M., Fleischer, P. 2016. Identifying the disturbance history over a large area of larch– spruce mountain forest in Central Europe. In Forest Ecology and Management. 2016, vol. 361,p. 318-327.

- 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. In *Biologia*. 2009, vol. 64, no. 3, p. 594–599.
- Intribus, R. 1977. Bilancia zrážok v lesnom bióme Carpineto-Quercetum. Zvolen : Lesnícke štúdie VÚLH, 1977. č. 28, 63 s.
- Kantor, P. 1981. Intercepce horských smrkových a bukových porostů. In *Lesnictví*. 1981, roč. 27, č. 2, s. 171–192.
- Krečmer, V. 1968. K interpci srážek ve stredohorskej smrčine (Predbežní sdelení). In *Opera Confortica*. 1968, č. 5, s. 83-96.
- Krečmer, V. 1973: Meteorologické podmínky výskytu kapalných srážek z mlhy a jejich význam pro intercepční proces ve středohorském lese. In *Meteorologické zprávy*. 1973, roč. 27, č. 1, s. 18–25.
- Kunca, V., Škvarenina J., Fleischer P., Celer, S., Víglský, J. 2003. Concept of critical loads applied in landscape ecology on an example of the geomorphological unit Tatry. In *Ekológia (Bratislava)*. 2003, roč. 22, p. 349-360.
- Lapin, M., Faško, P., Melo, M., Šťastný, P., Tomlain, J. 2002. Klimatické oblasti 1:1000 000. In *Atlas krajiny Slovenskej republiky*. Bratislava: Ministerstvo životného prostredia Slovenskej republiky, 2002. ISBN 80-88833-27-2, 95 s.
- Lexa, J., Bezák, V., Elečko, M., Mello, J., Potfaj, Vozár, J. (eds), Schnabl, J. W., Pálenský, P., Czászár, G., Rylko, W., Mackiv, B. (coeds.) 2000. Geologická mapa Západných Karpát a priľahlých území 1:500 000. Bratislava : Ministerstvo životného prostredia Slovenskej republiky a Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, 2000.
- Mezei, P., Grodzki, W., Blaženec, M., Jakuš, R. 2014. Factors influencing the wind–bark beetles' disturbance system in the course of an Ips typographus outbreak in the Tatra Mountains. In *Forest Ecology and Management*. 2014, vol. 312, p. 67-77.
- Mindáš, J., Škvarenina, J., Střelcová, K., Priwitzer, T. 2000. Influence of climatic changes on Norway spruce occurrence in the West Carpathians. In *Journal of Forest Science*. 2000, vol. 46, no.6, p. 249-259.
- Mindáš, J., Škvarenina, J. 1995. Chemical composition of fog/cloud and rain/snow water in Biosphere Reserve Poľana, Slovakia. In *Ekológia*. 1995, vol. 14, no. 5, p. 125-137.
- Mráček, Z., Krečmer, V. 1975. Význam lesa pro lidskou společnost. Praha : Mír, 1975. 225 s.
- Nikolov, C., Konôpka, B., Kajba, M., Galko, J., Kunca, A., Janský, L. 2014. Post-disaster forest management and bark beetle outbreak in Tatra National Park, Slovakia. In *Mountain Research and Development*. 2004, vol. 34, no. 4, p. 326-335.
- Nováková, M. H., Edwards-Jonášová, M. 2015. Restoration of central-European mountain Norway spruce forest 15 years after natural and anthropogenic disturbance. In *Forest Ecology and Management*. 2015, vol. 344, p. 120-130.
- Oreňák, M. 2012. Zmeny intercepčného a zrážkového režimu horských smrečín v Západných Tatrách : dizertačná práca. Zvolen : Technická univerzita, 2012. 101 s.
- Oreňák, M., Vido, J., Hríbik, M., Bartík, M., Jakuš, R., Škvarenina, J. 2013. Intercepčný proces smrekového porastu vo fáze rozpadu v Západných Tatrách. In *Zprávy lesníckeho výskumu*. 2013, roč. 58, č. 4, s. 360-369.
- Seidl, R., Rammer, W., Lexer, M. J. 2011a. Climate change vulnerability of sustainable forest management in the Eastern Alps. In *Climatic Change*. 2011, vol. 106, p. 225–254.
- Seidl, R., Schelhaas, M. J., Lexer, M. J. 2011b. Unraveling the drivers of intensifying forest disturbance regimes in Europe. In *Global Change Biology*. 2011, vol. 17, no. 9, p. 2842-2852.
- Schelhaas, M. J., Nabuurs, G. J., Schuck, A. 2003. Natural disturbances in the European forests in the 19th and 20th centuries. In *Global Change Biology*. 2003, vol. 9, p. 1620–1633.
- Šály, R., Šurina, B. 2002. Pôdy. In *Atlas krajiny Slovenskej republiky*. Bratislava: Ministerstvo životného prostredia Slovenskej Republiky, 2002. ISBN 80-88833-27-2. s. 106-107.
- Valtýni, J. 1986. Vodohospodársky a vodoochranný význam lesa. Zvolen : VÚLH, 1986. 68 s.

Hodnocení podílů srážko-odtokových epizod na odnosu dusíku a fosforu z odvodněné zemědělské půdy

Markéta Kaplická¹, Antonín Zajíček¹, Petr Fučík¹, Jana Peterková, Renata Duffková¹

¹ Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v. v. i., Žabovřeska 250, 156 27 Praha 5 – Zbraslav

Abstrakt

Na deseti odvodněných zemědělských subpovodích byl zkoumán v letech 2012 – 2016 odnos dusičnanového dusíku, fosforečnanového a celkového fosforu. Hlavním cílem bylo vyčíslit podíl srážko-odtokových epizod na odnosech těchto látek v měsíčním a ročním kroku a porovnat dvě metody odhadu látkových odnosů; se zahrnutím a bez zahrnutí dat kvality vody ze srážko-odtokových epizod. Pro výběr nezměřených epizod a výpočet odnosu živin v jejich průběhu byl vytvořen poloautomatický digitální filtr. Z výsledků vyplynulo, že v případě N-NO₃ se roční odnos pohyboval od 0,4 do 61 kg/ha/rok V případě P-PO₄ byl roční odnos od 0,64 do 132 g/ha/rok a v případě P_{celk} 1,2 – 304 g/ha/rok. Srážko – odtokové epizody (SOE) měly na sledovaných drenážních skupinách průměrně 25% podíl na celkovém ročním odtoku. Na odnosu dusičnanového dusíku měly podíl průměrně 25 % (od 2 do 86 %). V případě P-PO₄ byl podíl SOE na ročním odnosu průměrně 42 % (od 2 do 98 %) a v případě P_{celk} měly SOE 42% podíl (1 – 94 %). V případě odvodněných lokalit na orné půdě s velikostí odtoku běžným pro danou lokalitu lze konstatovat, že v případě obou forem fosforu je podíl SOE na celkovém odnosu typicky okolo 50 %. Získané výsledky mají praktický význam pro nastavení správného způsobu monitoringu, z hlediska realistické bilance látkových toků v povodí a přináší užitečné informace o příspěvku drenážních systémů k celkovému odnosu látek ze zemědělsky využívaných povodí.

Klíčová slova

Zemědělská drenáž, dusičnany, fosfor, odnos látek, srážko-odtoková epizoda

Úvod

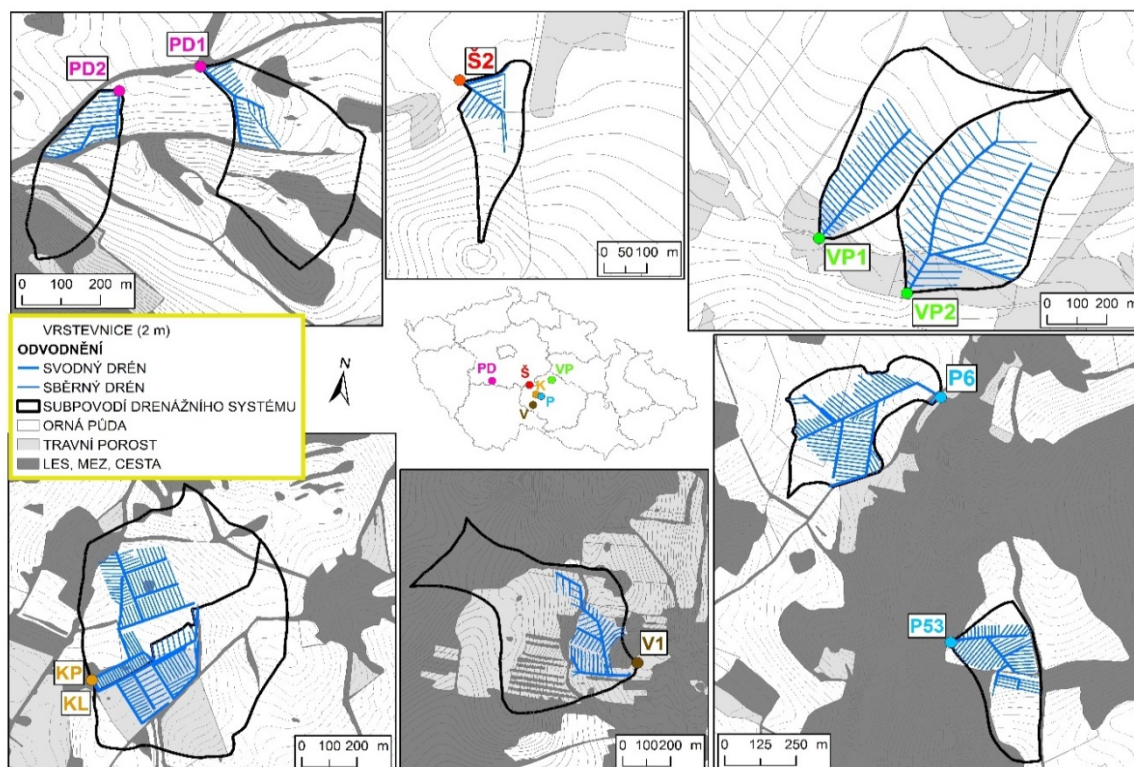
Odnosy látek z odvodněných zemědělských povodí jsou kromě způsobu využití území podmíněny zejména srážko-odtokovým režimem daného území. Vliv dynamiky odtoku na odnos látek ze zemědělské drenáže (jednofunkční i s řízením odtoku) či odvodněných povodí byl sledován v řadě studií a lokalit různých měřítek a rozličných přírodních a zemědělských podmínek, zejména v Evropě, USA a Kanadě (Duffková a kol., 2014; Fučík a kol., 2010a; Granger et al., 2010; Lam et al., 2016; Rozemeijer et al. 2016; Tiemeyer et al., 2010; Ulén et al., 1999; Verma et al., 2012; Vidon et al., 2013; Williams et al., 2015). V těchto studiích jsou hodnoceny a porovnávány různé metody výpočtu látkových odnosů ve vazbě na různé nastavení vzorkovacích režimů a sledování průtoků. Obecně jsou nejistoty (resp. chyby) ve stanovování látkových odnosů, vycházející pouze z bodového monitoringu, vyčíslvány jako nejzávažnější v porovnání s ostatními nejistotami v celém monitorovacím procesu (Harmel et al., 2009; Jiang et al., 2014; Tiemeyer et al., 2010). Odchyly látkových odnosů, stanovených metodami používajícími pouze data z bodového monitoringu, jsou pro malá odvodněná povodí nebo drenážní skupiny vyčíslvány pro N-NO₃ mezi 10-30% a pro P-PO₄ a P_{celk} mezi 25-80% celkového (či specifického) ročního odnosu (Birgand et al., 2011; Jiang et al., 2014; Williams et al., 2015). Při neexistenci měřených dat látkových koncentrací z epizod jsou pro metody výpočtu odnosů doporučovány postupy *a*) lineární interpolace koncentrací se zohledněním sezóny a *b*) použití průtokově vážených koncentrací, a to při vědomí, že regresní vztahy průtok-koncentrace nejsou pro N ani P zpravidla robustní (Birgand et al., 2011; Lam et al., 2016; Jiang et al., 2014; Tiemeyer et al., 2010). Lze předpokládat, že odchyly bodových metod monitoringu jsou způsobeny především srážko-odtokovými epizodami (SOE), tedy relativně krátkými periodami náhle zvýšených drenážní průtoků (vlivem jarního tání nebo letních přivalových dešťů), které však mají významný podíl na odnosu látek z povodí (Birgand et al., 2011; Fučík et al., 2012; Jiang et al., 2014).

Cílem tohoto příspěvku je vyčíslit podíl srážko-odtokových epizod na odnosech dusičnanového dusíku, fosforečnanového a celkového fosforu z deseti odvodněných zemědělských subpovodí v měsíčním a ročním kroku během let 2012 – 2016 a porovnat dvě metody odhadu látkových odnosů; se zahrnutím a bez zahrnutí dat kvality vody ze srážko-odtokových epizod.

Materiál a metody

Výzkum probíhal na deseti závěrových profilech (šachtice nebo drenážní výusti) drenážních skupin, jejichž subpovodí (4 – 37 ha) je využíváno převážně jako zemědělská půda. Tato subpovodí se nacházejí na šesti experimentálních lokalitách, jejichž umístění a přehledná mapa jsou znázorněny na obr. 1. Společnou charakteristikou všech sledovaných subpovodí je drenážní systém vybudovaný ve svahu. Geologickým podkladem jsou krystalické horniny, místy přeměněné, v různém stadiu rozpadu. V dolních partiích svahů se vyskytují kvartérní sedimenty v podobě svahových písků a hlín s různou mocností. Půdní pokryv je velmi variabilní zejména ve výtokových oblastech, kde se vyskytují kambizemě oglejené, pseugogleje, gleje modální a místy organozemě. Ve zdrojových oblastech (horní části svahů, poblíž rozvodnic) se vyskytují zejména kambizemě modální až arenické, místy rankery. Srážkové úhrny byly ve sledovaném období velmi variabilní a pohybovaly se od 450 do 750 mm za rok. Základní charakteristiky pokusných lokalit jsou uvedeny v tab. 1.

Na měrných profilech sledovaných drenážních skupin byly kontinuálně měřeny výšky hladin nad přepadem pomocí ultrazvukových sond, které byly přepočteny na průtok a ukládány v desetiminutovém kroku. Společně s výškou hladin byla také měřena teplota drenážní vody. Schéma odběru vzorků se lišilo podle aktuální hydrologické situace. V období převažujícího základního a pomalého svahového odtoku byly vzorky odebírány manuálně v pravidelném 14 - denním kroku. V průběhu srážko-odtokových epizod byly vzorky odebírány pomocí automatických vzorkovačů v kroku od 20 minut (letní epizody) do 1 hodiny (zimní epizody). Pro analýzu všech parametrů byl v certifikované laboratoři VÚMOP, v.v.i. použit automatický přístroj „SKALAR“ za pomoci metod CFA a FIA (Flow Injection Analysis, Continuous Flow Analysis); ISO Metody č. 13395 pro $\text{NO}_3\text{-N}$ a č. 15681-2 pro P-PO_4 a P_{celk} .



Obr. 1: Přehledná mapa experimentálních lokalit.

Výpočet odnosu N-NO₃, P-PO₄ a P_{celk} byl proveden dvěma způsoby. Metoda bez zahrnutí SOE využívala lineární interpolaci koncentrací a kontinuální záznam (10minutový) průtoků. Hodnoty průtoků jsou přepočteny na odtoky v denním časové kroku. Koncentrace vycházejí z bodových odběrů. Dnům, kdy se nekonal bodový odběr, je přiřazena lineární interpolace koncentrací vycházející z hodnot dvou po sobě následujících bodových odběrů. Metoda považovaná za skutečný odnos („True Load“ – TL) vycházela z metody předchozí, se zahrnutím látkových odnosů v průběhu změřených i nezměřených epizod.

Tabulka 1: Základní charakteristika pokusných lokalit

Lokalita	drenážní skupina	odvodnění (ha)	subpovodí (ha)	hlavní land use	prům. Q (l/s)	spec. odtok (l/s/ha)	nadm. v. (m n.m.)	sledováno
Dehtáře	KL	6,51	29,6	TTP	0,219	0,007	550	2012-2016
Dehtáře	KP	9,51	28,3	orná p.	1,265	0,044	550	2012-2016
Kop.pot.	P53	5,46	14,86	orná p.	0,045	0,003	565	2012-2016
Kop.pot.	P6	9,85	15,73	orná p.	0,559	0,036	510	2012-2016
Podmoky	PD1	1,92	13,42	orná p.	0,307	0,023	395	2014-2016
Podmoky	PD2	2,31	6,98	orná p.	0,244	0,035	395	2014-2016
Černičí	Š2	1,21	3,82	orná p.	0,256	0,067	515	2012-2016
Veselá	V1	5,85	37,9	pastva	0,993	0,026	655	2012-2014
Vepříkov	VP1	8,68	19,95	orná p.	0,57	0,028	495	2014-2016
Vepříkov	VP2	21,32	28,25	orná p.	0,705	0,025	495	2014-2016

Pro identifikaci a výběr SOE byl vytvořen polo-automatizovaný digitální filtr. Jako zdrojová data sloužil desetiminutový záznam průtoků a teplot drenážní vody. Chybějící údaje byla nahrazeny interpolací. Digitálním filtrem byl následně vybrán den, ve kterém nastala SOE, jako den, ve kterém nejvyšší desetiminutový průtok byl alespoň 1,5x větší než průměrný průtok dne předchozího (stanoveno empiricky, podobně viz Bauwe et al., 2015). Začátek epizody byl stanoven jako okamžik, ve kterém počal růst průtok, za podmínky, že v průběhu následujících dvou hodin došlo k nárůstu průtoků o minimálně 10 %. Tato podmínka eliminuje pozvolný nárůst průtoků (základního a/nebo svahového) ve vlhkém období. Další podmínkou pro identifikaci zvýšeného průtoků jako SOE je doba trvání zvýšeného průtoků více než 3 hodiny. Tato podmínka v praxi eliminuje krátkodobé výkyvy jednak v období velmi malých průtoků a jednak výkyvy způsobené ucpáním profilu (spadaným listím apod). Určení doby, kdy SOE skončila je obecně problematická záležitost (Richards et al., 2001). Pro účely příspěvku byl jako konec SOE stanoven okamžik, kdy teplota drenážní vody zůstala po dobu dvou hodin stabilní. To zároveň představuje také okamžik, kdy by již v odtoku neměla být žádná voda pocházející z příčné srážky (Zajíček et al., 2016).

Vzhledem ke skutečnosti, že z různých (převážně technických) důvodů se podařilo odebrat vzorky pouze z 30 - 50 % epizod identifikovaných digitálním filtrem, bylo nutno pro získání hodnot odnosů dopočítat chybějící koncentrace sledovaných látek během SOE. Využití regresních vztahů mezi velikostí průtoků a koncentracemi nedává příliš uspokojivé výsledky (Jiang et al., 2014; Lam et al., 2016) kvůli vysoké variabilitě obou veličin v průběhu epizody. Proto byly využity průtokově vážené koncentrace (C_{fw}, Fučík et al., 2010b). Hodnota C_{fw} dosazovaná k desetiminutovým průtokům v průběhu konkrétní neovzorkované epizody byla získána z hodnot průtoků a koncentrací sledovaných látek ve všech ovzorkovaných epizodách, které nastaly v sezóně, ve které se udála epizoda neovzorkovaná. Využito bylo rozdělení na vegetační sezónu, nevegetační sezónu a jarní tání (pokud nastalo) v každém hydrologickém roce sledování.

Výsledky a diskuse

Velikost ročního odnosu N-NO₃, P-PO₄ a P_{celk.} je uvedena v obr. 1 – 3. Z grafů je jasně patrná značná variabilita odnosu sledovaných látek v různých hydrologických letech v rámci jedné drenážní skupiny i v porovnání drenážních skupin mezi sebou.

V případě dusičnanového dusíku se roční odnos pohyboval v rozmezí od 0,42 do 60,5 kg/ha, průměrná hodnota byla 19,0 kg/ha/rok. Nejnižší hodnoty odnosu N-NO₃ byly ze zatravněných subpovodí KL (TTP) a V1 (pastva), na kterých se roční ztráta pohybovala od 0,6 do 6,8 kg/ha/rok. Velmi nízké hodnoty odnosu byly také na skupině P53, jejíž subpovodí je sice celé zorněno, ale vyznačuje se nízkým odtokem (tab. 1), který často probíhá pouze v epizodách. Typický odnos N-NO₃ z drenážních skupin pod ornou půdou byl okolo 30 kg/ha/rok.

Odnos rozpustného reaktivního fosforu se pohyboval od 0,64 do 132 g/ha/rok, průměrná hodnota na všech sledovaných skupinách byla 32 g/ha/rok, na skupinách s ornou půdou a běžným odtokem (mimo P53) byla průměrná ztráta 56 g/ha/rok. Pro velikost odnosu P-PO₄ měla větší význam velikost odtoku než využití půdy, například z pasené lokality Veselá (V1) byl na stejné úrovni jako ze zorněných subpovodí. Naopak na lokalitách s nejmenším odtokem (KL, P53) byly ztráty P-PO₄ velmi nízké, v jednotkách g/ha/rok. Podíl rozpuštěného reaktivního fosforu na celkové ztrátě fosforu se pohyboval od 13 do 89 %, v průměru byl 40%. Z hlediska sezón byl nejvyšší v HR 2016 - tj. v relativně vlhkém roce, který následoval po roce extrémně suchém.

Odnos celkového fosforu se pohyboval v rozmezí 1,2 – 304 g/ha/rok. Stejně jako v případě P-PO₄ měla pro jeho velikost větší význam velikost odtoku než využití půdy. Průměrná hodnota byla 80 g/ha/rok, na subpovodích s odtokem typickým pro zájmové území (bez KL a P53) byla průměrná roční ztráta P-celk. okolo 100 g/ha/rok. Ve vlhčích letech je z orné odvodněné půdy vyplavováno 200 – 250 g celkového fosforu z hektaru ročně.

Významný podíl na celkovém odnosu sledovaných látek měly srážko-odtokové epizody. Velikost podílu závisela na jejich počtu, délce trvání hydrologické konektivitě daného subpovodí. Základní statistické údaje o počtu, trvání SOE a jejich podílu na ročním odtoku a odnosu sledovaných látek jsou uvedeny v tab. 2. Na sledovaných subpovodích bylo zaznamenáno průměrně 13 SOE (nejméně 2 SOE a nejvíce 25) v průběhu hydrologického roku, počty se lišily v závislosti na množství a rozložení srážek v konkrétním HR. Nejméně epizod tak bylo zaznamenáno ve velmi suchém HR 2015, nejvíce v HR 2014 a 2016. Z hlediska průměrné doby trvání, SOE zabíraly přibližně 30 dní v roce, v suchém HR 2015 pouze 14 dní. Naopak nejdelší trvání měly SOE v HR 2013, kdy zabíraly v průměru 48 dní. Podíl SOE na ročním odtoku se pohyboval na většině sledovaných míst mezi 20 – 30 %. V porovnání jednotlivých sledovaných let opět vyniká suchý HR 2015 s 12% podílem SOE na odtoku. Z hlediska sledovaných drenážních skupin byl podíl SOE výjimečně nízký byl na drenážní skupině Š2, kde v průběhu sledování dosahoval průměrně jen 11 % celkového ročního odtoku. Naopak na skupině P53 byl podíl SOE průměrně 49 % ročního odtoku, což je způsobeno velice nízkým až nulovým základním odtokem z tohoto subpovodí.

Podíl SOE na ročním odnosu dusičnanového dusíku se pohyboval od 2 do 86 %, průměrně byl 24 %. Relativně malý podíl na ročním odnosu N-NO₃ je způsoben zejména ředěním koncentrací dusičnanů v drenážním odtoku v průběhu většiny SOE (Duffková a kol., 2014), ke kterému dochází zejména na zatravněných lokalitách, ale také na orné půdě, která nebyla přehnojena. Ředění koncentrací relativně neznečištěnou vodou převážně z příčinné srážky (Zajíček a kol., 2016) potom z hlediska odnosu N kompenzuje nárůst průtoku v průběhu SOE. Vyšší podíl SOE na ročním odnosu N-NO₃ byl často zaznamenán na lokalitě Podmokly (PD1, PD2 – až 61 %), která byla hnojena vyšší dávkou dusíku a na drenážní skupině P53 (průměrně 51 %) s velkým podílem epizodního odtoku. Nízké podíly byly na zatravněném subpovodí KL a také na Š2, která se obecně vyznačovala po celou dobu sledování malým podílem SOE na odtoku i odnosu.

V případě P-PO₄ byly zaznamenány vyšší podíly epizod na celkovém ročním odnosu. Na jednotlivých drenážních skupinách se za dobu sledování tento podíl pohyboval od 2 do 98 %, průměrně dosahoval 42 %. V jednotlivých letech sledování se podíly pohybovaly od 28 % (2015) do 55 % (2013) dle jejich vodnosti a podílu epizod na odtoku. Vyšší podíl SOE na odnosu P-PO₄ oproti N-NO₃ byl způsoben chováním koncentrací fosforečnanového fosforu v drenážní vodě, které na všech sledovaných drenážních skupinách s rostoucím průtokem prudce rostly. Tato skutečnost se nejvíce projevila na drenážních skupinách s velkým podílem SOE na odtoku. Na P53 byl podíl SOE na ročním odnosu P-PO₄ průměrně 73 %, ve vlhčích letech potom téměř veškerá ztráta byla způsobena epizodami. Z hlediska využití půdy nebyly zjištěny rozdíly v podílu SOE na ročním odnosu P-PO₄ mezi zorněnými a zatravněnými lokalitami.

Podíl SOE na odnosu celkového fosforu byl průměrně 40 % a na jednotlivých drenážních skupinách se za dobu sledování pohyboval od 1,4 do 97 %. Na zorněných lokalitách s běžnou velikostí drenážního odtoku dosahoval podíl SOE okolo 50 % roční ztráty. Vyšší podíl SOE na odnosu celkového fosforu v porovnání s jejich podílem na ročním odtoku souvisí opět s růstem koncentrací P-celk. v průběhu SOE (Duffková a kol., 2014).

S výše uvedeným vysokým podílem epizod na odnosu látek také souvisí nepřesnost metod výpočtu odnosu, ve kterých nejsou SOE zahrnuty. Při porovnání ročního odnosu N-NO₃ vypočteného oběma metodami, podává metoda kontinuálně měřící průtoky s bodovými koncentracemi uspokojivé výsledky. Její průměrná roční chyba byla pouze okolo 10 %. Nicméně v průběhu jednotlivých měsíců (obr. 4-6) může docházet v odhadu odnosu N-NO₃ až 50% nadhodnocení a více než 100% podhodnocení v závislosti na počtu SOE v hodnoceném měsíci. Na většině sledovaných drenážních skupin docházelo s rostoucím počtem SOE v měsíci k nadhodnocování odnosu N-NO₃, na relativně přehnojené půdě (většinou na lokalitě Podmoky) k podhodnocování. Právě vzhledem ke skutečnosti, že docházelo k nadhodnocování i podhodnocování měsíčních odnosů byla celková roční chyba relativně malá. Naopak v případě obou sledovaných forem fosforu, metoda nezahrnující odběry vzorků v průběhu SOE, téměř vždy podhodnocovala měsíční i roční odnos P-PO₄ i P_{celk.} V případě ročních chyb, metoda bez zahrnutí SOE průměrně podhodnocovala o 25 % u P-PO₄ a o 20 % u P_{celk.} Nicméně při hodnocení měsíčních odnosů (obr. 4-6) mohlo docházet až k několikanásobnému podhodnocení měsíčních ztrát obou forem fosforu. Na všech sledovaných drenážních skupinách docházelo s rostoucím počtem SOE v daném měsíci k nárůstu podhodnocení odnosu.

Závěr

V příspěvku byla kvantifikována průměrná roční ztráta základních živin z malých odvodněných povodí, podíl srážko-odtokových epizod na jejich ročním odnosu a zhodnocena velikost odchylky metody bez zahrnutí epizod na hodnotách celkového ročního a měsíčního odnosu. V případě N-NO₃ se roční odnos pohyboval od 0,4 do 61 kg/ha/rok (průměrně 19 kg/ha/rok). V případě P-PO₄ byl roční odnos od 0,64 do 132 g/ha/rok a v případě P-celk. 1,2 – 304 g/ha/rok.

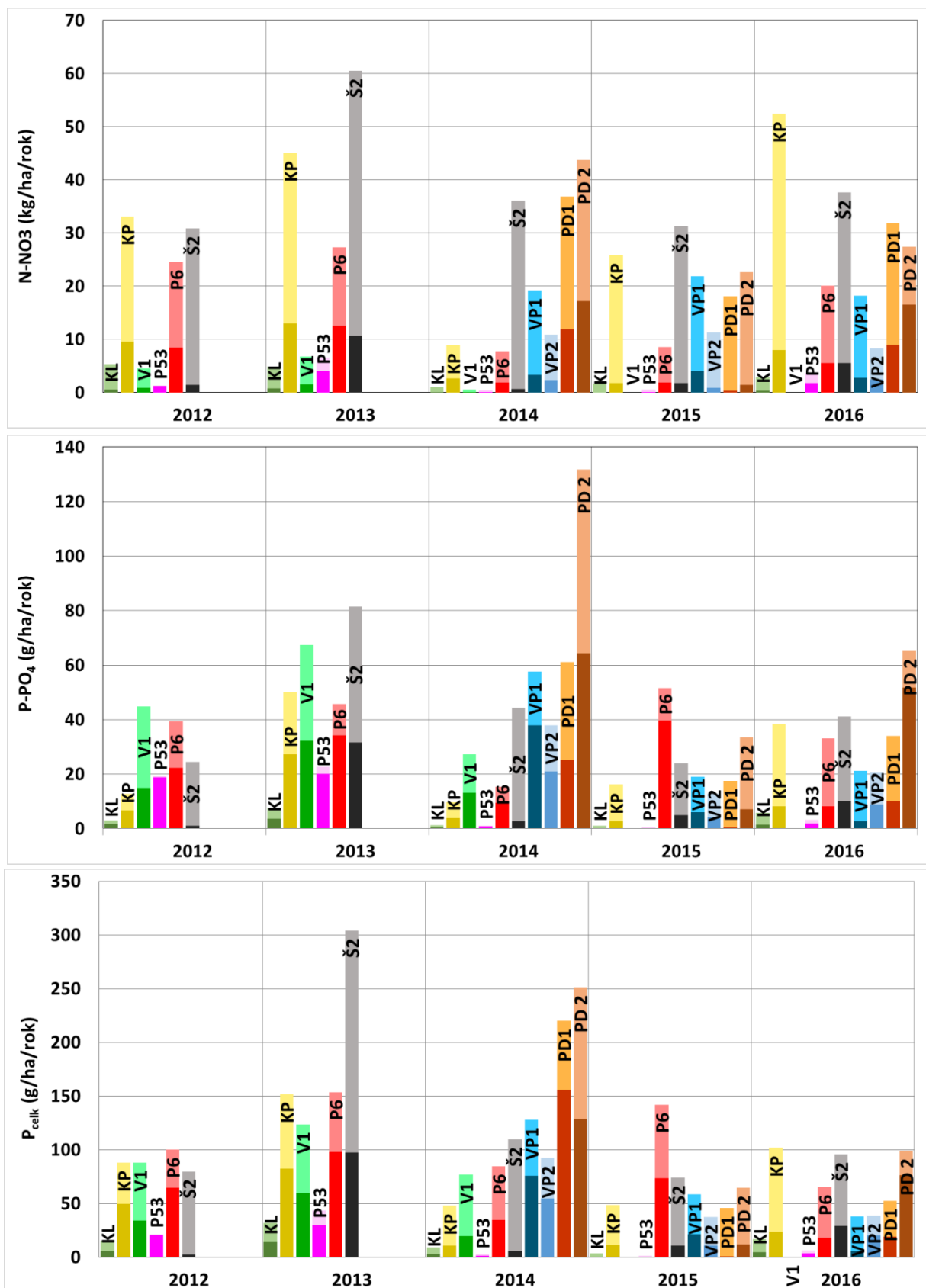
Srážko – odtokové epizody měly na sledovaných drenážních skupinách průměrně 25% podíl na celkovém ročním odtoku. Na odnosu dusičnanového dusíku měly podíl průměrně 25 % (od 2 do 86 %). V případě P-PO₄ byl podíl SOE na ročním odnosu průměrně 42 % (od 2 do 98 %) a v případě P-celk. měly SOE 42% podíl (1 – 94 %). V případě odvodněných lokalit na orné půdě s velikostí odtoku běžným pro danou lokalitu lze konstatovat, že v případě obou forem fosforu je podíl SOE na celkovém odnosu typicky okolo 50 %.

Z hlediska získání přesného ročního odnosu dusičnanového dusíku je důležitý především kontinuální záznam průtoků. Roční hodnoty odnosu P-PO₄ i P_{celk.} byly nicméně značně podhodnoceny i v případě kontinuálního měření průtoků bez odběru vzorků a pro získání věrohodného odhadu odnosu fosforu je nutno odebrat vzorky vod alespoň z několika SOE. Pro zhodnocení dynamiky odnosu sledovaných látek je monitoring doplnění o kvazi kontinuální odběr vzorků vody v průběhu SOE nezbytný.

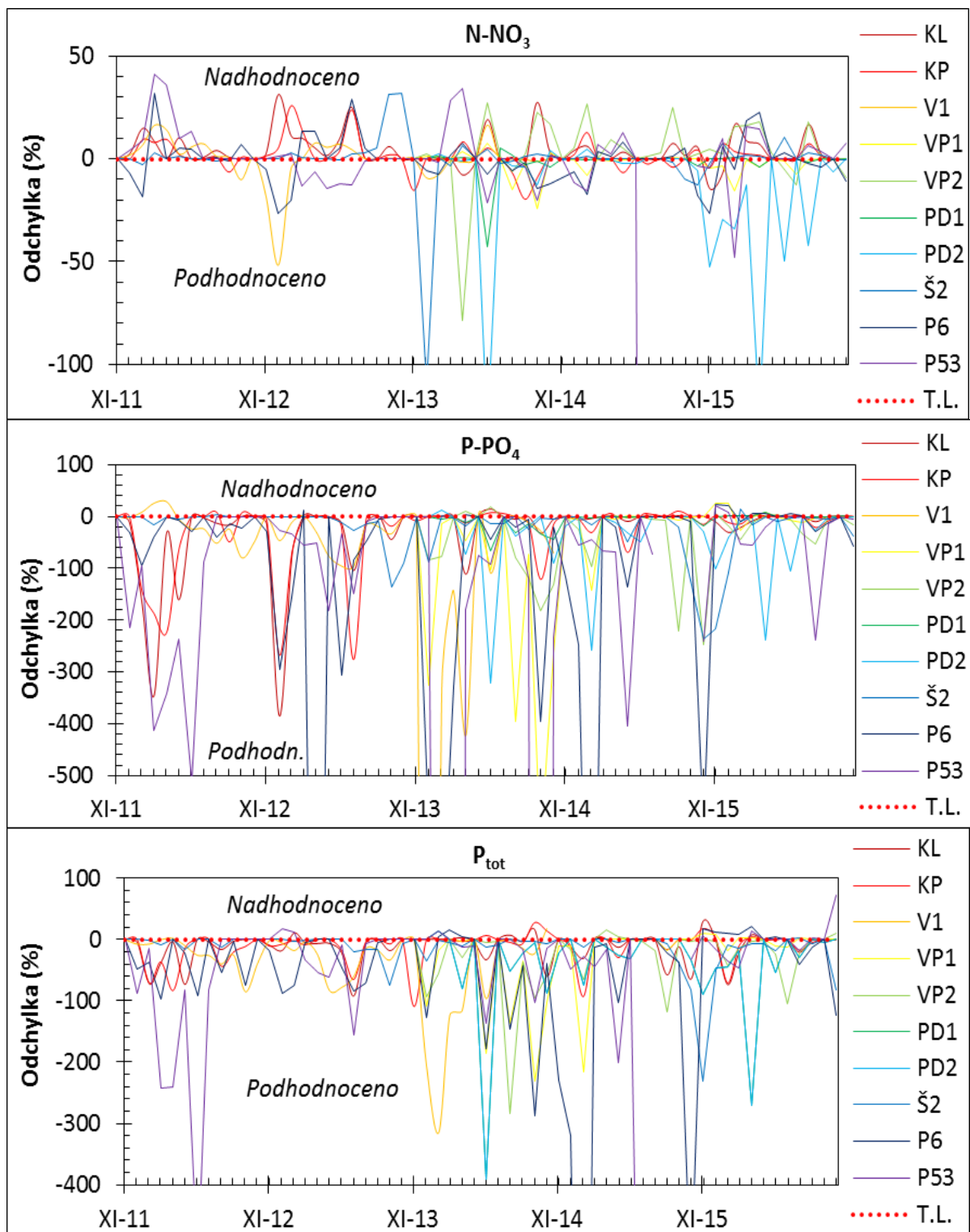
Získané výsledky mají praktický význam pro nastavení správného způsobu monitoringu, z hlediska realisticky provedené bilance látkových toků v povodí a přináší užitečné informace o příspěvku drenážních systémů k celkovému odnosu látek z povodí.

Tabulka 2: Základní statistické údaje o SOE a jejich podílu na ročním odtoku a odnosu sledovaných látek v experimentálních lokalitách; n - neměřeno

HR	Místo	Š2	PD1	PD2	KL	KP	V1	VP1	VP2	P53	P6
2012	Počet SOE	5	n	n	14	12	20	n	n	8	19
	Trvání (dny)	9,0	n	n	24,2	31,7	39,5	n	n	60,4	50,8
	Podíl na odtoku (%)	4,9	n	n	20,1	32,6	28,4	n	n	91,1	36,4
	Podíl na odnosu N-NO ₃ (%)	4,5	n	n	11,2	28,7	19,7	n	n	85,5	34,5
	Podíl na odnosu P-PO ₄ (%)	4,0	n	n	52,9	52,2	33,3	n	n	98,1	56,3
	Podíl na odnosu Pcelk. (%)	3,1	n	n	38,3	56,1	38,7	n	n	96,5	64,5
2013	Počet SOE	10	n	n	16	12	18	n	n	14	15
	Trvání (dny)	26,0	n	n	45,6	54,7	52,0	n	n	31,1	81,4
	Podíl na odtoku (%)	26,9	n	n	32,1	39,4	28,6	n	n	56,7	46,0
	Podíl na odnosu N-NO ₃ (%)	17,6	n	n	16,8	28,8	23,5	n	n	61,3	45,8
	Podíl na odnosu P-PO ₄ (%)	27,1	n	n	47,1	54,4	47,7	n	n	76,8	74,8
	Podíl na odnosu Pcelk. (%)	32,1	n	n	45,0	54,2	48,4	n	n	68,3	63,8
2014	Počet SOE	9	13	15	18	18	18	16	19	13	17
	Trvání (dny)	7,4	26,1	23,5	22,2	36,6	33,3	24,4	30,3	31,9	34,8
	Podíl na odtoku (%)	3,0	26,6	21,2	22,9	27,1	25,3	19,9	29,6	33,3	20,5
	Podíl na odnosu N-NO ₃ (%)	1,7	32,2	39,3	11,2	30,4	25,3	17,1	21,3	34,4	24,3
	Podíl na odnosu P-PO ₄ (%)	6,2	41,3	48,8	30,7	41,2	48,0	65,8	55,4	86,3	61,4
	Podíl na odnosu Pcelk. (%)	5,4	70,7	51,2	31,1	23,1	25,9	59,2	59,1	50,6	40,8
2015	Počet SOE	9	2	8	8	10	n	8	11	8	15
	Trvání (dny)	9,0	5,3	10,9	10,3	18,8	n	13,0	18,9	14,1	24,0
	Podíl na odtoku (%)	6,3	1,8	6,5	4,8	10,3	n	23,1	18,2	16,8	17,2
	Podíl na odnosu N-NO ₃ (%)	5,7	2,0	6,2	2,1	6,7	n	18,4	7,8	24,9	21,9
	Podíl na odnosu P-PO ₄ (%)	20,6	2,1	21,6	5,5	16,6	n	31,6	33,4	44,9	77,0
	Podíl na odnosu Pcelk. (%)	14,3	1,4	18,1	12,3	23,5	n	36,5	29,3	39,8	52,0
2016	Počet SOE	17	6	13	15	13	n	13	25	10	12
	Trvání (dny)	37,9	14,9	27,8	30,6	34,8	n	23,3	60,3	30,6	34,8
	Podíl na odtoku (%)	16,5	12,2	34,1	26,6	17,1	n	14,5	39,4	45,9	23,9
	Podíl na odnosu N-NO ₃ (%)	13,3	28,0	60,6	12,8	15,3	n	15,2	29,4	48,5	27,3
	Podíl na odnosu P-PO ₄ (%)	24,7	29,7	79,5	25,3	21,3	n	12,8	42,7	60,6	24,5
	Podíl na odnosu Pcelk. (%)	30,5	36,0	76,7	28,1	23,0	n	16,0	51,7	58,9	27,6



Obr. 1-3: Roční odnos N-NO₃, P-PO₄ a P_{celk.} na experimentálních lokalitách. Tmavý odstín sloupce zobrazuje odnos během SOE (daného HR) a světlý odstín zobrazuje hodnotu celkového odnosu daného HR.



Obr. 4-6: Odchylky ve výpočtu odnosu metodou bez zahrnutí SOE s metodou se zahrnutím SOE v měsíčním časovém kroku v období hydrologických let 2012-2016 na jednotlivých profilech. T. L. = celkový odnos vč. SOE (změřených i vypočtených).

Poděkování

Tento příspěvek vznikl v rámci projektu projektů AQUARIUS (č.7F14341), podpořeného Norskými finančními mechanismy 2009-2014 a projektů TAČR č. TA0302022 a TA02020337 a institucionální podpory MZe č. RO0216.

Literatura

- Bauwe, A.; Tiemeyer, B.; Kahle, P.; Lennartz, B. 2015. Classifying hydrological events to quantify their impact on nitrate leaching across three spatial scales. *Journal of Hydrology* 531 (2015) 589–601.
- Birgand, F. , Appelboom, T.W., Chescheir, G.M., Skaggs, R.W. 2011. Estimating nitrogen, phosphorus, and carbon fluxes in forested and mixed-use watersheds of the lower coastal plain of North Carolina: Uncertainties associated with infrequent sampling. *Transactions of the ASABE*. Volume 54, Issue 6, November 2011, Pages 2099-2110.
- Duffková, R., Zajíček, A; Fučík, P. 2014. Vyplavení dusíku a fosforu z malých zemědělských odvodňovaných povodí s aplikací různých hnojiv. *Vodní Hospodářství* 12, 2014.
- Granger et al. 2010. High Temporal Resolution Monitoring of Multiple Pollutant Responses in Drainage from an Intensively Managed Grassland Catchment Caused by a Summer Storm. *Water Air Soil Pollut* (2010) 205:377–393.
- Harmel, R.D. et al. 2009. Estimating storm discharge and water quality data uncertainty: A software tool for monitoring and modeling applications
- Fučík, P.; Kaplická, M.; Zajíček, A.; Kvítek, T. 2010a. Vyhodnocení monitoringu jakosti vod v malém zemědělsko–lesním povodí: diskrétní a kontinuální přístup. *Vodní Hospodářství*, 2010, č. 8., s. 213 – 217. 6319 ISSN 1211-0760.
- Fučík, P.; Bystřický, V.; Doležal, F.; Kvítek, T.; Lechner, P.; Váchal, J.; Žlábek, P. 2010b. Posuzování vlivu odvodňovacích systémů a ochranných opatření na jakost vody v zemědělsky obhospodařovaných povodích drobných vodních toků. *Certifikovaná Metodika*. VÚMOP, v.v.i., 2010, 90s., ISBN 978-80-87361-00-9.
- Fučík, P.; Kaplická, M.; Kvítek, T.; Peterková, J. 2012. Dynamics of stream water quality during snowmelt and rainfall-runoff events in a small agricultural catchment. *Clean-Soil, Air, Water*, 40: 154-163. doi: 10.1002/clen.201100248.
- Jiang Y. et al. 2014. Quantification of uncertainty in estimated nitrate-N loads in agricultural watersheds. *Journal of Hydrology* 519 (2014) 106–116.
- Lam, W. V. et al. 2016. Seasonal and event-based drivers of runoff and phosphorus export through agricultural tile drains under sandy loam soil in a cool temperate region. *Hydrol. Process.* 30, 2644–2656 (2016)
- Richards, R.P., Baker, D.B., Kramer, J.W., Ewing, D.E., Merryfield, B.J., Miller, N.L., 2001. Storm discharge, loads, and average concentrations in Northwest Ohio Rivers, 1975–1995. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 37, 423–438.
- Rozemeijer et al. 2016. High-frequency monitoring of water fluxes and nutrient loads to assess the effects of controlled drainage on water storage and nutrient transport. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 20, 347–358, 2016.
- Tiemeyer et al. 2010. Designing Monitoring Programs for Artificially Drained Catchments. *Vadose Zone Journal* 9(1):14-24.
- Ulén, B., and K. Persson. 1999. Field-scale phosphorus losses from a drained clay soil in Sweden. *Hydrol. Processes* 13:2801–2812.
- Verma et al. 2012. Development of error correction techniques for nitrate-N load estimation methods. *Journal of Hydrology* 432–433 (2012) 12–25.
- Vidon, Hubbard, et al. 2013. Storm Flow Generation in Artificially Drained Landscapes of the US Midwest: Matrix Flow, Macropore Flow, or Overland Flow. *WATER* 4, 90-111.
- Williams, King, et al. 2015. Uncertainty in nutrient loads from tile-drained landscapes: Effect of sampling frequency, calculation algorithm, and compositing strategy. *Journal of Hydrology* 530 (2015) 306–316.
- Zajíček, A. et al. 2016. Event water detection in tile drainage runoff using stable isotopes and a water temperature in small agricultural catchment in Bohemian-Moravian Highlands, Czech Republic. *Environ Earth Sci* (2016) 75:838. DOI 10.1007/s12665-016-5561-1.

Využití hydrologického modelu BILAN pro odhad změny schopnosti půdy zadržet vodu

Ladislav Kašpárek, Adam Vizina, Roman Kožín

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

Úvod

Výskyt extrémního sucha v roce 2015 je často zdůvodňován tím, že povrchová vrstva povodí má zmenšenou schopnost zadržet vodu. Pro ověření, zda k takovému jevu v plošně rozsáhlém měřítku došlo, jsme aplikovali model BILAN, který simuluje základní procesy hydrologické bilance, na různé úseky z období hydrologických let 1851-2015. Použili jsme pozorované měsíční průměrné průtoky z vodoměrné stanice Děčín na Labi, průměrné měsíční srážky a průměrné měsíční teploty na povodí Labe po Děčín.

Využití retenční schopnosti půdy v modelu BILAN

Model BILAN ve verzi s měsíčním krokem výpočtu má osm parametrů, jejichž velikosti se dvěma základními postupy optimalizace určují tak, aby průběh modelovaného průtoku byl co nejpodobnější průtoku pozorovanému, jako míru shody lze použít několik ukazatelů. Podrobné informace o modelu obsahuje článek Vizina a kol. (2015).

Schopnost půdy zadržet vodu je v modelu BILAN popsána parametrem Spa, který má rozměr mm vodního sloupce. Když je v půdním profilu zadrženo více, než Spa mm vody, nastává průsak (perkolace) vody z půdy do horninového prostředí. Část této vody odtéká relativně rychle (v modelu v témže měsíci) do vodních toků, část prosakuje do zásob podzemní vody a vytváří dotaci zásob podzemní vody. Parametr Spa je možné použít jako ukazatel průměrné retenční kapacity půd v povodí.

Změny velikosti parametru Spa v úsecích řady 1851-2015

Mimořádná délka využitých pozorování 165 let jej umožňuje rozdělit je na dlouhé úseky, takže při výpočtu parametrů modelu je výrazně potlačen možný vliv náhodných kolísání použitých veličin. Výsledné optimalizované parametry jsou stabilnější, než při použití kratších řad.

V tabulce 1 jsou uvedeny parametry Spa a charakteristiky hydrologické bilance vypočtené podle dat z období 1851-1900, 1901-1951 a 1951-2015. Pokles parametru Spa v období po roce 1951 o 28,8 mm je značný. Obrázek 1 ukazuje, že zmenšený parametr Spa je charakteristický i pro období 1971-2015 a 1981-2015.

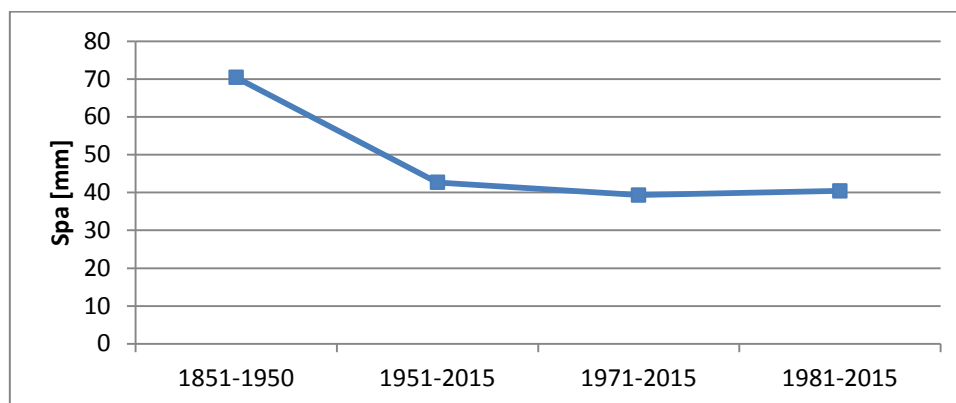
Tabulka 1 Parametry Spa a charakteristiky hydrologické bilance v časovém vývoji

Období	Parametr Spa [mm]	Srážka [mm.rok ⁻¹]	Odtok pozorovaný [mm.rok ⁻¹]	Odtok modelovaný [mm.rok ⁻¹]	Výpar [mm.rok ⁻¹]	Teplota vzduchu [°C]
1851-1900	70,4	671	185,2	183,6	485,8	7,31
1901-1950	72,4	688,7	192,6	193,3	496,1	7,46
1951-2015	43,6	670,2	190,8	192,3	479,4	7,56
1981-2015	40,6	677,5	192,7	195,0	484,7	7,94

Vliv poklesu retenční schopnosti půdy na zásoby vody v povodí a na odtok

Pokles parametru Spa spadá do období, v kterém došlo k zásadním změnám zejména ve způsobu využívání zemědělské půdy, které zřejmě způsobilo zmenšení její retenční kapacity. Model BILAN

umožňuje posoudit, jak se tato změna projevila v ročním průběhu pozemní části hydrologického cyklu. Zároveň je při tomto rozboru vhodné uvážit i změny teploty vzduchu, které zejména po roce 1981 nastaly a posoudit i změny ročního chodu srážek. Pro takový rozbor jsme použili data z období 1981-2015, ve kterém se průměrná roční srážka oproti období 1851-1950 zvýšila jen o zanedbatelných $677-671=6$ mm, průměrná teplota se zvýšila o $7,94-7,31=0,63$ °C a průměrná roční výška odtoku se zvětšila o $193-185=8$ mm (4%). Pro období 1981-2015 byly vypočteny dva modelové výpočty. V prvním byly použity parametry modelu odvozené z řad 1851-1950 beze změny, tj. s parametrem $S_{pa}=70,6$ mm, v druhém byl parametr S_{pa} zmenšen na hodnotu 40,6 mm. Průměrné roční hodnoty bilančních veličin a průměrných ročních zásob z obou výpočtů jsou uvedeny v tabulce 2.



Obr. 1: Změny parametru Spa v období 1851-2015

Tabulka 2 Průměrné roční hodnoty bilančních veličin a zásob v období 1981-2015 při použití odlišných parametrů Spa

Parametr Spa [mm]	Odtok modelovaný [mm.rok ⁻¹]	Zásoba v půdě [mm]	Výpar [mm.rok ⁻¹]	Průsak půdou [mm.rok ⁻¹]	Zásoba podzemní vody [mm]	Základní odtok [mm.rok ⁻¹]
70,6	176,6	50,0	501,5	159,3	47,1	111,6
40,6	193,9	27,3	483,7	179,8	53,3	126,0
rozdíl	17,3	-22,7	-17,8	20,5	6,1	14,4
rozdíl %	10	-45	-4	13	13	13

Pokles retenční kapacity půdy S_{pa} o 30 mm se projevila poklesem průměrné zásoby v půdě o 27,3 mm. Důsledkem je nevýznamný pokles územního výparu, znatelné zvětšení průsaku vody půdou do zásob podzemní vody a tedy i zvětšení odtoku z této zásoby – základního odtoku o 13%. To se projevuje i zvětšením celkového odtoku o 10%. Modelovaná výška odtoku při zmenšeném parametru S_{pa} jen o 1 mm převyšuje pozorovanou velikost.

Podrobnější informace o důsledku změny retenční kapacity půdy v ročním chodu ukazují obr. 2 až 5. Na obr. 2 je vidět, že pokles retenční kapacity půdy se více projevuje od listopadu do března, kdy je v průměru půda plně nasycena, než v období od dubna po září, kdy v průměru potenciální evapotranspirace převažuje nad srážkami a neumožňuje půdu plně nasycit. Od května do září se také zmenšuje vlivem nenaplnění zásoby vody v půdě výpar, viz obr. 3. Zvětšení průměrného průsaku půdou (obr. 4) se projevuje v relativně malé míře od července do října, podstatně v listopadu a v prosinci. Základní odtok je tedy silněji posilován už před začátkem zimy, jeho dotace v jarním období se znatelně nemění.

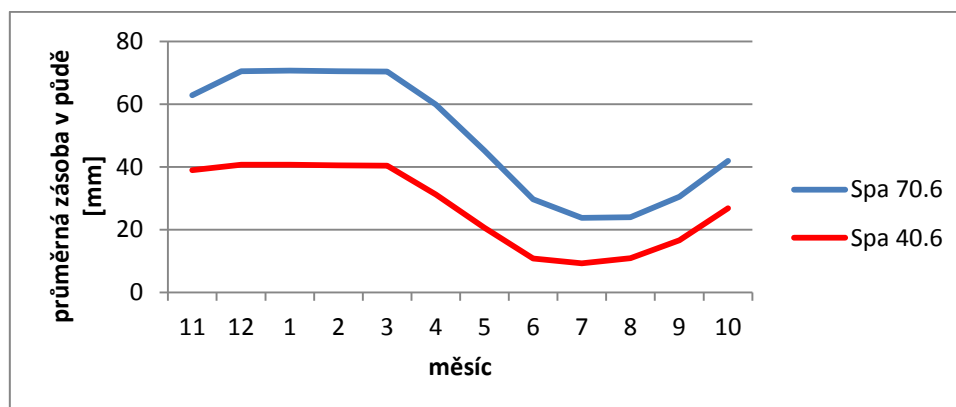
Obrázek 5 ukazuje, že odtok modelovaný s menší hodnotou Spa je pozorovanému průběhu bližší, než při velikosti Spa z období 1851-1950.

Závěry

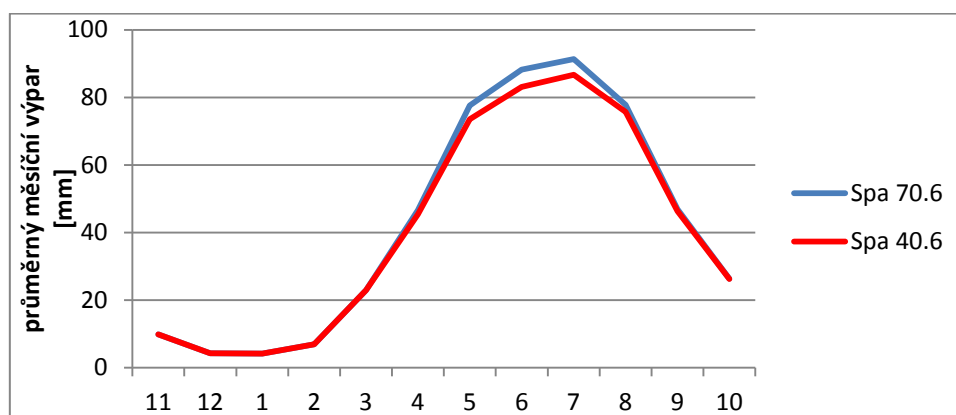
V hydrologickém modelu BILAN je jedním z rozhodujících činitelů parametr Spa, který má rozměr mm vodního sloupce. Když je v půdním profilu zadrženo více, než Spa mm vody, nastává průsak vody z půdy do horninového prostředí. Pomocí objektivní optimalizace bylo prokázáno, že pro povodí Labe po Děčín o ploše 51393 km² klesá hodnota Spa z cca 70 mm v období 1851-1950 na hodnoty blízké 40 mm pro období s počátkem po roce 1951. Pokles retenční schopnosti o 30 mm odpovídá pokles objemu vody zadržené v půdě 1,54 miliardy m³. I tento značný objem je jen 4,4 % průměrné roční srážky, 6,2 % průměrného ročního výparu resp. 15,5 % průměrného ročního odtoku z povodí. Pokles retenční kapacity půdy se projevuje nepříznivě tím, že se prodlužují období s malou zásobou vody v půdě, takže prohlubuje a prodlužuje zemědělské sucho.

Důsledky pro odtok jsou opačné, půdou se zmenšenou retenční kapacitou prosákne více vody do horninového prostředí a do zásob podzemní vody, takže se zvětšuje roční průměr základního i celkového odtoku o cca 10 % (cca 30 m³.s⁻¹). Popsané důsledky byly shledány rozбором a modelováním hydrologického procesu v období 1981-2015, kdy při téměř nezměněných průměrných ročních srážkách byla teplota vzduchu o 0,63 °C vyšší než v období 1851-1950.

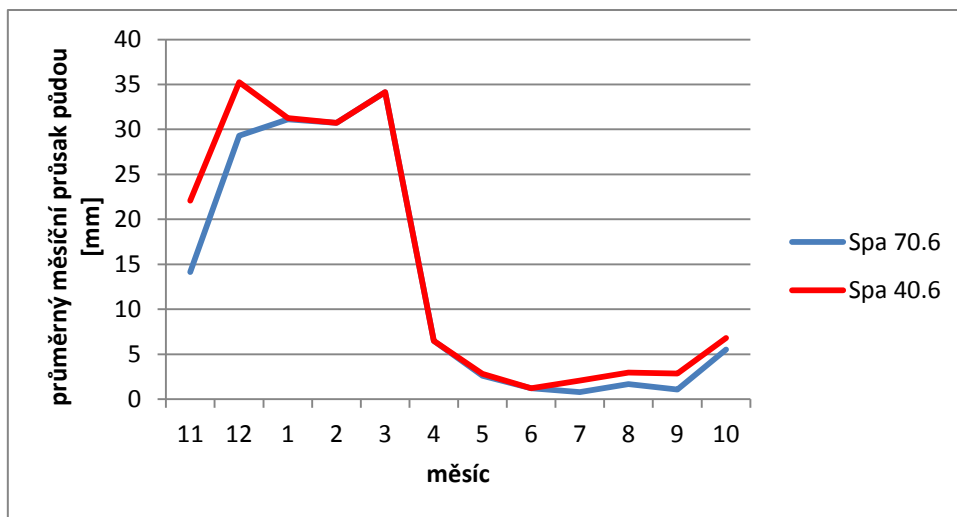
Pokud se v budoucnosti podaří zlepšit stav půd tak, aby byly schopné zadržet větší objem vody, bude tím mírně zmenšován odtok z povodí.



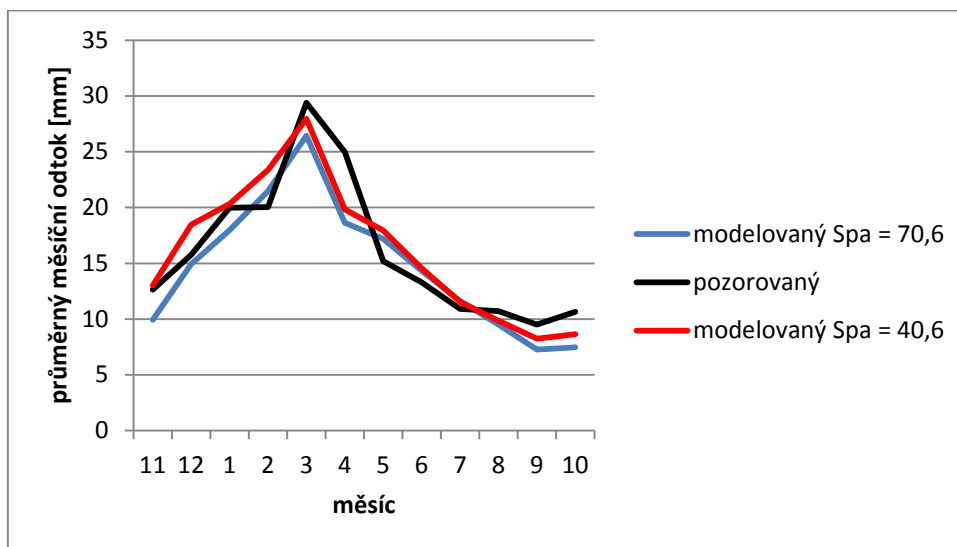
Obr. 2: Průběh průměrných měsíčních zásob vody v půdě



Obr. 3: Průběh měsíčních průměrů územního výparu



Obr. 4: Průběh průměrných měsíčních průsaků vody půdou (v modelu BILAN perkolace)



Obr. 5: Průběh průměrných měsíčních výšek odtoku

Literatura

Vizina, A., Horáček, S., Kašpárek, L. a Hanel, M. (2015) Nové možnosti modelu BILAN. *VTEI*, 57, č. 4–5, ISSN 0322-8916.

Variabilita krátkodobých srážek jako zdroj nejistot v hydrologickém modelování v malých povodích České republiky

Petr Kavka¹, Luděk Strouhal¹, Lenka Weyskrabová¹, Miloslav Müller², Martin Pavel³

¹ České vysoké učení technické v Praze, Fakulta stavební, Thákurova 7, 166 29 Praha 6

² Ústav fyziky atmosféry AV ČR, v. v. i., Boční II 1401, 141 31 Praha 4

³ Sweco Hydroprojekt a.s., Táborská 31, 140 00 Praha 4

Úvod

Příspěvek představuje dosavadní výsledky tříletého projektu po druhém roce řešení. Cílem projektu je zpracování návrhových krátkodobých dešťů pro potřeby hydrologického či erozního modelování v kontextu navrhování typických opatření na podporu retence a akumulace vod v povodí. Základem prezentovaných scénářů krátkodobých dešťů jsou staniční a radarová měření. Srážková data byla zpracována s ohledem na četnost výskytu, vnitřní rozdělení intenzit srážek včetně prostorové distribuce v rámci ČR. Odezvy v podobě charakteristik odtoku jsou analyzovány na vybraném vzorku simulačních hydrologických modelů s cílem zhodnotit variabilitu výstupů způsobenou výběrem srážkového scénáře i použitou metodou výpočtu.

Z hlediska zpracování dešťových srážek se jednalo v první řadě o vyhledání vhodných popisných charakteristik rozsáhlého souboru srážkových dat tak, aby bylo možné separovat a popsat subdenní srážky různé délky a intenzity. Na základě klasifikovaných dat pak bylo možné stanovit vnitřní variabilitu srážkových událostí. Aby byla postížena míra nejistoty volbou hydrologické metody, byly vybrány reprezentativní modely s odlišným přístupem řešení odezvy na srážku. Pro postížení dalších nejistot vycházejících z charakteristik povodí byla provedena kategorizace povodí IV. řádu podle parametrů ovlivňující velikost a rychlost reakce na srážky. Z takto rozčleněných povodí pak byla pro vlastní modelování vybrána povodí zastupující příslušnou třídu.

Nedílnou součástí projektu je poskytnutí výsledků formou webových mapových služeb a pomocí webprocessingových služeb pro serverové zpracování srážkových podkladů. Jako průvodce a rozcestník poskytovanými službami byla vytvořena webová stránka rain.fsv.cvut.cz.

Problematika návrhových srážek na území ČR

Základní klimatologie srážek na území ČR je zpracována v Atlase podnebí Česka (Tolász et al., 2007), a to především z hlediska prostorové variability průměrných ročních, sezónních a měsíčních úhrnů. Dostatečně prozkoumána je i koncentrace srážek do denních úhrnů, která je obecně největší v létě (Cortesi et al., 2012). V letní sezóně se zpravidla vyskytují i roční maxima denních úhrnů srážek, jejichž dlouhodobé průměry dosahují v rámci ČR hodnot mezi 30 a 75 mm Tolász et al. (2007). Tomu odpovídá i prostorové rozdělení návrhových denních úhrnů srážek, kdy např. stoletý jednodenní úhrn na velké většině území nedosahuje 100 mm, v exponovaných horských oblastech je však odhadován i přes 200 mm (např. Brázdil et al., 2005). Odhadované bodové hodnoty pravděpodobně maximální srážky jsou přitom přibližně dvojnásobné (Řezáčová et al., 2005).

Subdenní variabilita srážek v ČR je naopak prozkoumána mnohem méně. Klasickou prací v tomto směru vytvořil Trupl (1958), který excerpoval data 98 ombrografů. Ze současných prací lze zmínit práci Sokola a Bližňáka (2009), kteří studovali prostorové rozložení vysokých krátkodobých intenzit srážek v ČR včetně jejich závislosti na nadmořské výšce s využitím kombinované informace ze staniční a radarové sítě. Podstatně větší pozornost byla krátkodobým intenzitám srážek věnována např. v Německu, kde byly návrhové veličiny zpracovány v rámci projektů KOSTRA (DWD, 2005). Data z jednotlivých stanic byla interpolována do pravidelného gridu, což umožňuje uživatelům v libovolném místě Německa zjistit místně platné návrhové hodnoty srážkových intenzit již od 5 minut.

V odborné literatuře se lze též setkat se snahami vyjádřit krátkodobé intenzity srážek z denních úhrnů (např. Kang a Ramirez, 2010; Hrádek, 1994, Kavka, 2016). Pro území ČR však tento přístup není příliš vhodný, neboť u dlouhodobějších intenzit se na rozdíl od krátkodobých intenzit významně uplatňuje vliv orografického navyšování srážek.

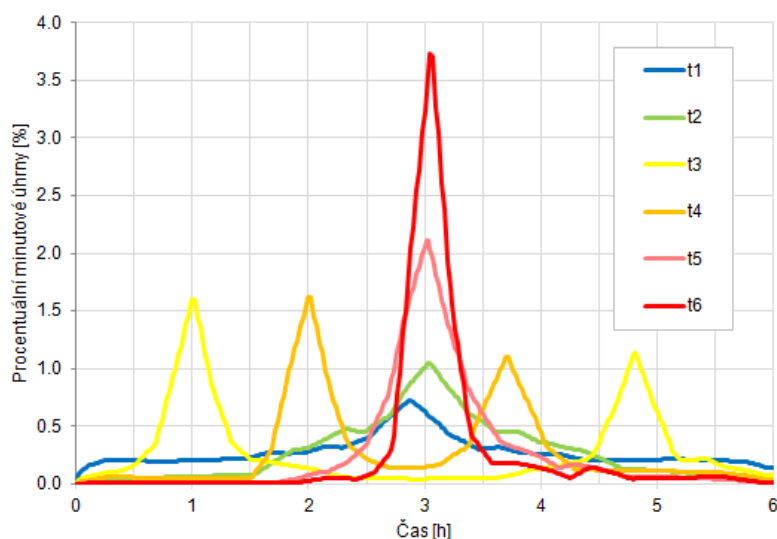
Zobecnění průběhu intenzit krátkodobých srážek v ČR

Analýza vývoje intenzity srážek během významných epizod je založena na porovnání intenzit v několika studovaných časových krocích. Jako nejvhodnější z hlediska měřítka malých povodí, na která je projekt zaměřen, se ukázaly 6-hodinové úhrny srážek. Déle trávající srážkové události nejsou pro odtok z malých povodí určující a naopak kratší časové úseky by neumožnily rozlišit srážky převážně konvektivního původu od srážek trvalého charakteru. Jako vstupní data sloužily hodnoty 10-minutových srážkových intenzit z měsíců květen až září za roky 2002 až 2011 ve formě adjustovaných radarových dat. Každá identifikovaná událost byla podrobně popsána sérií parametrů vyjadřující vnitřní variabilitu srážky, což umožňuje shlukování událostí do skupin s obdobným průběhem srážek. Podrobně je postup popsán v práci M. Müllera (2017).

Na základě trojice indexů, vyjadřujících koncentraci srážek v různých dlouhých časových oknech, bylo sestaveno šest shluků (t) srážkových epizod, které se navzájem podstatně liší z hlediska průběhu intenzit srážek. Shluky t1 a t2 se vyznačují relativně rovnoměrným průběhem intenzit během šesti, resp. tří hodin. Shluky t3 a t4 obsahují dva vrcholy s vyšší intenzitou. Shluky t5 a t6 představují silně koncentrované srážky, ve kterých rozhodující část šestihodinového úhrnu spadne v rámci jedné hodiny, resp. půlhodiny. Jako nástroj shlukování byla zvolena shluková analýza metodou k-means, která umožňuje seskupit prvky do předem zvoleného počtu shluků.

Příslušné zobecněné hyetogramy byly konstruovány tak, aby představovaly průměrný průběh intenzit srážek při epizodách spadajících do daného shluku a zachovaly tvar hyetogramu, který je pro daný shluk charakteristický.

Výsledný tvar zobecněných hyetogramů pro jednotlivé shluky je znázorněn na obr. 1. Je z něj zřejmé, že v případě srážek koncentrovaných do půl nebo jedné hodiny (t6 a t5) nastávají případné vedlejší srážky spíše po než před hlavní srážkou. V případě delšího či kratšího přerušení srážek (t3 a t4) bývá častěji silnější první dílčí epizoda.



Obr. 1: Zobecněné hyetogramy pro šest typů 6-hodinových srážkových epizod v ČR, vyjádřené průběhem minutových intenzit relativních srážek.

Hydrologické a erozní modely

Návrhové srážky jsou jedním ze zásadních vstupů do hydrologických a erozních modelů, které jsou využívány ke stanovení odtokové odezvy na srážku s danou dobou opakování. Hydrologickou odezvu nebo případné erozní ohrožení ovlivňují i další veličiny (sklon, drsnost povrchu, infiltrace, atd.). Míru nejistoty pak do řešení přináší vlastní volba modelu a procesů, které jsou při řešení zohledněny. V rámci řešení byly převážně epizodní modely rozčleněny podle přístupu k problematice formování odtoku. Z přehledu pak byly vybrány modely zastupující odlišné přístupy. Přehled hodnocených modelů a charakteru jejich výpočetních metod a přístupů je uveden v následující tabulce. Zvolené modely zastupující skupinu podobných výpočetních přístupů jsou vyznačeny tučně. Podrobnější popis výběru modelů je uveden ve zprávě projektu za rok 2016 (Kavka et al., 2017).

Tabulka 1: Přehled posuzovaných modelů a charakteristika výpočetních metod. Zvýrazněn výsledný výběr modelů pro analýzu dopadů srážkových scénářů.

Model	Prostorové dělení a měřítko	Časové měřítko	Parametry srážky	Metoda ef.srážky	Routing v ploše
AGNPS	distrib, velká území	Epizodní/ kontinuální	4 typické průběhy H24 dle SCS	B	D
Erosion 2D	regionální	Epizodní	hyetogram	A2	B3
Erosion 3D	regionální	Epizodní	hyetogram	A2	B1
WEPP	regionální / lokální	Epizodní/ kontinuální	hyetogram	A2	B3
DesQ/MaxQ	1 nebo 2 desky, povodí do 10 km ²	Epizodní	blokový déšť	B	B2
Smoderp 1D	1D svah	Epizodní	hyetogram	A1	B3
Smoderp 2D	2D mikropovodí, distrib	Epizodní	hyetogram	A1	B1
SWAT	povodí, HRU - semidistrib	Kontinuální	řada úhrnů	A2 / B	D
KINEROS	semidistrib	Epizodní	hyetogram	C	B2
TOPKAPI	plně distrib	Kontinuální/ Epizodní	řada	D	B1
TOPmodel	povodí, semidistrib	Kontinuální/ Epizodní	řada	D	C
MikeSHE	půdní profil až povodí, plně distrib	Epizodní/ kontinuální	hyetogram / řada / mapy	A2 / A3	A
HEC	celistvý, semidistrib	Epizodní (kontinuální)	hyetogram	A2 / B / C	B1/D
Sacramento	celistvý, velká povodí	Kontinuální/ real-time	řada úhrnů	E	E
KINFIL	povodí, semidistrib, kaskáda desek	Epizodní	hyetogram	A2	B2
HYDROG	povodí, soustavy	Kontinuální/ real-time		C	D
MMF - SAGA	distrib.	libovolné, spíše kontinuální	úhrn, intenzita, trvání, časový krok	C	
HYDROCAD	malé povodí	Epizodní	hyetogram	B	D

Tabulka 2: Legenda k Tab. 1 - klíčové parametry pro klasifikaci modelů

Metoda ef.srážky		Routing v ploše	
A1	fyzikální, inf. dle Phillipse	A	fyzikální, dif. vlna
A2	fyzikální, inf. dle G&A	B1	fyzikální, kinem. vlna na reálném 2D povrchu
A3	fyzikální, inf. dle Richardse	B2	fyzikální, kinem. vlna na koncept. povrchu

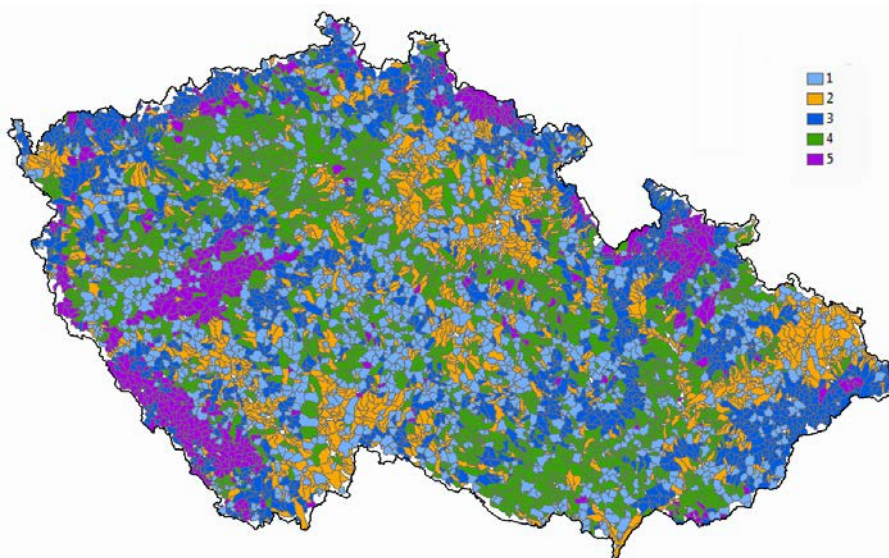
Metoda ef.srážky		Routing v ploše	
B	konceptuální (SCS-CN...)	B3	fyzikální, kinem. vlna na 1D profilu
C	jednoduchá konceptuální (exponenc. pokles...)	C	typ Topmodel (travel time function)
D	typ Topmodel	D	hydrogram
E	konc., systém nádrží	E	konc., systém nádrží

Analýza dopadu srážkových scénářů ve vybraných modelech je v různé fázi rozpracovanosti. Model MIKE-SHE byl zatím testován především z hlediska citlivosti na klíčové parametry pro řešení infiltrace. V konceptuálním modelu TOPMODEL (pro řešení byla zvolena open source varianta implementovaná v prostředí GRASS GIS) se projevily numerické nestability a ve spolupráci s autory byly objeveny a odstraněny chyby ve zdrojovém kódu. Ve zbývajících dvou modelech - v nekomerčním HEC-HMS a autorském modelu SMODERP byla simulována ucelená sada scénářů se srážkami různé doby opakování (2 až 100 let) na vybraných typových povodích.

Výběr typových povodí

Kromě variability návrhové srážky je také hodnocena variabilita malých povodí v ČR z hlediska jejich morfologických, pedologických a dalších charakteristik, které mají vliv na parametry povrchového odtoku. Za základní prostorovou jednotkou jsou brány povodí IV. řádu. Celkem bylo hodnoceno 8842 povodí IV. řádu. Z těchto povodí byla vyřazena povodí pod 0,5 km². Pro zbývajících 7739 povodí byly dále určeny vzájemné korelace jejich charakteristik. Eliminací závislých parametrů byl počet charakteristik zredukován na výsledných pět. Pro klasifikaci povodí do tříd byly určeny následující parametry:

- koeficient tvaru povodí α (-),
- hustota říční sítě HRS (km/km²),
- průměrné číslo odtokové křivky pro střední stav předchozího nasycení CN_{II} (-),
- specifická maximální délka odtokové dráhy L_{max.sp} (m/km²),
- průměrná střední dráha plošného povrchového odtoku OFLen.m (m).



Obr. 2: Rozdělení povodí do tříd 1 – 5 podle podobnosti charakteristik

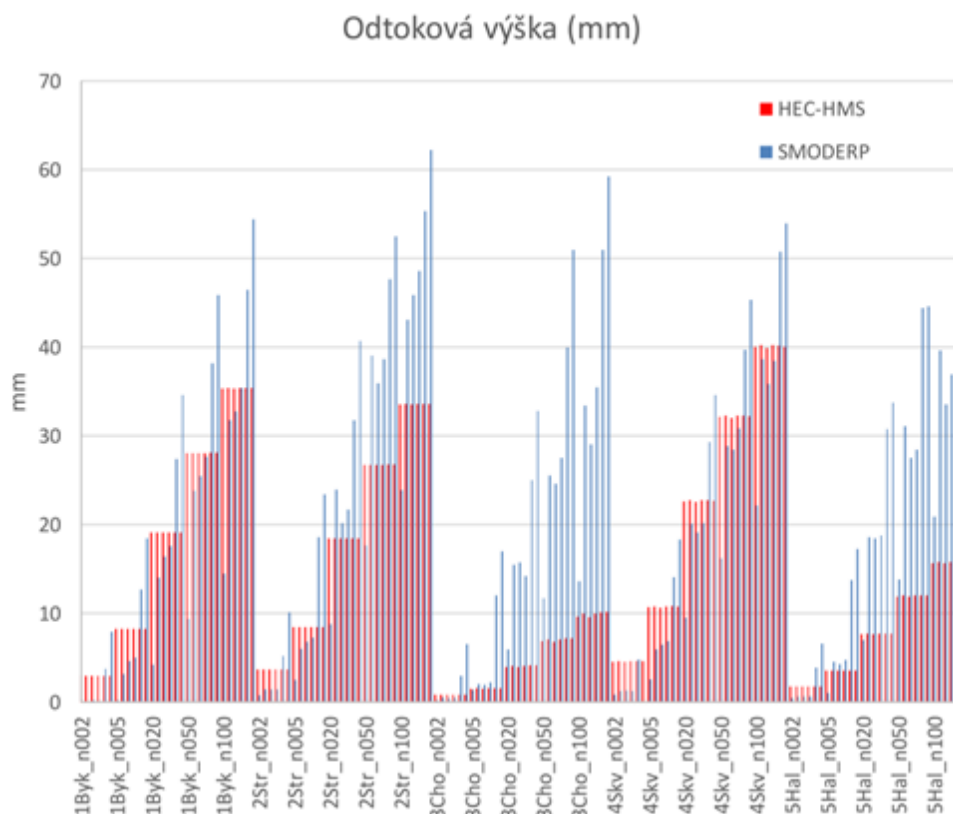
Ke klasifikaci byl využit nástroj Grouping Analysis s využitím metody K-means (ArcGIS). Postupně bylo testováno seskupování do 3 až 7 tříd. V případě vyššího počtu tříd již nedocházelo k vytvoření

výrazněji definovaných skupin. Z finálních sedmi tříd dvě nebyly dále hodnoceny kvůli jejich relativně malému zastoupení (méně než 10 % povodí, z hlediska souhrnné plochy méně než 10%) nebo odlehklých hodnot parametrů. Nejčastěji se jednalo o tvarově specifická vnitřní mezipovodí. Výsledkem tak je 5 tříd povodí v rámci ČR, které pokrývají přes 90 % území (obr. 2). V každé třídě bylo vybráno jedno reprezentativní povodí (Býkovický potok, Struhařovský p., Chouzavá, Škvorecký p. a Halounský p.) pro testování srážkových scénářů ve zvolených hydrologických modelech.

Ukázka výstupů modelu SMODERP a HEC-HMS

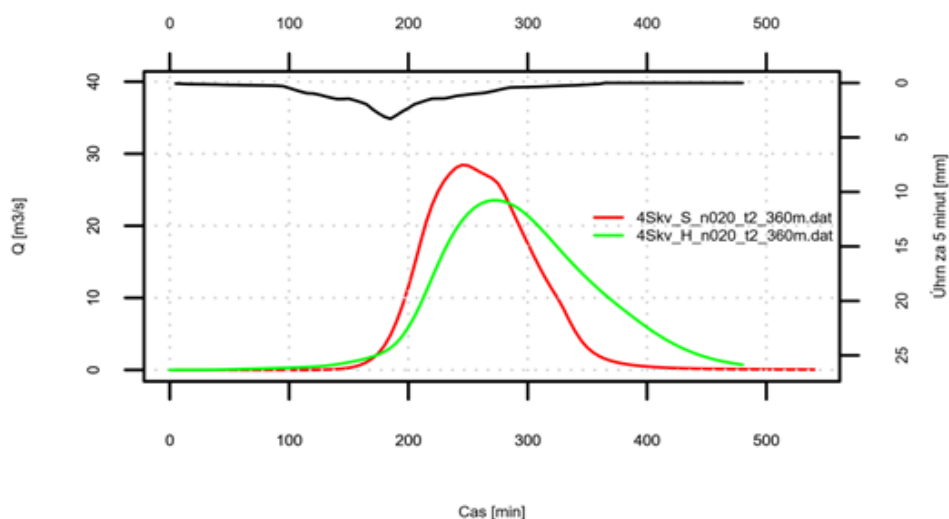
Jako ukázka porovnání jsou uvedeny výsledky výpočtů srážkových scénářů ve dvou výše uvedených hydrologických modelech (HEC-HMS a SMODERP). Pro všechny ostatní parametry (mimo srážkové charakteristiky) byly v modelech použity běžné, manuálové hodnoty. Z výstupů pro každou simulaci byly extrahovány tři hlavní parametry – velikost a doba kulminace a objem odtoku. Pro jednotlivá povodí byly tyto hodnoty přepočteny na srovnatelné charakteristiky – maximální specifický odtok ($l/s.km^2$) a odtokovou výšku (mm), z doby kulminace byl vyčíslen posun kulminace oproti vrcholu intenzity příčné srážky (min).

Ukázku porovnání mezi těmito dvěma modely ilustruje obr. 3, oba modely produkují řádově srovnatelné odtokové výšky u povodí 1 (Býkovický p.) a 4 (Škvorecký p.). U povodí 2 a zejména lesních povodí 3 a 5 jsou rozdíly markantnější. Rozdíly mohou být dány na jedné straně odlišně zohledněnou intercepcí či podhodnocenou infiltrační kapacitou v modelu SMODERP, na druhé straně pro lesní pozemky podhodnocenými hodnotami CN v modelu HEC-HMS. Cílem provedených simulací není kalibrace modelů a sladění jejich výstupů na stejné hodnoty, ale poukázat na míru rozdílnosti výstupů při použití v obou případech běžných manuálových hodnot a to v kontextu různých charakteristik návrhové srážky.

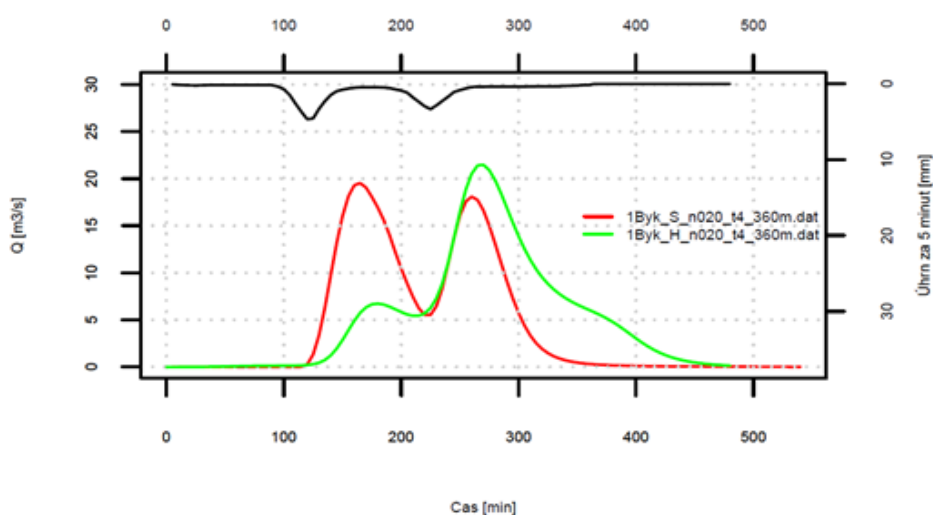


Obr. 3: Srovnání odtokových výšek z modelů HEC-HMS a SMODERP pro 5 reprezentativních povodí, 5 dob opakování a 6 průběhů intenzit srážky

Na dalších dvou grafech je znázorněn celkový průběh odtoku v závěrovém profilu povodí spočtený v obou modelech pro dva scénáře návrhové srážky stejného úhrnu a délky trvání. V prvním případě (obr. 4) se jedná o odezvu na druhou nejméně koncentrovanou srážku s jedním vrcholem (t_2), druhý hydrogram (obr. 5) je reakcí na srážku s dvěma vrcholy (t_4). Vybrané scénáře ukazují, že modely dosahují v některých případech kulminace v jiné části srážky. To je dáno odlišnými metodami výpočtu. Zatímco SCS-CN uvažuje kumulativní srážkovou ztrátu na jejím začátku až do výše parametru Ia a poté ztráta exponenciálně klesá (což způsobí vyšší redukci prvního srážkového vrcholu), metoda infiltrace (Phillips) v modelu SMODERP je schopna již na začátku srážkové události reagovat na překročení infiltrační kapacity a vygenerovat maximum povrchového odtoku.



Obr. 4 Srovnání odtoků z modelů HEC-HMS (zeleně) a SMODERP (červeně) na povodí Škvoreckého potoka pro srážku s dobou opakování 20 let a tvarem zobecněného hyetogramu t_2



Obr. 5 Srovnání odtoků z modelů HEC-HMS (zeleně) a SMODERP (červeně) na povodí Býkovického potoka pro srážku s dobou opakování 20 let a tvarem zobecněného hyetogramu t_4 .

Závěry

Tento příspěvek poukazuje na variabilitu srážek a související dopady na výstupy z hydrologických modelů. Navazující aktivity budou směřovat k regionalizaci odvozených zobecněných hyetogramů na

území ČR, do které se promítnou i další klimatické vlivy. V rámci hydrologického modelování pak půjde především o porovnání citlivosti modelů na srážkové a další parametry. Cílem projektu je poskytnout odborné veřejnosti a projekční praxi co nejsnazším způsobem návrhové tvary srážek a doplnit tak znalostní deficit pro navrhování drobných staveb v krajině. Na odborné úrovni je cílem také poukázat na nejistoty zvolené metody pro návrh konkrétního díla.

Pro zpřístupnění dat byl založen webový portál rain.fsv.cvut.cz, na kterém budou postupně publikovány služby poskytující návrhové srážky. V současné době se jedná o pilotní verze služeb, jejich finální podoba by měla být dostupná v závěru roku 2017.

Poděkování

Příspěvek vznikl s podporou Národní agentury pro zemědělský výzkum Ministerstva zemědělství (projekt č. QJ1520265).

Literatura

- Brázdil, R., Dobrovolný, P., Elleder, L., Kakos, V., Kotyza, O., Květoň, V., Macková, J., Müller, M., Štekl, J., Tolasz, R., Valášek, H., 2005: Historické a současné povodně v České republice. Masarykova univerzita a ČHMÚ, Brno a Praha, 370 s.
- Cortesi, N., Gonzalez-Hidalgo, J. C., Brunetti, M., Martin-Vide, J., 2012: Daily precipitation concentration across Europe 1971–2010. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 2799–2810.
- DWD, 2005: KOSTRA-DWD-2000. Starkniederschlagshöhen für Deutschland (1951 – 2000). Grundlagenbericht. Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 32 s.
- Hrádek, Kovář, Výpočet náhradních intenzit přívalových dešťů metoda redukce 1-denních maximálních srážkových úhrnů, *Vodní hospodářství*, ročník 1994, číslo 11/12.
- Kang, B., Ramirez, J. A., 2010. A coupled stochastic space-time intermittent random cascade model for rainfall downscaling. *Water Resour. Res.*, 46, 1-17.
- Kavka, P., Strouhal L., Landa M., David V., (2016): Nástroj pro odvození návrhových srážkových úhrnů na území ČR. *Vodní hospodářství*. roč. 66, č. 8, s. 9–15. ISSN 1211-0760.
- Kavka, P., et al. (2017): Vliv variability krátkodobých srážek a následného odtoku v malých povodích České republiky na hospodaření s vodou v krajině. *Komplexní udržitelné systémy v zemědělství 20122018 "KUS"*.
- Máca, P., Horáček, S. PONS – Predikce odtoku neuronovými sítěmi. Autorizovaný software KVHEM FŽP ČZU Praha 2008.
- Müller, M., Kašpar, M., Bližňák, V.: Analysis of short-term rainfall time structure by concentration indexes. *Atmos. Res.*, submitted.
- Řezáčová, D., Pešice, P., Sokol, Z., 2005: An estimation of the probable maximum precipitation for river basins in the Czech Republic. *Atmospheric Research*, 77, 407-421.
- Sokol, Z., Bližňák, V., 2009. Areal distribution and precipitation-altitude relationship of heavy short-term precipitation in the Czech Republic in the warm part of the year. *Atmos. Res.*, 94, 652-662.
- Tolasz, R., Míková, T., Valeriánová, A., Voženílek, V. (eds.), 2007: Atlas podnebí Česka. ČHMÚ a Univerzita Palackého, Praha a Olomouc, 256 s.
- Trupl J., 1958: Intenzity krátkodobých dešťů v povodích Labe, Odry a Moravy. *Práce a studie Výzkumného ústavu vodohospodářského*, sešit 97, 76 s.

Semi-spojité model proudění v prstech v jednorozměrném porézním prostředí

Jakub Kmec¹, Tomáš Füst¹, Rostislav Vodák¹, Miloslav Šír²

¹ Katedra matematické analýzy a aplikací matematiky, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Palackého v Olomouci, 17. listopadu 1192/12, 779 00 Olomouc

² Střední škola rybářská a vodohospodářská Jakuba Krčína, Táborská 941, 379 01 Třeboň

Abstrakt

V příspěvku je prezentován semi-spojité model proudění tekutin v nesaturovaném porézním prostředí v jednodimenzionálním prostoru. Model je založen pouze na dobře zavedené fyzice, měřitelných parametrech a materiálových charakteristikách. Porézní prostředí je charakterizováno porozitou, vnitřní permeabilitou, hlavní zvlhčovací a odvodňovací větví retenční křivky a závislostí saturace na relativní permeabilitě. Tekutina je charakterizována hustotou a dynamickou viskozitou. Model je celulární automat založený na konceptu invazní perkolace (Macro Modified Invasion Percolation). Porézní prostředí je rozděleno do bloků, jež nejsou infinitezimální.

Úvod

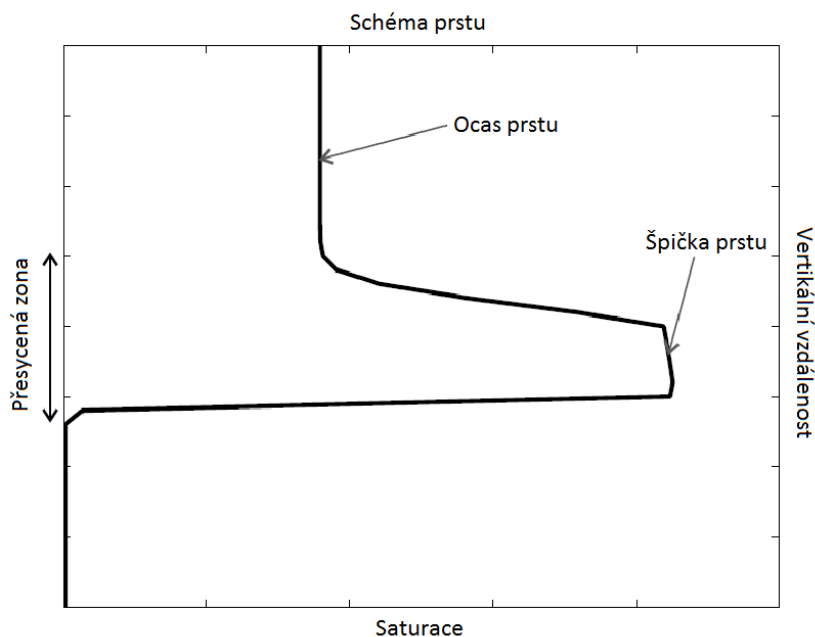
Pochopení pohybu tekutin v nenasyčeném prostředí nemůže být stále považováno za kompletní. Tradičně je proudění v porézním prostředí popisováno pomocí mechaniky kontinua [2]. Tento přístup je populární, neboť matematické metody mechaniky kontinua (diferenciální počet a parciální diferenciální rovnice) jsou velmi dobře prozkoumány a úspěšně používány ve vědě a technice. Modely založené na mechanice kontinua vedou k parciálním diferenciálním rovnicím, jež jsou matematickou formulací zákona zachování hmotnosti, hybnosti a energie. Nejznámější model popisující proudění v porézním prostředí je Richardsova rovnice [14].

Stále však zůstává mnoho důležitých vlastností proudění v nenasyčeném homogenním porézním prostředí, které se obtížně modelují pomocí mechaniky kontinua [16]. Všechny tyto režimy proudění nastávají v porézním prostředí s těmito vlastnostmi: Porézní prostředí je homogenní, tj. neobsahuje žádné trhliny, popřípadě preferenční cesty. Porézní prostředí je nenasyčené, tj. některé póry jsou vyplněny tekutinou a některé vzduchem. Gravitační a kapilární síly hrají důležitou roli, a proto žádná z nich nemůže být zanedbána.

Mezi nejvíce fascinující vlastnost proudění v nenasyčeném prostředí patří proudění v prstech (finger flow). Proudění v prstech může být dosaženo například následovně: Začneme se suchým a homogenním prostředím. Tekutina je dodávána do jednoho bodu na horní hranici daného vzorku při malém konstantním přítoku. Za jistých podmínek (viz níže) se vytvoří prst, který postupuje dolů s téměř konstantní rychlostí (obr. 1).

Postupující prst zanechává v materiálu zvlhčenou (podsycenou) stopu. Klíčová vlastnost proudění v prstech je nemonotónnost saturace: V jistém bodě, kterým prst postupuje, je saturace nemonotónní funkce v čase. Nejdříve se saturace prudce zvýší, neboť do daného bodu dorazí přesycená špička prstu. Následně se saturace postupně snižuje s tím, jak podsycený ocas prstu prochází daným bodem. Tento efekt je nazýván saturační přesycení (saturation overshoot).

Představujeme semi-spojité model v jednorozměrné dimenzi, který reprodukuje všechny vlastnosti uvedené v [5].



Obr. 1: Schematická reprezentace saturačního přesycení v jedné dimenzi

Semi-spojité model

Nechť máme dlouhou rovnou vertikální trubici výšky L [m] plněnou homogenním porézním médiem. Rozdělme trubici do malých bloků výšky dx a s příčným řezem o obsahu A [m²]. Předpokládejme, že tyto bloky nejsou infinitesimální. Pro daný čas jsou klíčové fyzikální vlastnosti (viz dole) konstantní uvnitř jednotlivých bloků. Tento semi-spojité přístup vychází z [8].

Trubice se nyní skládá z bloků $[n dx, (n + 1)dx]$ pro $n = 0, 1, \dots, N$. Klíčové vlastnosti, jež chceme sledovat, jsou:

- Saturace S_i [-] v každém bloku.
- Kapilární tlak P_i [Pa] v každém bloku. Pro jednoduchost předpokládejme, že tlak vzduchu je bezvýznamný.
- Průtoky $q_{i,j}$ [m/s] mezi bloky i a j . Reálné průtoky v jednotkách [m³/s] mohou být nahrazeny jako $Aq_{i,j}$. Pouze průtoky mezi sousedícími bloky jsou nenulové.

Gravitace působí směrem dolů podél nejdelší osy trubice (osa x). Nechť máme na horní hranici ($x = 0$) konstantní přítok (v čase) q_0 [m/s] a nechť je spodní hranice ($x = L$) uzavřená, tj. $q_L = 0$. Na počátku je dána saturace S_i [-] v každém bloku.

1. Aktualizace saturace. Použijeme zákon zachování hmotnosti ve tvaru:

$$\theta \partial_t S(t, x) + \partial_x q(t, x) = 0,$$

který lze reprezentovat pomocí diskrétního schématu:

$$\frac{\theta}{dt} [S_i(t) - S_i(t - dt)] = \frac{1}{dx} [q_{i-1,i}(t - dt) - q_{i,i+1}(t - dt)], \quad (1)$$

kde θ [-] značí porozitu materiálu. Pomocí rovnice (1) lze aktualizovat saturaci v každém bloku dopředným schématem, jsou-li dány průtoky $q_{i,j}$ [m/s] mezi sousedními bloky i a j v čase $t - dt$.

2. Aktualizace tlaku. Jelikož jsou průtoky mezi bloky řízeny tlakovými gradienty, musíme aktualizovat tlak v každém bloku. Hystereze retenční křivky nesmí být zanedbána, je totiž známo [17], že v případě tvorby prstu je přesycená špička ve zvlhčovacím modu, zatímco podsycený ocas prstu je v odvodňovacím modu.

Předpokládejme, že má materiál dobře definovanou zvlhčovací větev retenční křivky:

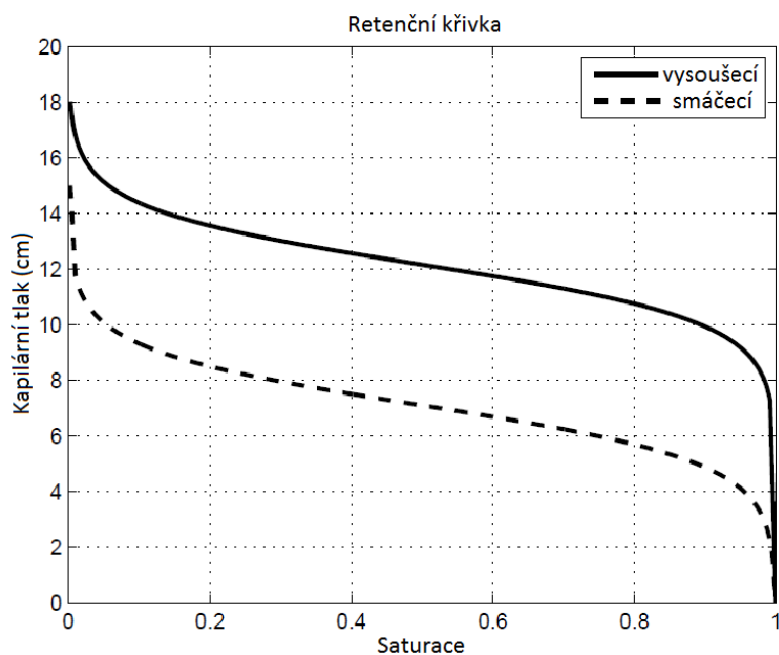
$$P_i(t) = F_w(S_i(t)). \quad (2)$$

Pokud se blok zvlhčuje, kapilární tlak v bloku závisí na saturaci podle zvlhčovací větve retenční křivky (2).

Analogicky označme odvodňovací větev retenční křivky:

$$P_i(t) = F_D(S_i(t)). \quad (3)$$

Pokud se blok vysušuje, kapilární tlak v bloku závisí na saturaci podle odvodňovací větve retenční křivky (3). Obě větve retenční křivky 20/30 písku [5] jsou ukázány na obr. 2.



Obr. 2: Retenční křivka použitá v modelu. Křivka zhruba odpovídá 20/30 písku v [5].

V situaci, kdy se původně smáčený materiál začne odvodňovat, jsou pozorovány výrazné změny v tlaku při téměř žádné změně saturace (např. [5]). Proto je nutné při změně vlhkosti bloku řešit přechod mezi větvemi retenční křivky. Navrhujeme tento přechod řešit pomocí následujícího vztahu:

$$\frac{dP}{dS} = K_{PS} \quad (4)$$

s velkou kladnou konstantou K_{PS} . Tudiž malé změny v saturaci způsobí výrazné změny v tlaku. Vztah (4) platí všude v prostoru mezi hlavní zvlhčovací a hlavní odvodňovací větví. Pokud tlak v bloku v odvodňovacím modu dorazí k hlavní odvodňovací větvi, přilepí se k této větvi a pokračuje podél ní.

Podobně pokud tlak v bloku ve zvlhčovacím modu dorazí k hlavní zvlhčovací větvi, přilepí se k této větvi a pokračuje podél ní.

3. Aktualizace proudění. Zde se mírně vzdálíme od obvyklé formulace Richardsovy rovnice. Originální Darcy-Buckinghamův zákon pro proudění v nesaturovaném porézním prostředí [2] zní:

$$q = \frac{\kappa}{\mu} k(S) (\rho g - \nabla P),$$

kde κ [m²] je vnitřní permeabilita media, μ [Pas] je dynamická viskozita tekutiny, ρg je gradient gravitačního potenciálu a P [Pa] je kapilární tlak. Dále $k(S)$ [-] značí relativní permeabilitu. Ta je obvykle modelována jako:

$$k(S) = S^m,$$

kde m nabývá hodnot okolo 3 nebo 4.

Vzhledem k nezanedbatelné hysterezi retenční křivky je důležité, jak modelujeme vodivost mezi sousedícími bloky ve špičce prstu. Dochází zde k prudké změně, protože saturace se náhle mění z malých hodnot (přední část prstu) na velké (vnitřek prstu). Tato změna saturace je rovněž doprovázena velkou změnou kapilárního tlaku ∇P . S ohledem na tuto skutečnost navrhuje vyjádřit relativní permeabilitu geometrickým průměrem permeability sousedních bloků. Geometrický průměr \sqrt{ab} má totiž žádoucí vlastnost být malý, pokud jedno z čísel a nebo b je malé, což je případ na špičce prstu. Poznamenejme, že běžně užívaný aritmetický průměr tuto vlastnost nemá. V místech, kde k prudké změně vlhkosti mezi bloky nedochází, je geometrický průměr permeability sousedních bloků podobný průměru aritmetickému. Proto můžeme použít geometrický průměr univerzálně ve všech situacích.

Navrhujeme tedy následující diskrétní implementaci Darcyho zákona:

$$q_{i,j}(t) = \begin{cases} \frac{\kappa}{\mu} \sqrt{k(S_i(t))k(S_j(t))} \left(\rho g - \frac{P_j(t) - P_i(t)}{dx} \right) & \text{pro } j = i + 1 \\ 0 & \text{jinak} \end{cases} \quad (5)$$

Numerické schéma (5) s limitou pro $dx \rightarrow 0$ konverguje zpět k Richardsově rovnici, která není schopná produkovat saturační přesycení [6]. Poznamenejme, že se jedná o důležitou vlastnost prezentovaného modelu. Její důsledky jsou zmíněny v diskuzi.

Výsledky

Schopnost modelu správně simulovat saturační přesycení při proudění v prstech demonstrujeme reprodukcí části experimentálních výsledků z publikace [5]. Tato práce přináší důkladný výzkum jednodimenzionálního saturačního přesycení v závislosti na různých faktorech. V publikovaných experimentech infiltrovala voda přes horní okraj do svislé rovné trubky o průměru 1,27 cm vyplněné 20/30 pískem. Obě větve retenční křivky 20/30 písku [5] jsou ukázány na obr. 2.

Pro simulační výpočty podle rovnic (1) až (5) byly použity následující parametry:

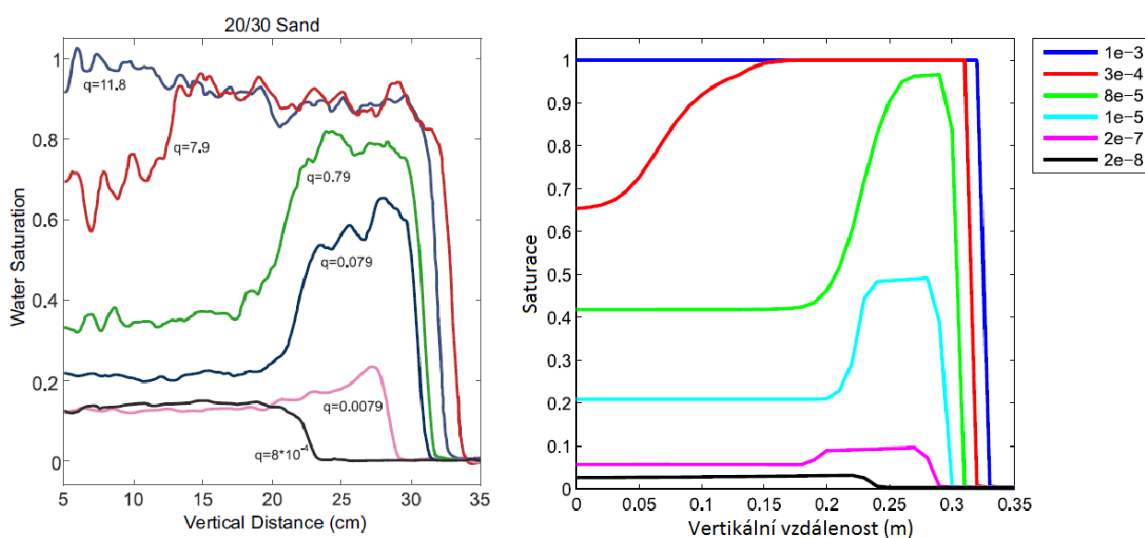
- porozita materiálu $\theta = 0.35$ [-],
- vnitřní permeabilita materiálu $\kappa = 1 \times 10^{-10}$ m²,
- dynamická viskozita vody $\mu = 9 \times 10^{-4}$ Pas,
- hustota vody $\rho = 1000$ kg/m³,
- gravitační zrychlení $g = 9.81$ m/s²,
- délka trubice $L = 40$ cm (trubice bude rozdělena do 40 bloků výšky 1 cm).

Tyto hodnoty odpovídají experimentálním poměrům v práci [5]. Byly převzaty přímo z publikovaných údajů, nebyla provedena žádná jejich kalibrace ani optimalizace. Výběr velikosti bloku dx je inspirován [8]. Bloky jsou dostatečně velké z hlediska reprezentativního elementárního objemu, tedy zachycují vlastnosti písku použitého v experimentech. Všechny bloky jsou na začátku ve zvlhčovacím modu. Závislost saturace na relativní permeabilitě je modelována jako $k(S) = S^3$. Je použita retenční křivka z obr. 2 s $K_{pS} = 10^5$ Pa.

V obr. demonstrujeme schopnost semi-spojitého modelu zachytit nemonotonní profilu vlhkosti při infiltraci do suchého homogenního porézního prostředí. Závislost profilu proudění na přítoku je poněkud komplikovaná: Se zvyšujícím se přítokem se velikost saturačního přesycení zvětšuje jen do limitní hodnoty přítoku. Když přítok tuto limitní hodnotu překročí, započne se velikost saturačního přesycení naopak snižovat, dokud úplně nezmizí (přesycená zóna narůstá). Existuje také dolní limita přítoku – saturační přesycení není pozorováno pro příliš malé přítoky. Tato poněkud komplikovaná závislost je dobře replikovatelná pomocí semi-spojitého modelu, jak ukazuje obr. 3. V levé části jsou vykresleny měřené vlhkostní profily publikované v práci [5], v pravé pak simulované modelem.

Vzhledem k tomu, že simulované výsledky jsou v SI jednotkách a že příčný řez trubice v simulaci je $A = 1 \text{ cm}^2$, je nutno při porovnávání měřených a simulovaných přítoků vzít v úvahu měřítkový faktor, který je přibližně $60 \times 100 \times 1.27^2 \cong 10000$. Tedy dostatečně malý přítok v experimentu, pro který již v experimentu nebylo viditelné přesycení ($q_0 = 8 \times 10^{-4} \text{ cm/min}$), koresponduje přibližně s $q_0 = 2 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ v simulaci. Navíc přítok v experimentu, který způsobil kompletní zavodnění materiálu ($q_0 = 11.8 \text{ cm/min}$), souhlasí se simulací ($q_0 = 10^{-3} \text{ m/s}$).

Vyvozujeme tedy, že model je schopen velmi dobře reprodukovat závislosti mezi velikostí přesycení a délkou přesycené zóny. Kvalitativní shoda experimentálních dat a simulace není perfektní, jelikož použitá retenční křivka se shoduje s 20/30 pískem jen přibližně. Byla totiž získána odečtením z obrázku v článku [5].



Obr. 3: Srovnání profilů saturace pro různé přítoky. Levý sloupec: Experimentální data, infiltrace do dlouhé trubky s vnitřním průměrem 1,27 cm naplněné suchým **20/30** pískem, přetisknuto z [5] (obr. 2), přítoky jsou uvedeny v cm/min. Otisknuto se svolením, ASA, CSSA, SSSA. Pravý sloupec: Jednodimenzionální simulace pomocí semi-spojitého modelu, přítoky jsou uvedeny v m/s. Příčný řez je 1 cm^2 .

Závěr a diskuze

V článku je představen semi-spojité model infiltrace do homogenního nesaturovaného porézního prostředí. Model používá dobře známé fyzikální principy a experimentálně měřitelné popisné veličiny. Model zachycuje velmi dobře závislost saturačního přesycení na přítoku pro jednodimenzionální proudění do nesaturovaného porézního prostředí. Je to tedy model, který lze ve dvourozměrné modifikaci použít pro vysvětlení tvorby prstů při proudění v pórovitém materiálu.

Z topologických důvodů není možno aplikovat limitní přechod v prostoru pro tento model. Při provádění limity musí být pečlivě zvážena rozptýlená charakteristika jednotlivých bloků (permeabilita, porozita a retenční křivka). Zmenšováním jednotlivých bloků se zvyšuje variabilita charakteristik, čímž může dojít pro příliš malý blok k zúžení cesty a tekutina by tak neměla kudy protékat (tento problém odpadá ve dvou dimenzích).

Navržený model není numerické schéma pro řešení Richardsovy rovnice, i když při limitním přechodu $dx \rightarrow 0$ to tak vypadá. Richardsova rovnice totiž tvorbu prstu nepopisuje [6], i když používá shodných fyzikálních principů a popisných veličin jako prezentovaný model. V tomto světle se jeví Richardsova rovnice jako teoretický artefakt získaný ze semi-spojitého modelu pomocí fyzikálně nerozumně zvolené limity.

Poděkování

Jakub Kmec děkuje prof. Majid Hassanizadehovi za konzultace, které objasnily mnoho fyzikálních jevů v porézním prostředí. Jakub Kmec byl podpořen projekty Univerzity Palackého no. IGA_PrF_2015_013, IGA_PrF_2016_013 a IGA_PrF_2017_013. Výpočetní zdroje byly poskytnuty centry CESNET LM2015042 a CERIT Scientific Cloud LM2015085, zajištěny pod programem „Projects of Large Research, Development, and Innovations Infrastructures“.

Literatura

- [1] Bauters, T. W. J., D. A. DiCarlo, T. Steenhuis, and J.-Y. Parlange (2000), Soil water content dependent wetting front characteristics in sands, *J. Hydrol.*, 231 – 232, 244 – 254.
- [2] Bear, J. (1972), *Dynamics of Fluids in Porous Media*, 764 pp., Elsevier, New York.
- [3] DiCarlo, D. A. (2004), Experimental measurements of saturation overshoot on infiltration, *Water Resour. Res.*, 40, W04215, doi: 10.1029/2003WR002670.
- [4] DiCarlo, D. A. (2007), Capillary pressure overshoot as a function of imbibition flux and initial water content, *Water Resour. Res.*, 43, W08402, doi: 10.1029/2006WR005550.
- [5] DiCarlo, D. A. (2010), Can Continuum Extensions to Multiphase Flow Models Describe Preferential Flow?, *Vadose Zone J.* 9, 268 – 277, doi: 10.2136/vzj2009.0099.
- [6] Fürst, T., Vodák, R., Šír, M., a Bíl, M. (2009), On the incompatibility of Richards' equation and finger-like infiltration in unsaturated homogeneous porous media, *Water Resour. Res.*, 45, W03408, doi: 10.1029/2008WR009062.
- [7] Glass, R. J., J.-Y. Parlange, and T. Steenhuis (1989), Mechanism for finger persistence in homogenous unsaturated, porous media: Theory and verification, *Soil Sci.*, 148, 60 – 70.
- [8] Glass, R. J., and L. Yarrington (2003), Mechanistic modeling of fingering, nonmonotonicity, fragmentation, and pulsation within gravity/buoyant destabilized two-phase/unsaturated flow, *Water Resour. Res.*, 39 (3), 1058, doi: 10.1029/2002WE001542.
- [9] Hassanizadeh, S. M., and W. G. Gray (1990), Mechanics and thermodynamics of multiphase flow in porous media including interphase boundaries, *Adv. Water Resour.*, 13, 169 – 186.
- [10] Hassanizadeh, S. M., and W. G. Gray (1993a), Toward an improved description of the physics of two-phase flow, *Adv. Water Resour.*, 16, 53 – 67.
- [11] Hassanizadeh, S. M., and W. G. Gray (1993b), Thermodynamic basis of capillary pressure in porous media, *Water Resour. Res.*, 29, 3389 – 3405.
- [12] Hassanizadeh, S. M., M. A. Celia, and H. K. Dahle (2002), Dynamic effects in the capillary pressure-saturation relationship and its impact on unsaturated flow, *Vadose Zone J.*, 1, 38 – 57.

- [13] Liu, Y., T. S. Steenhuis, and J. Y. Parlange (1994), Formation and persistence of fingered flow fields in coarse grained soils under different moisture contents, *J. Hydrol.*, 159, 187 – 195.
- [14] Richards, L. A. (1931), Capillary conduction of liquid through porous media, *Physics*, 1, 318 – 333.
- [15] Selker, J., J.-Y. Parlange, and T. Steenhuis (1992), Fingered flow in two dimensions: 2. Predicting finger moisture profile, *Water Resour. Res.*, 28, 2523 – 2528.
- [16] Xiong, Y. (2014), Flow of water in porous media with saturation overshoot: A review, *J. Hydrol.*, 510, 353 – 362.
- [17] Rezanezhad F., H.-J. Vogel, and K. Roth (2006), Experimental study of fingered flow through initially dry sand, *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 3, 2595 – 2620.

Poznámka

Program použitý pro simulační výpočty je k volnému použití dostupný u autorů. Je napsán ve standardním fortranu.

Metody sledování složek vodního ekosystému používané v ČHMÚ

Vít Kodeš, Tereza Hájková, Jarmila Halířová, Drahomíra Leontovyčová
 Český hydrometeorologický ústav, odbor jakosti vody, Na Šabatce 17, 143 06, Praha 4

Úvod

Český hydrometeorologický ústav, jako jediná instituce v ČR, dlouhodobě zabezpečuje celostátní denní sledování plaveninového režimu říčních toků a komplexní monitoring kontaminace říčních ekosystémů pomocí vzorkování širokého spektra matric (sediment, sedimentovatelné plaveniny, plaveniny, biofilm, makrozoobentos, mlži, rybí plůdek, ryby a pasivní vzorkovače) tak, aby mohl být efektivně monitorován výskyt širokého spektra cca 350 organických i anorganických kontaminantů v relevantních složkách. Pro zabezpečení těchto činností využívá celou řadu vzorkovacích metod od manuálních až po plně automatizované. Za celou dobu využívání těchto metod byly odebrány statisíce vzorků denního režimu plavenin a stovky až tisíce vzorků pro sledování kontaminace říčních ekosystémů, počty odebraných vzorků jsou uvedeny v tabulce 1.

Tabulka. 1: Počty odebraných vzorků

Rok	Plaveniny denní režim	Sedimentovatelné plaveniny	Sedimenty	Plaveniny	Biofilm	Makrozoobentos	MLŽI	Plůdek	Ryby	Pasivní vzorkovače
1999	15180		60		6	16	7		6	
2000	18178		176		15	31	14		17	
2001	18375		114	195	20	29	22		17	
2002	17988		114	164	19	26	19		20	7
2003	18229		104	153	25	35	26		6	57
2004	18430		102	180	23	38	22		6	38
2005	18314		102	181	23	29	24		5	59
2006	18333		96	172	18	38	17	12	12	39
2007	17171		155	192	21	22	15	21	12	21
2008	15599		141	184	21	21	19	21	12	22
2009	13704		122	256	21	21	19	21	13	98
2010	13132		95	204	17	21	18	20	15	44
2011	10138		92	178	21	21	18	21	15	23
2012	15240		95	173	21	21	18	21	15	21
2013	14981	58	79	143	22	22	7	27	18	83
2014	15205	60	100	144	22	21	6	22	15	64
2015	14237	40	101	144	22	20	8	22	15	88
2016	14342	39	94	144	21	21	16	21	15	83
Celkem	286776	197	1942	2807	358	453	295	229	234	747

Monitoring denního režimu plavenin

Síť stanic pro denní sledování režimu plavenin v roce 2017 tvoří 38 stanic. Na základě naměřených dat je ročně z území ČR erozí odneseno cca 500 000 tun plavenin. V rámci tohoto monitoringu je vzorkování prováděno ručně, od roku 2010 jsou manuální odběry vzorků postupně nahrazovány odběry vzorků automatickými vzorkovači (od roku 2012 jsou 2/3 vzorků odebírány automatizovaně).

Ruční odběry vzorků se provádí od 80. let minulého století. Odběrovým zařízením je plastová láhev o objemu 1 litr upevněná na manipulační tyči (obr. 1). Láhev je pro odběr opatřena uzávěrem s přívodní a odvzdušňovací trubicí nebo uzávěrem s otvory. Ve zvolené reprezentativní svislici je odebírán vzorek vody o objemu 1 litr s obsahem nerozpuštěných látek metodou integrace ve svislici.

Automatické vzorkovače typu ISCO 6700SR (obr. 2) popř. ISCO 6712FR odebírají vzorek vody s obsahem nerozpuštěných látek z toku čerpáním přes sací hadici do vzorkovnic, umístěných v manipulačním koši sampleru. Odebírá se vzorek vody s obsahem nerozpuštěných látek o objemu 0.8 až 1 litr v jednom bodě - metodou integrace v bodu. Cyklus vzorkování je limitován kapacitou vzorkovnic ve vzorkovacím koši (24 lahví) viz obr. 2. Vzorky jsou po celou dobu vzorkovacího cyklu udržovány ve vzorkovači v chlazeném stavu při nastavitelné teplotě (optimálně 4 °C).



Obr. 1: Ruční vzorkovač plavenin



Obr. 2: Automatický vzorkovač ISCO 6700SR

Vzorkování je řízeno dvoudílným programem (část A, část B). V části A programu vzorkovač odebírá denně jeden vzorek, a to v jednotném čase 06:00 SEČ. Ve stanicích, kde sací výška umožňuje spolehlivou kalibraci množství odebraného vzorku, odebírá sampler denní slévaný vzorek. Optimálně je slévaný vzorek složen ze 4 dílčích vzorků o objemu 250 ml odebraných po 6 hodinách nebo 2 dílčích vzorků o objemu 500 ml po 12 hodinách. Parametry nastavení odběru slévaných vzorků jsou individuální pro každou stanicí. Pro vzorkování řízené částí A programu je vyčleněno 22 lahví. Automatická odběrová zařízení umožňují prostřednictvím telemetrické stanice mimořádné okamžité odběry vzorků plavenin na dálku v době extrémních srážkoodtokových situací. Pro tyto odběry, řízené programem B, jsou ve vzorkovacích sadách sampleru vyčleněny vzorkovnice č. 23 až 24. Mimořádné odběry pomocí SMS se provádí v době zaznamenaného významného vzestupu hladin a zvětšených průtoků vody (např. v situacích zimních a jarních oblev, vytrvalých srážek) a při rychlých vzestupech hladin během epizod přívalových dešťů. Pro zajištění kvality měření se navíc odebírají tzv. kontrolní vzorky. Na stanicích s manuálními odběry se provádí nejméně 1x měsíčně při svozu vzorků, zároveň se doporučuje odebrat kontrolní vzorek také při návštěvě stanic v době mimořádných průtokových situací. Kontrolní vzorky zpřesňují informace o režimu plavenin a současně jsou kontrolou práce pozorovatele. Ve stanicích s automatickým odběrem vzorků se provádí odběr kontrolních ručních a současně i automatických vzorků samplerem při každé výměně vzorkovnic na konci cyklu. Při použití zákaloměrných sond (turbidimetrická sonda YSI

600OMS) je možné vzorkování řídit i na základě události na toku (aktivace odběru vzorku při náhlém nárůstu u zákalu v toku). Vzhledem k nutnosti zabezpečení sond proti krádeži a vandalismu je tato konfigurace zprovozněna pouze ve 2 stanicích v ČR (Vltava - Lenora, Lužnice - Bechyně), kde bylo možné udělat odpovídající stavební úpravy. Stanovení koncentrací plavenin a zákalu v odebraných vzorcích se provádí v laboratoři ČHMÚ, která každoročně zpracuje okolo 15 000 vzorků.

Sedimenty

Vzorky sedimentů se odebírají 2 krát ročně, v jarních a podzimních měsících ve 47 lokalitách. Pro chemické analýzy se odebírá tzv. čerstvý sediment. K jeho odběru se používá hrabákový odběrák (obr. 3), kterým se odebírá pouze svrchní vrstva sedimentu o mocnosti do 5 až 10 cm. V situaci, kdy reliéf dna příbřehové části toku neumožňuje použití hrabákového odběráku (dno je kamenité), lze použít pístový odběrák, který se zapíchne do dna mezi kameny a pístem odebere vzorek. Ze získaného vzorku se odebere a dále použije rovněž pouze svrchní vrstva sedimentu do 5 až 10 cm (obr. 4). Pístový odběrák není vhodný pro méně soudržné písčité sedimenty. V případě mělkých toků je možno použít pro odběr sedimentů také plochou sběračku (obr. 5). Pro získání reprezentativního vzorku sedimentu z dané lokality, je nezbytné odebrat vzorky ze 3 až 5 míst na ploše asi 100 m². K odběru jsou vhodné zejména sedimenty s vysokým podílem jemných frakcí (jíl, prach), naopak nevhodné jsou sedimenty hrubě písčité až štěrkovité. Po ukončení odběrů se ze sedimentu pomocí perforované sběračky odstraní větší mechanické příměsi (štěrk, listy, tráva), slije se přebytečná voda a materiál se důkladným promícháním homogenizuje (obr. 6).



Obr. 3: Odběr sedimentu hrabákovým odběrákem



Obr. 4: Vzorek sedimentu z pístového odběráku



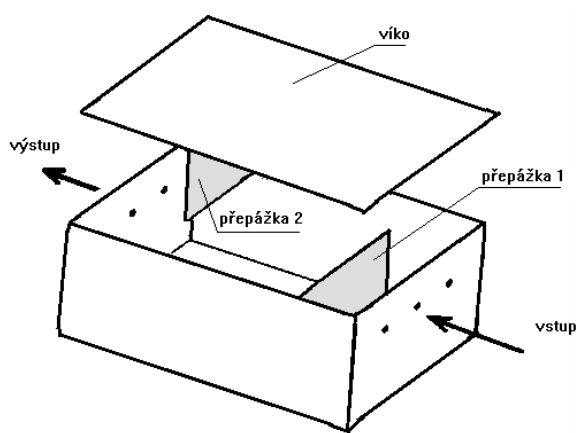
Obr. 5: Odběr sedimentu sběračkou



Obr. 6: Homogenizace vzorku sedimentu

Sedimentovatelné plaveniny

Vzorkování sedimentovatelných plavenin se provádí, pokud je potřeba zajistit větší množství vzorku plavenin reprezentujícího delší časové období dané dobou expozice vzorkovače v toku. Vzorkování se provádí pomocí sedimentačních pastí (integrálních vzorkovačů), v nichž vlivem vnitřních přepážek dochází ke zpomalení proudění a k sedimentaci pevných částic v komorách vzorkovače (obr. 7). Odběr vzorků probíhá ve zvolené frekvenci od března do prosince v 10 lokalitách, doporučená doba expozice je od čtyř do osmi týdnů v závislosti na hydrologických podmínkách. Zvolené místo v toku by mělo být v proudnici s mírným laminárním prouděním, nejlépe bez turbulencí. Po sestavení je vzorkovač (obr. 8) uložen tak, aby stěna se vstupními otvory byla kolmá na směr proudění v řece a celé zařízení bylo ponořeno v rozmezí 200 – 500 mm pod hladinou (obr. 9). Vzorkovač je upevněn ocelovými lany a podle podmínek v okolí toku zavěšen na vodohospodářských konstrukcích nebo na příbřežní objekty např. stromy. Při instalaci je dbáno na upevnění závěsů tak, aby vzorkovač nemohl být silným proudem převrácen, otočen a při sníženém stavu vody zůstal stále ponořen.



Obr. 7: Základní uspořádání integrálního vzorkovače (Franců, Geršl, 2009, upraveno)

Obr. 8: Integrální vzorkovač sedimentovatelných plavenin



Obr. 9: Vzorkovač v toku



Obr. 10: Vzorek v integrálním vzorkovači

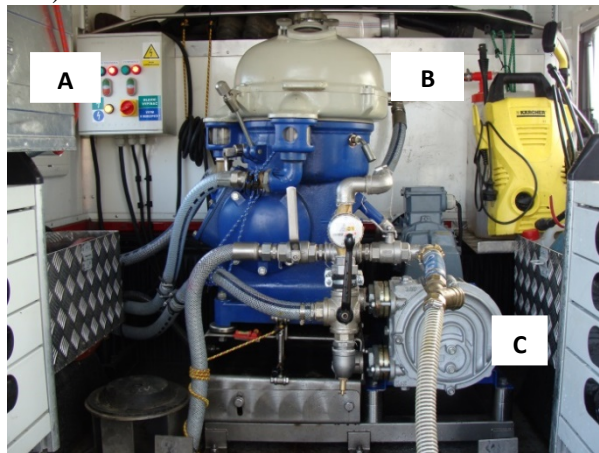
Při vyzvedávání vzorkovače z toku, především tam, kde lze očekávat malé množství materiálu, je třeba omezit rozvíření sedimentu ze dna zařízení a vzorkovač udržovat pokud možno ve vodorovné poloze, aby nedocházelo k vyplávnění usazeného materiálu spolu s vodou unikající vstupními a výstupními otvory. Po otevření víka je opatrně odlita voda, materiál sedimentovatelných plavenin (obr. 10) je přenesen do nádoby určené k homogenizaci a manuálně zhomogenizován.

Plaveniny

Odběry vzorků pobíhají ve 36 lokalitách. K chemické analýze je potřeba cca 30 – 50 g vzorku plavenin (suspendovaných organických a anorganických částic o velikosti 1 – 900 μm). Toto množství je za normálních podmínek obsaženo v cca 2 m^3 vody. Pro separaci plavenin je od roku 2001 používána odstředivka namontovaná na vozidle (obr. 11).



Obr. 11: Vozidlo s odstředivkou



Obr. 12: Uspořádání technologie: A-ovládací panel, B-odstředivka, C-peristaltické čerpadlo



Obr. 13: Sací nástavce



Obr. 14: Sací segment



Obr. 15: Sací segment v toku



Obr. 16: Vzorek plavenin

V současné době je používána odstředivka Alfa Laval WSB 104B-74 (obr. 12), pracující při 7500 ot./min., schopná zpracovat v ideálních podmínkách až 1800 l vody za hodinu. Voda do odstředivky je čerpána peristaltickým čepadlem se sací výškou až 8 m. Pro zabezpečení vstupní rychlosti do sacího segmentu odpovídající rychlosti proudění v toku v rozsahu 0,1 – 1,5 m/s jsou používány nástavce o různém průměru (obr. 13). Sací segment (obr. 14) je udržován v proudnici pomocí závaží na dně toku a stabilizačního křídla připevněného k závaží a bójkám (obr. 15). Po zpracování odstředivkou je voda vypouštěna zpět do toku. Délka odstředování pro získání požadovaného množství vzorku (obr. 16) je závislá na zákalu a pohybuje se mezi 0,5 a 4 hodinami, přičemž je obvykle zpracováno 0,5 – 4 m³ vody.

Biofilm

Odběry vzorků probíhají ve 43 lokalitách ve tříletých cyklech (tři roky 21 lokalit, navazující tři roky 22 lokalit). Vzorek biofilmu (obr. 17) lze odebrat dvěma způsoby: jako bodový vzorek přímým stěrem z kamenů (obr. 18), konstrukcí pod hladinou vody apod. nebo z eternitových desek, upevněných na plováku (obr. 19) exponovaném v toku po dobu přibližně 60 dnů. Expozice plováku je prováděna na místech, kde není z různých důvodů možno odebrat vzorek bodový (absence stíratelné plochy či nárůstů na nich, hloubka toku apod.). Na sledovaných profilech se plováky instalují jednou ročně (většinou v květnu až červnu). Do kovové konstrukce plováku se umístí 10 eternitových desek určených pro nárůst biofilmu, které se předem kartáčem omyjí. Vybrané místo by mělo být v proudnici s mírným laminárním prouděním, nejlépe bez turbulencí a pokud možno chráněno před veřejností.



Obr. 17: Vzorek biofilmu



Obr. 18: Stěr biofilmu z kamene



Obr. 19: Expoziční plovák

Makrozoobentos

Odběry vzorků probíhají ve 43 lokalitách ve tříletých cyklech (tři roky 21 lokalit, navazující tři roky 22 lokalit). Vzorky makrozoobentosu se odebírají jako bodový vzorek jednou až dvakrát ročně. Vhodné jsou druhy, které se vyskytují hojně, a jejich sběr není náročný, žijí přisedle nebo se omezeně pohybují. Pro účely vzorkování se využívají pijavice rodu *Erpobdella* (obr. 20), vyskytující se spíše v pomalu tekoucích vodách u dna, pod kameny, dřevem nebo listím. Dále jsou to larvy chrostíků rodu *Hydropsyche* (obr. 21), případně *Anabolia* (obr. 22), které se nachází nejčastěji pod kameny a koryšmi z čeledi Gammaridae (obr. 23), které lze najít pod kameny, ponořenými větvemi, nebo v příbřežní vegetaci.



Obr. 20: rod *Erpobdella*



Obr. 21: rod *Hydropsyche*



Obr. 22: rod *Anabolia*



Obr. 23: čeleď Gammaridae

Pokud se výše uvedené druhy na odběrném profilu vyskytují málo nebo vůbec, je možné je nahradit těmi, které se zde vyskytují v dostatečném množství např. vážky (Odonata), měkkýši (Mollusca) a jepice (Ephemeroptera). Pokud není jiná možnost, může být vzorek složen z více druhů s podobnou potravní strategií. Potřebné množství vzorku pro analýzy je 30 g (obr. 24).



Obr. 24: Odebraný vzorek makrozoobentosu (Hydropsyche)

Mlži

Expozice mlžů probíhají ve 26 lokalitách ve tříletých cyklech (tři roky 18 lokalit, navazující tři roky 8 lokalit). Odběr mlžů druhu *Dreissena polymorpha* provádí potápěč ČHMÚ z vybrané nekontaminované referenční lokality (obr. 25). Je potřeba odlovit dostatečný počet jedinců pro všechny profily vybrané k bioakumulačnímu monitoringu. Velikost mlžů se pohybuje v rozmezí 15 – 20 mm. Jeden vzorek z referenční lokality (cca 150 jedinců) se zamrazí na analýzu původního stavu. Před expozicí je nutné zjistit, zda se na vybraných lokalitách druh *Dreissena polymorpha* již vyskytuje. Jedná se o nepůvodní druh, který snadno kolonizuje vodní ekosystém. Pokud se mlži exponují nově, je potřeba uvědomit příslušné orgány ochrany přírody a vyžádat si jejich souhlas, jelikož jde o introdukci nepůvodního druhu, což by bylo v rozporu s platnou legislativou (Zákon 114/92 Sb. o ochraně přírody a krajiny). Expozice mlžů probíhá jednou ročně (většinou v květnu až červnu) po dobu přibližně 5 – 6 týdnů. Během expozice mlži akumulují zájmové kontaminanty. Na sledovaných profilech se mlži (cca 150 jedinců) v plastových košících (obr. 26) zavěsí podle možností nerezovým lankem na strom, pilíř mostu, příbřežní konstrukce, případně na plovák. (obr. 19). Vybrané místo by mělo být v proudnici s mírným laminárním prouděním, nejlépe bez turbulencí, košík musí být zavěšen tak aby neležel v říčním sedimentu a nedocházelo k přílišnému zanášení plaveninami, nadměrné zanešení způsobuje úhyn mlžů, místo by mělo být pokud možno chráněno před veřejností. Po 5 – 6 týdenní expozici se mlži vyperou v říční vodě, odstraní se prázdné schránky a hrubé mechanické nečistoty.



Obr. 25: Odlovení mlži připravení k přepravě



Obr. 26: Mlži v plastových košících

Plůdek

Odběry vzorků probíhají ve 43 lokalitách ve tříletých cyklech (tři roky 21 lokalit, navazující tři roky 22 lokalit). Odlovy probíhají jednou ročně a to v období od druhé poloviny července do konce října (ideální období je měsíc srpen). Výběr lokality záleží na podmínkách na odběrovém profilu a na odborném posouzení vzorkaře. Početnost (abundance) juvenilních ryb vyskytujících se na lokalitě také nepřímo ovlivňuje nezbytnou délku proloveného úseku. Pro monitoring je dostatečný počet cca 100 kusů jedinců. Při odlovu je třeba se vyhnout přítomnosti velkých hejn jednoho druhu ryby. Při vysoké hustotě plůdku je potřeba i v rámci jedné lokality vybrat 2 – 3 krátké úseky (kolem 20 – 30 m) vzdálené od sebe např. 50 m, kde se provede odlov. Tím se sníží pravděpodobnost ulovení sice početného vzorku, ale zastoupeného pouze několika málo druhy. Naopak při malé hustotě plůdku v toku je potřeba prolovit delší úsek k získání reprezentativního vzorku. Optimální délka lokality je 60 – 100 m. U některých typů břehové linie (často šterková pláž) bývá omezená rozloha a tím je dána i délka možného proloveného úseku. Odlov se provádí pomocí neseného elektrolovného agregátu - lehkého přenosného zařízení neseného na zádech (obr. 27), snadno ovladatelného v toku. Samotný odlov plůdku je prováděn obvykle v v příbřežní oblasti, přičemž jsou prolovovány vhodné habitaty pro výskyt různých druhů juvenilních ryb (zatopená či vodní vegetace, mělčiny, potenciální úkryty, atd.). U hlubších toků je možno odlov provést i s pomocí plavidla. Determinace plůdku a výběr jedinců pro dosažení různorodosti vzorku je provedeno na břehu. Z odlovených ryb musí být vyřazeni jedinci starší 1 roku. Před předáním do laboratoře je vzorek zhomogenizován. Vzorkování provádí pro ČHMÚ Fakulta rybářství a ochrany vod Jihočeské univerzity v Českých Budějovicích, mající příslušná oprávnění k této činnosti.



Obr. 27: Odlov plůdku

Ryby

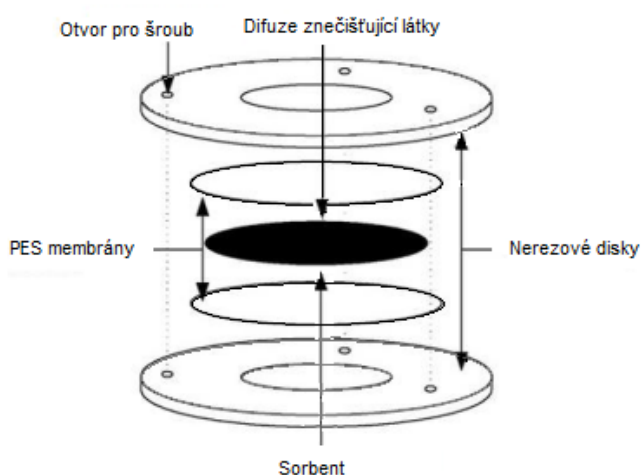
Odběry vzorků probíhají ve 30 lokalitách ve tříletých cyklech (tři roky 15 lokalit, navazující tři roky 15 lokalit). Odlov se provádí elektrickým agregátem, jehož elektrody vytváří ve vodním prostředí elektrické pole, které v určité omezené vzdálenosti od anody ryby přitahuje (galvanotaxe) a následně je na několik sekund omračuje (galvanonarkóza). Odlovy probíhají jednou ročně a to v období května až července. Preferovaným druhem je hojně se vyskytující jelec tloušť (*Squalius cephalus*, dříve *Leuciscus cephalus*) případně cejn velký (*Abramis brama*). Výběr lokality záleží na podmínkách na odběrovém profilu a odborném posouzení vzorkaře. Odlovy ryb jsou prováděny brodem pomocí neseného motorového či bateriového agregátu nebo z lodě s použitím motorového hlubinného elektrického agregátu. Omračené ryby jsou chytány do podběráků či lovných sítí a přemisťovány do plastových nádrží/věder. Samotný odlov ryb je prováděn u mělkých řek broděním obvykle proti proudu řeky, aby případné zakalení vody nesnížilo účinnost lovu. Z odlovených ryb

jsou v ideálním případě vybráni tři přibližně stejně velcí jedinci s minimální velikostí 20 cm a stářím odhadnutým na 4 – 6 let. Ryby jsou změřeny (délka těla, celková délka těla v včetně ocasu), zváženy a stanoveno jejich pohlaví a věk. Vzorky jsou odebírány v laboratorních podmínkách, pro chemické analýzy se odebírá krev, játra, gonády a svalovina s kůží a bez kůže. Vzorkování provádí pro ČHMÚ Fakulta rybářství a ochrany vod Jihočeské univerzity v Českých Budějovicích, mající příslušná oprávnění k této činnosti.

Pasivní vzorkovače

Pasivní vzorkovače jsou určeny pro monitoring širokého spektra organických polutantů a poskytují průměrnou koncentraci v delším časovém období (dlouhodobou integrální koncentraci neovlivněnou okamžitými krátkodobými výkyvy), vzorkují biodostupnou formu analytů a zachytí i řádově nižší koncentrace oproti bodovým vzorkům vody. Vzorkovače umožňují i dlouhodobé uchování vzorku v relativně nenáročných podmínkách (v mrazáku při $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$), a to po poměrně dlouhou dobu (roky). V závislosti na cílové skupině analytů se používají různé typy pasivních vzorkovačů (POCIS, SPMD). Odběry vzorků probíhají ve 43 lokalitách ve tříletých cyklech (tři roky 21 lokalit, navazující tři roky 22 lokalit).

Vzorkovač POCIS (Polar organic chemical integrative sampler) má sběrnou fázi uloženou mezi dvěma hydrofilními polyethersulfonovými mikroporézními membránami upevněnými v nerezových discích. Sorbovány jsou hydrofilní organické látky, které charakterizují hodnoty rozdělovacího koeficientu n-oktanol/voda ($\log K_{ow}$) menšího než 4 (Alvarez et al., 2004). Schématické znázornění pasivního vzorkovače POCIS je na obr. 28. ČHMÚ pomocí vzorkovačů POCIS monitoruje pesticidy, léčiva a ostatní polární látky v povrchových vodách. Pro tento účel jsou používány vzorkovače od firmy ExposMeter AB (Tavelsjö, Švédsko). Typ GENERIC (pesticidní) obsahuje směs sorbentů: adsorbent Isolute ENV+, což je hydroxylovaný kopolymer polystyrenu a divinylbenzenu a adsorbent Ambersorb 572 na polymerním nosiči Bio Beads SX-3. Používá se k monitoringu středně polárních látek jako je většina pesticidů, přírodních a syntetických hormonů, chemikálií přítomných v odpadních vodách a dalších ve vodě rozpustných organických látek. Typ PHARMACEUTICAL (farmaceutický) obsahuje jeden druh sorbentu - sorbent Oasis HLB (kopolymerní styren-divinylbenzenová pryskyřice). Používá se k monitoringu velmi hydrofilních látek např. léčiv.



Obr. 28: Schématické znázornění pasivního vzorkovače POCIS (Seethapathy et al., 2007, upraveno)



Obr. 29: Pasivní vzorkovač POCIS

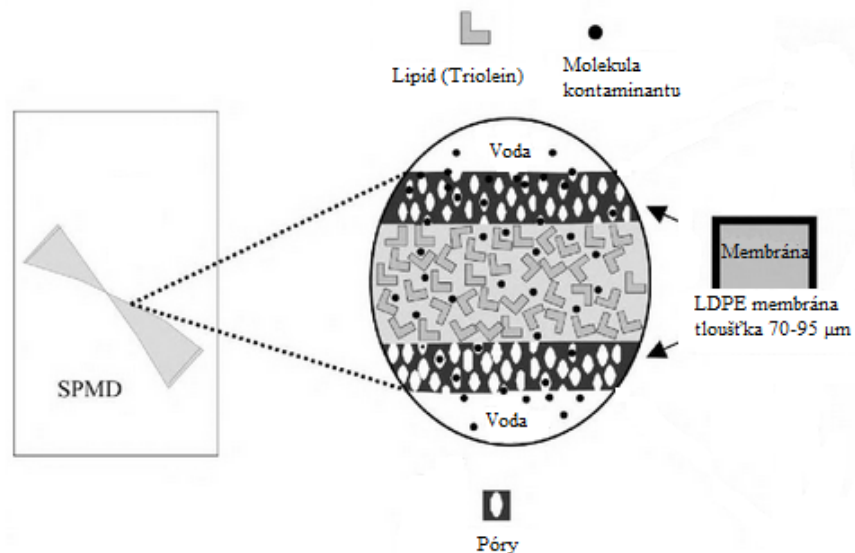


Obr. 30: Ochranný koš pro pasivní vzorkovače

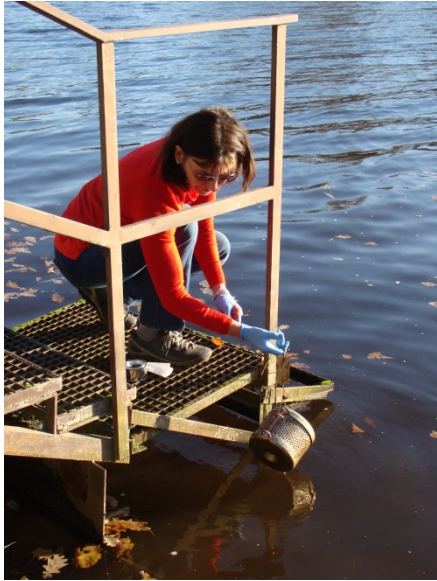


Obr. 31: Vzorkovače POCIS po expozici

Vzorkovač SPMD (Semi-permeable membrane device) má sběrnou fázi, syntetický lipid triolein, uložený v trubicové polopropustné membráně z polyethylenu (délka 91,4 cm, šířka 2,5 cm, tloušťka 70 – 95 μm), specifický rozměr pórů (do $1 \cdot 10^{-9}$ m) odpovídá biologickým membránám rybích buněk (odtud někdy používané označení „umělá ryba“). Do prostředí lipidu jsou akumulovány rozpuštěné nepolární (lipofilní) organické a biologicky dostupné organické kontaminanty s rozdělovacím koeficientem n-oktanol/voda ($\log K_{ow}$) větším než 4 (Huckins et al., 2006), nezanedbatelná část zůstává „zachycená“ v membráně. Schématické znázornění pasivního vzorkovače SPMD je na obr. 32. Nejčastěji jsou SPMD používány pro analýzu vod na obsah polyaromatických uhlovodíků (PAU), polychlorovaných bifenylnů (PCB), polychlorovaných dibenzodioxinů a dibenzofuranů (PCDD/F), organochlorovaných a organofosfátových pesticidů, ropných a dalších látek. ČHMÚ používá SPMD vzorkovače (obr. 33, 34) od firmy ExposMeter AB (Tavelsjö, Švédsko), typ obsahující tzv. PRC - provozní referenční látku (performance reference compound), která se užívá pro přesné stanovení koncentrace polutantů ve vzorkovaném mediu.



Obr. 32: Schématické znázornění pasivního vzorkovacího zařízení SPMD (Huckins et al., 2006, upraveno)



Obr. 33: Umístění vzorkovače v toku



Obr. 34: Exponovaný vzorkovač SPMD před vyjmutím z nosiče a očištěním

Závěr

Prezentované metody umožňují detailní a komplexní monitoring kontaminace vodních ekosystémů poskytující ucelenou informaci o stavu životního prostředí a jsou postupně zaváděny do rutinní praxe i jinými subjekty zabývajícími se monitoringem povrchových vod. Automatické vzorkovače lze s výhodou využít pro monitoring nejen režimu plavenin, ale i pro jakýkoliv monitoring kvality vody, kde je zapotřebí zabezpečit kontinuální odběr vzorků bez nutnosti obsluhy vzorkovacího zařízení. Obdobně pasivní vzorkovače lze s výhodou použít v rámci screeningu širokého spektra organických polutantů.

Literatura

- Alvarez, D. A., Petty, J. D., Huckins, J. N., Jones-Lepp, T. L., Getting, D. T., Goddard, J. P., Manahan, S. E. (2004): Development of a passive, in situ, integrative sampler for hydrophilic organic contaminants in aquatic environments. *Environ. Toxicol. Chem.* 23:1640 – 1648
- Franců, E., Geršl, M. (2009): Vzorkování plavenin v menších tocích. Projekt SP/1b7/156/07 Česká geologická služba, Ministerstvo životního prostředí
- Huckins, J. N., Petty, J. D., Booi, K. (2006): *Monitors of organic chemicals in the environment - semipermeable membrane devices*: Springer, New York
- Seethapathy, S., Gorecki, T., Li, X. (2007): *Passive sampling in environmental analysis*. Ontario, Canada. *Journal of Chromatography A*:234 – 253

Transport léčiv v půdních sloupcích

Radka Kodešová¹, Miroslav Fér¹, Oksana Golovko², Olga Koba², Antonín Nikodem¹, Aleš Klement¹, Roman Grabic²

¹ Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 165 00 Praha

² Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zátíší 728/II, 389 25 Vodňany

Abstrakt

Příspěvek je zaměřen na transport 4 léčiv v neporušených půdních sloupcích odebraných ze všech diagnostických horizontů 3 půdních typů. Na povrch sloupců byla aplikována směs 4 léčiv a po 5 minutách následovala výtopa 1 cm. Průnik látek závisel na jejich sorpci na půdní komponenty a na rychlosti proudění vody. Vyšší průnik látek byl zaznamenán pro karbamazepin a sulfamethoxazol (léčiva s velmi nízkou sorpcí na půdní komponenty) a velmi nízký až zanedbatelný pro atenolol a trimethoprim (látky s vysokou sorpcí na půdní komponenty). V některých horizontech byl transport látek významně ovlivněn preferenčním prouděním, což bylo doloženo zvýšeným průnikem i těchto dvou látek.

Klíčová slova: léčiva, půda, sorpce, půdní struktura

Úvod

V řadě studií bylo ukázáno, že půdy mohou být kontaminovány léčivy obsaženými v odpadních vodách, čistírenských kalech, kejďe a podobně. Mobilita těchto látek v půdním prostředí je ovlivněna jejich sorpcí a degradací v půdě, která závisí na půdních vlastnostech (např. Kodešová et al., 2015, 2016; Kočárek et al., 2016). Transport rozpuštěných látek je navíc značně determinován strukturou pórového systému (např. Kodešová et al., 2008, 2009, 2012). Cílem této studie bylo zjistit, jak charakteristiky jednotlivých půdních horizontů v hnědozemi modální, šedozezi modální a kambizezi modální ovlivní transport 4 léčiv sulfamethoxazolu, atenololu, trimethorimu a karbamzepinu.

Materiál a metody

Z jednotlivých horizontů hnědozemě modální, šedozezi modální a kambizezi modální byly odebrány vždy 2 neporušené půdní sloupce o průměru 10,5 cm a výšce 13 cm. Na povrch sloupců byla aplikována směs 4 léčiv (sulfamethoxazolu, atenololu, trimethoprimu a karbamazepinu). Pět minut po aplikaci směsi léčiv pak byla na povrch aplikována výtopa 1 cm. V průběhu výtopových experimentů byla zaznamenána kumulativní infiltrace a odtok ze vzorku a byly změřeny koncentrace látek v odtékajícím roztoku. Poté byly půdní vzorky rozřezány na 8 vrstev a byly stanoveny zbytkové koncentrace látek. Nakonec byla vyhodnocena celková bilance látek.

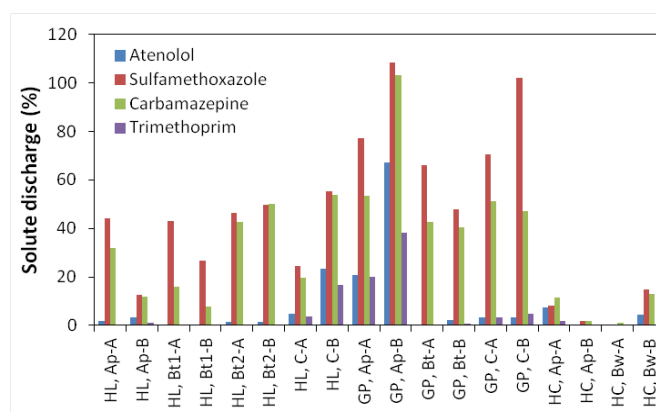
Výsledky a diskuse

V obrázku 1 jsou pro ilustraci zobrazena množství léčiv, která s vodou protekla půdními vzorky, vyjádřená v procentech aplikovaných dávek. Průnik látek závisel na jejich sorpci na půdní komponenty a na rychlosti proudění vody. Sorpce těchto léčiv byla podrobně diskutována v pracích Kodešové et al. (2015) a Kočárka et al. (2016). Nejvyšší sorpce byla zjištěna pro trimethoprim, dále pak následoval atenolol, karbamazepin a sulfamethoxazol. Nejnižší sorpce sulfamethoxazolu byla zjištěna především díky odpuzivým silám mezi negativně nabitými molekulami a negativně nabitým povrchem půdních částic Tyto síly mohou být eliminovány (a sorpce zvýšena) v případě, že jsou současně na půdu sorbovány kladně nabitě molekuly (Kočárek et al., 2016). Sorpce sulfamethoxazolu pak byla srovnatelná a sorpcí karbamazepinu (tab. 1). Léčiva trimethoprim a atenolol, která se v půdě sorbovala nejvíce, byla převážně zachycena v půdních sloupcích. Podstatně vyšší průnik látek byl zaznamenán pro léčiva karbamazepin a sulfamethoxazol, která se v půdách sorbovala méně. V případě

půdních vzorků odebraných ze 2 horizontů kambizemě byl zaznamenán velmi nízký průtok vody a v ní rozpuštěných látek. Naopak transport látek ve vzorcích HL-C, GP-Ap, GP-C byl ovlivněn preferenčním prouděním, což ukazují i vyšší hodnoty pro trimethoprim a atenolol.

Tabulka 1: Průměrné koeficienty K_F a n sorpčních izoterem [$s = K_F c^{1/n}$, kde c ($\mu\text{g cm}^{-3}$) je koncentrace látky rozpuštěná v půdním roztoku, a s ($\mu\text{g g}^{-1}$) je koncentrace látky sorbovaná na půdní částice] vyhodnocené pro studované půdní vzorky (Kočárek et al., 2016).

Léčivo	Trimethoprim	Atenolol	Karbamazepin	Sulfamethoxazol
n (-)	1,2	1,13	1,00	1,02
K_F ($\text{cm}^{3/n} \mu\text{g}^{1-1/n} \text{g}^{-1}$)	21.13	6,79	1,12	0,92



Obr. 1: Množství léčiv, která s vodou protekla půdními vzorky, vyjádřená v procentech aplikovaných dávek: HL – hnědozem modální (horizonty Ap, Bt1, Bt2, C), GP – šedozem modální (horizonty Ap, Bt, C), HC- kambizem modální (horizonty Ap, Bw).

Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou Grantové agentury ČR (Projekty 13-12477S a 17-08937S).

Literatura

- Kočárek, M., Kodešová, R., Vondráčková, L., Golovko, O., Fér, M., Klement, A., Nikodem, A., Jakšík, O., Grabic, R. (2016): Simultaneous sorption of four ionizable pharmaceuticals in different horizons of three soil types. *Environmental Pollution*, 218, 563-573.
- Kodešová, R., Grabic, R., Kočárek, M., Klement, A., Golovko, O., Fér, M., Nikodem, A., Jakšík, O. (2015): Pharmaceuticals' sorptions relative to properties of thirteen different soils. *Science of the Total Environment*, 511, 435-443.
- Kodešová, R., Kočárek, M., Klement, A., Golovko, O., Koba, O., Fér, M., Nikodem, A., Vondráčková, L., Jakšík, O., Grabic, R. (2016): An analysis of the dissipation of pharmaceuticals under thirteen different soil conditions. *Science of the Total Environment*, 544, 369-381.
- 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 Journal*. 7(2), 798-809.
- Kodešová, R., Němeček, K., Kodeš, V., Žigová, A. (2012): Using dye tracer for visualization of preferential flow at macro- and microscales. *Vadose Zone Journal*. 11: vzj2011.0088.
- 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.

Vliv rostlin na strukturu půdy a transportní procesy

Radka Kodešová¹, Aleš Klement¹, Antonín Nikodem¹, Miroslav Fér¹, Karel Němeček¹, Oksana Golovko², Roman Grabic²

¹ Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 165 00 Praha

² Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zátiší 728/II, 389 25 Vodňany

Abstrakt

Příspěvek je zaměřen na vliv rostlin na půdní strukturu a hydraulické vlastnosti půd trvale zatravněných nebo periodicky oraných, vliv zdroje organické hmoty na půdní strukturu a hydraulické vlastnosti nadložních organických horizontů, a na podíl kořenů rostlin a organické hmoty na vzniku preferenčního proudění vody a transport látek. Rovněž je pozornost věnována analýze distribuce kořenů v laboratorním boxu a modelované aktuální transpiraci a půdní vlhkosti. Navíc je diskutována adsorpce rozpuštěných látek (3 léčiv a jejich metabolitů) 5 rostlinami pěstovaných ve 3 půdách.

Klíčová slova: rostliny, kořeny, půdní struktura, hydraulické vlastnosti, preferenční proudění, adsorpce vody a rozpuštěných látek kořeny rostlin

Úvod

Rostliny významně ovlivňují vodní režim půd nejen tím, že z půdy odčerpávají vodu a v ní rozpuštěné látky, ale i tím, že jejich kořeny, rozklad rostlinných zbytků apod. modifikují půdní strukturu a tím i hydraulické vlastnosti půd. V příspěvku jsou na příkladech ilustrovány některé z těchto aspektů.

Vliv rostlin na půdní strukturu a hydraulické vlastnosti půd

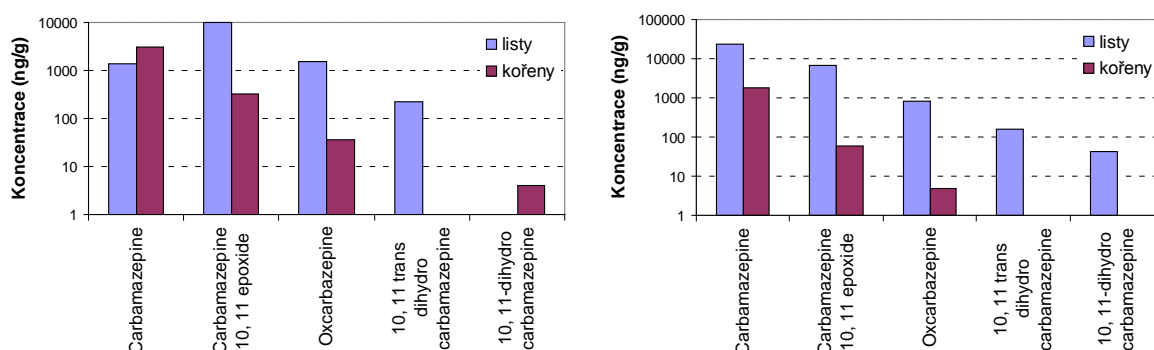
Významný vliv kořenů na půdní strukturu a následně na hydraulické vlastnosti půd byl pro hnědozem modální a kambizem modální dokumentován v pracích Kodešové et al. (2011) a Féra et al. (2016). V těchto pracích byly pro všechny diagnostické horizonty půd buď trvale zatravněných, nebo periodicky oraných porovnány mikromorfologické snímky a hydraulické vlastnosti stanovené na 100 cm³ neporušených půdních vzorcích metodou multi-step outflow. V obou případech bylo dokázáno, že povrchové horizonty A se výrazně odlišují. Zatravněné půdy vykazaly vyšší retenční schopnost a vodivost než orné půdy. Podobný, ale méně výrazný trend byl zaznamenán i v podpovrchových Bt a Bv horizontech. Rozklad rostlinných zbytků měl za následek i mnohem vyšší obsah organické hmoty (dokumentovaný na mikromorfologických snímcích) v případě zatravněných půd než orných půd. V práci Kodešové et al. (2007) bylo navíc na mikromorfologických snímcích a hydraulických vlastnostech pro nadložní organické horizonty horských půd ukázáno, že půdní struktura závisí na zdroji organické hmoty. Vzorky z nadložního horizontu ze smrkového lesa vykazaly mnohem nižší retenční schopnost než vzorky odebrané pod travním porostem. Kořeny rostlin mohou díky rozrušování půdy (růst kořenů, jejich smršťování, zánik apod.) zapříčinit preferenční proudění vody a transport v ní rozpuštěných látek, což bylo pomocí barevného stopovače v makro a mikroměřítku ilustrováno v práci Kodešové et al. (2015). Organická hmota se společně s jílovými částicemi mohou akumulovat na povrchu biopórů a půdních agregátů, čím je pak výrazně snížena možnost průniku vody a látek do matričních pórů (Fér et Kodešová, 2012, Fér et al., 2016) a zvýšeno preferenční proudění v makropórech (Kodešová et al., 2008, 2012).

Vliv rostlin na bilanci půdní vody a rozpuštěných látek

Odčerpávání vody z půdy je dáno potenciální transpirací a aktuálními půdními podmínkami. Při modelování aktuální transpirace a bilance půdní vody je potřeba znát distribuci kořenů v půdě a jejich potenciální schopnost adsorbovat vodu, která může být například interpretována jako hustota kořenů v půdním prostředí. Pro popis hustoty kořenů existuje řada metod, které mohou poskytovat rozdílná rozdělení těchto hodnot. Při jejich využití pro matematické modelování vodního režimu pak mohou

být dosaženy odlišné výsledky. V práci Klementa et al. (2016) jsou tyto rozdíly dokumentovány na 1D a 2D distribuci hustoty kořenů vyhodnocených v laboratorním boxu buď gravimetricky nebo analýzou obrazu, a simulovaných aktuálních transpirací a půdních vlhkostí modely HYDRUS-1D a 2D.

Společně s vodou mohou být kořeny rostlin adsorbovány i rozpuštěné látky, které jsou v ní rozpuštěné. Rostliny navíc mohou mít vliv na přeměnu (například degradaci) těchto látek v prostředí. Testování chování 3 léčiv (sulfamethoxazolu, atenololu a karbamazepinu) v systému půda-voda-rostlina proběhlo ve skleníkových podmínkách. Byl hodnocen přestup těchto léčiv do 5 rostlin [ředkvička setá (*Raphanus sativus*), roseta setá (*Eruca sativa*), kozlíček polní (*Valerianella locusta*), špenát setý (*Spinacia oleracea*) a hrách setý – cukrový (*Pisum sativum* var. *Axiphium*)] pěstovaných ve 3 půdách (ve vzorcích z povrchových horizontů černozemě, kambizemě a regozemě). Kromě koncentrací léčiv v kořenech, listech, stoncích (hrách) a plodech (hrách) byly analyzovány i koncentrace jejich metabolitů. Přesto, že jsou atenolol a sulfamethoxazol v půdě relativně rychle degradovány (Kodešová et al., 2016, Koba et al., 2016, 2017) byly ve všech případech, kdy byla studována adsorpce léčiv rostlinami, detekovány jak tyto látky, tak jejich metabolity ve všech částech rostlin. Velmi vysoké koncentrace látky a jejich metabolitů pak byly zjištěny v případě karbamazepinu. Tato látka je v půdě velmi stabilní, téměř nepodléhá degradaci (Kodešová et al., 2016) a podíl jejich metabolitů je obvykle relativně nízký (Koba et al., 2016). V rostlinách však byly nalezeny poměrně vysoké koncentrace metabolitů (ukazujících na zvýšenou metabolizaci látek v rostlinách) a jejich podíl závisel na řádu a čeledi rostliny. Pro ilustraci jsou zde uvedeny koncentrace karbamazepinu a jeho metabolitů v listech a kořenech kozlíčku polního (*Valerianella locusta*) a rosety seté (*Eruca sativa*) pěstovaných v kambizemi (obr. 1). Například v listech kozlíčku polního (*Valerianella locusta*) z řádu štětkovitých a čeledi kozlíkovitých a špenátu setého (*Spinacia oleracea*) z řádu hvozdíkotvarých a čeledi laskavcovitých byly zjištěny mnohem vyšší koncentrace metabolitů než v listech rosety seté (*Eruca sativa*) a ředkvičky seté (*Raphanus sativus*), které jsou obě z řádu brukvotvarých a čeledi brukvovitých.



Obr. 1: Koncentrace karbamazepinu a jeho metabolitů v listech a kořenech kozlíčku polního (*Valerianella locusta*) a rosety seté (*Eruca sativa*).

Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou Grantové agentury ČR (Projekty 13-12477S a 17-08937S).

Literatura

- Fér, M., Kodešová, R. (2012): Estimating hydraulic conductivities of the soil aggregates and their clay-organic coatings using numerical inversion of capillary rise data. *Journal of Hydrology*, 468-469, 229-240.
- Fér, M., Kodešová, R., Nikodem, A., Jirků, V., Jakšík, O., Němeček, K. (2016): The impact of the permanent grass cover or conventional tillage on hydraulic properties of Haplic Cambisol developed on paragneiss substrate. *Biologia, Section Biohydrology* 71(10), 1144-1150.

- Fér, M., Leue, M., Kodešová, R., Gerke, H.H., Ellerbrock, R.H. (2016): Droplet infiltration dynamics and wettability related to soil organic matter composition of soil aggregate coatings. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 64(2), 111-120.
- Klement, R., Fér, M., Novotná, Š., Nikodem, A., Kodešová, R. (2016): Root distributions in a laboratory box evaluated using two different techniques (gravimetric and image processing) and their impact on root water uptake simulated with HYDRUS. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 64(2), 196-208.
- Koba, O., Golovko, O., Kodešová, R., Fér, M., Grabic, R. (2017): Antibiotics degradation in soil: A case of clindamycin, trimethoprim, sulfamethoxazole and their transformation products. *Environmental Pollution*, 220, 1251-1263.
- Koba, O., Golovko, O., Kodešová, R., Klement, A., Grabic, R. (2016): Transformation of atenolol, metoprolol, and carbamazepine in soils: The identification, quantification, and stability of the transformation products and further implications for the environment. *Environmental Pollution*, 218, 574-585.
- 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., Klement, A., Golovko, O., Koba, O., Fér, M., Nikodem, A., Vondráčková, L., Jakšík, O., Grabic, R. (2016): An analysis of the dissipation of pharmaceuticals under thirteen different soil conditions. *Science of the Total Environment*, 544, 369-381.
- 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 Journal*, ISSN: 1539-1663, 7(2), 798-809.
- Kodešová, R., Němeček, K., Kodeš, V., Žigová, A. (2012): Using dye tracer for visualization of preferential flow at macro- and microscales. *Vadose Zone Journal*, 11, vzj2011.0088,
- Kodešová, R., Němeček, K., Žigová, A., Nikodem, A., Fér, F. (2015): Using dye tracer for visualizing roots impact on soil structure and soil porous system. *Biologia*, 70(11), 1439-1443.
- 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.

Mobilizace léčiv obsažených v čistírenských kalech a jejich adsorpce rostlinami

Radka Kodešová¹, Aleš Klement¹, Antonín Nikodem¹, Oksana Golovko², Olga Koba², Miroslav Fér¹, Roman Grabic²

¹ Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 165 00 Praha

² Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zátíší 728/II, 389 25 Vodňany

Abstrakt

Příspěvek je zaměřen na transport léčiv, která obsahují čistírenské kaly, v půdě a jejich adsorpci rostlinami. Půdní vzorky odebrané z povrchových horizontů sedmi půdních typů byly smíchány s kaly ze dvou čistíren odpadních vod. Byly provedeny dva experimenty, kdy byl sledován odtok látek z půdních sloupců nebo obsah látek ve špenátu setém (*Spinacea oleracea* L.), který byl ve vzorku pěstován. Výsledky ukázaly, jak poměrně značnou mobilitu léčiv obsažených v kalech, tak i adsorpci řady z nich rostlinami.

Klíčová slova: půda, čistírenský kal, léčiva, rostliny

Úvod

Odpadní vody a čistírenské kaly obsahují řadu látek, například léčiv, které se po jejich aplikaci na půdu uvolňují a dále migrují ve vodním prostředí. Mobilita léčiv v půdním prostředí je pak dána jejich sorpcí a degradací v půdě, která závisí na půdních vlastnostech (např. Kodešová et al., 2015, 2016; Kočárek et al., 2016). Látky následně mohou kontaminovat podzemní a povrchové vody, nebo mohou být adsorbovány rostlinami. Cílem této studie bylo zjistit, jak charakteristiky různých půd ovlivní chování léčiv obsažených v kalech ze dvou čistíren odpadních vod.

Materiál a metody

Z povrchových horizontů 7 půdních typů (černice, černoze, šedoze, hnědoze, regoze a dvou kambizemí) byly odebrány porušené půdní vzorky a na vzduchu vysušeny. Dále byly odebrány vzorky kalů ze dvou čistíren odpadních vod, které byly rovněž vysušeny. Byly provedeny 2 experimenty. 1) Půda byla smíchána s kalem, nahutněna do válců o průměru 3,5 cm a výšce 10 cm a zvlhčena na hodnotu blízké polní vodní kapacitě. Po 14 dnech byla na povrch aplikována výtopa 1 cm. V průběhu výtopových experimentů byla zaznamenána kumulativní infiltrace a odtok ze vzorku a byly změřeny koncentrace léčiv a obsah rozpuštěného organického uhlíku v odtékajícím roztoku. 2) Půda byla smíchána s kalem a nahutněna do válců o stejném objemu a zvlhčena. V těchto válcích (obr. 1) pak byl ve skleníku pěstován špenát setý (*Spinacea oleracea* L.). Po jeho sklizni byl vyhodnocen obsah látek v kořenech a listech.



Obr. 1: Experiment ve skleníku - špenát pěstovaný ve směsích sedmi půdních vzorků s kaly ze dvou čistíren odpadních vod.

Výsledky a diskuse

Odtok jednotlivých léčiv obsažených v kalech i jejich adsorpce rostlinami závisel jak na půdním typu, tak na kalu. Obecně lze říct, že nejvyšší odtok léčiv byl zaznamenán pro regozem a obě kambizemě. Mobilita léčiv závisela na jejich uvolnění z kalu, sorpci na půdní částice, ale i na množství rozpuštěného organického uhlíku. Vyhodnocené koncentrace léčiv v kořenech a listech špenátu ukázaly selektivní adsorpci látek rostlinami. V tabulce 1 jsou pro ilustraci zobrazeny výsledky pro vybraná léčiva a půdní vzorek odebraný z povrchového horizontu hnědozemě. Sertraline a carbamazepine byly nalezeny jak v odtékajícím roztoku, tak v rostlinách. Na druhou stranu obsahy fexofenadinu a venlafaxinu v rostlinách byly velmi nízké až zanedbatelné.

Tabulka 1: Koncentrace vybraných léčiv vyjádřené na gram sušiny nebo na objem roztoku: koncentrace v jednotlivých kalech z čistíren odpadních vod A a B, koncentrace léčiv v odtékajícím roztoku z půdních sloupců hnědozemě (1. experiment), koncentrace v listech nebo kořenech špenátu setého pěstovaného v hnědozemi (2. experiment).

Kal z ČOV A nebo B	Sertraline		Carbamazepine		Fexofenadine		Venlafaxine	
	A	B	A	B	A	B	A	B
Koncentrace v kalu (ng g ⁻¹)	285	305	43	93	59	65	115	110
v odtékajícím roztoku (ng L ⁻¹)	75	32	83	127	52	39	104	720
v listech špenátu setého (ng g ⁻¹)	8,8	26	17	56	<0,32	<0,30	1,4	1,6
v kořenech špenátu setého (ng g ⁻¹)	93	80	8,1	15	<0,33	<0,38	3,0	1,3

Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou Grantové agentury ČR (Projekty 13-12477S a 17-08937S).

Literatura

- Kočárek, M., Kodešová, R., Vondráčková, L., Golovko, O., Fér, M., Klement, A., Nikodem, A., Jakšík, O., Grabic, R. (2016): Simultaneous sorption of four ionizable pharmaceuticals in different horizons of three soil types. *Environmental Pollution*, 218, 563-573.
- Kodešová, R., Grabic, R., Kočárek, M., Klement, A., Golovko, O., Fér, M., Nikodem, A., Jakšík, O. (2015): Pharmaceuticals' sorptions relative to properties of thirteen different soils. *Science of the Total Environment*, 511, 435-443.
- Kodešová, R., Kočárek, M., Klement, A., Golovko, O., Koba, O., Fér, M., Nikodem, A., Vondráčková, L., Jakšík, O., Grabic, R. (2016): An analysis of the dissipation of pharmaceuticals under thirteen different soil conditions. *Science of the Total Environment*, 544, 369-381.

Chování léčiv v půdním prostředí

Radka Kodešová¹, Olga Koba², Martin Kočárek¹, Aleš Klement¹, Oksana Golovko², Miroslav Fér¹,
Antonín Nikodem¹, Roman Grabic²

¹ Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 165 00 Praha

² Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zátiší 728/II, 389 25 Vodňany

Abstrakt

Příspěvek je zaměřen na chování léčiv v půdě a možný přestup těchto látek do rostlin. Byla zkoumána sorpce a degradace 7 léčiv ve 13 půdách. Bylo zjištěno, že zatímco sorpce látek závisí na partikulárních půdních vlastnostech, míra jejich degradace souvisí s půdním typem. Pro 6 léčiv byly dále vyhodnoceny jejich metabolity (tj. jejich vznik a následná degradace). V případě antibiotik byla opět prokázána úzká souvislost chování jejich metabolitů s půdními typy a jejich substráty.

Klíčová slova: léčiva, metabolity, půda, sorpce, degradace

Úvod

Řada studií (např. Thiele-Bruhn, 2003) prokázala, že jsou půdy kontaminovány léčivými. Zdrojem těchto látek mohou být například statková hnojiva, recyklované odpadní vody nebo čistírenské kaly. Proto je potřeba podrobněji zkoumat jejich chování v půdním prostředí, tj. jejich sorpci na půdní částice a degradaci v půdě a s tím související kontaminaci podzemních a povrchových vod, či přestup látek do rostlin. Cílem proto bylo nalézt souvislost mezi chováním vybraných látek a charakteristikami půd.

Materiál a metody

Chování 7 léčiv (clarithromycinu, clindamycinu, trimethoprimu, sulfamethoxazolu, metoprololu, atenololu a karbamazepinu) bylo studováno ve 13 půdních vzorcích odebraných z povrchových horizontů 11 půdních typů (černice, tři černozemě, hnědozemě, šedozemě, regozemě, čtyři kambizemě) a dvou půdních substrátů (písek a spraš). Byly provedeny standardní sorpční a degradační experimenty. Podrobnosti jsou uvedeny v pracích Kodešové et al. (2015 a 2016). Metoda extrakce a stanovení látek v půdních vzorcích byla popsána v práci Golovko et al. (2016). V případě sorpce léčiv byla vyhodnocena pedotransferová pravidla pro předpověď sorpčních koeficientů ze základních půdních vlastností. Některá z nich byla testována v práci Kočárka et al. (2016), ve které byla studována současná sorpce 4 léčiv (trimethoprimu, sulfamethoxazolu, atenololu a karbamazepinu) v různých horizontech 3 půdních typů (šedozemě, hnědozemě a kambizemě). V případě degradace léčiv byly vyhodnoceny rychlosti degradací a poločasy rozpadu. V průběhu degradačních experimentů byly rovněž analyzovány metabolity 6 léčiv: atenololu, metoprolol, karbamazepinu (Koba et al., 2016), clindamycinu, trimethoprimu a sulfamethoxazolu (Koba et al., 2017).

Výsledky a diskuse

Výsledky sorpčních a degradačních experimentů jsou podrobně diskutovány v opublikovaných pracích. Sorpce léčiv byla významně ovlivněna pH půdy, které určovalo míru jejich disociace (Kodešová et al., 2015). Obecně sorpce (popsaná Freudlichovými sorpčními koeficienty) kladně nabitých molekul (clindamycinu, trimethoprimu, metoprololu a atenololu) korelovala s nasyceností bazickými ionty, negativně nabitých molekul (sulfamethoxazole) s hydrolytickou aciditou, a neutrálních molekul (karbamazepinu) s obsahem organického uhlíku. Na druhou stranu poločasy rozpadu nevykázaly úzké korelace s partikulárními půdními vlastnostmi a ani se sorpčními koeficienty, ale byla prokázána souvislost s půdními typy (Kodešová et al., 2016). Rovněž byla opět prokázána úzká souvislost chování metabolitů třech antibiotik (clindamycinu, trimethoprimu a sulfamethoxazolu), tj. jejich vznik a následná degradace, s půdními typy a jejich substráty (Koba et al., 2017). Nejvíce se v půdách sorboval clarithromycin následován trimethoprimem, metoprololem,

atenololem, clindamycinem, carbamazepinem a sulfamethoxazolem. Nejnižší sorpce sulfamethoxazolu byla zjištěna především díky odpuzivým silám mezi negativně nabitými molekulami a negativně nabitým povrchem půdních částic Tyto síly mohou být eliminovány (a sorpce zvýšena) v případě, že jsou současně na půdu sorbovány kladně nabité molekuly (Kočárek et al., 2016). Nejrychleji se v půdě degradoval atenolol následován sulfamethoxazolem, clindamycinem, metoprololem, trimethoprimem, clarithromycinem a karbamazepinem.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou Grantové agentury ČR (Projekty 13-12477S a 17-08937S).

Literatura

- Golovko, O., Koba, O., Kodešová, R., Fedorova, G., Kumar, V. Grabic, R. (2016): Development of fast and robust multiresidual LC-MS/MS method for determination of pharmaceuticals in soils. *Environmental Science and Pollution Research*, 23 (14), 14068-14077.
- Koba, O., Golovko, O., Kodešová, R., Fér, M., Grabic, R. (2017): Antibiotics degradation in soil: A case of clindamycin, trimethoprim, sulfamethoxazole and their transformation products. *Environmental Pollution*, 220, 1251-1263.
- Koba, O., Golovko, O., Kodešová, R., Klement, A, Grabic, R. (2016): Transformation of atenolol, metoprolol, and carbamazepine in soils: The identification, quantification, and stability of the transformation products and further implications for the environment. *Environmental Pollution*, 218, 574-585.
- Kočárek, M., Kodešová, R., Vondráčková, L., Golovko, O., Fér, M., Klement, A., Nikodem, A., Jakšík, O., Grabic, R. (2016): Simultaneous sorption of four ionizable pharmaceuticals in different horizons of three soil types. *Environmental Pollution*, 218, 563-573.
- Kodešová, R., Grabic, R., Kočárek, M., Klement, A., Golovko, O., Fér, M., Nikodem, A., Jakšík, O. (2015): Pharmaceuticals' sorptions relative to properties of thirteen different soils. *Science of the Total Environment*, 511, 435-443.
- Kodešová, R., Kočárek, M., Klement, A., Golovko, O., Koba, O., Fér, M., Nikodem, A., Vondráčková, L., Jakšík, O., Grabic, R. (2016): An analysis of the dissipation of pharmaceuticals under thirteen different soil conditions. *Science of the Total Environment*, 544, 369-381.
- Thiele-Bruhn, S. (2003): Pharmaceutical antibiotic compounds, in soils - a review. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 166, 145-167.

Měření únosnosti travnatých letištních ploch v závislosti na vlhkosti půdy a možnosti jejího zvýšení válcováním na letišti Praha Ruzyně

Radka Kodešová¹, Antonín Nikodem¹, Aleš Klement¹, Miroslav Fér¹, Arnošt Mráz²

¹ Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 165 00 Praha

² Ekotechnika spol. s r.o., Mokropská 1832, 252 28 Černošice

Abstrakt

Únosnost pásů nezpevněných ploch podél letištních drah a koncových bezpečnostních ploch je možné zvýšit hutněním válcováním. Zhutnitelnost zeminy na půdním povrchu na modelovém území byla stanovena jak v laboratoři na půdním vzorku podle ČSN EN 13286-2, tak v terénu. Cílem bylo posoudit optimální vlhkostní podmínky pro hutnění rostlé půdy a způsob hutnění. Hutnění v terénních podmínkách probíhalo při třech rozdílných vlhkostech pomocí zemního vibračního válce ve dvou variantách: a) bez vibrace, b) s nízkým stupněm vibrace. Počet přejezdů se zvyšoval nelineárně následujícím způsobem: 0, 1, 3, 6, 10, 20. Při vyšších vlhkostech byl zřetelněji zaznamenán zvyšující trend v objemových hmotnostech se zvyšujícím se počtem přejezdů. Válcování s nízkou frekvencí mělo větší efekt než válcování bez vibrace. Podstatné zvýšení objemových hmotností (blízkých laboratorním hodnotám) bylo zjištěno až po desátém přejezdu s vibrací. Trendy měřených hodnot CBR vyjadřujících únosnost půdy se vzrůstajícím počtem přejezdů byly nejednoznačné, protože únosnost byla determinována nejen objemovou hmotností ale i postupně se zvyšující saturací půdy.

Klíčová slova: únosnost půdy, objemová hmotnost, vlhkost půdy, hutnění, válcování.

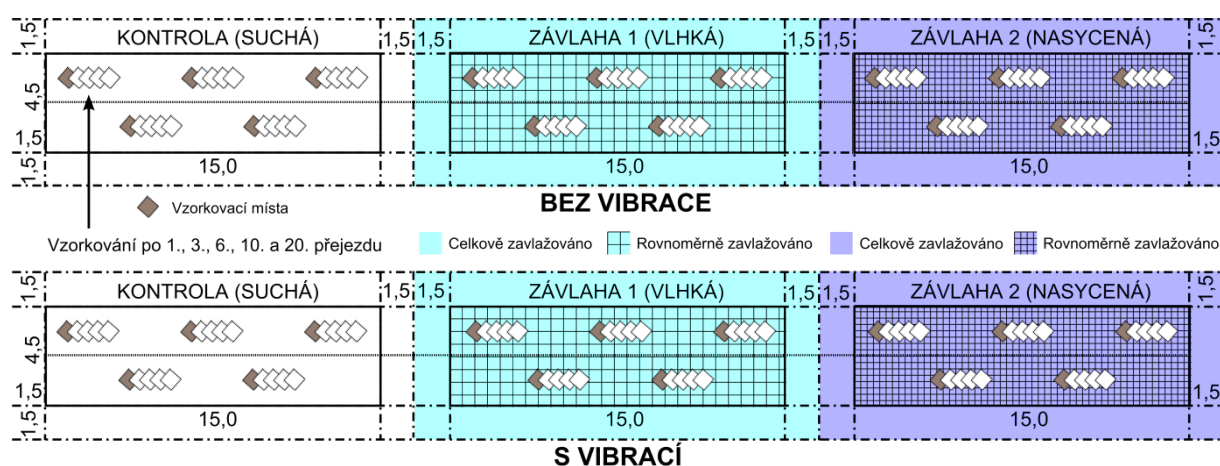
Úvod

Pásky nezpevněných ploch podél letištních drah (STRIP RWY) a koncová bezpečnostní plocha (RESA) vytvářejí bezpečnostní bariéry proti poškození letadel v případě vyjetí z dráhy. Únosnost nezpevněných ploch, vyjádřená kalifornským poměrem únosnosti (CBR), musí odpovídat ACN letadel, resp. vypočítanému zatížení hlavního podvozku při předepsaném huštění pneumatik (Mráz a kol., 2016). Únosnost zemin je dána jejich složením. Aktuální únosnost dané zeminy je pak určena její vlhkostí a objemovou hmotností. Proto je únosnost dané zeminy možné zvýšit mechanickým hutněním válcováním. Dalšího zvýšení je pak možné dosáhnout úpravou zemin podle následujících norem: ČSN EN 14 227-1 Směsi z kameniva stmelené cementem; ČSN EN 14 227-2 Směsi z kameniva stmelené struskou; - ČSN EN 14 227-15 Zeminy stabilizované hydraulickými pojivy; ČSN EN 14 227-5 Směsi z kameniva stmelené hydraulickými silničními pojivy; ČSN EN 14 227-4 Popílký pro směsi stmelené hydraulickými pojivy; ČSN EN 14 227-3 Směsi z kameniva stmelené popílkem. Tyto úpravy jsou však jak finančně, tak časově náročné. Cílem této studie proto bylo zjistit, zda a za jakých podmínek je možné zvýšit únosnost dané nezpevněné plochy na požadovanou úroveň hutněním válcováním.

Materiál a metody

Studie byla provedena na letišti Václava Havla v Praze Ruzyni. Na základě rekognoskace půdních podmínek pásů nezpevněných ploch podél hlavních drah (06/24 a 12/30) a koncových bezpečnostních ploch obou drah (Mráz a kol., 2016) byla vybrána reprezentativní plocha, na které pak byla testována zhutnitelnost a následná únosnost zeminy. Zhutnitelnost zeminy na půdním povrchu byla stanovena jak v laboratoři na půdním vzorku, tak v terénu. Byl odebrán porušený půdní vzorek z povrchového horizontu (z hloubky 0-15 cm), vysušen na vzduchu a proset přes síto o rozměru ok 5 mm. Na tomto vzorku pak byla podle ČSN EN 13286-2 (Př.NB – Metoda B – Proctor standard) vyhodnocena zhutnitelnost zeminy. Byl vyjádřen vztah mezi výslednou objemovou hmotností a hmotnostní vlhkostí. Dále byla vyhodnocena maximální možná objemová hmotnost při hutnění a odpovídající optimální vlhkost. Na jemnozemi byly rovněž stanoveny základní půdní vlastnosti.

Cílem pokusu v terénu bylo posoudit optimální polní vlhkostní podmínky pro hutnění rostlé půdy a optimální způsob hutnění válcováním (tj. počet přejezdů, hutnění s a bez vibrace). Na místě určeném pro polní zhutňovací zkoušku bylo vytyčeno 6 obdélníkových ploch (viz schéma na obr. 1). Plochy označené jako závlaha 1 (vlhká) a závlaha 2 (nasyčená) byly následně zavlaženy tak, aby byla půda provlhčena minimálně do hloubky 25 cm. Na každou plochu bylo aplikováno 6 m³ vody. Plochy označené jako kontrola (suchá), byly ponechány za přirozené vlhkosti. Druhý den pak byly zavlaženy jen plochy označené závlaha 2 (nasyčená). Na závlahu byla použita stejná dávka jako předešlý den, tj. 6 m³ vody. Rovnoměrnost závlahy uvnitř pokusných ploch byla kontrolována pomocí plochých srážkoměrných nádob se záchytnou plochou 660 cm², ve kterých byla průběžně měřena výška vodní hladiny. Na každé ploše byly diagonálně umístěny tři srážkoměrné nádoby. Třetí den byl proveden vlastní zhutňovací pokus. Hutnění probíhalo pomocí zemního vibračního válce typu STAVOSTROJ VV1500D s jedním hladkým běhounem a zadními gumovými plochými pneumatikami ve dvou variantách: a) bez vibrace (horní pás ploch v obrázku 1), b) s nízkým stupněm vibrace (dolní pás ploch). Počet přejezdů se zvyšoval nelineárně následujícím způsobem: 0, 1, 3, 6, 10, 20. Před hutněním (tj. 0 přejezdů) byly na každé ploše z hloubky 10-15 cm odebrány tři neporušené půdní vzorky o objemu 100 cm³. V okolí odběrových míst bylo rovněž provedeno penetrometrické měření do hloubky 20 cm pomocí Penetrologgeru CBR od firmy Eijkelkamp (Eijkelkamp Soil & Water, 2013). Aktuální vlhkost v hloubce 0–7 cm byla v místě měření změřena senzorem ThetaProbe (Delta-T Devices Ltd., 2013). Po jednotlivých zhutňovacích krocích pak bylo následně odebíráno pět neporušených půdních vzorků a proveden stejný počet penetrometrických měření v jejich okolí. Na odebraných neporušených vzorcích byly gravimetricky stanoveny objemové a hmotnostní půdní vlhkosti, objemová půdní hmotnost, pórovitost a stupeň saturace. Byly vyhodnoceny závislosti objemové půdní hmotnosti na vlhkostních podmínkách, které byly porovnány s laboratorními testy.



Obr. 1: Plán rozložení pokusných hutnicích ploch (Mráz a kol., 2016).

Výsledky a diskuse

Základní půdní vlastnosti jsou zobrazeny v tabulce 1. Výsledky laboratorního stanovení zhutnitelnosti zeminy jsou ukázány v tabulce 2. Z analýzy vyplynulo, že bylo dosaženo maximální objemové hmotnosti 1,630 g cm⁻³ při optimální vlhkosti 0,192 g g⁻³.

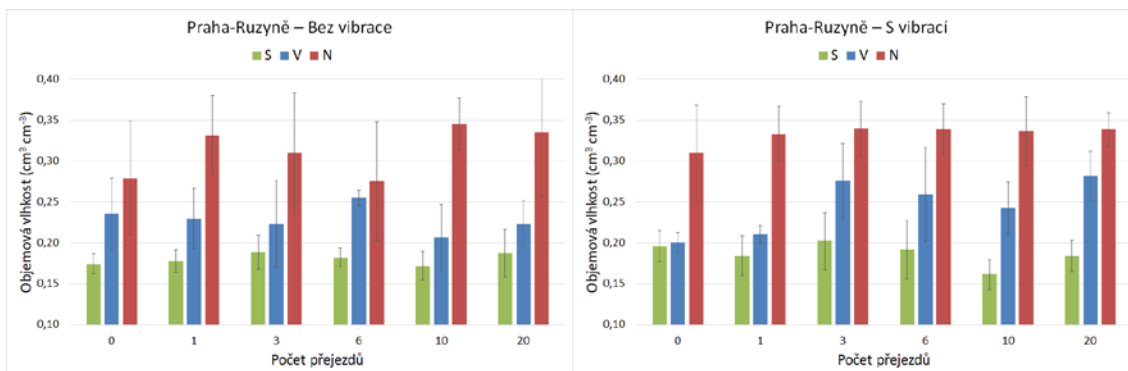
Tabulka 1: Zrnitostní složení, obsah oxidovatelného organického uhlíku, výměnné a aktivní pH, elektrická vodivost půdního vzorku z povrchové vrstvy půdy (Mráz a kol., 2016).

pH _{H2O}	pH _{KCl}	CoX	CaCO ₃	Salinita	ρ _s	Písek	Prach	Jíl
-	-	%	%	μS cm ⁻¹	g cm ⁻³	%	%	%
5,97	4,68	1,48	0	50,0	2,5	9,59	61,08	29,33

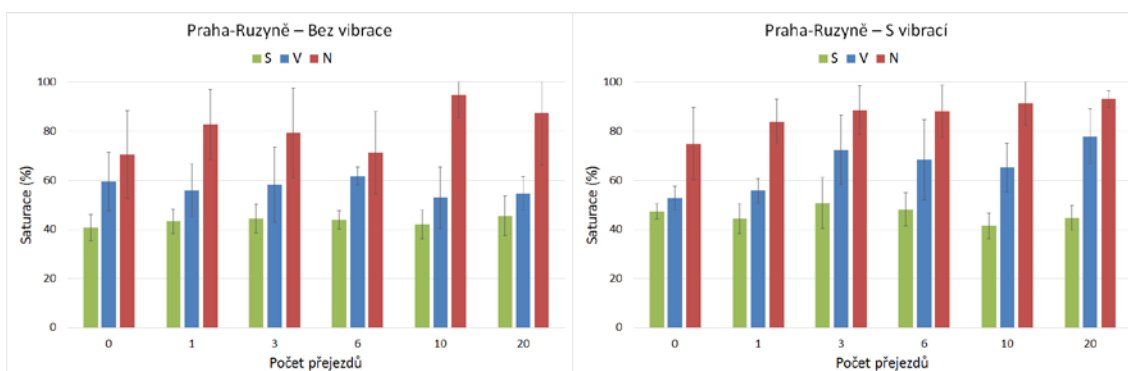
Tabulka 2: Měřené hodnoty hmotnostní půdní vlhkosti a dosazené objemové hmotnosti vyhodnocené na vzorku z povrchové vrstvy půdy v průběhu laboratorního experimentu (Mráz a kol.,2016).

Hmotnostní vlhkost (g g^{-3})	0,089	0,114	0,145	0,169	0,199	0,228
Objemová hmotnost (g cm^{-3})	1,519	1,558	1,590	1,619	1,628	1,563

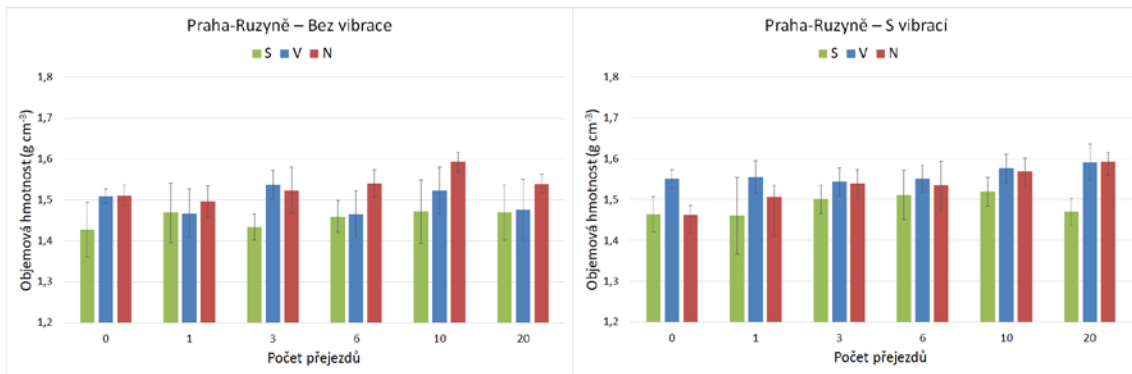
Některé výsledky polního experimentu jsou zobrazeny na obrázcích 2 až 4. Objemové vlhkosti a saturace se v důsledku hutnění v průběhu mírně zvyšovaly (obr. 2 a 3). Objemové hmotnosti (obr. 4) vyhodnocené před zhutňováním vykazovaly velkou variabilitu jak v rámci každé plochy, tak mezi nimi. Což zkrsluje hodnocení efektivity použitého přístupu (tj. hodnocení vhodného stupně saturace půdy vodou a volby způsobu válcování). Obecně lze říci, že při vyšších vlhkostech byl zřetelněji zaznamenán zvyšující trend v objemových vlhkostech se zvyšujícím se počtem přejezdů. Je však nutno poznamenat, že na plochách „V“ byly již od počátku experimentu změřeny celkově vyšší objemové hmotnosti. Válcování s nízkou frekvencí mělo větší efekt než válcování bez vibrace. Mírné zvýšení objemových hmotností bylo při válcování s vibrací dosaženo i za suchých podmínek. Vliv zhutnění začíná být patrný až od třetího přejezdu s vibrací. Podstatné zlepšení nastalo až po desátém přejezdu s vibrací, což dokládají i hodnoty zobrazené v obrázku 5. V tomto obrázku jsou porovnány výsledky laboratorní a polní zkoušky, ukazující vztah mezi hmotnostní vlhkostí a objemovou hmotností. Z grafů vyplývá, že se body získané v polních podmínkách při válcování s vibrací znatelněji postupně přibližovaly k laboratorní křivce než body získané při válcování bez vibrace.



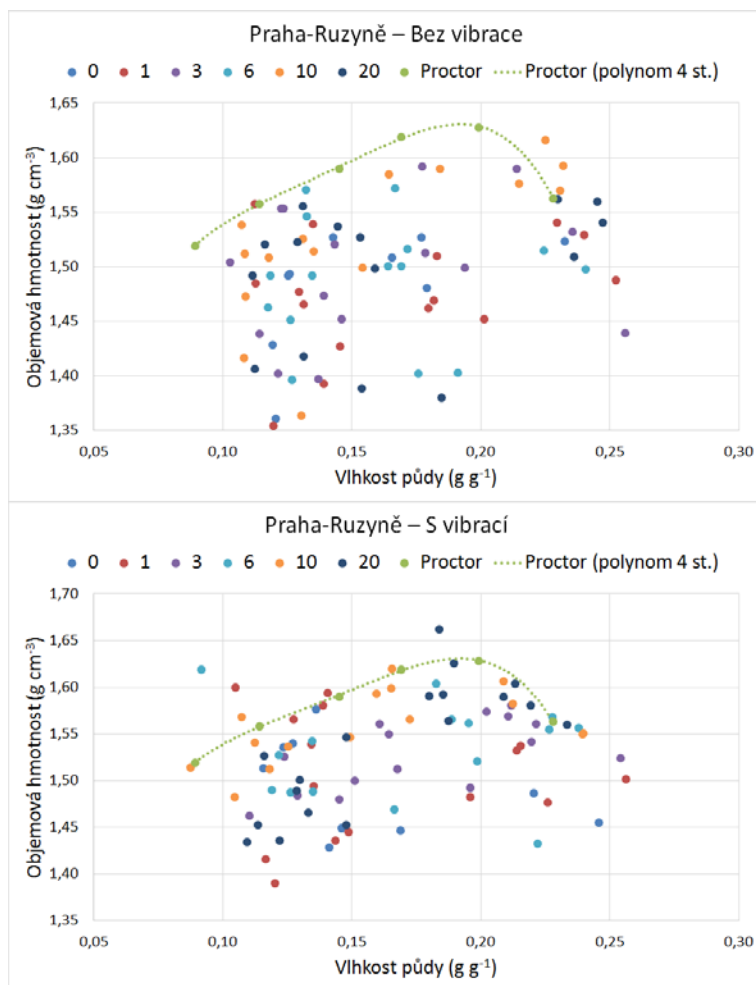
Obr. 2: Objemové vlhkosti vyhodnocené gravimetricky na neporušených půdních vzorcích odebraných v hloubce 10-15 cm (Mráz a kol., 2016).



Obr. 3: Saturace vyhodnocené gravimetricky na neporušených půdních vzorcích odebraných v hloubce 10-15 cm (Mráz a kol., 2016).



Obr. 4: Objemové hmotnosti vyhodnocené gravimetricky na neporušených půdních vzorcích odebraných v hloubce 10-15 cm (Mráz a kol., 2016).



Obr. 5: Vztah mezi hmotnostní vlhkostí a objemovou hmotností vyhodnocený laboratorně na vzorku z povrchové vrstvy půdy a vyhodnocený při terénním pokusu v hloubce 10-15 cm (Mráz a kol., 2016).

Hodnoty CBR měřené pro jednotlivé varianty vlhkostí v hloubkách 5, 10 a 15 cm (Mráz a kol., 2016, zde nejsou ukázány) byly podle očekávání nejvyšší na nezavlažovaných plochách a nejnižší na plochách zavlažených dvakrát. Trendy měřených hodnot se vzrůstajícím počtem přejezdů byly nejednoznačné. Zvyšující trend byl zaznamenán u varianty vlhká s vibrací. V řadě případů bylo zaznamenáno zvýšení hodnot na počátku a pak jejich pokles. Pokles hodnot může být spojen se zvýšením saturace, která byla vyhodnocena na neporušených půdních vzorcích (obr. 3).

Závěr

Hutnící zkoušky prokázaly, že je možné za vhodných vlhkostních podmínek dosáhnout vyšších hodnot objemové hmotnosti půdy a tím i vyšší únosnosti. Získané podklady však neumožňují vyvodit závěr, že hutnění ověřeným způsobem zajistí dostatečnou únosnost půdy za všech podmínek.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl za finanční podpory TA ČR v rámci řešení projektu TB0500MD001, Stanovení standardu údržby vymezených druhů letištních ploch a vytvoření regulačního rámce pro prevenci a minimalizaci následků leteckých nehod při vyjetí z dráhy.

Literatura

- Delta-T Devices Ltd. (2013): User Manual for the ML3 ThetaProbe. Version: ML3-UM-1.0. Delta-T Devices Ltd., Cambridge, UK.
- Eijkelkamp Soil & Water (2013): Penetrologger operating instruction. Eijkelkamp Soil & Water, Giesbeek, The Netherlands.
- Mráz, A. a kol. (2016): Metodika stanovení údržby se zaměřením na únosnost (CBR) pásu RWY a koncové bezpečnostní plochy (RESA). Certifikovaná metodika. Ekotechnika spol. s.r.o., Černošice u Prahy.

Analýza suchých a vlhkých období ako príčin vzniku prírodných požiarov v Národnom parku Slovenský raj

Katarína Korísteková¹, Michal Mikloš², Jaroslav Škvarenina²

¹Katedra protipožiarnej ochrany, Drevárska fakulta, Technická univerzita vo Zvolene

²Katedra prírodného prostredia, Lesnícka fakulta, Technická univerzita vo Zvolene

Abstrakt

Práca analyzuje suché a vlhké obdobia ako jednu z príčin vzniku požiarov v oblasti Národného parku Slovenský raj (NP SR). Hodnotenie príčin vzniku požiarov bolo realizované na základe údajov získaných z okresných riaditeľstiev Hasičského a Záchraného zboru v Rožňave, Spišskej Novej Vsi a Poprade, pod ktoré spadá územie Národného parku Slovenský Raj. Výsledky práce preukázali, že k častému vzniku požiarov prispievajú prírodné pomery (poloha územia v tzv. zrážkovom tieni, geologické podložie tvorené hlavne vápencami, pomerne časté obdobia sucha), vegetačné pomery a lesy tvorené vo veľkej miere horľavými porastmi borovic. Dôležitú úlohu pri vzniku požiarov v lesoch NP SR a príľahlej krajine zohráva aj sociálna štruktúra obyvateľstva a sčasti aj bohatý cestovný ruch.

Kľúčové slová: lesné požiare, krajinné požiare, meteorologické požiarne indexy

Úvod

Výskyt lesných požiarov je globálny problém a jeho početnosť narastá aj na území Slovenska. Vplyvom prebiehajúcich klimatických zmien dochádza k extrémnym prejavom počasia, ktoré úzko súvisia so zvýšeným výskytom a závažnosťou lesných požiarov a s ochranou prírodného prostredia, najmä oblastí národného alebo európskeho významu (MAJLINGOVÁ et al. 2016).

Charakteristika Národného parku Slovenský raj

Národný park Slovenský raj sa nachádza v severovýchodnej časti Slovenského rudohoria v blízkosti Nízkyh Tatier. Klimatológiu charakterizuje mierne chladná oblasť s priemernou ročnou teplotou 5-6°C. Geologické podložie sa skladá z vápenca a dolomitu, ktoré umožňujú vznik krasových útvarov. Územie národného parku Slovenský raj je dobre známe, turistami často vyhľadávané, a to predovšetkým pre svoje charakteristické kaňony, tiesňavy a rokliny. Les pokrýva asi 75% plochy. Najčastejšie zastúpenými druhmi stromov sú smrek (50%) a buk (30%) (LESKOVJANSKA 1999).

Materiál a metódy spracovania

Spracovanie databázy požiarov skúmaného územia

V databáze prírodných požiarov za obdobie 1976 - 2014 pre oblasť Národného parku Slovenský raj sú zahrnuté údaje o jednotlivých požiaroch, ako miesto vzniku požiaru, príčina vzniku požiaru alebo škody ním spôsobené. Všetky potrebné údaje sú získané z okresných riaditeľstiev Hasičského a Záchraného zboru v Rožňave, Spišskej Novej Vsi a Poprade, pod ktoré spadá územie Národného parku Slovenský Raj.

Analýza meteorologických podmienok

Pri spracovaní analýzy boli použité údaje z meteorologickej stanice Slovenského hydrometeorologického ústavu v Poprade, kde je dobre monitorovaný zrážkový tieň Tatier, ktorý má výrazný vplyv na oblasť národného parku (ŠKVARENINA et al. 2003).

Pri hodnotení požiarov v národnom parku sme pracovali s požiarovým indexom (Angströmov požiarový index), ktorého hodnoty sa následne triedia do piatich stupňov nebezpečenstva vzniku požiaru:

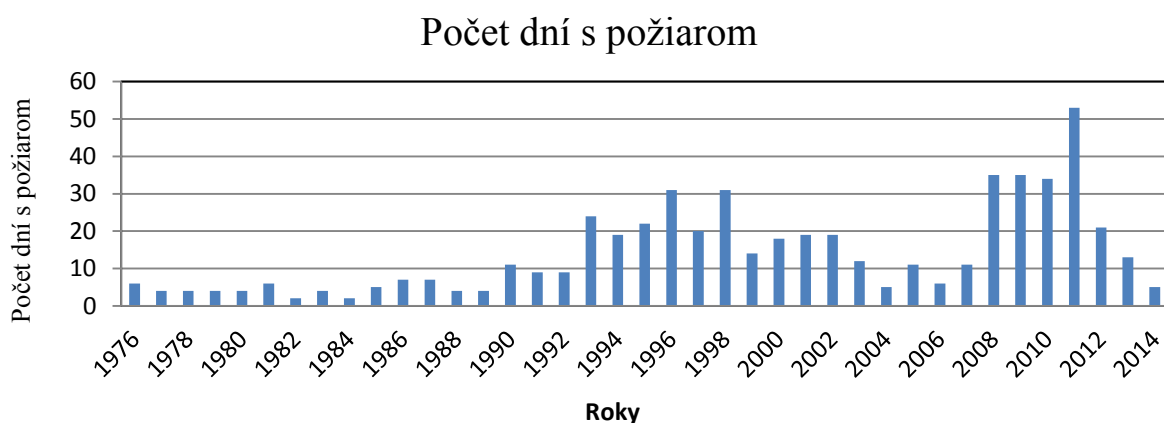
- | | | | |
|------|----------------|-----|--------------------------|
| I. | bez rizika | IV. | vysoké riziko |
| II. | nízke riziko | V. | extrémne vysoké riziko |
| III. | stredné riziko | | (ŠKVARENINA et al. 2003) |

Výsledky a diskusia

V rokoch 1976 – 2014 počet lesných požiarov na území Národného parku Slovenský raj dosiahol hodnotu 712 požiarov. V priemere tak na každý rok pripadá 19 požiarov. Najviac požiarov počas jedného roka vzniklo v roku 2011 (obr. 1), a to až 88 požiarov. Pre porovnanie s počtom požiarov je na obrázku 2 znázornený celkový počet dní s požiarom počas jednotlivých rokov. Za sledované obdobie dosiahol počet dní s požiarom 550 dní. Na jeden rok pripadá v priemere 13 dní s požiarom. Najviac dní s požiarom bolo taktiež v roku 2011, a to až 53 dní.

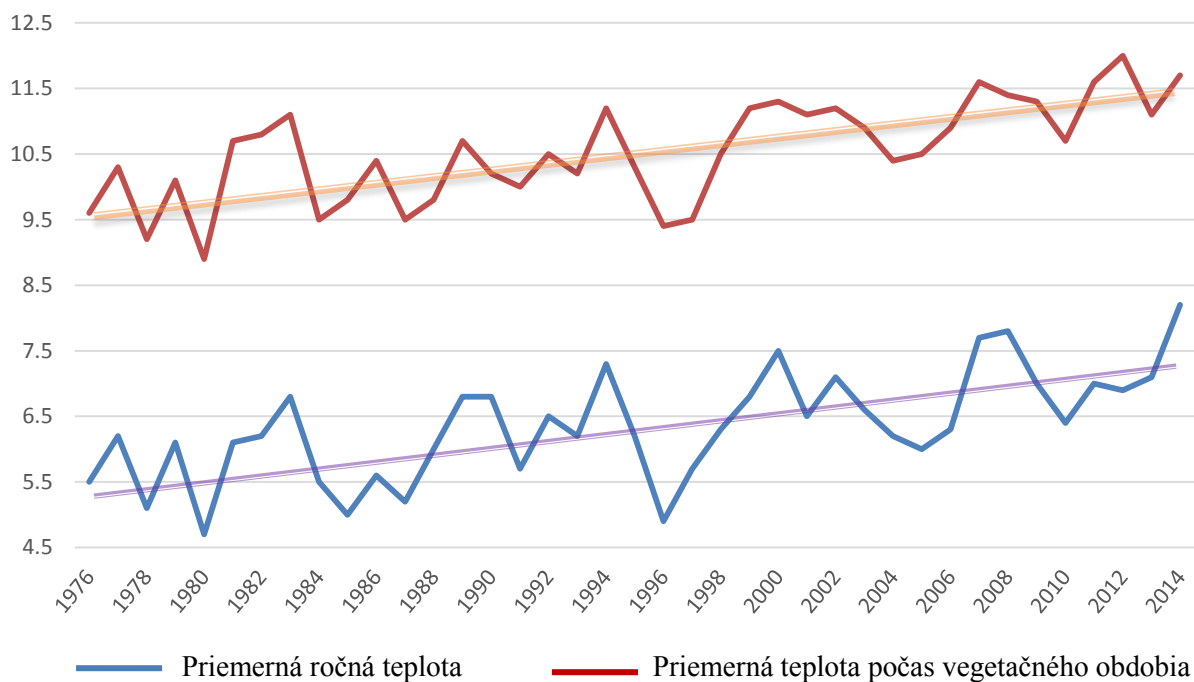


Obr. 1: Počty požiarov podľa jednotlivých rokov od roku 1976 do 2014

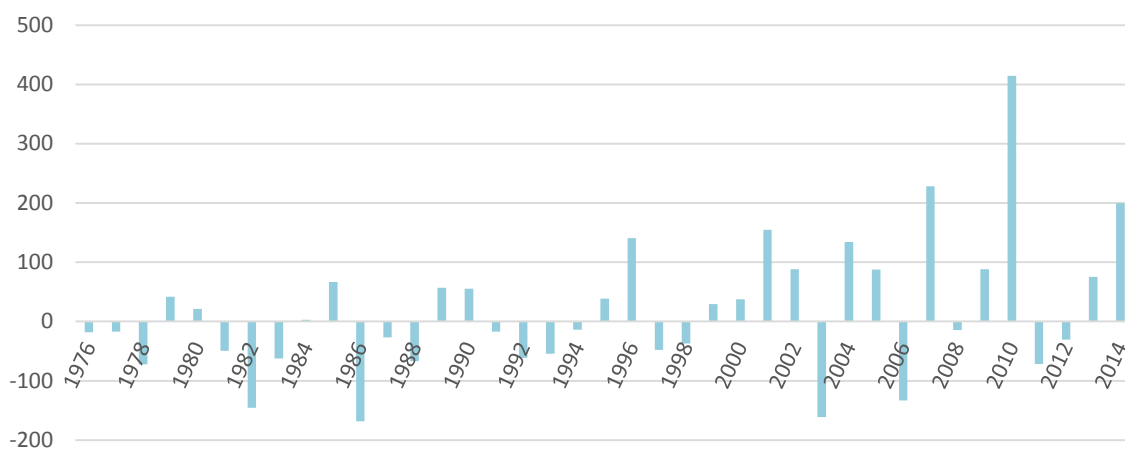


Obr. 2: Počty dní s výskytom lesných požiarov podľa jednotlivých rokov v období od 1976 do 2014

Na obrázku 3 je znázornená súvislosť medzi priemernou ročnou teplotou a priemernou teplotou počas vegetačného obdobia. Z obrázku je zrejmé, že za posledné roky (od roku 2010) priemerná teplota stúpa. Dlhodobý priemer počas vegetačného obdobia je vyšší o viac než 4 °C, a preto aj nebezpečenstvo vzniku požiaru je vyššie než v ostatných mesiacoch. Za posledné roky s najväčšou odchýlkou prekročili priemernú ročnú teplotu a priemernú teplotu vo vegetačnom období roky 2011 a 2014. V roku 2011 dosiahla priemerná ročná teplota 7 °C a vo vegetačnom období až 11,6 °C. V roku 2014 sa teploty od dlhodobých priemerov líšili ešte viac než v roku 2010. Priemerná ročná teplota tak dosiahla 8,2 °C, a priemerná teplota počas vegetačného obdobia dosiahla hodnotu až 11,7 °C. Paradoxne vzniklo počas roka 2014 len 5 požiarov, čo bolo zapríčinené množstvom zrážok (obr. 4). Dlhodobý ročný priemer dosiahol hodnotu 582 mm zrážok a dlhodobý priemer zrážok počas vegetačného obdobia 464,8 mm. Rok 2014 bol pomerne vysoko nad priemerom, čo pravdepodobne ovplyvnilo aj počet požiarov. Priemer zrážok počas roka 2014 dosiahol až hodnotu 781,4 mm a počas vegetačného obdobia 677,6 mm.

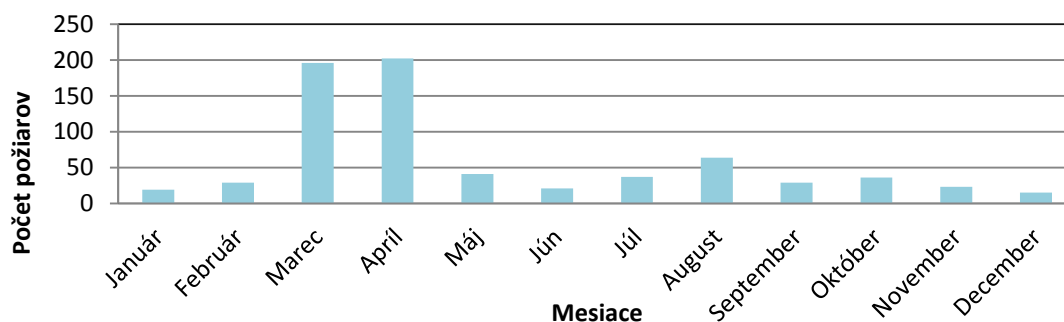


Obr. 3: Priebeh priemernej ročnej teploty jednotlivých rokov



Obr. 4: Odchýlky hodnôt zrážok od dlhodobého ročného priemeru zrážok

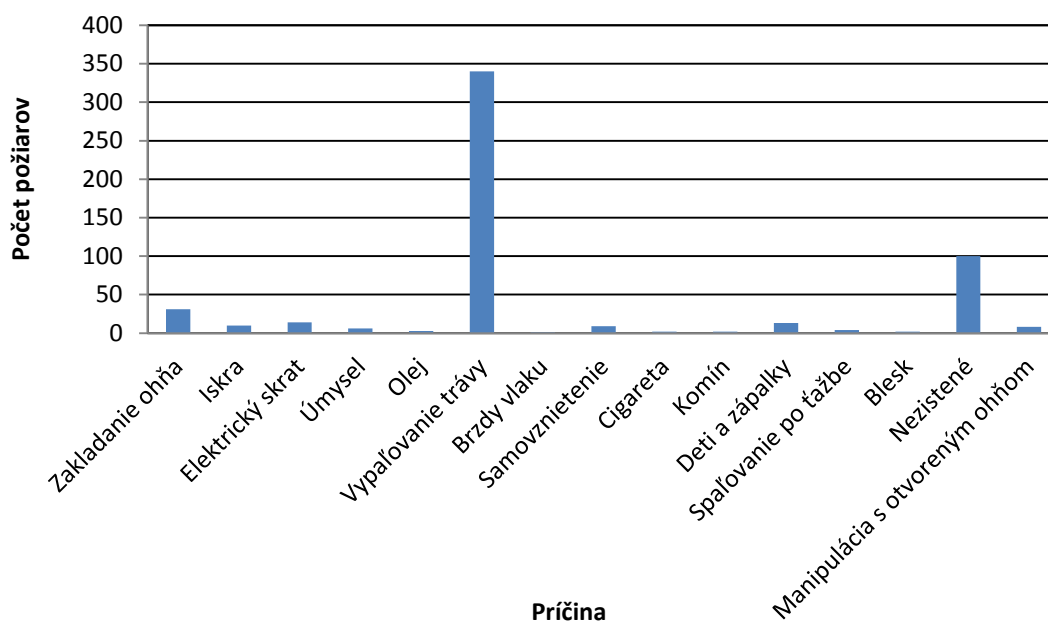
Lesné požiare sa vyskytujú počas celého roka (obr. 5), no od priemeru sa výrazne líšia mesiace jarného obdobia. Najväčšie hodnoty boli dosiahnuté v mesiacoch marec a apríl. Táto skutočnosť je vyvolaná predovšetkým vypaľovaním suchej trávy v jarnom období. Ostatné mesiace dosahujú nižšie hodnoty, avšak navzájom sa od seba výrazne nelíšia. O niečo vyšší počet požiarov pozorujeme v mesiaci august, kde hodnota narastá na 9 %, avšak stále je to neporovnateľné s mesiacmi marec a apríl, kedy sú hodnoty požiarov 27,5% v marci a 28,4% v apríli.



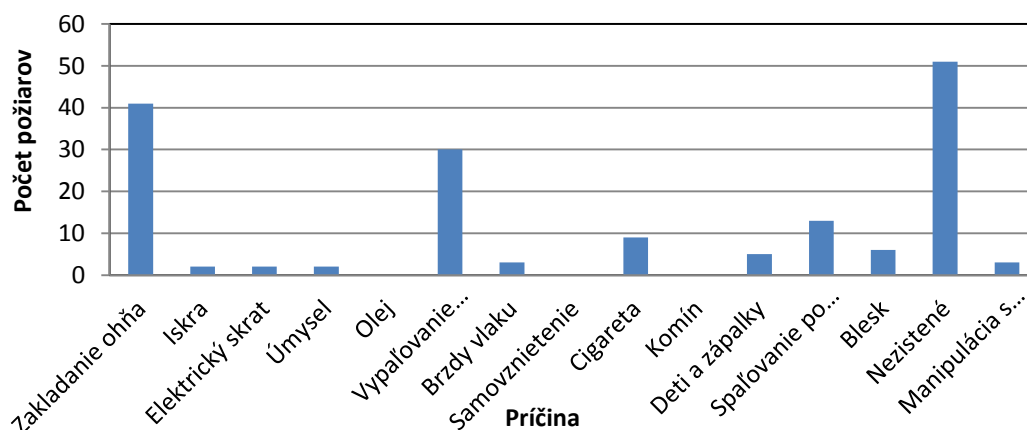
Obr. 5: Relatívne početnosti požiarov podľa jednotlivých mesiacov počas rokov 1976 – 2014

Najčastejšou príčinou vzniku požiarov je vypaľovanie trávy. Z celkového počtu 712 požiarov bolo zapríčinených vypaľovaním suchej trávy až 370, čo je 52%. Druhou najčastejšou príčinou je zakladanie ohňa vo voľnej prírode, čo spôsobilo až 72 požiarov, čiže 10,1%.

Na obrázkoch 6 a 7 sú zobrazené počty požiarov podľa príčiny ich vzniku. Na obrázku 6 poľnohospodársky pôdny fond (PPF) a na obrázku 7 lesný pôdny fond (LPF). Na PPF je najzávažnejšou príčinou vzniku požiaru vypaľovanie suchej trávy čo predstavuje až 62,4% požiarov. Z celkového počtu 545 požiarov na PPF to predstavuje 340 požiarov. Na LPF je najzávažnejšou príčinou zakladanie ohňa vo voľnej prírode, čo zapríčinilo až 41 požiarov. Uvedená hodnota predstavuje hodnotu 24,6% požiarov z celkového počtu 167 požiarov. Na LPF však bolo až 30,5% požiarov, pri ktorých sa príčina nezistila.



Obr. 6: Početnosť požiarov podľa príčiny vzniku požiaru na PPF



Obr. 7: Početnosť požiarov podľa príčiny vzniku požiaru na LPF

V tabuľke 1 uvádzame prehľad veľkosti spálených plôch. Pomerne veľký počet požiarov je lokalizovaných včas a preto nedochádza k zničeniu veľkých plôch. Počas analyzovaného obdobia tvorili požiare s veľkosťou do 1 hektára približne 46% z celkového počtu vzniknutých požiarov. Z celkového sledovaného obdobia len jediný požiar na lesnej pôde v katastri obce Hrabušice, ktorá spadá pod okres Spišská Nová Ves zasiahol plochu väčšiu než 50 hektárov.

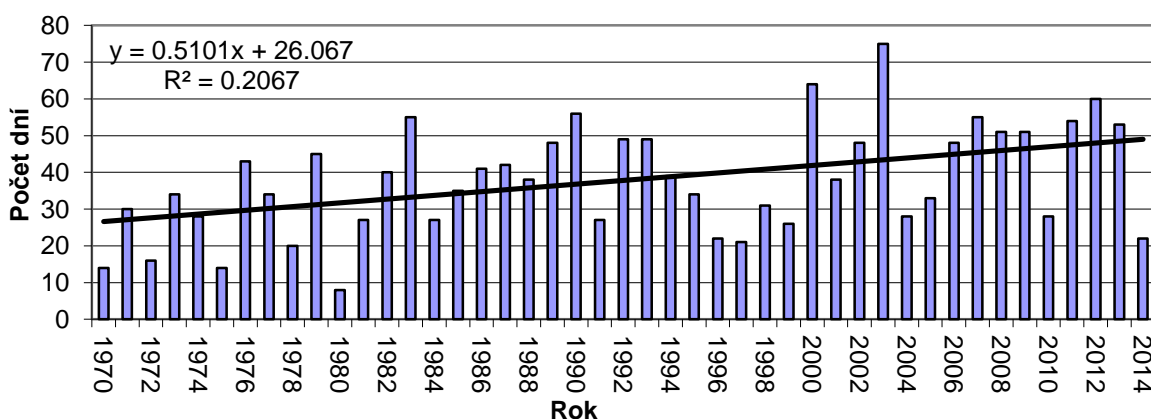
Tabuľka 1: Absolútne a relatívne početnosti požiarov v závislosti od zasiahnutej plochy

Plocha zasiahnutá požiarom v hektároch	Početnosti požiarov	(%)
0-1	324	45,5
1 - 2	52	7,3
2 - 5	32	4,5
5 - 10	9	1,3
1 - 20	15	2,1
20-30	2	0,3
30-40	2	0,3
40-50	2	0,3
50 a viac	1	0,1
Nezaznamenané	273	38,3
Σ	712	100,0

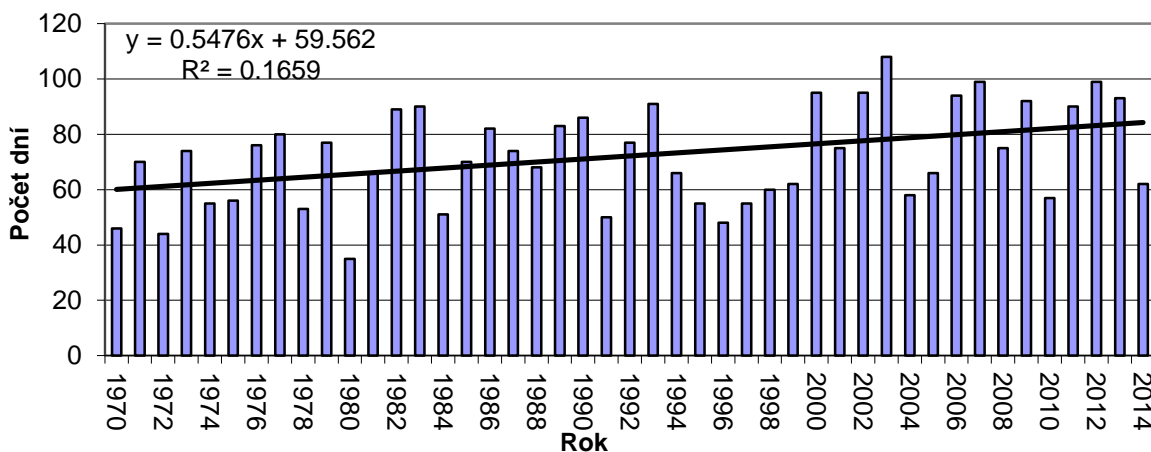
Trendy potenciálneho rizika vzniku lesných a krajinných požiarov podľa požiarneho indexu od roku 1970 do 2014.

Rast teploty vzduchu, s ním spojené vysušovanie krajiny a nárast nebezpečenstva vzniku požiaru, sa vo všeobecnosti považujú za indikátory zmien klímy. V tejto práci sme hodnotili trend Angströmovho požiarneho indexu za obdobie rokov 1970 – 2014, čiže za 44 rokov a to pre najzávažnejšie triedy nebezpečenstva vzniku požiarov. Hodnotili sme počet dní s rizikom 4 + 5 (obr. 8), a následne počet dní s rizikom 3 + 4 + 5 (obr. 9).

Angströmov požiarne index je citlivý hlavne na teplotu ovzdušia a relatívnu vlhkosť vzduchu. Podobné výsledky dosiahli aj Lapin a kol. (2010), ktorí hodnotili trendy teploty ovzdušia a vlhkosti na severnom Slovensku.



Obr. 8: Počet dní s rizikom 4 + 5 v rozmedzí rokov 1970 - 2014 a ich lineárny trend pre Angströmov požiarne index



Obr. 9: Počet dní s rizikom 3 + 4 + 5 v rozmedzí rokov 1970 - 2014 a ich lineárny trend pre Angströmov požiarne index

Záver

Problematika monitoringu výskytu a intenzity sucha a taktiež zmien v teplotnom režime a ich vplyv na životné prostredie sa v posledných rokoch často dáva do súvisu v očakávanými klimatickými zmenami. Trend klimatických zmien signalizuje pokles sumy ročných atmosférických kvapalných zrážok a pokles ročných priemerov relatívnej vlhkosti vzduchu. Hydrologický extrém - sucho, môže ohroziť bezpečnosť ľudí a má negatívny vplyv na krajinu, nakoľko vplyvom sucha dochádza k vysušovaniu organického materiálu, ktorý sa stáva ľahko zápalný.

Očakávaný vplyv klimatických zmien je spojený predovšetkým s úbytkom dostupnosti vody v priebehu vegetačného obdobia a s nárastom počtu škodlivých poveternostných javov, medzi ktoré môžeme zaradiť okrem iného aj dlhé periódy sucha. V súvislosti s výskytom extrémneho počasia vzniká nebezpečenstvo náhodného sucha, ktoré je nebezpečné vzhľadom k svojmu neočakávanému a nepravidelnému výskytu čo okrem iného vnáša do režimu požiarov prvok náhodnosti.

V práci je rozobratá problematika lesných a prírodných požiarov v oblasti Národného parku Slovenský raj ako reakcia na vyskytujúce sa obdobia sucha. Analyzujú sa prírodné pomery, lesné požiare a trend meteorologického požiarneho indexu, ktorý je tiež možné chápať ako indikátor narastajúceho sucha

Významným zistením bol aj fakt, že za roky 1976 – 2014 sme zaznamenali štatisticky významný trend rastu rizika lesných požiarov, hlavne čo sa týka trendu v kategórii požiarneho rizika 4 a 5 triedy nebezpečenstva vzniku požiaru. Sme toho názoru, že tento trend súvisí do istej miery s celkovým trendom zmeny klímy na Slovensku, nakoľko dochádza k rastu teploty vzduchu, poklesu vlhkosti vzduchu a k zmenám v distribúcii zrážok a tým pádom k narastajúcim obdobiam sucha.

PodĎakovanie

Tento príspevok je súčasťou realizácie výsledkov projektov VEGA č.: 1/0367/16, 1/0589/15, 1/0463/14 Ministerstva školstva, vedy, výskumu a športu Slovenskej republiky a Slovenskej akadémie vied; a projektom Agentúry na podporu výskumu a vývoja v rámci zmluvy č.: APVV-0423-10, APVV-0303-11, APVV-15-0425 a APVV-15-0497. Autori ďakujú agentúram za podporu.

Literatúra

- ČERMÁK, Č., 1985. Klimatické pomery. In: HUŇA L. (editor): Slovenský raj – Chránená krajinná oblasť. Bratislava: Príroda, s. 59 – 68.
- FLANNIGAN, M., 2015. Carboncycle:Fireevolutionsplit by continent. *NatureGeoscience*, 8 (3), s. 167 – 168.
- HRIC, K. et al., 1991. Slovenský raj – Turistický sprievodca ČSFR. Bratislava: Šport, s. 20 – 21.
- LESKOVJANSKA, A., 1999. Proceedings of papers from the 7th meeting of Slovak Bioclimatology Society by Slovak Academy of Sciences. Editorial: Management of the Slovensky raj National Park in Spisska Nova Ves and SBS, 1999.
- MAJLINGOVÁ, A., SCHALLEROVÁ, D., 2016. Preliminary results of statistical analysis focused on the dependence between forest litter moisture and relative air humidity. *JOURNAL OF FOREST SCIENCE*, 62, 2016 (11): 493–500.
- TUČEK, J., MAJLINGOVÁ, A., 2007. Lesné požiare v Národnom parku Slovenský raj: aplikácie geoinformatiky. Zvolen: Technická univerzita vo Zvolene, s. 173.
- ŠKVARENINA, J., et al. 2003. Analysis of natural and meteorological conditions during two largest forest fire events in Slovak Paradise National Park. In: GAVRIIL XANTHOPOULOS (editor): *Forest fires in the Wildland-urban Interface and Rural Areas in Europe*. Athens, NAGREF, s. 29 – 36.
- WOTTON, B.M., NOCK, C. A., FLANNIGAN, M. D., 2010. Forest fire occurrence and climate change in Canada. *International Journal of Wildland Fire*, 19 (3), s. 253 – 271.

KONTAKT

Ing. Katarína Korísteková
Katedra protipožiarnej ochrany
Technická univerzita vo Zvolene
Ul. T. G. Masaryka 24
960 53 Zvolen
tel.: 045/5206211 mail: katarina.koristekova@gmail.com

Měření infiltrací s využitím automatického infiltrometru

Martin Kovář, Jiří Pavlásek

Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta životního prostředí, Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Abstrakt

Stanovení hydrofyzikálních vlastností půd je nezbytné pro vytvoření korektních matematických modelů, které popisují transportní procesy v půdním prostředí. K základním terénním metodám pro stanovení hydrofyzikálních vlastností půd lze zařadit měření infiltrace. Měření rychlosti infiltrace, resp. kumulativní infiltrace, je především časově, ale i fyzicky velmi náročné a je tedy vhodné hledat metody, které by toto měření zefektivnily. Jednou z možných metod je využití automatického infiltrometru. V příspěvku je prezentován nově vyvíjený typ automatického infiltrometru s tlakovým čidlem, kde toto čidlo zaznamenává změnu tlaku v hermeticky uzavřeném zásobníku vody. U automatického infiltrometru je dále možné nastavit konstantní výšku výtopy v infiltračním válci. Automatickým infiltrometrem je možné provádět měření na různých půdních druzích a v různém terénu a také obsluha přístroje je jednodušší a časově méně náročná. Data kumulativní infiltrace zaznamenaná pomocí přístroje korespondují s hodnotami naměřenými pomocí standardní jednoválcové metody.

Klíčová slova

tlakové čidlo, polní měření, jednoválcový infiltrometr, automatizace měření

Úvod

Infiltraci lze chápat jako vsak vody do půdy, který je nedílnou součástí koloběhu vody v krajině. Vsak vody výrazně ovlivňuje vodní režim půdy, intenzitu povrchového odtoku a zásobu podzemní vody. Rychlost infiltrace je v přírodních podmínkách ovlivňována především fyzikálními vlastnostmi půdy a jejím stavem, vlhkostí půdy, vegetačním pokryvem půdy, intenzitou srážek, dobou trvání srážek a chemickými látkami přidanými do půdy (Vopravil a kol., 2011). Dále infiltraci ovlivňuje obsah vzduchu uzavřeného v půdě. Infiltrovaná voda do půdy před sebou posouvá uzavřený vzduch do větší hloubky, kde roste tlak vzduchu, který nemůže uniknout. Vlivem tohoto efektu je výrazně snížena rychlost vsaku vody do půdy (Kutílek, 1966; Sněhota a kol., 2015).

Měření infiltrace se provádí infiltrační zkouškou, která je velmi pracná a časově náročná. Důležité je provádět infiltrační zkoušku na přiměřeně velké ploše, neboť to vyžaduje různorodost půd. Při infiltračním měření s menší plochou výtopy je nutné provádět větší počet opakování, neboť naměřené výsledky mohou vykazovat velkou variabilitu (Kutílek a Nielsen, 1994).

Pro provedení více infiltračních pokusů pomocí jednotné metodiky a s nižšími nároky na obsluhu je vhodné využít automatizace měření. Cílem příspěvku je představení nově vyvíjeného automatického infiltrometru s ukázkou dat z terénního měření a porovnání výsledků s hodnotami naměřenými při manuálním měření infiltrace.

Materiál a metody

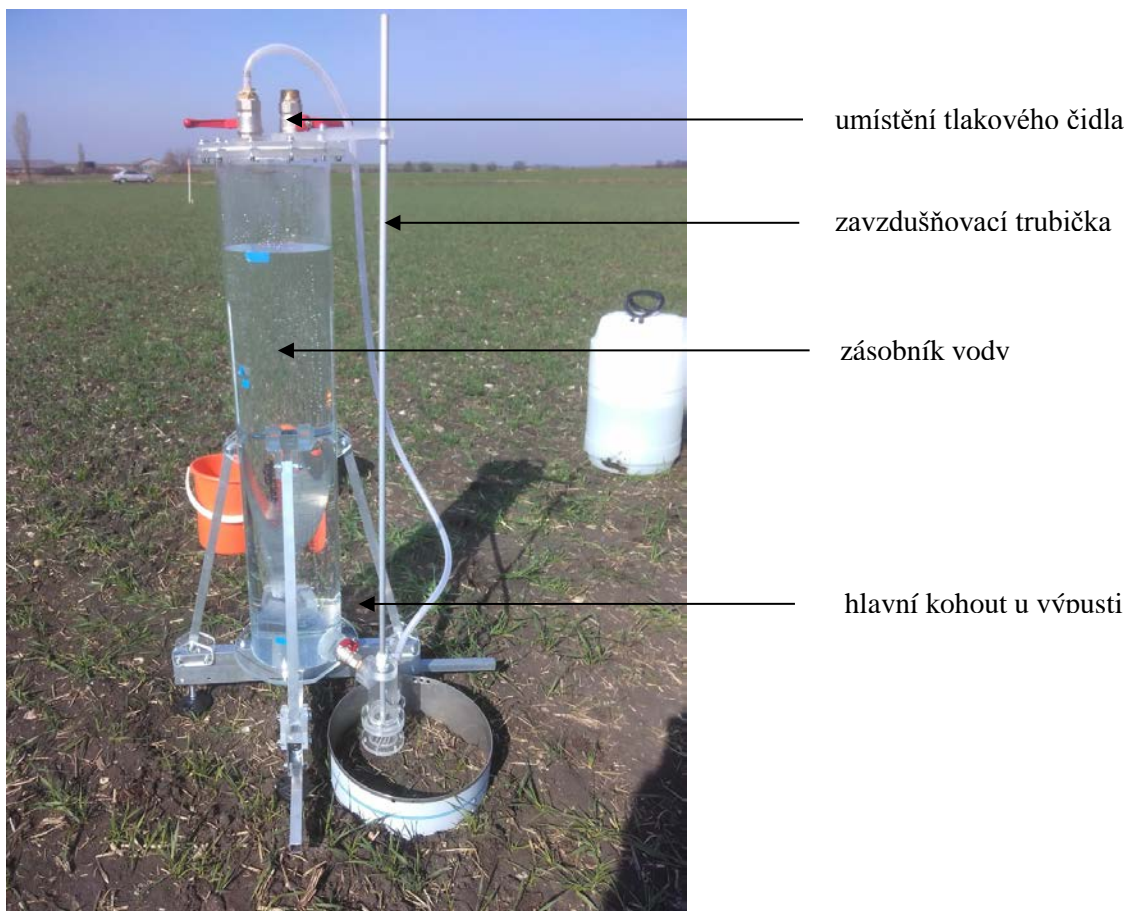
Měření infiltrace bylo provedeno na konci března 2017 u obce Sloveč na těžké půdě, půdní typ černozem pelická. Na výzkumné ploše je půda ošetřována různým způsobem za účelem zlepšení fyzikálních vlastností půd. Plocha měření byla ošetřena organickým hnojivem, u kterého byl ve stáji aplikován přípravek Z-fix od firmy PRP Technologies upravující jeho vlastnosti. Celkem byly provedeny 3 pokusy, kde ke dvěma měřením byl využit automatický infiltrometr (obr. 1) a k jednomu měření byla využita klasická jednoválcová metoda. Zatlačení infiltračních válců do půdy bylo provedeno rovnoměrně s pomocí hydraulického systému (kovový rám ukotvený pomocí zemních vrutů a hydraulický zvedák – obr. 2). Při postupném umisťování infiltračních válců do země byl pomocí vodováhy kontro-

lován sklon, pod kterým se infiltrační válce zasunuly do země. Tímto opatřením lze očekávat menší porušení půdního horizontu a snížení vzniku preferenčních cest podél stěn infiltračního válce. Průměr infiltračních válců pro automatické měření byl 32 cm a průměr infiltračního válce pro klasické měření byl 30 cm.

Měření s využitím automatického infiltrometru bylo provedeno s konstantní hladinou výtopy, kterou automaticky udržuje zásobník vody. Zásobník vody byl tvořen plastovým válcem o průměru 19 cm, který byl naplněn přibližně 30 litry vody. Po naplnění byl zásobník vody hermeticky uzavřen. V tomto zásobníku vody se nacházelo tlakové čidlo, které měří tlak vzduchu nad hladinou vody v zásobníku. U tohoto čidla bylo nastaveno měření po 1 vteřině. Zahájení pokusu bylo provedeno otočením kohoutu umístěného na výpusti. Pomocí zavzdušňovací trubičky lze nastavit výšku výtopy, která byla u tohoto pokusu nastavena na 18 mm u obou měření. Zatopení na nastavenou výšku výtopy trvalo u obou měření s automatickým infiltrometrem přes 70 vteřin. Doba trvání pokusu byla omezena objemem vody v zásobníku.

Automaticky zaznamenaná data o úrovni tlaku nad hladinou vody v zásobníku byla přepočtena na ekvivalent výšky vody v zásobníku. Z těchto hodnot byla sestavená časová řada změn objemu vody, která odpovídala množství vody potřebné pro udržení konstantní hladiny v infiltračním válci. Takto vyhodnocené hodnoty kumulativní infiltrace byly vzhledem k časovému kroku záznamu a rozkolísanosti dat vlivem pulzních změn tlaku v zásobníku vyhodnoceny pomocí klouzavých minim pro časový úsek 10 vteřin. Výsledná časová řada byla hodnocena jako kumulativní infiltrace.

Třetí měření bylo provedeno klasickou výtopovou jednoválcovou metodou (obr. 3), kde měření trvalo 1 hodinu. Množství dolévané vody bylo v prvních téměř 3 minutách 300 ml a poté bylo doléváno 185 ml. Průměrná výška výtopy ve válci byla 2,7 cm.



Obr. 1: Automatický infiltrometr



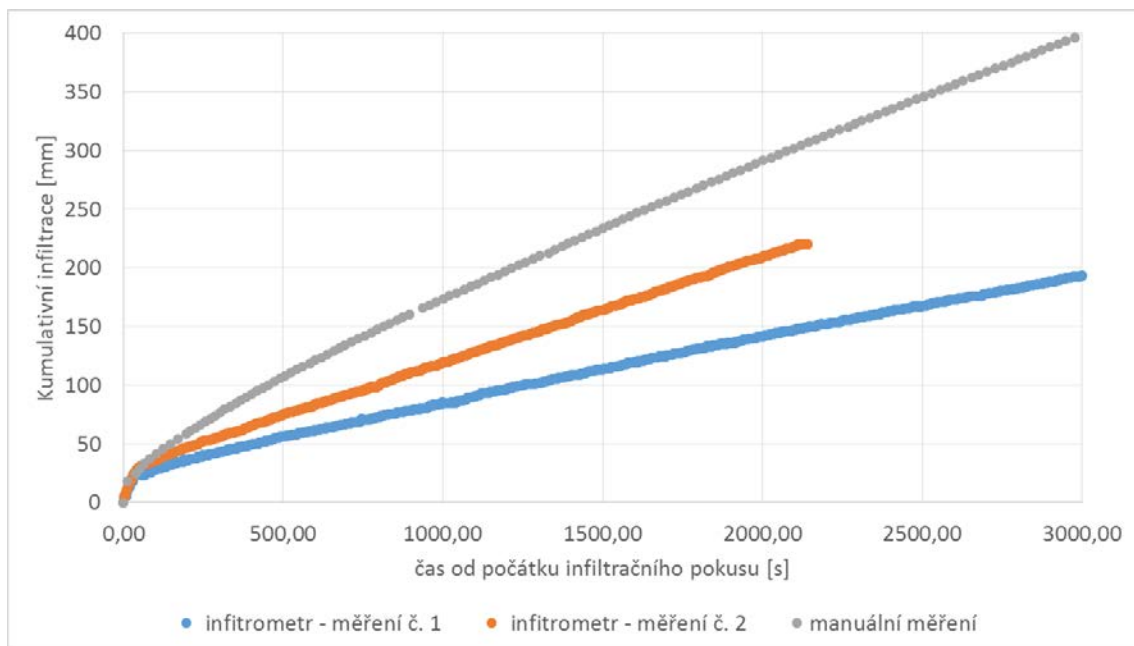
Obr. 2: Umístění infiltračního válce do půdy



Obr. 3: Příprava pokusu

Výsledky a diskuse

Vyhodnocená data kumulativní infiltrace z automatického infiltrometru a jejich porovnání s daty kumulativní infiltrace měřené pomocí standardní metody je zobrazeno na obr. 4.



Obr. 4: Porovnání výsledků kumulativní infiltrace měřené pomocí automatického infiltrometru s manuálním měřením

Z prvních terénních testů automatického infiltrometru byla získána data kumulativní infiltrace v relativně konzistentní časové řadě. Původní rozkolísanost záznamů tlaku vzduchu nad hladinou vody v zásobníku bylo nutné upravit pomocí klouzavých minim. K tomuto kroku bylo přistoupeno z důvodů variability zaznamenaných dat způsobených pulzní změnou tlaku v okamžiku vstupu vzduchu do pro-

storu zásobníku pracujícím na principu Mariottovy lahve. Minimální hodnoty tlaku tedy více odpovídaly hodnotám u dočasně ustálené hladiny vody v zásobníku.

I po úpravě časové řady, kdy graficky zobrazená kumulativní infiltrace nevykazuje výraznou variabilitu, je obtížné detailně vyhodnotit intenzitu infiltrace. Vyhodnocená intenzita infiltrace stále vykazuje vysokou variabilitu a pro její vyhodnocení lze zatím doporučit pouze modelovanou křivku intenzity infiltrace odvozenou pomocí parametrů získaných při proložení dat kumulativní infiltrace.

Rozdíl v měřených hodnotách v porovnání s manuálním měřením mohl být, mimo jiné, způsoben nízkou nastavenou výškou výtopy v infiltračním válci. Automatický infiltrometr umožňuje nastavení relativně nízkých výšek výtopy, které by pro manuální odečty nebyly možné. Při nižších výškách výtopy je dosahováno nižšího hydrostatického tlaku na povrchu půdy a tím i k nižšímu vtoku vody do půdy. Nízká výška výtopy přibližuje měření přirozeným podmínkám při srážkových událostech.

Konstrukce infiltrometru se v terénu vyznačuje vysokou stabilitou a spolehlivostí mechanické části. Přístup do zásobníku pomocí příruby umožňuje testování různých možností snímání změn zásoby vody v zásobníku.

Závěr

Nově navržený infiltrometr umožňuje měření výtopové infiltrace s nízkou výtopou. Testování mechanické části prokázalo vysokou spolehlivost přístroje. Důležitou částí infiltrometru je způsob automatického záznamu změn hladiny vody v zásobníku. Dosud byla testována pouze možnost využití tlakového čidla snímající tlak vzduchu nad hladinou vody v zásobníku. Do budoucna by bylo vhodné testovat i jiné způsoby automatického záznamu.

Další výzkum bude také zaměřený na snížení variability měřených dat a postupy při vyhodnocení, které umožní tuto variabilitu dále snížit. Tento krok je nutný pro přímé vyhodnocení měřených dat intenzity infiltrace.

Při měření automatickým infiltrometrem není potřeba obsluhy, s výjimkou občasné kontroly. Je tedy možné měřit na několika přístrojích současně a tím snížit časovou náročnost měření infiltrací. To umožňuje provádění více pokusů současně a tím získání většího počtu bodových měření na lokalitě. Nevýhodou automatického infiltrometru je velikost přístroje, kde při případném použití více přístrojů na jedné lokalitě by mohl vzniknout problém s přepravou.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou Interní grantové agentury ČZU FŽP 2017 (Projekt 20174223), projektu NAZV (QJ1520028) a Operačního programu Praha – půl růstu (CZ.07.1.02/0.0/0.0/16_023/0000111).

Literatura

- Kutílek M., 1966: Vodohospodářská pedologie. Státní nakladatelství technické literatury, Praha, 276 s.
- Kutílek M., Nielsen D. R., 1994: Soil hydrology. Catena Verlag GeoScience Publisher, Cremlingen-Destedt,
- Sněhota M., Jelínková V., Šácha J., Fryčová M., Císlarová M., Vontobel P., Hovind J. 2015: Experimental Investigation of Preferential Flow in a Near-saturated Intact Soil Sample. *Physics Procedia*, 69, s. 496-502.
- Vopravil J., Khel T., Vrabcová T., Havelková L., Pprocházková E., Novotný I., Novák P., Fučík P., Duffková R., Jacko K., Tylová J., Hodek T., 2011: Vliv činnosti člověka na krajinu českého venkova s důrazem na vodní režim a zadržování vody v krajině. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, Praha, 77 s.

Řešení hydrologické bilance plnění zbytkové jámy Medard modelem WBCM

Kovář P.¹, Kalibová J.¹, Bačinová H.¹, Jelínková A.¹

¹Fakulta životního prostředí ČZU v Praze

Abstrakt

Základním předpokladem úspěšné hydro-rekultivace zbytkové jámy po těžbě uhlí je pozitivní hydrologická bilance, předpokládající naplnění vytěženého prostoru vodou během několika málo let. Tato hydrologická studie řeší bilanci vody, jak z vlastního malého povodí, tak z povodí Ohře modelem WBCM-6 (Water Balance Conceptual Model, version 6) s možným přítokem až do hodnoty $Q = 1,0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ spolu s kontrolou kvality této vody. Jáma Medard se nachází v Sokolovské pánvi v jižní části Krušnohoří. Hlavním cílem článku je testování WBCM-6 modelu vlastního povodí jámy Medard v hydrologicky suchém roce (2003) a normálním roce (2001) tak, aby bylo možno stanovit alespoň rámcově přítoky kvalitní vody z Ohře. Tento model může sloužit spolehlivě, jako hydro-rekultivační nástroj plnění důlní jámy, co se týče požadovaných objemů vody. Nicméně je třeba i z hlediska řízení přítoků bilančního doplňování sledovat také kvalitativní harmonogram přítoků jak důlních stařinových vod, tak i znečištěných povrchových vod, přítékajících z Ohře.

Klíčová slova: vodní bilance, hydrologický model WBCM-6, zbytková jáma, hydro-rekultivace

Keywords: Water balance, Hydrological model WBCM-6, Residual mining pit, Hydro-reclamation

Úvod

V první polovině 20. století byla těžba hnědého uhlí na Sokolovsku zaměřena více na hloubkovou, zatímco po 2. světové válce začala převládat těžba povrchová (IBA, 2013). Otevřené těžební jámy do stavu, kdy již těžba přestala být efektivní, převzala mnohdy úlohu skládek, nebo hlušiny (Soni et al., 2014). Na přelomu 20. a 21. století začaly ve světě první pokusy s menšími zbytkovými jámami, které byly plněny převážně srážkovou vodou z vlastního povodí (Castro, Moore, 2000; Gammons et al., 2009). V oblasti Krušných hor začaly také vznikat první zbytkové jámy (ČSA, Ležáky, Michal, Milada, aj.) a později i Medard (Kovář et al., 2010). Hydrologické modely vodní bilance začaly být aplikovány pro účely rychlého plnění těchto jam /WBCM, SMAR, BILAN, MIKE-SHE/ (Fleming, 1979; Jeníček, 2007, 2010; Ponce, Hawkins, 1996; Kulhavý, Kovář, 2000).

V této případové studii byl aplikován model WBCM-6 a testován zejména z hlediska doby, za kterou je možno naplnit zbytkovou jámu uzavřeného povodí Medard, kdy je třeba využít srážko-odtokového vztahu, protože však ve většině případů by plnění jam z hlediska potřebného objemu vody trvalo poměrně dlouho (plnění jámy Medard asi 30 let), je naprosto žádoucí hledat externí přítoky, jak tuto dobu zkrátit. V případě zbytkové jámy Medard, se ukázalo jako účelné vybudovat externí přítok s řízenou kalibrací a změnit tak zbytkovou jámu ve funkční jezero.

Materiál a metody

Povodí

Povodí zbytkové jámy Medard se nachází v západních Čechách mezi městy Sokolov, Svatava a Habartov na obr. 1, Většina plochy byla zasažena povrchovou těžbou hnědého uhlí, Důležité charakteristiky povodí jsou:

Celková plocha povodí: $14,6 \text{ km}^2$

Délka jezera: 4,0 km

Maximální hloubka jezera: 50 m

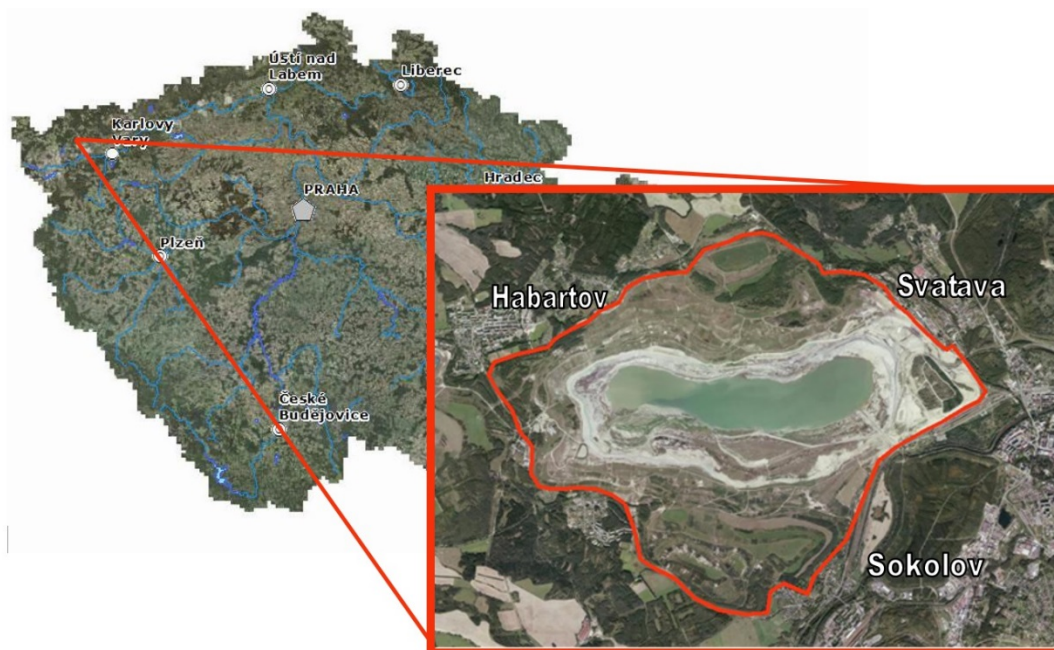
Délka pobřežních hrází: 12,4 km

Plocha jezera: $4,9 \text{ km}^2$

Šířka jezera: 1,5 km

Objem vody v jezeru: $120 \times 10^6 \text{ m}^3$

Plánovaná úroveň hladiny: 400,00 m n.m.



Obr. 1: Povodí vytěžené zbytkové jámy Medard

Hydrologická a klimatická data povodí poskytl ČHMÚ ze stanice Citice. Průměrná roční srážka: 610 mm, průměrný průtok: $Q = 74 \text{ l. s}^{-1}$, minimální průtok $Q_{355} = 8,5 \text{ l. s}^{-1}$. Charakteristiky CN křivek v závislosti na nemovitostních kulturách standardních úrovních plnění vody ve zbytkové jámě jsou v tab. 1 (Janeček et al., 2002). Převážná hydrologická skupina půd je "C" (USDA SCS, 1986).

Tabulka 1: Hodnoty čísel odtokových křivek CN povodí Medard korespondující s využitím půdy v různých úrovních plnění

CN	100		85		73		71		CN vážený průměr
Poloha vodní hladiny	Vodní hladina		Industriální a holá plocha		Les		Trvalý travní porost		
m a, s, l,	km ²	%	km ²	%	km ²	%	km ²	%	(-)
350	0,1	0,7	11,4	78,1	2,0	13,7	1,1	7,5	82,4
360	1,0	6,9	10,5	71,9	2,0	13,7	1,1	7,5	83,3
370	1,9	13,0	9,6	65,8	2,0	13,7	1,1	7,5	84,9
380	2,8	19,2	8,7	59,6	2,0	13,7	1,1	7,5	85,2
390	3,9	26,7	7,6	52,0	2,0	13,7	1,1	7,5	86,3
400	4,9	33,6	6,6	45,2	2,0	13,7	1,1	7,5	87,3

Klimatická data v denním kroku byla poskytnuta ČHMÚ pro oba roky (2001- normální) a (2003- suchý) pro srážky (mm), průměrnou teplotu vzduchu (°C), délku slunečního svitu (hod), průměrnou relativní vlhkost vzduchu (%) a průměrnou rychlost větru (m. s^{-1}) pro model WBCM-6 k určení denní potenciální evapotranspirace a následně aktuální evapotranspirace, závisející na půdní vlhkosti. Hydrologická bilance povodí je popsána jednoduchou rovnicí:

$$SP = SAE + STF + (ASM + GWR) \quad (1)$$

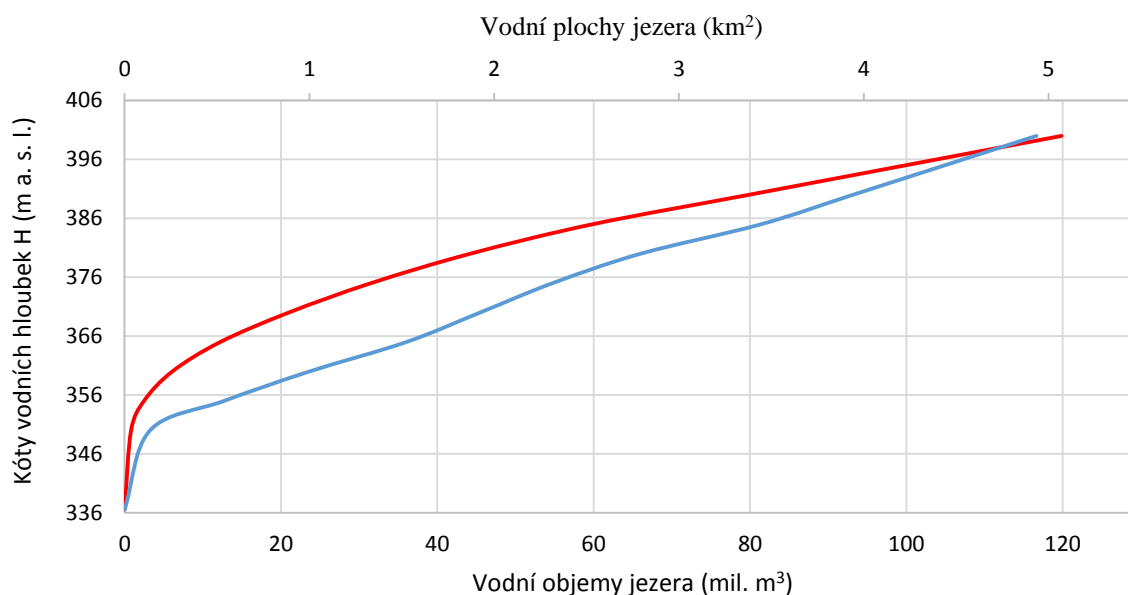
Kde SP jsou srážky, SAE aktuální evapotranspirace, STF celkový odtok, ASM je změna půdní vlhkosti a GWR změna zásob podzemní vody. Bilance pod povrchové vod DW:

$$DW = ASM + GWR \quad (2)$$

a celkový odtok STF je tvořen součtem přímého odtoku SOF a odtoku základního SBF:

$$STF = SOF + SBF \quad (3)$$

Komponenty SP a SAE jsou významné řídicí faktory, ovlivňující ostatní komponenty vodní bilance. Přímý odtok SOF závisí na CN hodnotách. Základní odtoky z nasycené zóny SBF, ASM a GWR jsou určovány hydrologickými procesy, které jsou simulovány modelem WBCM-6. Parametry modelu jsou založeny na půdních vlastnostech a hydrologických a geomorfologických charakteristikách povodí, definovaných měřeními terénními testy. Průzkum geomorfologie zbytkové jámy Medard byl proveden bathygrafickými křivkami ploch a objemů v závislosti na hloubce vody (obr. 2).



Obr. 2: Bathygrafické křivky

Model WBCM-6

Model WBCM-6 (Kovář et al. 2010; Trenberth et al. 2003) je deterministický, patří do kategorie modelů koncepčních, celistvých a nelineárních s pravděpodobnostně rozdělenými parametry po ploše modelovaného povodí, tak, aby byla zachována jejich plošná variabilita. Každý kapacitní komponent modelu reprezentuje přirozenou zásobu vody v jednotlivých vertikálních subsystémech hydrologického profilu. Verze WBCM-6, použitá v předložené metodice, byla koncipována pro simulaci denních bilančních hodnot, Model uvažuje všechny podstatné interakce mezi jednotlivými zónami (tj. kořennou zónu, nenasycenou a nasycenou zónu). Struktura modelu respektuje fyzikální principy, podle nichž dochází k interaktivním hydrologickým procesům. Cílem modelu je zejména simulace dynamiky

půdní vlhkosti v aktivní a nenasycené zóně, územního výparu a denních odtoků. Změny zásob podzemních vod jsou simulovány koncepčně, zvláště pak s ohledem na tvorbu základního odtoku.

Řešené jsou tyto procesy: potenciální evapotranspirace, intercepce, tvorba povrchového odtoku a jeho transformace, dynamika kořenové zóny, dynamika nenasycené zóny a aktuální evapotranspirace a dynamika nasycené zóny, základní odtok a celkový odtok.

Model WBCM-6 má 13 parametrů, tučně vyištěné parametry (**S**MAX, **G**WM a **B**K) se optimalizují metodou nejmenších čtverců, Jednotlivé parametry modelu mají následující fyzikální význam:

<i>AREA</i>	plocha povodí (km ²)
<i>FC</i>	parametr charakterizující „průměrnou“ hodnotu PoVK (retenční vodní kapacitu) nenasycené zóny (-)
<i>POR</i>	parametr charakterizující „průměrnou“ hodnotu pórovitosti nenasycené zóny (-)
<i>DROT</i>	průměrná tloušťka kořenové zóny (mm)
<i>WIC</i>	horní limit kapacity intercepce (mm)
<i>ALPHA</i>	parametr „nelinearity“ syčení nenasycené zóny (-)
S MAX	parametr reprezentující maximální kapacitu nenasycené zóny (mm)
G WM	parametr reprezentující potenciální kapacitu zvodně (mm)
B K	parametr transformace základního odtoku (den)
<i>CN</i>	číslo odtokové křivky (-)
<i>P1, P2, P7</i>	parametry ovlivňující dynamiku nenasycené zóny (-)

Pro řešení denních hodnot **potenciální evapotranspirace** PE_j byla algoritmizována adaptovaná metoda Penman-Monteith (v programu FORTRAN i Pristley-Taylor metoda). Aplikační výběr z těchto metod závisí na dostupnosti vstupních meteorologických dat, Denní hodnoty nasycených vodních par (při dané teplotě) a Bowenův poměr je řešen analyticky Goff-Gratchovými rovnicemi.

Modelová jednotka, řešící **intercepční proces** je založena na předpokladu simulování intercepční schopnosti vegetačního krytu povodí parametrem, jenž vyjadřuje průměrnou intercepci povodí. Předpokládá se též lineární rozdělení lokálních intercepčí kolem této průměrné hodnoty po ploše povodí. Vstupem do této jednotky je dešť, výstupem propad deště, výška intercepce a část výparu vody zachycené vegetací. Parametr potenciální (tj, maximálně dosažitelné) intercepce *WIC* je lineárně rozdělen po povodí (od nulové hodnoty až do dvojnásobku hodnoty *WIC*).

Tabulka 2: Popis symbolů proměnných v modelu WBCM-6

<i>P_j</i>	výška deště [mm.den ⁻¹]	<i>OF_j</i>	transformovaný přímý odtok[mm.den ⁻¹]
<i>PE_j</i>	potenciální evapotranspirace [mm.den ⁻¹]	<i>WUL_j</i>	obsah vody v aktivní zóně [mm]
<i>PEV_j</i>	evapotranspirace vody zachycené intercepčí [mm.den ⁻¹]	<i>FCUL_j</i>	průměrná retenční kapacita aktivní zóny [mm]
<i>PES_j</i>	potenciální evapotranspirace z půdy [mm.den ⁻¹]	<i>WLL_j</i>	obsah vody v celé nenasycené zóně [mm]
<i>AES_j</i>	skutečná evapotranspirace [mm.den ⁻¹]	<i>FCLL_j</i>	průměrná retenční vodní kapacita nenasyc. zóny [mm]

THR_j	propad deště vegetačním krytem [mm.den ⁻¹]	GWR_j	přírůstek objemu podzemní vody [mm.den ⁻¹]
$SURPL_j$	povrchová retence [mm.den ⁻¹]	GWS_j	akumulace podzemní vody [mm]
ULR_j	voda zadržaná vrchní zónou a voda zadržaná v mikrodepresích [mm.den ⁻¹]	GWT_j	hladina podzemní vody pod úrovní terénu v měřeném representačním profilu [cm]
LLR_j	voda infiltrující během retenční fáze [mm.den ⁻¹]	WCR_j	kapilární doplňování nenasyčené zóny ze zásob podzemní vody [mm.den ⁻¹]
$RECH_j$	velikost infiltrace [mm.den ⁻¹]	BF_j	základní odtok [mm.den ⁻¹]
ROF_j	výška přímého odtoku [mm.den ⁻¹]	TQC_j	celkový odtok [mm.den ⁻¹]

Proces tvorby **povrchového odtoku** je řešen upravenou U. S. Soil Conservation Service metodou. Potřebné parametry, zahrnující vliv fyziografických charakteristik a odtokové vlastnosti reliéfu aktivní zóny jsou hodnoceny číslem odtokové křivky CN (mohou být též získávány automatickou optimalizací).

Povrchový odtok OF_j (U.S. Metoda odtokových křivek CN)

$$\frac{THR_j - OF_j}{A_j} = \frac{OF_j}{THR_j} \quad (4)$$

$$A_j = 25,4 \left(\frac{1000}{CN - 10} \right) \quad (5)$$

Hodnota CN závisí na skupině půd (4 skupiny), zastoupení kultur, způsobu hospodaření a předchozím nasycením povodí srážkami.

Řešení dynamiky **nenasyčené zóny** (tj. její sycení a čerpání) záleží především na výšce propadu deště, deficitu půdní vlhkosti této zóny, potenciální evapotranspiraci a parametrech, vyjadřujících její nehomogenitu. Vstupem do této zóny je infiltrační podíl (po odečtení přímého odtoku), výstupem přítok do nasycené zóny, část skutečné evapotranspirace z této zóny a přírůstek její vlhkosti. Sycení kořenové zóny povodí (tj. vrchní vrstvy nenasyčené zóny tloušťky 0,3 m až 0,6 m), může být popsáno následovně pro výpočet dynamiky její vlhkosti, a tím i řešení územního výparu rekursivními vztahy, respektujícími plošnou proměnlivost lokálních hodnot parametrů POR a FC , vyjadřujících průměrnou pórovitost a retenční vodní kapacitu aktivní zóny.

Proces plnění této nenasyčené zóny závisí tedy na stupni jejího nasycení, tzn. podílu vlhkosti WUL_j na maximální udržitelné vlhkosti (retenční vodní kapacitě) $FCUL$. Tento podíl $WUL_j / FCUL$ je limitujícím, nicméně model dále respektuje heterogenitu lokálních hodnot $FCUL$ po ploše povodí tak, že předpokládá jejich lineární rozdělení od nulové hodnoty do dvojnásobku hodnoty průměrně $FCUL$. Obdobně i pro funkci "vyčerpávání", tj. pro územní výpar, je tato koncepce akceptována s tím, že podíl aktuálního a potenciálního výparu se řídí hydroopedologickými zákonitostmi, v modelu vyjadřovanými parametry ($P1$, $P2$, $P7$ - viz obr. 3 a obr. 4). Řešení procesu "plnění" a "čerpání" celé nenasyčené zóny je založeno na obdobném principu jako řešení aktivní zóny, jež je její součástí. Procesy jsou obdobně řízeny podílem nasycení, tj. poměrem vlhkosti WLL_j a retenční vodní kapacity $FCLL_j$: $WLL_j / FCLL_j$. Je-li půdní vlhkost aktivní zóny WUL_j , potom je bilančním vstupem do aktivní zóny RUL_j :

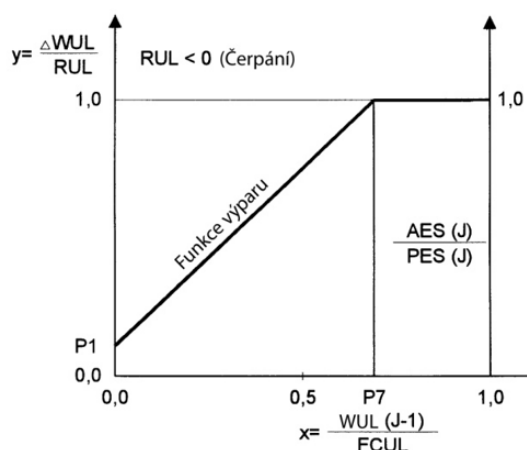
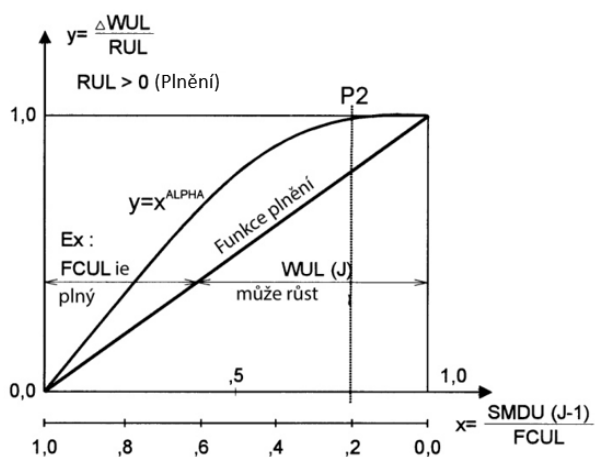
$$RUL_j = THR_j - OF_j - PES_j \quad (6)$$

a deficit její vlhkosti:

$$SMDU_j = FCUL_j = WUL_j \quad (7)$$

Jestliže $RUL_j > 0$ (Plnění): Lineární nebo nelineární rozdělení lokálních hodnot retenční vodní kapacity kolem jejich průměrné hodnoty $FCUL$ na povodí. Křivka rozdělení definuje část povodí, na kterém je již průměrné hodnoty $FCUL$ dosaženo, kde přebytek vody infiltruje do hlubších vrstev a zbývajících povodí, kde je další plnění aktivní zóny možné.

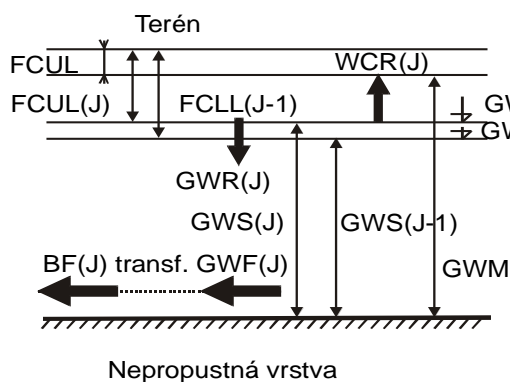
Jestliže $RUL_j < 0$ (Čerpání): Funkce čerpání je přímková pro aktivní zónu, parabolická ($ALPHA$) pro čerpání (výpar) celkové nenasycené zóny.



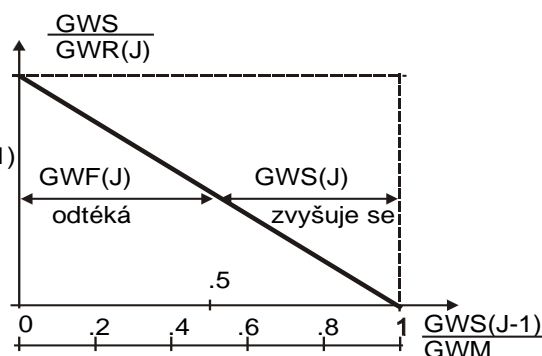
Obr. 3: Plnění části povodí s aktivní zónou naplněnou po FCUL Obr. 4: Čerpání aktivní zóny výparu

Nasyčená zóna WBCM-6 je řešena tak, aby poskytovala mechanismus vytváření základního odtoku. Vstupem do ní je hluboká infiltrace, která je výstupem z nenasycené zóny. Maximální akumulace nasyčené oblasti je vyjádřena parametrem GWM , vyjadřujícím maximální nasycení zvodně.

Průběžná akumulace je doplňována hlubokou infiltrací, prázdněna případným kapilárním vztlínáním a základním odtokem. Pro řešení průběžné **akumulace zvodně** bylo použito lineární pravděpodobnostní rozdělení kapacity zvodně v povodí tak, aby byla opět respektována její nehomogenita. Proces **transformace základního odtoku** je řešen alternativně, buď lineárně, nebo nelineárně. Celkový odtok je získán superpozicí přímého a základního odtoku (viz obr. 5 a obr. 6).



Obr. 5: Dynamika nasycené zóny



Obr. 6: Relativní plocha s nasycenou zónou GWM

Parametry *SMAX*, *GWM* a *BK* se optimalizují dle pozorovaných dat dekádních odtoků. Objemovou shodu složek bilance zabezpečuje sledování kontinuity dle bilanční rovnice (1). Pro automatickou optimalizaci parametrů modelu byla použita metoda Rosenbrockova, umožňující vyhledávání lokálních minim objektivní funkce. Při aplikaci této metody je třeba řešit především určení délky kroku (tj. 1 den), směru postupu (tj. směr os daných programem a omezení definičního oboru parametrů (3 zásadní parametry jsou již určeny předem). Absolutní minimum objektivní funkce je dáno nulovou hodnotou součtu čtverců odchylek měřených a vypočtených kritériálních proměnných.

Výsledky a diskuze

Roční hydrologická bilance normálního roku (1. 11. 2000 – 31. 10. 2001) a suchého roku (1. 11. 2002. – 31. 10. 2003) ve zbytkové jámě jezera Medard byly řešeny pomocí modelu WBCM-6 a jejich jednotlivé komponenty jsou vtištěny v tab. 3.

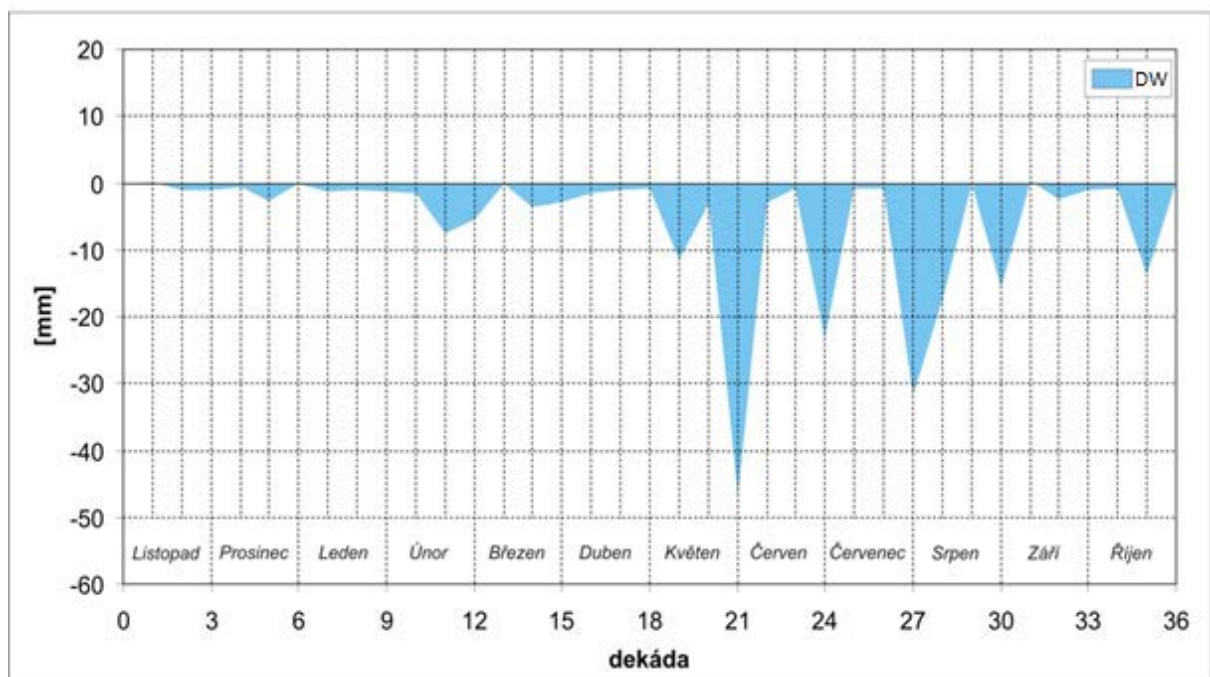
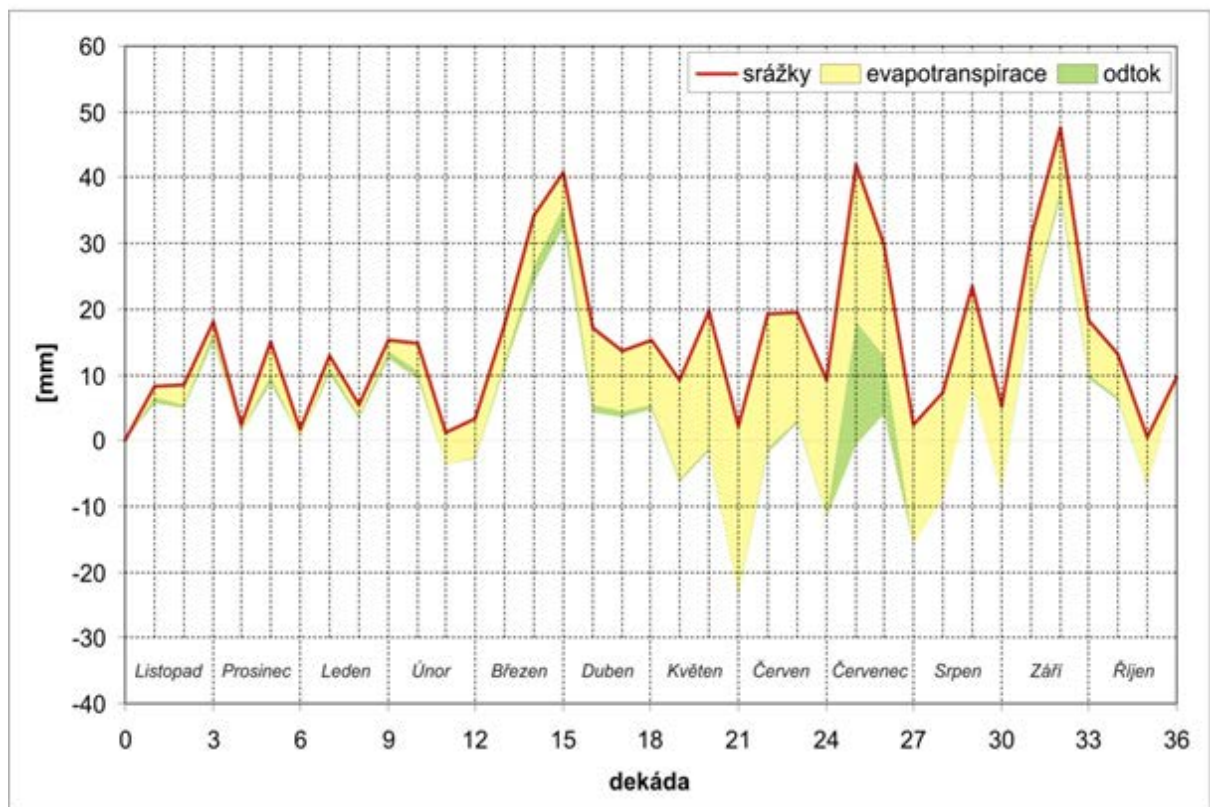
Tabulka 3: Roční hydrologické bilance povodí Medard pro normální rok (2001) a suchý rok (2003) jako charakteristické hydrologické roky

Součásti hydrologické bilance	2001 (mm)	2003 (mm)
Srážky (SP)	565,6	529,1
Celkový odtok (STF)	53,1	110,6
Povrchový odtok (SOF)	26,4	88,6
Potenciální evapotranspirace (SPE)	390,3	430,6
Aktuální evapotranspirace (SAE)	349,3	344,3
Celková změna objemu podpovrchové vody (DW = ASM + GWR)	166,7	74,5
Bilanční chyby (ER) v mm	-3,58	-0,27
Bilanční chyby (ER) v %	-0,63%	-0,05%

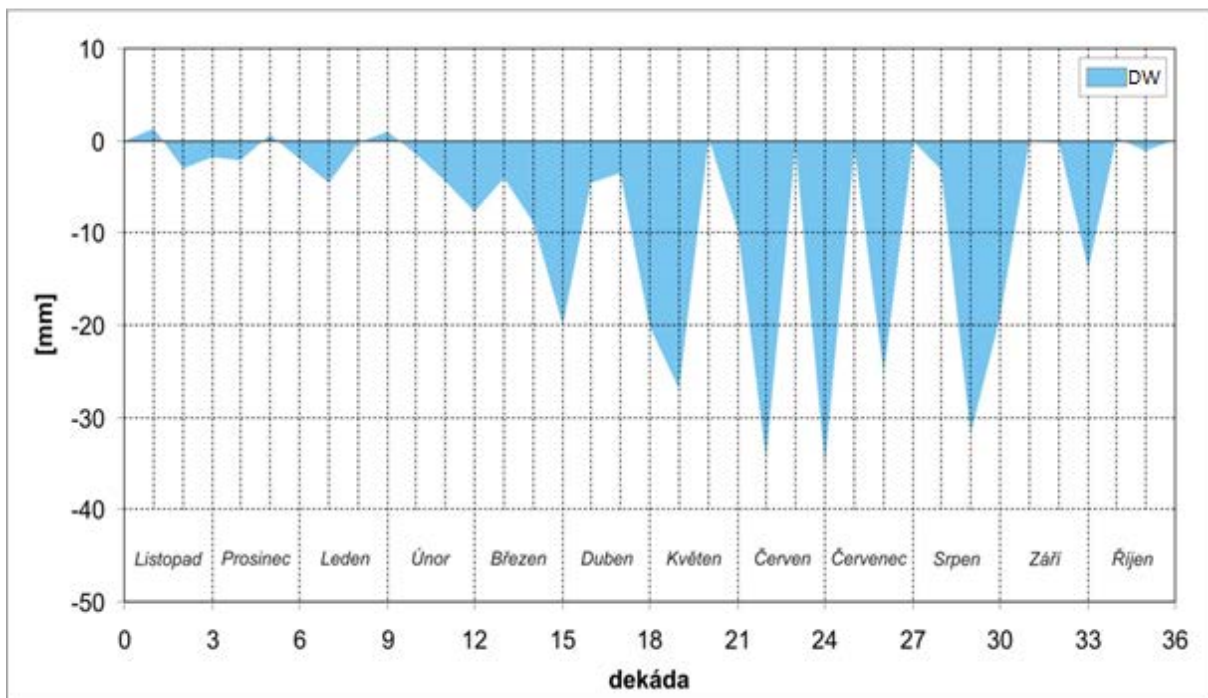
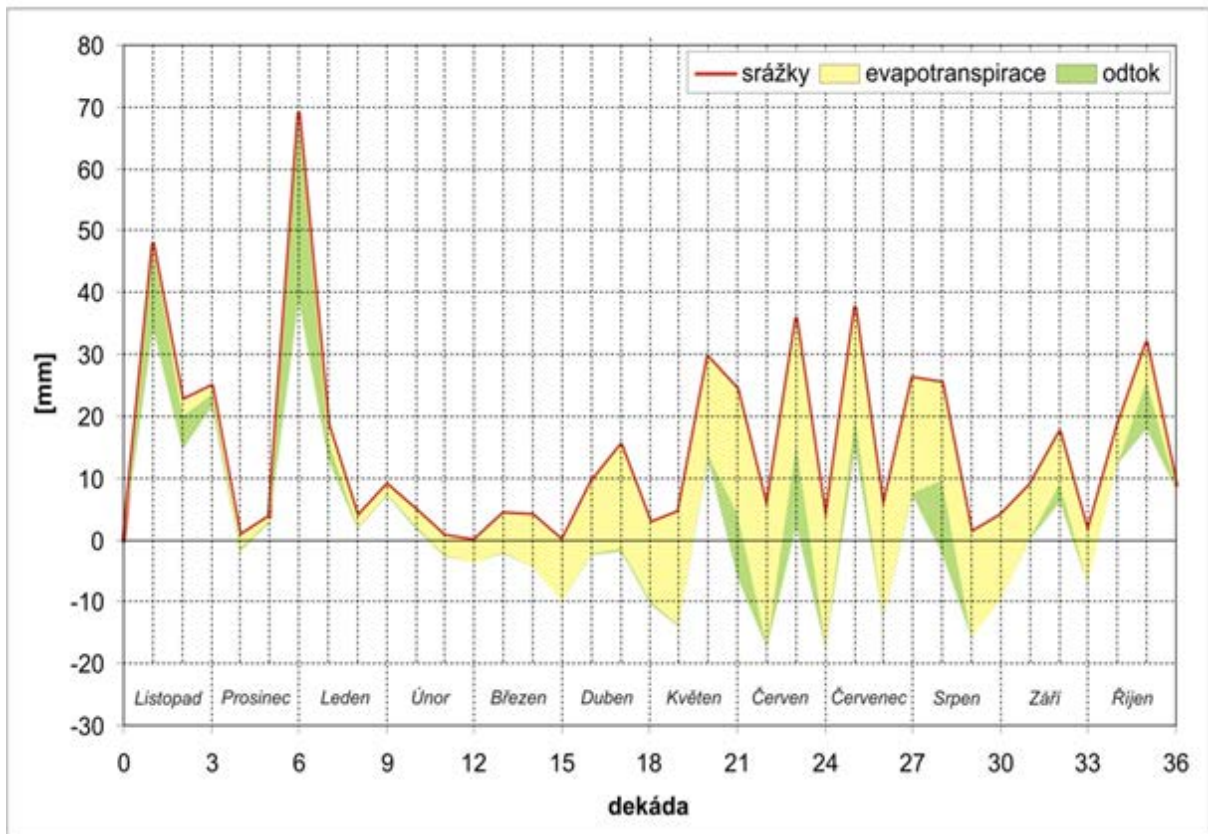
Dekádní vodní bilance graficky je znázorněna na obr. 7 a obr. 8. Tyto grafy jsou odečtové v dekádních časových krocích (10 dnů) od horní křivky, což jsou srážky SP, se odečítá aktuální evapotranspirace SAE, dále od ní celkový odtok STF. Základní bilanční rovnice (1), resp. její pravá strana je tedy znázorněna graficky:

(1): SP, (2): SP-SAE, 3: SP-SAE-STG, 4: SP-SAE-STF-DW, Různé komponenty hydrologické bilance jsou rozlišeny různými barvami. Celková změna objemu podpovrchových vod $ASM + GWR = DW$ je odečítaná v dolní polovině grafu. Pro obě bilance je dosažena přesnost velmi dobrá, pro normální rok je bilanční chyba: 0,63% a pro suchý rok je bilanční chyba dokonce: 0,05%.

Obr. 7 a obr. 8 ukazují odečtové grafy dekádní hydrologické bilance povodí jezera Medard v normálním hydrologickém roce (2001) a suchém roce (2003), oba vypočtené modelem WBCM-6.



Obr. 7: Hydrologická bilance Medard 1. 11. 2000 – 31. 10. 2001 (normální hydrologický rok)



Obr. 8: Hydrologická bilance Medard 1. 11. 2002 – 31. 10. 2003 (suchý hydrologický rok)

Modelové výpočty byly provedeny pro 6 hlavních úrovní vody pro jezero Medard, které korespondovaly od úrovně dna (336,56 m n. m.) po intervalech až do 400,00 m n. m. WBCM-6 model byl nejprve testován pro výpar vody z volné vodní hladiny (SAE_W) a pak bylo přistoupeno k řešení aktuální evapotranspiraci mimo jezero, na území vlastního povodí (SAE_T). Celková aktuální evapotranspirace SAE (aquatická + terrestrická) je součtem obou komponentů:

$$SAE = SAE_W + SAE_T \quad (8)$$

Vodní bilanci objemu vody v jezeru můžeme vyjádřit:

$$DW = SP(L) + STF - SAE_W \quad (9)$$

kde $SP(L)$ je velkou částí objemu srážek, dosahující úrovně vody v jezeru, tab. 4 využívá rovnice (9).

Tabulka 4: Porovnání bathygrafického objemu vody ve zbytkové jámě Medardu a ročního objemu vody z lokálních přítoků

nadmořská výška hladiny vody	vodní plocha	množství vody v závislosti na bathygraphii	roční objem vody zajišťuje povodí DW
(m n. m.)	(km ²)	(10 ³ m ³)	(10 ³ m ³)
336,56	0	0	0
350	0,13	827	793
360	1	6 101	897
370	1,9	20 985	1 007
380	2,8	44 229	1 118
390	3,9	79 858	1 252
400	4,9	119 851	1 374

Z tab. 4 je zřejmé, že vlastní povodí jezera Medard nemůže poskytnout takový vodní zdroj, který by během krátké doby několika let nahradil externí zdroj vody k jeho naplnění. Situace hydrologicky suchého roku je ještě horší, napuštění bez vnějšího zdroje vody by trvalo přes 30 let. Tento údaj by se ještě mohl prodloužit z důvodu nastávající klimatické změny (Brázdil et al., 2009; Fiala et al., 2010).

Závěry

Externí zdroj vody z řeky Ohře byl přiveden v roce 2010. Předtím od roku 2008 byly zapojeny dvě čerpadla důlních vod ze stanic Lomnice a Rafanda, které urychlily plnění jezera Medard. Tyto důlní vody jsou zde typické pro svou vysokou aciditu. Vyšší koncentrace kovů Fe a Mn chrání jezerní vody před eutrofizací, ale jsou méně vhodné pro většinu bioty. Stupeň pH může stoupat mícháním stojatých vod v jezeru s přítékající vodou z Ohře. Proto tento externí povrchový přítok vody, který mnohdy závisí na minimálních průtocích, kdy kvalita vody může být zhoršena také vysokou koncentrací jemných sedimentů po intenzivních srážkách, nebo po období sucha je žádoucí. Poměr mísení této povrchové vody s vodou stařinovou (důlní) je založen na hydrobiologické laboratorní expertize. Poměrný mechanismus obou komponent je citlivou záležitostí při provádění regulací (Kovář et al., 2010). V březnu 2017 je jezero Medard zhruba 6,0 m pod finálním vodním stavem 400,00 m n. m., což je informace, sdělená Sokolovskou uhelnou akciovou společností.

Poděkování: Tento příspěvek vznikl s podporou Technologické agentury ČR TAČR TA02020402.

Literatura:

- Brázdil, R., Trnka, M., Dobrovolný, P., Chromá, K., Hlavinka, P., Žalud, Z. (2009): Variability of droughts in the Czech Republic, 1881-2006. *Theoretical and Applied Climatology*, 97 (3-4): 297-315.
- Castro J, M., Moore J, N. (2000): Pit lakes: their characteristics and the potential for their remediation. *Environmental Geology*, 39 (11): 1254-1260.
- Fiala, T., Ouarda, T.B.M.J., Hladný, J. (2010): Evolution of low flows in the Czech Republic. *Journal of Hydrology*, 393 (3-4): 206-218.
- Fleming, G. (1979): Deterministic models in hydrology. Irrigation and Drainage paper No. 32, FAO, Rome.
- Gammons, C.H., Harris, L.N., Castro, J.M., Cott, P.A., Hanna, B.W. (2009): Creating lakes from open pit mines: processes and considerations - with emphasis on northern environments. Canadian Technical Report of Fisheries and Aquatic Sciences 2826: 118 pp, Montana.
- IBA (International Business Publications, Inc.) (2013): Czech Republic Mining Laws and Regulations Handbook - Strategic Information and Basic Laws. Washington DC, USA, 306 pp, ISBN: 1-4330-7727-2.
- Janeček, M., et al. (2002): Agricultural Soil Erosion control. Praha, ISV, 254 pp, Czech Republic (in Czech).
- Jeníček, M. (2007): Rainfall-runoff modelling in small and middle-large catchments – an overview. *Geografie – Sborník ČGS: 305 – 313*, ISSN 1212-0014.
- Jeníček, M., (2010): Summary of rainfall-runoff models. Charles University Prague, Prague (in Czech).
- Kovář, P., Cudlín, P., Korytář, M., Zemek, F., Heřman, M. (2001): Comparative study of water balance on the experimental catchments Všeminka and Dřevnice. *Rostlinná Výroba*, 47: 260–266.
- Kovář, P., Novotná, J., Vaššová, D. (2010): Optimalizace rekultivačních a sanačních postupů pro těžbou devastované krajinné celky s důrazem na ochranu vod a ekologickou stabilitu. MZE-NAZV QH 92091.
- Kulhavý, Z., Kovář, P. (2000): Use of water balance models for small catchments. VUMOP-CZU publication, Publ, comp, UJI Prague, 5, 123 pp, (in Czech).
- Ponce, V. M. Hawkins, R.J. (1996): Runoff Curve Number: Has it reached maturity? *J. Hydrol. Eng.*, 1, 1996 (1): 11–19.
- Soni, A. K., Mishra, B., Singh, S. (2014): Pit lakes as an end use of mining: A review, *Journal of Mining & Environment* 5 (2): 99-111.
- Trenberth, K.E., Dai, A., Rasmussen, R.M., Parsons, D.B. (2003): The changing character of precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society* 84 (9): 1205 - 1217, DOI: 10, 1175/BAMS-84-9-1205.
- USDA SCS (1986): Urban hydrology for small watersheds. U.S. Soil Conservation Technical Release 55 (13), Washington D.C.

Látkové toky v amfibolitovém povodí Na zeleném u Vodního díla Mariánské Lázně

Pavel Krám^{1,2}, František Veselovský¹, Jan Čuřík^{1,2}, Oldřich Myška^{1,2}

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

²Ústav výzkumu globální změny AV ČR v.v.i., Bělidla 986/4a, 603 00 Brno

Abstrakt

Příspěvek se zabývá hydrologií a hydrochemií povodí Na zeleném zalesněném smrkovým lesem rostoucím na podloží, tvořeném kambizemí na amfibolitu. Toto povodí se vyznačuje díky bazickému (zásaditému) podloží poměrně příznivými hydrochemickými poměry pro terestrickou a akvatickou biotu. Povodí se vyznačuje efektivní neutralizací kyselé atmosférické depozice do smrkového ekosystému a to hlavně díky chemickému zvětrávání dvoumocných bazických kationtů, vápníku a hořčíku. Roční průměrný srážkový úhrn do povodí Na zeleném byl za sledované pětileté období 790 mm a průměrný povrchový odtok v posledních dvou letech byl 193 mm. Odtok se pohyboval ve sledovaných letech mezi 24 a 27 % ročních srážkových vstupů do povodí. V povodí se akumuluje jen méně než 20 % celkového dusíku ze srážek na volné ploše. Zhruba 36% dusíku povodí opouští povrchovým odtokem, zhruba z poloviny ve formě dusičnanů a z poloviny ve formě rozpuštěného organického dusíku.

Klíčová slova

malé lesní povodí, atmosférická depozice, povrchová voda, látkové toky, dusičnany, rozpuštěný organický dusík, pufrace kyselosti vod, bazické podloží, smrk ztepilý

Úvod

Z povodí Na zeleném je sice k dispozici zatím poměrně krátká řada hydrologických a hydrochemických měření, ale unikátní geochemické vlastnosti povodí způsobují vhodné doplnění k porovnání výsledků z jiných, dlouhodobě zkoumaných povodí Slavkovského lesa, zejména kyselých Lysinů a ultrabazického Pluhova boru, které se vyznačují extrémním chemismem povrchových vod (Krám et al., 2012). Biogeochemické podmínky povodí Na zeleném jsou tak daleko příznivější například pro růst stromů (Krám et al., 2017).

Popis území a metody

Zkoumané povodí Na zeleném leží ve Slavkovském lese na území Karlovarského kraje. Slavkovský les tvoří hornatina s nadmořskou výškou až téměř tisíc metrů. Chráněná krajinná oblast (CHKO) Slavkovský les se rozkládá na území o rozloze 640 km². Tato oblast je již od začátku devatenáctého století zalesněná zejména monokulturami smrku ztepilého (*Picea abies*). V tomto území došlo v druhé polovině dvacátého století k masivnímu znečišťování kyselou atmosférickou depozicí a následně pak ke konci devadesátých let k výraznému poklesu depozice (Kopáček et al., 2016) a z toho důvodu i k odpovídajícímu snížení koncentrací síranů a dalších kontaminantů v povrchových vodách (Vuorenmaa et al., 2017, Oulehle et al., 2017).

Povodí Na zeleném leží v jižní části CHKO Slavkovský les mezi Mariánskými Lázněmi a osadou Kladská. Odvodňuje ho malý levostranný přítok do přehradního jezera, vybudovaného v roce 1896 na Úšovickém (Kamenném) potoce (Vodní dílo Mariánské Lázně, 2017), kvůli zásobování Mariánských Lázní pitnou vodou. Jedná se o jeden ze tří povrchových toků ústících do tohoto přehradního jezera a zároveň o tok nejmenší. Povodí Na zeleném má rozlohu 55 hektarů (tab. 1).

V průběhu řešení evropského projektu SoilTrEC se povodí Na zeleném stalo součástí CZO (Critical Zone Observatory, observatoř kritické zóny) Slavkovský les, jednou ze čtyř hlavních evropských observatoří kritické zóny. Jedná se o důležitou zónu, vymezenou mezi vrcholy korun stromů a nezvětralou horninou v podloží. Výzkumy v rámci tohoto projektu týkající se půd, hornin, mykorhízy a vod i v povodí Na zeleném reprezentují například následující publikace: Regelink et al., 2015, Rousseva et al., 2017, Štědrá et al., 2015, Rosenstock et al., 2016, Dannhaus, 2016. Vzhledem k pozdnímu začátku monitoringu není povodí Na zeleném součástí národní sítě malých lesních povodí GEOMON (GEOchemický MONitoring), koordinované od roku 1994 Českou geologickou službou (Lamačová et al., 2014; Oulehle et al., 2017). Nicméně i hydrobiologie potoka Na zeleném již byla popsána, makrozoobentos určili Takaaki Senoo a Filip Beneš z Univerzity Karlovy (Krám et al. 2015) a bentické řasy popsala Susanne Schneider z norského ústavu NIVA (Schneider et al, 2017).

Povodí Na zeleném bylo kyselými dešti okyseleno jen málo, díky svému podloží, tvořeném amfibolitem, metamorfovanou bazickou (mafickou) horninou, se vyznačuje velmi vysokým zvětráváním složek umožňujících neutralizaci kyselé atmosférické depozice, zejména vápníku (Krám et al., 2012). Dlouhodobý koncept monitoringu povrchových vod Slavkovského lesa je postaven na zkoumání i dalších tří geochemicky kontrastních povodí, která jsou ale také zalesněna převážně smrkem ztepilým a jsou od sebe vzdálená jen 5 – 10 km, což zaručuje podobné klimatické podmínky i atmosférickou depozici. Podloží povodí Lysina (Krám, 2011) o rozloze 27,3 ha je tvořeno granitem a vyskytují se tam podzolizované minerální půdy (Regelink et al., 2015, Rousseva et al., 2017) a odtok je kyselý s vysokou koncentrací toxického hliníku (Krám et al., 2017). Povodí Černého potoka (15,2 ha) má sice téměř totožné granitové podloží, ale vzhledem k plošší morfologii jeho velkou část pokrývá několik metrů mocné rašeliniště (Filec na Lysině) a odtok z toho povodí je tak extrémně kyselý (Hruška et al., 1997). Další zkoumané povodí, Pluhův bor (21,6 ha), je budováno převážně ultrabazickým serpentinitem (Krám et al., 2012, 2017, Štědrá et al., 2015) a jeho povrchový odtok je většinou zásaditý. Detailní hydrochemické vzorkování na dvou zmiňovaných povodích začalo daleko dříve než v povodí Na zeleném, už v září 1989 na Lysině a posléze v listopadu 1991 na Pluhově boru. Tato dvě povodí se vyznačují extrémním chemismem povrchových vod. Pro Lysinu je typická vysoká kyselost vod a související vysoké koncentrace toxických forem hliníku (Al) ve vodě, uvolňovaných z půd, díky bazickými kationty chudému žulovému podloží, neschopnému pufrovat kyselou depozici. Naopak Pluhův bor má odtok mírně zásaditý a chemismus, hlavně co se týká kationtů, je značně ovlivněn hořčíkem bohatým hadcovým substrátem. Chemické složení vod amfibolitového povodí Na zeleném leží mezi těmito extrémy (Krám et al. 2012, 2017). Čtvrté zmiňované povodí (Černý potok) bylo monitorováno od již dubna 1992, ale v nepravidelných intervalech, v posledních letech čtvrtletně, ale výzkum se tam soustředil jen na chemismus ultrakyselých povrchových vod z rašeliniště.

Povrchová voda povodí Na zeleném byla vzorkována poprvé v letech 2001-2003 v rámci grantu poskytnutého Grantovou agenturou ČR a pak v pravidelných měsíčních intervalech v letech 2010-2017, v počátcích zejména díky grantu Evropské komise. V měsíčních intervalech tam byly odebrány také podkorunové srážky (od podzimu 2009), srážky na volné ploše (od podzimu 2011) a půdní vody v pěti hloubkách v hloubce od 10 do 90 cm (od roku 2012). Dvě odběrné nádoby na srážky jsou umístěny v nadmořské výšce 773 m a plocha se stejnými pěti odběráky na podkorunové srážky je situována 750 m n.m. Výpočty se provádějí pro hydrologické roky (1.11. – 31.10.). Průtok při všech odběrech byl měřen měrnou nádobou a stopkami a také byl počítán pomocí hydraulických vztahů pro výšku hladiny vody v měrném přepadu s úhlem 90°. Měrný přepad postavili dávno před začátkem tohoto výzkumu a dále udržují pracovníci podniku Povodí Ohře s.p. Na podzim 2014 byl tento přepad osazen tlakovým čidlem na zaznamenávání výšky hladiny pracovníky firmy Fiedler (obr. 1). Nejbližší klimatická stanice Českého hydrometeorologického ústavu (Mariánské Lázně, Úpravna vody) se nachází 1 km jihozápadně od povodí Na zeleném v nadmořské výšce 690 m, na souřadnicích 49°59' s.š., 12°42' v.d. Průměrná roční teplota vzduchu na této stanici je 6°C.

Chemické analýzy vod byly provedeny v akreditované laboratoři ČGS v Praze. Kyselost (pH) a granovská titrační alkalita byly měřeny skleněnou elektrodou hned po návratu z terénu, ostatní složky byly měřeny zpravidla během několika týdnů, přitom vzorky byly umístěny v temnu a v teplotě 4 až 6°C. Anionty byly měřeny na HPLC, hlavní kationty na AAS a stopové prvky na ICP MS. Frakce

hliníku byly měřeny podle Driscolla (viz tab. 4). Fosfor a NH_4 a byly měřeny fotometricky. Rozpuštěný organický dusík (DON) byl počítán jako rozdíl mezi celkovým N (změřeném vysokoteplotní oxidací) a sumou N-NO_3 a N-NH_4 . Rovněž rozpuštěný organický uhlík (DOC) byl měřen vysokoteplotní oxidací.

Tabulka 1: Stručný popis povodí Na zeleném ve Slavkovském lese.

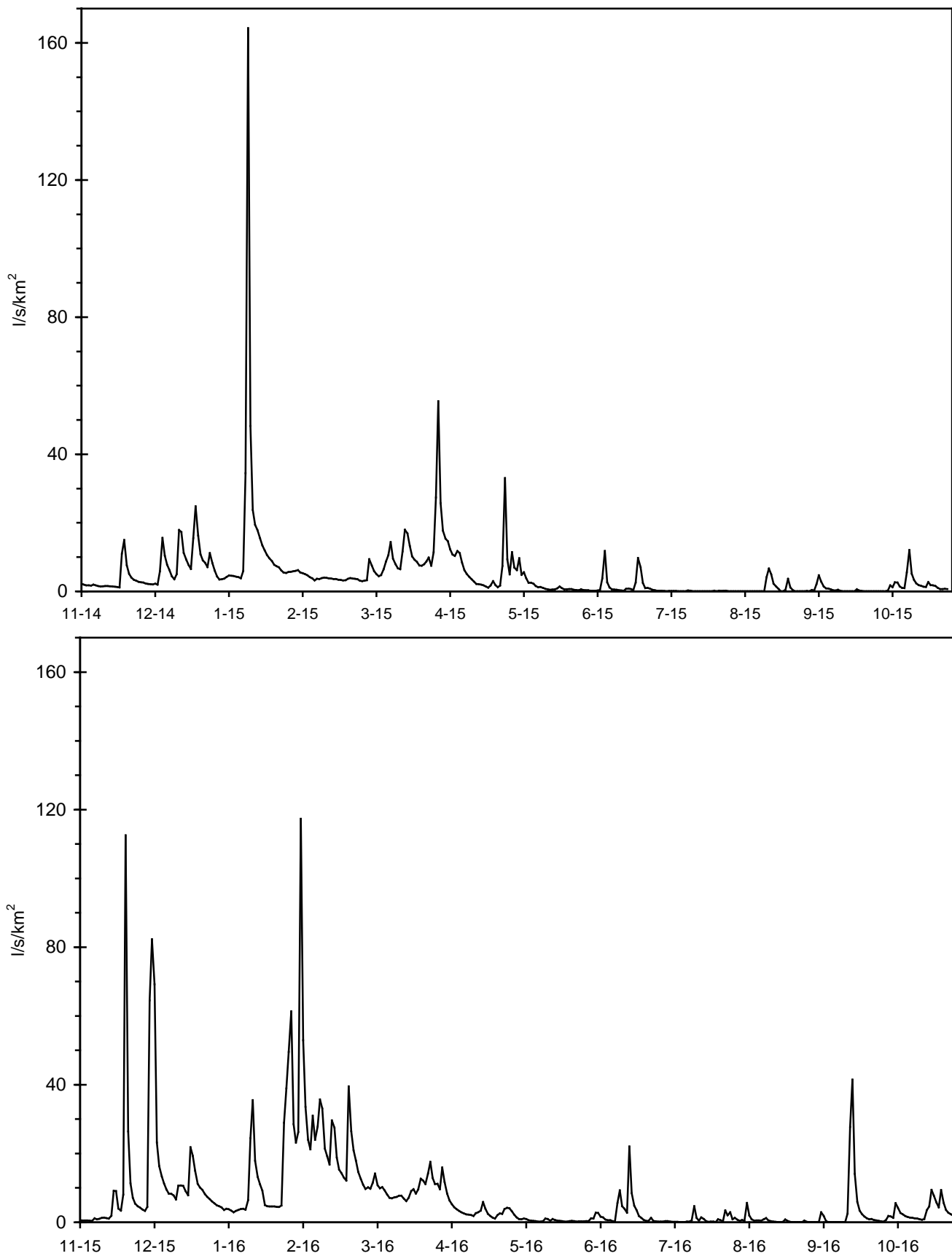
Souřadnice jízku	Plocha (km ²)	Nadm. výška (m)	Hornina	Půda	Porost
50°00' SŠ 12°43' VD	0,55	736 – 802	Amfibolit	Kambizem	Smrk ztepilý (<i>Picea abies</i>)



Obr. 1: Měrný přeliv povodí Na zeleném ve Slavkovském lese, vybavený od 30.9.2014 tlakovým čidlem Fiedler na měření vodní hladiny.

Výsledky a diskuse

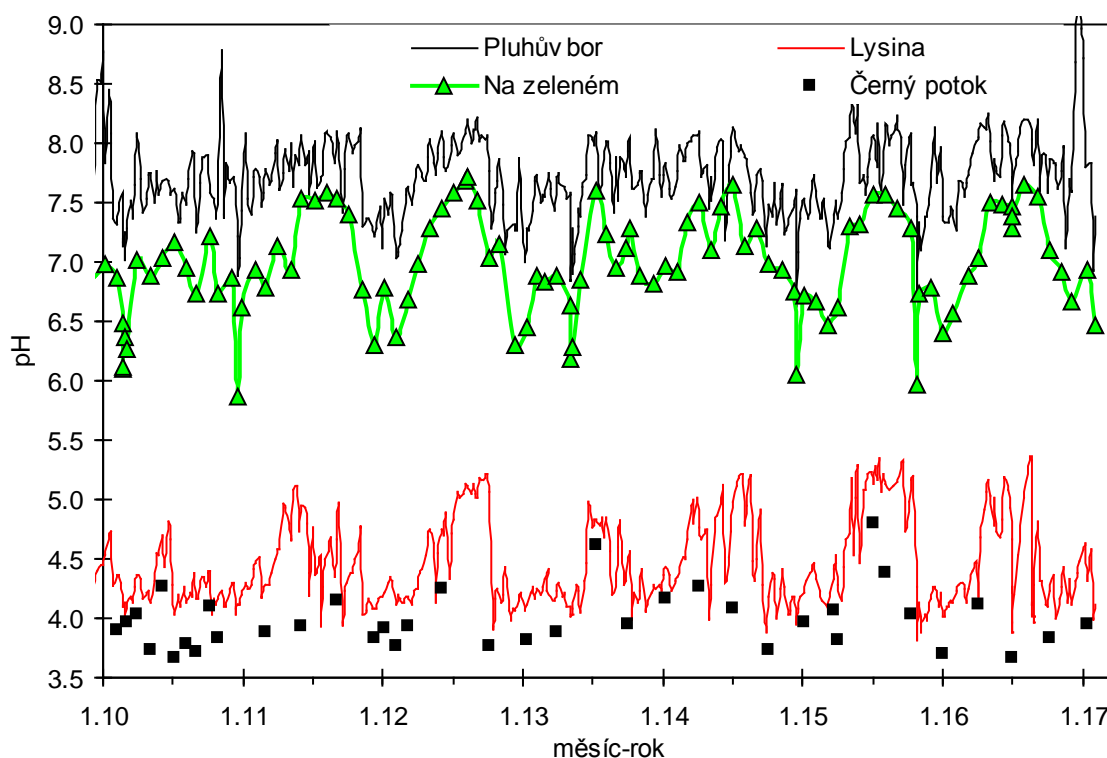
Roční průměrný srážkový úhrn za období pěti monitorovaných let (2012-2016) do povodí Na zeleném byl 788 mm rok⁻¹ a úhrn podkorunových srážek za stejné období byl 524 mm rok⁻¹. Průměrný odtok za dvouleté období měření hladiny v desetiminutových intervalech (2015-2016) byl 193 mm rok⁻¹ a odpovídal tedy 26% vstupu vody do povodí srážkami (tab. 2). Intercepce odpovídala 264 mm rok⁻¹ a evapotranspirace 559 mm rok⁻¹, při zjednodušeném bilančním výpočtu (tab. 3), což u intercepce odpovídá 39% a u evapotranspirace 35% vstupu vody do povodí. Povrchový odtok reagoval velmi rychle na hydrologické události, jako bouřky nebo tání sněhu (obr. 2). Nejvyšší průměrný denní průtok na závěrovém profilu povodí byl zaznamenán 10. ledna 2015 (90,4 l s⁻¹, specifický průtok 164,4 l s⁻¹ km⁻², odtok 14,2 mm den⁻¹). Naopak nepatrné průtoky blízké nule byly zaznamenány v srpnových týdnech roku 2015.



Obr. 2: Denní průměrné specifické průtoky v závěrovém profilu povodí Na zeleném v hydrologickém roce 2015 (horní obrázek) a 2016 (dolní obrázek), vždy pro 1.11. až 31.10. příslušného roku.

Zvýšené průtoky jsou Na zeleném i na dalších třech sledovaných geochemicky kontrastních lesních povodích Slavkovského lesa spojeny s nejméně příznivým chemickým složením potoční vody, s nejnižším pH (obr. 3) a následně s nejvyššími koncentracemi většiny potenciálně toxických kovů, kdy významná část odtékající vody z povodí proudí v okyseleném prostředí mělkých organických horizontů lesních půd. Naopak všechny hodnoty s nejvyšším pH reprezentují období nízkého průtoku. Velice odlišné poměry z hlediska hydrochemie v těchto čtyřech srovnávaných povodích je způsobena zejména různou rychlostí chemického zvětrávání geologického podloží (Krám et al., 2012, Dannhaus, 2016), pufrujícím kyselou atmosférickou depozicí, zejména prostřednictvím iontové výměny bazických kationtů v půdě, do které se tyto kationty dostávají hlavně prostřednictvím chemického zvětrávání podloží.

Průtokem vážená průměrná roční koncentrace rozpuštěného organického uhlíku (DOC) v potoce Na zeleném je středně vysoká, cca 13 mg l^{-1} (tab. 4) a zvyšuje se za zvýšených průtoků, což odráží větší podíl mělkých půdních vod v povrchovém odtoku a DOC je tak hlavním faktorem krátkodobého okyselení vod. Koncentrace toxických kovů byla vzhledem k příznivému pH nízká, což se týká zejména anorganického monomerního hliníku (Al), jehož průtokem vážená průměrná koncentrace byly velmi nízké, jen okolo $5 \text{ } \mu\text{g l}^{-1}$ (tab. 4). To je příznivý faktor, zejména ve srovnání se špatně pufrovaným a z toho důvodu velmi antropogenně acidifikovaným potokem na Lysině, kde byly koncentrace Al o dva řády vyšší. Naopak na výborně pufrovaném Pluhůvě boru se zase do vody přirozeně uvolňují těžké kovy z ultrabazického podloží, hlavně nikl a chrom (Krám et al., 2012, Novák et al., 2017). Koncentrace těchto kovů v potoce Na zeleném je ale řádově nižší. Chemismus tohoto potoka je tedy příznivý z hlediska hydrobiologického. Poměrně vysoké pH potoka Na zeleném, z hlediska pufrace kyselou depozicí, rovnoměrné a dostatečné zastoupení bazických kationtů, hlavně vápníku a hořčíku a nízké koncentrace toxických kovů umožnily hojný výskyt makrozoobentosu, a jeho vysokou biodiverzitu vyjádřenou vysokým počtem čeledí makrozoobentosu (Krám et al., 2015).



Obr. 3: Měsíční hodnoty pH potoka Na zeleném v období od ledna 2010 do února 2017. Porovnání s třemi geochemicky kontrastními smrkovými povodími Slavkovského lesa. Týdenní hodnoty ze serpentinitového povodí Pluhův bor. Týdenní hodnoty také z granitového povodí Lysina s převažujícími podzolovými a glejovými půdami a čtvrtletní hodnoty z granitového povodí Černý potok, s převažujícími rašelinnými půdami.

Tabulka 2: Základní hydrologická bilance povodí Na zeleném (NAZ) za monitorovací období.

Hydrolog. rok	Srážky Mar. Lázně Úpravna vody (ČHMÚ) mm rok ⁻¹	Srážky NAZ mm rok ⁻¹	Podkorunové srážky NAZ mm rok ⁻¹	Odtok NAZ mm rok ⁻¹	Odtok NAZ % srážek	Odtok NAZ % podkorun. srážek
2010	788		575			
2011	802		592			
2012	839	782	547			
2013	942	982	763			
2014	638	672	403			
2015	594	640	376	152	24	40
2016	786	864	532	234	27	44
Počet roků	7	5	7	2		
Průměr	770	788	541	193		
Medián	788	782	547	193		
Směr. odch.	110	126	119	41		
Minimum	594	640	376	152		
Maximum	942	982	763	234		
Počet roků	5	5	5			
Průměr	759	788	524			
Medián	786	782	532			
Směr. odch.	128	126	137			
Minimum	594	640	376			
Maximum	942	982	763			

Tabulka 3: Doplňující hydrologická bilance povodí Na zeleném za pět let. Intercepce byla počítána jako rozdíl mezi srážkami a podkorunovými srážkami. Evapotranspirace (ET) byla zjednodušeně počítána jako rozdíl mezi podkorunovými srážkami a odtokem (ET bez intercepce), nebo jako rozdíl mezi srážkami a odtokem (ET celková), se zanedbáním podpovrchového odtoku a změn zásob podpovrchové vody v povodí.

Hydrolog. rok	Intercepce	Evapotranspirace bez intercepce	Evapotranspir. celková	Intercepce	Evapotranspirace bez intercepce	Evapotranspirace celková
	mm rok ⁻¹			% srážek		
2012	235			30		
2013	219			22		
2014	269			40		
2015	264	224	488	41	35	76
2016	332	298	630	38	34	73
Počet let	5	2	2	5	2	2
Průměr	264	261	559	34	34,5	74,5
Medián	264	261	559	38	34,5	74,5
Směr. od.	39	37	71	7	0,5	1,5
Minimum	219	224	488	22	34	73
Maximum	332	298	630	41	35	76

Tabulka 4: Objemově vážené průměrné roční koncentrace v povodí Na zeleném v hydrologických letech 2015 a 2016 (listopad-říjen). Ali = anorganický monomerní Al (potenciálně toxické specie), Alo = organický monomerní Al (netoxické specie), Alp = partikulární Al (netoxické specie), DIN = rozpuštěný anorganický N (suma NO₃-N a NH₄-N), DON = rozpuštěný organický N, nestan = nestanoveno, ~ = přibližná hodnota stopových prvků, založená jen na prozatím hotových laboratorních analýzách pocházejících jen z první poloviny roku.

Prvek	Jednot.	2015			2016		
		Srážky	Podkorunové srážky	Odtok	Srážky	Podkorunové srážky	Odtok
Mg	mg l ⁻¹	0,050	0,52	2,25	0,045	0,37	2,81
Ca	mg l ⁻¹	0,21	1,48	4,44	0,18	0,99	5,92
K	mg l ⁻¹	0,36	4,07	0,70	0,26	3,72	0,75
Na	mg l ⁻¹	0,20	0,81	3,02	0,13	0,58	3,72
SiO ₂	mg l ⁻¹	nestan	nestan	14,4	nestan		14,1
P	µg l ⁻¹	53,8	57,7	47,1	42,7	66,3	51,4
Al	µg l ⁻¹	10,4	48,8	533	12,7	26	369
Ali	µg l ⁻¹	nestan	nestan	6	nestan	nestan	4
Alo	µg l ⁻¹	nestan	nestan	145	nestan	nestan	87
Alp	µg l ⁻¹	nestan	nestan	383	nestan	nestan	288
Mn	µg l ⁻¹	11,7	278,2	99,3	13,1	193,9	74,0
Fe	µg l ⁻¹	40,4	58,4	440	49,2	43,2	369
Zn	µg l ⁻¹	14,8	21,7	14,5	21,4	16,5	10,4
Pb	µg l ⁻¹	0,59	1,25	0,84	~0,97	~1,57	~0,90
Ni	µg l ⁻¹	0,64	1,22	2,1	~1,23	~2,10	~6,3
Cr	µg l ⁻¹	0,19	0,40	1,18	~0,88	~0,89	~2,2
As	µg l ⁻¹	<0,5	<0,5	0,84	<0,5	<0,5	~0,87
Cd	µg l ⁻¹	0,29	0,11	0,11	~0,025)	~0,07	~0,10
Sr	µg l ⁻¹	1,08	10,76	40,38	~1,02	~8,29	~47,4
F	mg l ⁻¹	<0,02	0,022	0,074	<0,02	0,025	0,099
Cl	mg l ⁻¹	0,35	2,12	1,62	0,22	1,51	1,96
SO ₄	mg l ⁻¹	0,65	4,55	12,59	0,72	2,57	18,37
NO ₃ -N	mg l ⁻¹	0,32	1,78	0,46	0,27	1,08	0,66
NH ₄ -N	mg l ⁻¹	0,35	1,17	0,02	0,39	0,73	0,02
DIN	mg l ⁻¹	0,67	2,95	0,48	0,66	1,81	0,68
DON	mg l ⁻¹	0,051	0,91	0,45	0,08	0,37	0,72
DOC	mg l ⁻¹	1,90	18,4	13,4	1,60	12,1	13,3
H ⁺	µg l ⁻¹	13,2	17,8	0,68	11,4	11,5	0,65
pH	jedn.	4,88	4,75	6,17	4,95	4,94	6,19
alkalita	µeq l ⁻¹	-3,3	13,2	108,7	-0,6	27,0	140,6
vodivost	µS cm ⁻¹	16,2	53,7	63,3	11,7	37,4	83,7
absorbance	254 nm	0,0435	0,464	0,556	0,0231	0,377	0,533

Tabulka 5: Látkové toky v povodí Na zeleném v hydrologických letech 2015 a 2016 (listopad-říjen). Ali = anorganický monomerický Al (potenciálně toxické specie), Alo = organický monomerický Al, Alp = partikulární Al, DIN = rozpuštěný anorganický N (suma NO₃-N a NH₄-N), DON = rozpuštěný organický N, nestan = nestanoveno, pod md = pod mezí detekce, nedom = hodnota prozatím neuvedena, kvůli tomu, že analýzy stopových prvků z druhé poloviny roku ještě nebyly z důvodu poruchy přístroje ICP MS změněny.

Prvek	Jednotka	2015			2016		
		Srážky	Podkorunové srážky	Odtok	Srážky	Podkorunové srážky	Odtok
Mg	kg ha ⁻¹ r ⁻¹	0,32	1,96	3,42	0,38	1,99	6,57
Ca	kg ha ⁻¹ r ⁻¹	1,37	5,58	6,74	1,56	5,25	13,82
K	kg ha ⁻¹ r ⁻¹	2,42	15,31	1,06	2,14	19,78	1,76
Na	kg ha ⁻¹ r ⁻¹	1,30	3,04	4,58	1,15	3,07	8,70
SiO ₂ -Si	kg ha ⁻¹ r ⁻¹	nestan	nestan	10,22	nestan	nestan	32,83
P	g ha ⁻¹ r ⁻¹	344	217	71,4	369	353	120,1
Al	g ha ⁻¹ r ⁻¹	66,8	183,7	809,3	109,8	138,5	863,0
Ali	g ha ⁻¹ r ⁻¹	nestan	nestan	8,5	nestan	nestan	10,1
Alo	g ha ⁻¹ r ⁻¹	nestan	nestan	219,5	nestan	nestan	203,7
Alp	g ha ⁻¹ r ⁻¹	nestan	nestan	581,3	nestan	nestan	672,2
Mn	g ha ⁻¹ r ⁻¹	75,0	1046,8	150,7	112,8	1031,4	172,9
Fe	g ha ⁻¹ r ⁻¹	258,4	219,9	668,2	425,2	230,0	838,9
Zn	g ha ⁻¹ r ⁻¹	94,8	81,5	22,0	185,1	88,0	24,4
Pb	g ha ⁻¹ r ⁻¹	3,76	4,72	1,27	nedom	nedom	2,10
Ni	g ha ⁻¹ r ⁻¹	4,12	3,77	3,19	nedom	nedom	14,7
Cr	g ha ⁻¹ r ⁻¹	1,22	1,23	1,79	nedom	nedom	5,09
As	g ha ⁻¹ r ⁻¹	pod md	pod md	1,27	nedom	nedom	2,04
Cd	g ha ⁻¹ r ⁻¹	0,19	0,42	0,17	nedom	nedom	0,23
Sr	g ha ⁻¹ r ⁻¹	6,92	40,49	61,26	nedom	nedom	110,8
F	g ha ⁻¹ r ⁻¹	77,0	83,1	112,0	118,8	132,7	231,1
Cl	kg ha ⁻¹ r ⁻¹	2,27	8,00	2,45	1,89	8,04	4,57
SO ₄ -S	kg ha ⁻¹ r ⁻¹	1,39	5,72	6,37	2,08	4,56	14,33
NO ₃ -N	kg ha	2,06	6,71	0,70	2,35	5,75	1,53
NH ₄ -N	kg ha	2,22	4,39	0,03	3,38	3,90	0,05
DIN	kg ha ⁻¹ r ⁻¹	4,28	11,10	0,73	5,73	9,65	1,58
DON	kg ha ⁻¹ r ⁻¹	0,33	3,42	0,68	0,64	2,4	1,68
DOC	kg ha ⁻¹ r ⁻¹	12,17	69,24	20,29	13	77	31,12
H ⁺	g ha ⁻¹ r ⁻¹	81,2	67,1	1,0	92,6	61,7	1,5

Látkové toky povodí Na zeleném v hydrologických rocích 2015-2016 jsou uvedeny v tab. 5. Jedná se o roční hodnoty srážek na volné ploše, podkorunových srážek a povrchového odtoku. Odtok síranové síry byl ve velmi suchém roce 2015 velmi nízký (6,4 kg ha⁻¹ rok⁻¹), zatímco v následujícím roce 2016 výrazně zvýšený (14,3 kg ha⁻¹ rok⁻¹). To bylo patrně způsobeno změnou oxidačně-redukčních poměrů ve vlhkém období, následujícím po mimořádně dlouhém období sucha, kdy došlo nevyhnutelně k poklesu hladiny podzemní vody v povodí a k následné oxidaci dřívě nahromaděné síry v půdních horizontech a zvětralinovém plášti hornin. Na rozdíl od všech povodí sítě GEOMON (Novák et al., 2005) má povodí Na zeleném navíc k dispozici výrazný zdroj horninové síry (Štědrá et al., 2015), uvolňující se postupně do podpovrchových vod chemickým zvětráváním.

Látkové toky anorganického rozpuštěného dusíku (DIN) Na zeleném mají největší podíl na celkovém dusíku ve srážkách (92 %), nižší podíl v podkorunových srážkách (78 %) a nejnižší podíl v povrchové vodě (49 %), což znamená, že více než polovina (51%) rozpuštěného dusíku opouští povodí povrchovým odtokem ve formě rozpuštěného organického dusíku (DON). Celkově opouští povodí 36 % celkového rozpuštěného dusíku, který vstoupil do povodí ve formě srážek na volné ploše.

Velmi vysoké látkové toky draslíku (K) a manganu (Mn) v podkorunových srážkách jsou způsobeny interním cyklem těchto prvků mezi kořeny a jehlicemi a jejich zpětným vymýváním, což je pro smrkové porosty typické. Chemické zvětrávání podložních amfibolitů se projevuje zejména ve zvýšených látkových tocích vápníku (Ca), hořčíku (Mg) a stroncia (Sr) v podkorunových srážkách, ale hlavně v povrchového odtoku (tab. 5).

Závěr

Hydrologický a hydrochemický výzkum povodí Na zeleném vhodně doplnil předcházející výzkumy geochemicky kontrastních povodí Slavkovského lesa. Toto amfibolitové povodí totiž reprezentuje území se smrkovými monokulturami, které se přitom vyznačuje, díky výraznému chemickému zvětrávání podloží bohatému na vápník a hořčík, příznivými biogeochemickými a hydrochemickými podmínkami pro terestrický i akvatický ekosystém.

Poděkování

Tento výzkum podpořil zejména evropský projekt SoilTrEC (FP7 244118), Norské fondy (EHP-CZ02-OV-1-020-2014) a interní projekt České geologické služby (338100). Tento výzkum byl také podpořen na Ústavu výzkumu globální změny AVČR z prostředků MŠMT v rámci Národního programu udržitelnosti (NPU I, číslo projektu LO1415). Autoři děkují M. Novákovi, J. Hruškovi, F. Oulehle, V. Chlupáckové a V. Bláhovi za spolupráci a podporu. Poděkování patří i pracovníkům ČHMÚ Plzeň za zaslání klimatických dat z jejich stanice a pracovníkům Povodí Ohře, s.p., zejména za vstřícnost při umožnění monitoringu povodí Na zeleném.

Literatura

- Dannhaus, N. (2016): Development of the ^{10}Be (meteoric)/ ^9Be isotope system to quantify Earth surface processes in small headwater catchments with different lithologies. Ph.D. dissertation, Free University of Berlin, Berlin.
- Hruška, J., Johnson, C. E., Krám, P., Liao, C.-Y. (1997): Organic solutes and the recovery of a bog stream from chronic acidification. *Environmental Science and Technology*, 31, 3677-3681.
- Kopáček, J., Hejzlar, J., Krám, P., Oulehle, F., Posch, M. (2016): Modelling precipitation chemistry in the Czech Republic (Central Europe) from 1850-2013. *Water Research*, 103, 30-37.
- Krám, P. (2011): Hydrologická bilance dlouhodobě monitorovaného povodí Lysina. In: Šír M., Tesař M. (eds.) *Hydrologie malého povodí 2011*, Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Praha, 259 – 265.
- Krám, P., Hruška, J., Shanley, J. B. (2012): Streamwater chemistry in three contrasting monolithologic catchments. *Applied Geochemistry*, 27, 1854 – 1863.
- Krám, P., Čuřík, J., Veselovský, F., Myška, O., Lamačová, A., Hruška, J., Štědrá, V. (2014): Hydrologie a hydrochemie dlouhodobě zkoumaného ultrabazického povodí Pluhův bor. In: Brych K., Tesař M. (eds.) *Sborník konference Hydrologie malého povodí 2014*, Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Praha, 238 – 245.
- Krám, P., Senoo, T., Beneš, F., Čuřík, J., Veselovský, F. (2015): Limnologie potoka Na zeleném ve Slavkovském lese. In: Rádková V., Bojková J. (eds.) *Sborník příspěvků 17. konference České limnologické společnosti a Slovenské limnologické společnosti*. Masaryk. univ., Brno, 83 – 88.
- Krám, P., Čuřík, J., Veselovský, F., Myška, O., Hruška, J., Štědrá, V., Jarchofský, T., Buss, H. L., Chuman T. (2017): Hydrochemical fluxes and bedrock chemistry in three contrasting catchments underlain by felsic, mafic and ultramafic rocks. *Procedia Earth and Planetary Sciences*, 17, 538 – 541.

- Lamačová, A., Hruška, J., Krám, P., Stuchlík, E., Farda, A., Chuman, T., Fottová, D. (2014): Runoff trends analysis and future projections of hydrologic patterns in small forested catchments. *Soil and Water Research*, 9, 4, 169 – 181.
- Novák, M., Kirchner, J.W., Fottová, D., Přečková, E., Jačková, I., Krám, P., Hruška, 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, 1-14.
- Novák, M., Krám, P., Šebek, O., Andronikov, A., Chrastný, V., Martínková, E., Štěpánová, M., Přečková, E., Čuřík, J., Veselovský, F., Myška, O., Štědrá, V., Farkaš, J. (2017): Seasonal changes in Cr fluxes and $\delta^{53}\text{Cr}$ values in runoff from a small serpentinite catchment (Slavkov Forest, Czech Republic). *Chemical Geology*, in review.
- Oulehle, F., Chuman, T., Hruška, J., Krám, P., McDowell, W. H., Myška, O., Navrátil, T., Tesař, M. (2017): Recovery from acidification alters concentrations and fluxes of solutes from Czech catchments. *Biogeochemistry*, 132, 251 – 272.
- Regelink, I. C., Stoof, C. R., Rousseva, S., Weng, L., Lair, G. J., Krám, P., Nikolaidis, N. P., Kercheva, M., Banwart, S., Comans, R. N. J. (2015): Linkages between aggregate formation, porosity and soil chemical properties. *Geoderma*, 247 – 248: 24 – 37.
- Rosenstock, N. P., Berner, C., Smits, M. M., Krám, P., Wallander, H. (2016): The role of phosphorus, magnesium, and potassium availability in soil fungal exploration of mineral nutrient sources in Norway spruce forests. *New Phytologist*, 211, 542 – 553.
- Rousseva, S., Kercheva, M., Shishkov, T., Lair, G. J., Nikolaidis, N., Moraetis, D., Krám, P., Bernasconi, S., Blum, W., Menon, M., Banwart, S. A. (2017): Soil water characteristics of European SoilTrEC Critical Zone Observatories. *Advances in Agronomy*, 142, 29 – 72.
- Schneider S. C., Oulehle F., Krám P., Hruška J. (2017): Recovery of benthic algal assemblages from acidification: how long does it take, and is there a link to eutrophication? *Hydrobiologia*, in review.
- Štědrá, V., Krám, P., Farkaš, J. (2015): Petrologie a geochemie metabazických hornin zastižených jádrovými vrty v povodích Na zeleném a Pluhův bor ve Slavkovském lese v západních Čechách. *Zprávy o geologických výzkumech za rok 2014*, 103 – 108.
- Vodní dílo Mariánské Lázně (2017): <http://www.poh.cz/vd/marianky.htm> (stránka Povodí Ohře, s.p.).
- Vuorenmaa, J., Augustaitis, A., Beudert, B., Clarke, N., de Wit H. A., Dirnbock, T., Frey, J., Forsius, M., Indrikson, I., Kleemola, S., Kobler, J., Krám, P., Lundin, L., Váňa, M. (2017): Long-term sulphur and nitrogen mass balance budgets in European forested catchments (1990-2012). *Ecological Indicators*, 76, 15 – 29.

Vliv extrémního deště na odtok z experimentálního svahu

Alena Kulasová¹, Šárka Blažková¹,

¹ Výzkumný ústav vodohospodářský T.G.Masaryka v.v.i, Podbabská , 160 00Praha 6

Abstrakt

Výzkumný ústav vodohospodářský T.G.Masaryka v.v.i v projektu „Ověřování hypotéz o tvorbě odtoku modelem MIPs ve srovnání s jinými modely“ provedl několik pokusů se skrápěním na experimentálních svazích v Lučanech nad Nisou za účelem zjištění cest odtoku.

Metoda pokusu spočívala v postřiku vody s rozpuštěnou solí, kdy se zjišťuje odtok tohoto roztoku půdním profilem. Za tímto účelem byl proveden zásek svahu. V záseku se instalovaly drážky pro odvod vody do překlápěcího zařízení. V době odtoku se sledovalo množství vody proteklé drážkami a v sondách pod svahem. V odebraných vzorcích a v toku se sledovala vodivost a vzorky byly rovněž později analyzovány na obsah solí. Z prozatímních výsledků vyplývá, že cesty odtoku jsou závislé na půdním pokryvu, nasycenosti půdy a svažitosti terénu.

Klíčová slova

Intenzivní srážky, zemědělské povodí, hnojení, pěstování plodin, vegetační období, tání sněhu, výška hladiny, úhrn srážek, povrchová voda, znečištění, fosfor, nitráty.

Úvod

V terénních experimentech můžeme skrápěním simulovat extrémní srážky na plochu a tak rovněž simulovat povodeň. Naměřené výsledky budou použity jako data pro model Multiple Integrated Pathways (Beven et al., 1989, Davies et al., 2011). MIPs je založen na principu “particle tracking”. Nutným vstupem jsou právě tracerová data. Tím je zajištěno zahrnutí preferenčních cest, aniž by přitom bylo nutno činit nejisté předpoklady.

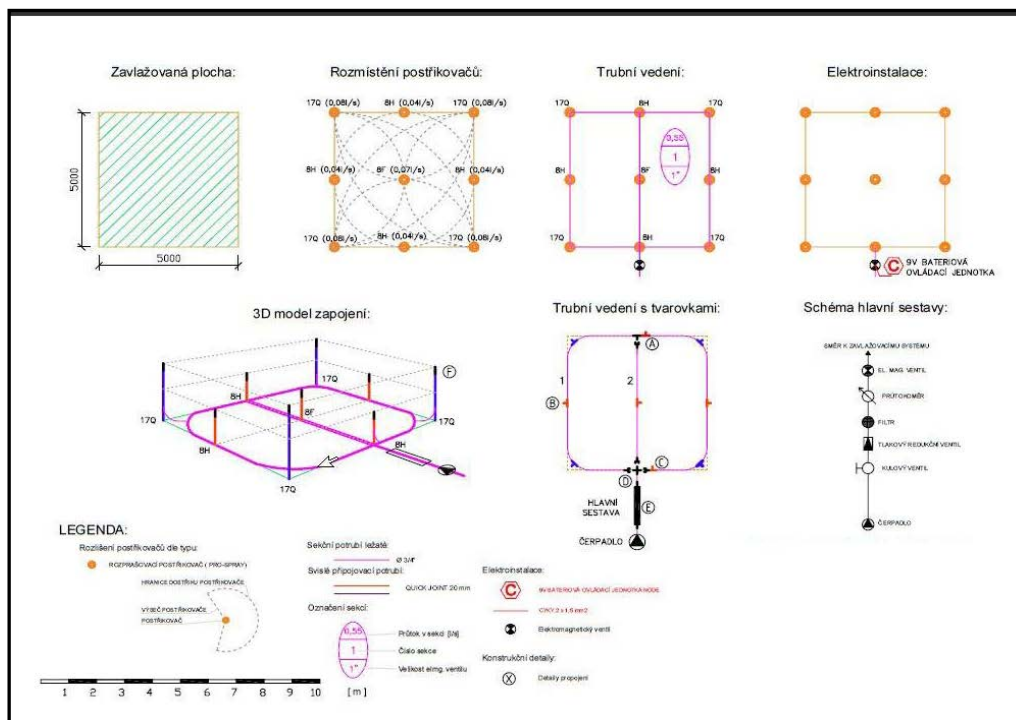
Metody

Automatický rozstřikovací systém

V průběhu roku 2012 byl zkonstruován automatický rozstřikovací systém pro simulaci deště a současně byla navržena sestava pro použití v terénu. Na vytyčené ploše 25 m² se instalovalo do čtverce devět trysek postřikovače. Voda je přiváděna hadicí pomocí čerpadla z blízkého zdroje vody (toku, cisterny). Množství vody sledoval vodoměr. Připojený datalogger zaznamenával úhrn srážek ze srážkoměru a vlhkost půdy z čidla pro vlhkost půdy Virrib v hloubkách 20 a 50 cm. Obrázek 1 znázorňuje rozmístění postřikovačů.

Pokusné lokality

Experimenty na svahu se prováděly v Lučanech nad Nisou v blízkosti Lužické Nisy. Tok Lužická Nisa pramení v údolí rozkládajícím se na sever od Černostudničního hřebene v nadmořské výšce 639 mn.m. Ve vzdálenosti cca 2 km od pramene se nachází závěrový profil Dolní Lučany, který provozuje ČVUT- Fakulta stavební.



Obr.1: Schéma rozmístění postřikovačů

Experimentální svah na louce se nacházel cca 150 m proti proudu od závěrového profilu na pravé straně toku. Na podzim 2014 zde byly provedeny dva experimenty.

Z důvodů přeložky plynu musel být na jaře 2015 vybudován nový experimentální svah v nedalekém lese – 500 m od původního svahu. Na této lokalitě bylo v letech 2015 a 2016 bylo provedeno celkem 5 pokusů.

Schéma experimentu

Celková skrápěná plocha činila 25 m² a byla ohraničena plastovým plůtkem. Na konci plochy se svah zařizl do hloubky 80-120 cm, V zářezu byly vyříznuté žlábkové do vnitra svahu hluboké cca 10. Žlábkové byly instalované v zářezu svahu v hloubkách 20 a 50 cm. Stékající voda z drážek byla odváděna okapem do velkých překlápěčů (tipping bucketů).

V první fázi pokusu bylo skrápění prováděno čistou vodou z toku. Jako značkovače pro zjištění cesty odtoku byla použita NaCl, která se rozpouštěla v sudech v koncentraci 5 mg/ l (průměrná vodivost se pohybovala kolem 9,8 μS/cm) a tímto roztokem se skrápěla pokusná plocha.

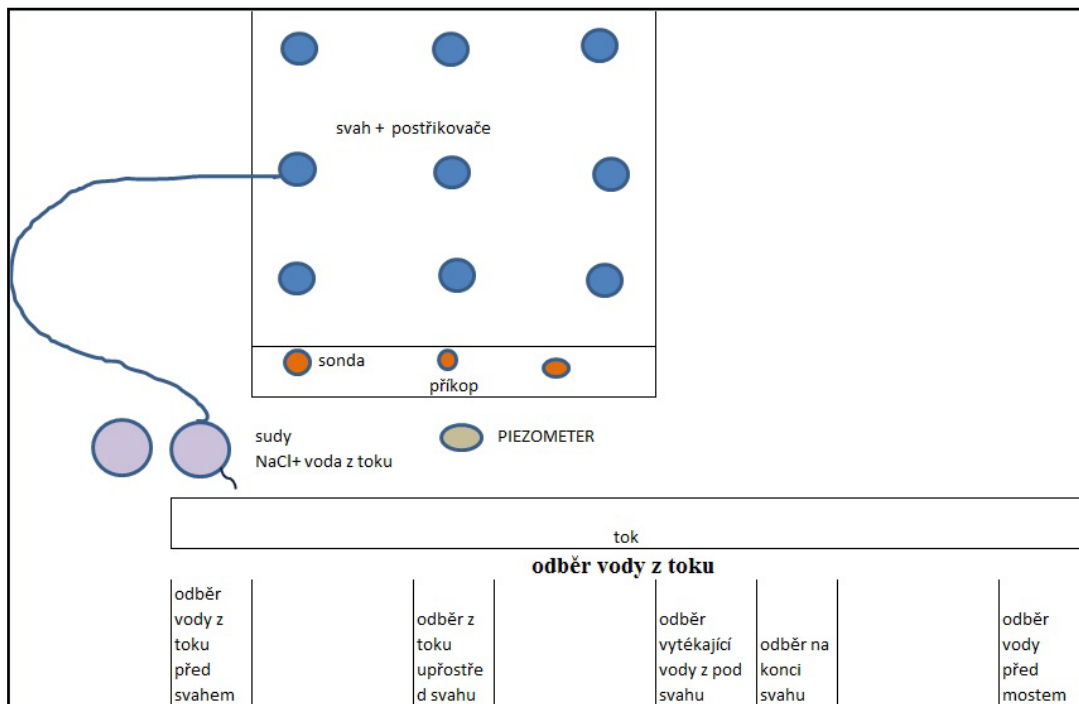
Vzorky odtékající vody byly odebrány z tipping bucketů, ze sondy pod svahem a z blízkého toku (před pokusným svahem, ve středu pokusného svahu, ve výtoku ze svahu a ve vzdálenějším místě po toku). Ve vzorcích vody a v toku byla průběžně měřena elektrická vodivost. V laboratoři byla provedena analýza vzorků na množství NaCl.

Výsledky

Na podzim 2014 v říjnu byly zahájeny experimentální práce na pokusném svahu v Dolních Lučanech. V první fázi od 7.10. do 9.10.2014 byl svah skrápěn 3 dny pouze roztokem NaCl. Voda ze svahu začala protékat až třetí den skrápění tj.9.10.2014 a to nejprve ze spodního



Obr. 2: Zabudování žlábků v zářezu svahu



Obr. 3. Schéma pokusu v lese.

zářezu a později i z horního. Opakování experimentu pokračovalo od 20.10. do 21.10.2014. Postupně voda odtékala ze spodního překlápěče (tipping bucketu) a v poledne a druhý den i z horního překlápěče - tipping bucketu. Nejvyšší vodivost byla naměřena ve vzorku odebraném z tipping bucketů druhý den. Současně byla měřena vodivost i v toku, ale vzhledem k vzdálenosti pokusného svahu od toku se vodivost téměř neměnila. V tab. 1 jsou uvedeny naměřené hodnoty vodivosti a NaCl. Hodnota NaCl byla změřena jen u několika vybraných vzorků.

Tabulka 1: Výsledky odběrů vody v toku a z překlápěčů v roce 2014

lokality	naměřená vodivost $\mu\text{S}/\text{cm}$			obsah soli NaCl mg/l	
	období	7.-9.10.2014	20.10.-21.10.2014	7.-9.10.2014	20.10.-21.10.2014
tok - před svahem	průměr	140	147	31	35
	maxim. hodnota	(8.10.2014) 151	(20.10.2014) 153		
tok za svahem	průměr	146	160	30	34
	maxim. hodnota	148	(20.10.2014) 183		
horní překlápěč	maxim. hodnota	09.10.2014 12:35	21.10.2014 11:55	42	707
		139	8700		
dolní překlápěč	maxim. hodnota	09.10.2014 17:45	21.10.2014 12:50		
		807	8270	276	689

Na jaře 2015 byl zbudován nový experimentální svah v lese. V roce 2015 proběhly tři experimenty a v roce 2016 dva experimenty. Jelikož v roce 2015 bylo extrémní sucho, doprovázely pokusy různé provozní problémy. Pro názornost uvádíme experiment z května 2016, kdy po zimním období byl dostatek vody v potoce. Na rozdíl od svahu na louce byl potok v těsné blízkosti experimentálního svahu v lese. Svah byl skrácen prvních 3,5 dnů pouze vodou a další 3,5 dnů s roztokem soli. Pravidelně byla měřena vodivost ve vybraných profilech v toku. V době skrácení roztokem soli byly odebírány i vzorky vody. Bohužel za celé období nedošlo k průsaku vody do zářezů, pouze voda začala vyvěrat v sondě pod svahem, ze které byly odebírány vzorky a pravidelně byla měřena i vodivost. Nejvyšší hodnoty vodivosti a i nejvyšší hodnoty NaCl se vyskytovaly ve vzorcích odebíraných v toku těsně u břehu v blízkosti experimentálního svahu, kdy viditelně odtékala voda z břehu do toku. Nejvyšší hodnoty vodivosti a NaCl byly naměřeny v sondě pod svahem.

Tabulka 2: Výsledky odběrů vody v toku a ze sondy v roce 2016

lokality odběru	14.5.-21.5.2016	vodivost $\mu\text{S}/\text{cm}$	NaCl mg/l
tok - před svahem	průměr	164	31,3
	maxim. hodnota	19.05.2016	18.5.16 15:00
tok - výtok ze svahu	průměr	183	53,175
	maxim. hodnota	19.5.16 16:00	17.5.16 16:00
tok - za svahem	průměr	174	40,1
	maxim. hodnota	19.05.2016 15:30	20.5.16 10:30
tok - u mostu	průměr	167	33,4
	maxim. hodnota	19.5.16 13:40	20.5.16 13:00
sonda	average	5450	2496
	maxim. hodnota	20.5.16 10:30	20.5.16 10:30
		7740	4951

Závěr

Pokusy v roce 2014 byly prováděny na louce porostlé nálety. Pokusný svah byl vzdálen 4 m od toku. Aplikovaný roztok soli s vodou odtékal do zařízených žlabů, kde byla nejvyšší hodnota naměřena při opakování pokusu. V toku nebyla však změřena ani vyšší hodnota vodivosti ani vyšší obsah NaCl.

Pokus vzrostlém lese byl prováděn v době sucha. Potok byl od paty svahu vzdálen cca 1 m. Aplikovaný roztok netekl do žlabů, ale přímo protékal až do sondy hluboké cca 0,5 m pod zářezem svahu. Zde byla také měřena nejvyšší vodivost a obsah soli. V toku byla nejvyšší hodnota soli i vodivosti měřena ve viditelném odtoku ze břehu pod hladinou vody v místě svahu.

Odtok ze svahu a jeho ovlivnění v toku záleží na porostu svahu, vzdálenosti od toku a na nasycenosti půdy. V případě vzrostlého porostu je zde více preferenčních cest – větší kořeny usnadňující odtok vody do hlubší vrstvy půdy.

Podle výsledků z experimentů na svahu je zřejmé, že cesty odtoku závisejí na typu půdy, její nasycenosti, vegetačním krytu a svažitosti terénu. Infiltrace v lese je ovlivňována větším množstvím preferenčních cest po kořenech. Odtok ze svahu do toku je samozřejmě ovlivněn i vzdáleností toku od svahu.

Poděkování

Výzkum je podporován Grantovou agenturou ČR (13-32133S).

Literatura

- Beven, K.J. (2000). Uniqueness of place and process representations in hydrological modelling. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 4(2), 203-213.
- Beven, K. J. (2012). Rainfall-Runoff modelling, The Primer–2nd Edition, vol. Ch. 1. Down to Basics: Runoff Processes and the Modelling Process. Wiley-Blackwell, Chichester UK.
- Blazkova, S., Beven, K., Tacheci, P., & Kulasova, A. (2002b). Testing the distributed water table predictions of TOPMODEL (allowing for uncertainty in model calibration): the death of TOPMODEL?. *Water Resources Research*, 38(11).
- Blazkova, S., Beven, K.J., & Kulasova, A. (2002a). On constraining TOPMODEL hydrograph simulations using partial saturated area information. *Hydrological Processes*, 16(2), 441-458.
- Davies, J., Beven, K., Nyberg, L., & Rodhe, A. (2011). A discrete particle representation of hillslope hydrology: hypothesis testing in reproducing a tracer experiment at Gårdsjön, Sweden. *Hydrological Processes*, 25(23), 3602-3612.
- Fernández, C., Vega, J.A., & Fonturbel, T. (2012). The effects of fuel reduction treatments on runoff, infiltration and erosion in two shrubland areas in the north of Spain. *Journal of environmental management*, 105, 96-102.
- Kulasova, A., Beven, K.J., Blazkova, S.D., Rezacova, D., & Cajthaml, J. (2014). Comparison of saturated areas mapping methods in the Jizera Mountains, Czech Republic. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 62(2), 160-168.
- Kulasova, A., Blazkova, S., Beven, K., Rezacova, D., & Cajthaml, J. (2014). Vegetation pattern as an indicator of saturated areas in a Czech headwater catchment. *Hydrological Processes*, 28(20), 5297-5308.

Zdroj znečištění povrchových vod ve sledovaných zemědělských povodích

Alena Kulasová¹, Šárka Blažková¹, Petr Parma²

¹ Výzkumný ústav vodohospodářský T.G.Masaryka v.v.i, Podbabská, 160 00Praha 6

² Technická univerzita Liberec

VUV T.G.Masaryka se v průběhu let 2005-2015 ve svých výzkumných projektech zabýval sledováním jakosti vody ve vybraných zemědělských povodích, které se nacházely v různých klimatických a geografických podmínkách. Sledování probíhalo od tání sněhu přes vegetační období až do počátku zimy. Za celou dobu monitoringu bylo zachyceno několik srážko-odtokových epizod a také byly provedeny odběry povrchové vody v době sucha. Z dosažených výsledků vyplývá, že zdrojem znečištění ve všech třech povodí jsou neodkanalizované oblasti, které znečišťují povrchovou vodu spíše než odtok živin z půdy v době srážko-odtokových epizod.

Klíčová slova

Zemědělské povodí, hnojení, pěstování plodin, vegetační období, tání sněhu, výška hladiny, úhrn srážek, odběry, povrchová voda, znečištění, fosfor, nitráty.

Úvod

Výzkumný ústav vodohospodářských T.G.Masaryka, v.v.i v rámci svých výzkumných projektů od roku 2006-2015 sledovala jakost povrchové ve třech různých zemědělských povodí

V prvním období 2006 -2011 v projektu Labe IV Labe (SP/2e7/229/07 „Antropogenní tlaky na stav půd, vodní zdroje a vodní ekosystémy v české části mezinárodního povodí Labe 2006-2011) se sledoval vliv zemědělské činnosti na jakost povrchové. Sledování probíhalo od tání sněhu přes vegetační období až do počátku zimy. Za celou dobu monitoringu bylo zachyceno několik srážko-odtokových epizod a také byly provedeny odběry povrchové vody v době sucha.

V dalším období 2013-2015 v projektu LH12017 „Kritické zdrojové oblasti fosforu v povodí jako rozhodující faktory transportu – pokus o vyjádření v závislosti na zdrojových oblastech odtoku a způsobu hospodaření 2012-2015-MŠM , pokračovalo sledování povrchové vody, kdy byl kladen důraz zejména na sledování odnos fosforu a nitrátů z půdního prostředí a z různě hospodářsky využívaných ploch, jakož i odlišně zatížených úseků říční sítě.

Materiál a metody

Vybraná povodí

První zemědělské povodí Smržovského potoka se nachází na jižním okraji chráněné krajinné oblasti Jizerských hor. Místní farma se zabývá pastvou skotu, píceinářstvím a z důvodu působení v chráněné krajinné oblasti musí hospodařit s ekologickým omezením, které zakazuje používání průmyslových hnojiv a pesticidů. V povodí je rozptýlená zástavba převážně určená pro individuální i hromadnou rekreaci a není zde kanalizace.

Další vybraná oblast je zemědělské povodí Královského potoka v podhůří Krkonoš. Vybraná oblast je součástí zemědělského družstva ZEOS Lomnice nad Popelkou. Ve sledovaném povodí se nenachází zástavba.

Poslední povodí bylo vybráno na okraji polabské nížiny u Čáslavi. V povodí je rozptýlená zástavba spíše stálých obyvatel.

Na obou posledně jmenovaných povodí probíhá intenzivní pěstování zemědělských plodin, které jsou hnojeny průmyslovými i statkovými hnojivy.

Metody sledování povrchové vody

V prvním období (2005-2011) Výzkumný ústav vodohospodářských T.G.Masaryka, v.v.i v rámci monitoringu kvality povrchové vody instaloval ve vybraných povodích automatické sondy na kontinuální měření jakosti povrchové vody v omezeném rozsahu ukazatelů (teplota, vodivost, pH, N-NO₃⁻, Cl⁻, oxidačně redukční potenciál, zákal) v 10 minutových intervalech a dále prováděl pravidelné odběry vzorků povrchové vody v týdenních cyklech na Smržovském a Královském potoce a v třítydenních cyklech na Čáslavsku. V povodí Královského potoka v době srážko-odtokových situacích byly vzorky vody odebírány automatickým samplerem ISCO AVALANCHE v dvouhodinovém kroku. Ve vzorcích povrchové vody byly analyzovány následující ukazatele: pH, CHSK_{Mn}, A₂₅₄, N-NO₃⁻, dusičnany, dusitany, SO₄²⁻, P-PO₄³⁻, Orthofosforečnan, Cl⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, Fe³⁺, Mn²⁺, Al³⁺, amoniakální dusík, celkový dusík a celkový fosfor. Hlavní pozornost při sledování kvality vody byla věnována odnosu dusičnanů a fosfátů.

Odběry vody probíhaly na Smržovském a Královském potoce v závěrových profilech. V povodí Klejnárky se vzorky odebíraly ve čtyřech profilech.

V povodí Smržovského a Královského potoka byly sledovány úhrny srážek a výška hladiny vody. V povodí Klejnárky na Čáslavsku se sledoval úhrn srážek na několika místech. Údaje o výšce hladiny vody- průtocích byla získána z ČHMU Hradec Králové.

V dalším období 2013-2015 z důvodů zjištění zdrojů znečištění došlo k navýšení počtů sledovaných profilů ve všech povodích. Odběry probíhaly v delších intervalech převážně ve vegetačním období. Z organizačních a finančních důvodů nedošlo k odběrům samplerem a měření automatickou sondou. Hlavní pozornost byla ve vzorcích povrchové vody věnována fosforu a to celkovému, rozpuštěnému a fosforečnanu.

Analýzu vzorků povrchové vody v prvním období (2006-2011) prováděla laboratoř VÚV T.G.Masaryka v.v.i. a v dalším projektu (2013-2015) laboratoř Technické university v Liberci.

Naměřené výsledky byly porovnávány s imisními standarty ukazatelů přípustného znečištění povrchových vod (údaje z Nařízení vlády č.229/2007 Sb) a mezními hodnotami tříd jakosti vody podle ČSN 75 7221 (Pitter, P., Hydrochemie, Praha 2009).

Výsledky sledování v povodí Smržovského potoka

Z důvodu rozsáhlého materiálu uvádíme jenom výsledky pozorování ze Smržovského potoka.

Období 2005-2010

Sledování kvality vody v povodí Smržovského potoka započalo v létě v roce 2005. Na podzim zde byla instalována automatická sonda YSI 6600. Od roku 2005 do roku 2010 bylo v závěrovém profilu Grund odebráno celkem 168 vzorků povrchové vody za různých hydrometeorologických podmínek.

Následující tabulka 1 uvádí naměřené průměrné, maximální koncentrace v závěrovém profilu. Údaje jsou z týdenních odběrů a z automatického sampleru. Tabulka 2 a 3 uvádí průměrné a maximální hodnoty naměřené automatickou sondou YSI 6600 v období 2005-2010.

Tabulka 1: Odběry povrchové vody – týdenní a z automatického sampleru a maximální koncentrace; průtok l/s, koncentrace mg/l (dne 23. 7. 2006 při teplotě 27°C dosáhly maximálních hodnot amoniakální dusík, celkový fosfor a absorbance).

indikátor	průměr	minimum		maximum		poznámka	Třída jakosti vody
		den	mg ⁻¹	den	mg ⁻¹		
N-NO ₃	1,105	1.10.2009	0,087	27.03.06	2,200	pondělí - táni sněhu	I třída
N-NH ₄	0,066	26.09.10	0,009	23.7.2009	0,349	tep.vzduchu 27°C- prázdniny	I třída
				31.12.2009	0,349	prázdniny	I třída
celkový P	0,067	19.11.10	0,015	23.7.2009	0,337	tep.vzduchu 27°C-	II třída
COD	7,953	22.02.06	1,600	10.09.07	61,700	pondělí	I třída
				30.10.08	46,900	prázdniny	
Absorbance	0,163	03.11.05	0,038	23.7.2009	0,496	tep.vzduchu 27°C- prázdniny	
konduktivita	7,752	27.03.07	2,840	01.03.09	11,900	neděle	I třída
				29.10.2008	11,400	prázdniny	I třída

Tabulka 2: Měření automatickou sondou YSI 6600 průměrné hodnoty 2005-2010.

rok	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2010
teplota vody	8,36	7,01	6,91	6,08	6,27	6,51	6,51
konduktivita [mS/cm]	102,50	91,30	90,00	89,70	84,90	88,20	88,20
pH	6,45	6,55	6,55	6,52	6,47	6,61	6,61
ORP [mV]	292	304	307	322	320	293	293
N-NO ₃ ⁻ [mg/l]	1,05/I třída	1,12/ I třída	1,54/ I třída	1,85 I třída	1,15/ I třída	1,61/ třída	1,61/ třída
Cl ⁻ [mg/l]	2,4 / I třída	2,3/ I třída	3,3/ I třída	4,11/ I třída	3,01/ I třída	2,65/ I třída	2,65/ I třída

Tabulka 3 Měření automatickou sondou YSI 6600 – naměřené extrémní hodnoty 2005-2010; průtok m³/s, teplota °C.

indikátor	den	tep.vody	průtok	vodivost. [mS/cm]	pH	ORP [mV]	N-NO ₃ ⁻ [mg/l]	Cl ⁻ [mg/l]
konduktivita	3.9.07 0:00	17,65		164,1	7,47	253	0,53	
	31.12.05 18:40	2,08		151,0	6,53	161	3,60	0,91
	21.3.06 16:20	2,33		143,8	6,63	199	1,42	2,91
ORP	17.7.09 14:10	13,55	0,034	0,7	6,45	419	0,64	2,05
	30.8.10 12:30	10,83	0,201	76,6	6,55	414	7,29	2,41
	29.8.06 7:20	11,18	0,298	60,4	6,41	406	1,09	3,76
N-NO ₃ ⁻	7.3.10 12:00	1,53	0,045	104,1	6,81	245	50,82/ V třída	5,37
	24.4.08 23:00	5,51	0,073	92,8	6,57	318	24,57/ V třída	2,29
	20.8.07 19:00	18,36		2,6	5,49	310	7,92/ III třída	
Cl ⁻	25.6.07 18:50	17,10		80,4	6,59	293	0,18	44,03 / I třída
	6.12.09 12:10	4,21	0,099	117,0	6,46	277	1,76	13,97 / I třída
	25.6.10 12:40	11,96	0,040	103,6	6,61	335	1,22	12,16/ třída

Období 2013-2015

V tomto období odběry vzorků povrchové vody probíhaly v závěrovém profilu a v dalších 8 profilech v povodí, které se nacházejí v povodí nad závěrovým profilem. Ve vzorcích byly stanovovány chemické ukazatele, tak jako v předchozím projektu. V období let 2013-2015 bylo v každém profilu odebráno celkem 13 vzorků za různých hydrometeorologických podmínek.

Z finančních a organizačních důvodů se odběr vzorků uskutečnil v delších cyklech a to spíše v době vegetace. V tabulce 4 je uveden seznam lokalit. Číslování odběrných míst je od začátku povodí až k závěrovému profilu v Gruntě. Poslední profil – Mlýn je za závěrovým profilem. V tabulce 5 jsou uvedeny průměrné a maximální hodnoty vybraných ukazatelů a jejich porovnání s jakostní třídou podle ČSN 75 7221

Tabulka 4: Seznam odběrných míst v povodí Smržovského potoka 2013-2015

Lokalita		
číslo lokality	název	počet odběrů
1	Pod Bramberkem	14
2	Pod Sedmidomím	13
3	Pod Maxovem	13
4	Před Křísákem	13
5	Za Křísákem	13
6	Bemova kotlina	13
7	Bemova kotlina - les	13
8	Grunt	13
9	Mlýn	13

Tabulka 5 Povodí Smržovského potoka – rozmezí vybraných naměřených hodnot ve sledovaných profilech

lokalita		1-Pod Bramberkem	2-Pod Sedmidomím	3-Pod Maxovem	4-Před Křísákem	5-Za Křísákem	6-Bemova kotlina	7-Bemova kotlina les	8-Grunt	10-Mlýn
P- celkový	rozmezí mg/l	0,03-0,36	0,026-0,90	0,026-0,49	0,03-0,64	0,03-0,88	0,04-1,06	0,03-0,54	0,03-0,37	0,02-0,65
	den s maximem	4.9.2014	6.8.2015	6.8.2015	6.8.2015	9.,1.10.20	6.8.2015	29.7.2014	6.8.2015	21.9.,1.10.2015
	třída jakosti	II třída	III třída	III třída	III třída	III třída	IV-třída	III třída	II třída	III třída
PO ₄	rozmezí mg/l	0,02-0,42	0,02-0,42	0,02-0,15	0,02-0,34	0,03-0,25	0,02-0,41	0,02-0,26	0,02-0,15	0,02-0,26
	den s maximem	21.9.2015	1.10.2015	21.4.2014	4.9.2014	6.8.2015	6.8.2015	21.9.2015	2.3.,21.4	1.10.2015
	třída jakosti	II třída	II třída	II třída	II třída	II třída	II třída	V- třída	I-třída	II-třída
P-rozpuštěný	rozmezí mg/l	0,03-0,131	0,02-0,14	0,021-0,13	0,03-0,18	0,03-0,23	0,03-0,28	0,019-0,20	0,027-0,15	0,02-0,22
	den s maximem	1.11.2015	6.8.2015	6.8.,21.9.2015	6.8.2015	6.8.2015	6.8.2015	21.9.2015	6.8.2015	21.9.2015
	třída jakosti	II třída	II třída	II třída	III třída	II třída	II třída	V- třída	I-třída	II-třída
N-NO ₃	rozmezí	1,8-5,8	3,5-5,6	3,9-6,3	3,6-11,3	5-6,4	3,3-5	3,7-16,2	3,0-5,5	4,3-9,1
	den s maximem	26.11.2015	21.9.2015	2.11.2015	6.8.2015	29.7.2014	21.9.2015	21.9.2015	2.3.2014	2.3.2014
	třída jakosti	II třída	II třída	II třída	III třída	II třída	II třída	V- třída	I-třída	II-třída
N-NH ₄	rozmezí	0,05-0,42	0,03-0,05	0,03-0,05	0,02-0,12	0,05-0,28	0,02-1,20	0,05-0,12	0,02-0,13	0,02-0,09
	den s maximem	18.11.2014	0,05-stálé	0,05-stálé	18.11.2014	2.3.2014	6.8.2015	18.11.2014	6.8.2015	6.8.2015
	třída jakosti	I-třída	I-třída	I-třída	I-třída	I-třída	II-třída	I-třída	I-třída	I-třída

Závěr

Z dosažených výsledků vyplývají následující závěry:

V této oblasti je zemědělská výroba minimální. Místní farmář se zabývá pastvou dobytka. Hnuj ze stájí je odvážen za hranici SCHKO Jizerské hory, kde se nachází i horní část povodí

Smržovského potoka. Přes zimní období je skot umístěn ve stáji v Gruntě v těsné blízkosti závěrového profilu. Močůvka je odváděna do podzemní nádrže a po té je vyvážena podle zásad zemědělské praxe (Klír, 2008, 2013). Povrchová voda v povodí Smržovského potoka je spíše znečišťována v horní části povodí a to vlivem neodkanalizovaných rekreačních budov. Maximální znečištění se vyskytuje v době prázdnin a to zejména za vyšších teplot a nižších průtoků. Větší znečištění bylo v období 2013-2015, kdy se vyskytovaly extrémně nízké průtoky zejména v roce 2015 a nedocházelo tak k dostatečnému ředění znečišťujících látek. V neodkanalizovaných oblastech je důležité časté vyvážení septiků, žump. Bohužel k tomuto nedochází, protože není ani vedena přesná evidence o likvidaci odpadních vod. Pověřený vodohospodářský útvar řeší pouze havarijní stavy, které jsou hlášeny místními občany.

Ve všech sledovaných oblastech byly vytvořeny informační mapy povodí, kde jsou vyznačeny profily s průměrnými a maximálními dosaženými hodnotami a lze tak orientačně zjistit pravděpodobný zdroj znečištění povrchové vody.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou Projektu Labe (do roku 2011) podporovaného MŽP v několika fázích a projektu podpořeného MŠMT v rámci česko-americké spolupráce s Universitou v Arkansasu (LH12017) a projektu COST (LD13035) a Českému grantové agentuře projekt 13-32133S „Retenční potenciál pramenných oblastí ve vztahu k hydrologickým extrémům.

Literatura

- Beven, K., Heathwaite, L., Haygarth, P., Walling, D., Brazier, R. & Withers, P. (2005). On the concept of delivery of sediment and nutrients to stream channels. *Hydrological Processes*, 19(2), 551-556.
- Jordan, P., Menary, W., Daly, K., Kiely, G., Morgan, G., Byrne, P. & Moles, R. (2005). Patterns and processes of phosphorus transfer from Irish grassland soils to rivers—Integration of laboratory and catchment studies. *J. Hydrol.* 304:20–34.
- Klír, J., Wollnerová - Pišánová, J., Růžek, P., Haberle, J., Kunzová, E.
Zásady správné zemědělské praxe pro ochranu vod před znečištěním dusičnany
Výzkumný ústav rostlinné výroby, v.v.i., 2008, 24 pp.
- Klír, J. Evidence hnojení. Evidence o použití hnojiv, pomocných látek a upravených kalů na zemědělské půdě, podle zákona o hnojivech
Výzkumný ústav rostlinné výroby, v.v.i., Praha, 2013, 70.
- Kleinman, P. J., Sharpley, A. N., McDowell, R. W., Flaten, D. N., Buda, A. R., Tao, L., Bergstorm, L. & Zhu, Q. (2011). Managing agricultural phosphorus for water quality protection: principles for progress. *Plant and soil*, 349(1-2), 169-182.
- Kulasova, A., Smith, P. J., Beven, K.J., Blazkova, S.D., & Hlavacek, J. (2012). A method of computing uncertain nitrogen and phosphorus loads in a small stream from an agricultural catchment using continuous monitoring data. *Journal of Hydrology*, 458, 1-8.
- Lochovský, P., Kulasová, A., Bubeníčková L., Hancvencl, R. Pobříslavá, J. a Hlaváček, J. Quality of Water in the Experimental River Basis. In *Hydroecological Study of the Jizera River Catchment and the Jizera Mountains*, Research for practice No. 51, Prague
- Page, T., Haygarth, P.M., Beven, K. J., Joynes, A., Butler, T., Keeler, C., Freer, J., Owens, P.N & Wood, G.A. (2005). Spatial variability of soil phosphorus in relation to the topographic index and critical source areas. *Journal of Environmental Quality*, 34(6), 2263-2277.

- Sharpley, A. N., Kleinman, P. J., Flaten, D. N., & Buda, A. R. (2011). Critical source area management of agricultural phosphorus: experiences, challenges and opportunities. *Water Science and Technology*, 64(4), 945-952.
- Sharpley, A. N., Weld, J. L., Beegle, D. B., Kleinman, P. J., Gburek, W. J., Moore, P. A., & Mullins, G. (2003). Development of phosphorus indices for nutrient management planning strategies in the United States. *Journal of Soil and Water Conservation*, 58(3), 137-152.
- Sharpley, A. N., Kleinman, P. J., Heathwaite, A. L., Gburek, W. J., Folmar, G. J., & Schmidt, J. P. (2008). Phosphorus loss from an agricultural watershed as a function of storm size. *Journal of Environmental Quality*, 37(2), 362-368.

Vplyv vodoodpudivej a zmáčavej povrchovej vrstvy na vyparovanie z pôdy

Eubomír Lichner¹, Viliam Novák¹, Vincenzo Alagna², Massimo Iovino², Vito A. Laudicina²

¹Ústav hydrológie SAV, Dúbravská cesta 9, 841 04 Bratislava, SR

²Dipartimento di Scienze Agrarie e Forestali, Università degli Studi di Palermo, Viale delle Scienze, Ed. 4 Ingr. E, 90128 Palermo, Taliansko

Úvod

Klíma v Európe sa v minulom storočí zextrémnila. Rastie počet a frekvencia vln letných horúčav spojených s nedostatkom zrážok a vyššou potenciálnou evapotranspiráciou (Faško et al., 2008). Vegetácia je negatívne ovplyvnená takýmto extrémnym počasím v dôsledku nedostatku vody a teploty prevyšujúcej optimálnu teplotu pre fyziologické procesy v rastlinách.

Vodoodpudivosť pôdy je spôsobená organickými zlúčeninami pochádzajúcimi zo živých alebo rozkladajúcich sa rastlín alebo mikroorganizmov, popola z lesného požiaru či odpadovej vody použitej na zavlažovanie (Doerr et al., 2000; Lichner et al., 2013; Schacht et al., 2014). Vodoodpudivosť rastie počas suchého a horúceho obdobia, po dlhom období zrážok sa však znižuje alebo je úplne eliminovaná (Orfánus et al., 2014).

Táto štúdia je založená na hypotéze, že vodoodpudivá povrchová vrstva zabráni vypareniu väčšieho množstva vody z piesočnatej alebo ílovitohlinitej pôdy než zmáčavá povrchová vrstva. Cieľom štúdie bolo porovnať účinky 0,3-, 1- a 2-cm hrubej vrstvy vodoodpudivej meliny (t.j. rozloženej organickej vrstvy z pokryvného horizontu lesnej pôdy) odobratej v borovicovom (*Pinus pinaster*) lese pri obci Ciavolo (Sicília, Taliansko) s účinkami 0,3-, 1- a 2-cm hrubej vrstvy zmáčavej ílovitohlinitej pôdy odobratej z neďaleko ležiacej čistiny na vyparovanie z vlhkej ílovitohlinitej pôdy odobratej z tejto čistiny. Rovnako sme porovnali účinky 0,3-, 1- a 2-cm hrubej vrstvy vodoodpudivej piesočnatej pôdy z borovicového (*Pinus sylvestris*) lesa pri obci Sekule v Borskej nížine (Slovenská republika) s účinkami 0,3-, 1- a 2-cm hrubej vrstvy zmáčavej piesočnatej pôdy odobratej z neďaleko ležiacej čistiny na vyparovanie z vlhkej piesočnatej pôdy odobratej z tejto čistiny.

Materiály a metódy

Vzorky meliny boli odobraté v borovicovom (*Pinus pinaster*) lese a vzorky ílovitohlinitej pôdy (pôdny typ Rhodoxeralf (Soil Survey Staff, 2014)) na neďaleko ležiacej čistine pri obci Ciavolo, Sicília, Taliansko (37°45'40.6" N, 12°34'09.0" E). Vzorky vodoodpudivej piesočnatej pôdy boli odobraté v borovicovom (*Pinus sylvestris*) lese a vzorky zmáčavej piesočnatej pôdy (v oboch prípadoch ide o pôdny typ Psamment (Soil Survey Staff, 2014)) na neďaleko ležiacej čistine pri obci Sekule, Slovenská republika (48°37'10" N, 16°59'50" E). Fyzikálne a chemické vlastnosti vzoriek pôdy a meliny sú uvedené v tab. 1.

Tabuľka 1: Fyzikálne a chemické vlastnosti vzoriek pôdy a meliny z lokalít Ciavolo, Taliansko a Sekule, Slovenská republika.

Lokalita	Vzorka	Piesok (%)	Prach (%)	Íl (%)	CaCO ₃ (%)	C _{org} (%)	pH (H ₂ O)	pH (KCl)
Ciavolo	Melina	24.3	37.5	38.1	–	22.7	6.79	6.64
	Minerálna pôda	36.9	34.5	28.5	3.80	2.73	7.77	6.97
Sekule	Lesná pôda	95.1	2.3	2.6	<0.05	0.83	5.65	4.39
	Pôda z čistiny	94.9	1.7	3.4	<0.05	0.03	5.54	4.20

Stálosť vodoodpudivosti sa merala WDPT (water drop penetration time – čas vniku kvapky vody do pôdy) testom. Stupeň vodoodpudivosti sa hodnotil pomocou indexu vodoodpudivosti $RI = 1,95 S_e/S_w$, kde S_e je sorptivita pôdy pre etanol a S_w je sorptivita pôdy pre vodu.

Vplyv vodoodpudivej a zmáčavej vrstvy na výpar zo vzoriek pôdy odobratých v lokalite Ciavolo sa skúmal v laboratóriu s kontrolovanou teplotou (22 ± 2 °C) a 50%-nou relatívnou vlhkosťou vzduchu. Každý zo štyroch valcov (s vnútorným priemerom 51 mm a výškou 65 mm) sa naplnil zmáčavou minerálnou pôdou (s hmotnosťou 142.27 g), odobratou na čistine a vysušenou na vzduchu. Valce s pôdou sa 24 hodín vlhčili zospodu a potom sa nechali 24 hodín drénovať, pričom boli na hornom povrchu zakryté fóliou, aby sa zamedzilo odparovaniu. Dno každej vzorky sa potom pokrylo fóliou a na povrchu každého valca sa umiestnila 0-, 0,3-, 1- alebo 2-cm hrubá vrstva vodoodpudivej meliny. Výpar vody z pôdných vzoriek sa určil z úbytku hmotnosti. Asi 10 dní po skončení prvej série meraní sa začala druhá séria s jediným rozdielom, že na povrchu každého valca sa umiestnila 0-, 0,3-, 1- alebo 2-cm hrubá vrstva zmáčavej minerálnej pôdy.

Skoro rovnaký postup sa použil pri skúmaní vplyvu vodoodpudivej a zmáčavej vrstvy na výpar zo vzoriek pôdy odobratých v lokalite Sekule. Každý zo štyroch valcov (s vnútorným priemerom 51 mm a výškou 65 mm) sa naplnil zmáčavou piesočnatou pôdou, odobratou na čistine a vysušenou na vzduchu. Valce s pôdou sa 24 hodín vlhčili zospodu a potom sa nechali 24 hodín drénovať, pričom boli na hornom povrchu zakryté fóliou, aby sa zamedzilo odparovaniu. Dno každej vzorky sa potom pokrylo fóliou a na povrchu každého valca sa umiestnila 0-, 0,3-, 1- alebo 2-cm hrubá vrstva vodoodpudivej piesočnatej pôdy z borovicového lesa. Výpar vody z pôdných vzoriek sa určil z úbytku hmotnosti. Asi 10 dní po skončení prvej série meraní sa začala druhá séria s jediným rozdielom, že na povrchu každého valca sa umiestnila 0-, 0,3-, 1- alebo 2-cm hrubá vrstva zmáčavej piesočnatej pôdy z čistiny.

Výsledky a diskusia

Stredné hodnoty (Mean) a smerodajné chyby (SE) času vniku kvapky vody do pôdy WDPT a indexu vodoodpudivosti RI stanovené na vzorkách z lokalít Ciavolo a Sekule sú uvedené v tab. 2.

Tabuľka 2: Stredné hodnoty (Mean) a smerodajné chyby (SE) času vniku kvapky vody do pôdy WDPT a indexu vodoodpudivosti RI stanovené na vzorkách z lokalít Ciavolo a Sekule.

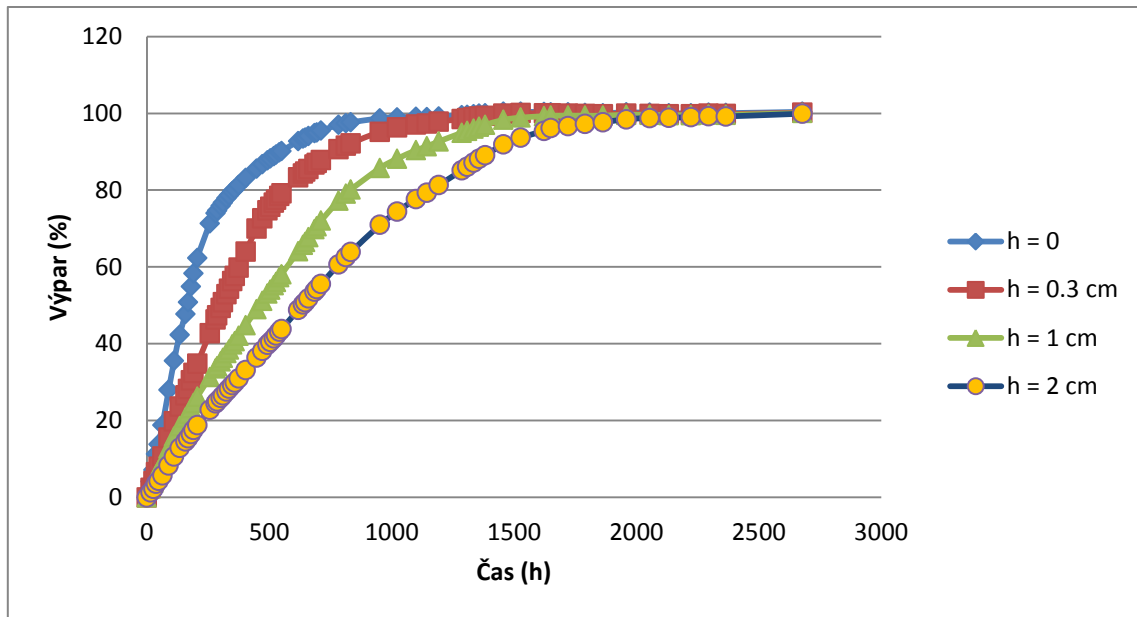
Lokalita	Vzorka	WDPT (s)		RI (-)	
		Mean	SE	Mean	SE
Ciavolo	Melina	483 ^a	30.63	40.60 ^a	10.19
	Minerálna pôda	2 ^b	0.27	2.78 ^b	0.19
Sekule	Lesná pôda	1601 ^a	547	100.5 ^a	36.9
	Pôda z čistiny	1 ^b	0	0.816 ^b	0.166

Rozdielne písmená v stĺpci indikujú významný rozdiel pri $P < 0.05$.

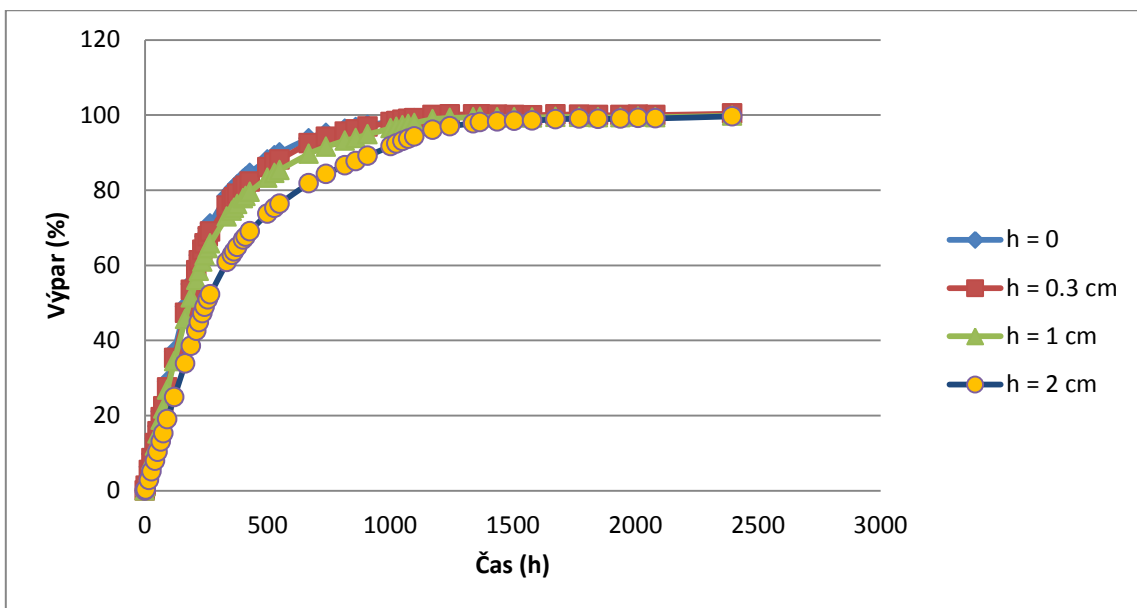
Vplyv rôznych povrchových vrstiev na výpar zo zmáčavej ílovitohlinitkej pôdy z lokality Ciavolo je znázornený na obrázku 1. V porovnaní s kontrolou (hrúbka povrchovej vrstvy $h = 0$), vodoodpudivá povrchová vrstva spôsobuje 1,67 – 3,13-násobné (v závislosti od hrúbky povrchovej vrstvy) zníženie celkového množstva vody odparenej po 257 hodinách, zatiaľ čo zmáčavá povrchová vrstva spôsobuje 1.58 – 2,23-násobné zníženie celkového množstva vody odparenej po 257 hodinách.

Za 528 hodín sa odparilo asi 90 % vody z nepokrytej vzorky ílovitohlinitkej pôdy z lokality Ciavolo. Pokrytie vzorky vrstvou meliny s hrúbkou 0,3 cm spôsobilo zníženie výparu v rovnakom čase o 23 % a pokrytie vzorky vrstvou zmáčavej minerálnej pôdy s hrúbkou 0,3 cm spôsobilo zníženie výparu v rovnakom čase o 13 %, čo je o 10 % menej ako v prípade vodoodpudivej vrstvy. Pokrytie vzorky vrstvou meliny s hrúbkou 1 cm spôsobilo zníženie výparu v rovnakom čase o 34 % a pokrytie vzorky vrstvou zmáčavej minerálnej pôdy s hrúbkou 1 cm spôsobilo zníženie výparu v rovnakom čase o 16 %, čo je o 18 % menej ako v prípade vodoodpudivej vrstvy. Pokrytie vzorky vrstvou meliny s hrúbkou 2 cm spôsobilo zníženie výparu v rovnakom čase o 58 % a pokrytie vzorky vrstvou zmáčavej

minerálnej pôdy s hrúbkou 2 cm spôsobilo zníženie výparu v rovnakom čase o 25 %, čo je o 33 % menej ako v prípade vodoodpudivej vrstvy.



(a)

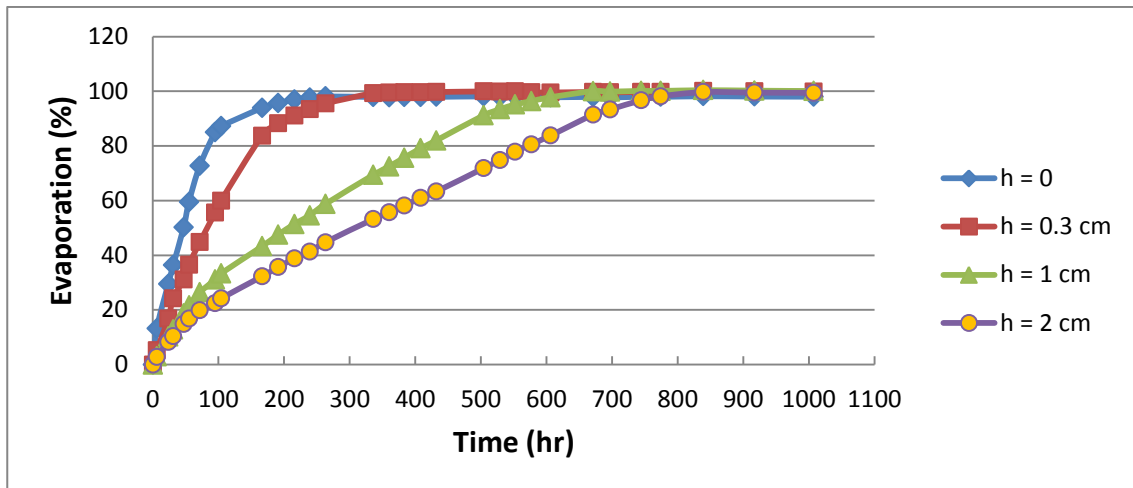


(b)

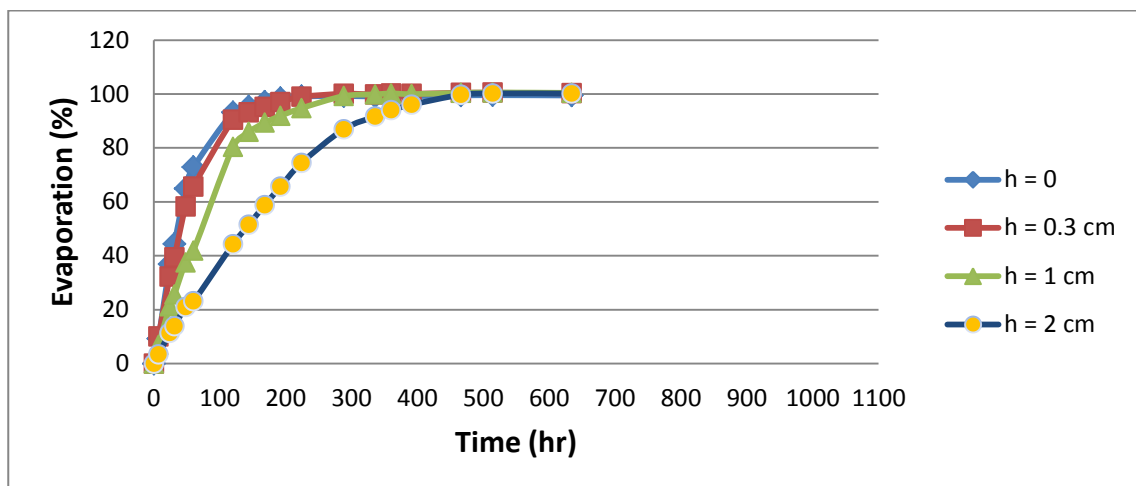
Obr. 1: Časový priebeh výparu, vyjadreného ako percentuálny podiel celkového výparu, zo zmáčavej ílovitohlinitej pôdy z lokality Ciavolo, Taliansko, pre (a) vodoodpudivú povrchovú vrstvu meliny s hrúbkou h a (b) zmáčavú povrchovú vrstvu ílovitohlinitej pôdy s hrúbkou h .

Vplyv rôznych povrchových vrstiev na výpar zo zmáčavej piesočnatej pôdy z lokality Sekule je znázornený na obrázku 2. V porovnaní s kontrolou (hrúbka povrchovej vrstvy $h = 0$), vodoodpudivá povrchová vrstva spôsobuje 1,00 – 2,22-násobné (v závislosti od hrúbky povrchovej vrstvy) zníženie celkového množstva vody odparenej po 239 hodinách, zatiaľ čo zmáčavá povrchová vrstva spôsobuje

0,89 – 2,23-násobné zníženie celkového množstva vody odparenej po 239 hodinách. Tieto zistenia sú v súlade so zisteniami autorov Rye a Smettem (2017), ktorí zistili, že nádrže s vodoodpudivými povrchovými vrstvami stratili menej vody výparom po jesenných a zimných dažďoch ako nádrže naplnené zmáčavým pieskom bez vodoodpudivej povrchovej vrstvy (kontroly). Nádrže s vodoodpudivými povrchovými vrstvami uchovali 1,5 krát viac vody ako kontroly po 5 dňoch sušenia v zime, a viac ako 2-násobok vody v porovnaní s kontrolami po 11 dňoch sušenia na jeseň.



(a)



(b)

Obr. 2: Časový priebeh výparu, vyjadreného ako percentuálny podiel celkového výparu, zo zmáčavej piesočnatej pôdy z lokality Sekule, SR, pre (a) vodoodpudivú povrchovú vrstvu piesočnatej pôdy s hrúbkou h a (b) zmáčavú povrchovú vrstvu piesočnatej pôdy s hrúbkou h .

Za 191 hodín sa odparilo asi 98 % vody z nepokrytej vzorky zmáčavej piesočnatej pôdy z lokality Sekule. Pokrytie vzorky vrstvou vodoodpudivej piesočnatej pôdy s hrúbkou 0,3 cm spôsobilo zníženie výparu v rovnakom čase o 12 % a pokrytie vzorky vrstvou zmáčavej minerálnej pôdy s hrúbkou 0,3 cm spôsobilo zníženie výparu v rovnakom čase o 3 %, čo je o 9 % menej ako v prípade vodoodpudivej vrstvy. Pokrytie vzorky vrstvou vodoodpudivej piesočnatej pôdy s hrúbkou 1 cm spôsobilo zníženie výparu v rovnakom čase o 52 % a pokrytie vzorky vrstvou zmáčavej minerálnej pôdy s hrúbkou 1 cm spôsobilo zníženie výparu v rovnakom čase o 8 %, čo je o 44 % menej ako v prípade vodoodpudivej vrstvy. Pokrytie vzorky vrstvou vodoodpudivej piesočnatej pôdy s hrúbkou 2 cm spôsobilo zníženie výparu v rovnakom čase o 64 % a pokrytie vzorky vrstvou zmáčavej minerálnej pôdy s hrúbkou 2 cm

spôsobilo zníženie výparu v rovnakom čase o 34 %, čo je o 30 % menej ako v prípade vodoodpudivej vrstvy. Tieto zistenia sú v súlade so zisteniami autorov Bachmann et al. (2001), ktorí zistili, že vodoodpudivosť znížila rýchlosť vyparovania v piesočnatých pôdach v izotermických podmienkach až o 25%. Je kuriózne, že pre väčšie časy (> 336 hodín) odparovania bol výpar zo zmáčavej piesočnatej pôdy pokrytej suchou vrstvou zmáčavej pôdy s hrúbkou 0,3 cm vyšší ako výpar zo zmáčavej piesočnatej pôdy nepokrytej povrchovou vrstvou.

Ílovitohlinitá pôda z lokality Ciavolo zabránila vyparovaniu vody po dlhší čas ako piesočnatá pôda z lokality Sekule. Zatiaľ čo vplyv vodoodpudivosti na zabránenie výparu vod z pôdy v lokalite Ciavolo rástol s hrúbkou povrchovej vrstvy pôdy a dosahoval asi 33 % pre vrstvu pôdy s hrúbkou 2 cm, tento vplyv v lokalite Sekule bol najväčší pre vrstvu pôdy s hrúbkou 1 cm a dosahoval asi 44 %.

Záver

Výsledky tejto štúdie ukazujú správnosť hypotézy, že vodoodpudivá povrchová vrstva zníži rýchlosť vyparovania vody ako zmáčavá povrchová vrstva nielen v prípade piesočnatej pôdy, ale aj ílovitohlinitej pôdy. Pokrytie vzorky ílovitohlinitej pôdy vrstvou meliny s hrúbkou 2 cm spôsobilo za 528 hodín zníženie výparu o 33 % v porovnaní s pokrytím vzorky rovnako hrubou vrstvou zmáčavej minerálnej pôdy a tento vplyv rástol s hrúbkou povrchovej vrstvy. Vplyv vodoodpudivej povrchovej vrstvy na zmenšenie výparu z ílovitohlinitej pôdy bol skoro rovnaký ako vplyv vodoodpudivej povrchovej vrstvy na zmenšenie výparu z piesočnatej pôdy.

Pod'akovanie

Tento príspevok vznikol s podporou Vedeckej grantovej agentúry VEGA (Projekt č. 2/0054/14), Agentúry na podporu výskumu a vývoja (Projekt č. APVV-15-0160) a Talianskeho ministerstva školstva, univerzít a výskumu (MIUR) (Projekt PRIN 2015-2015AKR4HX GREEN4WATER).

Literatúra

- Bachmann, J., Horton, R., van der Ploeg, R. R. (2001): Isothermal and nonisothermal evaporation from four sandy soils of different water repellency. *Soil Science Society of America Journal*, 65, 1599–1607.
- Doerr, S. H., Shakesby, R. A., Walsh, R. P. D. (2000): Soil water repellency: its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. *Earth-Science Reviews*, 51, 33–65.
- Faško, P., Lapin, M., Pecho, J. (2008): 20-year extraordinary climatic period in Slovakia. *Meteorol. Čas.*, 11, 99–105.
- Lichner, L., Hallett, P. D., Drongová, Z., Czachor, H., Kovacik, L., Mataix-Solera, J., Homolák, M. (2013): Algae influence hydrophysical parameters of a sandy soil. *Catena*, 108, 58–68.
- Orfánus, T., Dlapa, P., Fodor, N., Rajkai, K., Sándor, R., Nováková, K. (2014): How severe and subcritical water repellency determines the seasonal infiltration in natural and cultivated sandy soils. *Soil & Tillage Research*, 135, 49–59.
- Rye, C. F., Smettem, K. R. J. (2017): The effect of water repellent soil surface layers on preferential flow and bare soil evaporation. *Geoderma*, 289, 142–149.
- Schacht, K., Chen, Y., Tarchitzky, J., Lichner, L., Marschner, B. (2014): Impact of treated wastewater irrigation on water repellency of Mediterranean soils. *Irrigation Science*, 32, 369–378.
- Soil Survey Staff (2014): *Keys to Soil Taxonomy*. 12th ed. NRCS, Washington, DC.

Hydraulic conductivity of organic forest-floor soil horizons under the Norway spruce canopy

Tomáš Orfánus¹, Anton Zvala¹, Viliam Nagy¹, Dagmar Stojkiová¹

¹ Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences, Račianska 75, 831 02 Bratislava, Slovak Republic, e-mail: zvala@uh.savba.sk

Abstract

The paper deals with the influence of organic litter material on hydraulic conductivity of the top surface layer of the forest soils. This paper contains results of field and laboratory measurements of the hydraulic conductivity of organic horizons estimated by Guelph permeameter, tension disk permeameter, single-ring method and the method of variable hydraulic gradient (falling head). The results point to the ambiguousness of interpretations of commonly used methods of hydraulic conductivity assessment without consideration of local soil-vegetation conditions.

Key words: hydraulic conductivity, forest floor horizons, forest soil, methodological variability

Introduction

Dead parts of plant and animal bodies are deposited on the forest soil surfaces forming the so called forest-floor organic horizons with very low mineral soil component. The high content of organic matter of these horizons is responsible for their specific hydro-physical properties (Kosugi, 1997). The organic matter in forest floor horizons is formed by dead plant litter material at different stages of decomposition and aggregation and significantly influences initiation processes of infiltration and runoff generation. The forest floor horizons usually have extremely high porosity, very low bulk density, peculiar texture and structure determined by the level of mechanical and biochemical decomposition. On the other hand, the dead organic matter is a source of leached waxes and other hydrophobic compounds which may cause an increase of wetting contact angle and consequently decrease in hydraulic conductivity of organo-mineral A-horizon (Orfánus and Bedrna, 2012). Such soils are then called water repellent soils or hydrophobic soils.

Saturated hydraulic conductivity is a quantitative characteristic for the ability of porous system to transfer water in a saturated state. In case of soil, this characteristic depends mainly on its structure and texture. The heterogeneity of soil significantly influences the spatial manifestation of hydraulic conductivity in both vertical and horizontal directions. On the other hand, the transformation of organic matter causes the changes of hydraulic conductivity in time. Besides the mentioned spatial and temporal variability there is also one more type of variability induced by using of different measurement methods and calculation formulas as was for instance reported by Fodor et al. (2011). The aim of this paper is to present results of hydraulic conductivity measurements performed on forest floor organic soil horizon by different field and laboratory methods and to try to interpret the differences in values gained by using of these various methods in context of hydrological processes in forested catchments as reported e.g. in Hlásny et al. (2013) or Konôpka (2012). There is a real knowledge gap within the literature when hydrophysical properties of organic soil horizons are concerned. The aim of this paper is to present results of hydraulic conductivity measurements performed on forest floor organic soil horizon by different field and laboratory methods and to try to interpret the differences in values gained by using of these various methods in context of triggering various processes in forested catchments.

Materials and methods

The study research area is located in Kokavské lúky (Western Tatra Mts.) on the hillslope with well-developed deep forest-floor organic horizon under the spruce canopy cover (Orfánus et al., 2011). The field measurements of hydraulic conductivity were realized in uneven spatial pattern on the slope area

of 15m x 45m following naturally horizontal (not inclined) segments of relief. Particular field measurements with different methods had roughly the same areal extent and similar spacing but not overlapping each other.

The methods used in the field were: 1. Guelph permeameter for the integral (horizontal + vertical) hydraulic conductivity of upper 10 cm organic horizon layered according to the degree of decomposition and under fully saturated conditions, 2. The Tension disk permeameter for the measurement of close-to-saturation hydraulic conductivity, since the infiltration ran under negative tension applied on the disk-soil interface, thus excluding the largest macropores from the process. 3. Single-ring method (Báťková et al., 2013; Elrick and Reynolds, 1992, 1989) was used to measure the vertical component of the integral hydraulic conductivity under shallow-pond conditions. The laboratory methods used here was the falling head method. Unlike the other methods this one enabled to measure the hydraulic conductivity for different layers of the forest-floor horizon characterized by different degree of mechanical and biochemical decomposition and physical aggregation (opadanka = litter, drvina = detritus, melina = duff).

Results and discussion

The methodological variability of saturated hydraulic conductivity exceeds the spatial variability of a single method (Tab. 1, Fig. 1). This methodological variability moves in a range of two orders and has impact on the interpretation of measured values in context of particular hydrological processes.

Table 1. Results of measurements of hydraulic conductivity K_S various methods. Number of measurements for each method do not correspond to the same measurement to location.

Site of measurement	Disk permeameter K_S (cm.hod ⁻¹)	Single-ring method K_S (cm.hod ⁻¹)	Falling head method K_S (cm.hod ⁻¹)	Guelph permeameter K_S (cm.hod ⁻¹)
1.	283.29	102.71	litter 2920 detritus 1272 duff 1332	27.06
2.	414.07	165.54	litter 3201 detritus 2578 duff 866	6.04
3.	478.80	58.45	litter 2565 detritus 1504 duff 1588	5.71
4.	220.87	113.11	litter 4289 detritus 2036 duff 1778	30.72
5.	290.42	78.26	litter 3417 detritus 1820 duff 1060	42.48
6.	161.13	176.75		9.01
AVERAGE	308.1	115.8	2148	20.2

The falling head method provides little realistic values of K_S moving in a range of several tens of meters per hour. These values differ by more than order from all the other methods what is caused by the “wall effect”, i.e. the preferential and rapid flow of water along the inner walls of the sample cylinder. Such wall effect may represent up to 50 or even 70 % of the measured K_S value (Fodor et al., 2011).

Considering the local character of the soil-plant system we consider the most realistic results to be those of tension disk permeameter (Tab. 1) because the method:

1. avoids the influence of underlying organomineral A-horizon (in depth of 12cm), which is most of the year strongly water repellent.

- the applied tension prevents rapid runoff of water horizontally around the installed infiltrometer.
- the values gained from the tension disk permeameter method (average value equals 308 cm.hod⁻¹) are comparable to values measured with the minidisk infiltrometer on the similar location by Hlaváčiková et al. (2014), who state the values 285 and 447 cm.hod⁻¹.

On the other hand the measurements by single-ring method (infiltration cylinder mounted in depth of 10 cm) are already influenced by the properties of organomineral A-horizon with its average saturated hydraulic conductivity of 84 cm.hod⁻¹ (Tab. 2) and mean WDPT equal to 100 seconds (Orfánus and Fodor, 2011). More important is however the fact that the saturation process of the A-horizon samples took 9 weeks or even more, and therefore we can consider this horizon under the unsaturated conditions hydraulically almost non-conductive.

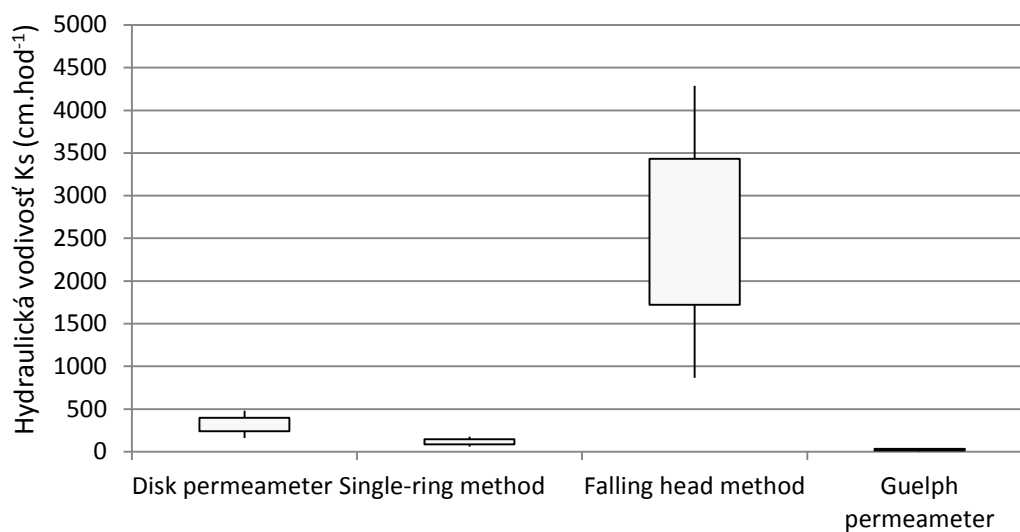


Figure 1. Measurement results of hydraulic conductivity of the forest-floor soil horizon by different methods

Table 2. Results of measurements of the hydraulic conductivity, K_S within organomineral A-horizon directly underlying the organic forest floor horizon determined by falling head method.

Number of measurement	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	AVERAGE
K_S (cm.hod ⁻¹)	60.6	15.75	35.36	59.8	79.4	43.3	20.7	88.8	56.5	197.9	134.5	218.8	84.28

The level of biochemical and mechanical decomposition and physical aggregation increased with depth within the forest floor organic horizon. As was expected the saturated hydraulic conductivity determined by the falling head method was decreasing with depth within the organic horizon. Average values of K_S were 3265 cm.hod⁻¹ for the very top litter layer, 1836 cm.hod⁻¹ for the moderately decomposed material layer and 1320 cm.hod⁻¹ for the intensively decomposed and aggregated organic layer.

The Guelph permeameter measurements provided the lowest values of K_S . Actually, the measurements were done within the hole drilled down to the interface between the organic forest-floor horizon and the organomineral A-horizon of the soil profile. This strongly water repellent interface makes the vertical component of the hydraulic conductivity substantially retarded and therefore in studied location we can consider the determined values of K_S by Guelph permeameter as good estimates of the K_S horizontal component. The average value was 20 cm.h⁻¹.

The average K_S value determined by tension disk permeameter was 308 cm.hod⁻¹. This measurement method can be likened to natural conditions during the intensive rainfall situations but without ponding. Since these values are much higher than any realistic rainfall intensity in this climatic

conditions we can state that in the studied area there is almost no chance for the overland runoff generation although temporarily the local ephemeral rivulet runoff could be formed on areas with strong water repellency. Such rivulet runoff however quickly infiltrates via macropores into the forest-floor horizon. On the other hand the substantial retardation of infiltration on the interface between A-horizon and the organic forest-floor horizon may trigger the shallow subsurface runoff, which during the extreme storm events may accelerate the runoff process and wash-down of the forest-floor material.

Conclusions

1. The high differences between hydraulic conductivity determined with disk permeameter and the falling head method points to the high volume of macropores and preferential flow paths within the organic litter horizon.
2. The falling head method is substantially influenced by the “wall-effect” (the water flows preferentially along the walls of the sample cylinder when not sealed. The representativeness of the 100 cm³ soil sample in Kopecky cylinder for characterizing the whole horizon is questionable. We therefore recommend to use method described in Fodor et al. (2011), which uses much larger samples and eliminates the wall-effect by sealing stuff.
3. Hydraulic conductivity of the forest floor horizon decreases with depth as the degree of mechanical and biochemical decomposition and physical aggregation of organic matter increases within particular layers (litter, detritus, duff).
4. The combination of different field and laboratory methods to determine K_s enables to identify the way of realization of initiation processes on soil surface when transforming precipitation into evaporation, infiltration and runoff.

Acknowledgement

This research was supported by the scientific grant agency [VEGA] grant [no. 2/0152/15], and [MAD], [GWP Organizácia] grant [no. 35-IDMP-2014].

There were used equipments acquired in the frame of the project ITMS 26240120004 „Centrum excelentnosti integrovanej protipovodňovej ochrany území“, based on support of operational program Research and Innovation EF.

Literature

- Báľková, K., Matula, S., Miháliková, M. (2013): Multimediální učebnice hydro-pedologických terénních měření. 2. doplněné vydání [on-line]. Česká zemědělská univerzita. Praha. Dostupné na internete: <http://hydropedologie.agrobiologie.cz>.
- Elrick, D. E., and Reynolds, W.D. (1989) Water Flux Components and their measurements. Proc. App. Soil Physics in Stress Enviroments. Jan 22-26 NARC. Islamabad, Pakistan
- Elrick, D.E., Reynolds, W.D. (1992) Methods for analysing constant head well permeameter data. Soil Science Society of America Journal, 56, 309-312.
- Fodor, N., Sándor, R., Orfánus, T., Lichner, L., Rajkai, K. (2011): Evaluation method dependency of measured saturated hydraulic conductivity. Geoderma. Vol. 165. No. 1. ISSN-00167061. s. 60-68.
- Hlaváčiková, H., Novák, V., Orfánus, T., Danko, M., Hlavčo, J. (2014): Hydrofyzikálne charakteristiky skeletnatých pôd. I. Hydraulické vodivosti. Acta Hydrologica Slovaca. roč. 15. č. 1. ISSN 1335-6291. s. 24-34.
- Hlásny, T., Sitková, Z., Barka, I. (2013): Regional assessment of forest effects on watershed hydrology: Slovakia as a case study. Journal of forest science. 59. 2013 (10): s. 405-415
- Konôpka, J. (2012): Forest hydric-water management. Lesn. Čas. – Forestry Journal. 58(2): 2012. ref. 26. ISSN 0323 – 1046. Discussion paper. s. 129–135.
- Kosugi, K. (1997): New Diagrams to Evaluate Soil Pore Radius Distribution and Saturated Hydraulic Conductivity of Forest Soil. Journal of Forest Research. . roč. 2. ISSN 1610-7403. s. 95-101.

- Orfánus, T., Fodor, N. (2011): K problematike protipovodňovej funkcie lesa v Tatrách. In Štúdie o Tatranskom národnom parku : monografická štúdia o dôsledkoch vetrovej kalamity z roku 2004 na prírodné prostredie Vysokých Tatier. - Tatranská Lomnica : Štátne lesy TANAP-u. ISBN 978-80-89309-09-2. s. 99-108.
- Orfánus, T., Bedrna, Z. (2012): Nová klasifikácia pôdnej textúry a jej význam pre hydropedológiu. Časť II. Hydropedologické aplikácie. Acta Hydrologica Slovaca. roč. 13. č. 1. ISSN 1335-6291. s. 9-18.

Použitie zrážkových dát z mikrovlnných spojov v zrážko-odtokovom modelovaní mestských povodí

Jaroslav Pastorek¹, Martin Fenc¹, David Stránský², Jörg Rieckermann³ a Vojtěch Bareš¹

¹ Katedra hydrauliky a hydrologie, Fakulta stavební, ČVUT v Praze, Thákurova 7, 166 29 Praha 6

² Katedra zdravotního a ekologického inženýrství, Fakulta stavební, ČVUT v Praze, Thákurova 7, 166 29 Praha 6

³ Eawag: Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology, Überland Str. 133, 8600 Dübendorf, Švajčiarsko

Abstrakt

Bodovými meraniami nezachytená priestorová variabilita zrážok je významným zdrojom neistôt v zrážko-odtokovom modelovaní mestských povodí. Reprezentatívnosť zrážkových dát by mohla byť vylepšená pomocou komerčných mikrovlnných (MV) spojov, dvojíc antén tvoriacich kostru siete mobilných operátorov, ktoré operujú vo vlnových pásmach, kde dažď významne tlmí rádiový signál.

V tomto príspevku sa snažíme zhodnotiť, či pri modelovaní zrážko-odtokových procesov v malom mestskom povodí môžu byť zrážkové dáta odvodené z MV spojov z reálnej siete prínosné v porovnaní s dátami z bodových meraní. Pri modelovaní používame metódu umožňujúcu explicitne kvantifikovať vplyv všetkých hlavných druhov neistôt. Naše výsledky ukazujú, že použitie MV dát zlepšuje výsledky modelovania v porovnaní s použitím dát zo stálej zrážkomernej siete. V prípade mimoriadne priestorovo variabilných zrážok dokážu dáta z MV spojov viesť k výsledkom prekonávajúcim dokonca dáta zo zrážkomeru umiestneného priamo v sledovanom povodí.

Kľúčové slová

Mikrovlnné spoje; neistoty modelu; urbanizované povodie; zrážkové dáta; zrážko-odtokové modelovanie.

Úvod

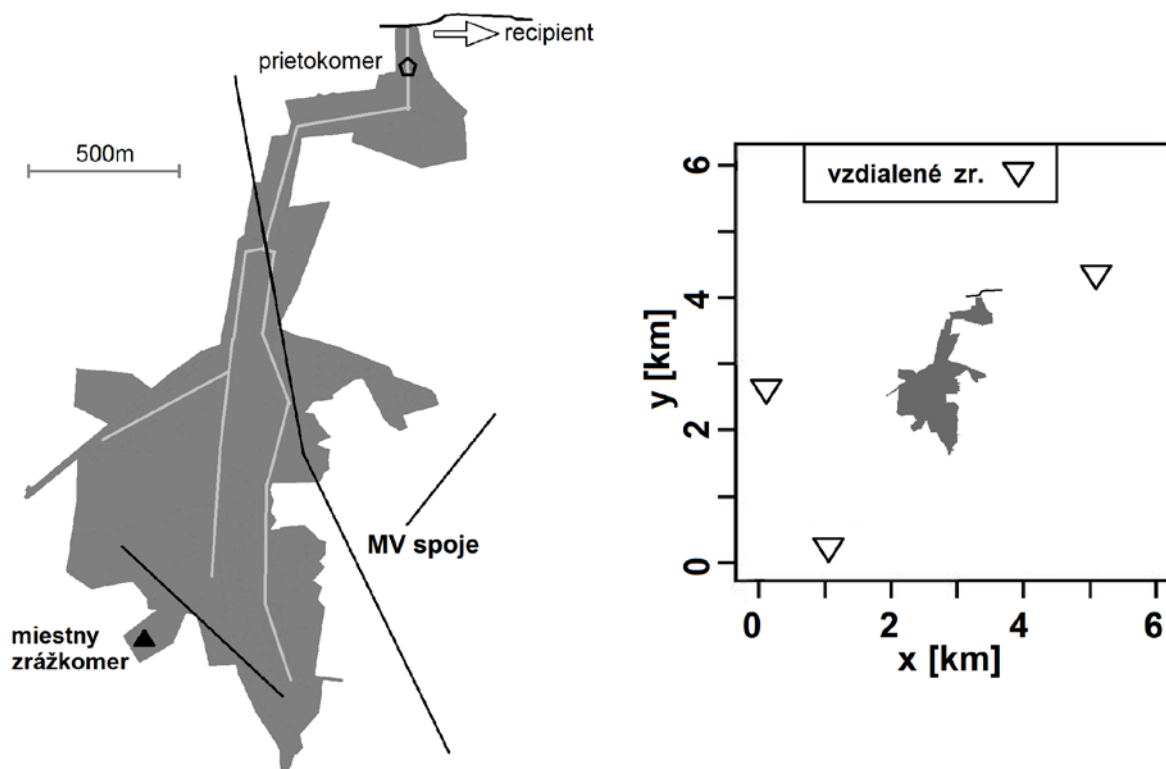
Spôľahlivé zrážkové dáta sú kľúčové pre modelovanie hydrologických procesov v urbanizovaných povodiach. Výrazná priestorová variabilita konvektívnych zrážok však nepriaznivo ovplyvňuje reprezentatívnosť bodových meraní zo zrážkomerov. Navyše sú nároky na časové aj priestorové rozlíšenie zrážkového monitorovania rádovo vyššie pre zastavané oblasti než pre prírodné povodia, hlavne kvôli výraznej dynamike hydrologických procesov v urbanizovaných povodiach. Riešenie tohto problému sa ponúka v podobe komerčných mikrovlnných (MV) spojov. Jedná sa o dvojice antén v sieťach mobilných operátorov, ktoré pracujú na vlnových dĺžkach, kde dochádza k významnému tlmeniu rádiových vln zrážkovou aktivitou. MV spoje tak umožňujú nepriame meranie zrážok pozdĺž svojej dráhy a vďaka ich vysokému časovému rozlíšeniu a výbornému priestorovému pokrytiu predovšetkým v mestských oblastiach predstavujú zaujímavý zdroj informácií o zrážkach pre hydrológiu urbanizovaných povodí. Kvantitatívne zrážkové odhady z MV spojov sú však často zaťažené systematickými chybami, ktoré výrazne obmedzujú ich priamu použiteľnosť. Za účelom minimalizovania týchto chýb navrhli Fenc a kol. (2017) novú metódu korekcie zrážkových odhadov z MV spojov pomocou informácií z existujúcich zrážkomerov.

V tejto štúdii zisťujeme, či kvantitatívne zrážkové odhady z MV spojov z reálnej siete môžu byť považované za schodnú alternatívu zrážkových dát používaných pri zrážko-odtokovom modelovaní urbanizovaných povodí. Využívame k tomu metódu, ktorá pri kalibrácii aj prevádzke modelu pracuje s konceptom „úplnej analýzy chýb“, čo znamená, že explicitne berieme do úvahy všetky významné zdroje neistôt. Tento postup dovoľuje robustne posúdiť spoľahlivosť zrážko-odtokového modelu pomocou stanovenia intervalov kvantifikujúcich neistoty predpovedí modelu (napr. Dotto a kol., 2011, Del Giudice a kol., 2013).

Materiál a Metódy

Definovaný problém sme skúmali na prípadovej štúdií malého urbanizovaného povodia v Prahe-Letňanoch. Jedná sa o ploché mierne naklonené územie, pokryté hlavne panelákovým sídliskom, príľahlým veľkým nákupným centrom a niekoľkými menšími priemyslovými areálmi. Povodie sa rozprestiera na ploche 1,3 km² a je odvodňované oddeleným kanalizačným systémom.

Použitý experimentálny návrh zrážkového monitoringu (obr. 1) nám umožnil využívať zrážkové dáta z týchto zdrojov: (i) jediný zrážkometer umiestnený priamo v povodí, (ii) tri vzdialené zrážkomery zo stálej monitorovacej siete a (iii) zrážkové odhady z MV spojov opravené pomocou troch vzdialených zrážkometerov.



Obr. 1: Priestorové vzťahy monitorovacích zariadení voči sledovanému povodiu. Vľavo: miestny zrážkometer a MV spoje. Vpravo: vzdialené zrážkomery.

Pri všetkých využitých zrážkometeroch sa jednalo o dynamicky kalibrované člnkové zrážkomery (SR03, Meteoservis, ČR) so zbernou plochou 500 cm², objemom člnku 5 ml a ich jedno preklopenie zodpovedalo rozlíšeniu 0,1 mm zrážok. Zrážkomery označované ďalej len ako “vzdialené” sú súčasťou stálej monitorovacej siete s hustotou cca 1 stanica / 20 km². Mikrovlnné spoje v oblasti pracujú na frekvenciách 25 až 39 GHz a ich dĺžky sa pohybujú približne v rozmedzí 600 až 2000 m. Viac detailov o samotných MV spojoch a o využitej metóde na korekciu dát získavaných z týchto spojov je možné nájsť v práci Fencla a kol. (2017). Časové rozlíšenie zrážkových dát zaznamenaných všetkými zrážkometermi aj MV spojmi bolo 1 minúta.

Monitorované boli aj prietoky na mernom profile v blízkosti ústia stokovej siete do recipientu, Mratínského potoka, a to konkrétne ultrazvukovým prietokomerom ADS (ADS Environmental Services, USA). Časové rozlíšenie takto získavaných dát bolo 10 minút v bezdažďových obdobiach a 2 minúty pri zrážkovom odtoku. Pozorované hodnoty prietoku boli v rozsahu približne od 2 do 2000 l/s. Na modelovanie prietoku sme použili distribuovaný zrážko-odtokový model, implementovaný

v prostredí EPA-SWMM. Proces tvorby odtoku je v rámci modelu formulovaný empiricky, následný odtok je modelovaný mechanistickým hydrodynamickým 1-D modelom. Konkrétnejšie, numericky sa riešia Saint-Venantove rovnice, a to v aproximovanej podobe kinematickej vlny pre povrchový odtok a následne v podobe dynamickej vlny pre odtok kanalizačnou sieťou. Pri kalibrování tohto zrážko-odtokového modelu bol použitý nezávislý dátový súbor.

Samotné predpovedanie prietokov v uzáverovom profile bolo uskutočňované s použitím dát zachytávajúcich 10 zrážko-odtokových udalostí (tab. 1), ktoré sa odohrali počas troch mesiacov roku 2014. Kvôli lepšej interpretácii výsledkov sme skúmané udalosti klasifikovali do dvoch skupín pre jednoduchosť označovaných ako slabé alebo silné. Deliacim kritériom bola maximálna zaznamenaná 10-minútová intenzita hodnoty 10 mm/h. Zrážku zo dňa 16. októbra 2014, ktorá bola hraničná, sme sa rozhodli zaradiť do kategórie slabých, čím obidve skupiny získali zhodný počet udalostí.

Tab. 1: Prehľad zrážko-odtokových udalostí využitých na modelovanie. Rmax: maximálna zaznamenaná 1-minútová intenzita. Rmax10: maximálna zaznamenaná 10-minútová intenzita.

začiatok	koniec	dĺžka [min]	úhrn [mm]	Rmax [mm/h]	Rmax10 [mm/h]	charakter
11.8.2014 2:24	11.8.2014 14:43	739	7.8	6.0	4.3	slabá
16.8.2014 10:15	16.8.2014 16:55	400	6.8	26.8	15.0	silná
26.8.2014 0:32	26.8.2014 17:28	1016	5.4	6.0	3.5	slabá
29.8.2014 14:56	29.8.2014 18:10	194	4.0	26.9	17.9	silná
31.8.2014 8:34	31.8.2014 14:15	341	2.4	4.0	1.5	slabá
8.9.2014 15:55	8.9.2014 19:03	188	4.6	30.1	13.0	silná
11.9.2014 15:52	12.9.2014 20:37	1725	33.7	50.4	25.4	silná
13.10.2014 22:51	14.10.2014 10:21	690	18.5	19.3	17.8	silná
16.10.2014 0:30	16.10.2014 11:31	661	7.0	24.6	10.2	slabá
21.10.2014 21:58	22.10.2014 6:01	483	6.3	13.1	8.1	slabá

Neistoty predpovedí modelu boli určované pomocou metódy, ktorá vychádza z konceptu „úplnej analýzy chýb“ a štatisticky popisuje principiálne nedostatky modelu (Del Giudice a kol., 2013). Základnou myšlienkou je rozšírenie daného zrážko-odtokového modelu dodatočným modelom chýb. Obvykle využívaný model nezávislých náhodných chýb E je pri tejto metóde doplnený o člen B_M , ktorý explicitne zohľadní vychýlenie (bias) modelu. Spolu s deterministickými predpoveďami modelu y_M tieto tri členy tvoria nasledujúcu rovnicu popisujúcu modelovanie pozorovaného výstupu systému:

$$y_O = y_M + E + B_M \quad (1)$$

Vychýlenie B_M formulujeme ako konštantný, to znamená na vstupe i výstupe modelu nezávislý, autokorelovaný stacionárny náhodný proces s dlhodobou rovnovážnou hodnotou nula a konštantným rozptylom. Pre náhodné chyby E uvažujeme normálne rozdelenie s nulovou strednou hodnotou a konštantným rozptylom.

Využívaniu modelu na predpovedanie predchádza pri zvolenej metódy kalibrácia modelu chýb, prípadne spojená aj s kalibráciou samotného zrážko-odtokového modelu. Toto prebieha pomocou štatistickej bayesovskej inferencie, pri ktorej sa pomocou MCMC (Markov chain Monte Carlo) vzorkovacích algoritmov vyhodnocuje vierohodnosť parametrov modelu s ohľadom na zmerané prietokové dáta a našu apriórnu znalosť týchto parametrov. Pri kalibrování aj pri následnom predpovedaní je nutné vyhodnotiť výsledky modelu dosiahnuté pomocou vysokého počtu vzoriek z rozdelení pravdepodobnosti skúmaných parametrov, preto je tento postup výpočtovo (časovo) náročný. V našom prípade sme na kalibráciu použili nezávislý dátový súbor.

Zvolená metóda analýzy chýb umožňuje explicitne rozlišovať a kvantifikovať vplyv troch druhov neistôt na výstupy modelovania pozorovaného výstupu systému. Tieto tri skupiny neistôt zodpovedajú

trom členom na pravej strane rovnice (1). Vychýlenie predpovedí zrážko-odtokových modelov urbanizovaných povodí býva spôsobené hlavne nepresnosťami vstupných (zrážkových) dát a nedostatkami štruktúry (stavby) modelu (Del Giudice a kol., 2013). Tri rozlišované druhy neistôt je teda možné interpretovať ako: (i) parametrické neistoty hydrolog. modelu, (ii) neistoty prameniace z náhodných chýb merania výstupov systému a (iii) neistoty prameniace zo štrukturálnych deficitov modelu a z chýb merania vstupných dát. Obmieňanie modelových vstupov pri použití nemennej štruktúry modelu nám teda umožňuje pripísať zmeny vychýlenia modelu samotnému použitému vstupnému dátovému súboru.

Modelovanie odtoku prebiehalo v troch scenároch zodpovedajúcich trom zdrojom zrážkových dát zobrazeným na obr. 1. Týmito zdrojmi dát boli: (i) samostatný zrážkometer v povodí, (ii) tri vzdialené zrážkomery a (iii) zrážkové odhady z MV spojov opravené pomocou troch vzdialených zrážkometerov. Modelované prietoky v podobe predikčných intervalov (resp. pásov tvorených intervalmi v rôznych časových krokoch) boli následne porovnané so skutočnými prietokmi zmeranými na uzáverovom profile povodia. Na vyhodnocovanie sme používali tieto kritériá: (i) relatívnu chybu celkového odtčeného objemu (dV , [-]), (ii) relatívnu chybu objemu odtčeného počas 8-minútového obdobia maximálneho prietoku (dV_{peak} , [-]), (iii) časový posun maximálneho prietoku (Δt_{Qmax} , [h]), a (iv) spoľahlivosť predpovedí (*reliab*), t. j. podiel meraných hodnôt prietoku počas danej udalosti, ktoré spadajú do vnútra stanovených predikčných intervalov.

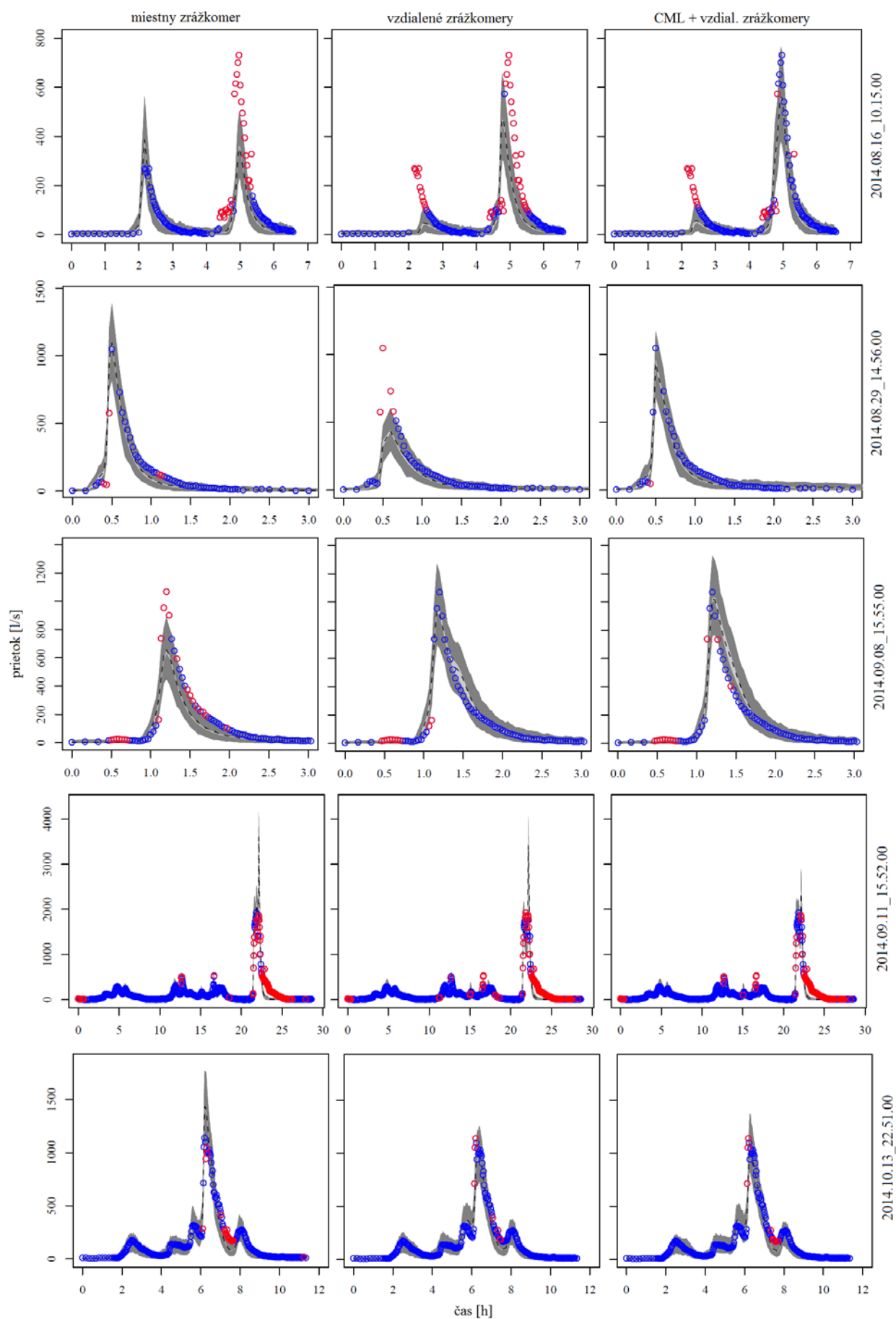
Vyššie uvedené štatistiky počítame pre každú jednu predpoveď modelu a následne aj sumárne určujeme ich stredné hodnoty a smerodajnej odchýlky cez celú množinu vykonaných predpovedí. Určovanie smerodajnej odchýlky nám poskytuje možnosť súhrnne kvantifikovať vplyv neistôt modelu na sledované kritériá, stredná hodnota zase odráža veľkosť vychýlenia daných predpovedí.

Výsledky a diskusia

Dosiahnuté výsledky ukazujú, že vplyv rôznych zdrojov zrážkových dát na schopnosť modelu reprodukovat' zrážkový odtok a vierohodne odhadnúť predikčné intervaly závisí na charaktere zrážkovej udalosti. Výsledky modelovania pre silné udalosti pomocou všetkých troch súborov zrážkových dát prikkladáme aj v podobe hydrogramov s predikčnými intervalmi (pásmi) (obr. 2), kde zobrazené krúžky reprezentujú pozorované dáta: modré vnútri stanovených predikčných pásov, červené mimo nich.

Hydrogramy jednotlivých udalostí na obr. 2 nám umožňujú si všimnúť, že použitie dát z MV spojov vedie k predpovediam, ktoré lepšie zodpovedajú nameraným dátam než pri ostatných dvoch scenároch. Najmä predpovedané kulminačné prietoky najlepšie zodpovedajú meraniam práve v prípade MV spojov. Aj podiel meraní nachádzajúcich sa mimo predikčných pásov (červené krúžky) je najnižší pri MV spojoch, takže tieto predpovede majú najvyššiu spoľahlivosť. Zaujímavosťou je značne slabá predpoveď získaná pomocou dát zo zrážkomeru umiestneného priamo v povodí v prípade prvej udalosti zhora. Pri tejto udalosti je zjavné, že zrážky prišli vo dvoch vlnách, kedy druhá vlna dorazila s približne 3-hodinovým oneskorením a nebola vyhovujúco zachytená bodovým meraním miestneho zrážkomeru.

Pri analyzovaní súhrnných číselných výsledkov pre silné udalosti (tab. 2) vidíme, že opravené dáta z MV spojov viedli k stredným hodnotám relatívnych chýb dV a dV_{peak} najbližším nule. V prípade časového posunu maxima Δt_{Qmax} boli stredné hodnoty takmer rovnaké pre MV dáta a vzdialené zrážkomery. V prípade miestneho zrážkomera bola zistená vysoká smerodajná odchýlka časovania maxima, čo je zrejme možné pripísať vyššie diskutovanej zrážkovej udalosti s dvomi vlnami zrážok. Neistoty vyjadrené veľkosťou smerodajnej odchýlky boli pre všetky tri menované štatistiky najnižšie pri použití MV dát. Spoľahlivosť (*reliab*) predpovedí bola pre všetky tri dátové súbory podobná, najvyššia pre dáta z MV spojov.



Obr. 2: Hydrogramy všetkých silných udalostí s predikčnými pásmi pre tri použité zdroje dát.

Tab. 2: Súhrnné výsledky pre silné udalosti. Údaje pre posun maxima prietoku (Δt_{Qmax}) sú v hodinách.

	miestny zr.	vzdialené zr.	MV + vzd. zr.
E(dV)	-0.182	-0.202	-0.114
sd(dV)	0.158	0.226	0.183
E(dVpeak)	0.177	-0.047	-0.001
sd(dVpeak)	0.52	0.457	0.19
E(Δt_{Qmax})	-0.231	0.087	0.086
sd(Δt_{Qmax})	0.904	0.177	0.134
reliab	0.856	0.842	0.863

Výsledky sumarizované pre 5 skúmaných slabých udalostí (tab. 3) ukazujú, že stredné hodnoty kritérií dV a dV_{peak} sa najviac blížila nule pri použití opravených MV dát. Súvisiace smerodajné odchýlky sú však natoľko veľké, že neumožňujú konštatovať, že dáta z MV spojov v tomto ohľade skutočne prinášajú najpresnejšie výsledky. Časový posun maximálneho prietoku dosahoval najpriaznivejšie hodnoty v prípade použitia dát z miestneho zrážkomeru, rozdiely však opäť nie sú veľmi výrazné. Táto štatistika má navyše pre udalosti slabého charakteru len minimálny praktický význam. Spôľahlivosť predpovedí bola takisto najvyššia pri využití miestneho zrážkomeru, najnižšia zase pri použití zrážkomerov vzdialených.

Tab. 3: Výsledky pre slabé udalosti. Údaje pre posun maxima prietoku (Δt_{Qmax}) sú v hodinách.

	miestny zr.	vzdialené zr.	MV + vzd. zr.
E(dV)	-0.089	-0.163	-0.065
sd(dV)	0.222	0.294	0.292
E(dVpeak)	0.076	-0.052	-0.008
sd(dVpeak)	0.331	0.335	0.389
E(Δt_{Qmax})	0.505	0.601	0.657
sd(Δt_{Qmax})	0.946	1.026	1.125
reliab	0.97	0.905	0.932

Z predložených výsledkov pre slabé zrážkové udalosti teda vyplýva, že použitie zrážkových dát z MV spojov opravených pomocou vzdialených zrážkomerov neprináša zlepšenie výsledkov modelovania takýchto udalostí. Toto zistenie zodpovedá očakávaniam, keďže neistoty pramienice z nereprezentatívnych bodových meraní zo zrážkomerov sa prejavujú predovšetkým v prípade zrážok s vyššou priestorovou variabilitou. Avšak zaujímavé je i konštatovanie, že pre tento typ zrážok výsledky MV dát nie sú ani významne horšie než výsledky miestneho zrážkomeru.

Záver

V tejto štúdií sme pomocou metódy, ktorá kvantifikuje vplyv najvýznamnejších druhov neistôt na výstupy modelovania, skúmali, či získavanie zrážkových dát využívaním komerčných mikrovlnných spojov z reálnych sietí môže byť prínosné pre zrážko-odtokové modelovanie urbanizovaných povodí.

Naše výsledky ukazujú, pri modelovaní zrážok s nižšími intenzitami, ktoré typicky nie sú výrazne priestorovo variabilné, použitie dát z MV spojov (opravených pomocou dát z niekoľko kilometrov vzdialených zrážkomerov) vedie k výsledkom modelovania obdobnej kvality ako pri využití dát zo vzdialených zrážkomerov, respektíve zo zrážkomera umiestneného priamo v sledovanom povodí. K spresneniu výsledkov modelovania však použité dát z MV spojov pri slabých zrážkach nevedie.

V prípade modelovania zrážok s vyššími intenzitami, pre ktoré je typická vysoká priestorová variabilita, sme zistili, že opravené dáta z MV spojov prinášajú presnejšie výstupy modelovania než je tomu v prípade použitia samotných vzdialených zrážkomerov, a teda použitie MV dát odporúčame.

Keď sú dostupné merania zo zrážkomera priamo z povodia, je možné považovať opravené MV dáta minimálne za schodnú alternatívu. Pri dočinení so zrážkami mimoriadne priestorovo variabilnými je dokonca na mieste odporučiť uprednostnenie dát z MV spojov pred dátami z jediného zrážkomera umiestneného v povodí.

Tieto závery sú v súlade s predpokladom, podľa ktorého MV spoje, ako dĺžkovo integrujúci senzor, ktorý získava odhady zrážkových intenzít z útlmu pozdĺž dráhy spoja, poskytujú priestorovo reprezentatívnejšie informácie o skutočnej zrážke nad povodím než je tomu v prípade bodových meraní.

PodĎakovanie

Táto štúdia bola podporená projektom GAČR č. 17-16389S a projektom ČVUT č. SGS17/064/OHK1/1T/11 a taktiež zo strany Swiss National Science Foundation v rámci projektu COMCORDE (č. CR2212_135551). Radi by sme poďakovali firme T-Mobile Czech Republic, a.s., za poskytnutie MV dát a špeciálne pánovi Pavlovi Kubíkovi za láskavú pomoc s našimi mnohými prosbami. Zvláštna vďaka patrí taktiež spoločnosti Pražské vodovody a kanalizace, a.s., ktorá nám poskytla informácie o zrážkach a prietokoch a starostlivo udržiavala prístrojovú techniku. Ďakujeme aj spoločnosti Pražská vodohospodárska spoločnosť, a.s., za poskytnutie zrážkových dát zo zrážkomerov z ich stálej siete.

Literatúra

- Del Giudice, D., Honti, M., Scheidegger, A., Albert, C., Reichert, P., and Rieckermann, J. 2013 Improving uncertainty estimation in urban hydrological modeling by statistically describing bias. *Hydrology and Earth System Sciences* **17**, 4209-4225.
- Dotto, C. B., Kleidorfer, M., Deletic, A., Rauch, W., McCarthy, D. T., and Fletcher, T. D. 2011 Performance and sensitivity analysis of stormwater models using a bayesian approach and long-term high resolution data. *Environmental Modelling & Software* **26**, 1225-1239.
- Fencel, M., Dohnal, M., Rieckermann, J., and Bareš, V. 2017 Gauge-adjusted rainfall estimates from commercial microwave links, *Hydrology and Earth System Sciences* **21**, 617-634.

Analýza účinku a operativnosti vícefunkčních drenážních systémů v typových podmínkách malého povodí

Igor Pelíšek, Zbyněk Kulhavý

Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v. v. i., Žabovřeská 250, 156 27 Praha 5 - Zbraslav,
pracoviště Pardubice, B. Němcové 231, 530 02 Pardubice

Abstrakt

Vedle ověření technických a ekonomických možností vhodně navrhovaných vícefunkčních drenážních systémů je klíčovým požadavkem kvantifikace jejich hydrologického efektu, a to jak v měřítku jednotlivých pozemků resp. drenážních skupin (velikosti jednotek až desítek hektarů), tak i v souhrnném účinku v plošně rozsáhlejším subpovodí resp. v dosahu účinku rozsáhlých odvodňovacích soustav.

Potenciál regulačních opatření na drenážních systémech se rámcově vyjadřuje v jednotkových objemech 300 až 2000 m³.ha⁻¹. Efekty regulace jsou patrné nejen v podmínkách nížin, kde se dosahuje plošně vyrovnanějšího navlažení, ale také na pozemcích svažitéch, na kterých se více uplatňuje filtrační a perkolační efekt pod úrovní regulované hladiny podzemní vody.

V rámci výzkumného projektu byl instalací regulačního prvku na drenážním systému ve svažitéch podmínkách pozemků Českomoravské vysočiny experimentálně prokázán a následně kvantifikován efekt regulace drenážního odtoku při redistribuci drenážních vod do půdního profilu. Zároveň byl navržen a realizován kalkulátor pro stanovení tohoto efektu v trojrozměrném prostředí pro různé zátěžové stavy.

Klíčová slova

retence vod; regulace drenážního odtoku; modernizace odvodňovacích staveb

Úvod

Optimalizace vlhkostního režimu zemědělských půd je jednou z podmínek zajištění lepších výnosů plodin a stabilizace zemědělské produkce. Regulace vodního režimu půd prostřednictvím hydromelioračních staveb je tradičně součástí zúrodnovacích opatření, přičemž nabývané zkušenosti z provozu a nové požadavky průběžně vedly:

- ke komplexnímu nebo integrálnímu řešení odvodňovacích, závlahových a protierozních opatření,
- k zavádění technologií, účelnějších z pohledu vodohospodářského a šetrnějších z pohledu ekosystémového.

Odvodnění má svoji nezastupitelnou funkci při snižování důsledků zamokření půd např. po zimním období a po vydatných deštích. Pak se ale jeho jednostranná funkce může stávat nadbytečnou až kontraproduktivní a to v případech, kdy pokračuje odtok i té vody, která bude evidentně potřebná v pozdějším období s nedostatkem vláhy. Půda má přitom značnou retenční a akumulační schopnost (danou přirozenou pórovitostí, dále zvyšovanou podílem obsahu organické hmoty). Tuto schopnost půdy lze za určitých podmínek efektivně využít, např. modernizací odvodňovacích staveb jedno-funkčních na vícefunkční.

Princip regulační drenáže (RD) a drenáže s regulovaným odtokem (DRO) se od průkopnických projektů na plochách cca 50 ha z poloviny 19. století v severním Německu (popis např. Fuchs, 1889) rozvinul do řady praktických a rentabilních aplikací např. v intenzivních zemědělských oblastech středozápadu USA. Od 70. let 20. století jsou vodohospodářské a ekonomické aspekty RD podrobněji řešeny také v bývalé ČSSR (např. Radčenko a kol., 1980, Němec, 1983).

Regulované odvodňovací systémy se uplatňují při adaptačních opatřeních, navrhovaných v reakci na zmírňování dopadů dynamiky klimatu, i v souvislosti s potřebou efektivního řešení plošného zemědělského znečištění povrchových i podzemních vod. Potenciál příznivých efektů vhodně realizovaných vícefunkčních drenážních systémů je zohledněn i ve strategických meziresortních materiálech (např. NAP 2017, MŽP, 2015, Nařízení vlády č.620/2015).

S určitým zjednodušením lze vylišit aspekty RD a DRO:

- hydrologický a vodohospodářský (kvantita a kvalita vod, s návazností na podmínky vodních ekosystémů, exploatace zdrojů podzemních vod, retence a akumulace vod),
- technický (vlastní technická řešení regulačních systémů a soulad se systémy hospodaření v řešené lokalitě, výkon, spolehlivost, přiměřený poměr konstrukční složitosti a účinnosti, životnost pořízených technologií),
- ekonomický (varianty řešení vodního režimu území, účinnost vybraných řešení, pořizovací a provozní náklady, míra závislosti na externích faktorech – dočasné resp. dočasně výhodné služby, dotace, zdroje vody).

Při nalepšování zásob vody v povodí dochází ke shodě zájmů zemědělství a vodního hospodářství, a přestože jakákoli dvojstranná regulace zvyšuje provozní náročnost z důvodů potřeby dodržovat manipulační pravidla, lze ekonomicky zdůvodnit její efektivnost i v podmínkách českého zemědělství. Zkušenosti s regulací drenážního odtoku můžeme přebírat ze zahraničí (např. Belcher a kol., 1995; Poole, Skaggs a kol., 2013; Alterra/ILRI, 2008; nebo tematický WEB: Baltic Deal, 2013), můžeme navazovat na české a slovenské tradice (Radčenko, Němec a kol., 1980, Kulhavý, 1992). Zpravidla bývá zohledňován i ekonomický aspekt zvyšování stability výnosů zemědělských plodin a kvality odtékajících drenážních vod (např. Evans et al., 1989; Bonaiti, Borin, 2010, Kröger a kol., 2012).

Způsoby regulace odtoku vod a s tím související posílení povrchové i podpovrchové infiltrace získávají svou závažnost mj. díky často vysokému podílu existujících ploch systematického odvodnění drenáží v ČR. Efektivní hospodaření s vláhou na zemědělsky využívaných pozemcích může využívat regulačních opatření optimálně ještě v horních a středních partiích povodí, kdy lze využít levné gravitační principy distribuce zadržené vody na rozdíl od nutnosti jejího čerpání a nákladnější akumulace v otevřených nádržích. Drenážní podmok je jedním z řady tradičních způsobů závlahy. Problém může nastat s vydatností a zabezpečeností zdroje vody, pokud by byla stavba navrhována jako jednofunkční – tedy závlahová. Avšak v případě rozšíření funkce stávajících staveb odvodnění o regulaci autochtonního drenážního odtoku, kdy je zdrojem vody vlastní plocha pozemku, je dosahováno při zohlednění rizik přemokření vždy jen vylepšení vláhové bilance pozemku. To se projevuje pozitivně zkrácováním délky agronomického sucha, což nepřímo snižuje i potřebu závlahy. Nákladovost stavebních i průzkumných prací je výrazně nižší než u novostavby, nároky na zdroje cizí vody nejsou žádné.

Předpokladem návrhu modernizace stávající stavby z jedno-funkčního systému drenážního odvodnění na systém dvoj-funkční, je posouzení vhodnosti stavby a aktuálního stavu objektů. Následuje návrh situování regulačních objektů, jejich řešení a ceny i vytvoření pravidel manipulace s hradíci prvky. Na příkladu hydrologického průběhu jara 2014 bylo kontaktem se zemědělskou praxí ověřeno porozumění principům regulace, kdy hospodáři naléhavě vnímali pokračující drenážní odtok jako nežádoucí důsledek existence jinak vyžadovaných funkčních systémů zemědělského odvodnění.

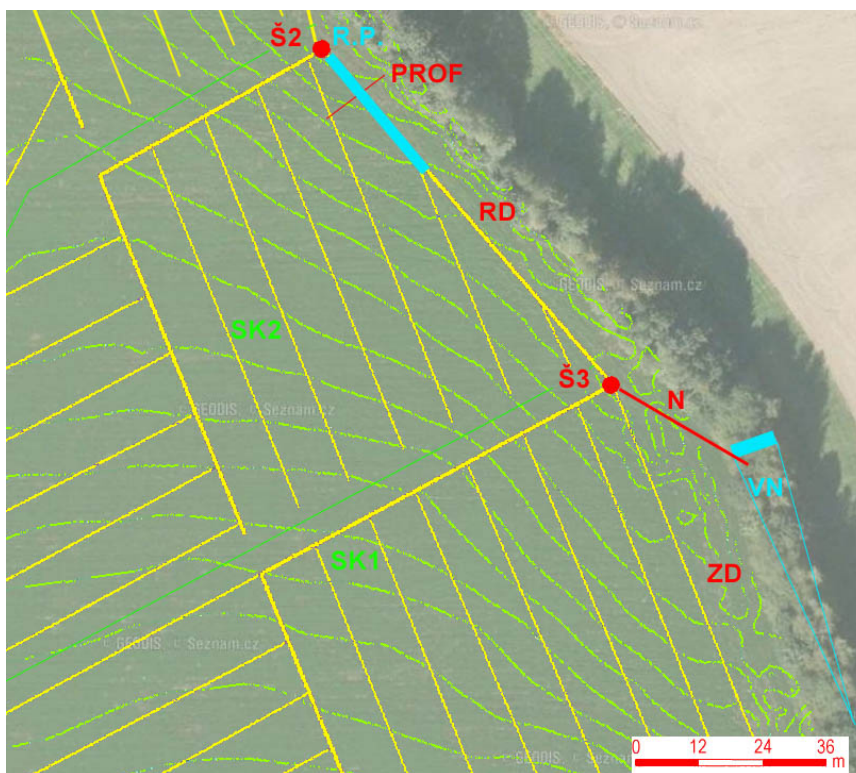
Materiál a metody

Experimentální doložení hydrologické účinnosti regulace drenážního odtoku proběhlo na výzkumné ploše s reálným systémem odvodnění. Na výzkumné ploše byl proveden podrobný hydrogeologický a hydrogeologický průzkum. Kvantifikace hydrologického efektu regulace na reálných systémech odvodnění proběhla s využitím původních výpočtových nástrojů.

Experimentální plocha Pokřikov - Za kněžourem, cílená na problematiku regulace drenážního odtoku, byla vybudována v r. 2012 na Českomoravské vysočině v povodí Kotelského potoka, které je jedním

z dlouhodobě provozovaných experimentálních povodí VÚMOP, v.v.i. (viz www.hydomeliorace.cz/povodi). Přibližně o 800 m severo-severozápadně se nalézá poměrně vodnější drenážní skupina Pokřikov, monitorovaná od roku 2001. Nová plocha byla vybrána na stávajícím systému drenážního odvodnění (realizace 1989) tak, aby umožňovala snadnou instalaci regulačního prvku (konstrukční podmínky, získání souhlasu vlastníka i uživatele pozemků) a aby z hlediska vodnosti nevybočovala ze standardu drenážních systémů transportní zóny konkrétního povodí. Pro plochu byla k dispozici projektová dokumentace realizované stavby odvodnění. Situace byly digitalizovány a v GIS rektifikovány do jednotného souřadného systému. Správnost polohové transformace byla ověřena jednak s využitím DPZ (Tlapáková a kol, 2016), jednak odkopáním charakteristických profilů drénu na místě a jejich zaměřením. Na ploše probíhá souběžně další experimentální výzkum, proto byly k dispozici podrobné charakteristiky půdního prostředí. Zpracován byl v roce 2013 hydrogeologický průzkum (RNDr. Medřík). Celá plocha byla v roce 2013 geodeticky zaměřena a byl vyhotoven polohopisný a výškopisný plán (zpracovatelem je Agroprojekce Litomyšl, s.r.o.).

Nově byly vybudovány kontrolní šachtice (Š1, Š2 a Š3) k řízení i kontrole režimu odtoku drenážních vod. HPV se pohybuje v blízkosti úrovně uložení drénu, což generuje občasné drenážní odtoky, současně to zvyšuje efektivitu podpovrchové infiltrace s vyloučením rizika přemokření pozemku. Hlavním kontrolovaným zdrojem vody pro závlahový pokus byla voda, přitékající ze záchytného drénu (na obr. 1 označen ZD), vedeného souběžně s Kotelským potokem a dotovaného břehovou infiltrací z cíleně ovládané, dočasně provozované, vodní nádrže (značené VN), vytvořené provizorním vzduťím vody hradící stěnou (viz obr. 2). V případě potřeby bylo dále využito přímého přítoku vody do regulovaného drénu (označen RD) mobilní hadicovou násoskou (značena N) průměru 6/4“, délky 28 m z téže vodní zdrže VN (kalibrovaný přítok v rozmezí $0,95-1,00 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$) do Š3. Přirozený, dostatečně vydatný zdroj drenážní vody simulovala výše ležící část drenážní skupiny (na obr. 1 označena SK1) se sběrnou plochou 1,59 ha, která transformovala srážkové vody formou drenážního odtoku v šachtici Š3. K regulaci drenážního odtoku bylo využito regulačního prvku (R.P.), situovaného v Š2 na výtokovém potrubí regulovaného svodného drénu (RD), se sklonem 1,92 % a celkovou délkou 104 m.



Obr. 1: Schéma rozmístění objektů pro měření a regulaci drenážního odtoku (drenážní šachtice: Š2 a Š3; regulační drén RD; vodní nádrž na potoce VN; měrný profil PROF; záchytný drén ZD; násoska N; drenážní skupiny SK1 a SK2; regulační prvek R.P.).



Obr. 2: Fotodokumentace vybavenosti objektů experimentální plochy.
 Nahoře: Š3 (měření přítoku ze ZD, zaústění N); násoska N; hrazení nádrže VN a měření hladiny.
 Dole: ruční měření hladin v Nortonkách; Š2 (měření průtoku a hladiny na R.P.); pohled na Š2 ve směru proti přítoku z Š3, profil PROF měření hladin a půdních vlhkostí ve 3 hloubkách.

Výška vzduť hladiny byla zvolena 50 cm, neboť bylo žádoucí ve svažitém terénu zvýšit dosah vzduť i za cenu horší rovnoměrnosti navlažení (to se však uplatňuje pouze v době dlouhodobějšího dosažení výšky vzduť, k čemuž během experimentů nedocházelo – viz obr. 3 a 4). Vzduť regulačním prvku se na RD uplatňovalo do vzdálenosti cca 26 – 30 m. Zde je třeba zmínit, že pro posouzení dosahu vzduť v drénu není rozhodující sklon terénu (měřený po spádnicí, tj. kolmo na vrstevnici), ale sklon nivelety drénu, který bývá ve svažitých územích podstatně menší, daný směrovým vedením drénu (rozdílujeme drenáž podílnou, příčnou a bleskovou). Transport vody v půdním prostředí se pak projevuje perkolací, případně svahovým hypodermickým odtokem.

Měřicí technologie experimentálního objektu byla osazena dvěma řídicími stanicemi (typ M4016 fy Fiedler-Mágr) v místě drenážních šachtic Š2 a Š3 s příslušnými soubory čidel a s dálkovým přenosem dat systémem GPRS. Pro měření úrovní hladin bylo použito několika typů čidel (ultrazvukové pro vodní nádrž na potoce, tenzometrické pro hladinu v regulačním prvku, torzně-mikro-plovákový princip a tenzometrický princip u půdních sond měření úrovně HPV), pro měření průtoků (objemové průtokoměry – provedení „tipping-bucket“ s kapacitou 1 litr/překlopení, měrný obdélníkový přeliv – u hradičího objektu na vodním toku), dále pro měření vlhkostí půdy (čidla TDR ThetaProbe typ ML2x) a pro teploty (vzduchu, půdy a vody) Pt-čidla fy.Fiedler. Plocha byla dále osazena systémem 8 mikropůdních hladinových sond 1/2“ (tzv. Nortonky) pro manuální doměřování profilových změn HPV (profil, ozn. PROF, je situován kolmo na regulovaný drén ve vzdálenosti 8 m nad Š2, jedna ze sond je zaústěna do drénu). Vzdušnou čarou cca 700 m západně se nachází dlouhodobě provozovaná meteorologická stanice Pokřikov (poskytuje zejména celoroční měření srážek, radiace a rychlosti větru, teploty a vlhkosti vzduchu). Data stanice byla použita pro výpočet indexu předchozích srážek za posledních 30 dní - IPS_{30} .

Metodika experimentu vychází z následujících předpokladů:

- v období bez měřitelného počátečního drenážního odtoku (viz též obr. 4 s vymezenými 3 obdobími závlahy: A, B, C) lze vyvolat podpovrchovou infiltraci - drenážní podmok přívodem cizí vody (v

tomto případě ze snadno měřitelného a odtokově ovladatelného drénu ZD, případně s využitím hadicové násosky) a toto množství lze kvantifikovat instalovaným monitorovacím systémem;

- v období s přirozeným výskytem drenážního odtoku na drenážní skupině, lze regulovat odtok drenážních vod regulačním prvkem a tím vytvořit podmínky k podpovrchové infiltraci, jejíž velikost lze bilančními metodami kvantifikovat (odpovídá úsekům na obr. 4 mezi vymezenými obdobími závlahových pokusů: A, B, C), kdy je registrován drenážní odtok v Š3;
- v obou případech je intenzita infiltrace z drénu závislá na úrovni hladiny podzemní vody v okolním půdním profilu a na výšce vzdušné hladiny v regulovaném drénu RD. Hladiny jsou měřeny na R.P. a v měrném profilu Nortonek; pokud dochází k přetoku přes přepadovou hranu R.P., je odtékající množství měřeno objemovým překlápěcím průtokoměrem;
- pro konkrétní přírodní, technické a geometrické podmínky drenážního systému bude použit výpočtový nástroj (kalkulátor - viz obr. 5), který kvantifikuje retenci v třírozměrném půdním prostředí. Výpočet dokládá množství vody, zadržené v půdě – tj. neodtékající odvodňovacím systémem z důvodu zvýšení odvodňovací báze nastaveným regulačním prvkem. Je tedy v předem volitelném počtu jednotlivých, k drénu kolmých řezů vyjádřena diference drenážního přítoku s regulací odtoku a bez regulace.

Výsledky

a) V první části jsou vyhodnoceny vlastní experimenty na ploše a drenážních prvcích.

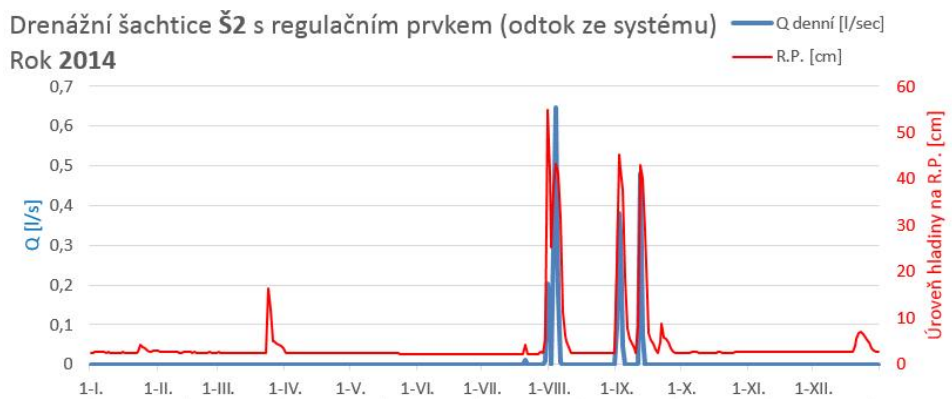
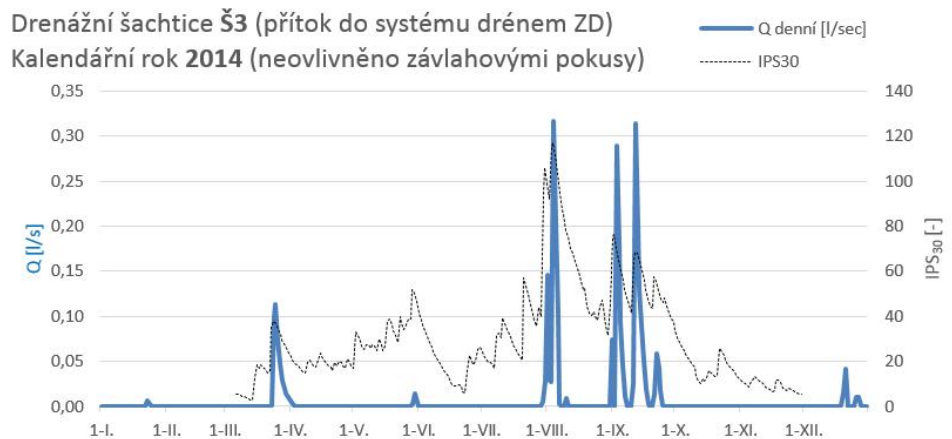
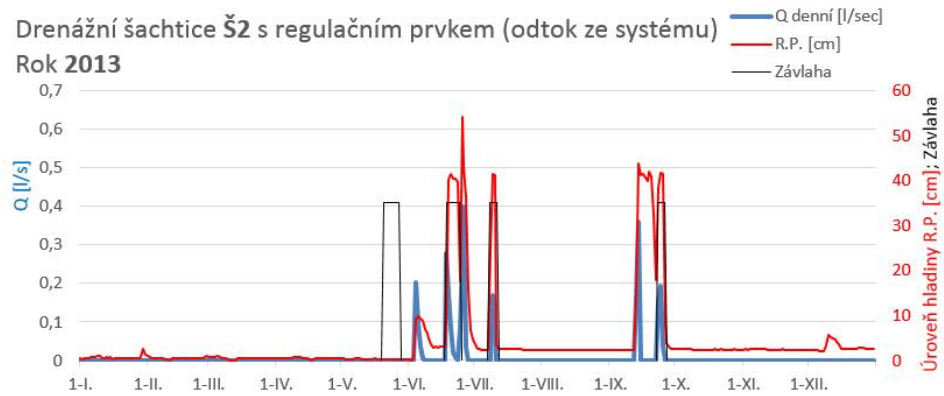
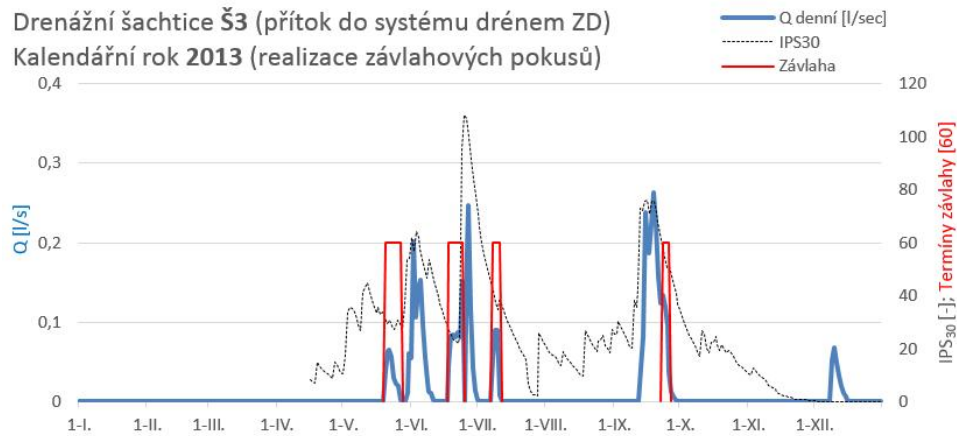
V roce 2013 byly zaznamenány na regulačním prvku čtyři a v r. 2014 šest přirozených odtokových period (tj. neovlivněných umělým příivodem závlahové vody), s délkou souvislého trvání periody 1 až 14 dní (celkem bylo v letech 2013 a 2014 registrováno 57 resp. 63 dní s drenážním odtokem), viz obr. 3.

V rámci realizovaných čtyř závlahových epizod v roce 2013 byly pořízeny podklady pro zhodnocení efektu infiltrace drenážních vod. V literatuře uváděná schopnost retardovat v drenážním systému 300 až 2000 m³.ha⁻¹ vody i více, resp. jednorázově 200-600 m³.ha⁻¹ (TNV 75 4221, Kulhavý, 1992, Soukup a Kulhavý, 2000) byla experimenty potvrzena a v konkrétních podmínkách překročena (viz obr. 4). Data korespondují také s výsledky použitého kalkulátoru (viz tabulka 1), který kvantifikuje jednu ze složek regulace drenážního odtoku.

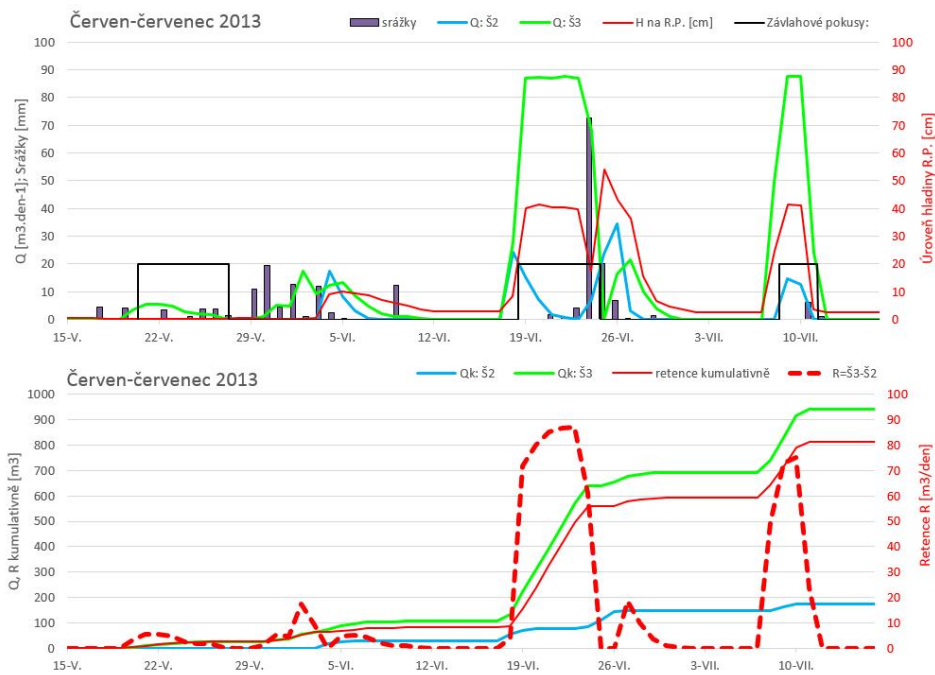
Pro regulovaný drén (RD) byla měřením stanovena maximální absolutní denní hodnota retence 87 m³.den⁻¹ (viz komentář k obr. 5). Kalkulátorem vypočtená průměrná retence drénu v úseku ovlivněném vzdušným je 115,9 mm.den⁻¹ (pro K_s = 2,4 m.den⁻¹) a tato hodnota je zejména závislá na nasycené hydraulické vodivosti přilehlého půdního prostředí.

V době ustálení podmínek infiltrace, což byl např. stav naměřený dne 22. 6. 2013, tj. pátý den závlahového pokusu, kdy se na infiltraci průkazně podílela nejnižší část drénu s měřitelným dosahem vzdušné regulačního prvku v délce cca 30 m, bude dosahovat jednotková intenzita infiltrace hodnoty 289,4 mm.den⁻¹ (plocha stanovena pro infiltračně aktivní část drénu: 30 x 10 = 300 m²). Hodnotu nepřesahující 300 mm.den⁻¹ lze považovat i v podmínkách středně propustných až vysoce propustných půd Českomoravské vysočiny za horní limit retenční schopnosti stávajících drenážních systémů, přizpůsobených k retardaci drenážního odtoku.

Drenážní odtok v Š3, měřený na sběrném drénu ZD, je generován při vyšších hodnotách IPS30 (zpravidla nad hodnotu 40), resp. při umělém závlahovém pokusu. V roce 2013 byly realizovány čtyři závlahové pokusy, rok 2014 znázorňuje přirozený výskyt drenážních odtoků bez přívodu závlahové vody. Regulace odtoku na R.P. v šachtici Š2 je zajištěna trvalým zahrazením hradítka na výšce 50/40 cm v obou letech experimentů.



Obr. 3: Měřené a vypočtené hydrologické veličiny během experimentů v letech 2013 a 2014.



Obr. 4 Vyhodnocení závlahových experimentů: epizody A (20.5.-27.5.2013), B (18.6.-24.6.2013), C (8.7.-11.7.2013).

Komentář k obr. 4:

Epizoda A charakterizuje retenci drenážních vod přitékajících ze ZD, celé měřené množství vody infiltrovalo jedním drénem do půdního profilu (cca $5 \text{ m}^3 \cdot \text{den}^{-1}$ resp. $25,6 \text{ m}^3$ kumulativně)

Epizoda B charakterizuje intenzivnější přívod vody k závlaze, podpořený násoskou; přítok drenážních vod z SK1 nebyl registrován až do výskytu srážek dne 24.6. ($72,7 \text{ mm}$), kdy byla závlaha ukončena a regulační prvek krátkodobě vyhrazen. Při závlahovém pokusu bylo regulací jediného drénu zadrženo při maximu retence $87 \text{ m}^3 \cdot \text{den}^{-1}$, tj. kumulativně až 476 m^3 drenážní vody. Po přepočtu na plochu celého drénu (tj. $104 \times 12 = 1248 \text{ m}^2$) to reprezentuje maximální intenzitu retence $69,7 \text{ mm} \cdot \text{den}^{-1}$.

Epizoda C charakterizuje závlahový pokus neovlivněný přítokem drenážních vod z SK1, zdrojem vody k regulaci je pouze zachytný drén ZD a hadicová násoska N. Maximální hodnota denní retence drenážních vod je $75,1 \text{ m}^3 \cdot \text{den}^{-1}$, a kumulativně představuje $221,3 \text{ m}^3$. Pokud by se však v těchto případech uplatňovalo při infiltraci pouze cca 30 m regulovaného drénu (viz dosah vzduť), reprezentovala by maximální intenzita retence hodnotu $250 \text{ mm} \cdot \text{den}^{-1}$, což koresponduje s maximálním drenážním přítokem v tabulce 1 během odvodňovací funkce (3. sloupec, profil č.5).

b) V následující části jsou analyzovány výsledky aplikace drenážního kalkulátoru (Kulhavý, Štibinger, Hurda, 2013). Kalkulátor kvantifikuje potenciál drenážního podmoku. Umožňuje tedy zahrnout využití regulace drenážních vod, přitékajících z horních částí drenážní skupiny, případně vod cizích.

Zvolený koncept respektuje vrstevnatost půdního profilu a jeho hydrofyzikální parametry. Vychází přitom z hydraulických metod s využitím matematicko-fyzikálního popisu proudění podzemní vody k drénům pro podmínky ustáleného, neustáleného a tranzientního drenážního proudění. Poskytuje podklady k úvahám o možnosti regulace odvodnění v těch případech, kde se jeví účinnost odvodnění neúměrně vysoká s ohledem na zájmy zemědělství, vodního hospodářství nebo životního prostředí a kdy se odvodnění negativně projevuje při akumulaci vody v krajně jejím nadbytečným odváděním.

Bylo prokázáno (Alterra/ILRI, 2008), že vyšší hodnoty drenážního faktoru způsobují menší drenážní odtoky. To znamená, že při zachování stejných hydrofyzikálních a hydrologických vlastností

odvodňovaného prostředí, při stejných návrhových parametrech drenážního systému a pro stejné požadavky na hydraulickou účinnost drenáže, vyvolá regulace zmenšený drenážní odtok.

Uvedené výsledky popisují vliv změny úrovně odvodňovací báze vyvolané regulačním prvkom a tím snižování intenzity přítoku vody do drénu směrem od konce drénu (profil č.5) k profilu s regulačním prvkom (profil č.0). Jednotkový přítok vody nad profilem č.5 resp. č.4 [mm.den⁻¹], tj. tam, kde již nedosahuje účinnost vzduť regulačním prvkom, odpovídá přítoku jedno-funkčního odvodnění, tedy návrhovým podmínkám odvodnění.

Pro úplnou bilanci je třeba k tomuto efektu přičíst změnu zásob vody v půdních pórech (v závislosti na počáteční vlhkosti půdy) i intenzitu infiltrace do okolí drenážní skupiny, resp. intenzitu infiltrace/perkolace do spodních vrstev bilancovaného půdního profilu (vlivem zvýšení hydraulického gradientu vzdouvané podzemní vody). Zde použitá metoda výpočtu při ustáleném proudění do drenáže je opodstatněná cílem prostého porovnání efektu regulace.

Tabulka 1: Rekapitulace výsledků užití kalkulátoru pro kvantifikaci efektu regulace odtoku na odvodňovacím prvku

č.profilu i	h _{di} [m]	Drenážní přítok q [mm.den ⁻¹]	Efekt regulace Reg [mm] pro různé K _{sat} [m.den ⁻¹]		
			K _{sat} = 0,4	K _{sat} = 1,2	K _{sat} = 2,4
0	0,5	46,02	59,0	176,9	208,0
1	0,6	74,35	49,6	148,6	151,3
2	0,7	106,21	38,9	116,7	87,6
3	0,8	141,61	27,1	81,3	16,8
4	0,9	180,54	14,2	42,4	0
5	1,0	222,95	0	0	0
Průměr		128,45	37,76	113,2	115,91

Z realizovaných experimentů i numerických výpočtů je evidentní nezanedbatelný potenciál regulace drenážního odtoku. Výše uvedené hodnoty (až 3.000 m³.ha⁻¹.den⁻¹) budou v průběhu roku dosahovány jen občasně a jen v optimálních podmínkách: voda odváděná z horních částí drenážního systému je infiltrována v jeho nižší části. Účelné by proto bylo zadržovat vodu po celé ploše drenážního systému a dosáhnout tak rovnoměrné navlažení pozemku. Intenzita 300 mm.den⁻¹ by pak mohla být dosahována na větší ploše, než je dokumentováno experimentem. Docházelo by ke zpoždění nástupů regulace odtoku shora po svahu směrem dolů tak, jak by se uplatňoval nejen drenážní odtok, ale i podpovrchový odtok (filtrace) pod úrovní uložení drénů.

V tomto smyslu je optimem vytvoření kaskády podzemních zdrží, jak je znázorňuje obr. 6 vlevo, s parametry rozmístění regulačních prvků podle grafu vpravo. Budeme-li uvažovat v podmínkách realizovaného experimentu celou plochu drenážní skupiny (až po šachtici Š2), která reprezentuje 3,1 ha, vychází experimentem měřený průměrný denní retenční potenciál konkrétního systému 2,81 mm.den⁻¹, zde však při vědomí značné nerovnoměrnosti navlažení v rámci drenážní skupiny. Tato hodnota je stále vysoká a koresponduje s denními úhrny evapotranspirace, což dokládá v úvodu příspěvku popsany záměr, doložit snížení potřeby závlahy resp. zkrátit období vodního stresu pěstovaných plodin.

Kalkulátor pro kvantifikaci efektu regulace odtoku vody

Výpočet efektu regulačního opatření na odvodňovacích prvcích, jakými je otevřený odvodňovací příkop nebo drén, je založen na kalkulátoru, publikovaném na adrese <http://www.hydmeliorace.cz/registrace/login.php?sw=4>, jeho modifikací pro vyjádření diferenci drenážního odtoku vlivem regulace v konkrétních místních podmínkách konkrétní stavby odvodnění.

Řešení vychází z popisu dosahu vzdutí, daného sklonem terénu a výškou vzdutí vody regulačním prvkem. Dále respektuje vrstvenatost půdního profilu a jeho hydrofyzikální parametry. Umožňuje volit různé metody výpočtu, odpovídající přírodním a technickým podmínkám fungování systému odvodnění.

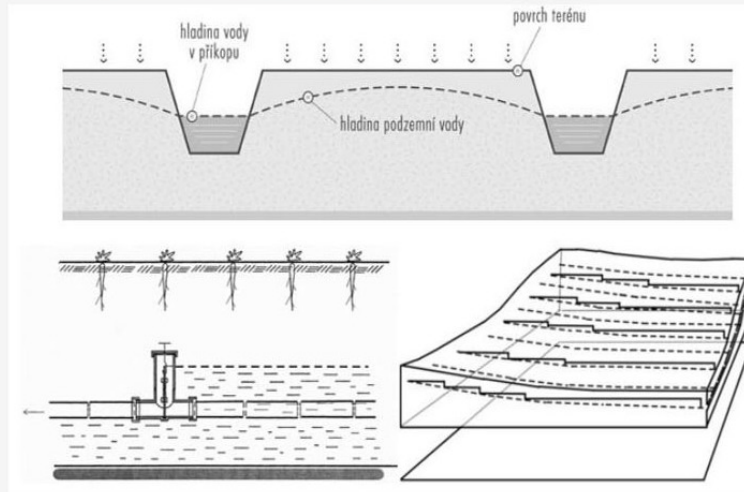
Výsledkem je kvantifikace vlivu regulace odtoku na množství odtékajících vod a tedy nepřímo stanovení změny retenční schopnosti odvodněného pozemku.

Kalkulátor nalezne uplatnění ve sféře vodního hospodářství, zemědělství i životního prostředí.

Kalkulátor vznikl jako plánovaný výstup projektu **TACR** s evidenčním číslem TA02020384

[Registrace](#)

[Přihlášení](#)



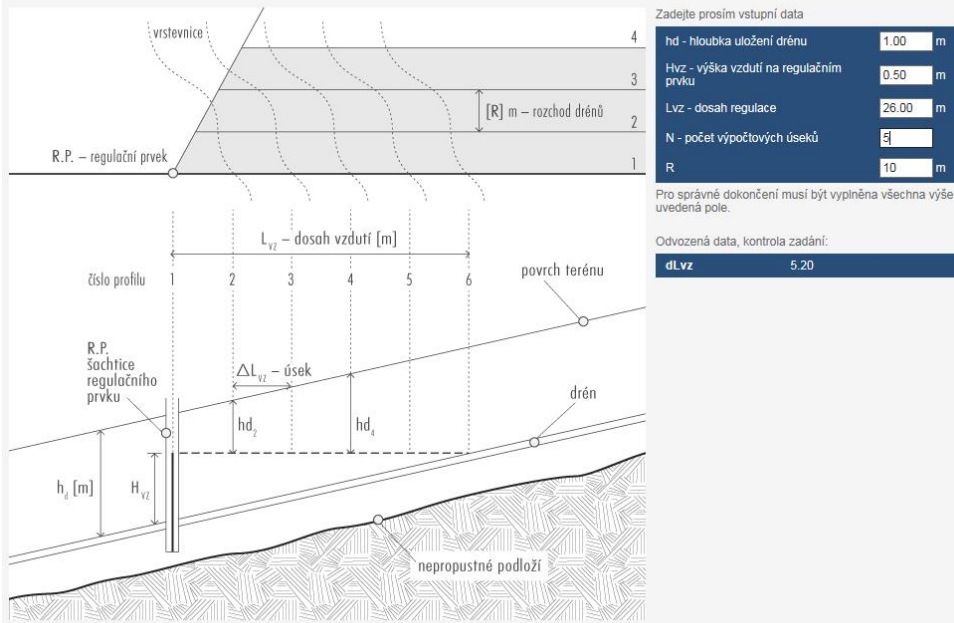
[Zpět na úvod](#)

[Manuál | ©](#)

Geometrické schéma odvodnění

Vyjádření dosahu regulace odvozené z výšky vzdutí hladiny regulačním prvkem a ze sklonu a hloubky uložení potrubí. Stanovení výpočtového kroku zadáním počtu příčných profilů. Zadání je provedeno na základě situačního uspořádání odvodňovacího prvku v terénu, např. z projektové dokumentace stavby, z podkladu GIS apod.

[Odhlast](#)
Zbyněk
Kulhavý

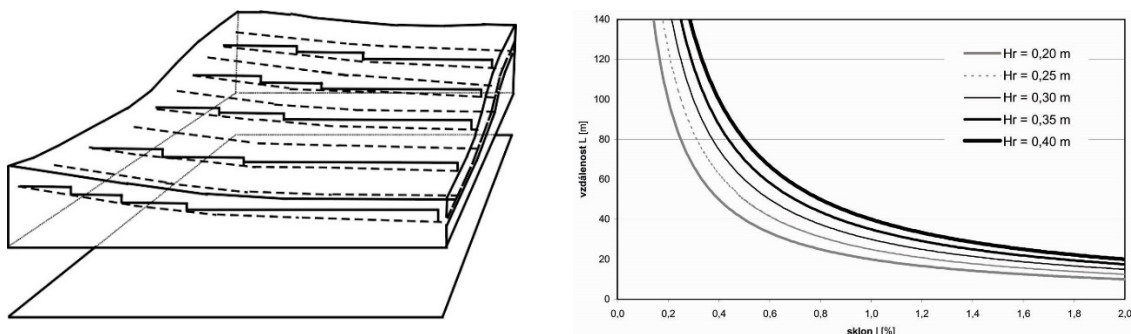


[Zpět na úvod](#)

[Pokračovat](#)

[Manuál | ©](#)

Obr. 5: Příklad použití kalkulátoru (řešení pro jednovrstevný půdní profil, ustálené proudění) s daty experimentální plochy – výsledky viz tabulka 1.



Obr. 6 Kaskáda hladin podzemní vody (vlevo) ovlivněná instalací regulačních prvků ve vzdálenostech, závislých na sklonu nivelety drénu a zvolené výšce regulačních prvků H_r (vpravo)

Nejedná se o nereálný koncept uplatnění regulace. Setkáváme se s ním poměrně často například vlivem zanesení drenážní výusti, případně vlivem poškození či zanesení drénu nebo drenážní šachtice. Absence čištění hlavních odvodňovacích zařízení (tzv. HOZ) a s tím související zanešení drenážní výusti způsobují zastavení drenážního odtoku v nejnižší části drénů a podpovrchovou filtraci drenážních vod půdním profilem směrem do recipientu, někdy s efektem lokálního přemokření povrchu pozemku nebo vývěry drenážních vod na povrch. U pozemků v říční nivě je takové řešení často z různých hledisek opodstatněné a je voleno jako vzorové řešení při revitalizacích drobných vodních toků (tzv. "vyměščením" dna a přeložkami drenážních výustí – pokud je v takových případech k existenci stavby odvodnění vůbec přihlédnuto). Neudržovaná stavba zemědělského odvodnění bude vytvářet celou řadu kolizních stavů, nehledě k povinnostem vlastníků odvodňovací stavby, uloženým dle stavebního zákona nebo dle zákona o vodách.

Paralela zaneseného recipientu drenážního systému s nefunkčními drenážními výustmi je zde použita pro praktickou demonstraci reálnosti efektu regulace drenážního odtoku. Modernizace stavby zemědělského odvodnění je žádoucí nejen z hlediska zájmů životního prostředí a vodního hospodářství – na jedné straně umožní zvyšování dlouhodobé akumulace vody v povodí, na druhé straně vytváří retenční kapacitu v půdě pro zachycení intenzivních dešťových srážek, ale i z hlediska zájmů zemědělce, kterému poskytuje možnost s minimálními náklady řídit vodní režimy obhospodařovaného pozemku.

Závěry

V článku popsané argumenty ve prospěch regulace drenážního odtoku lze aplikovat s několika výjimkami v rámci celého území ČR. Aktuálnost budou získávat s probíhající změnou klimatu, s požadavky zvyšování ochrany jakosti povrchových vod i s požadavky na sladění zájmů zemědělství v environmentálním prostoru. Rozsáhlá meliorační výstavba z konce minulého století změnila současné zaměření průzkumu vhodnosti podmínek realizace. Sledováním odtokového režimu konkrétní drenážní skupiny může projektant prokazatelně kvantifikovat plánovaný efekt modernizace stavby. Dále může vyhodnocením režimu splavenin v drenážní vodě i průzkumem vývoje chemické degradace drenážního systému zanášením sloučeninami železa či manganu poměrně snadno eliminovat dříve obtížně předvídatelná provozní rizika. O to větší pozornost je třeba věnovat popisu aktuálního stavu stavebních objektů a místům s výskytem poruch. V literatuře je popsána řada technických řešení k regulaci drenážního odtoku, od velmi jednoduchých a levných až po systémy vysoce sofistikované. Z nich lze vybírat optimální řešení pro konkrétní podmínky při zohlednění nároků vodohospodářských, zemědělských, ekonomických a dalších.

Poděkování

Příspěvek vznikl za podpory Technologické agentury České republiky (TAČR), v rámci projektu TA02020384 Autoregulace hypodermického odtoku v malých povodích. Poděkování patří Ing. M. Čmelíkovi za přípravu experimentů a za pečlivý dohled i měření v průběhu experimentů.

Literatura

- Alterra/ILRI-WUR Wageningen (2008): International Course on Land Drainage, modul 3: Design, Implementation and Operation of Drainage Systems. Wageningen.
- Belcher, H. W., D'Itri, F. M. (1995): Subirrigation and Controlled Drainage. International Standard Book. Lewis Publisher. 496 s. ISBN 1566701392.
- Evans, R. O., Gilliam, J. W., Skaggs, R. W. (1989): Managing water table management systems for water quality. ASAE Paper 89-2129. Report no. 237. North Carolina Water Resources Research Institute.
- Fuchs, E. (1889): Der Petersensche Wiesenbau. Berlin: Paul Parey. 234 s.
- kol. (2015a): Opatření k posílení infiltračních procesů v krajině. Certifikovaná metodika. ISBN 978-80-87361-52-8.
- kol. (2015b): Rekonstrukce staveb odvodnění s uplatněním principu regulace drenážního odtoku. Certifikovaná metodika. ISBN 978-80-87361-47-4.
- Kröger, R., Pierce, S. C., Littlejohn, K. A., Moore, M. T., Farris, J. L. (2012): Decreasing nitrate-N loads to coastal ecosystems with innovative drainage management strategies in agricultural landscapes: An experimental approach. *Agricultural Water Management*, 103: 162–166.
- Kulhavý, F. (1992): Regulované odvodňovací systémy. *Stavební ročenka 1992*. Praha: SNTL.
- Kulhavý, Z. (2015): Uplatnění drenážního podmoku pro nalepšení vláhové bilance pěstovaných plodin. In: *Závlahy a jejich perspektiva*. Sborník z konference. ČBKs, ČHMÚ. 12 s.
- Kulhavý, Z., Štibinger, J., Hurda, J. (2013): Kalkulátor – kvantifikace efektu regulace odtoku na odvodňovacím prvku. Autorizovaný software a manuál dostupný na adrese: www.hydrmeliorace.cz/sw/regulace (sw=21). VÚMOP, ČZÚ v Praze.
- Legát, V. (1986): Vodohospodářské využití regulovaných odvodňovacích systémů. *Meliorace*, 22 (1): 9–16.
- MŽP ČR (2015): Národní akční plán adaptace na změnu klimatu. Implementační dokument Strategie přizpůsobení se změně klimatu v podmínkách ČR (2015).
- Němec, J. (1983): Stanovení hydroopedologických podkladů pro výstavbu a provoz drenáží s ovládaným odtokem. Praha: Ústav vědeckotechnických informací pro zemědělství. 52 s.
- Poole, C. A., Skaggs, R. W., Cheschier, G. M., Youssef, M. A., Crozier, C. R. (2013): Effects of drainage water management on crop yields in North Carolina. *Journal of Soil and Water Conservation*, 68 (6): 429–437.
- Radčenko, I., Němec, J. a kol. (1980): Regulační drenáž. *Studijní informace*. Praha: ÚVTIZ. 64 s.
- Soukup, M., Kulhavý, Z. (2000): Způsoby regulace odtoku z odvodňovacích systémů. *Metodika 24/2000*. Praha: VÚMOP. 86 s. ISSN 1211-3972.
- Tlapáková, L., Čmelík, M., Žaloudík, J., Karas, J. (2016): Metodika identifikace drenážních systémů a stanovení jejich funkčnosti. VÚMOP. 210 s. ISBN 978-80-87361-58-0.
- TNV 75 4221 (2004): Regulace a retardace odtoku na zemědělských pozemcích odvodněných trubkovou drenáží.
- WEB (2013): Baltic Deal - project of the EU Strategy for the Baltic Sea Region <http://www.balticdeal.eu/measure/controlled-drainage/> Web page, category: Wetlands, drainage and irrigation.
- Wesström, I. (2002): Controlled Drainage. Effects on subsurface runoff and nitrogen flows. Doctoral thesis. Uppsala: Swedish University of Agricultural Sciences. *Acta Universitatis agriculturae Sueciae. Agraria*, 350. 134 s. ISSN 1401-6249.

Vplyv zmesi biouhlia a kompostu na využiteľnú vodnú kapacitu a objemovú hmotnosť piesočnato-hlinitej pôdy

Marek Rodný¹, Peter Šurda¹, Justína Vitková¹, Dušan Igaz², Ján Horák², Jana Domanová²,
Tomáš Borza²

¹ Ústav hydrológie, Slovenská akadémia vied, Dúbravská cesta č. 9, 841 04 Bratislava

² Katedra biometeorológie a hydrológie, Fakulta záhradníctva a krajinného inžinierstva, Slovenská poľnohospodárska univerzita v Nitre, Hospodárska 7, 949 01 Nitra

Abstrakt

Biouhlie je relatívne moderný materiál, aplikáciou ktorého možno napomôcť sekvestrácií uhlíka a zlepšeniu chemických a fyzikálnych vlastností pôd. Predpokladá sa, že kombináciou biouhlia s kompostom možno pri zlepšovaní kvalitatívnych vlastností pôdy dosiahnuť synergický efekt. V tejto práci bol preukázaný pozitívny vplyv zmesi biouhlia a kompostu na využiteľnú vodnú kapacitu a objemovú hmotnosť piesočnato-hlinitej pôdy. Výsledky práce boli získané v rámci realizácie dlhodobého poľného experimentu a potvrdzujú, že realizácia poľných experimentov je nevyhnutným predpokladom pre výskum moderných melioračných postupov zameraných na posilnenie resiliencie degradovaných agro-ekosystémov voči prejavom globálnej klimatickej zmeny a dôsledkom intenzívneho poľnohospodárstva.

Kľúčové slová: biouhlie, kompost, využiteľná vodná kapacita, objemová hmotnosť

Úvod

Vplyvom zvýšenej početnosti extrémnych meteorologických javov, najmä dlhotrvajúcich období sucha, alebo krátkodobých zrážkových udalostí s vysokou intenzitou sa v súčasnej dobe stupňuje náročnosť pestovania poľnohospodárskych plodín. Významným faktorom ovplyvňujúcim úrodnosť pôd je tiež degradácia fyzikálnych a biologických vlastností pôd, ktorá neodmysliteľne súvisí s modernizáciou živočíšnej výroby. Pôdna organická hmota je považovaná za významný indikátor kvality pôdy a je kľúčovou zložkou pôdy ovplyvňujúcou jej biologické, fyzikálne, chemické a produkčné vlastnosti. Aj napriek tomu súčasné postupy intenzívneho poľnohospodárstva nie sú zamerané na zvyšovanie množstva pôdnej organickej hmoty (Fischer a Glaser, 2012).

Biouhlie je relatívne moderný materiál, aplikáciou ktorého možno napomôcť sekvestrácií uhlíka a zlepšeniu biologických a fyzikálnych vlastností pôd (Hlaváčiková et al., 2015). Vlastnosti biouhlia sú do veľkej miery závislé od použitého materiálu a teploty aplikovanej počas pyrolitického procesu. Predpokladá sa, že kombináciou biouhlia s kompostom, alebo iným vhodným organickým materiálom možno pri zlepšovaní kvalitatívnych vlastností pôdy dosiahnuť synergický efekt. Za najdôležitejšie možno považovať zlepšenie prístupnosti živín pre rastliny, biologickú aktiváciu biouhlia a dlhodobú stabilitu zmesi z pohľadu sekvestrácie uhlíka v pôde. Navyše tento koncept úzko súvisí s pôdami Terra preta, veľmi úrodnými černozemami vytvorenými človekom z neúrodných pralesných pôd, ktoré s najväčšou pravdepodobnosťou vznikli zmiešavaním uhoľnatých reziduí s biologickým odpadom produkovanými pôvodným osídlením amazonských pralesov (Sombroek, 1966; Glaser, 2007)

Aj napriek vysokej početnosti publikovaných výsledkov stále existuje veľké množstvo nejasností ohľadom vplyvu biouhlia na kľúčové hydrofyzikálne charakteristiky pôdy, absentujú poľné experimenty a len malé množstvo štúdií skúma dlhodobý účinok biouhlia na pôdne vlastnosti. Výsledky poľných experimentov zameraných na vplyv zmesi kompostu a biouhlia na hydrofyzikálne charakteristiky pôdy sú dostupné len vo veľmi obmedzenej miere. V rámci realizácie skleníkových a kvetináčových experimentov bol pozitívny efekt zmesi biouhlia a kompostu na rast vegetácie preukázaný v prácach Schulz a Glaser (2012), alebo Schulz et al. (2013).

Cieľom tejto práce bolo analyzovať výsledky získané v rámci dlhodobého poľného experimentu a vyhodnotiť vplyv zmesi biouhlia a kompostu na využiteľnú vodnú kapacitu a objemovú hmotnosť piesočnato-hlinitej pôdy.

Materiál a metódy

Zmes biouhlia a kompostu bola vyrobená firmou Sonnenerde (Sonnenerde Gerald Dunst Kulturerden GmbH, Riedlingsdorf, Rakúsko). Pomer biouhlia a kompostu bol 30 % hm. ku 70 % hm. Použitý kompost obsahoval 45 % obj. zeleného odpadu, 45 % obj. mliečného kalu a zvyšných 10 % obj. tvoril kamenný prach. Biouhlie bolo vyrobené z kalov papierenského vlákna s obilnými šupkami v pomere 50 % hm. ku 50 % hm. pyrolýzou pri teplote 550°C po dobu 30 minút v reaktore Pyreg (Pyreg GmbH, Dörth, Nemecko).

Materiál bol aplikovaný v množstve ekvivalentnom 20 t.ha⁻¹ v marci 2014 na plochách Výskumno-experimentálnej bázy Slovenskej poľnohospodárskej univerzity v Nitre, odbornej verejnosti známej aj ako Dolná Malanta (zem. šír. 48°19'00"; zem. dĺž. 18°09'00"). Pôdny typ bol klasifikovaný ako hnedozem kultizemná, pričom pôda obsahuje v priemere 360.4 g.kg⁻¹ piesku, 488.3 g.kg⁻¹ prachu a 151.3 g.kg⁻¹ ílu (Šimanský et al., 2008).

Časť poľného experimentu venovaná zmesi kompostu a biouhlia aplikovanej v ekvivalentnom množstve 20 t.ha⁻¹ pozostávala z 9 experimentálnych plôch s rozmerom 6x4 m, pričom tieto boli odlišné v množstve aplikovaného dusičnatého hnojiva (Domanová et al., 2015). Vplyv anorganického dusičnatého hnojiva na využiteľnú vodnú kapacitu pôdy a jej objemovú hmotnosť nebol v tejto práci braný do úvahy. Pre porovnanie bolo použitých rovnako 9 experimentálnych plôch bez prídavku biouhlia. Neporušené pôdne vzorky boli v rokoch 2014 a 2015 odoberané do Kopeckého valčekov (objem 100 cm³) v jarnom (máj 2014, marec 2015) a jesennom (november 2015) termíne, vždy pred vykonaním agrotechnických operácií spojených s poľnohospodárskym využívaním lokality. Z každej z 18 experimentálnych plôch boli odobraté 3 neporušené pôdne vzorky.

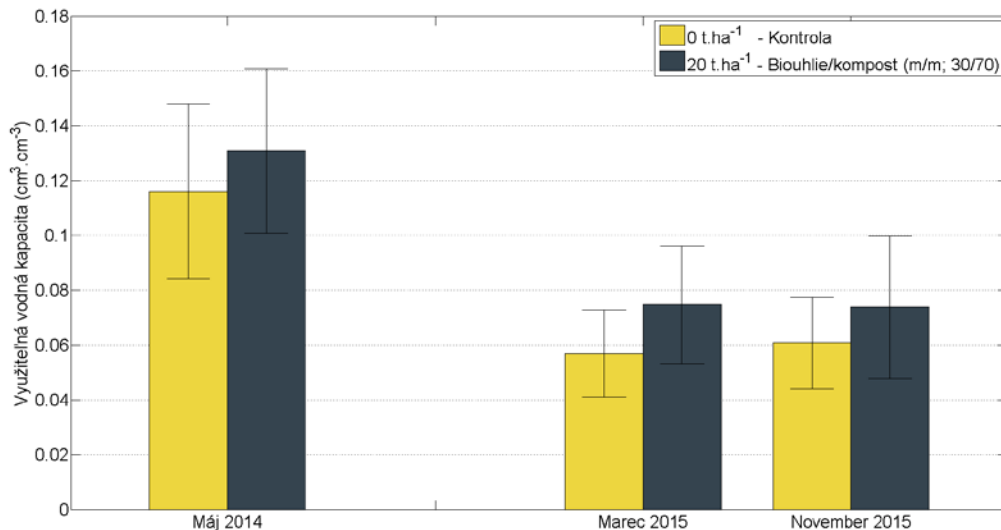
Obsah vody pri hodnotách vlhkosťného potenciálu (-2, -10, -60, -200, -560, -1000, -3000 cm) bol na neporušených pôdnych vzorkách meraný štandardným postupom v pretlakových nádobách (Soil Moisture Equipment Corp., Santa Barbara, CA, USA). Merané body vlhkosťných retenčných kriviek boli aproximované analytickou funkciou podľa van Genuchtena (1980). Hodnota reziduálnej vlhkosti pôdy θ_r bola určená na základe vzťahu Šútora a Majerčáka (1988). Ostatné parametre analytického vyjadrenie vlhkosťnej retenčnej krivky (θ_s , α , n) boli vypočítané v pomocou softvéru RETC (van Genuchten et al., 1991).

Využiteľná vodná kapacita bola určená z rozdielu obsahov vody pri hodnotách vlhkosťného potenciálu odpovedajúcich hydrolimitom poľná vodná kapacita (-330 cm) a bod vädnutia (-15 000 cm), (Nolz et al., 2016).

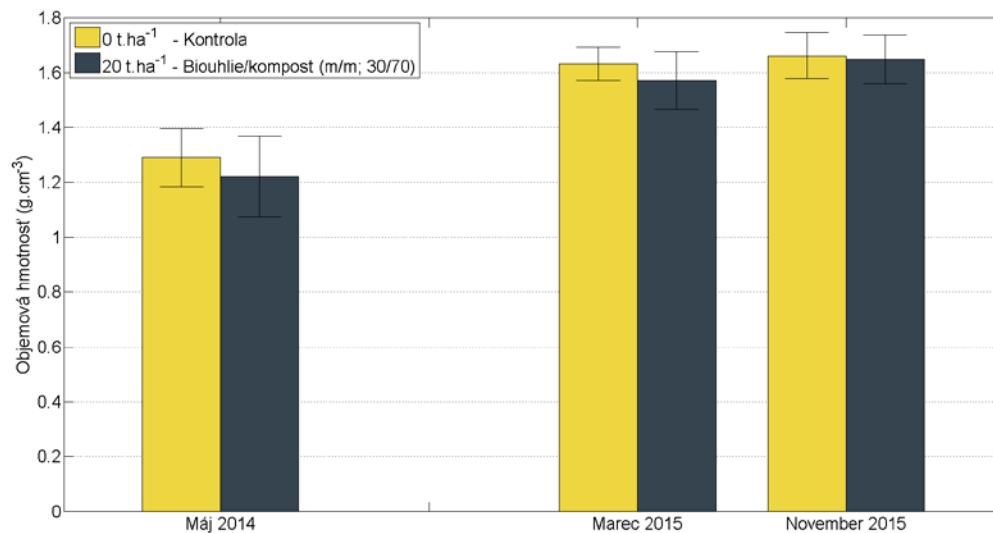
Výsledky a diskusia

Z obr. 1 je zrejmé, že tesne po aplikácii zmesi biouhlia a kompostu (v máji 2014), došlo k zvýšeniu využiteľnej vodnej kapacity pôdy z 0,116 cm³.cm⁻³ na 0,131 cm³.cm⁻³. Pozitívny vplyv aplikácie zmesi biouhlia a kompostu sa v menšej miere prejavil aj v objemovej hmotnosti pôdy, ktorá vo vzorkách odobratých v marci 2014 v priemere poklesla z 1,291 g.cm³ na 1,222 g.cm³ (obr. 2).

Takmer 50%-ný pokles využiteľnej vodnej kapacity zaznamenaný v údajoch z jarného a jesenného odberu vzoriek v roku 2015 je dôsledkom manažmentu agrotechnických operácií v rámci experimentu, konkrétne úplného vylúčenia orby a aplikácie len minimálnej agrotechniky (diskovanie, kultivátor). Prírodné zhutnenie pôdy v dôsledku prírodzenej konsolidácie pôdy v kombinácii so zhutnením zapríčineným prejazdmi mechanizácie počas sejby, chemického ošetrovania, alebo zberu plodín sa



Obr. 1: Vplyv aplikácie zmesi biouhlia a kompostu na využitelnú vodnú kapacitu piesočnato-hlinitej pôdy v rokoch 2014 a 2015.



Obr. 2: Vplyv aplikácie zmesi biouhlia a kompostu na objemovú hmotnosť piesočnato-hlinitej pôdy v rokoch 2014 a 2015.

prejavilo aj v zvýšení objemovej hmotnosti pôdy z 1,291 g.cm³ na 1,632 g.cm³ (marec 2015) a 1,665 g.cm³ (november 2015) na kontrolných plochách. Obdobný efekt je badateľný aj na plochách s prídavkom zmesi biouhlia a kompostu, kde objemová hmotnosť narástla z 1,222 g.cm³ na 1,573 g.cm³ (marec 2015) a 1,649 g.cm³ (november 2015).

Významným je zistenie, že aj napriek radikálnemu zvýšeniu objemovej hmotnosti pôdy pozitívny efekt zmesi biouhlia a kompostu na využitelnú vodnú kapacitu pôdy pretrval, pričom táto bola v marci 2015 vyššia o 0,018 cm³.cm⁻³ a v novembri 2015 vyššia o 0,013 cm³.cm⁻³ ako využitelná vodná kapacita zistená na kontrolných plochách.

Výsledky tejto práce korešpondujú s výsledkami práce Šurda et al. (2014) realizovanej na rovnakých experimentálnych plochách, no zameranej na variabilitu nasýtenej hydraulickéj vodivosti povrchovej vrstvy pôdy v priebehu vegetačného obdobia. Šurda et al. (2014) vo svojich výsledkoch preukázal, že v období po agrotechnickom zásahu (sejba jačmeňa) bola variabilita nasýtenej hydraulickéj vodivosti pôdy vysoká. Následne, so stúpajúcim počtom dní od agrotechnického zásahu, hodnoty hydraulickéj

vodivosti klesali na všetkých experimentálnych plochách, namerané hodnoty sa vyrovnávali a variabilita hodnôt klesala, t.j. efekt konsolidácie a zhutňovania pôdy bol výraznejší ako vplyv pridaného organického materiálu.

Záver

Biouhlie je relatívne moderný materiál, aplikáciou ktorého možno napomôcť sekvestrácií uhlíka a zlepšeniu chemických a fyzikálnych vlastností pôd. Pozitívne vlastnosti biouhlia môžu byť umocnené jeho kombináciou s kompostom, alebo iným organickým materiálom vhodným pre zlepšenie kvalitatívnych vlastností pôdy.

V tejto práci bol preukázaný pozitívny vplyv zmesi biouhlia a kompostu na využiteľnú vodnú kapacitu a objemovú hmotnosť piesočnato-hlinitej pôdy. Bolo tiež preukázané, že manažment agrotechnických operácií významnou mierou ovplyvňuje hydrofyzikálne charakteristiky pôdy.

Vzhľadom na uvedené je zrejmé, že realizácia dlhodobých poľných experimentov je nevyhnutným predpokladom pre výskum moderných melioračných postupov zameraných na posilnenie resiliencie degradovaných agro-ekosystémov voči prejavom globálnej klimateckej zmeny a dôsledkom intenzívneho poľnohospodárstva.

Pod'akovanie

Príspevok vznikol vďaka podpore projektu Agentúry na podporu výskumu a vývoja APVV-15-0160, a tiež vďaka podpore projektu Vedeckej grantovej agentúry VEGA 2/0013/15. Prístrojové vybavenie bolo získané vďaka projektu 26220120062 "Centrum excelencie pre integrovaný manažment povodí v meniacich sa podmienkach prostredia (CEIMP) financovanom z Európskeho fondu regionálneho rozvoja v rámci operačného programu Výskum a vývoj.

Literatúra

- Domanová, J., Igaz, D., Borza, T., Horák, J. (2015): Retenčné charakteristiky pôdy po aplikácii biouhlia. *Acta Hydrologica Slovaca*, 16(2), 193 – 198.
- 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., Leij, F.J., Yates, S.R. (1991): The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. EPA Report 600/2-91/065. US Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, CA.
- Fischer, D., Glaser, B. (2012): Synergisms between compost and biochar for sustainable soil amelioration. In: Sunil K, Bharti A (eds). *Management of organic waste*. InTech, Rijeka, Croatia, pp 167-198.
- Glaser, B. (2007): Prehistorically modified soils of central Amazonia: a model for sustainable agriculture in the twenty-first century. *Philosophical Transactions of the Royal Society B-Biological Sciences*, 362, 187-196.
- Hlaváčiková, H., Brezianská, K., Novák, V. (2016) Vplyv biouhlia na retenčné vlastnosti hlinito-piesočnatej pôdy, *Acta Hydrologica Slovaca*, 17(2), 279- 286.
- Nolz, R., Cepuder, P., Balas, J. and W. Loiskandl. (2016): Soil water monitoring in a vineyard and assessment of unsaturated hydraulic parameters as thresholds for irrigation management. *Agricultural Water Management*, 164, 235–242.
- Sombroek, W.G. (1966): A reconnaissance of the soils of the Brazilian Amazon region, Centre for Agricultural Publications and Documentation, Wageningen.
- Schulz, H., Glaser, B. (2012): Effects of biochar compared to organic and inorganic fertilizers on soil quality and plant growth in a greenhouse experiment. *J Plant Nutr Soil Sci.*, 175,410-422.
- Schulz, H., Dunst, G., Glaser, B. (2013): Positive effects of composted biochar on plant growth and soil fertility *Agron. Sustain. Dev.*, 33(4), 817-827.

- Šimanský, V, Tobiašová, E. Chlpík J. (2008):. Soil tillage and fertilization of Orthic Luvisol and their influence on chemical properties, soil structure stability and carbon distribution in water-stable macro-aggregates. *Soil Till Res.*, 100, 125-132.
- Šurda, P., Rodný, M., Vitková, J., Domanová, J. (2014): Vplyv aplikácie biouhlia na nasýtenú hydraulickú vodivosť poľnohospodársky využíwanej pôdy. *Acta Hydrologica Slovaca*, 15, tematické číslo, 148-155.
- Šútor, J., Majerčák, J.(1988): Extrapolation of measured values of soil hydrophysical characteristics for given soil type. *J.Hydrol. Hydromech.*, 36, 639-654.

Decade of snowmelt tracing with stable oxygen isotope in a headwater catchment

Martin Šanda, Tomáš Vitvar, Jakub Jankovec

Czech Technical University in Prague, Faculty of Civil Engineering, Thákurova 7, 166 29 Praha 6

Abstract

Decade of hydrological and isotopic observation of stable oxygen and hydrogen in precipitation, runoff, soilwater and groundwater is presented for headwater catchment Uhlířská. The study reveals long term effects seen in isotopic composition of groundwater as well as isotopic conditioning of streamwater composition by varying composition in upslope mineral water with seasonal signal and groundwater isotopic signal of longer variation. Different types of snowmelt and isotopic composition linked to the type of the winter season are discussed.

Keywords

headwater catchment, precipitation, soilwater, groundwater, snowmelt, runoff, oxygen isotopes

Introduction

The seasonal relation between snowmelt and groundwater recharge in small catchments remains poorly understood. Although the role of groundwater in runoff generation is generally recognized (Sayama *et al.*, 2011) and assessed in terms of temporally invariable tracer-derived groundwater residence times (McDonnell *et al.*, 2010) and their links to spatial distribution of various geological, topographical and landscape characteristics (Cody Hale and McDonnell, 2016; Soulsby *et al.*, 2010), little has been carried out to understand the role of snowmelt in the groundwater recharge. The strong contribution of snowmelt to groundwater in cold-temperate catchments has been highlighted in numerous studies over the past decades to explain groundwaters depleted in ^{18}O and ^2H (Maulé *et al.*, 1994; O'driscoll *et al.*, 2005). More recently, Jasechko *et al.* (2014) have analyzed the spatial distribution of the isotopic groundwater recharge rates over a large set of Canadian catchments. However, little understanding exists of the annual and decadal changes in the snowmelt induced groundwater recharge.

Ten years of hydrological cycle observation (2007-2016) on Uhlířská catchment, Jizera mountains, brought additional data to already standard monitoring in the upslope mineral soils such as soil suction, soil moisture, subsurface streamflow, precipitation and climate parameters (Šanda *et al.*, 2014). Additional gauging profile has been built upstream of the closing Uhlířská gauge on Černá Nisa. Profile Porsche (near Porsche memorial) is gauging 2/3 of whole Uhlířská catchment (i.e. 1.18 km²) and it is equipped with 120 dg open V-notch sensed by pressure transducer in 10 minute interval. Both Uhlířská and Porsche profiles were equipped with carousel water samplers for daily or 6-hour water sampling linked to stream gauge dataloggers for decision on sampling frequency under low (24hr) and high (6hr) flow conditions. At the hillslope transect, upper part, the trench with subsurface outflow monitoring was equipped with tailor made event based water sampler linked to a datalogger. At the hillslope transect, the lower valley part has been instrumented with four new shallow groundwater wells (2.3-5.2 m deep) sampling the sedimentary layer below organic peat layer. Gradually in 2007-2009, both downslope Histosols and upslope Cambisols/Podzols in young and mature forest were instrumented with 6 pairs of suction cups (each pair of 30 and 60 cm depth). The hillslope location was also instrumented for rainfall and snowfall sampling and is now included into the IAEA/WMO global monitoring of stable isotopes in precipitation GNIP (IAEA/WMO 2017). Automated rainfall sampler was installed in the lower part of the transect and linked to raingauge and datalogger for sampling either in daily steps or 5mm of rain equivalents. Monthly totalized samples for the GNIP program are collected manually. Solid precipitation is sampled manually in two replicates as

weekly and monthly sample. Streamwater is sampled in both river profiles on weekly (winter) manually, or 1-4 times a day (summer and snowmelt period) by carousel samplers. Soilwater and groundwater is manually sampled in 1-2 month interval throughout the whole year. Water is analyzed regularly for the content of stable oxygen and hydrogen isotopes by means of CTU in-house laser water isotope analyzer.

Results

Tab. 1 shows 10-year record of precipitation amounts and ^{18}O in the precipitation and groundwater.

Tab. 1: Precipitation amounts and isotopic contents (‰ V-SMOW) in precipitation and groundwater at POR subcatchment of Uhlířská (summer: May-Oct, winter Nov-Apr of hydrological years).

hydrological year	precipitation annual (mm)	precipitation winter (mm)	precipitation summer (mm)	precipitation winter %	precipitation summer %	d18O precip. annual (‰)	d18O precip. winter (‰)	d18O precip. summer (‰)	d18O groundwater annual (‰)	d18O groundwater winter (‰)	d18O groundwater summer (‰)
2007	1224	574	650	0.47	0.53	-9.86	-11.50	-8.41	-10.41	-10.40	-10.42
2008	1256	685	572	0.54	0.46	-9.91	-11.30	-8.24	-10.43	-10.38	-10.49
2009	1390	658	732	0.47	0.53	-9.98	-11.99	-8.18	-10.57	-10.59	-10.55
2010	1643	472	1171	0.29	0.71	-10.73	-13.38	-9.66	-10.42	-10.44	-10.39
2011	1465	573	892	0.39	0.61	-10.14	-12.85	-8.41	-10.26	-10.30	-10.23
2012	1384	777	607	0.56	0.44	-9.62	-11.00	-7.86	-10.28	-10.24	-10.32
2013	1630	629	1001	0.39	0.61	-10.53	-13.57	-8.62	-10.31	-10.28	-10.33
2014	996	404	592	0.41	0.59	-9.93	-11.10	-9.14	-10.33	-10.39	-10.28
2015	803	439	364	0.55	0.45	-9.58	-10.62	-8.32	-10.22	-10.26	-10.19
2016	1294	557	737	0.43	0.57	-10.07	-11.27	-9.16	-10.17	-10.19	-10.16
average	1309	577	732	0.45	0.55	-10.04	-11.86	-8.60	-10.34	-10.35	-10.33

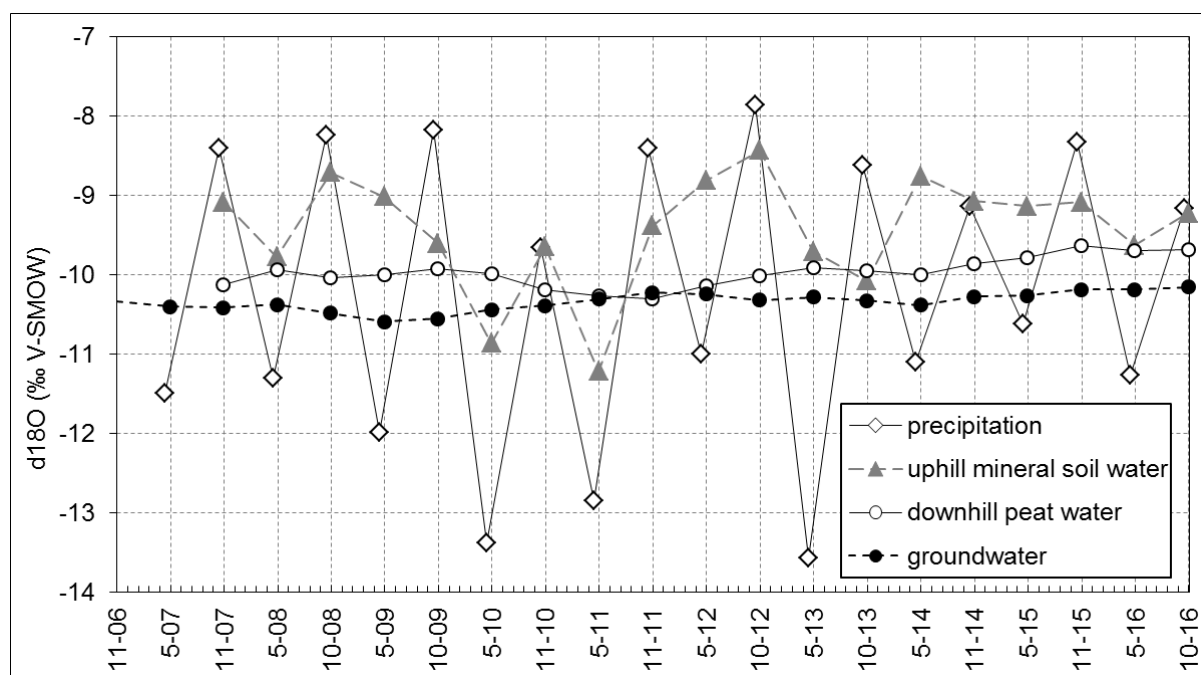


Fig. 1: Stable isotopes of oxygen in catchment pools (6-month averages)

Fig. 1 reveals that average groundwater $d^{18}O$ values (-10.34‰) are overall more depleted in comparison to the downhill peat water (-9.96‰), uphill mineral soil water (-9.47‰) and the weighted precipitation (-10.04‰). Isotopically depleted winter precipitation in 2010 and 2011, however, causes that the average values of peat water and groundwater in 2011 are nearly identical.

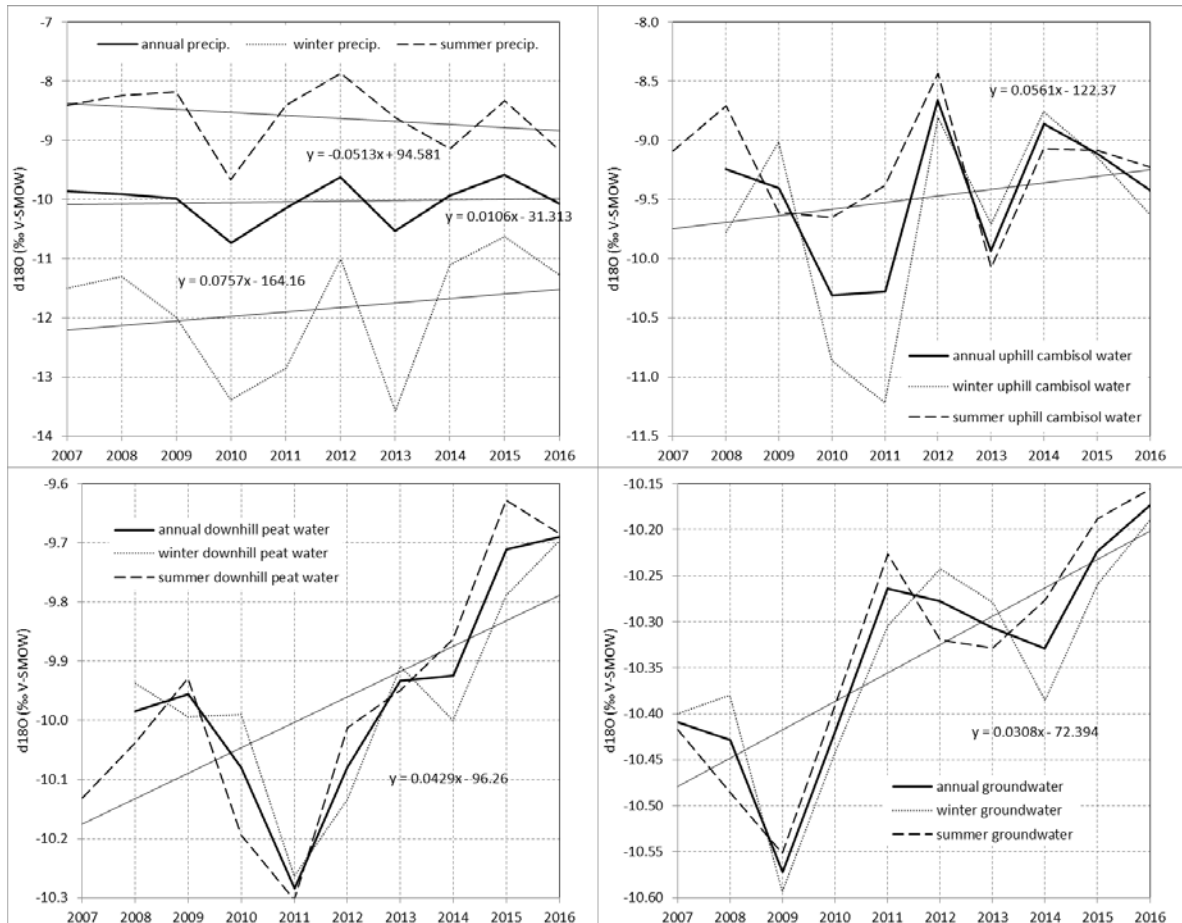


Fig. 2 abcd (from top left to bottom right): Stable isotopes of oxygen in precipitation, uphill mineral soil (Cambisol or Podzol) water, downhill peat water and shallow groundwater pools (6-month averages: summer: May-Oct, winter: Nov-Apr and 12 months averages Nov-Oct of hydrological year)

Fig. 2 reveals the differences in the isotopic composition of precipitation in relation to their signal in the groundwater components. A decrease of the isotopic composition of summer precipitation and an increase of the isotopic composition of winter precipitation can be observed. This may cause the general increase of the isotopic composition of all subsurface water components over the 10 year period. The difference in the isotopic composition of summer and winter uphill soil water in the years 2010 and 2011 is caused by the abundant summer precipitation in 2010 and isotopically very depleted winter precipitation. These two winters were the only cases within the entire 10-year-period where uphill soilwater was isotopically more depleted than groundwater (Fig 1). These effects led to the differences in 2010 and 2011 (Fig, 2b), whereas the overall low isotopic values in the peatwater in 2011 seem to be the consequence of the mixing of these isotopically depleted waters in the deeper peat horizon (Fig. 2c). In turn, the groundwater carries also isotopic signals of longer memories, which may explain the low values in 2009 that have no obvious background in the present precipitation values.

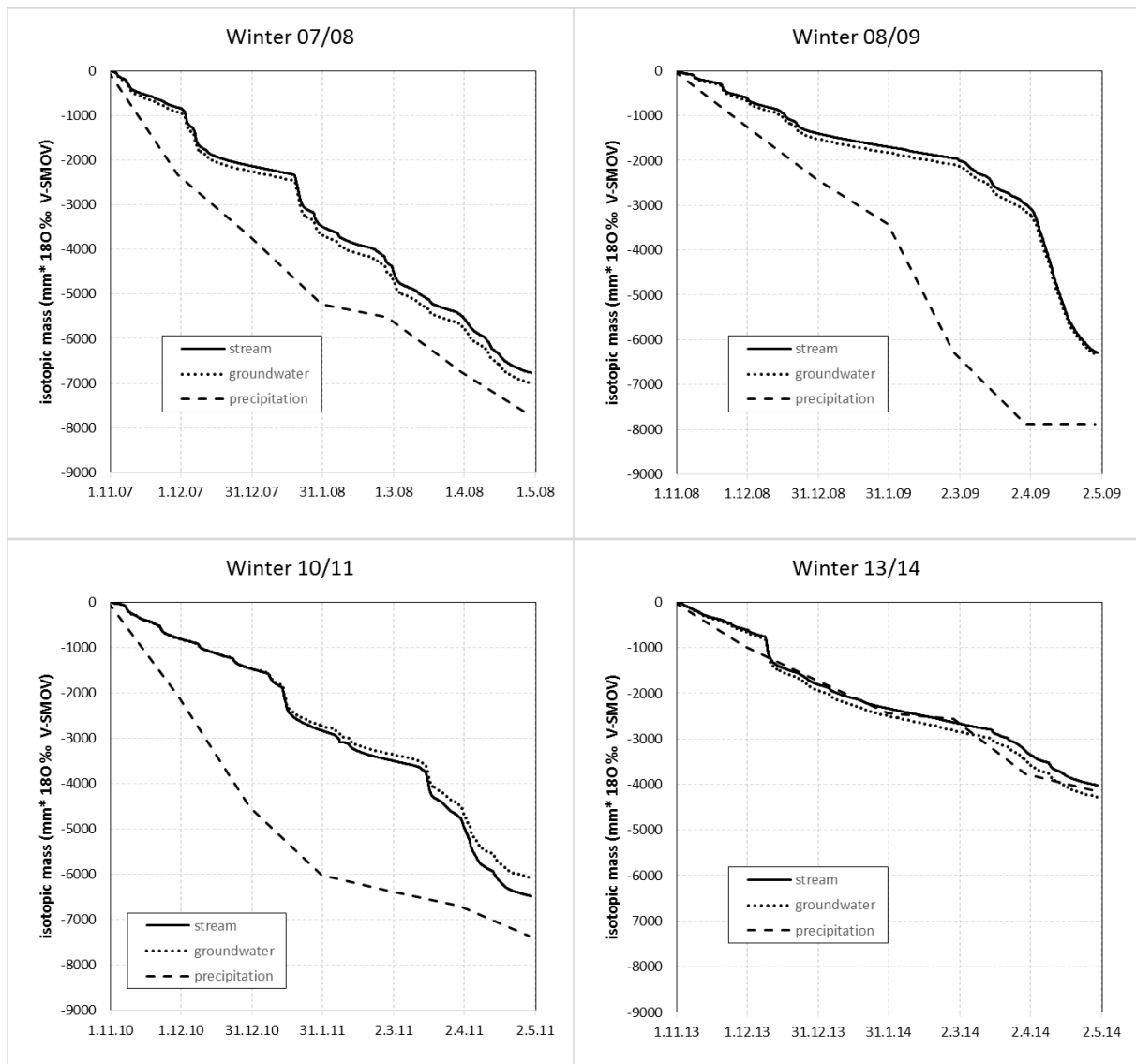


Fig. 3abcd (from top left to bottom right): Stable isotopes of oxygen in precipitation, streamwater and groundwater as isotopic mass (6-month summation in winter: Nov-Apr)

The relations between the seasonal isotopic content of various groundwater compartments were also explored by use of summation curves. They sum up (over the winter period, i.e. Nov-Apr of hydrological years) the isotopic content of streamwater and groundwater, weighted by respective runoff amount. Fig. 3 depicts four types of the snowmelt-runoff-recharge relationship, characterized by summation curves (isotopic mass curves) of precipitation (sum of monthly precipitation amounts multiplied by respective isotopic content), streamflow (sum of hourly runoff amounts multiplied by respective streamwater isotopic content, where weekly, daily or 6-hourly values of isotopes are linearly interpolated for respective streamflow data) and groundwater (sum of hourly runoff amounts multiplied by respective groundwater isotopic content as its average for given hydrological year). The latter therefore creates a summation curve of a hypothetical runoff formed by groundwater only. Fig. 3a shows an average winter, characterized by several snowmelt periods. Fig. 3b demonstrates a winter with robust snowmelt, where the isotopic mass in streamflow and groundwater rapidly increases towards the end of the winter. Fig. 3c shows a cold winter, characterized by rapid accumulation of large isotopically depleted winter precipitation amounts. Fig. 3d depicts a mild winter with overall low accumulation of winter precipitation. It should be noted that the cold winter 2010/2011 (Fig. 3c), exceptionally characterized by isotopically more depleted uphill mineral soilwater than groundwater, leads to a more negative total cumulative isotopic mass in streamwater in

comparison to groundwater. It also appears that the total cumulative isotopic mass in precipitation is more negative in almost all winters than the isotopic mass in streamwater and groundwater. This effect presumably indicates that a portion of isotopically depleted winter precipitation is stored in the catchment subsurface and supplies the groundwater in the summer dry periods. In a mild winter with moderate precipitation amounts such as 2013/2014 (Fig. 3b), the isotopic mass balance at the end of the winter is closed, hypothesizing that the winter precipitation is completely transformed into outflow during the same winter period.

Conclusions

The study has demonstrated that the 10-year isotope monitoring in the Uhlířská catchment delivers a significant information on how different amounts and temporal distributions of winter accumulation and release affect the groundwater recharge. Although the overall tendency highlights the winter precipitation accumulation as the principal origin of groundwater isotopic composition, a detailed examination of a decade of winters reveals individual types of winters characterized by individual isotopic patterns.

Acknowledgment

This contribution is supported by Swiss National Foundation Scopes IZ73Z0_152506 and Czech Science Foundation 16-05665S.

References

- Cody Hale, V., McDonnell, J.J.(2016): Effect of bedrock permeability on stream base flow mean transit time scaling relations: 1. A multiscale catchment intercomparison. *Water Resources Research*, 52, 1358–1374.
- IAEA/WMO (2017): Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. Accessible at: <http://www.iaea.org/water>
- Jasechko, S., Birks, S.J., Gleeson, T., Wada, Y., Fawcett, P.J., Sharp, Z.D., McDonnell, J.J., Welker, J.M.(2014): The pronounced seasonality of global groundwater recharge. *Water Resources Research*, 50, 8845 – 8867.
- Maulé, C.P., Chanasyk, D.S., Muehlenbachs, K. (1994): Isotopic determination of snow-water contribution to soil water and groundwater. *Journal of Hydrology*, 155, 73–91.
- McDonnell, J.J., McGuire, K., Aggarwal, P., Beven, K.J., Biondi, D., Destouni, G., Dunn, S., James, A., Kirchner, J., Kraft, P., Lyon, S., Maloszewski, P., Newman, B., Pfister, L., Rinaldo, A., Rodhe, A., Sayama, T., Seibert, J., Solomon, K., Soulsby, C., Stewart, M., Tetzlaff, D., Tobin, C., Troch, P., Weiler, M., Western, A., Wörman, A., Wrede, S. (2010): How old is streamwater? Open questions in catchment transit time conceptualization, modelling and analysis. *Hydrological Processes*, 24, 1745–1754.
- O’driscoll, M. A., DeWalle, D.R., McGuire, K.J., Gburek, W.J. (2005): Seasonal ^{18}O variations and groundwater recharge for three landscape types in central Pennsylvania, USA. *Journal of Hydrology*, 303, 108–124.
- Sayama, T., McDonnell, J.J., Dhakal, A., Sullivan, K. (2011): How much water can a watershed store? *Hydrological Processes*, 25, 3899 – 3908.
- Šanda, M., Vitvar, T., Kulasová, A., Jankovec, J., Císlarová, M. (2014): Run-off formation in a humid, temperate headwater catchment using a combined hydrological, hydrochemical and isotopic approach (Jizera Mountains, Czech Republic). *Hydrological Processes*, 28, 3217–3229.
- Soulsby, C., Tetzlaff, D., Hrachowitz, M. (2010): Spatial distribution of transit times in montane catchments: conceptualization tools for management. *Hydrological Processes*, 24 (22), 3283–3288.

Biouhlie ako potenciálne hodnotný agronomický nástroj pre zlepšenie humusového režimu a agregovateľnosti pôd

Vladimír Šimanský¹, Ján Horák², Dušan Igaz²,

¹Katedra pedológie a geológie, Fakulta agrobiológie a potravinových zdrojov, Slovenská poľnohospodárska univerzita, Tr. A. Hlinku 2, 949 76 Nitra, Slovensko; e-mail:

Vladimir.Simansky@uniag.sk

²Katedra biometeorológie a hydrológie, Fakulta záhradníctva a krajinného inžinierstva, Slovenská poľnohospodárska univerzita, Hospodárska 7, Nitra 94901, Slovensko

Abstrakt

Počas vegetačného obdobia jarného jačmeňa v roku 2014 bol na experimentálnej ploche SPU Nitra-Malanta sledovaný vplyv aplikovaného biouhlia a biouhlia s dusíkom na zmeny v parametroch pôdnej organickej hmoty a zastúpenia vodoodolných makro-agregátov. Hodnotené boli varianty bez aplikácie biouhlia (B0) a bez dusíka (N0), ďalej plochy, kde sa aplikovalo 10 a 20 t.ha⁻¹ biouhlia a 40 a 80 kg.ha⁻¹ dusíka. Získané výsledky poukázali na pozitívny vplyv aplikovaného biouhlia na parametre pôdnej organickej hmoty a vodoodolnosť pôdnych agregátov v hnezozemí. Z tohto pohľadu sa aplikácia biouhlia javí ako potenciálne inovatívny nástroj zlepšujúci humusový režim a štruktúrnosť na intenzívne obrábaných pôdach.

Kľúčové slová: pôdna organická hmota, vodoodolné agregáty, biouhlie.

Úvod

V posledných dvoch desaťročiach je v rámci SR neustále zaznamenávaný pokles v stavoch hospodárskych zvierat, čo viedlo k poklesu produkcie organických hnojív s následným narušením bilančnej rovnováhy organickej hmoty na poľnohospodárskych pôdach. V súčasnosti sa odhaduje 30-50% deficit z hľadiska potreby organických látok, keďže ročná produkcia organických hnojív sa pohybuje na úrovni cca 10 mil. ton rok⁻¹, čo je menej ako 5 t.ha⁻¹ poľnohospodárskej pôdy (Zelená správa, 2014). Z hľadiska trvalo-udržateľného hospodárenia na pôde má vyrovnaná bilancia organických látok podstatný význam a tak sa musia hľadať nové zdroje. Jedným z možných a inovačných riešení môže byť aj aplikácia biouhlia, ktoré je významným zdrojom stabilných organických látok (Fischer a Glaser, 2012).

Počas posledného desaťročia si biouhlie najmä vďaka svojim pozitívnym účinkom zasluhuje pozornosť poľnohospodárskej praxe. Aplikované biouhlie do pôdy neutralizuje pH kyslých pôd (Jeffery et al., 2011). Keďže biouhlie má vysoký špecifický povrch (Glaser et al., 2002), dochádza v pôde po jeho aplikácii k lepšiemu hospodáreniu s organickými látkami a živinami. Aplikované biouhlie zlepšuje fyzikálne vlastnosti pôd. Zvyšuje hodnoty retenčnej vodnej kapacity, zvyšuje celkovú pórovitosť a znižuje hodnoty objemovej hmotnosti pôdy (Kammanm et al., 2011). Častice biouhlia sa spájajú s pôdnymi časticami, výsledkom čoho sú stabilné pôdne agregáty a priaznivý štruktúrny stav (Jien a Wang, 2013).

Ak chce byť súčasný farmár úspešný, tak okrem hlbokých teoretických vedomostí by mal byť náchylný na overovanie a zavádzanie nových inovačných spôsobov hospodárenia, ktoré sú na jednej strane šetrné k životnému prostrediu a na druhej strane mu prinesú dostatočnú a nezávadnú produkciu. Preto cieľom tejto práce bolo posúdiť vplyv rôznych dávok biouhlia aplikovaného samostatne do pôdy, ale aj aplikovaného spolu s rozdielnymi dávkami dusíka na zmeny pôdnej organickej hmoty a pôdnej štruktúry.

Materiál a metodika

Práca bola riešená na experimentálnej báze Slovenskej poľnohospodárskej univerzity (Nitra-Malanta). Pôda je klasifikovaná ako hnedozem kultizemná a v orníčnej vrstve obsahuje 25,2% ílu, má slabu kyslú pôdnu reakciu a nízky obsah organického uhlíka. Územie patrí do agro-klimatickej oblasti veľmi teplej s priemernou ročnou teplotou vzduchu $\geq 10^{\circ}\text{C}$ a priemerným ročným úhrnom zrážok 550 mm. V roku 2014 tu bol založený pokus s rozdielnymi dávkami biouhľia. Pôdne vzorky pre stanovenie vodoodolných agregátov a parametrov pôdnej organickej hmoty boli odoberané v mesačných intervaloch (marec-júl) počas vegetácie jarného jačmeňa z nasledovných variantov:

1. B0N0 - kontrola bez hnojenia
2. B10N0 - biouhlie (10 t.ha⁻¹)
3. B20N0 - biouhlie (20 t.ha⁻¹)
4. B10N40 - biouhlie (10 t.ha⁻¹) + dusičňan amónny (40 kg.ha⁻¹ N)
5. B20N40 - biouhlie (20 t.ha⁻¹) + dusičňan amónny (40 kg.ha⁻¹ N)
6. B10N80 - biouhlie (10 t.ha⁻¹) + dusičňan amónny (80 kg.ha⁻¹ N)
7. B20N80 - biouhlie (20 t.ha⁻¹) + dusičňan amónny (80 kg.ha⁻¹ N)

Stanovené boli nasledovné parametre: obsah celkového organického uhlíka (SOC) (Dziadowiec a Gonet, 1999), obsah labilného uhlíka (C_L) (Loginow et al., 1987). Na základe stanoveného obsahu SOC a C_L boli vypočítané nasledovné parametre organickej hmoty pôdy: index lability (LI), index veľkosti zdroja uhlíka (CPI) a index hospodárenia s organickým uhlíkom (CMI) ako ich navrhli Blair et al. (1995). Obsah vodoodolných makro-agregátov bol stanovený Bakšajevovou metódou (Vadjunina a Korchagina, 1986).

Výsledky a diskusia

Tabuľka 1: Priemerné hodnoty parametrov pôdnej organickej hmoty.

Variant	SOC	C _L	LI	CMI	CPI
	g.kg ⁻¹				
B0N0	12,2a	1,54a	-	-	-
B10N0	14,5ab	1,77a	0,98b	117a	1,20a
B20N0	18,9c	1,89a	0,78a	122a	1,56c
B10N40	15,9bc	1,65a	0,80a	107a	1,32ab
B20N40	17,9cd	1,89a	0,83ab	124a	1,48bc
B10N80	18,0cd	1,67a	0,74a	110a	1,49bc
B20N80	16,4bc	1,78a	0,86ab	116a	1,35ab

Doposiaľ už bolo publikovaných niekoľko štúdií (Fisher a Glasher, 2012; Mekuria a Noble, 2013) podporujúcich skutočnosť, že biouhlie má pozitívny vplyv na zvýšenie obsahu organického uhlíka v pôde. Rovnaké trendy (nárast SOC) boli zistené vo variantoch, kde bolo biouhlie aplikované samostatne, či v kombinácii s N hnojivom. Obsah labilného C sa tiež zvýšil, avšak bez štatistickej významnosti v dôsledku aplikácie biouhľia. Pridaný N nemal vplyv na hodnoty C_L. Vplyv aplikovaného biouhľia a biouhľia v kombinácii s N hnojením na zmeny takých parametrov organickej hmoty ako sú: LI, CPI a CMI, ktoré sú vhodné na hodnotenie menších výkyvov, či zmien v kratšom čase (Bendi et al., 2015) sú uvedené v tabuľke 1. Pôdna organická hmota na základe hodnôt LI sa činnosťou mikroorganizmov najintenzívnejšie rozkladala po pridaní 10 t biouhľia ha⁻¹, kým jej najvyššia stabilita bola pozorovaná vo variante B10N80. Pridanie N v oboch dávkach spolu s 10 t biouhľia ha⁻¹ sa štatisticky významne prejavilo na znížení hodnôt LI. Blair et al. (1995) na posúdenie zmien organickej hmoty odporúča vypočítať hodnoty CPI. Čím sú hodnoty CPI nižšie, tým intenzívnejšie organická hmota podlieha degradácii. Najnižšie hodnoty CPI boli pozorované vo variante B10N0. Najvyššia akumulácia C bola pozorovaná vo variante B20N0. Pridanie biouhľia v dávke 10 t.ha⁻¹ spolu s 80 kg N ha⁻¹ sa odrazilo na 24% zvýšení hodnôt CPI v porovnaní s B10N0 variantom. Výsledky tejto štúdie tiež ukázali, že k najvyššej akumulácii uhlíka, rovnako ako rozložiteľnej organickej hmoty došlo (na základe CMI), po aplikácii 20 t biouhľia ha⁻¹ bez alebo s 40

kg N ha⁻¹. Vyššie dávky N v kombinácií s oboma dávkami biouhlia, ako aj nižšie dávky N hnojenia v kombinácii s 10 t biouhlia ha⁻¹ mali intenzívnejší vplyv na zníženie akumulácie organickej hmoty pôdy, ale bez štatistickej významnosti na rozdiel od nižšej dávky N v kombinácií s vyššou dávkou biouhlia.

Tabuľka 2: Priemerné zastúpenie jednotlivých frakcií vodoodolných makroagregátov.

Variant	Veľkostné frakcie vodoodolných makroagregátov v mm					
	>5	5-3	3-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25
B0N0	1,4a	2,09a	5,59a	12,01a	27,65ab	21,01c
B10N0	2,44a	5,32bc	13,22c	20,5ab	24,65ab	13,39a
B20N0	1,56a	2,47ab	6,73a	16,3ab	28,48ab	17,74bc
B10N40	2,8a	3,36abc	6,78a	12,08a	22,82a	21,71c
B20N40	1,66a	3,05ab	8,36ab	18,15ab	29,2b	15,79ab
B10N80	1,8a	3,05ab	7,61ab	14,46ab	26,45ab	19,07bc
B20N80	3,25a	6,17c	11,77bc	22,89b	25,66ab	13a

Biouhlie môže zlepšovať stabilitu pôdnych agregátov (Obia et al., 2016), ale jeho efekt a najmä v kombinácií s N hnojením môže byť rozdielny pre jednotlivé veľkostné skupiny vodoodolných agregátov (tab. 2). Napríklad, biouhlie v dávke 10 t.ha⁻¹ bez dusíka malo pozitívny vplyv na zvýšenie obsahu vodoodolných makro-agregátov (WSA_{ma}) 5-2mm, ale na druhej strane za znížilo zastúpenie WSA_{ma} 0,5-0,25 mm. Vyššia dávka biouhlia bez N nemala žiadny významný efekt na obsah WSA_{ma}. Z týchto výsledkov vyplýva, že nižšia dávka biouhlia sa javí ako prospešnejšia pre agregáciu ako vyššia. Častice biouhlia mali veľkosť 1-5 mm a takéto veľké častice sa ťažšie zabudovávali do menších makro-agregátov. Navyše, biouhlie je významným zdrojom stabilných organických látok (Fischer a Glaser, 2012). Na povrchu biouhlia sa po oxidácii môžu vytvárať hydroxilové a karboxylové skupiny, ktoré sú schopné absorbovať častice ílu a vytvárať tak makro-agregáty (Jien a Wang, 2013), avšak tento proces si v našom prípade bude vyžadovať dlhšie časové obdobie, keďže experiment bol založený v marci 2014 a my sme pôdne vzorky odoberali v tomto roku v mesačných intervaloch (marec-júl). Aplikácia N spolu s biouhlím mala priaznivý efekt na zabudovanie biouhlia do menších agregátov. Vo variante B20N80 sa obsah WSA_{ma} o veľkosti 3-2 mm a 5-3 mm zvýšil o 75% a 149% a o 27% poklesol obsah frakcie WSA_{ma} 0,5-0,25 mm v porovnaní s B20N0. Dávka N 40 kg.ha⁻¹ spolu s biouhlím nemala štatisticky významný vplyv na zmeny v obsahu WSA_{ma}, okrem frakcie 3-2 mm v prípade B10N40. Ako uviedli Lehmann et al. (2011), pridaný dusík k biouhliu môže zlepšiť mikrobiálnu aktivitu, pričom sa urýchľuje proces mineralizácie samotného biouhlia a zvyšuje sa kationová výmenná kapacita a aktívny povrch biouhlia, čoho výsledkom je aj vyššia agregácia (Bronick a Lal, 2005).

Záver

Výsledky tejto práce poukázali na pozitívny vplyv biouhlia na parametre pôdnej organickej hmoty a pôdnej štruktúry. Najpriaznivejší efekt na SOC bol zistený po aplikácii 20 t.ha⁻¹ biouhlia. Nárast obsahu pôdneho organického uhlíka bol zistený aj vo variantoch, kde bolo biouhlie aplikované v kombinácii s N hnojivom, avšak dávka dusíka limitovala jeho akumuláciu. Vyššia dávka biouhlia (20 t.ha⁻¹) bez dusíka a na druhej strane nižšia dávka biouhlia a vyššia dávka N (80 kg.ha⁻¹) mala pozitívny efekt na zvýšenie odolnosti pôdnej organickej hmoty voči mikrobiálnej degradácii. Výsledky tejto štúdie tiež ukázali, že k najvyššej akumulácii uhlíka, rovnako ako rozložiteľnej organickej hmoty došlo po aplikácii 20 t biouhlia ha⁻¹ bez alebo s 40 kg N ha⁻¹. Biouhlie zlepšilo agregáciu a v dávke 10 t.ha⁻¹ bez dusíka malo pozitívny vplyv na zvýšenie obsahu WSA_{ma} 5-2mm, ale na druhej strane za znížilo zastúpenie WSA_{ma} 0,5-0,25 mm. Aplikácia N spolu s biouhlím mala priaznivý efekt na zabudovanie biouhlia do menších agregátov.

Pod'akovanie

Práca bola riešená v rámci projektov VEGA 1/0604/16 a 1/0136/17 a APVV-15-0160.

Literatúra

- Benbi, D.K., Brar, K., Toor, A.S., Sharma, S. (2015): Sensitivity of labile soil organic carbon pools to long-term fertilizer, straw and manure management in rice-wheat system. *Pedosphere*, 25, 534–545.
- Blair, G.J., Lefroy, R.D.B., Lisle, L. (1995): Soil carbon fractions based on their degree of oxidation, and the development of a carbon management index for agricultural system. *Aust. J. Agri. Res.*, 46, 1459–1466.
- Bronick, C.J., Lal, R. (2005): The soil structure and land management: a review. *Geoderma*, 124, 3–22.
- Dziadowiec, H., Gonet S.S. (1999): Methodical guide-book for soil organic matter studies. Polish Society of Soil Science, Warszawa.
- Fischer, D., Glaser, B. (2012): Synergisms between compost and biochar for sustainable soil amelioration. In: Kumar, S. (ed.) *Management of Organic Waste*. In Tech Europe Rijeka.
- Glaser, B., Lehmann, J., Zech, W. (2002): Ameliorating physical and chemical properties of highly weathered soils in the tropics with charcoal - a review. *Biology and Fertility of Soils*, 35, 219–230.
- Jeffery, S., Verheijen, F.G.A., van der Velde, M., Bastos, A.C. (2011): A quantitative review of the effects of biochar application to soils on crop productivity using meta-analysis. *Agr. Ecosyst. Environ.*, 144, 175–187.
- Jien, S.H., Wang, Ch.S. (2013): Effects of biochar on soil properties and erosion potential in a highly weathered soil. *Catena*, 110, 225–233.
- Kammann, C., Linsel, S., Gößling, J., Koyro, H.W. (2011): Influence of biochar on drought tolerance of *Chenopodium quinoa*: Willd and on soil–plant relations. *Plant Soil*, 345, 195–210.
- Lehmann, J., Rillig, M.C., Thies, J., Masiell, C.A., Hockaday, W.C., Crowley, D. (2011): Biochar effects on soil biota, A review. *Soil Biol. Biochem.*, 43, 1812–1836.
- Loginow, W., Wisniewski, W., Gonet, S.S., Ciescinska, B. (1987): Fractionation of organic carbon based on susceptibility to oxidation. *Pol. J. Soil Sci.*, 20, 47–52.
- Mekuria, W., Noble, A., Sengtaheuanghoung, O., Hoanh, Ch.T., Bossio, D., Sipaseuth, N., McCartney, M., Langan, S. (2014): Organic and clay-based soil amendments increase maize yield, total nutrient uptake, and soil properties in Lao PDR. *Agroecol. Sustain. Food. Syst.*, 38, 936–961.
- Obia, A., Mulder, J., Martinsen, V., Cornelissen, G., Børresen, T. (2016): In situ effects of biochar on aggregation, water retention and porosity in light-textured tropical soils. *Soil Till. Res.*, 155, 35–44.
- Vadjunina, A.F., Korchagina, Z.A. (1986): *Methods of Study of Soil Physical Properties*. Agropromizdat, Moscow.
- Zelená správa. (2014): *Správa o poľnohospodárstve a potravinárstve v Slovenskej republike za rok 2013*. Národné poľnohospodárske a potravinárske centrum.

Influence of land cover and altitude on soilmoisturespatio-temporal variability

Václav Šípek¹, Jan Hnilica¹, Miroslav Tesař¹

¹ Ústav pro hydrodynamiku AVČR, v. v. i., Pod Patankou 5/30, 166 12 Praha 6

Introduction

An understanding of spatial and temporal variation of soil moisture is essential for studying other hydrological, biological or chemical soil processes, such as water movement, microbial activity and biogeochemical cycling (Bruckner *et al.*, 1999; Ridolfi *et al.*, 2003). Although the world-wide total amount of water stored in the soil profile is negligible compared to ocean and glacier storages, it represents a crucial variable concerning the water resources and agricultural management. This is valid especially in the context of ongoing shift in climate.

Soil water exhibits a tremendous heterogeneity in space and time (Gomez-Plaza *et al.*, 2000). Therefore, spatial and temporal variations of soil moisture have always been the critical issue. The spatial variability is influenced by variety of factors encompassing the topographical effect on lateral water redistribution (Williams *et al.*, 2003), radiation (Grayson *et al.*, 1997, Geroy *et al.*, 2011), soil texture and structure (Famiglietti *et al.*, 1998, Pan and Peters-Lidard, 2008), vegetation (Teuling and Troch, 2005), climate (Lawrence and Hornberger, 2007), precipitation pattern (Keim *et al.*, 2005) and antecedent soil moisture (Rosenbaum *et al.*, 2012).

The land use influence on the soil moisture content variation is of complex a character covering several above mentioned factors. However, it is determined namely by the different vegetation cover, which results in different rates of interception and transpiration. It also strongly influences the soil hydraulic properties, i.e. hydraulic conductivity and water retention characteristics (Zhou *et al.*, 2008). Hence, the reaction of an area to a rainfall and also the temporal variability of the soil moisture content might be influenced by the present land cover. Nevertheless, the studies comparing the influence of several land covers in the longer periods are missing.

This knowledge would be valuable especially in the context of extreme climatic events that are present nowadays. In central Europe, the period of major floods (1997, 2002, 2013) was followed by serious dry spells (2003, 2011–2012, 2015) (Trnka *et al.*, 2015). This observed hydrological extremity raised the questions of sustainable water management. One of the possible management practices in consideration is represented by the land cover changes intended to hold more water in the landscape and simultaneously to attenuate the rainfall-runoff response. Moreover, previous studies have investigated that spatial and temporal variation of soil water under a certain land use type, and drawing significant research attention is lacking on the differences of dynamics of soil water conditions under different land use types. Thus, it is necessary to understand the comparisons of the dynamics of soil water conditions under different land use types (Niu *et al.*, 2015)

The main aim of the presented study is therefore to understand the soil moisture variability in the vegetation season under four different land covers (coniferous/deciduous forest, meadow, grassland). This analysis is conducted in five consecutive years, encompassing both dry and wet periods. The influence of altitude is also studied in the coniferous forest.

Experimental Sites

The *Liz* experimental area (average altitude: 941 m a. s. l.; average daily air temperature: 6.6°C; average annual precipitation: 863 mm) serves as an experimental area for this study. It is representative of a forested mountain region. The soil type is classified as moderately deep sandy loam acidic Cambisols. As the catchment spreads along a forested hillslope, the soil has generally high water permeability. The geological base of the area is represented by crystalline hard rocks, which

enable water circulation only in the weathered zone (Hrkalet *al.*, 2009). Hence, in this particular case the hydrological catchment corresponds to the hydrogeological one. The more thorough description of the site is available in Sipek and Tesar (2016).

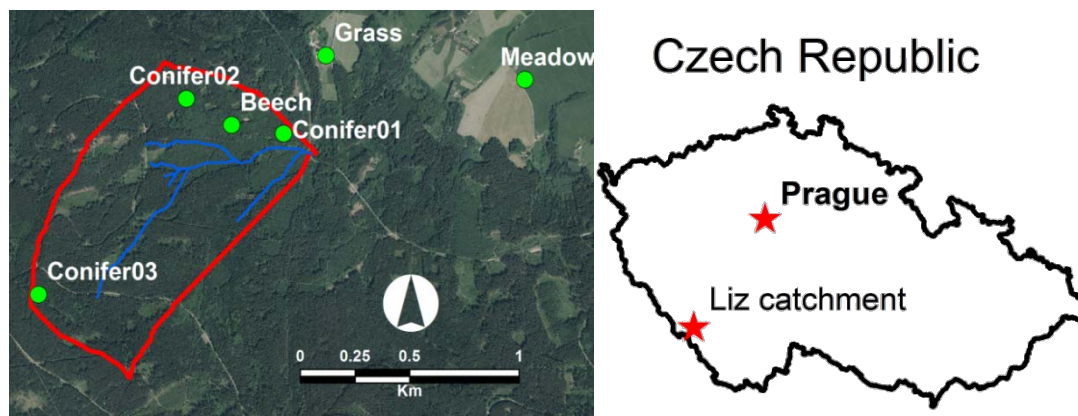


Fig. 1: Experimental sites location.

The experimental site is equipped with an automatic system for measuring meteorological and hydrological variables with wireless data transmission (air temperatures, precipitation, global radiation, discharge, groundwater level, sap flow). The soil suction is measured at six locations representing four different land covers (grassland – GRA, meadow – MEA, conifer – CON1 and beech – BEE forests) and three different altitudes concerning conifer forest (CON1–3). The GRA, MEA, CON1 and BEE sites are located approximately at similar altitude. Hence the precipitation elevation gradient should not be that significant comparing these four sites. Contrarily, the sites CON1–3 differ namely in the altitude. The location of particular sites is shown in fig. 1 and their overall characteristics are given in tab.1. At each site, the soil suction is measured at five depths (15, 30, 45, 60 and 90 cm). Only at CON2&3 the measurements at the depth of 90 cm are missing. The column average soil suction was estimated as a sum of four/five regions (each being represented by one measurement depth). The measurements were conducted manually three times a week during the vegetation season (middle of May – middle of October). From two to four tensiometers are available for each depth at each site, so the single value for a particular depth is their average. The soil water retention curve (SWRC) was measured for each site and depth (from two to six repetitions are always available for each depth). The column average Van Genuchten (1980) SWRC parameters are in table 1. Generally, the forested sites loose water more easily and have higher saturation water content, which is determined by the higher portion of sand and larger particles in the soil column (table 1).

Table 1: Experimental sites characteristics.

	GRA	MEA	BEE	CON1	CON2	CON3
Altitude [m]	830	790	856	849	910	1020
Land cover	grass	meadow	beech	spruce	spruce	spruce
Sand [%]	49	57	80	73	78	74
Silt [%]	46	36	18	24	21	23
Clay [%]	5	7	2	3	1	3
Θ_r	0.020	0.128	0.156	0.183	0.186	0.243
Θ_s	0.424	0.386	0.461	0.548	0.464	0.532
α	0.032	0.074	0.050	0.041	0.048	0.046
n	1.134	1.191	1.461	1.567	1.700	1.510

Results

The five inspected years represent very different climatic conditions when compared to long-term average values. The year 2003 was extremely dry (precipitation were about 75% of the long-term average) with above average temperatures in warm season (by 1°C warmer than the long-term average). The year 2004 was also dry, but it followed the winter with above average precipitation. Hence, the initial wetness was significantly higher compared to 2003. Moreover, the temperatures were slightly lower than in 2003. The wettest years observed was 2005 with slightly below average temperatures and above average precipitation both in warm and cold seasons. The wettest preceding winter was reflected by highest initial wetness in the period 2003–2007. Following year 2006 was also wetter than average, but compared to 2005 the temperatures were lower during the cold period (accompanied with a very high snow cover). This resulted in higher spring runoff causing consequently above average annual runoff. The last year of the experiment (2007), was again very wet. The preceding winter (2006/2007) was the warmest winter observed. In this winter nearly no snow cover was measured, which significantly influenced the soil suctions in the warm period.

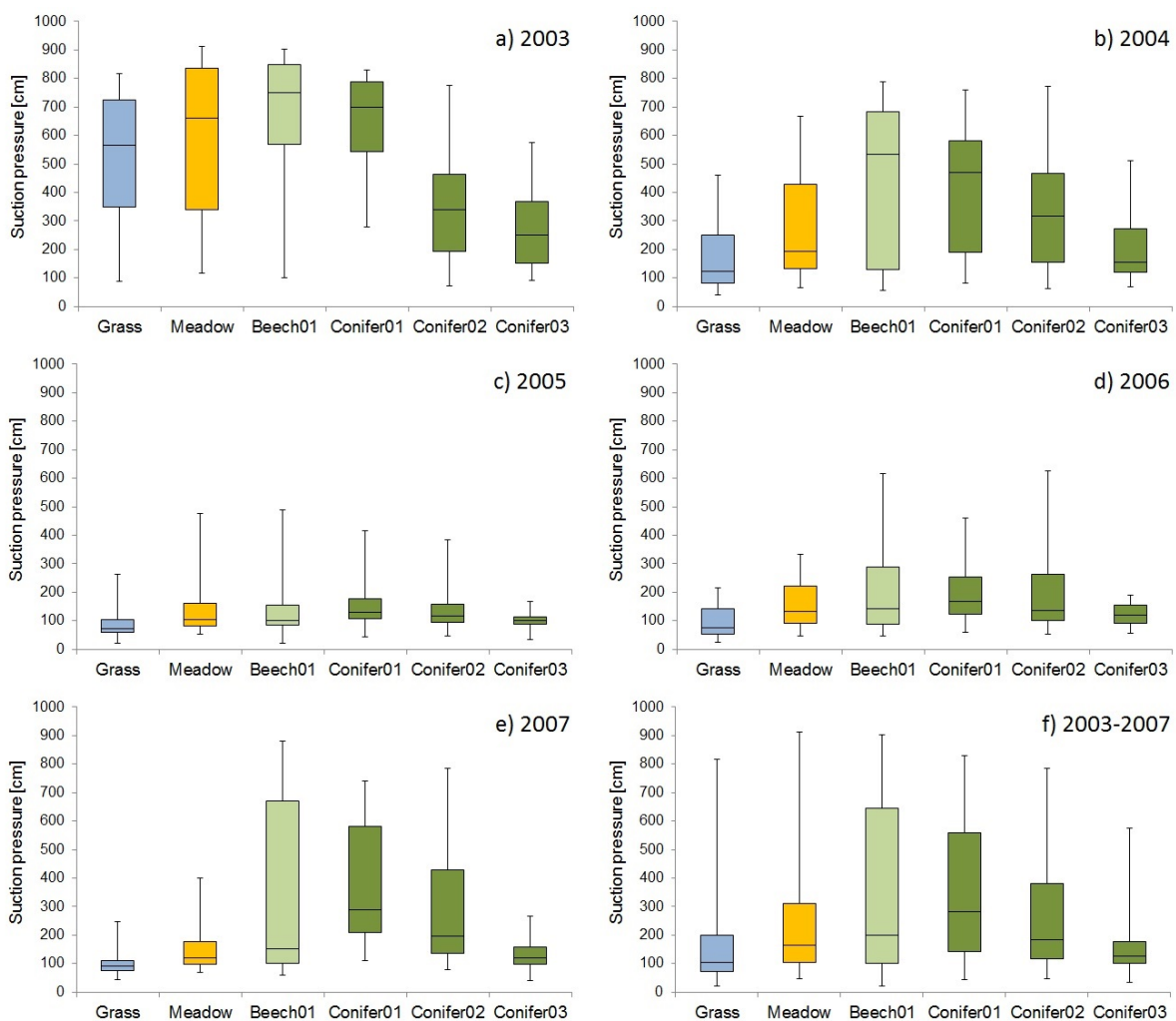


Fig.2: The box plots of average soil suctions in the entire soil column and all inspected years.

The variances of soil suctions in the entire soil column (2003–2007) are shown in fig. 2. Altogether, the CON1 site is the driest plot (median soil suction equals to 28.3 kPa), followed by CON2 and BEECH site (both medians soil suctions approximately 20 kPa). GRASS, MEADOW and CON3 plots are wetter on average. However, the beech site is regularly attaining the highest suction pressures indicating its high propensity to drying. The interquartile range (Q3–Q2) is highest in the forested sites

and lowest for meadow, grassland and the CON3 sites. The reason for this is probably the higher evapotranspiration connected with forested sites, which results in more pronounced declines of the soil moisture content. CON2 and CON3 receive higher precipitation amount, which in the case of CON3 probably balances the higher evapotranspiration rate.

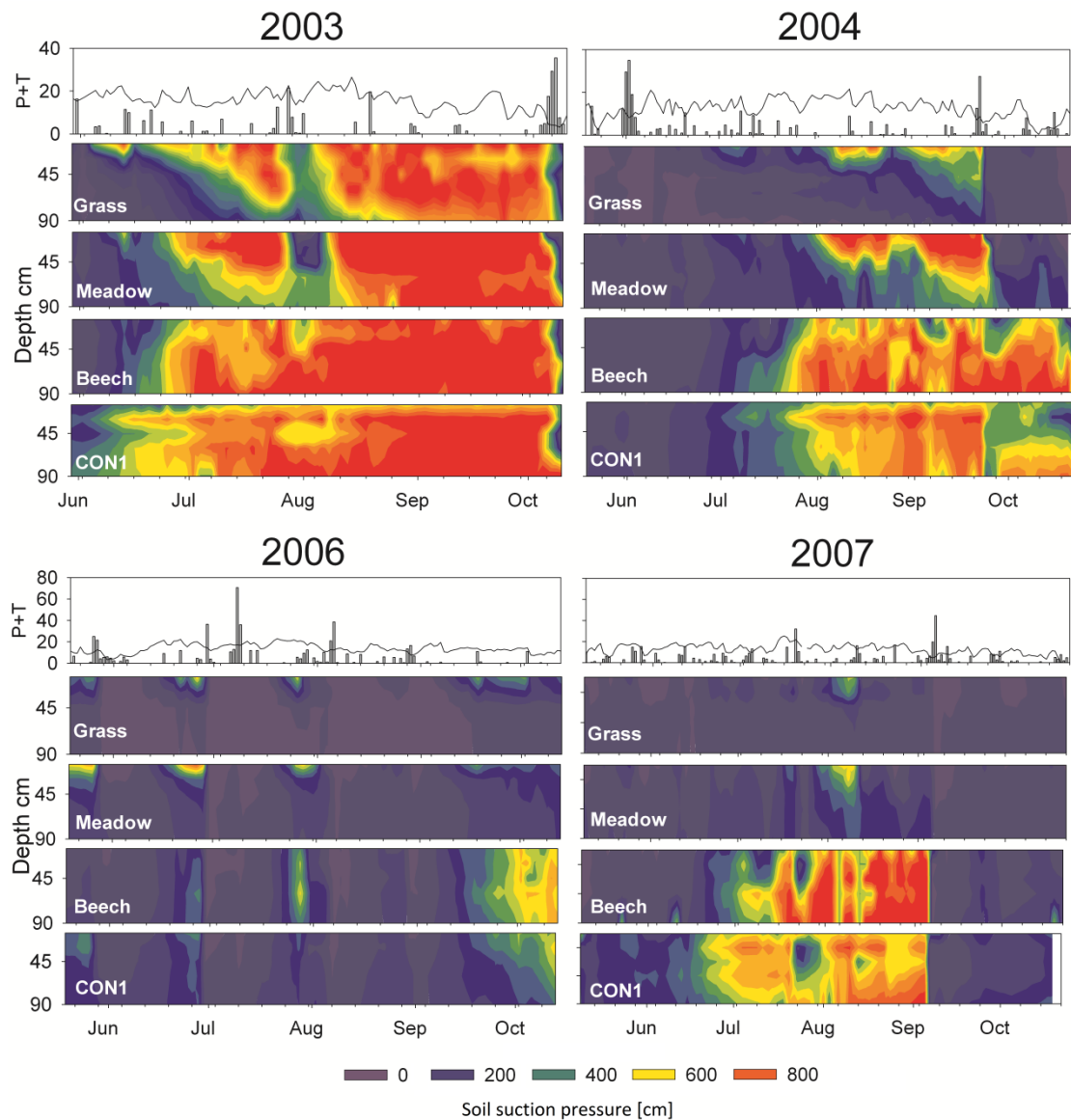


Fig.3: Open area precipitation, air temperature and soil suction pressures at four sites with different land cover.

The average pattern of soil suctions observed in average values (2003–2007) (fig. 2f) differs substantially when the results are split into individual years. In dry years 2003 and 2004 (fig. 2a and 2b), the beech site is the driest plot (the median soil suction is 75 and 53 kPa). The median soil suction in the conifer forest site (CON1) is lower by 5-6 kPa in both years. The conifer site CON1 is drier than BEECH plot only when the observed rainfalls are average or above-average (2005–2007). Moreover, the difference between CON1 and BEECH sites is lower than in the dry years. The only exception is the year 2007 when the difference between beech and conifer sites is more pronounced. This is caused by the preceding very warm winter period, which resulted in the higher soil suction at the beginning of the summer 2007. Although the summer was the wettest observed, the difference is given by the long pertaining higher suction pressure in the conifer plot from the beginning of the period. Since the mid-July the suction pressures observed in the beech site were higher (fig. 3). The higher spring suction pressure in the spruce stand is caused by higher interception of the snowfall in the conifer forest

observed in the area (Sipek and Tesar, 2014). Additionally, the transpiration of spruce in favourable winter days may have amplified the differences in the soil suction pressure between the two stands (Boyce and Lucero, 1999; Mayr *et al.*, 2002). This temporal pattern was observed in every year (the drier the year was the more pronounced the pattern was).

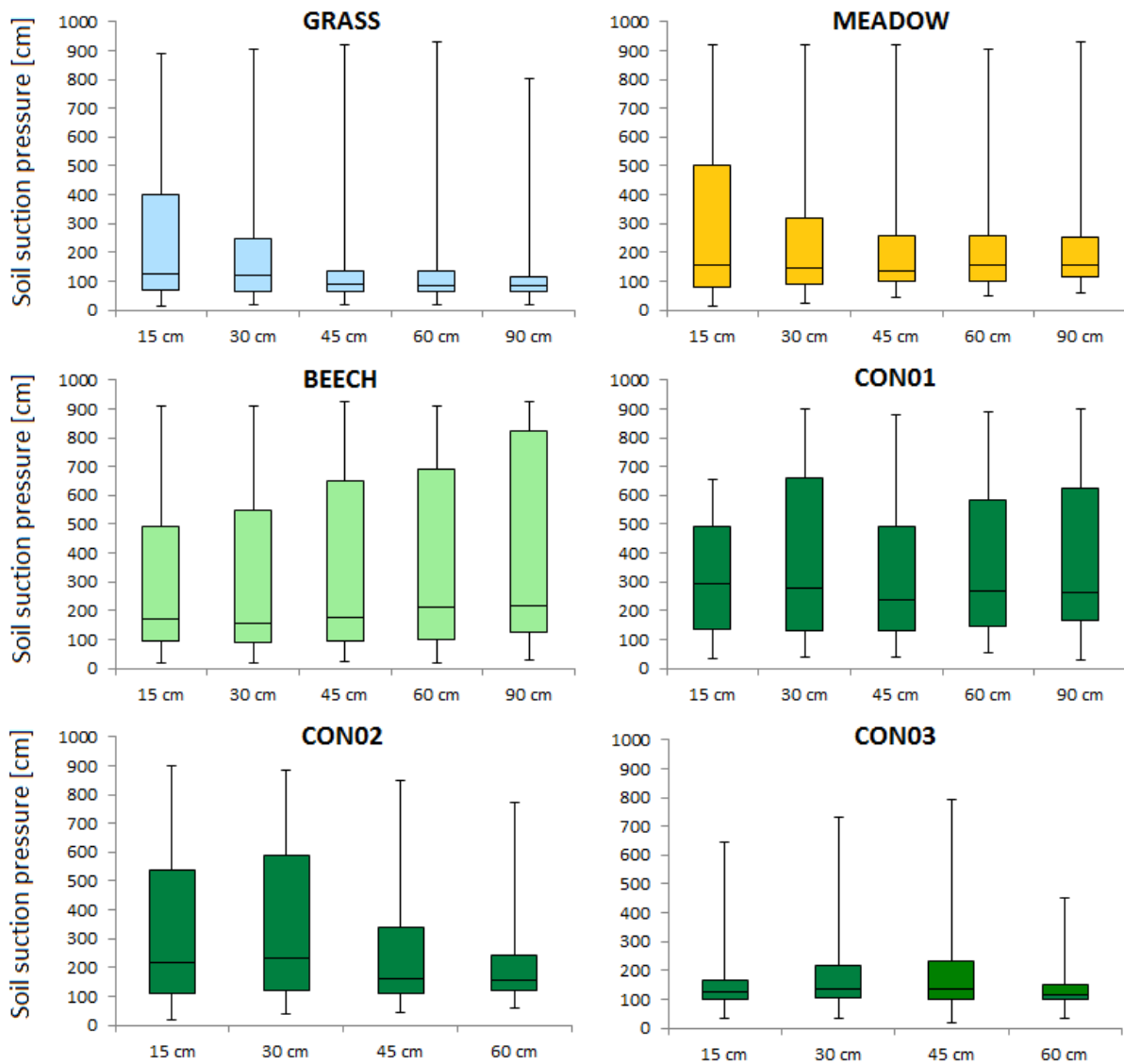


Fig. 4: The average depth distribution of suction pressures in the period 2003–2007 in all inspected locations.

The average depth distribution of soil suction pressures over the period of 2003–2007 is shown in fig.4. As it was shown above, the clipped grass represents the wettest land use type, followed by a meadow and both types of forest. Moreover, the beech forest soil suction depth distribution is different from that of CON1. The beech forest obviously extracts more efficiently the water from higher depths, which results in the increasing variance of soil suctions. Especially, the higher suction pressures (more than 50–60 kPa) are occasionally observed. Contrastingly, in the conifer forest the suction pressures higher than 50–60 kPa are relatively rare (do not comprise more than 25 % of all recorded values). The depth distribution of soil suction variance is more uniform in the CON1 location. The sites CON2 and CON3 represent more typical patterns for the coniferous forest with drier upper parts of the soil profile and its wetter bottom. This major difference is caused by the different root depth distribution in Norway Spruce (*Picea abies* (L.) and European beech (*Fagus sylvatica* L.) forest (Schmidt *et al.*, 2002). However, the median of suction pressures is higher in coniferous forest implying the general tendency of the coniferous forest to be drier on average than the deciduous one. The explanation lies in

the higher interception capacity observed in coniferous trees (Augusto *et al.*, 2002; Schume *et al.*, 2004). But obviously in the periods of significant precipitation deficits the beech forest uses more water resulting in higher suction pressures. In grassland and meadow covered sites, the interception and transpiration are obviously lower as the suction pressures are generally lower. Especially the grassland site is the wettest as the grass growth is suppressed by clipping and majority of transpiration take place in upper 30 cm.

The differences in soil suction between coniferous and deciduous forest were more obvious in dry years (2003, 2004). In the wet years, the pattern in the grassland and meadow sites was similar as an average (fig. 4) (with lower suction pressures). CON1 and BEECH sites exhibit very similar behaviour with a uniform soil suction depth distribution (only coniferous forest exhibited slightly higher average suction pressures by 5 kPa). On the contrary, the medium dry year 2004 shows the differences in the depth distribution of water extraction by spruce and beech trees. The conifer sites are driest in the upper part of the soil profile (in the depth of 30 cm) and BEECH site is driest in the lowest part. In the year 2007, average air temperatures and above average precipitation (higher than in the wet year 2005) the exceptionally warm winter caused very dry initial soil wetness. The initial lower wetness and abundance of precipitation (the higher interception of coniferous trees might become evident) caused generally higher suction pressures under coniferous forest (compared to 2005). Nevertheless, the beech forest site exhibited regularly temporarily higher suction pressures (fig. 3). This is probably caused by more economical water consumption in coniferous trees compared to broad-leaves ones (Cermak *et al.*, 1995; Schume *et al.*, 2004).

Besides the influence of land cover the effect of increasing altitude was also investigated. This was possible because three sites with similar land cover (conifer forest) differ in the altitude. In the mountainous regions, the altitude is one of the governing factors controlling the amount of precipitation. Hence the intention is to describe how the increased precipitation amount affects the soil moisture behaviour in the conifer forest. The shape of the soil water retention curves is very similar for all three sites (see tab. 1). Hence, the differences in soil suction is given namely by different rate of evapotranspiration or rainfall input. The average soil suctions are displayed in the fig. 2. In all years, the two places in higher altitude are wetter than the lowest plot CON1. The difference is more pronounced with increasing drought (i.e. the average soil suctions in wet years 2005 and 2006 are very similar at all inspected land covers and altitudes). Generally, the site CON3 has only slightly higher suction pressures than GRASS and similar to those observed in MEADOW. CON2 site is in between CON1 and CON3. The overall result is that the higher altitude of the conifer forest causes its lower propensity to drying. This is documented by the year 2003, which was the driest observed and the CON2&3 sites had significantly lower suction pressures than any other sites (fig. 2). Even the relatively small differences in altitude (90 and 190 meters considering CON2 and CON3, respectively) may significantly influence the soil water behaviour in the small scale area.

Conclusion

The article was focused on the description of soil moisture variability under four different land covers over (spruce/beech forest, meadow, clipped grass) a five year period. Moreover, the influence of altitude and hence precipitation elevation gradient was also investigated. It was shown that the spruce forest is generally the driest location, which is probably caused by its biggest interception loss (especially in the winter period). Beech forest exhibits slightly smaller soil suction pressures on average, followed by a meadow and clipped grass. However, during the drought spells the beech forest becomes usually the driest location with the high suction pressures reaching the bottom of the inspected soil profile. In the case of the spruce forest, the highest suction pressures are generally constrained to the upper parts of the soil profile. In the wet years, the differences between particular land covers are of significantly smaller character. Hence, the behaviour of the soil moisture content under different land covers is season specific. The altitude alleviate the differences between land covers as more precipitation is observed with its increasing value.

Acknowledgement

The research was supported by the Czech Science Foundation (GA CR 16-05665S).

References

- Augusto, L., Ranger, J., Binkley, D., Rothe, A., 2002. Impact of several common tree species of European temperate forests on soil fertility. *Ann. For. Sci.* 59, 233–253.
- Boyce, R.L., Lucero, S.A., 1999. Role of roots in winter water relations of Engelmann spruce saplings. *Tree. Physiol.* 19, 893–898.
- Bruckner, A., Kandeler, E., Kampichler, C., 1999. Plot-scale spatial pattern of soil water content, pH, substrate-induced respiration and N mineralisation in a temperate coniferous forest. *Geoderma.* 93, 207–223.
- Cermak, J., Cienciala, E., Kucera, J., Lindroth, A., Bednarova, E., 1995. Individual variation of sap-flow rate in large pine and spruce trees and stand transpiration: a pilot study at the central NOPEX site. *J. Hydrol.* 168, 17–27.
- Famiglietti, J.S., Rudnicki, J.W., Rodell M. 1998. Variability in surface moisture content along a hillslope transect: Rattlesnake Hill, Texas. *J. Hydrol.* 210, 259–281.
- Geroy, I.J., Gribb, M.M., Marshall, H.P., Chandler, D.G., Benner, S.G., McNamara J.P. 2011. Aspect influences on soil water retention and storage. *Hydrol. Process.* 25, 3836–3842.
- Gomez-Plaza, A., Alvarez-Rogel, J., Albaladejo, J., and Castillo, V. M., 2000. Spatial patterns and temporal stability of soil moisture across a range of scales in a semi-arid environment. *Hydrol. Process.* 14, 1261–1277.
- Grayson, R.B., Western, A.W., Chiew, F.H.S. 1997. Preferred states in spatial soil moisture patterns: Local and nonlocal controls. *Water. Resour. Res.* 33, 2897–2908.
- Hrkal, Z., Milicky, M., Tesar, M., 2009. Climate change in Central Europe and the sensitivity of the hard rock aquifer in the Bohemian Massif to decline of recharge: case study from the Bohemian Massif. *Environ. Earth. Sci.* 59, 703–713.
- Keim, R.F., Skaugset, A.E., Weiler. 2005. Temporal persistence of spatial patterns in throughfall. *J. Hydrol.* 314, 263–274.
- Lawrence, J.E., Hornberger, G.M. 2007. Soil moisture variability across climate zones. *Geophys. Res. Lett.* 34, L20402.
- Mayr, S., Wolfschwenger, M., Bauer, H., 2002. Winter-drought induced embolism in Norway spruce (*Picea abies*) at the timberline. *Physiologia. plantarum* 115, 74–80.
- Niu, C.Y., Musa, A., Liu, Y. 2015. Analysis of soil moisture condition under different land uses in the arid region of Horqin sandy land, northern China. *Solid. Earth.* 6, 1157–1167.
- Pan, F., Peters-Lidard, C.D. 2008. On the relationship between mean and variance of soil moisture fields. *J. Am. Water. Resour. As.* 44, 235–242.
- Ridolfi, L., D'Odorico, P., Porporato, A., Rodriguez-Iturbe, I., 2003. Stochastic soil moisture dynamics along a hillslope. *J. Hydrol.* 272, 264–275
- Rosenbaum, U., Bogena, H.R., Herbst, M., Huisman, J.A., Peterson, T.J., Weuthen, A., Western, A.W., Vereecken, H., 2012. Seasonal and event dynamics of spatial soil moisture patterns at the small catchment scale. *Water. Resour. Res.* 48, W10544.
- Schume, H., Jost, G., Hager, H., 2004. Soil water depletion and recharge patterns in mixed and pure forest stands of European beech and Norway spruce. *J. Hydrol.* 289, 258–274.
- Sipek, V., Tesar, M., 2014. Seasonal snow accumulation in the mid-latitude forested catchment. *Biologia.* 69(11), 1562-1569.
- Sipek, V., Tesar, M., 2016. Validation of a mesoscale hydrological model in a small-scale forested catchment. *Hydrol. Res.* 47(1), 27–41.
- Schmid, I., 2002. The influence of soil type and inter specific competition on the fine root system of Norway spruce and European beech. *Basic. Appl. Ecol.* 3 (4), 339–346.
- Teuling, A.J., Troch, P.A., 2005. Improved understanding of soil moisture variability dynamics. *Geophys. Res. Lett.* 32, L05404.

- Van Genuchten, T., 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 44, 892–898.
- Williams, A.G., Ternan, J.L., Fitzjohn, C., de Alba, S., Perez-Gonzales, A., 2003. Soil moisture variability and land use in a seasonally arid Environment. *Hydrol. Process.* 17, 225–235.
- Zhou, X., Lin, H.S., White, A.E. 2008. Surface soil hydraulic properties in four soil series under different land uses and their temporal changes. *Catena.* 73, 180–188.

Hydrologické extrémny a ich vplyv na fenologické prejavy lesných drevín

Jana Škvareninová, Jaroslav Škvarenina, Miriam Váľková
Technická univerzita vo Zvolene, T.G.Masaryka 24, 960 53 Zvolen, Slovensko

Abstrakt

Príspevok prináša poznatky o vplyve hydrologických extrémov na nástup žltnutia listov lesných drevín (*Corylus avellana* L., *Tilia cordata* Mill., *Crataegus laevigata* (Poir.)DC.) v centrálnej časti Slovenska. V rokoch 2007–2016 sa na skupine 10 drevín každého druhu zaznamenával 10% výskyt fenologickej fázy. Z meteorologických prvkov sa vyhodnotili zrážky v mesiacoch jún až august. Hydrologické extrémny sa vyjadrili pomocou Thornthwaitov indexu sucha, klimatickej vodnej bilancie a periódou tropických dní. Medzi rokmi vidieť výraznú variabilitu. Hydrologické extrémny sa prejavili v roku 2014, ktorý patril zrážkovými úhrnmi k najvlhkejším s najmenšími periódami tropických dní, čo posunulo žltnutie listov do neskoršieho obdobia. Rok 2015 bol najsuchší a najteplejší s dlhými periódami tropických dní. Sucho sa prejavilo predčasným žltnutím listov všetkých drevín oproti dlhodobým priemerom o 8-12 dní. Trend nástupu fenofázy sa pri lieske a lipe posúva do neskoršieho obdobia o 6 dní, pri hlohu až o 12 dní.

Kľúčové slová

hydrologické extrémny, fenológia, lesné dreviny, stredné Slovensko

Úvod

Fenologické prejavy drevín sú odrazom pôsobenia meteorologických prvkov a predstavujú dôležité bioindikátory stavu atmosféry počas roka. Pri ich dlhodobom sledovaní môžu byť prostriedkom pri štúdiu podnebia určitej oblasti. Pri hodnotení vplyvu extrémov počasia na fenologické prejavy drevín sme sa zamerali na priebeh zrážok a teploty vzduchu. Pri súčasnej zmene klímy dochádza najmä v letnom období čoraz častejšie k výrazným rozdielom plošného rozloženia zrážok, čo sa prejavuje záplavami alebo obdobiami sucha. Jeden z hlavných ukazovateľov hydrologických pomerov sú ročné úhrny zrážok, ktoré môžu niekedy skresliť a zakryť ich variabilitu v priebehu roka. Preto sa častejšie pri analýzach využívajú mesačné zrážkové úhrny od ktorých závisí nástup žltnutia listov a tým aj dĺžka vegetačného obdobia. Pri ich deficite dochádza k obdobiam sucha, čo pri dlhodobom pôsobení ohrozuje biodiverzitu, mení vlastnosti stanovišť a v konečnom dôsledku aj areály drevín. Vplýva na viaceré fyziologické procesy a spôsobuje predčasné žltnutie listov už koncom leta (Středová *et al.*, 2013). Schopnosť jednotlivých drevín odolávať stresu je do určitej miery podmienená geneticky, ale aj vnútrodruhovou variabilitou. Odozvou na dlhodobé pôsobenie vonkajších stresových faktorov sú zmenené ekosystémy vegetačných stupňov a klimatické areály drevín.

Cieľom práce bolo zistiť hydrologické pomery v centrálnej časti Slovenska – Zvolenskej kotline za posledných desať rokov 2007–2016 a ich vplyv na nástup fenologickej fázy žltnutie listov liesky obyčajnej (*Corylus avellana* L.), lípy malolistej (*Tilia cordata* Mill.) a hlohu obyčajného (*Crataegus laevigata* (Poir.)DC.).

Material a metódy

Výskum prebiehal na lokalite s prirodzeným výskytom domácich drevín v nadmorskej výške 310 m. Územie patrí do teplej až mierne teplej klimatickej oblasti, do rozhrania teplého mierne vlhkého okrsku s chladnou zimou až mierne teplého mierne vlhkého pahorkatinového až vrchovinového okrsku (Lapin *et al.*, 2002). Na skupine 10 jedincov každého druhu sme pozorovali prvé žlté listy (10% výskyt) podľa metodiky Slovenského hydrometeorologického ústavu (Anonymus, 1984). V rámci medzinárodnej spolupráce a porovnávania fenologických dát je táto fenofáza označená kódom

rastového štádia BBCH 92. Pri štatistickom spracovaní fenologických dát sme použili absolútne číslo dňa v roku (tzv. julian day). Pri hodnotení vodného režimu v jednotlivých rokoch sme sa zamerali na zrážkové úhrny letných mesiacov jún až august. Zistili sme počet dní s výdatnými zrážkami nad 20 mm a tiež maximálne denné úhrny. Ako indikátor sucha sme použili Thornthwaitov index sucha (TIS) a klimatickú vodnú bilanciu (KVB) pre stanicu Sliač, ktorá leží v rovnakej nadmorskej výške.

Thornthwaitov index sucha sme počítali podľa Thornthwaita a Mathera (1955):

$$TIS = 100((Z/PE)-1)$$

TIS - Thornthwaitov index sucha, Z - zrážky (mm), PE - potenciálna evapotranspirácia (mm)

Klimatickú vodnú bilanciu sme vypočítali pomocou potenciálna evapotranspirácie podľa Ivanova (Novák 1995):

$$KVB = Z - PE$$

KVB (mm), Z - zrážky (mm), PE - potenciálna evapotranspirácia (mm)

$$PE = 0.0018 (25+T)^2 \cdot (100-RV)$$

T - teplota vzduchu (°C), RV -relatívna vlhkosť vzduchu (%).

Výsledky a diskusia

Hydrologické extrémny sa počas posledného decénia prejavili v dvoch po sebe idúcich rokoch 2014 a 2015. Zrážkovo bohatý bol rok 2014, čo dokumentujú niektoré zrážkové charakteristiky (tab. 1) a indikátory vodnej bilancie (tab. 2). Priniesol zásoby využiteľnej pôdnej vody pre neprerušovaný proces fotosyntézy a respirácie. Extrémom zrážkového minima hodnoteného obdobia bol rok 2015, kedy sa v mesiacoch jún-august sucho potvrdilo vo všetkých hodnotených zrážkových charakteristikách a indikátoroch. Zrážkový deficit ešte zosilnili dlhé periódy tropických dní nad 30 °C v mesiacoch jún a august. V roku 2015 bolo aj prekročené dlhodobé priemerné augustové maximum rokov 1961–2010 o 0,2 °C (tab. 3). Ak porovnáme periódu tropických dní v tomto roku s obdobím 1987–2012 (Škvareninová, 2013) na tej istej lokalite zistíme, že bol dosiahnutý 13 dňový absolútny rekord periódy tropických dní od roku 1987.

Tabuľka 1: Vybrané zrážkové charakteristiky v Zvolenskej kotline v rokoch 2007–2016

Roky	Mesačný úhrn / Max. denný úhrn (mm)			Počet dní so zrážkami >20 mm		
	VI.	VII.	VIII.	VI.	VII.	VIII.
2007	35.1/16	29.3/12	71.5/24.2	0	0	2
2008	129.3/37.9	124.2/37.2	23.5/8.1	3	2	0
2009	112.4/35.4	52.2/20.1	39.6/17.1	2	1	0
2010	170.8/37.6	92.5/26.5	117.6/24.5	3	1	3
2011	149.2/34.5	142.9/55	25.3/9.4	3	3	0
2012	98.5/28.8	108.1/23.5	11.5/5.1	1	1	0
2013	102.9/36.1	13.3/8.2	101/61.6	2	0	1
2014	43/28	171.3/41.8	111.5/28.2	1	4	2
2015	25.9/10.2	120.8/37	31.2/16.5	0	3	0
2016	88.9/20.1	107.9/34.5	97.3/28.3	1	2	3

Ak hodnotíme roky z hľadiska teplotných extrémov nemožno vynechať ani roky 2007 a 2013. V letných mesiacoch absolútne maximum teploty vzduchu dosiahlo alebo prekročilo 50 ročný priemer (tab. 3). V roku 2013 tropické dni vytvorili bez prerušenia v dvoch letných mesiacoch až 12 dňové periódy sucha. Tento rok nepatrí k hydrologickým extrémom pre dostatočné zásoby vody v pôde.

Tabuľka 2: Indikátory sucha a vodnej bilancie v Zvolenskej kotline v rokoch 2007–2016
(- sucho, + prebytok vody)

Roky	Klimatická vodná bilancia			Thornthwaitov index sucha		
	VI.	VII.	VIII.	VI.	VII.	VIII.
2007	-78	-121	-44	-69	-80	-38
2008	19	10	-90	18	8	-79
2009	17	-85	-88	18	-61	-69
2010	68	-31	42	66	-25	56
2011	44	46	-87	42	47	-77
2012	-12	-10	-137	-11	-9	-93
2013	12	-132	-43	13	-91	-30
2014	-103	60	37	-71	54	50
2015	-105	-42	-99	-80	-26	-76
2016	-23	-10	1	-20	-9	1
1961-2010*	-25	-45	-39	-24	-38	-38

* hodnoty pre dlhodobý priemer (1961-2010)

Tabuľka 3: Vybrané teplotné charakteristiky vegetačného obdobia v Zvolenskej kotline v rokoch 2007–2016

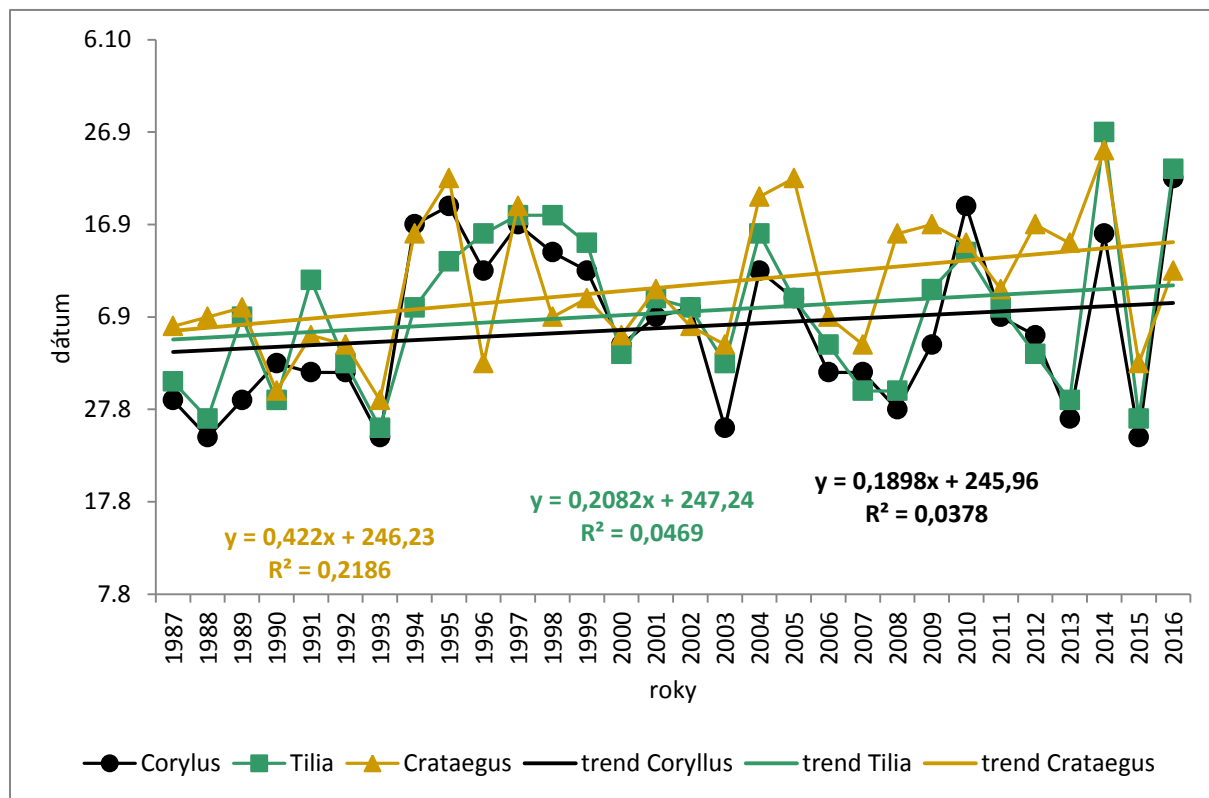
Roky	T _{max} (°C)			Max. perióda tropických dní		
	VI.	VII.	VIII.	VI.	VII.	VIII.
2007	30.9	37.8	33.0	0	7	0
2008	30.7	33.1	31.9	4	7	0
2009	30.4	34.0	33.1	0	6	6
2010	33.1	35.4	31.4	5	9	3
2011	30.7	34.5	35	0	7	6
2012	34.2	36.7	35.5	6	11	7
2013	35.8	36.9	37.8	6	12	12
2014	35.8	32.7	31.7	6	3	3
2015	34.4	37.4	37	11	9	13
2016	33.4	35.2	30.4	0	6	0
1961-2010*	35.6	37.8	36.8	-	-	-

* absolútne maximum teploty vzduchu v rokoch (1961-2010)

Pri porovnaní indikátorov sucha a vodnej bilancie v jednotlivých rokoch s dlhodobým priemerom (tab. 2) môžeme hodnotiť roky 2007, 2013 a 2015 ako zrážkovo podpriemerné, naopak roky 2010 a 2014 nadpriemerné. Dobrým bioindikátorom teplotného a vodného režimu sú autochtónne druhy drevín, ktorých reakcia sa v týchto rokoch prejavila skorším alebo neskorším nástupom jesennej fenologickej fázy (obr. 1).

Nedostatok zrážok a dlhotrvajúce vysoké teploty vzduchu vyvolávajú pri drevinách stres, ktorý sa často prejavuje problémami s vodným režimom, čoho dôsledkom je skorý nástup niektorých fenologických fáz. Rok 2015 s extrémnymi prvkami letného počasia priniesol aj fenologické extrémny (obr. 1). Tie sa prejavili najskoršími nástupmi žltnutia listov za posledných desať rokov. Najvýraznejšie odchýlky nastali pri lieske obyčajnej, kedy listy začali žltnúť v dôsledku sucha o 12 dní skôr ako je dlhodobý 30 ročný priemer fenofázy. Pri lipe tento rozdiel predstavoval 11 dní, pri hlohu 8 dní (tab. 4). Fenologickú reakciu na suchý rok 2015 poskytuje aj práca Hájkovej *et al.* (2016). V takmer rovnakej nadmorskej výške autori uvádzajú skoršie žltnutie listov lipy malolistej o 4 dni, čo je s našimi výsledkami menší rozdiel. Na štatisticky významnú závislosť nástupu žltnutia listov od

množstva zrážok v letnom období (máj-august) poukazuje aj práca Schiebera *et al.* (2009). Naopak počasie v letnom období roku 2014 s vysokými zrážkovými úhrnmi v júli a auguste, krátkymi periódami tropických dní zaradilo tento rok k maximálnym hydrologickým extrémom, čo sa prejavilo pri lipe a hlohu oneskorením žltnutia listov o 15–20 dní oproti dlhodobému priemeru. Najcitlivejšie reakcie na výkyvy počasia za posledných 10 rokov sme zaznamenali pri lipe malolistej s najvyššou variabilitou ($s_x\%=4.32$), vyrovnaný priebeh nástupu fenofázy dosiahol hloh obyčajný ($s_x\%=2.54$).



Obr. 1: Nástup žltnutia listov vybraných lesných drevín v rokoch 1987–2016

Tabuľka 4: Štatistické charakteristiky fenologickej fázy žltnutia listov ($\bar{\varnothing}$ – priemerná hodnota, min – minimálna hodnota, max – maximálna hodnota, $s_x\%$ - variačný koeficient)

Drevina	$\bar{\varnothing}$ 2007- 2016	min	max	$s_x\%$	$\bar{\varnothing}$ 1987 -2016	$s_x\%$	min	max
<i>Corylus avellana</i>	6.9.	25.8. 2015	22.9. 2016	4.05	6.9.	3.45	25.8. 1988,2015	22.9. 2016
<i>Tilia cordata</i>	8.9.	27.8. 2015	27.9. 2014	4.32	7.9.	3.38	27.8. 1988,2015	27.9. 2014
<i>Crataegus laevigata</i>	13.9.	2.9. 2015	25.9. 2014	2.54	10.9.	3.14	29.8. 1993	25.9. 2014

Záver

V rokoch 2007–2016 sme v mesiacoch jún-august sledovali vplyv rozdielnych hydrologických podmienok v centrálnej časti Slovenska - Zvolenskej kotliny na nástup žltnutia listov liesky obyčajnej (*Corylus avellana* L.), lipy malolistej (*Tilia cordata* Mill.) a hlohu obyčajného (*Crataegus laevigata* (Poir.)DC.). Na skupine 10 jedincov každého druhu sme zaznamenávali 10% výskyt fenologickej fázy podľa metodiky Slovenského hydrometeorologického ústavu.

Medzi sledovanými rokmi sa vyskytli výrazné rozdiely v teplotnom a zrážkovom režime, čo sa prejavilo aj na fenologickej reakcii drevín. Aj na základe výpočtu Thornthwaitovho indexu sucha a klimatickej vodnej bilancie (zrážky –výpar) sa rok 2014 (s výnimkou júna) ukázal ako najvlhkejší a najchladnejší, naopak roky 2007 a 2015 boli najsuchšie v decéniu. V roku 2015 vplyvom dlhej 13 dňovej periódy tropických dní a nízkych mesačných aj denných úhrnov zrážok v mesiaci jún a august žltnutie listov všetkých drevín začal o 8–12 dní skôr ako je dlhodobý priemer. V roku 2014 pri priaznivých hydrologických podmienkach na lokalite sa fenofáza oneskorila o 10–20 dní v porovnaní s 30 ročným priemerom. Najvyššiu variabilitu fenofázy počas decénia sme zaznamenali pri lipe malolistej. Trendové analýzy ukázali posun fenofázy do neskoršieho obdobia pri lieske a lipe o 6 dní, pri hlohu až o 12 dní.

Fenologické prejavy drevín slúžia ako bioindikátor zmien klimatických podmienok na danej lokalite a sú jedným z hlavných ukazovateľov odolnosti druhov na extrémny počasie. Ich význam spočíva v objasnení vzťahov v súvislosti s vývojom klímy, ale aj predpokladu rozšírenia a zmeny ich areálov v závislosti od kľúčových meteorologických prvkov.

Pod'akovanie

Príspevok vznikol a bol finančne podporený z projektu VEGA Ministerstva školstva SR 1/0463/14, 1/0589/15.

Literatúra

- Anonymus, 1984: Návod pre fenologické pozorovanie lesných rastlín. SHMÚ, Bratislava, 23 s.
- Hájková, L., Reitschläger, D., Vráblík, T., 2016: Fenologické aspekty sucha roku 2016. Meteorologické zprávy 69(5):129–136.
- Lapin, M., Faško, P., Melo, M., Šťastný, P., Tomlain, J., 2002: Klimatické oblasti. In: Atlas krajiny, Vydavateľstvo Esprit, 2002, s. 95.
- Novák, V., 1995: Vyparovanie vody v prírode a metódy jeho určovania. Veda, Bratislava, 260s.
- Schieber, B., Janík, R., Snopková, Z., 2009: Phenology of four broad-leaved forest tree in a submountain beech forest. *Journal of forest science*, 55(1):15–22.
- Středová, H., Rožnovský, J., Středa, T., 2013: Predisposition of drought occurrence in selected arid areas of the Czech Republic. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 43 (3):237–252.
- Škvareninová, J., 2013: The impact of climate change on the phenological responses of ecosystems. Monograph, Technical university in Zvolen, Zvolen, 132 s.
- Štefančík, I., 1995: Fenológia bukového (*Fagus sylvatica* L.) porastu s rozdielnym zakmenením. *Forestry*, 41(8):365–371.
- Thornthwaite, C. W., Mather, J. R., 1955: The Water Balance, Drexel Institute of Climatology, Centerton, New Jersey Publications in Climatology VIII(1):1–104.

Vplyv vybraných hydrometeorologických faktorov na škody zverou a kvalitu trofejí srnca lesného (*Capreolus capreolus* L.) v LHC Liptovský Hrádok, Slovensko

Jana Špiaková, Jaroslav Škvarenina

Katedra prírodného prostredia, Lesnícka fakulta, Technická univerzita vo Zvolene, T. G. Masaryka 24, 960 53 Zvolen

Abstrakt

Srnčia zver patrí na Slovensku medzi autochtónne druhy, pričom takmer na celom území ma priaznivé podmienky pre život. Medzi najsevernejšie oblasti jej výskytu patrí oblasť Liptova. V práci sa venujeme kvalite trofejí srnca lesného (*Capreolus capreolus* L.) na LHC Liptovský Hrádok. Korelačnou analýzou sme zistili, že z hydrometeorologických faktorov na kvalitu trofejí srncov III. vekovej triedy najviac vplýva počet dní so snehovou pokrývkou na danom území. Táto závislosť je štatisticky vysoko významná. Obdobie rastu parožia je pri tejto zveri od novembra do marca nasledujúceho roku, teda v období núde, kedy dochádza k poškodzovaniu lesných porastov kde sa zver vyskytuje. Korelačnou analýzou sme preto zisťovali aký silný je vzťah medzi škodami spôsobenými zverou a počtom dní so snehovou pokrývkou na danom území. Táto závislosť je štatisticky nevýznamná avšak analýza prebehala iba pri $n=10$ stupňoch voľnosti. Keďže počas zimného obdobia má zver sťažené podmienky pre život, rozhodli sme sa vytvoriť index, ktorým by sa dali určiť limitujúce podmienky minimálnej teploty vzduchu a maximálnej výšky snehovej pokrývky pre život, na miestach jej výskytu. Zistili sme, že medzi takto namodelovaný indexom a percentuálnym zastúpením medailových trofejí je významná korelačná závislosť.

Kľúčové slová

srnčia zver, Liptov, obdobie paroženia

Úvod

Srnčia zver sa vyskytovala v strednej Európe už začiatkom ľadovej doby a dodnes osídľuje takmer celé jej územie. Môžeme ju nájsť na celom území Slovenska, pričom jedna z najsevernejších lokalít jej výskytu sa nachádza v LHC Liptovský Hrádok. Toto územie je reprezentované Liptovskou kotlinou, ktorou preteká najdlhšia slovenská rieka Váh a je ohraničená takmer po celom obvode vysokými pohoriami. Na južnej strane sú to Nízke Tatry, na západe Veľká Fatra, na severe Chočské vrchy a Tatry, a z východu sa otvára do Popradskej kotliny, pričom má pretiahnutý tvar v smere východ - západ. Biotopy srnčej zveri v tejto oblasti sa odlišujú od území s výskytom poľnej srnčej zveri nížin a pahorkatín juhozápadného Slovenska, a to nielen vo vyskytujúcom sa rastlinnom zložení a celkovej štruktúre krajiny, ale taktiež v nadmorskej výške a na ňu nadväzujúcej klimatickej charakteristike územia. Napriek týmto ťažším klimatickým podmienkam sa tu srnčej zveri darí dobre a pravidelne dosahuje na chovateľských prehliadkach trofejí vysoké bodové ohodnotenia.

V poľovníckej praxi sa často stretávame s tendenciou nadmerne zdôrazňovať vplyv dedičnosti nasadzovať parožie vysokých bodových hodnôt, pritom však na správny vývoj vplývajú aj iné, vonkajšie faktory. Okrem vhodných trofických podmienok a už spomínaných genetických vplyvov, na vývoj parožia srnca lesného (*Capreolus capreolus* L.) vplývajú aj klimatické podmienky územia, na ktorom sa nachádza. Problematikou kvality trofejí srnčej zveri a ich vzťahu ku klimatickým faktorom na území LHC Liptovský Hrádok sa venovalo málo autorov, treba však spomenúť RADÚCHA (1998, 2008), JURÍKA (2013) a PJATEKA (2015), na výsledky ktorých sme nadviazali aj pri vypracovaní tejto práce.

V čase rastu parožia, ktoré trvá približne od novembra do marca nasledujúceho roku, teda v období núde a najťažších klimatických podmienok však srnčia zver spôsobuje aj najväčšie škody na lesných

porastoch, v ktorých prebýva. Ide predovšetkým o škody spôsobené ohryzom a neskôr vytĺkaním. Z toho dôvodu možno usudzovať, že hodnoty hydrometeorologických faktorov môžu vplývať aj na rozsah škôd spôsobovaných srnčou zverou.

Materiál a metodika

Pri analýze vplyvu hydrometeorologických faktorov na kvalitu trofejí srnca lesného (*Capreolus capreolus* L.) v LHC Liptovský Hrádok, sme pracovali s hodnotami počtu dní so snehovou pokrývkou, jej celkovou výškou a priemernou a minimálnou teplotou vzduchu v období rastu parožia pre srnce III. vekovej triedy. Taktó spracované hydrometeorologické údaje a bodové hodnoty srncov sme vzájomne vyhodnocovali korelačnou analýzou. Z porovnaní získaných korelačných koeficientov a kritických hodnôt podľa ŠMELKA, WOLFA (1977) sme spracovali vzájomný vplyv všetkých spomenutých faktorov na bodovú hodnotu parožia.

Bodové hodnoty trofejí srnca lesného sme získali z Katalógov trofejovej zveri ulovenej v poľovníckych sezónach 1987–2015, ktoré každoročne vydáva Obvodná poľovnícka komora v Liptovskom Mikuláši. Rozhodli sme sa pracovať iba s III. vekovou triedou srnca, čo znamená šesť a viac ročné a to z toho dôvodu, že odstrel jedincov zaradených do tejto triedy sa vykonáva na základe odhadu veku a je najmenej ovplyvnený subjektívnym rozhodnutím poľovníka, v porovnaní s nižšími vekovými triedami. V tejto triede sa ani neuplatňuje selektívny odstrel. Následne sme zistené priemerné bodové hodnoty trofejí srncov III. vekovej triedy jednoduchou korelačnou analýzou porovnávali s vybranými meteorologickými údajmi, ktoré nám boli poskytnuté Slovenským hydrometeorologickým ústavom (SHMÚ) v Liptovskom Hrádku.

Následne sme sa venovali vytvoreniu WSI (Winter severity indexu) indexu pre srnčiu zver v oblasti LHC Liptovský Hrádok a jeho závislosti na percentuálnu početnosť medailových trofejí srnčej zveri počas rokov 1987-2015. Výpočet WSI indexu, teda indexu určujúcemu závažnosť zimy, bol založený na sčítaní počtu dní v období parozenia (teda počas mesiacov november až marec), kedy na danom území hodnoty minimálnej teploty vzduchu a maximálnej výšky snehovej pokrývky dosiahli a prekročili kritické hodnoty pre život srnčej zveri. Limitujúce hodnoty pre srnčiu zver sme určili na základe výpočtu mediánu (prostrednej hodnoty) priemerných mesačných hodnôt minimálnej teploty vzduchu a výšky snehovej pokrývky. Pri tomto zisťovaní sme však už pracovali s dennými dátami. Následne sme tieto hodnoty v intervale smerodajnej odchýlky upravili pre naše podmienky. Pri korelačnej analýze zistených hodnôt WSI a percentuálnym počtom medailových trofejí sme sa však už nezamerali len na srnce III. vekovej triedy. Pre každý rok sme vypočítali percento medailových trofejí podľa dosiahnutého bodového hodnotenia CIC z celkového počtu ulovených srncov, pretože bodovo kvalitné jedince boli ulovené aj v mladšom veku.

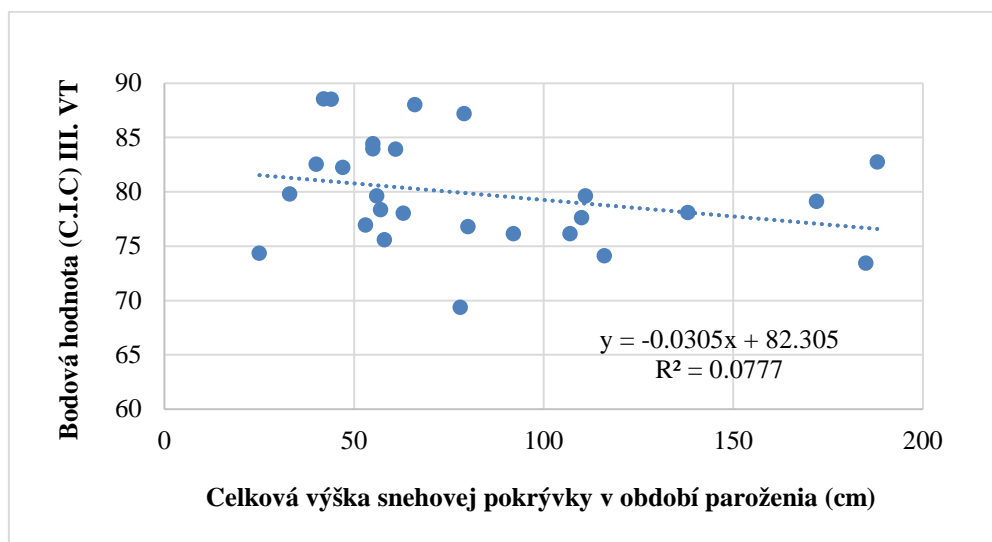
Škody spôsobené zverou sa do roku 2011 zisťovali pomocou tlačiva L 115, Hlásenie škôd spôsobovaných zverou na lesných porastoch, ktoré však po zmene Vyhlášky o lesnej hospodárskej evidencii z roku 2011 prestalo byť v praxi používané. Dovtedy bola na toto zisťovanie vypracovaná presná metodika. Pre mladé porasty sa definovali dva druhy škôd a to poškodenie, kedy dochádzalo k strate do 60 % výhonkov a zničenie, čo predstavovalo stratu výhonkov vyše 60%, vytĺkanie a lámanie. Pri vypracovaní tejto problematiky sa venujeme len mladým lesným porastom, pretože pri starých porastoch sa poškodenie srnčou zverou takmer nevyskytuje. Z Účelových elaborátov pre Výskyt škodlivých činiteľov v lesoch SR sme pre naše potreby zistili len hodnoty zničenia a poškodenia lesných porastov zverou, nikde sa však neuvádzalo, koľko percent z tohto celkového poškodenia pripadá na srnčiu zver. Podľa KAŠTIERA, FINĎA (2016) a ich kvalifikovaného odhadu sme určili, že srnčia zver spôsobuje v oblasti Liptova, ktorý sa celý nachádza v jelenej poľovnej oblasti približne 20 % z celkových škôd na mladom lesnom poraste.

Nakoľko v roku 2011 sa tlačivo Hlásenia škôd spôsobovaných zverou na lesných porastoch L 115 prestalo používať, prestali sa zisťovať štatistické údaje o týchto škodách. Pre potreby tejto práce sa nám podarilo získať len údaje o poškodení a zničení porastov srnčou zverou počas rokov 2002-2011, ktoré sme následne korelačnou analýzou vyhodnotili a zistili ich závislosť s počtom dní so snehovou

pokrývkou na území LHC Liptovský Hrádok. Priemerné hodnoty tohto faktora počas dobu rastu parožia sme získali z biometeorologickej stanice v Liptovskom Hrádku.

Výsledky a diskusia

Jedným z hydrometeorologických faktorov, ktorý by mohol ovplyvňovať bodovú hodnotu trofejí srnčej zveri III. vekovej triedy bola celková výška snehovej pokrývky. Hodnoty tohto faktora sme získali súčtom výšok snehovej pokrývky, počas mesiacov november až marec. Celková výška snehovej pokrývky na území Liptova je veľmi premenlivá veličina, ktorá výrazne medziročne kolíše. Vzťah medzi oboma veličinami sme následne preverovali korelačnou analýzou, ktorej výsledky sú znázornené na obr. 1.



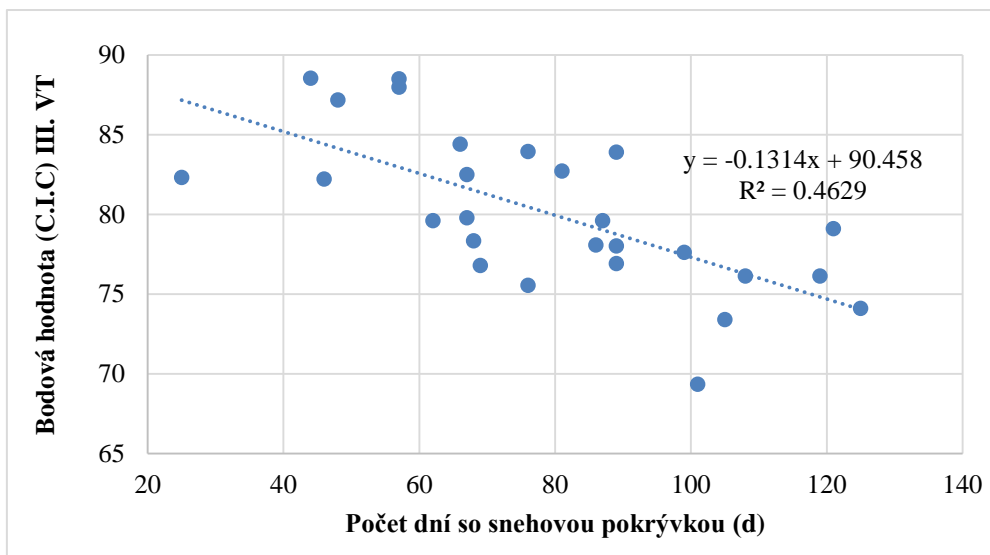
Obr. 1: Korelačná závislosť medzi celkovou výškou snehovej pokrývky a bodovou hodnotou trofejí srnčej zveri ($r=0,279$, stupeň voľnosti $n=29$, pravdepodobnosť $\alpha=0,10$, *málo významné)

Ako si môžeme všimnúť, korelačný koeficient pri jednoduchej korelačnej analýze dosiahol hodnotu 0,279, teda táto závislosť je štatisticky málo významná. Usudzujeme tak, že bodovú hodnotu trofejí srnčej zveri celková výška snehovej pokrývky ovplyvňuje len nepatrne. Pri tomto skúmanom faktore dosiahli podobné výsledky aj JURÍK (2013), ktorí hodnotil tú istú závislosť počas rokov 1987-2011 a PJATEK (2015), ktorý sa venoval tejto problematike počas obdobia 1987-2015.

Ďalším faktorom, ktorý podľa už spomínaných autorov ovplyvňuje bodovú hodnotu trofejí srnčej zveri je počet dní s prítomnosťou súvislej snehovej pokrývky počas novembra až marca.

Jednoduchou korelačnou analýzou sme zistili, že medzi počtom dní so snehovou pokrývkou počas rastu parožia a bodovou hodnotou trofejí existuje silná, vysoko významná, korelačná závislosť. Regresný koeficient pri tejto závislosti dosahuje hodnotu 0,702, pri 99,99 % hladine spoľahlivosti. Táto závislosť je záporná, čo znamená, že so zvyšujúcim sa počtom dní klesá bodová hodnota trofejí. Podľa regresnej rovnice vieme, že každým ďalším dňom so snehovou pokrývkou klesá bodová hodnota parožia o 0,1314 bodu.

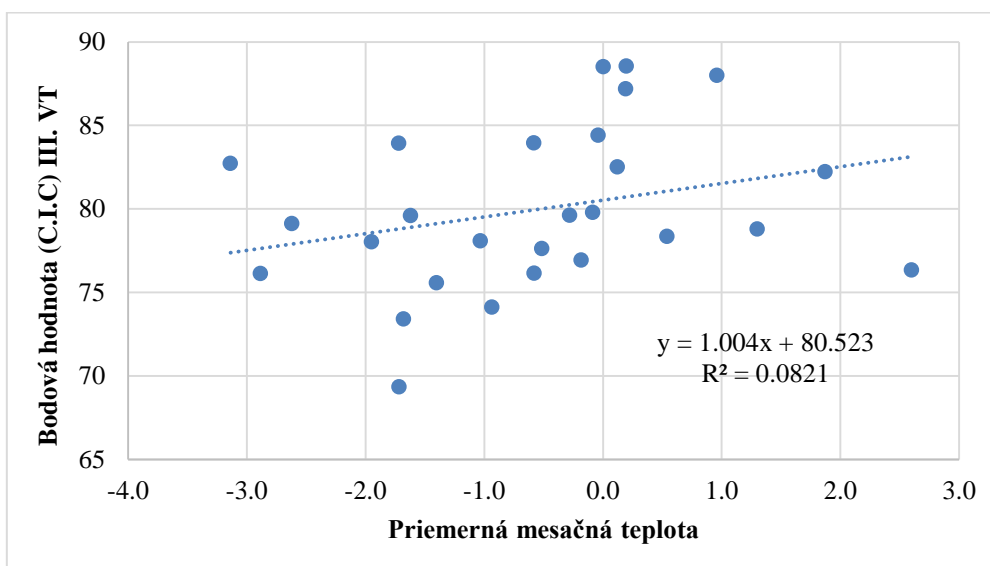
Záporná korelačná závislosť medzi týmto meteorologickým faktorom a bodovou hodnotou parožia vyšla aj obom spomínaným autorom, ktorí sa tejto problematike venovali. JURÍK (2013) zistil hodnotu korelačného koeficientu 0,7327 a PJATEK (2015) 0,5492. To, že u PJATEKA bola táto závislosť nižšia mohlo byť spôsobené tým, že rok 2014 bol charakteristický vyššou priemernou teplotou a najnižším počtom dní so snehom počas celého obdobia 1987-2015, ktorých bolo len 25. Nasledujúci rok bol síce tiež teplý, ale počet dní so snehom už stúpol na 69.



Obr. 2: Korelačná závislosť medzi počtom dní so snehovou pokrývkou a bodovou hodnotou trofejí srnčej zveri ($r=0,702$, stupeň voľnosti $n=29$, pravdepodobnosť $\alpha=001$, **vysoko významné)**

Z uvedeného vidíme, že na vývoj parožia srncov nemá veľký vplyv to, koľko cm snehu sa nachádza na pozorovanom území, ale to, či sa tento sneh udrží počas dňa vo forme súvislej snehovej pokrývky. Tento meteorologický faktor môže mať vplyv na dostupnosť potravy pre zver, pretože snehová pokrývka sa vytvára a je schopná sa udržať len na zamrznutom povrchu.

Ďalším skúmaným hydrometeorologickým faktorom pravdepodobne vplývajúcim na bodovú hodnotu trofejí srnčej zveri bola priemerná mesačná teplota vzduchu na danom území. Priemerná mesačná teplota vzduchu je v priebehu rokov značne nestálym meteorologickým faktorom. Najnižšie hodnoty boli dosiahnuté v roku 1987, kedy dosahovala len $-3,1\text{ }^{\circ}\text{C}$, naopak najvyššie hodnoty dosahuje v posledných rokoch.

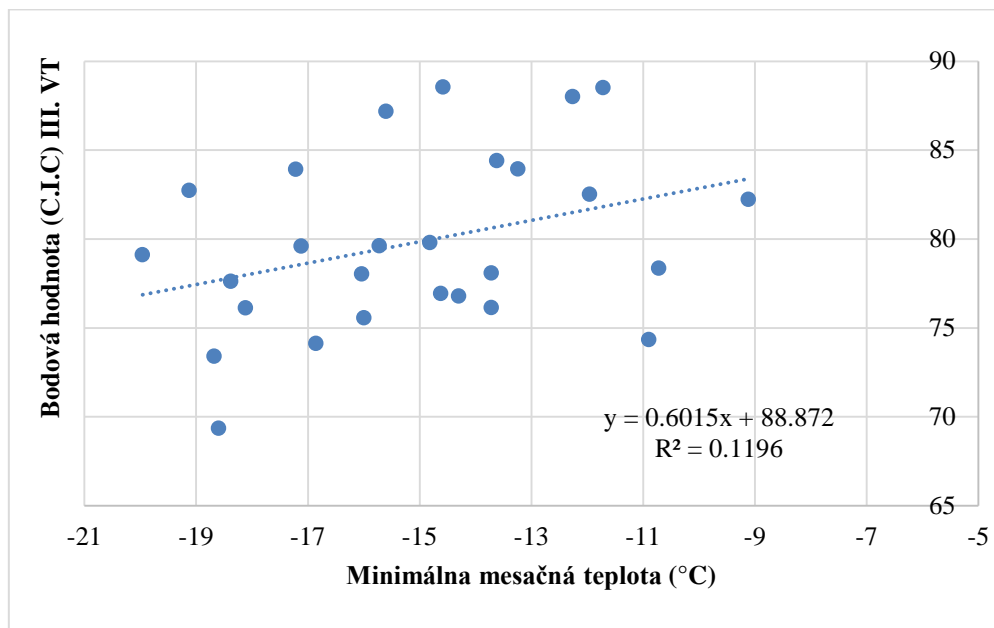


Obr. 3: Korelačná závislosť medzi priemernou mesačnou teplotou vzduchu a bodovou hodnotou trofejí srnčej zveri ($r=0,287$, stupeň voľnosti $n=29$, pravdepodobnosť $\alpha=0,10$, *málo významné)

Medzi priemernou mesačnou teplotou vzduchu a bodovou hodnotou trofejí srnčej zveri existuje pozitívna korelačná závislosť. Regresný koeficient pri tomto faktore dosahuje hodnotu 0,287, teda

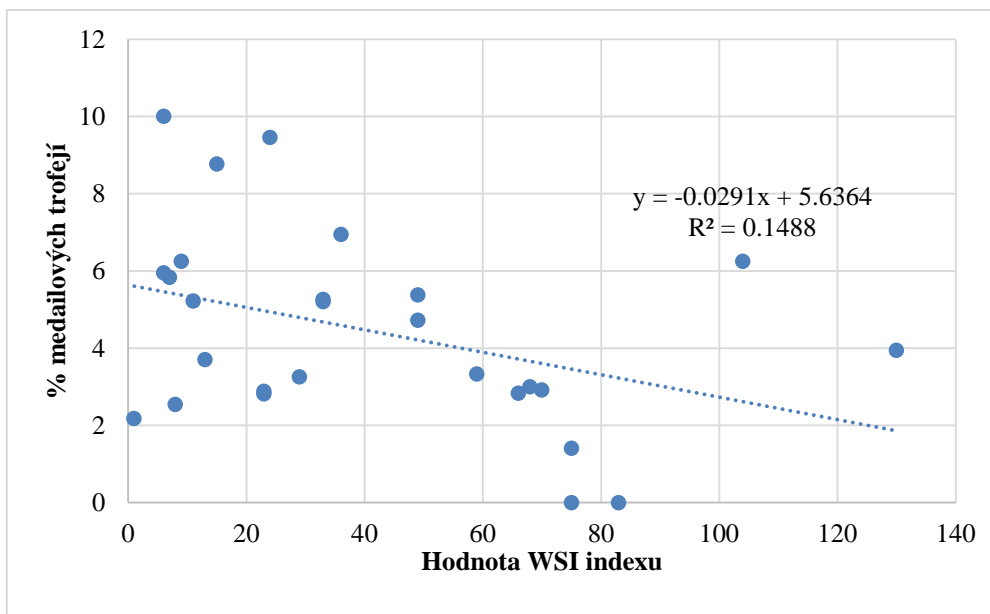
málo významnú závislosť. Z toho vyplýva, že len približne 29 % trofejí jedincov môže byť ovplyvnených priemernou teplotou vzduchu.

Ako posledný z hydrometeorologických faktorov vplyvajúcich na bodovú hodnotu trofejí srna lesného na území LHC Liptovský Hrádok sme hodnotili vplyv minimálnej mesačnej teploty. Na nasledujúcom obr. 4 sme zobrazili korelačnú závislosť medzi bodovou hodnotou trofejí srna lesného na území Liptova a minimálnou mesačnou teplotou vzduchu. Ako môžeme vidieť, medzi týmito dvoma charakteristikami je slabó významná, pozitívna korelačná závislosť. Korelačný koeficient tu dosahuje hodnotu 0,346, z čoho môžeme usudzovať, že približne jedna tretina jedincov mohla byť ovplyvnená týmto meteorologickým faktorom. Pozitívne korelačné závislosti medzi minimálnou teplotou vzduchu a bodovou hodnotou trofejí zistili aj ostatní autori, ktorí sa venovali tejto tematike, avšak regresné koeficienty aj pri ich výsledkoch vykazovali len nízke hodnoty.



Obr. 4: Korelačná závislosť medzi minimálnou mesačnou teplotou vzduchu a bodovou hodnotou trofejí srnčej zveri ($r=0,346$, stupeň voľnosti $n=29$, pravdepodobnosť $\alpha=0,05$, ** významné)

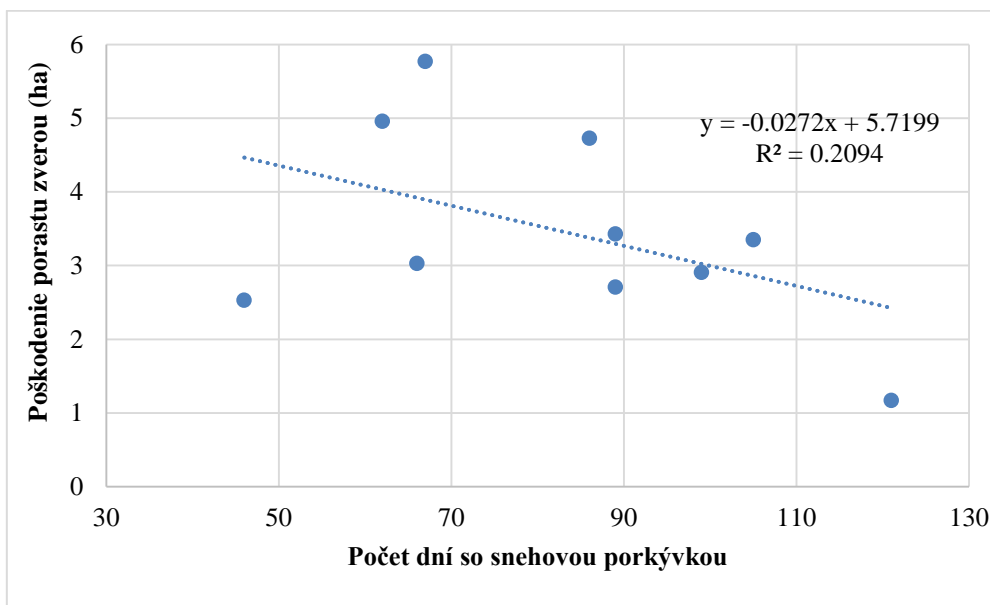
Následne sme sa rozhodli spracovať podobný index vplyvu závažnosti zimy (WSI) ako sa používa vo Wisconsin (BACCANTE, WOODS 2010), ale upraviť ho pre nášho srna lesného (*Capreolus capreolus* L.), pričom za limitujúce sme považovali minimálne denné teploty vzduchu a maximálnu dennú výšku snehovej pokrývky. Limitujúce hodnoty sme určili výpočtom, ako mediány (prostredné hodnoty) priemerných mesačných hodnôt týchto veličín v rokoch 1987-2015. Zistili sme tak, že pre srna lesného (*Capreolus capreolus* L.) žijúceho v oblasti LHC Liptovský Hrádok je limitujúca hodnota minimálnej teploty vzduchu $-16\text{ }^{\circ}\text{C}$, so smerodajnou odchýlkou $\pm 5,7\text{ }^{\circ}\text{C}$. Pri maximálnej výške snehu sme limitujúcu hodnotu určili na 14 cm, so smerodajnou odchýlkou $\pm 7,4\text{ cm}$. Pri prekročení týchto hodnôt nemá zver optimálne podmienky pre život, a predpokladáme, že je tým stresovaná, čo sa môže odraziť na počte kvalitných trofejových jedincov. Pre určenie WSI indexu sme sčítali počet dní, počas mesiacov november až marec, v ktorých boli tieto limitujúce hodnoty dosiahnuté, alebo prekročené. Následne sme korelačnou analýzou zisťovali závislosť medzi WSI indexom a percentuálnym zastúpením medailových trofejí, čo je zobrazené na obr. 5.



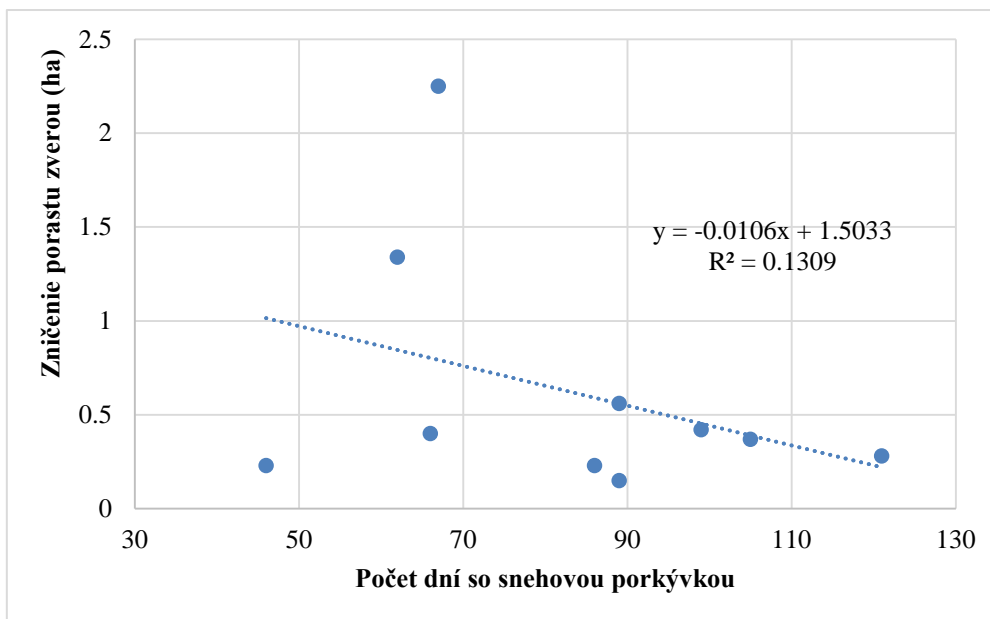
Obr. 5: Percentuálne množstvo medailových trofejí a kumulatívnej hodnoty indexu WSI ($r=0,386$, stupeň voľnosti $n=29$, pravdepodobnosť $\alpha=0,05$, ** významné)

Ako môžeme vidieť na grafe, medzi WSI indexom a počtom medailových trofejí existuje záporná korelačná závislosť, z čoho vyplýva že so stúpajúcou hodnotou indexu sa znižuje počet kvalitných srnčích trofejí. Regresný koeficient tu dosahuje hodnotu 0,386, čo pre náš 29 rokov dlhý časový rad znamená, že takáto závislosť je významná.

Pri hodnotení škôd spôsobených srnčou zverou nám robili najväčšie problémy zdrojové údaje. V roku 2011 sa prestalo v lesníckej praxi používať Hlásenie L 115, v ktorom sa zaznamenávali škody spôsobené zverou. Korelačnou analýzou sme zisťovali závislosť medzi počtom dní so snehovou pokrývkou, čo je faktor ktorý najviac ovplyvňuje kvalitu trofejí srnčej zveri a rozsahom poškodenia a zničenia porastov počas rokov 2002-2011, čo je zobrazené na obr. 6 a obr.7.



Obr. 6: Korelačná závislosť medzi počtom dní so snehovou pokrývkou a poškodením mladých porastov ($r=0,458$, stupeň voľnosti $n=10$, štatistiky nevýznamné)



Obr. 7: Korelačná závislosť medzi počtom dní so snehovou pokrývkou a zničením mladých lesných porastov ($r=0,362$, stupeň voľnosti $n=10$, štatisticky nevýznamné)

Ako môžeme vidieť, medzi poškodením a taktiež aj medzi zničením porastov a počtom dní so snehovou pokrývkou síce existuje záporná korelačná závislosť, ale jej sila je štatisticky nevýznamná. Jedná sa však len o desaťročný rad údajov, čo mohlo túto analýzu ovplyvniť. Pre dôkladnejšie skúmanie tejto problematiky však nemáme k dispozícii väčšie množstvo údajov, pretože evidencia sa prestala po roku 2011 na základe legislatívnych zmien zaznamenávať. Staršie zdrojové dokumenty boli spracované pre rozsiahle územia krajov, ktorých výmera sa v roku 1996 menila, takže tieto informácie nie je možné interpretovať s dostatočnou presnosťou a spoľahlivosťou.

Záver

Tak ako sme predpokladali, hydrometeorologický faktor, ktorý najviac ovplyvňuje bodovú hodnotu trofejí srnčej zveri na LHC Liptovský Hrádok je počet dní so snehovou pokrývkou. Pri štatistickej analýze sme zistili, že medzi týmito veličinami je vysoko významná, negatívna štatistická závislosť. Podľa regresnej rovnice vieme, že každým ďalším dňom so snehovou pokrývkou klesá bodová hodnota parožia o 0,1314 bodu. Vplyv ostatných skúmaných meteorologických faktorov na kvalitu trofejí srnčej zveri už nebol taký významný.

Následne sme vypracovali pre oblasť Liptova index, ktorým sme zhodnotili vplyv zimy, ktorú sme charakterizovali výškou snehovej pokrývky a minimálnou teplotou vzduchu, na percentuálnu početnosť medailových trofejí srnčej zveri. Tento index sme podľa vzoru zo Severnej Ameriky, kde sa vypracováva na zistenie migračných trás pasrnca bielochového označili ako WSI index. Štatistickú závislosť medzi nim a počtom medailových trofejí označujeme ako významnú pri 95 % hladine spoľahlivosti. WSI index je možné pri jeho modifikácii použiť aj pre iné druhy zveri a dá sa využiť aj na iných oblastiach s porovnateľnými klimatickými podmienkami.

Štatistickú závislosť sme nepotvrdili pri hodnotení vplyvu počtu dní so snehovou pokrývkou na škody spôsobované srnčou zverou. Hodnotili sme vplyv tohto hydrometeorologického faktoru na plochu zničených a poškodených mladých lesných porastov. Je však potrebné dodať, že pri vypracovaní tejto časti práce sme mali problém so získaním podkladových materiálov, keďže škody zverou sa na území Slovenska od roku 2011 oficiálne neevidujú.

Pod'akovanie

Tento príspevok je súčasťou realizácie výsledkov projektov VEGA č.: 1/0367/16, 1/0589/15, 1/0463/14 Ministerstva školstva, vedy, výskumu a športu Slovenskej republiky a Slovenskej akadémie vied; a projektom Agentúry na podporu výskumu a vývoja v rámci zmluvy č.: APVV-0423-10, APVV-0303-11, APVV-15-0425 and APVV-15-0497. Autori ďakujú agentúram za podporu.

Použitá literatúra

BACCANTE, D.,WOODS, R., 2010. Relationship between winter severity and survival of mule deer fawns in the Peace Region of British Columbia. In *Journal of Ecosystems and Management*. 2010, roč.10 č.3 s.145-153.

JURÍK, V., 2013: *Vplyv meteorologických faktorov na kvalitu parožia srnčej zveri na Hornom Liptove v rokoch 1987 – 2011, 2013*, Zvolen: Technická univerzita vo Zvolene, Lesnícka fakulta, 48 s.

KAŠTIER, P., FINĎO, S., 2016: (osobná konzultácia), Národné lesnícke centrum, LVÚ Zvolen, apríl 2016

PJATEK, I., 2015: *Analýza vplyvu vybraných biometeorologických faktorov na kvalitu parožia srnca lesného (Capreolus capreolus L.) v oblasti Horného Liptova*. diplomová práca, 2015, Zvolen: TUZVO, 61s.

RADÚCH, J.1998: Srnčia zver na Liptove. In *Poľovníctvo a rybárstvo*, 1998,no.9, s. 4-7.

RADÚCH, J., 2008.: Kalamita a zver v TANAPe.. In *Poľovníctvo a rybárstvo*. 2008, no.2, s. 12-14

ŠMELKO, Š-WOLF, J., 1977: *Štatistické metódy v lesníctve*, Príroda, 1977, Bratislava, 330s.

Vplyv využívania krajiny a mikrotopografie na pohyb vody v ľahkých pôdach

Peter Šurda¹, Viliam Nagy¹, Ľubomír Lichner¹, Attila J. Kovács², Gábor Milics²

¹Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta č. 9, 841 04 Bratislava

²University of West Hungary, Institute of Biosystems and Food Engineering, 9200 Mosonmagyaróvár

Abstrakt

Vplyv využívania pôdy a mikrotopografie na pohyb vody boli hodnotené v ľahkých pôdach na experimentálnych lokalitách v blízkosti obcí Kalinkovo (K) a Sekule (S) (juhozápadné Slovensko). Lokalita K je poľnohospodársky využívaná plocha, pričom počas infiltračného experimentu bola na nej pestovaná slnečnica ročná (*Helianthus annuus* L.). Lokalita S, kde prebehli infiltračný a farbivový experiment, reprezentuje lúčny biotop, vegetácia pozostáva v súčasnosti prevažne z trávnych druhov, ale v minulosti bola intenzívne poľnohospodársky využívaná a následne ponechaná procesu sekundárnej sukcesie. Zistili sme, že 1. vplyvom agrotechnických zásahov v piesočnatej pôde vznikla orbová panva, ktorá úplne zastavila infiltráciu vody do pôdy v hĺbke 25 cm. Tým sa zvyšuje riziko tvorby kaluží na povrchu pôdy, odtoku vody a tiež vzniku vodnej erózie pôdy. Podľa výsledkov experimentu na lokalite S, orbová panva zanikla po ukončení poľnohospodárskeho využívania a štarte sekundárnej sukcesie pôsobením koreňov trávnatého porastu. Analýzou výsledkov farbivového experimentu sme zistili, že 2. mikrotopografia má vplyv na výskyt preferovaného prúdenia v piesočnatej pôde.

Kľúčové slová: ľahké pôdy; prúdenie vody; zhutnenie; mikrotopografia

Úvod

K negatívnym dôsledkom intenzívne využívaných agrosystémov patrí zhutnenie pôdy vplyvom ťažkej poľnohospodárskej techniky. Zhutnenie pôdy má škodlivý efekt na fyzikálne vlastnosti pôdy, ktoré ovplyvňujú pohyb vody v pôdnom profile. Niektoré druhy pôd sú vo svojej podstate resilientné, t.j. po odstránení stresového faktora dokážu prirodzene obnoviť pôvodné vlastnosti (Gregory et al., 2007). Zhutnené vrstvy pôdy, vznikajúce dôsledkom obrábania a opakovanými prechodmi poľnohospodárskej techniky sú vážnym problémom najmä ľahkých pôd, pretože je tým obmedzený pohyb vzduchu, vody a rast koreňov pestovaných rastlín, pričom ich vodná kapacita je prirodzene nízka.

Zmena využitia krajiny - prirodzená sukcesia opustenej poľnohospodárskej pôdy - najmä vegetácia v neskorších štádiách sekundárnej sukcesie, môže narušiť zhutnenú vrstvu pôdneho profilu, spôsobiť zvýšenie priepustnosti pôdy a obnoviť poškodenú štruktúru pôdy. Na opustených degradovaných poľnohospodárskych plochách v mnohých prípadoch dochádza k sekundárnej sukcesii, ktorá môže ovplyvniť resilienciu a vyvolať pozitívnu reakciu ekosystému (Cerde, 1997).

Štandardné poľnohospodárske postupy majú negatívny vplyv na obsah organického uhlíka v pôde (Cerde et al., 2009). Trávne porasty za porovnateľných podmienok majú vyšší obsah organického uhlíka vo vrchných horizontoch pôdneho profilu ako poľnohospodársky využívané plochy (Deng et al., 2016).

Zmena opustenej poľnohospodárskej pôdy na trávny porast prostredníctvom sekundárnej sukcesie vyvolá tiež zmenu vlastností pôdy (Lesschen et al., 2008; Nadal-Romero et al., 2016), ovplyvní proces akumulácie pôdnej organickej hmoty a hydrologický cyklus (Garcia-Ruiz et al., 2005; Keesstra, 2007; Novara et al., 2014; Gabarrón-Galeote et al., 2015). Proces sekundárnej sukcesie je však veľmi pomalý. Stupeň sukcesie, ale tiež topografické a klimatické faktory ovplyvňujú infiltračnú rýchlosť a výskyt preferovaného prúdenia (PP) (Yimer et al., 2008).

V tejto štúdii bol na základe poľných experimentov zhodnotený (I) vplyv zmeny využívania krajiny prirodzenou sukcesiou (zmena ornej pôdy na lúčny biotop) na hĺbku prieniku infiltrovanej vody a využiteľnú vodnú kapacitu ľahkých pôd a (II) vplyv mikrotopografie na výskyt PP v neskoršom štádiu prirodzenej sukcesie.

Materiál a metódy

Výskumné lokality

Prvá experimentálna lokalita sa nachádza v blízkosti obce Sekule na Borskej nížine (juhozápadné Slovensko) a reprezentuje lúčny biotop, vegetácia pozostáva v súčasnosti prevažne z trávnych druhov, ale v minulosti bola intenzívne poľnohospodársky využívaná a následne ponechaná procesu sekundárnej sukcesie. Experimenty boli vykonané na 2 plochách. Lokalita má piesočnatú pôdu, sú to viate piesky, pôdny typ klasifikovaný ako Arenosol (WRB, 2006).

Experimentálna lokalita Kalinkovo na Podunajskej nížine reprezentuje intenzívne obrábanú poľnohospodársku pôdu. Merania boli vykonávané na 2 pokusných plochách v letnom období, kedy tu bola pestovaná slnečnica ročná (*Helianthus annuus* L.). Je to oblasť s ľahkou pôdou, ktorá sa vyvinula na fluviálnych nánosoch Dunaja. Pôdny typ Fluvisol (WRB, 2006) má piesočnatohlinitú textúru. Fyzikálne a chemické charakteristiky pôd experimentálnych lokalít sú uvedené v tab. 1.

Tabuľka 1: Fyzikálne a chemické charakteristiky pôd experimentálnych lokalít.

Lokalita			Piesok (%)	Prach (%)	Íl (%)	CaCO ₃ (%)	C _{org} (%)	pH (H ₂ O)	pH (KCl)
Sekule	lúka	S	91.30	2.80	5.90	<0.05	0.99	5.20	4.28
Kalinkovo	pole	K	52.67	39.70	7.63	7.00	1.27	8.15	8.11

Metódy terénnych meraní

Objemová hmotnosť neporušených pôdnych vzoriek ρ_d bola určovaná na základe Soil Survey Manual (Soil Survey Division Staff, 1993). Vzorky boli odoberané do Kopeckého valčekov a následne zistená ich váha po vysušení pri 105°C; ρ_d bola stanovená podľa rovnice (1).

$$\rho_d = \frac{m_s}{V_t} \quad (1)$$

kde m_s je hmotnosť suchej pôdy [g] a V_t objem neporušenej vzorky [cm³].

Infiltračné experimenty boli prevedené na dvoch plochách s rozmermi 100 cm x 100 cm. Na každej z plôch boli vložené vertikálne do vŕtaných otvorov štyri kovové rúry w1-w4 (s vnútorným priemerom 43 mm a dĺžkou 2 m), v ktorých prebiehalo meranie neutrónovou sondou. Objemová vlhkosť pôdy bola meraná v hĺbke 0, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 a 100 cm neutrónovou sondou s uzavretým Am-Be žiaričom, pred a po aplikácii vody. Umiestnenie sond spolu so sférou vplyvu (dosah merania) pre objemovú vlhkosť $\theta = 20$ % (obj.), vymedzenou čiarkovanými kruhmi, sú uvedené na obr. 6a. Päťdesiat mm vody bolo aplikovaných ručne pomocou kanvy rýchlosťou cca 2 mm min⁻¹, čo trvalo 50 minút. Dve hodiny po aplikácii, bola zmeraná vlhkosť pôdy pomocou neutrónovej sondy. Odčítané hodnoty počtosti zachytených neutrónov, CR, boli transformované na hodnoty objemovej vlhkosti pôdy, θ , použitím rovnice (2), ktorú sme získali predošlou kalibráciou s použitím gravimetrickej metódy:

$$\theta = 0.001145 CR + 0.001722 c \quad (2)$$

kde c je obsah ílu (%).

Farbivý experiment bol prevedený takisto na vymedzenej ploche s rozmermi 100 cm x 100 cm. Najskôr boli zostrihnuté stebľa trávy nožnicami a následne bola plocha experimentu ohraničená štyrmi kovovými rámami (s rozmermi 100 cm x 30 cm), ktoré boli zarazené do pôdy do hĺbky 20 cm. Farbivo Brilliant Blue bolo rozpustené vo vode v koncentrácii 10 g L⁻¹ a následne kanvou bol roztok aplikovaný rýchlosťou cca. 1 mm min⁻¹. Hodinu po aplikácii bolo urobených 5 vertikálnych rezov pôdneho profilu vo vzdialenosti 10, 30, 50, 70 a 90 cm od okraja pokusnej plochy. Vertikálne rezy boli fotografované digitálnym fotoaparátom Canon EOS 600d.

Analýza digitálnych fotografií

Na analýzu fotografií sme použili softvér ImageJ (<http://imagej.net/ImageJ>), čo je open source program na spracovanie obrazu na platforme Java, inšpirovaný NIH Image. Beží na ľubovoľnom počítači na platforme Java 1.8 alebo novšej. ImageJ môže zobrazovať, upravovať, analyzovať, spracovávať 8-bit, 16-bit a 32-bit obrázky v odtieňoch sivej a 8-bit a 24-bitové farebné obrázky. Pracuje s väčšinou obrazových formátov vrátane TIFF, GIF, JPEG, BMP, DICOM atď. K dispozícii je priestorová kalibrácia, ktorá umožňuje meranie vzdialeností a mierok v zvolených jednotkách (až mikrometre) (Hartig, 2013).

Štatistická analýza

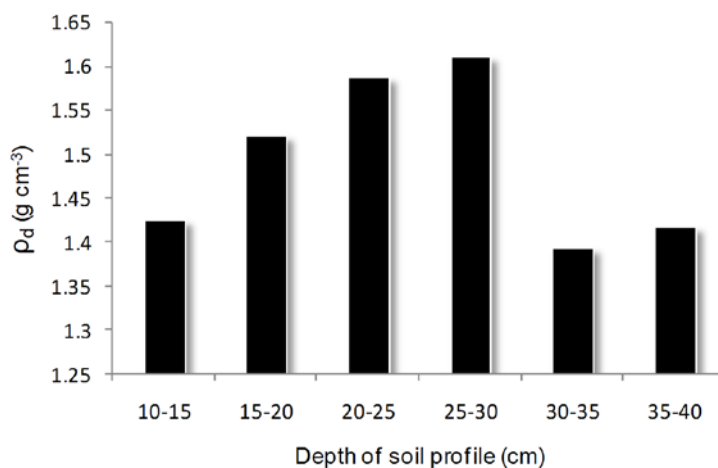
Formulovaná hypotéza bola hodnotená chí-kvadrát testom nezávislosti (Rovnica 3). Tento test je aplikovateľný, keď máme k dispozícii dve kategorické (kvalitatívne) premenné z jednej populácie. Používa sa na testovanie, či existuje významná súvislosť medzi týmito dvoma premennými.

$$\chi^2 = \sum_{i=0}^n \frac{(O_n - E_n)^2}{E_n} \quad (3)$$

kde O je pozorovaná frekvencia, E je očakávaná frekvencia a n je počet kategórií.

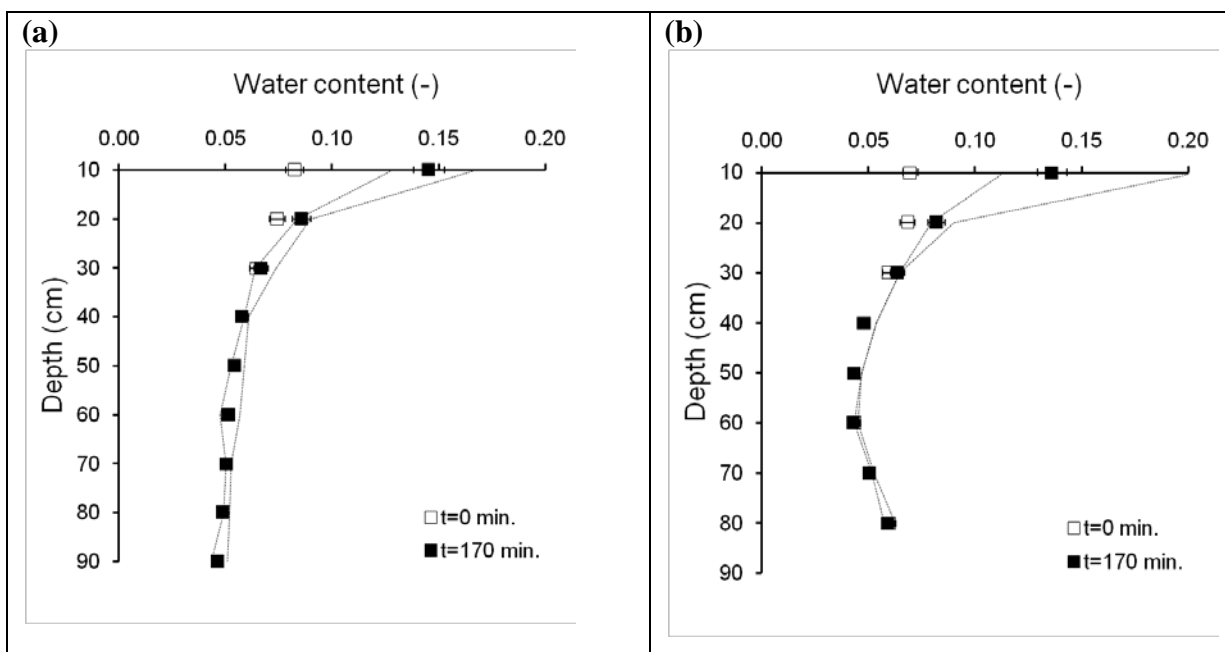
Výsledky

Objemová hmotnosť neporušených pôdných vzoriek na lokalite K - orná pôda, sa líšila v závislosti od hĺbky pôdneho profilu. Vzorky boli odobrané v troch bodoch, v 6-tich hĺbkach (10-15 cm, 15-20 cm, 20-25 cm, 25-30 cm, 30-35 cm a 35-40 cm). Priemerné hodnoty objemovej hmotnosti sú uvedené na obr. 1. Najnižšie hodnoty boli stanovené pre horizont 10-15, 30-35 a 30-40 cm (cca 1,4 g cm⁻³). Hodnoty ρ_d narastajú od horizontu 15-20 cm a dosahujú maximum v hĺbke 25-30 cm (1,61 g cm⁻³). Rozdiel predstavuje 0,2 g cm⁻³. Tieto hodnoty signalizujú prítomnosť zhutnenej vrstvy v hĺbke 25-30 cm. Pod touto vrstvou je badať zreteľný pokles ρ_d , t.j. predpokladáme, že ide o zhutnenie spôsobené agrotechnickými operáciami.

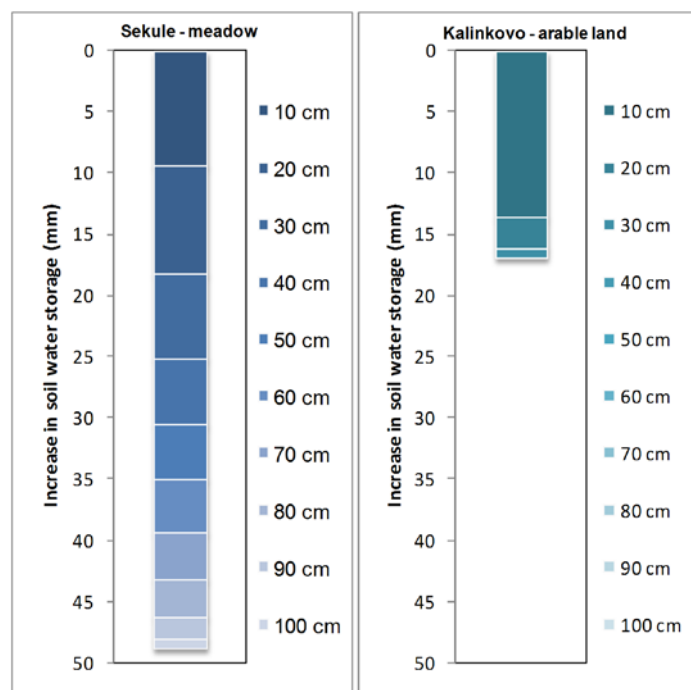


Obr. 1: Priemerné hodnoty objemovej hmotnosti pre lokalitu Kalinkovo.

Hodnoty pôdnej vlhkosti na lokalite K - orná pôda v hĺbke 10 cm pod povrchom boli pomerne vysoké (max. 0,2034 na ploche K1). Priemerné hodnoty a štandardné odchýlky obsahu vody v pôde, ako funkcie hĺbky, z , merané na ploche K1 a K2 pre $t = 0$ a 170 minút sú uvedené na obr. 2. Ako je možné vidieť na obr. 2, hĺbka prieniku vody, z_{max} bola iba 30 cm pod povrch pôdy na oboch plochách (K1 a K2), ale významné zvýšenie obsahu vody v pôde bolo namerané len do hĺbky 20 cm (v priemere nárast o 0,161). V hĺbke 30 cm, to bolo len zanedbateľné zvýšenie vlhkosti pôdy (o 0,008). To znamená, že iba horných 20 cm matrice pôdy bolo ovplyvnených infiltrujúcou vodou počas doby experimentu. Podľa nášho názoru je to spôsobené prítomnosťou zhutnenej panvy - oblasti zhutnenej pôdy v koreňovej zóne rastlín, ktorú spôsobila opakovaná orba v rovnakej hĺbke, v tomto prípade od hĺbky cca 25 cm. Zhutnená vrstva úplne zastavila infiltráciu vody do pôdy a podložia a zvyšuje riziko tvorby kaluží na povrchu pôdy, odtoku vody a tiež vodnej erózie pôdy. Podľa obr. 3 (Kalinkovo), zásoba pôdnej vody v pôdnom profile sa zvýšila iba o 16,9 mm, pričom horná časť pôdneho profilu (horných 30 cm) udržala iba 33,8 % z aplikovanej vody. Zostávajúce množstvo závlahovej dávky odtieklo po zhutnenej vrstve pôdy horizontálnym prúdením.



Obr. 2: Obsah vody v pôde v závislosti od hĺbky pôdy meraný na ploche K1 (a) a K2 (b). □ označujú priemerné hodnoty meranej pôdnej vlhkosti a štandardné odchýlky pre $t = 0$; ■ označujú priemerné hodnoty meranej pôdnej vlhkosti a štandardné odchýlky pre $t = 170$ minút. Bodkované čiary predstavujú minimálne a maximálne hodnoty obsahu vody v pôde v daných hĺbkach v $t = 170$ minút.



Obr. 3: Nárast zásoby pôdnej vody v jednotlivých horizontoch pôdneho profilu výskumných lokalít.

Plocha S (lúka) bola v minulosti (pred viac ako 20 rokmi) intenzívne poľnohospodársky využívaná a piesočnatá pôda na tomto mieste je extrémne náchylná na zhutňovanie. Na základe toho sme predpokladali výskyt zhutnenej vrstvy pôdy v hornej časti pôdneho profilu. Avšak, na základe dosiahnutých výsledkov, nebola potvrdená prítomnosť zhutnenej panvy. Podľa obr. 4, ktorý zobrazuje stredné hodnoty a štandardné odchýlky obsahu vody v pôde, merané na ploche S1 a S2, je zrejmé, že maximálna hĺbka prieniku vody, z_{max} bola 100 cm pod povrchom; nespozorovali sme zníženie infiltrácie v hornej časti (20 až 30 cm) pôdneho profilu. Podľa obr. 3 (Sekule) zásoba pôdnej vody v pôdnom profile sa zvýšila o 48,9 mm do hĺbky 100 cm, pričom horná časť pôdneho profilu (do hĺbky 30 cm) zadržala 50,4% z aplikovanej vody.

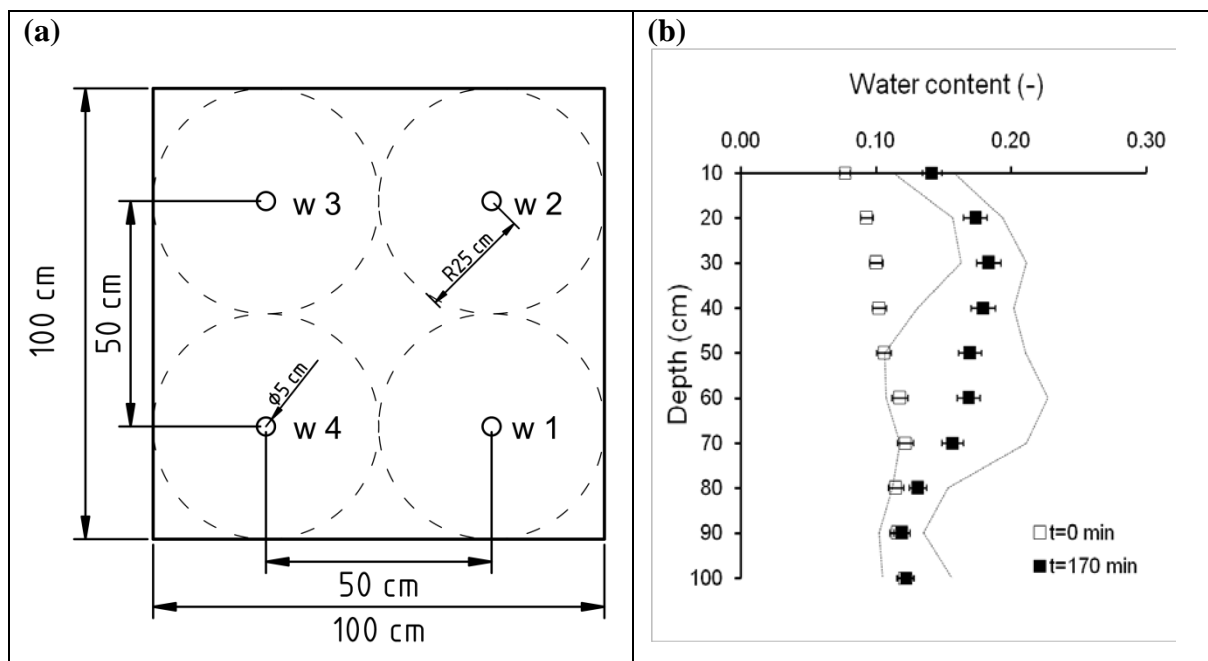
Vzhľadom k tomu, že na lokalite S je piesočnatá pôda, bez zreteľnej štruktúry, s hydrofóbnym povrchom v tomto štádiu sukcesie, predpokladali sme prítomnosť PP. S cieľom objasniť mechanizmus prúdenia vody v pôdnom profile sme vykonali farbivový experiment. Pred infiltračným experimentom s použitím farbiva v zvlhnom teréne sme formulovali hypotézu, že pod mikrodepresiou zistíme preferované prúdenie vody s farbivom, zatiaľ čo pod mikrovyvýšeninou nie. Spracovali sme fotografie 5 vertikálnych rezov pomocou ImageJ softvéru. Identifikovali sme 28 zreteľných mikrovyvýšení a mikropriehlbín na piatich vertikálnych rezoch, potom bolo 5 fotografií (rezov) transformovaných do binárnych obrazov (zafarbené 1, nezafarbené 0) a následne vyrezaných 28 transektov pod vyvýšeninami (14 transektov) a pod priehlbínami (14 transektov) s dĺžkou 5 cm.

Podľa plochy čiernych pixelov na každom transekte sme sa rozhodli, či je prítomné PP alebo nie. Zistili sme, že pod 13-imi zo 14-tich priehlbín sa nachádza PP vody. Avšak, PP sa nachádzalo aj pod dvoma vyvýšeninami zo 14-tich transektov. Výsledky v boli hodnotené chí-kvadrát testom nezávislosti. Testovali sme 2 hypotézy.

Ho: Výskyt PP nezávisí od vyvýšení a priehlbín.

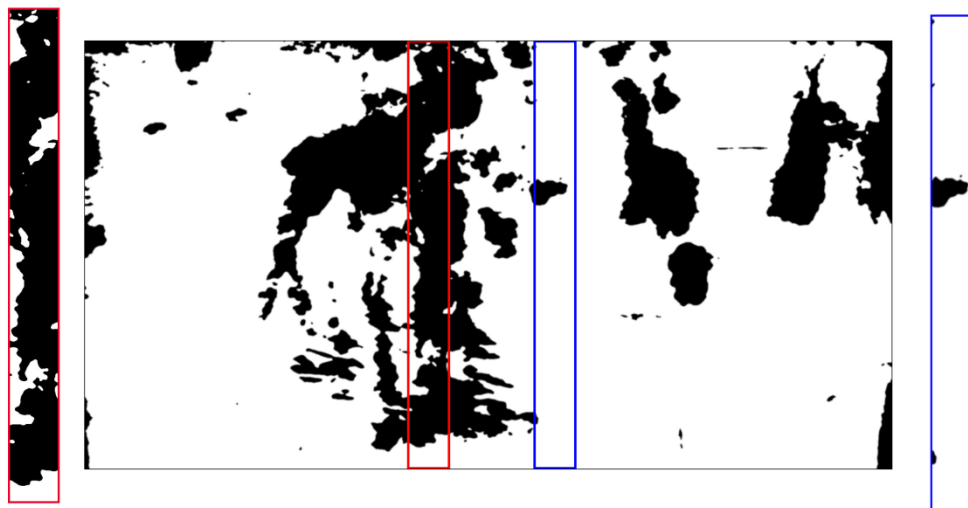
Ha: Výskyt PP je spojený s vyvýšeninami a priehlbínami.

Hodnota chí-kvadrát testu je 17,3744. P-hodnota 0,000031. Odmietame nulovú hypotézu v prospech alternatívnej hypotézy - výskyt PP je spojený s vyvýšeninami a priehlbínami. Podľa výsledkov nášho experimentu sme zistili, že mikrotopografia má vplyv na výskyt ciest PP v piesočnatej pôde. To znamená, že je väčšia pravdepodobnosť, že k PP dôjde pod mikro-priehlbínou terénu v podmienkach nášho experimentu.



Obr. 4: Umiestnenie sond (w1-w4), so sférou vplyvu (dosah merania) pre $\theta = 20\%$ ohraničeným čiarkovanými kruhmi (a). Obsah vody v pôde v závislosti od hĺbky pôdy meraný na ploche S (b).

□ označujú priemerné hodnoty meranej pôdnej vlhkosti a štandardné odchýlky pre $t = 0$; ■ označujú priemerné hodnoty meranej pôdnej vlhkosti a štandardné odchýlky pre $t = 170$ minút. Bodkované čiary predstavujú minimálne a maximálne hodnoty obsahu vody v pôde v daných hĺbkach v $t = 170$ minút.



Obr. 5: Zvislý rez (s dĺžkou 100 cm) pôdneho profilu vo vzdialenosti 10 cm od okraja experimentálnej plochy (stredná časť) a príklady 5 cm transektov pod vyvýšeninou (červený rámček) a pod depresiou (modrý rámček).

Záver

Zistili sme, že 1. vplyvom agrotechnických zásahov v piesočnatej pôde vznikla orbová panva, ktorá úplne zastavila infiltráciu vody do pôdy v hĺbke 25 cm. Tým sa zvyšuje riziko tvorby kaluží na povrchu pôdy, odtoku vody a tiež vzniku vodnej erózie pôdy. Podľa výsledkov experimentu na lokalite S, orbová panva zanikla po ukončení poľnohospodárskeho využívania a štarte sekundárnej

sukcesie pôsobením koreňov trávnatého porastu. Analýzou výsledkov farbivového experimentu sme zistili, že 2. mikrotopografia má vplyv na výskyt preferovaného prúdenia v piesočnatej pôde.

Pod'akovanie

Táto publikácia vznikla na základe realizácie grantového projektov VEGA 2/0054/14 a APVV 0512/12.

Literatúra

- Cerdà, A. (1997): Soil erosion after land abandonment in a semiarid environment of southeastern Spain. *Arid Land Res. Manag.*, 11 (2), 163–176.
- Cerdà, A., Flanagan, D.C., le Bissonnais, Y., Boardman, J. (2009): Soil erosion and agriculture. *Soil Till. Res.*, 106, 107–108.
- Deng, L., Zhu, G.-Y., Tang, Z.-S., Shangguan, Z.-P. (2016): Global patterns of the effects of land-use changes on soil carbon stocks. *Glob. Ecol. Conserv.*, 5, 127–138.
- Gregory, A.S., Watts, C.W., Whalley, W.R., Kuan, H.L., Griffiths, B.S., Hallett, P.D., Whitmore, A.P. (2007): Physical resilience of soil to field compaction and the interactions with plant growth and microbial community structure. *European Journal of Soil Science*, 58, 1221–1232.
- Gabarrón-Galeote, M.A., Trigalet, S., vanWesemael, B. (2015): Soil organic carbon evolution after land abandonment along a precipitation gradient in southern Spain. *Agric. Ecosyst. Environ.*, 199, 114–123.
- García-Ruiz, J.M., Arnáez, J., Beguería, S., Seeger, M., Martí-Bono, C., Regüés, D., Lana- Renault, N., White, S. (2005): Runoff generation in an intensively disturbed, abandoned farmland catchment, Central Spanish Pyrenees. *Catena*, 59, 79–92.
- Hartig, S. M. 2013. Basic Image Analysis and Manipulation in ImageJ. *Current Protocols in Molecular Biology*, 102, 14.15.1–14.15.12.
- Keesstra, S.D. (2007): Impact of natural reforestation on floodplain sedimentation in the Dragonja basin, SW Slovenia. *Earth Surf. Process. Landf.*, 32, 49–65.
- Lesschen, J.P., Cammeraat, L.H., Kooijman, A.M., van Wesemael, B. (2008): Development of spatial heterogeneity in vegetation and soil properties after land abandonment in a semi-arid ecosystem. *J. Arid Environ.*, 72, 2082–2092.
- Nadal-Romero, E., Cammeraat, E., Pérez-Cardiel, E., Lasanta, T. (2016): Effects of secondary succession and afforestation practices on soil properties after cropland abandonment in humid Mediterranean mountain areas. *Agric. Ecosyst. Environ.*, 228, 91–100.
- Novara, A., La Mantia, T., Rühl, J., Badalucco, L., Kuzyakov, Y., Gristina, L., Laudicina, V.A. (2014): Dynamics of soil organic carbon pools after agricultural abandonment. *Geoderma*, 235–236, 191–198.
- Soil Survey Division Staff. (1993): Soil survey manual. Soil Conservation Service. U.S. Department of Agriculture Handbook 18 p.
- WRB. (2006): World reference base for soil resources 2006. 2nd edition. World Soil Resources Reports No. 103. FAO, Rome, 128 p.
- Yimer, F., Messing, I., Ledin, S., Abdelkadir, A. (2008): Effects of different land use types on infiltration capacity in a catchment in the highlands of Ethiopia. *Soil Use Manag.*, 24, 344–349.

Příspěvek ke stanovení parametrů Dubovy empirické rovnice pro výpočet kulminace velkých vod v lesích

Vladimír Švihla¹, Vladimír Černošous², František Šach²

¹ Fügnerova 809, 266 01 Beroun

² Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti, v. v. i., Výzkumná stanice Opočno, Na Olivě 550, 517 73 Opočno

Úvod

Lesnická praxe používá ke stanovení návrhových velkých vod 100letých model autorů DUB – NĚMEC (1969). Koeficienty modelu (n , A) se běžně určují grafickou metodou, koeficient x nemá propracovaný teoretický výpočetní postup. Úkolem příspěvku je navržení nové metody stanovení všech tří parametrů n , x , A modelu Dub – Němec hydrologickou metodu.

Model má velký praktický význam při navrhování dimenzí objektů hrazení bystřin a lesnických vodohospodářských staveb. Svůj význam má i při globálních vodohospodářských studiích. Z výsledků studie je patrné že v navrhování lesnických staveb i v regionálních vodohospodářských studiích nelze vliv lesa na režim velkých vod v zemědělsko-lesní krajině zanedbávat.

Materiál a metoda

Experimentální materiál vybrali autoři z publikace HMÚ Hydrologické poměry ČR (HORSKÝ 1965). Model DUB, NĚMEC (1969) má tvar:

$$VQ(c, s) = A \cdot F(c)^{1-n} \cdot \left[1 - x \cdot \frac{F(L)}{F(c)} \right]$$

Základ nového řešení vychází z odvození rovnice (1), která platí pro 2 analogická povodí:

$$\begin{aligned} VQ(c, s, 1) &= VQ(L, 1) + VQ(O, 1) - \text{původní povodí} \\ VQ(c, s, 2) &= VQ(L, 2) + VQ(O, 2) - \text{analogické povodí} \end{aligned} \quad (1)$$

Dále platí:

$$\begin{aligned} VQ(L, 1) &= \frac{A(L)}{F(L, 1)^n} \cdot F(L, 1) = A(L) \cdot F(L, 1)^{1-n} \\ VQ(L, 2) &= \frac{A(L)}{F(L, 2)^n} \cdot F(L, 2) = A(L) \cdot F(L, 2)^{1-n} \\ \frac{VQ(L, 2)}{VQ(L, 1)} &= \frac{A(L) \cdot F(L, 2)^{1-n}}{A(L) \cdot F(L, 1)^{1-n}} = \left[\frac{F(L, 2)}{F(L, 1)} \right]^{1-n}, \end{aligned} \quad (2)$$

když parametr $A(L)$ je stejný v analogických povodích v lesních kulturách.

Podobně:

$$\frac{VQ(O, 2)}{VQ(O, 1)} = \left[\frac{F(O, 2)}{F(O, 1)} \right]^{1-n}$$

Řešením rovnic 1, 2 se dostane:

$$VQ(L,1) = \frac{VQ(c,s,2) - VQ(c,s,1) \cdot \left[\frac{F(O,2)}{F(O,1)} \right]^{1-n}}{\left[\frac{F(L,2)}{F(L,1)} \right]^{1-n} - \left[\frac{F(O,2)}{F(O,1)} \right]^{1-n}} \quad (3)$$

$$VQ(O,1) = \frac{VQ(c,s,2) - VQ(c,s,1) \cdot \left[\frac{F(L,2)}{F(L,1)} \right]^{1-n}}{\left[\frac{F(O,2)}{F(O,1)} \right]^{1-n} - \left[\frac{F(L,2)}{F(L,1)} \right]^{1-n}}$$

$$VQ(L,2) = \frac{VQ(c,s,1) - VQ(c,s,2) \cdot \left[\frac{F(O,1)}{F(O,2)} \right]^{1-n}}{\left[\frac{F(L,1)}{F(L,2)} \right]^{1-n} - \left[\frac{F(O,1)}{F(O,2)} \right]^{1-n}} \quad (4)$$

$$VQ(O,2) = \frac{VQ(c,s,1) - VQ(c,s,2) \cdot \left[\frac{F(L,1)}{F(L,2)} \right]^{1-n}}{\left[\frac{F(O,1)}{F(O,2)} \right]^{1-n} - \left[\frac{F(L,1)}{F(L,2)} \right]^{1-n}}$$

$VQ(c,s)$ – velká voda v lesnatém povodí

A, x, n – parametry základní rovnice Dub – Němec

$F(c)$ – plocha povodí

$F(L)$ – plocha lesa v povodí

$F(O)$ – plocha bezlesí v povodí

$VQ(L,1)$ – velká voda odtékající z lesů v základním povodí

$VQ(O,1)$ – velká voda odtékající z bezlesí v základním povodí

$VQ(L,2)$ – velká voda odtékající z lesů v analogickém povodí

$VQ(O,2)$ – velká voda odtékající z bezlesí v analogickém povodí

$F(L,1)$ – plocha lesa v základním povodí

$F(O,1)$ – plocha bezlesí v základním povodí

$F(L,2)$ – plocha lesa v analogickém povodí

$F(O,2)$ – plocha bezlesí v analogickém povodí

$VQ(c,s,1)$ – velká voda odtékající v základním lesnatém povodí

$VQ(c,s,2)$ – velká voda odtékající v analogickém lesnatém povodí

Parametr n se odvodí standardním způsobem podle DUBA A NĚMCE (1969, str. 266 – 267).

Parametr x se vypočte podle vztahu:

$$x(i) = 1 - \frac{vq(L,i)}{v'q(O,i)},$$

ve kterém se $v'q(O,i)$ stanoví z $vq(O,i)$ pro stejnou plochu jako má $vq(L,i)$:

$$v'q(O,i) = \frac{vq(O,i)}{\left[\frac{F(L,i)}{F(O,i)} \right]^n}$$

Parametr A se vypočte ze základního tvaru genetického vzorce Dub – Němec:

$$VQ(cs) = A.F(c)^{1-n} \cdot \left[1 - x \cdot \frac{F(L)}{F(c)} \right],$$

kde parametr A je jedinou neznámou.

Výsledky výpočtů jsou v tab. 1.

Tabulka 1: Výpočet parametrů A , n , x dle rovnice

$$VQ(c,s,i) = A(i).F(c,i)^{1-n} \cdot \left[1 - x \cdot \frac{F(L,i)}{F(c,i)} \right]$$

hydrologickou analogií

i	$VQ(c,s,i)$	$F(c,i)$	$F(L,i)$	$F(O,i)$	$VQ(L,i)$	$VQ(O,i)$	$vq(L,i)$	$vq(O,i)$	$A(i)$	$n(i)$	$x(i)$
	$m^3 \cdot s^{-1}$	km^{-2}	km^{-2}	km^{-2}	$m^3 \cdot s^{-1}$	$m^3 \cdot s^{-1}$	$m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$	$m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$			
Blanice	148	212,66	106,33	106,33	69,13	78,87	0,650	0,742	10,2	0,49	0,12
Volyňka	158	241,66	96,66	145,00	66,07	91,93	0,683	0,634	10,7	0,50	0,12

1 – povodí Blanice (1 – 08 – 03 – 27)

2 – povodí Volyňky (1 – 08 – 02 – 27)

$vq(L,i)$ – specifický odtok z lesa v povodí (i)

$vq(O,i)$ – specifický odtok z bezlesí v povodí (i).

Komentář výsledků výpočtu parametrů základní Dubo-Němcovy rovnice

Největším problémem předloženého modelu výpočtů parametrů x , n , A základní Dubo-Němcovy rovnice pro výpočet velkých vod ze zemědělsko-lesních povodí je výběr analogických povodí. Z osmi vybraných dvojic povodí vyhověla požadavkům modelu pouze dvojice Blanice – Volyňka (tab. č. 1). Parametry A , x , n se musí v obou povodích prakticky rovnat, jejich malé rozdíly výpočet modelu neovlivní. Model podle literárních údajů (DUB 1954, DUB, NĚMEC 1969, ČERMÁK 1962, HMÚ 1970) dává hodnoty parametrů n , x , A v mezích

$$0,33 \leq n \leq 0,5$$

$$0,1 \leq x \leq 0,5$$

$$1,0 \leq A \leq 15$$

Pro vrchoviny a podhůří udávají Dub – Němec $5 \leq A \leq 10$, $n = 0,49$.

Pro změnu velkých vod lesem (parametr x) udává Dub hodnoty (1957):

$$O(1,2) = 0,5 \cdot \left[0,5 - \frac{F(L)}{F(c)} \right],$$

které znamenají v $O(1)$ relativní zvýšení maxima velkých vod v povodích zalesněných pod 50 % a v $O(2)$ snížení maxima velkých vod v povodích s lesem nad 50 %.

V povodích Blanice a Volyňky les snižuje velké vody v horní části při $F(L)/F(c) = 0,5 - 0,4$ o 14 %. Vliv lesa je objasněn na základě informací a dat o fyzicko-geografických, hydropedologických, klimatických a vegetačních podmínkách dotčených povodí se zastoupením lesů. DUB – NĚMEC (1969) uvádějí, že při větší zalesněnosti (za předpokladu, že les není v dolní části povodí) lze kulminace velkých vod snížit o 10 – 20 % a naopak při menší lesnatosti zvýšit o 10 – 20 %. Výsledky výpočtů mají regionální platnost a lze je považovat za vhodné, pokud se do nich dosazují hodnoty odpovídající poměrům v povodí. Zatímco v lesních komplexech v horách je vliv zalesnění na odtok velkých vod dominantní, v pahorkatinách ho převýší vlivy ostatní, hlavně fyzicko-geografické.

Lze tedy uzavřít, že bezpečná hodnota pro navrhování objektů hrazení bystřin a lesnických staveb je $0,1 \leq x \leq 0,2$ s výjimkou nížin a pahorkatin, kde chybí jednoznačná vysvětlení hodnoty parametru x . Je třeba poznamenat, že výpočet hodnoty parametru A bez uvažování vlivu lesa vede při poměru $F(L)/F(c) > 0,5$ k jeho podhodnocení.

Hodnoty parametrů n , A vypočtené předloženým modelem jsou srovnatelné s publikovanými hodnotami DUBA (1957), DUBA, NĚMCE (1969) a ČERMÁKA (1962). V předloženém příkladu (tab. č. 1) jsou zcela splněny požadavky analogie povodí.

Závěr

Předkládaná práce uvádí hydrologickou metodu výpočtu parametrů n , A , x Dubovy empirické metody určování kulminace velkých vod v analogických povodích se smíšenými kulturami. Vodohospodářsky důležitý vliv lesů na kulminaci velkých vod jejich snížením je modelem prokazatelný ve velkých lesních komplexech, zejména v horách a podhůřích. Jistá hodnota tohoto snížení je 10 – 20 %. Výběr hydrologicky analogických povodí je velmi obtížný a vyžaduje velkou selektivní práci.

Poděkování

Výzkum byl financován z poskytnuté institucionální podpory na dlouhodobý koncepční rozvoj výzkumné organizace MZe ČR – Rozhodnutí č. RO0117 (č. j. 6779/2017-MZE-14151).

Literatura

- Čermák, M. (1962): Opakování velkých vod na malých povodích. Vodohospodářsky časopis, 10 (3): 233 – 256.
- Dub, O. (1957): Hydrológia. Bratislava, ŠVTL: 488 s., 292 obr., 102 tab.
- Dub, O., Němec, J. (1969): Hydrologie. TP 34. Praha, SNTL: 379 s., 49 tab., 111 obr., 5 příloh.
- Horský, L. (1970): Hydrologické poměry ČR. Díl III. Praha, HMÚ: 305 s., 201 obr., 95 tab., 40 foto, 9 mapových příloh.
- Němec, J. (1964): Inženýrská hydrologie. Praha, SNTL: 235 s., 64 grafů, 45 tab., 6 příloh.
- Němec, J. (1965): Hydrologie, Praha, SZN: 237 s., tab., grafy, přílohy.
- Švihla, V., Černohous, V., Kulhavý, Z., Šach, F. (2005): Příspěvek k hydrologické analýze povodí U Dvou louček v Orlických horách. In: Soil and Water. 4. Praha, VÚMOP: 95 – 105.

Modelování změn odtokového režimu na podpovodích Kopaninského potoka

Pavel Tachecí¹, Tomáš Kvítek^{2,4}, Antonín Zajíček³, Petr Fučík³ a Renata Duffková³

¹DHI, a.s., Na Vrších 5, 100 00 Praha 10

²Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Studentská 13, 370 05 České Budějovice

³Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i., Žabovřeská 250, 15627 Praha 5 – Zbraslav

⁴Povodí Vltavy, státní podnik, Holečkova 3178/8, 150 00 Praha 5

Abstrakt

Deterministický distribuovaný matematický model MIKE SHE 2016 byl použit pro simulaci procesů tvorby odtoku na dvou podpovodích Kopaninského potoka. Jde o zemědělsky využívaná povodí v prostředí českomoravské vrchoviny. V současnosti je značná část plochy odvodněna trubní drenáží. Pomocí modelu bylo provedeno porovnání současného stavu s předpokládaným odtokovým režimem před scelením pozemků a výstavbou drenáže. Z výsledků lze usuzovat na změny v bilanci i v procesech tvorby odtoku (především z povrchového a hypodermického na drenážní). Ostatní prvky bilance se ve výsledcích simulací změnilly jen málo.

Klíčová slova

distribuovaný srážkoodtokový model, vliv využití území a drenáže na tvorbu odtoku, modelování odtoku z mikropovodí

Úvod

Z hlediska hodnocení možných dopadů různých opatření v ploše povodí na zlepšení retenčních schopností krajiny a jakosti povrchové i podzemní vody je důležité studovat režim tvorby odtoku i dlouhodobou bilanci a její změny v čase. Významným faktorem ovlivňujícím tvorbu odtoku z podpovodí je mimo jiné využití území, respektive druh porostu či způsob obhospodařování. U zemědělských povodí je významným faktorem také přítomnost a funkčnost drenáže (Honisch et al., 2002; Hirt et al., 2005; Kulhavý et al. 2007; Fučík et al., 2015; Kvítek et al., 2009). Jde o komplexní problém; možné změny ve tvorbě odtoku jsou často překryty jinými vlivy (např. klimatické změny), často se týkají jen některých hydrologických charakteristik (např. nízkých nebo vysokých průtoků) a velmi obtížně se výsledky získané v určitých podmínkách zobecňují. Pro sledování změn tvorby odtoku je vhodné využít měřítko malých povodí, kde lze rozlišit jednotlivé mechanismy a příčinné vazby (FAO, 2000).

Tento příspěvek se zaměřuje na modelové vyhodnocení předpokládaného vlivu drenáže a změny hospodaření na bilanci a tvorbu odtoku ze dvou zemědělsky využívaných podpovodí P6 a P53, která jsou součástí výzkumného povodí Kopaninského potoka provozovaného VÚMOP Praha, v.v.i.

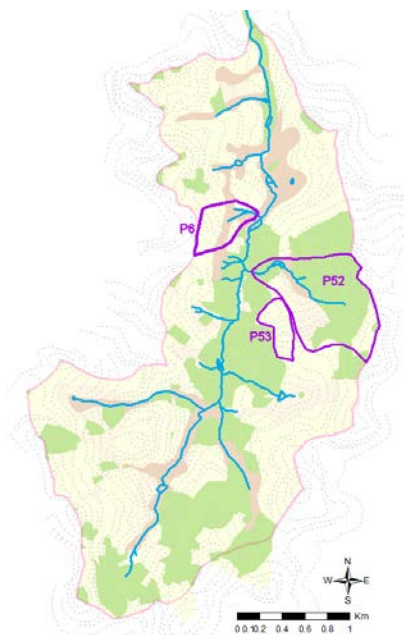
Použitá data a podklady

Povodí Kopaninského potoka je předmětem dlouhodobého výzkumu (Doležal et al., 2007). Nachází se v nadmořské výšce 467 až 578 m a. s. l., průměrný roční srážkový úhrn činí 665 mm a průměrná roční teplota 7°C. Podloží tvoří částečně zvětralá pararula. Půdní profil má hloubku 1 – 1.5 m; podle mapy BPEJ převažují hnědé půdy, hnědé půdy oglejené a glejové půdy. Souhrn základních údajů je uveden v tab. 1, přehledná mapa na obr. 1.

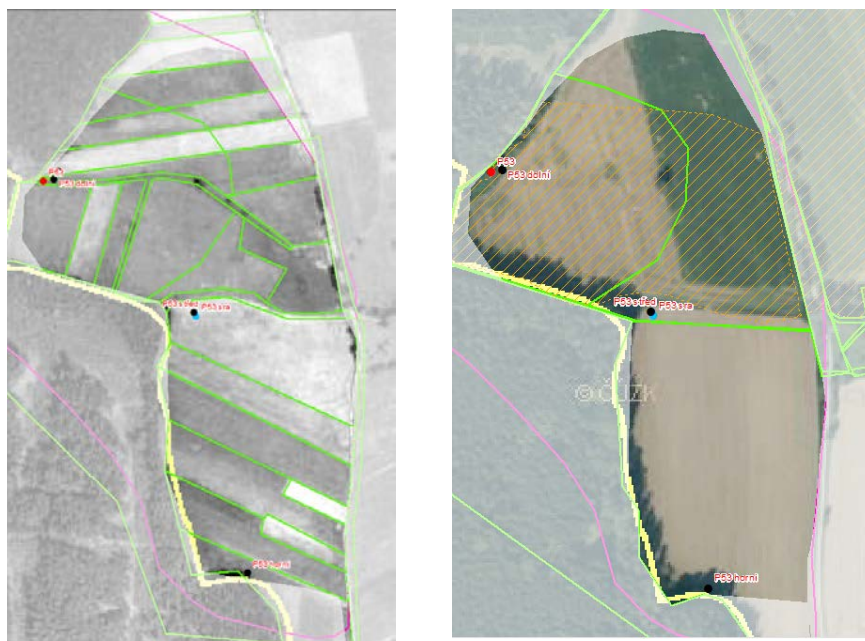
Odtok z podpovodí je vyhodnocován z měřené hladiny pomocí ultrazvukového čidla, v případě P53 v šachtici, v případě P6 pod výustí drenáže. Automatická meteostanice se srážkoměrem je umístěna v obci Velký Rybník ve vzdálenosti asi 550 m severně. V letních sezónách 2010-2011 byly umístěny dva další srážkoměry přímo na podpovodích P52 a P53.

Tabulka 1: Základní údaje vybraných podpovodí Kopaninského potoka.

Podpovodí	P52	P53	P6
celková plocha (km ²)	0.649	0.0712	0.157
plocha orné půdy (%)	31	98	96
plocha lesa (%)	64	2	0
trubní drenáž (% plochy)	16	98	61
sklon svahů (%)	8.8	11.1	5.3
rychlý odtok (% srážkové výšky)	5 - 8	3 - 6	4 - 7



Obr. 1: Mapa povodí Kopaninského potoka s vyznačením vybraných podpovodí (fialově)



Obr. 2: Dílní podpovodí P53 (výzkumné povodí Kopaninského potoka). Mapa využití území pro podmínky roku 1953 (vlevo) a 2010 (vpravo). Oranžovou šrafovou vyznačena plocha s trubní drenáží.

Jako vstupní data pro modely byly využity měřené časové řady srážek (10 minutové úhrny) a teplot vzduchu stanice Velký rybník. 10 minutové záznamy hladin převedené na průtoky sloužily pro kalibraci a validaci modelu. Dále byly využity časové řady denních úhrnů referenční evapotranspirace, vytvořené na základě měření na blízkém povodí Dehtáře (Duffková et al., 2011).

Matematický model MIKE SHE

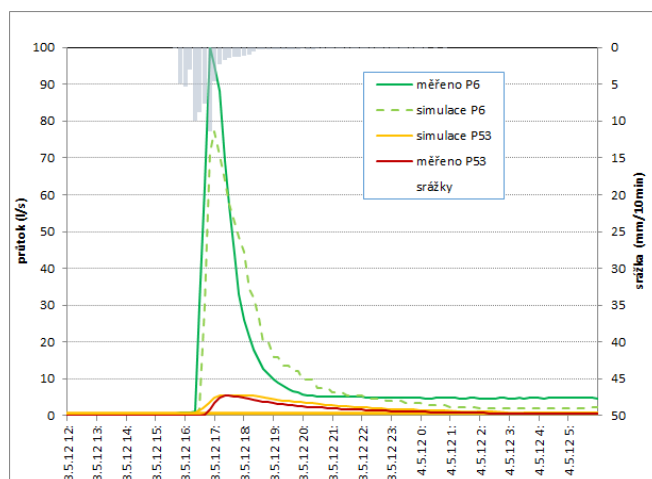
Pro řešení byl využit matematický model MIKE SHE (DHI Software, 2016). Jde o dynamický, deterministický matematický modelovací systém pro simulaci pohybu vody (a transportu látek) na povrchu a pod povrchem integrovaným způsobem (Graham a Butts, 2005). V rámci této úlohy byly využity následující aproximace řešení obecných parciálních diferenciálních rovnic pohybu vody:

- Proudění po povrchu (plošný povrchový odtok): 2D difusní vlna (metoda konečných rozdílů).
- Proudění v korytě: 1D plně dynamická vlna (metoda konečných rozdílů).
- Proudění v nenasyčené zóně: 1D vertikální aproximace Richardsovy rovnice, se zjednodušeným zahrnutím vlivu makropórů.
- Proudění v nasycené zóně: 3D pohybová rovnice aproximovaná metodou konečných rozdílů.
- Mělká drenáž byla do modelu zahrnuta zjednodušeně (zadanou hloubkou a rychlostním parametrem odtoku pro daný polygon).

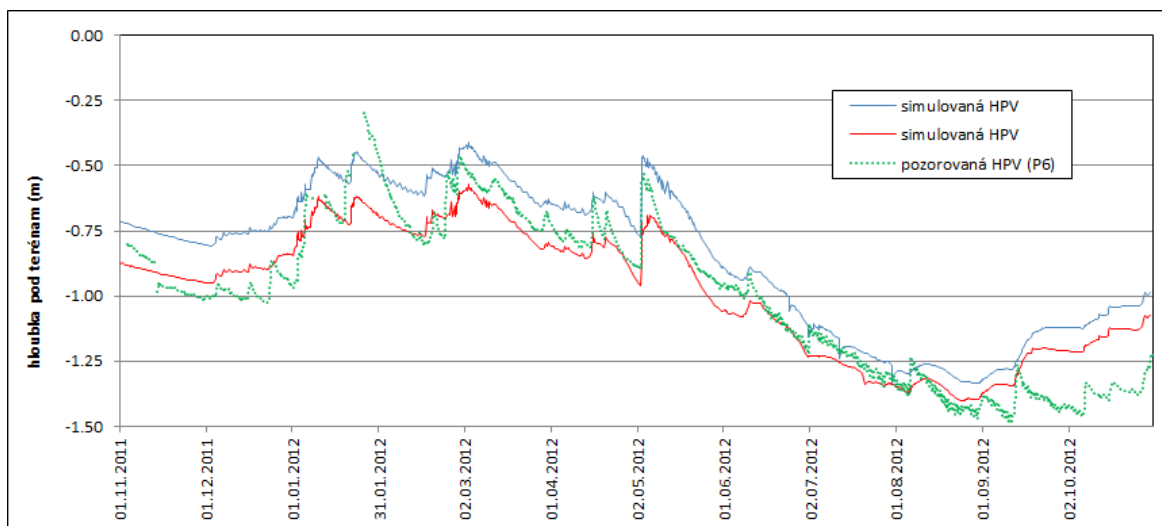
Pro výpočet aktuální evapotranspirace z časových řad referenční evapotranspirace byla použita metoda Kristensena a Jensena (1975). Do modelu byly zadány hydraulické parametry půd zjištěné na základě odebraných vzorků přímo v ploše jednotlivých podpovodí. Nasycená zóna byla schematizována na základě interpretovaných vertikálních odporových profilů. Vegetační parametry byly zadány v jednotlivých půdních blocích po zónách (se zohledněním rozdílných podmínek v horní a dolní části svahu, např. Doležal a Kvítek, 2004) pro jednotlivé plodiny během jednotlivých let. Rotace plodin, data setí a sklizně pro model současného stavu (2004-2012) vycházely ze skutečně zjištěných hodnot na podpovodích. Do modelu byly zadány dva stavy využití území – pro rok 1953 a pro rok 2010 (současnost). V roce 1953 je území rozdrobeno na řadu individuálně obhospodařovaných honů půdy, zatímco v současnosti jsou zemědělsky využívané plochy sceleny a instalována trubicová drenáž. Jako podklad byly použity letecké snímky dostupné na serveru <http://kontaminace.cenia.cz>. Velikost čtvercových výpočetních buněk byla 12 x 12 m (P6), resp. 6 x 6m (P53), nastavený časový krok výpočtu 10 min.

Kalibrace a validace modelu

Matematický model byl kalibrován vůči pozorovanému odtoku z drenáže v profilu P6 (příklad na obr. 3) a vůči záznamu hladiny mělké podzemní vody v blízkém piezometru P6 (obr. 4). Simulovaná mělká hladina podzemní vody v dolní části povodí má podobné trendy jako měřená časová řada. Zároveň byla udržována vyrovnaná celková bilance modelu pro celkové období simulace (2004-2012).

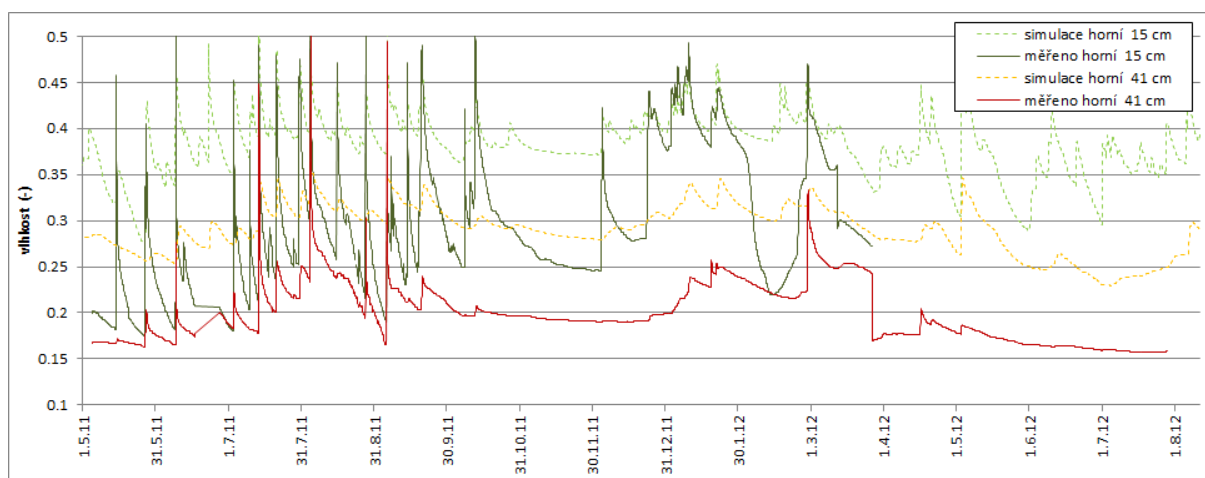


Obr. 3: Měřený a simulovaný průtok, P53 a P6. Vybraná extrémní srážkoodtoková epizoda (3.5.2012).



Obr. 4: Měřená a simulovaná hladina podzemní vody (ve dvou výpočetních buňkách), dolní část podpovodí P6.

V případě podpovodí P53 byl porovnáván odtok z drenáže simulovaný modelem s průtokem měřeným v šachtici P53. Dále byl porovnáván simulovaný průběh mělké hladiny podzemní vody s pozorovanou hladinou v piezometru P53 v dolní části území. Porovnávána byla také dynamika změn obsahu vody v různých hloubkách půdního profilu na třech místech území. Pro měření byla použita metoda Time Domain Transmission (čidla TOMST), s desetiminutovým krokem záznamu. Měřené hodnoty byly převedeny pomocí kalibračních křivek na obsah vody v půdě (obr. 5).



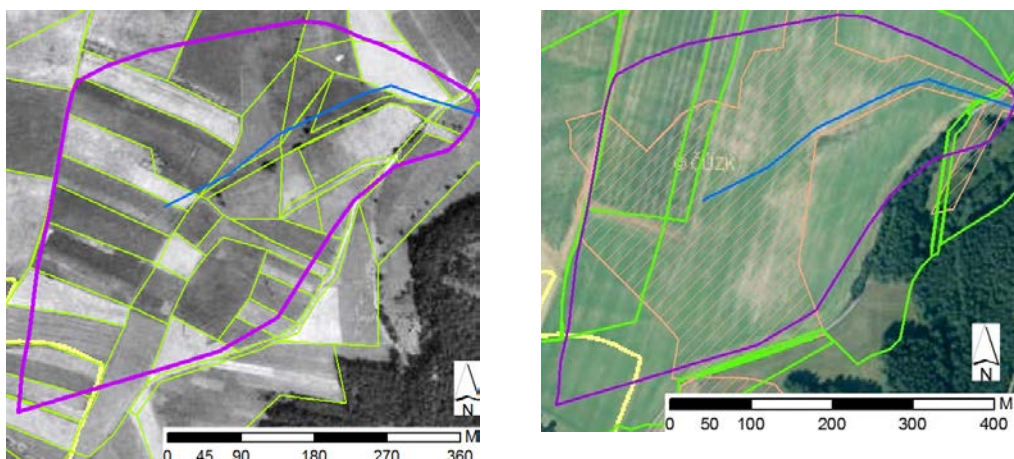
Obr. 5: Obsah vody v půdě, hloubka 15 a 41 cm, horní část podpovodí P53. Hodnoty přepočtené z měření a simulované modelem.

Simulace dopadu změn využití území

V distribuovaném matematickém modelu kalibrovaném pro období 2004-2012 (tj. podmínky současného stavu) byly provedeny následující úpravy tak, aby vystihovaly podmínky roku 1953:

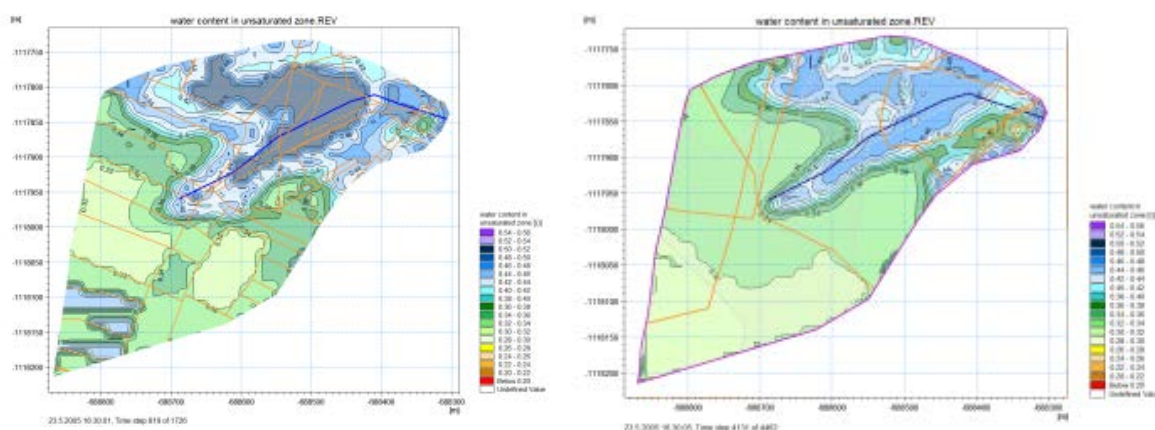
- Mapa využití území byla změněna podle interpretace leteckého snímku z roku 1953. Rotace plodin byla zjednodušena pro všechny obdělávané plochy. Vegetační parametry jednotlivých plodin byly použity stejné jako v kalibrovaném modelu, zachovány byly rozdíly mezi horní a dolní částí povodí.
- Schematizovaná trubní drenáž byla z modelu odstraněna.

Změny vegetace zadané do modelu v podpovodí P53 jsou patrné na obr. 2, pro P6 na obr. 6.



Obr. 6: Dílčí povodí P6 (výzkumné povodí Kopaninského potoka)- mapa vegetace pro podmínky roku 1953 (vlevo) a 2010 (vpravo). Fialovou čarou vyznačena hranice modelu. Oranžovou šrafovou vyznačena plocha s trubní drenáží.

Výsledky simulací pro stav roku 1953 a současnost byly porovnány z hlediska odtoků, celkové bilance, změn vlhkosti a hloubky hladiny podzemní vody v ploše během simulovaného období. Na obr. 7 je porovnání simulovaného obsahu vody v hloubce 15 cm pod povrchem na podpovodí P6 pro stejný časový krok simulace (během významné srážkoodtokové epizody). Z porovnání je zřejmé, že pro podmínky roku 1953 model simuluje nasycenější podmínky na výrazně větší ploše ve střední a dolní části podpovodí.



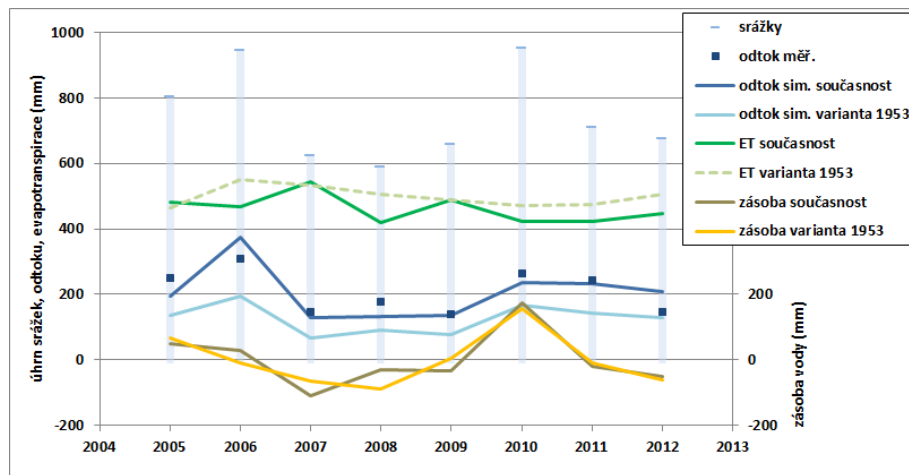
Obr. 7: Simulovaný obsah vody v hloubce 15 cm během srážkové epizody vysoké intenzity (23.5.2005 16:30), podpovodí P6. Varianta pro podmínky roku 1953 vlevo, model současného stavu vpravo.

Hlavní prvky hydrologické bilance (úhrn srážek, úhrn odtoku, ztráta evapotranspirací a změna zásoby vody v povodí) byly vyčísleny z výsledků simulací po jednotlivých letech (obr. 8 a 9). Z výsledků simulací za osmileté období lze usuzovat:

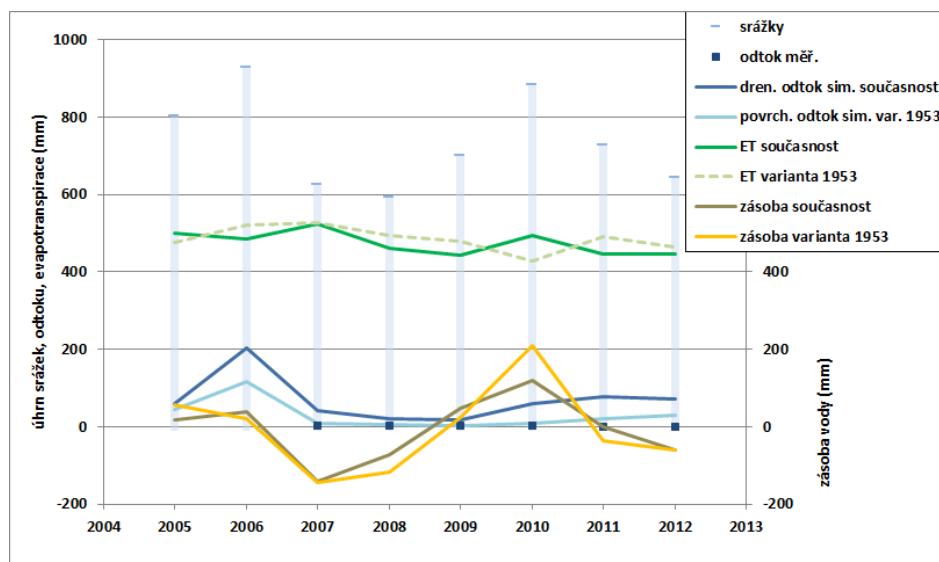
- celková dlouhodobá bilance zůstává vyrovnaná pro obě simulace v obou podpovodích (tedy pro současný stav i podmínky roku 1953)
- ve variantě podle podmínek roku 1953 se mírně zvýšila evapotranspirace (asi o 8% resp. 2% vůči současnému stavu)
- celkový odtok z podpovodí P6 je asi 28% srážkového úhrnu (současný stav). Pro podmínky roku 1953 je nižší o 8%, tedy asi 78 mm za rok
- drenážní odtok z podpovodí P53 je asi 10% srážkového úhrnu (současný stav). Pro podmínky roku 1953 se asi 40% tohoto odtoku děje jako plošný povrchový odtok, zbytek jako proudění podzemní vody přes vymezené hranice modelu.

Lze usuzovat, že pro méně sklonité podpovodí P6 (z bilančního pohledu) asi 10% srážkové vody, která je v současných podmínkách odváděna trubní drenáží do recipientu, je za podmínek roku 1953 z poloviny využita pro evapotranspiraci porostu, čtvrtina tvoří povrchový odtok a čtvrtina proudí pod povrchem dále po svahu dolů k hlavnímu recipientu – Kopaninskému potoku. Lze očekávat dlouhodobě vyšší hladinu podzemní vody a tedy zamokření terénních depresí a ploch kolem toků. Tomu by odpovídala interpretace porostů na leteckém snímku z roku 1953 – výskyt luk a ploch ponechaných ladem podél místní vodoteče.

Na sklonitějším podpovodí P53 se drenážní odtok (v současnosti asi 10% srážkového úhrnu) se za simulovaných podmínek roku 1953 změnil z menší části na plošný povrchový odtok, z větší (asi 60%) na podpovrchové nasycené proudění. Ostatní prvky bilance se změnily jen málo.

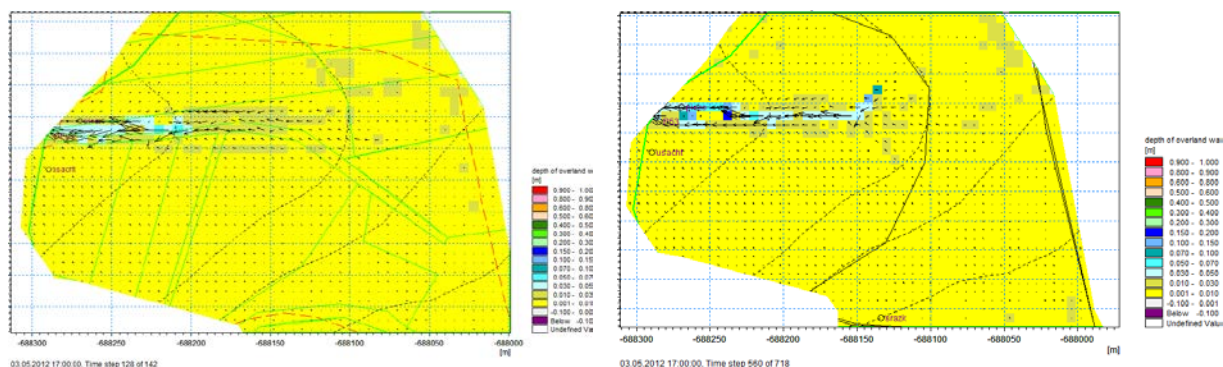


Obr. 8: Hlavní složky simulované bilance podpovodí P6 v jednotlivých letech, porovnání současného stavu a podmínek pro rok 1953 (roční úhrny v mm).



Obr. 9: Hlavní složky simulované bilance podpovodí P53 v jednotlivých letech, porovnání současného stavu a podmínek pro rok 1953 (roční úhrny v mm).

Ukázka porovnání plošných výsledků simulací (hloubka vody na povrchu terénu a vektory rychlosti plošného povrchového odtoku) pro vybraný časový krok před kulminací odtoku během extrémní srážkoodtokové události v květnu 2012 je na obr. 10.



Obr. 10: Porovnání simulovaného povrchového odtoku pro epizodu 5/2012. Vlevo podmínky roku 1953, vpravo současné podmínky. Barevná škála značí hloubku vody na povrchu, šipky jsou vektory rychlosti proudění.

Závěry

Souhrnně lze na základě výsledků simulací vyložit hypotézu, že zavedením trubní drenáže na povodí P6 se změnil mechanismus tvorby odtoku. Původní mechanismus byl kombinací mělkého podpovrchového (hypodermického) proudění s povrchovým prouděním na plochách nasycených díky mělké hladině podzemní vody blízko povrchu. Po vybudování drenážního systému a scelení pozemků došlo k zaklesnutí hladiny podzemní vody, praktické eliminaci zamokřených ploch a také povrchového odtoku. Výsledky modelu současných podmínek ukazují, že odtokový mechanismus je prakticky výhradně podpovrchový, odtok je určován prouděním preferenčními cestami v půdě, částečně hypodermickým prouděním a přítokem mělké podzemní vody do trubní drenáže (jakmile dojde k zvýšení hladiny díky příspěvku z aktuální srážky). Podpovodí P6 má poměrně malý sklon, takže i při intenzivní srážkové epizodě model simuluje povrchový odtok ve zcela zanedbatelném objemu, zatímco na sklonitějším podpovodí P53 se povrchový odtok objevuje v dolní části svahu. V dlouhodobé bilanci odtéká podle výsledků modelu v současných podmínkách asi o 8% srážkového úhrnu více (než pro podmínky roku 1953) z podpovodí P6 (zatímco z podpovodí P53 je odtok prakticky stejný).

Výsledky simulované bilance odpovídají výsledkům analýzy dopadů skutečně provedených změn na blízkém výzkumném povodí Dehtáře. Zajíček a kol. (2013) na dvou drenážních skupinách zkoumali vliv změny využití území na odtok. Při zatravnění horní části povodí byly změny mizivé, avšak při zařazení jetele do rotace plodin se snížil celkový odtok (ve vegetační sezóně asi o 8%) a došlo k redukci vysokých odtoků.

Dopad změn v mapě pozemků (tj. scelení do velkých, jednotně obhospodařovaných bloků) je méně významný než opad drenáže, ale není zanedbatelný – především je významný rozdíl obsahu vody v půdě na počátku srážky.

Poděkování

Tato práce vznikla s využitím výstupů následujících projektů: MZe NAZV QH 82095; VZ MZe 0002704902, projektu 03, etapy 01; MZe NAZV QC 0242; Studie hydrologického výpočtu velikosti odtoku při extrémních srážkách na malých subpovodích před a po odvodnění (Povodí Vltavy, s.p.) a TAČR TA 01021844.

Literatura

Doležal F., Kulhavý Z., Kvítek T., Soukup M., Čmelík T., Fučík P., Novák P., Peterková P., Pilná E., Pražák P., Tipl M., Uhlířová J., Zavadil J. (2007): Hydrological research in small agricultural catchments (in Czech). J. Hydrol. Hydromech., 54, 2006, 2, 217–229

- 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 processes. *Physics and Chemistry of the Earth. Parts A/B/C. Volume 29, Issues 11-12, Pages 775-785, ISSN 1474-7065.*
- Duffková R., Zajíček A., and Nováková E. (2011): Actual Evapotranspiration from Partially Tile-drained Fields as Influenced by Soil Properties, Terrain and Crop. *Soil and Water Res.*, 6, 2011 (3): 131-146
- FAO (2000): Land-water linkages in rural watersheds – Electronic workshop. Conclusions and Recommendations. Food and Agriculture Organization of the United Nations: Rome.
- Fučík P., Zajíček A., Duffková R. a Kvítek T. (2015): Water Quality of Agricultural Drainage Systems in the Czech Republic — Options for Its Improvement. *Research and Practices in Water Quality*, Dr. Teang Shui Lee (Ed.), InTech, DOI: 10.5772/59298. Available from: <https://www.intechopen.com/books/research-and-practices-in-water-quality/water-quality-of-agricultural-drainage-systems-in-the-czech-republic-options-for-its-improvement>
- Graham D. N. a Butts M. B. (2005): Flexible, integrated watershed modelling with MIKE SHE. In: Singh, V. P. a Frevert, D. K. (eds.): *Watershed Models*, CRC Press.
- Hirt U., Hamman T., Meyer B. C. (2005): Mesoscale estimation of nitrogen discharge via drainage systems. *Limnologia—Ecology and Management of Inland Waters* 35: 206–219.
- Honisch M., Hellmeier C., Weiss K. (2002): Response of surface and subsurface water quality to land use changes. *Geoderma* 105: 277–298.
- 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.
- Kulhavý, Z. et al. (2007): Management of agricultural drainage systems in the Czech Republic. *Irrigation and Drainage*;56: 141-149
- Kvítek T., Žlábek, P., Bystřický, V. Fučík, P., Lexa, M., Gergel, J., Novák, P. a Ondr, P. (2009): Changes of nitrate concentrations in surface waters influenced by land use in the crystalline complex of the Czech Republic. *Physics and Chemistry of the Earth*, 34, p. 10.
- Žlábek, P., Kvítek, T. a Peterková, J. (2005): The trends in nitrate concentrations progress in baseflow periods in the watershed of Kopaninsky stream in the years 1992-2003. ICID 21st European Regional Conference 15-19 May, Frankfurt (Oder) and Slubice.
- Zajíček, A.; Kvítek, T.; Duffková, R.; Tachecí, P. (2013): Vliv využití půdy ve zdrojové oblasti na velikost drenážního odtoku. *Vodní Hospodářství* 8/2013

Monitoring a bilancia zásob pôdnej vody v povodí rieky Nitry

Andrej Tárník¹

¹ Katedra biometeorológie a hydrológie, Fakulta záhradníctva a krajinného inžinierstva, Slovenská poľnohospodárska univerzita v Nitre, Hospodárska 7, 949 76 Nitra, Slovensko

Abstrakt

Pôdna voda je nevyhnutnou súčasťou poľnohospodárskej produkcie. Jedine pôdna voda je zdrojom vody pre rastliny. Predkladaný príspevok sa zaoberá analýzou zásoby pôdnej vody v povodí rieky Nitry. Predstavuje ucelený systém monitoringu a následného vyhodnocovania informácií o vlhkosťnom stave poľnohospodársky využívaných pôd na území vybraného povodia. V príspevku je vyhodnotená zásoba vody prístupnej pre rastliny v pôdnom horizonte 0-30 cm pre jednotlivé mesiace rokov 2013 až 2016. Na záver poukazuje na možnosti aplikácie získaných dát a informácií.

Kľúčové slova

pôdna voda, monitoring, zásoba prístupnej pôdnej vody, povodie rieky Nitry

Úvod

Voda je nevyhnutným základom života na Zemi. Z poľnohospodárskeho pohľadu je pre zabezpečenie produkcie vhodná kombinácia prítomnosti vody a pôdy. V dôsledku ľudskej činnosti ale aj klimatických zmien sa začínajú vyskytovať lokality, kde táto súčasná prítomnosť a vhodná kombinácia vody a pôdy mizne. Tam kde doteraz neboli žiadne problémy sa začínajú vyskytovať. Témou tohto príspevku je práve voda a pôda. Informácia o obsahu vody v pôde je nevyhnutná pre poľnohospodársku prax ako aj pri štúdiu mnohých odborov ako je hydrológia, pedológia, ekológia, meteorológia a agronómia (Lunt – Hubbard – Rubin, 2005). Pre poľnohospodárstvo je práve voda, spolu s pôdou, základným prostriedkom pri pestovaní rastlín a chove zvierat. Pre pestované rastliny je podstatná najmä pôdna voda, ktorá sa nachádza v dosahu koreňov rastlín. Práve pôdna voda, popri povrchovej a podzemnej, patrí k trom základným zdrojom vody (Šútor - Rehák, 2009).

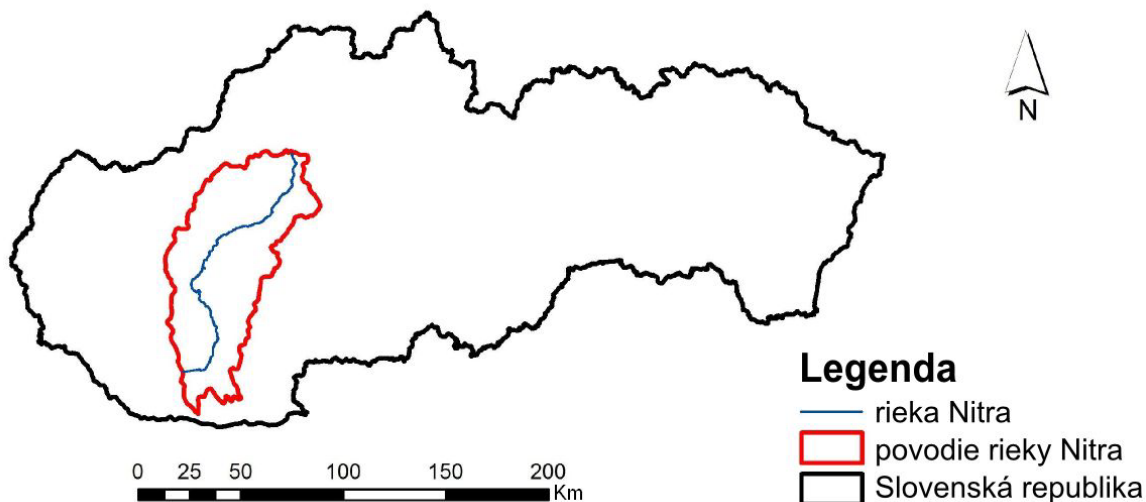
Pre analýzu a bilanciu zásob pôdnej vody v povodí je nevyhnutné zaoberať sa nepretržitým monitoringom obsahu vody v pôde. Monitoring je vo všeobecnosti sledovanie a zaznamenávanie určitých hodnôt poskytujúcich nám obraz o stave prostredia. Igaz (2010) monitoring definuje ako systematické, presne časovo a priestorovo definované pozorovanie a zaznamenávanie vopred určených charakteristík jednotlivých parametrov prostredia. Štekauerová a Nagy (2006) konštatujú, že hoci je monitoring vlhkosti pôdy náročný na čas, prístroje i pracovníkov, má svoje nezastupiteľné miesto. I autori Chen – Willgoose – Saco (2012) potvrdzujú, že dlhodobé kontinuálne merania v teréne sú nevyhnutné.

Monitoring vlhkosti pôdy v povodí rieky Nitry

Katedra biometeorológie a hydrológie FZKI SPU v Nitre v rámci Centra excelentnosti pre integrovaný manažment povodia CEIMP zriadila 6 plne funkčných meteorologických staníc a 25 hydrologických staníc v celom povodí rieky Nitry s on-line prenosom dát. Tieto stanice sú určené na kontinuálne meranie vlhkosti pôdy a iných meteorologických charakteristík.

Povodie Nitry je čiastkovým povodím povodia rieky Váh. Povodie leží výhradne na území Slovenska, predstavuje výmeru 5080 km². Väčšinu plochy územia povodia rieky Nitry zaberá poľnohospodárska pôda, konkrétne 61%. Druhým plošne najväčším pôdnym krytom územia sú lesy, zaberajú 30% plochy povodia. Z pôdných druhov sú najviac zastúpené stredne ťažké pôdy. V severných, hornatejších polohách sa nachádzajú najmä hnedozeme, kambizeme a rendziny (Atlas krajiny SR, 2015). Na druhej strane, v nížinných oblastiach na juhu povodia z pôdných typov prevládajú kvalitné

hlboké hlinité hnedozeme modálne až pseudoglejové (Jarabica et al., 2003; Šimanský – Tobiašová – Chlpík, 2008).



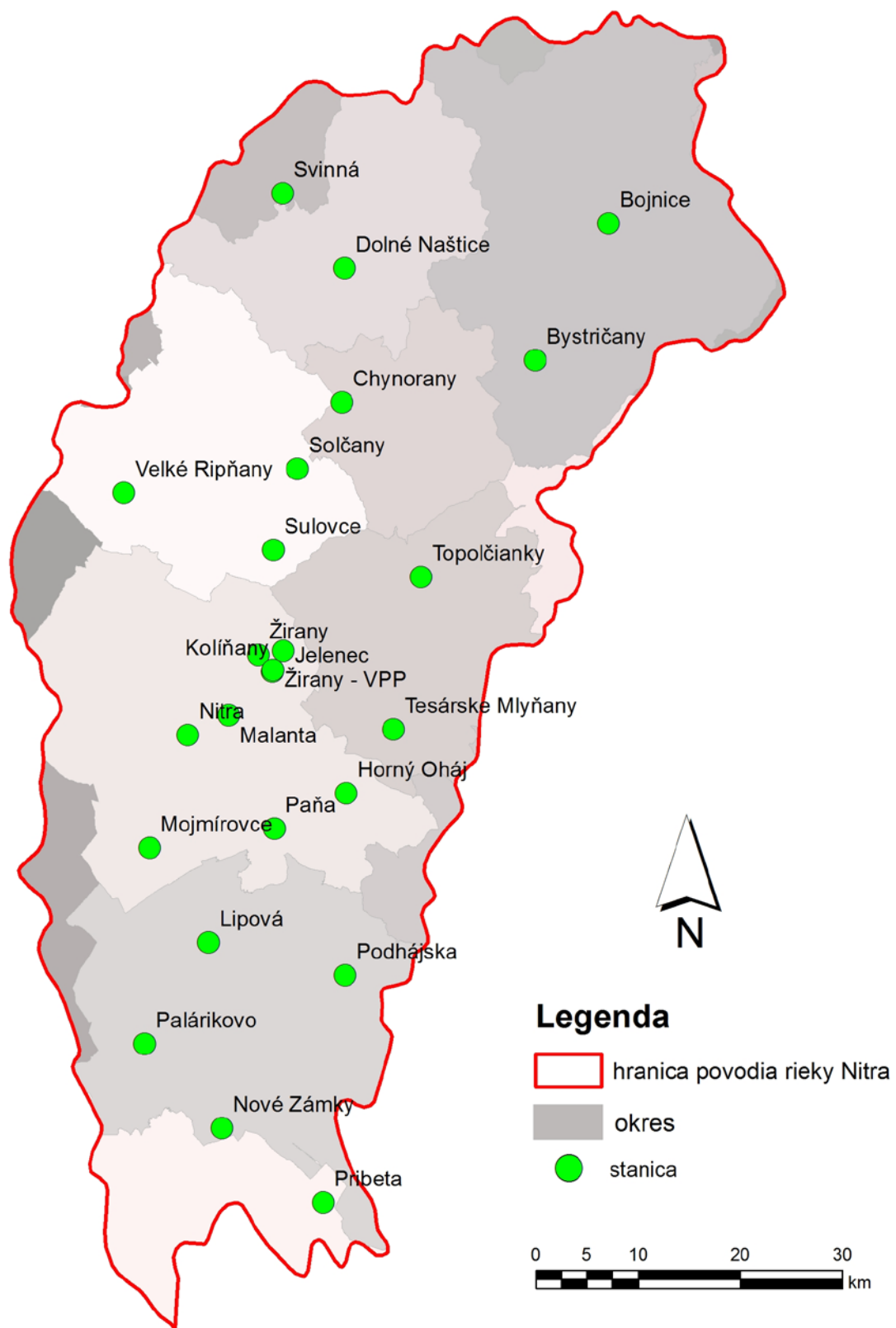
Obr. 1: Rieka Nitra a jej povodie v rámci Slovenskej republiky

Meteorologické stanice zaznamenávajú údaje o vlhkosti vzduchu, smere a rýchlosti vetra, teplote vzduchu, globálnom žiarení, zrážkach, evapotranspirácii a hĺbke premrzania pôdy.

Vlhkosť pôdy je meraná v desiatich hĺbkach pôdneho profilu (10, 20, 30, 40, 50, 75, 100, 150, 200 a 250 cm) pomocou snímačov 10HS od firmy Decagon Devices. Tieto snímače uplatňujú metódu na princípe kapacitnej metódy (Frequency Domain Reflectometry). Presnosť merania tohto zariadenia je pri použití štandardnej kalibračnej rovnice $\pm 0,03 \text{ m}^3/\text{m}^3$ v minerálnych pôdach alebo až $\pm 0,02 \text{ m}^3/\text{m}^3$ pri kalibrácii na špecifickú pôdu (Decagon Devices).



Obr. 2: Monitorovacia stanica



Obr. 3: Sieť monitorovacích staníc v rámci povodia rieky Nitra

Tabulka 1: Sieť monitorovacích staníc vybudovaných v povodí rieky Nitry

Meteorologické stanice (teplota a vlhkosť vzduchu, rýchlosť a smer vetra, globálne žiarenie, zrážky)	
<ul style="list-style-type: none"> • Dolné Naštice • Kolíňany • Malanta 	<ul style="list-style-type: none"> • Mužla • Nitra
Hydrologické stanice (vlhkosť pôdy)	
<ul style="list-style-type: none"> • Bystričany • Chynorany • Dolné Naštice • Jelenec • Kolíňany • Malanta • Tesárske Mlyňany • Mojmírovce 	<ul style="list-style-type: none"> • Mužla • Nitra • Nové Zámky • Podhájska • Sulovce • Svinná • Veľké Ripňany
Hydrologické stanice - plus (vlhkosť pôdy, teplota pôdy, zrážky, hladina podzemnej vody)	
<ul style="list-style-type: none"> • Bojnice • Horný Oháj • Lipová • Palárikovo • Paňa 	<ul style="list-style-type: none"> • Pribeta • Solčany • Topolčianky • Žirany - VPP • Žirany

Bilancia zásob pôdnej vody

V poľnohospodárskej praxi, s ohľadom na závlahové hospodárstvo a potrebu maximalizácie úrod, je potrebné sledovať vlhkosť pôdy a udržiavať ju v medziach jej prístupnosti pre rastliny. Hranicami prístupnosti pôdnej vody pre rastliny sú hydrolimity poľná vodná kapacita a bod vädnutia (Antal – Igaz, 2012; Šútor – Štekauerová, 2001).

$$\Theta_P = \Theta_{PK} - \Theta_{BV} \quad [-] \quad (1)$$

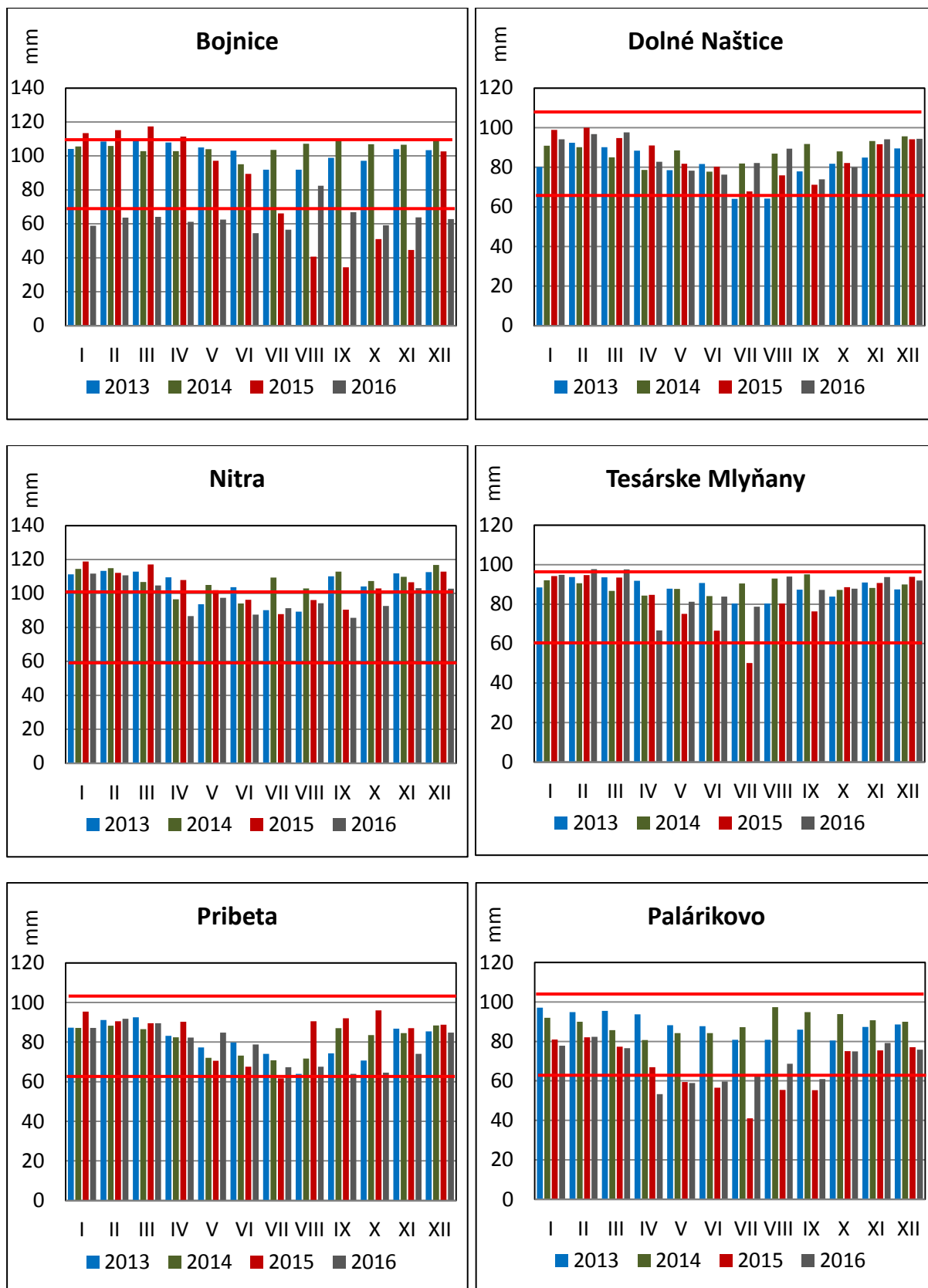
kde: Θ_P - prístupná pôdna voda [-], Θ_{PK} - poľná vodná kapacita [-], Θ_{BV} - bod vädnutia [-].

Bilanciu zásoby pôdnej vody pre potreby tohto článku sme vypracovali na základe 6 hydrologických staníc rovnomerne rozmiestnených po povodí. Vybrali sme stanice Bojnice, Dolné Naštice, Nitra, Tesárske Mlyňany, Palárikovo a Pribeta.

Zaoberali sme sa pôdnym horizontom 0-30 cm. Tento pôdny horizont je aktívnou vrstvou pre väčšinu poľnohospodárskych plodín. Na základe merania vlhkosti pôdy v hĺbke 20 cm sme vypočítali pomocou vzťahu (2) zásobu vody v tomto horizonte. Porovnaním s hydrolimitmi určujúcimi prístupnosť pôdnej vody pre rastliny sme graficky znázornili množstvo vody prístupnej pre rastliny v každom mesiaci rokov 2013 až 2016.

$$W_P = \Theta_M * h_p \quad [\text{mm}] \quad (2)$$

kde: W_P – zásoba prístupnej pôdnej vody pre rastliny [mm]; Θ_M – momentálna vlhkosť pôdy [-]; h_p – hrúbka pôdneho horizontu [mm]



Obr. 4: Zásoba pôdnej vody vo vybraných lokalitách za roky 2013-2016 a hydrolimity vyjadrujúce prístupnosť pôdnej vody pre rastliny

Závery

Merané dáta z rokov 2013 až 2016 jasne poukazujú na fakt, že vo všetkých sledovaných lokalitách sa objavili obdobia s kritickým obsahom pôdnej vody. Je teda zrejмый opakovaný výskyt týchto období. Kritickým bol najmä rok 2015 keď celý druhý polrok bola vlhkosť pôdy pod úrovňou hydrolimitu bod zníženej dostupnosti a dokonca i bod vädnutia. Jesenné obdobie je práve obdobie zakladania nových úrod a potreby vlahy pre klíčenie zasiatych plodín.

Predložený príspevok si dáva za svoj cieľ poukazovať na možnosti monitoringu zásoby pôdnej vody a ukázať možnosti jeho využitia. Na základe tejto a podobných analýz je možné rozhodovať o opatreniach na zabezpečenie dostatočného množstva vody v pôde, teda napríklad o budovaní závlah alebo o budovaní opatrení na zadržiavanie vody v pôde, čo potvrdzujú aj Nagy – Štekauerová, (2006). Plánovaním krajiny pri súčasnom zohľadnení viacerých ukazovateľov sa na Slovensku venuje napríklad Muchová a kol. (2016), pričom významným parametrom v uvedenej práci je práve voda v krajine. Touto problematikou je potrebné sa ďalej zaoberať a hľadať možnosti ako týmto situáciám predchádzať.

PodĎakovanie

Vznik príspevku bol možný aj vďaka podpore Grantovej agentúry SPU v Nitre (08-GA SPU-16).

Literatúra

- ANTAL, J. - IGAZ, D. 2012. Aplikovaná agrohydrologia. Nitra: SPU v Nitre. 2012. ISBN 978-80-552-0731-5
- Atlas krajiny SR. 2015 [online], [cit. 2015-03-30]. Dostupné na internete: <<http://globus.sazp.sk/atlassr/>>
- Decagon Devices. [online], [cit. 2014-03-30]. Dostupné na internete: <<http://www.decagon.com/products/soils/volumetric-water-content-sensors/10hs-soil-moisture-large-area-of-influence/>>.
- CHEN, M. – WILLGOOSE, G.R. – SACO, P. M. 2012. Spatial Prediction of Temporal Soil Moisture Dynamics using HYDRUS-1D in Hydrological Processes. ISSN 1099-1085, Doi: 10.1002/hyp.9518.
- IGAZ, D., 2010. Pôdna vlhkosť, jej tvorba a kvantifikácia: habilitačná práca. Nitra: SPU v Nitre. 2010.
- JARABICA, V. et al. 2003. Územný plán mesta Nitra. Nitra: 2003.
- LUNT, I.A. – HUBBARD, S.S. – RUBIN, Y. 2005 Soil moisture content estimation using ground-penetrating radar reflection data in Journal of Hydrology. vol. 307, pages 254 – 269. ISSN 0022-1694.
- MUCHOVÁ, Z. a kol. 2016. Possibilities of optimal land use as a consequence of lessons learned from land consolidation projects (Slovakia) In Ecological Engineering, č. 90, str. 294-306, ISSN 0925-8574.
- NAGY, V. - ŠTEKAUEROVÁ, V. 2006. Using of New Methods of Soil Water Content Measurement for Intention of Soil Water Regime Optimalization in Bioklimatologické pracovné dni 2006. ISBN 80-89186-12-2.
- ŠIMANSKÝ, V. – TOBISŠOVÁ, E. – CHLPÍK, J. 2008. Soil tillage and fertilization of Orthic Luvisol and their influence on chemical properties, soil structure stability and carbon distribution in water-stable macro-aggregates In Soil & Tillage Research, vol. 100, pages 125-132. ISSN 0167-1987. doi: 10.1016/j.still.2008.05.008.
- ŠTEKAUEROVÁ, V. – NAGY, V., 2006. Hodnotenie vodného režimu pôd v rôznych ekosystémoch in Bioklimatologické pracovné dni 2006. ISBN 80-89186-12-2.
- ŠÚTOR, J. – REHÁK, Š. 2009. Problematika vody v zóne aerácie pôdy s ohľadom na integrovaný manažment povodí, súčasnú legislatívu a smernicu EÚ in Acta Hydrologica Slovaca. č. 1, str. 94 – 108. ISSN 1335-6291.

ŠÚTOR, J. – ŠTEKAUEROVÁ, V. 2001. Kvantifikácia zásob vody v zóne aerácie pôdy v poľnohospodárskych ekosystémoch – Využitie súborov údajov získaných monitoringom in Acta Hydrologica Slovaca. č. 1, str. 64 -71. ISSN 1335-6291.

Transient plant-water-storage effects in a coupled soil-water-flow and transpiration-stream model

Tomáš Vogel, Jana Votrubová, Michal Dohnal, Jaromír Dušek
Czech Technical University in Prague, Faculty of Civil Engineering, Thákurova 7, 166 29 Prague,
Czech Republic

Abstract

A newly developed modeling approach, based on the concepts of transient plant water storage and distributed root water uptake, was implemented into an existing soil-water-flow model to enable more realistic simulations of fluxes in the soil–plant–atmosphere continuum. The transient storage approach was compared with a more conventional quasi-steady-state approach. The inclusion of plant-water-storage effects improved the ability of the model to simulate diurnal variations of actual transpiration rates. The developed algorithm can be used to simulate transpiration stream responses to varying atmospheric and soil moisture conditions including plant responses to drought stress.

Keywords: Soil–plant–atmosphere continuum, Transpiration stream, Hydraulic capacitance, Critical root-xylem-water potential, Root resistance, Isohydic behavior, Anisohydric control.

Introduction

The mechanism of transient plant water storage has recently been intensively studied by plant physiologists and forest scientists (e.g. Čermák et al., 2007; Meinzer et al., 2008; Pfautsch et al., 2015). The reported results show that water can be stored and released from plant tissues due to their elasticity or by cavitation. Stem water storage effects result in significant buffering of xylem water potential fluctuations, which helps to preserve the integrity of xylem water system during water stress periods.

For plants exposed to water stress, the range of xylem water potential between the daily minimum potential and the potential corresponding to the onset of cavitation can be interpreted as a safety margin (Sperry, 2000; Meinzer et al., 2009). It is assumed that there are two possible regulation strategies in dealing with water stress – referred to as isohydric and anisohydric behaviors (Tardieu and Simonneau, 1998; Pretzsch et al., 2013). Isohydric plants maintain their midday xylem water potential at a relatively constant level by closing their stomata and thus reducing transpiration. By contrast, anisohydric plants allow midday xylem water potential to decline and maintain transpiration until the transpiration stream is disrupted by cavitation.

In the context of vadose zone hydrology, root water uptake (RWU) is usually represented as a spatially distributed macroscopic sink of soil water. Most existing soil water flow models apply the assumption of quasi-steady-state flow in plant xylem to relate the RWU intensity to the actual transpiration rate, neglecting transient water storage effects in plant tissues. A few models combine soil water and plant xylem flow in a coupled system in which both the soil and the xylem are treated as porous media with distributed hydraulic properties (e.g. Janott et al., 2011; Rings et al., 2013). Such approach is, in principle, much more realistic, but the resulting models are complex and computationally demanding.

In what follows, we describe a modeling approach which combines whole-plant hydraulic capacitance with spatially distributed macroscopic plant root water uptake. This approach constitutes an algorithmically simple transpiration stream model, which can be easily implemented into existing models of unsaturated flow in vadose zone.

Materials and methods

Soil water flow model

Flow of water in a variably saturated soil profile is described by one-dimensional Richards' equation (Richards, 1931):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial H}{\partial z} \right) - S(z, t) \quad (1)$$

where θ is the volumetric soil water content ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) and K is the unsaturated hydraulic conductivity of the soil (m s^{-1}); S is the sink term representing the intensity of root water uptake (s^{-1}), $H = h + z$ is the soil water potential (m), h is the soil water pressure head (m), and z is the vertical coordinate, considered positive upwards (m). The intensity of root water uptake varies with depth and time according to the transpiration demand of the atmosphere, the soil water availability and the plant water status.

Root water uptake model

The uptake of soil water by plant roots is described by a macroscopic RWU model based on the traditional water-potential-gradient approach (e.g. van den Honert, 1948; Hillel et al. 1976). It is assumed that the RWU intensity is directly proportional to the difference between water potentials of the soil and the root xylem and indirectly proportional to the respective hydraulic resistances:

$$S(z, t) = - \frac{\sigma(z)}{r_{root} + r_{soil}(z, t)} [H_{rx}(t) - H_{soil}(z, t)] \quad (2)$$

where σ is the specific active root surface (m^{-1}), r_{root} is the root radial resistance (s), r_{soil} is the effective hydraulic resistance of the soil matrix (s), H_{rx} is the root xylem water potential and H_{soil} is the soil water potential. In the present study, we assume that H_{rx} varies with time but is constant within the root system. This is consistent with the observation that the axial resistance to water flow in roots is one to several orders of magnitude lower than the radial resistance (e.g. Steudle and Peterson, 1998).

We assume that the effective soil hydraulic resistance can be expressed as $r_{soil} = \lambda/K$, where λ is the characteristic length associated with the transport of water from the bulk soil to the root surface, derived from the active root system geometry (e.g. Vogel et al., 2013). The active root system geometry is characterized by the active root length density R (m^{-2}), the specific active root surface σ , the average active root radius r_0 (m) and the rhizosphere radius r_1 (m). In the present study, the spatial variability of R and σ is limited to the vertical direction and r_0 is spatially invariant. Furthermore, assuming the cylindrical character of the root system geometry, the vertical distributions of R , σ , and r_1 can be related through simple formulas: $\sigma = 2\pi r_0 R$ and $r_1 = (\pi R)^{-1/2}$, and, finally, the characteristic length λ can be expressed as a fraction of r_1 , i.e. $\lambda = ar_1$.

Transpiration stream model

Under the assumption of quasi-steady-state flow of water through the soil–plant–atmosphere continuum, the RWU intensity, integrated over the depth of the root zone, is equal to the actual transpiration rate T_a (m s^{-1}), i.e.:

$$T_r(t) = \int_{z_R}^{z_0} S(z, t) dz = T_a(t) \quad (3)$$

where T_r is the whole-plant root water uptake (m s^{-1}) and z_R and z_0 are the coordinates of the lower and upper boundary of the root zone, respectively (m).

A more realistic form of the whole-plant water balance equation can be obtained by adding a transient storage term to Eq. (3), i.e.:

$$\frac{dW}{dt} = \int_{z_R}^{z_0} S(z,t) dz - T_a(t) \quad (4)$$

where W is the whole-plant water storage (m). Assuming that W can be expressed as a single-valued function of H_{rx} , we obtain the final form of the whole-plant water balance equation:

$$C \frac{dH_{rx}}{dt} = \int_{z_R}^{z_0} S(z,t) dz - T_a(t) \quad (5)$$

where C is the whole-plant hydraulic capacitance (dimensionless).

In isohydric plants, the xylem water potential is limited to values above a certain threshold value, here denoted as H_{crit} . The plants maintain a distinct safety margin between this value and another threshold value associated with the onset of cavitation, H_{cav} , by means of stomatal control (e.g. Meizner et al., 2009).

To simulate *isohydric behavior*, we use a simple procedure, which ensures that the root xylem water potential, H_{rx} , is kept greater or equal to the threshold value H_{crit} . The procedure consists of two alternative stages: (i) Under favorable atmospheric and soil moisture conditions, the actual transpiration equals the atmospheric demand, i.e. $T_a = T_p$ (where T_p is the potential transpiration rate (m s^{-1})), and the root xylem potential is greater than the critical value, i.e. $H_{rx} > H_{crit}$. (ii) When the atmospheric demand is too high or the soil profile too dry, the xylem water potential reaches the critical value ($H_{rx} = H_{crit}$), and the actual transpiration becomes a fraction of its potential value ($T_a < T_p$).

For plants with *anisohydric behavior*, the H_{crit} value can be set equal to the water potential at the onset of cavitation, H_{cav} , and the plant hydraulic capacitance at H_{cav} modified to represent a partly embolized xylem. For short periods, this could be a reversible process. However, if unfavorable weather conditions induce irreversible changes in plant tissues, hydraulic capacitance becomes a complex function of related plant physiological processes. In such case, a more elaborate transpiration stream model would have to be considered.

The proposed transpiration stream model (Vogel et al., 2017) requires a simultaneous solution of soil water flow equation (1), root water uptake equation (2), and plant water balance equation (5). This is achieved by a simple sequential coupling procedure in which the time derivative at the left hand side of (5) is discretized using finite difference formula and Eq. (2) is substituted into (5):

$$C \frac{H_{rx}(t) - H_{rx}(t')}{\Delta t} = - \int_{z_R}^{z_0} \frac{\sigma(z)}{r_{root} + r_{soil}(z,t)} [H_{rx}(t) - H_{soil}(z,t)] dz - T_a(t) \quad (6)$$

This equation is then used to derive an explicit formula for root xylem water potential as a function of transpiration, as well as the inverse relationship, i.e. transpiration as a function of root xylem water potential:

$$H_{rx}(t) = \frac{\frac{C}{\Delta t} H_{rx}(t') + \int_{z_R}^{z_0} \frac{\sigma(z)}{r_{root} + r_{soil}(z,t)} H_{soil}(z,t) dz - T_a(t)}{\frac{C}{\Delta t} + \int_{z_R}^{z_0} \frac{\sigma(z)}{r_{root} + r_{soil}(z,t)} dz} \quad (7)$$

$$T_a(t) = - \int_{z_R}^{z_0} \frac{\sigma(z)}{r_{root} + r_{soil}(z,t)} [H_{rx}(t) - H_{soil}(z,t)] dz - C \frac{H_{rx}(t) - H_{rx}(t')}{\Delta t} \quad (8)$$

The derivation of equations (7) and (8) requires that H_{rx} is constant within the root system and changes only with time. In the present study, we used several additional simplifying assumptions, such as that r_{root} is constant, the root geometry is time invariant, and C is constant. However, these assumptions, unlike the one about the spatial invariance of H_{rx} , can be easily relaxed.

At each time step of the numerical solution of Richards' equation (1), the root xylem water potential, H_{rx} , is first evaluated from equation (7), assuming $T_a = T_p$. If H_{rx} falls below H_{crit} for a given potential transpiration rate, H_{rx} is set equal to H_{crit} and T_a is calculated using equation (8) yielding $T_a < T_p$. The resulting H_{rx} value is then used to calculate the RWU intensity $S(z)$ (from equation (2)) and to update the value of the sink term in equation (1).

The quasi-steady-state flow condition can be invoked by setting C equal to zero in (7) and (8). This leads to an algorithm which is similar to the one suggested by Hillel et al. (1976).

Model application

The developed transpiration stream model was implemented in the numerical code S1D (Vogel et al., 2010). The model was applied to study fluxes in the transpiration stream of Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst.). The hydro-meteorological data, used in the study, were acquired at the experimental catchment Liz situated in Bohemian Forest, Czech Republic (Tesař et al., 2006). The prevailing soil type at Liz is Eutric Cambisol developed on paragneiss bedrock. The soil matrix domain was divided into two layers – organic soil layer and mineral soil layer – distinguished by different soil hydraulic properties (Vogel et al., 2013).

The S1D model was used to simulate flow of soil water and the actual transpiration of spruce trees from April to September 2010. Precipitation data, measured directly on site, were used to define the upper boundary condition. The observed soil water pressure was applied at the lower boundary of the soil profile as a time dependent Dirichlet-type boundary condition. Potential transpiration of spruce trees was estimated using the Penman–Monteith equation (Monteith, 1981), based on the micrometeorological data observed at Liz. The actual transpiration rate was assumed to drop to zero overnight as well as during rainfall events.

The RWU parameters were adopted from our previous study (Vogel et al., 2016). We assumed that water is taken up mostly by fine roots. Based on values reported in the literature for spruce trees, the radius of mean active root, r_0 , was set equal to 0.01 cm and the maximum root length density to 0.2 cm⁻². The shape of the root length density function, $R(z)$, was estimated based on information found in the literature and a limited survey carried out at the site of interest. We assumed a constant value of $R(z)$ equal to the estimated maximum root length density for depths 1 to 20 cm, followed by a linear decrease, with $R(z)$ equal to zero at the lower boundary of the root zone at the depth of 70 cm. No roots were assumed in the uppermost 1 cm of organic soil. Furthermore, we estimated that the coefficient a was equal to 0.05.

The threshold value at the onset of cavitation, H_{cav} , was reported around -250 m for Norway spruce (Cochard, 1992; Lu et al., 1996). Assuming a safety margin of about 50 m (Breda et al., 2006) and the difference between leaf and root water potentials, the H_{crit} value can be expected in the range of about -200 to -150 m. In the present study, we assumed $H_{crit} = -150$ m. The whole-tree hydraulic capacitance was set equal to 9×10^{-6} . The value was chosen to produce a reasonable agreement between the simulated variation of T_r and observed sap flow (Vogel et al., 2017).

Results and discussion

Figs. 1a and 1b show the observed fluctuations of hydro-meteorological variables determining the magnitude of spruce tree transpiration during a twelve-day period in July 2010. The sequence of mostly sunny days with a high transpiration demand was interrupted by a rainy day. The data indicate

that the soil was well supplied with water over the period. That is also reflected in the observed soil water pressure (Fig. 1b).

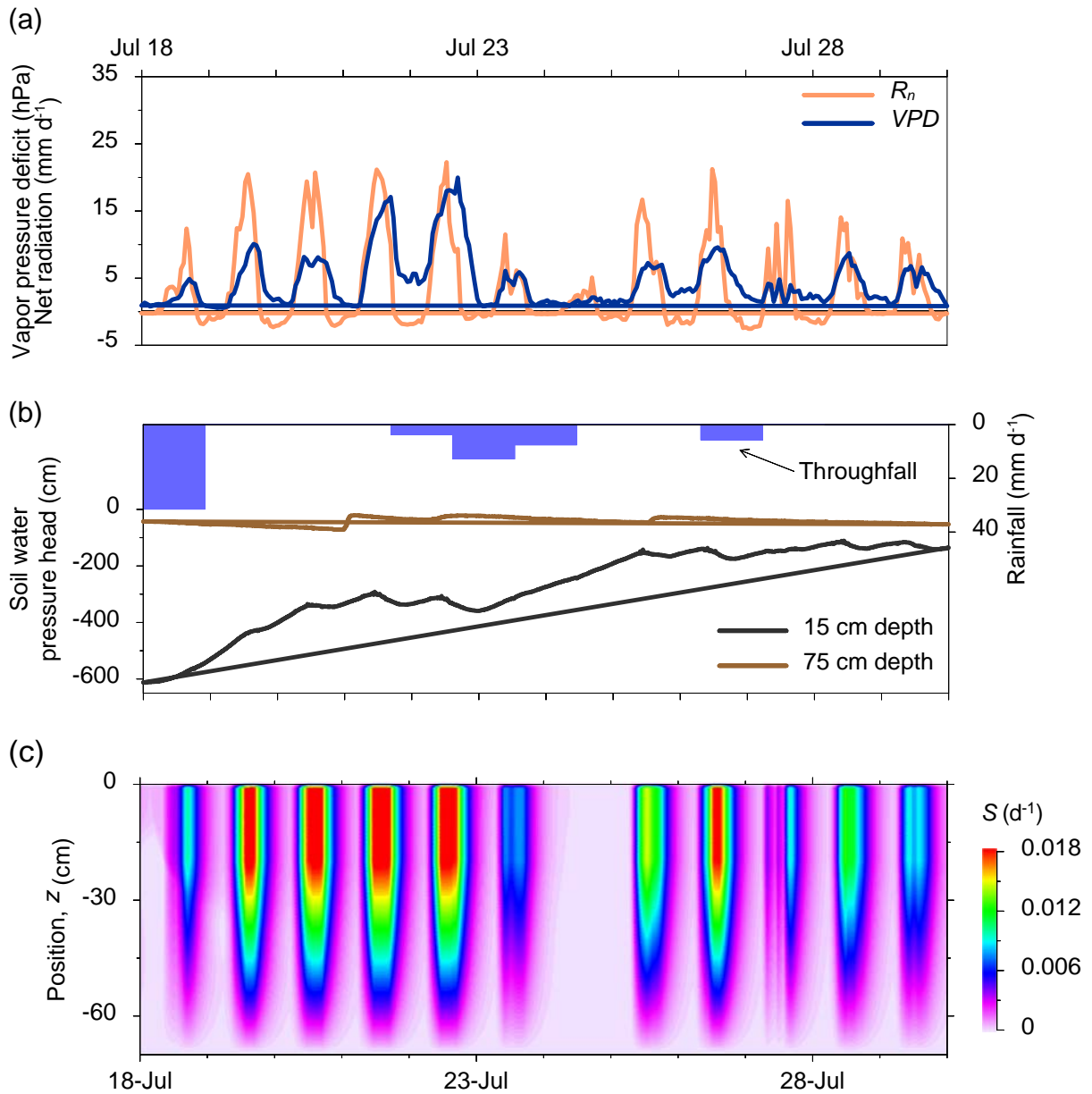


Fig. 1: (a) – (b) The observed hydro-meteorological variables used for the root water uptake modeling – hourly averages of vapor pressure deficit, VPD , and net radiation, R_n , daily throughfall totals, and soil-water-pressure-head variations observed at two depths; (c) The spatiotemporal distribution of root water uptake simulated using the transient plant-water-storage approach.

The effects of using two different approaches to plant water storage, in the coupled soil-water-flow and root-water-uptake modeling, are presented in Fig. 2. In Fig. 2a, the actual transpiration, T_a , calculated assuming quasi-steady-state flow through the transpiration stream, is presented together with the estimated potential transpiration, T_p . Under the quasi-steady-state assumption, the actual whole-plant RWU rate, T_r , equals to the actual transpiration rate. The simulation results, obtained assuming transient plant water storage, are presented in Fig. 2c. Allowing the plant water storage to vary causes the separation of the actual transpiration rate from the RWU rate. The predicted

transpiration stream variations (typical for sunny summer day) can be divided into three stages. Starting in the morning, the plant actual transpiration meets fully the potential transpiration demand while the root water uptake rate lags behind and the plant water storage decreases. When the root xylem water potential reaches the critical value, H_{crit} , the plant water storage becomes fixed and the plant transpiration becomes limited by the plant root water uptake. After the potential transpiration rate reduces below the limiting RWU rate, the actual transpiration follows the potential transpiration demand, while the RWU rate reduces gradually allowing the nocturnal replenishment of the plant water storage.

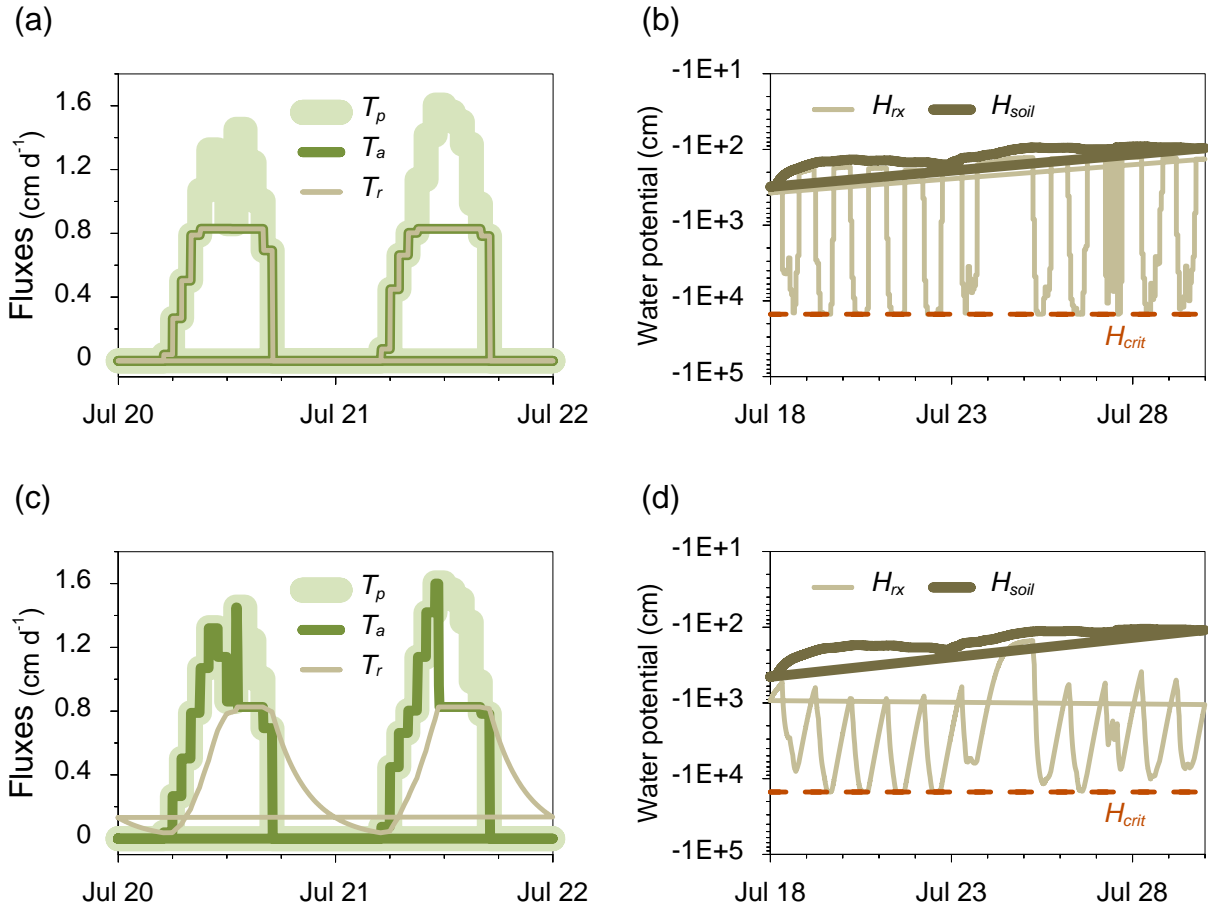


Fig. 2: The results of transpiration stream modeling for Norway spruce: (a) – (b) using the quasi-steady-state assumption, and (c) – (d) based on the transient plant-water-storage approach. The figures on the left show the estimated diurnal fluctuations of potential transpiration, T_p , and the simulated variations of actual transpiration, T_a , and whole-plant root water uptake, T_r . The figures on the right show the variations of root xylem water potential, H_{rx} , and vertically averaged soil water potential, H_{soil} .

In Figs. 2b and 2d, the simulated root-xylem-water-potential variations, assuming either constant or transient plant-water storage, are presented. The value of H_{rx} fluctuates between the soil-water potential, H_{soil} , and the critical xylem-water potential, H_{crit} , maintained by the plant. Considering non-zero hydraulic capacitance helps to smooth the xylem-potential variations and to delay or even eliminate the critical state at which the transpiration becomes reduced.

Considering the predicted actual transpiration, the non-zero whole-plant hydraulic capacitance approach allows the system to satisfy higher transpiration demand. The estimated actual transpiration

amounts over the simulated season (April to September) increased from 301 mm – assuming zero capacitance – to 330 mm – assuming the capacitance of 9×10^{-6} . The change represents 8% of the cumulative potential transpiration. Average daily contribution to the transpiration due to the elastic plant water storage was 0.2 mm d^{-1} .

Assuming a non-zero hydraulic capacitance reduces significantly the simulated soil water redistribution via roots. The zero-capacitance simulations predict regular nightly redistribution of the soil water, resulting in negative root water uptake intensities. If a non-zero plant capacitance is assumed, the water redistribution via roots is predicted only occasionally during major rainfall events.

Conclusions

The previously developed one-dimensional numerical model of soil water flow, involving macroscopic vertically distributed plant root water uptake, was extended to enable simulations of transient plant-water-storage effects. The resulting model predicts reasonably well the evening recharge of the storage by root water uptake as well as the morning discharge of the storage to the atmosphere. Assuming a non-zero hydraulic capacitance reduces significantly the simulated soil water redistribution via roots which was overestimated when using the zero-capacitance assumption.

The suggested transpiration stream model is based on the explicit evaluation of the root xylem water potential as a function of actual transpiration rate. Consequently, it can be easily incorporated into existing models of unsaturated flow in vadose zone.

Acknowledgments

The research was funded by the Czech Science Foundation, project No. 16-05665S. The hydro-meteorological data from the experimental catchment Liz were available through the cooperation with the Institute of Hydrodynamics of the Czech Academy of Sciences.

References

- Breda N., Huc R., Granier A., Dreyer E. (2006) Temperate forest trees and stands under severe drought: a review of ecophysiological responses, adaptation processes and long-term consequences. *Annals of Forest Science*, 63, 625–644.
- Čermák J, Kučera J, Bauerle WL, Phillips N, Hinckley TM (2007) Tree water storage and its diurnal dynamics related to sap flow and changes in stem volume in old-growth Douglas-fir trees. *Tree Physiol* 27:181–198.
- Cochard H (1992) Vulnerability of several conifers to air embolism. *Tree Physiol* 11, 73–83
- Hillel D, Talpaz H, van Keulen H. (1976) A macroscopic-scale model of water uptake by a non-uniform root system and of water and salt movement in the soil profile. *Soil Sci*;121:243–55.
- Janott M, Gayler S, Gessler A, Javaux M, Klier C, Priesack E. (2011) A one-dimensional model of water flow in soil-plant systems based on plant architecture. *Plant and Soil*;341:233–56.
- Lu P, Biron P, Granier A and Cochard H (1996) Water relations of adult Norway spruce (*Picea abies* (L) Karst) under soil drought in the Vosges mountains: whole-tree hydraulic conductance, xylem embolism and water loss regulation. *Ann. For. Sci.* 53:113–121. DOI: 10.1051/forest:19960108
- Meinzer FC, Woodruff DR, Domec J-C, Goldstein G, Campanello PI, Gatti MG, Villalobos R (2008) Coordination of leaf and stem water transport properties in tropical forest trees. *Oecologia* 156:31–41.
- Meinzer FC, Johnson DM, Lachenbruch B, McCulloh KA, Woodruff DR (2009) Xylem hydraulic safety margins in woody plants: coordination of stomatal control of xylem tension with hydraulic capacitance. *Funct Ecol* 23:922–930.
- Monteith, J.L. (1981) Evaporation and surface temperature. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 107:1–27.

- Pfautsch S, Holttä T, Mencuccini M (2015) Hydraulic functioning of tree stems-fusing ray anatomy, radial transfer and capacitance. *Tree Physiol* 35: 706-722.
- Pretzsch, H., Schütze, G. and Uhl, E. (2013), Resistance of European tree species to drought stress in mixed *versus* pure forests: evidence of stress release by inter-specific facilitation. *Plant Biology*, 15: 483–495. doi:10.1111/j.1438-8677.2012.00670.x
- Richards, L.A. (1931) Capillary conduction of liquids through porous mediums. *J. Appl. Phys.* 1: 318–333. doi:10.1063/1.1745010.
- Rings J., T. Kamai, M. Kandelous, P. Hartsough, J. Šimůnek, J. A. Vrugt, and J.W. Hopmans (2013) Bayesian inference of tree water relations using a Soil-Tree-Atmosphere Continuum model. *Procedia Environmental Sciences* 19:26–36.
- Sperry JS (2000) Hydraulic constraints on plant gas exchange. *Agricultural and Forest Meteorology* 104 13–23.
- Stedle E, Peterson CA (1998) How does water get across roots? *J Exp Botany* 1998;49:775–88.
- Tardieu, F., and T. Simonneau (1998) Variability among species of stomatal control under fluctuating soil water status and evaporative demand: Modelling isohydric and anisohydric behaviours, *J. Exp. Bot.*, 49, 419–432, doi:10.1093/jexbot/49.suppl_1.419.
- Tesař M, Balek J, Šír M. (2006) Hydrological research in the Volyňka basin (Bohemian Forest, Czech Republic). *J Hydrol Hydromech*;54:137–50.
- van den Honert, T.H. (1948) Water transport in plants as a catenary process. *Discuss. Faraday Soc.* 3:146–153.
- Vogel T, Březina J, Dohnal M, Dušek J. (2010) Physical and numerical coupling in dual-continuum modeling of preferential flow. *Vadose Zone J*;9:260–7. doi:10.2136/vzj2009.0091.
- Vogel, T., M. Dohnal, J. Dušek, J. Votrubová and M. Tesař. (2013) Macroscopic Modeling of Plant Water Uptake in a Forest Stand Involving Root-Mediated Soil Water Redistribution. *Vadose Zone Journal* 12. doi:10.2136/vzj2012.0154.
- Vogel, T., J. Votrubová, J. Dušek and M. Dohnal. (2016) Mesoscopic aspects of root water uptake modeling - Hydraulic resistances and root geometry interpretations in plant transpiration analysis. *Advances in Water Resources* 88: 86-96. doi:10.1016/j.advwatres.2015.12.006.
- Vogel T; J Votrubova; M Dohnal; J Dusek (2017) A simple representation of plant water storage effects in coupled soil water flow and transpiration stream modeling. *Vadose Zone Journal*, doi:10.2136/vzj2016.12.0128.

Proudění vody a transport látek nad Ochozskou jeskyní v Moravském krasu: využití přirozených a umělých stopovačů

Helena Vysoká¹, Jiří Kamas¹, Jiří Bruthans¹

¹ Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova, Albertov 6, Praha 2, 128 40

V 70 m mocné nenasyčené zóně nad Ochozskou jeskyní v Moravském krasu bylo studováno proudění, střední doba zdržení a geochemické procesy a to pomocí chemického složení, stabilních izotopů (¹³C, ¹⁸O, ²H, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr a dalších stopovačů (³H, ¹⁴C, freony a SF₆) ve vodě odtékající z nenasyčené zóny (skapových vodách).

Střední doba zdržení vody v nenasyčené zóně nad Ochozskou jeskyní dosahuje 7 – 20 let, zatímco střední doba zdržení vody v půdě je pouhých několik měsíců. Střední doba zdržení odpovídá i storativitě zjištěné z vrtů v epikrasové zavěšené zvodni (průměrně 0,6 %) určené ze současného sledování poklesu hladin a odtoku ze zvodně.

Střední doba zdržení autochtonních pramenů ze saturované zóny dosahuje 5 – 23 let. Významná část celkové retenční kapacity je tak v Moravském krasu vázána na zavěšenou zvodně v epikrasu. I za výrazných odtokových událostí převažuje ve skapech voda z předchozích srážek. Přímý srážkový vstup podle $\delta^{18}\text{O}$ nepřesahuje 20% i v skapech s velmi výraznou reakcí na srážky. Naproti tomu hydraulická odezva se šíří do hloubky 70 m pod povrchem v řádu desítek hodin.

Nenasycená zóna nad Ochozskou jeskyní odpovídá polootevřenému až otevřenému systému vůči půdnímu CO₂. V sušších obdobích dochází k částečnému odplynění CO₂ ze skapových vod a k takzvanému „prior calcite precipitation“ PCP v zóně nad stropem jeskyní jak je zřejmé z hodnot $\delta^{13}\text{C}$, a molárních poměrů Mg/Ca a Sr/Ca. Izotopové poměry ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ve skapových vodách indikují, že stroncium je odvozené z horniny a srážek. Změny chemického složení po infiltraci vody do epikrasu jsou dány míšením rezervoárů s různou dobou zdržení a množstvím rozpuštěných látek.

Byl vytvořen konceptuální model proudění vody a míšení v nenasyčené zóně krasu. Model sestává ze 4 rezervoárů: půdy, epikrasu, spodní nenasyčené zóny a zavěšené zvodně nad stropem jeskyně.

Vyplavování pesticidních látek drenážními systémy za různých hydrologických situací

Antonín Zajíček¹, Petr Fučík¹, Markéta Kaplická¹, Jana Maxová, Marek Liška², Jakub Dobiáš²

¹ Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i., Žabovřeská 250, 156 27 Praha 5 – Zbraslav

² Povodí Vltavy, státní podnik, Holečkova 8, Praha 5, 143 00

Abstrakt

Dynamika koncentrací pesticidů a jejich metabolitů v drenážních vodách za různých hydrologických situací byly sledovány na třech pokusných lokalitách se zemědělským odvodněním vybudovaným ve svahu. Sledováno bylo období 2014 – 2016. Pro posouzení dynamiky koncentrací v průběhu srážko-odtokových epizod (SOE) byly provedeny separace drenážního a povrchového odtoku pomocí stabilních izotopů ¹⁸O a ²H. Celkem bylo vyhodnoceno 41 SOE. Z výsledků analýz vyplynulo, že metabolity pesticidů jsou v drenážních vodách přítomny permanentně, často ve vysokých koncentracích. Jejich vyplavování je vázáno zejména na základní a svahový odtok. Naopak vyplavování mateřských látek je vázáno téměř výhradně na srážko-odtokové epizody. Podmínkou k vyplavování mateřských látek je, aby srážko-odtoková epizoda nastala krátce po jejich aplikaci, a s velkou pravděpodobností také přítomnost „nové“ vody v odtoku. Pokud nastanou současně tyto situace, koncentrace pesticidů v drenážních vodách bývají značně vysoké a odnos pesticidních látek může být i v gramech za epizodu.

Klíčová slova

Pesticidy, zemědělská drenáž, stabilní izotopy, separace odtoku

Úvod

Prostředky na ochranu rostlin (pesticidy) jsou v zemědělství nezbytné pro regulaci škodlivých organismů - plevelů, chorob a škůdců rostlin. Bez nich by byly výnosy plodin nižší o 21 – 52 % (Gutsche, 2011), horší kvality (mykotoxiny, leptospiróza, alergeny) a dražší. V České republice je používáno přibližně 400 druhů těchto látek a jejich počet se zvyšuje. Negativem využití těchto prostředků je skutečnost, mohou být vyplavovány do povrchových a podzemních vod a způsobovat závažné ekotoxikologické problémy jak u terestrické, tak u vodní (nebo na vodu vázané) bioty a zhoršovat jakost vody samotné. Přibližně 65 % aplikované látky zasáhne listovou plochu, asi 25 % přípravku vstupuje do půdy. Zbýlých přibližně 10 % je rozloženo světlem před vstupem do půdy nebo uvolněno do atmosféry (FOCUS 2007). Velký podíl aplikovaného přípravku tedy vstupuje přímo do půdy. Působením abiotických a biotických faktorů podléhají pesticidy řadě transportních a transformačních procesů. Těmito procesy vznikají tzv. metabolity, které mohou být méně toxické než původní látky (nerelevantní metabolity), avšak jiné mohou být stejně nebo i více toxické (relevantní metabolity). Toxicita metabolitů je posuzována dle metodiky schválené EU.

Pesticidní látky se do vod dostávají z bodových i plošných zdrojů znečištění, přičemž plošné zdroje mají na kontaminaci vod významný podíl (Brown a van Beinum, 2009). Starší studie předpokládaly, že pro transport pesticidů do vod je rozhodující povrchový odtok (Kladivko et al., 2001). Nicméně v současné době, společně se zlepšenými možnostmi monitoringu se ukazuje, že také mělký podpovrchový odtok představuje jednou z významných cest pesticidů do povrchových vod. Důležitou součástí podpovrchového odtoku je odtok drenážní, který hraje velkou roli zejména v územích s velkým podílem odvodněné zemědělské půdy (Fenelon a Moore, 1998), což je také případ krystalinika Českomoravské vrchoviny (Kulhavý et al., 2007, Doležal a Kvítek, 2004). Také evropský program pro modelování pesticidů FOCUS (2007) považuje drenážní odtok jako jednu ze tří hlavních cest (spolu se spray drift a povrchovým odtokem) pesticidních látek do povrchových vod.

Pro vyplavování pesticidů jsou podstatné půdní vlastnosti, typ odvodnění a hydrologické podmínky v povodí v době krátce po aplikaci těchto látek. Významnou roli v transportu pesticidů hrají preferenční

cesty, např. makropóry (Kodešová et al. 2009), a v podmínkách krystalinika Českomoravské vrchoviny, také trhliny a pukliny. Rychlost preferenčního proudění během SOE může být natolik vysoká, že fyzikálně-chemické vlastnosti pesticidů ztrácejí z hlediska jejich vyplavování v těchto situacích význam (Kung et al., 2000). Zrychlený odtok (jakéhokoli typu) významně snižuje čas reakci pesticidu s prostředím (sorpci nebo degradaci) a může vest k přímému a bezprostřednímu vyplavování mateřské látky do povrchových vod. Přítomnost pesticidů v drenážních i povrchových vodách je nerovnoměrně rozložena v průběhu sezóny (Muller et al., 2003; Tisseau et al., 1996) s převahou vysokých koncentrací v průběhu aplikačního období. Vzhledem k náročnosti a ceně vzorkování jsou častější přímé experimenty v měřítku malých parcel, drenážní skupiny, části svahu či půdního bloku, zaměřené na aplikaci určitých látek. Dlouhodobější podrobná sledování za podmínek běžného hospodaření nejsou příliš častá. Dosavadní studie (Brown a van Beinum, 2009) se většinou zabývaly monitoringem koncentrací a odnosu pesticidních látek z povodí, ale málo se zaměřovaly na studium dynamiky a cest odtoku. Nedostatek informací je také zatím o souvislostech vyplavování pesticidů ve vazbě na různé složky odtoku.

Cílem tohoto příspěvku je zhodnotit koncentrace mateřských látek i jejich metabolitů v drenážních vodách za různých hydrologických situací, a to v období převažujícího základního odtoku, v průběhu srážko – odtokových epizod (SOE) s velkým podílem vody z příčné srážky a v průběhu SOE s převahou svahové odtoku.

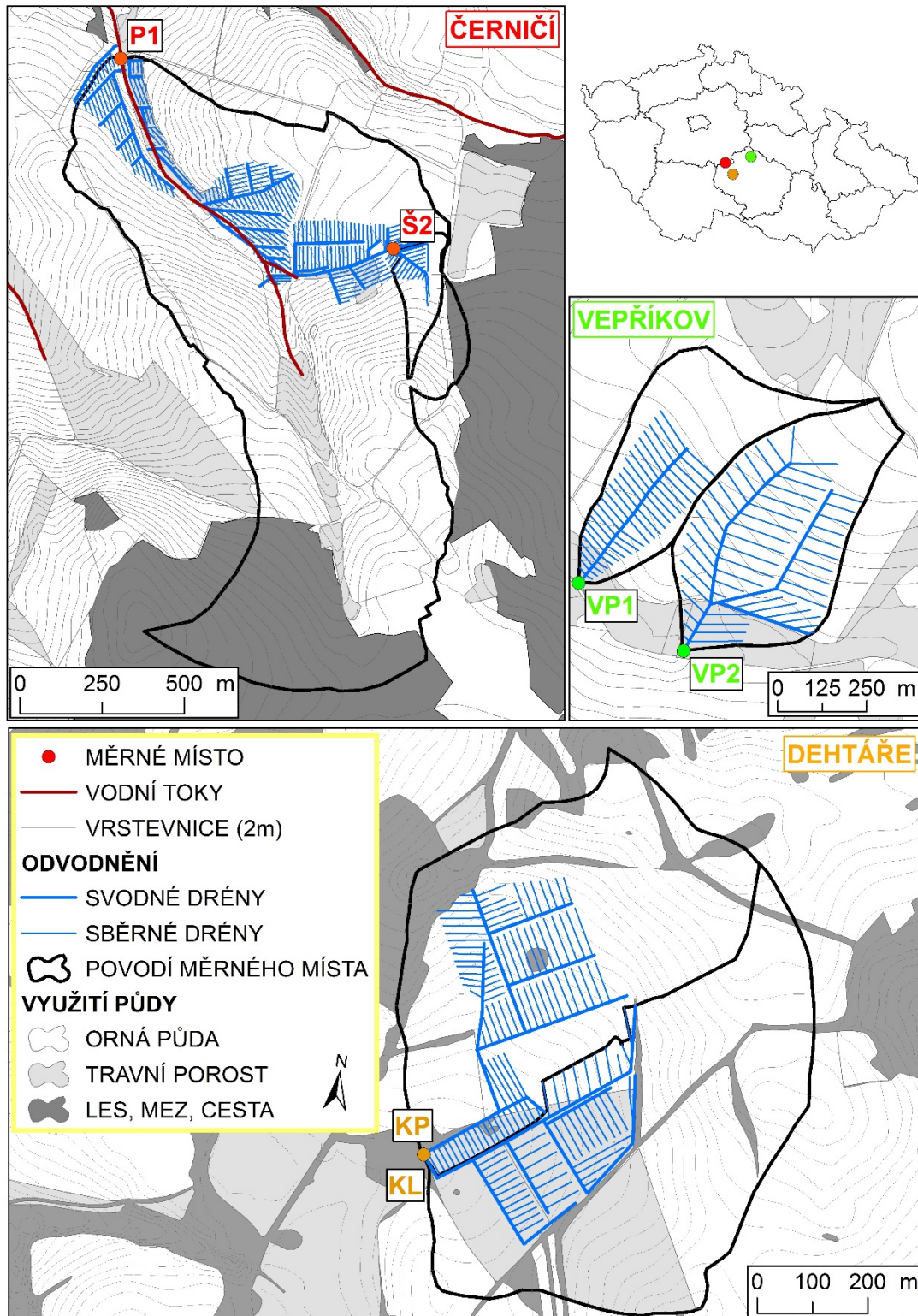
Materiál a metody

Výzkum probíhal v letech 2014 – 2016 na třech pokusných lokalitách (Dehtáře, Černičí, Vepříkov), jejichž společnou charakteristikou je drenážní systém na zemědělské půdě vybudovaný ve svahu. Geologickým podkladem jsou krystalické horniny, místy přeměněné, v různém stadiu rozpadu. V dolních partiích svahů se vyskytují kvartérní sedimenty v podobě svahových písků a hlín s různou mocností. Půdní pokryv je velmi variabilní zejména ve výtokových oblastech, kde se vyskytují kambizemě oglejené, pseugogleje, gleje modální a místy organozemě. Ve zdrojových oblastech (horní části svahů, poblíž rozvodnic) se vyskytují zejména kambizemě modální až arenické, místy rankery. Srážkové úhrny byly ve sledovaném období velmi variabilní a pohybovaly se od 450 do 750 mm za rok. Poloha a přehledná mapa pokusných lokalit jsou znázorněny na obr. 1. Podrobný popis lokalit Dehtáře a Černičí je uveden např. v publikaci Zajíček a Fučík, 2015; lokalita Vepříkov je popsána v publikaci Duffková et al., 2014.

Na pokusné ploše Dehtáře byly sledovány závěrové profily dvou drenážních skupin KL (29 ha) a KP (28 ha) s rozdílným využitím půdy. Plocha skupiny KL je téměř celá zatravněna a pesticidy byly aplikovány naposledy před více než 7 lety. Půda v subpovodí drenážní skupiny KP je využívána jako orná a probíhá zde běžné zemědělské hospodaření. Na lokalitě Černičí je sledována drenážní skupina Š2 (3,8 ha) plně pod ornou půdou a závěrový profil celého povodí (2,1 km²; malý vodní tok P1), do kterého je zaústěno více drenážních skupin. Na lokalitě Vepříkov byly v průběhu roku 2016 sledovány dvě drenážní skupiny, a to VP 1 se subpovodím o velikosti velikost 19,95 ha drenážní skupina VP 2 s subpovodím o výměře 28,25 ha, když kombinace pěstování kukuřice s výraznými srážkami krátce po aplikaci pesticidních látek byla dobrým předpokladem sledování vyplavování pesticidů v průběhu SOE.

Na měrných profilech sledovaných drenážních skupin byly kontinuálně měřeny výšky hladin nad přepadem pomocí ultrazvukových sond, které byly přepočteny na průtok a ukládány v desetiminutovém kroku. Společně s výškou hladin byla také měřena teplota drenážní vody. Schéma odběru vzorků se lišilo podle aktuální hydrologické situace. V období převažujícího základního a pomalého svahového odtoku byly vzorky odebírány manuálně v pravidelném 14 - denním kroku. V průběhu srážko-odtokových epizod byly vzorky odebírány pomocí automatických vzorkovačů v kroku od 20 minut (letní epizody) do 1 hodiny (zimní epizody). Odebrané vzorky vod byly podrobeny analýze na koncentrace pesticidních látek v laboratořích Povodí Vltavy, s.p. s využitím přístrojů Ultra High-Performance Liquid Chromatograph (UHPLC) a Triple Quad Mass Spectrophotometer (MS/MS). Pro účely separace odtoku v průběhu SOE byly vzorky drenážních, povrchových a

srážkových vod analyzovány na stanovení deficitu stabilních izotopů $d^{18}O$ a d^2H . Analýza proběhla v laboratoři ČVUT Praha, pomocí přístroje liquid water isotope analyzer, LGR Inc. Device (Penna et al., 2010). Vlastní separace odtoku na vodu pocházející z příčné srážky („nová voda“, „event water“ a vodu, která byla v povodí již před epizodou („stará voda“, „pre-event water“) byly provedeny pomocí standardního směšovacího modelu. Metoda je podrobně popsána např. v práci Zajíček et al., 2016.



Obr. 1: Přehledná mapa experimentálních lokalit.

Výsledky a diskuse

V období převažujícího základního a pomalého svahového odtoku (vzorky z pravidelných odběrů) byly v drenážních vodách detekovány zejména metabolity pesticidních látek. Přehled detekovaných látek je uveden v tab. 1.

Na povodí Dehtáře (profily KL a KP) byly přítomny zejména Alachlor ESA, nalezený ve všech odebraných vzorcích v koncentracích převážně ve stovkách ng/l, Metazachlor ESA (ve všech vzorcích v koncentracích ve stovkách až tisících ng/l), Metolachlor ESA (všechny vzorky, koncentrace v tisících ng/l). Častý byl také výskyt Dimetachloru ESA, jeho koncentrace byly nižší, převážně v desítkách ng/l. Z OA forem metabolitů se vyskytovaly pouze Metazachlor OA a Metolachlor OA, jejichž výskyt byl čast a koncentrace o řád nižší než forem ESA těchto metabolitů. Průměrná souhrnná koncentrace metabolitů byla na profilu KL 3834 ng/l. Na profilu KP dosáhla souhrnná koncentrace metabolitů 5759 ng/l. Relativně vysoké koncentrace metabolitů na KL souvisí s dlouhou dobou zdržení základního a svahového odtoku (2 – 3 roky) a vysokou perzistencí především chloraceanilidových metabolitů. Mateřské látky byly zjištěny za běžných průtoků jen výjimečně (tab. 1), většinou v jediném odběru a nízké koncentrací v desítkách ng/l. V drenážních vodách pokusného povodí Černíci (profil Š2, tabulka 4 a 5) ve vzorcích z pravidelných odběrů též převažovaly metabolity chloracetanilidových herbicidů. Byly to zejména Acetochlor ESA, Alachlor ESA a Metazachlor ESA. Z OA forem byl častější pouze Metazachlor OA. Z mateřských látek se vyskytoval za běžných průtoků pouze bentazon v koncentracích v desítkách ng/l. V povrchovém odtoku na profilu P1 byla škála metabolitů velmi podobná drenážním vodám, tj. opět převažovaly vysoce perzistentní chloracetanilidové metabolity, k tomu přibyl relativně častý výskyt metabolitů Terbutylazinu, zejména ve formě Terbutylazin – 2 hydroxy. V povrchovém toku se také na rozdíl od drenáží častěji vyskytovaly mateřské látky i v době nízkých průtoků.

V průběhu srážko-odtokových epizod se v drenážním i povrchovém odtoku vyskytovalo širší spektrum pesticidních látek než v období běžných průtoků. Významná je především přítomnost mateřských látek, jež za běžných stavů nebyly téměř detekovány, a jejichž koncentrace mohou být v průběhu SOE značně vysoké. Na lokalitě Dehtáře průběhu SOE se vyskytovaly koncentrace mateřských látek převážně na zorněném subpovodí KP. Na převážně zatrávněném subpovodí KL byla mateřská látka detekována pouze v jedné epizodě, kdy se v drenážním odtoku objevil herbicid Clothianidin v koncentracích 350 – 390 ng/l. Z mateřských látek zachycených v průběhu SOE na subpovodí KP byly nejvýznamnější Fluopicolide (39 – 2800 ng/l), Glyphosát (84 – 356 ng/l), Linuron (25 – 719 ng/l), Mandipropamid (21 – 206 ng/l), Mesotrione (11 – 460 ng/l a Metalaxyl (12 – 980 ng/l). Koncentrace metabolitů se v průběhu SOE měnily podle aktuálního složení drenážního odtoku (viz níže). Také na lokalitě Černíci se v průběhu SOE často vyskytovaly mateřské látky. Na drenážní skupině Š2 byly zjištěny vysoké koncentrace Clomazonu (1 700 – 3400 ng/l), Chlorsulfuronu (230 – 914 ng/l) Metazachloru (11 – 19 000 ng/l), Tebuconazolu (135 – 640 ng/l) a Thiaclopridu (14 – 390 ng/l). Detekováno bylo dalších 7 látek avšak pouze v malém počtu a nízkých koncentracích. V povrchovém odtoku na profilu P1 bylo v průběhu SOE zachyceno velké množství různých mateřských látek, celkem 31 avšak většinou v malém počtu a v nízkých koncentracích. Významnější z hlediska počtu detekcí, koncentrací o odnosu byly Clomazone (2 000 – 8 000 ng/l), Cyprosulfamide (12 – 25 000 ng/l), Glyphosát (49 – 453 ng/l), Chlorotoluron (35 – 973 ng/l), Metazachlor (10 – 37 000 ng/l) a Thiencarbazone-meth.(18 – 10 000 ng/l).

Dynamika koncentrací pesticidů se lišila v závislosti na složení drenážního odtoku, tj. na přítomnosti či nepřítomnosti vody pocházející z příčinné srážky a také na časovém odstupu epizody od poslední aplikace pesticidu. V grafech 1 - 8 jsou zobrazeny vybrané SOE reprezentující různé hydrologické situace a jejich typický průběh koncentrací mateřských látek a metabolitů.

První dva grafy zobrazují odlišný vývoj koncentrací metabolitů v SOE v závislosti na přítomnosti „nové“ vody v drenážním odtoku. V grafu 1 je znázorněna epizoda na profilu KL, která proběhla 31. 7. 2014 po srážce o úhrnu 19 mm. Drenážní průtok se prudce zvýšil z 0,1 l/s na 0,5 l/s v průběhu 40 min. Na tomto průtoku měla podíl „nová“ voda 53% podíl. Tato složka odtoku způsobila „ředění“ koncentrací všech hlavních metabolitů v drenážním odtoku, jak je patrné z grafu.

Tabulka 1: Porovnání dvou typů porostů RRD: výmladkové plantáže a lesnické lignikultury.

Místo		KL		KP		Š2		P1	
Látka	Typ	detekcí (vzorků)	konc. (ng/l)	detekcí (vzorků)	konc. (ng/l)	detekcí (vzorků)	konc. (ng/l)	detekcí (vzorků)	konc. (ng/l)
Alachlor ESA	D	18 (18)	85 - 728	18 (18)	359 - 1110	26 (26)	32 - 228	26 (27)	78 - 1030
Dimethachlor ESA	D	17 (18)	28 - 134	11 (18)	20 - 29	1 (26)	21	0 (27)	n
Metazachlor ESA	D	18 (18)	136 - 3690	18 (18)	252 - 10400	26 (26)	298 - 5060	26 (27)	123 - 3280
Metazachlor OA	D	10 (18)	27 - 388	18 (18)	25 - 1110	10 (26)	24 - 2360	21 (27)	23 - 1870
Metolachlor ESA	D	18(18)	620 - 4730	18 (18)	163 - 1660	3 (26)	26 - 69	2 (27)	65 - 137
Metolachlor OA	D	16 (18)	31 - 383	11 (18)	21 - 295	1 (26)	65	1 (27)	23
Atrazine-2-hydroxy	D	0 (18)	n	0 (18)	n	6 (26)	11 - 21	9 (27)	43 - 739
Terbutylazin-2-hydroxy	D	0 (18)	n	0 (18)	n	5 (26)	11 - 30	26 (27)	12 - 185
Terbutylazin-DE-2-H	D	0 (18)	n	0 (18)	n	0 (26)	n	15 (27)	11 - 99
Chloridazon desphen.		0 (18)	n	0 (18)	n	0 (26)	n	6 (27)	57 - 110
Chloridazon met.des.		0 (18)	n	0 (18)	n	0 (26)	n	9 (27)	11 - 60
Acetochlor	H	1 (18)	59	1 (18)	36	2 (26)	16-41	3 (27)	11 - 39
Bentazon	H	0 (18)	n	0 (18)	n	24 (26)	13 - 72	3 (27)	18 - 180
Fluroxypyr	H	0 (18)	n	0 (18)	n	1 (26)	49	2 (27)	42 - 270
Chlorpyryphos		0 (18)	n	0 (18)	n	0 (26)	n	2 (27)	2 - 3
Linuron	H	1 (18)	35	0 (18)	n			0 (27)	n
Metolachlor	H	1 (18)	26	1 (18)	13	2 (26)	21 - 46	1 (27)	13
Nicosulfuron	H	1 (18)	37	0 (18)	n	0 (26)	n	0 (27)	n
Propiconazol	F	1 (18)	13	0 (18)	n	0 (26)	n	0 (27)	n
Spiroxamine	H	1 (18)	14	0 (18)	n	0 (26)	n	0 (27)	n
Tebuconazol	F	1 (18)	20	0 (18)	n	0 (26)	n	2 (27)	24 - 43
Terbutylazin	H	0 (18)	n	0 (18)	n	1 (26)	13	2 (27)	11 - 23

V případě Alachloru ESA bylo snížení z 644 ng/l v posledním vzorku před epizodou až na 98 ng/l, Metolachloru ESA z 1160 ng/l na 157 ng/l, v případě Metolachloru OA došlo k poklesu ze 73 ng/l na 32 ng/l, u Metazachloru ESA koncentrace klesly ze 183 ng/l na 23 ng/l a v případě Dimethachloru ESA z 82 ng/l až na 26 ng/l.

Naopak SOE, která byla zaznamenána 27. 8. 2014 na profilu KP (graf 2) patří mezi epizody, při kterých se podle izotopové separace drenážního odtoku účastnila pouze voda, která se v povodí nacházela již v době před příčinnou srážkou. Jedná se s největší pravděpodobností o rychle mobilizovaný mělký podpovrchový odtok. Drenážní odtok se pohyboval v rozmezí 0,13 - 1,2 l/s. V průběhu této epizody došlo výraznému zvýšení hodnot koncentrací Metazachloru ESA i OA, a Alachloru ESA spolu s rostoucím průtokem. V době okolo kulminace drenážního průtoku byly koncentrace těchto látek nejvyšší, když v případě Metazachloru OA se blížily hodnotě 12000 ng/l.

Průběh letní SOE na profilu KP, která proběhla 13. 6. 2015, je zobrazen v grafu 3. Epizoda byla způsobena srážkou o celkovém úhrnu 18 mm, drenážní průtok se v průběhu 1 hodiny zvýšil z 0,6 l/s na 2,1 l/s. Dle izotopové separace se do drenážního odtoku velmi záhy dostala „nová“ voda z příčinné srážky. Společně s touto „novou“ vodou se v drenážním odtoku objevily pesticidy, které nebyly detekovány v předešlých vzorcích z pravidelných odběrů. Jedná se zejména o Glyfosát, jehož koncentrace dosáhla až 241 ng/l, Clomazone (max. 260 ng/l), Mesotrione (460 ng/l) a Linuron, přičemž jejich koncentrace je korelovatelná s velikostí podílu "nové" vody v drenážním odtoku. Aplikace těchto látek proběhla mezi 13. 5. - 3. 6. 2016, do drenážního odtoku se dostaly v rozmezí dvou týdnů (Mesotrione) až jednoho měsíce po aplikaci.

Epizoda, která proběhla na profilu Š2 pokusné lokality Černiči (graf 4) 9. 9. 2015, potvrzuje, že i na jiných lokalitách souvisí přítomnost mateřských mateřských látek v drenážním odtoku s podílem „nové“ vody. Tato epizoda byla vyvolána intenzivní srážkou, v jejímž průběhu spadlo 33 mm za 2 hodiny. Drenážní průtok se zvýšil v průběhu 40 minut z 0,04 l/s na 3,04 l/s, přičemž voda z příčinné srážky se v odtoku objevila velmi záhy po začátku epizody. Celkový podíl nové vody v drenážním odtoku byl 11 %, maximální 21 %. V průběhu epizody byly detekovány velmi vysoké koncentrace Metazachloru (až 19 000 ng/l a Clomazonu (3 400 ng/l); v nízkých koncentracích se objevily ještě Tebuconazole a Epiconazole. Průtokově vážená koncentrace všech mateřských látek byla 17 158 ng/l, kdežto metabolitů pouze 2 879 ng/l.

V grafu 5 je zaznamenán průběh letní SOE profilu Š2 pokusné lokality Černiči, která proběhla 3. – 5. 5. 2016. Průběhem průtoku (růst z počátečních 0,14 l/s na 0,46 l/s při kulminaci), i velikostí podílu vody z příčinné srážky (9 %, nejvyšší okamžitý podíl 21 %), se řadí mezi menší epizody, s čímž souvisí i malá změna v teplotě drenážní vody (0,3 °C). Přes nízký podíl „nové“ vody došlo k vyplavování mateřských látek v průběhu této SOE. Zaznamenány byly látky Metazachlor, Propiconazol, Tebuconazol, Bifenox, Chlorpyrifos a Bentazon, z nichž v relativně vysokých koncentracích (130 – 640 ng/l) se vyskytoval zejména fungicid Tebuconazol. Souhrnná hodnota C_{fw} těchto mateřských látek byla 295 ng/l. Metabolity se v průběhu této SOE vyskytovaly v drenážním odtoku s hodnotou C_{fw} 4702 ng/l. Kromě metabolitů chloracetanilidových herbicidů byly zjištěny také (řádově nižší) koncentrace metabolitů Terbutylazinu a Atrazinu. Celkový odnos pesticidních látek v této epizodě byl 264 mg, z toho 16 mg mateřských látek.

Epizoda na povrchovém toku P1 (lokality Černiči) je zobrazena v grafu 6. Jedná se o větší SOE (kulminační průtok dosáhl hodnoty 27,4 l/s) letního typu s vysokým podílem vody z příčinné srážky v odtoku, který celkově dosáhl 35 % s nejvyšším okamžitým podílem 50 %, který byl dosažen po relativně dlouhou dobu, jak je zobrazeno na obr. 22 c). V průběhu epizody se podařilo odebrat pouze směsný vzorek z doby okolo kulminace průtoku a největšího podílu „nové“ vody v odtoku. V tomto vzorku byla stanovena velmi vysoká koncentrace mateřských látek v souhrnné hodnotě 40 213 ng. Tato koncentrace byla složena z celkem 18 látek, z nichž převažovaly Cyprosulfamide v koncentraci 25 000 ng/l, Thiencarbazone-methyl v koncentraci 10 000 ng/l a Isoxaflutol v koncentraci 4 800 ng/l. Koncentrace metabolitů byla v tomto případě silně naředěna vodou z příčinné srážky a dosahovala 1248 ng/l. Odnoš pesticidních látek v průběhu této SOE byl dosti vysoký, dosáhl celkově 28,9 g, z čehož 28,0 g představovaly mateřské látky.

V grafu 7 je zobrazena epizoda na profilu VP 1 lokality Vepřikov ze dne 5. 6. 2016. Tato SOE, nastala 29 dnů po aplikaci Terbutylazinu a Metolachloru a byla vyvolaná menší srážkou o úhrnu 14 mm. Epizoda měla velmi rychlý průběh, když drenážní průtok vzrostl z počátečních 0,46 l/s na

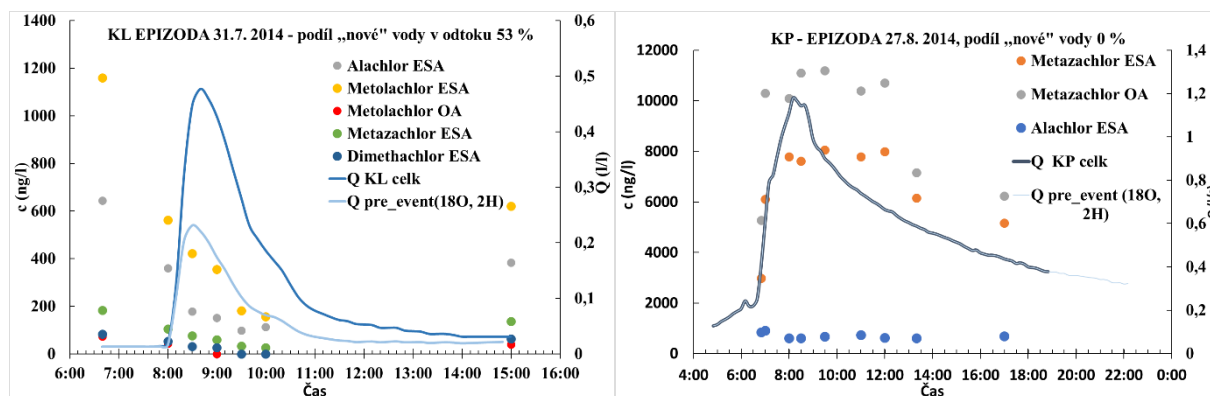
kulminačních 5,5 l/s v průběhu 1 hodiny. Poté nastal velmi strmý pokles. Obdobný průběh měla také teplota drenážní vody, která vzrostla z 11,6 na 12,9 °C, opět indikující velký podíl vody z příčinné srážky v odtoku. V průběhu SOE byly zaznamenány značně vysoké koncentrace mateřských látek, zejména Terbutylazinu (11 000 – 29 000 ng/l) a Metolachloru (28 000 – 63 000 ng/l). Detekováno ovšem bylo 8 další mateřský látek, avšak jejich koncentrace byly o 2 – 3 řády nižší. Souhrnná hodnota Cfw pro mateřské látky byla za tuto SOE 64 405 ng/l. Metabolity měly souhrnnou Cfw 23760 ng/l, zachyceno bylo celkem 15 látek s převahou metabolitů terbuthylazinu. Odnos pesticidních látek v průběhu této epizody byl vypočten na 5,3 g celkově, z toho bylo 3,6 g mateřských látek (s převahou 2,6 g Metolachloru a 0,96 g Terbuthylazinu).

Epizoda zachycená na drenážní skupině VP 2 lokality Vepříkov (graf 8) nastala 26 dnů po aplikaci Terbuthylazinu Metazachloru. Způsobena byla srážkou o celkovém úhrnu 20 mm. Průběh hydrologických charakteristik této SOE společně s koncentracemi pesticidních látek je zobrazen na obr. 24 a). Jedná se o typickou letní SOE s rychlým průběhem vyvolanou intenzivní srážkou. Drenážní průtok vzrostl z 0,25 l/s na kulminačních 9,0 l/s za pouhých 90 minut. Společně s prudkým růstem průtoku došlo také k výraznému nárůstu teploty drenážní vody z 11,3 °C na počátku epizody až na 14,3 °C v období okolo kulminace průtoku. Velikost této změny teploty indikuje značný podíl vody pocházející z příčinné srážky v drenážním odtoku. V průběhu této SOE byly zaznamenány značně vysoké koncentrace mateřských látek i metabolitů pesticidů aplikovaných relativně nedávno před jejím začátkem. Hodnota Cfw mateřských látek byla 154 140 ng/l, což je hodnota o řád vyšší než u všech dříve pozorovaných SOE na drenážních systémech. Souhrnné koncentrace mateřských látek se pohybovaly od 14 ng/l na počátku SOE po 434 135 ng/l dosažených těsně před kulminací průtoku. Po kulminaci nastal také prudký pokles koncentrací mateřských látek v drenážní vodě, na konci epizody byla jejich souhrnná koncentrace 13 225 ng/l. Ve skladbě mateřských látek jednoznačně převažovaly látky aplikované těsně před epizodou, nejvyšší koncentrace dosahoval Metazachlor s Cfw 61 651 ng/l a maximem 120 000 ng/l. V případě Terbuthylazinu dosahovala Cfw 61 651 ng/l a nejvyšší dosažená hodnota byla 92 033 ng/l. Ostatní mateřské látky měly hodnotu Cfw 456 ng/l. V této hodnotě jsou zahrnuty koncentrace celkem šesti látek, z nichž měl největší podíl Simazin a Pethoxamid. Obdobný průběh měly také koncentrace metabolitů. Zaznamenáno bylo celkem dvanáct látek v souhrnné hodnotě Cfw 192 272 ng/l. Mezi těmito látkami měly významné zastoupení metabolity chloracetanilidů, z nichž převažoval Metolachlor ve forma ESA i OA pocházející pravděpodobně z poslední aplikace. Z dalších látek byly velmi vysoké koncentrace několika forem metabolitů Terbuthylazinu. Odnos pesticidních látek za tuto 24 hodin trvající epizodu byl vypočítán na 33 gramů, z nichž 14,6 g byly mateřské látky (5,5 g Terbuthylazin a 8,9 g Metolachlor) a 18,4 g byly metabolity.

Závěry

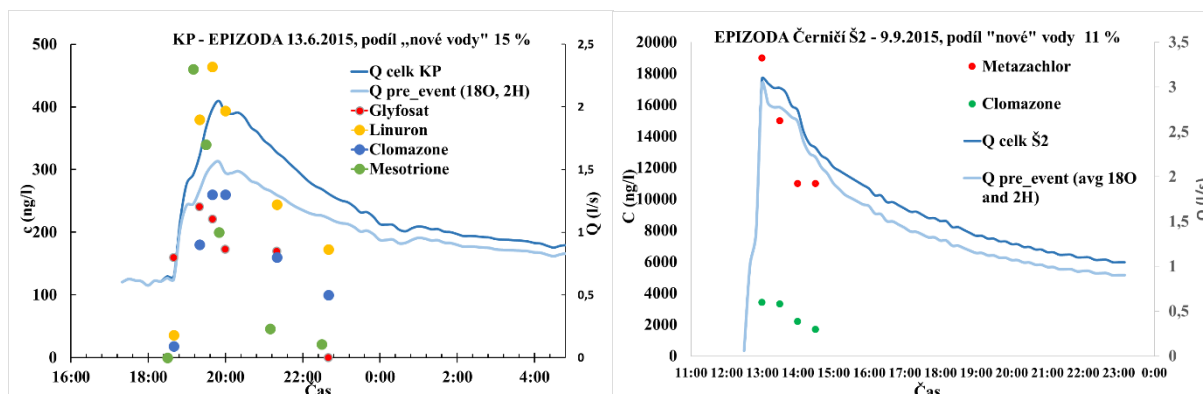
Podrobný monitoring množství a složení drenážního odtoku a koncentrací pesticidních látek prokázal, že drenážní představují potenciálně velmi významnou cestu vyplavování pesticidů do povrchových vod. Přítomnost těchto látek v odtoku je vedle doby aplikace závislá především na momentální hydrologické situaci v povodí. Metabolity pesticidů jsou v drenážních vodách přítomny permanentně, často ve vysokých koncentracích. Jejich vyplavování je vázáno zejména na základní a svahový odtok. Přítomnost metabolitů látek, které byly aplikovány dlouho před odběrem, souvisí jak s vysokou perzistencí těchto metabolitů, tak i s relativně dlouhou dobou zdržení pomalých složek drenážního odtoku. V průběhu srážko-odtokových epizod jejich koncentrace klesají, pokud se do drenážního odtoku dostane voda z příčinné srážky, která jejich koncentrace „naředí“, anebo rostou, pokud je drenážní odtok v průběhu epizody tvořen především starou vodou, tj. rychle mobilizovaným mělkým podpovrchovým odtokem. Naopak vyplavování mateřských látek je vázáno téměř výhradně na srážko-odtokové epizody. Podmínkou k vyplavování mateřských látek je, aby srážko-odtoková epizoda nastala krátce po jejich aplikaci, a s velkou pravděpodobností také přítomnost „nové“ vody v odtoku. Pokud nastanou současně tyto situace, koncentrace

pesticidů v drenážních vodách bývají značně vysoké a odnos pesticidních látek může být i v gramech za epizodu.



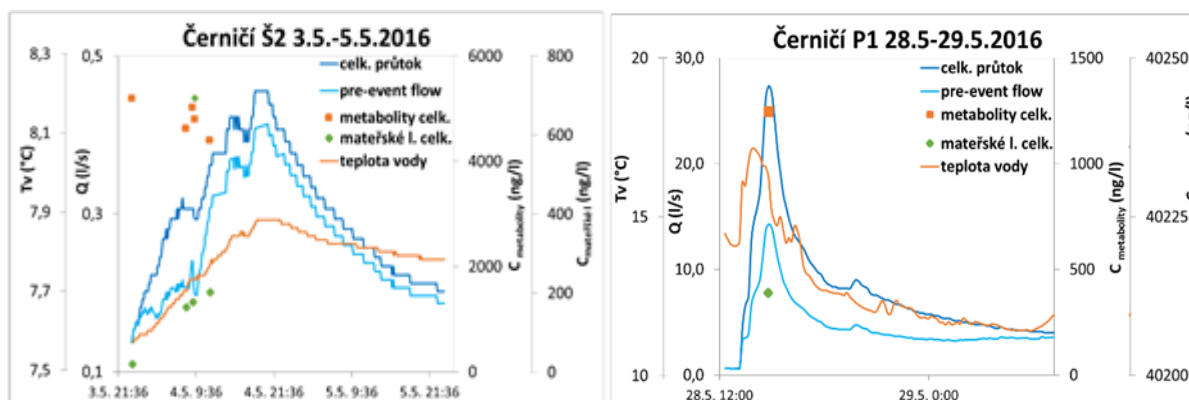
Graf 1 (vlevo): Průběh koncentrací metabolitů a složení drenážního odtoku na profilu KL (Dehtáře) při letní SOE 31. 7. 2014.

Graf 2 (vpravo): Průběh koncentrací metabolitů a složení drenážního odtoku na profilu KP (Dehtáře) při letní SOE 27. 8. 2014.



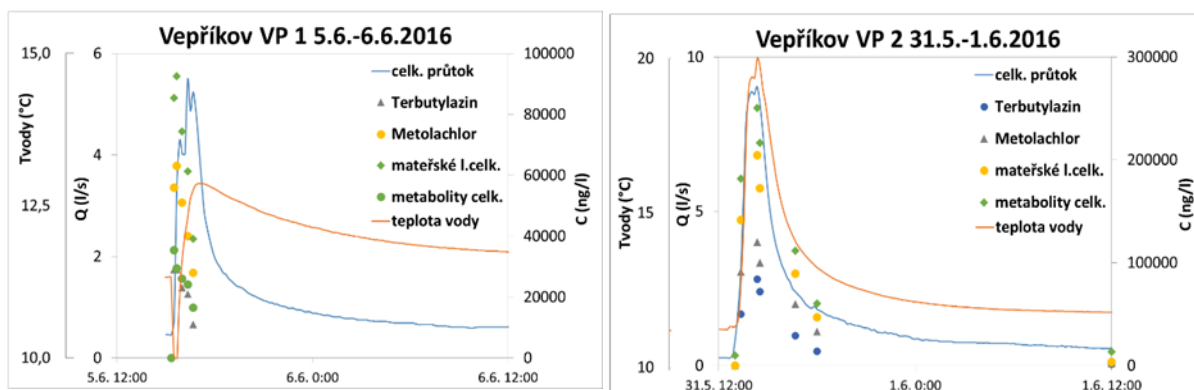
Graf 3 (vlevo): Průběh koncentrací mateřských látek a složení drenážního odtoku na profilu KL (Dehtáře) při letní SOE 13. 6. 2015.

Graf 4 (vpravo): Průběh koncentrací metabolitů a složení drenážního odtoku na profilu Š2 (Černiči) při letní SOE 9. 9. 2015.



Graf 5 (vlevo): Průběh koncentrací mateřských látek a složení drenážního odtoku na profilu Š2 (Černiči) při letní SOE 3. 5. 2015.

Graf 6 (vpravo): Průběh koncentrací metabolitů a složení povrchového odtoku na profilu P1 (Černiči) při letní SOE 28. 5. 2016.



Graf 7 (vlevo): Průběh koncentrací mateřských látek a složení drenážního odtoku na profilu VP 1 (Vepřikov) při letní SOE 5. 6. 2016.

Graf 8 (vpravo): Průběh koncentrací metabolitů a složení povrchového odtoku na profilu VP2 (Vepřikov) při letní SOE 31. 5. 2016.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl za podpory projektu TA04021527 „Studium příčin a dynamiky zátěže vod drobných vodních toků přípravky na ochranu rostlin“, podpořeného agenturou TAČR. Autoři děkují pracovníkům laboratoří Povodí Vltavy, s. p. pod vedením RNDr. Marka Lišky, Ph.D. za provedené analýzy odebraných vzorků a celkovou spolupráci na řešeném projektu

Literatura

- Brown, C., van Beinum, W. 2009. Pesticide transport via sub-surface drains in Europe. *Environmental Pollution* 157, 3314–3324.
- Duffková, R., Zajíček, A; Fučík, P. 2014. Vyplavení dusíku a fosforu z malých zemědělských odvodněných povodí s aplikací různých hnojiv. *Vodní Hospodářství* 12, 2014.
- Fenelon, J. M., Moore, R.C. 1998. Transport of agrichemicals to ground and surface water in a small central Indiana watershed. *Journal of Environmental Quality* 27, 884–894.
- [FOCUS] Forum for Coordination of Pesticide Fate Models and Their Use. 2007a. Landscape and mitigation factors in aquatic risk assessment. Vol 1. Extended summary and recommendations. Report of the FOCUS working group on landscape and mitigation factors in ecological risk assessment, EC Document Reference SANCO/10422/2005 v2.0.
- Gutsche, V. 2012. Pest management strategies of the future with a focus on environmental compatibility and efficiency. *Journal fur Kulturpflanzen*, 64 (9): 325-341.
- Kladivko, E.J., Brown, L.C., Baker, J. L. 2001. Pesticide Transport to Subsurface Tile Drains in Humid Regions of North America, *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 31:1, 1-62, DOI: 10.1080/20016491089163
- 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, *J. Contam. Hydrol.* 104, p. 107–125.
- Kulhavý Z, Doležal F, Fučík P, Kulhavý F, Kvítek T, Muzikář R, Soukup M, Švihla, V (2007) Management of agricultural drainage systems in the Czech Republic. *Irrig Drain* 56:141-149. doi 10.1002/ird.339
- Kung, K.J.S., Steenhuis, T.S., Kladivko, E.J., Gish, T.J., Bubenzer, G., Helling, C.S., 2000. Impact of preferential flow on the transport of adsorbing and non-adsorbing tracers. *Soil Science Society of America Journal* 64, 1290–1295.
- Müller, K., Deurer, M., Hartmann, H., Bach, M., Spiteller, M., Frede, H.-G. 2003. Hydrological characterisation of pesticide loads using hydrograph separation at different scales in a German catchment. *Journal of Hydrology* 273, 1 -17.

- Tisseau, M.A., Fauchon, N., Cavard, J., Vandavelde, T., 1996. Pesticide contamination of water resources: a case study—the rivers in the Paris Region. *Water Science and Technology* 34, 147–152.
- Zajíček, A., Fučík P. (2015): Rezidua pesticidů v drenážních vodách – zahraniční zkušenosti a první výsledky v České republice. *Rostlinolékař* 26(06): 32-35. ISSN 1211-3565.
- Zajíček, A., Pomije, T., Kvítek, T. (2016). Event water detection in tile drainage runoff using stable isotopes and a water temperature in small agricultural catchment in Bohemian-Moravian Highlands, Czech Republic. *Environ Earth Sci* (2016) 75:838. DOI 10.1007/s12665-016-5561-1.

Časové a priestorové rozloženie atmosférických zrážok na území východného Slovenska

Martina Zelenáková¹, Pavol Purcz¹, Peter Blišťan², Helena Hlavatá³, Michaela Stračárová¹

¹ Technická univerzita v Košiciach, Stavebná fakulta, Vysokoškolská 4, 042 00 Košice

² Technická univerzita v Košiciach, Fakulta baníctva, ekológie, riadenia a geotechnológií

³ Slovenský hydrometeorologický ústav Regionálne stredisko Košice, Ďumbierska 26, 041 17 Košice

Úvod

Premenlivý charakter počasia v strednej Európe vytvára predpoklady pre pomerne pravidelný výskyt atmosférických zrážok. Na Slovensku sú zrážky limitujúcim faktorom napríklad pre možnosti pestovania niektorých poľnohospodárskych plodín, pre rozšírenie určitých druhov drevín. Rovnako nezanedbateľný je vplyv zrážok na využívanie vodných zdrojov v niektorých regiónoch Slovenska (SHMI, 2015). V súčasnosti sa výrazne zvyšuje nárast výskytu období extrémnych javov počasia, dlhotrvajúce teplé počasia bez dažďa sa strieda s lokálnou búrkovou činnosťou, ktorej intenzita vytvára povodňové situácie nebezpečných rozmerov. Sú to prírodné javy, ktoré zaberajú rozsiahle územia, nevyskytujú sa len v konkrétnych regiónoch, a v značnej miere ovplyvňujú ľudské životy. V súčasnosti predstavujú extrémne meteorologické situácie, teda aj zvýšený výskyt súch alebo povodní, veľký problém nie len pre Slovensko, ale ich dopady sa prejavujú v celosvetovom meradle. Problematike povodní je venovaná väčšia pozornosť odbornej i laickej verejnosti, pretože povodeň môže za veľmi krátky čas spôsobiť svojim dynamickým účinkom veľké škody, či už na majetku alebo na ľudských životoch. Priebeh sucha je naopak pomalý, a určenie začiatku a konca obdobia sucha je zložité, pretože jeho dopady sa akumulujú, pretrvávajú niekoľko dní, mesiacov či rokov a ovplyvňujú rozsiahle územia. Účinky dlhotrvajúceho obdobia sucha sú o to nebezpečnejšie, že na rozdiel od povodňovej situácie nie sú jeho vonkajšie znaky dlhší čas spozorované. Tieto hydrologické javy sú prírodným fenoménom, ktorému sa nedá zabrániť, a niektoré ľudské aktivity a klimatické zmeny prispievajú k zvyšovaniu pravdepodobnosti ich výskytu (SHMI, 2015). Ak budeme poznať množstvo zrážok, ktoré padnú na určité územie za určitý čas, môžeme určiť napr. najviac pravdepodobné územia s výskytom povodní alebo s výskytom suchých dní.

Príspevok je venovaný vyhodnoteniu úhrnov a trendov zrážok na východnom Slovensku. Údaje o úhrnoch zrážok boli poskytnuté Slovenským hydrometeorologickým ústavom. Dosiagnuté výsledky sú prezentované aj v grafickej forme.

Študované územie

Na území Slovenskej republiky sa priemerný ročný úhrn zrážok pohybuje od približne 500 mm v oblasti Galanty, Senca a východnej časti Žitného ostrova do približne 2000 mm vo Vysokých Tatrách (Zbojnícka chata 2130 mm). Relatívne nízke úhrny zrážok sú v tzv. dažďovom tieni pohorí. Z tohto dôvodu sú pomerne suché spišské kotliny, ktoré sú chránené od juhozápadu až severozápadu Vysokými a Nízkymi Tatrami a od juhu Slovenským Rudohorím. V priemere tu miestami spadne menej ako 600 mm zrážok za rok. Množstvo zrážok na Slovensku vo všeobecnosti pribúda s nadmorskou výškou o približne 50-60 mm na 100 m výšky. Pohoria na severozápade a severe Slovenska sú vo všeobecnosti bohatšie na atmosférické zrážky, ako pohoria v ostatných oblastiach Slovenska, pretože majú väčšiu exponovanosť voči prevládajúcemu severozápadnému prúdeniu. Pri južných cyklonálnych situáciách sa môžu vysoké úhrny atmosférických zrážok vyskytovať aj na náveterných polohách južnejšie položených pohorí, typické je to najmä v priestore Vihorlatu a Popričného na východe Slovenska. V priebehu roka pripadá na letné obdobie (mesiace jún až august) približne 40 %, na jar 25 %, na jeseň 20 % a na zimu 15 % zrážok. Najdaždivejší mesiac býva jún alebo júl a najmenej zrážok je v januári až marci (SHMI, 2015).

Do štatistickej analýzy boli zahrnuté klimatologické časové rady zo 14-tich zrážkomerných staníc východného Slovenska – Bardejov, Červený Kláštor, Kamenica nad Cirochou, Košice, Lomnický štít,

Medzilaborce, Michalovce, Milhostov, Plaveč nad Popradom, Poprad, Skalnaté Pleso, Somotor, Štós a Švedlár. Geografické charakteristiky hodnotených staníc sú uvedené v tab. 1.

Tabulka 1: Geografické charakteristiky hodnotených zrážkomerných staníc.

Zrážkomerná stanica	Nadmorská výška (m n.m.)	Zemepisná šírka	Zemepisná dĺžka
Bardejov	312	49°17'22''	21°16'26''
Červený Kláštor	469	49°23'14''	20°25'27''
Kamenica nad Čirochou	176	48°56'20''	22°00'22''
Košice, letisko	230	48°40'20''	21°13'21''
Lomnický štít	2635	49°11'43''	20°12'54''
Medzilaborce	305	49°15'12''	21°54'50''
Michalovce	110	48°44'24''	21°56'43''
Milhostov	105	48°39'47''	21°43'26''
Plaveč nad Popradom	485	49°15'35''	20°50'45''
Poprad	694	49°04'08''	20°14'44''
Skalnaté Pleso	1778	49°11'22''	20°14'09''
Somotor	100	48°25'17''	21°49'06''
Štós, kúpele	580	48°43'05''	20°47'51''
Švedlár	477	48°48'38''	20°42'32''

Zrážkomerné stanice sú rozložené po celom území východného Slovenska (vid' Obrázok 1).



Obr. 1: Lokalizácia zrážkomerných staníc.

Osem staníc sa nachádza v Prešovskom kraji (Bardejov, Červený Kláštor, Kamenica nad Cirochou, Lomnický štít, Medzilaborce, Plaveč nad Popradom, Poprad a Skalnaté Pleso) a šesť staníc v Košickom kraji (Košice, Michalovce, Milhostov, Somotor, Štós a Švedlár). Najnižšie položenou stanicou je stanica Somotor (100 m n.m.), ktorá sa nachádza v okrese Trebišov na toku Bodrog. Naopak najvyššie položenou stanicou je stanica Lomnický štít, ktorá sa nachádza vo Vysokých Tatrách, okres Poprad. Tieto stanice sú zároveň najnižšou a najvyššou zrážkomernou stanicou na celom Slovensku.

Štatistická analýza

Štatistickými testami hypotéz je možné zachytiť existenciu trendov v hydrologických i klimatologických časových radoch (Onoz, 2003) napr. aj trend výskytu zrážkových úhrnov. Každý test hypotézy je zameraný na overenie určitej, základnej hypotézy, tzv. nulovej hypotézy H_0 . Oproti nej stojí alternatívna hypotéza H_1 . Cieľom testovania hypotéz je rozhodnutie o prijatí alebo zamietnutí základnej hypotézy. Ak na základe testu zamietneme nulovú hypotézu, prijímame alternatívnu. Nulová hypotéza vyjadruje teoretický predpoklad, skeptického rázu a musí sa stanoviť vopred. Proti tejto hypotéze sa stanoví alternatívna, ktorá hovorí, čo platí, ak neplatí nulová hypotéza. Pri testovaní hypotéz rozlišujeme testy parametrické a neparametrické. Parametrické testy predpokladajú, že daný náhodný výber pochádza z určitého typu rozdelenia, ktoré závisí na parametroch. Naproti tomu neparametrické testy nevyžadujú predpoklad o určitom type rozdelenia, ale stačí im splnenie len veľmi všeobecných podmienok, napr. že distribučná funkcia je spojitá (Martinkovičová, 2014). Neparametrický test je test, ktorý nerobí žiaden predpoklad pre rozdelenie pravdepodobnosti náhodnej premennej. Mann-Kendallov neparametrický test bol pôvodne používaný v roku 1945 autorom Mannom (Mann, 1945), ale v roku 1975 bol zmenený Kendallom (Kendall, 1975), ktorý založil príslušné štatistiky. Tento typ testu bol široko aplikovaný na analýzy trendov a jeho výsledky sa ukázali veľmi stabilné. Je vhodný pre štatistické súbory väčšieho rozsahu (Santos, Portela, 2007). Mann-Kendallov test je založený na štatistickej hodnote S . Porovnaním každých dvoch hodnôt y_i, y_j , ($i > j$) náhodnej veličiny Y možno určiť, či platí $y_i > y_j$ 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, Bayazit, 2003):

$$S = P - M \quad (1)$$

Mann-Kendallov štatistika (Z) vychádza zo štandardného normálneho rozdelenia, kde:

$$Z = (S - 1)/\sigma_s 1/2, \text{ ak } S > 0$$

$$Z = 0, \text{ ak } S = 0$$

$$Z = (S + 1)/\sigma_s 1/2, \text{ ak } S < 0 \quad (2)$$

Kde rozptyl je definovaný ako:

$$\sigma_s = n(n-1)(2n+5)/18, \text{ } n \text{ je veľkosť vzorky.} \quad (3)$$

V príspevku boli Mann-Kendallovým neparametrickým štatistickým testom analyzované priemerné mesačné zrážkové úhrny.

Účelom testovania bolo zistiť, či existuje štatisticky významný trend úhrnu zrážok, resp. či hodnoty náhodnej veličiny (zrážok) sa všeobecne zvyšujú alebo znižujú počas určitej doby hodnotenia. Spracovávané klimatologické údaje, ktoré vstupovali do testovania tvorili homogénny štatistický súbor. Testovanie pozostávalo z 5 základných krokov (Zeleňáková et al, 2015):

- Formulácia hypotéz H_0 a H_1 .
- Voľba hladiny významnosti α .
- Určenie testovacej štatistiky a jej kritického oboru K .
- Samotný výpočet.
- Vyhodnotenie výsledkov.

Hypotéza H_0 bola sformulovaná ako H_0 - neexistuje trend výskytu zrážkových úhrnov. Táto hypotéza bola prijatá, ak platila podmienka $Z < Z_{\alpha/2}$, alebo zamietnutá, ak platilo, že $Z > Z_{\alpha/2}$, tzn. existuje významný trend výskytu zrážkových úhrnov. Hladina významnosti bola zvolená ako $\alpha = 0,05$ a $Z_{\alpha/2}$ je hodnota funkcie normálneho rozdelenia, v tomto prípade $Z_{\alpha/2} = 1,9599$, a predstavuje kritický obor K . Znamienko štatistiky Z udáva, či existujúci trend je rastúci ($Z > 0$) alebo klesajúci ($Z < 0$). Odhad veľkosti získaných trendov nebolo možné určiť pomocou tohto testu.

Stanovenie veľkosti získaných štatisticky významných trendov bolo realizované výpočtom Sen koeficientu. Senova metóda (Sen, 1968) predpokladá lineárny trend v časových radoch a je široko

využívaná pre určenie veľkosti trendov v hydroklimatických časových radoch. V tejto metóde je smernica (β) vypočítaná ako:

$$\beta = \text{Median}((x_j - x_k)/(j - k)) \quad (4)$$

pre $i = 1, 2, \dots, N$; kde x_j a x_k sú údaje v čase j a k ($j > k$), a N je počet všetkých párov x_j a x_k . Kladná hodnota β indikuje rastúci trend a záporná hodnota indikuje klesajúci trend v časových radoch. Medián je číslo ležiace uprostred variačného radu, ktorý je vytvorený z hodnôt zrážkových úhrnov z jednej stanice usporiadaných vzostupne za celé časové obdobie.

Všetky potrebné matematické vzťahy boli naprogramované v jazyku Visual Basic, ktorý bol aplikovaný v prostredí Microsoft Excel. V editori jazyka boli naprogramované vzťahy na:

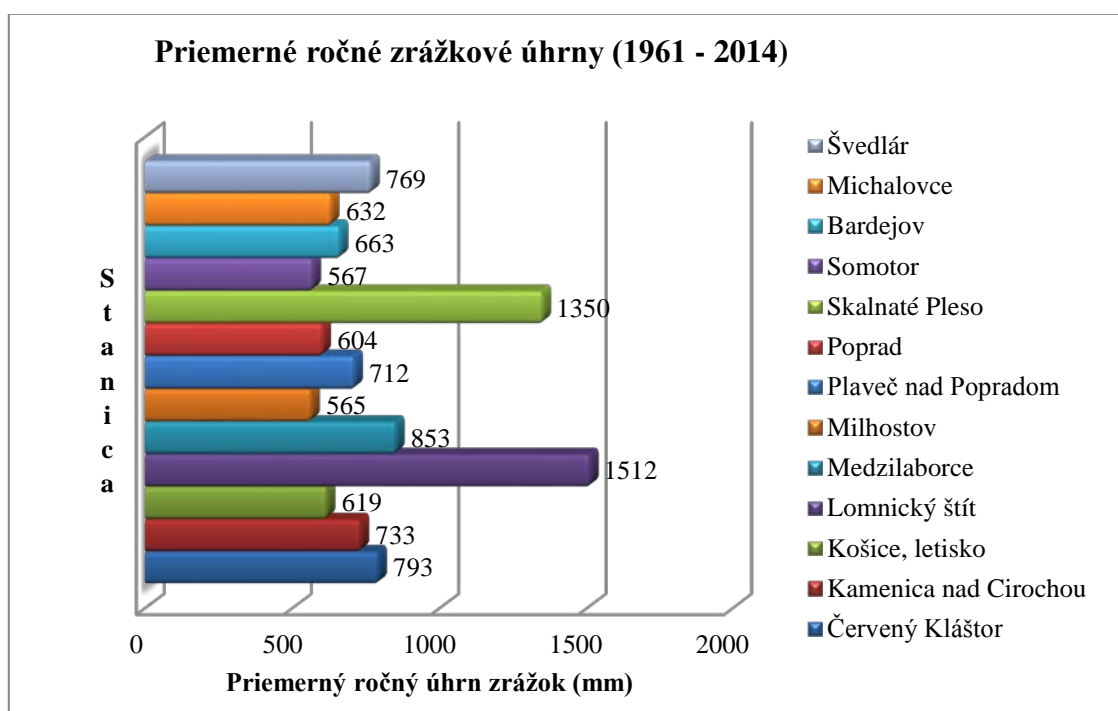
- Zoradenie zrážkomerných staníc a ich údajov podľa vzrastajúceho mediánu.
- Výpočet vybraných štatistických charakteristík.
- Realizáciu úpravy štatistických súborov a Mann-Kendallového testu.

Spustením programu boli získané výsledky štatistického testovania a veľkosť trendov. Závislé premenné veličiny predstavovali pomerné hodnoty zrážkových úhrnov a nezávislými premennými boli časové obdobia (Zeľňáková et al., 2015).

Výsledky

Cieľom práce bolo spracovanie údajov získaných zo Slovenského hydrologického ústavu (SHMÚ) o množstve atmosférických zrážok vo vybraných zrážkomerných staniciach nachádzajúcich sa na východnom Slovensku. Do analýz boli zahrnuté 54-ročné hydrologické časové rady zo 14-tich zrážkomerných staníc v časovom rozhraní rokov 1961 až 2014. Tento časový interval bol spoločným prienikom pre všetky vybrané stanice. Analýza pozostávala z vyhodnotení množstva a trendov zrážkových úhrnov za daný časový interval vo zvolených zrážkomerných staniciach.

Grafické porovnanie priemerných ročných zrážkových úhrnov na vybraných staniciach za dané časové obdobie je zobrazené na obr. 2.

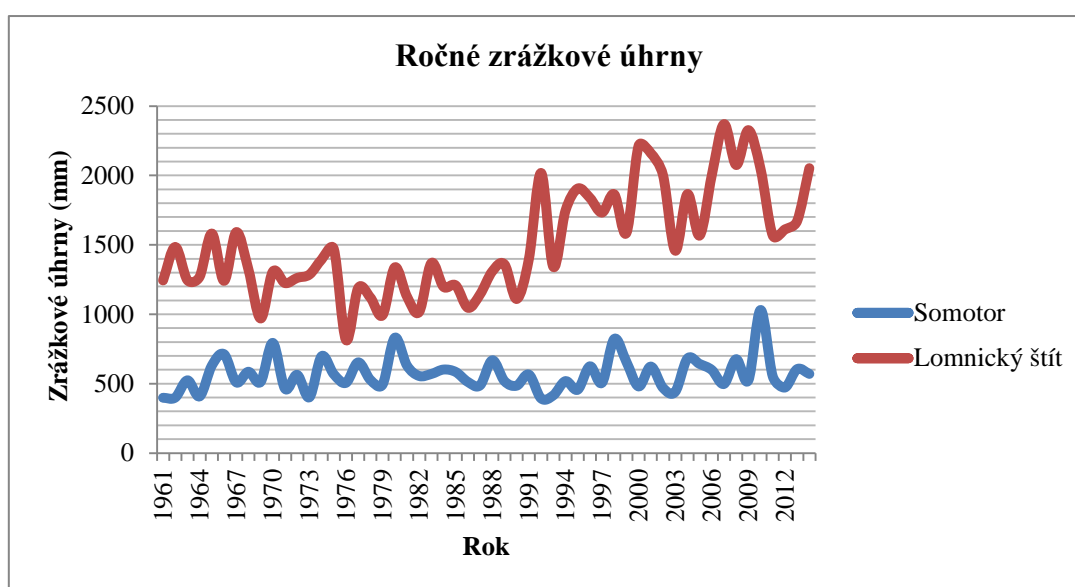


Obr. 2: Priemerné ročné zrážkové úhrny za obdobie 1961 – 2014.

Z grafu vyplýva, že najviac zrážok ročne padne vo vysokohorských staniciach Skalnaté Pleso (1350 mm) a Lomnický štít (1512 mm). Rozdiel v nadmorskej výške týchto staníc je 857 m, pričom priemerne ročne padne na stanici Lomnický štít len o 162 mm viac zrážok. Toto zistenie vyvracia

teóriu, že množstvo zrážok pribúda s nadmorskou výškou o približne 50-60 mm na 100 m výšky, pretože by na stanici Lomnický štít podľa toho muselo spadnúť ročne 400-500 mm viac zrážok ako na stanici Skalnaté Pleso. Môžeme teda povedať, že toto tvrdenie neplatí pre vysokohorské prostredie. Najmenej zrážok ročne padne na stanicach Milhostov (565 mm) a Somotor (567 mm). Priemerný ročný úhrn zrážok na týchto stanicach je skoro totožný z dôvodu, že stanice sa nachádzajú na Východoslovenskej nížine a rozdiel v ich nadmorskej výške predstavuje len 5 m. Priemerný ročný úhrn zrážok za obdobie 1961 až 2014 sa na stanicach pohybuje okolo 680 mm (do priemeru neboli nepočítané stanice Lomnický štít a Skalnaté Pleso). Tento priemerný úhrn sa približuje hodnote 750 mm, ktorá predstavuje dlhodobý priemer zrážok na Slovensku. Na stanici Poprad priemerne ročne spadne len 604 mm zrážok, pričom táto stanica sa nachádza v nadmorskej výške 694 m. Tento relatívne nízky úhrn zrážok je spôsobený tým, že Poprad sa nachádza v tzv. dažďovom tieni pohorí, keďže je z oboch strán chránený Vysokými a Nízkymi Tatrami.

Na Obr. 3 je zobrazené grafické porovnanie ročných zrážkových úhrnov za obdobie 1961 až 2014 na najvyššie položenej zrážkomernej stanici Lomnický štít (2635 m n. m.) a najnižšie položenej stanici Somotor (100 m n.m.) z hodnotených staníc.

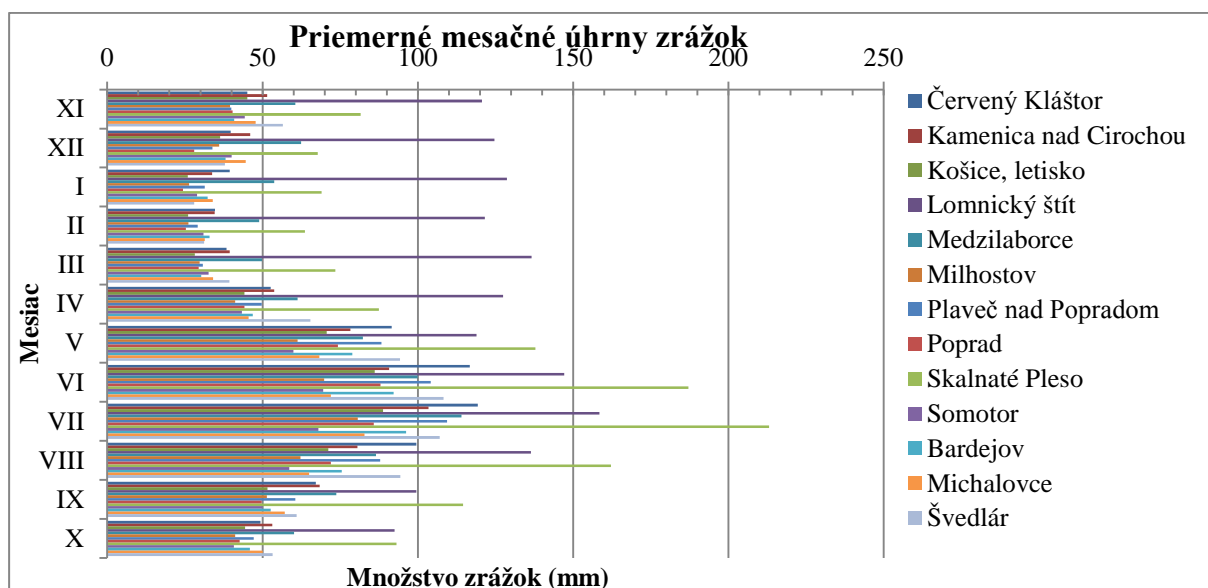


Obr. 3: Ročné zrážkové úhrny na stanicach Lomnický štít a Somotor (1961 – 2014)

Z grafu môžeme vyčítať, že na stanici Lomnický štít ročne spadne v priemere 3-krát viac zrážok ako na stanici Somotor. Priemerný ročný úhrn zrážok na stanici Lomnický štít predstavuje 1512 mm, na stanici Somotor je to 567 mm zrážok. Toto porovnanie len dokazuje, že pohoria sú oveľa daždivejšie ako nížiny. Z porovnania na obr. 3 by sa dalo povedať, že množstvo zrážok na východe Slovenska závisí hlavne od nadmorskej výšky, geografická poloha staníc zrážkový úhrn v hodnotených stanicach ovplyvňuje minimálne, čo je však dôsledok malej vzdialenosti medzi stanicami.

Ďalšou analýzou je porovnanie priemerných mesačných zrážkových údajov na zvolených stanicach pre jednotlivé mesiace hydrologického roka (november až október) za dané časové obdobie 1961 - 2014. Toto porovnanie je graficky znázornené na obr. 4. Z grafu sa dá vyčítať viacero konštatovaní. Priemerné mesačné úhrny zrážok sú približne rovnaké, hoci je východné Slovensko heterogénna krajina, rozdiely v množstvách zrážok nie sú výrazné, ak teda neberieme do úvahy stanice Lomnický štít a Skalnaté Pleso, ktoré vykazujú veľké rozdiely. Na základe tohto grafu sa dá tiež povedať, že viac zrážok padne jednoznačne vo vysokohorskom prostredí.

Čo sa týka množstva napadnutých zrážok, tak z tejto analýzy vyplýva, že letné mesiace (máj, jún, júl, august) sú najdaždivejšie. Najviac napadnutých zrážok na všetkých stanicach bolo zaznamenaných v mesiacoch jún a júl. Najmenej daždivé sú mesiace december, január, február a marec. Z grafu vyplýva, že v týchto zimných mesiacoch padne v priemere 2-násobne menej zrážok ako v lete, čo ale neznamená, že sledovanie a mapovanie zrážok v zime je menej podstatné. Tieto výsledky zodpovedajú aj údajom uvádzaným v odbornej literatúre.



Obr. 4: Priemerné mesačné úhrny zrážok za obdobie 1961 – 2014.

Pre neparametrické testovanie bolo potrebné vytvoriť databázu štatistických súborov s ohľadom na ich ďalšie spracovanie. Základná údajová databáza bola vytvorená úpravou a usporiadaním priemerných mesačných zrážkových úhrnov do štatistických súborov za zvolené časové obdobie. Jeden súbor hodnotí prislúcha jednej hodnotenej stanici. Získané štatistické súbory ďalej vstupovali samostatne do štatistického testovania (Zeleňáková et al, 2015).

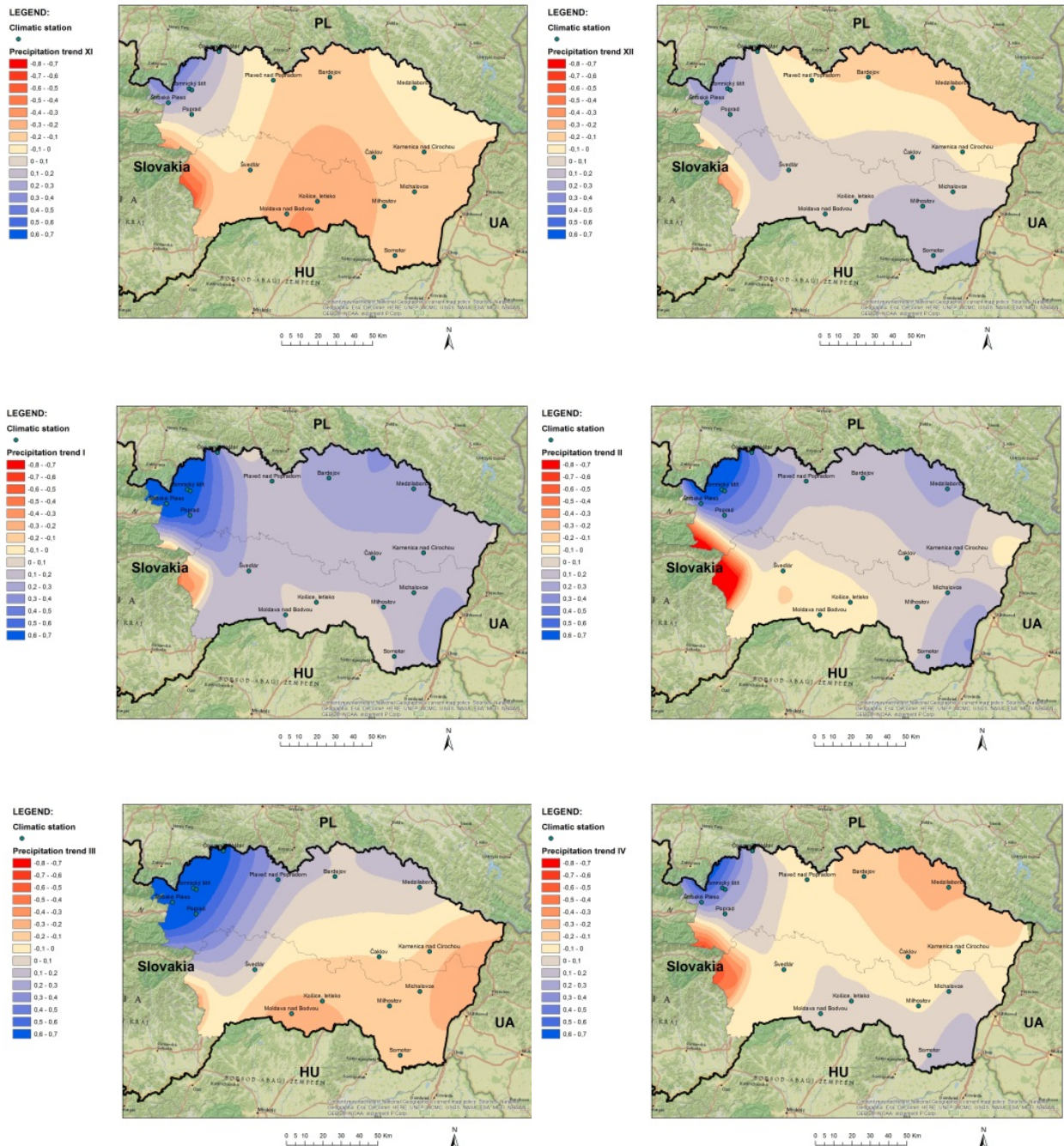
V tab. 2 sú zobrazené výsledné štatistické zrážkové trendy priemerných mesačných zrážkových úhrnov v hodnotených staniciach na východnom Slovensku. Hrubo sú zvýraznené štatisticky významné trendy zrážkových úhrnov – stúpajúce a klesajúce trendy.

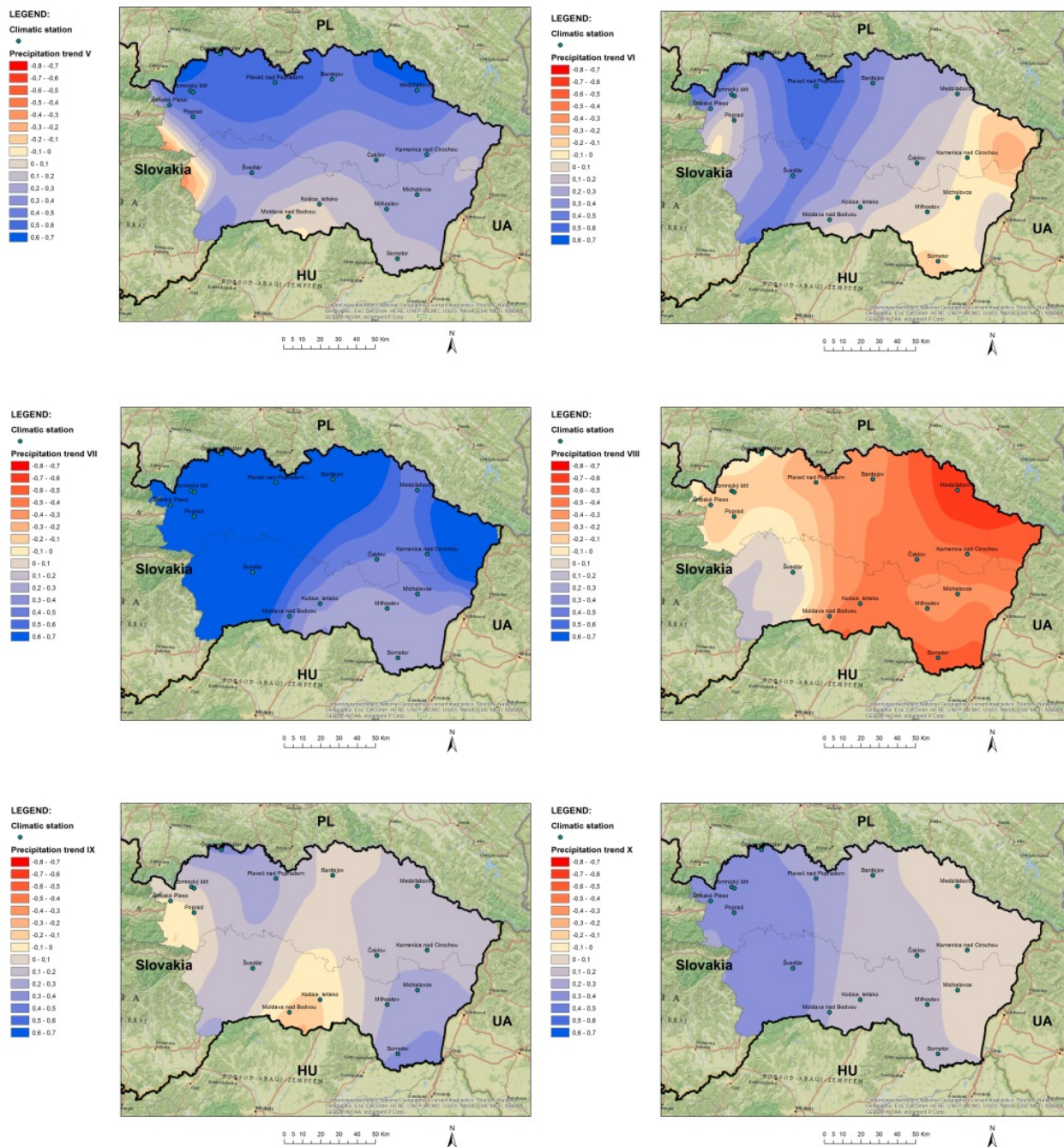
Tab. 2: Trendy priemerných mesačných zrážok za obdobie 1961 až 2014

Stanica/ mesiac	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Červený Kláštor	-0,04	-0,12	0,034	0,166	0,3	0	0,392	0,421	1,160	0,025	0,346	0,296
Kamenica nad Cirochou	-0,10	-0,11	0,091	0,002	-0,26	-0,09	0,212	-0,16	0,705	-0,55	0,175	0,1
Košice, letisko	-0,34	0,153	0,064	-0,03	-0,25	0,083	0,106	0,176	0,235	-0,49	-0,13	0,068
Lomnický štít	1,197	1,152	2,209	2,012	2,148	1,45	1,311	0,623	1,433	0,133	0,254	0,493
Medzilaborce	-0,03	-0,13	0,286	0,258	0,159	-0,23	0,596	0,174	0,463	-0,69	0,166	0,02
Milhostov	-0,18	0,041	0,002	-0,04	-0,15	-0,06	0,225	-0,02	0,245	-0,23	0,175	0,109
Plaveč nad Popradom	-0,10	-0,09	0,11	0,2	0,216	-0,03	0,681	0,668	1,131	-0,4	0,216	0,291
Poprad	-0,27	-0,04	0,078	0,048	0,142	-0,08	0,242	0,008	1,088	-0,14	-0,05	0,288
Skalnaté Pleso	0,009	-0,07	0,605	0,464	0,62	0,087	0,434	-0,15	0,6	-0,6	-0,09	0,266
Somotor	-0,14	0,195	0,116	0,157	-0,10	0,107	0,162	-0,12	0,264	-0,59	0,320	0,148
Bardejov	-0,18	-0,13	0,284	0,106	0,027	-0,17	0,463	0,321	0,8	-0,36	0,05	0,130
Michalovce	-0,19	0,191	0,260	0,184	-0,16	0,058	0,277	0,151	0,133	-0,19	0,223	0,009
Švedlár	-0,08	0,093	0,113	-0,10	-0,10	-0,1	0,395	0,525	0,94	0,277	0,266	0,42

Táto tabuľka trendov tvorila základ pre vypracovanie tematických máp priemerných mesačných zrážkových úhrnov. Všetky znázornené tematické mapy obsahujú rovnakú legendu, na ktorej sú hodnoty veľkosti trendov zrážok pohybujúce sa od $-0,8$ až po $+0,7$. Čím je nižšia záporná hodnota a čím intenzívnejšia je oranžová farba, tým je trend výskytu zrážok viac klesajúci a oblasti sú suchšie. A naopak, čím je vyššia kladná hodnota a čím intenzívnejšia je modrá farba, tým je trend výskytu zrážok väčší a oblasti sú vlhšie, množstvo zrážok sa zväčšuje.

Kvantitatívne tematické mapy (obr. 5) za časové obdobie 1961 – 2014 boli vypracované v softvérovom programe ArcGIS spoločnosti ESRI Inc. Tematické mapy prezentujú trendy mesačných zrážkových úhrnov, testované Mann-Kendallovým neparametrickým štatistickým testom.





Obr. 5: Rozloženie priemerných mesačných zrážkových úhrnov východného Slovenska v období 1961-2014.

Trend zrážok v novembri, kedy začína hydrologický rok, je v nížinatých oblastiach v záporných hodnotách, čo znamená, že trend výskytu zrážok je klesajúci. V oblastiach nad 600 m n.m. sa trend zrážok pohybuje od hodnoty +0,1 do +0,4, čo znamená, že tieto oblasti sú vlhšie, a trend výskytu zrážok tu pomaly stúpa s pribúdajúcou nadmorskou výškou. Ďalšie kvantitatívne mapy predstavujú trend v rozložení zrážok na území východného Slovenska v mesiacoch december až október. V mesiaci december sa trend výskytu zrážok pomaly zväčšuje, pribúda množstvo zrážok od podtatranskej oblasti smerom na juhovýchod. Severovýchod sa v tomto mesiaci vyznačuje klesajúcim trendom zrážok. Trend výskytu zrážok v mesiaci január je veľký, zvyšuje sa s narastajúcou nadmorskou výškou. Všetky oblasti východného Slovenska sú vlhké, čím je modrá farba

intenzívnejšia, tým viac na danom území prší. Oblasť Vysokých Tatier sa vyznačuje najvyššou možnou hodnotou zrážkových trendov, oblasť je teda v tomto mesiaci veľmi vlhká. Pri porovnaní februárovej mapy s januárovou tematickou mapou je vidieť, že výskyt zrážok je síce rozsiahly, ale hodnoty trendov sú o úroveň nižšie. Oblasti sú pomerne vlhké, ale trend výskytu zrážok má klesajúci priebeh smerom zo severu východného Slovenska na juh. Od Košíc smerom na západ sa trend výskytu zrážok ešte viac znižuje a oblasti už začínajú byť suchšie. Marec sa na každom území východného Slovenska vyznačuje klesajúcim trendom zrážok. Oblasti na severe východného Slovenska sú stále vlhké. Pri porovnaní s marcom je trend zrážok v apríli na severe menší, oblasť je suchšia, a juh východného Slovenska je zase vlhší. Trend výskytu zrážok vo Vysokých Tatrách pomaly klesá. Trend výskytu zrážok v mesiaci máj je viditeľne stúpajúci. Na celom území v tomto mesiaci viac prší, množstvo zrážok sa znižuje smerom zo severu na juh. Oblasti sú veľmi vlhké. Trend výskytu zrážok v júni je stále pomerne vysoký, mení sa ale jeho intenzita. Množstvo zrážok sa znižuje smerom od západu na východ Slovenska, juhovýchod je v tomto mesiaci už suchší ako ostatné územie. Trend v júli je viditeľne stúpajúci, dosahuje najvyššie hodnoty zo stupnice. Celé územie východného Slovenska je teda enormne vlhké, na juhovýchode spadne o niečo menej zrážok ako na zvyšnom území. Pri porovnaní so všetkými mesačnými tematickými mapami je trend výskytu zrážok v mesiaci júl najvyšší, čiže tento mesiac sa javí ako najdaždivejší. Trend výskytu zrážok v mesiaci august za dané časové obdobie sa pohybuje v záporných hodnotách, čo predstavuje jednoznačný úbytok atmosférických zrážok pri porovnaní s predchádzajúcim mesiacom. Celé územie východného Slovenska je suchšie, najsuchší je severovýchod. Aj vo vysokohorských oblastiach je trend výskytu zrážok klesajúci. Trend výskytu zrážok v mesiaci september má pri porovnaní s mesiacom august stúpajúcu tendenciu. Hodnoty trendov sa pohybujú medzi -0,2 až +0,4. Množstvo zrážok sa pomaly zväčšuje, oblasti sú vlhšie. Trend zrážok v októbri je porovnateľný s trendom v septembri. Oblasti sú vlhké, trend výskytu zrážok sa znižuje smerom od Popradu na východ.

Záver

Extrémne hydrologické riziká (suchá a povodne) sú náhodnými prírodnými javmi, ktorých tendencia sa zvyšuje v závislosti od zmeny klímy. Poznanie výskytu historických udalostí umožňuje bližšie študovať ich prejavy v čase a priestore, a tiež aj ich dopady na prírodu a spoločnosť.

Analyzované vybrané charakteristiky atmosférických zrážok potvrdili aj v študovanom vyše 50 ročnom období, že zrážky podliehajú veľkej časovej variabilite a priestorovej premenlivosti. Je to typická vlastnosť tohto meteorologického prvku a jeho charakteristík v našich geografických podmienkach. Preukázalo sa, že severnejšie regióny a horské oblasti východného Slovenska sú bohatšie na zrážky ako nížiny na juhu a juhovýchode. Mesačné zrážkové trendy, ktoré boli podrobené neparаметrickému štatistickému Mann-Kendallovmu testu, rovnako preukázali veľkú variabilitu. Časové rady zrážok na východnom Slovensku vo vybraných staniách majú prevažne rastúci trend, okrem mesiaca marec, kedy sú trendy zrážok prevažne klesajúce. Usporiadanie jednotlivých pohorí a ich poloha voči prúdeniu vzduchu má dosť výrazný vplyv na vytváranie náveterných a záveterných efektov, ktoré podporujú, resp. redukovujú podmienky pre padanie zrážok. Práve toto má vplyv na nízke úhrny zrážok v zime v Popradskej a predovšetkým v Hornádskej kotline. Počet dní so zrážkami je v oblastiach s výraznými záveternými efektmi podstatne nižší ako v náveterných oblastiach pohorí. V podmienkach Popradskej kotliny takto v lete môžeme registrovať dosť vysoký podiel počtu dní so zrážkami s vysokými úhrnami na celkovom počte dní so zrážkami. Prispieva k tomu častejší výskyt búrok, vznik ktorých podmieňujú iné fenomény. Búrky spojené so silnými lejakmi a viacdenné výdatné dažde môžu vyústiť do povodní, ktoré spôsobujú veľké škody. Rovnako nebezpečné je sucho, vznikajúce menej nápadne, s postupne sa presadzujúcimi obdobiami s minimálnymi zrážkami alebo úplne bez zrážok.

Touto prácou by som chcela poukázať na problematiku nížinatej oblasti nie len východného Slovenska, kde je veľkým problémom vznik povodní. Tie sú najčastejšie spôsobované výlevom vody z koryta riek v dôsledku napadnutia veľkého množstva zrážok za krátke časové obdobie. Rovnako aj dlhodobé sucho predstavuje negatívny dopad na krajinu, pretože nedostatok vody môže spôsobiť škody na poľnohospodárskej kultúre, zhoršenie vlastností pôdy, obmedzenie pri využívaní vody ako

zdroju energie alebo ako spôsob zavlažovania. Dosiiahnuté výsledky môžu byť podkladom pre vypracovanie plánov manažmentu povodí, ktoré sa v rámci posudzovania rizika budú zaoberať prevenciou, ochranou, pripravenosťou vrátane predpovede a systémov včasného varovania s prihliadnutím na charakteristiky jednotlivých povodí. Je potrebné obmedziť riziko nepriaznivých dôsledkov, najmä pre ľudské zdravie a život, životné prostredie, kultúrne dedičstvo, hospodársku činnosť a infraštruktúru spojených s extrémnymi hydrologickými javmi v povodiach vodných tokov. Avšak aby opatrenia na zníženie týchto rizík boli účinné, musia byť, pokiaľ možno, koordinované v celom povodí.

Sledovanie a meranie množstva napadnutých zrážok a výskytu sucha resp. mokra môže viesť k navrhnutiu vhodných opatrení, či už pri návrhu protipovodňových opatrení v problémových oblastiach alebo k návrhu efektívneho využívania a hospodárenia s vodou.

PodĎakovanie

Príspevok vznikol v rámci riešenia projektu VEGA 1/0609/14.

Literatura

- Kendall, M. G. (1975). Rank Correlation Measures. Charles Griffin, London, U.K.
- Klimatický atlas Slovenska. (2015). Banská Bystrica: Slovenský hydrometeorologický ústav, 228 s.
- Mann, H. B. (1945). Non-parametric tests against trend. *Econometrica* 13, 245–259.
- Onoz, B. Bayazit, M. (2003). The Power of Statistical Tests for trend Detection. In: *Journals.tubitak*. Ístambul: Ístambul Technical University, Faculty of Civil Engineering, p. 247 – 251. <<http://journals.tubitak.gov.tr/engineering/issues/muh-03-27-4/muh-27-4-5-0206-6.pdf>>
- Santos, J., Portela, M. Meranie vývoja v sérii mesačných a ročných zrážok (in Portugal). 2007. Portugalsko: Katedra inžinierstva, p. 1 – 11.
- Sen, P. K. (1968) Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau, *Journal of the American Statistical Association* 63:1379–1389
- Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., López-Moreno, J. I. (2010). A Multiscalar Drought Index Sensitive to Global Warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index - SPEI. *Journal of Climate* 23: 1696-1718. <<http://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/2009JCLI2909.1>>
- Zeleňáková, M., Purcz, P., Hlavatá, H., Solňáková, T. (2015). Trendy atmosférických zrážok na východnom Slovensku. In: 19. Okresné dni vody. Bratislava: ÚH SAV, s. 41-46.

Experimentální sledování deformace půdních agregátů při přívalové srážce

David Zumr¹, Jan Devátý¹, Jakub Jeřábek¹, Martin Neumann¹, Tomáš Laburda¹, Tomáš Dostál¹,
Andreas Klik², Peter Strauss³

¹Fakulta stavební, ČVUT v Praze, Thákurova 7, 16629, Praha 6

²Institute of Hydraulics and Rural Water Management, University of Natural Resources and Life Sciences, 1190 Vienna, Austria

³Institute for Land & Water Management Research, Federal Agency for Water Management, 3252 Petzenkirchen, Austria

Abstrakt

Velikost dešťových kapek, jejich rychlost, tvar, intenzita srážky a úhel dopadu jsou určující charakteristiky pro vznik a průběh erozních procesů na půdním povrchu. V současnosti jsou k dispozici omezená data popisující tyto charakteristiky a jejich vliv na půdní erozi. Předmětem současného mezinárodního výzkumu je kvantifikace distribuce dešťových kapek během srážkových událostí v podobných oblastech střední Evropy, odvození vztahu mezi kinetickou energií deště a jeho intenzitou pro popis erozní účinnosti deště, odhad časo-prostorové distribuce kinetické energie přívalových srážek a jejich intenzity a vztah mezi erozivitou deště a půdní erozí. Na lokalitách v Rakousku, ČR a na Novém Zélandě budou instalovány distrometry k měření charakteristik srážek. Vztah mezi kinetickou energií deště a intenzitou bude určen s ohledem na sezónní a prostorovou variabilitu. Lokality vybavené distrometry budou osazeny erozními experimentálními kontejnery, které budou indikovat a kvantitativně charakterizovat erozní účinnosti jednotlivých srážek. S využitím získaných dat ověříme a modifikujeme existující vztahy mezi energií deště a uvolněním půdních částic. Úvodním krokem projektu, a předmětem tohoto příspěvku, je návrh experimentální sestavy pro sledování popsanych jevů.

Úvod

Celosvětově je na vodní erozi půdy nahlíženo jako na nejpodstatnější proces vedoucí k degradaci půd. Vodní eroze, mimo půdních charakteristik, přímo závisí na průběhu srážkové události, jmenovitě na intenzitách a trvání srážky (van Dijk et al., 2002). Iniciace půdní eroze je vyvolána samotnými dešťovými kapkami, podstatná je jejich kinetická energie. Uvolněné částičky se následně podílejí na celkové vodní erozi na daném území. Kinetická energie deště je funkcí velikosti, tvaru, hmotnosti a pádové rychlosti kapek (Ellison 1947).

Velikost kapek se pohybuje v rozmezí 0.5 mm až 6 mm, velké kapky mají tendenci se rozpadat na menší (Fišer, 2002). Obecně, malé kapky a nízká intenzita deště jsou erozně méně účinné než velké kapky a srážky s vysokou intenzitou (Sharma a Gupta, 1989; Goebes 2014). Distribuce velikostí dešťových kapek (drop size distribution - DSD) je klíčovým faktorem ve vztahu k odhadu erozního účinku srážky. Vztahu mezi DSD a kinetickou energií bude v rámci projektu věnována samostatná kapitola, budou testovány v literatuře publikované modely (např. dle Marshall – Palmera, exponenciální nebo gamma rozdělení apod.). DSD budou kontinuálně monitorovány pomocí laserových a video distrometrů (Illingworth and Stevens, 1987; Schoenhuber et al., 2007). Cílem je vyhodnotit i časově proměnlivou kinetickou energii deště v průběhu jednotlivých srážek a vliv této variability na půdní erozi.

Abychom byli schopni vztáhnout kinetickou energii deště k procesu rozbíjení půdních agregátů a uvolňování částic (splash eroze), je nutné současně monitorovat i samotný erozní účinek deště. V literatuře lze nalézt řadu experimentálních sestav, standardně se využívá Ellisonových (1947) nebo Morganových (1981) splash cupů. Eroze byla studována na píscích, umělých substrátech, porušených i neporušených půdních vzorcích v přírodních a laboratorních podmínkách. Bylo prokázáno, že míra eroze mimo kinetické energie deště závisí na drsnosti povrchu, půdní textuře, organické hmotě, hydraulických charakteristikách, vlhkosti.

Předmětem tohoto příspěvku je návrh a prvotní výsledky z testování experimentální sestavy pro monitorování splash eroze v terénu.

Metodika návrhu experimentální sestavy

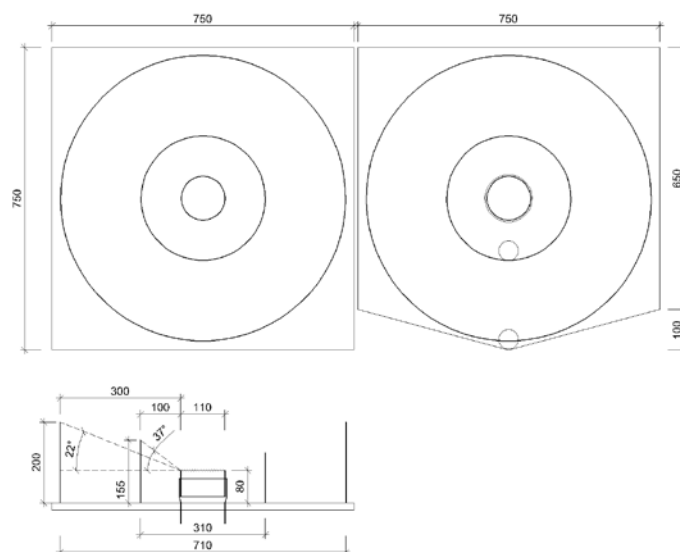
Pro monitorování počátečního stádia půdní eroze, tedy uvolnění půdních částic vlivem kinetické energie dopadajících kapek, se využívají nádoby na zachytávání/uvolňování sedimentu (půdních agregátů či jednotlivých půdních částic). Množství, občas i charakteristika, uvolněných částic se po odběru analyzuje, minimálně je váženo množství půdy v splash nádobě před a po erozní události. Kromě splash nádobek jsou k určení eroze v literatuře zmínky i o splash boards nebo využití stopovačů (Darvishan, 2014).

Samotných splash nádobek existuje více typů. Fungují na principu zachytávání uvolněných půdních částic z okolí (Poesen a Torri, 1981) nebo jsou naopak z malého půdního vzorku vyráženy částice do okolí (Kinnell, 1974; Morgan, 1981, Schoten, 2011). Většinou jsou nádoby plněny sypanou půdou nebo pískem, mohou však být instalovány i přímo v neporušeném půdním profilu (Fernández-Raga, 2010).

Splash eroze závisí na počátečním nasycení půdy a infiltrační kapacitě půdy, zejména v případech půd se středně nebo jemně zrnou texturou (Darvishan et al., 2014). Wei et al. (2015) ukázali, že za suchých počátečních podmínek je podíl splash eroze větší. Čím vlhčí půda, tím je větší soudržnost částic a agregátů, čímž se eroze snižuje.

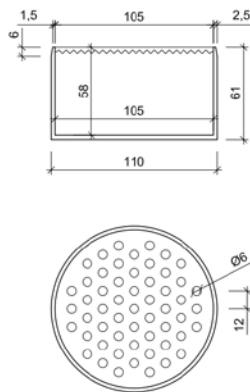
Vzdálenost, kterou vylétávající částice urazí, závisí zejména na charakteristikách deště a velikosti vyrážených částic. Dle Legouta et al. (2005) jsou částice s průměrem nad 1 mm transportovány jen zřídka. Množství transportovaného sedimentu exponenciálně klesá se vzdáleností od nádoby s půdou. Pro zachycení frakce s velikostí nad 0.05 mm stačil radius 35 cm. Menší částice se za tuto hranici téměř nedostaly, byly sráženy okolním deštěm.

Námi navrhovaný setup je založen na zkušenostech z literatury, zároveň splňuje praktické nároky kladené návrhem výzkumného projektu. Budeme testovat několik půd odebraných ze tří lokalit v České republice a v Rakousku. Půdní vzorky budou porušené, ale budou charakterem podobné podmínkám ornice před setím. Odebraná půda bude po celý rok deponovaná na suchém větraném místě, do splash nádobek bude plněna vysušená, a to po každé erozní události. V těsné blízkosti erozních nádob bude umístěn distrometr a meteorologická stanice pro monitorování charakteristik deště s minutovým časovým krokem.



Obr. 1: Zařízení pro sledování splash eroze (rozměry v mm), prototyp pro testování.

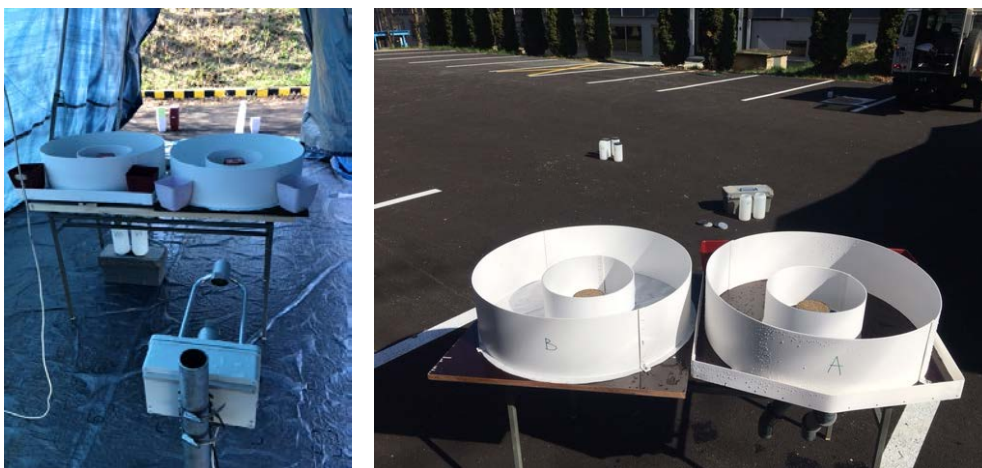
Pro testování experimentální sestavy byly sestaveny dva prototypy splash nádob s rozdílným principem odběru a detekce erodovaných částic. Na Obr. 1 vlevo je verze s instalovanou propustnou geotextilií. Geotextilie je položena na základně celé sestavy. Vylétávající částice se na textilií zachytávají. Z rozdílu hmotnosti vysušené geotextilie před a po experimentu určujeme množství erodovaného sedimentu. Výhodou tohoto typu je rychlejší obsluha, jednoduchá manipulace s geotextilií jak v terénu, tak v laboratoři, možnost analýz vzdálenosti transportu částic (částice se po dopadu do geotextilie dále nepohybuje). V druhém případě (Obr. 1, vpravo) sediment spolu s dešťovou vodou odtéká otvory v základně a je sbírán do odběrných nádob. Odebraná suspenze je v laboratoři filtrovaná přes filtr s prostupností 5 μm . Tato metoda zaručuje odběr i nejmenších půdních částic, umožňuje další analýzy sedimentu (např. zrnitost, obsah uhlíku apod.). Nicméně obsluha takto vybavených experimentálních ploch bude časově náročnější. V obou variantách jsou testovány dvě varianty velikosti vnějšího prstence (průměry 30 cm a 70 cm).



Obr. 2: Nádoba pro testování půdní vzorek

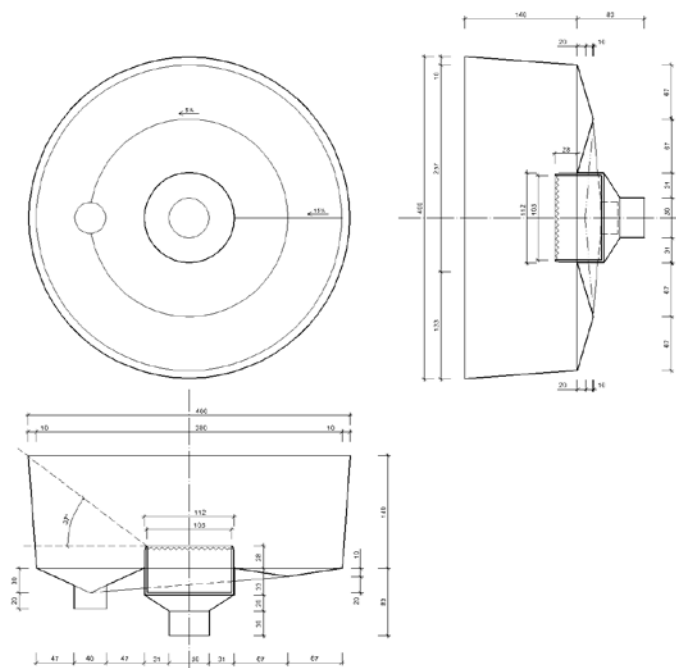
Půdní vzorek je připraven v plastové vzorkovnici s propustným dnem (Obr. 2). Vzorkovnice v budoucnu umožňuje i průběžné dosycování vzorku spodem. Pro testování byla použita suchá půda odebraná z ornice (lokalita Řisuty, půda hlinitá), prosetá na frakci pod 2 cm.

Testování probíhalo s využitím dešťového simulátoru ČVUT v Praze. Simulovaná srážka měla intenzitu 100 mm/h, dobu trvání 5 minut, celkový srážkový úhrn byl 8.3 mm. Prostor a charakteristika srážky byly monitorovány v minutovém kroku laserovým distrometrem Thies Klima. Měření celkového úhrnu srážky a uniformita prostorové distribuce bylo duplikováno pomocí volumetrického měření v rozmístěných kalíšcích v okolí splash nádob. Schéma experimentu je na obr. 3.



Obr. 3: Schéma při testování splash eroze

erodovaných částic. Proto jsme pro finální návrh celou sestavu mírně zvětšili na 40 cm, zároveň navrhujeme vyšší okraj vnějšího prstence. Konečný návrh určený pro výrobu je na Obr. 5.



Obr. 5: Návrh produkční verze zařízení pro sledování splash eroze (rozměry v mm)

Závěry

V příspěvku jsme představili první krok v řešení projektu pro studium vlivu kinetické energie srážek na počáteční stádium eroze půdy. Popsali jsme motivaci, vývoj, testování a návrh sestavy pro monitorování splash eroze. Z testování vyplývá, že varianta se zachytáváním transportovaných částic do geotextilie se osvědčilo. Nicméně pro možnost dalších analýz erodovaných částic je třeba vzorkovat částice i s dešťovou vodou do odběrných nádob. V rámci projektu budeme využívat obě varianty.

V současnosti testujeme dosycování půdního vzorku ve variantě, kdy bude nádoba s půdou umístěna na období pískového tanku s regulovanou polohou vodní hladiny.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou Grantové agentury ČR a Rakouské agentury pro vědu FWF č. 17-33751L.

Literatura

- Darvishan, A. K., Sadeghi, S. H., Homaei, M., Arabkhedri, M. 2014. Measuring sheet erosion using synthetic color-contrast aggregates, *Hydrological Processes*, 28, 4463-4471.
- Ellison, W.D., 1947. Soil erosion studies. II. Soil detachment hazard by raindrop splash: *Agric. Eng.* 28: 197-201.
- Fernández-Raga, M., Fraile, R., Keizer, J J., Teijeiro, M. E., V., Castro, A., Palencia, C., et al., 2010. The kinetic energy of rain measured with an optical disdrometer: An application to splash erosion, *Atmospheric Research*, 96, 225–240.
- Fiser., O., 2002. The role of particular rain drop size classes on specific rain attenuation at various frequencies with Czech data example. *Proceedings of the ERAD (2002)*: 113-116.

- Goebes, P., S. Seitz, C. Geissler, T. Lassui, P. Peters, M. Seeger, K. Nadrowski, and Th. Scholter, 2014. Momentum or kinetic energy – how do substrate properties influence the calculation of rainfall erosivity? *Journal of Hydrology* 517: 310-316.
- Illingworth, A.J., and T.M. Blackman, 2002. The need to represent raindrop size spectra as normalized gamma distributions for the interpretation of polarization radar observations. *J. Appl. Meteorol.* 41; 286-297.
- Kinnell, P.I.A., 1981. Rainfall intensity-kinetic energy relationship for soil loss prediction. *Soil Sci. Soc. Am. J* 45: 153-155.
- Legout, C., S. Legue´dois, Y. Le Bissonnais, O. Malam Issac. 2009. Splash distance and size distributions for various soils, *Geoderma*, 124, 279–292.
- Marshall, J.S., and W.M. Palmer, 1948. The distribution of drops with size. *Journal of Meteorology* 5: 165-166, 2009.
- Morgan, R.P.C., 1981. Field measurement of splash erosion. *IAHS Publication* 133, 373–382.
- Sharma, P.P., Gupta, S.C., 1989. Sand detachment by single raindrops of varying kinetic energy and momentum. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53 (4), 1005–1010.
- Schoenhuber, M., H.E. Urban, P.P.V. Poiars Baptista, W.L. Randeu, and W. Riedler, 1997. Weather radar versus 2D-video-disdrometer data. In: Bragg B. Jr., and O. Massambani (eds.). *Weather Radar Technology for Water Resources Management*. Unesco Press: 159-171.
- Scholten, T., Geißler, Ch., Goc, J., Kühn, P., Wiegand, Ch., 2011. A new splash cup to measure the kinetic energy of rainfall, *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 2011, 174, 596–601.
- van Dijk, A.I.J.M., L.A. Bruijnzeel, and C.J. Rosewell, 2002. Rainfall intensity-kinetic energy relationships: a critical literature appraisal. *Journal of Hydrology* 261: 1-23.
- Wei, Y., Wu, X., Cai, C., 2015. Splash erosion of clay–sand mixtures and its relationship with soilphysical properties: The effects of particle size distribution on soil structure, *Catena*, 135, 254–262.