

HYDROLOGIE
MALÉHO
POVODÍ 2014

HYDROLOGIE MALÉHO POVODÍ

2014

1. díl

str. 1 – 302



Organizace
Spojených národů
pro výchovu, vědu a kulturu

United Nations
Educational, Scientific and
Cultural Organization

Organisation
des Nations Unies
pour l'éducation,
la science et la culture

Pod záštitou
České komise
pro UNESCO

Under the patronage of
the Czech Commission
for UNESCO

Sous patronage de
la Commission tchèque
pour l'UNESCO

Editoři: Karel Brych, Miroslav Tesař

Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v. v. i., Pod Paťankou 30/5, 166 12 Praha 6
Český hydrometeorologický ústav, Na Šabatce 2050/17, 143 06 Praha 412

Praha, 2014

HYDROLOGIE MALÉHO POVODÍ

2014

2. díl

str. 303 – 590



Organizace
Spojených národů
pro výchovu, vědu a kulturu

United Nations
Educational, Scientific and
Cultural Organization

Organisation
des Nations Unies
pour l'éducation,
la science et la culture

Pod záštitou
České komise
pro UNESCO

Under the patronage of
the Czech Commission
for UNESCO

Sous patronage de
la Commission tchèque
pour l'UNESCO

Editoři: Karel Brych, Miroslav Tesař

Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v. v. i., Pod Paťankou 30/5, 166 12 Praha 6
Český hydrometeorologický ústav, Na Šabatce 2050/17, 143 06 Praha 412

Praha, 2014

Předmluva editorů

Kniha obsahuje plné texty vědeckých článků. Články byly připraveny jako příspěvky pro konferenci s mezinárodní účastí „Hydrologie malého povodí 2014“, která se konala 22. až 24. 4. 2014 v Praze. Konferenci pořádaly: Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v. v. i., Praha; Ústav hydrologie SAV, Bratislava; Česká vědeckotechnická vodohospodářská společnost, Praha; Český hydrometeorologický ústav, Praha; Český národní výbor pro hydrologii.



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



Vědecký výbor konference: Blažková Šárka, Císlarová Milena, Daňhelka Jan, Doležal František, Holko Ladislav, Kodešová Radka, Kovář Pavel, Kulhavý Zbyněk, Lichner Lubomír, Miklánek Pavol, Novák Viliam, Parajka Juraj, Pekárová Pavla, Škvarenina Jaroslav, Tesař Miroslav, Vogel Tomáš

Knihu vydal Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v. v. i., v Praze roku 2014 v rámci řešení projektu TA02021451 a Český hydrometeorologický ústav.

Foto na obálce: © Vladislav Hošek

Karel Brych, Miroslav Tesař (eds.)

© Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, 2014

© Český hydrometeorologický ústav, 2014

ISBN 978-80-02-02525-2 (Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v. v. i.)

ISBN 978-80-87577-32-5 (Český hydrometeorologický ústav)

Obsah	str.
Titulní list	i
Předmluva editorů	ii
Obsah	iii
Slovo úvodem	viii
Jan Daňhelka	
01 Akumulácia a topenie snehovej pokrývky v klimaxovej smrečine v procese odumierania	1
Martin Bartík, Matúš Hríbik, Marek Oreňák, Juraj Slovík, Jaroslav Škvarenina	
02 SEBCS – modul pro prostorový výpočet energetické bilance, intenzity evapotranspirace a vodního stresu porostu z družicových dat	8
Jakub Brom	
03 Význam revitalizace odvodněných mokřadů v malých horských povodích (NP Šumava)	13
Ivana Bufková, Eva Zelenková, Jan Mokřý	
04 Bleskové povodně - téma pro letní období příštích desetiletí	14
Josef Buchtele, Miroslav Tesař, Martin Chlumecký, Magda Fořtová	
05 Vyhodnocení monitoringu vodního režimu půdy v lokalitě Roklan	21
Eva Čejková, Michal Sněhota, Miroslav Tesař, Michal Dohnal	
06 Rainfall interception in a mature spruce forest – a case study	27
Tomáš Černý, Michal Dohnal, Miroslav Tesař, Jana Votrubová	
07 Mathematical modeling of runoff from cultivated catchment during rainfall events	34
Jan Devátý, David Zumr, Tomáš Dostál	
08 Vliv různých způsobů filtrace signálu na měření hustoty svislého toku vody malým inteligentním lyzimetrem SMF UMS	41
František Doležal, Markéta Miháliková, Svatopluk Matula, João Manuel Moreira Barradas, Getu Bekere Mekonnen	
09 Nivální horský režim Labského dolu - hydrologická charakteristika pramenné oblasti Labe	49
Libor Ducháček	
10 Extrémní srážky a blesková povodeň jako aktivní faktor svahových pohybů	58
Igor J. Dvořák, Jan Malík, Petr Kycl, Jiří Krupička	
11 Jaký vliv mělo povodí Střely na povodeň v květnu 1872?	59
Libor Elleder, Jolana Širová, Zvonimír Dragoun	
12 Influence of soil erosion on CO2 emission from soil surface	67
Miroslav Fér, Radka Kodešová, Aleš Klement, Antonín Nikodem	
13 Vyhodnocení příspěvku množství usazených srážek k celkovému srážkovému úhrnu	75
Jaroslav Fišák, Kristýna Bartůňková, Getu Bekere Mekonnen	81
14 Hodnocení vlivu pastvy dobytka na fyzikální parametry půdy	
Petr Fučík, Antonín Zajíček, Ondřej Holubík	
15 Saturation overshoot as a basis for emergent flow phenomena in unsaturated homogeneous porous media	87
Tomáš Fürst, Rostislav Vodák, Miloslav Šír, Miroslav Tesař	
16 Kvantifikácia dlhodobého vývoja zásob vody v pôdach depresného nížinného územia	94
Milan Gomboš, Andrej Tall, Dana Pavelková	
17 Zmeny vodnej bilancie a simulácia jednotlivých zložiek odtoku v povodí Belej	98
Dana Halmová, Pavol Miklánek, Pavla Pekárová, Veronika Bačová Mitková, M. Dóšová	

18	Porovnanie hydrofyzikálnych vlastností snehovej pokrývky v horskom povodí Bystrej v Nízkych Tatrách v minulosti a dnes Miriam Hanzelová, Matúš Hríbik, Jaroslav Škvarenina	106
19	Porovnání různých hydrometrických metod na malých vodních tocích Eliška Hasníková, Jiří Pavlásek	114
20	Kernel density estimates used in stochastic precipitation generator Jan Hnilica, Vladimír Puš	120
21	Výtokové čiarly a hydrologická reakcia horských povodí Ladislav Holko, Michal Dóša, Peter Škoda	125
22	Integrovaný monitoring v malém lesním povodí (Observatoř Košetice) Adéla Holubová Šmejkalová, Jan Čech	132
23	Bilancia zásob vody v snehovej pokrývke v rokoch 2004 až 2014 v malom horskom povodí Hučavy Matúš Hríbik, Tomáš Šatala, Jaroslav Škvarenina	137
24	Porovnanie vplyvu prirodzenej a umelej snehovej pokrývky na vybrané prvky vodnej bilancie malého povodia (na príklade lyžiarskeho strediska Košútka) Matúš Hríbik, Michal Mikloš, Martin Bartík, Jaroslav Škvarenina	143
25	Influence of reduced soil moisture on the increase of the maximum mean summer air temperature at selected stations of Slovakia for the period 1951 – 2010 Ján Hrvol', Martin Gera, Eva Gerová, Milan Lapin, Marián Melo	149
26	Atmosférická depozice dusíku – do jaké míry ji umíme spolehlivě kvantifikovat? Iva Hůnová, Petra Stoklasová, Pavel Kurfürst, Ondřej Vlček, Jana Schováňková	156
27	Evaluation of Changes in Water Regime Caused by Long-term Development of Vegetation Cover Martin Chlumecký, Miroslav Tesař, Josef Buchtele	160
28	Porovnání senzorů SM200 a TMS3 pro měření půdní vlhkosti Ondřej Jakšík, K. Chmelíková, Z. Schmidtová, Radka Kodešová	166
29	Měření půdní vlhkosti a teploty na experimentálních povodích s využitím stanic TOMST - TMS3 Jakub Jankovec, Martin Šanda, Tomáš Haase	169
30	Průtokové vlny v malém povodí Červíku Milan Jařabáč	174
31	Monitoring of technogenic soil system in temperate climate Vladimíra Jelínková, Jana Šebestová, Jan Šácha, M.Dohnal, Michal Sněhota	179
32	Automatické sněhoměrné stanice Jan Jiráček	186
33	A web system for display and analysis of real-time monitoring observations of small urbanized catchments in Lahti, Finland Jiří Kadlec, Juhani Jarveläinen	193
34	Testovanie parametrov metódy SCS - CN – efekt predchádzajúcich vlahových podmienok na simuláciu odtoku Beata Karabová	199
35	Hodnocení distribuce kořenů pšenice a ječmene v laboratorních podmínkách Aleš Klement, Šárka Novotná, Miroslav Fér, Radka Kodešová	206
36	Monitoring seasonal variability of near-saturated hydraulic conductivity of cultivated soil using automated minidisk infiltrometer Vladimír Klípa, David Zumr, Michal Sněhota	209
37	Distribovaný model pro simulaci vývoje a tání sněhové pokrývky na povodí Zbyněk Klose, Jiří Pavlásek, Pavel Pech	215

38	Behavior of selected pharmaceuticals in soils	223
	Radka Kodešová, Martin Kočárek, Aleš Klement, Miroslav Fér, Oksana Golovko, Antonín Nikodém, Roman Grabic, Ondřej Jakšik	
39	Aplikace harmonické analýzy pro studium evapotranspirace břehových porostů v suchém období. Případová studie Starosuchdolského potoka	230
	Pavel Kovář, Šárka Dvořáková, Jitka Pešková, Josef Zeman, František Doležal, Milan Sůva	
40	Hydrologie a hydrochemie dlouhodobě zkoumaného ultrabazického povodí Pluhův bor	238
	Pavel Krám, Jan Čuřík, František Veselovský, Oldřich Myška, Anna Lamačová, Jakub Hruška, Veronika Štědrá	
41	Effects of mature spruce forests on snow dynamics in the boreal environment	246
	Jiří Kremsa, Josef Křeček, Eero Kubin	
42	Dendroklimatologie: možnosti a omezení v indikaci změn vodní bilance horského povodí	253
	Josef Křeček, Jiří Vrtiška	
43	Výsledky měření povrchového odtoku vody zalesněného a nezalesněného malého povodí v oblasti Bílého Kříže v Moravskoslezských Beskydech letech (2004 – 2009)	259
	Hubert Kříž	
44	Vývoj nového přístroje na kontinuální měření vodní hodnoty sněhu	263
	Alena Kulasová, Zdeněk Bagal, Šárka Blažková, Ondřej Špulák, Vladimír Černohous, Jiří Souček, Libor Daneš	
45	Důsledky změn užívání odvodněných zemědělských pozemků	268
	Zbyněk Kulhavý	
46	Uplatnění výtopového infiltrometru v předpovědních a varovných systémech	274
	Zbyněk Kulhavý	
47	Impacts of sulphur and nitrogen deposition on surface water chemistry: Long-term monitoring in small forested catchments	281
	Zora Lachmanová, Kateřina Neudertová Hellebrandová, Zdeněk Vícha	
48	Are there nonstationarities and the Hurst phenomenon in discharge series within the Ore Mountains region?	287
	Ondrej Ledvinka	
49	Parameterising the heterogeneity of water flow in soil	296
	Ľubomír Lichner, Jaromír Dušek, Karsten Schacht, Ladislav Holko, Henryk Czachor	
50	Multi-criteria assessment of stream restoration measures - Case study of the upper Blanice River basin, Bohemian Forest	303
	Milada Matoušková, Zdeněk Kliment, Miroslav Šobr, Markéta Potůčková, Jana Hujšlová, Kateřina Trnková	
51	Zkušenosti z instalace a provozu malého inteligentního lyzimetru SFM UMS	309
	Svatopluk Matula, Markéta Miháliková, Arnošt Mráz, Georg von Unold, Ayele Teressa Chala, Markéta Hrkalová, František Doležal	
52	Comparison of in situ soil moisture measurement methods in the topsoil	317
	Gabor Milics, Csilla Farkas, Viliam Nagy	
53	Analýza různých typů srážko-odtokových událostí v malých povodích z pohledu odnosu nerozpuštěných látek	321
	Moravcová, J., Pavlíček, T., Ondr, P., Ciml, J.	
54	Testování parametrizační složek dlouhodobého záření v podmínkách malého šumavského povodí	329
	Jiří Müller, Michal Dohnal, Miroslav Tesař	

55	Bilance zásob půdní vody podél výškových transektů na erozi ovlivněném území	335
	Antonín Nikodem, Ondřej Jakšík, Radka Kodešová, Aleš Klement, Miroslav Fér	
56	Vplyv bylinnej zložky (<i>Vaccinium myrtillus</i>, <i>Rubus idaeus</i>) na celkový interceptný proces horskej smrečiny v Západných Tatrách	343
	Marek Oreňák, Martin Bartík, Jaroslav Vido, Jaroslav Škvarenina, Jana Škvareninová	
57	Transformation of subsurface flow to surface runoff by forest roads and its contribution to destructive flood in Píla village in June 2011	352
	Tomas Orfanus, Marián Jenčo	
58	Dvacet let hydrologického a biogeochemického výzkumu povodí Červík v Beskydech	359
	Filip Oulehle, František Zemek, Zora Lachmanová, Oldřich Myška, Jan Novotný, Zdeněk Vícha, Daniela Fottová	
59	Assessment of bed sediments hydraulic conductivity in Žitný Ostrov channel network	367
	Janka Ovcharovichova, Renáta Dulovičová, Yveta Velísková	
60	Odvození průběhu přívalových povodní v červnu 2013 na nepozorovaných povodích	375
	Martin Pecha, Radovan Tyl	
61	Experimentálne určovanie hodnoty koeficientov pozdĺžnej disperzie	384
	Pavla Pekárová, Ján Pekár, Pavol Miklánek, Dana Halmová, Branislav Pramuk, Veronika Bačová Mitková	
62	Vliv zoedafonu na proces infiltrace vody v půdě ve vazbě na navlažovací drenáž	390
	Igor Pelíšek	
63	Analýza variability sněhu v horských povodích: využití shlukové analýzy a vícenásobné lineární regrese pro výpočet vlivu vegetace a topografie	397
	Hana Pevná, Michal Jeníček, Ondřej Matějka	
64	Modelování proudění vody a vzduchu v heterogenním půdním prostředí	404
	Tomáš Princ, Michal Sněhota	
65	Monitoring látkových toků tří malých povodí na Šumavě	409
	Jan Procházka, Jakub Brom, Aleš Vácha a Martin Musil	
66	Sledovanie kinetiky infiltrácie pomocou digitálnej analýzy obrazu	417
	Marek Rodný, Peter Šurda, Svatopluk Matula, Markéta Miháliková, Ayele Teressa Chala	
67	Efekt presnosti dát v spojenom hydrologickom modele MIKE - SHE/MIKE 11	422
	Stanislav Ruman, Tom Ball, Milan Trizna	
68	Využití metody inhibice aktivity enzymu acetylcholinesterázy pro detekci zatížení říčních sedimentů	427
	Hana Sezimová	
69	Meranie rýchlostného profilu v laboratórnom žlabe	433
	Radoslav Schügerl, Yveta Velísková, Renáta Dulovičová, Zdeněk Chára	
70	Experimentální sledování a numerické modelování podpovrchového odtoku po ztuhlé podorniční vrstvě	441
	Luděk Strouhal, David Zumr, Václav David, Petr Kavka	
71	Lokální varovný systém Plzeňského kraje	449
	Milan Suchánek, Jana Volšíková, František Titl, Marie Hanušová, Michal Souček	
72	Je možná redistribuce vláhy v půdním profilu kořenovým systémem buku ve vztahu ke smrku?	454
	František Šach, Vladimír Černošous	

73	Neutronové snímkování infiltrace do vzorku heterogenního pórovitého prostředí	464
	Jan Šácha, Michal Sněhota, Milena Císlerová	
74	Isotopic assessment of percolation in granitic sedimentary and hardrock aquifers of the northern Czech Republic	470
	Martin Šanda, Tomáš Vitvar, Milan Hokr, Jakub Jankovec, Aleš Balvín	
75	Seasonal snow accumulation in the mid-latitude forested catchment	474
	Václav Šípek, Miroslav Tesař	
76	Hydrologické extrémny v povodí Čierneho Hrona	481
	Helena Šipikalová, Kateřina Hrušková, Jana Podolinská, Daniela Kyselová, Peter Borsányi	
77	Plant transpiration, entropy production and gross primary productivity	488
	Miloslav Šír, Miroslav Tesař, Lubomír Lichner	
78	Bilance sodného a draselného iontu na povodí Liz v období 1994–2009	498
	Markéta Štěpánová, Miroslav Tesař, Aleš Vondrka, Miloslav Šír	
79	Vplyv biologického pôdneho povlaku na priestorovú variabilitu hydraulickéj vodivosti pôdy	504
	Peter Šurda, Marek Rodný, Viliam Nagy, Svatopluk Matula, Markéta Miháliková, Ayale Teressa Chala	
80	Hydrologická bilance jako charakteristika vodního režimu malých horských lesních povodí	511
	Vladimír Švihla, Vladimír Černohous, František Šach	
81	Simulace vlivu urbanizace v povodí horního Botiče na povodňový odtok pomocí distribuovaného matematického modelu	516
	Pavel Tachecí, Michal Korytář, Jana Kaiglová	
82	Dopad změn využití území ve třech zónách malého zemědělského povodí simulovaný pomocí modelu MIKE SHE	524
	Pavel Tachecí, Tomáš Kvítek, Antonín Zajíček a Renata Duffková	
83	Nové technologie pro lokální výstražné systémy před bleskovými povodněmi	528
	Miroslav Tesař, Jindřich Fiedler, Miloslav Šír	
84	Odhad základního odtoku na malých vodních tocích	534
	Adéla Trávníčková, Roman Kožín	
85	Rok 2014 v kontextu největších such let 1804 - 2010, aneb bude nejsušší?	539
	Pavel Tremel	
86	Zhodnotenie výskytu sucha použitím indexu SPEI v regióne Horného Požitia	544
	Ján Valach, Jaroslav Vido, Jaroslav Škvarenina	
87	60 let lesnicko-hydrologického výzkumu v Moravskoslezských Beskydech (1953-2013)	551
	Zdeněk Vícha, Zora Lachmanová, Kateřina Neudertová Hellebrandová	
88	Zmeny v zásobách vody v pôde na Záhorskej nížine	558
	Justína Vitková, Katarína Nováková	
89	Role rašelinišť ve srážko-odtokovém procesu - případová studie pramenné oblasti Vydry	563
	Lukáš Vlček, Jan Kocum, Bohumír Janský, Luděk Šefrna	
90	Vliv extrémních srážek na vymývání draselného a sodného iontu z povodí Liz v období 2002–2009	570
	Aleš Vondrka, Miroslav Tesař, Miloslav Šír	
91	Odnosy dusíku a fosforu z malých zemědělských odvodněných povodí po aplikaci různých typů hnojiv	576
	Antonín Zajíček, Renata Duffková, Petr Fučík	
92	Vliv zhutnělého podorničí na formování podpovrchového odtoku na měřítku experimentálního povodí	584
	David Zumr, Tomáš Dostál	

Slovo úvodem

Hydrologie vznikla na velkých řekách. První kvantitativní měření a jejich vyhodnocení prováděl Pierre Perrault pro povodí Seiny po Paříž. Jeho závěrem vyhodnocení množství srážek a odtoklého množství vody z povodí, tedy jakési první byt' primitivní hydrologické bilance, bylo, že objem odtoku dosahuje jen asi 1/6 objemu srážek, které jsou tak dostatečné pro dotaci celkového odtoku. V podstatě symptomatické však je, že koncept fungování tvorby odtoku, který si na základě svých výsledků vytvořil, byl zcela chybný. Perrault totiž nevěřil ve všeobecnou infiltraci.

Od té doby vzniklo v hydrologii mnoho konceptů, které vycházely z poznatků pozorování komplexního systému, velkého povodí. Řada z nich ne zcela odpovídá reálným dějům a procesům hydrologického cyklu, přesto je dodnes používáme - CN křivky, separace hydrogramu aj. Na jejich obranu však uveďme, že poskytují dosud jinak nenahraditelné informace pro praktické aplikace a současně, že jejich limitů jsme si dobře vědomi.

Situace v hydrologii byla ještě relativně nedávno srovnatelná se situací astronomie ve starověku. Astronomové byli schopni velmi přesných pozorování, na jejichž základě vytvářeli modely fungování vesmíru, avšak bez znalosti fyzikálních zákonů pohybu kosmických těles. Tak vznikl například Ptolemaiovův geocentrický model vesmíru.

Ač globální pohled je nezbytný zejména pro praktické aplikace ve vodním hospodářství, či v předpovědní službě, detailní výzkum hydrologických procesů prováděný v experimentálních povodích a plochách přináší řadu poznatků, které nejsou zcela slučitelné s předpoklady, metodami a postupy, které používáme. Sami sobě tak hydrologové přinášejí celou řadu nových a tedy nevyřešených problémů. Zatím, alespoň pokud mé znalosti sahají, však zatím nedošlo k funkčnímu propojení nových poznatků např. o tvorbě odtoku na straně jedné a operativně používaných hydrologických modelů na straně druhé.

Mezinárodní asociace hydrologických věd (International Association of Hydrological Sciences - IAHS) nedávno ukončila dekádu věnovanou malým povodím a nazvanou "Predictions in Ungauged Basins". Samozřejmě se však ani náhodou neuzavřela problematika malých povodí, ostatně i nová dekáda nazvaná "Panta Rhei" (vše plyne) nezbytně tuto problematiku zahrnuje.

Před několika lety jsem si uvědomil, že více méně každý hydrolog je determinován svým prostředím v tom, jak nazírá na vodní cyklus a jeho jednotlivé části. Zatímco v aridním prostředí je hlavním zkoumaným procesem evapotranspirace, my hydrologové pocházející z mírných klimatických podmínek jsme fascinováni zejména procesem tvorby odtoku. Výsledkem však je, že nehledě na proces, který je hlavním předmětem našeho zájmu, pro jeho dokonalé poznání ho vždy musíme zkoumat v co největším detailu, a tak zákonitě skončíme v malém experimentálním povodí, na jednom svahu, či v odebraném vzorku půdního profilu.

Tento sborník, myslím velmi dobře dokumentuje šíři problematiky řešené v malých povodích, od experimentálního vývoje a testování přístrojů, přes výzkum procesů v půdě, základní hydrologickou analýzu povodí, modelování srážko-odtokového procesu a látkových toků, významu jednotlivých lokalit a vlastností povodí, po statistické vyhodnocení trendů a dat.

Leonardu da Vinci je připisován výrok "Voda je hnací silou přírody", nejde přitom o nic jiného než o shrnutí empirické zkušenosti dané pozorováním detailního fungování procesů eroze, rozpouštění, transportu i sedimentace materiálu, srážek a výparu. Sledujme i nadále hydrologické procesy a jejich fungování zblízka.

RNDr. Jan Daňhelka, Ph.D.

Náměstek ředitele pro hydrologii ČHMÚ

Akumulácia a topenie snehovej pokrývky v klimaxovej smrečine v procese odumierania

Martin Bartík, Matúš Hríbik, Marek Oreňák, Juraj Slovík, Jaroslav Škvarenina

Katedra prírodného prostredia, Lesnícka fakulta, Technická univerzita, Zvolen

Abstrakt

V našom príspevku sa venujeme vplyvu porastu na akumuláciu a topenie snehovej pokrývky na výskumnej ploche Červenec v Západných Tatrách v nadmorskej výške 1 420 m n. m. Monitoring snehovej pokrývky prebieha kontinuálne od roku 2009. Snehová pokrývka na výskumnej ploche zvyčajne trvá od decembra s časom kulminácie od polovice marca do začiatku apríla. V sezóne 2012/13 sme rozšírili merania aj do odumretej časti porastu. Výsledky zo zimy 2012/13 dosvedčujú, že snehová pokrývka v živom lese je stabilnejšia ako v odumretom poraste. Proces akumulácie ako aj topenia je rýchlejší na voľnej ploche, ďalej nasleduje odumretý porast a nakoniec živý les. Vodná hodnota snehovej pokrývky v živom lese sa pohybovala od 30 do 56 % (priemer 44 %) hodnoty voľnej plochy, kým v odumretom poraste to bolo od 33 – 61 % s priemerom 50 %.

Kľúčové slová: Vodná hodnota snehovej pokrývky, akumulácia a topenie snehovej pokrývky, odumieranie lesa

Abstrakt

This thesis is focused on influence of forest stand on accumulation and melting of snow cover in research area Červenec in West Tatra Mts. (1 420 m a.s.l.). Snow cover monitoring is continual since 2009. Snow cover in research area takes usually from December with cumulating in mid-March to early April. In season 2012/13 was estimated new transect in decline forest part. Results from winter 2012/13 show stabler development of snow cover in live forest than decline forest part. Accumulation and snowmelt is faster in space, followed by decline and live forest. Snow water equivalent (SWE) was in live forest from 30 to 56 % (average 44 %) and in decline forest from 33 to 61 % with average 50 % of SWE in space.

Keywords: SWE, accumulation and melting of snow cover, forest decline

Úvod

Lesy v horských oblastiach výrazne ovplyvňujú akumuláciu a topenie snehovej pokrývky vo svojom areály. Vplyvom porastu dochádza k diferenciacii snehových zrážok, pričom ich intercepcia závisí hlavne od meteorologických podmienok, ako teplota, vietor a morfológických vlastností drevín, ako usporiadanie, drsnosť povrchu a elasticita vetiev a ihlič (Mitscherlich, 1970). Skúmaním vplyvu porastu na snehovú pokrývku sa zaoberali vo svojich prácach viacerí autori (Bartoš et al., 2009, 2011, Hríbik et al., 2012) ako aj jej zmenou vplyvom jeho odumierania (Pugh, Small, 2012, Boon 2008, Perrot et al., 2012). My sa v našom príspevku chceme venovať dynamike snehovej pokrývky v klimaxovej smrečine. V posledných rokoch sme na území Slovenska svedkami hromadného hynutia smrekových porastov, ktoré je spôsobené kombináciou viacerých faktorov, a ktorého príčiny nie sú dostatočne objasnené (Jakuš et al., 2008). Tento jav zasiahol aj výskumnú plochu na Červenci v Západných Tatrách. Cieľom príspevku bude porovnanie vplyvu porastu na snehovú pokrývku pred (zimy 2008/09 – 2011/12) ako aj po odumretí (2012/13 – 2013/14) časti klimaxovej smrečiny. Ďalej sa zameriame na zhodnotenie akumulácie a topenia snehovej pokrývky v živej a v odumretej časti porastu s voľnou plochou počas zimy 2012/13.

Materiál a metódy

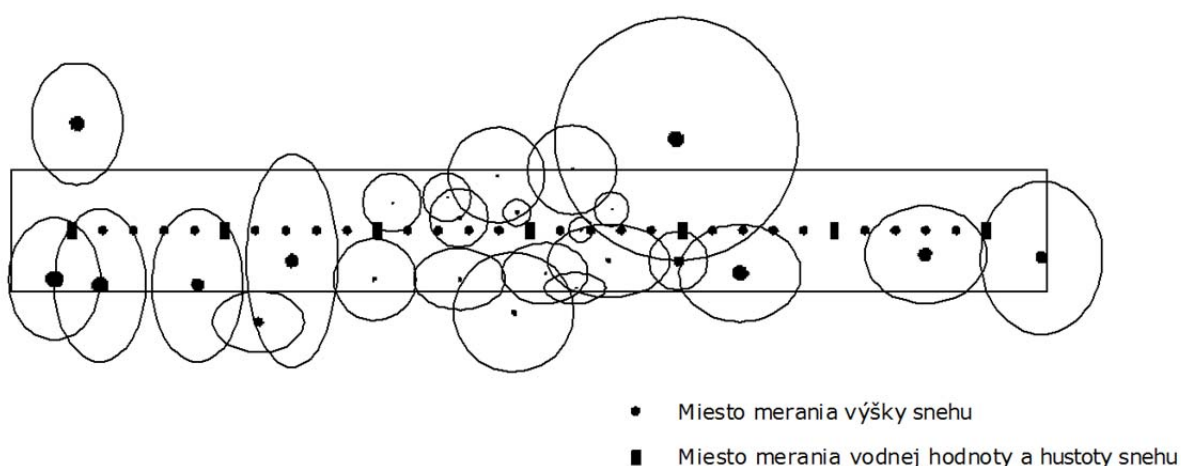
Opis výskumnej plochy Červenec

Výskumná plocha Červenec sa nachádza v Západných Tatrách v Jaloveckej doline v klimaxovej smrečine v nadmorskej výške 1 420 m n. m. Územie patrí do chladného horského a veľmi vlhkého okrsku (Lapin et al., 2002) s priemerným počtom dní so snehovou pokrývkou 140 až 160 (priemer za roky 1961-1990) (Faško et al. 2002). Priemerná ročná teplota lokality Červenec je 2,4 °C s dlhodobým ročným úhrnom zrážok 1406 mm (Frič, 2011). Z geologického hľadiska je územie výskumnej plochy tvorené hlbinnými magmatitmi, biotickými tonalitmi až granodioritmi (Biely et al., 2002). Na nich sa nachádzajú podzoly kambizemné a sprievodné litozeme a rankre (Šály, Šurina, 2002).

Výskumná plocha sa nachádza na svahu so severovýchodnou expozíciou. Na miestach zo znížením zápojom zaznamenávame výskyt náletu jarabiny vtácej (*Sorbus aucuparia*). Podrast je tvorený brusnicou čučoriedkovou (*Vaccinium myrtillus*), ku ktorej na voľnej ploche pristupuje ostružina malinová (*Rubus idaeus*). Porast má výrazne redukované zakmenenie ($\rho = 0,6$). Priemerná výška stromov v dospelom poraste je 26,8 m s priemernou hrúbkou 40,5 cm a vekom 110 rokov. Mladina, nachádzajúca sa v spodnej časti má priemerný vek 20 rokov, hrúbku 8 cm a výšku 7 m (Oreňák, 2012).

Expedičné merania a odber vzoriek

Výskumná plocha bola založená v roku 2006. Monitoring snehovej pokrývky začal prebiehať od 12. 02. 2009, pričom bol vytýčený tranzekt v lese (obr. 1) so 7 meraniami vodnej hodnoty snehu (rozstup 5 m) a 31 meraniami výšky snehu (rozstup 1 m). Na neďalekej voľnej ploche vykonávame tri merania vodnej hodnoty spolu s 20-timi meraniami výšky snehu. Merania prebiehali v približne mesačných intervaloch až do apríla 2010. Od zimnej sezóny 2010/11 sa skrátil interval na 14 dní a keďže počas leta došlo k odumretiu časti lesného porastu, kde prebiehali merania, počas zimy 2012/13 sme vytýčili dva nové tranzекty v živej a odumretej časti porastu s rovnakou schémou odberov, teda každých 5 m vodná hodnota a každý meter výška snehu, pričom sme pokračovali v meraniach aj v pôvodnom tranzekte vytýčenom v roku 2009.



Obr. 1: Schematické znázornenie lokalizácie odberov v lesnom poraste na pôvodnom tranzekte.

Na meranie sme používali štandardný snehomer typu VS-43 (obr.2), ktorý od zimy 2009/10 nahradil modernejší laminátový snehomer (obr. 3) s digitálnou váhou značky Kern. Oba použité snehomery mali plošný prierez 50 cm². Následne sme s použitím hmotnosti a výšky snehovej pokrývky vypočítali hustotu (vzorec 1) a vodnú hodnotu (vzorec 2).

$$\zeta = m / k \cdot h \quad (1)$$

kde: ζ – hustota snehu [$\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$]
 m – hmotnosť snehu [g]
 k – plocha prierezu [cm^2]
 h – výška snehu [cm]

$$H = 10 \cdot m / k \quad (2)$$

kde: H – vodná hodnota snehu [mm]



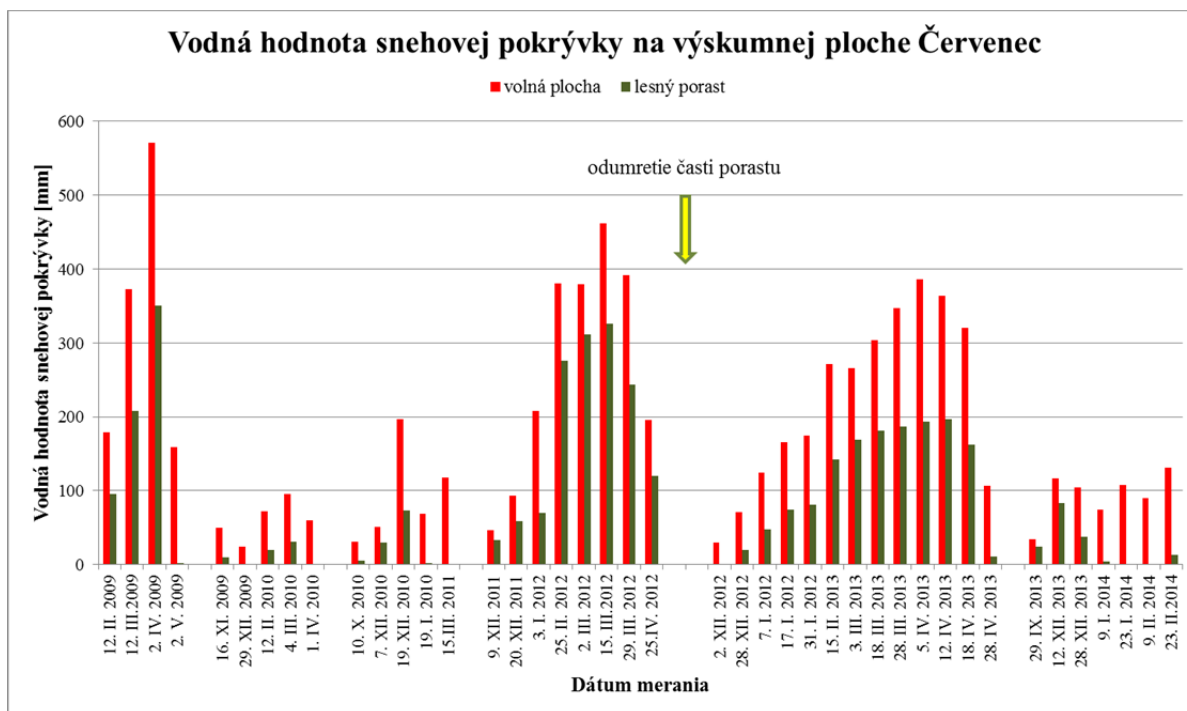
Obr. 2: Snehomer VS – 43.



Obr.3: Laminátový snehomer.

Výsledky a diskusia

Pri hodnotení výsledkov by sme chceli poukázať na variabilitu zásob vody v snehovej pokrývke počas sledovaného obdobia od februára 2009. Rekordnú vodnú hodnotu snehu za sledované obdobie sme zaznamenali 2. apríla 2009 a to 571 mm na voľnej ploche a 350 mm v lese. Pri pohľade na graf (obr. 4) nám je zrejmé, že zimy s najbohatšou snehovou pokrývkou boli 2008/09, 2011/12 a minuloročná zima 2012/13. Počas na sneh chudobnejších zím 2009/10, 2010/11 a tohtoročnej 2013/14 sme zaznamenali dokonca úplné roztopenie snehovej pokrývky. Veľmi skorý príchod snehu, kedy vodná hodnota na voľnej ploche bola 31 mm sme zaznamenali 10. októbra 2010. Celkovo by sme mohli povedať, že snehová pokrývka na výskumnej ploche začína najčastejšie vyskytovať od decembra s vrcholom na začiatku apríla (2008/09 a 2012/13) prípadne v polovici marca (2011/12). Charakteristika chudobnejších zím z hľadiska kulminácie je značne komplikovaná, pretože pri dvojtýždňovom intervale merania môže dôjsť k tomu, že tendenciu, prípadne kulmináčny vrchol nie je spoľahlivo zachytený.

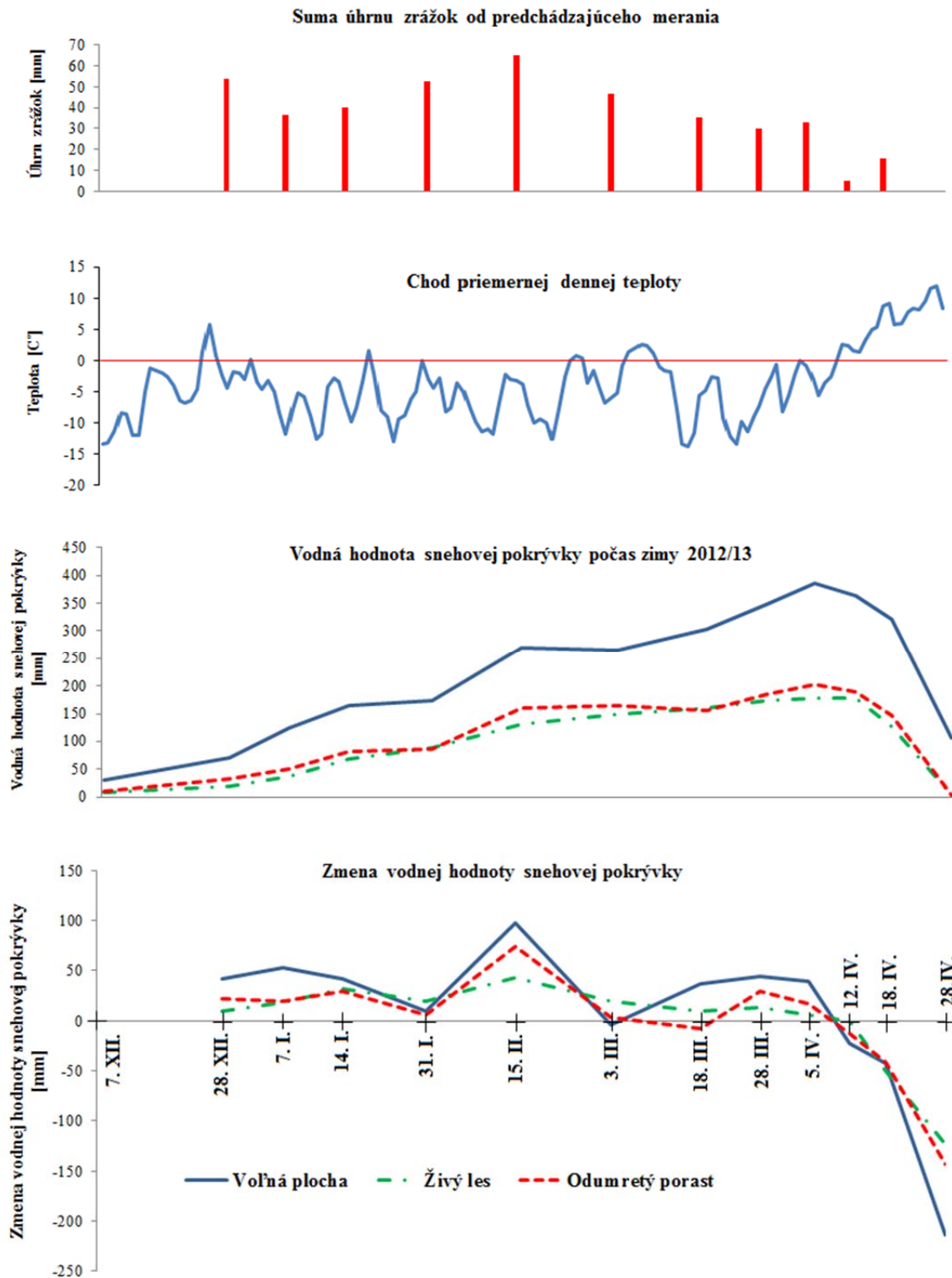


Obr. 4: Prehľad vodnej hodnoty snehovej pokrývky na voľnej ploche a v lesnom poraste.

Pri hodnotení zmeny akumulácie snehovej pokrývky by sme sa bližšie zamerali na zhodnotenie zimy 2012/13 na tranzekte v živom a odumretom poraste. Počas leta 2012 došlo k odumretiu časti porastu, kde prebiehal monitoring snehovej pokrývky od februára 2009. Z tohto dôvodu sme sa rozhodli založiť dva úplne nové tranzektu v živom lese a v odumretej časti porastu. Na pôvodnom tranzekte pokračujeme v monitoringu avšak, keďže došlo k odumretiu len jeho časti, zhodnotenie stavu pred odumretím a po odumretí je komplikované, keďže samotná variabilita medzi jednotlivými rokmi je značná.

Zhodnotenie výsledkov môžeme vidieť na obr. 5. Úplne hore sú znázornené úhrny zrážok zachytené zrážkometerom umiestneným na voľnej ploche, ktoré sme zaznamenali medzi jednotlivými termínmi merania. Ďalej nasleduje graf s priemernou dennou teplotou od 7. 12. 2012 do 28.4. 2013. Na grafe pod ním vidíme priebeh vodnej hodnoty na voľnej ploche, v živom a odumretom poraste. Ku kulminácii vodnej hodnoty došlo začiatkom apríla, kedy sme 5. 4. 2013 zaznamenali 386 mm na voľnej ploche, 179 mm v živom lese a 202 mm v odumretej časti porastu. V tomto období sme pre detailnejšie zachytenie procesu topenia začali vykonávať monitoring v týždennom kroku. Ďalej môžeme vidieť, že vodná hodnota snehovej pokrývky v odumretom poraste bola vždy o niečo vyššia ako v živom lese okrem 31. 1 a 18.3 kedy sa hodnoty vyrovnávajú, prípadne ju prekračuje.

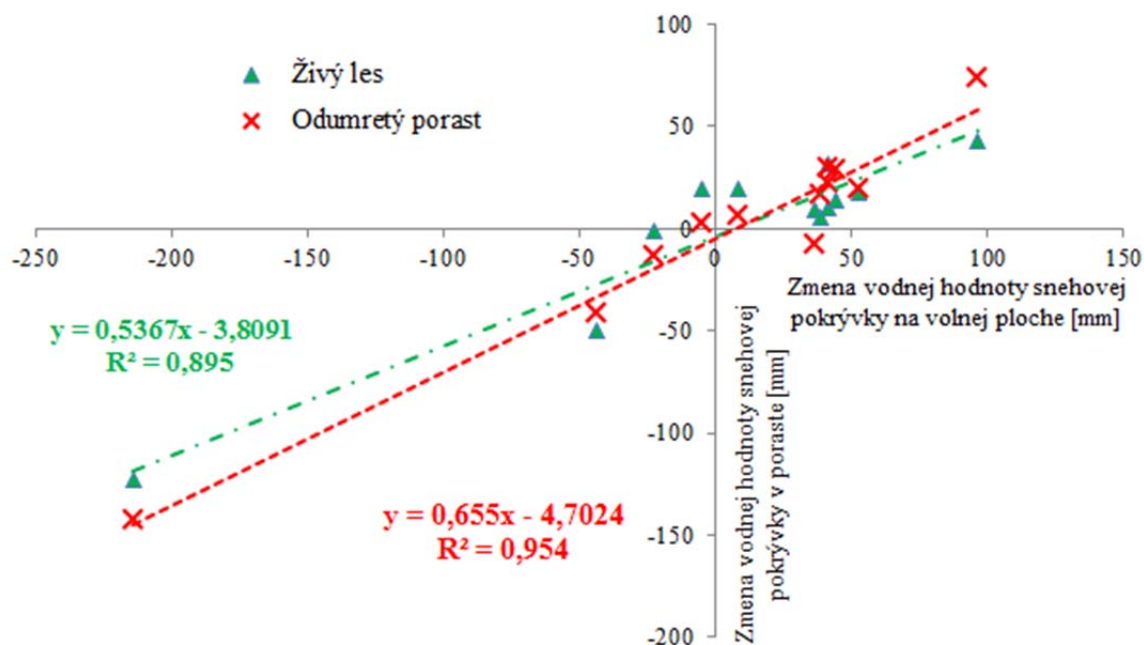
Posledný graf na obr. 5 nám vyjadruje zmeny vodnej hodnoty zaznamenané medzi po sebe idúcimi meraniami. Na tomto grafe chceme demonštrovať stabilitu snehovej pokrývky v živom lese. Už na prvý pohľad vidíme, že línia v živom lese je vyrovnanjšia, ako v prípade odumretého porastu a voľnej plochy. Pri náraste vodnej hodnoty snehovej pokrývky nereaguje tak citlivo ako hodnota v odumretom poraste. Toto isté tvrdenie platí aj vo fáze topenia. Topenie snehovej pokrývky v živom lese je pomalšie ako v odumretom poraste prípadne na voľnej ploche, avšak keďže bolo snehovej pokrývky v porastoch menej ako na voľnej ploche došlo k jeho skoršiemu úplnému roztopeniu. Môžeme si všimnúť, že počas merania 3. 3. 2013 sme zaznamenali pokles vodnej hodnoty na voľnej ploche avšak v živom lese nárast, čo mohlo byť spôsobené tým, že počas mierneho oteplenia nedošlo k topeniu pod porastom prípadne rozdiel topenia na voľnej ploche a v poraste bolo vyšší ako intercepcia živého porastu v tomto období, prípadne mohol byť tento jav spôsobený vetrom.



Obr. 5: Podrobný prehľad vodnej hodnoty snehu a jej zmeny na voľnej ploche, v živom lese a odumretom poraste počas zimy 2012/13.

Od 5. 4. 2013 zaznamenávame pokles vodnej hodnoty, počas ktorého k najvýraznejšiemu topeniu dochádzalo na voľnej ploche a následne v odumretom lese. Vyššiu stabilitu snehovej pokrývky v živom poraste nám demonštruje aj regresná a korelačná analýza (obr. 6), pri ktorej sme si za nezávislú premennú zvolili zmenu vodnej hodnoty na voľnej ploche (os x) a závislými premenami (os y) boli zmeny vodnej hodnoty v odumretom poraste (červený kríž) a v živom lese (zelený trojuholník).

Regresný koeficient lineárnej rovnice je v prípade odumretého porastu ($b= 0,655$) vyšší ako v živom lese ($a= 0,537$), čo nám potvrdzuje vyššiu stabilitu vodnej hodnoty v živom lese. To je spôsobené najmä vyššou intercepciou tuhých zrážok ako aj nižším príkonom slnečného žiarenia v živom lese.



Obr. 6: Závislosť zmeny vodnej hodnoty snehovej pokrývky v živom lese a odumretom poraste na zmene na voľnej ploche.

Záver

Príspevok podáva prehľad monitoringu snehovej pokrývky na výskumnej ploche Červenec (1 420 m n. m.) v Západných Tatrách od roku 2009. Na snehovú pokrývku bola najbohatšia zima roku 2008/09, za ňou nasledujú zimy 2011/12 a 2012/13. Väčšinou sa snehová pokrývka na lokalite začína trvale vyskytovať od decembra s časom kulminácie od polovice marca do začiatku apríla. Počas zím 2009/10, 2010/11 a tohtoročnej zimy dochádzalo k jej úplnému roztopeniu. Pri porovnaní akumulácie a topenia snehovej pokrývky v odumretom a živom lese je zrejmé, že snehová pokrývka v živom lese je viacej stabilnejšia. Vplyvom vyššej intercepcie tvorila jej priemerná vodná hodnota 44 % (30 – 56 %) vodnej hodnoty snehovej pokrývky na voľnej ploche, kým v odumretej časti to bolo priemerne 50 % (33 – 61 %) . Počas fázy topenia sa snehová pokrývka v živom lese roztápala pomalšie ako v odumretom poraste alebo na voľnej ploche.

Pod'akovanie

Tento príspevok je výsledkom realizácie projektov VEGA č.: 1/1130/12 , VEGA 1/0281/11, VEGA 1/0463/14 MŠVVaŠ SR a SAV; a Agentúry na podporu výskumu a vývoja v rámci zmluvy č.: APVV-0423-10, a APVV-0303-11. Autori ďakujú agentúram za podporu.

Literatúra

- Bartoš J., Špulák O., Černohous V. (2009): Ukládání sněhu ve vztahu k dřevinám vysazeným na kalamitní holině v hrbové partii horských poloh. Zprávy lesnického výzkumu, 54, 166-173.
- Bartoš J., Špulák O., Souček J. (2011): Vlastnosti sněhu ve vztahu k mladým porostům vybraných dřevin v horských polohách. Zprávy lesnického výzkumu, 56, 220-227.
- Biely, A et al. (2002): Geologická stavba. Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava: MŽP SR. 2002. ISBN 80-88833-27-2. 74 - 75.

- Boon S. (2008): Impact of mountain pine beetle infestation and salvage harvesting on seasonal snow melt and runoff. Victoria, Pacific Forestry Centre, 34, Mountain pine beetle working paper 2008-24.
- Faško, P., Handžák, Š., Šrámková, N. (2002): Počet dní so snehovou pokrývkou a jej priemerná výška. Atlas krajiny Slovenskej republiky, MŽP SR: Bratislava, ISBN 80-88833-27-2, p. 99.
- Frič, M. (2011): Odozva rastových procesov dreviny smrek na zrážkový a vlhkostný režim stanovišťa, Dizertačná práca, Zvolen: LF TU, 95.
- Hrúbik M., Vida T., Škvarenina J., Škvareninová J., Ivan L. (2012): Hydrological effects of Norway spruce and European beech on snow cover in a mid-mountain region of the Polana Mts., Slovakia. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 60, 319-332.
- Jakuš, R., Čaboun, V., Kukla, J., Kulla, L., Blaženec, M. (2008): Hromadné odumieranie nepôvodných smrečín severného Slovenska. [online 15.02.2014]. Zvolen: Ústav ekológie lesa SAV. (<http://www.savzv.sk>.) 20.
- Lapin, M., Faško, P., Melo, M., Šťastný, P., Tomlain, M. (2002). Klimatické oblasti. Atlas krajiny Slovenskej republiky, MŽP SR: Bratislava, ISBN 80-88833-27-2, 95.
- Mitscherlich, G. (1971): Wald, Wachstum und Umwelt, 2.Band-Waldklima und Wasserhaushalt, Frankfurt am Main: J. D. Sauerländers verlag, 365.
- Oreňák M. (2012): Zmeny intercepčného a zrážkového režimu horských smrečín v Západných Tatrách. Dizertačná práca, LF TU Zvolen, 122.
- Perrot D., Molotch P., Musselman N., Pugh T. (2012): Modelling the effects of the mountain pine beetle on snowmelt in a subalpine forest. *Ecohydrology* [online first] DOI: 10.1002/eco.1329
- Pugh E., Small E. (2012): The impact of pine beetle infestation on snow accumulation and melt in the headwaters of the Colorado River. *Ecohydrology*, 5, 467-477.
- Šály, R., Šurina, B. (2002): Pôdy. Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava: MŽP SR. ISBN 80-88833-27-2. 106 – 107.

SEBCS – modul pro prostorový výpočet energetické bilance, intenzity evapotranspirace a vodního stresu porostu z družicových dat

SEBCS - a module for spatial computing of energy balance, intensity of evapotranspiration and crop water stress using satellite data

Jakub Brom

Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zemědělská fakulta, Katedra krajinného managementu, Studentská 13., 370 05 České Budějovice, e-mail: jbrom@zf.jcu.cz

Abstrakt

Příspěvek představuje softwarové řešení výpočtu složek energetické bilance zemského povrchu a ukazatelů vodního stresu vegetace na základě kombinace družicových multispektrálních a termálních dat a meteorologických měření. Jedná se tedy o výpočet v prostorové škále. Software SEBCS (Module for Spatial Computing of Surface Energy Balance and Crop Water Stress) je modulem vytvořeným pro softwarový balík IDRISI. SEBCS je primárně určen pro zpracování dat z družic Landsat 5 TM a 7 ETM+, nicméně je možné využít i jiných datových zdrojů, např. kombinace leteckých hyperspektrálních a termálních dat. Výpočet složek energetické bilance je založen na dvou přístupech. První je založen na Moninově-Obuchovově teorii similarity, druhý přístup je založen na škálování teploty povrchu ve sledovaném prostoru. V obou případech je respektována geometrie záření a geometrie povrchu.

Klíčová slova: dálkový průzkum Země, energetická bilance, evapotranspirace, vodní stres

Abstract

The proposed paper introduces a software solution of the spatial computing of surface energy balance and vegetation water stress features, based on the combination of satellite multispectral and thermal data and meteorological measurement. The SEBCS software (Module for Spatial Computing of Surface Energy Balance and Crop Water Stress) was created as an add-on module for the IDRISI software package. The SEBCS is primarily designed for an analysis of Landsat 5 TM and 7 ETM+ satellite data; however, other spatial data sources can be used, e.g. the combination of aerial hyperspectral and thermal data. The calculation of energy balance features is based on two different approaches. The first draws on the Monin-Obukhov similarity theory, the second is based on the scaling of surface temperature in the area of interest. The solar beam and surface geometry is respected in both cases.

Key Words: remote sensing, energy balance, evapotranspiration, water stress

Úvod

Problematika energetické bilance území a otázky územního výparu nacházejí uplatnění jak ve výzkumu, tak i v praktických oblastech hydrologie a vodohospodářství, klimatologie, zemědělství, lesnictví, v ochraně přírody a v krajinné tvorbě.

Znalost energetické bilance daného území nebo plochy, její dynamiky a prostorových charakteristik má široké možnosti uplatnění, nicméně získat informace o prostorové distribuci těchto dějů je poměrně náročné. Významnou pomůckou k získání informací o energetické bilanci v prostoru může být dálkový průzkum Země (DPZ), ať už letecký nebo satelitní, který umožňuje získávat informace o vlastnostech povrchu, jeho spektrálních projevech, teplotě apod. Výhodou je, že je v jeden okamžik, respektive v krátkém časovém intervalu, zachyceno rozsáhlé území.

V současnosti existuje celá řada přístupů k výpočtu složek energetické bilance na základě dat DPZ,

kteře jsou různě náročné na vstupní data a na vlastní zpracování (přehled viz např. Kalma et al. 2008, Li et al. 2009). Zde prezentovaný modul SEBCS (Module for Spatial Computing of Surface Energy Balance and Crop Water Stress) umožňuje výpočet jednotlivých složek energetické bilance a ukazatele vodního stresu vegetačního krytu na základě kombinace řady různých výpočetních přístupů, kdy pro výpočet tepelné bilance byly zvoleny dva přístupy, přístup aerodynamický a přístup gradientový. Cílem příspěvku je představit modul SEBCS z uživatelského pohledu, přinést přehled vstupních dat a popsat výstupy modulu.

Popis modulu

Modul SEBCS je modulem pro GIS software IDRISI (Clark Labs, Clark University Worcester, USA, www.clarklabs.org). Modul byl testován ve verzích IDRISI Tajga, Andes a Selva. Modul SEBCS je napsán v programovacím jazyce PythonTM verze 2.x. Vlastní program SEBCS má formu spustitelného skriptu, který není potřeba instalovat. Modul SEBCS je licencován v rámci otevřené licence BSD 3 – Clause License, lze jej tedy volně používat a upravovat. Detailní popis je uveden v manuálu programu (Brom 2012). Aktuální verzi modulu lze stáhnout z adresy: <http://kkm.zf.jcu.cz/content/program-sebcs>

Vstupy modulu

Modul SEBCS respektuje prostředí a práci s daty v programu IDRISI, je tedy přímo asociován s aktivním pracovním adresářem, ze kterého načítá datové vstupy a ukládá do něj výstupy. Pro zadávání dat slouží vstupní formulář programu SEBCS, který se objeví po jeho spuštění. Formulář je zobrazen na obr. 1.

Obr. 1: Vstupní formulář modulu SEBCS.

Prvním vstupem formuláře je volba použité metody. V modulu SEBCS je využito v podstatě dvou přístupů výpočtu složek energetické bilance povrchu. První je založen na výpočtu toku zjevného tepla z vertikálního gradientu teploty a odporu mezní vrstvy atmosféry pro přenos tepla a hybnosti, analo-

gicky Ohmova zákonu. Výpočet aerodynamických vlastností povrchu a stability atmosféry je odvozen z Moninovy-Obuchovovy teorie similarity. V důsledku je výpočetní přístup odvozen z modelu SEBAL (Bastiaanssen et al., 1998), s úpravami stanovení maximální a minimální teploty a teplotního gradientu podle Koloskova et al. (2007) a Jacksona et al. (1981, 1988). Druhý přístup je založen na stanovení horizontálního gradientu teploty povrchu, kdy lze předpokládat, že minimální teplota povrchu v daném prostoru odpovídá maximální úrovni intenzity výparu a maximální teplota naopak odpovídá plochám s minimálním výparem nebo bez výparu (Jackson et al., 1981, Jones et al., 2009, Möller et al., 2007). Tímto gradientovým přístupem lze odvodit evaporativní frakci a z ní následně jednotlivé tepelné toky (Suleiman et Crago, 2004). Vlastní volba použité metody obsahuje tři položky. V prvních dvou případech je volena aerodynamická metoda (první) pro data z družice Landsat a pro data z ostatních datových zdrojů. V třetím případě je volena gradientová metoda. Rozdíl prvních dvou přístupů spočívá ve způsobu výpočtu albeda povrchu, kdy pro data Landsat je použita metoda odvozená ze systému METRIC (Tasumi et al. 2008) a doplňkově je albedo počítáno podle Lianga (Liang 2001, Liang et al. 2003). Ve druhém případě je albedo počítáno empirickým přístupem (Duffková et al. 2012). V rámci gradientové metody je způsob výpočtu albeda optimalizován v závislosti na použitých datech.

Druhá volba formuláře umožňuje zvolit použitý systém družicových, případně leteckých dat.

Vlastní datové vstupy lze rozdělit do čtyř skupin. První skupinou jsou spektrální data, kdy je nutno zadat alespoň data pro červené a blízké infračervené spektrální pásmo. Pokud jsou zadána všechna spektrální pásma, je proveden výpočet albeda podle modelu METRIC, v ostatních případech je použit empirický přístup. Druhou skupinu vstupních dat představuje vstup termálních dat buď v podobě hrubých dat družic Landsat, kdy program sám provádí radiometrickou korekci nebo je zadána přímo teplota povrchu. Možnou volbou je i výpočet emisivity a korekce termálních dat na emisivitu. Třetí skupinou dat jsou doplňková data: teplota vzduchu, digitální model terénu, pole rychlosti proudění vzduchu, maximální a minimální výška porostu a volba masky území, pro kterou je prováděn výpočet. Vrstvy polí teploty vzduchu a rychlosti proudění vzduchu jsou zadávány jako prostorové vrstvy z důvodu možnosti definovat heterogenní prostředí uživatelem. Čtvrtou skupinou jsou numerické vstupy: globální radiace (krátkovlnná radiace dopadající na vodorovnou plochu v okamžiku vzniku snímků nebo jako krátkodobý průměr), relativní vlhkost vzduchu, výška měření rychlosti proudění větru, průměrná zeměpisná šířka a délka použitých prostorových dat, datum a čas pořízení snímků.

Vstupy všech prostorových dat jsou asociovány s aktivním pracovním adresářem IDRISI, to znamená, že jsou datové vrstvy ve formuláři pouze vybírány ze seznamu vrstev, které jsou v adresáři k dispozici. Při zadávání dat je potřeba přidršet se zásad pro výpočty v programu IDRISI - musí být shodná výpočetní oblast, shodné rozlišení a shodné použité geografické zobrazení.

Výstupy modulu

Výstupy výpočtu jsou ukládány do aktivního pracovního adresáře IDRISI ve formátu .rst a .RDC (metadata). Jak ukazuje tabulka 1., je výstupů značné množství, nicméně je možné jednoduchou úpravou zdrojového kódu seznam výstupních dat rozšířit o další data, případně zúžit.

Tabulka 1: Přehled vypočtených výstupů programem SEBCS a jejich význam. Zkratka uvádí název výstupního souboru.

Název souboru	Popis
albedo	Albedo (rel.)
bowen	Bowenův poměr (bezrozm.)
CWSI	Crop Water Stress Index, Stresový plodinový index (bezrozm.)
EF	Evaporativní frakce (rel.)
G	Tok tepla do půdy ($W.m^{-2}$)
H	Tok zjevného tepla ($W.m^{-2}$)

LE	Tok latentního tepla výparu ($W.m^{-2}$)
LE_p	Tok latentního tepla výparu pro potenciální výpar ($W.m^{-2}$)
LE_PT	Tok latentního tepla výparu podle Priestley-Taylora ($W.m^{-2}$)
msavi	Index MSAVI - Modified Soil Adjusted Vegetation Index (bezrozm.)
ndvi	Index NDVI - Normalizovaný rozdílový vegetační index (bezrozm.)
ndmi	Index NDMI - Normalizovaný rozdílový vlhkostní index (bezrozm.). Pouze pro data z družice Landsat.
omega	Omega faktor (bezrozm.)
ra	Aerodynamický odpor povrchu ($s.m^{-1}$)
rc	Odpor povrchu pro přenos vodní páry ($s.m^{-1}$)
RI_dop	Dlouhovlnná složka dopadající radiace ($W.m^{-2}$)
RI_emit	Dlouhovlnná složka radiační bilance emitovaná povrchem ($W.m^{-2}$)
Rn	Celková čistá radiace ($W.m^{-2}$)
Rs_dop	Krátkovlnná složka dopadající radiace - globální záření ($W.m^{-2}$)
RS_odr	Krátkovlnná složka odražené radiace - globální záření ($W.m^{-2}$)
Ts	Teplota povrchu ($^{\circ}C$)

Přestože modul SEBCS používá celou řadu přístupů k zamezení vzniku chyb, případně k jejich odstranění (např. adaptivní filtry), je po provedení výpočtu potřeba velmi pečlivě vážít získanou informací a data interpretovat s uvážením. Namísto je provedení postprocessingu dat.

Závěr

Modul SEBCS je dostupným nástrojem pro výpočet složek energetické bilance bez potřeby využití nákladných softwarových produktů. S ohledem na další možnosti výpočetních přístupů a využití dat je vítán každý námět na zlepšení funkce programu.

Poděkování

Tato práce vznikla na základě řešení a finanční podpory výzkumného projektu NAZV QH92034 a projektu OPVK CZ 1.07/2.4.00/31.0213 Nejnovější technologie dálkového průzkumu Země ve službách výzkumu, vzdělávání a aplikací pro rozvoj regionů

Literatura

- Bastiaanssen, W. G., Menenti, M., Feddes, R. A., Holtslag, A. A. M., 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *Journal of Hydrology* 212-213, 198–212. doi:10.1016/S0022-1694(98)00253-4
- Brom, J., 2012. Modul pro prostorový výpočet energetické bilance a vodního stresu vegetace (Module for Spatial Computing of Surface Energy Balance and Crop Water Stress) - „SEBCS 0.1. Software + Návod k použití.
- Suleiman, A., Crago, R., 2004. Hourly and Daytime Evapotranspiration from Grassland Using Radiometric Surface Temperatures. *Agronomy Journal* 96, 384–390. doi:10.2134/agronj2004.3840
- Jackson, R. D., Idso, S. B., Reginato, R. J., Pinter, P. J., 1981. Canopy temperature as a crop water stress indicator. *Water Resources Research* 17, 1133. doi:10.1029/WR017i004p01133
- Jackson, R. D., Kustas, W. P., Choudhury, B. J., 1988. A reexamination of the crop water stress index. *Irig. Sci.* 9, 309–317.
- Koloskov, G., Mukhamejanov, K., Tanton, T., 2007. Monin–Obukhov length as a cornerstone of the SEBAL calculations of evapotranspiration. *Journal of Hydrology* 335, 170–179. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.11.010
- Kalma, J. D., McVicar, T. R., McCabe, M. F., 2008. Estimating Land Surface Evaporation: A Review of Methods Using Remotely Sensed Surface Temperature Data. *Surveys in Geophysics* 29, 421–469. doi:10.1007/s10712-008-9037-z

- Li, Z. L., Tang, R., Wan, Z., Bi, Y., Zhou, C., Tang, B., Yan, G., Zhang, X., 2009. A Review of Current Methodologies for Regional Evapotranspiration Estimation from Remotely Sensed Data. *Sensors* 9, 3801–3853. doi:10.3390/s90503801
- Jones, H. G., Serraj, R., Loveys, B. R., Xiong, L., Wheaton, A., Price, A. H., 2009. Thermal infrared imaging of crop canopies for the remote diagnosis and quantification of plant responses to water stress in the field. *Functional Plant Biol.* 36, 978. doi:10.1071/FP09123
- Möller, M., Alchanatis, V., Cohen, Y., Meron, M., Tsipris, J., Naor, A., Ostrovsky, V., Sprintsin, M., Cohen, S., 2007. Use of thermal and visible imagery for estimating crop water status of irrigated grapevine. *Journal of Experimental Botany* 58, 827–838. doi:10.1093/jxb/erl115
- Tasumi, M., Allen, R. G., Trezza, R., 2008. At-Surface Reflectance and Albedo from Satellite for Operational Calculation of Land Surface Energy Balance. *Journal of Hydrologic Engineering* 13, 51–63. doi:10.1061/(ASCE)1084-0699(2008)13:2(51)
- Liang, S., 2001. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I. *Remote Sensing of Environment* 76, 213–238. doi:10.1016/S0034-4257(00)00205-4
- Liang, S., Shuey, C. J., Russ, A. L., Fang, H., Chen, M., Walthall, C. L., Daughtry, C. S., Hunt, R., 2003. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo: II. Validation. *Remote Sensing of Environment* 84, 25–41. doi:10.1016/S0034-4257(02)00068-8
- Duffková, R., Brom, J., Žížala, D., Zemek, F., Procházka, J., Nováková, E., Zajíček, A., Kvítek, T., 2012. Určení infiltračních oblastí pomocí vodního stresu vegetace na základě dálkového průzkumu Země a pozemních měření. *Metodika. VÚMOP, v.v.i., Praha.*

Význam revitalizace odvodněných mokřadů v malých horských povodích (NP Šumava)

Ivana Bufková, Eva Zelenková, Jan Mokřý

Správa NP a CHKO Šumava, ivana.bufkova@npsumava.cz

Abstrakt

Pro menší horská povodí v oblasti Šumavy je typický vysoký podíl rašelinných mokřadů. V centrální části šumavských plání zaujímají ca 26% plochy území, v údolích větších toků dokonce i více než 70% (Vltavský luh). Rašeliniště jsou mimořádně významná z hlediska biodiverzity a hrají důležitou roli ve vodním režimu krajiny. Téměř 2/3 rašelinišť v oblasti Šumavy bylo v minulosti ovlivněno povrchovým odvodněním. Zjištěný rozsah degradačních změn byl jedním z důvodů pro zahájení dlouhodobého projektu „Revitalizace šumavských rašelinišť“, který je v území realizován od roku 1999. Jeho hlavním cílem je náprava narušeného vodního režimu a nastartování obnovných procesů na odvodněných rašeliništích. Metoda revitalizace je založena na konceptu cílové hladiny vody. To znamená, že rašeliniště nejsou zavodňována chaoticky, ale hladina podzemní vody je prováděnými opatřeními vrácena na původní úroveň (cílovou hladinu), která odpovídá nenarušeným rašeliništím daného typu. V návaznosti na revitalizaci je realizován výzkumný projekt, jehož hlavním cílem je a) pochopit degradační změny na rašeliništích po odvodnění, a b) vyhodnotit reakce ekosystému na prováděná revitalizační opatření (úspěšnost revitalizace).

Od roku 2005 jsou detailně monitorovány 3 odvodněné a 2 neodvodněné komplexy rašelinišť. Sledovány jsou: hladina podzemní vody a její chemismus, odtokové poměry a chemismus povrchové vody na odtoku z povodí, množství srážek, mikroklimatické poměry a vegetace. Monitoring odvodněných komplexů byl zahájen tři roky před zahájením revitalizace. Revitalizace dvou odvodněných lokalit byla provedena v roce 2008. Současné výsledky ukazují bezprostřední reakci rašeliništních ekosystémů na revitalizační opatření. Ta se poměrně rychle a příznivě projevila na vodním režimu hlavně u středně narušeného rašelinného komplexu. Průměrná hladina podzemní vody se po revitalizaci zvýšila téměř na cílovou úroveň a její kolísání bylo redukováno zejména v silně degradovaných částech vrchoviště a v lesním porostu rašelinných a podmáčených smrčín. V případě hydrochemických změn se ukazuje, že různé typy rašelinišť reagují na revitalizaci odlišným způsobem. Nejvýraznější změny byly zjištěny u minerotrofních rašelinišť (rašelinné smrčiny) a podmáčených smrčín, kde bezprostředně po revitalizaci vzrostly hodnoty konduktivity a koncentrace PO₄, Al, a Fe v podzemní i povrchové vodě. Na vrchovištích tyto hodnoty zůstaly téměř beze změny. Při odhadování možného vlivu revitalizací na kvalitu povrchových vod je proto důležité znát, jaké typy rašelinišť jsou zastoupeny v revitalizovaném území a v jakém podílu. Získaná data zatím ukazují bezprostřední odpověď ekosystému na revitalizaci a ta se může být od dlouhodobé reakce odlišná. Nejpomalejší reakce byla zaznamenána u vegetačního pokryvu. První pozitivní změny ve složení vegetace se projevily nejdříve po 3-4 letech po zásahu. Pro pochopení efektu revitalizace je proto nezbytný dlouhodobý monitoring zahrnující dostatečné období před i po provedení zásahu (minimálně 10 let a více).

Klíčová slova: revitalizace, rašeliniště, vodní režim, hydrochemie, monitoring

Bleskové povodně - téma pro letní období příštích desetiletí

Josef Buchtele¹, Miroslav Tesař¹, Martin Chlumecký², Magda Fořtová¹

¹ Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v.v.i., Pod Patankou 30/5, 166 12 Praha 6

² Katedra počítačů, Fakulta elektrotechnická, ČVUT, 166 27 Praha 6

Abstrakt

Proměnlivost vodního režimu povodí v ročním cyklu je ovlivňována nejen ročním vývojem vegetační pokrývky, ale i jejím přírůstkem v rozpětí až několika desetiletí. V tomto roce uplyne už dvanáct roků od katastrofální povodně v povodí Labe a více než patnáct let od ničivých záplav na Moravě a je namístě si připomínat tyto situace také v kontextu s loňskou povodní. Modelování srážko-odtokového procesu jsou prostředkem k hodnocení možných změn ve vodním režimu při uvedeném vývoji v krajinném prostředí.

Klíčová slova: vegetační pokrývka, evapotranspirační potřeba, srážko-odtokový proces

Úvod

V letošním roce, kdy uplyne už dvanáct roků od katastrofální povodně v povodí Labe a sedmnáct let od ničivých záplav na Moravě, je vhodné dát tyto situace také do kontextu s loňskou obdobnou povodní. S tím je ovšem potřebné souběžně vnímat, že v předchozích několika dekádách se vyskytly během letních období také lokální přívalové povodně (nedávno zejména v návětrných oblastech Čech), pro které se běžně užívá označení „bleskové povodně“ (z anglického termínu flash floods).

Uvedené situace jsou aktuální připomínkou toho, nakolik je žádoucí věnovat pozornost časové a plošné proměnlivosti vodních zdrojů, respektive přirozeným meteorologickým oscilacím a situacím s dlouhodobým kolísáním vegetační pokrývky. Tyto okolnosti zvyšují nejistoty a šумы v modelovaných výstupech očekávaného průběhu odtoku.

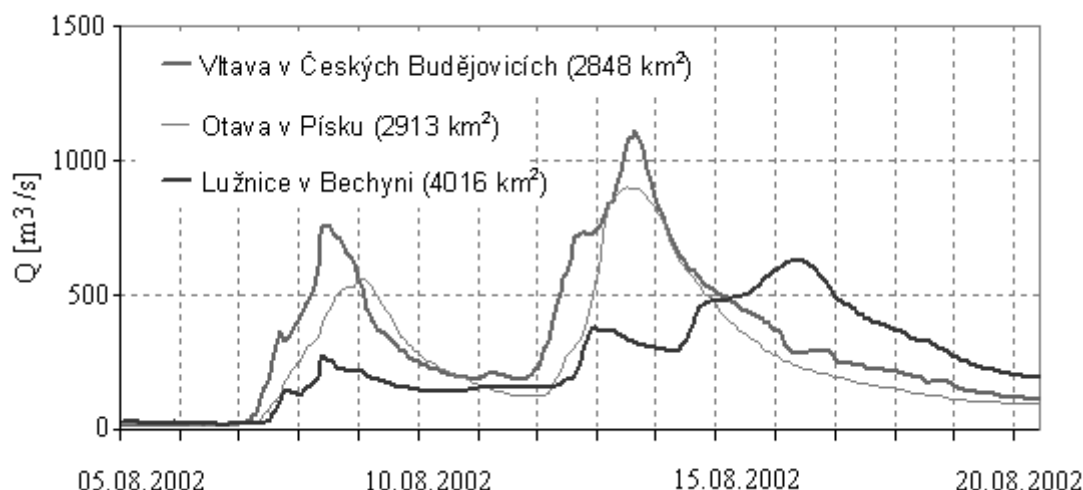
Pro výskyt bleskových povodní mohou vznikat příznivé podmínky také v podobě vyšší intenzity dešťových srážek (např. příslovečné 40ti denní srážky v období po datu 8.6., kdy slaví svátek Medard, s označením v meteorologii jako jarní monzun).

Kromě toho spolupůsobí i lidská činnost ovlivňující stav vegetace a její vývoj v ročním cyklu, avšak je žádoucí brát v úvahu také dlouhodobý vývoj vegetační pokrývky a zdánlivě náhodné přírodní změny, jako jsou větrné polomy a hmyzí kalamity.

Je vhodné rovněž čerpat poznatky z historie ovlivňování vodního režimu na našem území, z přístupu našich předků k řešení problémů k využívání a změnám vodního procesu a při krajinářských aktivitách. To je používáno rovněž v rámci simulace srážko-odtokového procesu. Historické přístupy si zasluhují pozornost vzhledem k různým pozitivním vlivům. Je to vidět např. na odtocích Lužnice z Třeboňské pánve během povodně v srpnu 2002, obr. 1, kdy byla zcela zřejmá akumuláční, respektive retenční role tamní rybníční soustavy.

Rybník Rožmberk měl přítok $Q_{\max} = 700 \text{ m}^3/\text{s}$, odtok $Q_{\max} = 270 \text{ m}^3/\text{s}$, i.e. $\Delta Q \cong 400 \text{ m}^3/\text{s}$. Retence na Třeboňsku byla cca 70 mil. m^3 , tedy srovnatelná s nádrží Orlík, který měl aktuální objem $W = 104 \text{ mil. m}^3$ pro zadržení.

Přítoky do nádrže Orlík v srpnu 2002 jsou velmi zřetelně ovlivněny zvýšenou retencí na Lužnici, také vzhledem k tomu, že srážkové centrum se vyskytovalo zejména v Novohradských horách při rozvodnici Lužnice a Vltavy.

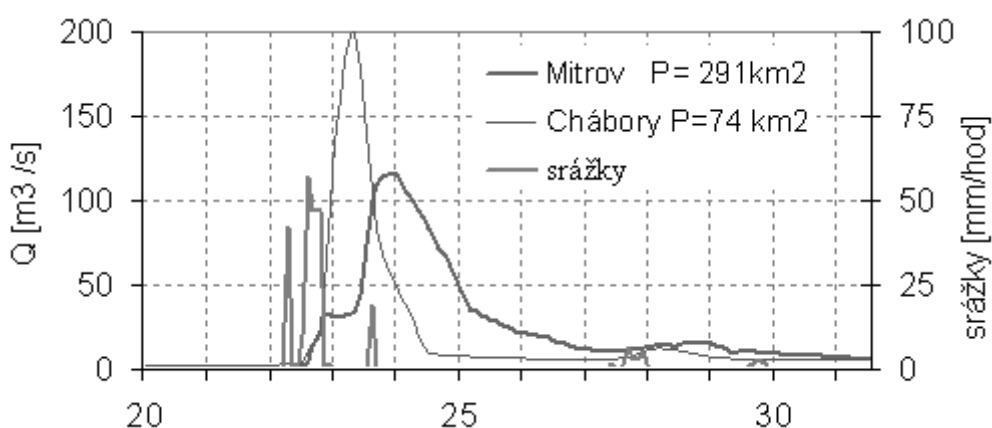


Obr. 1: Snížení povodně na Lužnici s Třeboňskou rybniční soustavou v srpnu 2002 v porovnání s dalšími hlavními přítoky nádrže Orlick.

Kolísání a/nebo tendence ve vodním režimu

Dominantním faktorem pro vodní režim jsou klimatické poměry, které způsobují významnou variabilitu různých procesů včetně vodního režimu patrnou v dlouhodobém časovém rozpětí, (Buchtele, Tesař, 2013). Vytvářejí běžně podmínky pro vývoj vegetační pokrývky v ročním cyklu, ale také pro různorodé tendence a výkyvy ve vývoji vegetace v rozpětí až desetiletí.

Přivalové srážky a následné odtoky, které devastují úrodu na polích, lidská obydlí a technická zařízení, jsou jevem nejen z minulosti, jak je např. ukázáno v obr. 2, ale v souvislosti s očekávaným oteplením klimatu spíše naopak. I letošní teplá zima a jaro (2013–2014) jsou bohaté na případy kolísavého režimu meteorologických a hydrologických jevů.

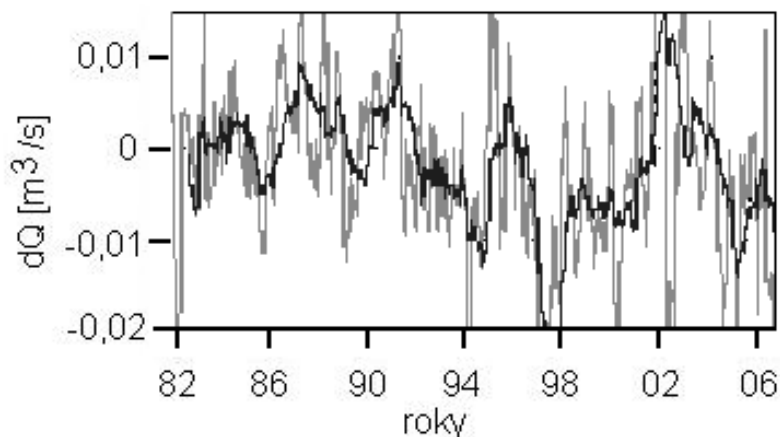


Obr. 2: Retence vody v podhorské oblasti Orlice na povodí Dědiny rozlitím bleskové povodně v rovinaté části území v červenci 1981.

S kolísáním a/nebo s tendencí v evapotranspiračním procesu souvisí změny vegetační pokrývky a důsledkem je ovlivnění vodní bilance v krátkodobých měřítkách a případně i v dlouhodobém horizontu v odtocích. Uplatňují se i další vlivy, např. lesní kalamity (způsobené větrem či dřevokazným hmyzem).

Kolísání diferencí mezi monitorovanými průtoky a odtoky simulovanými srážko-odtokovým SAC-SMA modelem v povodí Vltavy po Lenoru nad nádrží Lipno demonstruje výrazné změny ve stavu

tamní vegetační pokrývky. Nápadnější kolísání diferencí $dQ = Q_{\text{poz}} - Q_{\text{sim}}$ (pozorované průtoky minus simulované odtoky) ukázalo modelování pro experimentální povodí Uhlířská v Jizerských horách s postupným odlesněním vynuceným účinkem exhalací (viz obr. 3 pro období 1982–2006). Vzhledem k věrohodným průtokům se v takových údajích zřejmě projevují důsledky zmíněných zdánlivě náhodných jevů způsobených např. odlesněním (Buchtele, Tesař, 2013).



Obr. 3: Rozdíly mezi pozorovaným a simulovaným odtokem z horského povodí Uhlířská a jejich klouzavý průměr.

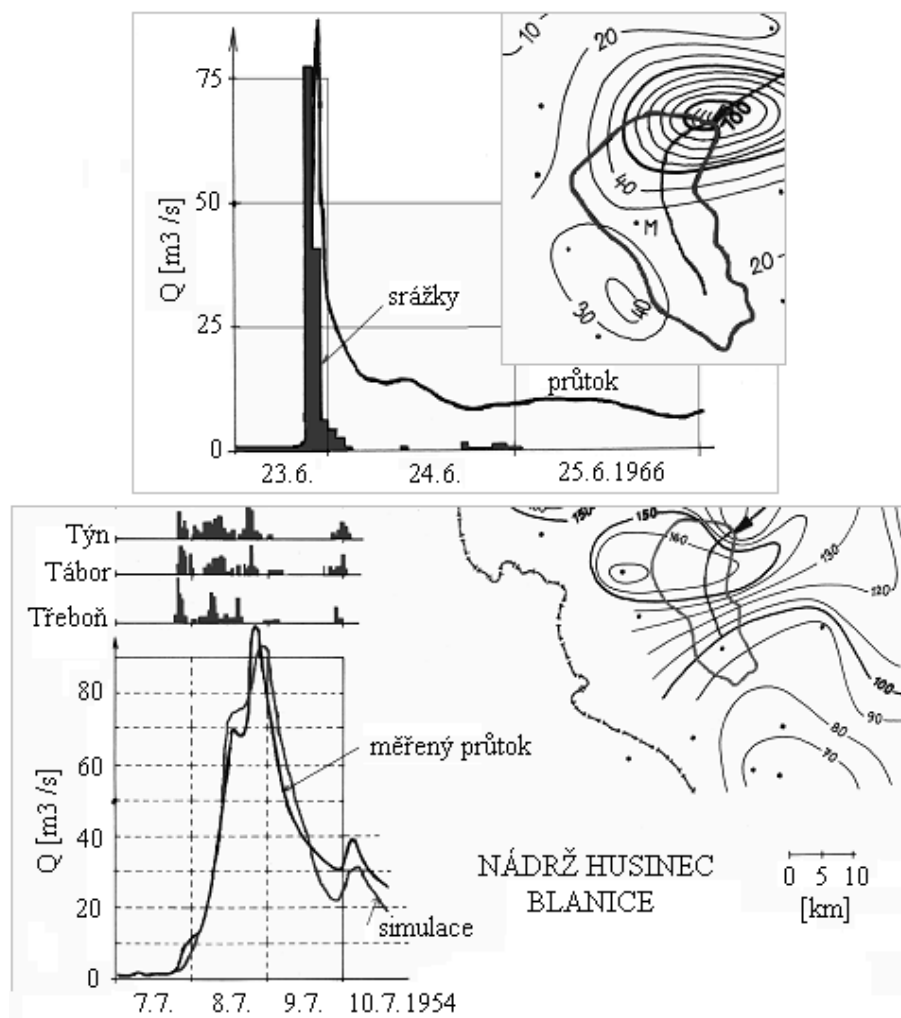
Bleskové povodně

V současné době je aktuální věnovat pozornost zmíněným případům tzv. *bleskových povodní* při uplatňování dlouhodobě uznávaných přístupů ke zvyšování retenční schopnosti povodí a ke zlepšování podmínek pro zadržování vody a snižování přívalových odtoků. Opět je vhodné si povšimnout přístupu našich předků významně se podílejících na tvorbě krajiny při řešení úprav vodního režimu v Třeboňské pánvi. V minulosti byl vybudován značný počet rybníků – uvádí se, že na českém území existovalo koncem 16. století asi 75 tisíc rybníků, v porovnání s aktuálními 20 – 22 tisíci a zadržovaným objemem vody $W = 420 \text{ mil. m}^3$.

Ještě v období Rakousko-Uherska byly na českém území zřizovány vodní nádrže určené k retenčním účelům jako odezva na četné výrazné povodně v 90. letech 19. století, vybudované v návětrných horských anebo podhorských oblastech jako zděné přehrady. Zmínit lze objekty vybudované v různých geomorfologických podmínkách: Labská v Krkonoších, Bedřichov a Souš v Jizerských horách, Harcov u Liberce, Pařížov na Doubravce atd.

Tyto iniciativy je vhodné zmínit rovněž v návaznosti na současnost a výhledově významnou tematiku. Přípomínkou historického významu zadržování vody v horských oblastech jsou praktické zkušenosti z bleskových povodní v r. 1943 a v r. 1973 v povodí řeky Blanice. V tomto povodí je vodní nádrž u Husince s plochou povodí zhruba 200 km^2 , která byla schopna zachytit v rozpětí několika desetiletí uvedené dvě bleskové povodně s $Q_{\text{max}} \approx 100 \text{ m}^3/\text{s}$, které měly ostrý tvar vzniklých vln. Jedna z nich je zobrazena v obr. 4. Při další povodni z cca 24 hodinových srážek s $Q_{\text{max}} \approx 100 \text{ m}^3/\text{s}$, ale s velkým objemem vyvolané vlny, vznikly rozsáhlé záplavy v povodí pod nádrží. Šlo o regionální povodeň, která způsobila záplavy v pánevní oblasti v okolí Vodňan.

V povodí řeky Dědina v severovýchodních Čechách se vyskytl příval s velmi škodlivou bleskovou povodní v červenci 1981 v oblasti horské srážkové stanice Deštné, obr. 2. Devastace nastaly i v rovině oblasti vlivem neexistence kdysi výhledové nádrže Kounov. Po přívalové srážce na okraji Orlických hor způsobil odtok škody 1,8 mild. Kč, zejména rozlitím a retencí v dolní rovině oblasti říčky. Bohužel kvůli nepochopení jejich významu byly zamýšlené vodní nádrže Mělčany a Kounov vyřazeny z původních plánů.



Obr. 4: Blesková povodeň zadržena nádrží se srovnatelným kulminačním průtokem s kalami povodní z regionálních srážek se záplavami ve vodňanské pánvi.

Poznatky z existujících dat a ze simulací

Příválové odtoky → retence a akumulace vodních zdrojů

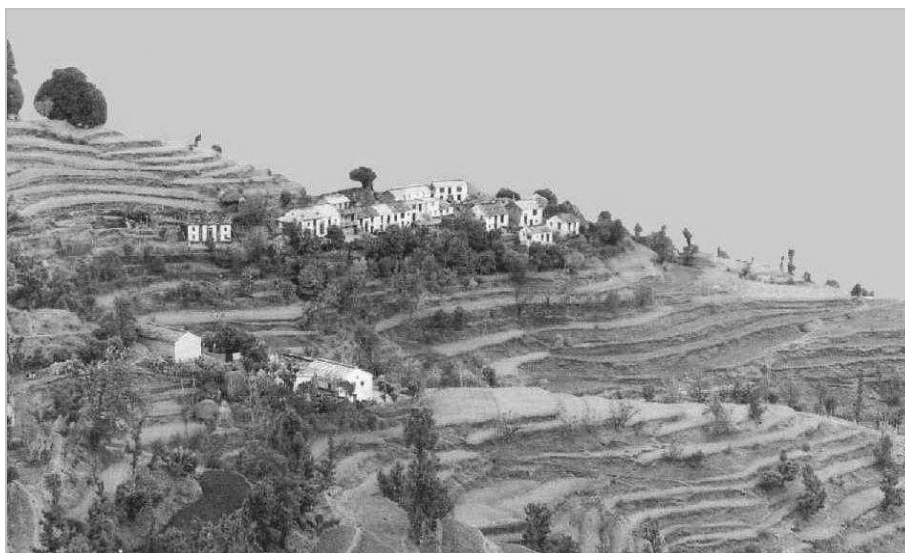
Pro věrohodné hodnocení role vegetace a evapotranspirace je žádoucí pohled na dynamiku tohoto procesu v celé nedávné i vzdálenější minulosti. Simulace srážko-odtokového procesu, při ne zcela úplné informaci o stavu vegetace v minulosti, jsou nástrojem pro zpřesňování odhadu vývoje vegetace, respektive interakce evapotranspirace a odtoku. Minulost lze extrapolovat do současnosti a do příštího období. Odhad pro budoucnost je možné získat ze srážko-odtokového modelu nakalibrovaného z předchozích dat.

Ilustrací bezprostředních a nepříznivých skutečností z bleskové povodně je také případ na obr. 5, ze kterého je zřejmá kalamita, jež nastala při bleskové povodni na náměstí v Litomyšli v roce 1984 (Kotyza et al., 1995). Na povodni se do značné míry podílela eroze a splaveniny podobně jako ve zmiňovaném historickém období na obr. 4.

Proti vodní erozi, která následně způsobuje transport splavenin, existuje řada účinných opatření. Např. obr. 6 ilustruje, že z hlediska bleskových povodní mohou účinně působit ekologicky motivovaná opatření při obdělávání a využívání půd. Snímek z povodí v hornaté oblasti je ukázkou, jak se vodní erozi a vzniku splavenin předchází v Nepálu. Příznivé opatření s ohledem na bleskové povodně může být zřizování víceúčelových vodních nádrží (nejen pro sedimentaci splavenin).



Obr. 5: Zaplavení náměstí při bleskové povodni v Litomyšli v květnu 1984.



Obr. 6: Terénní úpravy zabraňující vodní erozi a zaplavení na sklonitých pozemcích v Nepálu.

Variabilita klimatických podmínek v datových řadách užitých při modelování

Výhled do budoucna je dnes zpravidla spojen s předpovědí, že je třeba očekávat větší sucha, současně se však zmiňují také častější povodně. Vystává myšlenka, zda se to vzájemně nevylučuje.

Platí ovšem, že větší příkon energie do atmosféry a na zemský povrch daný oteplením vyvolá vyšší výpar z oceánů a pravděpodobně i zvýšenou evapotranspiraci na kontinentech. A kapacita atmosféry - pokud jde o možný obsah vody v ní - se nezvětší, alespoň ne nijak významně. Proto se voda téměř obratem, tj. během několika dnů, vrátí na zemský povrch, což znamená:

mohutnější výpar ⇒ mohutnější deště

Zvýšení teploty tak zvětší oba extrémny - sucha i povodně.

Modelování odtoku bleskových povodní

Podstatné je postizení významu třech závažných zmíněných jevů:

- kolísání a trendy srážek a teplot,
- dlouhodobý vývoj vegetační pokrývky povodí,
- různorodé vlivy geomorfologických podmínek v členitých povodích.

Jedná se vesměs o procesy, kvůli jejichž působení na odtokový proces se obvykle snažíme v rámci modelování srážko-odtokového procesu postihnout složitě se měnící evapotranspiraci.

Záměrem je provést srážko-odtokové simulace s relativně dlouhodobými hydrometeorologickými daty, která umožňují věnovat pozornost jevům souvisejícím s výrazným kolísáním přirozených procesů (srážky a teploty, lesní kalamity, zemědělská produkce aj.). Avšak ze starších období jsou k dispozici jen dílčí údaje týkající se vegetační pokrývky.

Je žádoucí připravit na základě pokud možno dlouhodobých časových řad s výrazným kolísáním přírodních podmínek věrohodnou představu o variabilitě vodního zdroje, zahrnující i vliv vyvíjející se vegetační pokrývky, jejímž důsledkem je měnící se evapotranspirační potřeba lesních území a příp. zemědělské produkce.

Poznatky o tom, že značná část odtoku vody pochází z podpovrchových zásob, tj. že zdroje povrchové vody jsou dotovány ze zásob podzemní vody, nás nutí si uvědomit význam znalostí o jejich vývoji v závislosti na geomorfologických podmínkách, resp. o vlivu půdního a horninového prostředí na jejich obnovování. Významná souvislost mezi parametry hydrologických modelů a geomorfologií území je vcelku jednoznačná (Buchtele, Tesař, 2013).

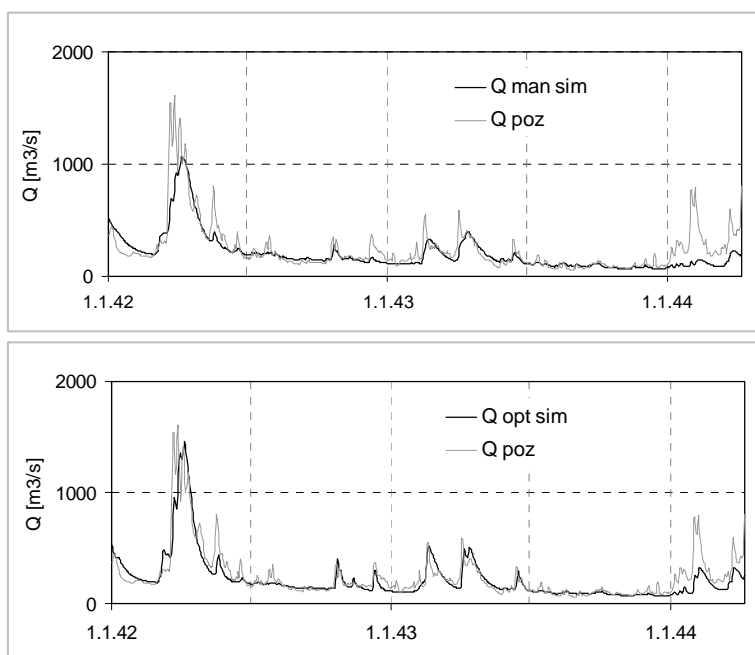
Změny a vývoj vegetační pokrývky

Tyto procesy jsou vnímány téměř vesměs jako nahodilé příčiny kolísání a/nebo tendencí v průběhu evapotranspirace. Důsledkem je ovšem ovlivnění vodní bilance v krátkodobých měřících, případně s dlouhodobým horizontem účinků. Na příklad zdánlivě nahodilé meteorologické a klimatické jevy mohou mít za následek změny vegetace a tím dlouhodobé ovlivnění evapotranspirace a tudíž následných odtoků. Jedná se např. o větrné lesní polomy, kůrovcové kalamity atd.

Při věrohodných a spolehlivých průtocích se objevují v takových údajích důsledky zmíněných jevů (cirkulace, tlakové útvary). Z hlediska vodních bilancí je proto pochopitelné účelné a nutné brát zřetel na proměnlivost evapotranspirační potřeby, která se mění nejen vlivem kolísajících srážek a teplot, ale působí na ni rovněž vyvíjející se vegetační pokrývky povodí.

Ve vodoměrných údajích se často vyskytuje kolísání diferencí $dQ = Q_{poz} - Q_{sim}$ (pozorovaných a simulovaných odtoků), které je závažné zejména na relativně malých povodích. Zjištěno bylo rovněž při implementaci srážko-odtokového modelu pro horská povodí (viz obr. 3). Výsledky simulací srážko-odtokového procesu s rozdílnou evapotranspirační potřebou v různých časových úsecích dlouhodobých časových řad jsou námětem jiného příspěvku v tomto sborníku (Chlumecký et al., 2014). Výsledkem takového přístupu k modelování srážko-odtokového procesu jsou mimo jiné průběhy odtoků pro povodí Labe v obr. 7. Při tomto modelování je uplatněna automatická optimalizace parametrů modelu. Takový přístup poskytuje vesměs přílehavější výstupy v porovnání s kalibrací obvykle označovanou jako manuální, tj. metodou pokus-omyl (Chlumecký, 2013).

Pro simulace jsou obvykle základními vstupními údaji řady srážek a teplot vzduchu; při kalibracích srážko-odtokových modelů je rovněž účelné sledovat oscilace v těchto procesech (Buchtele, Tesař, 2008), případně vliv dalších proměnných, např. dobu slunečního svitu (Beer, 2005).



Obr. 7: Simulace významných povodní a mimořádně suchého období roku 1943 v povodí Labe s optimalizací parametrů srážko-odtokového modelu (Q poz = pozorované odtoky, Q man sim = simulované s manuální kalibrací, Q opt sim = simulované s automaticky optimalizovanou kalibrací).

Závěr

Hodnocení příčin různorodých změn ve vodním režimu, na nichž se projevují zejména fluktuace klimatických podmínek a kolísání geomorfologických účinků jakožto přirozených činitelů, představuje významnou tematiku. Účinné prostředky k tomuto účelu jsou modely srážko-odtokového procesu. Simulace tohoto procesu jsou nástrojem ke sledování možného způsobu využití krajiny. Proměnlivost vodního režimu povodí v ročním cyklu je ovlivňována vývojem vegetační pokrývky, ale kromě toho také jejím přírůstkem v rozpětí až několika desetiletí. Při snahách o věrohodnější náhled na dosavadní vývoj vodního režimu a také základem pro predikci změn ve vodním režimu je průběh diferencí mezi monitorovanými a modelovanými odtoky z dlouhodobého období.

Poděkování

Uváděné poznatky byly získány za podpory Technologické agentury České republiky (TA02021451).

Literatura

- Beer, J. (2005): Solar variability and climate change, *Global Change NewsLetter*, No. 63, s.18 – 20.
- Buchtele, J., Tesař, M. (2008): Proměnlivost vodního režimu v zalesněných experimentálních povodích, Sborník konference Hydrologie malého povodí 2014 (Šír, M., Tesař, M. and Lichner, E. - eds.), ISBN 978-80-87117-03-3, s. 39 – 46.
- Buchtele, J., Tesař, M. (2013): Vliv vývoje vegetační pokrývky na režim zdrojů povrchové a podzemní vody. *Vodní hospodářství*, č.8, s. 34 – 39.
- Kotýza, O., Cvrk, F., Pažourek, V.: (1995) Historické povodně na dolním Labi a Vltavě. *Okresní muzeum Děčín*, str. 169.
- Chlumecký, M. (2013): Optimizing of Parameters Soil Moisture Accounting Model (SAC-SMA). In: POSTER 2013 - 17th International Student Conference on Electrical Engineering. Prague: Czech Technical University, 2013, p. 1-6. ISBN 978-80-01-05242-6.
- Chlumecký, M., Tesař, M., Buchtele, J. (2014): Evaluation of Changes in Water Regime Caused by Long-term Development of Vegetation Cover. Sborník konference Hydrologie malého povodí 2014 (Brych, K. and Tesař, M. - eds.), this issue.

Vyhodnocení monitoringu vodního režimu půdy v lokalitě Roklan

Eva Čejková¹, Michal Sněhota¹, Miroslav Tesař², Michal Dohnal¹

¹Fakulta stavební, ČVUT v Praze, Thákurova 7, Praha 6, 166 29, michal.snehota@fsv.cvut.cz

²Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v. v. i.

Abstrakt

Příspěvek se zabývá sledováním režimu půdní vlhkosti v horské lokalitě Roklan, která se nachází v první zóně Národního parku Šumava. Smrková monokultura v této lokalitě byla v minulých letech napadena kůrovcem a poté ponechána přirozené regeneraci. Od listopadu 2011 až dosud zde probíhá měření hydropedologických a meteorologických veličin. V příspěvku jsou uvedeny základní hydropedologické charakteristiky půdy v lokalitě Roklan, porovnáno stanovení objemové vlhkosti půdy měřené TDR čidly a získané přepočtem z tlakových výšek měřeními tenzometry s využitím v laboratoři měřených retenčních křivek. Dále je provedeno grafické zpracování a diskuze dat objemové vlhkosti a tlakové výšky během dvou vybraných srážkových epizod.

Klíčová slova: retenční křivka, objemová vlhkost, tenzometr, reflektometrie v časové doméně, písčité hlína

Úvod

Smrková monokultura v lokalitě Roklan, ležící v první zóně Národního parku Šumava, byla v minulých letech napadena kůrovcem a poté byla ponechána přirozené obnově. Hustota odumřelých smrků je 200 až 300 jedinců na hektar, stromy jsou 5 až 10 m vysoké. Vegetační pokryv je tvořen třtinou chloupkatou, která je cca 40 cm vysoká. Geologické podloží je tvořeno pararulami (Tesař et al., 2006). V lokalitě Roklan bylo zřízeno měřicí stanoviště pro sledování základních mikrometeorologických a hydrologických veličin, které bylo doplněno čidly půdní vlhkosti, tlaku půdní vody a toku tepla do půdy.

Cílem příspěvku bylo: (i) popsat základní hydrofyzikální vlastnosti půdy v lokalitě Roklan, (ii) porovnat výsledky dvou metod získávání objemových vlhkostí v terénu a (iii) podrobně popsat změny půdní vlhkosti v závislosti na srážkách.

Datový soubor

Měřicí stanoviště bylo zřízeno Ústavem pro hydrodynamiku AV ČR, který ho také provozuje. Dne 2. listopadu 2011 zde bylo instalováno automatizované měření, konkrétně se jedná o 8 tenzometrů UMS T8 (UMS GmbH München, Německo) pro měření tlaku půdní vody v hloubkách 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70 a 80 cm a 8 čidel CS 605 s reflektometrem TDR 100 (Campbell Scientific, Logan, Utah, USA) pro měření půdní vlhkosti v hloubkách 20, 24, 25, 36, 45, 49, 50 a 71 cm. Dalšími instalovanými měřicími přístroji jsou srážkoměr, anemometr, čidlo pro měření sluneční radiace a teplotní čidla pro měření přízemní teploty a teploty vzduchu ve 2 m nad terénem. Celé stanoviště je napájeno baterií dobíjenou solárním panelem. Časový krok měření je závislý na napětí zdroje, při dostatečném napětí je 15 minut, při nižším napětí se počet měření automaticky snižuje na jedno měření za 60 minut.

Z důvodu zasněžení solárního panelu a následnému nedostatečnému dobíjení akumulátoru došlo k výpadku měření sond TDR a tenzometrů (od 10. prosince 2011 do 3. února 2012). K dalším výpadkům měření došlo: 28. dubna až 19. července 2012, 15. prosince 2012 až 15. února 2013 a od 22. února do 4. června 2013. Tenzometr měřící v hloubce 70 cm byl z hodnocení dat vyloučen, protože průběh jím naměřených hodnot se značně lišil od průběhu hodnot měřených ostatními tenzometry.

Retenční křivky půdy na lokalitě Roklan

Neporušené vzorky byly odebrány do Kopeckého válečků z hloubek 15, 30, 45 a 60 cm, vždy po třech vzorcích z každé hloubky, pro měření bodů retenčních křivek a zjištění pórovitosti. Dále byla měřena čára zrnitosti a měrná hmotnost na porušených vzorcích půdy ze stejných hloubek. Měrná hmotnost byla stanovena pyknometricky, u vzorku z hloubky 15 cm je její hodnota $2,50 \text{ g/cm}^3$, u ostatních vzorků $2,69 \text{ g/cm}^3$. Půdní druh byl určen na základě obsahu pískových, prachových a jílových částic pomocí trojúhelníkového diagramu. Jedná se o písčitou hlínu.

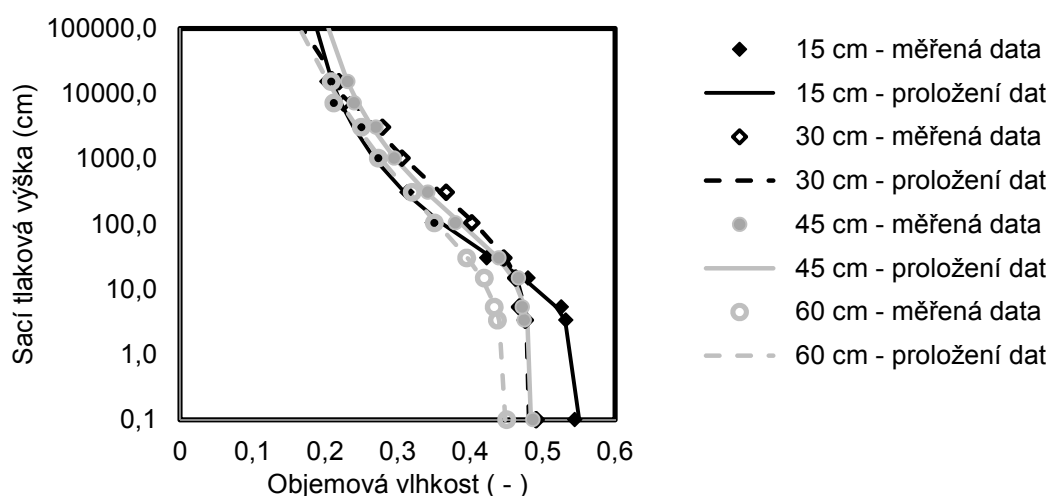
Body retenčních křivek byly změřeny standardní metodou na podtlakovém aparátu (pískový tank) a v přetlakové nádobě (Jury a Horton, 2004). Jednotlivé body byly následně proloženy modelem van Genuchtena (van Genuchten, 1980) pomocí programu RETC (van Genuchten et al., 1991).

Získané parametry čtyř reprezentativních retenčních křivek byly použity při přepočtu tlakových výšek měřených tenzometry na objemovou vlhkost. Tyto parametry jsou uvedeny v tab. 1. Uvedené parametry retenčních křivek jsou srovnatelné s parametry zjištěnými na jiných šumavských lokalitách (pro lokalitu Liz např. Sněhota et al., 2009). V obou případech byly zjištěny nízké hodnoty empirického parametru n .

Tabulka 1: Retenční parametry půd z lokality Roklan.

Parametr	Jednotka	Hloubka pod povrchem			
		15 cm	30 cm	45 cm	60 cm
θ_r	$(\text{cm}^3/\text{cm}^3)$	0.156	0.000	0.156	0.000
θ_s	$(\text{cm}^3/\text{cm}^3)$	0.551	0.481	0.484	0.449
α	$(1/\text{cm})$	0.1082	0.0276	0.0387	0.0724
n	(-)	1.269	1.132	1.231	1.113

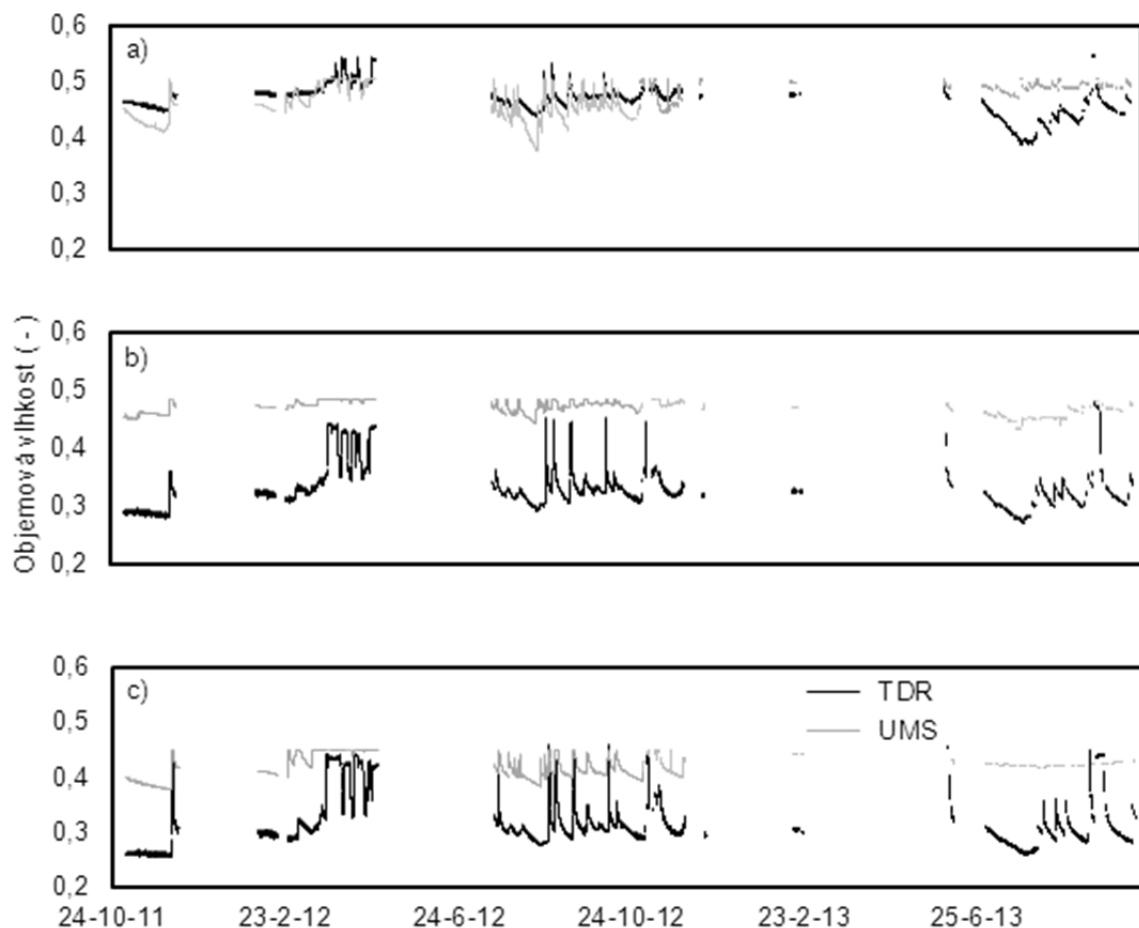
Na obr. 1 jsou zobrazeny měřené body a jimi proložené retenční křivky pro lokalitu Roklan. Podle předpokladu, nasycená objemová vlhkost je u vzorků z hlubších vrstev nižší než u vzorků z horních vrstev, protože pórovitost půdy s hloubkou klesá. Při měření bodů retenčních křivek byla u vzorků z lokality Roklan stanovena pórovitost, pro vzorek z hloubky 15 cm na 52 %, pro vzorek z hloubky 30 cm odpovídala 53 %, pro vzorek z hloubky 45 cm potom 50 % a pro vzorek z hloubky 60 cm byla rovna 48 %. Všechny čtyři retenční křivky mají podobný tvar. Půdy se po nasycení začínají drénovat při nárůstu sací tlakové výšky cca 3 až 5 cm.



Obr. 1: Retenční křivky půdy na lokalitě Roklan zjištěné ze vzorků z hloubek 15, 30, 45 a 60 cm.

Porovnání objemové vlhkosti zjištěné měřením TDR a přepočtem tlakových výšek z tenzometrů

V rámci zpracování dat byla porovnána objemová vlhkost měřená TDR čidly a vyhodnocená s použitím Toppova vztahu (Topp et al., 1980) s objemovou vlhkostí vypočtenou z tlakových výšek naměřených tenzometry s využitím měřených retenčních křivek. Porovnání proběhlo pro hloubky 20, 50 a 70 cm. Měření tlakových výšek tenzometry a měření vlhkosti čidly TDR mají své odlišnosti, které je nutné mít při porovnání na paměti. Tenzometr měří tlakovou výšku ve svém nejbližším okolí a je charakteristický poměrně rychlou odezvou, například na proudění vody preferenční cestou, pokud se nějaká v těsné blízkosti tenzometru nachází. Naproti tomu TDR čidla registrují vlhkost ve větším objemu půdy. V hloubce 20 cm je až do listopadu 2012 vlhkost měřená TDR čidlem nepatrně vyšší než vlhkost získaná přepočtem z tlakové výšky (zpravidla cca o 0,02). V následujícím období až do konce vyhodnoceného časového úseku u vrstvy v hloubce 20 cm (13. října 2013) a po celé vyhodnocené období u vrstev 50 a 70 cm pod povrchem je vlhkost přepočtená z tlakových výšek téměř vždy vyšší než vlhkost měřená TDR čidly. V případě, že by odlišnosti nebyly způsobeny výhradně výše zmiňovanou rozdílností čidly měřených objemů, přirozenou půdní heterogenitou nebo chybou měření, mohly by být způsobeny tlakem vzduchu zablokovaným v uzavřených pórech. Uzavření vzduchu v těchto pórech mohl způsobit postup čela zvlčení a zabránění úniku vzduchu nepropustným podložím. Tím mohlo dojít ke zvýšení pneumatického potenciálu půdy, který může tvořit značný příspěvek k měřené tlakové výšce. Pro potvrzení nebo vyvrácení této domněnky je třeba instalovat na stanoviště čidla pro měření samotného pneumatického potenciálu.

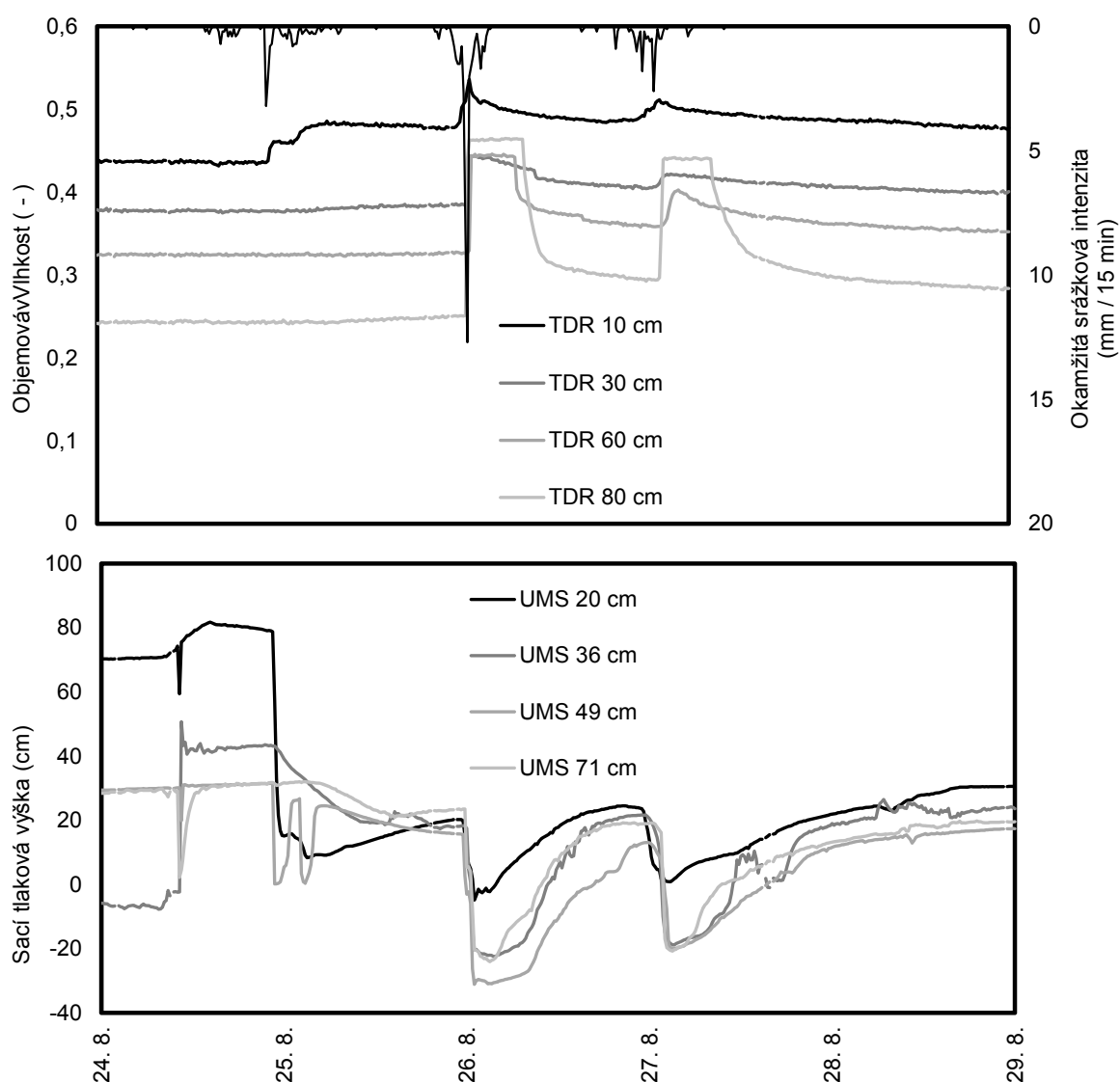


Obr. 2: Porovnání vlhkostí měřených čidly TDR a získaných přepočtem z tlakových výšek měřených tenzometry ve třech hloubkových úrovních – a) 20cm, b) 50 cm a c) 70 cm pod půdním povrchem.

Popis vybraných srážkových epizod

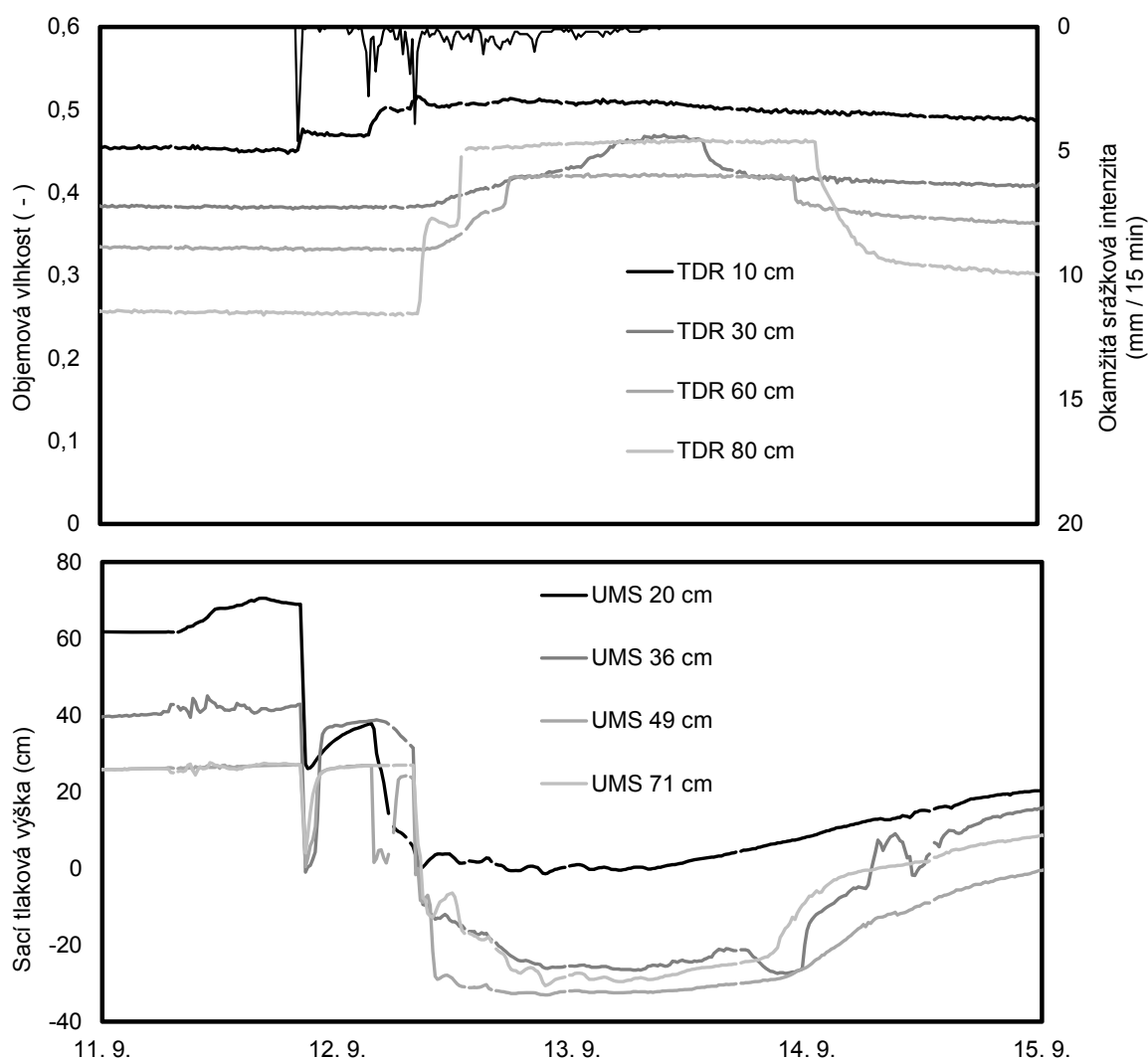
Pro podrobnější popis režimu půdní vlhkosti byla vybrána srážková epizoda z 26. srpna 2012. Před tímto dnem předcházel srážkově bohatý týden. Druhé vybrané srážkové epizodě, 11. – 12. září 2012, naopak předcházelo 10 dní beze srážek.

V horní části obr. 3 je znázorněn průběh objemových vlhkostí měřených TDR čidly a v dolní části potom průběh sacích tlakových výšek pro epizodu z 26. srpna 2012. Po vydatné srážce v noci z 24. na 25. srpna, kdy spadlo celkem 56 mm srážek, došlo k viditelnému nárůstu vlhkosti v hloubce 10 cm, od hloubky 30 cm už zůstaly hodnoty vlhkosti neměnné. Při maximu srážky 26. a 27. srpna, kdy spadlo celkem 41,7 mm srážek, došlo k rychlému nasycení celého profilu. To je patrné z hodnot sacích tlakových výšek, které byly ve všech hloubkách po srážce záporné. U vrstev v hloubkách 10 a 30 cm došlo okamžitě k pozvolnému poklesu vlhkosti. Vrstvy v hloubkách 60 a 80 cm se nasýtily na hodnotu cca 0,444 a 0,465. Po 4,5 až 6 hodinách se tyto dvě vrstvy začaly také drénovat. Po následující srážce 27. srpna, kdy se vrstvy nestačily oddrénovat na předchozí hodnoty vlhkosti, se nasýtila pouze vrstva v hloubce 80 cm, a to na nižší hodnotu než předtím, cca 0,441. Měřený srážkový úhrn této události byl pouze 14 mm.



Obr. 3: Srážková epizoda z 25. až 28. srpna 2012, průběh objemových vlhkostí měřených TDR čidly a sacích tlakových výšek měřených tenzometry.

Na obr 4 jsou vyneseny průběhy objemových vlhkostí a sacích tlakových výšek pro srážkovou epizodu 11. - 13. září 2012, která následovala po 9 dnech bez srážek. Při první vlně srážek 11. září ve 20:15 se zvýšila vlhkost pouze u nejsvrchnější vrstvy, další vrstvy se zvlhčovaly až následující den po srážce v 8:15. Nejdříve došlo k nasycení půdy v hloubce 80 cm na vlhkost 0,457, za cca 4 h se nasýtila vrstva v hloubce 60 cm na hodnotu 0,419 a naposled vrstva v hloubce 30 cm na hodnotu 0,456. Po skončení srážek se vrstvy drénovaly v opačném pořadí, časový rozdíl mezi začátkem drénování vrstvy v hloubce 30 cm a vrstvy v hloubce 80 cm byl 12 hodin. Z průběhu sacích tlakových výšek je vidět, že po srážce 12. září v 8:15 došlo k nasycení celého profilu, v celém profilu byla sací tlaková výška záporná s výjimkou vrstvy v hloubce 10 cm, kde se pohybovala okolo nuly. Po skončení srážek 13. září, kterým předcházela týden bez srážek, je pozorován pozvolnější nárůst sacích tlakových výšek než po konci srážek 26. a 27. srpna, které následovaly po deštivém týdnu.



Obr. 4: Srážková epizoda z 11. až 15. září 2012, průběh objemových vlhkostí měřených TDR čidly a tlakových výšek měřených tenzometry.

Závěr

Při měření retenčních křivek půdy z lokality Roklan byly zjištěny nízké hodnoty van Genuchtenova empirického parametru n (v rozmezí od 1,113 do 1,269), což se jeví být pro dosud analyzované šumavské lokality typické.

Při vyhodnocování dat z lokality Roklan byly porovnány dva způsoby zjišťování objemových vlhkostí, měření čidly TDR a přepočtem tlakových výšek měřených tenzometry s využitím v laboratoři měřených retenčních křivek. Průběhy vlhkostí v obou případech vykazují stejné tendence, ale absolutní hodnoty vlhkostí se značně odlišují.

Během porovnávání režimu tlakových výšek u dvou vybraných srážkových epizod byla pozorována rozdílná rychlost drénování půdy. Drénování probíhalo rychleji po srážkách, které byly součástí několik dnů trvajících období dešťů, kdežto po srážkách, které následovaly po několikadenním období beze srážek, kdy byla půda vysušená, probíhalo drénování pomalu, půda měla tendenci zadržovat vlhkost.

Z analýzy chování půdního profilu při dvou významných srážkoodtokových epizodách je patrné, že při nich dochází k mělkému povrchovému odtoku. Tento mechanismus odtoku bude na experimentální lokalitě Roklan předmětem dalšího zkoumání.

Poděkování

Tento výzkum byl podpořen Grantovou agenturou České republiky v rámci projektu č. 14-03691S. Při zpracování příspěvku bylo využito poznatků získaných za podpory udělené Technologickou agenturou ČR (TA02021451).

Literatura

- Jury W. A., R. Horton (2004): Soil physics. Hoboken, New Jersey: John Wiley & Sons, Inc., 65–69.
- Sněhota M., M. Dubovec, M. Dohnal, M. Císlerová (2009): Retention Curves of Soil from the Liz Experimental Catchment Obtained by three Methods. *Soil & Water Res.*, 4, 6–13.
- Tesař M., M. Šír, L. Lichner, E Zelenková (2006): Influence of vegetation cover on thermal regime of mountainous catchments. *Biologia*, Bratislava, 61/Suppl. 19, 311–314.
- Topp, G.C., Davis J.L., A.P. Annan (1980): Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, 16, 574–582.
- 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., F. J. Leij, and S. R. Yates (1991) The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils, Version 1.0. EPA Report 600/2-91/065, U.S. Salinity.

Rainfall interception in a mature spruce forest – a case study

Tomáš Černý¹, Michal Dohnal¹, Miroslav Tesař², Jana Votrubová¹

¹ Czech Technical University in Prague, Thákurova 7, Prague 6, Czech Republic

² Institute of Hydrodynamics of the Academy of Sciences of the Czech Republic, Pod Pařankou 5, Prague 6, Czech Republic

Abstract

During rainfall events, an appreciable part of the precipitation is intercepted by the vegetation surfaces. This part of rainfall, usually called interception capacity of the surface, is subsequently evaporated back to the atmosphere. Currently available distributed hydrological models require detailed knowledge of all components of hydrological cycle, including the interception and key parameters affecting its amount and rate of evaporation. In the present study the interception of the spruce forest canopy at an experimental catchment in the Bohemian Forest is examined.

Key words: interception loss, saturated interception capacity, free throughfall, evaporation, hydrological balance of vegetation cover

Introduction

An important part of the precipitation is intercepted on the surface of vegetation during a rainfall event. This process is called interception in the hydrology and it is often neglected for lack of information. The part of precipitation that is captured by vegetation does not contribute to the runoff and is subsequently evaporated back to the atmosphere. The interception in natural catchments affects plants transpiration, runoff formation as well as heat and water vapor transport within the atmospheric boundary layer. Neglecting or oversimplifying the interception process can significantly deteriorate the evaluation of other individual components of the hydrological balance and consequently the accuracy of hydrological models. Better understanding of the interception process will allow reliable estimate of its impacts and effective designing of interception model for the experimental area under study. For this purpose, identification of the key parameters affecting both the intercepted water amount and the rate of its evaporation back to the atmosphere is essential.

Hydrological balance of natural catchments can be written

$$\Delta S = H_P - (H_Q + H_{ET}) \quad (1)$$

where S is water storage in the catchment (mm), H_P is rainfall depth measured in open area (mm), H_Q is runoff depth in the catchment outlet (mm) and H_{ET} is amount of evapotranspiration in catchment (mm). Interception loss is included in evapotranspiration term of equation (1), formulated at the catchment scale. This is a reason why the interception loss is sometimes called interception evaporation. Nevertheless, its amount is usually expressed as a part of rainfall depth (in percent). That is caused by the fact that the interception loss is frequently calculated from the balance of the vegetation canopy (i.e. independently of evapotranspiration estimation for catchment).

Rainfall character, type of the vegetation cover, and local climatic conditions determine amount of precipitation that reach soil surface. Precipitation is partitioned due presence of vegetation cover into three parts: (i) a part that remains on vegetation and is evaporated during or after rainfall event (interception loss); (ii) a part that flows to the ground via branches and stems (stemflow); and (iii) a part that in contact or contactless way falls to the ground through the canopy (throughfall).

Thus the water balance of the vegetation canopy could be expressed:

$$H_p = H_{SF} + H_{TF} + H_I \quad (2)$$

where H_{SF} is the stemflow (mm), H_{TF} is the rainfall depth measured at forest stand (i.e. throughfall) (mm) and H_I is the interception loss (mm). The sum of stemflow and throughfall is sometimes called the net rainfall (in forestry also the effective rainfall). The rainfall measured in open area is often called the total rainfall. In case that reliable measurement of all rainfall in open area, stemflow, and throughfall is available, the amount of interception loss can be calculated from the balance equation (2) directly. Interception loss was calculated in this way by Brutsaert (2005) or Gerrits (2010) among others.

The objectives of the present study were twofold. Firstly, to determine the interception loss of Norway spruce trees stand from data of two consecutive vegetation seasons and to compare these values with values published for forest ecosystems of similar species composition. Secondly, to estimate a mean value of leaf area index of spruce forest on the experimental area and base on regression analysis of individual rainfall events to choose other relevant parameters that affects the amount of intercepted water and the rate of its evaporation back to the atmosphere.

Experimental area and measurement equipment

In the lower part of the Bohemian Forest, 6.5 km in the northwest direction from Vimperk is situated small mountainous catchment Liz with long term monitoring of the hydrological and climatic regime. The experimental catchment is operated by Institute of Hydrodynamics of the Academy of Sciences of the Czech Republic. Catchment Liz is part of the Volyňka watershed and continuous hydrological data are available for the last 40 years. The catchment area is 0.99 km², the average altitude 941 m a. s. l., the mean annual precipitation 863 mm, the mean annual runoff depth 345 mm, and the mean annual temperature is 6.6°C (note that values were determined for hydrological years 1976–2013). Hydropedological and meteorological observations are situated in the lower part of the catchment at mountain meadow and sloping experimental area at forested part of the catchment. Continuous record of precipitation intensity in years 2012 and 2013 was used in this study. Precipitation intensities were recorded by rain gauges MRW500 (Meteoservis v.o.s.) with catchment area 500 cm². The upper edge of rain gauges is situated at a height of 1 m above the ground. Measurement accuracy is ±0.1 mm and does not depend on the intensity of precipitation. Distance between two rain gauges is about 400 m.

Forest cover on the experimental area is formed by 80 – 90 years old Norway spruce specimens exclusively (*Picea Abies* (L.) Karst.). The forest floor consists of sparse grass and organic litter, shrubs are not present. Stemflow is measured for selected specimens by tipping bucket flowmeter with the resolution of 0.1 mm per tip.

Estimation of Leaf Area Index

The most widely used characteristic of plant canopies is the leaf area index (LAI). For conifers, this quantity is defined as the total area of all needles per unit ground surface area (m² m⁻²). The value of LAI was determined with an indirect non-invasive method based on solar radiation reaching a wide-angle optical sensor. Two plant canopy analyzers LAI 2000 (LI-COR Biosciences) were used in experimental area during a single campaign in August, 2012. Twelve measurements were performed. The minimal estimated value of LAI was 3.54 m² m⁻² and the maximal value 3.75 m² m⁻². Conifer needles are not arranged randomly in space (see for example Norman and Jarvis, 1975). Therefore the measured values were corrected by a specific factor for Norway spruce proposed by Gower a Norman (1990). The range of the corrected values of LAI was 5.66–6.00 m² m⁻². Similar values of LAI were found by Homolová et al. (2007), Kantor et al. (2009).

Interception loss and stemflow

Measured values of stemflow were very low in both vegetation seasons (2012 and 2013); in fact instantaneous intensities were within the order of magnitude of measurement error. The total volume of stemflow did not exceed 1% of the precipitation in open area for either analyzed seasons. For this reason the stemflow was neglected in the present study. Attention was also paid to wind driven low clouds and fogs water deposition on needles which could significantly affect values of interception capacity. For the period studied, the occurrence and duration of high intensity fogs was found insignificant and thus the effect of occult precipitation was neglected too.

The total interception loss in growing seasons 2012 and 2013 was calculated based on the total precipitation measured in open area and the throughfall measured under the trees. It was 48% of the total precipitation in 2012 and 35% in 2013. However, a shorter period was considered in 2012 due to data inhomogeneity. Taking into account the same period within each year, the interception loss detected was 46 % in 2012 and 33% in 2013. A more detailed analysis of the differences in detected interception losses can be found in the next chapter.

The value of interception loss can be related to the age of trees in the stand, value of LAI, spatial distribution of trees or the area of a given section of land that is occupied by the cross-section of tree trunks at their base (i.e. a basal area). The basal area of conifers at the experimental area was $30.5 \text{ m}^2 \text{ ha}^{-1}$. For coniferous trees, the interception loss increases with the basal area; while it is 20% in stands with the basal area less than $30 \text{ m}^2 \text{ ha}^{-1}$, it reaches 50 % when the basal area exceeds $50 \text{ m}^2 \text{ ha}^{-1}$ (Crockford and Richardson, 2000; Barbier et al., 2009; Grelle et al., 1997).

Regression analysis of rainfall events

The saturated interception capacity of canopy (needles) and the free throughfall at study site were evaluated based on analysis of separate rainfall events observed in 2012 and 2013. 39 rainfall episodes were detected between July 2012 and October 2013 (Tables 1 and 2). These cover a wide range of rainfall durations (from hours to days) and precipitation amounts (from 2.4 mm to 72.7 mm). The maximum instantaneous rainfall intensity detected was 50 mm h^{-1} .

Both the saturated interception capacity and the free throughfall were evaluated based on regression analysis of data measured for separate rainfall events, namely the cumulative precipitation amounts observed in open area and under the trees. The free throughfall is given by the slope of a linear trend between these two variables at times before the interception capacity of canopy is saturated. Given the data at later times, the saturated interception capacity can be evaluated as the intercept of a linear trend between these two variables with the x-axis expressing the cumulative rainfall in open area (Figure 1).

In Figure 1, data obtained for a rainfall event on 25 and 26 September 2012 are presented. A clear change of slope of presented relationship enables dividing the rainfall data into two phases, before and after saturation of the canopy interception capacity. The slope of a line fitted to the data obtained before saturation of the interception capacity is 0.118, indicating that the free throughfall is 11.8% of the total rainfall. The saturated interception capacity derived from the rest of the data is 4.8 mm. The slope of the fitted line in this second phase of the rainfall event is less than one. This is probably due to evaporation of a part of intercepted water during the rainfall event.

Mean value of the saturated interception capacity determined for *Picea Abies* was 2.1 mm in 2012 and 2 mm in 2013. Estimated values of the free throughfall (the amount of precipitation that fall down without a contact with leaves) were 18.7% and 20.5% in 2012 and 2013 respectively. The highest value of saturated interception capacity was detected for precipitation on 1st – 3rd of June 2013 (Table 2, episode IX). This event had also the longest duration of all analyzed events. In this case, the interception capacity was probably strongly affected by evaporation.

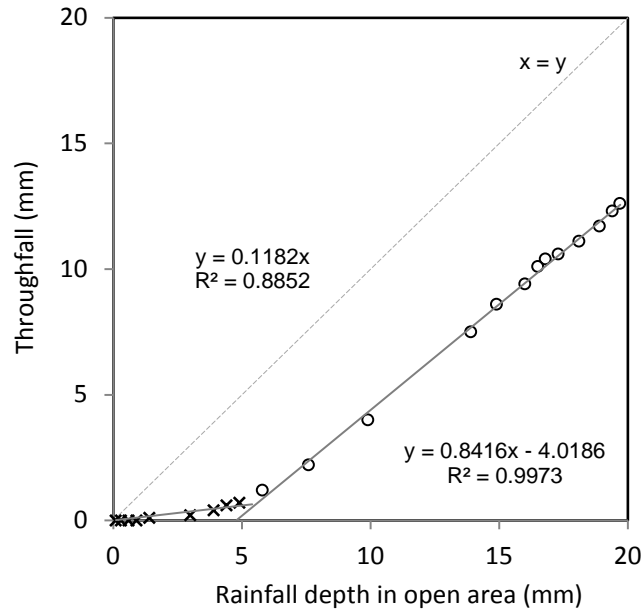


Fig. 1: Regression analysis of rainfall event on 25 and 26 September 2012.

Table 1: The saturated interception capacity and the free throughfall of Norway spruce forest stand at the experimental catchment Liz in 2012. Missing values could not be determined reliably.

Episode No.	Month/Year	Rainfall depth* (mm)	Rainfall duration (min)	Free throughfall (%)	Saturated interception capacity (mm)
I	6/12	2.4	285	18.9	-
II	7/12	7.2	150	8.5	3.0
III	7/12	17.3	270	-	1.5
IV	7/12	4.5	390	13.8	0.7
V	8/12	15.4	135	-	0.6
VI	8/12	7.3	285	-	1.5
VII	8/12	19.7	390	11.7	4.8
VIII	9/12	4.3	750	20.5	0.5
IX	9/12	4.4	480	20.7	1.4
X	9/12	19.2	1245	16.7	4.5
XI	10/12	7.8	495	8.9	3.4
XII	10/12	13.3	1305	41.1	1.8
XIII	7/12	5.5	150	27.5	1.6
XIV	8/12	36.6	285	-	3.4
XV	9/12	2.8	360	18.4	1.4
XVII	10/12	4.4	480	17.5	1.6

*The rainfall depth measured in open area.

All detected values of free throughfall were in the range of 7 – 45 %. However, in almost one third of cases any value of free throughfall could not be determined. Generally, these were cases of short intensive storms for which high values of free throughfall are expected (due to strong winds and high kinetic energy of water drops). Failing of the methodology in these cases was probably related to a time shift of the storm onset between the sites where the precipitation was measured (either in open space or under the trees). The distance between the rain gauges is quite large and the impact on the data obtained for fast advancing storm cells, associated with the most intensive precipitation, was found crucial.

Table 2: The saturated interception capacity and the free throughfall of Norway spruce forest stand at the experimental catchment Liz in 2013. Missing values could not be determined reliably.

Episode No.	Month/Year	Rainfall depth* (mm)	Rainfall duration (min)	Free throughfall (%)	Saturated interception capacity (mm)
I	4/13	5.1	105	11.9	1.6
II	5/13	14.2	315	-	1.7
III	5/13	15.4	765	33.4	1.7
IV	5/13	6.9	600	12.0	0.7
V	5/13	7.9	150	36.3	-
VII	5/13	8.3	555	14.4	1.8
VIII	5/13	9.5	450	30.2	0.5
IX	6/13	72.7	2370	26.2	5.5
X	6/13	4.7	570	9.2	0.8
XI	6/13	9.8	180	24.8	3.0
XIII	6/13	5.9	390	21.6	1.2
XIV	7/13	8.0	210	10.7	-
XV	8/13	19.1	150	-	2.1
XVI	8/13	11.4	210	45.4	3.5
XVII	8/13	19.8	375	-	0.7
XVIII	8/13	9.7	225	24.4	0.8
XX	6/13	31.8	1170	20.0	2.5
XXI	6/13	2.6	180	22.6	0.7
XXII	4/13	4.0	450	7.3	-
XXIII	4/13	22.7	1425	16.4	2.7
XXIV	6/13	5.7	375	10.9	1.7
XXV	9/13	9.1	210	-	1.2
XXVI	9/13	13.0	1290	11.8	5.4

*The rainfall depth measured in open area.

Rainfall character impact

Next, relations between the total interception loss, the water storage capacity, and the amount of free throughfall on one side, and the precipitation duration, intensity, and amount as well as the amount of antecedent precipitation (within 72 hours before the beginning of the event) on the other, were analyzed. Unfortunately, reliable measurement of wind speed was not available; therefore the wind effect could not be studied.

No impact of the amount of antecedent precipitation on the interception capacity or on the total interception loss was found. It means that the evaporation of water captured on the needles of spruce was very fast. In the vast majority of rainfall episodes studied, the interception capacity was not affected by water from previous precipitation

On the other hand a close relationship was found between the interception loss and the total precipitation (Figure 2a). In almost 40 % of the episodes studied, this relationship can be described by the power function model proposed. Relationship between the free throughfall and the precipitation intensity is presented in Figure 2b. Higher values of free throughfall were detected for events with higher rainfall intensities; this is probably due to higher kinetic energy of water drops during these precipitation episodes. However, the relationship is weak due to absence of results from the episodes with the highest rainfall intensities; as discussed in the previous section the free throughfall could not be determined for these episodes.

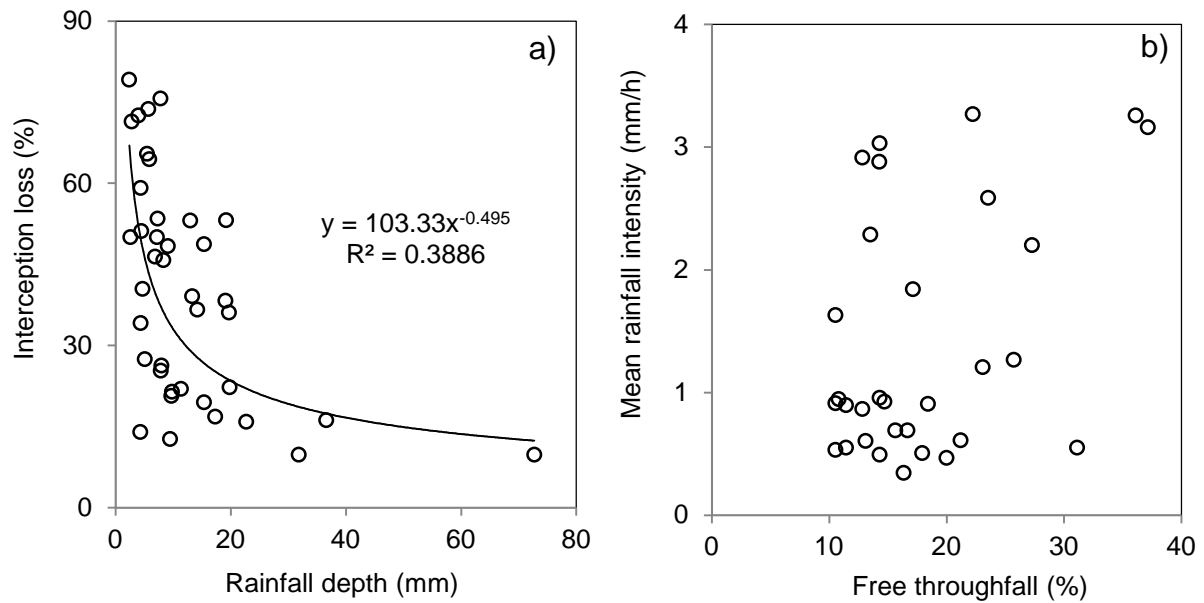


Fig. 2: Relationship between the interception loss and the rainfall depth (a), and the free throughfall and the precipitation intensity (b).

Conclusions

Rainfall interception by spruce forest at Liz experimental watershed, Bohemian Forest, was examined. Data from rainfall monitoring in 2012 and 2013 were analyzed. The total interception loss was determined based on precipitation measured in open area and under the trees; it was 46% for the period from June to October 2012 and 33% for the same period in 2013. These results were compared with values published for coniferous tree stands of various basal areas. It was found that the total interception loss at the experimental site is slightly higher than it was detected for other similar tree stands. In the vegetation season 2012, the leaf area index of Norway spruce was measured; the values detected were in the range of 5.66 – 6.00 $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$.

Based on regression analysis of separate rainfall events, the mean saturated interception capacity was 2.04 mm and the mean free throughfall was 19.8%. Correlations of these two quantities with the rainfall intensity, the rainfall amount, the rainfall event duration, as well as the antecedent precipitation amount were studied. The results indicate that alongside the leaf area index, the most important parameters affecting the interception are the rainfall amount and intensity.

Acknowledgement

The research was supported by the Technology Agency of the Czech Republic (TA02021451) and the Ministry of Education of the Czech Republic (Institutional support for long-term conceptual development). Special thanks are due to Dr. Zúmr, Doc. Snehota, and Dr. Dusek for their help with LAI measurements. The optical sensor LAI 2000 was kindly provided by the University on Natural Resources and Life Sciences, Vienna.

References

- Barbier, S., Balandier, P., Gosselin, F. (2009): Influence of several tree traits on rainfall partitioning in temperate and boreal forests: a review. *Annals of Forest Science Journal*, 66, 602.
- Brutsaert, W. (2005): *Hydrology: An introduction*. Cambridge, Cambridge University Press.
- Crockford, R.H., Richardson, D.P. (2000): Partitioning of rainfall into throughfall, stemflow and interception: effect of forest type, ground cover and climate. *Hydrological Processes*, 14, 2903–2920.

- Gerrits, A. M. J. (2010): The role of interception in the hydrological cycle PhD thesis. Delft, Delft University of Technology.
- Gower, S.T., Norman, J.M. (1990): Rapid estimation of leaf area index in forests using the LI-COR LAI-2000. *Ecology*, 72, 1896–1900.
- Grelle, A., Lundberg, A., Lindroth, A., Morén, A.-S., Cienciala, E. (1997): Evaporation components of a boreal forest: variations during the growing season. *Journal of Hydrology*, 197, 70–87.
- Homolová, L., Malenovský, Z., Hanuš, J., Tomášková, I., Dvořáková, M., Pokorný, R. (2007): Comparison of different ground techniques to map leaf area index of Norway spruce forest canopy. 10th International Symposium on Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing, ISPMSRS 2007, Davos.
- Kantor, P., Šach, F., Černohous, V. (2009): Development of foliage biomass of young spruce and beech stands in the mountain water balance research area. *Journal of Forest Science*, 55, 51–62.
- Norman, J.M., Jarvis, P.G. (1975): Photosynthesis in Sitka spruce, V. Radiation penetration theory and a test case. *Journal of Applied Ecology*, 12, 839–878.

Mathematical modeling of runoff from cultivated catchment during rainfall events

Jan Devátý, David Zumr, Tomáš Dostál

Czech Technical University in Prague, Thákurova 7, Prague 6, Czech Republic

Anotation

The paper presents result of rainfall-runoff modeling in Erosion-3D software. Based on measurements from instrumented experimental watershed the model was calibrated to produce reliable flow rate data at the watershed outlet. The experimental site of the Department of Irrigation, Drainage and Landscape Engineering near Prusice in Central Bohemia was set up in 2011 and is equipped to record values related to water and sediment transport from small catchment. Two rainfall events recorded in the watershed in 2013 are used to calibrate input parameters of the model. Outputs of the model are observed in short (hours) and longer (days) simulations. Models in 1 m and 3 m resolution are compared.

Keywords: Erosion-3D, rainfall-runoff simulation

Introduction

Since 2011 the Department of Irrigation, Drainage and Landscape Engineering runs an experimental watershed equipped to measure and record values connected with precipitation-runoff relations. The flow rate at the watershed outlet is calculated from the water level in H-flume measured by pressure gauge and an ultrasound probe. The concentration of fine sediment particles is measured real-time by turbidimeter and during high-flow events water samples are taken automatically so the turbidity measurements can be calibrated afterwards. The discharge measurement is accompanied by meteorological station for recording precipitation intensity, temperature, humidity and radiation intensity.

The watershed is located in Central Bohemia 3 km south of Kostelec nad Černými lesy city and covers area of approximately 52 ha (see fig. 1). Exact boundary of watershed is not easy to define because the ditches along roads influence the surface flow and cause the real extent of the watershed to differ from the extent defined by terrain morphology. For this task the watershed area was defined as the natural watershed together with areas that are drained to the stream by the ditches. For modeling a buffer of 100 m was applied to the watershed boundary in order to eliminate edge effects of the raster representation and uncertainties in flow routing close to the watershed boundary.

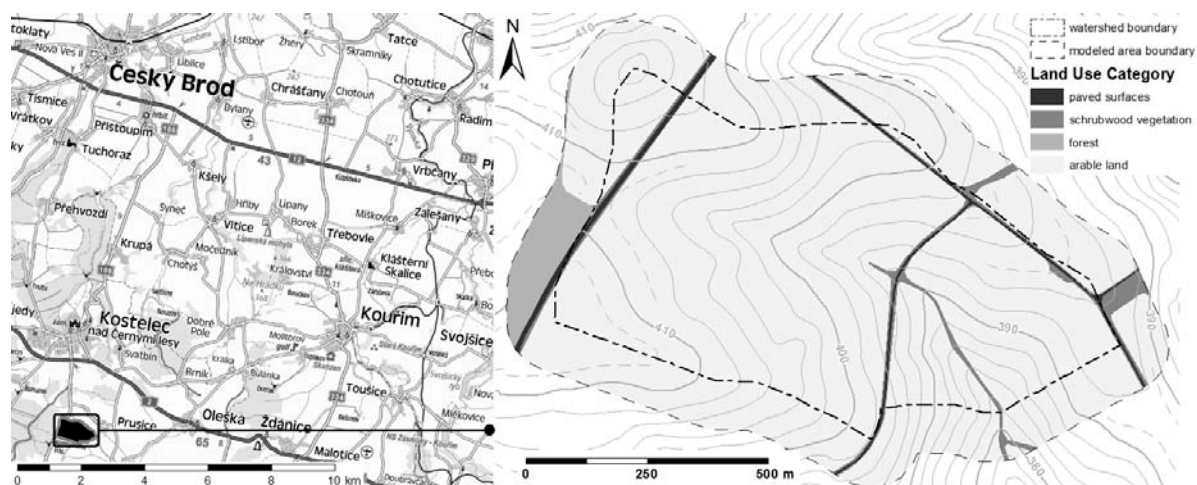


Fig. 1: Location and general map of modeled area.

Precipitation-rich spring and summer of 2013 provided series of interesting records of rainfall events and consequent high flow in the stream. These events were used as reference to model outputs and the input parameters were tuned to fit the peak flow and volume of the discharge. These simulations are attempt to gain reliable model outputs calibrated on real rainfall events with measured discharge.

Methods and materials

The Erosion-3D is physically based computer model for simulation of soil erosion by water on agricultural land (Schmidt, von Werner, 2000). The model is fully distributed but the inputs can be also set in semi-distributed form aggregating areas with homogenous properties (von Werner, 2006). The model is set-up on a raster digital elevation model which sets the spatial definition (extent and resolution) of all other distributed input layers.

The airborne laser scanned LiDAR5G of Czech Office for Surveying, Mapping and Cadaster was used as a source of elevation data. The original point cloud was processed into raster digital elevation models of 1 m and 3 m spatial resolution. The simulation was done primarily in the 3 m resolution and selected cases were repeated in the 1 m resolution.

The definition of land use was obtained by digitizing the aerial photograph provided by Czech Environmental Information Agency. The land use of modeled area is very uniform composed mostly of arable land fields (95,5%), the rest of the area is covered by paved surfaces of roads (1,9%) and shrubwood vegetation alongside roads and stream (2,6%), see fig. 1.

Soil input parameters consists of soil particles distribution according to German standard KA4 (AG Boden, 1994), soil bulk density, organic carbon content, initial soil moisture, erosion resistance and Manning surface roughness. The influence of plants (crops) covering the soil surface is included by one parameter – the percentage of surface covered by the canopy. The last parameter “skinfactor” (also called “correcting factor” in the parameter catalogue) (Michael, 1996) is used to adjust the predicted infiltration rate in order to include external influences on the hydrological soil properties such as different tillage practices and sealing of soil surface by eroded particles.

The input parameters can be gained by analysis of the actual soil, but these analyses can be expensive regarding time and money. Discrete soil samples can be strongly influenced by spatial and temporal heterogeneity thus discretely measured properties may not represent properly average values in the area. Parameters catalogue for the area of Saxony is available to obtain unknown input parameters for given soil texture class, time of the year, crops, management practices etc. (Michael, 1996).

The particle size distribution was gained by analysis of disturbed samples collected in the watershed in autumn 2013 (the locations of the samples are marked in fig. 2). The samples collection was done for different purpose, so it doesn't cover completely the modeled area. Because of this reason “an average soil properties” were calculated for areas delimited by soil texture of samples resulting in three polygons marked as “L” (left bank side), “P” (right bank side) and “U” (valley line), see fig. 2. The delineation of polygons outside the samples covered extent was adopted from Estimated Pedologic-ecological Unit map provided by Research Institute for Soil and Water Conservation.

Resulting averaged soil textures were classified to KA4 classes: L => Silty loamy sand (Slu), P => Sandy loamy silt (Uls), U => Sandy loamy silt (Uls). The organic carbon content and bulk density were calculated as average value of samples included into given area. The erosion resistance and canopy cover were gained from the parameters catalogue according to given soil texture class. Initial soil moisture was estimated from preceding precipitations within the range suggested in the parameters catalogue.

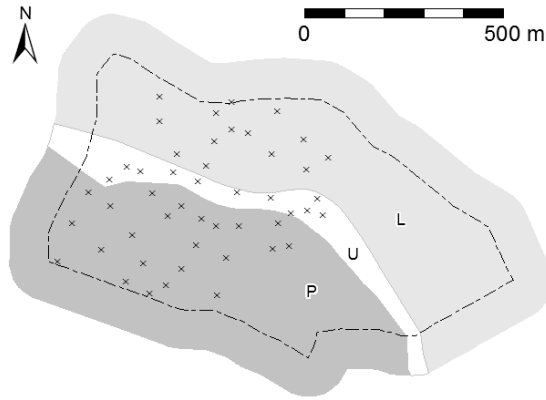


Fig. 2: Soil properties distribution with marked soil sampling locations.

Hydraulic surface roughness was calculated from the particle size distribution according to (Garbrecht, 1961 in Michael, 1996) and adjusted during initial model runs so the shape of the simulated hydrograph matches the shape of measured hydrograph. Afterwards the Skinfactor parameter was used to match the outputs of the model to fit the recorded discharge volume and flow peak. Only the arable land Skinfactor was adjusted. Other land use categories take up only small portion of the catchment. Two rainfall events were simulated:

1) Rainfall series May 9th – 11th 2013

A distinctive single rainfall event of 30 minutes duration, sum of 11,2 mm and peak intensity of 33,6 mm/h followed by smaller rainfalls, see fig. 3. Overall simulated time span 9. 5. 2013 17:50 – 11. 5. 2013 23:50

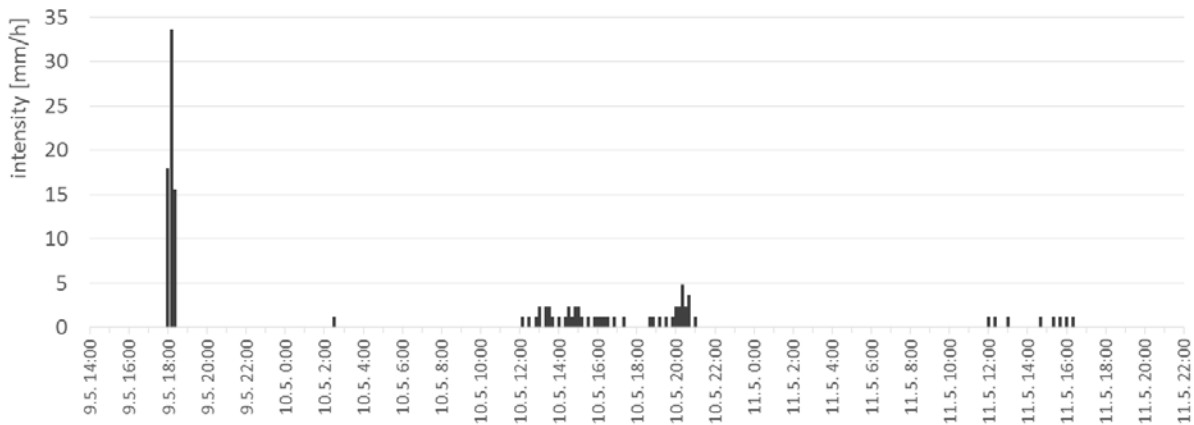


Fig. 3: Precipitation intensity of rainfall series #1.

2) Rainfall series of May 27th - 28th 2013

Series of 3 (2) rainfall events, see fig. 4. Overall simulated time span 27. 5. 2013 16:00 – 28. 5. 2013 23:50

Part of this event was simulated separately as will be explained in the results chapter.

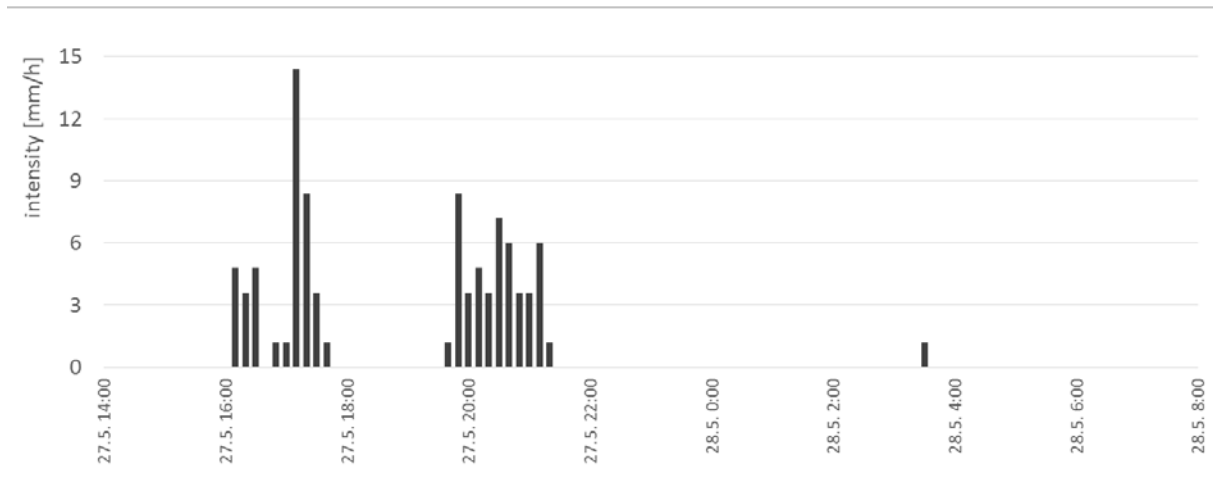


Fig. 4: Precipitation intensity of rainfall series #2.

Results and discussion

Erosion-3D outputs no flow when there is no rain, because it does not calculate with subsurface flow. That is why all the measured hydrographs were reduced by constant base flow value of 2 l/s before comparing with the simulation outputs.

First the Skinfactor was tuned on the first event of rainfall series #1 to match the peak flow resulting in value of 0,165. The overall discharge volume is clearly higher than the measured one (see. fig. 5), so the calibration parameter was adjusted to match the discharge volume. Because the falling limb of the hydrograph is quite long a point of distinct “break” at the bottom of the falling limb (at 9. 5. 19:40) was chosen as a time when the surface flow ends.

Resulting value of the Skinfactor on arable land is 0,18 producing the hydrograph on fig. 6. The modeled peak flow (93,5 l/s) reaches 71% of the measured (131,5 l/s).

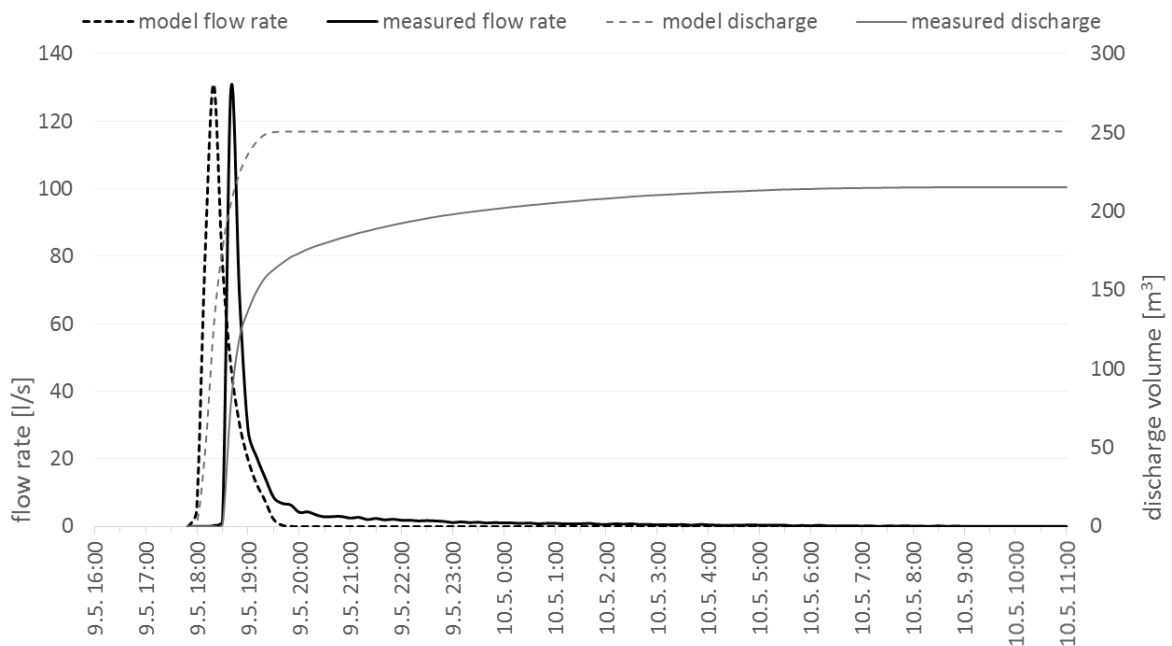


Fig. 5: Event #1, peak flow match.

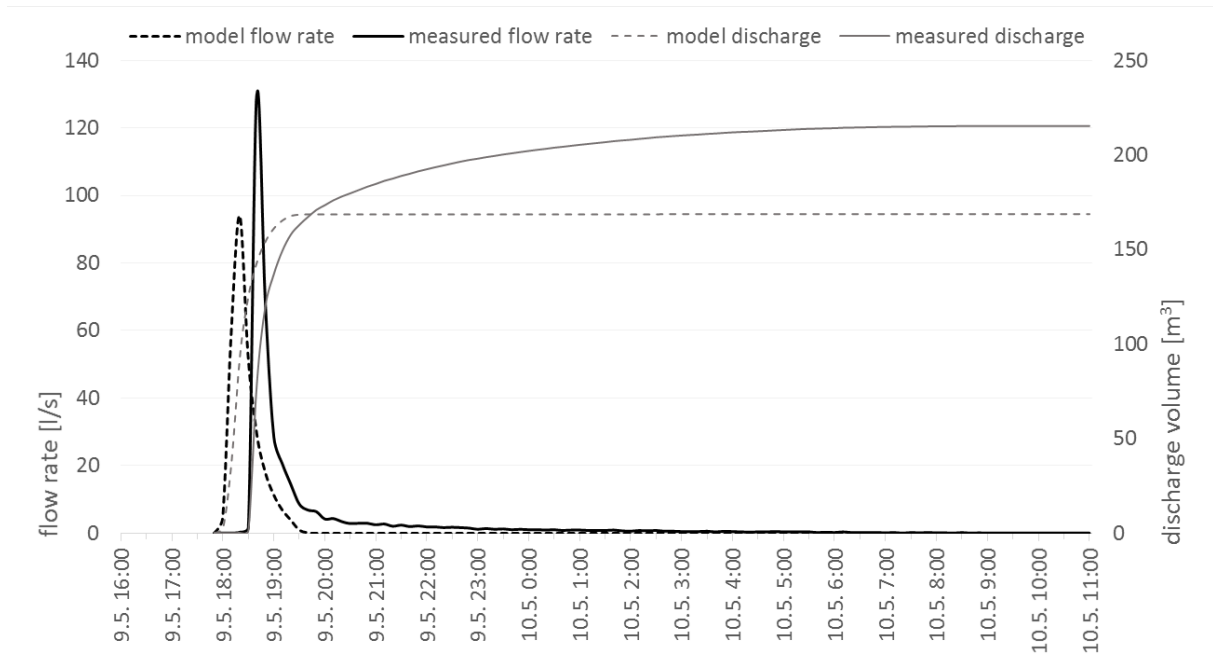


Fig. 6: Event #1, discharge volume match.

Fig. 7 shows the resulting hydrograph for series #1.

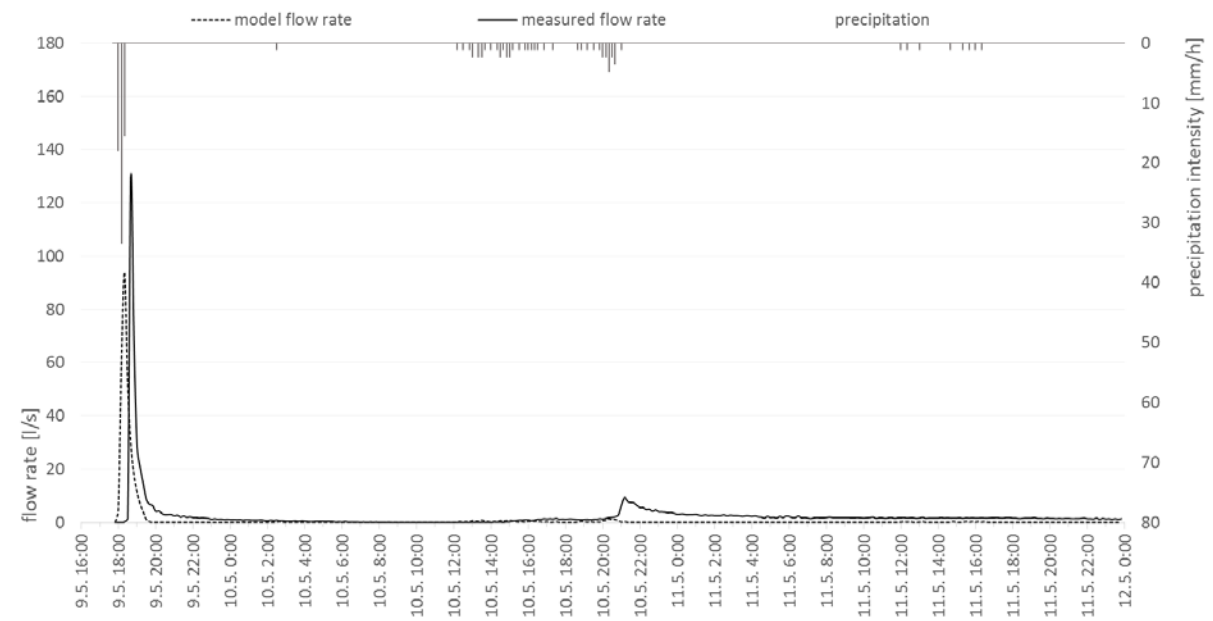


Fig. 7: Whole rainfall series #1 with model output and measured hydrograph.

With the calibration coefficient obtained in simulation of rainfall series #1 the second rainfall series was simulated resulting in values shown on fig. 8. First event (“double event”) produced reasonable match: the simulated peak flow was 3,7 l/s making 84% of the measured peak flow (4,4 l/s) with 85% of measured discharge volume at 27. 5. 19:20. But following event in the series produced completely different results regarding the shape of the hydrograph, peak flow and discharge volume.

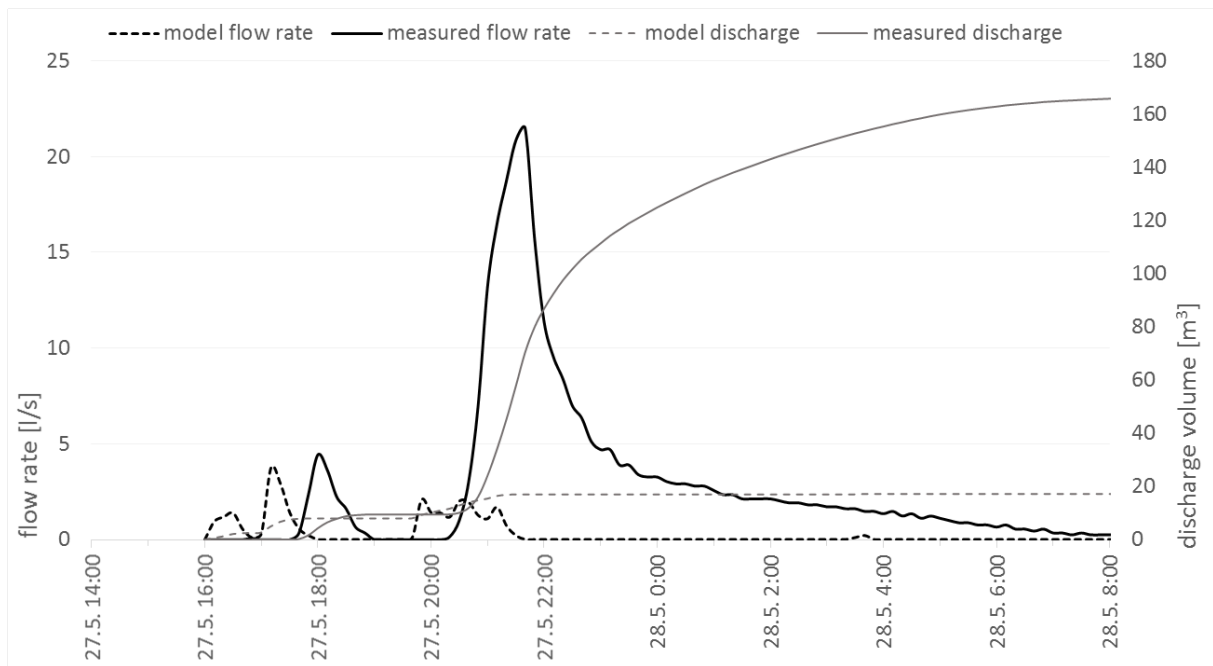


Fig. 8: Rainfall series #2.

In order to find a reason for the mismatch only the second event of rainfall series #2 was modeled separately. While keeping the Skinfactor constant the initial moisture was adjusted to better fit of the measured data. For the value of 37% the peak flow simulated (28,3 l/s) reached 136% of the measured value (20,8 l/s) and the discharge volume reached 85% of the measured value at 27. 5. 23:00. There appeared to be very strong influence of the initial soil moisture. For the value of 36% the peak flow rate reached only 18% (3,9 l/s) of the measured value.

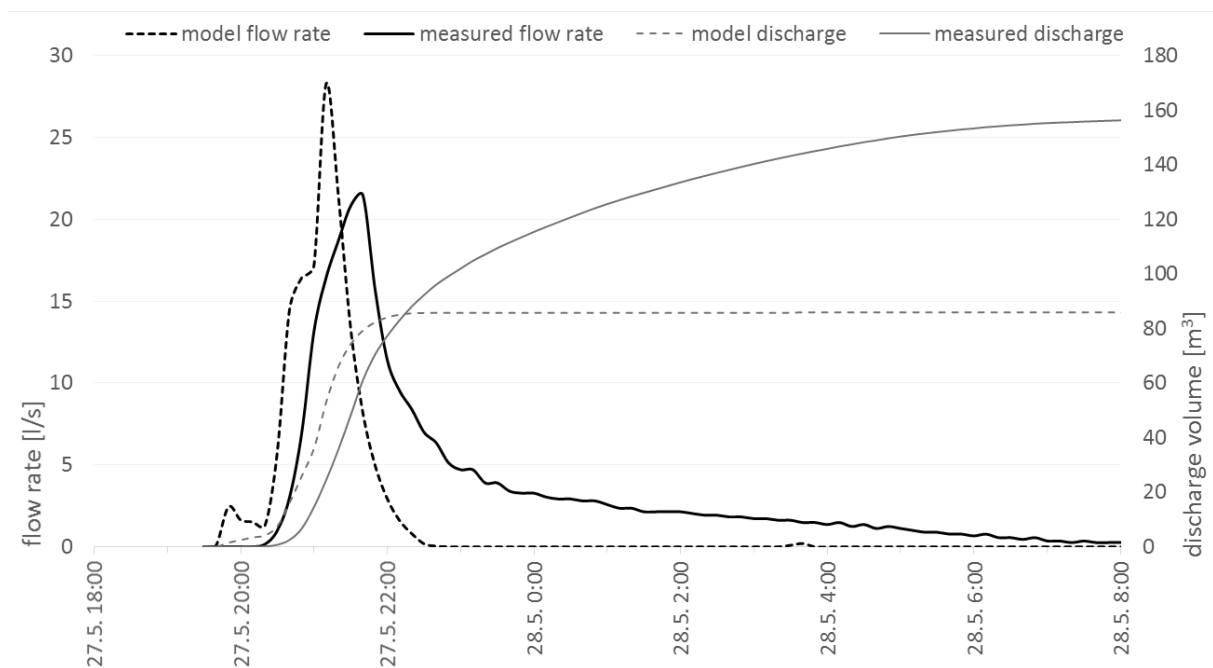


Fig. 9: Second run of the second event of the rainfall series #2.

Conclusions

The adjustment of calibration coefficient provided reasonable match between the model output and measured data for single (first) event in the model run. Discharge induced by following rainfall is completely mismatched with measured values.

All results show clear time shift between modeled and measured flow rate of 20 minutes (2 time steps). Adjustment of the surface roughness of the surfaces or the channel elements (within reasonable limits) didn't affect the time shift. Shortening the calculation time step could have the desired effect and will be tested in future simulations.

The initial moisture influences strongly the amount of infiltration and thus the amount of surface flow. In future modeling this parameter must be set more carefully. Values obtained by measurements in the catchment would be optimal, but single discrete point measurement reliability is questionable. More validation simulations will be carried out to answer this question.

Used model does not account for subsurface flow which strongly affects the resulting flow rate, time of the peak flow and overall discharge volume. For short modeled time series where baseflow is omitted the discharge can be fitted quite well, but when more of the falling limb of the hydrograph is taken into account then the difference between measured and simulated discharge becomes substantial.

Acknowledgements

This paper was supported by following projects:

GP13-20388P - Dynamics of water runoff generation and soil erosion as a result of temporary variable soil structure and soil properties on a cultivated catchment.

QJ1230056 - The impact of the expected climate changes on soils of the Czech Republic and the evaluation of their productive functions.

QJ1330118 - Using remote sensing for monitoring of soil degradation by erosion and erosion evidence.

References

- Schmidt, J., von Werner, M. (2000): Estimating the yields of sediment and sediment-bound heavy metals using EROSION 3D simulation model, *The Role of Erosion and Sediment Transport in Nutrient and Contaminant Transfer*, IAHS Publ. no. 263, 301 – 307
- Michael, A. (1996): EROSION 3D, Ein Computermodell zur Simulation der Bodenerosion durch Wasser, Bd.II: Parameterkatalog Sachsen (EROSION 3D—a computer model for simulating soil erosion by water, vol.II: parameter catalogue of Saxony, in German). Saxonian Agency of Agriculture & Saxonian Agency for the Environment and Geology (eds), Leipzig/Dresden, Germany.
- AG Boden (1994): *Bodenkundliche Kartieranleitung – 4th ed.*, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und Geologische Landesämter, Bundes Republik Deutschland. 392 stran. Hannover.
- von Werner, M. (2006): *Erosion-3D User manual*, Ver. 3.1.1. GEOGNOSTICS a.g., Berlin.

Vliv různých způsobů filtrace signálu na měření hustoty svislého toku vody malým inteligentním lyzimetrem SMF UMS

František Doležal, Markéta Miháliková, Svatopluk Matula, João Manuel Moreira Barradas,
Getu Bekere Mekonnen

Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 165 21 Praha 6-Suchdol, dolezalf@af.czu.cz

The effect of the signal filtration method on the measurement of vertical water flux density using a small smart lysimeter SMF UMS

Abstract

This paper evaluates the results of measurement made by a small Smart Field Lysimeter SMF UMS under grass with a diameter 30 cm and 30 cm deep. Both the lysimeter and a storage vessel connected to it are weighed every minute. A suction corresponding to that of water in the natural soil profile is automatically maintained at the bottom of the lysimeter. The recorded signals are affected by noise. Therefore, the lysimeter and storage vessel mass variations in time were smoothed using moving averages of various lengths (10, 60, 180 and 360 min) and then differentiated with respect to time. The derivatives were then again smoothed using moving averages. The resulting flux densities at the top (rain and evapotranspiration rates) and at the bottom (percolation and capillary rise rates) are affected by filtration parameters. While the overall changes of the lysimeter mass or the storage vessel mass over the period of observation as obtained by integration of the smoothed derivatives are to a large extent independent of the length of the moving averages, the integrals of the four above-mentioned flux densities do depend on it and their absolute values usually decrease with the increasing length of the averages. The most suitable length of the moving averages lies between 80 and 180 min, being a compromise between the need to capture the rapid changes of flux densities and to minimise the risk of overestimation of the fluxes by accounting the noise. The lysimeter proves to be a suitable equipment for measuring the actual evapotranspiration and percolation rates. It also provides a sufficiently accurate information on precipitation. The measured rates of capillary rise very very low.

Key words: soil water balance, actual evapotranspiration, precipitation, rain, percolation, tensiometer, automatic weighing, noise, moving averages

Abstrakt

V této práci jsou vyhodnoceny výsledky měření malým inteligentním lyzimetrem (Small Field Lysimeter) SMF UMS s travním porostem o průměru 30 cm a hloubce 30 cm. Lyzimetr i zásobní nádoba s vodou připojená k jeho dnu jsou automaticky váženy každou minutu. Na dně lyzimetru je automaticky udržován podtlak odpovídající tlaku vody v přirozeném půdním profilu. Zaznamenané signály jsou ovlivněny šumem, který je nutno odfiltrovat. Pro tři několikadenní období s různým počasím byl průběh hmotností lyzimetru a zásobní nádoby v čase vyhlazen klouzavými průměry různé délky (10, 60, 180 a 360 min), načež byl derivován podle času a derivace byla poté opět vyhlazena klouzavými průměry. Výsledné hodnoty hustoty toků na horní (intenzita deště a evapotranspirace) a spodní (průsak a kapilární vztlínání) základně lyzimetru jsou ovlivněny parametry filtrace. Zatímco celková změna hmotnosti lyzimetru a nádoby během sledovaného období, získaná zpětnou integrací vyhlazených derivací podle času, je do značné míry nezávislá na délce klouzavých průměrů, integrály zmíněných čtyř hustot toků na ní závisejí a jejich absolutní hodnoty většinou klesají s rostoucí délkou průměru. Nejvhodnější délka klouzavých průměrů leží mezi 60 a 180 min a je kompromisem mezi potřebou vystihnout rychlé změny hustot toků a nebezpečím nadhodnocení toků započítáním šumu. Lyzimetr se osvědčil jako vhodné zařízení k měření aktuální evapotranspirace a intenzity průsaku. Poskytuje i uspokojivě přesné údaje o srážkách. Naměřené intenzity kapilárního vztlínání byly velmi malé.

Klíčová slova: bilance půdní vody, aktuální evapotranspirace, srážky, dešť, průsak, kapilární vztlínání, tenziometr, automatické vážení, šum, klouzavé průměry

Úvod

Pro hospodaření s vodou v krajině potřebujeme znát a bilancovat základní prvky cyklického oběhu vody. Pro půdní profil konečné hloubky s malým sklonem povrchu pokrytý nízkou a souvislou vegetací lze ve většině případů použít bilanční rovnice:

$$P = ET + Q + \Delta I + \Delta W \quad (1)$$

kde P je úhrn srážek, ET je úhrn aktuální evapotranspirace a Q je úhrn průsaku spodní hranicí profilu, zatímco ΔI je změna zásoby vody nad povrchem půdy (kladná, jde-li o přírůstek) a ΔW je analogická změna v půdním profilu, to vše za určité bilancované období a na jednotku vodorovného průmětu plochy terénu. Všechny veličiny v (1) se typicky vyjadřují v mm. Analogická rovnice platí i pro derivace uvedených veličin podle času. Srážky mohou zahrnovat i závlahu, usazené srážky (např. rosu nebo jinovatku) a kondenzaci vodní páry v půdě (se záporným znaménkem), průsak může zahrnovat i kapilární vztlínání (se záporným znaménkem) a ΔI zahrnuje změnu povrchové detence kapalné nebo pevné vody, zatímco ΔW zahrnuje změnu zásoby vody v nenasyčené i nasycené zóně. Pohyb vody po povrchu půdy (např. povrchový ron) nebo v půdě (např. hypodermický nebo podzemní odtok) ve směrech příčných vůči vertikální ose půdního profilu je už v členech ΔI a ΔW zahrnut (lyzimetry však většinou takový pohyb neumožňují, a proto je lépe se omezit na případy, kdy je zanedbatelný).

Vážený lyzimetr umožňuje přímo měřit součet ($\Delta I + \Delta W$). Je-li navíc možno měřit i objem průsaku (resp. kapilárního vztlínání) Q , stává se účinným nástrojem k měření součtu srážek P a evapotranspirace ET . Další analýzou je pak možno oddělit od sebe srážky a evapotranspiraci, resp. průsak a kapilární vztlínání. Lyzimetr tedy může fungovat nejen jako výparoměr a průsakoměr, ale také jako srážkoměr a měřič kapilárního vztlínání, to vše samozřejmě s určitými výhradami a omezeními. Jednou z podstatných podmínek je schopnost lyzimetru měřit v krátkých časových intervalech. Podobnou analýzu funkce lysimetrů provedl např. Nolz (2013).

Materiál a metody

Měření je konáno na stanici sledování transportních procesů a dynamiky půdní vlhkosti Katedry vodních zdrojů Fakulty agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů České zemědělské univerzity v Praze–Suchbale. Nadmořská výška, zeměpisná šířka a délka tohoto stanoviště jsou, v pořadí, 281 m n.m., 14°22'V a 50°08'S. Dlouhodobý průměrný srážkový úhrn a dlouhodobá průměrná roční teplota vzduchu na stanici Českého hydrometeorologického ústavu v Praze-Karlově za období 1961-2000 činí v pořadí, 431 mm a 9.3°C (Růžková et al., 2011). Půda na stanovišti (Němeček, 2010, osobní sdělení) je hlinitá modální černozem na spraši (Němeček, 2001). Hranice mezi horizonty A a C leží zhruba v hloubce 35 cm, z čehož vyplývá, že lyzimetr hluboký 30 cm obsahuje pouze půdu z horizontu A. Podrobnější popis stanoviště uvádějí např. Doležal et al. (2012a; 2012b; 2013). V půdním profilu ani v podložní spraši do hloubky nejméně několika metrů se nevyskytuje žádná trvalá hladina podzemní vody. Půda je mírně bobtnavá a smršťivá. Půdní struktura je drobtovitá v horizontu A, na vyšší úrovni organizace prizmatická. Pozemek byl po několik posledních století obhospodařován jako orná půda. Tráva byla zasetá na jaře 2009 a od té doby je udržována jako nízký trávník, jehož výška na povrchu lyzimetru se pohybuje mezi 5 a 10 cm. Půda od té doby není hnojena ani zavlažována. Travní porost v suchých obdobích zřetelně strádá nedostatkem vláhy. Mocnost hlavní masy kořenového systému je 10 až 15 cm. Půda má poměrně dobrou vnitřní drenáž. Krátkodobé zaplavení povrchu půdy je velice řídkým jevem a může nastat jen během velmi intenzivních přívalových dešťů. Během lyzimetrického měření nebylo zaplavení zjištěno. Terén je prakticky vodorovný.

Zdokonalený malý inteligentní lysimetr (Smart Field Lysimeter) SFL-300, výrobek společnosti UMS (http://www.ums-muc.de/lysimeter_systeme/lysimeter/smart_field_lysimeter_sfl.html) byl instalován na výše popsaném stanovišti 25. dubna 2013 a měření probíhá dodnes. V tomto článku představujeme výběrová data za tři typická období roku 2012. Základem lyzimetru je válcová nádoba z nerezové oceli o průměru 30 cm a výšce 30 cm. Válec je naplněn neporušeným půdním monolitem pokrytým vegetací (trávou) z téhož stanoviště a z týchž hloubek (0 – 30 cm). Je uložen ve větším podzemním

kontejneru na elektrické váze. Na spodní straně lyzimetru je automaticky udržována sací výška přibližně stejná jako čtení referenčního tenziometru T8 (UMS) umístěného v hloubce 30 cm pod povrchem v rostlé půdě ve vzdálenosti cca 1 m od lyzimetru. Tím je zajištěno, že vodní režim půdy v lyzimetru je trvale přibližně stejný jako v rostlé půdě. Výjimkou jsou velmi suchá a mrazová období. V misce s pórovitým materiálem na spodní straně lyzimetru jsou umístěny keramické sukční kelímky, ve kterých je příslušný podtlak udržován vývěvou elektronicky řízenou. Velikost tohoto podtlaku je měřena a zaznamenávána. Přebytečná voda ze spodku lyzimetru je odčerpávána do zásobní nádoby v dalším podzemním kontejneru, která je také kontinuálně vážena. Podrobnější technický popis uvádějí Doležal et al. (2013) a Matula et al. (2014). Data elektrických vah (snímačů síly) pod vlastním lyzimetrem (*LYW*) a pod zásobní nádobou (*SWW*) jsou zaznamenávána v minutových intervalech. Jsou vyjádřena v kg, ale lze je snadno převést na ekvivalentní vrstvu kapalné vody, známe-li plochu povrchu lyzimetru ($\pi \times (0,3 \text{ m})^2 / 4$). Tato data jsou ovlivněna šumem elektronickým, mechanickým (např. z poryvů větru, jak dokládá Nolz, 2013) a numerickým (z malého počtu platných číslic ukládaných dat). Šum je proto nutno numericky filtrovat, za cenu možného informačního ochuzení o záznamy relevantních velmi rychlých procesů a z toho vyplývající deformace distribučních funkcí hustot toků. Doležal et al. (2013) filtrovali lyzimetrická data tak, že nejprve byly ze základního souboru vybrány pouze hodnoty změřené v celých desítkách minut (ostatní byly ignorovány) a ve druhém kroku byly z těchto vybraných dat vypočteny klouzavé průměry pěti po sobě následujících hodnot (tedy za 50 min) a přiřazeny času prostřední hodnoty. Následující numerická derivace podle času v kroku 10 min nebyla vyhlazována.

Předběžnou teoretickou interpretaci těchto měření provedli např. Doležal et al. (2013). Celkové množství vody v lyzimetrickém systému (v půdním monolitu a v zásobní nádobě), při zanedbání vody ve vývěvě a spojovacích hadicích, které nejsou váženy) je reprezentováno součtem *LYW* a *SWW*. Tento součet, zmenšený o hodnoty na počátku sledovaného období, odpovídá součtu členů ΔW a Q v bilanční rovnici (1). K jeho změnám může dojít pouze v důsledku srážek nebo evapotranspirace, protože systém je uzavřen všude kromě horního povrchu lyzimetru. Lyzimetr bez doplňkových čidel neumožňuje odlišit intercepci vody na porostu a detenci na povrchu půdy od infiltrace vody do půdy, a proto všechny tři tyto složky považujeme za infiltraci. Opačně, do evapotranspirace měřené lyzimetrem zahrnujeme i výpar z povrchové detence a z intercepce. Po těchto zjednodušeních je člen ΔI v rovnici (1) formálně nulový. Lyzimetr samotný, bez doplnění dalšími přístroji, tedy poskytuje hodnoty *LYW* + *SWW*, které odpovídají rozdílu $P - ET$ a podle (1) také součtu $\Delta W + Q$:

$$P - ET = Q + \Delta W = LYW - LYW_0 + SWW - SWW_0 \quad (2)$$

kde LYW_0 a SWW_0 jsou konstantní hodnoty *LYW* a *SWW*, v pořadí, na začátku bilancovaného období (po diferencování zmizí).

Samotná evapotranspirace *ET* (zde se záporným znaménkem) se dá odtud vypočíst dvěma způsoby. Při prvním postupu se od hodnoty $P - ET$ podle (2) odečte kumulativní srážkový úhrn změřený nezávislým srážkoměrem P_r za odpovídající období. Výsledná evapotranspirace ET_r , kde index *r* znamená „rain gauge“ (stejně jako u symbolu P_r), je:

$$ET_r = LYW - LYW_0 + SWW - SWW_0 - P_r \quad (3)$$

Příklady hodnot takto získané evapotranspirace uvádějí Doležal et al. (2013). Druhou metodou je odlišení srážek (včetně případné kondenzace vodní páry v půdě a na jejím povrchu) od evapotranspirace podle algebraického znaménka derivace $d(LYW+SWW)/dt$ v každém dílčím intervalu (v tomto článku o délce 1 min). Je-li tato derivace kladná, předpokládáme se, že jde o srážky nebo kondenzaci. Je-li záporná, má se za to, že jde o evapotranspiraci. Oddělené kladné a záporné hodnoty derivací jsou poté integrovány, čímž se získají odhady úhrnů srážek P_l (včetně kondenzace) a skutečné evapotranspirace ET_l , kde index *l* znamená „lysimeter“. Tento postup, ke kterému není nutný žádný srážkoměr, může způsobit určité podhodnocení jak srážek, tak evapotranspirace, pokud oba procesy pobíhají současně

(v rámci téhož intervalu průměrování nebo derivování), ale na druhé straně také jejich nadhodnocení, pokud se do integrace podle (6) a (7) zahrnou drobná kolísání LYW a SWW způsobená šumem.

Obdobně hrubý průsak Q (včetně případného kapilárního vztlínání) skrze dno lyzimetru je:

$$Q = QN - CR = SWW - SWW_0 \quad (4)$$

kde QN je čistý průsak a CR je čisté kapilární vztlínání. Jak QN , tak CR lze získat rozříděním hodnot $SWW - SWW_0$ za jednotlivá období podle jejich algebraických znamének, obdobně jako v případě ET_i a P_i . QN je integrálem kladných derivací SWW podle času a CR je integrálem záporných derivací.

Průběhy LYW a SWW během testovacích období byly vyhlazeny centrálními klouzavými průměry z 10, 60, 180 a 360 hodnot. Poté byly pro každý jednominutový interval vypočteny derivace těchto vyhlazených hodnot $dLYW/dt$ a $dSWW/dt$ jednoduchým diferenčním vzorcem:

$$\frac{dy}{dt} \Big|_{t=t_i} \approx \frac{y_i - y_{i-1}}{t_i - t_{i-1}} \quad (5)$$

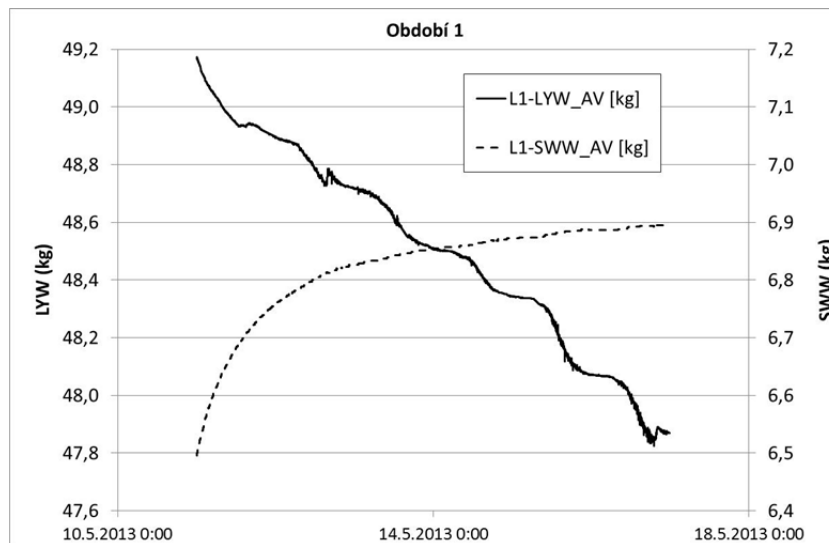
kde y je LYW nebo SWW . Takto vypočtené derivace byly opět podrobeny vyhlazení centrálními klouzavými průměry, přičemž délka průměru (počet průměrovaných prvků) byl stejný jako v první etapě výpočtu. Ze výsledných vyhlazených průběhů derivací byly pro každý minutový interval vypočteny hodnoty $d(P - ET)/dt$ pomocí diferenciální varianty rovnice (2). Z nich byly separovány hodnoty dP/dt a dET_i/dt postupem popsaným výše, tj. kladné derivace byly považovány za intenzitu srážky a záporné za intenzitu evapotranspirace. Obdobně byla z průběhu samotné vyhlazené derivace $dSWW/dt$ pro jednotlivé minutové intervaly vypočtena intenzita hrubého průsaku dQ/dt pomocí diferenciální varianty rovnice (4) a rozklíčována podle algebraických znamének na intenzitu čistého výparu dQN/dt a kapilárního vztlínání dCR/dt . Takto nalezené intenzity (hustoty toků) byly integrovány přes celé testovací období obdélníkovou metodou.

Výsledky a diskuse

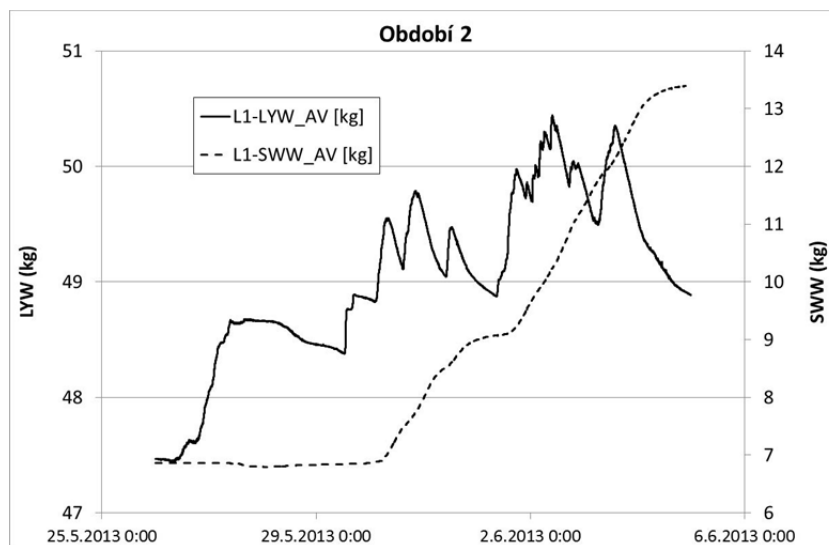
Pro testování různých způsobů filtrace byla vybrána tři několikadenní období z jara a léta 2012. Období 1 (11.5.2013 0:00 až 17.5.2013 0:00) bylo téměř beze srážek. Půda ztrácela vodu intenzivní evapotranspirací, která vykazovala zřetelnou periodicitu v denním cyklu. Současně se ještě po předchozích srážkách půda odvodňovala průsakem, který se během tohoto období progresivně zpomaloval. Po jeho odeznění se začínala voda do lyzimetru pomalu vracet zpět málo intenzivním kapilárním vztlínáním. V období 2 (26.5.2013 0:00 až 5.6.2013 0:00) spadly intenzivní a vydatné deště, které způsobily povodně v celé zemi. V přestávkách mezi dešti docházelo k nezanedbatelnému výparu. Půda byla před dešti poměrně suchá, krátce bylo pozorovatelné i kapilární vztlínání. Průsak se objevil až po určitém zpoždění, poté však byl vydatný. Období 3 (29.6.2013 0:00 až 9.7.2013 0:00) ilustruje situaci poté, co se lyzimetr a jeho automatika zotavily z krátkého období sucha. Intenzivní evapotranspirace kolísala v denním cyklu. Uprostřed tohoto období spadl středně vydatný déšť, který však nenasytil půdu natolik, aby způsobil významný průsak. Půda byla ještě dosti suchá. Na dně lyzimetru se během celého období, zejména ale před deštěm, střídaly málo intenzivní epizody průsaku a kapilárního vztlínání, možná ovlivněné funkcí systému automatické regulace podtlaku, přičemž průsak převažoval. Variace hmotnosti lyzimetru (LYW) a zásobní nádoby (SWW) během testovacích období jsou vyneseny na obr. 1, 2 a 3. Integrály intenzit (hustot toků), tj. odhady sum $(P - ET)$, P_i , ET_i , Q , QN a CR za testovací období, jsou pro jednotlivá období vynesena na obr. 4, 5 a 6.

Sumy přímo vyvozené z měřených hmotností $(P - ET)$ a Q velmi málo závisejí na délce klouzavých průměrů, i když průběhy jejich intenzit (derivací podle času) uvnitř testovacího období jsou na rozsahu průměrování velmi závislé. Čím jsou klouzavé průměry delší, tím jsou čáry intenzit hladší a jejich peaky jsou nižší a širší, plocha pod peaky se tím však mění jen málo. Úzké a nízké peaky při použití dlouhých klouzavých průměrů mizí nebo se slévají se sousedními. Celkový počet peaků (lokálních

extrémů křivek) se přitom zmenšuje a frekvenční funkce (hustota pravděpodobnosti) intenzit se přesouvá do oblasti nižších intenzit.



Obr. 1: Průběh hmotnosti lyzimetru (LYW) a zásobní nádoby (SWW) během prvního testovacího období (11.5.2013 0:00 až 17.5.2013 0:00).

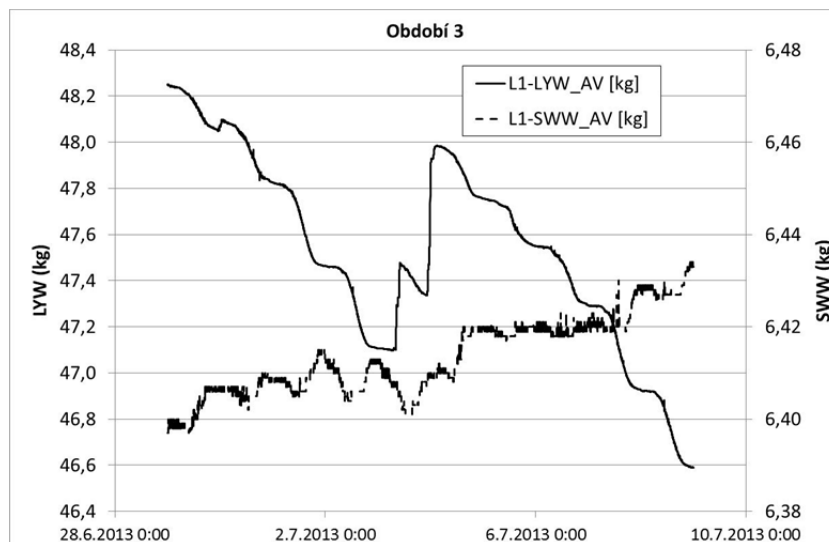


Obr. 2: Průběh hmotnosti lyzimetru (LYW) a zásobní nádoby (SWW) během druhého testovacího období (26.5.2012 0:00 až 5.6.2012 0:00).

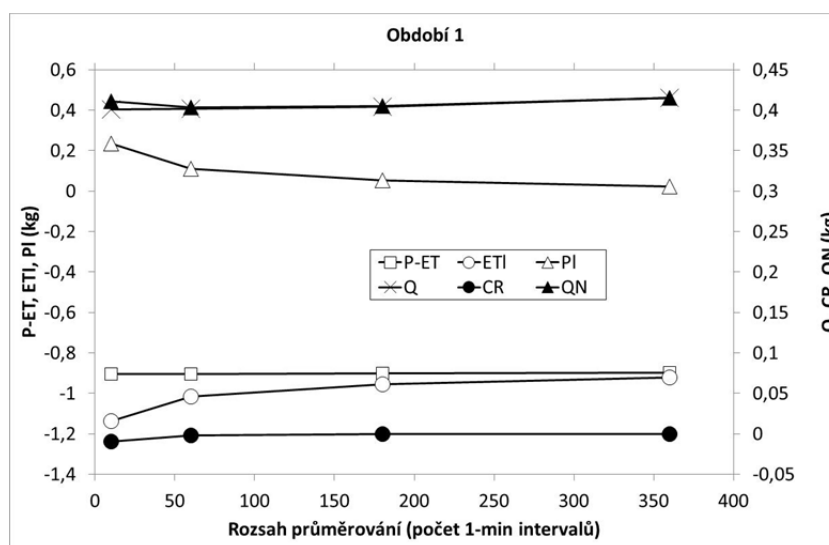
Dvojice sum získané separací kladných a záporných intenzit (P_i a ET_i nebo CR a QN) však na délce klouzavých průměrů závisí, a to tak, že absolutní hodnoty všech těchto veličin se se zmenšují, když se délka klouzavého průměru zvětšuje (s výjimkou Q a QN v prvním období). Tato závislost je výraznější pro veličiny získané separací povrchových toků (P_i , ET_i), ve kterých je zahrnuto kolísání hmotnosti lyzimetru LYW , než pro veličiny vyplývající z rozčlenění dnových toků (CR a QN). Povrchové toky jsou v čase proměnlivější a na výsledky může mít vliv i kolísání rychlosti větru, teploty, ozáření a další faktory. Ve třetím období se tendence na první pohled zdá být opačná, ale je to jen zdánlivý efekt, protože stupnice na svislých osách jsou značně rozdílné.

Vypočtené úhrny srážek (P_i) a evapotranspirace (ET_i) a v mnohem menší míře i úhrny kapilárního vztlínání (CR) a čistého průsaku (QN) při rozsazích klouzavých průměrů do 360 min ještě dostatečně nekonvergují ke konstantní hodnotě. Uplatňuje se zde jednak vliv vyššího stupně potlačení šumu del-

šími průměry, ale současně i vzájemná kompenzace pozitivních a negativních půlvln oscilací hmotnosti lyzimetru (LYW) a hmotnosti zásobní nádoby (SWW), které nemusí být jen důsledkem šumu, ale mohou odpovídat skutečným fyzikálním jevům o vysoké frekvenci (řádu několik minut nebo desítek minut). Bude nutno prozkoumat další modifikace metodiky filtrace šumu a jejich účinek na výsledné hodnoty, zejména srážek a evapotranspirace. Další prodloužení rozsahu klouzavých průměrů by však už neúnosně vyhlazovalo denní cyklus evapotranspirace.

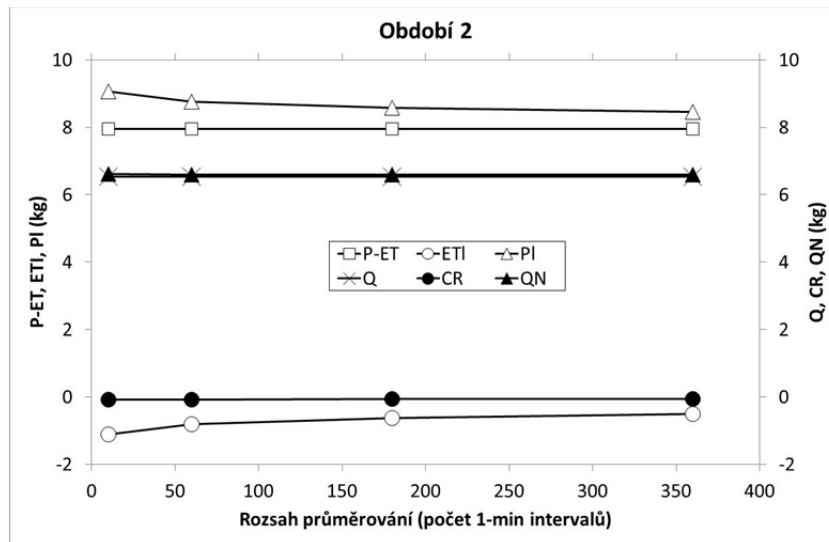


Obr. 3: Průběh hmotnosti lyzimetru (LYW) a zásobní nádoby (SWW) během třetího testovacího období (29.6.2013 0:00 až 9.7.2013 0:00).

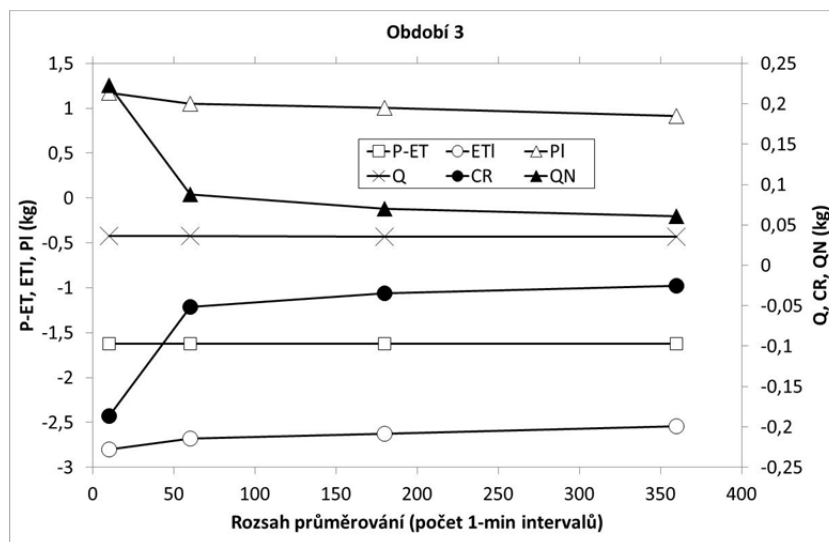


Obr. 4: Závislost vypočtených celkových hodnot změny obsahu vody v systému ($P - ET$), úhrnu srážek (P_i), úhrnu evapotranspirace (ET_i), změny hmotnosti zásobní nádoby (hrubého průsaku Q), úhrnu kapilárního vztlínání (CR) a úhrnu čistého průsaku (Q_N) na délce klouzavých průměrů pro první testovací období (11.5.2012 0:00 až 17.5.2012 0:00).

Při mírném nebo přerušovaném dešti se část vody vypařuje ihned, ještě v průběhu deště. Tento efekt se však samotným lyzimetrem podchytit nedá. K jeho měření by bylo nutno použít paralelního velmi přesného srážkoměru; výpar z něho by musel být prakticky zcela vyloučen. Je otázkou, do jaké míry je to potřebné, když z hlediska pohybu vody v půdě se jako horní okrajová podmínka stejně uplatní jen rozdíl obou simultánních procesů.



Obr. 5: Závislost vypočtených celkových hodnot změny obsahu vody v systému ($P - ET$), úhrnu srážek (P_i), úhrnu evapotranspirace (ET_i), změny hmotnosti zásobní nádoby (hrubého průsaku Q), úhrnu kapilárního vztlínání (CR) a úhrnu čistého průsaku (QN) na délce klouzavých průměrů pro druhé testovací období (26.5.2012 0:00 až 5.6.2012 0:00).



Obr. 6: Závislost vypočtených celkových hodnot změny obsahu vody v systému ($P - ET$), úhrnu srážek (P_i), úhrnu evapotranspirace (ET_i), změny hmotnosti zásobní nádoby (hrubého průsaku Q), úhrnu kapilárního vztlínání (CR) a úhrnu čistého průsaku (QN) na délce klouzavých průměrů pro třetí testovací období (29.6.2013 0:00 až 9.7.2013 0:00).

Za odhad absolutní chyby výpočtu lze vzít např. absolutní hodnotu rozdílu mezi úhrnným tokem vypočteným za celé testovací období klouzavými průměry 60 min a tímž tokem při délce klouzavých průměrů 360 min.. Za odhad relativní chyby pak může sloužit tentýž odhad absolutní chyby dělený např. absolutní hodnotou úhrnného toku při 60-minutových klouzavých průměrech. S výjimkou jediného případu (evapotranspirace ET_i v deštivém období 2) ze dvanácti hodnocených, tj. ze čtyř separovaných toků (P_i , ET_i , CR , QN) ve třech testovacích obdobích, byla vždy splněna podmínka, že buď absolutní chyba byla menší než 2 mm nebo relativní chyba byla menší než 5 %.

Při použité metodě filtrace šumu je nutno délku klouzavých průměrů optimalizovat. Použijeme-li jako kritérium optimalizace výstižnost úhrnů všech zúčastněných toků za cca jedno- až dvoutýdenní obdo-

bí, jak je tomu v této práci, pak lze učinit závěr, že optimální délka klouzavých průměrů se pohybuje mezi 60 a 180 minutami. Další upřesnění by bylo možné srovnáním s přesným srážkoměrem.

Kapilární vztlínání je ve vodou nenasyčené černozemní půdě v hloubce 30 cm velmi nízké. Absolutní hodnota úhrnu kapilárního vztlínání filtrovaná pomocí klouzavých průměrů 60-minutových nebo delších za žádné období nepřekročila 1 mm, takže odhady chyb nejsou příliš reprezentativní.

Závěr

Malý inteligentní lyzimetr se osvědčil jako vhodné a prakticky nenahraditelné zařízení k měření aktuální evapotranspirace a hustot toků vody v půdě v hloubce svého dna. Poskytuje i údaje o srážkách. Nejvhodnější délka klouzavých průměrů použitých k filtraci šumu leží mezi 60 a 180 min a je kompromisem mezi potřebou realisticky odhadnout rychlé změny hustot toků a nebezpečím nadhodnocení toků započítáním šumu. Metodu filtrace šumu lze dále zpřesňovat, ale už nyní lze konstatovat, že její výsledky jsou smysluplné a s ohledem na jiné zdroje chyb (např. měření srážek běžnými srážkoměry) také dostatečně přesné, možná s výjimkou kapilárního vztlínání.

Poděkování

Tato práce byla vykonána za podpory projektu "Časová a prostorová variabilita hydraulické vodivosti půd" (7AMB12SK019) podporovaného Ministerstvem školství, mládeže a tělovýchovy České republiky (1.1. - 31.12. 2013) v rámci aktivity MOBILITY (česko slovenský projekt) a výměnného programu AKTION mezi Rakouskou republikou a Českou republikou, projektů 64p12 PREFLOWAT and 67p10 PREFLOWAT2. Autoři děkují společně s UMS GmbH, München, a Eko-technika spol. s r.o. za všestrannou asistenci při instalaci lyzimetru a při jeho provozu.

Literatura

- Doležal, F., Matula, S., Moreira Barradas, J. M. (2012a): Improved horizontal installation of large soil moisture content sensors and interpretation of their readings in terms of preferential flow. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 60, 333–338.
- Doležal, F., Matula, S., Moreira Barradas, J.M. (2012b): Percolation in macropores and performance of large time-domain reflectometry sensors. *Plant, Soil and Environment*, 58, 503-507.
- Doležal, F., Mekonnen, G. B., Matula, S., Miháliková, M., Fišák, J., Chala, A. T., Hrkalová, M., Moreira Barradas, J. M. (2013): Měření evapotranspirace, srážek, infiltrace a průsaku pomocí malého inteligentního lyzimetru. In: *State of Knowledge in Hydrological Sciences Research*. 23-25 September 2013, Smolenický zámok, Slovakia. Conference Proceedings on CD, p. 52-63. Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences, Bratislava. ISBN 978–80–89139–30–9.
- Matula S., Miháliková, M., Mráz, A., von Unold, G., Chala, A. T., Hrkalová, M., Doležal, F. (2014): Zkušenosti z instalace a provozu malého polního lyzimetru SFM UMS. In: *Hydrologie malého povodí 2014*. ÚH AV ČR, Praha (this volume).
- Němeček, J. (2001): Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. Česká zemědělská univerzita, Praha. 79 s.
- Nolz R. (2013): Performance assessment of selected devices for monitoring soil water balance components with respects to agricultural water management. Dissertation - Institut für Hydraulik und landeskulturelle Wasserwirtschaft (IHLW), BOKU-Universität für Bodenkultur, Wien. 99 p. https://forschung.boku.ac.at/fis/suchen.hochschulschriften_info?sprache_in=de&menue_id_in=206&id_in=&hochschulschrift_id_in=10871, June 22, 2013.
- Růžková, M., Růžek, L., Voříšek, K., Vráblík, P., Musilová, D. (2011): Microbiological characterization of land set-aside before and after Roundup desiccation. *Plant, Soil and Environment*, 57, 88-94.

Nivální horský režim Labského dolu - hydrologická charakteristika pramenné oblasti Labe

Libor Ducháček

Přírodovědecká fakulta UK, Český hydrometeorologický ústav

Abstrakt

Více jak šestiletá řada sledování vodních stavů a srážek v Labském dole společně s širokou datovou základnou z klimatické stanice na Labské boudě a pravidelným monitoringem sněhu v západních Krkonoších umožňuje prezentovat hydrologické charakteristiky zdrojové oblasti nejvýznamnějšího toku Česka. Specifické fyzicko-geografické podmínky v kombinaci s extrémními klimatickými podmínkami nejvyšších poloh Krkonoš značně určují hydrologický režim v zájmovém povodí, který lze srovnávat pouze s několika dalšími oblastmi v rámci českých pohoří. Výsledkem tohoto výzkumu je determinace základních prvků popisujících nivální horský hydrologický režim. Zvláštní pozornost je upřena především na období tání sněhu, se kterým je spojena i extrémní hodnota specifického odtoku nad 120%. Tento fakt je určen jak anemo-orografickým systémem Mumlava-Labe, ale i polohou srážkoměru Labská bouda, který podhodnocuje srážkové úhrny.

Klíčová slova: Labský důl, Labe, hydrologický režim, vodní hodnota sněhu, anemoorografický efekt

Úvod

Labský důl patří mezi nejvýznamnější a nejrozmanitější oblasti Krkonoš a díky své geografické výjimečnosti je unikátní i v rámci celé České republiky. Zvláštní význam hydrologie, na níž je tento projekt zaměřen, je již předurčen číslem hydrologického povodí 1-01-01-001, které označuje zdrojové povodí největší české říční soustavy. Cílem práce je tak komplexně popsat hydrologický režim pramenné oblasti Labe v návaznosti na fyzicko-geografické podmínky oblasti se zvláštním zřetelem na tání sněhu, jako určující odtokový faktor. Znalost odtokových poměrů této významné oblasti, které vycházejí z datové základny ČHMÚ a Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy mají nesporný význam nejen díky vypořizovaným extrémním hodnotám, ale i pro porovnání s dalšími výzkumy na horských povodích, jako jsou v nedalekém Modrém dole (Dvořák a kol. 2006), v Krušných horách na Bystřici (Kutláková, Jeníček, 2012) nebo na zdrojnicích Otavy na Šumavě (Kocum a kol., 2009).

Materiál a metody

Základním materiálem pro charakterizování hydrologického režimu Labského dolu je řada vodních stavů zaznamenaných na sondě pod soutokem Labe a Pančavy od července 2007. Do vyhodnocení tedy vstupují údaje za více jak 6 kompletních hydrologických roků. Měrná křivka průtoků byla zhotovena v prostředí WinZPV, tedy v editačním softwaru běžně užívaném ČHMÚ a vychází z šestnácti hydrometrických měření pomocí vrtule, Flow-trackeru i ADCP. Vedle samotných změřených průtoků vstupují do extrapolace křivky i vlivy tvaru koryta a potenciálních povrchových rychlostí v místě profilu. Srážková data vychází především z klimatické stanice ČHMÚ na Labské boudě, která dále poskytuje údaje o rychlosti a směru větru, teplotě vzduchu a vlastnostech sněhové pokrývky. K porovnání s Labskou boudou i pro následnou interpolaci srážek v povodí byly na dně Labského dolu a na jižním svahu Vysokého kola instalovány sezónní srážkoměry PŘF UK. Značný význam pro celý výzkum má i pravidelný monitoring výšky a vodní hodnoty sněhu (SWE) pracovníky ČHMÚ, který je prováděn každé pondělí během zimní sezony a slouží především k prognózním účelům při vyhodnocování zásob vody ve sněhu. Údaje o výšce a vodní hodnotě sněhu jsou v síti ČHMÚ vztahována každý týden k pondělí 7:00 SEČ (středoevropský čas). Verifikovaná vstupní data vstupují do výpočtu v prostředí ArcGIS, kde je na základě lineární závislosti s nadmořskou výškou provedena interpolace SWE na celém území ČR. Použitá interpolační metoda je váženým průměrem dvou metod

Výsledky

Hydrografie

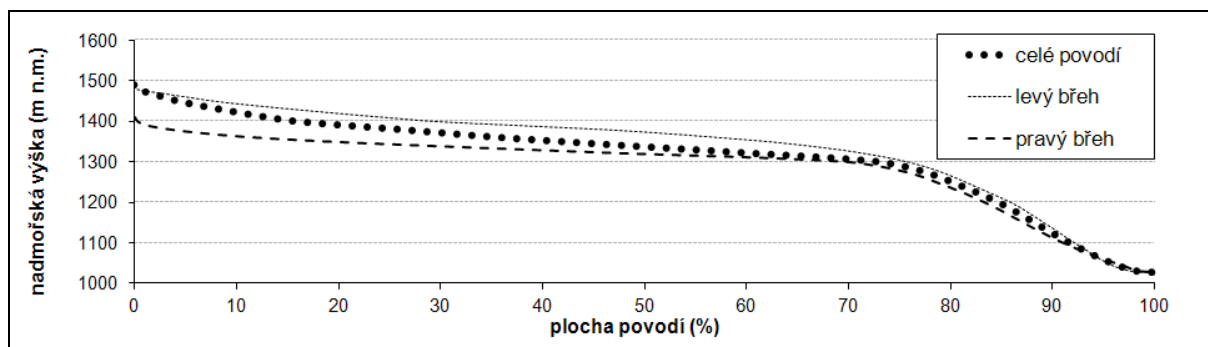
Vlastnosti říční sítě (morfologie toku) a celého povodí pomáhají lépe určit faktory ovlivňující odtok a lze z nich také poznat výrazné vlivy přírodních podmínek, které se v geologické historii i současnosti podílely na modelaci toku. Situační mapa povodí je obsahem obr. 1, charakteristiky povodí ilustrují tab. 1 a obr. 2, zatímco charakteristiky toku přináší tab. 2.

Tabulka 1: Charakteristiky povodí.

charakteristika	hodnota	vztah
Plocha povodí (P - km ²)	4,18	
levá strana (P _l - km ²)	2,14	
pravá strana (P _p - km ²)	2,04	
Charakteristika povodí (α)	0,67	$\alpha = P/L_2$
Graveliův koeficient (K _c)	1,2	$K_c = L_R / 2(\pi P)^{1/2}$
Střední šířka (š)	1,7	$\bar{s} = P/L$
Koeficient souměrnosti plochy povodí (K _s)	0,03	$K_s = P_l - P_p / (P_l + P_p)$
h _{max} (m n. m.)	1492	
h _{min} (m n. m.)	1025	
Převýšení (Δh)	467	$\Delta h = h_{max} - h_{min}$
Průměrný spád povodí (I)	228 ‰	$I (\text{v } \text{‰}) = h \cdot \sum l / P$

Plocha povodí (P) je jednou ze základních charakteristik toku. Povodí odráží variabilitu a pestrost přírodních podmínek a má vliv např. na velikost specifického odtoku, který obvykle bývá vyšší na malých povodích. Charakteristika (α) převyšuje hodnotu 0,26, což je dolní mez pro vějířovitý tvar povodí s plochou menší než 50 km². Z toho lze usuzovat, že odezva na srážky bude v celém povodí velmi rychlá a srážkové vlny na přítocích se budou projevovat na soutoku víceméně současně. Podobným ukazatelem tvaru povodí je i Graveliův koeficient (K_c), jež určuje, nakolik se tvar povodí blíží kruhu a z výsledných hodnot vyplývá, že rozvodnice je jen 1,2 násobek obvodu kruhu o stejné ploše.

Výškové poměry v povodí nejlépe znázorňuje hypsografická křivka, kde se výrazně projevuje prudký sklon z výše položených plošin a patrný je též rozdíl mezi levou a pravou částí povodí. Z grafu lze vyčíst, že podíl plochých oblastí je přibližně 40 %, přičemž pravá strana povodí je poměrně plošší, jelikož se zde rozkládá Pančavská, Harrachova a část Labské louky. Ploché stupeň Labských meandrů zabírá pouze nepatrnou nejnižší část povodí. Skalní útvary a nejstrmější svahy činí přibližně 15% plochy povodí a podíl obou břehů nad úpatními aluviálními kužely je vyrovnaný. Celkovou souměrnost povodí lze nakonec vyjádřit hodnotou (K_s), podle které je horní povodí naprosto souměrné.



Obr. 2: Hypsografická křivka zájmového povodí.

Povodí je velmi souměrné, což je zapříčiněno ledovcovou modelací údolí do tvaru „U“, jehož páteř tvoří tok Labe, které si zároveň našlo cestu středem úzkého Labského karu. Výše zmíněná morfologie povodí předurčuje velmi rychlou odezvu průtoku na spadlé srážky, na čemž má největší podíl značná sklonitost horní části povodí.

Tvar říční sítě je úzce provázán s geomorfologickými a geologickými vlastnostmi povodí, které determinují hlavní říční síť, a ta zároveň zpětně modeluje koryta toků, čímž dochází k postupnému zařezávání do skalního podloží a meandrování v plochých oblastech. Nejmarkantnějším pozůstatkem glaciálního období jsou vodopády Pančavy a Labe přímo na hraně trogu, ale i vodopád Pudlavy na hraně vysutého údolí. Každoroční změnou říční sítě prochází nejplošší oblasti Pančavské a Labské louky, kde se při jarním tání utváří nová mikrosítě v závislosti na půdních a teplotních podmínkách a výšce sněhové pokrývky.

Tabulka 2: Charakteristiky toku.

charakteristika	hodnota	vztah
Délka toku (L - km)	2,4	
Délka všech toků ($\sum L$ - km)	11,849	
Hustota říční sítě (r - km.km ⁻²)	2,8	$r = \sum L/P$
h_{\max} (m n. m.)	1387	
h_{\min} (m n. m.)	1025	
Převýšení toku (Δh)	362	$h_{\max} - h_{\min}$
Středního sklon toku (I)	233 ‰	$I \text{ (v ‰)} = \Delta h / L^{1/2}$
Přímková délka toku (l_p - km)	2,001	
Stupeň vývoje toku (K_k)	1,2	$K_k = L/l_p$

Důležitým ukazatelem je hustota říční sítě (r) vyjadřující poměr délky všech vodních toků ($\sum L$) k celkové ploše povodí (P). Hustota říční sítě odpovídá hodnotám horských povodí České republiky, což je dáno značně plochým a bažinatým terémem Pančavské a Labské louky, ale také rozvětvením padajících toků na úpatí trogu. Vliv bohatých srážek na hustou říční síť je umocněn nepropustným podložím na svazích údolí, ale i zadržováním vody rašeliništích náhorních plošin. Jistý vliv má samozřejmě i mělce zakořeněná vegetace, která na odhaleném povrchu ztrácí schopnost zadržovat nebo soustředit plošný odtok do ronových rýh.

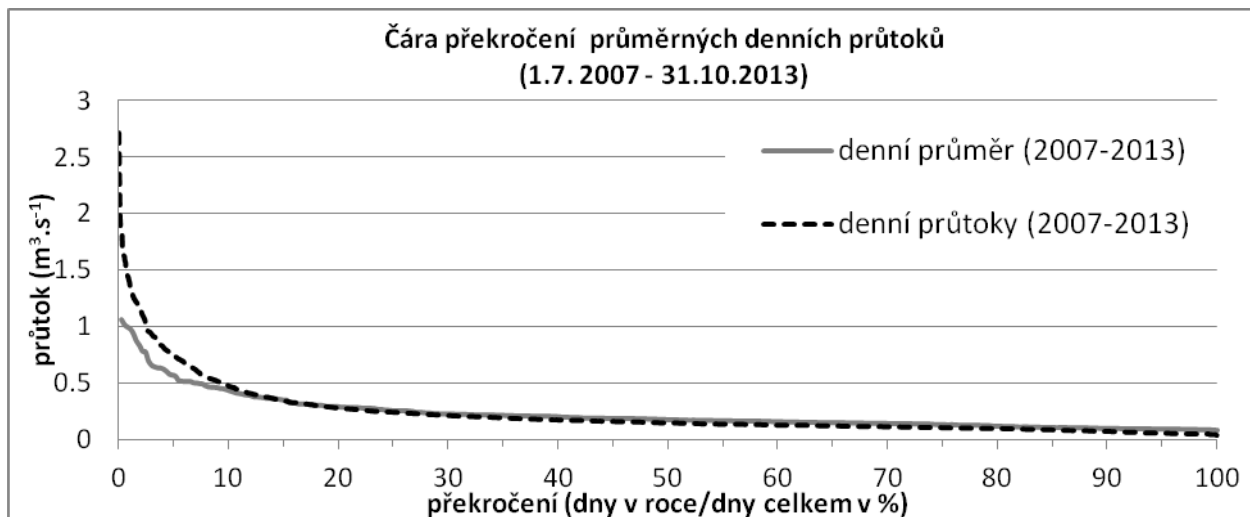
Hydrologický režim

Odtokový režim řek lze charakterizovat pomocí průtokových vlastností v několika časových úrovních (tab. 3). Vzhledem k relativně krátké pozorovací řadě je vypovídající hodnota dlouhodobých statistik poměrně omezená, přesto však udává názorné ukazatele typické pro horské režimy odtoku.

Tabulka 3: Odtokové charakteristiky.

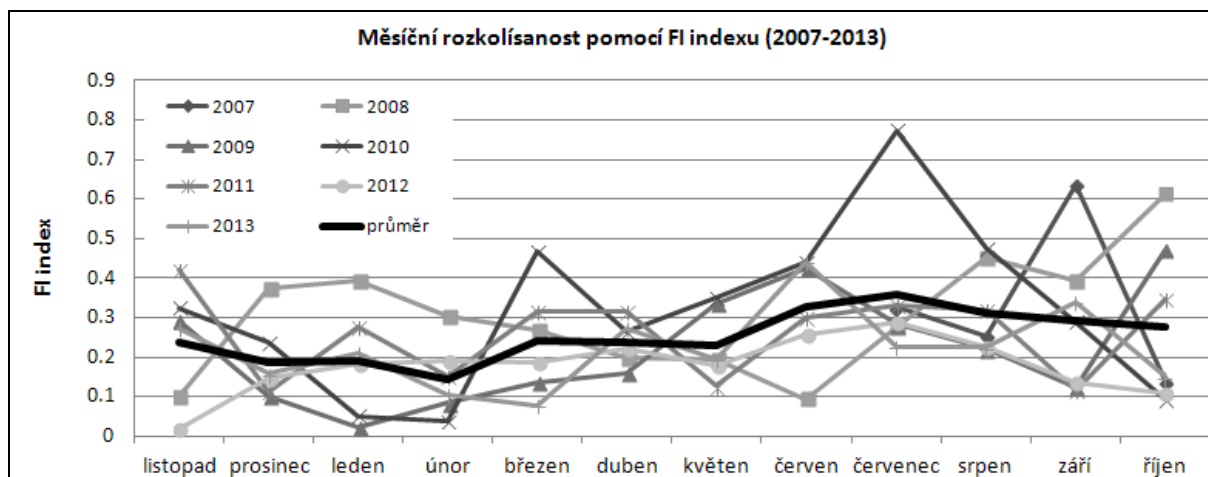
charakteristika	hodnota	období
průměrný denní průtok ($Q_d - m^3 \cdot s^{-1}$)	0,229	1.11.2007-31.10.2013
dlouhodobý průměrný průtok ($Q_a - m^3 \cdot s^{-1}$)	0,23	1.7.2007-8.11.2013
min. denní průtok ($Q_{min} - m^3 \cdot s^{-1}$)	0,035	28.9.2009
max. denní průtok ($Q_{max} - m^3 \cdot s^{-1}$)	2,719	29.4.2012
medián denních průtoků ($Q_{MEDIAN} - m^3 \cdot s^{-1}$)	0,146	1.11.2007-31.10.2013
modus denních průtoků ($Q_{MODUS} - m^3 \cdot s^{-1}$)	0,048	1.11.2007-31.10.2013
specifický odtok ($q - l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$)	55	1.11.2007-31.10.2013
průměrná odtoková výška ($H_{or} - mm \cdot rok^{-1}$)	1735	1.11.2007-31.10.2013
průměrná výška srážek z Labské boudy ($H_{sr} - mm \cdot rok^{-1}$)	1579	1.11.2007-31.10.2013
průměrný koeficient odtoku ($\varphi - \%$)	110	1.11.2007-31.10.2013

Další ukazatele přibližující roční, sezónní a měsíční chod průtoků lze názorněji zobrazit pomocí grafů. Základním ukazatelem je křivka překročení M-denních průtoků (obr. 3), která zobrazuje jak absolutní hodnoty průtoků za celou sledovanou řadu, tak průměrné denní průtoky za pozorované hydrologické roky.



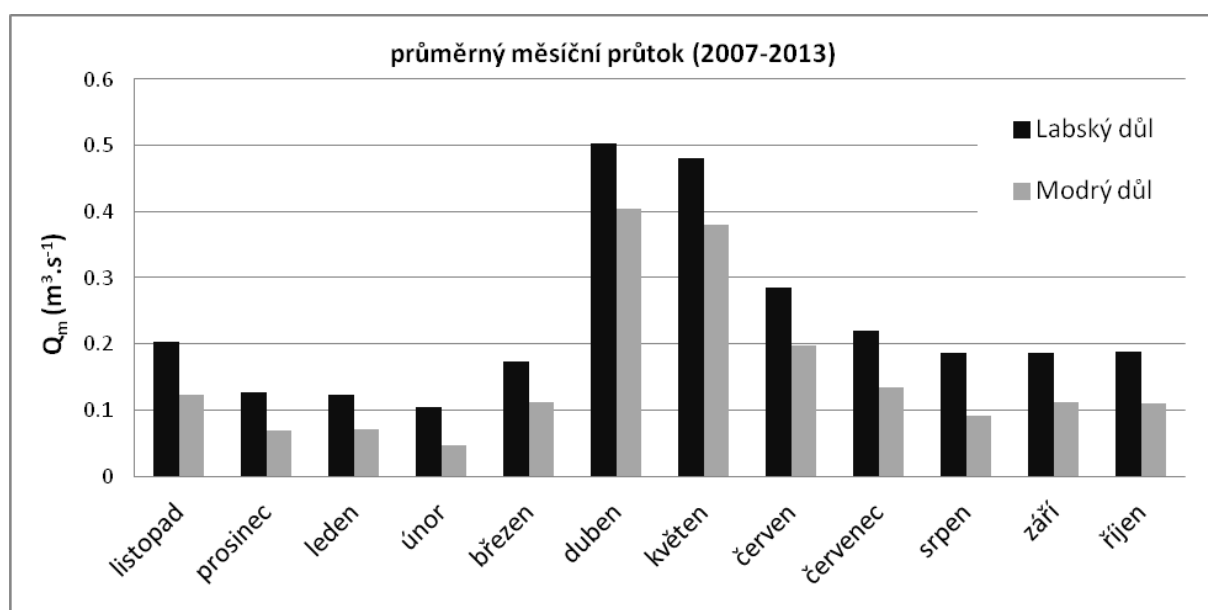
Obr. 3: M-denní křivka průtoků.

Jistým ukazatelem rozkolísanosti v měřítku denních průtoků v rámci měsíce je FI index (obr. 4). Z níže položeného grafu je znát poměrně nízká rozkolísanost během roku, která je více ovlivněna povodňovými situacemi v letních měsících, než kolísáním odtoku ovlivněného táním ze sněhu.



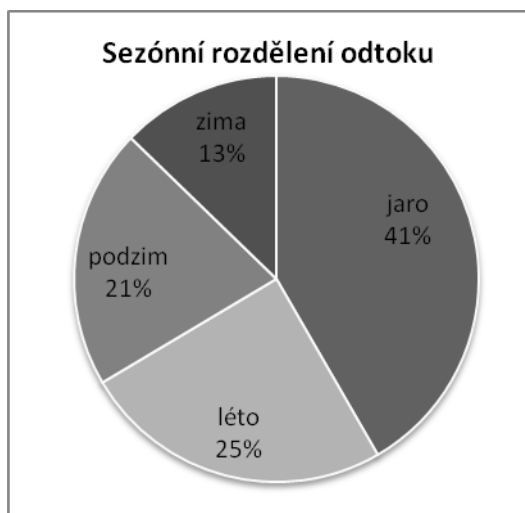
Obr. 4: Rozkolísanost toku pomocí FI indexu.

Nejčastěji používaným a zároveň nejnázornějším ukazatelem popisujícím hydrologický režim toku je graf průměrných měsíčních průtoků (obr. 5). Ten zobrazuje odezvu toku na chod srážek během roku a především reakci povodí na masivní jarní tání v měsících dubnu a květnu. Na graf navazují i bližší popisné koeficienty, která určují míru rozkolísanosti (tab. 4), a zároveň lze jimi porovnat odtok s ostatními povodími.



Obr. 5: Hydrogram průměrných měsíčních průtoků.

V grafu na obr. 5 je znázorněn pro porovnání i režim nedalekého Modrého dolu, jehož povodí je taktéž silně ovlivněno akumulací sněhu a i velikostí je srovnatelné se zájmovým povodím Labského dolu. Ještě markantnější dominanci jarního období na odtoku představuje obr. 6.

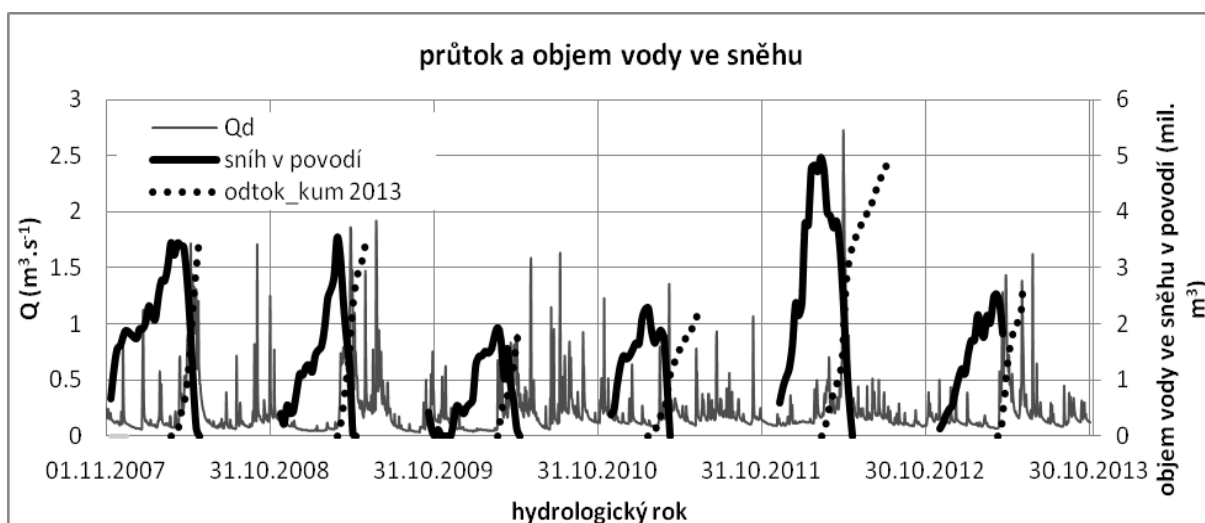


Obr. 6: Sezónní podíl odtoku.

Tabulka 4: Koeficienty rozkolísanosti toku.

charakteristika	hodnota
koeficient Kr	4,94
variační koeficient denních průtoků (C_{vd})	1,1
koeficient míry proměnlivosti (V_m)	0,54
decilová odchylka prům. denních průtoků (D)	0,038

Obr. 7 vyjadřuje vztah mezi denními průtoky a samotným úbytkem sněhové pokrývky v povodí. V rámci jednotlivých hydrologických let lze pozorovat průběh sněhové pokrývky a její vodní hodnoty v povodí vycházející z pravidelných měření ČHMÚ. Následně je tečkovanou čarou zobrazen kumulovaný odtok denních průtoků od data maximální vodní hodnoty v povodí po sumu odpovídající objemu vody v povodí z tohoto data maxima SWE.



Obr. 7: Průběh tání sněhu a odtoku z povodí.

Diskuze

Odtok z jarního tání je ve sledovaném povodí zcela dominantním faktorem v rámci ročního odtoku. Každoročně se projevuje zvýšenými průtoky ve sledovaném profilu a délka i intenzita tání závisí především na denním chodu teplot a mocnosti sněhové pokrývky. Za počátek definitivního úbytku sněhové pokrývky lze označit prudký pokles vodní hodnoty sněhu z posledního výrazného maxima, které je doprovázeno dlouhodobým nárůstem denních teplot nad bod mrazu a podstatným zmenšením výskytu sněhových srážek. Tvar křivky průtoků je zpočátku velmi rozkolísaný, protože se střídá období vyšších průtoků po intenzivním prohřátí povrchu s prudkým poklesem vodního stavu, zapříčiněného mrznutím během noci. Takto výrazná povodňová vlna se s úbytkem sněhové pokrývky zplošťuje a čas kulminace se postupně přibližuje času maximálních teplot. Tento rozdíl maximálních

hodnot zpočátku dosahuje i 12 hodin, takže tání z polední kulminace Slunce se projeví až v nočních hodinách kolem půlnoci. Konečnou fázi jarní oblevy můžeme určit více znaky, z nichž nejvhodnější je průtokové minimum, kde se již neprojevuje odezva průtoku na teplotách. Tání i průběh odtoku můžou výrazně ovlivnit i vítr a srážky. Dešťové srážky urychlují přeměnu sněhových jader do kapalného stavu a zároveň strhávají zbytky rozmělněného sněhu při povrchovém odtoku.

Z hydrologického hlediska je povodí Labského dolu tvořeno třemi specifickými oblastmi. Jsou jimi nejvyšší polohy Slezského hřbetu a hřebenu od Medvědína po Vrbatovo návrší, které tvoří rozvodnici území a jejich prostředí je typické nejnižšími teplotami a vysokým úhrnem srážek. Tyto hřebeny obklopují ploché oblasti nad 1300 m n. m., kde se nacházejí hydrologicky významné prvky. Vedle samotného pramenu Labe na Labské louce se zde nacházejí i rozsáhlá rašeliniště, jež jsou podstatnými zdroji vody během letního sucha i zimních minim, což potvrzují i nadprůměrné specifické průtoky Pančavy, která pramení v největším z těchto rašelinišť na Pančavské louce. Náhorní plošiny jsou v zimě hlavními akumulacími oblastmi sněhu, který je přinášen severozápadními větry od Mumlavy. Anemo-orografický systém údolí Mumlavy a Labského dolu podmiňuje vznik lavinových převisů na lemech trogu, které jsou výsledkem intenzivního převívání sněhu po plochem terénu (Jeník, 1961). Terénní měření výšky a vodní hodnoty sněhu v těchto oblastech zároveň potvrdily nejvyšší mocnost sněhové pokrývky v povodí, která je však následně intenzivně redukována během oblev a jarního tání, kdy vysoká intenzita větru společně s insolací území a klečovým porostem podmiňují rychlejší tání v porovnání s okolními oblastmi. Třetí výjimečnou oblastí v povodí jsou úpatní strmé svahy ukončené korytem Labe, které tvoří jakousi páteř povodí, do které jsou rovnoměrně odvodňovány jednotlivé svahy Labského dolu.

Zmíněný anemo-orografický systém je také hlavní příčinou značně vysokých hodnot koeficientu odtoku a to hned ze dvou důvodů. Prvním je výše zmíněná akumulace sněhu na plochých loukách, tedy dotování srážkami z jiného povodí. Tento proces je srovnatelný se zmiňovaným povodím Modrého dolu, kde je důkazem abnormální akumulace sněhu tzv. "mapa republiky" s mocnostmi i přes 10 m. Druhým důvodem je poloha srážkoměru na Labské boudě, který poskytuje data pro výpočet koeficientu odtoku. Vzhledem k intenzitě větru i převládajícímu směru proudění lze poměrně objektivně usuzovat, že značný objem dešťových i sněhových srážek, není zachycen sběrnou plochou srážkoměru, stejně tak jako měřený profil pro výšku sněhu není reprezentující pro tuto oblast.

Při hodnocení odtokového režimu je nutné dosažené výsledky zhodnotit i z pohledu možných chyb a odchylek od finální hodnoty. Jednotlivé příčiny vznikají na různé úrovni pořizování dat od terénního měření, přes automatizovaná měřidla, po očištění a následné zpracování dat. Podstatnou roli hraje také vlastní interpretace dat a v tomto případě i zvolená metoda výpočtu, která především při interpolacích sněhu zobecňuje podkladová data a aplikuje je plošně na členité území povodí. Konečný výsledek je tak potřeba vnímat objektivně vzhledem k těmto okolnostem a interpretovat ho včetně daného vlivu dílčích faktorů.

Závěr

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

Výše zmíněné závěry a předpoklady nejlépe potvrdí srážko-odtokový model, pro jehož aplikaci jsou ve sledovaném povodí velmi výhodné podmínky. Velikost povodí do 5 km², přítomnost klimatické stanice v povodí, hladinoměr a srážkoměr a několik dalších srážkoměrů v nejbližším okolí povodí společně s pravidelným měřením sněhu v západních Krkonoších poskytuje dostatek dat pro kalibraci modelu.

Literatura

- BERCHA, Š., (2011): Zlepšení vstupních dat pro výpočet vodních zásob ve sněhové pokrývce v ČHMÚ. In Holko, L. (Ed.). XVI. Medzinárodné stretnutie snehárov. Ústav hydrológie SAV, Liptovský Mikuláš, 1-5.
- DUCHÁČEK, L. (2009): Hydrologický režim Labského dolu, Diplomová práce. KFGG. PřF UK. Praha, 92 str.
- JENÍK, J. (1961): Alpínská vegetace Krkonoš, Králického Sněžníku a Hrubého Jeseníku. Praha, Academia, 407 str.
- KOCUM, J., JELÍNEK, J., JENÍČEK, M. (2009): Monitoring sněhové pokrývky a vyhodnocení sněhových zásob na Šumavě a v Krušných horách. In: Hanková, R., Klose, Z., Pavlásek, J. (eds.): XIV. Medzinárodné stretnutie snehárov. Sborník příspěvků ze semináře 18.–20. 3. 2009. ČZÚ v Praze, Praha, s. 105–113.
- KUTLÁKOVÁ, L., JENÍČEK, M.: (2012): Modelování akumulace a tání sněhu v povodí Bystřice v Krušných horách. Geografie, 117, č. 1, 110–125.
- DVOŘÁK, I.J., TESAR, M., HARČARIK, J. (2006): Vliv navátého sněhu na vodní bilanci malého horského povodí, Modrý důl v Krkonoších, Česká republika. In *11. stretnutie snehárov*. Praha : Český hydrometeorologický ústav, 2006, S. 23-29. [Stretnutie snehárov /11./, Jablonec nad Nisou, 21.03.2006-23.03.2006, CZ].

Extrémní srážky a blesková povodeň jako aktivní faktor svahových pohybů

Igor J. Dvořák, Jan Malík, Petr Kysel, Jiří Krupička

Česká geologická služba, Klárov 3 118 21 Praha 1

Úvod

Koncem května a v průběhu června 2013 zasáhly naše území v několika vlnách vydatné srážky, které způsobily povodně na vodních tocích v Čechách a částečně i na Moravě. Jednou z příčin povodňové situace byl také velmi vlhký květen, po kterém byla povodí již značně nasycena vodou a na další srážky reagovala rychlou povodňovou odezvou. V Krkonoších docházelo k významné bouřkové činnosti (Černá hora 80 mm/6hod., Luční bouda 51 mm/6hod.).

Svahové nestability v oblasti Rudníku vzniklé v průběhu bleskové povodně

Popisované území se nachází cca 10 km jz. od meteorologické stanice Horní Maršov a 8 km od vrcholu Černé hory (1299 m n. m.; lokalizace vůči obci Rudník). Svahové deformace postihly svahy údolí generelně orientovaných ve směru S–J, kterými protékají potok Bolkovský, Javornický, Luční a jižně pod Rudníkem potok Čistá. Území je budováno sedimentárními horninami podkrkonošské pánve patřící k sudetskému mladšímu paleozoiku. Sedimenty permokarbonu jsou v některých oblastech mírně provrášněné (např. v okolí Rudníku). Jedná se však převážně o lokální deformace spojené s blízkými zlomy. Úklony vrstevnatosti sedimentů ukazují poměrně izotropní distribuci směrů a sklonů s mírnou dominancí sz. a jv. úklonů (Martínek et al. 2012a,b). Vysoká míra zvodnění skalního podloží, včetně připovrchové části zvětralin, a pokryvu slabé mocnosti vedlo k rozvoji svahových pohybů, z nichž 17 bylo výrazně proudových. Podmíněnost vzniklých svahových deformací je nutné vidět, mimo extrémních srážek, také v antropogenním ovlivnění zázemí či předpolí následně vzniklých svahových deformací. Dle klasifikace svahových pohybů Nemčok – Pašek – Rybář (1974) docházelo převážně k pohybu typu sesouvání a tečení (proudy) zpravidla po rovinné smykové ploše. Svahové deformace proudového tvaru s typem pohybu sesouvání i tečení vznikly v sedmnácti případech, a to ve všech souvrstvích sedimentárních jednotek vyjma chotěvického. Proudové tvary se formovaly u svahů zejména při výskytu pokryvu jílovitoprachovitých jemnozrnných zemin (11 lokalit). Ty nasycením dosáhly až tekutého stavu, resp. došlo k překročení vlhkosti zeminy přes mez tekutosti.

Závěry

Extrémní klimatické podmínky vedly k iniciaci svahových pohybů na poměrně omezeném území. Svahové deformace vznikly v sedimentárních horninách, které nejsou k sesouvání primárně náchylné. Vlivem vysoké saturace skalního podloží, včetně zvětralin, a případně vyvinutého kvartérního pokryvu, byly jejich geomechanické vlastnosti (pevnostní) natolik oslabeny, že při dané geometrii svahu dosáhly nestabilního stavu.

Poděkování

Geologická dokumentace svahových deformací a jejich vyhodnocení bylo provedeno v rámci úkolu „Vyhodnocení povodní v červnu 2013“ podpořeného Ministerstvem životního prostředí.

Literatura

- Martínek, K., Franěk, J., Dvořák, I. J. (2012a): Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000, 03-423 Svoboda nad Úpu. – Česká geologická služba. Praha.
- Martínek, K., Burda, J., Drábková, E., Dvořák, I. J., et al. (2012b): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1 : 25 000, 03-423 Svoboda nad Úpou. – Česká geologická služba. Praha.

Jaký vliv mělo povodí Střely na povodeň v květnu 1872?

Libor Elleder¹, Jolana Šírová¹, Zvonimír Dragoun

¹ Český hydrometeorologický ústav, Na Šabatce 17, 143 06 Praha 4

Abstrakt

Text přináší stručnou informaci o nejvýznamnější přívalové povodni na našem území v r. 1872. Autoři se zaměřili na zhodnocení nově excerpovaného materiálu k povodni. Jde přitom zejména o problém evidenci protržení rybníků, odhady kulminačních průtoků a skladbu povodňových vln. Ukazuje se, že je potřeba si uvědomit, do jaké míry a kde máme před sebou účinky extrémní přívalové povodně a kdy a do jaké míry povodně zvláštní (z protržených rybníků). Proto byl alespoň v rámci časových možností proveden přehled několika desítek protržených různě objemných rybníků. Přitom se referát vzhledem k časovým možnostem zaměřuje především na povodí Střely, právě toto povodí ovlivnilo průběh na Berounce zajímavým způsobem, který nebyl znám.

Klíčová slova: 1872, přívalová povodeň, zvláštní povodeň, Střela, protržení nádrže

Úvod

Povodeň z května r. 1872 je vedle povodní 1784, 1845 a 1890 v hydrologické veřejnosti již dostatečně „probojovanou“ a známou událostí. Analýze povodně se věnovali již v 70. letech 19. století tehdejší přední odborníci jako prof. A. R. Harlacher a prof. K. F. rytíř Kořistka a další odborníci¹. Pozornost jí byla věnována i v novodobých studiích. Odvozené maximální průtoky (ČHMÚ a VÚV T.G.M.) hovoří jasně, pokud jde o „povodňový potenciál“ Litávky, Střely, Rakovnického potoka a Berounky². Naposledy byly poznatky o této povodni shrnuty a doplněny v historickém sborníku ČHMÚ. Proč se tedy zabývat touto povodní znovu? Intuitivně cítíme, a ve sborníku ČHMÚ z r. 2012 jsme to zdůraznili, že výzkum právě této klíčové události je během na dlouhou trať. Prozatím provedené studie, byly vždy omezeny na určité území, či aspekt.

Cíle příspěvku

Naléhavou otázkou při koncipování výzkumu bylo objasnění příčin, které vedly 25. května 1872 k tak nesmírně tragickým událostem v zasažené oblasti a v průběhu krátké doby k ohrožení Prahy. Byly příčinou prudkého průběhu vývoje povodně jen přívalové srážky, jak zmínili např. Müller a Kakos (2004)? Časové parametry, vždyť po cca 23-24 h od „první kapky“ byla ohrožena Praha, není potřeba obzvlášť komentovat. Tento údaj vynikne např. při konfrontaci s dobou v současnosti nutnou k montáži protipovodňových bariér v Praze. Že je to nanejvýš aktuální téma naznačila i povodeň v červnu 2013, tedy ani ne rok po dokončení posledního textu o této povodni, kde byl tento fakt zdůrazněn (Elleder et al., 2012). I v r. 2013 rozložení příčinných srážek zhoršilo časové možnosti pro povodňovou ochranu Prahy. Cílem příspěvku je proto průběžná informace o současných výsledcích, celkovým cílem je úplná rekonstrukce události v celé zasažené oblasti.

Metodika

Pilířem celého postupu je prozatím důkladná excerptce dobových zdrojů, kronik a zejména denního tisku. Podíl nevyužitých zdrojů je totiž stále značný, přitom doklady o povodních v 70. letech jsou nesrovnatelně bohatší než doklady než r. 1860 a zejména 1848 (a mnohdy důvěryhodnější a použitelnější než současné zdroje). Excerptce se zaměřila především na údaje o popisu počasí, průběhu stoupání vody, maximální výšce vody a dynamických účincích za povodně. V centru pozornosti byly ovšem vodohospodářské stavby vodní nádrže (tehdy téměř bez výjimky rybníky), jezy, vodní mlýny

¹ (Harlacher, 1872, 1874), Kořistka, Bernat (1872), Purkyně, Vogel (1873)

² Kašpárek (1987), Křivková (2001)

ale i mosty a silniční násypy (jako potenciální nádrže) a jejich role za povodně. Součástí postupu, zpracovaný pro seminář „Historické mlýny“, který pořádá Muzeum Vysokém Mýtě, byla dokumentace míry destrukce rybníků, zemědělských objektů a vodních mlýnů v oblasti (Elleder et al., 2014). Jakkoliv se může zdát, že se jedná o odbočku do jiné odborné oblasti, není tomu tak. Hustoty vodních mlýnů u nás lze dobře využít. Míra jejich destrukce za této povodně, vyjádřená často vysokými sumami v tehdejší měně (5 až 20 tisíc zlatých v mnoha případech) je v těsné relaci k extremitě povodně. Uvedme jen, že škody kolem 10 tis. zlatých představovaly v 70. letech 19. století cenu celého objektu mlýna, často i s objektem jezu a s pozemky³. Většinou to znamenalo těžké poškození nebo naprosté zničení objektu, jen výjimečně u velkých moderních válcových mlýnů se mohlo jednat o škody na uskladněném materiálu. Z dnešního pohledu se jednalo o mnohamilionovou škodu a tedy bez výjimky doklad o extrémní povodni. Již z dřívějších prací je známo, že došlo k protržení řady rybníků. Abychom tuto informaci upřesnili, bylo potřeba se pokusit o jejich evidenci, která byla provedena. Protržení objemných (nebo i menších ale hlubokých) nádrží vysvětluje zčásti extrémní dynamické jevy.

Výsledky

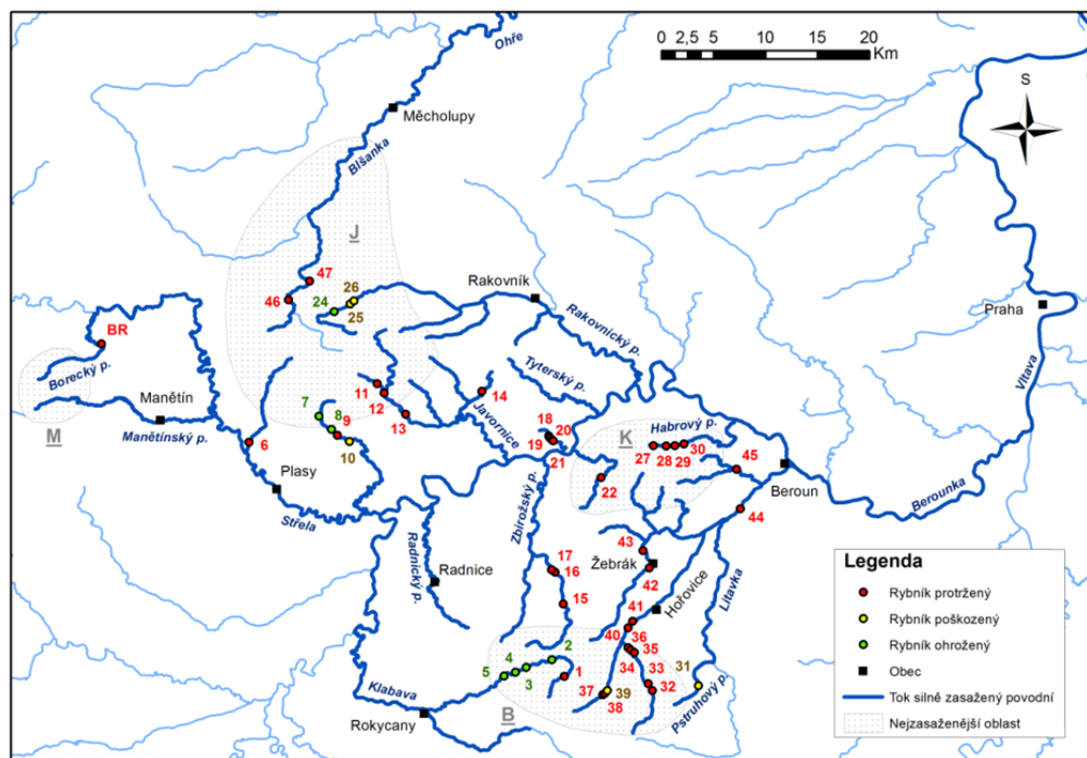
Pokud jde o meteorologické příčiny, vymezená území, nebo celkový průběh povodně odkazujeme se na článek Müller a Kakos (2004) a Elleder et al. (2012). Nejvíce zasažené oblasti: Manětínsko (M), Krušná hora (K), Brdy (B) a Jesenicko (J) a extrémně zasažené úseky toků (silněji) jsou vyznačeny v obr. 1. V těchto oblastech byly nejintenzivnější srážky a byly zde zaznamenány prudké vzestupy o 1 až 3 metry často v průběhu minut. Přestože byla intenzita přivalových srážek často zcela mimořádná (někdy přes 200 mm v průběhu 3-6 h) a pro naše území často rekordní, bylo potřeba hledat i jiné vysvětlení. Z novinových a jiné excerptce vyplynulo, že zmíněné prudké stoupání hladiny vody, a tedy nejdrastičtější škody a ztráty na životech byly téměř bez výjimky následkem průtrží rybníků. To platí pro obce Komárov (soustava valdeckých, komárovských a zaječovských rybníků), Hředle (rybníky v Žebráku a Točniku), Popovice (Rybník Mirák), Stebno (Blatenský a Stebenský rybník), Nižbor (Jáchymovské rybníky) atd. Nejhorší zkázu s ohledem na svůj objem přinejmenším 3 mil. m³ a 14 m vysokou hráz způsobil Mladotický rybník nad soutokem mladotického potoka a Střely. Přehled ohrožených a protržených rybníků uvádíme v obr. 1 a tab. 1a až tab. 1g.

Začátek bouře nastal v 13. až 15. h 25. května, její konec o 2. h noční 26. května. Prudké vzestupy a průtrže rybníčních hrází byly zaznamenány v horních partiích povodí většinou mezi 15. až 16. h., poslední z protržených byl v 21. h byl právě Mladotický rybník. Mnohé pak bylo dáno dalším vývojem počasí, tvarem říční sítě a tím, jak k situaci přispěly velké rybníky.

Jedna z velmi důležitých hypotéz (Elleder et al, 2012), kterou excerptce tisku potvrdila, byl fakt, že od soutoku Střely s Beroučkou měla povodeň dva vrcholy. Důkaz poskytl dobový popis povodně od dopisovatele z Liblína, který udává čas obou vrcholů a skutečnost, že druhý vrchol byl mnohem významnější⁴ (Elleder et al., 2014). Co bylo příčinou druhé vlny povodně? Největší podíl měla téměř jistě Střela. Zpoždění druhé vlny, má asi dva důvody: za prvé geografická odlehlost povodí od zbytku zasažené oblasti a za druhé opožděné protržení Mladotického rybníka. Tato skutečnost má podstatný vliv na zacházení s údaji, které nám zprostředkovávají značky této povodně přinejmenším mezi Liblínem a Křivoklátem.

³ Tyto úvahy platí pro období mezi r. 1867 a 1873. Jde o dobu mezi prohranou Prusko- Rakouskou válkou (r. 1866) a ukončením rakouské účasti v německé měnové unii (r. 1867) a krachem vídeňské burzy (r. 1873). Podrobněji Hlavačka et al. (2014).

⁴ Překlad z Němčiny autor: „*Následkem průtrže mračen, která nastala 25. května v 1 ½ odpoledne začala a v 5 hodin s krupobitím zesílilo, vystoupila říční hladina Mže, která se u Liblína se Střelou spojuje, velmi. Nepřestoupila však výšku obyčejné jarní povodně. V 11 hodin v noci přišly strašné vodní masy, které povstaly skrze průtrž velkého Mladotického rybníka*“, (Bohemia č. 132 z 3. června 1872). Výška té druhé vlny byla vyznačena na místním přívozu.



Obr. 1: Povodní nejvíce zasažená oblast s vyznačením za povodně ohrožených (přelitých) poškozených a protržených rybníků.

První vlna prošla povodím *Berounky* mezi 15. h (25.5.) a asi 3. h ranní (26.5.). Druhá, jejíž vznik určila zpožděná povodňová vlna ze Střely, prošla *Berounkou* mezi 22. h (25.5.) a 7. h ranní (26.5.). Odhady kulminačních průtoků jsou v tab. 2. Z hlediska celkového byla významnější první fáze, která byla tvořena příspěvkem *Klabavy*, *potoků Radnického, Zbirožského, Javornice, Úpořského, Rakovnického a Habrového*, ta pak vytvořila hlavní nápor v Berouně a pod ní. Poněkud zpožděný příspěvek *Střely* zdvihl ale hladiny *Berounky* v *Liblíně* mnohem výše, než dokázala vlna první. Proto mlýny a všechny objekty mezi *Liblínem* a *Nezabudicemi* ničila spíše až druhá povodňová fáze (ze *Střely*). V *Berouně* byl první vrchol mezi půlnocí a 2. h noční (26.5.), druhý vrchol pravděpodobně mezi 5. až 6. h ráno (26.5.) nebo dříve⁵. V *Praze* se první vory u *Karlova mostu* hromadily od 4. h v noci (26.5.). První vrchol tu povodeň dosáhla nejpozději mezi 8. až 11. h (26.6.) a druhý vrchol asi o 3 až 6 h později, ve 14. h (podrobněji k průběhu Elleder et al. 2012). Celá událost se odehrála od prvních kapek v horních partiích povodí až po *Prahu* během 24 hodin!

Obvyklé postupové doby povodňových kulminací např. z dolní *Střely* či *Klabavy* do *Berouna* odpovídají cca 13-17 h, z *Berouna* do *Prahy* pak dalších asi 8-12 h, celkem tedy 21-29 h. V tomto případě proběhly události o něco rychleji.

Tabulka 1a: Rybníky ohrožené a protržené na Klabavě.

Tok	č.	Rybník, mlýn a jiné objekty	Popis škod
Tisý potok	A	Tisý rybník (není v mapě)	Stržen
Holoubkovský p.	1	Cheznovice, Cheznovice rybník	Stržen
Holoubkovský p.	2	Mýto, Stěpánovský rybník	Voda přes hráz
Holoubkovský p.	3	Mýto, Podmýtský rybník	Voda přes hráz
Holoubkovský p.	4	Medový Újezd, Rybník mlýnský	Zanesen
Holoubkovský p.	5	Holoubkov, Holoubkovský r.	Vydržel

⁵ Chybí jednoznačný důkaz, obě vlny jsou však popsány v *Dobřichovicích a Černošicích* (Elleder et al, 2012).

Tabulka 1b: Rybníky ohrožené a protržené v povodí Střely.

Tok	č.	Rybník, mlýn a jiné objekty	Popis škod
Borecký potok	BR	Borek, Rybník Borek a další rybníky	Stržen
Manětínský (př.) Malý p.		Hrádek, Rybník Pardousek (není v obr.1)	Stržen
Mladotický p.	6	Mladotice, Mladotický rybník	Stržen
Královický p.	7	Královice, Týnický rybník	Ohrožen, ale vydržel
Královický p.	8	Královice, Olšanský rybník	Ohrožen, ale vydržel
Královický p.	9	Královice, Táborec	Stržen
Královický p.	10	Královice, Podměstský rybník	Poškozena hráz, vydržel

Tabulka 1c: Rybníky ohrožené a protržené v povodí Javornice, Zbirožského, Karáskovského a Úpořského potoka.

Tok	č.	Rybník, mlýn a jiné objekty	Popis škod
Křížový potok	11	Strachovice, Albrechtovský rybník	Stržen
Javornice	12	Strachovice, Rybník mlýnský-Jiříkův	Stržen
Javornice	13	Kožlany, Rybník Vožehák	Stržen
Rousínovský p.	14	Zhoř, Cukrovarský rybník	Zanesen šterkem
Zbirožský potok	15	Zbiroh, Čápský rybník	Stržen
Zbirožský potok	16	Zbiroh, Huťský rybník	Nejasné
Zbirožský potok	17	Zbiroh, Lepenkárenský rybník	Stržen
Koželužka		Drahoňův Újezd, násep silnice	Stržen
Karáskův potok	18-21	Hřebečnický, Obecní r (a další)	Stržen
Úpořský potok	22a	Broumy, Bušohradský rybník	Stržen
Úpořský potok	22b	Broumy, Mlýnský rybník	Stržen

Tabulka 1d: Rybníky ohrožené a protržené v povodí Rakovnického potoka.

Tok	č.	Rybník, mlýn a jiné objekty	Popis škod
Rakovnický potok	24	Jesenický rybník	Vydržel
Rakovnický potok	25	Malý Fikač	Narušena hráz
Rakovnický potok	26	Velký Fikač	Narušena hráz

Tabulka 1e: Rybníky ohrožené a protržené mezi Rakovnickým potokem a Litavkou.

Tok	č.	Rybník, mlýn a jiné objekty	Popis škod
Karlovský potok	27	Karlov, Lihovarský rybník	Stržen
Habrový potok	28	N. Jáchymov, Horní rybník	Stržen
Habrový potok	29	N. Jáchymov, Prostřední rybník	Stržen
Habrový potok	30	N. Jáchymov, Monsranský rybník	Stržen

Tabulka 1f: Rybníky ohrožené a protržené v povodí Litavky.

Tok	č.	Rybník, mlýn a jiné objekty	Popis škod
Pstružný potok	31	Velice, Velický rybník	Ohrožen
Červený potok	32	Velký Valdecký rybník	Stržen
Červený potok	33	Malý Valdecký rybník	Stržen
Červený potok	34	Podskalský rybník	Stržen
Červený potok	35	Komárov, Dráteník	Stržen
Červený potok	36	Komárov, Červený rybník	Přelita hráz

Jalový potok	37	Zaječov, Rokyta	Stržen
Jalový potok	38	Zaječov, Heřman	Stržen
Jalový potok	39	Zaječov, Panenský	Přelita hráz
Červený potok	40	Osecký rybník (zaniklý)	Stržen?
Červený potok	41	Žákův rybník	Stržen
Stroupínský potok	42	Žebrák, Městský rybník	Stržen
Stroupínský potok	43	Točnick, Mlýnský rybník	Stržen
Litavka	44	Popovice, Rybník Mirák	Stržen
Dibešský potok	45	Dibří, Mlýnský rybník	Stržen

Tabulka 1g: Rybníky ohrožené a protržené v povodí Blšanky.

Tok	č.	Rybník, mlýn a jiné objekty	Popis škod
Podvinecký p.	46a	Pastuchovice, Pastuchovický r.	Stržen
Podvinecký p.	46b	Velečín, Velečinský r.	Stržen
Podvinecký p.	46c	Blatno, Blatenský rybník	Stržen
Podvinecký p.	47	Stebno, Stebenský rybník	Stržen

Povodí Střely a jeho vliv na celkový průběh povodně

S povodím *Střely* je zatím spojeno nejvíce otazníků. Příčinu vidíme i v tom, že značná část povodí leží v oblasti po r. 1945 postížené výměnou obyvatelstva, a je proto k dispozici méně informací. Např. ve Žluticích (zdroj místní muzejní spolek) není nic známo o skutečnosti, že i Žlutice byly vyplaveny. Přitom ve Žluticích je povodeň doložena v dobovém tisku již jako extrémní. Klíčová je novinová zpráva o povodni ve Žluticích a o protržení rybníků na *Boreckém potoce* (přítok *Střely* ve Žluticích) ⁶. Jde o oblast mezi Prohoří a Borkem, kde jsou tři velké rybníky: *Horní Hrádecký*, *Dolní Hrádecký* a *Borecký*. Jejich protržení by pomohlo vysvětlit extrémní průběh ve Žluticích i Rabštejně.

O dosažení úrovně Q_{100} již pod Rabštejnem nad Střelou podává hydraulickým výpočtem podložený odhad kulminačního průtoku Střely Křivková (2001), (tab. 2). Četné zprávy o poškození mlýnů jsou doloženy z povodí *Manětínského potoka*. Zasaženy byly všechny jeho přítoky, zejména od Nečtin (např. Starý potok), Elleder (2014). V Manětíně připomíná výšku vody dobová značka⁷. Určitou zajímavostí je socha sv. Kryštofa⁸, která byla na bezpečnější místo přenesena od Švandova (tehdy Liškova) mlýna na Malém potoce (Fák, 2007b). Na Hrádeckého potoce se protrhl rybník *Pardousek*, což umocnilo rozsah škod. Na soutoku Střely a Manětínského potoka je další výpočetní profil VÚV TGM, *Čoubův mlýn*. Podle práce Křivkové (2001), překročila i zde Střela úroveň dnes platné Q_{100} (tab. 2).

⁶ Ojedinělé zprávy ze Žluticka i se zmínkou o stržených rybnících přinesl Posel z Prahy: „těžká mračna o 2h. se protrhly. Z oblak se lilo nepřetržitě do 8 hod... Teprv po svítání bylo možno poněkud přehlednouti spoustu strašným přívalem v městě a okolí spůsobenou“. Podrobnější byla druhá zpráva zdůrazňující protržení rybníků na *Boreckém potoce* [tehdy *Vorka*]: „Ze Žlutic se sděluje, že způsobila povodeň velké škody zvláště v Prohoří a Vorce [Borek], kdež několik rybníků bylo strháno. V sobotu o 2. hod. odpůldne strhla se nad Žluticemi mračna. Jak ani nejstarší lidé nepamatují. Až do 8 hod. večer a pak po půlhodinové přestávce až do 4 hod. z rána lily se s nebe proudy vody. V největším nebezpečí byly dřevěné chalupy na náměstí: Mnoho jiných bylo velice poroucháno, ba 2 [...nečitelné...] větších domů byly rozviklány, avšak život lidský nepohřešuje se ani jeden.“ (Pražský Denník č. 128, z 29. května 1872).

⁷ Informace o povodňových značkách máme od RNDr. Zdeňka Klimenta z ústavu Fyzické Univerzity Karlovy v Praze, Přírodovědecká fakulta.

Katedra fyzické geografie a geoekologie

⁸ Svätý Kryštof= Kristophorus, podle legendy přenašel malého Krista přes rozvodněnou řeku, je jedním ze svatých, kteří proto bývají umísťováni často na mosty či u řeky. Socha stávala dříve u Švandova (Liškova) mlýna u Manětína.

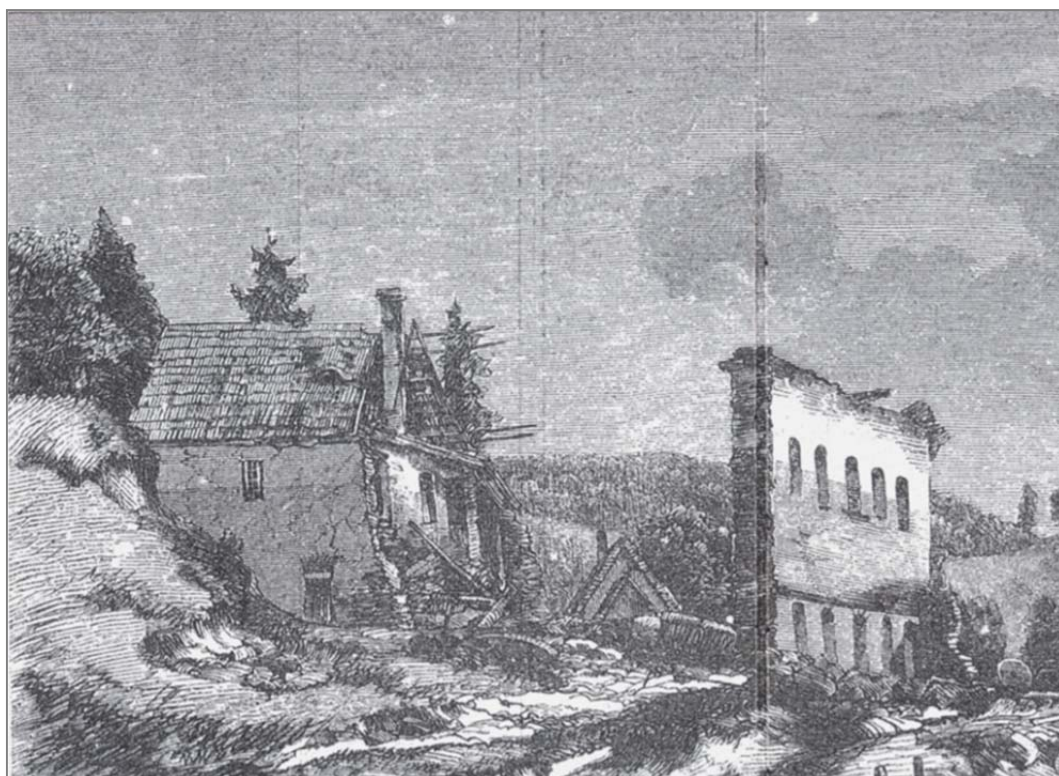
Tabulka 2: Odhady průtoků provedené na základě dřívějších terénních měření a hydraulického výpočtu.

Profil	Profil	Čas	$Q_K [m^3 \cdot s^{-1}]$
Střela	Kozičkův mlýn	???	420 (J)
Střela	Čoubův mlýn	???	440 (J)
Střela	Plasy, klášter (PZ)	22 h	1000 ???
Berounka	Liblín, mlýn a převoz (PZ)	23 h	1270 (V2), (J)
Berounka	Bohy, Podkrašovský mlýn (PZ)	24 h.? odh.	1370 (V2), (J)
Berounka	Nezabudice, mlýn (PZ)	???	(V2)?
Rakovnický p.	Křivoklát (PZ)	21 h	300??
Berounka	Roztoky, Berounka	21-22 h	1780 (V1?), (J)
Berounka	Nové Hutě (PZ), Habrový p.	19 h.	200??
Litavka	Beroun	19 h.	1000 (K)
Berounka	Beroun	23 h.	3000 (V1)
Vltava	Praha	2 h.	3300 (V2?)

V1 = První povodňová vlna z Klabavy, Zbizožského p., Javornice, atd. až po Litavku,

V2 = Druhá povodňová vlna patrně zejména ze Střely, (J) podle (Křivková, 2001), (K) podle Kašpárek (1987)

Vyvrcholení katastrofy byl příspěvek tentokrát levostranného přítoku Střely - *Mladotického potoka*. Protřžená, cca 14 m vysoká hráz Mladotického rybníka, je zřetelně vidět na dobových grafikách v Květech, či Světozoru (též Elleder et al, 2012, 2014). Podle dobových údajů se řadil rybník co do zadržného objemu vody mezi největší u nás. Při předpokládané ploše cca 0,9 km² a průměrné hloubce kolem 7 m mohl rybník zadržovat 3 až 4 mil. m. Jeho některé parametry jej tedy řadí mezi největší rybníky u nás.



Obr. 2: Hugo Ullík: zcela zničená novostavba mlýna v Nečtinách.

V kaňonu Střely pod soutokem s *Mladotickým rybníkem* dokázala voda zaplavit nově stavěnou dráhu, nacházející se ve výšce cca 11 až 12 m⁹. V Plasech zaplavila údolí ve výšce cca 3 m, zaplavila konvent, knížecí pivovar a byly zničeny všechny mlýny (Fák, 2007b) pod Plasy (obr. 2). Zdrojem pro extrémní příspěvek Střely, byly zjevně málo objasněný průběh povodně na Boreckém a Manětínském potoce a protřzení Mladotického rybníka na silně rozvodněném Mladotickém potoce. Příspěvek Střely byl značný a jeho přesnější vyčíslení by mělo být dalším úkolem pro budoucí výzkum.

Diskuse

V diskusi bychom rádi udělali jen dvě poznámky. V současné době je bývalý zámecký pivovar na břehu Střely v Plasích přebudován dosti velkoryse na expozici architektury Národního technického muzea (Centrum stavitelského dědictví v Plasích¹⁰). Dokončení a otevření expozice je plánováno na rok 2015. A tak skutečnost, že výška vody z r. 1872 (vyznačená na prelatuře kláštera) ukazuje na možnost zaplavení přízemí objektu a fakt, že pivovar byl skutečně touž povodní poškozen, jsou informace právě dost aktuální. Fakt, že značná výška vody je ale v jisté relaci s protřzením (dnes již neexistujícího) rybníka, působí jako povzbuzující skutečnost. Na druhou stranu extrémní povodeň na Střele byla již nad soutokem s Mladotickým potokem. Jaké lze dát doporučení ohledně uspořádání nového nákladného objektu? Uvedený příklad ukazuje ovšem na to, jak velký význam pro nás 19. století má. Koncentrace hydrometeorologických přírodních extrémů a skutečnost, že již bylo mnohé nejen popsáno ale i změřeno a zaznamenáno je velkou výhodou.

Druhá poznámka je k frekvenci podobných událostí. Od povodně v r. 1872 uplynulo do současného semináře 142 let, a byla to jistě výjimečná událost. Rozhodně je ale nebezpečné dívat se na ní jako na cosi co se nemůže opakovat (třeba jindy a jinde anebo opět na Berounsku). Příkladem podobné povodně je přívalová povodeň na horní Sázavě, při níž se protřhlo nejméně 24 rybníků, výška vody překonala nejvyšší úroveň z r. 1862 o více než metr a zahynulo nejméně 250 obyvatel Žďáru, Havlíčkova Brodu, Světlé a Ledče. Je to událost o 158 let starší než výše zmiňovaná, její zpracování je připraveno k jejímu výročí, letos 31. července uplyne od této katastrofy 300 let.

Závěr

Na povodeň r. 1872 se lze dívat jako na přívalovou povodeň ovšem podstatně ovlivněnou velkým počtem protřzených vodních nádrží. Rychlý vzestup vody a nejdrastičtější události proběhly v úsecích pod protřzenými rybníky. Protřzených rybníků uvádíme 36 (včetně jedné nádrže vzniklé příležitostně), několik rybníků se přelívalo přes hráze, a několik ač poškozených vydrželo. Největší vliv z nich měl protřzený Mladotický rybníka na Střele. S ním souvisí druhá vlna povodně. Ta byla pod Liblínem významnější, pod Křivoklátem ale méně významná než první povodňová vlna. Výšky povodňových značek, zejména v menší vzdálenosti od protřzených rybníků, je přinejmenším v některých lokalitách nutné dát do patřičných souvislostí. Proto někdy mohou tyto značky dávat cennou, i když poněkud jinou informaci, než bychom čekali (Elleder a Dragoun, 2009). Jak by proběhla stejná či podobná situace lze si těžko představit. Je ale potřeba vzít na vědomí, že událost stejného druhu, a s takovými parametry, jako byla povodeň v r. 1872, jsme přes současnou vysokou povodňovou frekvenci nezaznamenali ani v r. 1997, 2002, 2009, 2010 a 2013. Je otázkou, co by snesly hráze dnešních rybníků za stejné situace, stejných enormních srážek, atd. Vždyť většina z tehdy ohrožených či protřzených rybníků byla kromě Mladotického rybníka obnovena.

⁹ Tato skutečnost při šířce údolí, která v těch místech činí dole přinejmenším 50 m, nahoře kolem 150 m ukazuje velmi přibližným odhadem na průtočnou plochu, přinejmenším 300-400 m². Při průměrné rychlosti vody, která dosahovala pod protřzeným rybníkem jistě přes 2,5-3 m.s⁻¹ rozhodně překročíme výrazně 500 m.s⁻¹. Podrobnější průzkum a hydraulický výpočet by v tomto profilu vedl nepochybně k zajímavým výsledkům.

¹⁰ <http://www.ntm.cz/csd>

Literatura

- Elleder, L., Dragoun, Z. (2009): Povodňové značky-součást historického dědictví, Památky středočeského kraje, č. 2, Praha, s. 32-45.
- Elleder, L., Kulasová, B., Daňhelka, J. (2012): in Přívalová povodeň 25. a 26. května 1872 a možnost protipovodňové ochrany In Daňhelka, J. a Elleder, L. Vybrané kapitoly z historie povodní a hydrologické služby v ČR, ČHMÚ Praha 2012, s. 100-118.
- Elleder, L., Šírová, J., Dragoun, Zv. (2014): Dokumentace mlýnů a jiných venkovských hospodářských objektů poškozených katastrofální povodní v květnu 1872, Sborník semináře Vodní mlýny 2013, Vysoké Mýto (in print).
- Fák, J.(2007a): Kamenné sochy u Čoubova mlýna In: Vlastivědný sborník-čtvrtletník pro regionální dějiny severního Plzeňska - č. 2/2007 ročník XVII, M&G v Mariánské Týnici, 2007a (dostupný na www.marianskatynice.cz/sborniky/2007_02.doc).
- Fák, J. (2007b): Ztracený mlýn pod Dolním Hradištěm? In: Vlastivědný sborník-čtvrtletník pro regionální dějiny severního Plzeňska - č. 2/2007 ročník XVII, M&G v Mariánské Týnici, 2007b (dostupný na www.marianskatynice.cz/sborniky/2007_02.doc).
- Harlacher, A. R.(1873): Die Überschwemmung in Böhmen Ende Mai 1872 und das damit verbundene Hochwasser der Moldau und Elbe in: Lotos, vol. 23, n. 1, s.1-31.
- Harlacher, A. R.(1874): Zur Hydrographie Böhmens. Dritter Artikel. Fortsetzung der im zweiten Artikel begonnenen Untersuchungen, mit besonderer Rücksicht auf das Hochwasser im Mai 1872 in: Technische Blätter VI, s. 168–197.
- Hlavačka, M. et al. 2014: České země v 19. století, Historický ústav, 482 s.
- Kašpárek, L. (1984): O povodních z let 1872 a 1981 na Litavce a jejich významu pro odhad N-letých průtoků. Praha: ČHMÚ, Práce a studie – Věda a výzkum v praxi, sešit 7. Praha1984, 56 s.
- Kořistka, K., Bernat (1872): Bericht über die Überschwemmung, Mittheilungen des Bureau für die Land und fortwirtschaftliche Statistik des Königreich Böhmen für das Jahr 1872, Heft 1., Praha, s. 3- 68
- Křivková, J. (2001): Povodeň 1872 v povodí Berounky a Blšanky. Analýza a rekonstrukce. VÚV T.G.M.. Praha 2001. 44 s.
- Müller, M., Kakos, V.(2004): Extrémní konvekční bouře v Čechách 25. –26. května 1872 In: Meteorologické zprávy, 57, 2004. č. 3, 69–77.
- Purkyně, E., Vogel, H. (1873): Die Katastrophe des im westlichen Böhmen am 25. Mai 1872 erfolgten Wolkenbruches vom forstlichen Standpunkt beleuchtet, Böhmischer Forstverein. Prag 1873, 80 s.

Influence of soil erosion on CO₂ emission from soil surface

Miroslav Fér, Radka Kodešová, Aleš Klement, Antonín Nikodem

Katedra pedologie a ochrany půd, Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 165 21,
Praha 6 - Suchbátka, Česká republika, e-mail: mfer@af.czu.cz

Abstract

The aim of this work was to describe an impact of erosion and deposition processes on soil properties and consequently on a microbial activity and CO₂ emission from soil. Study was performed on a morphologically diverse study site in loess region of Southern Moravia, Czech Republic. The original soil type is Haplic Chernozem, which was due to erosion changed into Regosol (steep parts) and Colluvial soil (base slope and the tributary valley). The grab soil samples were taken from topsoil at 5 locations of the selected elevation transect and also from the parent material (loess). The basic soil properties were measured in the laboratory: pH KCl, pH H₂O particle size distribution, oxidable organic carbon content, carbonates content and electrical conductivity. Bulk density, porosity and particle density were also determined. Soil hydraulic properties were measured on undisturbed soil samples placed in the Tempe Cells using the multistep outflow experiment. Soil hydraulic parameters were optimized using HYDRUS-1D. Colony-forming units (CFU) were analyzed. CO₂ emission was measured on wet and also dry undisturbed soil samples 24 hours in the laboratory using the LCi-SD portable photosynthesis system with soil respiration chamber. The maximal net CO₂ exchange rate (NCER), average NCER between 11:00 to 16:00 o'clock and NCER at 19:00 o'clock were evaluated. In general, the CFU and soil respiration increased with increasing organic matter content, salinity and particle density. The largest CFU values were measured on the topsoil at the upper part of the transect, which was only slightly impacted by erosion. The lowest CFU values and soil respiration characteristics were obtained on the topsoil at the steepest and heavily eroded parts of the transect and on the parent material. Results showed close correlation between the CFU and follow soil properties: salinity (R=0.90), pH H₂O (R=-0.95), pH KCl (R=-0.97), oxidable organic carbon content (R=0.96), carbonates content (R=-0.89), clay content (R=-0.91) particle density (R=-0.90), bulk density (R=-0.94) and porosity (R=0.94). The residual soil water content correlated with the CFU value (R=0.85) and NCER on wet samples at 19:00 o'clock (R=0.82). Saturated hydraulic conductivity influence CFU value (R=-0.89) and average NCER on wet samples (R=-0.83). Field capacity correlated with maximal NCER (R=0.89).

Key words: soil erosion, soil chemical, physical and hydraulic properties, colony forming unites, soil respiration

Introduction

Soil erosion is a serious problem of many agricultural fields in the Czech Republic. The effect of soil erosion on soil properties has been documented in many studies for example in study by Borůvka et al. (2002) or Zádorová et al. (2011a). Soil redistribution within morphologically diverse areas could modify spatial distribution of organic carbon content as described by Florinsky et al. (2002) or Zádorová et al. (2011b). Carbon content may influences soil respiration characteristics (Ellert and Jansen, 1999). The aim of our study was to describe the effect of soil erosion on selected soil chemical, physical and hydraulic properties, soil microbiology and soil respiration's properties. The goal was to test the possibility of using the soil respiration characteristics as indicators of soil degradation due to erosion.

Materials and methods

Study was performed on the morphologically diverse study site in loess region of Southern Moravia, Czech Republic. The original soil type is Haplic Chernozem, which was due to erosion changed into

Regosol (steep parts) and Colluvial soil (base slope and the tributary valley). In this site the elevations transect was chosen for description of the influence of soil erosion on soil respiration.

The grab soil samples were taken from topsoil at 5 points of the selected elevation transect and also from the parent material (loess). Soil samples were air dried and sieved through 2-mm mesh. The basic physical and chemical properties of the soil samples were determined using the standardized laboratory techniques. Active soil reaction ($\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$) and potential soil reaction (pH_{KCl}) were measured according to ISO 10390:1994 using an inoLab Level 1 pH-meter. Soil salinity was measured according Rhoades (1996) and carbonate content (CaCO_3) was measured using the volumetric calcimeter method described by Looppert and Suarez (1996). Next particle density (Flint and Flint, 2002), particle size distribution (Gee and Or, 2002) were analyzed. Oxidable organic carbon content (C_{ox}) was determined oxidimetrically (Skjemstad and Baldock, 2008). Bulk density (ρ_d) and porosity were measured on the 100-cm³ soil samples using standard methods (Dane and Topp, 2002).

To asses a microbial activity in fresh soil samples colony forming units per gram (CFU) were analyzed according to EN ISO 6222:1999. Next soil respiration was analyzed using LCi-SD portable photosynthesis system with soil respiration chamber. This equipment allows recorded many parameters. For our study we tested net CO₂ exchange rate (NCER) and net H₂O exchange rate (W_{flux}). These parameters are expressed by following equation:

The net CO₂ exchange rate (C_e per unit area) symbol $NCER$ [$\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$]:

$$NCER = u_s (-\Delta c) \quad (1)$$

where u_s is the molar flow of air per square meter of soil [$\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$]; Δc is the difference in CO₂ concentration through soil hood [$\mu\text{mol mol}^{-1}$].

The net H₂O exchange rate (soil flux) W_{flux} [$\text{m mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$]:

$$W_{\text{flux}} = \Delta e u_s / p \quad (2)$$

where u_s is the molar flow of air per square meter of soil, [$\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$]; Δe is the differential water vapor concentration, m Bar; p is the atmospheric pressure [mBar].

Samples for measuring soil respiration were collected in the field on 30.10. and 1.11.2013 using iron collars. Collars were inserted into the soil surface carefully not to disturb the soil. Each collar volume was 713 cm³ and soil surface area was 94.2 cm². Collars with the undisturbed soils were removed from the soils and taken to the laboratory. Soil respiration (ADC BioScientific, 2011) was measured under constant conditions (20 °C) to eliminate the influence of climatic conditions (wind, sun shine, soil and air temperature and humidity). Two measurements were taken for each soil sample. First, the soil respiration was measured on the wet soil samples (i.e. soil water content corresponded to the actual field conditions). Next, soil samples were air-dried at 30°C and soil respiration was measured on the dry soil samples. In both cases soil respiration was recorded for 24 hours in one minute step. Maximal values of NCER during the daylight and NCER at 19 o'clock were determined. The average NCER and W_{flux} values between 11 to 16 o'clock were calculated.

After finishing the soil respiration experiments the undisturbed samples of volume of 100 cm³ were taken from each collar. These undisturbed samples (soil core of height of 5.1 cm and cross-sectional area of 19.60 cm²) were used for multiple outflow test. Cores were placed into Tempe cells. Fully saturated soil samples in the Tempe cell were slowly drained during the 3 weeks period using 9 pressure head steps (a minimum pressure head of 1000 cm). Program HYDRUS 1-D (Šimůnek et al., 2008) was applied to simulate water flow in the soil samples, and to optimize parameters of the van Genuchten (1980) soil hydraulic function, the soil retention curve, $\theta(h)$, and the hydraulic conductivity function, $K(\theta)$:

$$\theta_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad \theta_e = \frac{1}{(1 + (\alpha|h|)^n)^m}, \quad h < 0, \quad \theta_e = 1, \quad h \geq 0 \quad (3)$$

$$K(\theta) = K_s \theta_e^l [1 - (1 - \theta_e^{1/m})^2], \quad h < 0, \quad K(\theta) = K_s, \quad h \geq 0 \quad (4)$$

where θ_e is effective soil water content (dimensionless), θ_r is residual soil water content [L^3L^{-3}], θ_s is saturated water content [L^3L^{-3}], h is pressure head [L], α is the reciprocal of the air-entry pressure head [L^{-1}], l is the pore-connectivity parameter (dimensionless), n is related to the slope of the retention curve at the inflection point (dimensionless), $m = 1-1/n$ (dimensionless), and K_s is saturated hydraulic conductivity [LT^{-1}].

Other parameters as field capacity (i.e. soil water content for $h=330\text{cm}$) (θ_{FC}), soil water content for $h=70\text{ cm}$ (i.e. limit between small and large capillary pores) (θ_{70}) (Kodešová, et al. 2008) and ($\theta_s - \theta_{70}$) were also calculated from the retention curves.

Relationship between soil properties, CFU and soil respiration characteristics were evaluated using the program Statistica (StatSoft, Inc., 2013).

Results and discussion

Resulting soil properties are shown in Table 1. Results clearly demonstrate the effect of the soil erosion, which redeposited soil material along the elevation transect, on all measured properties. The amount of the oxidable carbon content, salinity and mainly amount of colony forming units (CFU) are the highest at the part of the transect, which was less affected by erosion, The highest soil reaction, bulk density, clay content and amount of carbonates was measured at the part highly influenced by erosion (parent material was close to the surface).

Table 1: Results of colony forming units per gram (CFU/g) and basic soil properties: pH H₂O and pH KCl, carbonates content, salinity and oxidable organic carbon content (Cox), texture, porosity and bulk density (ρ_d) and particle density (ρ_s).

sample	CFU/g	pH H ₂ O (-)	pH KCl (-)	Carbonates (%)	Salinity ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	Cox (%)
B1	344000	7.92	7.64	6.7	132.6	1.21
B2	340000	8.02	7.65	10.2	128.0	0.94
B3	170000	8.13	7.72	11.5	118.3	0.59
B4	152000	8.10	7.71	10.5	117.7	0.66
B5	228000	8.02	7.68	10.5	133.8	0.84
Loess	6000	8.27	7.74	18.9	102.8	0.22
	Clay (%)	Silt (%)	Sand (%)	Porosity (-)	ρ_d (g cm^{-3})	ρ_s (g cm^{-3})
B1	17.4	63.49	19.11	0.49	1.33	2.59
B2	17.76	63.52	18.72	0.47	1.38	2.61
B3	21.27	66.07	12.66	0.45	1.46	2.64
B4	18.98	60.85	20.17	0.45	1.45	2.64
B5	18.19	56.6	25.21	0.45	1.44	2.63
Loess	23	59.53	17.47	0.43	1.50	2.65

The van Genuchten soil hydraulic parameters (θ_s , θ_r , a , n , K_s) and parameter describing porous system θ_{FC} , θ_{70} and $\theta_s - \theta_{70}$ are shown in Table 2.

Table 2: Parameters of the van Genuchten functions (θ_s , θ_r , α , n , K_s), field capacity (θ_{FC}), limit between the small and large capillary pores (θ_{70}) and ($\theta_s - \theta_{70}$).

sample	θ_s ($\text{cm}^{-3} \text{cm}^{-3}$)	θ_r ($\text{cm}^{-3} \text{cm}^{-3}$)	α (1/cm)	n (-)	K_s (cm h^{-1})	θ_{FC} ($\text{cm}^{-3} \text{cm}^{-3}$)	θ_{70} ($\text{cm}^{-3} \text{cm}^{-3}$)	$\theta_s - \theta_{70}$ ($\text{cm}^{-3} \text{cm}^{-3}$)
B1	0.41	0.19	0.0153	1.5898	0.07	0.27	0.36	0.05
B2	0.35	0.20	0.0071	1.8585	0.02	0.28	0.34	0.01
B3	0.36	0.16	0.0163	1.7619	0.27	0.22	0.30	0.05
B4	0.38	0.19	0.0159	2.1218	0.40	0.24	0.33	0.05
B5	0.35	0.19	0.0106	1.6918	0.04	0.26	0.33	0.03
Loess	0.44	0.08	0.0142	1.5124	0.45	0.25	0.37	0.07

The net CO₂ exchange rate measured on the wet soil samples and dry soil samples from 8:00 till 20:00 o'clock are shown in Figure 1 and 2, respectively. Data measured over night are not shown because soil microbes do not produce CO₂ over night, but consume CO₂.

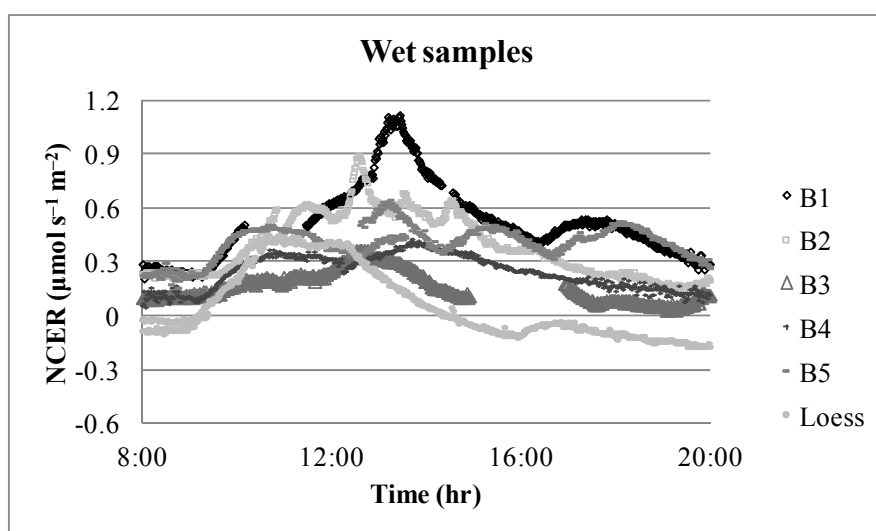


Figure 1: Soil respiration expressed as the net CO₂ exchange rate (NCER) from wet soil samples.

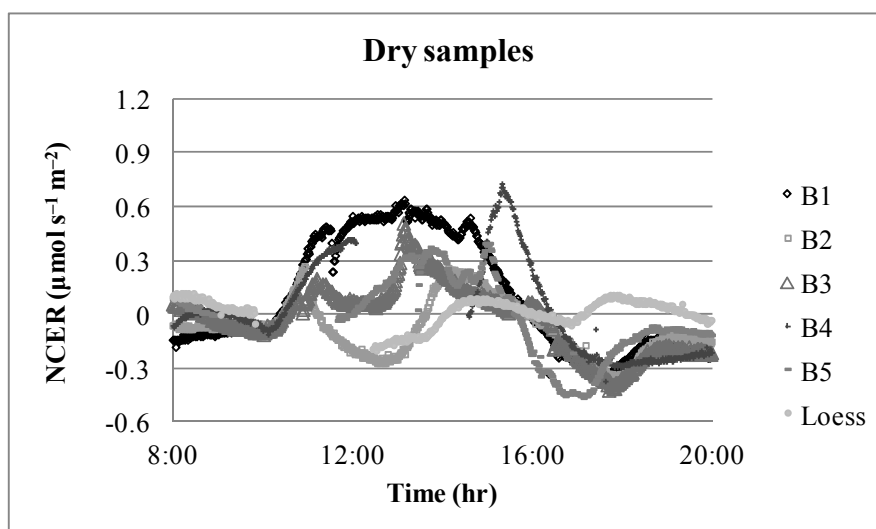


Figure 2: Soil respiration expressed as the net CO₂ exchange rate (NCER) from dry soil samples.

Average values of NCER and W_{flux} are shown in Figure 3. The highest values of the average NCER were obtained for samples, which were less influenced by soil erosion and with higher amount of organic matter. Lower values of average NCER were obtained for loess and for soil sample B3. W_{flux} was higher for soil at B3 and loess on the wet samples contrary to the average NCER results. W_{flux} calculated for dry samples decrease within the transect.

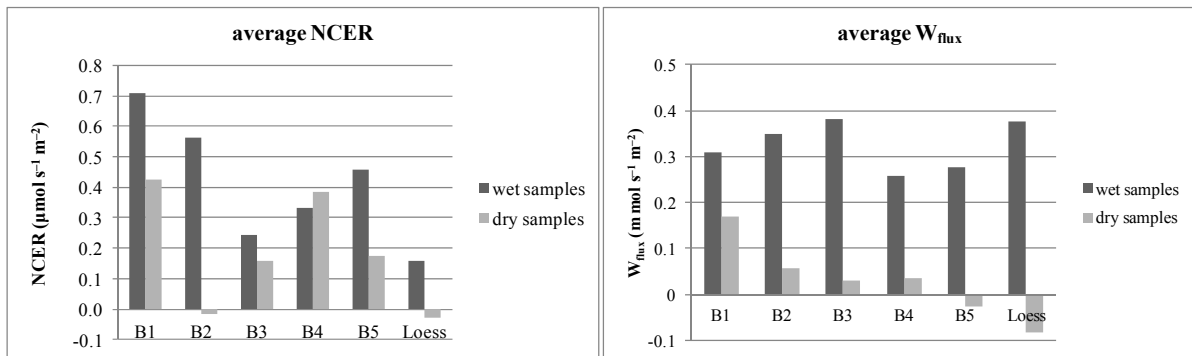


Figure 3: Average values of NCER and W_{flux} measured between 11:00 to 16:00 o'clock.

Maximal values of NCER and NCER at 19 o'clock are shown in Figure 4. Values measured on wet soil samples follow similar trend as the average NCER values except the negative value at 19 o'clock for loess. Interestingly NCER values at 19:00 were negative for dry samples B1-B5 but positive for loess.

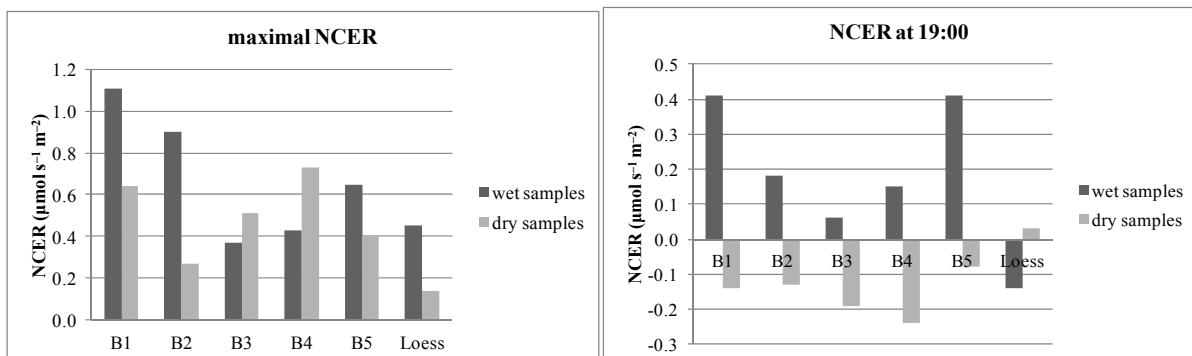


Figure 4: Maximal values of NCER and values of NCER measured at 19:00 o'clock.

Relationships between CFU, soil respiration and soil properties are documented in Table 3. High positive correlations were found between CFU and oxidable organic carbon content, salinity or porosity. Negative correlations were found between CFU and soil reaction or bulk density. Similar relationships were found between soil respiration characteristics measured on wet soil samples and soil properties. Data obtained for dry soil samples didn't show any correlation between soil respiration characteristics and soil properties.

Correlations between CFU and soil respiration are presented in Table 4. CFU and NCER at 19 o'clock are positively related with the residual water content (θ_r) and negatively with the saturated hydraulic conductivity (K_s). Soil respiration characteristics for dry soil samples show no correlation with soil hydraulic parameters.

Table 3: Correlations between colony forming units, soil respiration characteristics and soil properties (first line – correlation coefficient R, second line - p value).

	CFU/g	NCER w_max	NCER w_average	NCER w_19	NCER d_max	NCER d_average	NCER d_19
CFU/g		0.8375	0.9357	0.7900	0.3206	0.3156	-0.4048
		p=0.037	p=0.006	p=0.062	p=0.536	p=0.542	p=0.426
NCER w_max	0.8375		0.9491	0.6691	0.0785	0.2324	0.0313
	p=0.037		p=0.004	p=0.146	p=0.882	p=0.658	p=0.953
NCER w_average	0.9357	0.9491		0.8355	0.3153	0.4178	-0.2291
	p=0.006	p=0.004		p=0.038	p=0.543	p=0.410	p=0.662
NCER w_19	0.7900	0.6691	0.8355		0.4907	0.5802	-0.3181
	p=0.062	p=0.146	p=0.038		p=0.323	p=0.227	p=0.539
NCER d_max	0.3206	0.0785	0.3153	0.4907		0.9472	-0.8463
	p=0.536	p=0.882	p=0.543	p=0.323		p=0.004	p=0.034
NCER d_average	0.3156	0.2324	0.4178	0.5802	0.9472		-0.6411
	p=0.542	p=0.658	p=0.410	p=0.227	p=0.004		p=0.170
NCER d_19	-0.4048	0.0313	-0.2291	-0.3181	-0.8463	-0.6411	
	p=0.426	p=0.953	p=0.662	p=0.539	p=0.034	p=0.170	
Salinity	0.8985	0.7002	0.8604	0.9567	0.3726	0.4016	-0.3476
	p=0.015	p=0.121	p=0.028	p=0.003	p=0.467	p=0.430	p=0.500
pH H ₂ O	-0.9468	-0.8213	-0.9543	-0.9347	-0.4793	-0.5331	0.4082
	p=0.004	p=0.045	p=0.003	p=0.006	p=0.336	p=0.276	p=0.422
pH KCl	-0.9701	-0.9369	-0.9890	-0.8089	-0.2500	-0.3192	0.2393
	p=0.001	p=0.006	p=0.000	p=0.051	p=0.633	p=0.537	p=0.648
Carbonates	-0.8845	-0.6327	-0.8309	-0.8617	-0.7129	-0.6884	0.6861
	p=0.019	p=0.178	p=0.040	p=0.027	p=0.112	p=0.131	p=0.132
Cox	0.9605	0.8584	0.9708	0.8923	0.4721	0.5265	-0.4091
	p=0.002	p=0.029	p=0.001	p=0.017	p=0.344	p=0.283	p=0.421
Particle density	-0.9020	-0.9597	-0.9714	-0.7531	-0.3154	-0.4288	0.2021
	p=0.014	p=0.002	p=0.001	p=0.084	p=0.543	p=0.396	p=0.701
Bulk density	-0.9359	-0.9433	-0.9739	-0.7297	-0.3422	-0.4174	0.2947
	p=0.006	p=0.005	p=0.001	p=0.100	p=0.507	p=0.410	p=0.571
Porosity	0.9384	0.9379	0.9710	0.7204	0.3462	0.4143	-0.3109
	p=0.006	p=0.006	p=0.001	p=0.106	p=0.501	p=0.414	p=0.549
Sand	0.2257	0.2994	0.3908	0.6214	0.0400	0.1916	0.1682
	p=0.667	p=0.564	p=0.444	p=0.188	p=0.940	p=0.716	p=0.750
Silt	0.3249	0.1348	0.1305	-0.1585	0.2558	0.0906	-0.4988
	p=0.530	p=0.799	p=0.805	p=0.764	p=0.625	p=0.864	p=0.314
Clay	-0.9047	-0.7508	-0.9110	-0.8931	-0.4610	-0.4870	0.4500
	p=0.013	p=0.085	p=0.012	p=0.017	p=0.357	p=0.327	p=0.371

Table 4.: Correlations between colony forming units, soil respiration characteristics and soil hydraulic properties (first line – correlation coefficient R, second line - *p* value).

	CFU/g	NCER w_max	NCER w_average	NCER w_19:00	NCER d_max	NCER d_average	NCER d_19:00
θ_s	-0.5253	-0.0074	-0.2411	-0.4403	-0.2296	-0.0085	0.5740
	p=0.284	p=0.989	p=0.645	p=0.382	p=0.662	p=0.987	p=0.234
θ_R	0.8447	0.4864	0.7288	0.8164	0.6061	0.5152	-0.7144
	p=0.034	p=0.328	p=0.100	p=0.047	p=0.202	p=0.296	p=0.111
α	-0.4521	-0.4147	-0.3809	-0.2350	0.5539	0.5689	-0.2776
	p=0.368	p=0.414	p=0.456	p=0.654	p=0.254	p=0.239	p=0.594
n	0.1308	-0.2615	-0.0240	0.0579	0.5429	0.3176	-0.7992
	p=0.805	p=0.617	p=0.964	p=0.913	p=0.266	p=0.540	p=0.056
K_s	-0.8899	-0.7686	-0.8299	-0.7947	0.0028	-0.0334	0.0696
	p=0.018	p=0.074	p=0.041	p=0.059	p=0.996	p=0.950	p=0.896
θ_{FC}	0.6626	0.8905	0.8044	0.5722	-0.2489	-0.0674	0.3317
	p=0.152	p=0.017	p=0.054	p=0.235	p=0.634	p=0.899	p=0.521
θ_{70}	-0.1979	0.3526	0.1086	-0.1866	-0.4009	-0.1423	0.6833
	p=0.707	p=0.493	p=0.838	p=0.723	p=0.431	p=0.788	p=0.135
$\theta_s - \theta_{70}$	-0.7074	-0.4235	-0.5567	-0.5688	0.0566	0.1503	0.2294
	p=0.116	p=0.403	p=0.251	p=0.239	p=0.915	p=0.776	p=0.662

Conclusion

Results show that microbial potential expressed using colony forming units (CFU) and soil respiration characteristics could be used as an indicators of soil degradation due to erosion. CFU value highly correlated with soil organic matter content and porosity. Close correlations were found between soil respiration characteristics evaluated on wet samples and most of the measured soil properties. Data obtained on dry samples didn't show any close correlations with other soil characteristics as was expected.

Acknowledgement

Authors acknowledge the financial support of the Ministry of Agriculture of the Czech Republic No. QJ1230319.

Literature

- ADC BioScientific, 2011. User manual LCi-SD Leaf Chamber/Soil Respiration Analysis System. Hertfordshire.
- Borůvka, L., Donátová, H., Němeček, K., 2002. Spatial distribution and correlation of soil properties in a field: a case study. *Rostlinná výroba*, 48(10), 425–432.
- Dane, J.H., Topp, C.T. (eds). 2002. *Methods of Soil Analysis, Part 4 – Physical Methods*. Soil Science Society of America, Inc. Madison, USA.
- Ellert, B.H., Janzen, H.H. 1999. Short-term influence of tillage on CO₂ fluxes from a semi-arid soil on the Canadian Praries. *Soil and Tillage Research*. 50: 21-32.
- Flint A.L., Flint L.E. 2002. article density, in: J.H. Dane, G.C. Topp (Eds.), *Methods of Soil Analysis. Part 4. Physical Methods*, Soil Science Society of America, Inc., Madison, USA, pp. 229–240.
- Florinsky, I.V., Eilers, R.G., Manning, G.R., Fuller, L.G., 2002. Prediction of soil properties by digital terrain modelling. *Environmental Modelling and Software*, 17 (3), 95-311.

- Gee G.W., Or D. 2002. Particle-size analysis, in: J.H. Dane, G.C. Topp (Eds.), *Methods of Soil Analysis. Part 4. Physical Methods*, Soil Science Society of America, Inc., Madison, USA, pp. 255–294.
- 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.
- International Organization of Standardization, Standard of Soil quality – Determination of pH (ISO 10390:1994).
- International Organization of Standardization, Water quality - Enumeration of culturable microorganisms - Colony count by inoculation in a nutrient agar culture medium (ISO 6222:1999). This standard is the Czech version of the European Standard EN ISO 6222:1999. The European Standard EN has the status of a Czech Standard.
- 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.
- Looppert, H.R., Suarez, L.D. 1996. Carbonate and gypsum. In: Sparks D.L., Page A.L., Helmke P.A., Loepfert R.H., Soltanpour P.N., Tabatabai M.A., Johnston C.T., Sumner M.E. (eds): *Methods of Soil Analysis. Part 3. Chemical Methods*. Soil Science Society of America, Inc., Madison, 417–435.
- Rhoades J.D. 1996. Salinity: electrical conductivity and total dissolved solids. In: Sparks D.L., Page A.L., Helmke P.A., Loepfert R.H., Soltanpour P.N., Tabatabai M.A., Johnston C.T., Sumner M.E. (eds): *Methods of Soil Analysis. Part 3. Chemical Methods*. Soil Science Society of America, Inc., Madison, 417–435.
- Skjemstad, J., and Baldock, J.A. 2008. Total and Organic Carbon . In: Carter, M. (ed), *Soil Sampling and Methods of Analysis*, (2nd Edition), Boca Raton, FL, USA :Soil Science Society of Canada. CRC Press: 225-238.
- StatSoft. Inc. 2013. STATISTICA (data analysis software system). version 12. www.statsoft.com.
- Šimůnek, J., M. Šejna, H. Saito, M. Sakai, and M.Th. van Genuchten. 2009. The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated Media, Version 4.08, Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California, USA, pp. 296.
- WRB. 2006: World Reference Base for Soil Resources: a Framework for International Classification, Correlation and Communication. World Soil Resources Reports 103. FAO, ISRIC, IUSS, Rome. 128 pp.
- Zádorová, T., Jakšík, O., Kodešová, R., Penížek, V., 2011a. Influence of terrain attributes and soil properties soil on aggregates stability. *Soil and Water Research*, 6(3), 111-119.
- Zádorová, T., Penížek, V., Šefrna, L., Rohošková, M., Borůvka, L., 2011b. Spatial delineation of organic carbon-rich Colluvial soils in Chernozem regions by Terrain analysis and fuzzy classification. *Catena*, 85(1), 22-33.

Vyhodnocení příspěvku množství usazených srážek k celkovému srážkovému úhrnu

Jaroslav Fišák¹, Kristýna Bartůňková¹, Getu Bekere Mekonnen²

¹ Ústav fyziky atmosféry AVČR, v.v.i. 1401 Boční II, 141 31 Praha 4, Česká republika

² Katedra vodních zdrojů, Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů, Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 165 21 Praha 6 - Suchbát

Abstrakt

V příspěvku je pozornost věnována 2 následujícím tématům: i) porovnání výsledků měření množství usazených srážek pomocí Duvdevaniho rosoměru (DD) a automatického přístroje (AD), pro měření hmotnosti usazených srážek, který byl vyvinut a vyroben v Ústavu fyziky atmosféry AVČR, v.v.i. a ii) vyhodnocení příspěvku usazených srážek k celkovému srážkovému úhrnu. V první tematické oblasti bylo zjištěno, že při subjektivním vyhodnocování množství usazených srážek (rosy) pomocí Duvdevaniho rosoměru dochází: 1) podhodnocování počtu dnů s výskytem usazených srážek (rosy), a 2) k nadhodnocování množství usazených srážek. Počet dnů s usazenými srážkami podle DD byl o 27% nižší než podle AD. V průměrném množství usazených srážek připadajících na jeden den nebyl podstatný rozdíl (0,079/0,077 mm, AD/DD). Podstatný rozdíl byl však při porovnání množství usazených srážek připadajících na den s výskytem usazených srážek (0,126/0,186 mm, AD/DD).

Klíčová slova: usazené srážky, rosoměr, srážkový úhrn

Úvod

Je všeobecně známo, že rozeznáváme 2 druhy srážek, srážky padající (někdy nazývané též vertikální) a srážky usazené (nesprávně nazývané horizontální nebo okultní). Mezi posledně uvedené (usazené srážky) patří srážky usazené z mlhy, nebo srážky vzniklé kondenzací vodní páry na porostech nebo předmětech na zemském povrchu. Množství obou dvou druhů atmosférických srážek pak tvoří celkový srážkový úhrn. Zatím co úhrn padajících srážek je relativně snadno měřitelný a kvantifikovatelný, úhrn usazených srážek, jako je rosa, zmrzlá rosa, jinovatka (šedý mráz) a srážek usazených z mlhy je obtížně měřitelný a kvantifikovatelný. Zároveň s vodou z usazených srážek vstupují do ekosystémů i znečišťující látky, které jsou obsažené v přízemní vrstvě atmosféry. Měření množství usazených srážek se dnes buď neprovádí vůbec, nebo se provádí pouze výjimečně.

Zařízením pro stanovení množství rosy, které dosud doznalo většího rozšíření, byl tzv. Dufdevaniho rosoměr - lakovaný dřevěný hranolek předepsaných rozměrů, který se umísťoval v různých výškách od úrovně zastřiženého trávníku (cca 5 cm) až po výšku 1,5 m (Dufdevany, 1947). Množství rosy se posuzuje podle Dufdevaniho rosoměrné stupnice (Stružka, 1956; Middleton and Spilhaus, 1953). Rosoměrnou stupnici představuje řada fotografií rosy. U každého obrázku je uvedeno odpovídající množství srážek v milimetrech. Pomocí tohoto zařízení však lze subjektivně odhadnout pouze množství rosy, pro kterou je sestavena stupnice. Pro jiné druhy usazených srážek stupnice nebyla vytvořena.

V některých příspěvcích se rovněž setkáme s vyčíslením úhrnů usazených srážek, především rosy. K vyčíslení úhrnů usazených srážek nejčastěji dochází jako vedlejší produkt při snaze určit chemické znečištění obsažené v těchto srážkách pomocí kolektorů uvedených srážek. Tyto kolektory jsou manuálně obsluhované. Příklady takového vyčíslení nalezneme pro některá místa ve Francii například v Beysens at al. (2006a and 2006b), Muselli et al. (2002 and 2006a). Pro některá stanoviště v Chorvatsku v Muselli et al. (2006b and 2009), Pro centrální část Holandska lze nalézt údaje o úhrnech usazených srážek (rosy) např. v Jakobs et al. (2008). Pro Tahiti jsou uvedeny tyto údaje v Clus et al. (2008). Nejnovější údaje přináší Galek et al. (2012) z území Polska. Všechny uvedené příspěvky však byly zaměřené především na chemické vlastnosti vody z rosy.

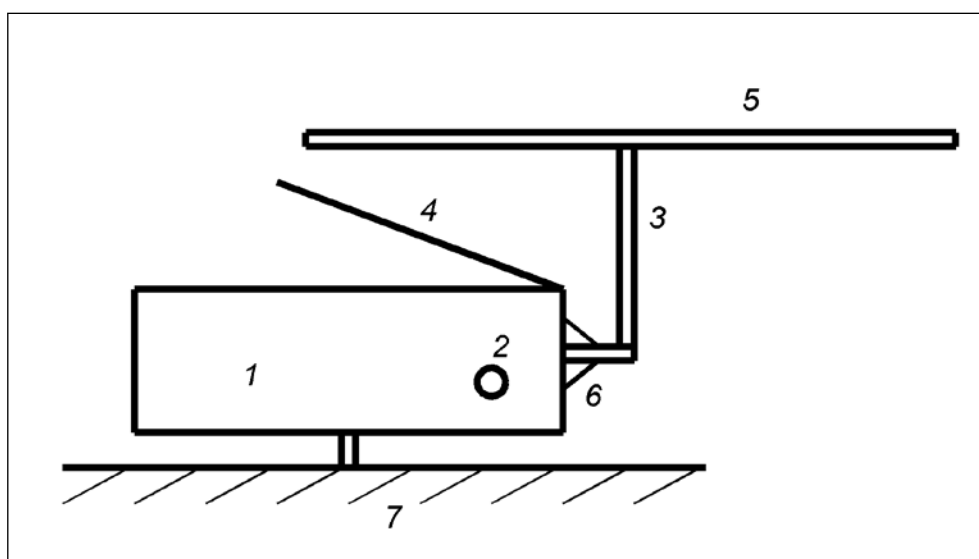
Naším hlavním cílem bylo kvantifikovat příspěvek usazených srážek k celkovému srážkovému úhrnu, nikoliv sledovat chemické vlastnosti vody z usazených srážek. Z tohoto důvodu jsme se zaměřily pouze na měření úhrnu usazených srážek a ne na sběr vzorků vody z nich.

Stručný popis automatického zařízení

Na Ústavu fyziky atmosféry AVČR, v.v.i. byl sestrojen přístroj na měření hmotnosti usazených srážek. Tento přístroj je schematicky zakreslen na obr. 1. Má dvě základní části: skříň elektroniky a záchytnou desku.

Skříň elektroniky (1) je připevněna podstavci (7), který zajišťuje dostatečně stabilní polohu celého zařízení. Na skříni je připevněn konektor (2), určený pro napájení elektronické části a pro komunikaci s počítačem. Ve skříni elektroniky je teplotně kompenzovaný tenzometrický můstek a plošný spoj elektroniky. Můstek je spojen držákem (3) s malou teplotní vodivostí se sběrnou deskou (5). Výstup držáku ze skříně je kryt těsněním (6) proti hmyzu a nečistotám. Pro snížení vlivu tepla z obvodů elektroniky na záchytnou desku, je nad skříni elektroniky umístěn teplotní kryt (4).

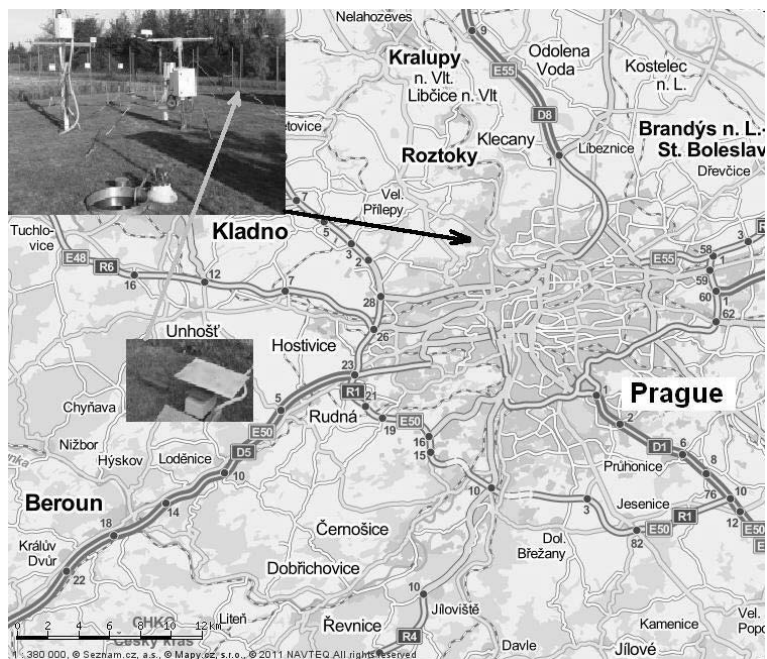
Záchytná deska má plochu 0,2 m² a je při instalaci srovnána pomocí vodováhy do vodorovné polohy. Podobné zařízení je ukázáno v Beysens et al. (2001 and 2003), nebo Muselli et al. (2002).



Obr. 1: Schematické znázornění přístroje. (1 – skříň elektroniky, 2 – konektor, 3 – držák, 4 – teplotní kryt, 5 – sběrná deska, 6 – těsnění, 7 – podstavec).

Popis stanoviště

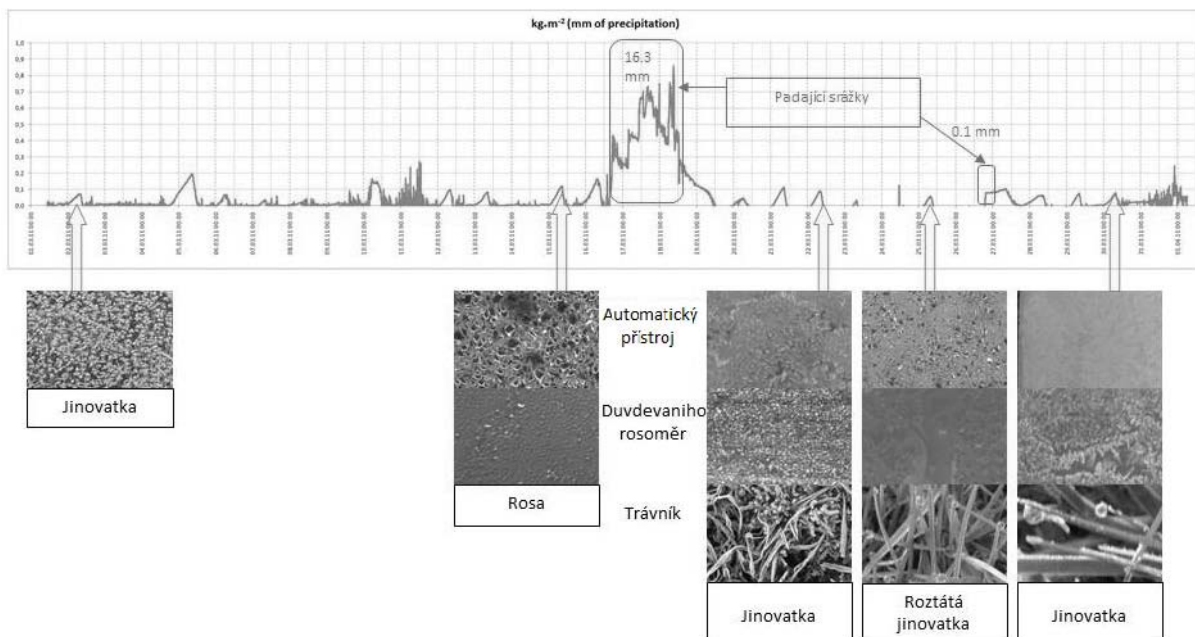
Měření množství rosy probíhalo na Stanici sledování transportních procesů a dynamiky půdní vlhkosti Katedry vodních zdrojů Fakulty agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů České zemědělské univerzity v Praze (KVZ FAPPZ ČZU). Tato stanice leží na území univerzity v Praze Suchdol na severoseverozápadním okraji Prahy. V okolí stanice se nalézají pokusná pole a ve vzdálenosti cca 100 m několik samostatných nízkých hospodářských budov. Umístění stanice je ukázáno na obr. 2.



Obr. 2: Umístění měřícího stanoviště.

Metody a materiály

Vyhodnocení příspěvku množství usazených srážek proběhlo na „Stanici sledování transportních procesů a dynamiky půdní vlhkosti“ Katedry vodních zdrojů Fakulty agronomické, přírodních a potravinových zdrojů České zemědělské univerzity v Praze (dále jen KVZ FAPPZ ČZU). Tato stanice se nachází na severním okraji Prahy. Kromě automatického přístroje je k dispozici Duvdevaného rosoměr. Množství usazených srážek na Duvdevaného rosoměru je vyhodnocováno každé ráno v 7 hodin aktuálního času podle Duvdevaného stupnice. Množství srážek se stanovuje pouze v případě kapalných srážek (rosy). Na stanici nejsou prováděna standardní meteorologická pozorování. To znamená, že usazené srážky, které vznikly jako jinovatka (šedý mráz) a do příchodu pozorovatele roztály, jsou vyhodnoceny jako rosa, neboť pozorovatel hodnotí stav v okamžiku pozorování bez znalosti vývoje v čase. K dispozici jsou však měření teploty a vlhkosti vzduchu ve výšce 2 m, měření dohlednosti, směru a rychlosti větru rovněž ve výšce 2m. Pozorovatel tyto údaje však nemá bezprostředně k dispozici. Testování probíhalo 18 měsíců, březen až srpen 2011 a po celý rok 2012. Z uvedených důvodů byly upraveny datové soubory tak, aby byly k dispozici data z automatického přístroje, Duvdevaného rosoměru i meteorologická měření po celé srovnávací období. Výsledky jsou uvedeny v tab. 1. V této tabulce je uveden úhrn usazených srážek měřený automatickým přístrojem (AD) a stanovený pomocí Duvdevaného rosoměru (DD). Tabulka rovněž uvádí počet dnů s měřením, počet dnů s usazenými srážkami (podle AD a DD), úhrn usazených srážek za příslušné období podle AD a DD, množství usazených srážek připadající na jeden den daného období a množství usazených srážek připadající na jeden den s výskytem usazených srážek., celkovému srážkovému úhrnu. Příklad výsledků měření usazených srážek pomocí AD je uveden na obr. 3. Na tomto obrázku je pro některé případy ukázán výskyt usazených srážek na AD, DD a na trávniku.



Obr. 3: Příklad výsledků měření usazených srážek pomocí AD v měsíci březnu 2011, a výskyt usazených srážek na AD, DD a trávníku.

Výsledky porovnání měření automatického a Duvdevaniho rosměru

V této části jsme se zaměřili pouze na období, kdy probíhalo společné měření usazených srážek pomocí automatického přístroje (AD) a Duvdevaniho rosměru (DD). Společné měření probíhalo 393 dnů. Nejsou zahrnuta následující období: leden, únor, listopad a prosinec r. 2012, neboť podle tohoto přístroje nelze vyhodnotit množství pevných usazených srážek, a září až prosinec r. 2011, kdy byly prováděny úpravy automatického zařízení, bylo měření přerušeno. Dále došlo k drobnějším výpadkům měření v měsících červenec až září 2012. V období společného měření se prokazatelně vyskytlo 251 dnů s usazenými srážkami, které byly zaznamenány automatickým rosměrem. Pozorovatel na základě měření DD vyhodnotil v daném období pouze 184 dnů s rosou, tedy o 67 dnů (27%) méně. Úhrn usazených srážek za uvedené období podle AD byl 30,4 mm a podle DD 29,1 mm. Z uvedeného je zřejmé, že rozdíl v úhrnu usazených srážek není podstatný (méně než 5%). Zároveň ale vidíme, že při jednotlivých měřeních pomocí DD jsou výsledky oproti automatickým měřením nadhodnocovány. Průměrná hodnota usazených srážek naměřená AD v den s usazenými srážkami je 0,12 mm, zatím co podle DD 0,16 mm.

Zajímavé je i porovnání úhrnu usazených srážek připadajícího na jeden den. Zde AD vykázal minimum v červnu r. 2011 (0,043 mm) a maximum v srpnu téhož roku (0,152 mm). Podle DD bylo dosaženo minimum v březnu r. 2011 (0,019 mm) a maximum v červenci r. 2012 (0,133 mm). Při porovnání extrémních hodnot připadajících na den s výskytem usazených srážek byla u AD zaznamenána minimální hodnota (0,065 mm) v březnu r. 2011 a maximální (0,182) v září 2012. U DD byla minimální hodnota (0,100 mm) zaznamenána březnu 2011 a maximální (0,667 mm) v červenci 2011.

Tabulka 1: Výsledky měření usazených srážek pomocí AD a DD v testovacím období.

Rok	Měsíc	Počet dnů měření	počet dnů s usazenými srážkami		úhrn usazených srážek [mm]		úhrn usazených srážek za den [mm]		úhrn usazených srážek za den s usazenými srážkami [mm]	
			AD	DD	AD	DD	AD	DD	AD	DD
2011	III	31	23	6	1,5	0,6	0,048	0,019	0,065	0,100
	IV	30	20	17	1,4	1,8	0,047	0,060	0,070	0,106
	V	31	22	20	2,2	2,3	0,071	0,074	0,100	0,115
	VI	30	13	13	1,3	1,4	0,043	0,047	0,100	0,108
	VII	31	19	14	2,0	2,1	0,065	0,068	0,105	0,150
	VIII	31	26	20	4,7	3,9	0,152	0,126	0,181	0,195
2012	III	31	17	6	2,6	0,9	0,084	0,029	0,153	0,150
	IV	30	20	10	2,3	1,6	0,077	0,053	0,115	0,160
	V	31	20	25	2,0	3,6	0,065	0,116	0,100	0,144
	VI	30	20	15	2,0	2,4	0,067	0,080	0,100	0,160
	VII	15	8	3	1,4	2,0	0,093	0,133	0,175	0,667
	VIII	23	15	12	2,5	2,0	0,109	0,087	0,167	0,167
	IX	18	11	10	2,0	1,9	0,111	0,106	0,182	0,190
	X	31	17	13	2,5	2,6	0,081	0,084	0,147	0,200
celkem		393	251	184	30,4	29,1	-	-	-	-
průměr		28	18	13	2,17	2,08	0,079	0,077	0,126	0,186
max.		31	26	25	4,7	3,9	0,152	0,133	0,182	0,667
min.		15	8	3	1,3	0,6	0,043	0,019	0,065	0,100

Závěr

Přestože měření množství usazených srážek na „Stanici sledování transportních procesů a dynamiky půdní vlhkosti“ probíhá relativně krátké období, výsledky jsou velmi zajímavé. Ukazuje se, že příspěvek usazených srážek k celkovému srážkovému úhrnu není zanedbatelný. Automatický přístroj je schopen měřit i při záporných teplotách. Tím je dána možnost měřit množství usazených srážek jako je šedý mráz a zmrzlá rosa. Dostáváme tak možnost objektivně stanovovat množství usazených srážek v průběhu celého roku na rozdíl od Duvdevaniho rosoměru. U Duvdevaniho rosoměru se při vyhodnocování výrazně projevuje lidský faktor. Dochází zde i záměně usazených srážek za padající. Nejsou, objektivně ani nemohou být, zaznamenány usazené srážky, které se usazují na povrchu ovlivněném padajícími srážkami, pokud ustanou padající srážky a vzniknou podmínky pro radiační ochlazování.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl za podpory projektu GAČR 205/09/1918.

Literatura

- Beysens D., Nikolajev V., Milimouk I., Muselli M., 2001: A Study of Dew and Frost Precipitation at Grenoble, France. In Schemenauer R.S. and Puxbaum H. (eds.) : Proceedings of Second International Conference on Fog and Fog Collection. St. John's, Canada. 329-331.
- Beysens D., Milimouk I., Nikolajev V., Muselli M., Marcillat J., 2003: Using radiative cooling to condense atmospheric vapor: a study to improve water Ŝeld. *Journal of Hydrology* 276, 1–11.
- Beysens, D., Ohayon, C., Muselli, M., Clus, O., 2006. Chemical and biological characteristics of dew and rain water in an urban coastal area (Bordeaux, France). *Atmospheric Environment*, vol. 40, 3710-3723.
- Chiwa, M., Miyake, T., Kimura, N., Sakugawa, H., 2008. Organic Acids and Aldehydes in Throughfall and Dew in a Japanese Pine Forest. *Journal of Environmental Quality*, vol. 37, 2397-2402.
- Clus, O., Lekouch, I., Muselli, M., Milimouk-Melnitouch, I., Beysens, D., 2013. Dew, fog and rain water collectors in a village of S-Morocco (Idouassksou) *Desalination and Water Treatment*, vol. 51, 4235-4238.
- Clus, O., Ortega, P., Muselli, M., Milimouk, I., Beysens, D., 2008. Study of dew water collection in humid tropical islands. *Journal of Hydrology*, vol. 361, 159-171.
- Clus, O., Ouazzani, J., Muselli, M., Nikolajev, V.S., Sharan, G., Beysens, D., 2009. Comparison of various radiation-cooled dew condensers using computational fluid dynamics. *Desalination*, vol. 249, 707-712.
- Duvdevani M. A., 1947: An optical Method of Dew Estimation. Karkur (Palestine).
- Muselli M., Beysens D., Marcillat J., Milimouk I., Nilsson T., Louche A., 2002: Dew water collector for potable water in Ajaccio (Corsica Island, France). *Atmospheric Research*, vol. 64, 297-312.
- Middleton W.E. and Spilhaus A.F., 1953: *Meteorological instruments*. Toronto.
- Muselli M., Beysens D., Marcillat J., Milimouk I., Nilsson T., Louche A., 2002: Dew water collector for potable water in Ajaccio (Corsica Island, France). *Atmospheric Research*, vol. 64, 297-312.
- Middleton W.E. and Spilhaus A.F., 1953: *Meteorological instruments*. Toronto.
- Lekouch, I., Lekouch, K., Muselli, M., Mongruel, A., Kabbachi, B., Beysens, D., 2012. Rooftop dew, fog and rain collection in southwest Morocco and predictive dew modeling using neural network. *Journal of Hydrology*, vol. 448, 60-72.
- Lekouch, I., Muselli, M., Kabbachi, B., Ouazzani, J., Melnitouch-Milimouk, I., Beysens, D., 2011. Dew, fog, and rain as supplementary sources of water in south-western Morocco. *Energy*, vol. 36, 2257-2265.
- Nilsson, T., 1996. Initial experiments on dew collection in Sweden and Tanzania. *Solar Energy Materials and Solar Cells*, vol. 40, 23-32
- Sharan, G., Clus, O., Singh, S., Muselli, M., Beysens, D., 2011. A very large dew and rain ridge collector in the Kutch area (Gujarat, India). *Journal of Hydrology*, vol. 405, 171-181.
- Singh, S.P., Khare, P., Kurnarl, K.M., Srivastava, S.S., 2005. Chemical characterization of dew at a regional representative site of North-Central India. *Atmospheric Research*, vol. 80, 239-249.
- Struška V., 1956: *Meteorologické přístroje a měření v přírodě*. Státní pedagogické nakladatelství, Praha.
- Takenaka, N., Soda, H., Sato, K., Terada, H., Suzue, T., Bandow, H., Maeda, Y., 2003. Difference in amounts and composition of dew from different types of dew collectors. *Water Air and Soil Pollution*, vol. 147, 51-60.

Hodnocení vlivu pastvy dobytka na fyzikální parametry půdy

Petr Fučík, Antonín Zajíček, Ondřej Holubík

Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i., Žabovřeská 250, Praha 5 – Zbraslav
fucik.petr@vumop.cz

Abstrakt

Příspěvek se zabývá hodnocením vlivu pastvy skotu na změny vybraných půdní fyzikálních parametrů a infiltrační schopnosti půdy. Byly porovnávány hodnoty objemové hmotnosti (OHR), makropórovitosti (MP) a nasycených hydraulických vodivosti půdy (Ks), stanovované opakovaně v letech 2012 a 2013 pomocí neporušených vzorků půdy, resp. přetlakových infiltrometrů na pasených a nepasených travních porostech na rankerech, kambizemích a glejích v pošumaví a na Českomoravské vrchovině. Byly rovněž sledovány pastvou extrémně zatížené enklávy, tzv. hotspoty (HS). Hodnoty Ks na pasených plochách byly průkazně nižší (o 39 – 66 %) než na nepasených variantách, OHR byla pastvou snížena průměrně o 3 – 16 %, MP potom průměrně o 16 – 38 %. Půda na HS měla Ks sníženou v průměru o 50 – 95 %, OHR průměrně o 9 – 24 % a MP průměrně o 15 – 40 %. Míra snížení infiltrační schopnosti a změny půdních vlastností souvisely s intenzitou pastvy a půdními podmínkami, které jsou určeny zejména vlastnostmi mateční horniny a zamokřením půdního profilu. Bylo zjištěno, že mimo pastevní období se půda dotčená pastvou zotavuje a její vlastnosti se poté blíží k půdě nepasené.

Klíčová slova: pastva skotu, infiltrace, objemová hmotnost, pórovitost

Úvod

Proces přirozené infiltrace (vsaku) vody do půdy je podstatný pro správný růst a produkci rostlin (plodin), obnovu podzemních vod a oddálení vzniku povrchového odtoku vody, který vyvolává erozi půdy či jiné negativní hydrologické jevy. Intenzivní pastva hospodářských zvířat může prostřednictvím opakovaného sešlapávání zhoršovat půdní fyzikální vlastnosti. Jako nejvíce dotčené bývají zmiňovány zejména objemová hmotnost a makropórovitost, především u nejsvrchnějších půdních horizontů (Alaoui et al., 2011; Tian et al. 2007). Dochází tak k utužení půdy a snižování její infiltrační (a retenční) schopnosti. Zahraniční zdroje uvádějí 40 - 80% snížení hodnot infiltračních rychlostí v hloubkách půdy 5 – 10 cm vlivem udusání pasenými zvířaty, za různých půdních, vlhkostních a pastevních podmínek (Bell et al., 2011). V zahraničí jsou vztahy mezi pastevním hospodařením a jeho možnými vlivy na půdní prostředí a hydrologické procesy podrobně zkoumány, pro podmínky ČR existuje zatím souvisejících poznatků méně (Karabcová et al., 2011; Hejduk et Gaisler in Mládek a kol., 2006; Šimek et al., 2006).

Materiál a metody

Sledování vlivu pastvy na změny fyzikálních vlastností půdy a její infiltrační schopnosti probíhalo na třech povodích o různých přírodních a pastevních podmínkách, viz tab. 1. Na každém povodí byly dle předpokládaného rozložení svahových oblastí (infiltrační - I, transportní - T, akumulační - A) vybrány vždy tři lokality, kde probíhaly odběry vzorků ve dvou úrovních (4 – 8 a 10 – 14 cm) a byla měřena Ks na nepasených (v ohrádce) a pasených plochách na povrchu půdy po skrytí 3 – 4 cm drnu. Odběry neporušených vzorků byly realizovány pomocí Kopeckého válečků, ve čtyřech opakováních pro každou hloubku v každé variantě. Dále bylo na každém povodí měřeno několik pastvou extrémně zatížených ploch tzv. hotspotů (z anglického *hot spots* - HS), taktéž v různých půdních podmínkách, viz tab. 1. Měření a odběry vzorků půd probíhaly v letech 2012 a 2013 vždy na jaře a na podzim, v r. 2013 také v létě. Pro měření infiltrací byly použity přetlakové infiltrometry konstrukce VUMOP, v.v.i. (Kvítek a Kulhavý, 2010). Na každém bodě proběhlo 7 – 17 infiltračních zkoušek. Neporušené vzorky půd byly vyhodnoceny v certifikované laboratoři VUMOP, v.v.i. Makropórovitost byla určena jako

rozdíl celkové pórovitosti a maximální kapilární vodní kapacity. Vyhodnocení dat z infiltrací bylo provedeno podle dvou a tří-parametrické Philipovy rovnice (Philip, 1957, 1974). Hodnoty K_s z obou použitých rovnic byly zprůměrovány. Porovnání sledovaných variant bylo provedeno pomocí metod t-testu a ANOVA, případně pomocí Wilcoxon a Kruskal – Wallisova testu.

Tabulka 1: Charakteristika experimentálních povodí a sledovaných ploch.

Povodí (nadm. výška v m n.m.)	Mateční hornina	Lokalita (zóna)	Půdní typ	Půdní druh (ve svrchním horizontu)	Průměrné zatížení dobyt看 (VDJ/ha)
Jenín (637 – 870)	biotitická pararula, svahoviny	J01 (I)	RN	ph	1,5
		J02 (T)	KAg	ph	1,5
		J03 (A)	KAg	h	1,5
		JHS1 (HS)	KAg	ph	1,5 – x
		JHS2 (HS)	KAm	ph	1,5 – x
Mlýnský p. (784 – 884)	žula, svahoviny	M01 (I)	KAm	hp	0,5
		M02 (T)	KAm	ph	0,5
		M03 (A)	GLm	hp	0,5
		MHS1 (HS)	KAm	ph	0,5 – x
		MHS3 (HS)	KAg	ph	0,5 – x
Veselá (625 – 705)	žula, pararula	V01 (I)	KAg	ph	1,7
		V02 (T)	KAg	ph	1,7
		V03 (A)	GLm	hp	1,7
		VHS1 (HS)	KAg	ph	1,7 – x
		VHS2 (HS)	KAg	ph	1,7 – x
		VHS3 (HS)	KAg	ph	1,7 – x

Pozn. **půdní typy**: RN- ranker, KAg – kambizem oglejená, KAm – kambizem modální, KAd – kambizem dystrická, GLm – glej modální; **půdní druhy**: hp – hlinitopísčité, ph – písčitohlinitá, h – hlinitá; **svahové zóny**: I – infiltrační, T – transportní, A – akumulární, HS - hotspot

Výsledky a diskuse

Hodnoty sledovaných parametrů byly na všech sledovaných povodích velmi variabilní. Teoretické rozložení infiltračních schopností půdy dle svahových zón (I – T – A) platí pouze na povodí Veselá, kde nejvyšší hodnoty byly změřeny v nejsvrchnější části povodí (infiltrační zóna) a nejnižší v dolní části (akumulační zóna). Na ostatních povodích se vyskytují anomálie, které jsou způsobeny rozdílnými půdními vlastnostmi napříč geomorfologickými zónami sledovaných povodí. Jedná se zejména o lokalitu J02, kde se vyskytují extrémně nízké hodnoty K_s , které jsou pravděpodobně způsobeny přítomností málo propustného horizontu cca ve 25 cm, kde slída ze silně navětralé mateční horniny zapřičiňuje, při oglejení půdního profilu, ucpání půdních pórů. Další atypickou lokalitou je plocha M02 (Mlýnský potok), kde lehčí, málo utužená půda, měla vysoké hodnoty K_s .

Pasená vs. nepasená část povodí

Na všech pokusných povodích byly statisticky průkazně nižší hodnoty K_s zjištěny na sešlapávaných plochách (mimo ohrádky), než na plochách chráněných (v ohrádkách), viz obr. 1. Na povodí Jenín dosahují hodnoty K_s mimo ohrádky průměrně 34,3 % hodnot v ohrádkách. Na lokalitě J02 jsou rozdíly jen malé v důsledku celkově velmi nízkých hodnot K_s zjištěných v tomto povodí. Na povodí Mlýnského potoka byly také na všech lokalitách zjištěny nižší hodnoty K_s mimo ohrádky, průměrně dosahovaly 61 % hodnot v ohrádkách. Menší rozdíly mezi pasenými a nepasenými lokalitami na tomto povodí lze vysvětlit nižší intenzitou pastvy. To se týká zejména lokality M02, kde pastva v r.

2013 vůbec neprobíhala. Na povodí Veselá byly významné rozdíly mezi hodnotami Ks v ohrádce a vně ohrádky zjištěny na všech lokalitách, průměrně dosahovaly mimo ohrádky 35,5 % hodnot změřených v ohrádkách. Velikost rozdílu infiltrační schopnosti půdy na pasené a nepasené lokalitě byl v průběhu sezóny proměnlivý. Na povodích Veselá a Jenín byl nejnižší na jaře, před vlastní pastevní sezónou, kdy hodnoty Ks mimo ohrádky dosahují 61 % resp. 43 % hodnot v ohrádkách a největší na podzim, kdy na konci pastevní sezóny dosahují pouze 25 % resp. 19 % hodnot Ks v ohrádkách. Na povodí Mlýnského potoka tento trend nebyl zachycen vzhledem k nepravidelnému pohybu dobytka po povodí a malé resp. žádné intenzitě pastvy na některých sledovaných lokalitách v roce 2013.

Při porovnání všech hodnot OHR a MP z pasených a nepasených lokalit stejných hloubek zjišťujeme, že největší změny probíhaly v hloubce 4 – 8 cm. Na povodí Veselá měly pasené varianty v hloubce 4 – 8 cm vyšší hodnotu OHR v průměru o 15,6 %, hodnotu MP potom nižší o 38 %. Hotspoty měly hodnoty OHR vyšší v průměru o 6,9 % než pasené lokality a o 23,7 % vyšší než lokality nepasené. Na povodí Jenín měly pasené varianty v hloubce 4 – 8 cm vyšší hodnotu OHR v průměru o 12,2 %, hodnotu MP potom nižší o 35,7 %. Hotspoty měly potom hodnoty OHR vyšší v průměru o 17,8 % než pasené lokality a o 32,2 % vyšší než lokality nepasené. Na povodí Mlýnský potok měly pasené varianty v hloubce 4 – 8 cm vyšší hodnotu OHR v průměru pouze o 4 %, hodnotu MP nižší o 16,4 %. Hotspoty měly potom hodnoty OHR vyšší v průměru o 4,7 % než pasené lokality a o 8,9 % vyšší než lokality nepasené. Porovnání změn hodnot OHR a MP z pasených a nepasených variant za roky 2012 a 2013 je znázorněno na obr. 3 a obr. 4. Zjištěné průměrné změny hodnot OHR a MP jsou uvedeny v tab. 2.

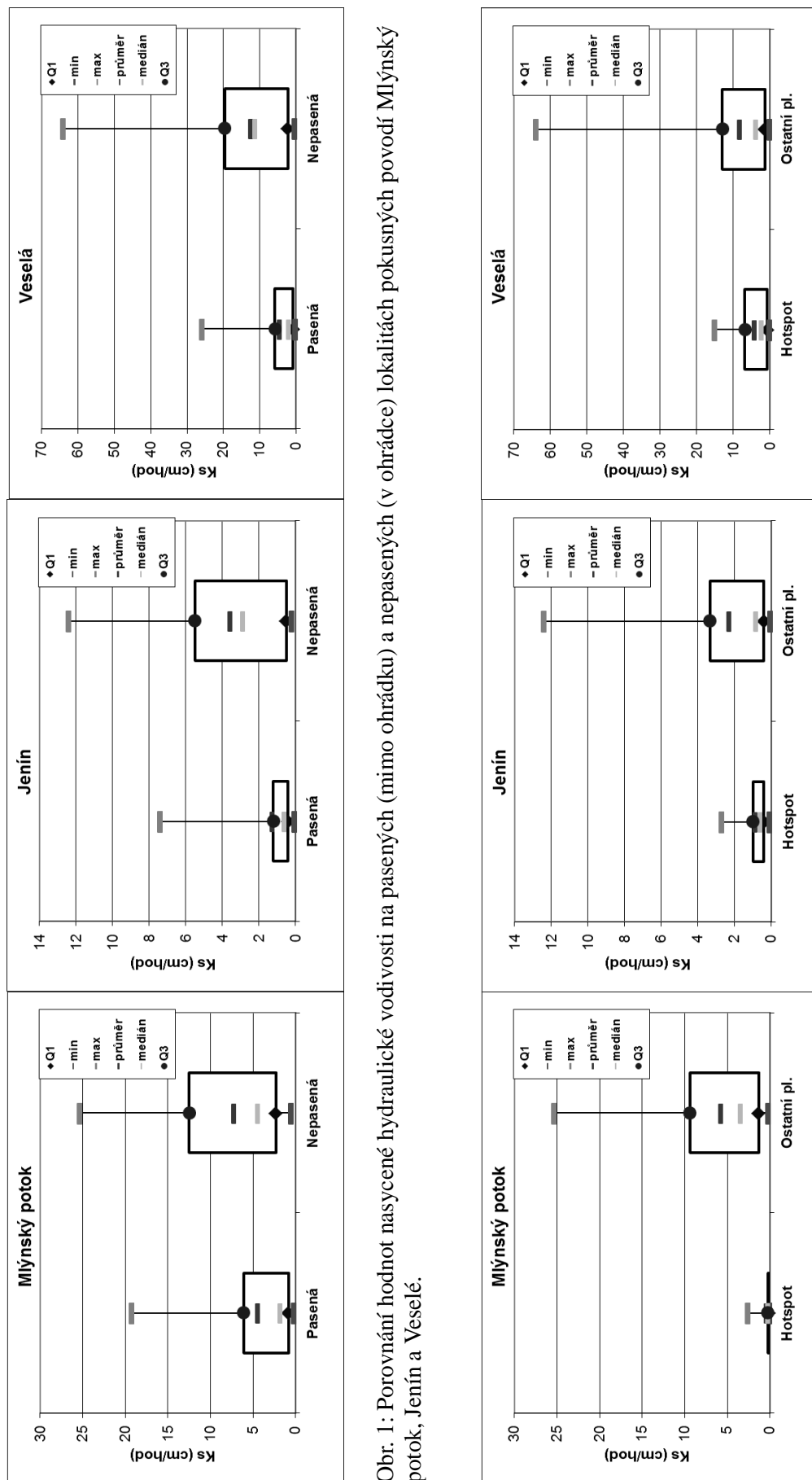
Tabulka 2: Průměrné změny OHR a MP na pasených a nepasených plochách a hotspotech.

hloubka odběru vzorku (cm)	OHR (změna pasené vůči nepasené v %)				MP (změna pasené vůči nepasené v %)			
	4 - 8	10 - 14	HS (4 - 8)	HS (10 - 14)	4 - 8	10 - 14	HS (4 - 8)	HS (10 - 14)
Lokalita								
Jenín	12,2	2,6	32,2	15,3	-35,7	24,9	-39,5	-9,8
Mlýnský p.	3,9	2,9	8,9	4,2	-16,4	11,4	-36,7	-8,7
Veselá	15,6	7,4	23,7	12,3	-37,7	-17,2	-28,5	-15,2

Pozn.: Kladná hodnota znamená nárůst, záporná pokles. *Kurzívou psané hodnoty* jsou statisticky neprůkazné, hodnoty uvedené běžným písmem jsou průkazné na $p < 0,05$; **tučně psané hodnoty** jsou průkazné na $p < 0,01$.

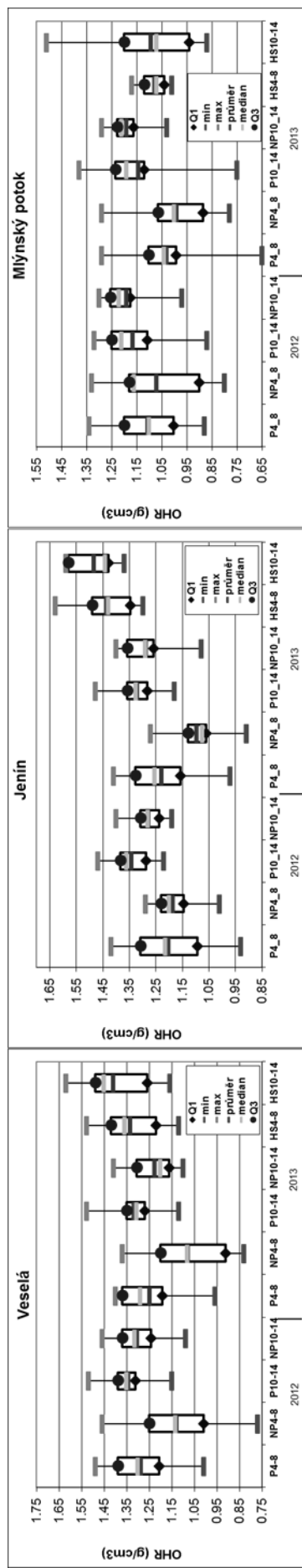
Hotspoty

Vybraná místa s vysokou intenzitou pohybu dobytka (hotspoty) měla na všech povodích významně nižší hodnoty Ks (Obr. 2). Největší rozdíly byly zjištěny na povodí Mlýnského potoka, kde průměrná hodnota Ks na hotspotech dosahuje pouze 5,3 % hodnoty zjištěné mimo tato zatížená místa. Na povodí Jenín byly rozdíly v hodnotách Ks nižší, na hotspotech dosahovaly 39 % hodnot změřených na zbytku povodí, vlivem extrémně nízkých hodnot Ks na lokalitě J02. Hotspoty sledované na povodí Veselá měly relativně vysoké hodnoty Ks (VHS1 a VHS3), které místy překračovaly hodnoty změřené na běžných sledovaných lokalitách mimo ohrádku (V02). Z hlediska celého povodí však i na Veselé představují hotspoty místa s prokazatelně nižší schopností infiltrace, když jejich hodnoty Ks průměrně dosahují 49 % hodnot změřených na ostatních místech povodí.



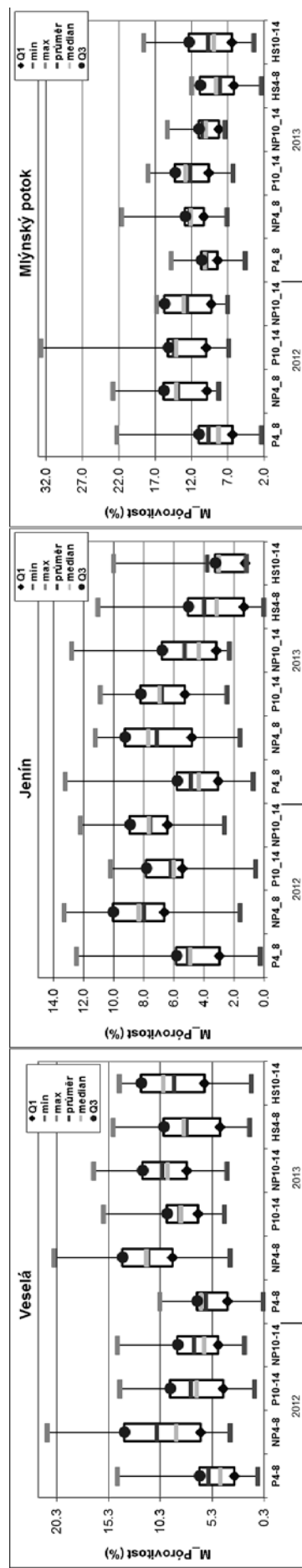
∞ Obr. 1: Porovnání hodnot nasycené hydraulické vodivosti na pasených (mimo ohrádku) a nepasených (v ohrádce) lokalitách pokusných povodí Mlýnský potok, Jenín a Veselá.

Obr. 2: Porovnání hodnot nasycené hydraulické vodivosti na extrémně zatížených (hotspotech) a ostatních (pasených i nepasených) lokalitách pokusných povodí Mlýnský potok, Jenín a Veselá.



Obr. 3: Porovnání hodnot objemové hmotnosti půdy (OHR, g/cm³) na pasených (P - mimo ohrádku), nepasených (NP - v ohrádce) plochách a hotspotech (HS) na pokusných povodí Veselá, Jenín a Mlýnský potok v letech 2012 a 2013.

85



Obr. 4: Porovnání hodnot makropórovitosti (M_Pórovitost, %) na pasených (P - mimo ohrádku), nepasených (NP - v ohrádce) plochách a hotspotech (HS) na pokusných povodí Veselá, Jenín a Mlýnský potok v letech 2012 a 2013.

Závěr

Na sledovaných lokalitách způsobovala pastva dobytka pokles infiltrační schopnosti půdy v průměru o 39 – 66 %, nárůst objemové hmotnosti půdy průměrně o 3 – 16 % a pokles makropórovitosti v průměru o 16 – 38 %. Tato snížení jsou sice statisticky průkazná, ale z výsledků je také zřejmé, že rozdíly v infiltračních schopnostech půd v pasených a nepasených lokalitách jsou nejnižší na jaře a nejvyšší na podzim, na konci pastevní sezóny. Půda se tedy během nevegetační sezóny, kdy pastva neprobíhá, zotavuje a infiltrační schopnost půdy i půdní fyzikální vlastnosti se na jaře přibližují k vlastnostem půdy pastvou nezátížené. V plošně velmi omezených místech povodí s častým a intenzivním pohybem dobytka, byly změny infiltračních schopností půd i zhoršování půdních fyzikálních vlastností zjištěny největší, zejména na zrnitostně těžších, zamokřených půdách. Pokračuje vyhodnocování vzájemných vazeb půdních fyzikálních parametrů a jejich změn ve vazbě na zjištěné rozdíly v infiltračních schopnostech půd v různých zónách povodí v souvislosti s různou zátěží paseným dobytkem.

Poděkování:

Tento příspěvek vznikl za podpory výzkumného projektu NAZV QI111C034.

Literatura

- ALAOUI, A., LIPIEC, J., GERKE, H. H. 2011. A review of the changes in the soil pore system due to soil deformation: A hydrodynamic perspective. *Soil Tillage Res.*, doi:10.1016/j.still.2011.06.002.
- BELL, L. W. et al. 2011. Impacts of soil damage by grazing livestock on crop productivity. *Soil & Tillage Research* 113, p. 19-29.
- KARABCOVÁ, H., DUFEK, A., SVOZILOVÁ, M. 2011. Impact of mixed grazing on soil properties under grassland. *Výzkum v chovu skotu*, 53, 2, s. 18–22.
- KULHAVÝ, Z., KVÍTEK, T. 2010. Zkušenosti s používáním kompaktního přetlakového infiltrometru. *Vodní hospodářství*, 6/2010. s. 179 – 180.
- MLÁDEK J., PAVLŮ V., HEJCMAN M., GAISLER J. (eds.) 2006. Pastva jako prostředek údržby trvalých travních porostů v chráněných územích. VÚRV, Praha, 104 s. ISBN 80-86555-76-3.
- PHILIP, J. R. 1957. The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Sci.* 83:345–357.
- PHILIP, J. R., AND J. H. KNIGHT. 1974. On solving the unsaturated flow equation: 3. New quasi-analytical technique. *Soil Sci.* 117:1–13.
- ŠIMEK, M. et al. 2006. Effects of excretal returns and soil compaction on nitrous oxide emissions from a cattle overwintering area. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 112, p. 186–191.
- TIAN, Y. Q. et al. 2007. Modelling to analyse the impacts of animal treading effects on soil infiltration. *Hydrol. Process.* 21, p. 1106–1114.

Saturation overshoot as a basis for emergent flow phenomena in unsaturated homogeneous porous media

Tomáš Fůrst¹, Rostislav Vodák¹, Miloslav Šír², Miroslav Tesař³

¹Katedra matematické analýzy a aplikací matematiky, Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého v Olomouci, 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc

²Střední škola rybářská a vodohospodářská Jakuba Krčína, Táboritská 941/II, 379 01 Třeboň

³Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v.v.i., Pod Patankou 30/5, 166 12 Praha 6

Introduction

Understanding and description of fluid motion in unsaturated porous media rates among the most challenging and still not fully resolved problems. Traditionally, porous media flows were described by the continuum mechanics apparatus [1]. The continuum mechanics based models lead to partial differential equations which are mathematical formulations of the balance of mass, momentum, and energy. The most celebrated model is the so called Richards' Equation (RE) [2]. Other continuum models (see [3], [4] and the reference and discussion therein) are various extensions built on similar principles as the RE.

However, there are several persistent and important flow regimes in unsaturated homogeneous porous media (UHPM) which are not easily captured by continuum mechanics based modeling. Many of the regimes share the following setting: The porous medium is homogeneous, i.e. it does not contain any macropores, cracks, or preferential channels. The porous medium is unsaturated, i.e. some of the pores are filled with water and some with air. All of the UHPM flow phenomena described below depend on the interplay of three forces – the force of gravity, capillary forces and viscous forces. The most comprehensive study of the influence of all the three forces is given in [5], see also [6].

There are several experimentally observed UHPM flow regimes which cannot be easily (or at all) captured by existing continuum models. Two of them are at the center of our attention:

1. Saturation overshoot: Let us start with a sample of initially dry homogeneous porous medium, usually fine grain sand. Water is supplied to one point at the upper boundary of the sample at a small constant rate. Under a wide range of experimental conditions, a single (macroscopic) finger forms and proceeds downward at an almost constant speed. The fingertip may be almost fully saturated. The proceeding finger leaves an under-saturated trace. Subsequent infiltration follows the path wetted by the first finger. The key feature of this regime is the non-monotonicity of the saturation: At certain points (through which the fingertip passes) saturation is a non-monotone function of time, first it increases, and then it decreases again. This effect is called the saturation overshoot.
2. Oscillatory discharge: A sample of initially dry homogeneous porous medium is placed into a box. Water is supplied to the entire upper boundary at a small constant rate. It is a black-box experiment, only the discharge (outflow as a function of time) is measured. Three distinct discharge regimes are observed: A: Monotonic sigmoid-like discharge stabilizing at a constant rate (equal to the influx rate). This is predicted by the continuum theory. It is observed e.g. in very fine sands or clays. B: Oscillatory discharge. The discharge never stabilizes at a constant rate, it keeps fluctuating. The oscillations are “chaotic” rather than periodic. C: Peak initial discharge followed by type B behavior.

Experimental evidence of saturation overshoot and oscillatory discharge

Saturation overshoot in gravity-driven fingers was experimentally observed by Glass et al [7] Selker et al [8] and Liu et al [9]. The most comprehensive experimental work was done by DiCarlo (see [10])

and [11] and the reference and discussion therein) and Bauters [12]. The main experimental results of DiCarlo and Bauters can be summarized as follows: (1) Fingering accompanied by saturation overshoot is observed in wide range of homogeneous porous media types – soils, sands, and artificial glass beads, uniformly or randomly packed. It is observed for wide range of flow rates, and for wide range of initial saturation levels. (2) The overshoot effect is observed in three-dimensional, two dimensional (Hele-Shaw cells) and one-dimensional (narrow tubes) settings. (3) The magnitude of the saturation overshoot depends on the initial saturation of the matrix. With increasing initial saturation, the fingers first become narrower and faster, then they widen and slow down and the saturation overshoot decreases. The overshoot behavior disappears when the initial saturation exceeds a certain limit. (4) The saturation overshoot magnitude increases with increasing flow rate up to a certain value, beyond which it decreases until it disappears completely. However, there is also a lower limit – saturation overshoot is not observed for very small flow rates. (5) Saturation overshoot depends on the shape of the porous matrix grains. The effect is less pronounced for spherical sand grains than for sands with more angular (irregular) shapes. (6) The finger-tip is not always fully saturated, its saturation depends (at least) on the flow rate. (7) Capillary pressure overshoot is consistent with the saturation overshoot, and the pressure-saturation relationship does not seem to depend on the finger velocity. Oscillatory discharge in gravity-driven flow in UHPM, subject to constant boundary flux conditions, were observed by Pražák [13] and analyzed by Faybishenko in [14] and [15]. Irregular influx and discharge patterns were also observed in [16] and [17].

Continuum modeling of saturation overshoot

Naturally, there have been many attempts to capture the saturation overshoot by continuum mechanics based models. The “canonical” equation used for UHPM flow is the celebrated RE [2]. For a long time, it had not been known whether the RE allows solutions that exhibit saturation overshoot. In 1996, Nieber [18] claimed to have produced a finger-like solution of the RE numerically which exhibited saturation overshoot. However, Eliassi and Glass [19] demonstrated why the finger-like solution was a numerical artifact. This issue was finally settled in [20] where the authors show by means of a mathematical proof that RE, in principle, cannot admit saturation overshoot for three-dimensional UHPM flows, subject to monotone boundary conditions. The result is not dependent on any particular form of the hydraulic conductivity or the retention curve, and it holds for any type of hysteretic behavior of the retention curve.

Thus, it is obvious that in order to model saturation overshoot with continuum models, some extra terms in the governing equation are needed. Hassanizadeh et al. (see [21], [3], [22], and [23]) proposed to include a dynamical term into the pressure-saturation equation (the retention curve). DiCarlo [24] shows that solutions to such an extension of RE are not necessarily monotone in time, thus they can exhibit saturation overshoot. However, the dynamical term represents another unknown material function which is not clearly related to any measurable property of the porous medium. Experimental results have not brought evidence that the dynamical term is needed to characterize the pressure-saturation relation [25].

Eliassi and Glass published a series of papers [19], [26], [27] where they introduced the hold-back-pile-up effect to explain the saturation overshoot. They proposed three different extensions of the RE: A hypo-diffusive model (which includes a term with second order derivative of the saturation with respect to space), a hyperbolic model (with second order derivative with respect to time), and a mixed model (second order in space and first order in time). All the three extensions admit non-monotonic solutions and thus allow for saturation overshoot modeling. All these extensions were analyzed by DiCarlo in [28]. It is reported that the hypo-diffusive and hyperbolic models are not well posed and require a regularization term. The mixed model can be related to the dynamic capillary pressure concept of Hassanizadeh and Gray in [21], [3], [22], and [23].

The approach of the authors in [4] represents the most ambitious attempt to extend RE for saturation overshoot modeling. An extension of the RE based on phase field models is presented which includes a fourth order space derivative of the saturation field. The authors show, that the model is capable of

reproducing many features of finger flow, including saturation overshoot and its dependence on initial saturation and flow rate. However, there are several issues that bring even this model into question: (1) The pressure-saturation relation has to be amended to prevent saturation from exceeding the unity. (2) Fingers in porous media tend to exhibit much more complicated structures that are not reproduced by the model [4]. (4) Di Carlo reports in [29] that saturation overshoot depends on the shape of the porous matrix grains. Materials with very similar macroscopic continuum properties exhibit different over-saturation patterns. This observation naturally challenges *any* continuum model of saturation overshoot (see the title of DiCarlo's article). (5) DiCarlo [29] reports a simple draining experiment, in which an initially wet porous medium is allowed to drain under the force of gravity and reach equilibrium saturation distribution. He challenges the ability of model [4] to capture this simple equilibrium.

Discrete modeling of saturation overshoot

The interest in discrete dynamical systems goes back to the work of S. Ulam [30] and J. von Neumann [31]. The field of discrete models, often called cellular automata, was usually considered a part of statistical physics, and had almost no overlap with porous media flow modeling. In the 1970s, a new branch of discrete dynamical systems science emerged, which became known as percolation theory. The most important early contributions can be traced back to S. Kirkpatrick [32] and D. Stauffer [33].

It was soon recognized that percolation theory can be used to model immiscible fluid flow in porous media. The theory was used to predict the fractal structure of the percolating clusters of fluids, capture the critical behavior of pressure and hydraulic conductivity dependence on saturation near the percolation threshold, and point out the universality of the various scaling relations [34]. Lenormand et al. conducted an extensive research in this direction [35]–[38], both experimental and theoretical, which clarified the mechanisms by which individual pores are filled and drained by wetting and non-wetting fluids (see also [39] for important contributions to the understanding of collective pore filling mechanisms). Based on these seminal papers, there has been an explosion of theoretical and experimental results which used percolation theory to capture the flow of immiscible fluids in two or three dimensional porous media at the pore level, under various combinations of viscous and capillary forces and the force of gravity. The porous medium is usually modeled as two or three dimensional regular or random network of pores and/or throats, of various types of cross-sectional shapes and various types of connectivity. These models are typically called Invasion Percolation (IP) models or, if they also include an external force field, Modified Invasion Percolation (MIP). Meheust et al. [5] reports the most extensive experimental study of water-air interface patterns in synthetic two-dimensional porous media under the combined effects of viscous and capillary forces and the force of gravity. Various IP and MIP models devised for modeling the patterns can be found in [40], [41], [42], [43], [44], [45], [46].

The binary nature of majority of these models (a pore is either empty or full) suggests that it is not straight forward to model the saturation of the porous matrix as a continuous variable. Accordingly, there have been almost no attempts to model saturation overshoot directly by these models. However, the non-monotonicity of flow can be captured by allowing the pores to fill with the wetting fluid and then desaturate (empty) again. Birovljev et al. [41] studied the migration of a gas cluster in water filled two dimensional random porous medium and used MIP model to capture repeated withdrawal and invasion of water at the pore level.

To sum up, various IP and MIP (discrete) models have been used to capture UHPM flow. Few of them aimed at saturation overshoot modeling. Although some features of the UHPM flow may be captured very well, discrete models have several disadvantages: (1) The models treat saturation as a binary quantity. To obtain continuous values of saturation, some kind of time and/or space averaging must be performed. (2) In any of these models, one needs to define the shapes of the pores and/or throats and their connectivity. This is often done in an arbitrary way (using circular or rectangular pores, and using regular or random network of pores). (3) Most of the models do not capture time in a physically meaningful way. The local percolation rules are executed one at a time, in an order which usually

reflects the energetic accessibility of the states. Consequently, the *order* of the pore-filling (or draining) events is physically correct, however, the exact times of the filling and draining events may be artificial.

Semi-continuum modeling of saturation overshoot

It is natural to try to combine the advantages of both the continuum-based and discrete approaches. Let us call these model *semi-continuum models* borrowing the term from [47]. To our knowledge, there have been only two attempts in this direction.

In our opinion, the most impressive semi-continuum model so far was reported by Glass et al. in [48] following a series of papers [49], [50], [51], [52]. Let us note that the authors themselves call the approach “mechanistic modeling”, or Macro Modified Invasion Percolation (MMIP), they never use the term “semi-continuum model”. In their MMIP model, the porous medium is represented as a regular grid of rectangular sites (called blocks) in two or three dimensions, with certain specified type of connectivity. Each block is a small part of the original porous medium (hence our “semi-continuum” label) completely described by two numbers: (1) the pressure needed for the invading phase to fully percolate the block (that means to form a connected network of filled pores throughout the block so that the block becomes conductive for that phase). (2) the pressure needed for the defending (retreating) phase to reinvade the block.

The model is used to capture the following three situations: (1) Formation of a single macroscopic gravity-driven finger for water infiltration from a point source into initially dry UHPM. (2) Buoyancy-driven migration of carbon dioxide injected at constant rate at the bottom of macro-heterogeneous sand column, initially water saturated. (3) Formation of a single gravity-driven water finger for infiltration from a point source located at the top of a dry, vertical rough-walled fracture formed by two textured glass plates. The agreement of this MMIP model with experiments in all the three cases is astonishing. For the gravity driven UHPM fingering, not only is saturation overshoot reproduced qualitatively, but also finger width and the size of the overshoot zone is captured well.

The MMIP model by Glass et al. [48] seems to be the best approach so far presented to capture the overshoot phenomenon. The model is reasonably simple, it does not introduce any free parameters (not related to measurable properties of the porous medium) and it is able to capture three very different situations by means of a unified approach.

Conclusions

Understanding and description of fluid motion in porous media is one of the most challenging and still not fully resolved problems of undisputable practical importance. The main areas of application are the following:

1. Runoff generation. The relation between rainfall and runoff in a watershed is not entirely clear. Apparently, the porous body of soil plays the crucial role in this process. Better understanding of water flow in unsaturated soil layers (the vadose zone) is needed for better mitigation of floods (especially flash floods) and erosion.
2. Contaminant spreading. Many measurements show that spreading of contaminants in groundwater is governed by more complicated mechanisms than diffusion. The distributions of arrival times, half-lives and concentrations of contaminants exhibit significant departures (“fat tails” on both ends) from predictions based on diffusion-like modelling. Better models of UHPM flow may bring more understanding of contaminant spreading and facilitate prevention and/or mitigation measures.
3. Oil recovery. Oil fields are large porous formations where usually two immiscible fluids (crude oil and brine) move. The gaseous phase is sometimes also present. Oil recovery has been the most important application of porous media flow modelling. The current shale-gas revolution in the USA highlights the importance of understanding porous media flow.

4. Carbon sequestration. There has been a growing debate about possible geo-engineering methods of depositing excess carbon dioxide into various underground and/or porous formations. Apart from the costs, the possibility of leaks is one of the main concerns. Understanding fluid flow in porous media is crucial in this context.
5. Fuel cells. Transport of liquid water and water vapour plays a critical role in the operation of Polymer Electrolyte Membrane fuel cells. Appropriate models of the multiphase flow are needed.

Acknowledgements

The research was funded by the Czech Science Foundation (526/08/1016).

References

- [1] Bear, J. (1972), *Dynamics of Fluids in Porous Media*, 764 pp., Elsevier, New York.
- [2] Richards, L. A. (1931), *Capillary conduction of liquid through porous media*, *Physics*, 1, 318–333.
- [3] Hassanizadeh, S. M., and W. G. Gray (1993), *Toward an improved description of the physics of two-phase flow*, *Adv. Water Resour.*, 16, 53–67.
- [4] Cueto-Felgueroso, L., and R. Juanes (2009), *A phase field model of unsaturated flow*, *Water Resour. Res.*, 45, W10409, doi:10.1029/2009WR007945.
- [5] Meheust, Y., G. Lovoll, K.N. Maloy, and J. Schmittbuhl (2002), *Interface scaling in a two-dimensional porous medium under combined viscous, gravity, and capillary effects*, *Phys. Rev. E*, 66, 051603.
- [6] Or, D. (2008), *Scaling of capillary, gravity and viscous forces affecting flow morphology in unsaturated porous media*, *Advances in Water Resources* 31, 1129–1136.
- [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] 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.
- [9] 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.
- [10] DiCarlo, D. A. (2004), *Experimental measurements of saturation overshoot on infiltration*, *Water Resour. Res.*, 40, W04215, doi:10.1029/2003WR002670
- [11] 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.
- [12] 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.
- [13] Prazak, J., M. Sir, F. Kubik, J. Tywoniak, and C. Zarcone (1992), *Oscillation phenomena in gravity-driven drainage in coarse porous media*, *Water Resour. Res.*, 28, 1849–1855.
- [14] Faybishenko, B. (2002), *Chaotic dynamics in flow through unsaturated fractured media*, *Adv. Water Resour.*, 25, 793–816.
- [15] Faybishenko, B (2004), *Nonlinear dynamics in flow through unsaturated fractured porous media: Status and perspectives*, *Rev. of Geophysics*, 42, 2, doi 10.1029/2003RG000125.
- [16] Císlerová, M., Šimůnek, J., Vogel, T. (1988), *Changes of steady-state infiltration rates in recurrent ponding infiltration experiments*. *J. Hydrol.*, 104 (1–4), 1–16 .
- [17] Císlerová, M., Vogel, T., Šimůnek, J. (1990), *The infiltration-outflow experiment used to detect flow deviations*. In: Roth, K., Flühler, H., Jury W. A., Parker, J. C. (Eds.): *Field-Scale Water and Solute Flux in Soils*. Birkhauser Verlag, Basel , 109–117.
- [18] Nieber, J. L. (1996), *Modeling finger development and persistence in initially dry porous media*, *Geoderma*, 70, 207–229.
- [19] Eliassi, M., and R. J. Glass (2001), *On the continuum-scale modeling of gravity-driven fingers in unsaturated porous media: The inadequacy of the Richards equation with standard monotonic constitutive relations and hysteretic equations of state*, *Water Resour. Res.*, 37, 2019–2035.

- [20] Fürst, T., R. Vodák, M. Šír, and M. Bíl (2009), *On the incompatibility of Richards' equation and finger-like infiltration in unsaturated homogeneous porous media*, Water Resour. Res., 45, W03408, doi:10.1029/2008WR007062.
- [21] 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.
- [22] Hassanizadeh, S. M., and W. G. Gray (1993b), *Thermodynamic basis of capillary pressure in porous media*, Water Resour. Res., 29, 3389–3405.
- [23] 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.
- [24] DiCarlo, D. A. (2005), *Modeling observed saturation overshoot with continuum additions to standard unsaturated theory*, Adv. Water Resour., 28, 1021–1027.
- [25] DiCarlo, D. A. (2009), *Can Continuum Extensions to Multiphase Flow Models Describe Preferential Flow?*, Vadose Zone J. 9:268–277, doi:10.2136/vzj2009.0099.
- [26] Eliassi, M., and R. J. Glass (2002), *On the porous-continuum modeling of gravity-driven fingers in unsaturated materials: Extension of standard theory with a hold-back-pile-up effect*, Water Resour. Res., 38 (11), 1234, doi:10.1029/2001WR001131.
- [27] Eliassi, M., and R. J. Glass (2003), *On the porous continuum-scale modeling of gravity-driven fingers in unsaturated materials: Numerical solution of a hypodiffusive governing equation that incorporates a hold-back-pileup effect*, Water Resour. Res., 39(6), 1167, doi:10.1029/2002WR001535
- [28] DiCarlo, D. A., R. Juanes, T. LaForce, and T. P. Witelski (2008), *Nonmonotonic traveling wave solutions of infiltration in porous media*, Water Resour. Res., 44, W02406, doi:10.1029/2007WR005975.
- [29] DiCarlo, D. A. (2010), *Comment on “A phase field model of unsaturated flow” by L. Cueto-Felgueroso and R. Juanes*, Water Resour. Res., 46, W12801, doi:10.1029/2010WR009136
- [30] Ulam, S. M. (1962), *On Some Mathematical Problems Connected with Patterns of Growth of Figures*, Appl. Math. 14, 215–224.
- [31] Von Neumann, J. and A. W. Burks (1966), *Theory of self-reproducing automata*, Urbana, University of Illinois Press.
- [32] Kirkpatrick, S. (1973), *Percolation and conduction*, Rev. Mod. Phys. 45, 574.
- [33] Stauffer, D. (1979) *Scaling theory of percolation clusters*, Physics Reports (Review Section of Physics Letters) 54, No. 1.
- [34] Wilkinson D. (1986), *Percolation effects in immiscible displacement*, Phys. Rev. A 34, 1380.
- [35] Lenormand, R., C. Zacone, and A. Sarr (1983), *Mechanisms of the displacement of one fluid by another in a network of capillary ducts*, J. Fluid Mech., 135, 337–353, doi:10.1017/S0022112083003110.
- [36] Lenormand, R., E. Touboul, and C. Zacone (1988), *Numerical models and experiments on immiscible displacement in porous media*, J. Fluid Mech., 189, 165–187.
- [37] Lenormand R. (1990), *Liquids in porous media*, J. Phys.: Condens. Matter 2 SA79, doi:10.1088/0953-8984/2/S/008.
- [38] Lenormand, R., C. Zacone (1985), *Invasion Percolation in an Etched Network: Measurement of a Fractal Dimension*, Phys. Rev. Lett. 54, 2226–2229.
- [39] Blunt, M., J., H. Scher (1995), *Pore-level modelling of wetting*, Phys. Rev. E, 52, 6387–6403.
- [40] Aker, E., K.J. Maloy, and A. Hansen (1998), *Simulating temporal evolution of pressure in two-phase flow in porous media*, Phys. Rev. E, 58, 2217–2226.
- [41] Birovljev, A., G. Wagner, P. Meakin, J. Feder, and T. Jossang (1995), *Migration and fragmentation of invasion percolation clusters in two-dimensional porous media*, Phys. Rev. E 51, 5911–5915.
- [42] Valvatne, P. H., and M. J. Blunt (2004), *Predictive pore-scale modeling of two-phase flow in mixed wet media*, Water Resour. Res., 40, W07406, doi:10.1029/2003WR002627.
- [43] Valvatne, P. H., M. Piri, X. Lopez, and M. J. Blunt (2005), *Predictive pore scale modeling of single and multiphase flow*, Transp. Porous Media, 58, 23–41.
- [44] Flekkoy, E.G. et al (2002), *Flow paths in wetting unsaturated flow: Experiments and simulations*, Phys. Rev. E, 65, 036312.

- [45] Lovoll G. et al (2004) *Growth activity during fingering in a porous Hele-Shaw cell*, Phys. Rev. E, 70, 026301.
- [46] Meakin, P., J. Feder, V. Frette, and T. Jossang (1993) *Invasion percolation in a destabilizing gradient*, Phys. Rev. A, 46, 3357–3368.
- [47] DiCarlo, D. A., B. Aminzadeh, and H. Dehghanpour (2011), *Semicontinuum model of saturation overshoot and gravity-driven fingering in porous media*, Water Resour. Res., 47, W03201, doi:10.1029/2010WR009879.
- [48] Glass, R. J., and L. Yarrington, *Mechanistic modeling of fingering, nonmonotonicity, fragmentation, and pulsation within gravity/buoyant destabilized two-phase/unsaturated flow*, Water Resour. Res., 39 (3), 1058, doi:10.1029/2002WR001542, 2003.
- [49] Glass, R. J., and L. Yarrington, (1989) *Analysis of wetting front instability using modified invasion percolation theory*, Eos Trans. AGU, 70, 1117.
- [50] Glass, R. J., and L. Yarrington, (1996) *Simulation of gravity fingering in porous media using a modified invasion percolation model*, Geoderma, 70 (2–4), 231–252.
- [51] Glass, R. J., M. J. Nicholl, and L. Yarrington, (1998) *A modified invasion percolation model for low-capillary number immiscible displacements in horizontal rough-walled fractures: Influence of local in-plane curvature*, Water Resour. Res., 34 (12), 3215–3234.
- [52] Glass, R. J., S. H. Conrad, and L. Yarrington, (2001) *Gravity destabilized nonwetting phase invasion in macroheterogeneous porous media: Near pore scale macro modified invasion percolation model*, Water Resour. Res., 37 (5), 1197–1207.
- [53] Bonnell M. (1993), *Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests*, Journal of Hydrology, 150, 217–275.
- [54] Herczeg A. L., Edmunds M. W. (1999), *Inorganic ions as tracers*. In: Cook P. G., Herczeg A. L. (eds) *Environmental tracers in subsurface hydrology*, Kluwer Academic Publishers Group, Boston, 31–77.
- [55] Vondrka, A. (2013), *Hydrograph separation using ionic concentration measurement (In Czech)*. Doctoral dissertation. Faculty of Civil Engineering, Czech Technical University in Prague.

Kvantifikácia dlhodobého vývoja zásob vody v pôdach depresného nížinného územia.

Milan Gomboš, Andrej Tall, Dana Pavelková

Výzkumná hydrologická základňa ÚH SAV Michalovce, Hollého 42 071 01 Michalovce

Úvod

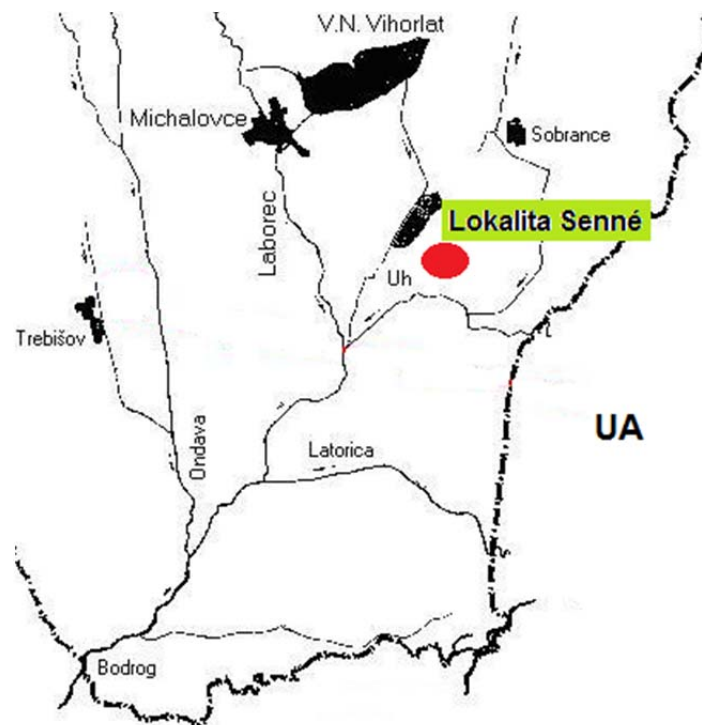
Územia s relatívne nižšími výškami ako okolitý terén sú nazývané terénne depresie. Ich veľkosť dosahuje od rozmerov veľkých územných celkov po niekoľko m². Malé depresné územia od niekoľko m² po niekoľko km² je možné z hydrologického hľadiska chápať ako malé povodia. Povrchovým odtokom sa voda z vyšších polôh sústreďuje v najnižších polohách depresie. Sústredená voda z depresie neodteká povrchovým odtokom, vyparuje sa a infiltruje do nižších pôdných horizontov.

Uvedenému hydrologickému režimu povrchových vôd zodpovedá aj osobitný vodný režim pôd. Najvýraznejšie sa to prejavuje v oblasti nenasýtenej zóny pôdneho profilu.

Cieľom príspevku je vyhodnotiť dlhodobý vývoj zásob vody v pôde do hĺbky 1 m počas vegetačných období.

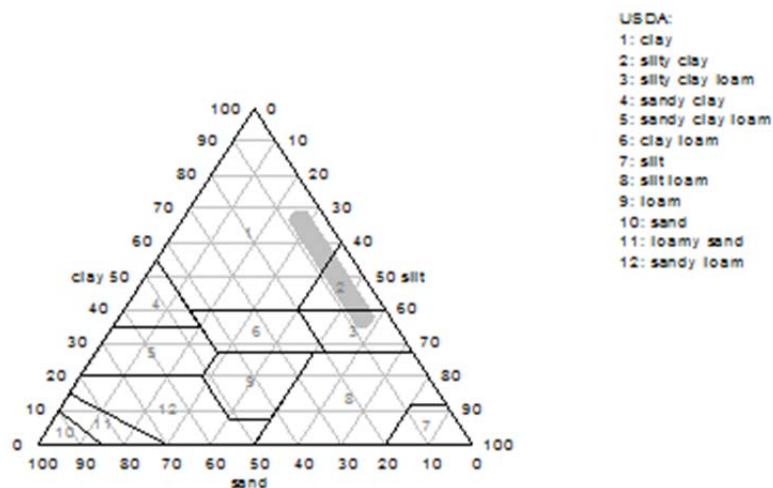
Metodika

Dlhodobý vývoj zásob vody v pôdach depresných oblastí bol skúmaný na Východoslovenskej nížine (VSN) v Senianskej depresii obr. 1. Senianska depresia je charakteristická pokryvom ťažkých pôd. V rámci tejto depresie bolo vybrané depresné územie o výmere 25 475 m², (N 48°39,802'; E 22°02,892').



Obr. 1: Situovanie skúmanej depresnej oblasti.

V tomto depresnom území boli identifikované pôdne druhy z oblasti vyznačenej na trojuholníkovom klasifikačnom diagrame uvedenom na obr. 2.



Obr. 2: Zatriedenie pôd v skúmanej depresii podľa trojuholníkového klasifikačného diagramu USDA (piesok 0,05-2,0mm, íl <0,002mm, prach 0,002-0,05mm).

V uvedenej lokalite počas vegetačných období rokov 1974 až 2013 bola skúmaná zásoba vody v pôde do hĺbky 1 m. Údajovú základňu tvorili súbory hydrofyzikálnych, fenologických a hydrometeorologických údajov. Okrem toho boli k dispozícii výsledky vlastného monitoringu objemovej vlhkosti pôdy po vertikále pôdneho profilu do hĺbky 0,80 m, polohy hladiny podzemnej vody, vertikálnych pohybov povrchu pôdy a izotropie objemových zmien (Gomboš, M. 2010, Kandra, B. 2009) Pribeh zásob vody v pôde do hĺbky 1 m bol získaný numerickou simuláciou na matematickom modeli Flocr (FLOW in CRacking soils) (Bronswijk, J. B. 1988, Bronswijk, J. B. 1989). Výsledky numerickej simulácie boli spracované štatisticky a graficky.

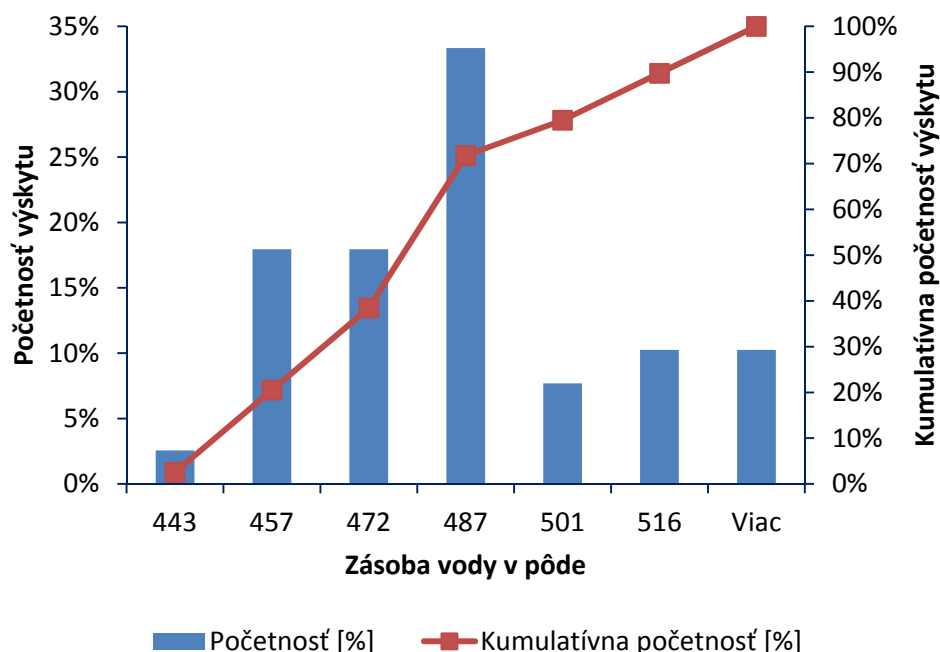
Výsledky

V tab. 1 sú uvedené základné štatistické charakteristiky variability a tvaru pravdepodobnostného rozdelenia vegetačných úhrnov zrážok, priemerných, maximálnych a minimálnych zásob vody v koreňovej zóne pôdneho profilu do hĺbky 1 m v lokalite Senné vo vegetačných obdobiach rokov 1974 až 2013. Z tab.1 je zrejmé, že dlhodobá priemerná vegetačná zásoba vody je o 20% vyššia ako dlhodobý priemerný vegetačný úhrn zrážok. Z toho je možné usudzovať o doplňovaní zásob vody v bilancovanej vrstve z podzemnej vody. Potvrdzujú to aj priebehy hladín podzemnej vody (HPV) ktoré obyčajne v jarných mesiacoch sa pohybujú okolo 0,30 m pod terénom (Baroková, D. 2007).

Tabuľka 1: Základné štatistické charakteristiky vegetačných úhrnov zrážok, priemerných, maximálnych a minimálnych zásob vody v koreňovej zóne pôdneho profilu do hĺbky 1 m v lokalite Senné vo vegetačných obdobiach rokov 1974 až 2013.

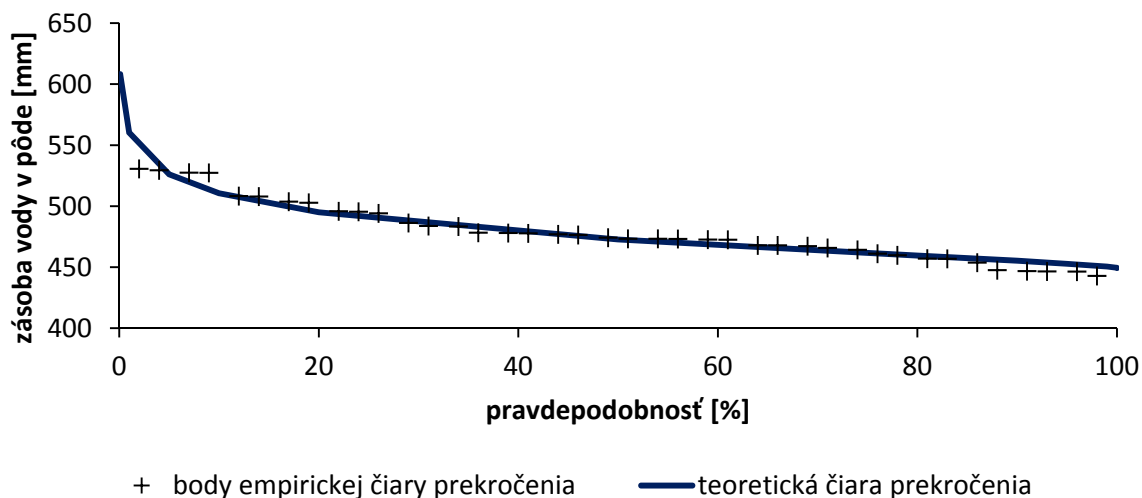
štatistická charakteristika	priemerná zásoba	maximá	minimá	zrážky
Stredná hodnota	478,8	545,3	434,5	382,5
Median	473,7	552,3	433,0	372,8
Smerodajná odchýlka	24,0	15,2	19,3	92,7
Špicatosť	-0,1	0,6	1,1	1,1
Šikmosť	0,7	-1,3	0,7	1,0
Rozsah	87,8	54,2	91,2	421,8
Minimum	442,8	503,6	402,4	233,5
Maximum	530,6	557,8	493,6	655,3
Počet	40	40	40	40
Interval spoľahlivosti (95,0%)	7,7	4,8	6,2	29,6

Názornú predstavu o rozdelení početnosti výskytu veľkosti zásob vody v pôde Senianskej depresnej oblasti dáva histogram na obr. 3. Z neho je zrejmé, že najpočetnejší výskyt zásoby vody (33,33%) je v intervale medzi 487 až 501 mm.



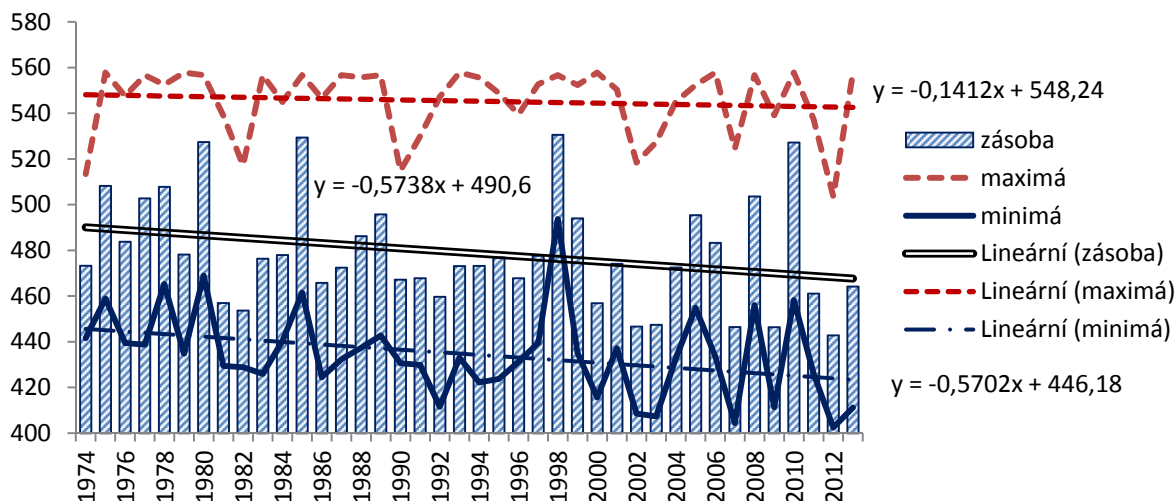
Obr. 3: Histogram relatívnej a kumulatívnej početnosti výskytu veľkosti zásob vody v pôde Senianskej depresnej oblasti.

Obraz o pravdepodobnostnom rozdelení zásob vody v pôde Senianskej depresnej oblasti je uvedený na obr. 4. Sú tam uvedené empirické body pravdepodobnostného rozdelenia. Tieto sú vyrovnané teoretickou krivkou. Empirické body ako aj teoretický priebeh krivky boli konštruované z priemerných hodnôt zásob vody v pôde. Z toho vyplýva, že nezachytáva extrémny. Napriek tomu dáva názorný prehľad o priemerných vegetačných hodnotách zásob vody v pôde. Z teoretickej čiary prekročenia vyplýva, že zásoby vody s periodicitou 0,05 sú na úrovni 526 mm. Priemerné vegetačné zásoby vody v pôde do hĺbky 1 m s periodicitou 0,95 sú 453 mm.



Obr. 4: Empirická a teoretická čiara prekročenia priemerných zásob vody v koreňovej zóne pôdneho profilu do hĺbky 1 m v lokalite Senné vo vegetačných obdobiach rokov 1974 až 2013.

Na obr. 5 sú uvedené priemerné, maximálne, minimálne zásoby vody v pôde do 1 m v lokalite Senné vo vegetačných obdobiach rokov 1974 až 2013 a ich lineárne trendy. Z obrázku je zrejmý trend znižovania priemerných zásob vody vo vegetačných obdobiach. Je možné konštatovať, že v prípade maximálnych zásob vody sú zmeny malé. Bolo identifikované zvyšovanie početnosti malých zásob vody pri zväčšovaní ich variability. Periodicita najmenších priemerných zásob v vody v jednotlivých vegetačných obdobiach sa v posledných rokoch posúva nad úroveň hodnoty 0,95.



Obr. 5: Priemerné, maximálne, minimálne zásoby vody v pôde do 1 m v lokalite Senné vo vegetačných obdobiach rokov 1974 až 2013 a ich lineárne trendy.

Záver

Depresné oblasti je možné chápať ako malé povodia s osobitným hydrologickým režimom povrchovej vody a vody v nenasýtenej zóne. Z uvedenej analýzy vyplýva, že týchto oblastiach sa z dlhodobého hľadiska prejavuje trend znižovania zásob vody v pôde. Zvyšuje sa deficit vody v nenasýtenej zóne pôdy. Zvyšuje sa variabilita zásob spojená so zvýšenou periodicitou výskytu vyššou ako 0,95. Uvedené čiastkové výsledky sú súčasťou širšieho výskumu depresných nížinných oblastí.

PodĎakovanie

Tento príspevok vznikol s podporou agentúry VEGA, projekt č. 2/0142/12

Literatura

- Baroková, D. 2007. GroundwaterLevel Regime in the Medzibodrožie Region – Analysis and Prognosis. International Symposium on Interreg III.A Programme, Budapest 2007.
- Bronswijk, J. B. 1988. Modeling of water balance, cracking and subsidence of clay soils. In: Journal of Hydrology. 1988, č. 97, s. 199-212.
- Gomboš, M. 2010. Simulation of the water availability changes for the plant cover as a result of climate. In 9th ALPS-ADRIA scientific workshop. Špičák, ČR, 2010, vol. 59., CD-ROM.
- Kandra, B. 2009. Použitie klimatického scenára CCCM 2000 pri kvantifikácii obsahu vody v pôde. In XIII. Okresné dni vody : Zborník referátov, Michalovce 23. - 24. apríla 2009. ÚH SAV, 2009, s. 61-64. ISBN 978-80-89139-18-7.

Zmeny vodnej bilancie a simulácia jednotlivých zložiek odtoku v povodí Belej

Dana Halmová, Pavol Miklánek, Pavla Pekárová, Veronika Bačová Mitková, M. Dóšová

Ústav hydrologie, Slovenská akadémia vied, Bratislava

Abstrakt

Štúdia je venovaná zhodnoteniu zmien hydrologickej bilancie povodia rieky Belá po stanicu Podbanské za dve 30-ročné obdobia 1940/1941–1969/1970 a 1975/1976–2004/2005 a simulácii mesačného odtoku z povodia Belej (a jednotlivých zložiek odtoku) za obdobie 1940/1941–2004/2005.

V úvodnej časti príspevku je prezentovaný opis povodia Belej – geologických, klimatických a odtokových pomerov povodia. Následne bola spracovaná hydrologická bilancia povodia Belej po profil Podbanské v ročnom a mesačnom kroku na základe meraných radov priemerných mesačných prietokov zo stanice Belá: Podbanské a mesačných zrážkových úhrnov na povodie Belej. Porovnané boli zmeny v zásobách vody v povodí za dve 30-ročné obdobia. V záverečnej časti štúdie bol použitý hydrologický bilančný model BILAN na určenie podielu jednotlivých zložiek odtoku v mesačnom kroku. Model simuluje hydrologické procesy pomocou zjednodušenia povodia na niekoľko fiktívnych spojených nádrží, do ktorých vstupuje voda zo zrážok, teplota a vlhkosť vzduchu a vystupuje prietok v záverečnom profile povodia. Model simuluje hodnoty odtoku relatívne dobre. S ohľadom na vstupné dáta sme dosiahli dostatočnú zhodu medzi pozorovanými a simulovanými hodnotami.

Kľúčové slová: hydrologická bilancia, povodie Belej, profil Belá-Podbanské, zmeny objemu vody v povodí, zložky odtoku, model BILAN

Úvod

Vyjadrením základných vzťahov medzi prvkami hydrologického cyklu je hydrologická bilancia. Spoľahlivé určenie základných zložiek vodnej bilancie územia (zrážky, odtok, bilančný výpar) závisí predovšetkým od presnosti priameho merania prvých dvoch zložiek, z ktorých sa výpočtom určí zostávajúca.

V 70-tych rokoch prebiehal v reprezentatívnom povodí Belej po Liptovský Hrádok rozsiahly hydrologický výskum organizovaný Slovenským hydrometeorologickým ústavom za účelom podrobného zmapovania základných prvkov hydrologickej bilancie (Hlubocký, 1974; Hlubocký a kol., 1980; Pacl, 1973). Hydrologiou Tatier sa zaoberali napr. Hladný a Pacl (1974), Molnár a Pacl (1988), Drako a kol. (1990), Molnár a kol. (1991), Kostka (1992), Majerčáková a Škoda (1993), Pacl (1994), Parajka (2000) alebo Halmová a Pekárová (2013). Hydrologickú bilanciu šiestich povodí Západných a Vysokých Tatier za hydrologické roky 1989–1998 spracovali Holko a kol. (2001). Z ich výsledkov vyplynulo, že ani pri použití všetkých existujúcich údajov a moderných výpočtových metód existujúca meracia sieť nedáva uspokojivú odpoveď na pochybnosti, ktoré vznikajú pri určení základných prvkov hydrologickej bilancie v jednotlivých horských povodiach. Hydrologická bilancia horských povodí zostáva naďalej nedostatočne objasneným problémom.

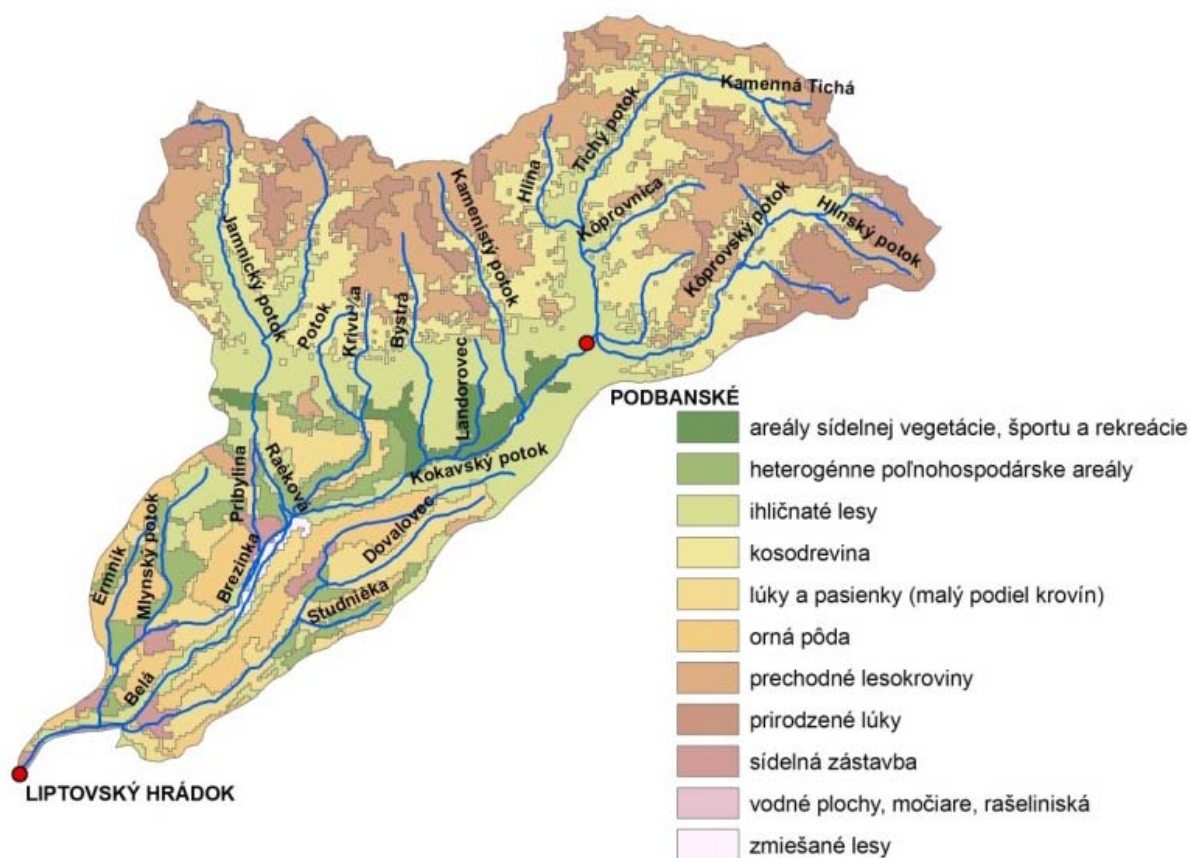
Keďže v spolupráci s Dr. Paclom a SHMÚ sme preverili historické merné krivky profilu Belá: Podbanské a získali sme zrážkové úhrny z poľského observatória Kasprový vrch od roku 1938, spracovali sme hydrologickú bilanciu povodia Belá po profil Podbanské za obdobie od hydrologického roku 1940/41 (Pekárová a kol., 2005, 2009a-b, 2010).

Opis povodia Belej

Rieka Belá vzniká sútokom Tichého a Kôprového potoka v nadmorskej výške 976,8 m n.m. Celková dĺžka toku je 23,6 km (Pacl, 1973; Hlubočský, 1974). Povodie Belej má plochu 244,303 km². Rieka Belá odvodňuje jednak vysokohorský reliéf povodím Kôprového potoka, jednak hôľny reliéf povodím Tichého potoka. Od sútoku tečie juhozápadným smerom popri Podbanskom a prijíma 7 pravostranných prítokov a jeden ľavostranný prítok (obr. 1). Významnými prítokmi sú Kamenistý a Račkový potok, ktoré majú podobne ako rieka Belá vysokohorský charakter. Belá sa vlieva do rieky Váh a je jej významným pravostranným prítokom. Ústie rieky Belá sa nachádza pri Liptovskom Hrádku v nadmorskej výške 629 m n.m.

Rieka Belá je najväčšou bystrinou slovenskej časti Tatier a považuje sa za typickú rieku najvyššej časti Karpát. V povodí rieky Belá sa vyskytujú významné hydrologické lokality ako plesá, vodopády a pod. Povodie Belej bolo Slovenským hydrometeorologickým ústavom začlenené do medzinárodnej kategórie „reprezentatívne povodie“ a je evidované v rámci Medzinárodného hydrologického programu UNESCO. Povodie Belej patrí medzi pomerne vzácne územia, t.j. málo dotknuté ľudskou činnosťou. Najväčšie antropogénne zásahy, pastvinárstvo a s ním spojené klčovanie lesov, sa vyskytovali najmä v 19. storočí. Po založení Tatranského národného parku (TANAPu) v roku 1948 bolo pastierstvo zakázané a lesy sa začali považovať za prvok prospešný pri ochrane pred povodňami (Pekárová a kol., 2009b). Horná časť povodia Belej od profilu Podbanské je z 40-tich% tvorená kosodrevinou, 13% pokrývajú ihličnaté lesy, 30% predstavujú prechodné lesokroviny, 16% sú prirodzené lúky a zvyšok tvoria vodné plochy a zastavané územia. Dolná časť povodia je tvorená prevažne poľnohospodárskou pôdou (obr. 1).

Z hľadiska čistoty vody má Belá po Podbanské charakter rieky s prirodzeným, ľudskou činnosťou neovplyvneným režimom. Z kvalitatívneho hľadiska je voda v profile Podbanské zatriedená do I. stupňa kvality. Pod Podbanským v dôsledku osídlenia, však znečistenie postupne narastá.



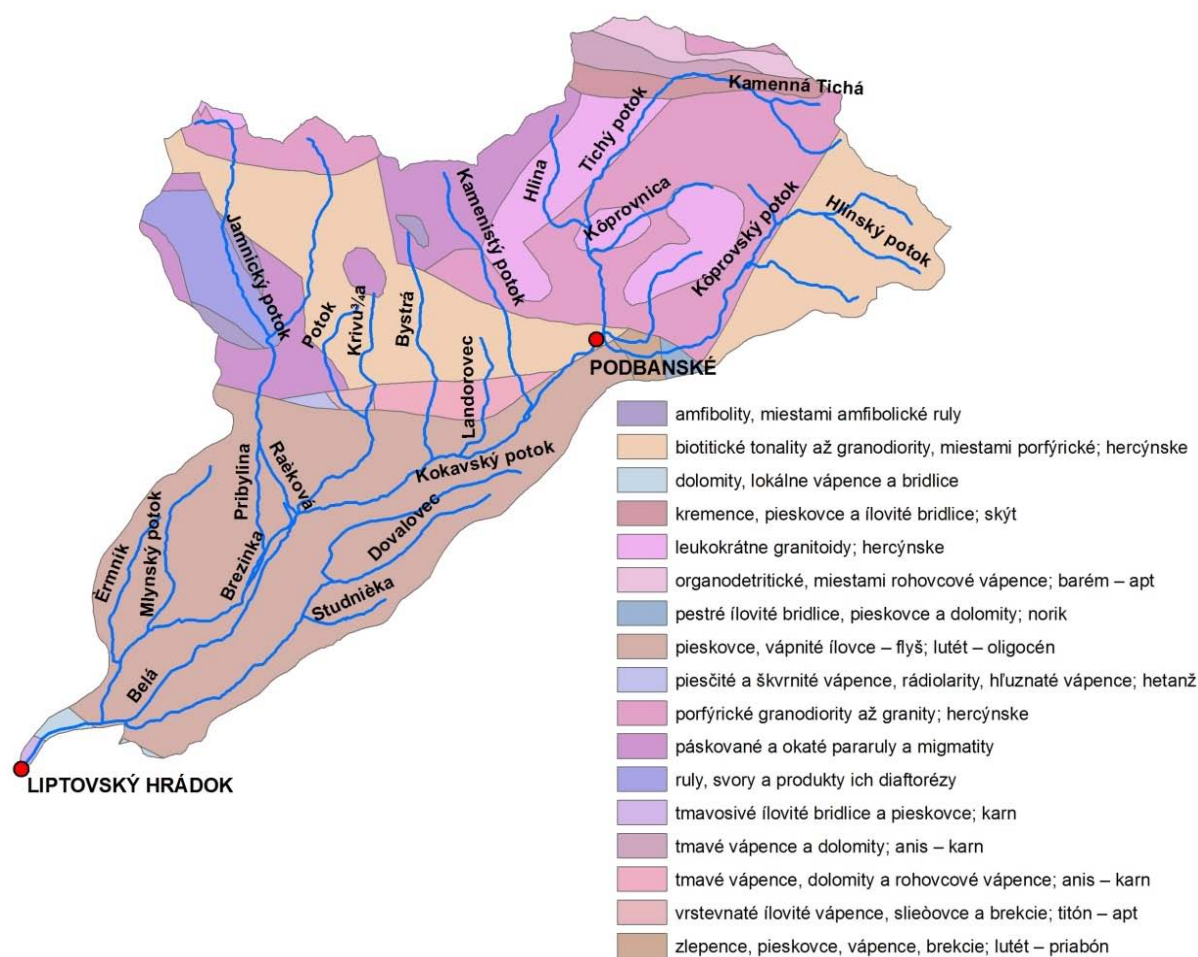
Obr. 1: Vegetačné a hydrografické pomery v povodí Belej.

Geologické pomery povodia Belej

V severnej časti povodia sa vyskytujú dva typy reliéfu. V povodí Tichého potoka majú prevahu hôľne tvary, zodpovedajúce reliéfu Západných Tatier, pre povodie Kôprovského potoka je typická prevaha výrazného vysokotatranského reliéfu. Takmer celá severná časť povodia Belej je budovaná horninami kryštalinika (žuly, ruly, migmatity, granitoidy) a horninami mezozoického obalu (obr. 2). Malá časť pravostranného povodia Tichého potoka je budovaná vápencami a dolomitmi s výrazným krasovým reliéfom (povodie Tomanovho potoka). Kryštalinická časť povodia je prevažne nepriepustným podložíom a spolu s vysokohorským a hôľnym reliéfom vytvára dobré podmienky pre rýchle stekanie zrážkovej vody dolu strmými svahmi.

Južnú časť zaberá centrálno-karpatský flyš (striedanie rozlične mocných polôh pieskovcov a ílovcov na báze zlepcov a brekcií). Najjužnejšia časť povodia zasahuje do oblasti budovanej mezozoickou bielovážskou sériou (dolomity, pieskovce, zlepenca).

Staršie útvary sú z časti pokryté rôzne mocnou vrstvou kvartérnych sedimentov, z ktorých majú väčší význam hlavne glaciálne a fluvio-glaciálne sedimenty (Hlubočký, 1974).



Obr. 2: Geologická stavba povodia rieky Belá.

Klimatické pomery v povodí Belej

Povodie Belej má kontinentálnu polohu, je pomerne rovnako vzdialené od Baltického mora, Atlantického oceánu a Jadranského mora (600-840-700 km). Nachádza sa v stredoeurópskom

vnútrozemskom podnebí. Povodie Belej je však výrazne ovplyvňované prudko sa meniacou nadmorskou výškou (na 10 km je prevýšenie o 575 metrov). Vysoké Tatry a teda aj povodie Belej patria do chladnej až studenej horskej oblasti. Priemerná ročná teplota vzduchu za obdobie 1931–2000 bola v stanici Podbanské 4,8 °C, na Kasprovom vrchu (najvyššie položené miesto povodia) -0,8 °C.

Povodie Belej leží v oblasti najvyšších zrážkových úhrnov na Slovensku. Režim zrážok má typický jednoduchý ročný chod, s jedným minimom v zime (zvyčajne vo februári) a s jedným maximom v lete (jún až júl). Zrážky pribúdajú s rastúcou nadmorskou výškou v povodí viac-menej pravidelne. Ročný úhrn zrážok stúpa od 900 v Podbanskom až na 1800 mm na Kasprovom vrchu, z toho v letnom období od 500 na 1000 mm. Búrkami sa vyznačuje najmä obdobie leta, v mesiacoch jún a júl dochádza v dôsledku prílivu chladnejšieho oceánskeho vzduchu k poludňajším búrkam. Pre obdobie konca leta a jesene je typický pomerne stály a vyrovnaný ráz počasia, august je často najteplejším mesiacom roka. Počet dní so snežením v roku sa pohybuje od 57 do 180 dní, pričom snehová pokrývka sa udrží 120–200 dní. Na niektorých miestach (Medená kotlina) sa snehová prikrývka vyskytuje aj po celý rok. Hrúbka snehovej prikrývky je premenlivá, stúpa v nadmorskej výške od 40 cm na úbočiach kotlín až nad 200 cm.

V oblasti povodia rieky Belá prevláda vietor severozápadného smeru, ktorý je miestami pozmenený tvarmi povrchu. Najväčšia nameraná rýchlosť vetra bola okolo 250 km/h.

Odtokové pomery v povodí Belej

Priaznivé morfológické a klimatické faktory povodia Belej podmieňujú rýchly povrchový odtok dažďovej vody a jej sústreďovanie do riečnych korýt. V čase nízkych odtokov sú prietoky veľmi ovplyvňované geologickými pomermi. Veľká časť vody odteká rôzne mocnými a priepustnými náplavmi, alebo suťovým materiálom tak, že na niektorých úsekoch korytový prietok pozdĺž toku mizne. Zvýšené prietoky sa na Belej vyskytujú najmä v lete. V povodí jednoznačne prevládajú letné povodne, podmienené intenzívnymi lejakmi z výrazného teplotného rozhrania nad Karpatmi. Počas pozorovaní nastali na Belej v stanici Podbanské štyri povodne presahujúce hodnotu 120 m³.s⁻¹, a to v roku 1934, 1948, 1958 a 1997 (Pekárová a kol., 2009 b).

Výsledky

Hydrologická bilancia

Hydrologická bilancia kvantifikuje obeh vody v uzavretom systéme povodí s jedným sústredeným odtokom v záverečnom profile na vodnom toku. Jediným vstupom do bilancie sú atmosférické zrážky v povodí. Rozdiel v zásobách vody v pôde na začiatku a na konci bilancovaného obdobia možno pre dostatočne dlhé obdobie zanedbať. V tom prípade môžeme stotožniť ročný úhrn evapotranspirácie s rozdielom zrážok a odtoku. Pri mesačnej bilancii, ak určíme mesačný úhrn evapotranspirácie nezávislým spôsobom, dokážeme z rovnice hydrologickej bilancie určiť zmenu zásoby vody v povodí v mesiaci. Pri bilancii sme použili bilančnú rovnicu v tvare:

$$ZR = R + ET + \Delta S,$$

kde: ZR – priemerný ročný úhrn zrážok [mm]; R – priemerná ročná odtoková výška [mm]; ET – bilančný výpar [mm] a ΔS – priemerný úhrn strát, ktorý má vyšší význam v kratších časových intervaloch Δt . Pri dlhodobej bilancii (30 rokov) môže byť tento člen zanedbaný a nahradený $\Delta S = 0$.

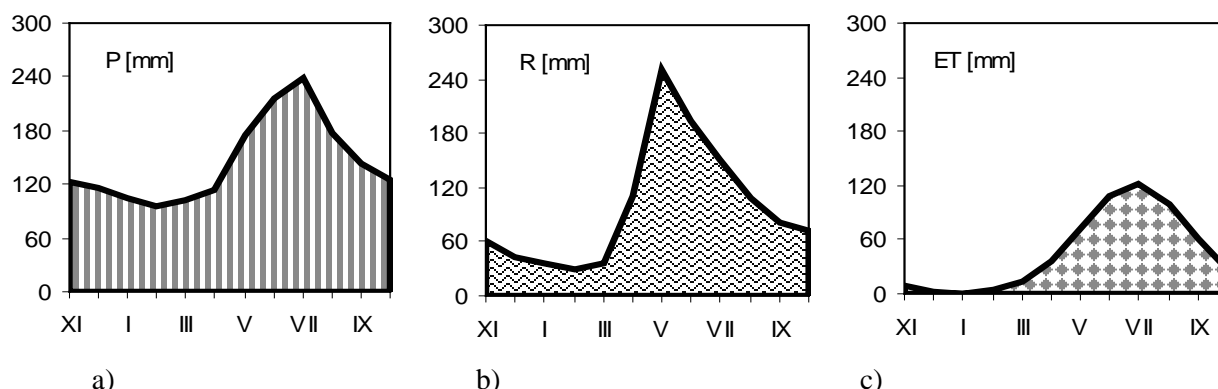
Odtokové charakteristiky povodia rieky Belá sa nachádzajú v tab. 1. Koeficient odtoku v povodí kolíše od 43 do 87 % s priemerom 68%.

Tabuľka 1: Základné odtokové charakteristiky povodia rieky Belá (1941 –2006).

Q_a	($m^3 \cdot s^{-1}$)	dlhodobý priemerný ročný prietok	3,5
Q_{max}	($m^3 \cdot s^{-1}$)	maximálny prietok	180
Q_{min}	($m^3 \cdot s^{-1}$)	minimálny prietok	0,48
R	(mm)	dlhodobý odtok z povodia	1179
P	(mm)	dlhodobý priemerný zrážkový úhrn na povodie	1727
E	(mm)	bilančný výpar	548
T_a	($^{\circ}C$)	priemerná ročná teplota vzduchu (Podbanské)	4,80
T_w	($^{\circ}C$)	priemerná ročná teplota vody (Podbanské)	4,28

Mesačné zrážky a prietoky

Z hľadiska mesačných úhrnov zrážok (obr. 3a), v dlhodobom priemere (obdobie 1940/1941–2004/2005) najviac zrážok spadne v mesiaci júl (238 mm), najmenej v mesiaci február (96 mm). Najvyšší priemerný mesačný odtok sa vyskytuje v období topenia snehu: v máji odtečie povrchovým odtokom v priemere 249 mm, v júni 194 mm (obr. 3b). Počas týchto mesiacov odtečie takmer 38% celkového ročného odtoku. Odtokovo najvyrovnannejší je mesiac marec a najväčšie výkyvy odtoku sú zaznamenané v auguste. Mesačné hodnoty výparu boli vypočítané z ročného bilančného výparu na základe percentuálneho rozdelenia výparu v roku (obr. 3c). V tab. 2 sú uvedené mesačné hodnoty zásob vody v povodí Belej pre obdobia hydrologických rokov 1940/1941–2004/2005, b) 1940/1941–1969/1970 a c) 1975/1976–2004/2005.



Obr. 3: Porovnanie dlhodobých mesačných zložiek vodnej bilancie v povodí Belej po profil Podbanské, obdobie: 1941/1942–2004/2005 a) dlhodobé mesačné zrážky, b) dlhodobý mesačný odtok, c) dlhodobý mesačný bilančný výpar.

Tabuľka 2: Dlhodobé mesačné hodnoty zásob vody v povodí Belej pre obdobia hydrologických rokov: a) 1940/1941–2004/2005, b) 1940/1941–1969/1970 a c) 1975/76–2004/2005.

	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
a) $S=ZR-R-ET$	52.9	70.1	67.2	62.0	54.4	-34.3	-147.1	-86.4	-34.9	-30.9	1.0	26.0
suma S	53	123	190	252	307	272	125	39	4	-27	-26	0
b) $S=ZR-R-ET$	60.5	67.2	66.7	74.8	51.7	-51.2	-137.8	-73.4	-51.0	-25.0	-9.4	26.8
suma S	61	128	194	269	321	270	132	59	8	-17	-27	0
c) $S=ZR-R-ET$	43.8	71.4	70.3	52.0	61.3	-22.9	-161.4	-103.5	-14.7	-28.4	6.9	25.2
suma S	44	115	185	237	299	276	114	11	-4	-32	-25	0

Zásoby vody (S) v povodí Belej stúpajú od septembra do marca, od apríla do augusta sa naakumulované zásoby vody v povodí vyčerpávajú. Výkyv zmien zásob vody (S) v povodí bol v dlhodobom 65-ročnom priemere 337 mm. Takto zostavená hydrologická bilancia umožňuje vyčleniť priemerné mesačné zmeny zásob vody v povodí, resp. v užšom zmysle v pôde a v podzemnej vode.

Simulácia zmien zásob vody v povodí Belej modelom BILAN

Počas posledných desaťročí sa významným nástrojom v riadení vodného hospodárstva stali hydrologické zrážko-odtokové modely v mierke povodia. Pri používaní modelov si treba vedieť vybrať z ponúkaných modelov a to v závislosti od riešenej problematiky. Najväčším problémom zostáva získanie kvalitných, dostatočne dlhých radov vstupných údajov. Po správnom výbere modelu a jeho nakalibrovaní má jeho následné používanie nenahraditeľný prínos či už pri riadení alebo hodnotení konkrétnych situácií v povodiach.

V tejto práci sme na hodnotenie podielu jednotlivých zložiek odtoku v povodí Belej po stanicu Podbanské použili hydrologický bilančný model BILAN v mesačnom kroku. Model (Horáček a kol., 2009; Kašpárek a Novický, 2004 a,b) patrí do skupiny koncepčných modelov so sústredenými parametrami a povodie schematizuje pomocou troch nádrží. Model BILAN slúži na posudzovanie jednotlivých zložiek vodnej bilancie povodia s mesačným časovým krokom. Štruktúra modelu je formovaná systémom vzťahov popisujúcich základné princípy vodnej bilancie nenasýtenej a nasýtenej zóny, vrátane vplyvu vegetačného pokryvu a podzemnej vody.

Kalibrácia a verifikácia modelu BILAN

V modeli je definovaných osem voľne meniteľných parametrov. Na kalibrovanie parametrov modelu sú použité merané rady mesačných odtokov v záverečnom profile povodia. Tieto parametre sú kalibrované v modeli automaticky, použitím optimalizačného algoritmu. Cieľom optimalizácie je dosiahnutie čo najlepšej zhody medzi pozorovanými a simulovanými radmi odtokov. Model BILAN sme kalibrovali na údajoch z povodia Belej po Podbanské na období 1940/1941–2004/2005 a na dvoch podobdobiach 1940/1941–1969/1970 a 1975/1976–2004/2005. Optimálne parametre pre dané časové horizonty sa významne zmenili. Z porovnania napr. parametru Alf (priamy odtok) vyplýva, že v období 1975/76–2004/05 sa podiel priameho odtoku znížil na polovicu.

Simulácia jednotlivých zložiek odtoku a zásob vody v povodí Belej

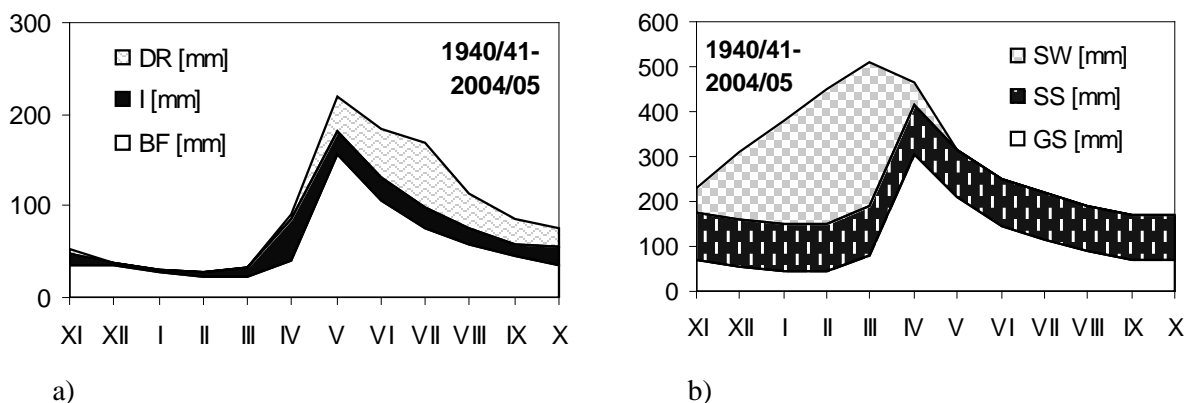
Pomocou modelu BILAN sme modelovali priebeh priemerných mesačných hodnôt jednotlivých zložiek odtoku v povodí Belej podľa parametrov odvodených za celé obdobie 1940/1941–2004/2005. Základný odtok tvorí 59,32% celkového odtoku, hypodermický 17,95% a priamy odtok tvorí 22,70% na celkovom odtoku (obr. 4a). Dlhodobé mesačné zmeny zásob vody v povodí (v snehu SW, v pôde SS a podzemná voda GS) môžeme zhodnotiť na obr. 4b.

Záver a diskusia

V štúdiu je spracovaná hydrologická bilancia v ročnom a mesačnom kroku na základe meraných radov priemerných mesačných prietokov zo stanice Belá - Podbanské a mesačných zrážkových úhrnov na povodie Belej. Porovnané boli zmeny v zásobách vody v povodí za vybrané obdobia.

Z ročnej hydrologickej bilancie za celé pozorované obdobie vyplýva, že ročný zrážkový úhrn v povodí Belej po stanicu Podbanské je 1727 mm, ročná odtoková výška je 1179 mm a bilančný výpar 548 mm. Pri výpočtoch zrážkových úhrnov na povodie sme nebrali do úvahy korekciu zrážok.

Z nameraných výsledkov vyplýva, že v priebehu rokov 1940/1941–2004/2005 nedochádza k významnému rastu priemerného ročného prietoku. Z trendovej analýzy vyplýva, že priemerné ročné prietoky veľmi mierne stúpajú. Z porovnania mesačnej bilancie v povodí Belej za dve obdobia vyplýva, že paradoxne, pri mierne nižších zrážkach bol v období 1975/1976–2004/2005 vyšší odtok predovšetkým v mesiaci máj. Tým dochádzalo k rýchlejšiemu vyčerpaniu zásob vody v povodí Belej a bilančný výpar je nižší pri vyššej teplote vzduchu.



Obr. 4: Výstupy modelu BILAN: a) simulácia dlhodobých priemerných mesačných hodnôt celkového odtoku z povodia a jeho separácia na základný BF, hypodermický I a priamy odtok DR; b) priemerné mesačné hodnoty: SW- zásoba vody v snehovej pokrývke, SS- zásoba vody v pôde, GS- zásoba podzemnej vody.

Presnosť tejto bilancie je závislá na presnosti meraní zrážok, presnosti meraní vodných stavov, presnosti merných kriviek a vyhodnocovaní priemerných denných prietokov. Preto našou snahou bolo prehodnotiť celý historický materiál pozorovaní vodných stavov na Belej v Podbanskom od roku 1928 a odstrániť prípadné chyby vo vyhodnotení prietokov. Aj keď bilancia v absolútnych číslach môže byť v skutočnosti vzhľadom na chyby meraní zrážok iná, relatívne porovnanie dvoch období dáva dobrú informáciu o prebiehajúcich zmenách v bilancii jednotlivých zložiek odtoku v povodí rieky Belá.

Hydrologické zrážko-odtokové modely majú veľký význam pri riadení alebo hodnotení konkrétnych situácií v povodiach i na konkrétnych tokoch. Na modelovanie prvkov hydrologickej bilancie v mesačnom časovom kroku sa zvyčajne používajú koncepčné modely hydrologickej bilancie so sústredenými parametrami. Jeden z takýchto modelov sme použili v predloženej práci. V práci sme sa zamerali na kalibráciu modelu BILAN na údajoch z povodia Belej po Podbanské na období 1940/1941–2004/2005 a na dvoch podobdobiach 1940/1941–1969/1970 a 1975/1976–2004/2005. Model pomerne dobre vystihuje merané hodnoty odtoku, avšak pri maximálnych hodnotách dochádza k väčším odchýlkam. Koeficient korelácie medzi meraným a modelovaným odtokom za obdobie od novembra 1991 do októbra 2005 je 0,81. Celkový odtok bol rozdelený na tri zložky základný, hypodermický a priamy odtok, pričom jednotlivé zložky majú nasledovný podiel na celkovom odtoku: základný odtok 59,32%, hypodermický 17,95% a priamy odtok 22,70%.

PodĎakovanie

Táto práca bola podporovaná Agentúrou na podporu vedy a vývoja na základe zmluvy č. APVV-0015-10 a vznikla realizáciou projektu ITMS 26240120004 Centrum excelentnosti integrovanej protipovodňovej ochrany územia, na základe podpory operačného programu Výskum a vývoj financovaného z Európskeho fondu regionálneho rozvoja.

Literatúra

- Drako, J., Kupčo, M., Turbek, J., Šťastný, P. 1990. Results of the regime observation of climatic and hydrological phenomena in the Tatras region. Hydrology of Mountainous Areas (Ed. Molnar), IAHS Publication no. 190, 153–164.
- Halmová, D., Pekarová, P. 2013. Trend analysis of monthly and extreme discharges at gauging station Bela-Podbanske. Acta Hydrologica Slovaca 14, 1, 193–203.
- Hladný J., Pacl J. 1974. Analýza vzťahov medzi zrážkami a odtokom v horských povodiach, J. Hydrol. Hydromech., 22, 4, 346–356.

- Hlubocký B. 1974. Reprezentatívne povodie Belej – predbežné vyhodnotenie režimu povrchových vôd. Správa, HMÚ, Bratislava, 79 str.
- Hlubocký, B., Dulovicč L., Matuška, M., Turčan, J. 1980. Hydrologický režim reprezentatívneho povodia Belej. Záverečná správa úlohy č. 2231. Bratislava: SHMÚ, 97 s.
- Holko, L., Parajka, J., Majerčáková, O., Faško, P. 2001. Hydrologická bilancia vybraných povodií Tatier v hydrologických rokoch 1989–1998. J. Hydrol. Hydromech., 49, 3–4, 200–222.
- Horáček, S., Rakovec, O., Kašpárek, L., Vizina, A. 2009. Vývoj modelu hydrologické bilance – BILAN. Vodohospodárske technicko-ekonomické informácie, 51, 2–5.
- Kašpárek, L., Novický, O. 2004a: Background information BILAN, CD ROM, 9 str.
- Kašpárek, L., Novický, O. 2004b: Users guide BILAN, CD ROM, 12 str.
- Kostka, Z., 1992. Určovanie obsahu vody v pôde v horských povodiach metódou vodnej bilancie pôdneho profilu. J. Hydrol. Hydromech., 40, 5, 446–458.
- Majerčáková, O., Škoda, P., 1993. Zmeny hydrologického režimu v oblasti Tatier. Práce a štúdie 46, Slovenský hydrometeorologický ústav, Bratislava, 53 s.
- Molnár, L., Miklánek, P., Trizna, M. 1991. Experimentálny výskum zložiek vodnej bilancie v horskom povodí. J. Hydrol. Hydromech., 39, 5-6, 448–456.
- Molnár, L., Pacl, J., 1988. The hydrological characteristics of the High Tatra region. Workshop on Hydrology of Mountainous areas. IHSAS, 28 s.
- Pacl J. 1973. Hydrológia Tatranského národného parku. Zborník prác o Tatranskom národnom parku, zv. 15, 181–238.
- Pacl J. 1994. Tatranský národný park – Vodstvo, In: Tatranský národný park – Biosférická rezervácia, Publ. TANAP, 66–78.
- Parajka, J., 2000. Estimation of the average basin precipitation for mountain basins in the Western Tatra mountains. ERB2000-Monitoring and modelling catchment water quantity and quality, Ghent, Belgium, 27–29 September 2000, 245–248.
- Pekárová, P., Pekár, J., Pacl, J. 2005. Časová variabilita ročných prietokov vysokohorského povodia Belá za obdobie 1901–2000. In: Hydrologické dni 2005, CD referátov z konferencie, SHMÚ, Bratislava.
- Pekárová, P., Halmová, D., Miklánek, P., Pekár, J., Škoda, P., Liová, S., Kučárová, K. 2009a. Analýza homogenity meraní teploty vody v toku Belej v Podbanskom. Acta Hydrologica Slovaca, 10, 1, 140–150.
- Pekárová, P., Pacl, J., Liová, S., Miklánek, P., Škoda, P., Pekár, J. 2009b. Analýza režimu maximálnych ročných prietokov vysokohorského toku Belá v Podbanskom. Acta Hydrologica Slovaca, 10, 2, 300–311.
- Pekárová, P., Miklánek, P., Škoda, P., Pekár, J., Pacl, J. 2010. Multi-annual discharge variability and trend analysis of the Bela river (Slovakia) in 1895–2006. In: IAHS Publ. 336, Status and Perspectives of Hydrology in Small Basins, Wallingford: IAHS, 59–64.

Porovnanie hydrofyzikálnych vlastností snehovej pokrývky v horskom povodí Bystrej v Nízkych Tatrách v minulosti a dnes

Miriám Hanzelová¹, Matúš Hríbik², Jaroslav Škvarenina²

¹ Technická univerzita vo Zvolene, Fakulta ekológie a environmentalistiky, T. G. Masaryka 24, 960 53 Zvolen, Slovenská republika

² Technická univerzita vo Zvolene, Lesnícka fakulta, T. G. Masaryka 24, 960 53 Zvolen, Slovenská republika

Abstrakt

Snehová pokrývka je významná súčasť krajiny, ktorá vplýva na ekosystémy od globálneho až po lokálne merítka. Tým, že sa väčšina zrážok počas zimného obdobia akumuluje v podobe snehovej pokrývky, zadržáva v sebe veľké množstvo vody. Pri nepriaznivom priebehu počasia v jarnom období (tj. prudké oteplenie s dažďami) predstavuje výraznú hrozbu povodní. Väčšina snehomerných staníc SHMÚ je umiestnených do nadmorskej výšky 1000 m, pričom snehové zásoby sa vytvárajú najmä v pohoriach. Tie potom pri jarnom topení snehu výrazne vplývajú na hydrologický režim našich vôd, preto je potrebné tieto merania dopĺňať expedičnými meraniami v teréne. V 60-tych rokoch 20. storočia bolo za reprezentatívne povodie pre horské oblasti vybrané povodie Bystrej v Nízkych Tatrách a prebiehal na ňom monitoring parametrov snehovej pokrývky až do roku 1992. Cieľom našej práce je zhodnotenie základných hydrofyzikálnych vlastností snehovej pokrývky (výška snehu a vodná hodnota snehu) v oblasti Chopku v Nízkych Tatrách na výškovom tranzekte 1000 – 2000 m n. m. a ich porovnanie s údajmi nameranými v rokoch 1969-92. Údaje boli získané expedičnými meraniami počas zím od roku 2009 do 2013 podľa štandardne používanej metodiky SHMÚ. Pri hodnotení sa zameriavame na vplyv nadmorskej výšky, priebehu času a lesného porastu na vybrané charakteristiky.

Kľúčové slová: snehová pokrývka, výška snehu, vodná hodnota snehu, povodie Bystrej

Úvod

Systematický výskum v oblasti hydrológie snehu na Slovensku sa začal v 60. rokoch 20. storočia. V tomto čase sa začali vykonávať expedičné merania parametrov snehovej pokrývky v povodí Bystrej v Nízkych Tatrách, čo významne prispelo k rozvoju poznania v oblasti hydrológie snehu na našom území (Pecušová & Holko, 2002). Z vedeckého a vodohospodárskeho hľadiska výskum vyvrcholil v 70. a 80. rokoch vypracovaním matematického modelu topenia snehu a výskumom kvalitatívnych aspektov hydrológie snehu (Holko et al., 2001).

Z meteorologických pozorovaní na našom území zo štandardnej pozorovacej meteorologickej siete sa pravidelne zaznamenávajú a spracúvajú údaje o snehovej pokrývke. Meranými údajmi sú výška snehovej pokrývky, dátum prvého a posledného dňa so snehovou pokrývkou, trvanie snehovej pokrývky či trvanie rôznych výšok snehu, ako aj vodná hodnota snehu a i. (Juričeková et al., 2013). Rozmiestnenie snehomerných staníc je vzhľadom na členitý reliéf územia Slovenska nereprezentatívny a limitovaný dostupnosťou terénu a ľudským faktorom (Hrušková et al., 2007). Väčšina snehomerných staníc je umiestnených do nadmorskej výšky 1000m pričom snehové zásoby sa vytvárajú najmä v pohoriach, ktoré pri jarnom topení snehu výrazne vplývajú na hydrologický režim našich vôd. Preto je potrebné tieto merania dopĺňať expedičnými meraniami v teréne. Manuálne meranie výšky a vodnej hodnoty snehu je nesmierne fyzicky a ekonomicky náročné už aj v malých povodiach, pričom v horských oblastiach je pre fyzickú a časovú náročnosť, ako aj z dôvodov ohrozenia lavínami, prakticky vylúčený (Kostka, 2001).

Z hydrologického hľadiska je najdôležitejšou charakteristikou snehu jeho vodná hodnota. Vodná hodnota snehu poskytuje informáciu o množstve vody viazanej v snehu, ktorá sa po roztopení môže

dostať do riečnej siete alebo doplniť zásoby vody v pôde prípadne v podzemnej vode (Holko et al., 2012). Pre správne posúdenie a predpovedanie odtoku z topenia snehu sú nevyhnutné aj informácie o časovej a priestorovej variabilite rozloženia snehovej pokrývky v povodí (Juričeková et al., 2013).

Významnú úlohu pri akumulácii a topení snehu zohrávajú reliéf krajiny, nadmorská výška, variabilita dopadu slnečného žiarenia, teplota vzduchu, transport snehu vetrom, ako aj vplyv vegetácie, ktorý sa mení v období akumulácie a topenia snehu (Holko et al., 2001). Avšak rozdiely pri simulácii topenia snehu spôsobené rozdielmi v slnečnom žiarení a teplote vzduchu v rámci povodia nie sú také veľké, aby dostatočne vystihovali priestorovú variabilitu vodnej hodnoty snehu v povodí. Priestorová variabilita koeficientu transportu snehu má väčší vplyv na charakter rozdelenia snehu v povodí než priestorová variabilita slnečného žiarenia a teploty (Kostka, 2001).

Časová a priestorová dynamika rozloženia snehovej pokrývky je významná z hľadiska vodnej bilancie v povodí, vplyvu na vegetáciu a možného výskytu lavín a s nimi spojených škôd. Informácia o časových zmenách výskytu snehu v povodí najmä v čase topenia je nutnosť pre správnu predpoveď odtoku (Kostka, 2001). Zo Zákona o ochrane pred povodňami č. 666/2004 Zb. vyplýva povinnosť pre SHMÚ poskytovať orgánom štátnej správy a správcom tokov pre vybrané profily informácie o zásobách vody v snehovej pokrývke (Hrušková et al., 2007). Modelovanie priestorového rozloženia snehovej pokrývky v povodí je významné pre mnohé ďalšie aplikácie, napríklad výskum tvorby odtoku (identifikáciu oblastí, v ktorých v rôznych časových okamihoch vzniká najviac vody z topiaceho sa snehu), štúdium zraniteľnosti životného prostredia a kvality vody (rýchla zmeny kvality infiltrujúcej vody na začiatku topenia snehovej pokrývky), modelovanie prietoku počas topenia snehu (presnejšie odvodnenie čiary poklesu snehovej pokrývky), atď. (Holko et al., 2003, Holko, 2000a).

Materiál a metódika

Charakteristika územia

Nízke Tatry predstavujú výraznú prírodnú prekážku pre prúdenie vlhkého vzduchu. V oblasti dominuje drsné horské podnebie. Veľká časť zrážok padá vo forme snehu (Polčák & Hlásny, 2002). V Nízkych Tatrách prevládajú vetry západných a severozápadných smerov, vyskytujú sa však taktiež aj vetry opačného, juhovýchodného smeru, a to najmä počas zimného obdobia, čo súvisí s intenzívnou cyklónálnou činnosťou. Cyklóny prichádzajúce od Jadranského mora prinášajú veľmi výdatné zrážky na južných a juhovýchodných svahoch tohto pohoria (Konček & Briedoň, 1964, Lapin & Tekušová, 2002). Priemerná rýchlosť vetra dosahuje v zime vyššie rýchlosti v porovnaní s letným obdobím, čo vedie k výraznému snežnému driftu na hrebeňoch pohorí. V nadmorskej výške 2000 m sa snehová pokrývka vyššia ako 1 cm priemerne vyskytuje počas 60% roka. (Lapin et al., 2007).

Povodie Bystrej sa nachádza na južnej strane Nízkych Tatier. Jeho rozloha je 34,5 km² a leží v nadmorskej výške 600-2043 m n. m.. Približne 60% plochy povodia pokrýva smrekový porast najmä vo vyššie položených častiach po hornú hranicu lesa, ktorá prebieha asi vo výške 1500-1550 m n. m. (Midriak, 1983). Pôdny profil tvorí hnedá lesná pôda, pričom od výšky asi 1850 m sa nachádza prakticky len substrát materskej horniny. Z hľadiska štúdia snehových pomerov (vplyv nadmorskej výšky, sklonu a orientácie svahov a vegetačných pomerov) bolo toto povodie vybraté ako reprezentatívne povodie pre horské oblasti. Snehomerné expedície v povodí sa vykonávali už od začiatku 60-tych rokov 20. storočia. Merania za obdobie 1969-92 boli vykonávané v mesiacoch január – máj v nadmorských výškach 650-2000 m n. m. (obr.1 vľavo). V súčasnej dobe sú pravidelné expedičné merania vykonávané na výškovom tranzekte od 1000 – 2000 m n. m. (obr. 1 vpravo).

Metódy merania hydrofyzikálnych vlastností snehovej pokrývky

Súčasný terénny monitoring hydrofyzikálnych vlastností snehovej pokrývky je uskutočňovaný raz do mesiaca v zimnej sezóne (podľa snehových podmienok zväčša od decembra do apríla) na výškovom tranzekte od 1000 m n. m. do 2000 m n. m. Merania zamerané na zisťovanie výšky a vodnej hodnoty snehu sú robené každých 100 výškových metrov. Monitoring je realizovaný na voľnej ploche a v lesnom poraste. Tieto lokality sú situované na miestach s rovnakou nadmorskou výškou, expozíciou a

sklonom a sú umiestnené tak, aby s dostatočnou presnosťou podali informáciu o rozložení snehových zásob v záujmovej oblasti. Merania hydrofyzikálnych vlastností snehovej pokrývky je vykonávaný v súlade s OTN ŽP 3109:02 (2002) a štandardne používanej metodiky SHMÚ. Jedno meranie v určitej nadmorskej výške predstavuje 20 bodové meranie výšky snehovej pokrývky po vrstevnici pomocou lavínovej sondy s presnosťou merania na centimetre. Vodná hodnota snehu je v teréne meraná váhovým snehomerom. Ide o meranie, ktoré je založené na princípe zisťovania hmotnosti snehu a výšky snehovej pokrývky a následnom výpočte jeho vodnej hodnoty. Meranie vodnej hodnoty snehovej pokrývky sa robí v 5 bodoch v lesnom poraste (z dôvodu väčšej variability rozloženia snehu) a v 3 bodoch na voľnej ploche.



Obr. 1: Výškový tranzekt v povodí Bystrianky v Nízkych Tatrách s miestami meraní hydrofyzikálnych vlastností snehu v rokoch 1969-92 (vľavo), 2009-2013 (vpravo).

Výsledky a diskusia

Počas štyroch zimných sezón od roku 2009 do 2013 sme expedičným monitoringom každomesačne (od decembra do apríla) zaznamenávali údaje o výške a vodnej hodnote snehu. Na obr. 2, 3 môžeme pozorovať dynamiku výšky a vodnej hodnoty snehu vykreslenú pre jednotlivé mesiace zimnej sezóny ako na voľnej ploche tak aj v lesnom poraste.

Zimné obdobie 2012/2013 bolo najbohatšie čo sa na množstvo akumulovanej vody týka. Zima 2011/2012 bola taktiež bohatá na zásobu vody v snehovej pokrývke. Maximálna hodnota za všetky nami sledované zimy (2009-2013) bola 606 mm nameraná v marci 2013 v nadmorskej výške 1800 m n. m., čo predstavuje 37% priemerného ročného úhrnu zrážok (Obr.3 VHS apr).

Expedičným monitoringom sa nám potvrdil významný vplyv nadmorskej výšky na priestorovú akumuláciu snehovej pokrývky. Je známe, že s narastajúcou nadmorskou výškou sa znižuje priemerná teplota vzduchu, rastie celoročný úhrn zrážok, zvyšuje sa počet dní so snehovou pokrývkou a tiež výška snehovej pokrývky. Výška snehu však pribúda iba do určitej nadmorskej výšky. Na hrebeňoch pohorí totiž dochádza ku pôsobeniu prudkého vetra, čo následne spôsobuje snežný drift. Z celkového vyhodnotenia meraných parametrov snehovej pokrývky z obdobia 1969-1992 väčšina meraní potvrdila rast výšky a vodnej hodnoty snehu s rastom nadmorskej výšky (Holko, 2000). Preto plochy bez snehovej pokrývky sa najrýchlejšie rozširujú na vrcholoch, chrbtoch a hrebeňoch, kde je vrstva snehu najmenšia a na južne orientovaných svahoch. Ako posledné zanikajú plochy snehu v žľaboch, na severných svahoch a vo vyššie položených dnách dolín (Kostka, 2001).

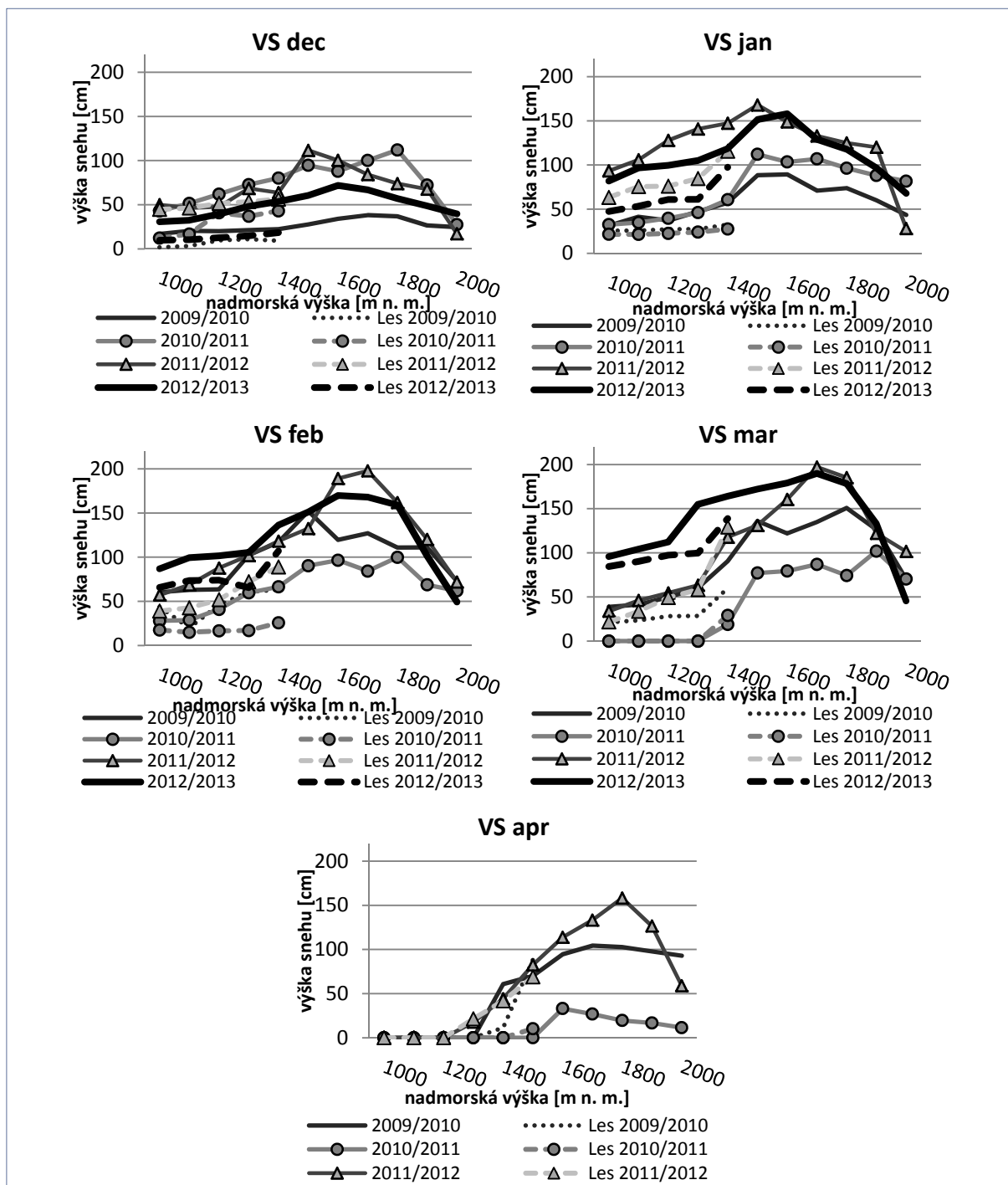
Na nami meranom tranzekte sa výška aj vodná hodnota snehu zvyšovala do pásma 1600 – 1800 m n. m. v závislosti od jednotlivých mesiacov. Dôležitou hranicou je nadmorská výška 1750-1800 m n. m., nad ktorou sa sledované hydrofyzikálne veličiny už len znižovali. Vo vyšších polohách sa začína výrazne prejavovať ústup kosodreviny, ktorá vplýva na zadržiavanie snehu a znižuje efekt vetra, ktorý spôsobuje transport snehu vo vrcholových partiách pohoria. Na voľných otvorených plochách dochádza k intenzívnemu odvíevaniu snehu. Z monitoringu snehových parametrov v povodí Bystrej z rokov 1969-92 hodnoty výšky snehu a vodnej hodnoty snehu narastali do nadmorskej výšky 1450 m zhruba o 10-14 cm výšky snehu na 100 výškových metrov. V rozmedzí 1450-1650 m n. m. sa výška snehovej pokrývky výrazne nemenila, no s ďalším nárastom nadmorskej výšky dochádzalo k poklesu výšky a vodnej hodnoty snehu o 8-22cm výšky snehu na 100 m nadmorskej výšky (Holko, 2000b). Analýza dát nameraných v rokoch 1969-92 naznačuje, že v povodí existuje zóna (1250m n. m.), ktorá dobre charakterizuje kolísanie snehových zásob v celom povodí. Z praktického hľadiska má určenie takejto zóny veľký význam, lebo by po určitom období pozorovania umožnila znížiť počet snehomerných profilov (Holko et al., 2001).

Transportom snehu vetrom sa v posledných rokoch zaoberajú viaceré pracoviská, ale predovšetkým v horských oblastiach tento problém stále nie je jednoznačne doriešený v dôsledku veľkej komplikovanosti súboru ovplyvňujúcich faktorov. Transport a ukladanie vetra závisí od reliéfu povodia, kapacity vegetácie zadržiavať sneh a rozloženia smerov a rýchlostí vetra v skúmanej oblasti (Kostka, 2001). Maximálna priemerná výška snehovej pokrývky (198 cm) bola nameraná v zime 2011/2012 a vo februári v nadmorskej výške 1700m n. m., pričom zotrvala aj do nasledujúceho mesiaca 197cm. V ostatných zimách boli namerané maximálne hodnoty výšky snehu 190 cm pre zimu 2012/2013, 112 cm pre zimu 2010/11 a 152 cm pre sezónu 2009/10. Z nameraných hodnôt môžeme povedať, že zimy 2012/2013 a 2011/2012 boli bohatšie na snehovú pokrývku ako ostatné dve zimy. Z historických dát z rokov 1969-92 sa maximum výšky snehu vzťahovalo na oblasť okolo hornej hranice lesa. Maximálna výška snehu za celé sledované obdobie bola 350 cm nameraná v nadmorskej výške 1500 m v polovici apríla 1970 (Holko, 2000b). Z dát meraných v súčasnosti sa maximálne hodnoty vyskytovali vo vyšších nadmorských výškach (1700-1800 m n. m.) v porovnaní s dátami z minulosti.

Zdá sa, že v poslednom desaťročí sa obdobie maximálnej akumulácie zásob vody v snehovej pokrývke posunulo z konca februára až začiatku marca na polovicu marca až začiatok apríla. V posledných rokoch býva do januára snehová pokrývka nízka, január je často zrážkovo chudobný a dlhšie trvajúce nízke teploty vzduchu s výdatnejšími zrážkami umožňujú vznik významnejších zásob vody v snehovej pokrývke až v neskoršom období (Holko et al., 2001). V nižších polohách súčasného tranzektu dosahuje výška snehu svoje maximum v decembri - januári niekedy až začiatkom februára, ale v horách a vo vyšších polohách vrcholí výška snehovej pokrývky práve až koncom februára a v marci ako si to môžeme všimnúť na obr.2 a 3 v sezónach 2009/10 a 2011/12. Zima 2010/11 v tomto smere daný fakt nevykresľuje až tak jednoznačne.

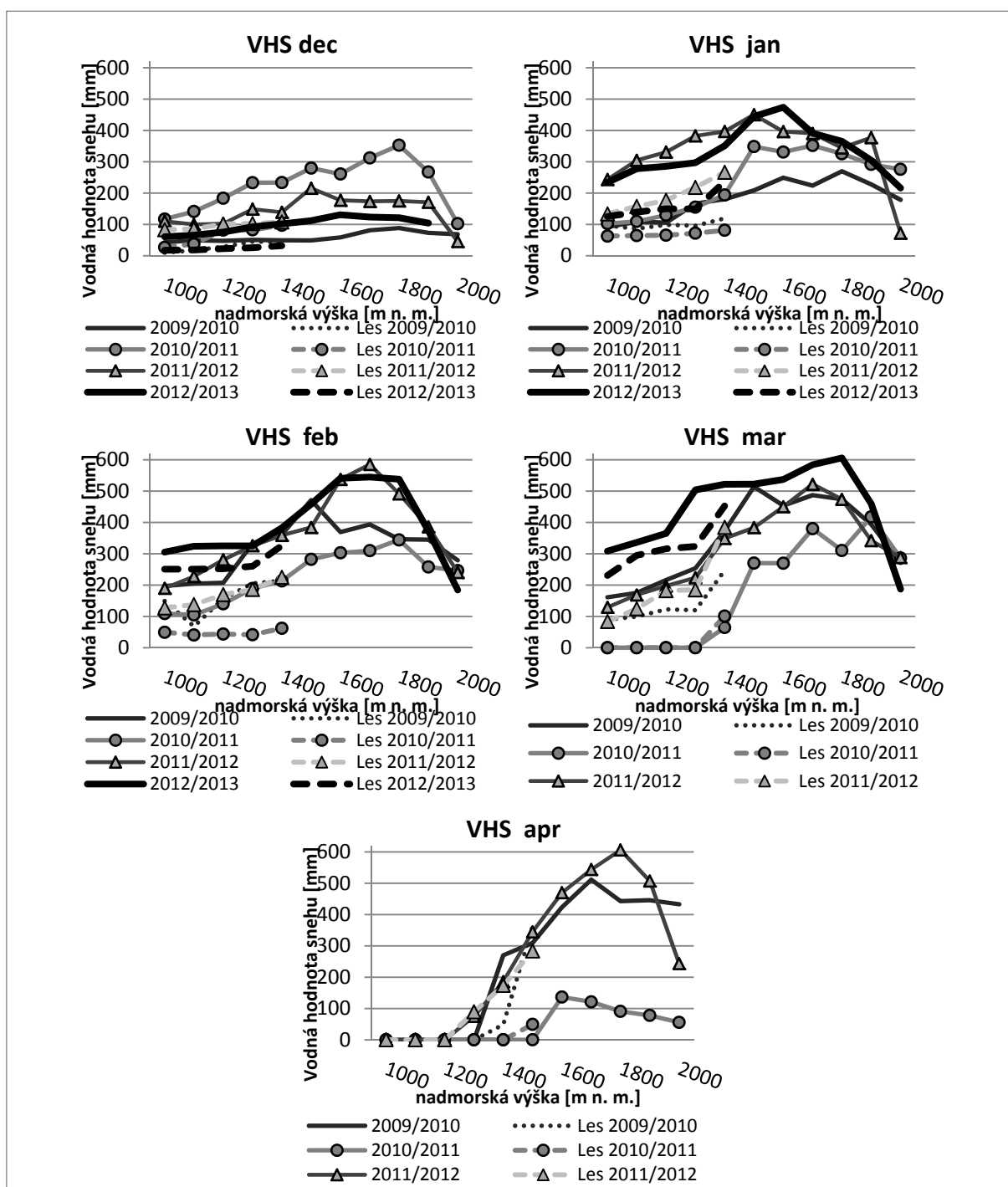
Rozdiely vo výške a vodnej hodnote snehu s narastajúcou nadmorskou výškou sú na začiatku zimy pomerne vyrovnané a postupom času sa tieto rozdiely zvyšujú. Túto skutočnosť potvrdzuje aj práca Holko (2000b), kde zaznamenaný gradient vodnej hodnoty bol vo všeobecnosti nižší na začiatku zimy a vyšší na konci zimy. K výraznému ústupu snehovej pokrývky dochádza na prelome februára a marca, kde v nižších polohách sa začína teplota vzduchu stúpať, no vo vyšších polohách pretrvávajú stále mrazivé teploty, čím sa ešte stále udržuje výrazná snehová pokrývka. K jej postupnému topeniu dochádza až v apríli (viď obr.3). Výnimkou je však zima 2012/2013, kedy snehová pokrývka aj v nižších polohách dosahovala ešte koncom februára a marca výrazné nadpriemery v porovnaní s ostatnými zimami, čo bolo spôsobené najmä dlho pretrvávajúcimi nízkymi teplotami ovzdušia a bohatými snehovými zrážkami aj v neskoršom priebehu zimy.

Čo sa týka maximálnych vodných hodnôt snehovej pokrývky, tie sa vyskytovali v mesiacoch od februára do apríla v závislosti od nadmorskej výšky. V decembri bola snehová pokrývka aj jej vodná hodnota nízka (okrem výnimky zimy 2010/2011), výdatné zrážky s významnými zásobami vody prišli v januári (zima 2011/2012, 2012/2013) alebo až februári (zima 2009/2010). Podobný trend potvrdzuje aj práca Holko et al., 2001.



Obr. 2: Priebeh výšky snehu počas zimných sezón 2009-2013.

Zima 2010/11 bola výrazne slabšia, čo sa týka obsahu akumulovanej vody v snehu oproti ostatným meraným zimným obdobiam. Najlepšie viditeľný je rozdiel v mesiaci apríl (obr.3), kde dosahovala hodnotu 137 mm zatiaľ čo v tej istej nadmorskej výške ale v sezóne 2009/10 predstavovala 423 mm a v 2011/12 až 470 mm. Výnimkou je však mesiac december (obr.3), kedy uvedené dve obdobia ani zďaleka nedosahovali hodnôt ako v decembri zime 2010/11. Holko (2000b) pri vyhodnocovaní dlhodobých meraní parametrov snehovej pokrývky v povodí Bystrej neuvádza konkrétnu maximálnu vodnú hodnotu snehu, no zhodnotil, že 85% nameraných hodnôt ležalo v intervale do 400 mm. V rámci meraní v minulosti boli zaznamenané najvyššie vodné hodnoty na začiatku 70-tych rokov, najnižšie na konci 80-tych rokov. Výrazné trendy v zmene zásob snehu za obdobie 1969-92 sa však neprejavili.



Obr. 3: Priebeh vodnej hodnoty snehu počas zimných sezón 2009-2013.

Z grafov je taktiež viditeľný rozdielny priebeh skúmaných charakteristík na voľnej ploche a v lesnom poraste. V zimnom období je v lese naakumulovanej približne o polovicu menej vody ako je tomu na voľnej ploche (viď obr.2). Kvôli intercepcii korún stromov v období akumulácie snehu pôsobí les ako filter. Pobedinskij & Krečmer (1984) uvádzajú, že vodná hodnota snehu v poraste môže byť až do 35 % nižšia ako na voľnej ploche, v dôsledku vysokej intercepcie snehu. Namerané výšky snehovej pokrývky v lese miestami dosahujú iba polovičné hodnoty oproti voľným plochám. Uvedená hodnota je však závislá od množstva snehových zrážok a druhovej skladby, zápoja a veku porastu (Hříbik & Škvarenina, 2006). Na jar pri topení snehu, vďaka špecifickým klimatickým vlastnostiam lesného porastu sa snehová pokrývka v lese topí pomalšie ako na voľnej ploche a pretrváva dlhší čas. Na obr. 3 v mesiaci apríl najlepšie vidíme, že vodná hodnota snehu v lese dosahuje (niekedy až presahuje)

hodnoty namerané na voľnej ploche, pretože zatienené plochy snehovej pokrývky sú charakteristické stabilnejšími podmienkami. Klíma lesa sa vyznačuje menšou intenzitou slnečného žiarenia v poraste ako na voľnej ploche, tým je priebeh teplôt vzduchu počas dňa vyrovnanerší, čo zapríčiňuje zníženie intenzity topenia snehovej pokrývky, pomalšie prebiehajúcu metamorfózu snehu a taktiež nižšia intenzita vetra vylučuje odvíatie snehu z porastu na voľnú plochu (Holko & Kostka, 2008, Hříbik & Škvarenina, 2006).

Expedičné merania v povodí Bystrej (Nízke Tatry) v rokoch 1969-92 umožnili porovnanie gradientov vodných hodnôt snehu v lese, riedkom lese a na otvorených plochách. Zistené gradienty klesali v poradí les – riedky les – otvorená plocha, pričom gradienty na konci zimy boli vo všeobecnosti väčšie ako na jej začiatku. Variabilita snehovej pokrývky na otvorenej ploche nad hornou hranicou lesa bola často taká veľká, že tesnosť regresného vzťahu medzi vodnou hodnotou snehu a výškou bola nedostatočná. Vysoký počet prípadov poukazuje na potrebu odhadu redistribúcie snehu vplyvom vetra (Pecušová & Holko, 2002).

Počas akumuláčného obdobia sa vplyv lesa prejavuje dvoma spôsobmi - zmenou rýchlosti vetra a intercepciou snehu. Ochranný efekt lesa vzhľadom na veterné pomery spôsobuje rast vodnej hodnoty snehu v lese v porovnaní s veľkými otvorenými plochami, na ktorých je sneh redistribuovaný vetrom a akumuluje sa na okrajoch lesa a iných prekážkach. Intercepcia sa prejavuje najmä v hustom lese (zvlášť smrekovom), kde sú najmenšie vodné hodnoty snehu. Vodná hodnota snehu na veľkých otvorených plochách je väčšia ako v hustom lese, ale menšia ako na malých čistinách alebo v riedkom lese. Počas topenia snehu sa vplyv lesa prejavuje najmä v tienení pred priamym slnečným žiarením. Vo všeobecnosti je topenie snehu v lese dlhšie (tým viac, čím je les hustejší) (Kostka et al., 2005).

Záver

Z uvedených výsledkov a diskusie môžeme zhrnúť, že snehová pokrývka je rozložená v priestore a čase nerovnomerne vzhľadom na reliéf a prítomnosť vegetácie. Výška a vodná hodnota snehovej pokrývky je na voľnej ploche vyššia ako v lesnom poraste v čase kulminácie snehu, pri topení snehu sme zistili opačný jav. Na začiatku zimy je nástup snehovej pokrývky vo všetkých nadmorských výškach vyrovnaný. Maximálne hodnoty hydrofyzikálnych parametrov snehu sa v nižších polohách vyskytujú v mesiacoch december - január, vo vyšších polohách sme zaznamenali časový posun na február – marec. Vzťah s nadmorskou výškou nie je vždy vhodnou charakteristikou priestorového rozloženia snehu a je potrebné sa zamerať na odhad redistribúcie snehu vplyvom vetra. Našimi meraniami sme stanovili zónu narastania snehovej pokrývky do nadmorskej výšky 1750-1800 m, z historických dát táto zóna pripadá na 1650 m n. m. Holko (2000) identifikoval oblasť charakterizujúcu priemerné zásoby snehu v povodí v 1250 m n. m., pričom má veľký význam z hľadiska racionalizácie počtu a rozmiestnenia snehomerných profilov, najmä v horskom povodí. Naše merania sú zatiaľ nedostatočné na určenie takejto oblasti.

Podakovanie

Tento príspevok je výsledkom realizácie projektov VEGA č.: 1/1130/12 , VEGA 1/0281/11, VEGA 1/0463/14 MŠVVaŠ SR a SAV a Agentúry na podporu výskumu a vývoja v rámci zmluvy č.: APVV-0423-10, a APVV-0303-11. Autori ďakujú agentúram za podporu.

Literatura

- Babiaková, G. & Holko, L. (2008). Experimentálne povodie Bystrianka a hydrológia snehu. In Kyselová, D., Hrušková, K. & Slivka M. (eds.) Zborník príspevkov XIII. Medzinárodné stretnutie snehárov, Chata Kosodrevina, Slovenská republika, 2008.
- Holko, L. (2000a). Priestorová interpretácia meraní charakteristík snehovej pokrývky. Acta Hydrologica Slovaca, 2(2), pp.258–262.
- Holko, L. (2000b). Vyhodnotenie dlhodobých meraní parametrov snehovej pokrývky v horskom povodí. Acta Hydrologica Slovaca, 1(1), pp.15–22.

- Holko, L., Kostka, Z. & Parajka, J. (2001). Snehová pokrývka. *Životné Prostredie*, 3, pp. 138 -141.
- Holko, L., Parajka, J. & Kostka, Z., (2003). Modelovanie vodnej hodnoty snehu v horskom povodí distribuovaným modelom akumulácie a topenia snehu. *J. Hydrol. Hydromech*, 51(1), pp.39–51.
- Holko, L. & Kostka, Z. (2008). Hydrological characteristics of snow cover in the Western Tatra Mountains in winters 1987-2008. *Folia Geographica*, 39, pp. 63-77.
- Holko, L., Danko, M. & Kostka, Z., 2012. Klasifikácia zím, hustota nového snehu a teplotný faktor topenia snehovej pokrývky v povodí Jaloveckého potoka. *Acta Hydrologica Slovaca*, 13(2), pp.342–349.
- Hrúbik, M. & Škvarenina, J. (2006). Vplyv nadmorskej výšky, expozície, porastu a druhu porastu na hydrofyzikálne vlastnosti snehovej pokrývky v Biosférickej rezervácii Poľana, v zimách 2003/04, 2004/05. In: 11. stretnutie snehárov : zborník ze seminára. Jablonec nad Nisou: Český hydrometeorologický ústav, 2006, pp. 30-40.
- Hrušková, K., Kyselová, D. Faško, P. & Pecho, J. (2007). Stanovenie zásob vody v snehovej pokrývke v prostredí GIS. In „Bioclimatology and natural hazards“ International Scientific Conference, Poľana nad Detvou, Slovakia.
- Juričeková, K., Hlavčová, K., Szolgay, J., Bartóková, L. & Szász, V. (2013). Posúdenie zmeny simulovanej hodnoty snehu na povodí horného Hrona. *Acta Hydrologica Slovaca*, 14(1), pp.261–271.
- Konček, M. & Briedoň, V. (1964). Sneh a snehová pokrývka na Slovensku. Bratislava: Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, 1964. 76 p.
- Kostka, Z. (2001). Akumulácia, topenie a transport snehu v povodí s členitým reliéfom. *Acta Hydrologica Slovaca*, 2(1), pp.113–121.
- Kostka, Z., Holko, L., Babiaková, G. & Lešková D. (2005). Simulácia vodnej hodnoty snehu v povodí Popradu v hydrologických rokoch 1999-2005 - vplyv vzájomnej zmeny vegetačných pomerov a predpoveď odtoku počas jarného obdobia. *Acta Hydrologica Slovaca*, 6(1), pp.149–160.
- Lapin, M. & Tekušová, M. (2002). Rýchlosť a smer vetra a inverznosť územia. In Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava: Ministerstvo životného prostredia SR, Banská Bystrica: Slovenská agentúra životného prostredia, pp. 100.
- Lapin, M., Faško, P. & Pecho, J. (2007). Snow cover variability and trends in the Tatra mountains in 1921-2006. In Proceedings of the 29th International Conference on Alpine Meteorology Chambéry, France, 4.-8. June 2007.
- Midriak, R. (1983). Morfogenéza povrchu vysokých pohorí : morfologická štúdia s osobitným zreteľom na deštrukciu pôdy v Západných Karpatoch. Bratislava : VEDA - vyd.SAV, 1983. 513 p.
- OTN ŽP 3109:02:2002: Kvalita povrchových vôd. Meranie a vyhodnocovanie snehových zásob v povodí.
- Pecušová, Z. & Holko, L. (2002). Vplyv vegetácie na gradient vodnej hodnoty snehovej pokrývky a určovanie priemernej hustoty snehu na snehomernom profile. *Acta Hydrologica Slovaca*, 3(1), pp.3–9.
- Pobedinskij, A. V. & Krečmer, V. (1984). Funkce lesů v ochrane vod a půdy. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 256 p.
- Polčák, N. & Hlásny, T. (2002). Mapa podnebia Európy. In Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava: Ministerstvo životného prostredia SR, Banská Bystrica: Slovenská agentúra životného prostredia, pp. 94.

Porovnání různých hydrometrických metod na malých vodních tocích

Eliška Hasníková, Jiří Pavlásek

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování, Fakulta životního prostředí,
Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, Praha – Suchdol, 165 21

Abstrakt

Příspěvek je zaměřen na porovnání výsledků měření dvěma přístroji pro měření průtoků na menších vodních tocích. Přístroji jsou hydrometrická vrtule C 2 od firmy OTT a akustický přístroj FlowTracker Handheld ADV® 3D od firmy SonTek. Měřicí kampaň proběhla na profilech s umístěním vodoměrných stanic ČHMÚ. Bylo provedeno 40 jednotlivých měření průtočných profilů = 20 analogických dvojic. Vyhodnocení dat zahrnuje vzájemné porovnání bodových, svislicových, průměrných profilových rychlostí a průtoků. Dále zahrnuje porovnání průtoků vypočtených aritmetickou metodou svislicových a mezisvislicových pásů včetně stanovení nejistoty měření, porovnání průtoků vypočtených z měření 1 až 3bodovou metodou měření na 2 profilech, a především porovnání s průtoky náležitými měrným křivkám průtoků na profilech. Ačkoli si dvěma přístroji změřené podrobné bodové rychlosti nejsou statisticky podobné, průtoky vyhodnocené z těchto měření se průměrně liší pouze o $\pm 5,3$ %. Průtoky stanovené z měrné křivky jsou průměrně o $\pm 12,8$ % jiné než průtoky měřené hydrometrickou vrtulí a o $\pm 11,5$ % jiné než průtoky měřené přístrojem FlowTracker.

Klíčová slova: hydrometrická vrtule, FlowTracker, ADV, bodová rychlost, průtok

Úvod

Evergreenem pro ruční měření proudění v menších vodních tocích je od svého vzniku v 18. stol. (Yoder, 2012) dodnes turbínový měřicí přístroj na soutyčí familiérně označovaný jako hydrometrická vrtule. Důvody pro to jsou především ekonomické, protože již existuje několik porovnatelných přístrojů založených na modernějším principu, avšak obvykle s několikanásobně vyšší pořizovací cenou. Jedním z takových přístrojů je FlowTracker Handheld ADV® 3D od firmy SonTek (ADV – acoustic Doppler velocimeter – akustický dopplerovský měřák rychlosti). Přístroj funguje na Dopplerově principu posunu frekvence vln odražených od pohybujících se částic v proudu kapaliny v těsné blízkosti senzoru přístroje. Změna frekvence je přímo úměrná vzdálenosti a rychlosti pohybu částice.

FlowTracker byl zpočátku testován institucí U. S. Geological Survey, tedy ve Spojených státech amerických, kde je jinak běžně užívaným měřicím přístrojem hydrometrická vrtule Priceova a typu „pygmy“. Testování znamenalo série porovnávacích měření mezi FlowTrackerem a Priceovou vrtulí. Vyhodnocení chyb bylo podkladem pro vylepšení vyvíjeného přístroje tak, aby odpovídal standardům pro mechanické vrtule. Z 25 porovnávacích měření v roce 2001 byla určena průměrná chyba $\pm 5,2$ %. V roce 2002 byla provedena série měření přímo na tažném vozíku v hydraulickém kanále pro různé rychlosti, jako se obvykle provádí během standardní kalibrační procedury hydrometrické vrtule. Zjištěný rozdíl v měřených rychlostech byl ± 1 % (Morlock et Fisher, 2002), což představuje nyní udávanou přesnost měření přístroje v jeho manuálu (SonTek/YSI, 2009). Během let 2002–2004 prováděla porovnávací měření mezi vrtulí a přístrojem FlowTracker instituce Water Survey of Canada (WSC). Z celkem 42 dvojic měření byla zaznamenána nulová průměrná odchylka průtoků a rychlostí měřené vrtulí průměrně o 1 % nižší než přístrojem FlowTracker v těch místech profilu, kde je menší ovlivnění rychlostí břehy (WSC, 2006).

Publikované porovnání přístrojů v našich podmínkách provedla pouze Šebová et al. (2010). Šlo o 3 dvojice měření na toku s „průměrným průtokem“ $0,22 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, porovnání se týkalo navíc i výpočtu průtoků dvěma metodami. Průtok měřený hydrometrickou vrtulí byl popsán jako nevýznamně menší oproti tomu měřenému přístrojem FlowTracker. Konkrétní uvedený rozdíl znamenal průtok menší o 0,5 % vypočtený metodou svislicových pásů a průtok menší o 3,5 % vypočtený metodou mezisvislicových

pásů. Tento rozdíl může souviset s možnými nepravidelnostmi profilu, který pro hydrometrování ve studii vybraly. Mattas (2013) uvádí, že metoda svislicových pásů je vhodnější pro profily v pravidelném korytě s rovnoměrným rozmístěním svislic, kdežto metoda mezisvislicových pásů je vhodná i pro nepravidelná koryta a nerovnoměrné rozmístění svislic.

Cílem příspěvku bylo porovnat dvě hydrometrické metody používané na malých vodních tocích – hydrometrickou vrtuli OTT C 2 a FlowTracker 3D. Porovnání bylo provedeno na základě měřených bodových rychlostí, vypočtených středních svislicových rychlostí a průměrných rychlostí v profilech. Dalším cílem bylo porovnat hodnoty průtoků vypočtených z provedených bodových měření s využitím metody svislicových a mezisvislicových pásů s průtoky z měrných křivek ČHMÚ pro použité měřené profily. Třetím cílem bylo porovnat na vybraných profilech výsledky průtoků stanovených na základě použití jednobodové, dvoubodové a tříbodové metody měření ve svislici.

Materiál a metody

Měřicí kampaň probíhala v srpnu 2013 na měrných profilech ČHMÚ ve Frýdlantském výběžku, které představují jak profily s průtoky $Q_{(330d)} < 0,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $Q_{(90d)} < 0,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ představujícími charakteristiky malých vodních toků, tak toky s o něco většími charakteristickými průtoky. Celkem na 7 profilech řek Smědé, Řasnice, Bulovského potoka a Jizerky bylo provedeno 20 porovnávacích měření. Použitými přístroji pro bodové měření rychlosti byly hydrometrická vrtule OTT C 2 a FlowTracker Handheld ADV® 3D. Jedno měření znamenalo změření rychlostí v profilu jedním a vzápětí druhým přístrojem. Při jednotlivých dvojicích měření byla přísně dodržována umístění svislic a umístění podrobných bodů na svislicích. Použity byly typické metody měření průtočných profilů: konstantní vzdálenost mezi svislicemi, max 0,5 m podle šířky koryta, 1 až 3bodové měření ve svislici v tradičních kombinacích násobků hloubek dle ČSN EN ISO 748 z roku 2008, 30vteřinová délka měření v jednotlivém bodě. Hodnota vodního stavu byla při měření odečítána z vodoměrných latí umístěných v profilech. Velikosti průtoků v časech měření pocházejících z měrných křivek vodoměrných stanic byly od ČHMÚ získány zpětně.

Proto, aby vůbec mohly být rychlosti měřené dvěma přístroji mezi sebou porovnávány, byly pro další výpočty použity rychlosti z přístroje FlowTracker zprůměrované v x-ovém směru, který představuje hlavní směr proudění. Průměrování dělá automaticky software dodávaný s přístrojem, metoda průměrování není v manuálu přístroje popsána. Všechny soubory hodnot měřené oběma přístroji byly vyhodnoceny jednotně v programu R, ver. 2.14.1. Vyhodnocení zahrnovalo nejprve určení základních statistických charakteristik dat včetně odhadu rozdělení dat podle histogramů. Následovalo určení středních svislicových rychlostí dle vztahů z normy ČSN EN ISO 748 pro 1bodovou, 2bodovou a 3bodovou metodu měření ve svislici. Jednotlivé bodové a svislicové rychlosti byly testovány na podobnost dvouvýběrovým párovým t -testem. K testování podobnosti průměrných profilových rychlostí, určených jako aritmetický průměr rychlostí změřených v profilu, byl použit párový graf. Dále byl vypočten rozdíl v bodových rychlostech. Rozdíl představoval absolutní hodnotu rozdílu rychlosti měřené hydrometrickou vrtulí a přístrojem FlowTracker. Rozdíly byly také stanoveny procentuálně a vypočtena jejich průměrná hodnota Z podle vztahu (1):

$$Z = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (100 |v_i^{vrtule} - v_i^{FlowTr}| / v_i^{vrtule}) \quad (1)$$

kde v_i^{vrtule} představuje rychlost měřenou pomocí hydrometrické vrtule v i -tém podrobném bodě profilu, v_i^{FlowTr} představuje rychlost měřenou pomocí FlowTrackeru v i -tém podrobném bodě profilu a n je počet bodů měřených v průtočném profilu.

Dále bylo zkoumáno, zda je rozdíl závislý na poloze měřeného bodu v průtočném profilu, tj. na vzdálenosti od břehu nebo dna koryta. To bylo prováděno přes výpočet korelačního koeficientu, testováním regresních modelů a zobrazováním rozdílů v grafech představujících jednotlivé profily.

Výpočet průtoku byl proveden dvěma aritmetickými metodami – metodou svislicových a mezisvislicových pásů. Na pravidelných profilech ČHMÚ by neměl být důvod k užití metody mezisvislicových pásů, nicméně s přihlédnutím k výsledkům Šebové et al. (2010) je vhodné posoudit výsledky vyhodnocení oběma metodami. Předpisy pro výpočty oběma metodami jsou rovněž uvedeny v již zmíněné normě. Průtoky byly porovnány s těmi z měrných křivek průtoku opticky v histogramu a procentuálním vyjádřením (1). Výpočet rozšířené kombinované nejistoty měření průtoku byl proveden také podle normy ČSN EN ISO 748. Norma dovoluje zjednodušení výpočtu, pokud jsou si dílčí průtočné pásy v profilu vcelku rovny. Toto zjednodušení bylo při zpracování dat využito.

U dvou dvojic měření byla použita 3bodová metoda měření. Z dat těchto měření byly vyseparovány hodnoty, které by představovaly 1 a 2bodové měření a posouzeny průtoky, které by byly výsledkem při použití těchto metod.

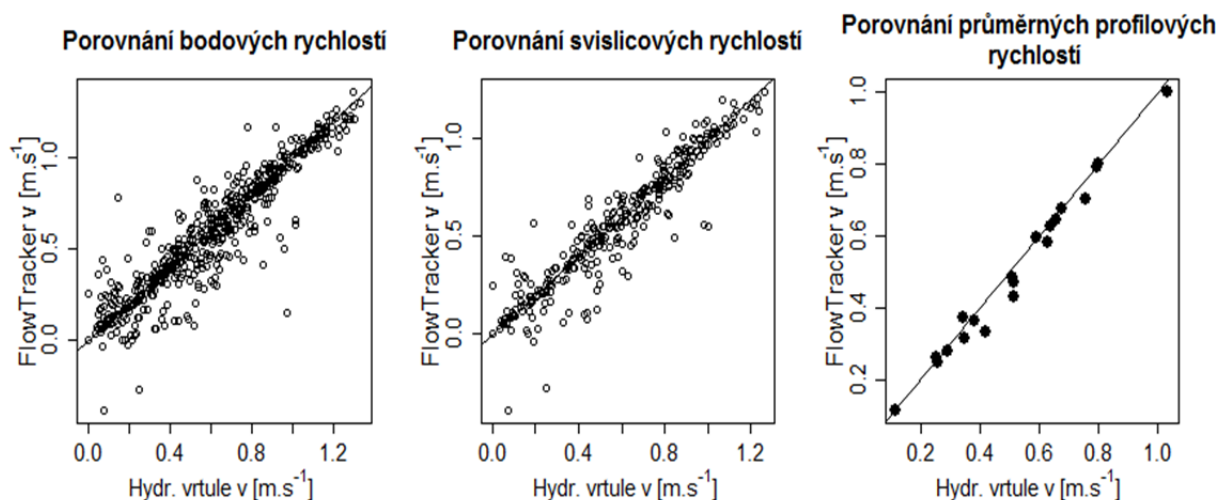
Výsledky a diskuse

Celkem bylo provedeno měření v 521 podrobných bodech v 319 měrných svislicích. Průměrný počet bodů měřených v jednom profilu byl 30, průměrný počet svislic 19. Minimální nezáporná rychlost měřená hydrometrickou vrtulí byla $0,0306 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ a přístrojem FlowTracker $0,0003 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Maximální nezáporná měřená rychlost vrtulí měla hodnotu $1,3301 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, pro FlowTracker $1,3526 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Výrobce udává rozsah jím měřitelných hodnot rychlosti je $\pm 0,0001$ až $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (SonTek/YSI, 2009), což překonává hydrometrickou vrtuli hlavně proto, že měření vrtulí mimo intervaly kalibrace je zatíženo přidanou chybou měření.

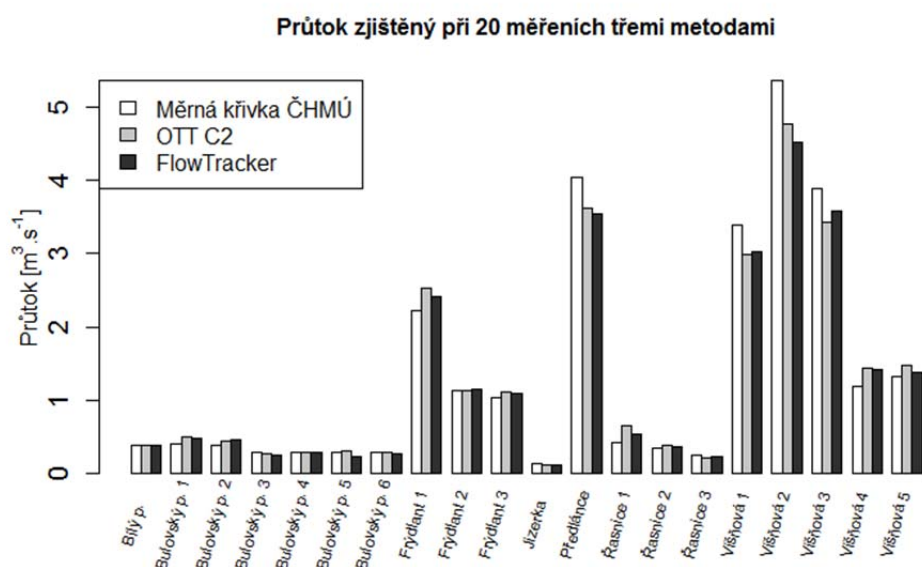
Dvouvýběrový párový *t*-test bylo možné použít pro zjištění rozdílnosti středních hodnot bodových rychlostí z analogických pozic měřených bodů a svislicových rychlostí z analogických pozic svislic díky jejich normálnímu rozdělení a jejich dostatečnému množství. Obě veličiny jsou pro různé měřicí přístroje statisticky rozdílné na hladině významnosti 0,95. Průměrný rozdíl mezi bodovými měřeními hydrometrickou vrtulí a přístrojem FlowTracker dle (1) byl $\pm 24,9 \%$, což je diametrálně odlišné od $\pm 1 \%$ u Morlocka et Fishera (2002). Možné vysvětlení je značná rozdílnost metody měření s evropským a americkým typem hydrometrické vrtule, dosloužilá kalibrace použité vrtule v době měření, chyba použitého FlowTrackeru, velké fluktuace v rychlostech během jednotlivých dvojic měření. Párové grafy na obr. 1 ukazují vzájemné rozložení rychlostí. Hydrometrickou vrtulí nebyly vůbec zaznamenány záporné rychlosti. Protože v sobě má software přístroje FlowTracker možnost automatické kontroly přesnosti během měření, sám upozorňuje na případnou špatnou orientaci vůči převládajícímu směru proudění, který měřič vždy nemusí opticky správně odhadnout. V tomto případě je ale rozdíl v rychlostech pravděpodobně způsoben velkými fluktuacemi v bodě měření. Zprůměrování rychlostí naměřených během 30 sekund mohlo u přístroje FlowTracker dát ve výsledku zápornou rychlost, kdežto při měření vrtulí zůstává propeler ve stejném postavení. Průměrný absolutní rozdíl mezi svislicovými rychlostmi byl $\pm 21,5 \%$. Průměrné profilové rychlosti si však dle grafu na obr. 1 dobře odpovídají.

Nejmenší průtok vypočtený metodou svislicových pásů byl $0,1 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, největší $4,7 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Rozšířená nejistota měření (koef. rozšíření = 2) širších profilů byla určena jako $\pm 9,5 \%$ na konfidenční úrovni 95 % a pro užší profily $\pm 15,5 \%$ na stejné konf. úrovni. Absolutní rozdíly ve velikosti průtoků vypočtených aritmetickou metodou svislicových pásů pro oba způsoby měření jsou v porovnání s průtoky určenými z měrné křivky pro větší průtoky větší než pro nižší průtoky (obr. 2). To může být způsobeno nepřesností měrné křivky ve vyšších vodních stavech, nebo jinou metodou měření, kterou pro zpřesňování křivek používají zdejší pracovníci ČHMÚ. K měření na tamních profilech používají hlavně akustický dopplerovský přístroj StreamPro ADCP, který vyhodnocuje průtok na základě kontinuálního měření rychlostního pole ve střední části profilu. V jeho okrajích přístroj odhaduje rychlosti extrapolací, což může být zdrojem dalšího zkreslení průtoků. Jak uvádí tab. 1, průměrný rozdíl mezi průtokem stanoveným z měrné křivky a změřeným oběma přístroji je větší než $\pm 10 \%$. Vzájemný rozdíl mezi průtoky změřenými přístroji je $\pm 5,3 \%$ v případě výpočtu průtoku svislicovou metodou a téměř stejný pro mezisvislicovou metodu. Což je jiné než u Šebové et al. (2010), které měly procentuální rozdíl pro svislicovou metodu menší než u mezisvislicové metody. Rozdíl mezi výpočtem průtoku svislicovou a mezisvislicovou metodou pro stejný měřicí přístroj je asi půl procenta. Tato malá hodnota jistě souvisí

s tím, že měrné profily splňují požadavky pro ideální hydrometrovací stanoviště – pravidelné koryto s pravidelným rychlostním polem.



Obr. 1: Bodové, svislicové a průměrné profilové rychlosti vyhodnocené z měření hydrometrickou vrtulí a přístrojem FlowTracker analogicky proti sobě v grafech.



Obr. 2: Průtoky vypočtené metodou svislicových pásů v porovnání s průtoky z měrných křivek profilů.

Tabulka 1: Průměrné hodnoty procentuálních rozdílů mezi průtoky měřenými a vypočtenými vždy dvěma uvedenými metodami.

Metoda vyhodnocení průtoku 1	Metoda vyhodnocení průtoku 2	Prům. proc. rozdíl
Z měrné křivky	Svisl. pásů z měření hydr. vrtulí	±12,8
Z měrné křivky	Svisl. pásů z měření FlowTrackerem	±11,5
Svisl. pásů z měření hydr. vrtulí	Svisl. pásů z měření FlowTrackerem	±5,3
Mezisl. pásů z měření hydr. vrtulí	Mezisl. pásů z měření FlowTrackerem	±5,4
Svisl. pásů z měření hydr. vrtulí	Mezisl. pásů z měření hydr. vrtulí	±0,6
Svisl. pásů z měření FlowTrackerem	Mezisl. pásů z měření FlowTrackerem	±0,5

Porovnání průtoků pro 1, 2, a 3bodovou metodu měření přineslo následující výsledek. U obou profilů se jednalo o vztah stejný pro oba měřicí přístroje. U jednoho profilu (Bulovský p.) jsou průtoky ve vztahu $Q_{2b} < Q_{3b} < Q_{1b}$, u druhého profilu (Višňová) $Q_{1b} < Q_{3b} < Q_{2b}$. Hodnoty vypočtených průtoků uvádí tab. 2. Rozdílnost vztahů je způsobena lišící se typickou rychlostní parabolou obou profilů. V prvním případě je nejrychlejší proudění u dna. Ve druhém měrném profilu se rychlost zvyšuje směrem ode dna ke hladině. Různou rychlostní parabolou zde má pravděpodobně na svědomí to, jak velká část příčného profilu je ovlivněna blízkostí břehu. To potvrzují údaje o šířce profilů – profil Bulovský p. je 3,1 m široký v hladině, profil Višňová má šířku 11,25 m. Nahrazení 3bodového měření méněbodovým by tedy na obou profilech mělo jiný důsledek. U úzkého profilu 1bodová znamená nadhodnocení a 2bodová podhodnocení výsledného průtoku, u širokého profilu vede 1bodová metoda k podhodnocení a 2bodová k nadhodnocení výsledného průtoku. Zjištěný rozdíl všech metod oproti 3bodové je přibližně ± 1 %. Nicméně jak uvádí norma ČSN 25 9312 z roku 1994, rozhodující faktor přesnosti při stanovení celkového průtok není počet a umístění podrobných bodů ve svislici, ale počet svislic v průtočném profilu.

Tabulka 2: Průtoky [$m^3 \cdot s^{-1}$] vypočtené metodou svislicových pásů pro 1, 2 a 3bodovou metodu měření dvěma přístroji.

Metoda měření	Soubor dat Bulovský p. 4		Soubor dat Višňová 5	
	Hydr. vrtule	FlowTracker	Hydr. vrtule	FlowTracker
1bodová	0,282	0,279	1,442	1,366
2bodová	0,278	0,277	1,486	1,404
3bodová	0,280	0,278	1,464	1,385

Nebyla zjištěna statisticky významná (hladina významnosti 0,95) lineární závislost mezi velikostí rozdílu bodových rychlostí změřených dvěma různými přístroji a vzdáleností měřeného bodu ode dna, ani od břehu. Což se neshoduje s poznatkem WSC (2006), že hydrometrická vrtule měří nižší rychlosti než FlowTracker v místech, kde je malý vliv břehů na proudění. Při hledání možného teoretického regresního modelu rozdílu rychlostí bylo shledáno, že existuje určitá negativní závislost rozdílu na vzdálenosti bodu ode dna a také to, že velikost příspěvku náhodné složky je několikrát větší než závislost na poloze bodu v profilu.

Závěr

Bodové i svislicové rychlosti měřené pomocí hydrometrické vrtule OTT C2 a přístroje FlowTracker 3D v analogických polohách podrobných bodů v měrném profilu jsou statisticky rozdílné. Průměrné profilové rychlosti si však u obou metod odpovídají. Rozdíl mezi bodovými rychlostmi měřenými dvěma přístroji není lineárně závislý na poloze podrobného bodu v průtočném profilu, rozdíl je závislý hlavně na nevysvětleném náhodném faktoru, kterým může být jak kalibrace přístrojů, tak vnější okolnosti.

Ačkoli se liší bodové rychlosti měřené oběma přístroji, vypočtené průtoky jsou si podobné, v celé sérii měření se liší průměrně o $\pm 5,3$ %. Průtoky odečtené z měrných křivek vodoměrných stanic ČHMÚ se liší průměrně o $\pm 12,8$ % od těch měřených hydrometrickou vrtulí a o $\pm 11,5$ % od průtoků měřených přístrojem FlowTracker. Rozdíl mezi metodami výpočtu průtoku metodou svislicových a mezisvislicových pásů je na měrných profilech minimální.

Porovnání různěbodových metod měření provedené na 2 profilech ukázalo, že nahrazení 3bodové metody 1 nebo 2bodovou metodou měření vede k jinému výslednému průtoku. U velmi širokého profilu 1bodová metoda podhodnocuje a 2bodová metoda nadhodnocuje průtok, který by byl stanoven z měření 3bodovou metodou, u úzkého průtočného profilu tomu bylo naopak. Nicméně rozdíl ve vypočteném průtoku z použité 1bodové a 2bodové metody místo 3bodové se pohybuje průměrně pouze okolo ± 1 %.

Poděkování

Příspěvek vznikl s podporou GA FŽP ČZU reg. č. projektu 20134246, KVHEM na FŽP ČZU, manželů Lvových a pobočky ČHMÚ Jablonec nad Nisou.

Literatura

- ČSN 25 9312 Měření průtoku kapalin v otevřených korytech. Metody rychlostního pole. Zjišťování celkové chyby. 1994. Český normalizační institut. Praha.
- ČSN EN ISO 748 Hydrometrie – Měření průtoku kapalin v otevřených korytech použitím vodoměrných vrtulí a plováků. 2008. Český normalizační institut. Praha.
- Mattas, D., 2013: Hydrometrické vrtule a měření s nimi, přednáška. VÚV T. G. Masaryka, Praha.
- Morlock, S. E., Fisher, G. T., 2002: Hydroacoustic current meters for the measurement of discharge in shallow rivers and streams. In Hydraulic Measurements and Experimental Methods, Proceedings, Colorado, pp. 876-887.
- SonTek/YSI, 2009: FlowTracker Handheld ADV technical manual. San Diego, 116 s.
- Šebová, E., Dulovičová, R., Velísková, Y., 2010: Porovnanie meraní prietoku hydrometrovacím krídlom a digitálnym prístrojom FlowTracker na toku Vydrica. In Acta Hydrologica Slovaca, 2010(11), 2, s. 227-233.
- WSC, 2006: Comparison measurements between SonTek FlowTracker acoustic Doppler velocimeter and Price current meters [online]. [cit 2014-01-01]. <http://www.wmo.int/pages/prog/hwrp/Flow/flow_tech/documents/task4/Appendix5a_Flowtracker-AA_Comparison.pdf>
- Yoder, J., 2012: Flowmeter spin – History and evolution of turbine flow measurement. In Flow control [online]. [cit 2013-09-01]. <http://www.flowresearch.com/articles/PDF_Files/2012/FC0212_FC.pdf>.

Kernel density estimates used in stochastic precipitation generator

Jan Hnilica^{1,2}, Vladimír Puš²

¹Institute of Hydrodynamics of the Academy of Sciences of the Czech Republic

²Czech University of Life Sciences Prague, Faculty of Environmental Sciences, Czech Republic

Abstract

The kernel density estimates were tested to be suitable to describe the probability distribution of daily precipitation sums. For this purpose, a stochastic precipitation generator using the kernel density estimates was constructed and it was compared with the LARS-WG generator. The data from meteorological stations from the Cidlina river basin were used to evaluate the performances of the generators. It was found that the kernel density estimates capture the probability density better than histograms used in LARS-WG.

Keywords: kernel density estimate, daily precipitation sum, stochastic generator

Introduction

A precise description of the probability distribution of the daily precipitation sums is essential in some hydrological and climatic studies (Block et al., 2009, Themessl et al., 2012). There are several ways to describe the distribution of the daily precipitation. If a parametric model is requested, the exponential or gamma distributions are generally accepted models, used for example in Pianni et al. (2010) or Ines and Hansen (2006). Nevertheless, somewhat rigid assumptions about the observed data are necessary if the distribution is forced to fall in a given parametric family. On the contrary, the nonparametric approach allows to leave this assumptions and let the individual data anomalies to be presented. The histogram is the simplest and widely used nonparametric density estimator. The example of its usage for the daily precipitation is given e.g. by Wilcke et al. (2013). However, the subjective choice of the origin and bin width are the obvious drawbacks of the histogram and its discontinuity also causes a difficulty when the final density estimate is used for subsequent calculation. The kernel density estimator is the different example of the nonparametric approach and it overcomes some of the drawbacks connected with the histogram.

The aim of this study was to test the ability of the kernel density estimator to describe the probability distribution of the daily precipitation sums. For this purpose, we constructed a stochastic precipitation generator using the kernel density estimates and then we compared its performance with the widely used LARS-WG generator (Semenov et Barrow, 1997), which is based on the histograms.

The elementary theoretical aspects of the kernel density estimation are presented in the first section. The construction of the stochastic precipitation generator is described in the second section. The third section presents the data used for the evaluation, the fourth section contains the result and the discussion, and the paper is finished by conclusion remarks.

Kernel density estimation

Consider there are given observations (x_1, \dots, x_n) of the variable X . Then the kernel density estimator is defined by

$$g(x) = \frac{1}{nh} \sum_{i=1}^n K\left(\frac{x-x_i}{h}\right) \quad (1)$$

where K is a non-negative symmetric kernel function with the integral equal to unity and h is the smoothing parameter (bandwidth). The equation (1) shows that the kernel estimator can be considered

as the sum of individual re-scaled kernels $n^{-1} h^{-1} K\{(x - x_i) / h\}$ placed at the particular observations. The width of the kernels is determined by parameter h . Fig. 1 illustrates this basic principle.

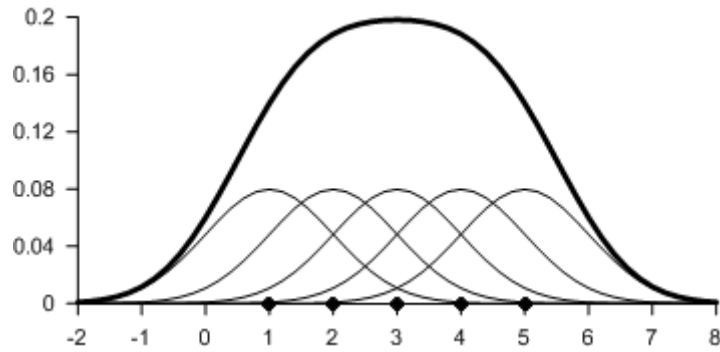


Fig. 1: The kernel density estimate (thick line) constructed from 5 equally spaced observations (1 – 5) using Gaussian kernels (thin lines).

In order to choose the kernel function K and the parameter h , it is necessary to define the error achieved if the true density f is estimated by g . The generally used measure of this discrepancy is the mean integrated square error, defined by

$$\text{MISE}(g) = E \int (f(x) - g(x))^2 dx \quad (2)$$

where E denotes the expected value with respect to different random samples (x_1, \dots, x_n) . Hodges and Lehmann (1965) showed that the optimal value of MISE is reached by setting kernel K to be

$$K(x) = \begin{cases} 0.75(1 - x^2) & x \in (-1, 1) \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases} \quad (3)$$

The function (3) is usually called the Epanechnikov kernel. Several other kernels can be found in literature (e.g. Gaussian, triangular, biweight, rectangular etc.) with various continuity and differentiability properties. Nevertheless, these kernels (including Epanechnikov) have similar ability to minimize the MISE and the performance of any kernel can be substituted by any other by choosing the appropriate value of h (Rajagopalan et al., 1997). Thus the choice of h is the fundamental problem connected with the kernel density estimation and has no universal and generally accepted solution.

One of the several possible strategies to find an optimal value of h is to fit the best acceptable parametric model for unknown true density and evaluate the term f in (2). Following this approach, Rajagopalan et al. (1997) derived (for the Epanechnikov kernel and approximately exponentially distributed data) that the optimal value of h can be obtained by

$$h_{opt} = 1.97 \hat{\sigma} n^{-0.2} \quad (4)$$

where $\hat{\sigma}$ is the sample standard deviation.

Fig. 1 can be used to illustrate another problematic aspect of the kernel density estimation, related to data restricted by some boundary. Symmetrical kernels can lead to the positive probability values even in non-supported part of the sample domain. The precipitation data are naturally non-negative and the substantial part of the data is concentrated near the origin. It brings a loss of the probability mass and leads to the significant problem if the final density estimate is used in a random generator. Several attempts have been made to solve this problem, for example Müller (1992) provides special boundary kernels, Silverman (1986) recommends prior logarithmic transformation of the data. Another approach suggests to apply larger h in the regions of low density and smaller h near the modes. This approach is

usually called the variable bandwidth and primarily it was designed to reduce the roughness within the estimates of the long tailed distributions (Abramson, 1982). Nevertheless, all these strategies were tested within this study and it was found that they lead only to reduction of the probability loss. To completely avoid this problem an individual adjustment of the smoothing parameter of the each kernel was done in this study. Initially the optimal global h_{opt} were found according to (4) and then the individual values h_i were set to be

$$h_i = \min(h_{opt}, x_i) \quad (5)$$

This reduction obviously prevents any probability loss, but on the other hand it causes certain deformation of the probability distribution within the interval $(0, 2h)$.

Construction of the precipitation generator

Initially, let us mention how to generate a random number from any given distribution. Consider a random variable X with the cumulative distribution function F . To generate a value x of the variable X , one can choose a random number y from $(0, 1)$ and then solve the equation $y = F(x)$ with the unknown x . Thus a generator from uniform continuous distribution $R(0,1)$ and a description of F are necessary to construct the generator of X .

The precipitation time series consist of three components that must be included and described separately. The first two components are the distributions of the lengths of dry and wet spells. The length of dry spell may be considered as the waiting time for the rain (and oppositely). It is known that the waiting time for any event is the exponentially distributed random variable. But considering the discrete nature of the lengths within the recorded daily precipitation time series, simple histograms were chosen to estimate their distributions. The kernel density estimator was used to describe the distribution of non-zero precipitation sums, which is the third component of precipitation time series. The epanechnikov kernels (3) with the optimal smoothing parameter (4) adjusted by (5) were applied. A possible autocorrelations within the precipitation time series were tested prior to the construction of the generator. It was found that there is no significant autocorrelation within the lengths of the dry and wet spells and also there is no significant autocorrelation within the sequences of non-zero precipitation.

Let us denote f_D and f_W to be the histograms of the lengths of dry and wet spells and f_P to be the kernel estimate of the distribution of precipitation sums. The precipitation generator for a given location (meteorological station) were constructed as follows:

1. f_D, f_W and f_P were calculated from the calibration dataset
2. cumulative distribution functions F_D, F_W and F_P were obtained by numerical integration of f_D, f_W and f_P , respectively
3. the random values from F_D and F_W were alternately generated to set the lengths of dry and wet spells and the random values from F_P were generated for each item from the wet spell

Let us denote this generator as the K-generator.

Data and evaluation criteria

To evaluate the generator, we used the data from 11 meteorological stations from the Cidlina river basin and its surroundings in north eastern Bohemia (tab. 1).

The time series from 1989 – 2009 were used for calibration and subsequently 20-years time series were generated. To compare the kernel-based generator with a generally accepted generator, we used the LARS-WG calibrated with the identical data to generate 20-years time series. Both K and LARS-WG time series were then compared with the initial observed data. Only the overall distribution of the precipitation time series were set to be the subject of comparison, with no distinguishing between seasons.

Table 1: Meteorological stations used for validation.

station	latitude	longitude	altitude
Bílá Třemešná	50.43	15.73	322
Dobřenice	50.15	15.63	230
Holovousy	50.38	15.57	321
Hoříněves	50.31	15.76	271
Hradec Králové	50.25	15.83	278
Chlumeck nad Cidlinou	50.13	15.43	213
Lomnice nad Popelkou	50.53	15.37	485
Nechanice	50.24	15.63	240
Nový Bydžov	50.24	15.50	232
Slatiny	50.36	15.38	254
Žlunice	50.31	15.38	270

We set two criteria to evaluate the differences between the distribution of the observed and generated data. Firstly, the histograms with identical origin and bin width were calculated from the observed and generated data and then the error expressed as a sum of the differences between the histograms were defined by

$$e_H = \frac{b}{2} \sum_i |f_{O_i} - f_{G_i}| \quad (6)$$

where b is the bin width and f_O and f_G are the histogram values of the observed and generated data, respectively. The error defined according to (6) can be directly interpreted as the amount of incorrectly located density of the generated dataset, with respect to chosen b . Nevertheless, despite its straightforward interpretation, this criterion showed to be somewhat unstable. Firstly, it is not surprising that e_H increases rapidly when b decreases, but the main drawback is that the different values of b result in the different ranking within the competition between the generators. For this reason we implemented the second criterion. Let us denote Δ to be the portion of the *sorted* dataset located within any interval. Then the “moving window” error is defined by

$$e_{MW} = \sum_{i=1}^s |\Delta_{O_i} - \Delta_{G_i}| \quad (7)$$

where Δ_O and Δ_G are the portions of observed and generated datasets located within the actual position of the moving window and s is the number of steps. The error (7) has no simple interpretation, but it is very stable criterion, because the different parameters of the window width and the number of steps lead only to the different level of error-size and do not change the ranking of the generators. We used both of these criteria, the criterion (7) as the main tool to compare the generators and the criterion (6) as the supplementary information.

Results and discussion

The LARS-WG generator use the histogram for the description of all generated variables and the K generator use the histograms to describe the spell lengths distribution. This is the reason why both the K and LARS generators show an almost identical results if the distribution of wet and dry spells lengths are compared (not shown). The significant differences are obvious when the distributions of the non-zero precipitation are analysed. Tab. 2 shows the errors achieved by the particular generators for the each meteorological station. The width of the moving window in e_{MW} were set to 1.0 mm and the step of the window 0.1 mm. The bin width of the histograms used in e_H were set to 0.3 mm.

The results in tab. 2 illustrate that the K-generator reached a lower value of eMW in 8 from 11 stations. The values of eH are appended as the supplementary information, the averaged value of eH is 0.12 for

the K-generator and 0.13 for LARS-WG. It can be stated that both generators performed well, but the kernel-based generator indicates the higher efficiency to capture the distribution of the daily precipitation sums.

Table 2: The errors of the distribution of the non-zero precipitation.

Station	K generator		LARS-WG	
	e_{MW}	e_H	e_{MW}	e_H
Bílá Třemešná	1.06	0.11	1.63	0.14
Dobřenice	1.05	0.12	1.57	0.13
Holovousy	1.16	0.11	1.13	0.11
Hoříněves	1.07	0.12	1.66	0.15
Hradec Králové	1.06	0.11	1.79	0.15
Chlumeck nad Cidlinou	1.27	0.11	1.24	0.11
Lomnice nad Popelkou	1.53	0.17	1.75	0.18
Nechanice	1.19	0.10	1.41	0.12
Nový Bydžov	1.03	0.11	1.18	0.11
Slatiny	1.31	0.11	1.38	0.10
Žlunice	1.32	0.13	1.18	0.11

Conclusions

The aim of this study was to test the ability of the kernel density estimator to describe the probability distribution of the daily precipitation sums and it must be stressed that the resulting precipitation generator is not considered to be the complex generator. The most critical aspect of the kernel estimator applied to the precipitation data is the treatment of the boundary problem and the solution of this problem in this study according to eq. (5) is quite disputable. However, the kernel density estimator still proved to be very efficient, working better than histograms used in LARS-WG.

References

- Abramson, I. S. (1982): On bandwidth variation in kernel estimates - a square root law. *The annals of statistics*, 10(4): 1217 – 1223. DOI: 10.1214/aos/1176345986.
- Block, P. J., Filho, F. A. S., Sun, L., Kwon, H. (2009): A streamflow forecasting framework using multiple climate and hydrological models. *Journal of the American Water Resources Association*, 45(4): 828 – 843. DOI: 10.1111/j.1752-1688.2009.00327.x.
- Hodges, J. L., Lehmann, E. L. (1956): The efficiency of some nonparametric competitors to the t-test. *Annals of mathematical statistics*, 13: 324 – 335.
- Ines, A. V. M., Hansen, J. W. (2006) Bias correction of daily GCM rainfall for crop simulation studies. *Agricultural and forest meteorology*, 138: 44 – 53. DOI:10.1016/j.agrformet.2006.03.009
- Müller, H. G. (1992): Smooth optimum kernel estimators near endpoints. *Biometrika*, 78(3): 521 – 530.
- Piani, C., Haerter, J. O., Coppola, E. (2010): Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. *Theoretical and applied climatology*, 99: 187 – 192. DOI:10.1007/s00704-009-0134-9.
- Rajagopalan, B., Lall, U., Tarboton, D. G. (1997): Evaluation of kernel density estimation methods for daily precipitation resampling. *Stochastic hydrology and hydraulics*, 11(6): 523 – 547. DOI: 10.1007/BF02428432.
- Semenov, M. A., Barrow, E. M. (1997): Use of a stochastic weather generator in the development of climate change scenarios. *Climatic change*, 35: 397 – 414.
- Silverman, B. W. (1986): *Density Estimation for Statistics and Data Analysis*. Chapman and Hall, New York.
- Themessl, M. J., Gobiet, A., Heinrich, G. (2012): Empirical-statistical downscaling and error correction of regional climate models and its impact on the climate change signal. *Climatic Change*, 112: 449 – 468. DOI: 10.1007/s10584-011-0224-4.

Výtokové čiary a hydrologická reakcia horských povodí

Ladislav Holko¹, Michal Dóša², Peter Škoda³

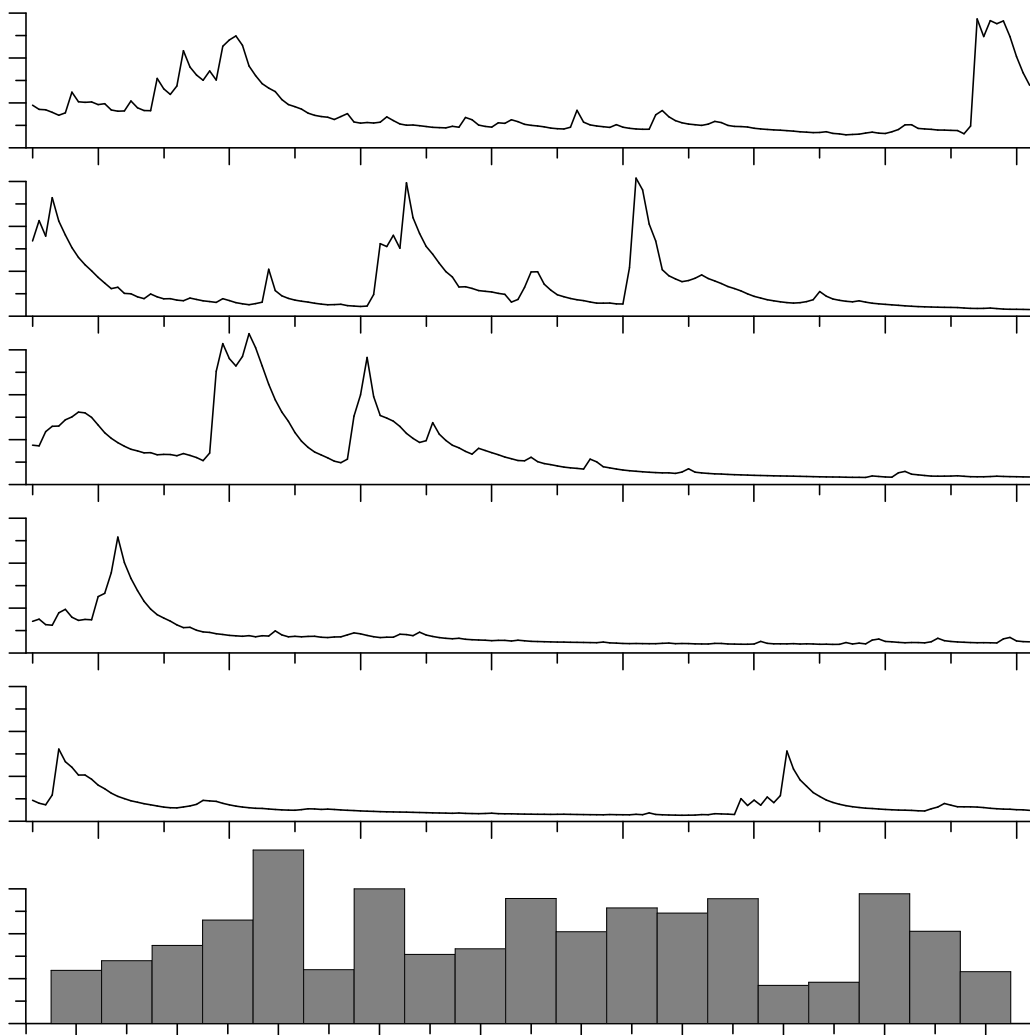
¹ Ústav hydrologie SAV, Ondrašovská 16, 031 05 Liptovský Mikuláš

² Stredoslovenská vodárenská prevádzková spoločnosť, a.s.,
Partizánska cesta 5, 974 01 Banská Bystrica

³ Slovenský hydrometeorologický ústav, Jeséniova 17, 833 15 Bratislava

Úvod

Hydrologická reakcia povodia sa obyčajne spája s rýchlosťou reakcie odtoku na zrážky, veľkosťou kulminačného prietoku a objemom povodňovej vlny. Zaujímavá je ale aj opačná otázka – ako dlho by dokázalo povodie dotovať prietok v hlavnom toku v prípade dlhotrvajúceho bezzrážkového obdobia? Na hornom Liptove, obklopenom Vysokými, Západnými a Nízkymi Tatrami sa táto otázka môže zdať hypotetickou. Snehovo slabé zimy 2010, 2011, 2014 a suché letá 2012 a 2013 (obr. 1) však ukazujú, že odhad zásoby vody v povodí môže byť zaujímavý aj pre toto územie.



Obr. 1: Denný prietok v povodí Jaloveckého povodia (Západné Tatry) v júni až októbri 2009-2013 a maximálna vodná hodnota snehu (VHS) v priemernej nadmorskej výške povodia (1500 m n.m.) v zimách 1996-2014.

Postupné odtekanie zásob vody z povodia počas obdobia s minimálnymi zrážkami je charakterizované výtokovou čiarou (Tallaksen, van Lanen, 2004). Výtokové čiary majú hydroológii široké využitie. Analýzy výtokových čiar sa využívajú v hydrologickom prieskume, napríklad pri určovaní vlastností zvodnenej vrstvy (Hall, 1968). Parametre výtokových čiar sú používané aj ako vstup pri kalibrovaní zrážkovo-odtokových modelov (Kelman, 1980, Chapman, 2003), pri analýze hydrologického sucha (Tallaksen, van Lanen, 2004), ale aj pri separácii hydrogramu (Malík, 2010), odhade doby prechodu vody povodím (Vitvar et al., 2002) alebo výpočte evapotranspirácie (Szilagyi et al., 2007).

Cieľom tohoto príspevku je určenie hypotetickej doby poklesu prietoku v rôznych subpovodiach horného Váhu na minimálne hodnoty, rýchlosti vyčerpania zásob vody a priemernej doby prechodu vody povodiami.

Metodika a údaje

Hypotetická doba poklesu prietoku na minimálnu hodnotu bola určená na základe historických údajov o denných prietokoch z rokov 1961-2011. Pri analýze údajov sme vybrali obdobia neprerušeného poklesu prietoku v trvaní najmenej 10 dní. Z rovnice výtokovej čiary v tvare

$$Q_t = Q_0 k^t \quad (1)$$

kde Q_t je prietok v čase t , Q_0 je prietok na začiatku poklesu, sme určili parameter k . V semilogaritmickom zobrazení času t oproti $\log Q_t$ je obdobie poklesu zobrazené ako priamka so sklonom $\log k$ (Tallaksen, 1993). Hodnotu $\log k$ sme menili, až kým priamka neprechádzala čo najlepšie cez zobrazené údaje. Pomocou takto určenej hodnoty $\log k$ sme potom počítali prietok Q_t , až kým neklesol pod zvolenú minimálnu hodnotu. Tým sme získali hypotetický čas (počet dní) t_{max} , ktorý by bol potrebný na úplné vyčerpanie zásob vody v povodí. Okrem hypotetického času t_{max} sme zaznamenávali aj skutočný čas poklesu prietoku t_{sk} do prerušenia ďalšou odtokovou udalosťou. Pomer $t_{max} \setminus t_{sk}$ charakterizuje, ako dlho by pri v danom čase povodie ešte dotovalo odtok.

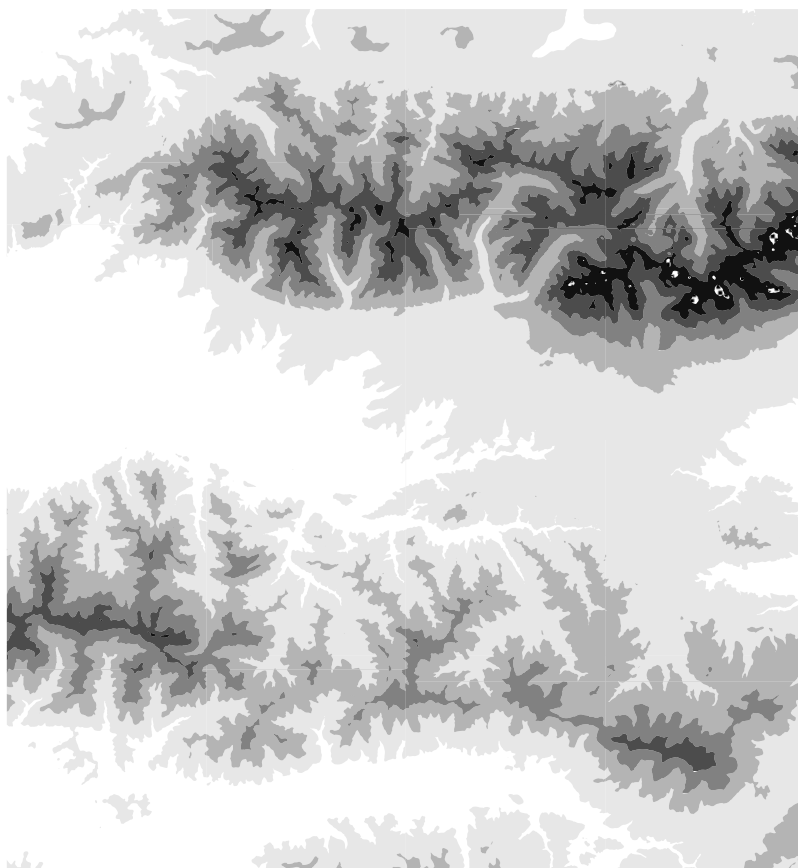
Rýchlosť vyprázdňovania zásob vody v povodí bola posudzovaná pomocou skladanej výtokovej čiary. Všetky získané výtokové čiary boli zobrazené v jednom grafe, ktorým sme preložili čiaru zodpovedajúcu exponenciálnej rovnici

$$Q_t = Q_0 \cdot t^{-\alpha} \quad (2)$$

kde α je výtoková konštanta, ktorá charakterizuje strmosť poklesu prietoku. Porovnali sme priebeh zložených výtokových čiar v rôznych povodiach a vyhodnotili vzťah výtokových konštánt a charakteristík povodí.

Poslednou charakteristikou pohybu vody v skúmaných povodiach bola priemerná doba prechodu vody povodím. Vypočítali sme ju pomocou stabilných izotopov kyslíka vodíka, ktoré sme vo vodných tokoch merali v mesačnom kroku od zimy 2011 do jesene 2012.

Výtokové čiary sme analyzovali pre osem povodí v oblasti horného Váhu (obr. 2, tab. 1). Skúmané povodia reprezentujú malé horské povodia Západných a Vysokých Tatier, väčšie horské povodia, v ktorých časť leží v horách a časť v Liptovskej kotline a dva profily na samotnom Váhu (tab. 1).



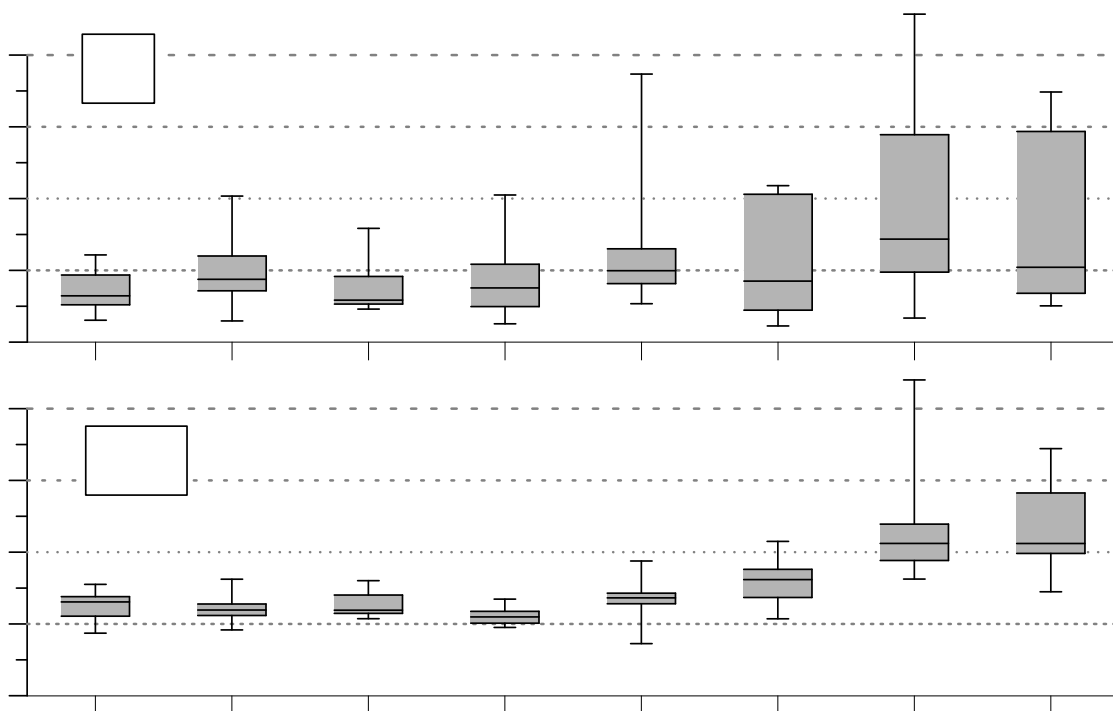
Obr. 2: Povodie horného Váhu po Liptovský Mikuláš a skúmané subpovodia; podrobnejšie údaje sú uvedené v tab. 1.

Tabuľka 1: Skúmané subpovodia a ich vybrané charakteristiky; H je priemerná nadmorská výška, G je zastúpenie hornín s vysokou priepustnosťou (piesky, štrky, vápence, dolomity, morény), Les je lesnosť, Q_d je priemerný denný prietok, Q_{min} je zvolený minimálny prietok, pri ktorom by hypoteticky došlo k vyčerpaniu zásoby vody v povodí; údaje z Jaloveckého potoka v Jaloveckej doline boli k dispozícii len pre obdobie 1989-2011.

	Povodie - profil	Plocha [km ²]	Sklon [°]	H [m n m.]	G [%]	Les [%]	Q_d [m ³ .s ⁻¹]	Q_{min} [m ³ .s ⁻¹]
1	Jalovecký p.- Jalovecká dolina	22	27	1500	0,6	75	0,703	0,001
2	Jalovecký p. - Ondrašová	45	19	1166	1,4	47	1,048	0,0015
3	Smrečianka – Žiarska dolina	19	29	1540	0,1	48	0,735	0,001
4	Račková - Račkova dolina	35	29	1579	3,4	51	1,570	0,0022
5	Belá - Podbanské	89	26	1544	11	58	0,400	0,005
6	Belá - L. Hrádok	238	19	1290	34,5	46	1,011	0,010
7	Váh - L. Hrádok	631	17	1047	35,3	68	8,700	0,012
8	Váh - L. Mikuláš	1095	17	1090	35,1	59	19,947	0,028

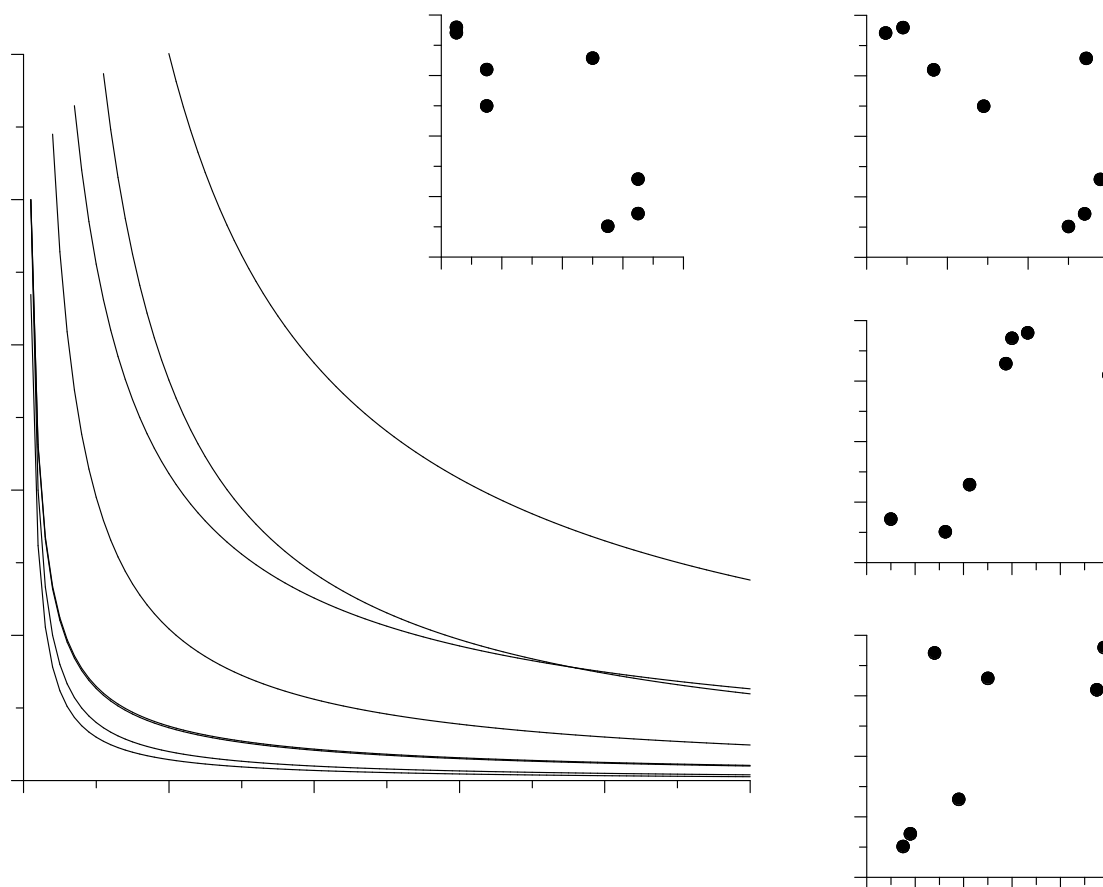
Výsledky a diskusia

Počet analyzovaných výtokových čiar pre jednotlivé subpovodia kolísal od 11 to 28 (obr. 2). Obr. 3 znázorňuje aj počet dní, počas ktorých by jednotlivé povodia hypoteticky dotovali odtok, kým by nastalo takmer úplné vyschnutie tokov. V menších povodiach sa medián pohybuje približne od 160 do 190 dní. Vo väčších povodiach je medián, ale aj variabilita získaných hodnôt vyššia. Medián pomeru $t_{max} \setminus t_{sk}$ mal pre malé povodia hodnoty približne od 2,5 do 3, pre najväčšie povodia nadobúdala hodnotu okolo 4. Znamená to, že počas konkrétneho obdobia pokesu prietokov by povodie pravdepodobne bolo schopné dotovať odtok ešte 2,5 – 4 krát dlhšie.



Obr. 3: Hypotetická doba, po ktorej by došlo k poklesu prietoku na hodnotu Q_{min} (horná časť obrázku) a pomer $t_{max} \setminus t_{sk}$ (dolná časť obrázku); čísla nad grafmi ukazujú počet analyzovaných výtokových čiar pre každé povodie; grafy znázorňujú zhora nadol maximum, q75, medián, q25 a minimum.

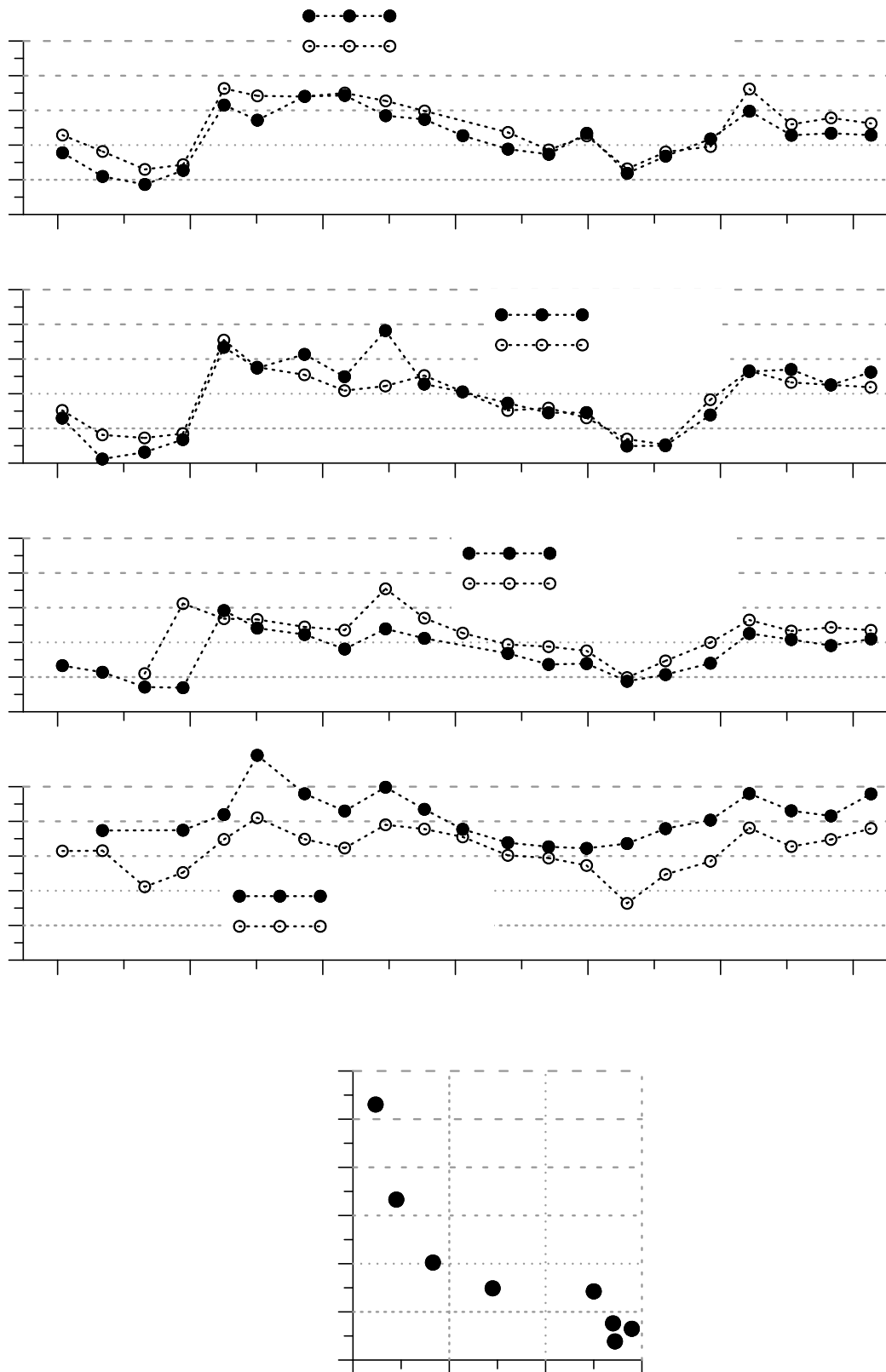
Pokles prietoku prebieha najrýchlejšie v malých horských povodiach Jaloveckého potoka, Smrečianky a Račkovej, ktoré majú veľmi podobný priebeh skladanej výtokovej čiary (obr. 4). Kým v povodí Jaloveckého potoka nie je veľký rozdiel medzi priebehom čiary pre horskú časť povodia a celé povodie, v prípade Belej je tento rozdiel výrazný. Rýchlosť vyčerpania zásob vody v povodiach väčšinou rastie so sklonom a primeranou nadmorskou výškou povodia a klesá s maximálnou vzdialenosťou toku od rozvodnice a s topografickým indexom, ktorý je mierou akumulácie odtoku. Výnimkou z pomerne dobrých korelácií znázornených na obr. 4 je povodie Belej po Podbanske. Vzťahy výtokovej konštanty s podielom vysoko priepustných hornín v povodí a s lesnatosťou povodia boli horšie, ako sú vzťahy s inými charakteristikami znázornenými na obr. 4.



Obr. 4: Skladané výtokové čiary pre jednotlivé povodia a vzťah výtokovej konštanty α a vybraných charakteristík povodia; čísla označujú povodia (tab. 1); L je maximálna vzdialenosť od rozvodnice k toku, topografický index je podiel prispievajúcej plochy a sklonu.

Priebeh izotopického zloženia jednotlivých tokov je podobný a priemerné hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ dobre korelujú s priemernou nadmorskou výškou povodia (obr. 5). Zaujímavosťou je, že voda vo Váhu v Liptovskom Hrádku je izotopicky ťažia, ako v nižšie položenom profile na Váhu v L. Mikuláši. Je to spôsobené orografiou povodia Váhu po L. Hrádok. Priemerná nadmorská výška povodia je nižšia, ako pre profil v L. Mikuláši, ku ktorému prispieva aj voda z vysoko položených povodií v Západných Tatrách.

Priemerná doba prechodu vody povodím kolíše približne od jedného do dvoch rokov. V najmenších, vysoko položených povodiach Západných Tatier (Jalovecký potok, Smrečianka) je voda v priemere približne jeden rok. Podobne je to ale aj v najväčšom povodí Váhu po L. Mikuláš. Vo väčších povodiach (Račková, Jalovecký potok po Ondrašovu, obidve subpovodia Belej) sa voda v priemere pohybuje okolo 18-21 mesiacov a najdlhšie, približne dva roky je v povodí Váhu po L. Hrádok.



Obr. 5: Kolísanie $\delta^{2}\text{H}$ v skúmaných tokoch a vzťah priemernej hodnoty $\delta^{2}\text{H}$ a nadmorskej výšky.

Záver

Vyčerpávanie zásob vody v povodí závisí nielen od veľkosti zásob, ale aj od vlastností povodia. Aj keď každé povodie reaguje rôzne, analýza výtokových čiar a kolísania stabilných izotopov kyslíka a vodíka v subpovodiach horného Váhu poukazuje na vplyv reliéfu (podiel povodia ležiaci v horskej a kotlinovej časti) a veľkosti zvodnených vrstiev v blízkosti tokov.

Pod'akovanie

Tento príspevok vznikl s podporou Grantovej agentúry VEGA (projekt 2/0042/11), Medzinárodnej agentúry pre atómovú energiu (projekty IAEA 15997 a 16061) a projektov CEIMP a DIHYS, financovaných z Európskeho fondu regionálneho rozvoja.

Literatura

- Hall, F., R. (1968): Baseflow flow recessions – A review, *Water Resources Research*, 4, 5, 973 – 983.
- Chapman, T., G. (2003): Modelling stream recession flows, *Environmental modelling & Software* 18, 683 – 692.
- Kelman, J. (1980): A stochastic model for daily streamflow. *Journal of Hydrology*, 47, 235 – 249.
- Malík, P. (2010): Seperácia hydrogramu pomocou parametrov reprezentatívnej výtokovej čiary, *Podzemná voda*, 16, 1, 113 – 124.
- Tallaksen, L., M., van Lanen, H., A., J., (ed.) 2004: *Hydrological Drought, Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater, Developments in Water Science*, vol. 48., Amsterdam, Elsevier Science B. V., 2004, 579 s.
- Szilagyi, J., Gribovszki, Z., Kalicz, P. (2007): Estimation of catchment-scale evapotranspiration from baseflow recession data: Numerical model and practical application results, *Journal of Hydrology*, 336, 206 – 217.
- Vitvar, T., Burns, D. A., Lawrence, G. B., McDonnell, J. J., Wolock, D. M. (2002): Estimation of baseflow residence times in watersheds from the runoff hydrograph recession: method and application in the Neversink watershed, Catskill Mountains, New York, *Hydrological Processes*, 169, 1871 – 1877.

Integrovaný monitoring v malém lesním povodí (Observatoř Košetice)

Adéla Holubová Šmejkalová, Jan Čech

Český hydrometeorologický ústav, Observatoř Košetice, 394 22 Košetice

Úvod

Observatoř Košetice byla založena jako stanice specializovaná na zabezpečení účasti České republiky v mezinárodních programech monitoringu kvality přírodního prostředí. V současné době jsou na observatoři realizována měření pro potřebu následujících mezinárodních programů a projektů:

- **ICP-IM** (International Cooperative Programme on Integrated Monitoring of Air Pollution Effects on Ecosystems)
- **EMEP** (Co-operative Programme for Monitoring and Evaluation of Long-range Transmission of Air Pollutants in Europe)
- **GAW/WMO** (Global Atmosphere Watch)
- **ACTRIS**

Observatoř je lokalizovaná ve volné přírodě mimo souvislé osídlení v okrese Pelhřimov, kraj Vysočina (49°35' severní šířky, 15°05' východní délky, nadmořská výška 534 m). Podrobná fyzicko-geografická charakteristika je prezentována v (1).

Zásadním úkolem, který dostala observatoř do vínku při svém vzniku, bylo vyváženě realizovat **víc-složkový (komplexní či integrovaný)** monitoring kvality přírodního prostředí, v němž jednotlivé monitorované složky (ovzduší, srážky, povrchová voda, půda a biota) měly mít přibližně rovnocenný podíl. To předpokládalo pokud možno jednotný pohled na celé spektrum věcí jako vývoj přístrojového vybavení, kontrola kvality dat, personální zabezpečení na observatoři a zejména zapojení do monitorovacích sítí ČHMÚ nebo jiných organizací v dané problematice. Přestože se priority v oblasti monitoringu kvality přírodního prostředí během uplynulého čtvrtstoletí několikrát změnily, integrovaný monitoring se ale podařilo v základním rozsahu udržet.

Mezinárodní program integrovaného monitoringu v malých lesních povodích

International Cooperative Programme on Integrated Monitoring of Air Pollution Effects on Ecosystems (ICP-IM) je víc-složkový mezinárodní monitorovací program, realizovaný pod Konvencí o dálkovém přenosu škodlivin přes hranice států v Evropě (CLRTAP). Jeho cílem je poznání látkové bilance a výměny látek v malých zalesněných povodích v neimpaktní oblasti. Lokalitami ICP-IM tedy musí být malá zalesněná povodí v pozadových oblastech. Obecným cílem ICP-IM bylo původně hodnocení a prognóza stavu a změn terestrických a sladkovodních ekosystémů v dlouhodobé perspektivě především s ohledem na vliv znečištění ovzduší (zejména síra a dusík). V současné době se zájem ICP-IM rozšířil i na ekologické dopady přízemního ozonu, těžkých kovů a POPs. Observatoř Košetice zajišťuje účast ČR v tomto programu od roku 1990, měření jsou realizována v povodí malého lesního přítoku Anenského potoka a pochopitelně zejména v areálu observatoře. Monitoring je realizován dle metodických pokynů programu ICP-IM (3) v následujících subprogramech: Meteorology, Air chemistry, Precipitation chemistry, Throughfall, Runoff water chemistry, Soil water chemistry, Soil chemistry, Heavy metals and POPs.

Monitoring atmosférické depozice na observatoři Košetice

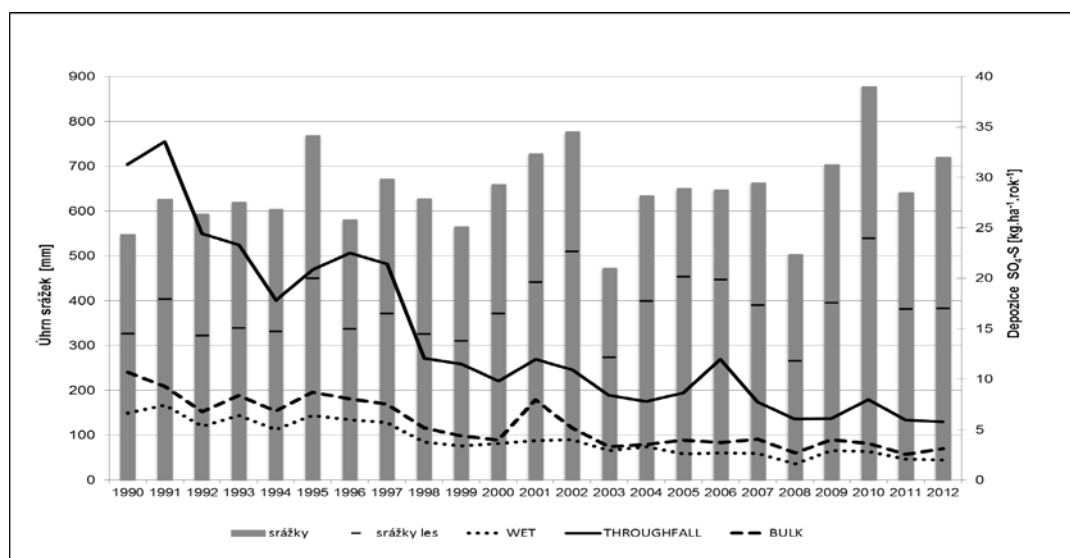
Měření kvality srážek je součástí programu monitoringu na Observatoři Košetice od samého začátku. V současné době je realizována poměrně široká škála měření atmosférické depozice:

- **WET-ONLY** – mokrá depozice. Odběr je realizován pouze, když padají srážky. Frekvence odběru je denní.

- BULK – mokrá depozice a gravitační depozice větších částic. Odběr je prováděn nepřetržitě do plastových lahví s frekvencí měsíčně.
- THROUGHFALL – podkorunová depozice. Stejně měření jako BULK, lokalizované pod lesním porostem. Výsledky mohou u některých polutantů, hlavně pak u síry suplovat informace o suché depozici. Vzorky jsou odebírány měsíčně.

Trendy atmosférické depozice a látkové toky v lesním povodí

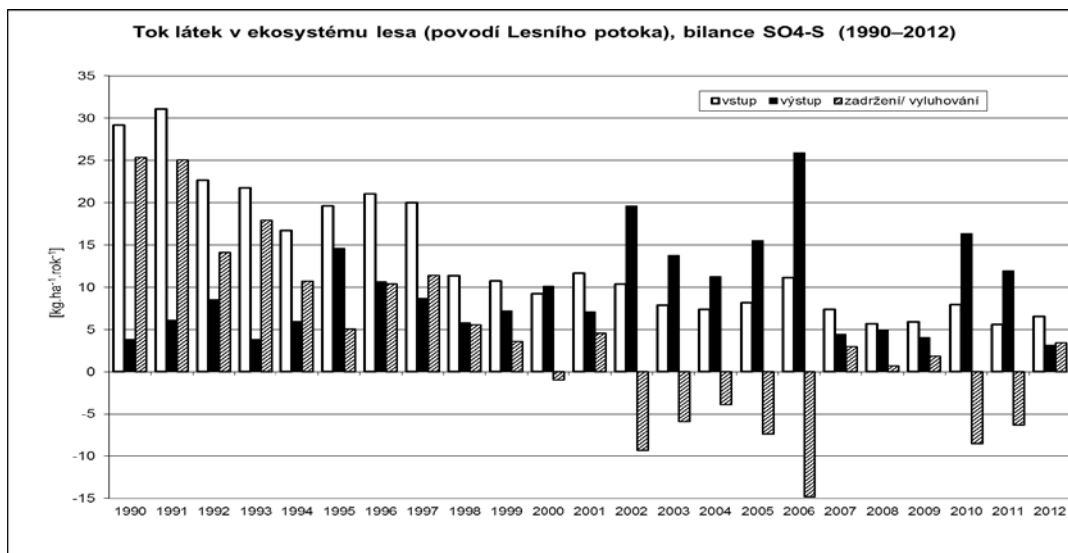
Výrazný pokles emisí síry v 90. letech se promítl do snížení koncentrací sloučenin síry v ovzduší a následně i depozice síry na regionální úrovni. Největší pokles byl zaznamenán u podkorunové depozice, kde byla na počátku 90 let minulého století registrována depozice síry mezi 30-35 kg.ha⁻¹.rok⁻¹ (obr. 1). V průběhu 90 let se depozice kontinuálně snižovala a v závěru sledovaného období se pohybovala kolem 7 kg.ha⁻¹.rok⁻¹. Pokles podkorunové depozice je především důsledkem snížení suché depozice. Statisticky významný pokles hodnot depozice síry byl registrován rovněž u měření „bulk“ a „wet-only“.



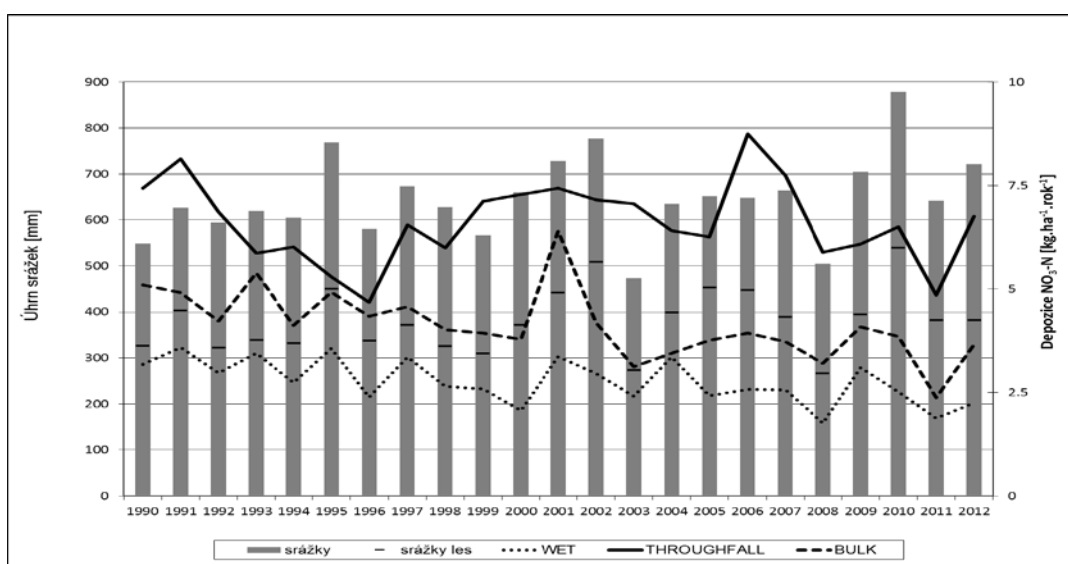
Obr. 1: Trend depozice SO₄-S v lesním povodí (Košetice 1990-2012).

Zřetelné snižování emisí síry se projevuje také v látkové bilanci povodí (obr. 2). Se snižující se depozicí SO₄-S zároveň dochází k nárůstu množství síry, které se z povodí uvolňuje. V 90. letech vstupuje do povodí prostřednictvím srážek průměrně 20,4 kg.ha⁻¹.rok⁻¹ síranů a průměrný odtok z povodí je 7,5 kg.ha⁻¹.rok⁻¹. Akumulace v povodí činila ročně průměrně 12,9 kg.ha⁻¹.rok⁻¹, tedy 63% síranů se akumulovalo v povodí, pravděpodobně adsorbci na povrch půdních částic. Od roku 2000 do konce sledovaného období se průměrný vstup síry do povodí prostřednictvím srážek snížil (z 20,4) na 8 kg.ha⁻¹.rok⁻¹ a průměrný odtok naopak vzrostl (ze 7,5) na 11,4 kg.ha⁻¹.rok⁻¹. To může souviset s vyčerpáním adsorbční kapacity půdy a postupem síranů dál do povrchových vod. Od roku 2000 v povodí také dochází ke střídání období s výluhem s obdobími s akumulací síranů.

Dusík je významný biogenní prvek a je jednou z limitujících živin pro vegetaci. Jeho nadbytek však vede k poměrně značnému okyselení prostředí. Dusík se v současné době stává hlavním zdrojem acidifikace a nahrazuje v této roli sloučeniny síry. Ačkoli podkorunová depozice sloučenin dusíku v první polovině devadesátých let minulého století výrazně klesala (obr. 3), od roku 1996 se její hodnoty vrací k jejich současnému dlouhodobému průměru 6,7 kg.ha⁻¹.rok⁻¹. Celkově se tak hodnoty podkorunové depozice sloučenin dusíku jeví jako bez trendu. Příčinou návratu podkorunové depozice dusíku k hodnotám z počátku devadesátých let je pravděpodobně nárůst suché depozice v důsledku zvyšujících se emisí dusíků z mobilních zdrojů. Depozice WET-ONLY i BULK na volné ploše ovšem vykazují mírně klesající trend.



Obr. 2: Látková bilance $\text{SO}_4\text{-S}$ v lesním povodí (Košetice 1990-2012).

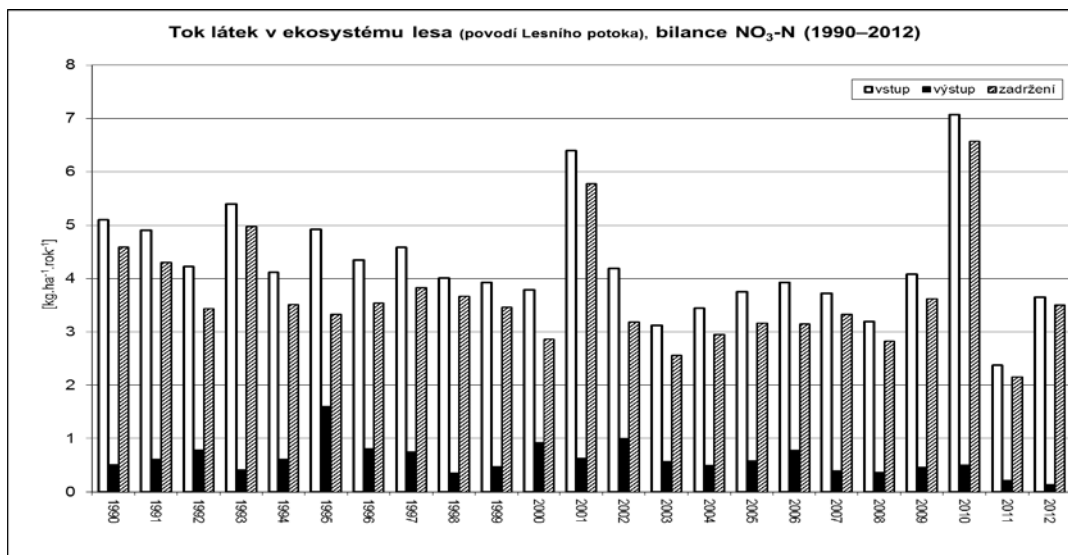


Obr. 3: Trend depozice $\text{NO}_3\text{-N}$ v lesním povodí (Košetice 1990-2012).

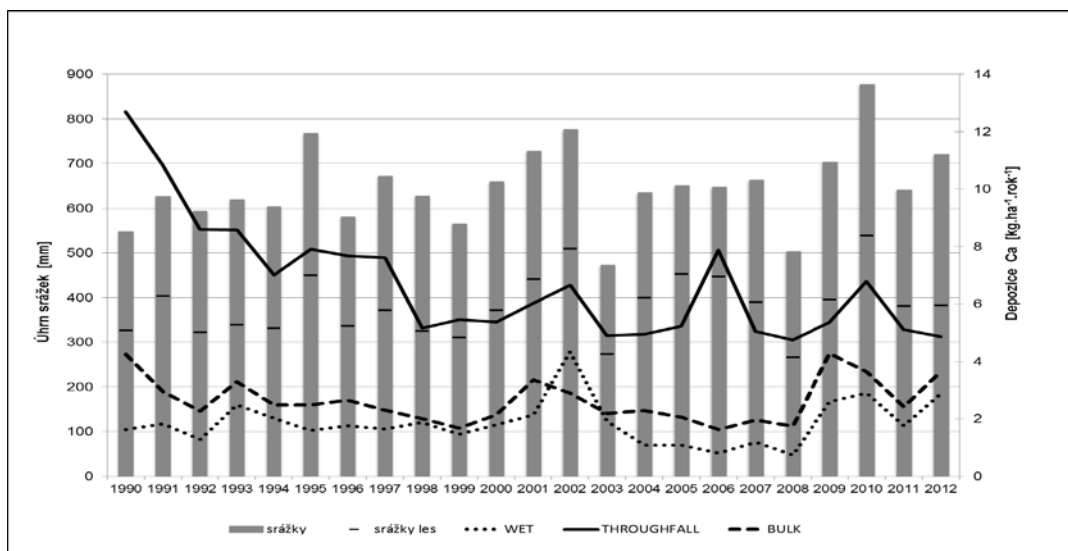
Látková bilance dusíku ukazuje velkou spotřebu tohoto prvku vegetací, dochází k využití v průměru 85% celkového množství $\text{NO}_3\text{-N}$ z depozice srážek (obr. 4). Pokud dusík není zcela spotřebován mikroorganismy a vegetací, nitrifikace v půdách vede k tvorbě dusičnanů a následnému okyselení půd a vod.

Roční chod z hlediska obsahu dusíku v povrchových vodách vykazuje typické maxima v jarních měsících, tedy v předvegetačním období kdy rostliny ještě nejsou schopny tento prvek využívat a odtok z povodí je vysoký, minima se objevují v létě a na podzim.

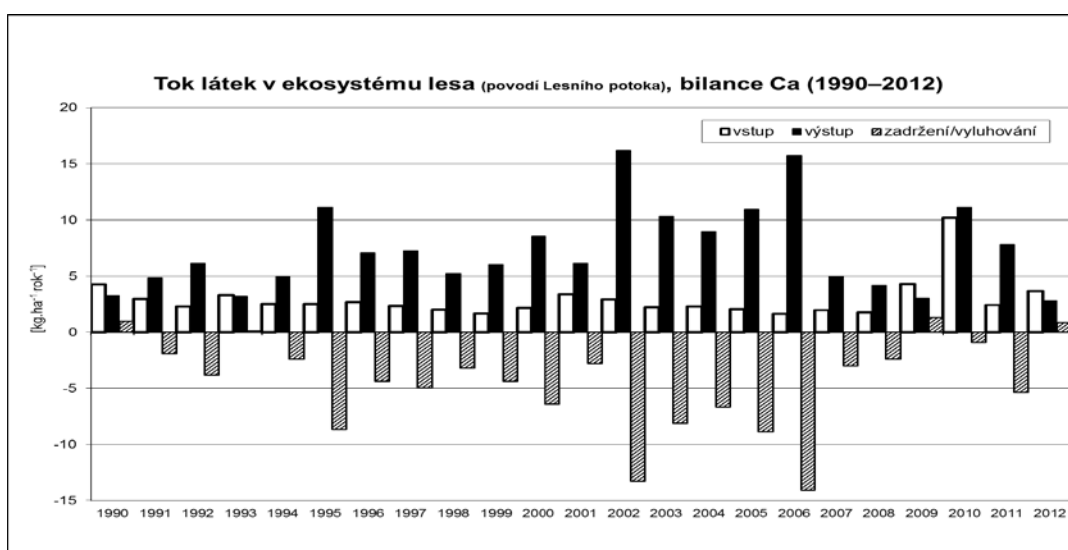
Vývoj podkorunové depozice vápníku představuje pokles ze 13 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$ ročně na začátku 90. let na 4-8 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$ ročně v období po roce 2000 (obr. 5). Naopak u depozice BULK i WET-ONLY na volné ploše nebyl zaznamenán žádný trend. Látkovou bilanci vápníku v povodí znázorňuje obr. 6.



Obr. 4: Látková bilance NO₃-N v lesním povodí (Košetice 1990-2012).

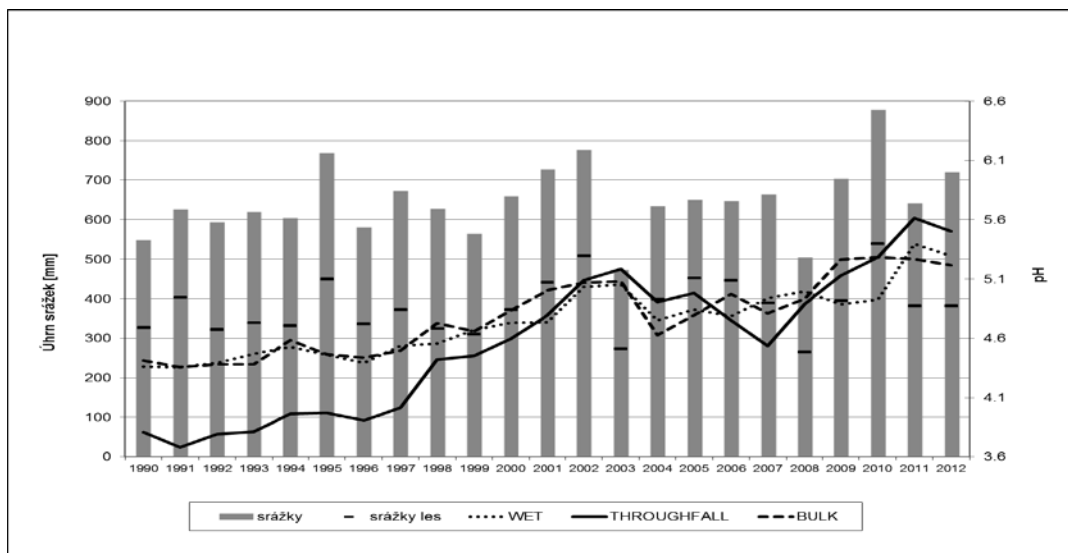


Obr. 5: Trend depozice Ca v lesním povodí (Košetice 1990-2012).



Obr. 6: Látková bilance Ca v lesním povodí (Košetice 1990-2012).

Z hodnocení pH srážkových vod na observatoři Košetice je patrný výrazný vzestupný trend v období 1990-2003 (obr. 7). Nejvýraznější nárůst je registrován u podkorunových srážek, kde se z výchozí úrovně kolem 3,8 na počátku devadesátých let minulého století hodnota pH vyšplhala na 5,2 v roce 2003. Méně výrazný, ale kontinuální nárůst v tomto období je patrný i u depozice na volné ploše. Po mírném poklesu hodnot pH u všech monitorovaných druhů atmosférických depozic v letech 2004-2007 dochází k jejich opětovnému růstu mírně nad maxima z roku 2003.



Obr. 7: Trend pH ve srážkách (Košetice 1990-2012).

Závěry

Významný pokles emisí síry v 90. letech se promítnul do snížení depozice síry na regionální úrovni. Největší pokles byl zaznamenán u podkorunové depozice, což se projevuje také v látkové bilanci povodí. Se snižující se depozicí $\text{SO}_4\text{-S}$ zároveň dochází k nárůstu množství síry, které se z povodí uvolňuje. Dusík se v současné době stává hlavním zdrojem acidifikace a nahrazuje v této roli sloučeniny síry. Do roku 2003 se nepřetržitě zvyšovala hodnota pH ve srážkové vodě, nejvýraznější vzestup je registrován u podkorunových srážek (z 3,8 v r. 1990 na 5,5 v současnosti), hodnota na volné ploše vzrostla z 4,4 v r. 1990 na 5,0 v současnosti.

Literatura

- (1) Váňa, M., Holoubek, I. et al.(2007): Košetice Observatory – 20 years. ČHMÚ Praha. ISBN 978-80-86690-46-9
- (2) Váňa, M., Dejmal, K. (2004): Trendy atmosférické depozice na české stanici GAW a EMEP Košetice. In: Atmosférická depozice, 29-30.6.2004, s.103-110. ISBN 80-02-01659-9.
- (3) Manual for Integrated Monitoring. ICP IM Programme Centre, Finnish Environment Institute. August 1998

Bilancia zásob vody v snehovej pokrývke v rokoch 2004 až 2014 v malom horskom povodí Hučavy

Matúš Hribík, Tomáš Šatala, Jaroslav Škvarenina

Technická univerzita vo Zvolene, ul. T.G. Masaryka 24, 960 53 Zvolen

Abstrakt

Príspevok je zameraný na celkové zhodnotenie zásob vody v snehovej pokrývke z dát získaných terénnymi expedičnými meraniami zo zimných sezón v rokoch 2004 – 2014 v malom horskom povodí Hučavy (kaldera Poľany). Výpočet zásob vody v snehovej pokrývke uvažuje aj s vplyvom lesného porastu. Časové a priestorové rozloženie snehovej pokrývky bolo spracované v softvérovom prostredí ArcGIS a z výsledkov je zrejmé, že rozloženie a trvanie snehovej pokrývky je veľmi premenlivé. Od absencie zásob vody viazaných v snehu (zima 2014) až po rekordnú vodnú hodnotu snehu 525,4 mm (apríl 2013), čo predstavuje polovicu priemerného ročného úhrnu zrážok na vrchole Poľany.

Kľúčové slová: zásoby vody v snehovej pokrývke, Hučava

Abstract

The paper is focused on an overall assessment of water supply in snow cover from data gathered by field measurements of winter seasons between 2004 – 2014 in a small mountain catchment Hučava (caldera Polana). Calculation of water reserves in snow cover also reflects the impact of forest cover. Temporal and spatial distribution of snow cover has been processed in ArcGIS software environment and the results show that the distribution and duration of snow cover is very variable. From lack of water supply in the snow (winter 2014) to maximum snow water equivalent of 525.4 mm (April 2013), which represents half the average annual rainfall on top of Polana.

Key words: water supply in snow cover, Hučava

Úvod

Snehová pokrývka zohráva dôležitú rolu v globálnej energetickej a vodnej bilancii (TABARI H. *et al.*, 2009). Scenáre zmien klímy (IPCC, 2013), očakávajú zmeny v kvantite, časovom a priestorovom rozložení snehu na zemskom povrchu a tým aj vplyv na vodné zdroje závislé na topení snehu. Ústup rozšírenia trvalej snehovej pokrývky zhoršuje hydrologický režim (najmä dostupnosť vody v priebehu roka) nielen u nás, ale aj v mnohých oblastiach sveta.

V orograficky členitých podmienkach Slovenska je sneh významný prírodný fenomén. Zrážky v zimnom období sa niekoľko mesiacov akumulujú v povodí a potom sa v relatívne krátkom čase uvoľňujú, čo má nezanedbateľný vplyv nielen na kvantitatívne, ale aj na kvalitatívne prejavy vodného cyklu (HOLKO, 2001). Ako uvádza HRÍBIK *et al.* (2008), v stredoeurópskych podmienkach je charakteristická skutočnosť, že časť zrážok (pre územie Slovenskej Republiky približne 20% zrážok z celkového ročného úhrnu) v chladnej časti roka vypadáva vo forme snehu. V horských regiónoch významnosť tohto javu podčiarkuje fakt, že počet dní so snehovou pokrývkou má s rastúcou nadmorskou výškou lineárne rastúci trend. PETROVIČ (1972) pre pohoria Slovenska uvádza výškový gradient počtu dní so snehovou pokrývkou v priemere 9 dní na 100 výškových metrov.

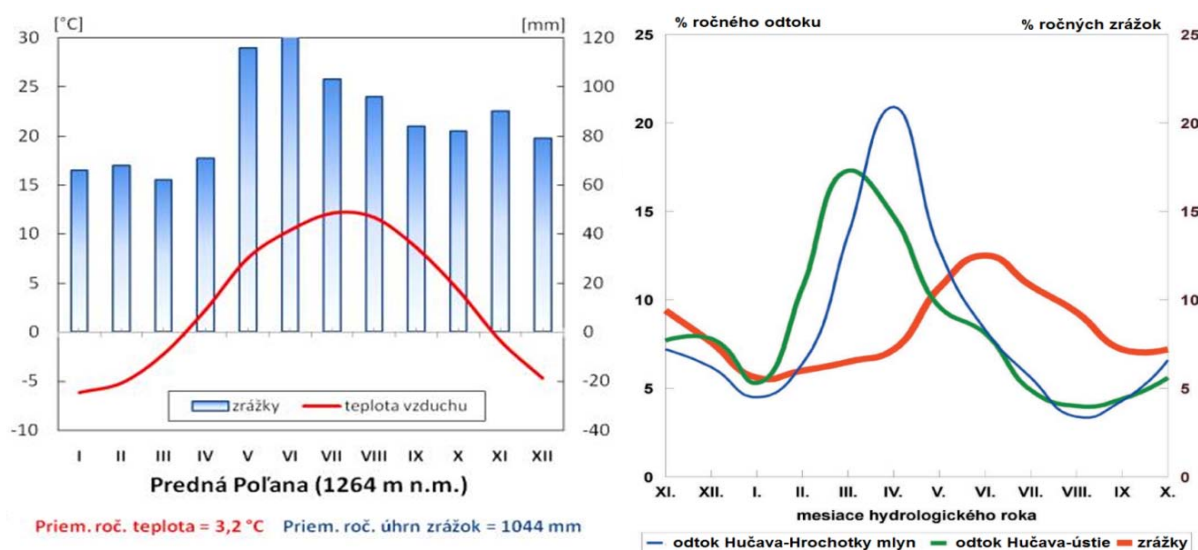
Významnou mierou na rozloženie snehovej pokrývky vplyva lesný porast tým, že ovplyvňuje akumuláciu aj topenie snehu. Rozdiel je závislý na konkrétnych podmienkach stanovišťa ako aj meteorologických podmienkach danej zimy (GELFAN *et al.*, 2004).

Monitoring charakteristík snehovej pokrývky na Slovensku je, až na malé výnimky, viazaný na snehomernú sieť SHMÚ. I napriek tejto, zdanlivo hustej pozorovacej snehomernej sieti, sa na území Slovenska vyskytujú pomerne rozsiahle oblasti, z ktorých údaje o snehových pomeroch absentujú. Ide najmä o stredohorské a vysokohorské oblasti, teda o polohy, kde sa vytvárajú najväčšie zásoby snehu počas zimy (HRUŠKOVÁ *et al.*, 2007). Ďalšími faktormi, s ktorými výpočet zásob vody viazaných v snehovej pokrývke neuvažuje, je napríklad vplyv lesných porastov. Preto sme sa rozhodli pre expedičný, systematický monitoring s dôrazom modifikačného účinku lesa a nadmorskej výšky na zásoby vody v snehovej pokrývke.

Materiál a metódy

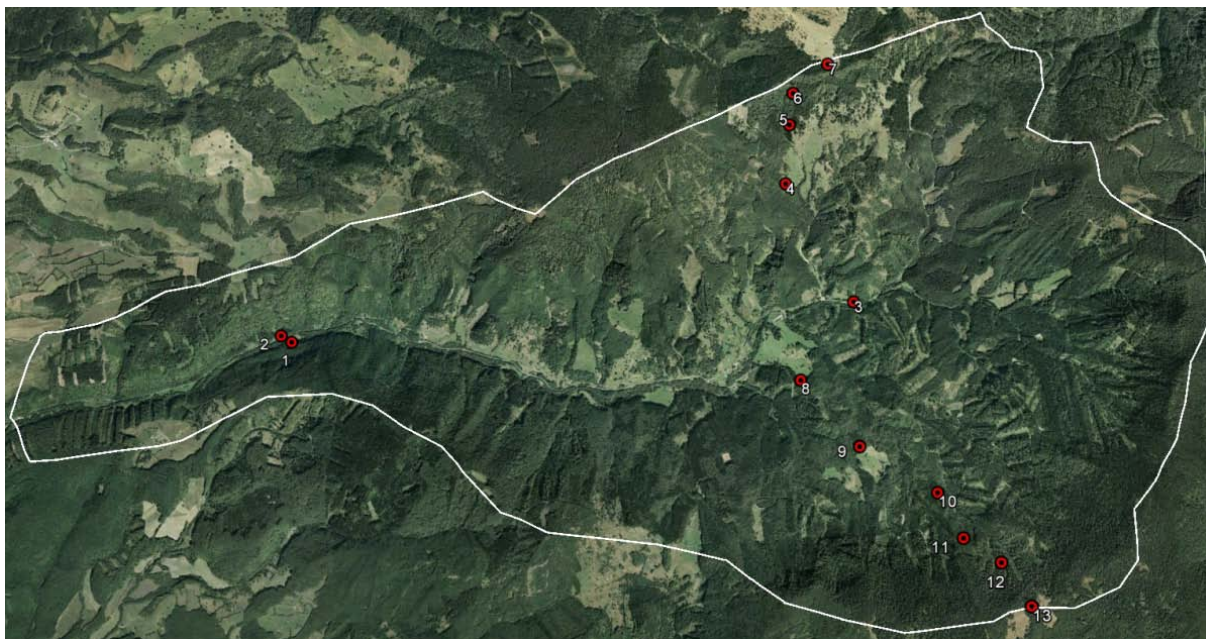
Povodie Hučavy sa nachádza v geomorfologickom celku Poľana, ktorá je súčasťou Slovenského stredohoria. Z hľadiska formovania snehových zásob povodie možno považovať za reprezentatívne pre celú oblasť pohoria. V roku je približne 140 zrážkových dní, z toho 60 dní so zrážkami snehovými. Priemerne v roku je na Poľane 130 dní so snehovou pokrývkou (MINDÁŠ, 2003). Klimatickú charakteristiku znázorňuje klimadiagram (obr. 1). Plocha povodia cca 41 km² je typická dostredivou (centripetálnou) sieťou potokov a zložitým horským reliéfom, v ktorom nadmorská výška kolíše od 530 m n. m. (limnigrafická stanica Hrochoťský mlyn) do 1458 m n. m. (vrchol Poľany). Z absolútneho výškového rozdielu vyplýva aj rôznorodosť prírodných pomerov povodia. Lesnatosť povodia je 81,33 % (33,63 km²). Z drevín má prevahu v zastúpení smrek (45,36 %) a buk (35,61 %).

Sledovaná časť rieky Hučava – Hrochoťský mlyn má viaceré atribúty stredohorskej rieky snehovo-dažďového typu (obr.1). Z hľadiska hydrologického začlenenia patrí skúmaný tok Hučava (hydrologické číslo 4-23-03-070) do hlavného povodia SVP- IX - Hron, čiastkového povodia Slatina. Hučava predstavuje pravostranný prítok Slatiny a celkovo povodie spadá do ľavostrannej časti povodia Hrona (KADLEC & KOVÁŘ, 2008).



Obr.1: Klimadiagram a hydrogram pre povodie Hučavy (HRÍBIK *et al.*, 2007).

Meranie charakteristík snehovej pokrývky vykonávame od zimnej sezóny 2003/04 v BR-CHKO Poľana, v povodí Hučavy v mesačných intervaloch. V povodí sa nachádza 13 monitorovacích plôch (obr.2). Na každej monitorovacej ploche realizujeme monitoring na voľnej ploche a v lesnom poraste. Tieto lokality sú situované na miestach s rôznou nadmorskou výškou (od 600 do 1300 m n.m.), expozíciou (severná a južná expozícia) a lesným porastom (bukový a smrekový porast), umiestnené tak, aby s dostatočnou presnosťou podali informáciu o rozložení snehových zásob v záujmovej oblasti.



Obr.2: Monitorovacie plochy a záujmová oblasť povodia Hučavy.

Vodnú hodnotu snehovej pokrývky na danom mieste zisťujeme hmotnostnou metódou pomocou digitálnych váh a snehomerného valca. Výška snehovej pokrývky sa v teréne meria prenosnou lavínovou sondou. Ide o meranie, ktoré je založené na princípe zisťovania hmotnosti snehu a následnom výpočte jeho vodnej hodnoty. Metodika monitoringu zodpovedá odvetvovej technickej norme MŽP 3109:02 - Meranie a vyhodnocovanie snehových zásob v povodí.

Analýza zásob vody v snehovej pokrývke, jej časové a priestorové rozloženie na ploche povodia, bolo vykonané v prostredí ArcGIS 10. V horských povodiach vieme zistiť rad zákonitostí v rozložení snehovej pokrývky, ktoré možno pre určitý termín merania a vyhodnocovania snehových zásob všeobecne vyjadriť viacnásobným lineárnym regresným vzťahom (1):

$$E = A \cdot H + B \cdot Veg + C \cdot Os \quad (1)$$

kde:

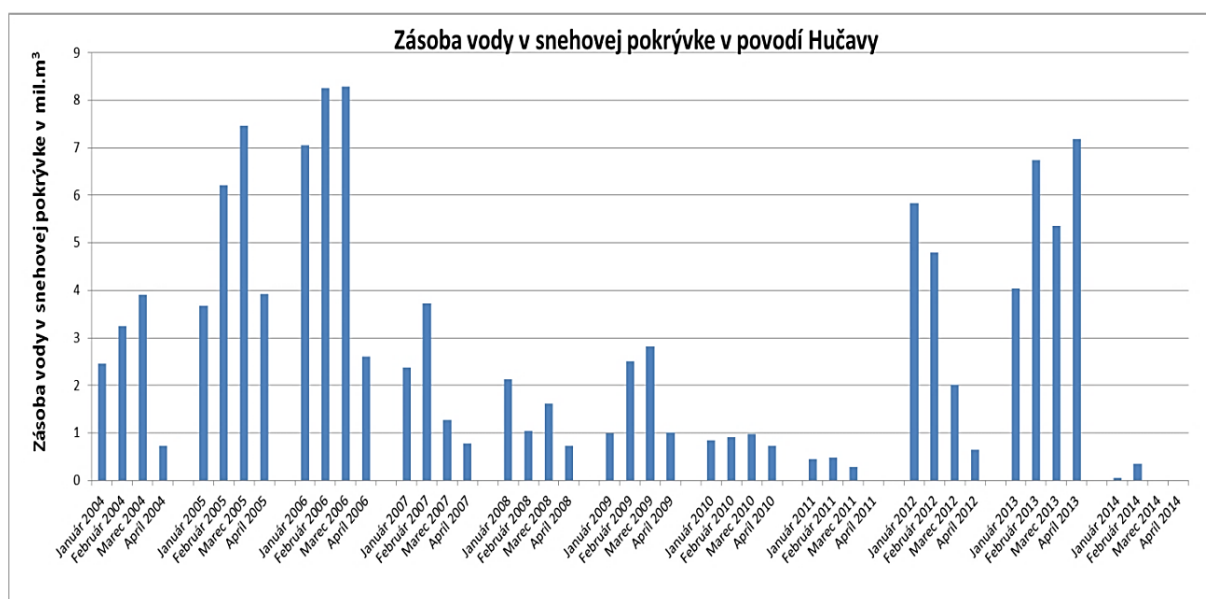
- E – vodná hodnota snehovej pokrývky na stanovišti,
- A, B, C – parametre regresného vzťahu,
- H – nadmorská výška stanovišta,
- Veg – charakteristika vegetačných podmienok stanovišta,
- Os – charakteristika orientácie svahu stanovišta.

Pomocou špecializovaných hydrologických nástrojov (*Watershed, FlowDirection*) bolo na základe hydrologických charakteristík DEM (smer odtoku, akumulácia odtoku, uzatvárajúci prietokový profil) identifikované povodie k vodnému toku Hučava. To bolo následne rozdelené na: les a voľnú plochu. Z vypočítaných regresných závislostí pre tieto typy územia, najmä regresného a absolútneho koeficientu, sa použitím nástrojov mapovej algebry (*Raster Calculator*) odvodili priestorové mapy rozloženia zásob vody v snehovej pokrývke v závislosti od nadmorskej výšky. Rozklasifikovaním obrazu (*Reclassify*) vznikli prehľadné mapové výstupy (obr.4). Podobný postup bol použitý v práci HRÍBIK *et al.*, 2008. Model výpočtu zásob vody je pomerne hrubý, limitujúce sú merania vodnej hodnoty snehovej pokrývky.

Výsledky

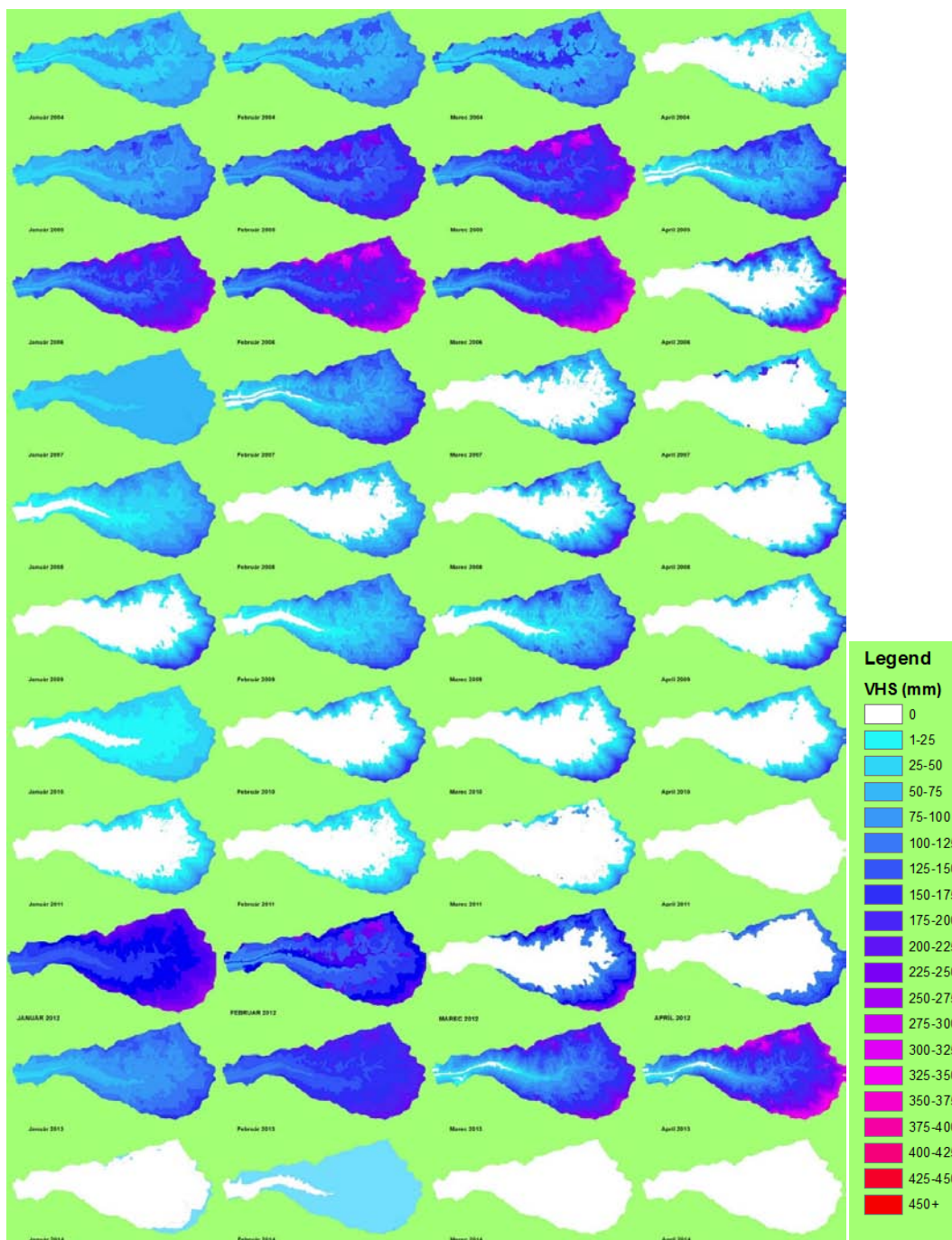
Vodná hodnota snehovej pokrývky je z pohľadu hydrofyzikálnych vlastností najdôležitejšou informáciou získanou v rámci informácii o snehovej pokrývke. Je definovaná ako množstvo vody, ktoré by vzniklo roztopením snehovej pokrývky. Udáva sa v milimetroch a platí vzťah: 1mm vody na 1m² predstavuje 1 liter vody. Z výsledkov konštatujeme, že kulminácia vodnej hodnoty nastáva prevažne v mesiacoch február a marec. V rokoch bohatých na snehové zrážky, kulminácia vodnej hodnoty snehu prichádza neskôr. Zaujímavý je fakt, že maximálna vodná hodnota v čase kulminácie bola na úrovni 525,4 mm (apríl 2013), čo predstavuje polovicu priemerného ročného úhrnu zrážok na vrchole Poľany, viazaných vo forme snehu. Naproti tomu v tohtoročnej zime (2013/2014) zaznamenávame absenciu snehu na väčšine územia.

Vzhľadom na veľkú rozmanitosť tak počasia, ako aj prírodného prostredia je množstvo, rozloženie a trvanie snehovej pokrývky veľmi premenlivé. Kalkuláciou zásob vody v snehovej pokrývke v mil. m³ (obr.3) konštatujeme, že hodnoty sú v rámci desaťročných údajov premenlivé až do takej miery, že rozdiel medzi maximálnou a minimálnou zásobou vody povodia v čase kulminácie je až viac ako 20-násobný. Maximálna zásoba vody (marec 2006), bola na úrovni 8,295 mil.m³ pričom v minime (február 2014) zásoby vody v snehovej pokrývke predstavovali len 0,352 mil.m³ vody (február 2014). Pri vyjadrení v rámci sledovaných zimných sezón môžeme pri zjednodušenom hodnotení vrcholov zím z hľadiska zásoby vody v snehovej pokrývke v povodí konštatovať: 2006 >2005 >2013 >2012 >2004 >2007 >2009 >2008 >2010 >2011 >2014.



Obr.3: Zásoba vody (v mil.m³) viazaná v snehovej pokrývke v povodí Hučavy (2004-2014).

Grafickým vyhodnotením vodnej hodnoty snehovej pokrývky (obr. 3), zachytávame aj priestorovú zmenu na ploche povodia. Farebná škála je zvolená od bielej (absencia snehu) farby až po sýtočervené farby (najvyššie vodné hodnoty snehu). Okrajové časti mapy sú hranice povodia s najväčšou nadmorskou výškou. Dobré je teda pozorovateľná stúpajúca vodná hodnota snehovej pokrývky s nadmorskou výškou povodia. V lesnom poraste sledujeme všeobecne nižšie vodné hodnoty snehu oproti voľným plochám (najlepšie viditeľné marec 2004).



Obr.4: Časové a priestorové rozloženie vodnej hodnoty snehu v povodí Hučavy (2004-2014).

Záver

Cieľom príspevku bolo bilancovať a vzájomne porovnať zásoby vody v povodí Hučavy v rokoch 2004-2014. Výpočet zásob vody v snehovej pokrývke uvažuje s vplyvom lesného porastu nakoľko v podmienkach Slovenska je väčšina horských a podhorských povodí, najmä vo väčších nadmorských výškach zalesnená. Z hydrologického hľadiska môže byť snehová pokrývka považovaná za rezervoár vody, ktorý je premenlivý a úzko závislý na klimatických pomeroch prostredia. Túto variabilitu zásob vody dokladajú aj naše výsledky v rámci 11-ročného monitoringu. V snehovej pokrývke sa teda akumulujú značné zásoby vody. Tie sa na jar v závislosti od počasia priebežne alebo náhle uvoľňujú do povrchového a podpovrchového odtoku. V prípade prudkého oteplenia spojeného s výdatnými dažďami predstavujú tieto zásoby

vody, potenciálne nebezpečenstvo povodne z topiaceho sa snehu. Naopak skorší jarný ústup, či dokonca úplná absencia trvalej a na vodu bohatej snehovej pokrývky je hlavnou príčinou rýchlejšieho a výraznejšieho jarného nárastu teploty vzduchu. Ak nie je vlhový deficit, spôsobený nedostatkom snehu, dostatočne vykrytý jarnými dažďami, môže tento stav viesť až k vzniku dlhšie trvajúceho a výraznejšieho sucha s nežiaducimi, niekedy až katastrofálnymi dôsledkami pre poľnohospodársku produkciu a vodohospodárstvo.

Na druhej strane, má v určitom merítku vplyv na klimatické pomery sama snehová pokrývka. Pohľady na globálnu klimatickú zmenu, jej rýchlosť, vplyv a mieru zavinenia človekom sa často rôznia, inokedy sú celkom protichodné. Je však nesporné, že sa stala realitou. Všeobecné klimatologické analýzy potvrdzujú zmenu trvania snehovej pokrývky, ako aj pokles podielu atmosférických zrážok dopadajúcich na zemský povrch v podobe tuhého skupenstva (okrem najvyšších horských polôh). Najvýraznejší úbytok tuhých zrážok bol zaznamenaný v nadmorských výškach od 1000 do 1500 m (možno sem zahrnúť aj kotliny stredného Slovenska). V oblastiach pod 1000 m n. m. začínajú výraznejšie dominovať tekuté zrážky, najmä na začiatku a konci zimy. Synergické pôsobenie zmeny atmosférických zrážok a rastu teploty narušia prirodzený vodný cyklus, nakoľko vplyv snehu nekončí jeho roztopením. Preto výskum snehových pomerov a zásob vody viazanej v snehovej pokrývke má opodstatnený význam.

PodĎakovanie

Tento príspevok je výsledkom realizácie projektov VEGA 1/1130/12 , VEGA 1/0281/11, VEGA 1/0257/11 zo Slovenskej grantovej agentúry pre vedu a Agentúry na podporu výskumu a vývoja v rámci zmluvy č. APVV 0423-10

Použitá literatúra

- TABARI, H., MAROFI, D., ABYANEH, H. Z., SHARIFI, M.R., 2009: Comparison of artificial neural network and combined models in estimating spatial distribution of snow depth and snow water equivalent in Samsami Basin of Iran, *Neural Computing&Applications Springer-Verlag London Limited*, 2009,19,(4), p.625-635,
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC) 2013: FIFTH ASSASMENT REPORT: Climate Change (AR5), Working Group I. Report „The Physical Science Basin“. 2013. p. 318-382.
- HOLKO, L., KOSTKA, Z., PARAJKA, J., 2001: Snehová pokrývka. *Životné Prostredie*, 2001,(3), p. 138 - 141.
- HRÍBIK, M., MAJLINGOVÁ, A., ŠKVARENINA, J., 2008: Zimné zásoby snehu v malom horskom povodí Studeného potoka v orografickom celku Západné Tatry. „Bioklimatologické aspekty hodnocení procesů v krajině“, Rožnovský, J., Litschmann, T. (eds.), 2008, p.10.
- PETROVIČ, P., 1972: Výpočet výparu zo snehovej pokrývky v povodí Nitry. *Vodohospodársky časopis*, 1972, 20,(1), p. 1-15.
- GELFAN, A.N., POMEROY, J.W., KUCHMENT,L.S., 2004: Modeling Forest Cover Influences on Snow Accumulation, Sublimation, and Melt, *Journal of Hydrometeorology Special Section*, 2004 (5), p.785-803.
- HRUŠKOVÁ, K., KYSELOVÁ H., FAŠKO, P., PECHO, J., 2007:Stanovenie zásob vody v snehovej pokrývke v prostredí GIS, *Bioclimatology and Natural Hazards*, 2007, ISBN 978-80-228-17-60-8.
- MINDÁŠ, J., 2003. Charakteristika snehových pomerov v lesných porastoch stredohorskej oblasti Poľana. *Lesnícky časopis*, 2003, 49, (2),p. 105–115.
- KADLEC, V., KOVÁŘ, P., 2008: Využitie zrážkovo- odtokového modelu KINFIL na povodí Hučavy. *Správy lesníckeho výskumu*, 2008,(3).
- HRÍBIK, M., 2007: Modelovanie zmien hydrofyzikálnych vlastnosti snehovej pokrývky ako zdroja imisnej záťaže vo vybraných pohoriach Slovenska v podmienkach rastúcich koncentracii oxidu uhličitého. Dizertačná práca, p. 155.

Porovnanie vplyvu prirodzenej a umelej snehovej pokrývky na vybrané prvky vodnej bilancie malého povodia (na príklade lyžiarskeho strediska Košútka)

Matúš Hríbik, Michal Mikloš, Martin Bartík, Jaroslav Škvarenina

Katedra prírodného prostredia, Lesnícka fakulta, Technická Univerzita vo Zvolene

Abstrakt

Od polovice deväťdesiatych rokov 19. st. sneží na severnej pologuli značne menej a to najmä v horských oblastiach. Niektoré regióny v alpách stratili za posledných 30 rokov až 4 metre z priemernej snehovej pokrývky. Pre lyžiarske strediská sa tak stalo zasnežovanie, produkcia technického snehu, hlavnou stratégiou na zníženie závislosti od prírodného snehu. Technický sneh však do značnej miery zvyšuje nie len výšku, ale aj vodnú hodnotu a hustotu snehovej pokrývky, pričom týmto spôsobom predlžuje dobu jej trvania. V tejto sme sa pokúsili zistiť zásoby vody v umelej snehovej pokrývke v rokoch 2011 - 2013. Zásoby vody sme pritom každoročne monitorovali od roztopenia prírodného snehu v okolí až po jej úplný zánik. Výsledkom bolo potvrdenie, predĺženia doby trvania, umelej snehovej pokrývky na lyžiarskom svahu o 3 – 4 týždne. Takúto snehovú pokrývku však charakterizovala značne nehomogénna, vysoká hustota a výška snehu, v porovnaní so snehom prírodným. Priemerná hustota snehu z trojsezónnych meraní mala hodnotu 599 kg.m^{-3} , pričom priemerná hustota prírodného snehu v tejto oblasti je 350 kg.m^{-3} . Celkovým výsledkom bolo značné navýšenie vodnej hodnoty, nerovnomerne rozmiestnenej snehovej pokrývky na lyžiarskom svahu. Maximálna vodnej hodnoty sa pritom vždy vyskytovali blízko stĺpov zasnežovania, pričom smerom od nich vodná hodnota spravidla klesala. Výnimku tvorili len miesta, kde charakteristické, nerovnomerné rozloženie snehovej pokrývky, bolo odstránené snežným pásovým vozidlom. Väčšinou to bolo na úpäti svahu (severný koniec). Celkový objem vody, konzervovanej v umelej snehovej pokrývke pritom predstavoval, počas prvých sezónnych meraní, cca 9 – 10.5 mil. l vody na ploche 4 ha. Maximálna vodnej hodnoty pritom v týchto termínoch dosahovali vždy hodnoty, nad 868 mm. To sú veľmi vysoké kontrastné hodnoty ak si uvedomíme, že v okolitej krajine sa nevyskytoval prírodný sneh. Z výsledkov je teda zrejmé, že umelá snehová pokrývka do značnej miery ovplyvňuje prvky vodnej bilancie lyžiarskeho strediska Košútka.

Kľúčové slová: technický sneh, zásoba vody v snehu, vodná hodnota snehu, vodná bilancia, GIS

Úvod

Zimný turizmus je dôležitým ekonomickým sektorom horských regiónov sveta (Abegg et al., 1997; Elsasser et Messerli, 2001). Ten však závisí od dobrých snehových podmienok a je veľmi citlivý na nedostatok snehu. Nanešťastie, výskumy zaoberajúce sa vývojom klímy ukazujú, že počet zím s nedostatočnými snehovými podmienkami bude rásť (Elsasser et Bürki, 2002). Klimatické zmeny sa pritom budú prejavovať čoraz výraznejšie a to najmä neskoršie nastupujúcim a skôr končiacim obdobím so snehovou pokrývkou a zvýšenou nadmorskou výškou snežnej čiary (IPCC 1996, 1998, 2001, Wipf et al., 2005). Pre oblasť horských lesov Západných Tatier sa na základe modelových scenárov zmien klímy do roku 2075 predpokladá skrátenie trvania snehovej pokrývky o mesiac a viac (Holko a Kostra in Škvarenina et al., 2007).

Zimy s nedostatkom snehu sa tak stávajú najväčším, dokonca existenčným problémom pre zimné rekreačné strediská od polovice deväťdesiatych rokov (Wipf et al., 2005). Ich hlavnou stratégiou na zníženie závislosti od prírodného snehu sa stal systém technického zasnežovania, avšak i ten je závislý na nízkych teplotách (Mosimann, 1998). Dnes je jasné, že väčšina nižšie položených lyžiarskych stredísk, by bez technického snehu len ťažko prežila. Lyžiarske areály najčastejšie produkujú technický sneh na začiatku a pred koncom lyžiarskej sezóny, kedy teploty kolíšu okolo $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (Wipf et al., 2005). Steiger (2007) upozorňuje, že zasnežovanie je síce možné ak je priemerná denná teplota

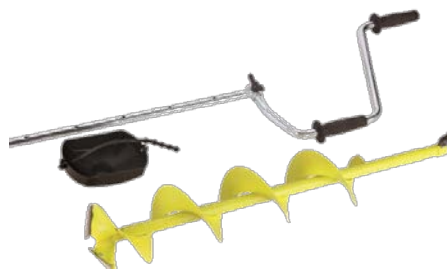
nižšia ako $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$, ale vhodné ak je snehová pokrývka nižšia ako 50 cm. Súvisí to s tým, že minimálna výška snehovej pokrývky na lyžovanie je 30 cm na trávnom a 50 cm na skalnatom povrchu s minimom vegetácie (Abegg, 1996). Keďže hustota technického snehu je vyššia ako prírodného, je vyhovujúca výška zasnežovanej a upravovanej snehovej pokrývky len 20 cm (Steiger et Mayer, 2008). Priemerný zasnežovací systém je schopný vyprodukovať takéto množstvo do piatich dní (Steiger, 2007). Teda za 36 minút je možné vytvoriť 1 mm hrubú vrstvu technickej snehovej pokrývky.

Tá má ale odlišné nie len fyzikálne, ale i chemické vlastnosti v porovnaní s prírodným snehom (Stöckli et Rixen, 2000; Jones et Devarenes, 1995). Snehové zrnká technického snehu sú oproti snehovým vločkám guľaté a preto je pokrývka z nich hutnejšia. Navyše, úprava snehovej pokrývky, snežným pásovým vozidlom, ešte zvyšuje hustotu snehu (Stöckli et Rixen, 2000). I preto má marcový sneh upravovaných Švajčiarskych zjazdoviek priemernú hustotu približne $480\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ a prírodný nezhutnený sneh hustotu len $350\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$. (Rixen, 2002). Stöckli a Rixen (2000) takisto preukázali, že hustota snehu je vyššia na zasnežovaných svahoch, v priemere $524.8\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, v porovnaní so svahmi s prírodným snehom, v priemere $353.3\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$. Ak je teda priemerná hustota technického snehu na upravovanej zjazdovke $523\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Rixen et al., 2004), tak 1 mm odtečenej vody predstavuje 1,91 mm z výšky topiacej sa snehovej pokrývky. V štúdiu s názvom, *Characteristics of artificial snow and its effect on vegetation*, Stöckli a Rixen (2000) napokon preukázali, že oba merané parametre snehu, výška a hustota, sú výrazne odlišné na zasnežovaných lyžiarskych svahoch a svahoch s prírodným snehom bez lyžiarskych aktivít (Rixen, 2002).

Masa snehu, ktorá tak zostáva na zasnežovaných zjazdovkách v jarnom období potrebuje dlhší čas na roztopenie v porovnaní s prírodným snehom v okolí (Aarrestad et al., 1993; Stöckli et Rixen, 2000). Topenie snehu tak môže byť oddialené až o 4 týždne, v priemere o 17 dní (Rixen, 2002). Aká zásoba vody, akumulovaná v snehovej pokrývke, ale zostane na lyžiarskom svahu, po roztopení okolitého prírodného snehu a aký je jej vývoj? To je práve témou tejto práce.

Materiál a metodika

Charakteristiky snehovej pokrývky (výška a vodná hodnota), sme monitorovali od roztopenia prírodného snehu v širokom okolí. Merania prebiehali na stálych bodoch siete meraní, ktoré pokrývali povrch zjazdovky. Ich polohu v teréne sme zisťovali pomocou GPS a stálych orientačných bodov, ktoré predstavovali stĺpy osvetlenia. Monitoring sa konal v rokoch 2011 (22.03./29.03./05.04./12.04.), 2012 (13.03./19.03./27.03./03.04./10.04.) a 2013 (10.04./17.04.), približne v týždenných intervaloch. Zisťovali sme výšku snehu prenosnou snehomernou sondou. Hmotnosť snehu a vodnú hodnotu snehu sme zisťovali pomocou váhového snehomeru. Následne sme vypočítali hustotu snehu. Hodnotu hustoty sme získali s nameraných veličín výšky snehovej pokrývky a z vodnej hodnoty snehu. Za účelom získania týchto hodnôt v teréne, bolo potrebné vyhlbiť sondy až na povrch pôdy. Sonda prechádzala od povrchovej vrstvy snehu, cez firm a miestami sa vyskytujúce vrstvy ľadu, cez pomerne hrubú vrstvu ľadu v spodnej časti sondy až na povrch pôdy. Na odber vzoriek sme preto používali aj, lopatky, cepíny a vrták (obr. 1 a 2), bežne používaný na prevrtávanie riečneho ľadu. Takto vŕtané sondy sme využívali najmä za účelom merania výšky snehu v miestach, kde bola snehová pokrývka pomerne tvrdá a nebolo možné cez ňu pretlačiť sondu.



Obr. 1: Vrták na prevrtávanie riečneho ľadu a umelej snehovej pokrývky.



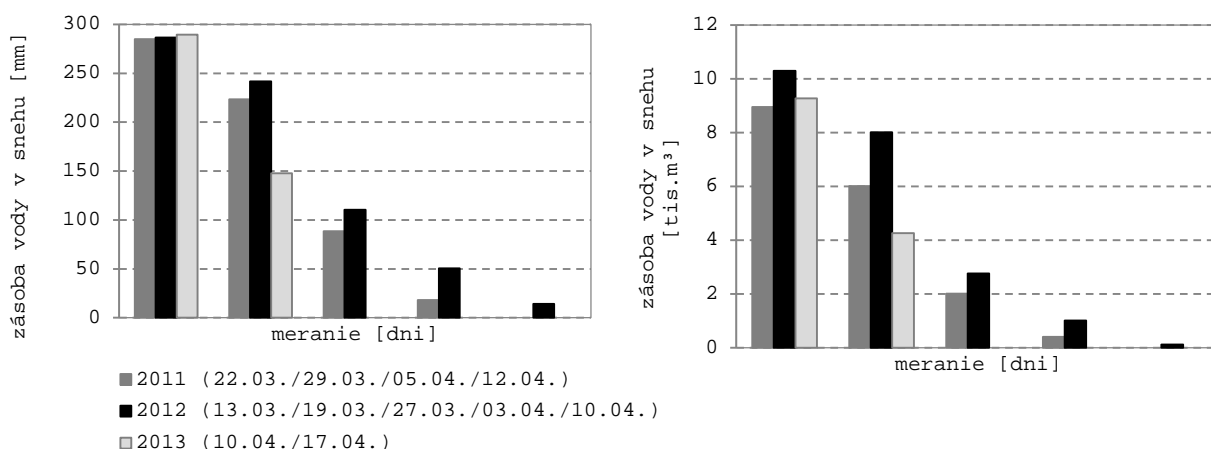
Obr. 2: Nástroje použité na meranie charakteristík snehu. Zľava: váhy WMD 03; lavínová sonda; lopatka; cepín; snehomer VS-43.

Na analýzu meraní, zistenia zásob vody v snehovej pokrývke a následný grafický výstup sme použili softvér GIS 9.3. Postup bol nasledovný.

Z bodovej vrstvy siete meraní, ktorá obsahovala údaje o výške a hustote snehu, sme si pomocou nástroja *Spline*, vytvorili dve rastrové vrstvy. Vrstvu rozloženia snehovej pokrývky a hustoty snehovej pokrývky. Z rastrov sme si následne vyrezali plochu zjazdovky a to prostredníctvom vektorovej vrstvy (*Extract by mask*). Tú sme získali terénnym mapovaním, za pomoci GPS. Vzniknuté vrstvy bolo nutné ošetriť, vzhľadom na záporne interpolované hodnoty, ktoré sme odstránili nástrojom (*Reclassify a Extract by mask*). Keďže rastre mali veľkosť bunky 1 x 1 m, vynásobením vrstvy výšky a hustoty snehovej pokrývky (*Match / Times*), sme dostali vrstvu vodnej hodnoty snehu. Vydelením tejto vrstvy, konštantnou hodnotou „1000“ (*Match / Divide*), vznikla vrstva zásob vody v snehovej pokrývke v m³. Výslednú hodnotu zásob vody, sme napokon zistili súčtom hodnôt každého rastru vrstvy (*Reclassify*). Priemerné čísla vodnej hodnoty snehu sme z výslednej vrstvy zistili rovnako pomocou nástroja *Reclassify*

Výsledky a diskusia

Na lyžiarskom svahu strediska Košútka, zostáva v jarných termínoch po roztopení prírodného snehu v okolí, zväčša umelá snehová pokrývka, ktorá zaniká v priemere tri až štyri týždne (obr. 3).

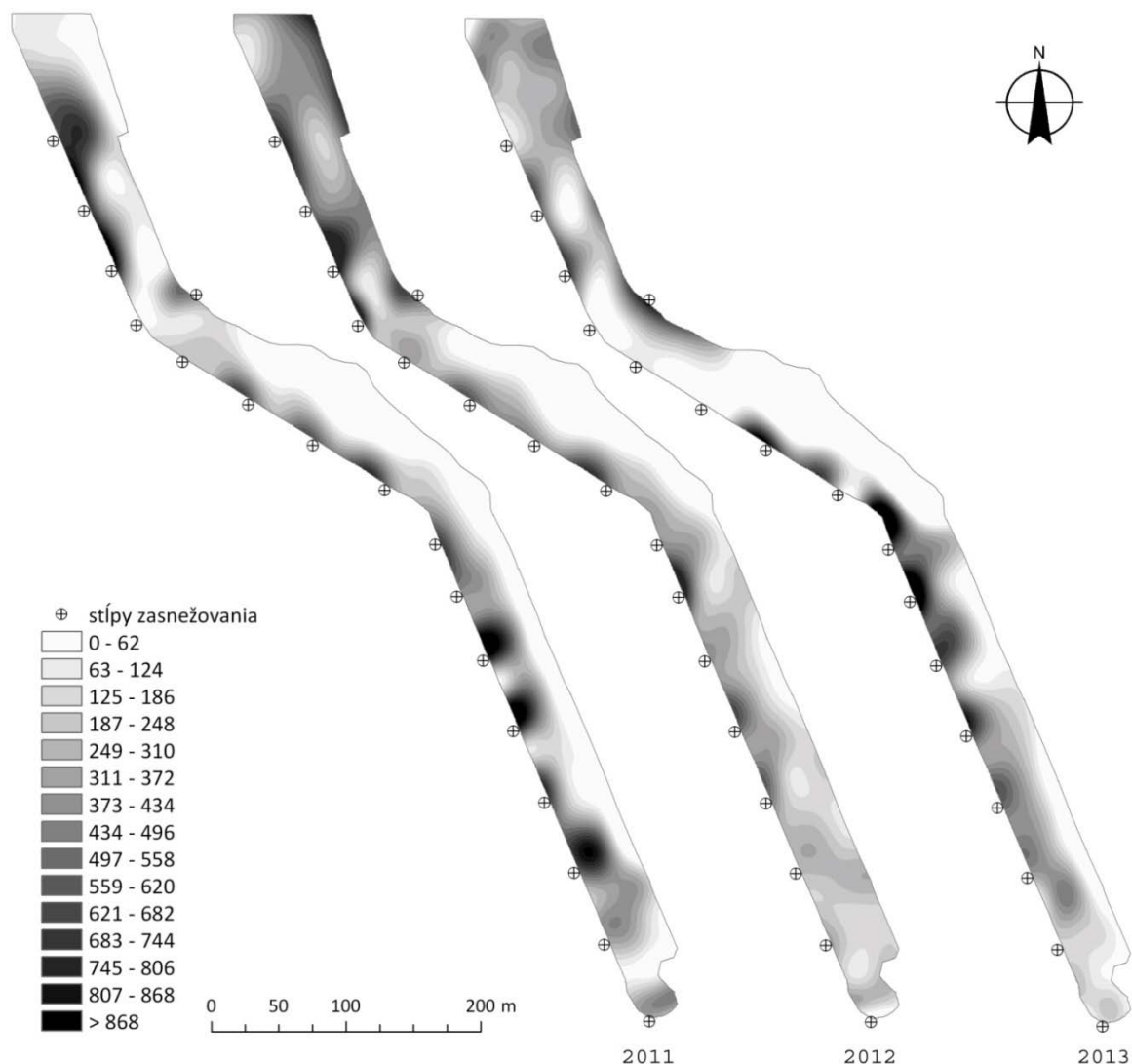


Obr. 3: Zásoba vody, v snehovej pokrývke lyžiarskeho svahu, v rokoch 2011 – 2013, po roztopení prírodného snehu. Priemerná vodná hodnota snehu (v ľavo), objem vody (v pravo).

To korešponduje s výsledkami Rixena (2002), ktorý rovnako uvádza potrebné tri týždne, v priemere sedemnášť dní, na roztopenie takejto masy snehu. Priemerná hustota snehu však v našom prípade mala vyššiu hodnotu a síce 599 kg.m^{-3} , pričom Rixen et al. (2004) udávajú hodnotu 523 kg.m^{-3} a Stöckli et Rixen (2000) 524.8 kg.m^{-3} . Jednako je to však značný rozdiel, ak zvažíme, že priemerná hustota prírodnej snehovej pokrývky je v marcových termínoch 350 kg.m^{-3} (Rixen et al., 2004).

Ak by sme teda porovnali snehovú pokrývku s rovnakým objemom, na lyžiarskom svahu (umelú) a mimo neho (prírodnú), bolo by v umelej pokrývke akumulovanej, v priemere o 1.7 krát viac vody, ako v prírodnej.

Zásobu vody v konkrétnom mieste snehovej pokrývky vyjadruje vodná hodnota snehu. Na obr. 4 však vidíme, že táto charakteristika snehu je na zjazdovke značne heterogénna. Maximá vodnej hodnoty sú pritom vždy, pod zasnežovacími stĺpmi smerom nadol (sever), po svahu. Tento trend rozloženia zásob vody a teda aj snehovej pokrývky je narúšaný manažmentom strediska. Je totiž v záujme prevádzkovateľov, aby bol sneh rozmiestnený po svahu rovnomerne. Ako vidíme (obr. 4), tento cieľ bol relatívne splnený len v roku 2012.



Obr. 4: Vodná hodnota snehu [mm], lyžiarskeho svahu, v čase maxim v rokoch 2011 - 2013, po roztopení prírodného snehu v okolí.

Významným znakom umelej snehovej pokrývky je teda veľké rozpätie vodnej hodnoty, od 0 mm po vyše 868 mm v čase meraných maxim, na relatívne malej ploche. V porovnaní s vodnou hodnotou prírodného snehu, malých povodí, je výsledok prinajmenšom zaujímavý. Ak urobíme priemer z meraných dát, za roky 2011 – 2013, tak priemerná vodná hodnota dosahuje v marci približne 229 mm. Pritom priemerná vodná hodnota prírodného snehu, za roky 2004 – 2007, je v marci 156 mm (Hrúbik et al., 2007). Porovnanie sa stane zaujímavejším, ak ozrejníme, že ide o priemer meraní z voľných plôch, malého povodia Hučavy. Toto povodie je od strediska Košútka vzdialené cca 10 km, vzdušnou čiarou. Jeho plocha je 45.5 km², s výškovým rozpätím 525 m n. m - 1458 m n. m. Pritom plocha nami meranej snehovej pokrývky v lyžiarskom sdredisku Košútkaje 0,04 km² a výškové rozpätie je 500 m n. m. – 700 m n. m.

Celkové, veľké zásoby vody, na relatívne malej ploche, tak ovplyvnila vysoká hustota snehu a v porovnaní s prírodnou, hrubá snehová pokrývka. Po roztopení prírodného snehu, bolo v umelej snehovej pokrývke, akumulovaných ešte 9 – 10.3 tisíc l vody (obr. 3).

Objem vody však postupne klesal, samozrejme rôznym tempom, v závislosti od podmienok počasia. Ak boli najmä nočné teploty nízke, tak sa počas jedného týždňa stihlo uvoľniť „len“ 2.3 tisíc l vody. Naopak, počas daždivých a teplých dní, sa za jeden týždeň uvoľnilo až 6.7 tisíc l vody. Pritom Bochníček (2003) upozorňuje, že najpodstatnejšou vlastnosťou umelého snehu je to, že má veľkú odolnosť proti dažďu a teplému počasiu (teda, že dážď odteká cez štruktúru umelého snehu bez toho, aby na ňom zamrzal a tým mu odoberal teplo a do značnej miery menil aj vodnú hodnotu).

Záver

Snehová pokrývka, ktorá zostáva na lyžiarskom svahu strediska Košútka 3 – 4 týždne, po roztopení prírodného snehu v okolí, je zjavne umelá. Umelá v tom zmysle, že v porovnaní s prírodnou snehovou pokrývkou má odlišné, nasledovné vlastnosti: i.) značne vyššiu priemernú hustotu (cca 1.7 krát) a ii.) nerovnomerné rozmiestnenie, pod vplyvom umiestnenia stĺpov zasnežovania. Dôvodom je technický sneh (produkt zasnežovania), ktorý do značnej miery zvyšuje výšku, vodnú hodnotu a hustotu snehovej pokrývky, pričom týmto spôsobom predlžuje dobu jej trvania (Hrúbik, 2012). Rozdiel sa stáva zrejmejší, ak si uvedomíme, že v takejto mase snehu bolo v rokoch 2011 - 2013, po absencii prírodného snehu v krajine, akumulovaných ešte 9 – 10.5 mil. l vody na 4 ha. Maximá vodnej hodnoty pritom v týchto termínoch dosahovali vždy hodnoty, nad 868 mm. Zaujímavé je ale porovnanie priemernej, marcovej vodnej hodnoty snehu na zjazdovke s približne 10 km vzdialeným povodím rieky Hučavy, s nadmorskou výškou o cca 700 m vyššou. V lyžiarskom stredisku dosahovala charakteristika snehovej pokrývky hodnotu 299 mm (na 0.04 km²) a v povodí Hučavy hodnotu 156 mm (45.5 km²). Ak sa však zameriame na vplyv umelej snehovej pokrývky na samotnú vodnú bilanciu malého povodia, nejde jednoznačne o príjem vody pre povodie. Totiž, faktom je, že umelá snehová pokrývka, po roztopení prírodného snehu, pozostáva zväčša zo snehu technického. Na jeho výrobu je ale čerpaná voda z toku, ktorý preteká upätím svahu. V konečnom dôsledku tak objem vody až 10.5 tis. m³, predstavuje len akúsi konzervu vody zo začiatku zimy. Preukázali sme však, že i tá do značnej miery ovplyvňuje prvky vodnej bilancie malého povodia.

Pod'akovanie

Tento príspevok je výsledkom realizácie projektov VEGA č.: 1/1130/12 , VEGA 1/0281/11. Autori ďakujú agentúre za podporu.

Literatúra

- Abegg, B., Koenig, U., Buerki, R., Elsasser, H. (1997): Climate Impact Assessment im Tourismus. Die Erde 128: 105–116
- Abegg, B. (1996): Klimaänderung und Tourismus: Klimafolgenforschung am Beispiel des Wintertourismus in den Schweizer Alpen. Vdf Hochschulverlag AG, Zürich, Switzerland.

- Bochníček, O. (2003): Snehové pomery Vysokých a Nízkyh Tatier z hľadiska vhodnosti pre zimné športy: dizertačná práca, Bratislava: UK, 2003. 112 s.
- De Jong, C. (2010): La production de neige artificielle. Nature et Patrimoine n 32. Text translated into English.
- Elsasser, H., Bürki, R. (2002): Climate change as a threat to tourism in Alps. In *Climate Research*, vol. 20, p. 253-257.
- Elsasser, H., Messerli, P., (2001): The vulnerability of the snow industry in the Swiss Alps. *Mountain Research and Development* 21: 335-339.
- Hrúbik, M., Mikloš, M., Vida, T., Škvarenina, J. (2012): Hydrofyzikálne vlastnosti umelého snehu. In XVII. Medzinárodné stretnutie snehárov. Praha: Univerzita Karlova v Praze, 2012. s. 63-71.
- Hrúbik, M., Majlingová, A., Škvarenina, J., Kyselová, D., Hlavatá, H. (2007): Zimné zásoby snehu v malom horskom povodí Hučavy – BR Poľana ako potenciálne riziko vzniku povodní. In: Střelcová, K., Škvarenina, J. & Blaženec, M. (eds.), 2007: *BIOCLIMATOLOGY AND NATURAL HAZARDS International Scientific Conference*, Poľana nad Detvou, CD, ISBN 978-80-228-17-60-8.
- IPCC (2001): *Climate Change 2001: Impacts, Adaptations and Vulnerability*. Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge and New York.
- Jones, H. G., Devarennes, G. (1995): The chemistry of artificial snow and its influence on the germination of mountain flora. Pp 355-360, IAHS Publ!.
- Mosimann, T. (1998): *Beschneigungsanlagen in der Schweiz. Weitere Entwicklung – Umweltverträglichkeit und Folgerungen für die Prüfung und Bewilligung von Beschneigungsanlagen. Studie im Auftrag des Schweizerischen Verbandes der Seilbahnunternehmungen*, Bubendorf und Hannover.
- Rixen, C., Haeberli, W., Stoeckli, V. (2004): Ground temperatures under ski pistes with artificial and natural snow. *AAAR* 36: 419-427.
- Rixen, C. (2002): *Artificial snow and snow additives on ski pistes: interactions between snow cover, soil and vegetation*. PhD thesis, University of Zurich.
- Steiger, R., Mayer, M. (2008): Characteristics of artificial Snow Science. Future Options for Snow Production in Tyrolean Ski Resorts. In *Mountain Research and Development*. roč. 28, č. 3, s. 292-298.
- Steiger, R. (2007): *Der Klimawandel und seine Auswirkungen auf die Skigebiete im bayerischen Alpenraum*. Bremen, Germany: CT Salzwasser-Verlag.
- Stöckli, V., Rixen, CH. (2000): Characteristics of artificial snow and its effect on vegetation. In *Conference Proceeding of the International Snow Science Workshop*. American Avalanche Association, Bozeman USA, s. 468-471.
- Škvarenina, J., Hrúbik, M., Mindáš, J. (2007): Snehové pomery a zásoby vody v snehovej pokrývke v jarnom období. In *Les / Slovenské lesokruhy*, ISSN 13377-088X, 2007, roč. 63, č. 1-2, s. 34-35.
- Wipf, S., Rixen, C., Fischer, M., Schmid, B., Stoeckli, V. (2005): Effects of ski piste preparation on alpine vegetation. In *Journal of Applied Ecology*. č. 42, s. 306-316.

Influence of reduced soil moisture on the increase of the maximum mean summer air temperature at selected stations of Slovakia for the period 1951 – 2010

Ján Hrvol', Martin Gera, Eva Gerová, Milan Lapin, Marián Melo

Department of Astronomy, Physics of the Earth and Meteorology, Faculty of Mathematics, Physics and Informatics, Comenius University, 842 48 Bratislava, Mlynská dolina, pav. F2, Slovakia, e-mail: hrvol@fmph.uniba.sk

Abstract

The paper deals with the influence of reduced soil moisture in summer 2003 on the increase of the maximum mean air temperature in this season with respect to the mean air temperature for the period 1951–2010. Computation of the maximum mean air temperature increase due to reduced soil moisture was processed for 4 stations of Slovakia with different humid conditions. The mean monthly values of soil moisture were denoted from the water balance equation by the step-by-step approximation method. The physical-mathematical model was developed at the Faculty of Mathematics, Physics and Informatics of the Comenius University in Bratislava for this purpose. The average monthly air temperature and humidity, cloudiness, number of days with snow cover and precipitation were used as input parameters. It was found out that the deficit of 1 cm soil moisture causes the increase of the mean summer temperature by about 0.35 °C. It is supposed that this value depends on the net radiation sum because of atmosphere stability. The long-term course of the computed mean summer soil moisture in northeast Slovakia does not exhibit a summer desiccation similarly as the observed soil moisture in Ukraine. On the contrary, desiccation in the Slovakian most arid region causes an increase of the mean summer air temperature about 0.4°C which is 22% of the whole mean summer air temperature change (1.8 °C) for the period 1951-2010.

Keywords: air temperature, soil moisture, sensible heat flux, latent heat flux, long-term course

Introduction

We can find more scientific studies which deal with the influence of high temperatures on drought than vice versa. It is known that due to the evaporation of soil water content the temperatures of soil surface and air decrease. On the contrary, in the case of low soil moisture the air temperature profiles were hotter (Jacobson, 1999). In summer 2003 the large-scale atmospheric circulation enabled a dominance of the local heat balance over Europe under clear skies and with an increasingly dry land surface – the result was exceptionally high temperatures (Black et al., 2004). Fischer et al. (2007) analyzed the response of temperature, precipitation, and atmospheric circulation to different soil moisture conditions, as well as the related anomalies in the water and surface energy budget. They found that the 2003 summer temperatures over France and parts of central Europe would have been substantially cooler (by up to 2 °C) given the same large scale circulation pattern but with climatologically usual mean summer soil moisture.

The summer of 2003 was the hottest one at the most stations on the territory of Slovakia. According to the SHMI (Slovak Hydrometeorological Institute) classification of weather, synoptic types of anticyclone patterns prevail in June (22 days) and in August (25 days), on the contrary, cyclone weather patterns (24 days) dominated in July. Deviations of the June and August air temperatures exceeded the climatic normal 1961-1990 by about 4-5 °C on the south and southwest territory of Danube Lowland. Monthly precipitation totals for these months were below 75% of the climatic normal 1961-1990 (Faško et al., 2003a, Faško et al., 2003b).

The main goal of this study is to determine the increase of the mean summer temperature due to decreased evaporating cooling caused by the reduced soil moisture and to analyze the dependence of

this increase on the net radiation of active soil surface at 4 selected climatological stations on the territory of Slovakia in different climatic conditions.

Method and results

Components of energy balance of active surface – the net radiation R_n , sensible heat flux H , latent heat flux λE , the heat flux in the soil B as well as the values of the mean soil moisture W were computed by means of the model developed at the Faculty of Mathematics, Physics and Informatics of the Comenius University in Bratislava. This model is based on a common solution of energy (1) and water (2) balance equations (Budyko et al., 1978)

$$R_n = H + \lambda E + B \quad (1)$$

$$P = E + f + \Delta W \quad (2)$$

where λ is the specific latent heat of vaporization, E actual evapotranspiration, (B in this model depends only on the annual air temperature amplitude), P is precipitation, f is runoff and ΔW is the change of soil moisture in the upper one meter soil layer during the given month.

The input data are: air temperature and humidity, cloudiness, number of days with snow cover and precipitation, i.e. basic meteorological elements regularly measured in the network of climatologic stations. The actual evapotranspiration is supposed to be proportional to the potential evapotranspiration E_o , i.e. evapotranspiration from saturated surface as follows:

$$E = E_o \frac{W}{W_o} \quad (3)$$

where W is specified as the water stored in the upper one meter soil layer, W_o is the critical value above which E equals E_o . The average soil moisture $W = (W_1 + W_2)/2$ is determined from the water balance equation by the method of step-by-step approximation (W_1 is the moisture stored in the soil at the beginning and W_2 at the end of the month). The W_o usually represents a layer of 100 to 200 mm of water with seasonal and regional variations. In the case when equations 1-3 are satisfied, it is valid for surface temperature T_s :

$$T_s = T_a + \frac{G_o(1 - k_h N)(1 - \alpha) - \varepsilon \sigma T_a^4 (A - Ke)(1 - C_h N) - \lambda E_o \frac{W}{W_o} - B}{\rho c_p D + 4\varepsilon \sigma T_a^3} \quad (4)$$

where G_o is the global solar radiation at clear sky, k_h is the coefficient characterizing the mean reduction of global solar radiation by clouds, N is the average monthly cloudiness, α is the surface albedo, ε is the emissivity, e is the water vapour pressure, σ is the Stefan-Boltzmann constant, T_a is the air temperature in *Kelvin*, and A , K and C_h are coefficients, c_p is the specific heat of the air at constant pressure and D is the integral coefficient of eddy diffusion. The punctual calculation algorithm of this complex method can be found in Chapter 7 in the monograph (Salah Er-Raki et al., 2013).

The model computation for purpose of this study was performed for 4 selected stations on the territory of Slovakia: Hurbanovo ($\varphi = 47^\circ 52'$, $\lambda = 18^\circ 12'$, $h = 115$ m a.s.l.), Bardejov ($\varphi = 49^\circ 17'$, $\lambda = 21^\circ 16'$, $h = 305$ m a.s.l.), Liptovský Hrádok ($\varphi = 49^\circ 02'$, $\lambda = 19^\circ 44'$, $h = 640$ m a.s.l.) and Štrbské Pleso ($\varphi = 49^\circ 07'$, $\lambda = 20^\circ 04'$, $h = 1\,360$ m a.s.l.). Meteorological station Hurbanovo represents the area of the Danube Lowland, Bardejov represents a valley location, station Liptovský Hrádok represents a slopes area and Štrbské Pleso is located in a mountainous area of Slovakia.

The mean air temperature, total precipitation, soil moisture in summer 2003 and their means for the period 1951–2010 as well as their difference are in Table 1. We can see that the soil moisture at selected stations in summer 2003 is reduced with respect to the long-term average 1951–2010. The maximum mean monthly air temperatures in the annual course are measured on the territory of central Europe in summer mostly in July and August. The hottest month on the territory of Slovakia was August 1992. The mean monthly temperature was 4.7°C over the climatic normal for the period

Table 1: Mean air temperature (t_a), soil moisture (W), precipitation totals (P), net radiation sums (R_n), sensible heat flux (H), latent heat flux (λE) in summer 2003 and their means for the period 1951–2010.

Station	Hurbanovo	Bardejov	L. Hrádok	Štrbské Pleso
Altitude a.s.l. [m]	115	305	640	1360
t_a 2003 [$^{\circ}\text{C}$]	23.1	19.6	18.1	13.3
t_a 1951-2010 [$^{\circ}\text{C}$]	20.0	17.5	15.8	12.0
Difference of t_a [$^{\circ}\text{C}$]	3.1	2.1	2.3	1.3
P 2003 [mm]	122	193	123	153
P mean 1951-2010 [mm]	180	280	255	346
Ratio of P [%] %	67.8	68.9	48.2	44.2
W 2003 [cm]	3.2	6.6	6.9	12.4
W mean 1951-2010 [cm]	6.3	12.1	12.5	16.0
Difference of W [cm]	-3.1	-5.5	-5.6	-3.6
R_n 2003 [$\text{kWh}\cdot\text{m}^{-2}$]	244	254	252	242
R_n mean 1951-2010 [$\text{kWh}\cdot\text{m}^{-2}$]	251	246	231	229
H/ R_n 2003	0.520	0.307	0.298	0.273
$\lambda E/R_n$ 2003	0.414	0.634	0.639	0.665
H/ R_n mean 1951-2010	0.398	0.247	0.229	0.227
$\lambda E/R_n$ mean 1951-2010	0.534	0.691	0.706	0.716

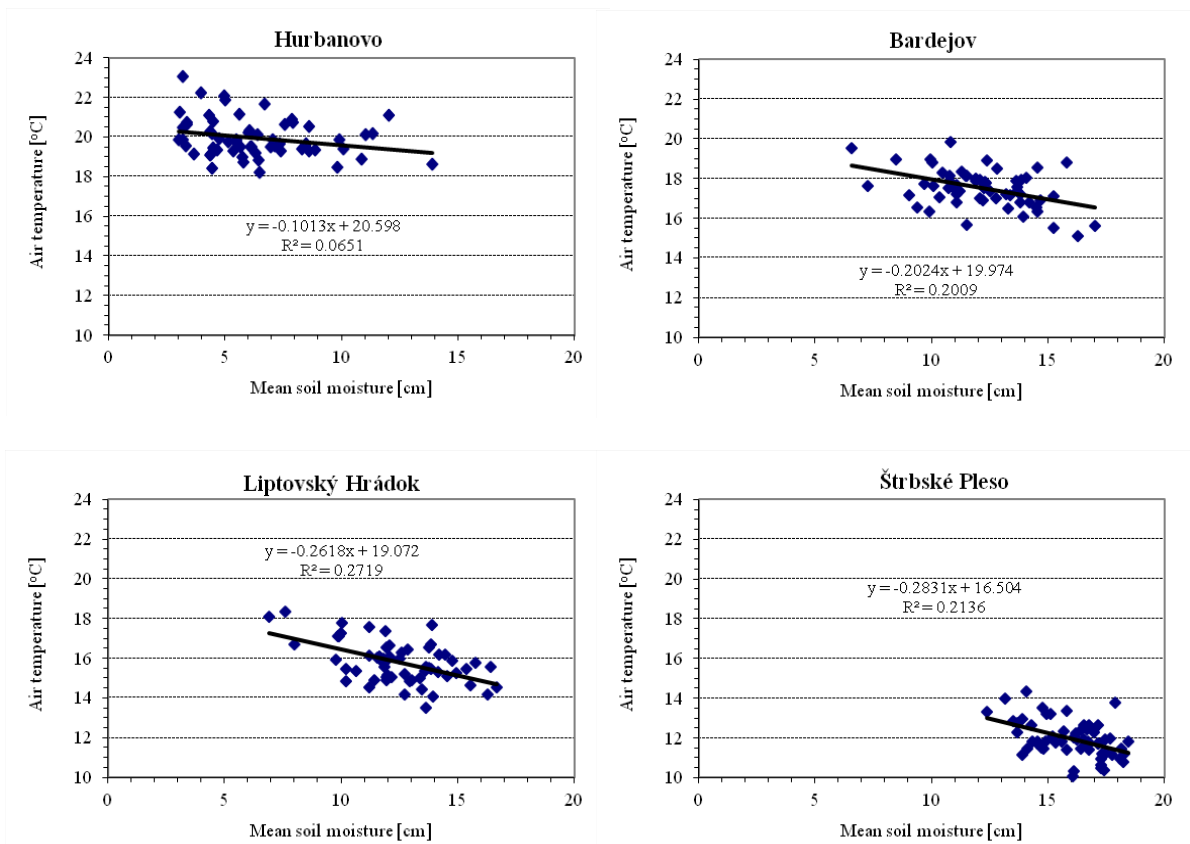


Figure 1: Dependence of the air temperature on the mean soil moisture at the selected stations of Slovakia in summer for the period 1951–2010.

1951–1980 at meteorological station Hurbanovo. The maximum mean air temperature at this station in summer 2003 was by about 3 °C greater in respect to the long-term average 1951–2010. Precipitation totals did not reach 70% of the long-term average and the deficit of soil moisture in this season was greater than 3 cm at all the used stations.

Fig. 1 shows that there is tendency to observe the maximum mean air temperatures in summer under conditions of reduced soil moisture. This fact is very well expressed in the driest region of Hurbanovo. An increase of air temperature due to reduced soil moisture by 1 cm under condition of constant net radiation is in Table 2. The net radiation summer sums close to that in 2003 were taken into account. Year 2003 was excluded from linear regression dependence at all the stations because the extreme values influence expressively the given dependence. The available energy increases with the soil moisture when the moisture is a limiting factor. On the contrary, the sensible heat flux increases with increasing net radiation when the soil moisture is not limiting. The soil with the sufficient amount of moisture when E/E_o is close to 1 is observed during the months with the overcast sky and precipitation. In this case the net radiation shows a decrease especially in summer because the net solar radiation is more attenuated than the terrestrial radiation.

Table 2: Increase of the air temperature due to reduced soil moisture in °C and in % of the whole air temperature difference in summer 2003 according to the long-term period 1951-2010 at the selected stations of Slovakia.

Station	Hurbanovo	Bardejov	Lipt. Hrádok	Štrbské Pleso
Regression coefficient	-0.33	-0.33	-0.32	-0.38
Increase of t_a [°C]	1.0	1.8	1.8	1.4
Increase of t_a [%]	31	86	78	100

Table 3: Dependences of sensible and latent heats on the net radiation summer sums in kWh.m⁻² with coefficients of determination (R^2) at selected stations of Slovakia for the period 1951-2010.

Station	Dependence			
	H on R_n	R^2	λE on R_n	R^2
Hurbanovo	-1.0233x + 356.86	0.4195	2.0071x - 368.63	0.7143
Bardejov	0.0985x + 36.560	0.0083	0.9013x - 51.802	0.4101
Liptovský Hrádok	0.2191x + 2.7110	0.0385	0.7584x - 12.544	0.3220
Štrbské Pleso	0.2800x - 12.449	0.2971	0.6846x - 6.9925	0.7220

Stations with humid and perhumid climate show an increasing tendency of the sensible heat flux dependence on the net radiation. No statistically significant tendency of the decrease or increase was observed at the stations Bardejov and Liptovský Hrádok with the value of the relative evapotranspiration close to 0.8 (80%). This value is the dividing one between the subhumid and humid climates.

We can see, Tab. 3, that the regression coefficient of sensible heat sums dependence on the net radiation changes its sign with the increasing altitude. The difference of surface and air temperatures is directly proportional to the sensible heat flux and indirectly proportional to the turbulent coefficient (Brutsaert, 1982). The greatest differences between the surface and air temperatures are recorded at Hurbanovo at smaller sums of the net radiation. The greatest sensible heat sums were computed under condition of the greatest net radiation summer sums only at station Štrbské Pleso. Regression coefficient of latent heat dependence on net radiation is positive at all the stations. This coefficient for station in Hurbanovo is nearly 3 times greater than that one for Štrbské Pleso.

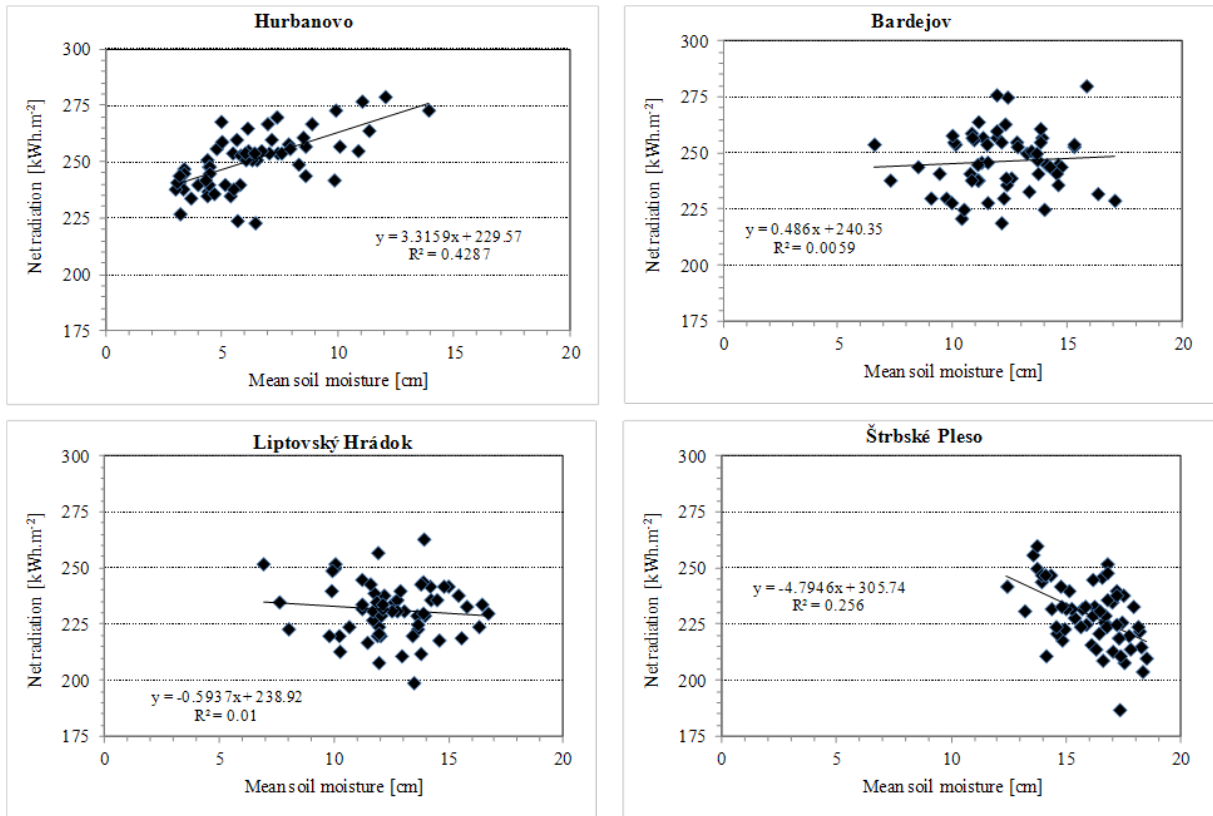


Figure 2: Dependence of net radiation summer sums in kWh.m⁻² on mean soil moisture in cm at selected stations of Slovakia for the period 1951–2010.

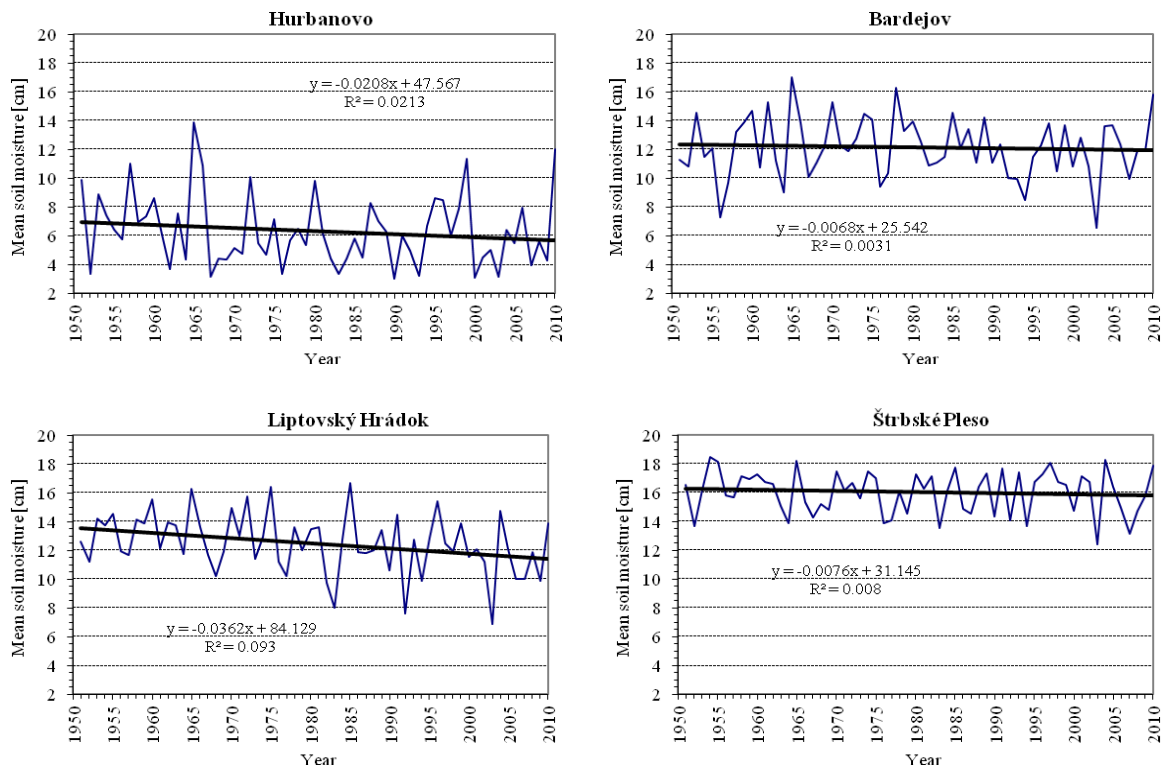


Figure 3: Long-term course of the mean soil moisture at the selected stations of Slovakia in summer for the period 1951–2010.

Fig. 3 brings the long-term course of the mean soil moisture at the selected stations of Slovakia in summer for the period 1951–2010. We can see that no statistically significant tendency was observed in the northeast Slovakia during the period 1951–2010 as well as at the mountainous station Štrbské Pleso. The decrease of soil moisture on the regression line for the processed period was 1.2 cm at station Hurbanovo and 2.1 cm at Liptovský Hrádok. The air temperature change on the regression line for station Hurbanovo was 1.84 °C and the precipitation totals did not manifest any statistically significant trend (Fig. 4). The change of soil moisture shares on the entire temperature increase (1.84 °C) by 0.4 °C, i.e. by 22%.

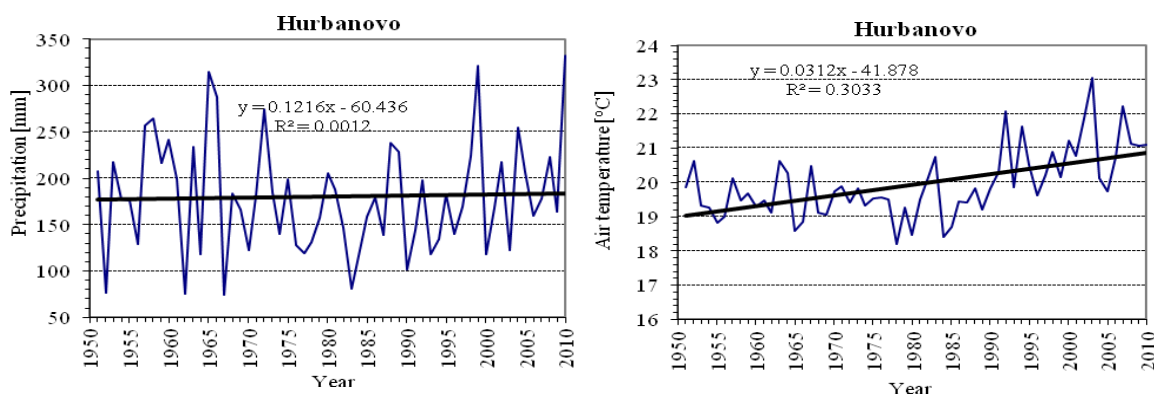


Figure 4: The long-term course of the mean summer air temperature and precipitation totals at station Hurbanovo for the period 1951–2010.

Conclusions

The analysis of results showed that the drought in summer 2003 influenced the mean air temperatures on the whole territory of Slovakia. An increase of mean summer air temperature by 0.3 to 0.4 °C is supposed due to reduced mean soil water content by 1 cm under condition of the summer sum of the net radiation 240–250 kWh.m⁻².

Mountainous region of the High Tatras and northeast of Slovakia do not show statistically significant decrease of calculated soil moisture, which is in a good agreement also with direct measurements of soil moisture in Ukraine during the period 1958–2002 (Robock et al.,2004).

Analysis of long term course of air temperature, precipitation and soil moisture at the station Hurbanovo in summer for the period 1951–2010 showed that the desiccation shares at entire increase of air temperature in this region by about 22%.

Processing of this study points out also the importance of net radiation and soil moisture measurements.

Acknowledgements

The study was supported by the Grant Agency of the Slovak Republic under the projects VEGA No. 1/0063/10 and 1/0678/09 and APVV-0303-11.

References

Black, E., Blackburn, M., Harrison, G., Hoskins, B., Methven, J. (2004): Factors contributing to the summer 2003 European heatwave. *Weather*-August 2004, Vol. 59, No. 8, 217-223.

- Brutsaert, W. (1982): *Evaporation into the Atmosphere*. D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, The Netherlands, 299.
- Budyko, M.I., Berliand, T.G., Efimova, N.A., Zubenok, L.I., Strokina, L.A. (1978): *Heat Balance of the Earth (in Russian)*. Gidrometeoizdat, Leningrad, 41 pp.
- Faško, P., Chmelík, M., Lexmann, E., Lukačko, J., Matejovič, P., Braslavská, O., Dunajský, E., Bochníček, O., Ondruška, P., Gaál, L. (2003a): *Bull. Meteorol. and Climatology. Slovak Republic*, 9, No. 6, Slovak Hydrometeorological Institute, Bratislava, 161-192.
- Faško, P., Chmelík, M., Csaplár, J., Lukačko, J., Matejovič, P., Braslavská, O., Dunajský, E., Bochníček, O., Ondruška, P., Gaál, L. (2003b): *Bull. Meteorol. and Climatology. Slovak Republic*, 9, No. 8, Slovak Hydrometeorological Institute, Bratislava, 225-256.
- Fischer, E. M., Seneviratne, S.I., Vidale, P.L., Lüthi, D., Schär, C. (2007): *Soil moisture - atmosphere interactions during the 2003 European summer heat wave*. *J. Clim.*, 20, 5081-5099.
- Hrvol', J., Gera, M. (2013): *Sensible heat and latent heat fluxes dependence on the net radiation in Slovakia for summer and vegetation season for the period 1951-2010*. Chapter 7 in monograph "Evapotranspiration: Processes, Sources and Environmental Implications". Nova Science Publishers, New York, 119-146 (www.novapublishers.com).
- Jacobson, M. Z. (1999): *Effects of soil moisture on temperatures, winds, and pollutant concentrations in Los Angeles*. *J. Appl. Meteorol.*, 38, 607-616.
- Robock, A., Mu, M., Vinnikov, K., Trofimova, I.V., Adamenko, T.I. (2004): *Forty five years of observed soil moisture in Ukraine: no summer desiccation (Yet)*. *Geoph. Res. Lett.*, 2004.

Atmosférická depozice dusíku – do jaké míry ji umíme spolehlivě kvantifikovat?

Iva Hůnová, Petra Stoklasová, Pavel Kurfürst, Ondřej Vlček, Jana Schovánková

Český hydrometeorologický ústav, Na Šabatce 17, 143 06 Praha 4

Abstrakt

Příspěvek se zabývá kvantifikací atmosférické depozice dusíku na celém území ČR a k odhadu podílu neměřených látek využívá modelového výpočtu. Pro výpočet je využito v ČHMÚ nově zprovozněný Eulerovský fotochemický disperzní model CAMx (the Comprehensive Air Quality model with extensions) propojený s numerickým předpovědním modelem ALADIN. Výsledky pro r. 2008 indikují, že současný výpočet atmosférické depozice dusíku prováděný na základě měřených látek je významně podhodnocen. Konkrétně suchá depozice dusíku, při jejímž výpočtu jsou zohledňovány pouze koncentrace NO_x , je podhodnocena podle předběžných výpočtů až šestinásobně. Z látek, které nejsou měřeny, modelový výpočet indikuje, že největší příspěvek k suché depozici má NH_3 a HNO_3 (g). Při snaze o zpřesnění reálné atmosférické depozice dusíku je potřeba se těmito látkami dále zabývat a vzít v potaz jejich příspěvek k depozici.

Klíčová slova: depozice atmosférická, dusík, model CAMx, HNO_3 (g), NH_3

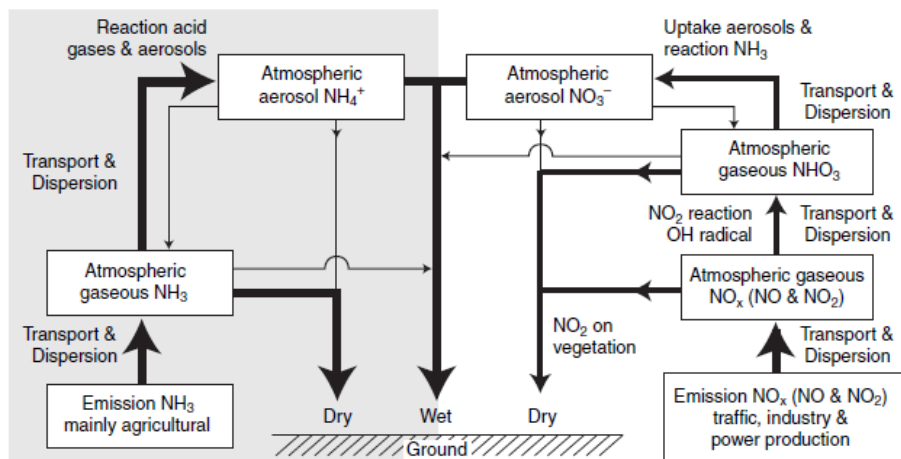
Úvod

Dusík je látkou, které je stále - po významném snížení atmosférické depozice síry v Evropě i Severní Americe (Fagerli, Aas, 2008) - věnována značná pozornost. Přes určité snížení emisí oxidů dusíku NO_x z velkých stacionárních zdrojů zůstává atmosférická depozice dusíku vysoká a sleduje se zejména v souvislosti s možnými negativními vlivy na důležité procesy probíhající v půdě, biosféře, atmosféře a hydrosféře. Dusík patří k základním živinám rostlin a má nepochybně nejkomplexnější cyklus ze všech majoritních prvků (Galloway et al., 2004). Cyklus dusíku v ekosystémech má tři hlavní zdroje: biologickou fixaci dusíku, mineralizaci a atmosférickou depozici. Reaktivním dusíkem (Nr) se označují veškeré biologicky, chemicky a radiačně aktivní sloučeniny dusíku v zemské atmosféře a biosféře. Jedná se o anorganické redukované formy N (např. NH_3 , NH_4^+), anorganické oxidované formy N (např. NO_x , HNO_3 , N_2O , NO_3^-) a organické sloučeniny (např. močovina, aminy, proteiny), na rozdíl od nereaktivního plynného N_2 . Na obr. 1 je uvedeno schéma látek, které k atmosférické depozici dusíku přispívají (Hertel et al., 2006).

Během minulého století vedla antropogenní činnost (zejména produkce potravin a energetika) k dramatickému zvýšení emisí Nr do přírodního prostředí (Galloway et al., 2008). Depozice dusíku představuje zásadní ohrožení diverzity rostlinných společenstev v mírném pásmu Evropy a Severní Ameriky (Bobbink et al., 2010).

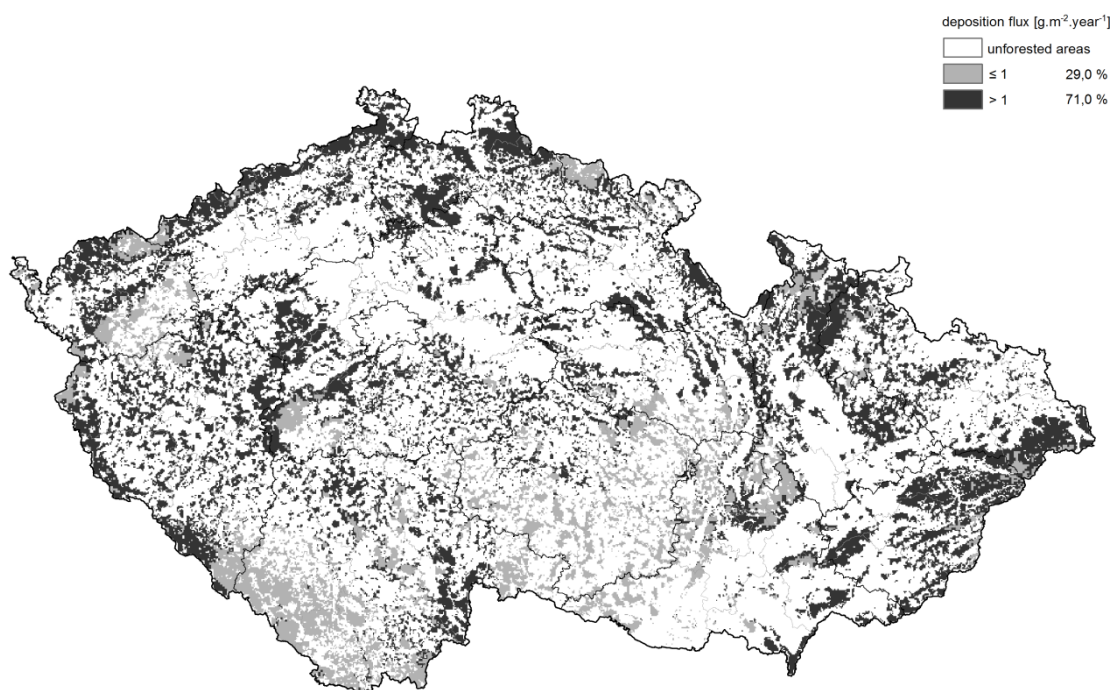
Pro studium vlivu dusíku na ekosystémy a prostředí je klíčové provést spolehlivou kvantifikaci atmosférické depozice dusíku. To je ovšem - vzhledem k tomu, že se na depozici dusíku podílí celá řada komponent, z nichž mnohé nejsou měřeny - velmi obtížná úloha. V ČR se dlouhodobě na větším počtu lokalit monitorují imisní koncentrace oxidů dusíku (NO_x) používané k výpočtu suché depozice. Velmi omezeně, v současné době pouze na dvou lokalitách, navíc nereprezentujících venkovské prostředí, se měří imisní koncentrace amoniaku (NH_3). V dešti a sněhu se sledují koncentrace dusičnanových aniontů (NO_3^-) a amonických kationtů (NH_4^+). Horizontální depozice (tedy depozice z mlhy a námrazy) se v ČR sleduje pouze velmi omezeně, a to konkrétně pouze na pěti lokalitách, dvou městských a třech venkovských (Jizerské hory, Krkonoše, Šumava). Sledování dlouhodobě provádí Akademie věd ČR (Ústav pro hydrodynamiku a Ústav fyziky atmosféry). Další složky, které mohou přispět k depozici dusíku, se nesledují vůbec nebo zcela omezeně, takže jejich výsledků může být použito pouze pro velmi hrubou indikaci možného podílu na atmosférických tocích. Jak bylo

poukázáno v článku hodnotícím dlouhodobé časové trendy a změny prostorové variability atmosférické depozice síry a dusíku v českých lesích za celou dobu měření (Hůnová et al., 2014), hlavní nejistoty při kvantifikaci depozičního toku dusíku v ČR jsou dány zejména nezahrnutím některých složek suché depozice, nezahrnutím horizontální depozice (Prošková, Hůnová, 2006) a neuvažováním změn v rychlosti suché depozice.



Obr. 1: Sloučeniny reaktivního dusíku v atmosféře (Hertel et al., 2006).

Současná celková atmosférická depozice dusíku v lesích ČR je znázorněna na obr. 2. Je zřejmé, že depozice dusíku překračuje hodnotu $1 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{r}^{-1}$, tedy hodnotu pokládanou za kritickou zátěž pro evropské lesy (Bobbink, Roelofs, 1995), na značné části (konkrétně 71 %) zalesněného území u nás (Hůnová et al., 2014), s tím, že nejexponovanější oblasti dosahují až $2 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{r}^{-1}$. Přitom se jedná o hodnoty depozice, které se počítají dnes obvyklým způsobem (Hůnová et al. 2014) a které právě řadu složek neberou v úvahu. Z toho tedy vyplývá, že skutečná depozice dusíku je pravděpodobně vyšší. Cílem prezentované studie bylo zjistit, které látky mohou hrát významnou roli v reálné depozici dusíku a zpřesnit kvantifikaci atmosférické depozice, aby výsledky lépe odpovídaly realitě a byly lépe využitelné i pro studování vlivu na vegetaci, půdu, vodu, apod.



Obr. 2: Celková atmosférická depozice dusíku v českých lesích - 2011.

Kvantifikace neměřených složek suché depozice modelovým výpočtem

Pro první odhad podílu neměřených složek na reálné depozici dusíku jsme využili výsledků Eulerovského fotochemického disperzního modelu CAMx - the Comprehensive Air Quality model with extensions (ESSS, 2011) propojeného s numerickým předpovědním modelem ALADIN (Vlček, Corbet, 2011). Tento model byl v ČHMÚ nedávno zprovozněn a zatím se využívá zejména k modelování imisních koncentrací aerosolu frakce PM₁₀ (Maznová et al., 2009). Konkrétně jsme studovali HNO₃(g), HONO, PAN a NO₃⁻ a NH₄⁺ v aerosolu. Vzhledem k časové náročnosti prováděného výpočtu jsme spočítali průměrnou roční koncentraci výše uvedených látek zatím pouze pro r. 2008. Abychom získali roční atmosférickou depozici sledované látky, vynásobili jsme průměrnou roční koncentraci depoziční rychlostí získanou rešerší odborné literatury. Získaný odhad atmosférické depozice jsme v prvním přiblížení kvantifikovali jako rozmezí hodnot, ve kterém se depozice dané složky ve studovaném roce pohybovala. Ze známé „celkové“ depozice N v r. 2008 jsme pak vypočetli relativní podíl, který má daná složka na reálné atmosférické depozici dusíku. Pro výpočet jsme zvolili hodnoty depozičních rychlostí získané z oblastí, které mohou být pokládány za relevantní pro ČR (německá strana Krušných hor, jehličnatý les, 2001–2004). Pro PAN nebylo možné nalézt naměřená data, proto byla použita depoziční rychlost získaná kanadskými autory z modelového výpočtu (Zhang et al., 2009).

Konkrétně jsme pro výpočet použili následujících depozičních rychlostí:

HNO ₃ (g)	$v_d = 6,48 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Zimmerman et al., 2006)
NH ₃	$v_d = 3,33 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Zimmerman et al., 2006)
HNO ₂	$v_d = 1,33 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Zimmerman et al., 2006)
PAN	$v_d = 0,108 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Zhang et al., 2009)

Výsledky

Výsledky ukazují, že zatímco suchá depozice N/NO_x uváděná v grafické ročence ČHMÚ (www.chmi.cz) činila v r. 2008 na 99,5 % území 0,5 g.m⁻².r⁻¹, suchá depozice N/HNO₃ (g) je na většině území modelem CAMx odhadována na 1,0 g.m⁻².r⁻¹, N/NH₃ na 1,6 g.m⁻².r⁻¹, N/HONO (g) na 0,001 g.m⁻².r⁻¹, PAN na 0,007 g.m⁻².r⁻¹, N/NO₃⁻ (aerosol) na 0,002 g.m⁻².r⁻¹, N/NH₄⁺ (aerosol) na 0,003 g.m⁻².r⁻¹. Pokud bychom provedli sumarizaci všech modelem vypočtených hodnot, činila by suchá depozice dusíku v r. 2008 na většině území ČR 3,1 g.m⁻².r⁻¹ oproti 0,5 g.m⁻².r⁻¹, odhadem je tedy v tomto konkrétním případě podhodnocení suché depozice uváděné v ročence šestinásobné.

Hodnota suché depozice samozřejmě značnou měrou závisí na zvolené depoziční rychlosti. Nicméně i pokud bychom použili v_d významně nižší než jsme našli v odborných pramenech, je zřejmé, že HNO₃(g) a NH₃ se na suché depozici podílejí naprosto zásadním způsobem a nejsou-li měřeny a při výpočtu celkové atmosférické depozice brány v potaz, vykazovaná depozice je významným způsobem podhodnocena. HNO₂, PAN a NO₃⁻ a NH₄⁺ v aerosolu se naproti tomu podílejí na depozici dusíku zcela nevýznamně a je možné je tedy při kvantifikaci zanedbat.

Byla provedena též částečná předběžná verifikace srovnáním hodnot měřených a vypočtených modelem CAMx – konkrétně mokré depozice N/NO₃⁻ a N/NH₄⁺. Výsledky ukázaly, že zatímco měřená mokrá depozice N/NO₃⁻ uvedená v grafické ročence ČHMÚ činila na většině území 0,5 g.m⁻².r⁻¹, hodnota vypočtená modelem CAMx byla 0,235 g.m⁻².r⁻¹. Mokrá depozice N/NH₄⁺ uvedená v grafické ročence ČHMÚ činila na většině území 0,5 g.m⁻².r⁻¹, hodnota vypočtená modelem CAMx byla 0,125 g.m⁻².r⁻¹. Z porovnání měřených a modelovaných výsledků je tedy zřejmé, že model CAMx podhodnocuje při výpočtu pro r. 2008 oproti měření mokré depozice u N/NO₃⁻ asi 2x a u mokré depozice N/NH₄⁺ asi 4x. Do jaké míry lze z těchto hodnot usuzovat na spolehlivost modelového výpočtu u ostatních složek je v současné době nejasné a je potřeba se tím dále zabývat.

Závěry

Jedná se zatím pouze o předběžné výsledky, které jsou zatíženy určitou, blíže nekvantifikovanou chybou, je to však nejlepší odhad, který jsme momentálně schopni provést. Z uvedených hodnot je evidentní, že je potřeba se dále podrobně zabývat depozicí $\text{HNO}_3(\text{g})$ a NH_3 a nějakým vhodným způsobem ji kvantifikovat, protože se jedná o klíčové složky suché depozice dusíku. Naopak HNO_2 , PAN a částicové NO_3^- a NH_4^+ je možné při kvantifikaci celkové atmosférické depozice pro jejich mizivý podíl zanedbat. Na otázku, která je vznesena v názvu příspěvku, si tedy musíme odpovědět, že dosud prováděná kvantifikace atmosférické depozice dusíku je významným způsobem podhodnocována.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou NAZV MZ ČR projektu Q/112A168 „Stav lesních půd jako určující faktor vývoje zdravotního stavu, biodiverzity a naplňování produkčních i mimoprodukčních funkcí lesů“.

Literatura

- Bobbink, R., Hicks, K., Galloway, J., Spranger, T., Alkemade, R. et al. (2010): Global Assessment of Nitrogen Deposition Effects on Terrestrial Plant Diversity: a Synthesis. *Ecological Applications* 20 (1), 30–59.
- Bobbink, R., Roelofs, J.G.M. (1995): Nitrogen critical loads for natural and semi-natural ecosystems: the empirical approach. *Water, Air & Soil Pollution* 85, 2413–2418.
- ESSS (2011): AirWare On-line Reference Manual. Simulation Models: CAMx (25.4.2013). <http://www.ess.co.at/MANUALS/AIRWARE/PDF/CAMx.pdf>.
- Fagerli, H., Aas, W. (2008): Trends in nitrogen in air and precipitation: Model results and observations at EMEP sites in Europe, 1980–2003. *Environmental Pollution* 154, 448–461.
- Galloway, J. N. et al. (2004): Nitrogen cycles: past, present, and future. *Biogeochemistry* 70: 153–226.
- Galloway, J. N. et al. (2008): Transformation of the nitrogen cycle: recent trends, questions and potential solutions. *Science* 320: 889–892.
- Hertel, O., Skjoth, C.A., Loftstrom, P. et al. (2006): Modelling nitrogen deposition on a local scale: a review of the current state of the art. *Environmental Chemistry* 3, 317–337.
- Hůnová, I., Kurfürst, P., Maznová, J., Coňková, M. (2011): The contribution of occult precipitation to sulphur deposition in the Czech Republic. *Erdkunde Archive for scientific geography*, 65, 247 – 259.
- Hůnová, I., Maznová, J., Kurfürst, P. (2014): Trends in atmospheric deposition fluxes of sulphur and nitrogen in Czech forests. *Environmental Pollution*, 184, 668 – 675.
- Maznová, J., Hůnová, I., Vlček, O., Hnilicová, H. (2009): Zlepšení metod hodnocení znečištění ovzduší částicemi PM_{10} na území České republiky. *Ochrana ovzduší* 21 (41), No. 2, 3-9.
- Prošková, J., Hůnová, I. (2006): Přístupy k hodnocení atmosférické depozice usazených srážek. *Meteorologické zprávy* 59, 151–157
- Vlček, O., Corbet, L. (2011). Porovnání výstupů Eulerovského modelu CAMx s měřeními ze staniční sítě ČR – část 1: Aerosoly. *Meteorologické zprávy* 64, 142–151.
- Zhang, L., Vet, R., O'Brien, J.M., Mihele, C., Liang, Z., Wiebe, A. (2009): Dry deposition of individual nitrogen species at eight Canadian rural sites. *J. Geophys. Res.*, 114.
- Zimmermann, F., Plessow K., Queck R., Bernhofer Ch., Matschullat J. (2006): Atmospheric N- and S-fluxes to a spruce forest—Comparison of inferential modelling and the throughfall method. *Atmospheric Environment* 40, 4782–4796.

Evaluation of Changes in Water Regime Caused by Long-term Development of Vegetation Cover

Martin Chlumecký¹, Miroslav Tesař², Josef Buchtele²

¹ Department of computer science, CTU FEE, 166 27 Prague 6, Czech Republic

² Institute of hydrodynamics AS CR, Pod Patankou 30/5, 166 12 Prague 6, Czech Republic

Abstract

Long monitoring of air temperature and precipitation for three catchments with up to 100 years series has been used as the input for the modelling of rainfall-runoff process and for the re-assessments of the evapotranspiration demand (ET_{demand}). The resulting oscillations and the random changes of vegetation cover have been pursued as the indication of fluctuations also in the evapotranspiration. The intention is to appraise this complicated time series as the long-term process. The modified implementation of the conceptual model SAC-SMA enables the quicker simulation and facilitates also the conditions for automatic calibration of parameters in the used model; separately for individual, i.e. partial time intervals, namely with the diverse expected evapotranspiration. That process is to be identified simultaneously with the optimal parameters of the mode; the resulting actual evapotranspiration (ET_{act}) is then represented as the modelling outputs, as such values could be hardly gained as measured or computed values, e. g. from other meteo-observations.

Key words: vegetation cover, evapotranspiration, rainfall-runoff modelling, land-use

Introduction

The interactions between the evapotranspiration demand (ET_{demand}) and the soil water content are to be, as the serious process, taken carefully into account already during calibration of models for long-term time series. This is significant and recognized namely when hydrological data series up 100 years are to be analyzed. Three natural phenomena require the evaluation in the efforts to explain the influences on the variability of runoff:

- frequent climatic oscillation (Beer, 2005)
- long-term evolution of vegetation cover (Buchtele, Tesař, 2013),
- flexibility in geomorphologic conditions,

i. e. primary processes for the right notion about the evapotranspiration activity.

The goal of the implementation of rainfall-runoff process is to reach the precision of modelling outputs. In the differences between monitored and simulated discharge some abrupt or continual strange affair could appears, which may provide the insight at the development of water regime in different interactions in the basin, (changes of vegetation cover and evapotranspiration, unexpected water storages etc.).

The intention to decrease uncertainties in the water regime due to different oscillations requires the evaluation of the appearing natural fluctuations and the abrupt seeming random changes in the basin. The sequential variability of water regime is usually influenced by changes of vegetation cover in the annual cycle, but also by its development in the scale of decades, during which some other natural events too occur, (e.g. wind disasters).

The changes of vegetation cover and the desirable appraisals of the following interactions between evapotranspiration demand and sub-surface water storage seems to be the significant process and this whole matter may appear as important, both at the local as well as at the regional scales.

The length of evaluated time series is meaningful in the usual circumstances; that permits to follow and to ascertain the influences of the vegetation development, which affects evapotranspiration

demand when daily series are e.g. for several decades of years available. Modelling of rainfall-runoff process used in the presented experiments provides the possibility to discover the diverse flow changes in the simulations, which influence evapotranspiration demands and consequently the complex water regime.

Data and approaches used in analyses

For the Czech part of Labe River basin ($P = 51000 \text{ km}^2$) and a bit longer than 100 year series have been at the disposal for the modelling. However the outputs of simulation for this large catchment are complemented with the results from forested experimental basins Ráztoka (drainage area $P = 2.1 \text{ km}^2$) and Liz ($P = 0.99 \text{ km}^2$), for which the time series available for the modelling have been nearly 60 and 40 years long.

Diverse aspects of runoff changes due to the climatic oscillation could be partially explained also with the implementation of modelling when differences between observed and simulated runoff ($dQ = Q_{\text{obs}} - Q_{\text{sim}}$) are used to appreciate the fluctuations or tendencies in the water regime. The comprehensive results of rainfall-runoff simulations are included in pictures below. The differences between monitored and simulated flows are there presented (Buchtele, Tesař, 2013).

The tools and approaches implemented for the intention to ascertain the processes in evapotranspiration include firstly the hydrological rainfall-runoff model SAC-SMA - **S**acramento **S**oil **M**oisture **A**ccounting model (Burnash et al., 1973), which software is modified so that it enables simple simulation of decisive component of rainfall-runoff process. That creates also the desirable condition for automatic calibration of this conceptual model; separately for individual, i.e. partial time intervals, with diverse expected evapotranspiration. These searched phenomena may be identified simultaneously then during identification of optimal model parameters values (Kuczera, 1997).

This approach implemented in the given context means that the resulting ET_{demand} is represented by the modelling outputs, and only hardly gained monitored or computed values, e. g. from other meteorological observations, could be just exceptionally available.

Calibration and optimization of model parameters

It is usually reasonable to start calibration of the model manually; and hydrological knowledge and experience are desirable. The resulting manual calibration is then initial calibration, which is the input of the optimization algorithm (Gilli, 2004; Forrest, 1996). Then the optimization algorithm improves the initial values of parameters on the basis of root-mean-square error (RMSE) (Vrugt et al, 2003), which defines differences between values predicted by a model or an estimator and the values actually observed (Hyndman, Koehler, 2006).

$$RMSE(\eta) = \sqrt{\sum_{i=1}^{|\eta|} (S_i - Q_i)^2 \cdot \frac{1}{|\eta|}} \quad (1)$$

where S is a simulated daily discharge, Q is an observed daily discharge and $|\eta|$ is a length of the input time series.

The output data

The output is time series η including: simulated discharges (Q_{sim}), Demand evapotranspiration (ET_{demand}) and actual evapotranspiration (ET_{act}). The resulting time series η satisfies a property (2), which is defined as follows:

$$\eta_{\min} = \min \{ \text{RMSE}(\eta_1), \text{RMSE}(\eta_2), \dots, \text{RMSE}(\eta_n) \}; \eta_i \in S \quad (2)$$

where S is a set of all available model calibrations for $i = 1 \dots n$, where n is defined as cardinality of S .

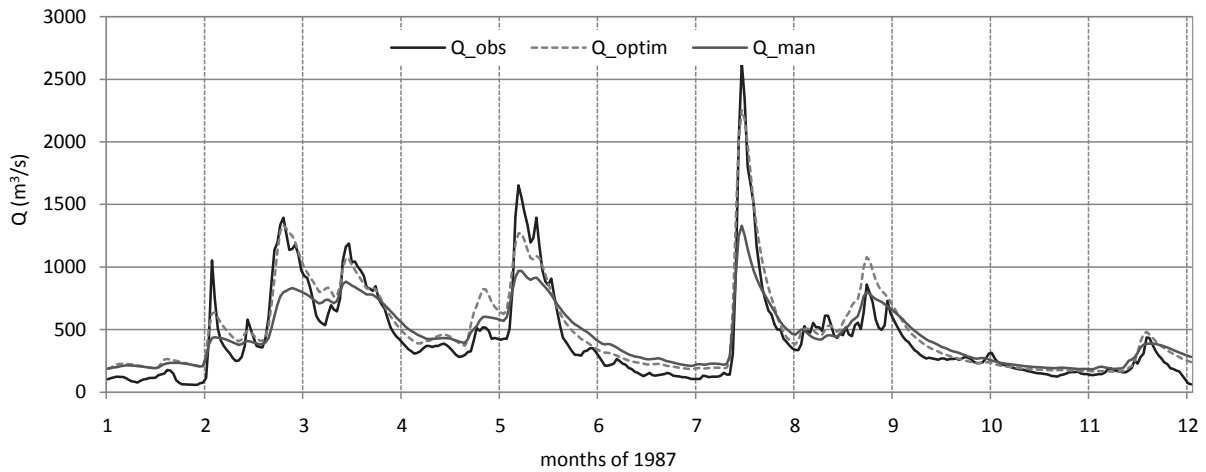


Fig. 1: Flood simulation of Labe River with manually calibration of model and after optimization of rainfall-runoff parameters.

Results of rainfall-runoff modelling implementation

The length of evaluated time series is usually significant for reliability of parameters in modelling tools; and that may allow to assess the influences of the vegetation development, which affects evapotranspiration demand. Daily series for several decades of years available have been used for the basins with diverse vegetation cover and different length of observation.

Floods, frequently as the surprising situations, require the flexibility for improvements concerning of parameters for rainfall-runoff modelling in the connection with land-use changes. In this context the results of automatic identification of model parameters is illustrated in fig. 1. This is an example, together with fig. 2, that the manual calibration of model could be visibly improved, as the starting point for implementation of optimized values of parameters is accomplished.

Moreover, fig. 2 indicates that affairs anticipated in the context with the vegetation cover could be the reason not only for the changes of evapotranspiration, but, too for the changes in the parameters of the conceptual model, due to other land-use changes.

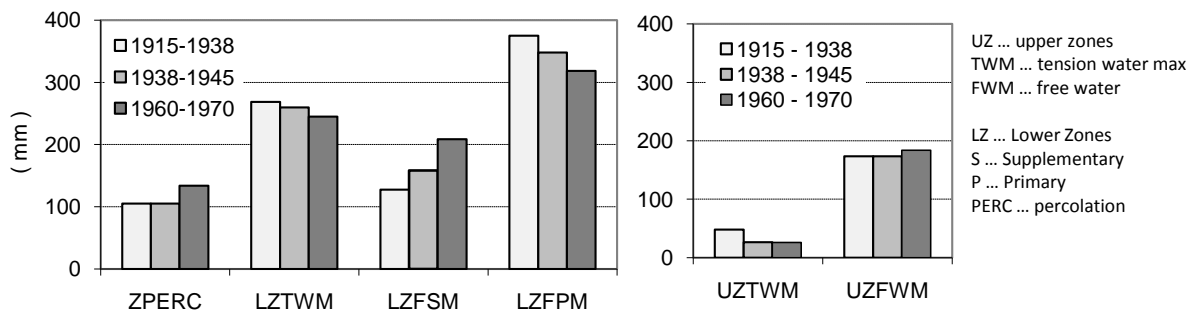


Fig. 2: Optimal parameters of SAC-SMA model for Labe River during different periods.

From point of view of evapotranspiration evolution as long-term process in water regime of the basins with meaningful vegetation cover are the results more or less conclusive in several graphs - figs. 3 – 6.

In these presentations are included outputs of simulation, for which the optimization of parameters model is entirely included; and the evapotranspiration is identified as the part of optimization approach, assuming that the balance between precipitation and runoff is ensured with the relevant correction factors.

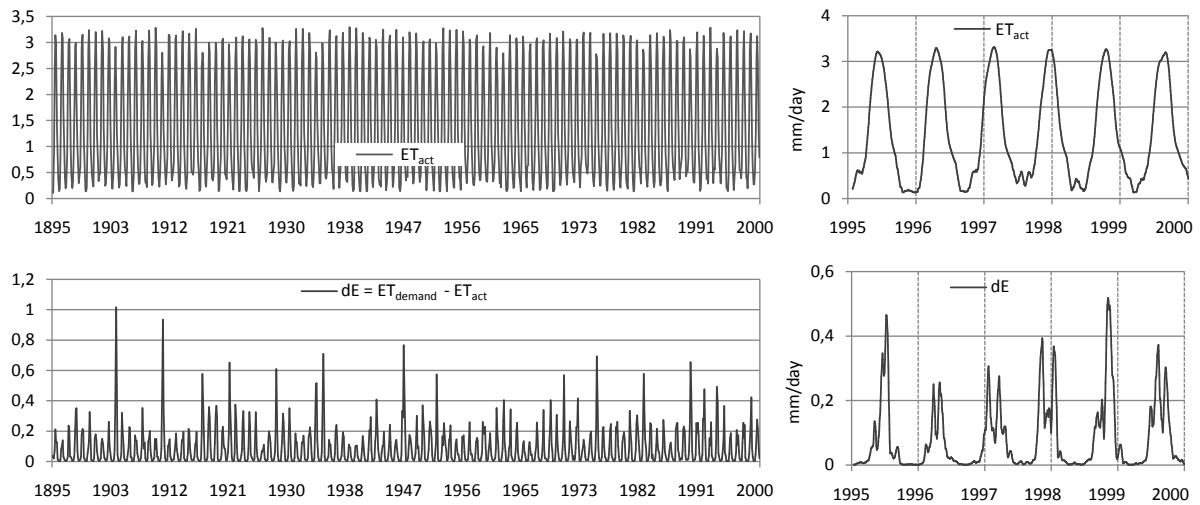


Fig. 3: Actual evapotranspiration in the Labe River basin and complement to ET_{demand} .

The actual evapotranspiration in the Labe basin as the process in the long term period is visible in fig. 3 and it can be considered as the stable process. Similar character is valid also for the differences of expected evapotranspiration demand (ET_{demand}) and actual evapotranspiration (ET_{act}), i. e. $dE = ET_{demand} - ET_{act}$; and also semilogarithmic scale shows that this quantity appears as the phenomenon with the apparent annual and visible long-term variability.

By the way it could be reminded that the presented results are the outputs including also the period in the years 1895–1915, mentioned below with fig. 7. The extensive system of weirs has been mostly built during that period, for the ship transport, changing water levels also in the inundations along the river stream.

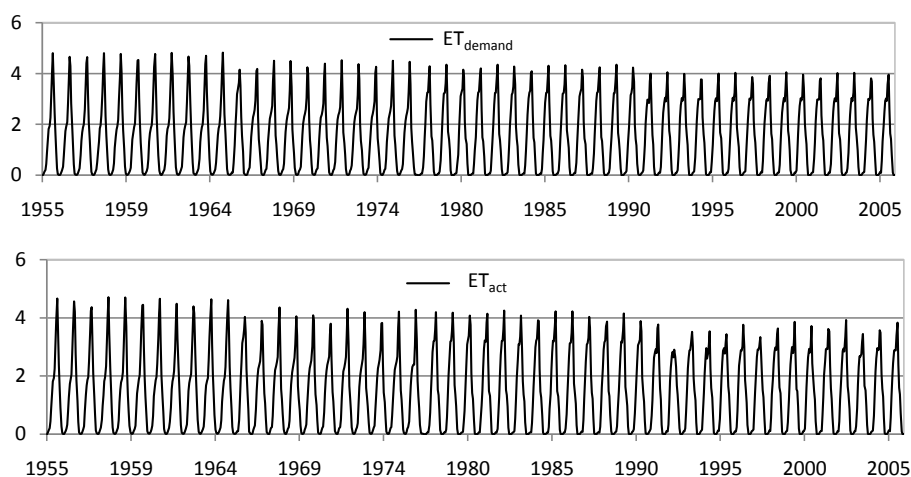


Fig. 4: Evapotranspiration demand and actual evapotranspiration ET_{act} for Ráztoka basin as the optimal output of rainfall-runoff modelling.

Fig. 4 brings the illustration of the development of evapotranspiration, what is the situation in the forested catchment, where the deforestation during the monitored period has been carried out and

young trees consecutively have appeared in the last decades. The resulting actual evapotranspiration exhibits clear tendencies, as the response for the conditions in trees, inclusive of afforestation.

The modelling for this Ráztoka basin in the Beskydy Mts. provides as the results fig. 5. Average monthly evapotranspiration for several periods show e. g. a bit surprising view at the annual cycle of monthly amounts of evaporation. In any case, however, the ascertaining of evapotranspiration simultaneously with the optimization of model parameters may be a useful approach for a precision of simulation is desirable.

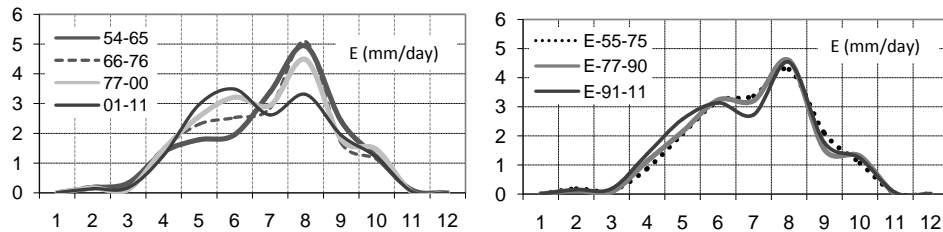


Fig. 5: Monthly averages of actual evapotranspiration in several periods of different durations in Ráztoka basin.

Fig. 6 showing comparison of obtained actual evapotranspiration in an annual cycle for the large basin of Labe River and experimental catchment Liz could be an indication that the attention is to be required from the point of view of water consumption - in warmer period of the year probably due to the activity of vegetation during the different parts of period of year.

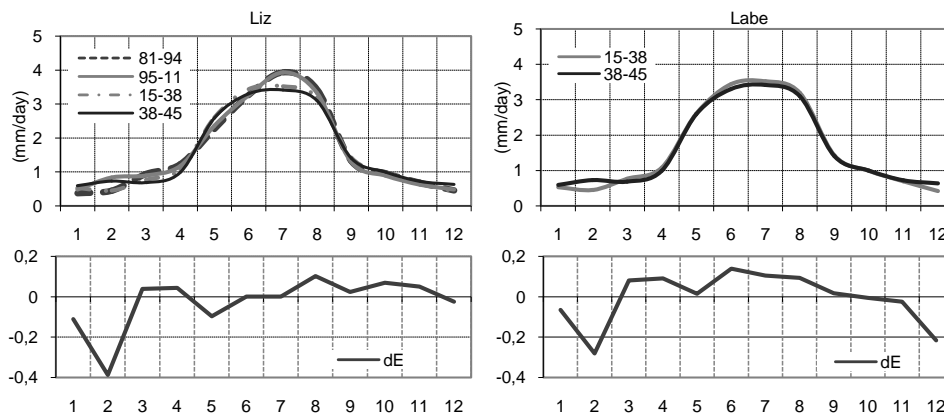


Fig. 6: Annual course of actual evapotranspiration and the differences between two periods, in small forested basin Liz and in large Labe River.

Fig. 7 provides the distinct shape of accumulated differences of monitored and simulated discharges (sum dQ), which indicate the land-use changes at the above mentioned initial decade and after the year 1965, when several water reservoirs exist in the catchment.

Some circumstances mentioned above, in the connection with fig. 3, could be reminded; at least slightly illustrated it is in fig. 7. It provides the strong differences in the above mentioned period of years 1895 – 1915, obtained during the calibration of rainfall-runoff model and the optimization of model parameters; the disparate tendency indicates the assumed land-use activity.

Besides that, fig.7 submits some arrangements from rainfall-runoff modelling apparent, which are able to document the appearing of remarkable situations in runoff process, i.e. the phenomena requiring the attention of water users.

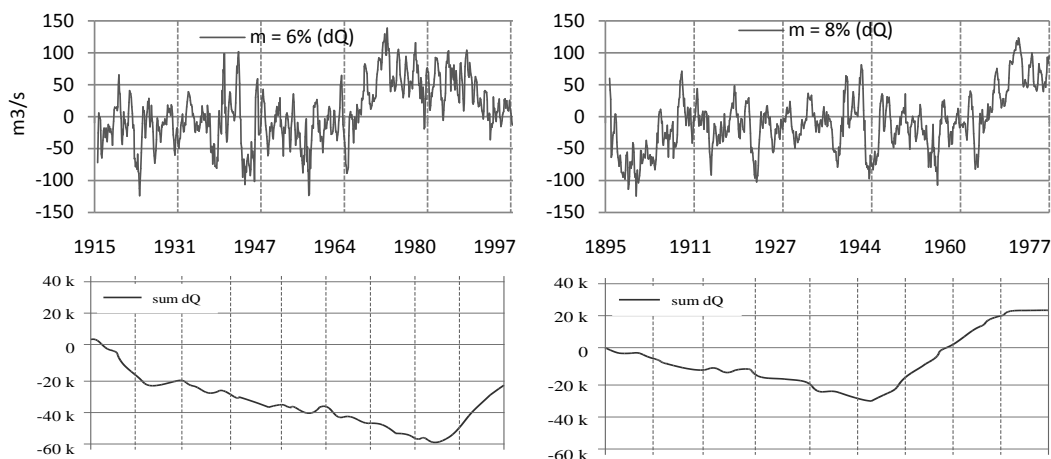


Fig. 7: Differences between observed and simulated discharge of Labe River for unequal intervals, i. e. from diverse periods.

Conclusions

The vegetation evolution is one of the natural causes for the usual annual oscillations in water resources, but the significant reason for the fluctuations could be also its development in the scale of tens of years. It means that this might affect the long-term evapotranspiration variability, also due to the wind disasters in forests.

The modelling of the rainfall–runoff process appears as helpful in the efforts to decrease uncertainties in the water regime due to the usual appearing natural fluctuations, and/or the abrupt seeming random changes. The course of differences between observed and simulated discharge permits to follow the dynamics in existing changes and that enables to identify the intervals, for which the evapotranspiration demand could be expected as the stable process; and then model implementation and optimal simulation is attainable.

Acknowledgements

The research was funded by the European integration project (project contract No. 511179). Additional support was provided by the Technology Agency of the Czech Republic (TA02021451).

Literature

- Beer, J. (2005): Solar variability and climate change, *Global Change NewsLetter*, No. 63.
- Burnash, R.J.C., Ferral, R.L., McGuire, R.A. (1973): A generalized streamflow simulation system: conceptual models for digital computers. Joint Federal-State River Forecast Center, Sacramento, CA.
- Buchtele, J., Tesař, M. (2013): Influence of the vegetation cover development at the water regime from surface and groundwater storages, (in Czech). *Vodní hospodářství*, č.8, pp. 34 – 39.
- Forrest, S. (1996): Genetic algorithms. *ACM Computing Surveys (CSUR)*, 28(1), pp. 77 – 80.
- Gilli, M. (2004): *An Introduction to Optimization Heuristics*. Geneva, Textbook. University of Cyprus.
- Hyndman, R. J., Koehler, A. B. (2006): Another look at measures of forecast accuracy, *International Journal of Forecasting*, Volume 22, Issue 4, pp. 679 – 688, ISSN 0169-2070.
- Kuczera, G. (1997): Efficient subspace probabilistic parameter optimization for catchment models. *Water Resources Research*. vol. 33, issue 1, pp. 177 – 185.
- Vrugt, J. A., Gupta, H. V., Bastidas, L. A., Bouten, W., Sorooshian, S. (2003): Effective and efficient algorithm for multiobjective optimization of hydrologic models. *Water Resources Research*. vol. 39, issue 8, pp. 5.1 – 5.19.

Porovnání senzorů SM200 a TMS3 pro měření půdní vlhkosti

Ondřej Jakšík, K. Chmelíková, Z. Schmidtová, Radka Kodešová

Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů,
Katedra pedologie a ochrany půd, Kamýcká 129, 16521 Praha 6 – Suchbátka, email: jaksik@af.czu.cz

Abstrakt

Cílem této práce bylo nakalibrovat dva senzory půdní vlhkosti SM200 a TMS3. Následně pak porovnat přesnost jejich měření. Kalibrační rovnice byly vyhodnoceny jak pro každou půdu zvlášť, tak byly vyhodnoceny i celkové kalibrační rovnice pro všechny půdy. Ukázalo se, že celkové kalibrační rovnice mohou být užity pro orientační měření na všech sledovaných lokalitách. Bylo také zjištěno, že oba senzory vykázaly podobnou přesnost.

Klíčová slova: měření půdní vlhkosti, senzory, SM200, TMS3, kalibrace

Úvod

Kontinuální měření půdní vlhkosti je nezbytné, chceme-li vyhodnotit režim půdní vody a její bilanci v půdním profilu. Pro monitoring byla vyvinuta řada senzorů, které jsou nejčastěji založeny na měření elektrických vlastností vlhké půdy. Pro správnou interpretaci měřených dat je potřeba senzory kalibrovat pro každou půdu. Cílem naší studie bylo nakalibrovat dva senzory SM200 a TMS3 pro půdy z oblasti Rakovnicka a následně porovnat jejich přesnost.

Materiál a metody

Půdní vzorky byly odebrány na šesti lokalitách: Lašovice, Lišany, Lužná, Oráčov, Pšovlky a Tytry. Byly stanoveny základní půdní vlastnosti (tab. 1).

Tabulka 1: Vlastnosti půd na jednotlivých lokalitách.

Lokalita	pH _{H₂O}	pH _{KCl}	Cox [%]	Salinita [mS cm ⁻¹]	ρ _z [g cm ⁻³]	Jíl [%]	Prach [%]	Písek [%]
Lašovice	6,21	5,47	1,61	49,80	2,53	12,0	66,0	22,0
Lišany	6,30	5,95	1,51	64,30	2,54	14,0	34,0	52,0
Lužná	5,87	5,44	1,47	51,85	2,50	6,0	23,0	71,0
Oráčov	5,39	5,08	3,83	64,45	2,47	10,5	40,0	49,5
Pšovlky	6,36	5,90	0,98	79,55	2,63	22,5	37,0	40,5
Tytry	4,90	4,44	1,99	38,70	2,54	16,5	66,0	17,5

Půdní vzorky byly vysušeny rozmělněny na jemnozem a nahutněny do válců o objemu 1250 cm³ (průměr 10,5 cm, výška 15 cm). Půdní vzorky byly pak postupně zvlhčovány. Následně byla gravimetricky zjišťována půdní vlhkost a současně odečítány jednotky (COUNTS) pomocí senzoru TMS3 (v každém vzorku byl trvale umístěn jeden senzor) (TOMST, 2014) a hodnoty v mV pomocí senzoru SM200 (po každém zvlhčení byl senzor instalován do půdy) (Delta-T, 2006) (obr. 1). Způsob kalibrace odpovídal postupu popsánému Kodešovou a kol. (2011). Hodnoty v mV (X) měřené pomocí senzoru SM200 byly pomocí následující rovnice přepočteny na odmocninu z dielektrické konstanty.

$$\varepsilon^{1/2} = 1.41 \times 10^{-14} X^5 - 4.75 \times 10^{-11} X^4 + 6.21 \times 10^{-8} X^3 - 3.91 \times 10^{-5} X^2 + 1.61 \times 10^{-2} X + 1.01 \quad (1)$$

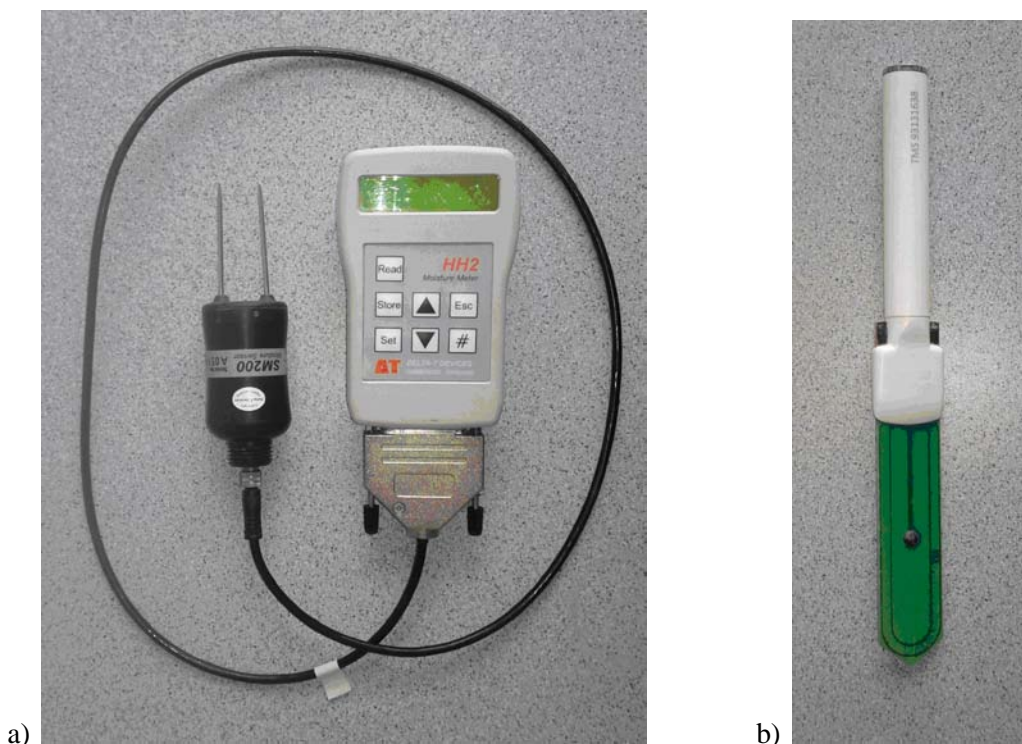
Body dané odmocninou z dielektrické konstanty a půdní vlhkosti stanovené gravimetricky pak byly proloženy pomocí lineární rovnice:

$$\theta = a_1 \varepsilon^{1/2} + b_1 \quad (2)$$

V případě senzoru TMS3 je předpokládána lineární závislost přímo mezi měřenými jednotkami (C) a půdními vlhkostmi:

$$\theta = a_2 C / 10^4 + b_2 \quad (3)$$

Byly vyhodnoceny kalibrační rovnice pro jednotlivé půdy zvlášť, tak celková kalibrační rovnice pro všechny studované půdy:



Obr. 1: Senzor SM200 (a) a TMS3 (b).

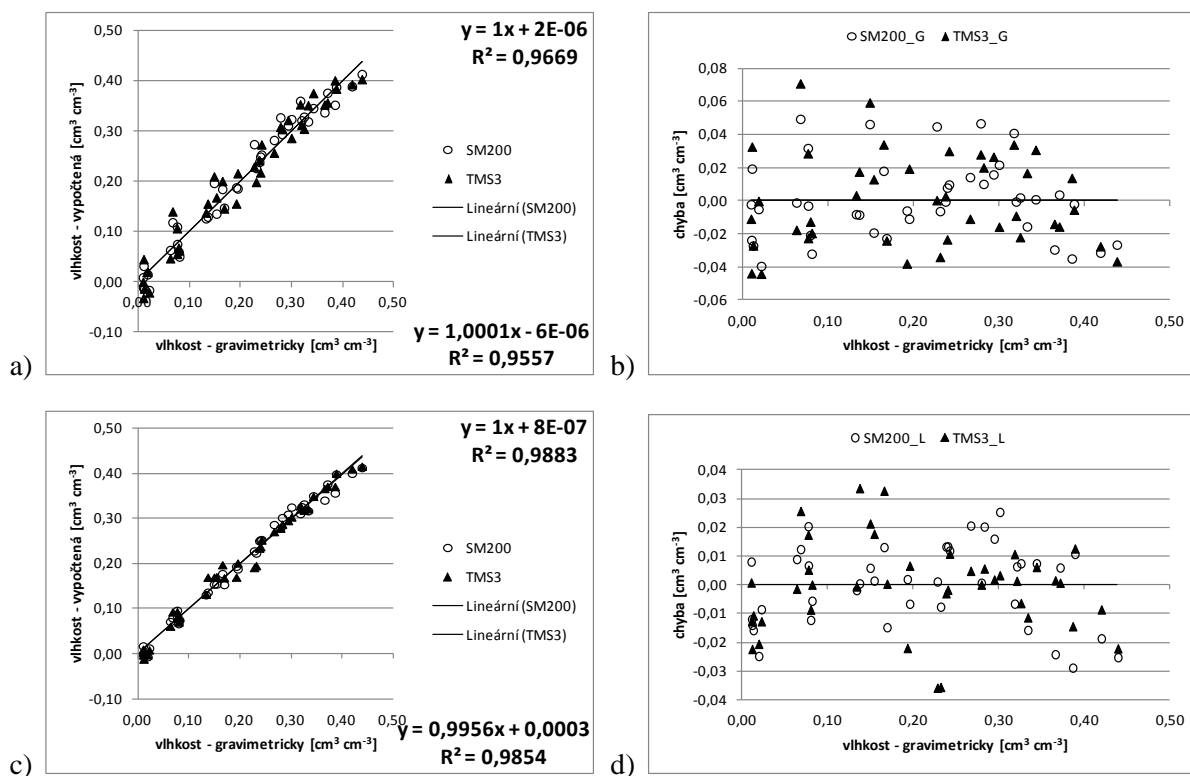
Výsledky a diskuze

Výsledné parametry kalibračních rovnic jsou uvedeny v tab. 2.

Tabulka 2: Parametry kalibračních rovnic a koeficientů determinace.

Lokalita	a_1	b_1	R^2 [%]	a_2	b_2	R^2 [%]
Lašovice	0,1357	-0,2986	98,61	2,30	-0,2528	97,72
Lišany	0,1226	-0,2402	98,54	2,09	-0,1951	98,32
Lužná	0,1209	-0,2378	98,78	1,88	-0,1805	99,55
Oráčov	0,1163	0,2084	98,51	1,82	-0,1568	99,31
Pšovky	0,1203	0,2797	99,30	2,26	-0,2819	96,04
Tytry	0,1218	0,2377	98,61	2,07	-0,1817	99,61
všechny lokality	0,1223	0,2465	96,58	2,04	-0,2000	95,57

Obr. 2 ukazuje vztahy mezi půdními vlhkostmi stanovenými gravimetricky a vypočtenými pomocí kalibračních rovnic, a chyby měření vypočtené jako rozdíl půdní vlhkostí stanovených pomocí senzorů a půdní vlhkostí určených gravimetricky.



Obr. 2: Závislost půdních vlhkostí zjištěných pomocí senzorů na vlhkostech určených gravimetricky při použití a) celkové kalibrační rovnice, c) kalibrační rovnice pro jednotlivé půdy. Chyby měření při užití b) celkové kalibrační rovnice, d) kalibrační rovnice pro jednotlivé půdy.

Zobrazené chyby (obr. 2 b, d) ukazují, že celkové kalibrační rovnice mohou být užity pro orientační měření na všech sledovaných lokalitách. Odchylky rovněž naznačují, že oba senzory vykázaly podobnou přesnost.

Poděkování

Autoři děkují za finanční podporu Ministerstvu zemědělství. Práce byla řešena v rámci výzkumného projektu QJ1230319 - Vodní režim půd na svažitém zemědělsky využívaném území.

Literatura

Delta-T (2006). *User Manual for the SM200* (p. 36). Cambridge, UK: Delta-T Devices Ltd.
 Kodešová, R., Kodeš, V., Mráz, A. (2011). Comparison of two sensors ECH2O EC-5 and SM200 for measuring soil water content. *Soil and Water Research*, 6(2), 102–110.
 TOMST (2014). *TMS - TOMST® Measuring System*. [cit. 22.03.2014], Dostupné na: <http://tomst.cz/site/en/tms.html>.

Měření půdní vlhkosti a teploty na experimentálních povodích s využitím stanice TOMST - TMS3

Jakub Jankovec¹, Martin Šanda¹, Tomáš Haase²

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

²TOMST, s.r.o., Michelská 964/78, 141 00 Praha 4

Abstrakt

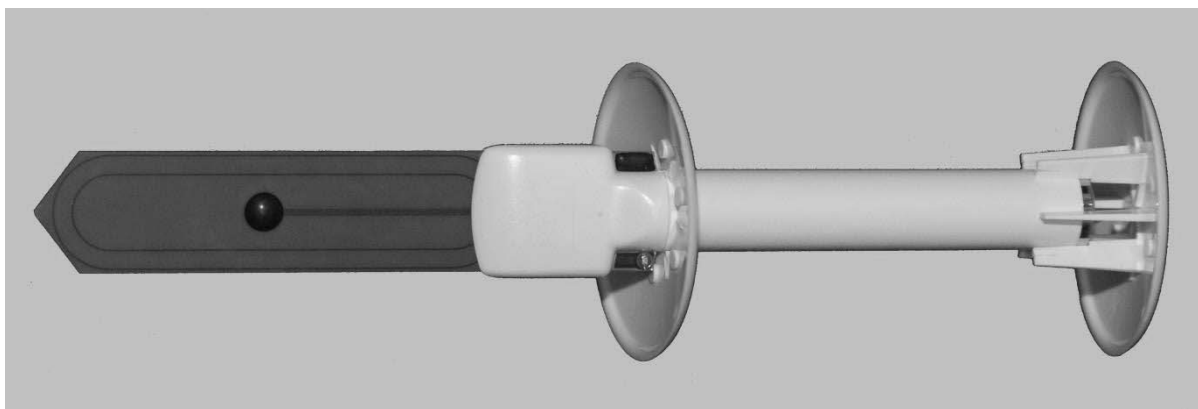
Stanice TMS3 je výsledkem tříletého vývoje, její konstrukce a softwarové vybavení vychází z poznatků a zkušeností získaných z provozu předchozích verzí stanice. Iniciátorem konceptu TMS teplotní a vlhkostní stanice a účastníkem testování všech generací stanice je Botanický ústav AV ČR pod vedením Dr. J. Wilda. Tato skupina podrobně testuje teplotní čidla a vytváří obsáhlé soubory dat charakterizující klimatické podmínky zvolených terénů jak v národním prostředí Českém Švýcarsku, tak mezinárodním např. Kamerun, Himaláj, kde jsou stanice též dlouhodobě provozovány. Stejná pracovní skupina vyvinula i software viewTMS na slučování obsáhlých souborů dat.

Využití stanice TMS3 je cíleno primárně na monitorování půdních vlhkostí a teplot na rozsáhlých bodových polích, nicméně není omezeno jen na měření tohoto typu. Stanice jsou v současnosti instalovány na řadě lokalit, kde jsou využívány k monitoringu hydrologických a meteorologických poměrů.

Klíčová slova: čidlo půdní vlhkosti, teplotní čidlo, automatizace

Popis stanice TMS3

Autonomní stanice TMS3 (obr.1) v sobě integruje možnosti měření půdní vlhkosti a teplot prostředí. K jejímu využití postačuje minimální obsluha, nutná jen pro stahování naměřených dat z interního dataloggeru. Datalogger je integrován do těla přístroje a disponuje kapacitou 32 Mbit postačujících na uložení 0,5 mil. měření. Pro stažení dat ze stanice slouží TMD adaptér napojený na počítač, do kterého jsou po kontaktu se stanicí data přepírována. energii na provoz poskytují lithiové baterie, které při měření s 15 minutovou frekvencí vystačí přibližně na 10 let měření. Měření půdní vlhkosti probíhá na základě metody TDT (Time Domain Transmission), kdy je vlhkost prostředí stanovena nepřímo z permitivity v okolí měřicího obvodu vlhkostního čidla. V případě vertikální instalace to reprezentuje 12 cm mocnosti vertikálního profilu. Teploty jsou monitorovány třemi teplotními čidly, která jsou umístěna v úrovních -10, 0 a +12 cm vzhledem k povrchu terénu v případě vertikální instalace. Vrchní teploměr je chráněn před přímým slunečním zářením odejmutelnou krytkou, obdobná krytka se nachází u báze stanice, kde zabraňuje stékání srážkové vody podél čidla a zamezuje tak zkreslení vlhkostních měření. Kromě toho disponuje TMS3 otřesovým senzorem poskytujícím informaci, zda nedocházelo v průběhu měření k manipulaci se stanicí. To umožňuje identifikaci změn vzniklých v důsledku působení nežádoucích vnějších vlivů.



Obr. 1: Základní verze stanice TMS3.

Stanice je vyráběna ve třech modifikacích vycházejících z rozdílných požadavků na jejich předpokládané uplatnění. Mimo kompaktní autonomní verze, která je popisována výše, je k dispozici varianta umožňující kompletní umístění měřicí části pro vlhkost a teplotu půdy pod povrch. V takovém případě je zařízení, sloužící pro komunikaci se stanicí, umístěno nad terénem a se stanicí propojeno komunikačním kabelem, nad terén je kabelově vyveden i horní teploměr. Instalace většího počtu zakopávatelných čidel do různých hloubek poskytuje možnost sledování vývoje a gradientů vlhkosti a teploty v půdním profilu. Souběžně s tím je možné sledování teplotních gradientů vzduchu nad souborem vertikálně umístěných čidel, s využitím teploměru integrovaného v nadzemní části spolu s komunikačním rozhraním. Pro případy laboratorního využití je vhodná USB modifikace, jejíž vysoká frekvence měření, pohybující se v řádech vteřin, umožňuje sledování dynamických procesů. Data jsou pak USB kabelem přenesena do počítače, a nedochází tak k rychlému zaplnění dataloggeru stanice, stejně jako je kabelem přivedena energie pro měření.

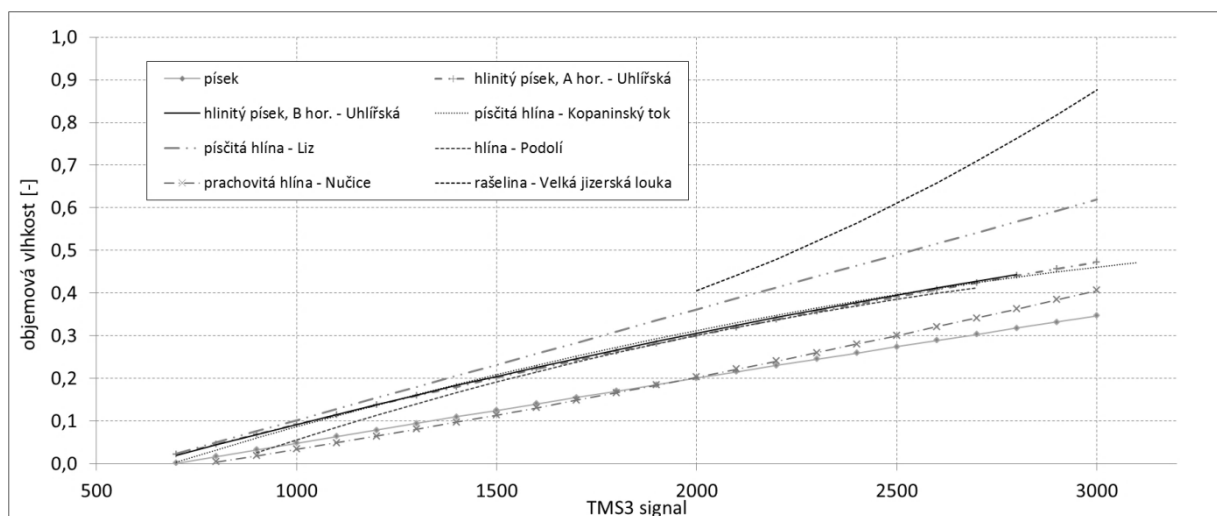
Softwarové vybavení a kalibrace

Pro komunikaci stanice s počítačem přes TMD adaptér slouží specializovaný volně dostupný software „Lolly Manager“. S jeho využitím je možné nastavení frekvence měření výběrem jednoho z 5 předdefinovaných režimů v rozsahu 1-15 minutového intervalu. V průběhu stahování dat nejsou měření z dataloggeru stanice do počítače přesouvána, ale pouze kopírována. Měření tak zůstávají po celou životnost stanice zaznamenána v interní paměti, což zabraňuje jejich ztrátě. Aby se předešlo přenosům nadměrně velkých objemů dat, uložených v paměti stanice, je možné nastavit tzv. „bookmark“, který je informací o čase posledního stažení. V takovém případě jsou staženy pouze nové (ještě nikdy nestažené) záznamy. Stále ale existuje možnost downloadu všech dat, která stanice zaznamenala. Bezprostředně po stažení dat je možné zobrazit graf nezpracovaných dat k rychlé kontrole stavu stanice.

Vlhkostní měření prováděná metodou TDT při frekvenci 100-200 MHz nepodléhají většímu ovlivnění podmínkami prostředí. Experimentálně bylo potvrzeno, že stanice vykazuje nízkou závislost jak na teplotě (cca 3% v rozsahu na 0-100°C), tak na konduktivitě prostředí (cca 2,5% v rozsahu 0-20 mS). Pro převod signálu vlhkostního čidla na objemovou vlhkost byly provedeny kalibrace na sadu půd, charakteristických pro podmínky horských a zemědělských lokalit v ČR. Tyto kalibrace byly prováděny s výjimkou rašeliny na porušených vzorcích. Postup spočíval v opakované dotaci známého množství vody do měřeného vzorku, jeho zhutnění pro dosažení objemové hmotnosti blízké půdě v neporušeném stavu a změření odezvy stanice v takto připravené půdě o známé vlhkosti. Poté byla

půda rozrušena a postup opakován s vyšším množstvím vody ve vzorku. Rozrušování a hutnění v průběhu kalibrace umožňuje rovnoměrnou distribuci vlhkosti po objemu měřeného vzorku. Výsledky těchto zkoušek ukázaly podobný charakter kalibračních křivek definovaných kvadratickými polynomy (obr. 2). Na druhou stranu se během kalibrací v procesu vysoušení ukázal kontakt vlhkosního čidla s půdou jako důležitý faktor ovlivňující měření. V obdobích výrazného snížení vlhkosti, kdy v určitých typech půd dochází ke zmenšení objemu, může toto smršťování vést v krajních případech k odtržení vrstvy půdy v kontaktu s měřícím obvodem vlhkosního čidla a tím ke zdánlivému snížení objemové vlhkosti. Obdobný případ, vyplývající z obtížně definovatelného kontaktu čidla s měřeným mediem, vzniká v případě instalace. Přítomnost nehomogenit jako kamenů nebo dutin v půdním prostředí může vést k systematickým odchylkám zdánlivé vlhkosti ve srovnání s ideálním stavem, při kterém byla prováděna kalibrace. Stanovení reálné hodnoty půdní vlhkosti v okamžiku instalace čidla, například gravimetrickou metodou na odebraných vzorcích, vliv těchto odchylek eliminuje. Tyto problémy jsou však vlastní všem čidlům, pracujícím na elektromagnetických metodách. Energetická úspornost stanice a s tím související měřený objem prostředí, který je důsledkem požadavků na autonomnost stanice, pouze vyžaduje věnování zvýšené pozornosti na tyto jevy.

Výsledky kalibrací byly integrovány do volně dostupného kalibračního softwaru TMS3Calibr, který bude nadále rozšiřován o další typy půd. Vztah mezi parametry rozdílných půd a tvary příslušných kalibračních polynomů umožňuje odvození předpokládaného kalibračního vztahu na základě parametrů posuzované půdy. Dá se očekávat, že s rostoucí variabilitou databáze kalibračních křivek bude docházet k zpřesňování této interpolace.



Obr. 2: Kalibrační křivky sady testovaných půd.

Terénní měření

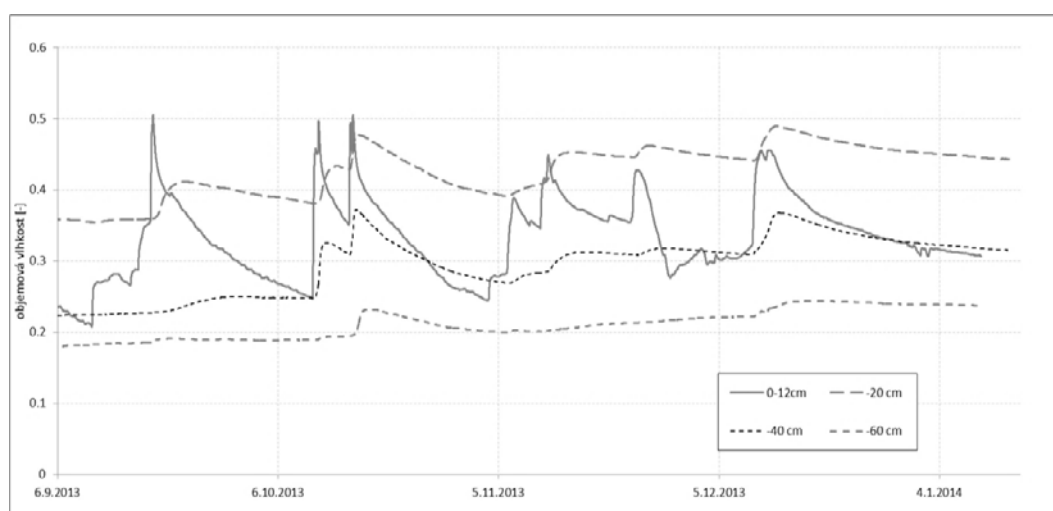
Stanice TMS3 byly instalovány na několika dlouhodobě monitorovaných lokalitách. Zde byly využity nejen v rámci testovacího provozu, ale i k zpřesnění informací ohledně hydrologických a meteorologických poměrů zkoumaných povodí. Stávající instrumentace v místech instalace navíc umožňuje srovnání měření stanicemi TMS3 s ostatními běžně používanými čidly. Na experimentálním povodí Uhlířská v západní části Jizerských hor probíhá druhým rokem kontinuální monitoring bodových vlhkostí svrchní vrstvy půdního profilu a teplot za využití základní verze stanice. V rámci vývoje předchozí generace a testování chování v terénních podmínkách byla čidla umístěna na rozdílná stanoviště na povodí, od propustných kambizemí po vysoce nasycená prostředí rašelinišť.

Později byly tyto doplněny o modernizované verze nainstalované v bezprostřední blízkosti (obr.2), což umožňuje zachování kontinuity měření i srovnání chování mezi rozdílnými verzemi stanic. Ke sledování vlhkostí v hlubších vrstvách půdního profilu byly vystrojeny dvě jámy vždy třemi zakopávatelnými verzemi čidel (obr.3). Ty byly instalovány v horizontální poloze s ohledem na členění půdních horizontů a na povrchu doplněny o základní verzi stanice. Odečítací zařízení s teploměrem jsou pak připevněna na sloupku nad zakopanými čidly a společně se základní verzí stanice tak poskytují teploty vzduchu ve 4 úrovních vůči terénu (obr.4, 5). Stejný způsob osazení čidel do různých hloubek byl proveden i na lokalitě Liz na Šumavě.

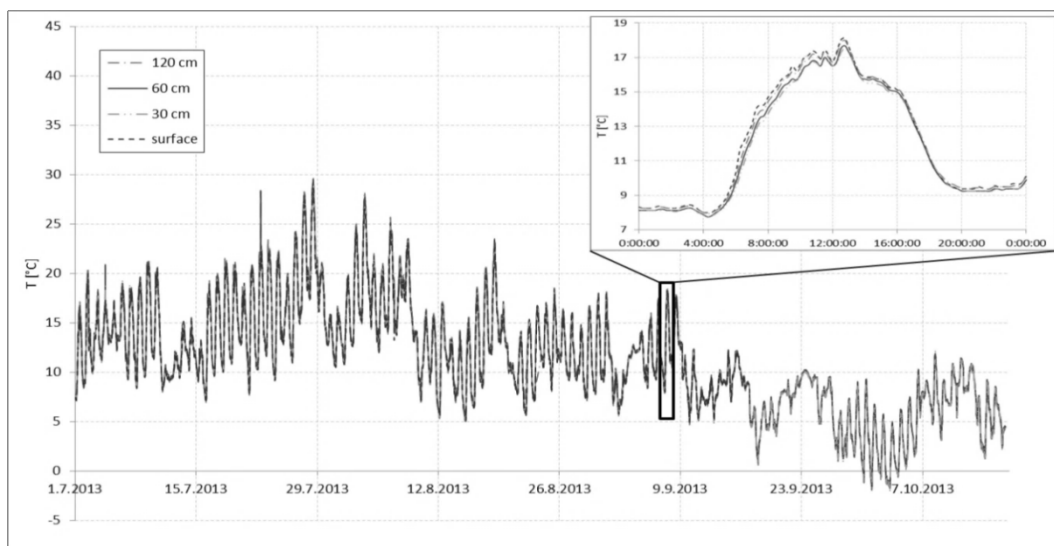


Obr. 3: Vlevo průběh instalace zakopávatelných verzí, vpravo souběžné měření dvou generací stanice (lokality Uhlířská).

Na jizerské lokalitě byla otestována možnost alternativního využití stanice pro měření průtoku, včetně konstrukce zařízení, sloužícího k upevnění čidla v žádané poloze. Stanice je v takovém případě umístěna před měrným přelivem ve vertikální poloze. Výška hladiny je pak jednoznačně určena s využitím známého vztahu mezi odezvou čidla a mírou zatopení měřicího okruhu. V kombinaci s konzumpční křivkou přelivu je možné stanovení průtoku s rozlišením až jedné minuty v případě využití nejvyšší frekvence měření. Rozsah sledované polohy hladiny vychází z rozměrů měřicího obvodu vlhkostní části stanice a činí 12 cm. V případě očekávání větších pohybů hladiny je možné použití více navazujících čidel, v takovém případě úplné zatopení níže umístěné stanice nemá vliv na její funkčnost.



Obr. 4: Průběh objemových vlhkostí v půdních horizontech, lokalita Liz na Šumavě.



Obr. 5: Měření teplot vzduchu v různých výškách nad povrchem, lokalita Uhlířská v Jizerských horách.

V průběhu provozu došlo k selhání několika stanic, které bylo způsobeno chybou a následným konfliktem řídicího softwaru. Tento problém byl po analýze porouchaných kusů identifikován a odstraněn v aktualizované verzi firmwaru, který po nahrání do ostatních stanic předchází jeho vzniku.

Závěr

Dosavadní využití stanice TMS3 v terénu ukazuje její provozuschopnost v prostředí nepříznivých klimatických podmínek Jizerských hor, včetně zimních období. Verze, umožňující umístění pod povrch, poskytuje kontinuální informace o množství vody v půdním profilu, včetně její distribuce a dynamiky. Bodová měření vlhkostí z různých stanovišť, získaná v kombinaci se stále rozvíjenou kalibrační databází půd, představují vhodný popis podmínek variabilních v rámci plochy zkoumaného povodí. Zkušební provoz stanice při měření průtoku v kombinaci s měrným přelivem ukázal tento způsob využití jako možnou alternativu mimo hlavní záměr stanice.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl za podpory Technologické agentury ČR (TA01021283) a projektu SGS14/131/OHK1/2T/11.

Průtokové vlny v malém povodí Červíku

Milan Jařabáč

Ostrava-Poruba, jarabac@upcmail.cz

Abstrakt

Od počátku hydrologického roku 1954 byly měřeny prvky vodní bilance ve čtyřech lesnatých povodích v Moravskoslezských Beskydech se záměrem podle nových poznatků účelově posilovat lesními hospodářskými zásahy vodní zdroje pro zvýšení oblastních odběrů pitné i užitkové vody. Tento výzkum probíhal 58 roků. Na příklad z dílčího vyhodnocení dat o největších deštích a průtocích naměřených v malém povodí Červíku (CE) navazují orientující doporučení prospívajících k tlumení povodní nejen v prameništích, ale i níže v tocích. Uplynulá desetiletí, zejména roky 1997 a 2002, nabádají důrazněji bránit na našem území velkým povodňovým škodám i ztrátám životů. Pozornost k povodňovým vlnám vybízí užitečněji využívat naměřená data o počasí a průtocích včetně místních zkušeností již od pramenišť a z malých (experimentálních) povodí pro společenskou ochranu.

Klíčová slova: malé lesnaté povodí, okamžitá intenzita deště, podíl plochy povodí bez vsaku, povrchový odtok, vsak, hypodermický odtok, retence lesní půdou

Úvod

Tradici lesnicko-hydrologických měření na našem území zahájil Válek roku 1928 v malých povodích Kýchov a Zděchov v Javorníkách s téměř třicetiletými měřeními. Od roku 1954 bylo toto úsilí následováno obdobným výzkumem pracemi Mařana a Zeleného. Z původních čtyř malých povodí v Moravskoslezských Beskydech měření pokračovala jen v experimentálních povodích Malá Ráztoka (MR) v obci Trojanovice a Červík (CE) ve Starých Hamrech po dobu 58 let. Cíl toho výzkumu byl nově upraven. Na počátku se předpokládalo, že bude snadné splnit ten úkol, ale ukázalo se, že převyšuje pracovní možnosti jediného řešitele. Technicky byly zdokonalovány měřicí přístroje a rozvíjeny analytické metody s hodnoceními dat. Nelze pominout existenci trvalých ekonomických limitů.

Beskydský lesnicko-hydrologický výzkum byl založen výnosem MLDP č. 32 452/52 – 04-02 dne 30.5.1952. Práce byly zahájeny stavbami zděných kamenných měrných žlabů. Výzkumné objekty však nebylo možné pro odlehlost místa od počátku připojit na síť n.n. Výzkum byl náročným na měření a uchovávání dat. Je otázkou, jak dlouhou dobu mají být taková lesnicko-hydrologická měření v malém experimentálním povodí prováděna. Přírodní rozkolísanost srážkově-odtokových prvků má objektivní cykly. Především do nich náleží četnost, výška a intenzita dešťů způsobujících průtokové vlny, ale krátká měření je nezaznamenávají. Výzkum prováděný v Beskydech prokazuje, že příčiny vodních katastrof je nutné hledat a objasňovat dlouho už v prameništích a malých povodích.

Výskyt a výše povodní byly v povodí CE při měření ovlivňovány i jinými vnějšími vlivy, např. imisemi nejen z ostravsko-karvinské průmyslové aglomerace, ale též z většího území. Jejich rozsah a následky byly zjišťovány bez pohotovostní nápravy stavu. Škodlivé působení imisí na vodní bilanci v malém povodí CE se však hydrologií neprokázalo. Pravděpodobně proto, že CE je v beskydských tzv. zadních horách v závětří chráněném před nimi ležícím vyšším horským hřebenem. Po roce 1989 se imisní zatížení snížilo, ale největší srážky a průtoky tím patrně nebyly ovlivněny.

Podrobný popis stanovištních poměrů v povodí CE byl dříve uveřejněn, např. (Bíba et al., 2008). Povodí má plochu 1,85 km² s bystřinným tokem 3,5 km dlouhým, který ústí do vodárenské nádrže Šance zleva nedaleko od konce jejího vzduť. Měrný žlab je umístěn 2,5 km proti toku a k prameništi nad ním zůstává 1,0 km. Nad žlabem se tok dělí na dvě větve, a to A s plochou 0,8824 km² a B s 0,8425 km². Tam byly postaveny v roce 1964 samostatné měrné žlaby pro dílčí experimentální měření.

Prvky klimatu a odtoky z celého povodí CE byly kalibrovány 13 roků bez porostních obnov, potom následovaly v průběhu 20 let zrychlené obnovní těžby jen v části A bez zásahu v B. Průtokové vlny po porostní obnově (viz tab. 1) tím se zřetelně nezměnily.

Největší deště a průtoky v malém povodí CE

Časový průběh a výšky srážek a průtoky byly v hydrologických letech 1954 až 2011 zaznamenávány mechanickým hyetografem a limnigrafem se zápisy na svislý válec a s týdenními výměnami hydro- a limnigramů. Častá a delší přítomnost řešitele úkolu ani pozorovatele, především při bouřkových lijácích a v noci, tam nebyla možná. Ani zápisy inkoustovým perem nebyly spolehlivé, a proto tam musely být postaveny 2 i 3 přístroje (Zelený, per os, 1970). Funkce původního limnigrafu s plovákem byla dobrá, ale byl nahrazen dokonalejším teprve po roce 2000. Pevná konstrukce měrných žlabů vyzděných z opracovaného kamene nebyla poškozena povodňovými průtoky. Již orientující desetiletá měření srážkových úhrnů ve staničkách rozmístěných ve velkém počtu na území Beskyd pro poznání jejich plošného rozdělení byla značně ovlivněna orografií (Zelený, 1964), např. expozicemi, polohou a prouděním ovzduší. Při bouřkových lijácích je nutné vždy brát v úvahu jejich velkou turbulenci a silný vítr. Rozdíly dat naměřených lišícími se zachytnými plochami srážkoměrů a místy měření lze informačně tolerovat, ale ne úplně pro hydrologické modely nebo výpočty vodní bilance.

V tab. 1 jsou přehledně uspořádány dny s největšími dešti a průtoky, které byly v povodí CE v letech 1954 až 2011 zaznamenány. Opakování a výšky dešťů odpovídají nelineárnímu dynamickému systému přírodních činitelů. V denních zápisech o počasí na staničce pod povodím CE byly četné dny bez srážek i jiné s různými, vesměs méně vydatnými, v průběhu roků. Trvalé deště s úhrny nad 50 mm a přívalové lijáky způsobovaly v CE nárůst vodní kinetické energie zrychlující a zvyšující intenzitu půdní a bystřinné eroze až do toku. Všechna srážková data za období tvoří množinu s polootevřeným intervalem. Obsahuje nejvíce dešťů s malou intenzitou a krátkým trváním, ale s častějším opakováním. Ze souboru dat bylo zjištěno, že průtoky s $q_{\max} \geq 600 \text{ l/s.km}^2$ jsou v CE mezi, nad níž nejvíce škodí bystřinná eroze. V celém období měření tam bylo jen 12 silných dešťů, ne více než jeden ročně. Ale počtem a nepravidelně převažovalo 46 roků, v nichž tak bohaté srážky ani průtokové vlny nebyly. Vydatné deště byly jen mezi 27. červnem až 7. září, nejčastěji v červenci, žádný z tání sněhu. Pro posouzení povodní jsou důležitými počáteční průtoky. V měřeném profilu CE byl statisticky vyhodnocen průměrný roční průtok $q_a = 20,2 \text{ l/s.km}^2$. To znamená, že ve 3 letech byl průtok q_a počátečním překročen a v 9 podkročen. Tato hodnota je důležitá (Zelený, 1970) pro odhad zásob vody v povodí. Výzkum v CE se od počátku podrobněji nezabýval hydropedologií. To neplatí jen pro CE, ale obecně v ČR pro posouzení retenční vodní kapacity lesní půdy (Novák P. et al., 2007). Ta by měla být uváděna v lesních hospodářských plánech (LHP), a sloužit preventivně k ochraně před škodlivými povodněmi už v malých povodích bystřinných toků.

Z dat o výskytech a trváních příčinných dešťů v CE je patrné, že vesměs jimi byly regionální deště. Přirozeně, že se v průběhu let 1954 až 2011 tam vyskytovaly bouřky, ale bez silných lijáků a v noci; pozorovatel v CE ve staničce v tu dobu nikdy nebyl přítomen. V archivu zápisů by je bylo možné vyhledat. Za pozornost stojí, že v letech 1973 až 1984 a 1986 až 1995 nebyl v CE zaznamenán žádný tak vydatný nebo přívalový dešť, který by způsobil průtokovou vlnu s $q_{\max} \geq 600 \text{ l/s.km}^2$.

Největší přívalový dešť v povodí CE byl 1.srpna 1971 po bouřce mezi 14 a 15 hodinou. Podle záznamu tam spadlo 60,2 mm, z toho 44,0 mm na počátku za 20 minut. Je třeba vypočítat okamžitou intenzitu za 1 sekundu pro odhad spadlého množství vody. Záznam na hyetogramu je hrubý, ale z něj lze množství přibližně určit na 0,0366 mm znamenajících $36,6 \text{ m}^3/\text{s.km}^2$! Přirozeně, že tato hodnota je odhadem skutečnosti, která mohla být ještě nepříznivější. Dotoková doba mezi vrcholem vydatnosti lijáku a kulminací průtoky byla 20 minut, což svědčí o průměrné rychlosti vody. Průtok vyvrcholil s $q_{\max} = 1\,576,2 \text{ l/s.km}^2$. To prokazuje retenční schopnost v malém povodí CE, které zadrželo až 90,6% z dešťového úhrnu. Objem odtoku vlny byl 5,62 mm. Nasycenost povodí byla prokázána trváním průtoky většího než byl počáteční: byly to jen 3 hodiny.

Tabulka 1: Největší deště a průtoky v povodí CE v letech 1954-2011 (Workshop 2004)

Datum	Počáteční spec. průtok l/s.km ²	Datum	Úhrn deště mm	Datum	Průměrný denní průtok l/s.km ²	Maximální průtok l/s.km ²
27.06.58	7,0	27.-30.06.58	132,1	29.06.58	386,4	770,0
22.07.60	14,1	23.-26.07.60	174,6	25.-26.07.60	737,3	1 054,0
09.06.65	35,1	09.-12.06.65	117,7	12.06.65	678,8	1 027,0
23.07.66	45,9	22.-25.07.66	116,2	25.07.66	407,2	988,0
26.07.68	10,8	26.-29.07.68	232,0	27.07.68	413,6	696,0
16.07.70	7,8	14.-20.07.70	123,2	19.07.70	500,9	1 092,0
31.07.71	3,4	01.08.71	60,2	01.08.71	467,0	1 576,2
19.08.72	6,4	20.-22.08.72	158,7	21.08.72	400,0	968,0
06.08.85	12,1	06.-10.08.85	170,0	08.08.85	694,1	1 025,0
04.09.96	8,3	05.-09.09.96	175,7	07.09.96	611,5	1 164,3
04.07.97	18,6	05.-09.07.97	345,4	08.07.97	1 081,8	1 447,6
20.07.01	28,9	21.-26.07.01	111,2	26.07.01	450,6	661,7

Východní část ČR byla postižena mimořádně vydatným regionálním deštěm ve dnech 5. až 9. července 1997. Jeho úhrn byl v CE 345,4 mm a měl dva vrcholy - v počáteční a závěrečné fázi. V tomto povodí byl menším než na návětrných svazích Beskyd a v údolích otevřených k SZ, kde místy přesahoval 500 mm. Průměrná okamžitá intenzita tvořila jen asi 1/10 hodnoty bouřkového lijáku, ale v průběhu 80 hodin trvání bylo povodí značně nasyceno. Z hyetogramu v CE lze odhadnout průměrný spád jen na $h_{s\text{ prům}} = 1,2 \text{ m}^3/\text{s.km}^2$; s naměřeným maximálním průtokem $q_{\text{max}} = 1 447,6 \text{ l/s.km}^2$ a průměrným denním $q = 1 018,8 \text{ l/s.km}^2$. Počáteční dotoková doba byla 50 minut. Retence v povodí CE dosáhla 92,4% z úhrnu deště, což svědčí o jejím významu. Průtok klesl na hodnotu stejnou jako před počátkem vlny až za 8 dnů. Ani po mimořádně vydatném regionálním dešti v teplém ročním období nebylo povodí CE úplně a na dlouho nasyceno. Zásoba půdní vody tam vždy je dotována následujícími dešti.

Poznatky o největších průtocích v malém povodí CE

Ze souboru naměřených dat o deštích jsou důležitými trvání v hod a úhrn v mm vydatných dešťů, a okamžitá intenzita v sec, trvání v min a úhrn v mm přívalových dešťů. Méně intenzivnější dešti se povodí volněji sytí a průtoková vlna v něm povolněji stoupá i klesá. Přívalové deště způsobují náhlý a vysoký růst s kratším trváním poklesu průtokové křivky. Z příkladu na CE je patrné, jak nesmírně je důležitým pro vznik a průběh povodní plošný podíl terénu bez vsaků vody zrychlující odtok z povodí. Snímky z meteoradarů velmi dobře ukazují velkoplošně oblačnost a srážky, ale méně vyhovují pro pohotovou výstrahu před povodní v malých povodích. K tomu bude užitečným systém včasné výstrahy před bleskovými povodněmi v horských podmínkách (Tesař et al., 2011). Na příkladu z CE se ukazuje, že při bouřkovém lijáku 1.srpna1971 se výrazně uplatnila jeho zvlášť velká okamžitá intenzita. Vezmeme-li v úvahu, že plocha vodotečí tam tvoří jen 1% z celkové plochy povodí, mění se odpovídající objem lijáku okamžitě v odtok (po dotokové době) a zvýší průtokovou vlnu. Podobně je nutné počítat s podíly jiných ploch s nulovým nebo velmi sníženým vsakem, druhotně a jen dočasně rozšiřujících bystřinnou síť, se zřetelem na dotokovou dobu. V CE nemají lesní cesty v A ani v B větší plošný podíl než 1%, a proto ani obzvláště nebezpečné hydrické účinky. Jiné plochy s povrchem bránícím vsaku až po rozvodnici tam nejsou. Nelze však pomíjet plošné vodní účinky lesní půdy.

Odtokový proces při mimořádné události má být vyhodnocen podle schématu obsaženého v ČSN 73 6530 Názvosloví hydrologie; to má informační význam. Velikost povrchového odtoku v lesnatém povodí CE lze jen odhadnout. Je pravděpodobné, že podíl nesoustředěného odtoku, i při veliké okamžité dešťové intenzitě na povrchu lesní půdy s její velikými nerovnostmi a odpory, by téměř neměl být. Ale s ohledem na modelaci terénu, soustředování vody, vývěry podpovrchového odtoku na svahových bázích aj., jej nelze místy vyloučit. Z posuzování dat v CE vyplývá, že o vzniku odtoku vždy rozhoduje vsak (infiltrace) do lesní půdy na celém povodí. Jeho hodnota je pokusně změřitelná,

ale v CE to nebylo provedeno. Vodní teorii byla v hydrologii věnována vědecká pozornost (Kutílek, 1978, 2008 aj.), ale její obecné využívání na lesních stanovištích teprve počíná (Švihla et al., 2011). Lesní porosty v CE náležejí do 5. a 6. výškového vegetačního stupně. Pro lesní hospodářské plánování tam bylo odlišeno 15 typů lesních půd (Holuša, J. et al., 2001), ale vodní režim půd tam dosud nebyl podrobně řešen.

Voda prosakující v CE z vydatného deště lesní půdou utvoří hypodermický (rychlý podpovrchový) odtok a gravitační (perkolující) průsak. Tok pod povrchem půdy v průběhu příčinného deště je patrný, že vydatně vyvěrá už na svazích a jejich bázích. Přispívá k soustředování, tvorbě a průběhu průtokové vlny. Tento jev občas trvá podle nasycení půdy jen několik hodin, ale často brzy zaniká. Perkolující voda se přirozeně pomaleji a déle pohybuje do podloží. Bilančními výpočty byla odhadnuta zásoba vody v CE v lesní zemině nejméně na 50 mm. Podílí se trvale na základním odtoku a na celkovém odtoku z povodí. V bilanci odtoků z CE je třeba brát do vědomí, že tam je i podzemní odtok mimo hydrometrovaný průtočný profil ve žlabu. Může ovlivňovat bilanční výpočty. Jistě však je jen malý, ale spolu s intercepcí, evaporací, transpirací a povrchovou akumulací tvoří odtokovou ztrátu (ČSN736530).

Závěry

Je nezbytné dělat protipovodňovou ochranu ve středních a dolních úsecích toků v ČR podle společenské potřeby. Ale je stejně důležité, aby se zásady této ochrany promítaly nejen ke každé kapce v prameništích a v malých horských nebo pahorkatinných povodích, a také do společenského vědomí. Není prospěšné stavět nové objekty a udržovat je bez ohledů na jimi působené zhoršování odtokových situací po bleskových nebo velmi vydatných deštích, kterým nelze v přírodě zabránit. Kromě odborných meteorologických a hydrologických měření s vyhodnocováním dat byly již plošně posouzeny infiltrační a retenční schopnosti půd v ČR (Novák, 2007). Bude potřebné tyto práce rozšířit i na lesní půdy v horských a pahorkatinných terénech, jejichž retenční kapacita byla dosud ponechávána bez nutné pozornosti. Sumárně má lesní půda větší retenční kapacitu než velké vodní nádrže, nehledě na skutečnost, že ty nejsou situovány v prameništích.

Je žádoucí kriticky posoudit, proč se zatím neměří okamžité intenzity přívalových dešťů, jejichž specifické hodnoty ($m^3/s.km^2$) teprve jsou správnou informací o retenční kapacitě v malých povodích s potřebnou výstrahou pro protipovodňovou ochranu před škodami. Návrh systému včasné výstrahy (Tesař, 2011) bude jistě užitečný, i když nebude mít veliký časový předstih a bude ekonomicky náročným. V obcích a ve městech by měly být důsledně zaznamenávány stopy vnějšího obvodu zátopů a výšší hladin pro prevenci (v příčném profilu povodňové vlny hladina zpravidla není vodorovná!). Z rozdílů mezi okamžitými intenzitami dešťů a průtoky plyne potřebná retenční kapacita v malých povodích. Uvědomujme si, že škodí: soustředování a zrychlování soustředěného odtoku vody, přibývání plošného podílu povodí bez vsaku vody (zástavba, liniové stavby, zpevněné plochy aj.) a nedbání pořízení přiměřené náhrady nových změn, zvětšující rizika povodňových škod. Náprava musí být již úkolem územního plánování.

Informace o hydrologii v malých povodích se dotýkají revitalizací malých toků. Řešením nemůže být jen zdůvodněný kompromis mezi hydrologií a lidskými nároky v systémových vztazích ke stavu a funkcím prostředí. Voda, jejíž část musí malým povodím při velkých průtocích odtéci, fyzikálně si zvětšuje kinetickou energii. Ta má erozní účinky, ale současně odnáší suť, drobné splaveniny i chemické látky, což je spojeno se škodami v korytech i na sousedících pozemcích, ale též s ekologickými užitky. Hydrologická data naměřená v malých povodích musí sloužit pro nejhodnější opatření k protipovodňové ochraně a účelné vodní bilanci též níže po tocích.

Společenská uznání

Řešiteli dílčích výzkumných úkolů o srážkově-odtokových bilancích v malých beskydských povodích byli do 31. prosince 1979 pracovníci Výzkumného ústavu meliorací a zúrodnění půd v Praze, od 1.

ledna 1980 pracovníci Výzkumného ústavu lesního hospodářství a myslivosti v Jílovišti-Strnadlech. Jim náleží uznání a dík za odvedenou mnohaletou vědeckou práci v Moravskoslezských Beskydech.

Dovolují si připomenout, že prvním vědeckým pracovníkem výzkumné stanice v Hnojníku, který pracoval v lesnické hydrologii do 29. února 1980, byl pan Václav Zelený. Dne 28. září 2014 uplyne 100 let od jeho narození. Zemřel 9. června 1999.

Literatura

- Bíba, M., et al. (2004): Povodně v beskydských experimentálních povodích v letech 1954 – 2004. Workshop, Extrémní hydrologické jevy v povodích, sborník, Praha.
- Bíba, M. et al. (2008): Vyhodnocení odtoků z malých lesnatých povodí v oblasti Moravskoslezských Beskyd. In: Šír, M., Tesař, M., Lichner, L.: Hydrologie malého povodí 2008. Sborník, ÚH AV ČR, v.v.i.
- Holuša, J. et al. (2001): Oblastní plán rozvoje lesů. Přírodní lesní oblast 40, Moravskoslezské Beskydy. ÚHÚL Frýdek-Místek: 225 + příl.
- Kutílek, M. (1978): Vodohospodářská pedologie. SNTL/ALFA Praha: 171.
- Kutílek, M. (2008): Hydopedologie v malém povodí. In: Tesař, M., Šír, M.: Hydrologie malého povodí. Sborník, ÚH AV ČR, v.v.i.: 175 – 182.
- Mařan, B., Lhota, O. (1952): Vliv lesa na zasakování vody a na povrchové odtoky. Vodní hospodářství, 2: 396 – 400.
- Matoušek, M. (2010): Poznávání odtokových vlastností malých povodí za regionálních dešťů. VÚV TGM, v.v.i., Praha, sešit 60: 110 + příl.
- Šír, M., Tesař, M., Lichner, L. (2008): Hydrologie malého povodí. Sborník, ÚH AV ČR, v.v.i.
- Šír, M., Tesař, M. (2011): Hydrologie malého povodí. Sborník, ÚH AV ČR, v.v.i.
- Švihla, V. et al. (2011): Hydrologická bilance v lesním horském povodí dle půdních typů. In: Šír, M., Tesař, M., (2011): Hydrologie malého povodí. ÚH AV ČR, v.v.i.: 457 – 462.
- Tesař, M., et al. (2011): Návrh systému včasné výstrahy před bleskovými povodněmi v horských podmínkách. In: Šír, M., Tesař, M.: Hydrologie malého povodí. ÚH AV ČR, v.v.i., : 469 – 472
- Válek, Z. (1977): Lesní dřeviny jako vodohospodářský a protierozní činitel. SZN Praha: 203.
- Zelený, V. (1964): Příspěvek ke studiu klimatu Moravskoslezských Beskyd. Vědecké práce Výzkumného ústavu meliorací, Praha: 157 – 184.
- Zelený, V. (1979): Výsledky lesnicko-hydrologického výzkumu v experimentálních beskydských povodích. Vodohosp. Čas., 27, 6: 584 – 600.

Monitoring of technogenic soil system in temperate climate

Vladimíra Jelínková¹, Jana Šebestová², Jan Šácha¹, Michal Dohnal², Michal Sněhota^{1,2}

¹ University Centre for Energy Efficient Buildings, Czech Technical University in Prague,
Třinecká 1024, 273 43 Buštěhrad

² Faculty of Civil Engineering, Czech Technical University in Prague, Thákurova 7, 166 29 Praha 6

Abstract

The research is focused on detection and evaluation of soil substrate structural changes of selected anthropogenic soil systems. A newly established research University Centre for Energy Efficient Buildings (UCEEB) will provide experimental sites on extensive green roof and interlocking grass pavers fully equipped for continuous hydrometeorological and hydropedological monitoring. Detailed information about water and heat regime of technogenic soil systems will be of the main interest. The acquired experimental data in the future combined with computed tomography and numerical model information will be used to identify how water and heat dynamics in anthropogenic soil systems are affected by soil structural development. As a preliminary part of the research a set of laboratory experiments on a 2D green roof tank and a field experiment were performed. The laboratory infiltration experiments showed how the initial condition varying in substrate water content affects the water flow. In case of field experiment water content of the substrate was compared with the precipitation data available.

Key words: green roof, infiltration, retention capacity, preferential flow, soil structure

Introduction

Unstoppable increasing landscape urbanization in conditions of changing climate brings the urgent need for ecological living, nature close construction techniques etc. This possesses considerable research challenge for precise monitoring of functioning, and evaluation of environmental impact of new systems.

Artificial soil systems and structures including green roofs, permeable or grassed pavements and other systems from soils altered by human activities comprise appreciable part of the urban watersheds and thus significantly influence runoff conditions of the urban areas.

Important part of the complex layered structures is lightweight synthetic soil substrate with nutrients added. Soil particles and the pore spaces form initially unstable more or less random soil structure, which is remarkable changed by plant growth and atmospheric forcing (Angers and Caron, 1998, Niklaus et al., 2003). Concurrent impact of roots (growth, mucilage, and decay), kinetic energy of the rain drops, flowing and residual water, presence of fertilizer and soil air containing water vapor led to the permanent process of soil aggregation/disaggregation, compaction and soil structure development/decline.

All anthropogenic soil systems are considered to be beneficial regarding to carbon dioxide cycle, building microclimate, reducing solar absorbance and storm water (Werthmann, 2007). Expected performance of the system is significantly affected by heat transport through the soil systems (Jim and Peng, 2012). Water and heat regimes are primary defined by technology and materials used for system construction, local climate condition, amount of precipitation, the orientation and type of the vegetation cover (Fioretti et al., 2010).

Thermal effect of altering impermeable roofs and pavements by green roofs and permeable or grassed pavements is subject of long term scientific interest (Hoyano, 1988, Niachou et al., 2001, Hall et al., 2012, Stempihar et al., 2012). Green roof reduce urban canyon heat island (Alexandria et al., 2008)

and also reduce heat transfer through the building roof construction (Cummings et al., 2007). Absorbance and emissivity of vegetated artificial soil systems is considered to be more convenient than other human made structure in urban areas (Fioretti et al., 2010).

Green roof research has attracted wide international interest in the last decades. On the other hand, up to the present time the green roof research in Czech Republic has been lagged significantly (see review of the relevant studies from Blank et al. (2013).

Key objectives that will be addressed in the commencing project are (i) to characterize hydraulic and thermal properties of soil substrate studied, (ii) to establish seasonal dynamics of water and heat in selected soil systems from continuous monitoring of relevant variables, (iii) to detect structural changes with the use of X-ray Computed Tomography, (iv) to identify with the help of numerical modeling and acquired datasets how water and heat dynamics in anthropogenic soil systems are affected by soil structural changes. Achievements of the above objectives will advance understanding of the anthropogenic soil systems behavior in conurbations with the temperate climate.

This work should be understood as results of a preliminary study on green roof experimental segments.

Methodology

The experimental facility

The research is being conducted at the University Centre for Energy Efficient Buildings in Buštěhrad (near Kladno; approx. 20 km in northwest direction from Prague). The first test site is located on a green roof construction at an average height of 9.7 m above the ground and consists of two green roof test beds varying in their substrate composition and complex monitoring facility. Each test bed has an effective area of 1 m², installed to a green roof construction with a slope of 2%. The second test site is located on the ground (± 0.0 m) covered with interlocking grass pavers. Each site has its own hydrometeorological weather station that records air temperatures at 5 and 200 cm above the ground, solar radiation, sunshine duration, barometric pressure, air humidity, wind speed and direction, amount of precipitation, soil temperatures and soil water content. Data recorded in a one-minute time step will be collected to the dataloggers (Campbell Scientific CR 3000) with direct link to the web-server.

The preliminary study – experiment configuration

As a preliminary research the water flow regime and soil water retention within the green roof substrate were inspected (for details see Šebestová, 2013 – in Czech). Laboratory and field experiment were developed.

The laboratory experiments were conducted on a 2D green roof tank with dimensions of 75 × 4.5 × 20 cm (figure 1a). The tank was filled with selected green roof substrate (M, E types substrate supplied by Ekrost s.r.o.). The selected substrate is Optigreen type M, used specifically for extensive single layer substrate with high water retention capacity and good drainage declared (1 m³ absorbs 200 litres water, 1 m³ weighs 1200 kg when saturated).

A set of infiltration experiments with changing initial and boundary condition has been performed on 2D tank. Pressure head and soil water contents were measured with tensiometer (T5 pressure transducer tensiometer, UMS GmbH München) and time domain reflectometry sensor (3-Rod 7.5 cm TDR Probe CS645, Campbell Scientific, Inc.). The first experiment (hereafter labeled by letter A) has been conducted on a relatively dry sample. The sample was saturated from the bottom with water supplied by a tube connected to the bottom inlet/outlet and to the Ecoline ISMATEC pump on the other side set to a highest performance possible (1.33 L min⁻¹). During the next experiment (B) the infiltrating water was supplied via the perforated plastic tube placed on the top of the sample. The rate of 1.33 L min⁻¹ was maintained during infiltration experiment. The two subsequent experiments (C, D)

were performed to mimic conditions during the natural rain of extremely high intensity. For this purpose newly designed sprinkler head was used (figure 1b). Infiltration patterns during laboratory experiments were captured by digital camera (Canon EOS 5D Mark II).

The field measurement studied the effect of real atmospheric forcing on the substrate water content and temperature. The green roof test bed was installed on the outhouse roof (figure 2) at Prague district Podolí. The measurement period was VII – XI/2013. The effective area of the test bed was 0.69 m² and the slope was about 2%. The vegetated substrate with substantial portion of keramzite (depth of 10 cm) was supplied along with the wooden test bed as a complex unit by the company A zelená je nejlepší. The test bed was equipped with soil moisture and temperature sensors. Additionally ambient air temperature and the soil temperature were measured. The hourly precipitation data from nearby CHMI meteorological stations were used for the basic assessment of the water regime of the substrate.

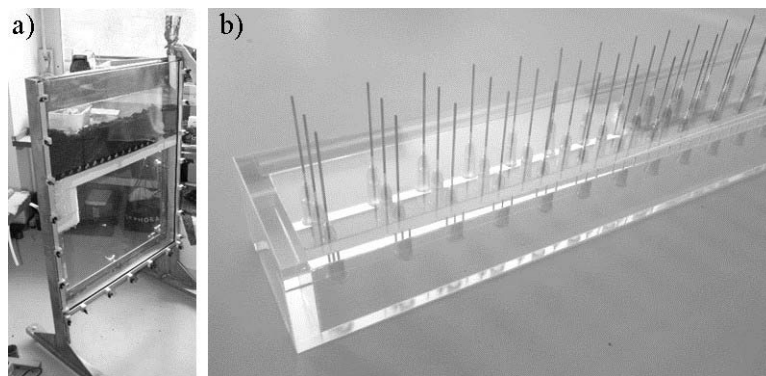


Figure 1: Equipment for laboratory experiment. The experimental 2D green roof tank (a) and a newly designed sprinkler head (b). Modified from Šebestová (2013).

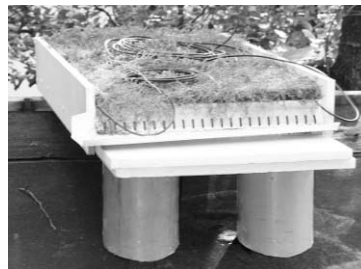


Figure 2: The green roof test bed used for the field experiment. The figure is reproduced from Šebestová (2013).

Results and Discussion

Preliminary study has provided some important findings for the future project research.

The main results of experiments performed on 2D green roof tank are summarized in table 1. The retention depending on the cumulative inflow and outflow difference and the measured water content and pressure head are recapitulated.

Table 1: The results of experiments performed on 2D green roof tank. Modified from Šebestová (2013). The three characteristics in the course of the infiltration run are recapitulated; the retention depending on the cumulative inflow and outflow difference and the measured water content and pressure head.

Experiment	Phase of the infiltration			Drainage	
	Initial	Advance	Final	Final	
A	water retention (cm)	-	20.4	20.4	3.4
	water content (-)	0.01	0.5	0.5	0.13
	pressure head (cm)	120	-	7	19
B	water retention (cm)	-	2.0	6.8	2.5
	water content (-)	0.04	0.4	0.4	0.13
	pressure head (cm)	150	-	-	17
C	water retention (cm)	-	2.5	4	2
	water content (-)	0.01	0.12	0.18	0.09
	pressure head (cm)	310	20	10	13
D	water retention (cm)	-	0.5	1	0
	water content (-)	0.08	0.23	0.2	0.13
	pressure head (cm)	21	-	9	12

The volume of the water retained in the substrate was evaluated for each experiment. In general the retained water was only 9-17% of the substrate volume, depending on the initial water content and experiments performed. In respect to the high substrate porosity (60-70%) only a small portion of the porous space was used. This is due to a high hydraulic conductivity which is typical for the coarse-grained substrate selected. The very high hydraulic conductivity of the substrate has never let the ponding to emerge. Tensiometers for matric water potential determination along with TDR for water content measurement were used. Due to sensors malfunction the data series were not complete and not all data gained were reliable (missing data in table 1 depicted by dashes). Hence from this point of view it is hard to assess the influence of the initial substrate water content on the retention capacity and on the flow dynamic. Another problem rested in a local measurement of hydraulic property which cannot represent adequately the whole real system especially in the presence of preferential flow and in an insufficient number of replicates in the study.

The porous substrate in the tank during the experiment A was fully saturated after 5.25 min and then for 2.42 min the water was hold in the tank by closing the inlet/outlet tube. After the outflow tube was opened again a uniform outflow was observed for 2 min followed by continuously decreasing outflow for the next 15 min. For the initial conditions summarized in table 1 the substrate was able to retain 1.04 litres of water.

Moreover images taken during infiltration experiment A were analyzed. In the image sequence each image was divided by the image of a dry substrate to highlight the wetting front developed in the substrate (figure 3).

In the figure 3 uniform wetting front is clearly visible. It is in accordance with the expectation and with the way how was green roof substrate compacted to establish homogenous profile in the tank. The visual inspection (by digital camera) was only possible when the substrate was dry.

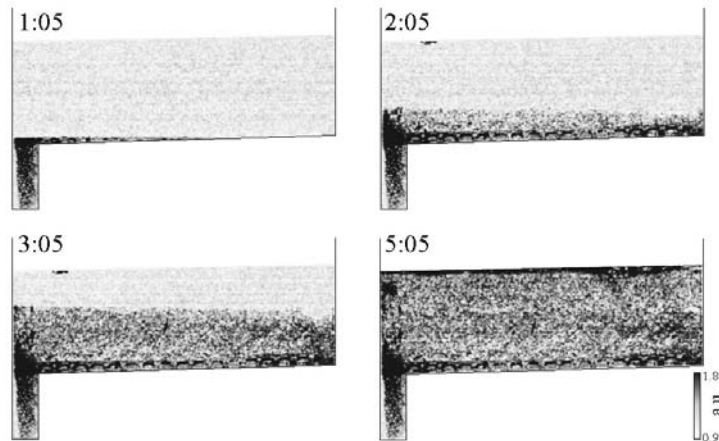


Figure 3: Digitally modified images from the specific times (min:sec after the start of infiltration) of the experiment A, dark color indicates the presence of supplementary water.

Next experimental run C using a purpose-made sprinkler head allowed mimic conditions during natural rainfall. The tested synthetic rainfall event was extreme in terms of intensity (rainfall intensity higher than 110 mm per hour). The outflow from the system started after 10 min. The rainfall event has then continued for next 50 min. The total amount of water supplied to the substrate surface was 3.817 litres. The cumulative outflow from the experimental tank at the end of rainfall event was 2.590 litres. During the next hours increased to the total volume of 3.176 litres. The green roof substrate water retention capacity during synthetic extremely high rainfall event was 0.641 litres (see also table 1).

The course of the infiltration experiment C was tracked by digital camera as shown in figure 4. The images nicely demonstrate how the water flowed through the green roof substrate. An expected uniform water front progress did not occur and preferential pathways became evident. Extremely high intensity of synthetic rainfall event probably led the water to find its way down through the green roof substrate in several channels. The topsoil layer was probably formed by a devastating effect of raindrops from a high intensity of synthetic event.

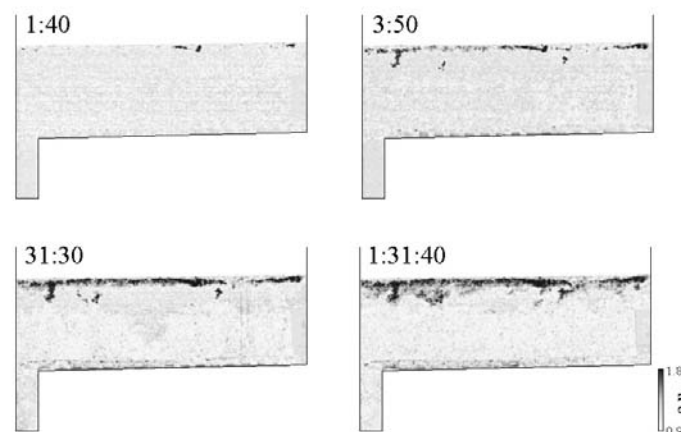


Figure 4: Digitally modified images from the specific times (min:sec or hour:min:sec after the start of infiltration) of the experiment C, dark color indicates the presence of supplementary water.

It must be noted that the substrate at the beginning of the experiment C was considerably drier only in the upper third of the profile. A horizontal line between layers of different water contents was clearly

evident. Whereas the upper part showed the signs of preferential flow, in the initially wetter lower part in the upper part created flow channels were fully spread out.

In case of the field experiment water content of the substrate was compared with the precipitation data available assumed from three neighboring hydrometeorological CHMI stations (Karlov, Klementinum, Libuš). The sum of precipitation in the period of 111 measurement days was 168 mm for Karlov, 205 mm for Klementinum and 204 mm for Libuš observatory. The maximum hourly precipitation was 29.7 mm measured at Klementinum. Note that this value creates only one-fourth of the value of the intensity used for the synthetic rainfall in the laboratory experiment. The data supplied by TDR measurements were used to assess the response of the substrate water content to the rainfall event. The water content value in the substrate grew rapidly in the case of high intensity rainfall event whereas in the case of small rainfall event slowly. The response of the TDR sensor to the rainfall event and/or desiccation process was strongly affected by the initial substrate water content and temperature. Besides the substrate temperature and the air temperature were compared. Temporal temperature fluctuations in the substrate are strongly related to air temperature. The comprehensive meteorological variables set was not available in the preliminary study but is planned in the future research.

Conclusions

As the technogenic soils are being employed more often in the practice, understanding the mechanisms controlling flow around it will be invaluable to practical applications involving e.g. groundwater recharge, storm flow and urban heat island effect moderation. Unsaturated flow processes are very sensitive to initial conditions.

In this respect a set of laboratory and field infiltration experiments on technogenic soil representing green roof systems was performed. In laboratory conditions an unsaturated vertical flow within the green roof substrate was monitored. The several preferential flow pathways occurred. A very high hydraulic conductivity of the substrate has never let the ponding to emerge. Infiltration experiments were recorded by a digital camera. Continuously at the same time the measurements of water content and matric potential were done using TDR sensor and tensiometer.

The volume of the water retained in the substrate was evaluated for each experiment. In respect to the high substrate porosity only a small portion of the porous space was used. This is due to a high hydraulic conductivity which is typical for the coarse-grained substrate selected. To improve the retention capacity more organic materials and/or fine-grained soils should be added. For the green roof systems the retention capacity could be also enhanced by the vegetation (which was not present in the laboratory experiments).

In the field experiment the absolute values of water content were significantly lower compared to laboratory experiment. During time period monitored the field green roof test bed did not experienced such as intensive rainfall intensities and total precipitation as the laboratory model. Moreover the field test bed was influenced by vegetation and real weather conditions and therefore matched much more the real green roof systems.

The preliminary results have provided beneficial and important information for the future research.

Acknowledgement

This work was realized as a part of the University Centre for Energy Efficient Buildings supported by the EU and with financial support from the Czech Grant Agency under project number 14-10455P. We are very grateful to Jiří Mrtka from the company Ekrost s.r.o. and to Libor Balík from the company A zelená je nejlepší.

References

- Alexandria, E. and Jones, P. (2008): Temperature decreases in an urban canyon due to green walls and green roofs in diverse climates, *Building and Environment*, Volume 43, Issue 4, April 2008, pp. 480–493. Part Special: Building Performance Simulation.
- Angers, D.A., Caron, J., (1998). Plant-induced changes in soil structure: processes and feedbacks. *Biogeochemistry* 45, pp. 55–72.
- Blank, L., Vasl, A., Levy, S., Grant, G., Kadas, G., Dafni, A., Blaustein, L. (2013): Directions in green roof research: A bibliometric study. *Building and Environment* 66, pp. 23–28. <http://dx.doi.org/10.1016/j.buildenv.2013.04.017>.
- Cummings, J., C. Withers, J. Sonne, D. Parker, and R. Vieira. (2007). “UCF Recommissioning, Green Roofing Technology, and Building Science Training; Final Report.” FSEC-CR-1718-07. Retrieved 18 Dec. 2007 from <<http://www.fsec.ucf.edu/en/publications/pdf/FSEC-CR-1718-07.pdf>>. Last accessed III/2014.
- Fioretti, R., Palla, A., Lanza, L.G. and Principi, P. (2010): Green roof energy and water related performance in the Mediterranean climate, *Building and Environment* 45, pp. 1890-1904.
- Hall, M., Dehdezi, P., Dawson, A., Grenfell, J., and Isola, R. (2012). Influence of the Thermophysical Properties of Pavement Materials on the Evolution of Temperature Depth Profiles in Different Climatic Regions. *J. Mater. Civ. Eng.*, 24(1), 32–47.
- Hoyano, A. (1988): Climatological uses of plants for solar control and the efforts on the thermal environmental of a building. *Energy and Buildings*, 11, pp. 29–36.
- Jim, C., Y. and Peng, L.L.H. (2012): Substrate moisture effect on water balance and thermal regime of a tropical extensive green roof, *Ecological Engineering* 47, pp. 9–23.
- Niachou, A., Papakonstantinou, K., Santamouris, M., Tsangrassoulis, A., Mihalakakou., G. (2001): Analysis of the green roof thermal properties and investigation of its energy performance. *Energy and Buildings* 33, 719–729.
- Niklaus, P. A., Alpei, J., Ebersberger, D., Kampichler, C., Kandeler, E. and Tschirko, D. (2003): Six years of in situ CO₂ enrichment evoke changes in soil structure and soil biota of nutrient-poor grassland. *Global Change Biology*, 9: 585–600. doi: 10.1046/j.1365-2486.2003.00614.x
- Stempihar, J. J., Pourshams-Manzouri, T., Kaloush, K. E., Rodezno, M. C. (2012): Porous Asphalt Pavement Temperature Effects for Urban Heat Island Analysis, *Asphalt Materials and Mixtures* 1, pp 123–130, ISBN: 9780309223324.
- Šebestová, J. (2013): Experimental research on infiltration into the Green Roof substrate. [Diploma thesis]. CTU in Prague, Faculty of Civil Engineering, Department of Irrigation, Drainage and Landscape Engineering, 92 p. (in Czech).
- Werthmann, C. (2007). *Green Roof: a case study*. New York: Princeton Architectural Press.

Automatické sněhoměrné stanice

Jan Jirák

Český hydrometeorologický ústav, Želivského 5, 466 05 Jablonec nad Nisou

Abstrakt

V návaznosti na ukončený projekt MŽP SP/1c4/16/07 „Výzkum a implementace nových nástrojů pro předpovědi povodní a odtoku v rámci zabezpečení hlásné a předpovědní povodňové služby v ČR“ je v České republice částečně instalována a dále rozvíjena síť automatických sněhoměrných stanic (sněhoměrných polštářů). V rámci zmíněného projektu byla v letech 2007 – 2011 vyhodnocována funkčnost a spolehlivost přístrojů pro kontinuální měření vodní hodnoty sněhu (SVH) a výšky sněhové pokrývky (SCE). Byly testovány dva typy sněhoměrných stanic na klimatologické stanici Desná-Souš (od r. 2006) se zaměřením na technickou funkčnost stanic a na faktory ovlivňující přesnost měření. Instalované stanice se lišily principem měření SVH, konstrukcí a měřenou plochou. Získaná data byla porovnána s pravidelným kontrolním měřením pomocí váhových sněhoměrů podle platné metodiky ČHMÚ.

V roce 2009 se přistoupilo k postupnému rozšíření sítě automatických sněhoměrných stanic. Zvolené lokality byly určeny na základě předem stanovených kritérií, aby získaná data byla co nejúčelněji využita pro operativní vyhodnocení sněhových zásob pro vybrané říční závěrové profily a vodní díla zejména pro potřeby ochrany před povodněmi a hospodaření s vodou. V roce 2014 – 2015 bude síť dokončena s konečným počtem 18 stanic.

Klíčová slova: automatické sněhoměrné stanice, faktory ovlivňující přesnost měření, výška sněhu, vodní hodnota sněhu

Úvod

Automatická sněhoměrná stanice je měřicí zařízení schopné v reálném čase měřit a zaznamenávat vodní hodnotu celkové sněhové pokrývky (SVH) a v reálném čase celkovou výšku sněhové pokrývky (SCE). Váha sněhové pokrývky na měřicím zařízení je ekvivalentem vody obsažené ve sněhové pokrývce, tedy SVH. K získání hodnoty váhy sněhové pokrývky jsou využívány dva základní principy. Prvním z nich je měření hydrostatického tlaku uvnitř vaku naplněného nemrznoucí směsí, na němž leží sněhová pokrývka. Druhým je vážení sněhové pokrývky ležící na desce pomocí tenzometrických vah. Celková výška sněhové pokrývky je měřena nad váženou plochou stanice. K získání hodnoty celkové sněhové pokrývky, tedy SCE, jsou použity ultrazvukové nebo radarové senzory. V rámci monitoringu sněhové pokrývky je stanice doplněna o měření dalších meteorologických prvků.

Popis zařízení

Automatická sněhoměrná stanice se v síti ČHMÚ používá ve dvou základních provedeních vycházejících z principu měření vodní hodnoty celkové sněhové pokrývky.

Prvním, méně rozšířeným typem, je váha s tenzometrickými senzory umístěnými v rohu desky. Deska z pozinkovaného plechu má čtvercový tvar o ploše 16 m². Tenzometrické váhy jsou umístěné na vodorovném stavebním základě a vzájemně ve stejné niveletě. Pro lepší manipulaci jsou tenzometry umístěné v montážních klecích. Vážicí deska je zapuštěna na úroveň terénu a povrch je pokryt umělým travním kobercem. Z důvodu vymezení měřené plochy je na desce instalován drátový plot o výšce 2 metry, který má zabezpečit rozříznutí sněhové vrstvy a zamezit tak přenosu váhy sněhu z/do měřené oblasti stanice.

Druhým, více rozšířeným typem, je vak z PVC naplněný směsí nemrznoucí kapaliny a vody, kde je snímána změna hydrostatického tlaku, způsobená vahou sněhové pokrývky. Uvnitř vaku, nebo vně ve spojitě nádobě (záleží na typu provedení) jsou instalována tlaková čidla. Starší typy mají jedno tlakové čidlo, novější typy dvě tlaková čidla z důvodu kontroly možné poruchy. Teplota vaku z důvodu kontroly zámruzu je měřena na styku nad a pod vlastním vakem. Vak má čtvercový tvar o ploše 9 m², nebo kruhový o ploše 7,065 m². Je umístěn na pískovém loži a zapuštěn na úroveň terénu. Vak je překryt geotextilií, silážní UV stabilní fólií a 3-5 cm mocnou vrstvou šterku. Od okolní půdy je vymezen plastovým obrubníkem. Měřená plocha stanice není nijak vymezena a sněhová pokrývka bez přerušení přechází z/do měřené oblasti stanice. Proti vstupu je kolem stanice instalováno jednoduché oplocení.

Součástí stanice je stožárová konstrukce ve tvaru obráceného písmene L. Na stožárové konstrukci je umístěna záznamová jednotka, čidlo na měření SCE, čidlo na měření teploty vzduchu, variantně čidlo na měření rychlosti a směru větru, variantně čidlo na měření relativní vlhkosti vzduchu. Výška stožárové konstrukce je proměnná podle místa instalace a předpokládané maximální výšky sněhu (min. výška je 2,3 m).

Výška sněhové pokrývky SCE je měřena ultrazvukovým nebo radarovým čidlem, které je umístěno nad měřicí plochou stanice na výložníku stožárové konstrukce. Ultrazvukové čidlo je z důvodu odstranění chyby vlivem oslnění chráněno radiačním krytem a je vybaveno automatickou teplotní korekcí, která eliminuje závislost rychlosti šíření zvuku ve vzduchu na teplotě vzduchu. U novějších typů stanic je teplota vzduchu měřená v těle ultrazvukového čidla zaznamenávána do registrační jednotky pro ověření teplotní nezávislosti čidla. Radarové čidlo je instalováno pouze na stanicích, kde je použit princip tenzometrických vah. Je chráněno krytem proti zasněžení. Teplotní kompenzace není z principu měření nutná.

Teplota vzduchu je měřena v radiačním krytu a je umístěna na výložníku stožárové konstrukce. Relativní vlhkost vzduchu je měřena v radiačním krytu ve sdruženém čidle s teplotou vzduchu. Rychlost a směr větru jsou měřeny jako pomocné veličiny, které mají pouze indikovat možný drift sněhové pokrývky v místě stanice. Je použit ultrazvukový typ čidla nebo mechanický.

Faktory ovlivňující přesnost měření

V průběhu testování automatických stanic a na základě rozboru zahraniční literatury byly popsány faktory, které zásadním způsobem ovlivňují přesnost měření. Je možné je rozdělit na dvě skupiny: a) faktory ovlivňující přesnost měření vodní hodnoty v bodě a její vypovídací hodnotu pro širší okolí (přírodní, technické) b) specifické faktory ovlivňující přesnost měření.

Nejdůležitějším přírodním faktorem ovlivňujícím přesnost měření vodní hodnoty v bodě a její vypovídací hodnotu pro širší okolí je výběr místa. Lokalitu je nutné vybrat s dostatečným předstihem a pravidelně monitorovat rozložení sněhové pokrývky během jednotlivých fází zimní sezóny (akumulace, tání). Je nutné brát v úvahu klimatické podmínky daného místa (převládající směry větru, délku slunečního svitu) a jejich možnou změnu při změně okolního prostředí. Mezi technické faktory ovlivňující přesnost měření patří zejména špatná instalace, nedostatečná péče o přístroje, chybějící kalibrace, kvalita měřících přístrojů (čidel).

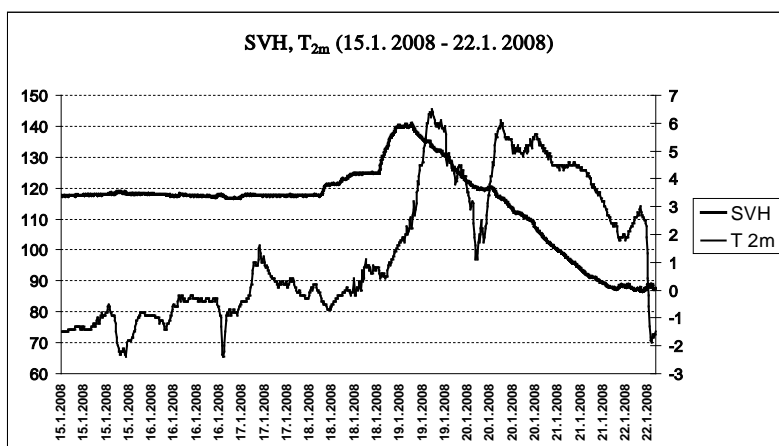
V oblastech s pravidelnými teplotními výkyvy v zimní sezóně je nejpodstatnějším specifickým faktorem ovlivňujícím přesnost měření vytvoření sněhových mostů. Při pravidelném střídání tání a mrznutí sněhové pokrývky, vznikají firnové a ledové vrstvy, které zapříčiňují rozložení tlaku do širšího okolí, než je vymezená plocha měřicí stanice. Dalším významným faktorem je smykové tření ve sněhové vrstvě na rozhraní hrany plochy měřicí stanice a okolí. To je způsobeno rozdílnou rychlostí tání na měrné ploše a okolní půdě, kdy dochází k rozdílu v rychlosti sesedání sněhové vrstvy a smykovému tření na rozhraní. Tento jev způsobuje změnu tlaku na měřícím zařízení a tedy chybu měření. Třetím faktorem je změna objemu nemrznoucí směsi (princip měření hydrostatického tlaku) v závislosti na teplotě. Projevuje se zejména při malé mocnosti sněhové pokrývky, kdy vlivem kolísání

teploty vzduchu dochází ke kolísání teploty náplně a tedy k objemové změně, která vede za určitých podmínek k chybě měření.

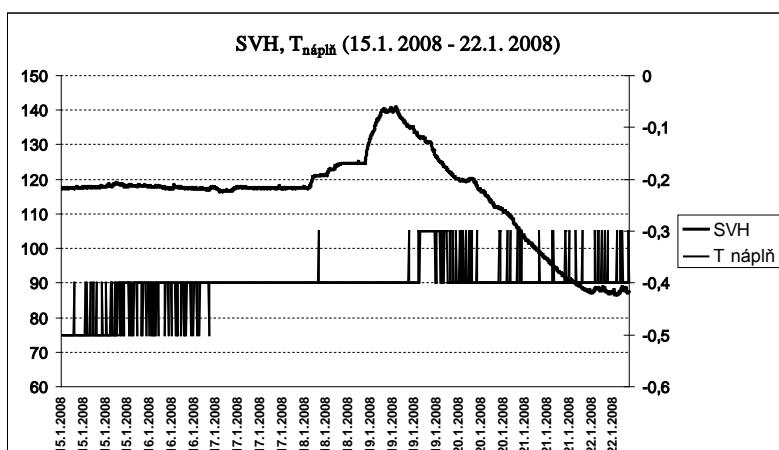
Typové příklady datových výstupů se zaměřením na problémové situace

Následující příklady datových výstupů se zaměřují na situace, se kterými se lze setkat při provozu automatických sněhoměrných stanic. Snaží se kriticky pohlízet na data a stručně shrnout, jaké jsou možné chyby, ale také přednosti zařízení na měření SVH na principu měření hydrostatického tlaku. První tři situace popisují výstup ze stanice Desná-Souš (772 m n. m.) v zimní sezóně 2007/2008. Zbylé dvě situace ze stanice Benešky (845 m n. m.) popisují technické nedostatky, které mohou u tohoto typu stanic nastat chybou senzorů v závislosti na povětrnostních podmínkách. Popsání a eliminování faktorů ovlivňující přesnost měření je zásadní pro běžný provoz v rámci staniční sítě ČHMÚ.

Na obr. 1 a 2 je zobrazena typická situace pro střední polohy Jizerských hor. Jedná se o oblevu s vydatnými srážkami (>90 mm). V první fázi (17. – 19.1. 2008) dochází k akumulaci srážek (kapalných) ve sněhové vrstvě a tedy nárůstu SVH. Při nadále trvajícím kladným průměrným denním teplotám dochází následně k odtoku a tedy snížení SVH. Tento proces se zastavil 22.1. 2008, kdy průměrná denní teplota klesne pod 0°C.



Obr. 1: Vodní hodnota sněhu a teplota vzduchu na stanici Desná-Souš (772 m n. m.).

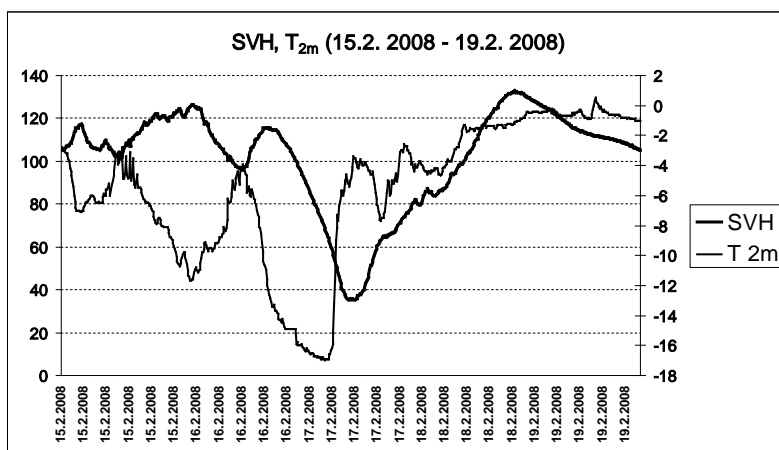


Obr. 2: Vodní hodnota sněhu a teplota náplně nemrznoucí směsi na stanici Desná-Souš (772 m n. m.).

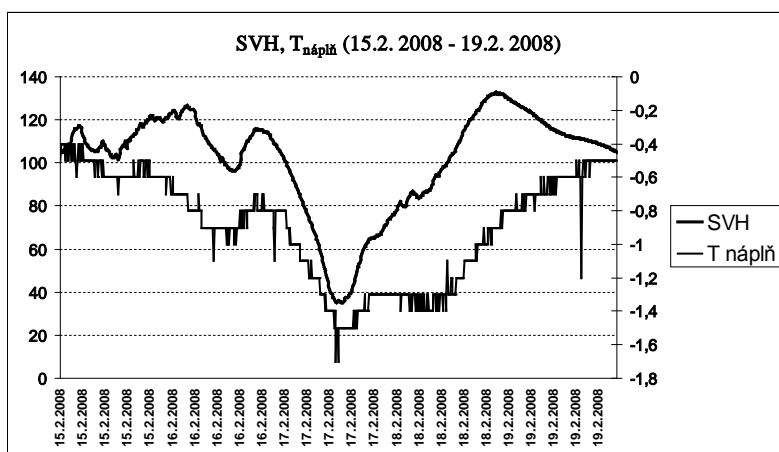
Měření teploty vzduchu a úhrnu srážek je v tomto případě zdvojeno záznamem na klimatické stanici Desná-Souš. Nepostihnutelem měřením na klimatické stanici je změna SVH v krátkém časovém úseku

(4 – 5 dní), která je dostatečně přesně zaznamenána automatickou stanicí. Důležitým ukazatelem, který je vhodné sledovat, je teplota náplně nemrznoucí směsi (dále jen náplně) – viz obr. 2. V tomto případě se teplota náplně mění minimálně a osciluje $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$ kolem hodnoty $-0,4^{\circ}\text{C}$.

Na obr. 3 a 4 je znázorněna situace, která nastala v téměř bezsrážkovém období (<5 mm) za záporných průměrných denních teplot. Na měřicí ploše ležela vrstva sněhu o průměrné výšce 22 cm (změna výšky se pohybovala ± 1 cm v daném období). V období 16. – 17.2. 2008 klesla průměrná denní teplota na -17°C . Ve stejném období byl zaznamenán pokles SVH z průměrné hodnoty 110 mm na 35 mm, přestože nedošlo k tání. Chyba měření byla způsobena kombinací dvou faktorů. Prvním faktorem bylo vytvoření sněhového mostu, který způsobil změnu tlaku a roznesení váhy sněhové vrstvy do širšího okolí, než je vymezená plocha stanice. Sněhový most byl vytvořen z několika tenkých ledových a firnových vrstev, které ve sněhové pokrývce vznikly při předcházejících teplotních výkyvech – oblevách (viz situace 15. – 22.1. 2008, ale také 4. – 6.2. 2008).



Obr.3: Vodní hodnota sněhu a teplota vzduchu na stanici Desná-Souš (772 m n. m.).

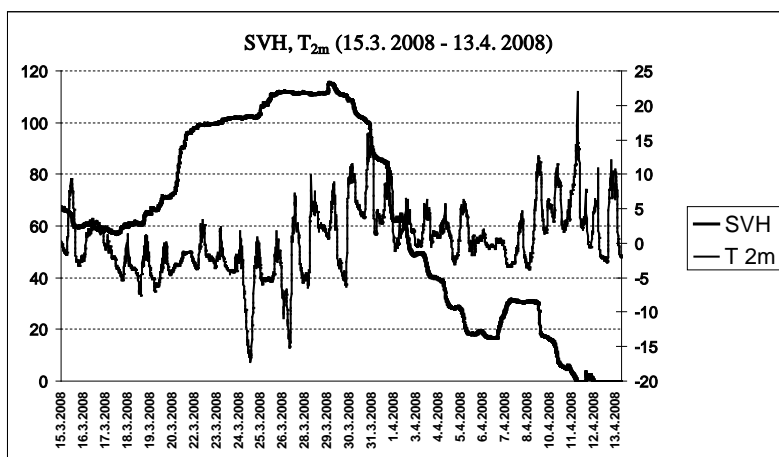


Obr. 4: Vodní hodnota sněhu a teplota náplně nemrznoucí směsi na stanici Desná-Souš (772 m n. m.).

Druhým faktorem byla změna teploty a následně objemu nemrznoucí směsi, ke které došlo mezi 15. – 17.2. 2008 (obr. 4). Při malé výšce sněhové pokrývky dochází ke změně teploty náplně, v tomto případě k poklesu o 1°C v relativně krátkém čase. Zmenšení objemu náplně způsobí v kombinaci se sněhovou pokrývkou, ve které je vytvořen sněhový most, pokles tlaku. Situace byla porovnána s obdobnými případy v období bez sněhové pokrývky, kdy rovněž došlo k poklesu teploty náplně, ovšem nulová hodnota, na kterou je tlaková sonda kalibrována, zůstala nezměněna. Tyto případy také vyloučily možnou chybu teplotní kompenzace tlakového čidla, která je garantována výrobcem. V okamžiku vzestupu průměrné denní teploty vzduchu nad 0°C došlo k narušení efektu sněhového

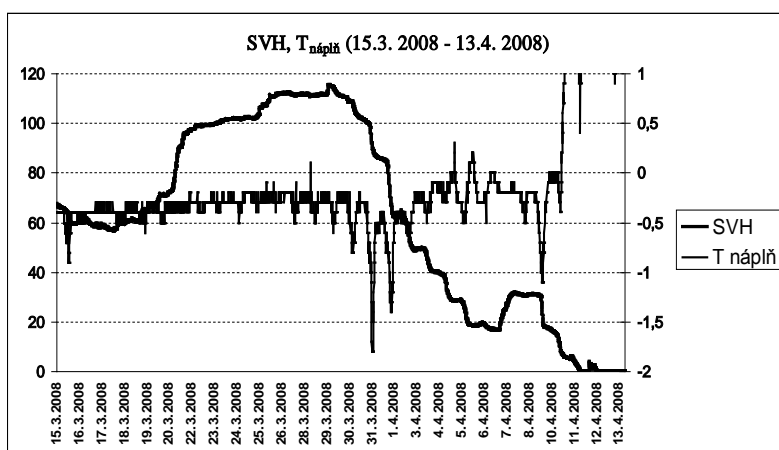
mostu a společně se změnou teploty náplně (zvětšení objemu) k nárůstu SVH, která se přiblížila k počáteční hodnotě 110 mm.

Na obrázku 5 a 6 je situace z tání na konci zimní sezóny 2007/2008. Stanice velmi přesně zaznamenala nárůst SVH v třetí dekádě měsíce března a následné tání – pokles SVH v průběhu prvních čtrnácti dnů měsíce dubna se zaznamenaným podružným nárůstem SVH mezi 7. – 9. 4. 2008.



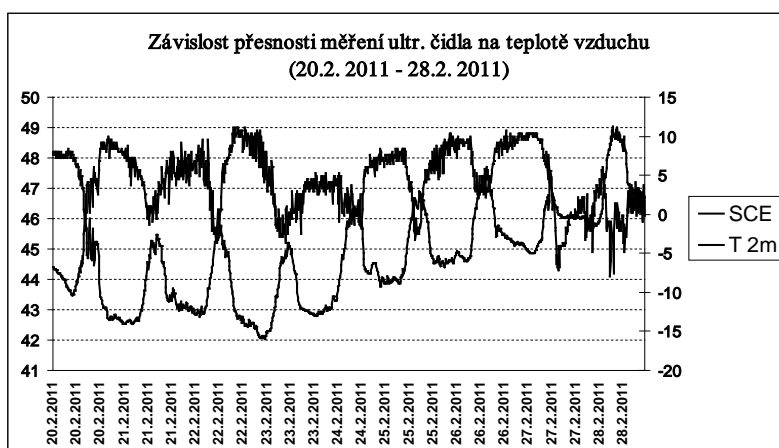
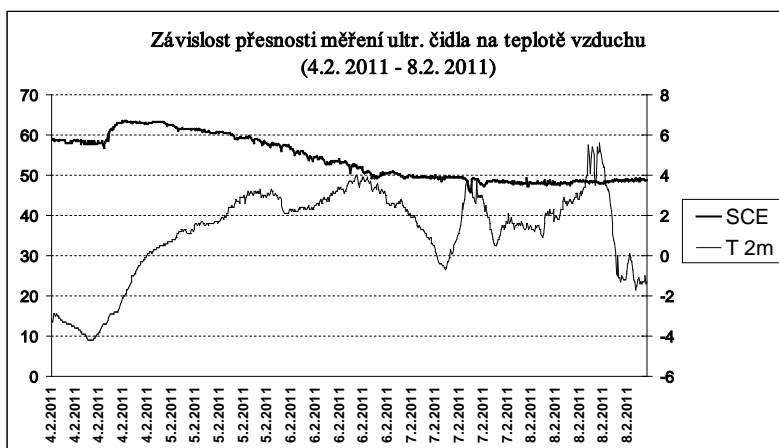
Obr.5: Vodní hodnota sněhu a teplota vzduchu na stanici Desná-Souš (772 m n. m.).

V období akumulace sněhové pokrývky (18.3. – 27.3. 2008) se průměrná denní teplota pohybovala pod 0°C. Od 28.3. nastala fáze tání, kdy došlo v prvních dvou dnech k homogenizaci sněhové pokrývky a následně k odtoku, tedy k poklesu SVH (viz obr. 5). Jelikož po akumulační fázi ($T_{avg} < 0^{\circ}\text{C}$) plynule následovalo tání, nevytvořil se ve sněhové vrstvě efekt sněhového mostu. Tato situace je běžná ve vyšších nadmořských výškách, nebo také ve vyšších zeměpisných šířkách, kde akumulace sněhové pokrývky probíhá téměř po celou zimní sezónu za záporných teplot vzduchu a po té následuje fáze tání. Výše popsané faktory tak ovlivňují automatické měření SVH daleko méně a je dosahováno lepších výsledků.



Obr. 6: Vodní hodnota sněhu a teplota náplně nemrznoucí směsi na stanici Desná-Souš (772 m n. m.).

Mezi technické faktory, které ovlivňují přesnost měření, řadíme kvalitu použitých přístrojů (čidel). Na obr. 7 jsou dva příklady výstupu měření výšky sněhové pokrývky pomocí ultrazvukového čidla.



Obr. 7: Porovnání dvou situací závislosti přesnosti měření ultrazvukového čidla na teplotě vzduchu a oslunění (Benešky, 845 m n. m.).

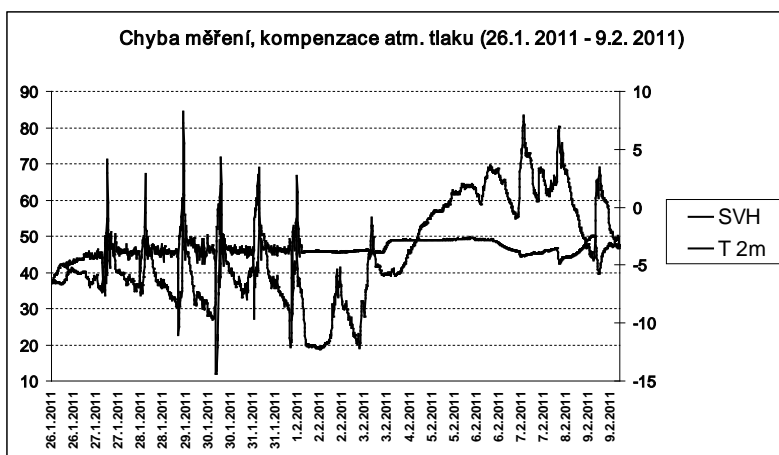
Na horním obrázku je vidět korektní průběh měřené veličiny, sesedání sněhové pokrývky vlivem oteplení, její homogenizace a následně setrvalá výška sněhu. Průměrná teplota vzduchu nevykazovala výraznou denní amplitudu. Na dolním obrázku je vidět závislost měřené veličiny na teplotě vzduchu. Teplota vzduchu v tomto období vykazovala výraznou denní amplitudu (rozsah přibližně 10°C). To bylo způsobeno jasným počasím. Ultrazvukové čidlo nebylo ovšem ovlivněno přímo teplotou vzduchu, ale slunečním zářením, které při nedostatečném radiačním krytu čidla ohřívalo jeho povrch. Teplotní čidlo, které je součástí, následně vyhodnotilo teplotu vzduchu jako vyšší než byla skutečná. Do rovnice, která slouží k určení dráhy, kterou zvuk za změřený čas projde, byla tedy přiřazena vyšší rychlost na základě předpokladu vyšší (měřené) teploty vzduchu.

Technickým faktorem ovlivňujícím přesnost měření je špatná instalace použitých přístrojů. Na obr. 8 je výstup ze stanice Benešky, kdy došlo k zaznamenání prudkého nárůstu a poklesu SVH (měřené veličiny tlaku) v krátkých periodách. Na vině byla chybně umístěná kompenzace atmosférického tlaku, která je součástí tlakového čidla. Tlakové čidlo, aby správně vyhodnotilo měřený hydrostatický tlak, musí na „vzdušné“ straně membrány komunikovat s atmosférickým tlakem (reagovat na jeho změny). V tomto případě byla kompenzační hadička vyústěna do přístrojové skříně a vlivem změny teploty vzduchu reagovala na tlakové změny vzduchu uvnitř (objemové změny vzduchu v závislosti na teplotě). Výrobce v tomto případě nepředpokládal téměř dokonalou vzduchotěsnost a tedy, že nedojde k vyrovnání atmosférického tlaku vně a uvnitř přístrojové skříně.

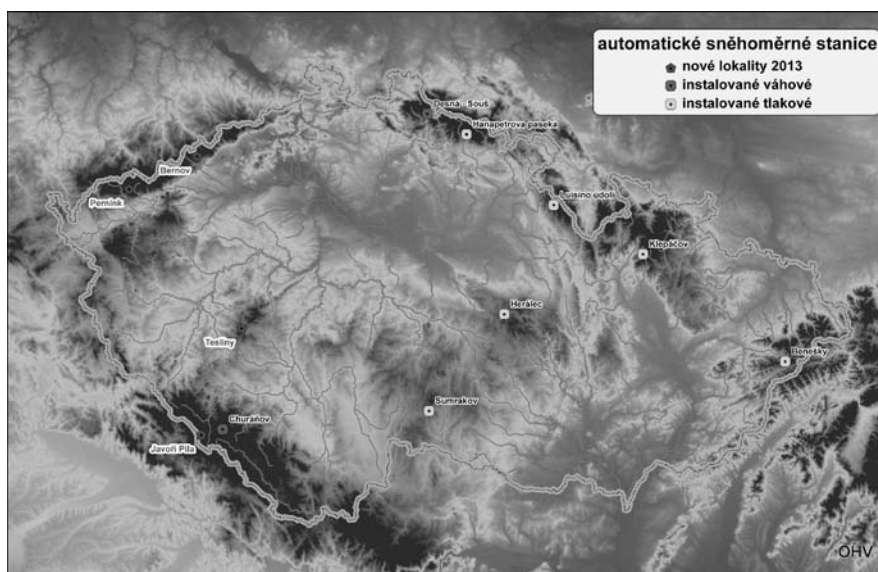
Sít' automatických sněhoměrných stanic (ČHMÚ)

V roce 2009 přistoupil Český hydrometeorologický ústav na základě kladných výsledků z testovacího provozu k postupnému rozšíření sítě automatických stanic. Ke stávajícím stanicím, které sloužily jako

testovací (4 stanice), bylo vybráno 8 dalších lokalit (viz obr. 9). V průběhu let 2014 a 2015 je naplánováno vybudovat zbylých 6 stanic, které budou tvořit finální podobu sítě. Kritéria výběru místa byla nastavena dle předchozích zkušeností s instalací a provozem stanic. Byla vytvořena metodika na kontrolu a provoz a data ze stanic jsou využívány pro výpočet zásob vody ve sněhové pokrývce.



Obr. 8: Kolísání SVH jako důsledek chybně umístěné kompenzace atmosférického tlaku (Benešky 845 m n. m.).



Obr. 9: Mapa rozmístění automatických stanic, stav 2013.

Literatura

- CEN – European Committee for Standardization, 2009. Technical report - Measurement of Snow Water Equivalent using Snow Mass Registration Devices (Draft), 16 s.
- Jiráček, J., 2007. Testování a provoz automatických stanic pro měření výšky a vodní hodnoty sněhové pokrývky. In: Sborník Stretnutie snehárov 2007, Telgárt, 4 s.
- Jiráček, J. 2006. Czech snow pillow prototype. Workshop of WG CEN TC 318 („SWE Work Group“), Davos, 4 s.
- Závěrečné zprávy 2007, 2008, 2009, 2010, 2011 Projekt SP/1c4/16/07 „Výzkum a implementace nových nástrojů pro předpovědi povodní a odtoku v rámci zabezpečení hlásné a předpovědní povodňové služby v ČR“. ČHMÚ.

A web system for display and analysis of real-time monitoring observations of small urbanized catchments in Lahti, Finland

Jiří Kadlec, Juhani Jarveläinen

Aalto University, Niemenkatu 73, 15140 Lahti, Finland

Introduction

The hydrological cycle in urban areas is strongly affected by urbanization process (Lee et al. 2003). Urbanization leads to an increase of impervious surfaces (such as asphalt roads or car parks) with high runoff to rainfall ratios (Schueler 1994). Water flowing from these impervious surfaces is known as stormwater runoff. In Finland, stormwater runoff is typically not treated by wastewater treatment plants. Instead, it flows through a separate network of pipes and culverts directly into receiving water bodies and lakes (Valtanen et al. 2013).

The city of Lahti (population: 100 000) is situated in southern Finland on the shore of Vesijärvi. The lake (area: 121 km², maximum depth: 41 m) belongs to the Finnish Lake district area and it provides many important ecosystem services: recreation, fishing, swimming, sailing, water sports, ice-skating, skiing and others (Lehtoranta 2013). Every year, extensive lake treatment activities (oxygenation and intensive fishing) are carried out in order to keep the lake water nutrients at satisfactory levels and to prevent excessive algal blooms (Kuoppämäki et al 2013). However, lake treatment activities must be accompanied with mitigating incoming nutrient load from the catchment area (Valtanen et al. 2013). A significant part of the lake catchment land area is urbanized (10 % of the area). The remaining area is forest (67%) and agricultural 17%). Experience from other Nordic countries (Modaresi et al. 2010, Nordeidet et al. 2004), show that the stormwater runoff from urban areas may have important effect on nutrient transport to receiving lakes. To be able to predict the effect of urban development on the total volume of stormwater runoff and on the water parts of the city quality, it is important to establish a systematic monitoring network of experimental areas and quantify their hydrological response in different rainfall-runoff or snowmelt events. This paper introduces three study areas in Lahti (Figure 1), describes a new web system for the management and visualization of hydrological observations, and shows a case-study of the impact of urbanization on the runoff hydrograph in the catchments.

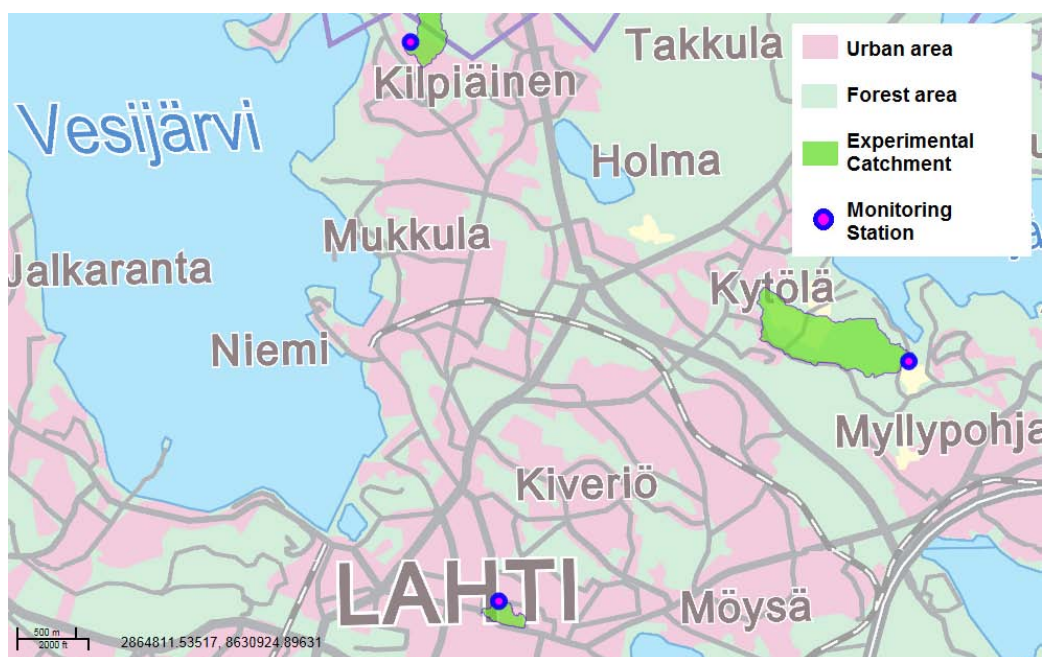


Figure 1: Locations of the experimental catchment study areas in Lahti.

Study Areas

Table 1 shows the overview of the experimental watersheds from Figure 1. The first area (Ainonpolku) is located in the city centre. It consists of a high density residential and commercial land use. 20% of the area is covered by asphalt roads or car parks. The second area (Kilpiäinen) is a suburban area where a forest was partially replaced by low-density residential housing. Although over 60% of the Kilpiäinen area is still covered by urban forest, the impervious parts of the area are mostly located near the catchment outlet. The third area (Kytölä) consists of forest and abandoned agricultural fields. It is the largest of the three study areas. In the year 2013, a change of the urban plan was approved by the Lahti city council. According to the urban planning document, 30% of the catchment will be changed to low and medium density residential housing. It is expected that the disturbance of soil caused by the construction activities will have measurable impact on the hydrology of the Kytölä catchment area.

Table 1: Properties of the experimental catchments in Lahti.

	Ainonpolku (city centre, highly urbanized)	Kilpiäinen (suburban area, medium urbanized)	Kytölä (forest area, not urbanized)
Area (ha)	22.2	51.1	127.0
Impervious area percent	78.4%	25.6%	7.2%
Runoff coefficient in summer	0.87	0.27	0.19
Changes in the catchment	No major changes	No major changes	New construction will start in 2014
Monitoring periods	2008 – 2011, 2012 - 2014	2009 – 2011, 2012 - 2014	2012 - 2014

Observation data management system

The observation stations at Ainonpolku, Kytölä and Kilpiäinen are located inside underground pipes to protect the equipment from extreme weather conditions. They are equipped by the Labkotec (Labkotec, 2014) instrumentation device. Discharge (l/s) is measured at a one-minute time step using a pressure-based sensor. Turbidity (NTU) is measured by the turbidimeter connected to labkotec unit. Each station is also equipped with an automated grab sampler. When discharge or turbidity exceeds a threshold level, the sampler is activated and a water sample is retrieved and stored for further laboratory analysis of nutrients and other pollutants. All 3 stations are connected by a GSM mobile unit to the Labkonet mobile network (Labkotec, 2014). The observations data are temporarily stored at a logger at the station. At hourly intervals, the data from the logger are sent to a central Labkonet server (www.labkonet.fi). Authorized users may log-in to the server and examine the most recent data from each sensor (Figure 2).

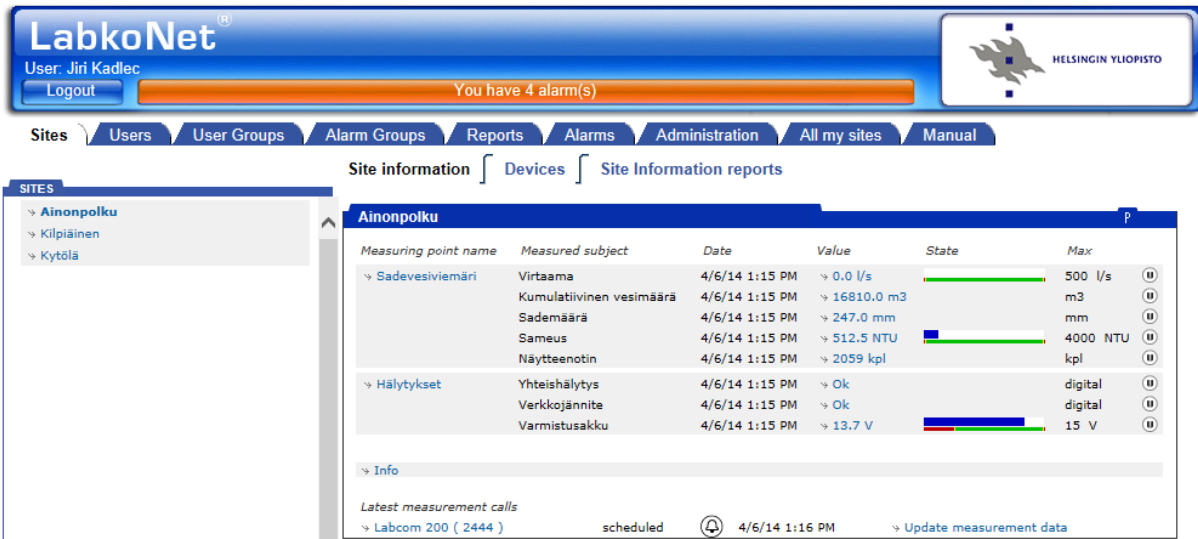


Figure 2: The default LabkoNet interface for monitoring observations from the experimental sites.

Web System for Real-Time visualization

The Labkonet server (Figure 2) has only provided limited data access and visualization tools for examining the current and historical situation in the catchments. A survey of requirements of researchers, Lahti city officials, and the public, showed that a more interactive interface that includes the spatial view (location of study areas in the map) was needed. Also, users required the functionality to compare time series at different stations, and download any combination of parameters from any site and time period. To meet the requirements, a data management and visualization system was built using free and open-source software components (Figure 3). The time series data from field sensors are transmitted to a relational database, and then served using the Sensor Observation Service (SOS), Javascript Object Notification (JSON), WaterML or text file format. The open-source matplotlib toolkit is then used to display the one, two or three time series of precipitation, discharge or turbidity in a dynamic interactive chart.

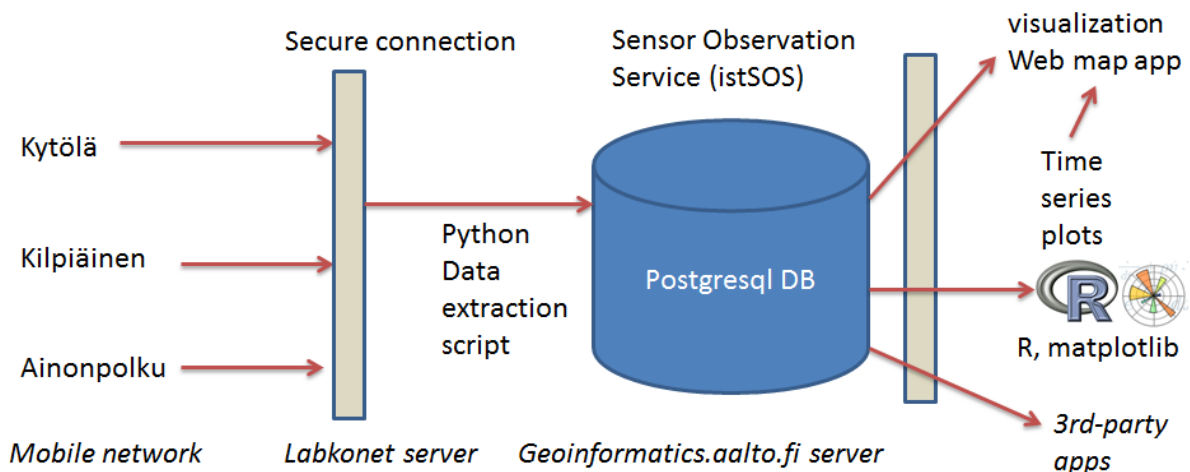


Figure 3: Transfer of real-time observations from experimental stations to the end user interface.

The first component of the web-based data management and visualization system is a custom data extraction script written in the python programming language. The script logs-in to the LabkoNet interface with a user name and password, and simulates the action of the user for retrieving most-recent data from the sensors. It saves these observations to a relational database. The relational

database uses the PostgreSQL database management system. The database schema is a simplified version of the ODM schema (Observations Data Model, Horsburg et al 2009) and consists of 5 tables: *catchments*, *stations*, *variables*, *sensors* and *observations*.

The **catchments** table contains geographic information on the catchment boundaries. The **stations** table contains the name, coordinates, elevation, identifier and photograph of each station. The **variables** table contains the English and Finnish names, units, scale, time step, time units, no data value, and explanation associated with each measured variable parameter (such as discharge, turbidity, precipitation, sampling operation). The **sensors** table is a look-up that shows which variables are measured at which station. It also contains technical information on each of the field sensor and the Labkonet sensor identifiers. Finally, the **observations** table stores the time, value, version and qualifier of each observation. The qualifier may be used by the data manager to record additional information (for example notification of outlier value due to sensor malfunctioning) associated with each individual observation. The database schema is shown in Figure 3.

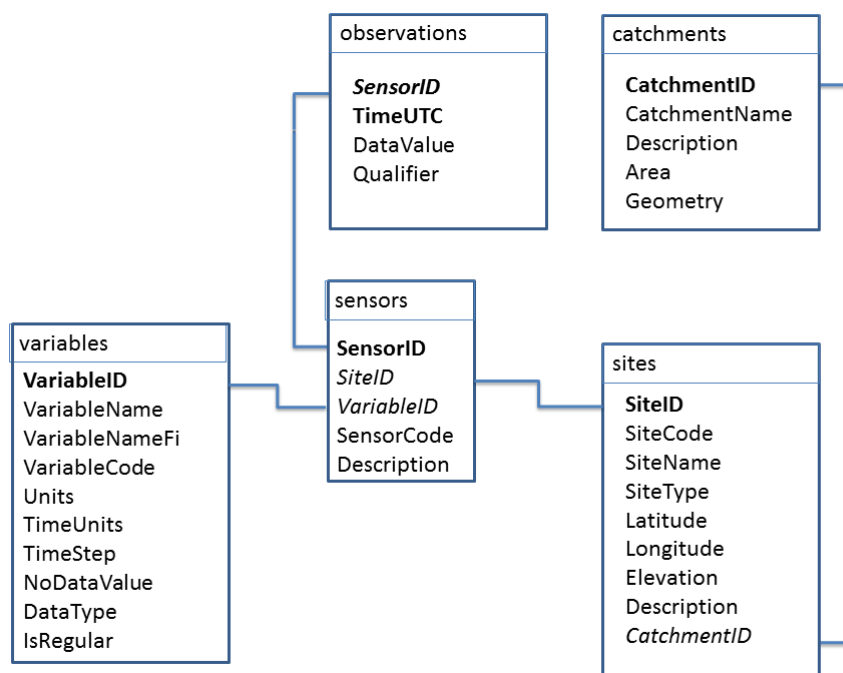


Figure 4: Database schema (PostgreSQL) for management of the hydrological observations.

The observation time series from the database are re-published using 4 available formats: Text file (tab-delimited), Sensor Observation Service (SOS), WaterML data format, and time-series chart. All 4 formats can be retrieved by a web request with the following parameters: site, variable, begin date and end date. If the site is not specified, then time serieses for all sites that match the variable and time period are returned. This component has been built by customizing the open source istSOS tool (Cannata et al, 2013).

The final part of the interface is an interactive map application for exploring the experimental sites. The map shows the Lahti area with available background layers: topographic map, orthophoto, and general map. It also shows the experimental catchment areas and sites. Extra project-specific map layers (such as the land cover survey or runoff coefficient) may be added to the map. When the user clicks on a site in the map, a site info window with the last seven days time series chart is opened. Users can change the variable (default variable is discharge) and change the time period using a calendar selection or by using the time navigation button. The site information window also contains the „show data from all stations“ option for comparison with neighbouring sites. Finally, it has a „data download“ link for downloading the raw data corresponding to the chart in a text file format.

The interactive map application has been built using the OpenLayers javascript library (OpenLayers, 2014).

Figure 5 shows the map interface with time series chart (discharge) from the Kytölä forest site, compared with the two other urban sites sites for the period 6.1 – 13.1.2014. The highest runoff volume at Kytölä is given by the largest area of the catchment. The time of peak flow in the Kytölä forest catchment is delayed by several hours compared to the urban sites. Figure 6 shows an example of the enlarged station info window at the Ainonpolku site and other sites with turbidity for the same period.

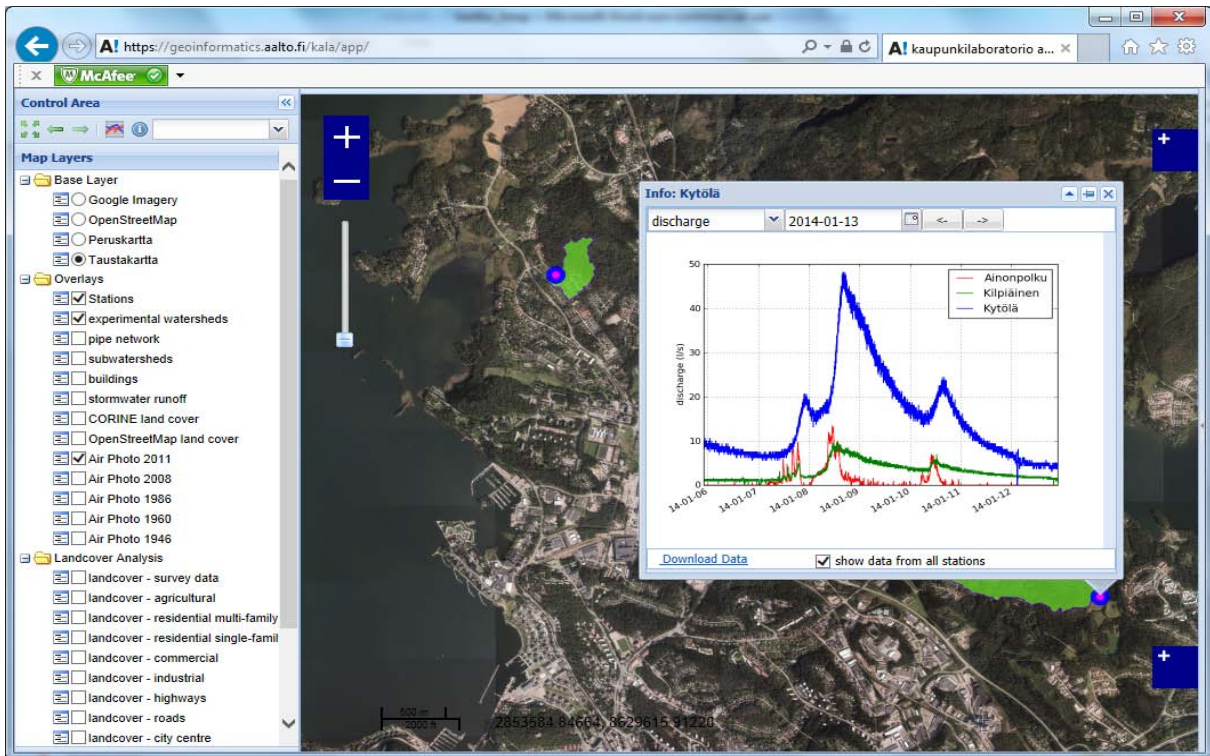


Figure 5: Web based interactive map with discharge time series from the catchments (January 2014).

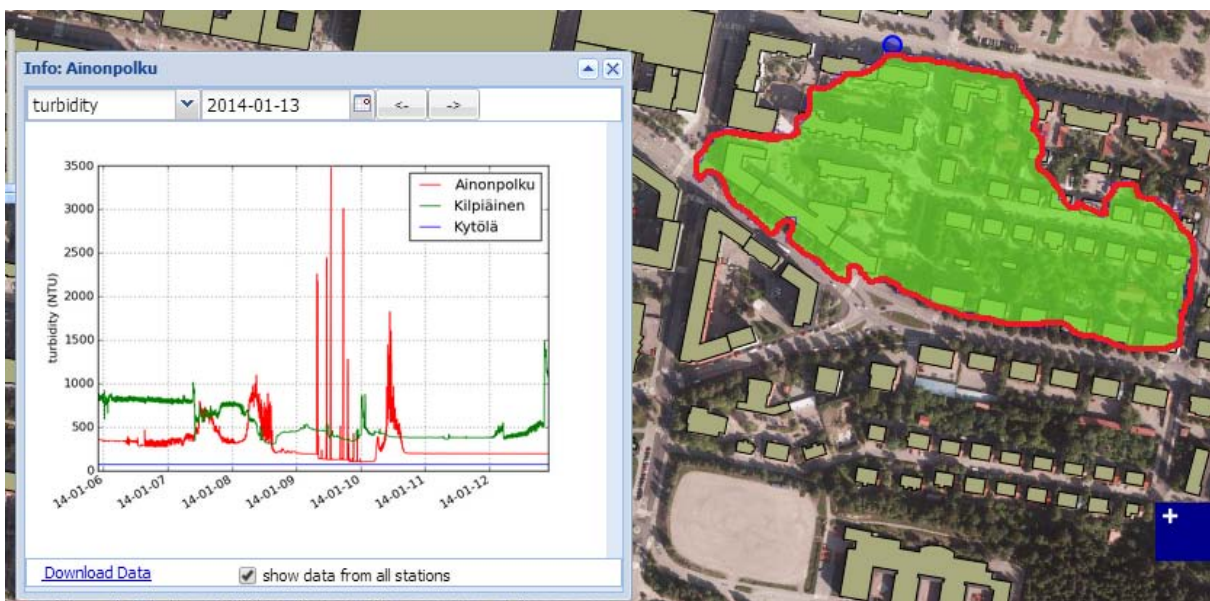


Figure 6: The info window for Ainonpolku urban site showing the turbidity in January 2014.

Conclusions

By implementing the interactive web map interface, the large volume of near real-time and historic data from the experimental sites has become more simple to visualize and compare for students, city officials, researchers, and all interested public in Lahti. The whole end-user interface and web service has been designed using open-source software. The source code (in python and javascript) is available free of charge at the address: *geoinformatics.aalto.fi*.

Acknowledgements

This research was supported by the city of Lahti and the European Union as part of the “Lahti Urban Water Laboratory” project.

References

- Anttila, S., Ketola, M., Kuoppamäki, K., Kairesalo, T. (2013): Identification of a biomanipulation-driven regime shift in Lake Vesijärvi: implications for lake management. *Freshwater Biology*, 58(7), 1494-1502.
- Cannata, M., Antonovic, M., Molinari, M., Pozzoni, M. (2013): istSOS, a new sensor observation management system: software architecture and a real-case application for flood protection. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, (in press), 1-16.
- Horsburgh, J. S., Tarboton, D. G., Maidment, D. R., Zaslavsky, I. (2008): A relational model for environmental and water resources data. *Water Resources Research*, 44(5).
- Labkotec (2014): Labkonet remote monitoring system. <http://www.labkotec.fi/en/> [Online, accessed 15.3.2014]
- Lee, J. G., Heaney, J. P. (2003): Estimation of urban imperviousness and its impacts on storm water systems. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 129(5), 419-426.
- Lehtoranta, V. (2013): Vesihoiton Arvo Vesijärvelle (the value of lake treatment for Vesijärvi), Suomen Ympäristö.
- OpenLayers (2014). URL <http://openlayers.org/>. [Online, accessed 15.3.2014]
- Modaresi, R., Westerlund, C., Viklander, M. (2010): Estimation of pollutant loads transported by runoff by using a GIS model Case study: Luleå city centre. NOVATECH, Oslo 2010.
- Nordeidet, B., Nordeide, T., Åstebøl, S. O., Hvitved-Jacobsen, T. (2004): Prioritising and planning of urban stormwater treatment in the Alna watercourse in Oslo. *Science of the total environment* 334, 231-238.
- Schueler, T. (1994): The importance of imperviousness. *Watershed protection techniques*, 1.3, 100-111.
- Valtanen, M., Sillanpää, N., Setälä, H. (2013): Effects of land use intensity on stormwater runoff and its temporal occurrence in cold climates. *Hydrological Processes*, 28(4), 2639-2650.

Testovanie parametrov metódy SCS - CN – efekt predchádzajúcich vlahových podmienok na simuláciu odtoku

Beata Karabová

Slovenská technická univerzita v Bratislave, Stavebná fakulta, Katedra vodného hospodárstva krajiny, Radlinského 11, 81368 Bratislava; e-mail: beata.karabova@stuba.sk

Abstrakt

V tejto práci sa venujeme problematike určovania priameho odtoku na malých povodiach. Na príklade dvoch malých povodí na západnom Slovensku (Gidra a Vištucký potok) uvádzame účinok predchádzajúcich vlahových podmienok na simuláciu odtoku. V analýze porovnávame pôvodnú metódu SCS-CN s jej modifikovanými verziami. Cieľom práce bolo porovnať namerané hodnoty výšky priameho odtoku so simulovaným odtokom pri použití pôvodnej metódy SCS-CN s 5-dňovým konceptom (S1) a bez jeho použitia (S2), metódy SCS-CN s 15-dňovým (S3), s 30-dňovým konceptom PVP (S4), s použitím novej klasifikácie K1 (S5), modifikovanej metódy s variabilným koeficientom λ (S6 až S8). Použitie 5-dňových predchádzajúcich vlahových podmienok ovplyvňuje návrhový odtok. Použitie pôvodnej metodiky SCS-CN s konštantným koeficientom $\lambda = 0,2$ výrazne nadhodnocuje návrhové hodnoty priameho odtoku. Empirické odtokové krivky odvodené pre novú klasifikáciu K1 (S8) viac vystihujú pomery na povodí ako teoretické. Výsledné simulované výšky priameho odtoku (S8) pri použití klasifikácie K1 oscilujú okolo nameraných dát lepšie ako pôvodná metodika, no jej použitie je stále zaťažené značnými neistotami.

Kľúčové slová: metóda odtokových kriviek (SCS-CN -metóda), koeficient počiatkovej straty, predchádzajúce vlahové podmienky

Úvod

Určovanie výšky odtoku je dôležitou úlohou pri protipovodňových opatreniach, opatreniach proti vodnej erózii, dimenzovaní profilov malých vodných tokov, výstavbe rôznych vodohospodárskych, dopravných a melioračných objektov či zariadení. Hydrologické štúdie, ktoré určujú tieto charakteristiky by mali vyhádzať z dlhodobu sledovaných prietokov v daných povodiach. V praxi sa ale stretávame s povodiami, na ktorých nie sú dostupné priame pozorovania alebo kvôli zmenám v spôsobe využitia krajiny nie sú použiteľné. Pre veľmi malé povodia sa najčastejšie používajú empirické metódy. Tie vychádzajú zo zrážkových údajov, ktoré sú dostupnejšie a ľahšie sa interpolujú. V praxi sa teda využívajú jednoduché metódy, ktoré potrebujú pomerne málo vstupov. Dôvodmi častého nad- alebo podhodnotenia návrhových maximálnych prietokov sú však aj kompromisy, ktoré vznikajú pri potrebe vstupných dát. Spoľahlivosť takýchto jednoduchých metód je ale často nevyhovujúca. Pomerne jednoduchou a vo svete rozšírenou je metóda čísel odtokových kriviek, tzv. SCS CN metóda. Metóda SCS – CN umožňuje stanovenie priameho odtoku zo zrážkových dát na základe charakteristík pôdy a využívania krajiny. Táto metóda bola avšak vytvorená pre podmienky v USA, a hoci sa používa vo veľkej miere aj na Slovensku má viaceré nedostatky. Metóda je aplikovateľná na malých povodiach. V publikácii (USDA, 1986) sa uvažuje s rozlohou povodia menšou ako 20 mi² (51,8 km²), pričom povodie by malo byť homogénne. Metóda SCS-CN je založená na predpoklade, že pôda môže absorbovať určité množstvo zrážok, ktoré je v metóde vyjadrené potenciálnou retenciou S. Na základe pozorovaní bola táto potenciálna retencia S spojená s číslom odtokovej krivky (ďalej len číslo CN), ktoré zohľadňuje pôdne druhy, využitie pôdy a počiatkový stupeň nasýtenia. V publikácii (USDA, 1956) sú uvedené tabuľky na základe ktorých sa vyberie vhodné CN číslo pre dané využitie krajiny, pôdnych druhov, či spôsobu obrábania pôd. Metóda SCS – CN vychádza zo vzorca (Ponce a Hawkins, 1996):

$$Q = \frac{(P-I_a)^2}{S+(P-I_a)} \quad (1)$$

za podmienky $P > I_a$, kde

- I_a - počiatková strata [mm],
- S - potenciálna maximálna retencia [mm],
- Q - celková výška priameho odtoku zo zrážkového úhrnu P [mm],
- P - zrážkový úhrn [mm].

Počiatkové zrážky a s tým súvisiaca vlhkosť pôdy spôsobuje, že jedno povodie môže mať viacero CN čísel. V pôvodnej metodike bola vytvorená klasifikácia vlhkosťného stavu pôdy - predchádzajúce vlhkosťné podmienky (PVP), pričom PVP I, II a III zodpovedá nízkemu, strednému a vysokému vlhkosťnému stavu pôdy (USDA, 1954). Správne určenie čísla CN a zatriedenie zrážkovo- odtokovej udalosti do vlhkosťného stavu hrá rozhodujúcu úlohu pri určovaní odtoku z povodia. Kozlovská a Toman (2010) analyzovali osem klimatologických staníc v období 1961 až 2009, pričom boli vybrané len udalosti s celkovým úhrnom vyšším ako 30 mm. Do PVP I patrilo až 90% dažďov, 7,4% patrilo do PVPII a 2,6% do PVPIII. K podobnému výsledku dospeli aj Spál a Danáčová (2011), ktorým 91% udalostí spadalo do kategórie PVP I. V mnohých článkoch (Gray et al., 1982; Hawkins, 1983; Grabau, 2008; Hjelmfelt et al., 1982) sa autori zaoberali klasifikáciou PVP a prišli na to, že väčšina udalostí spadala do kategórie PVP I. Užívatelia neskôr podľa tohto zistenia začali používať vo výpočtoch výlučne kategóriu PVP I a tým dochádzalo k znižovaniu návrhových vrcholov a objemov povodňových vln. V prácach (Hjelmfelt, 1982, 1987, 1991) sa nepodarilo zistiť závislosť medzi predchádzajúcimi zrážkami a CN číslami. Pripustila sa možnosť, že rozdiely v odtoku medzi prívalovými dažďami môžu byť dôsledkom viacerých faktorov a nie iba lokálnymi vlhkosťnými rozdielmi. Preto sa v roku 1993 opustilo od definície predchádzajúcich vlhkosťných podmienok podľa klasifikácie do troch tried a namiesto pojmu PVP- predchádzajúce vlhkosťné podmienky sa navrhol pojem predchádzajúce odtokové podmienky (ARC- antecedent runoff conditions), a zároveň sa triedy PVPI a PVP III majú chápať ako extrémne hodnoty rozdelenia CN čísel, resp. ako obalové krivky CN čísel, (USDA, 2003). Hawkins et al. (2008) o podmienkach I a III píše ako o extrémoch zrážkovo- odtokovej odozvy a ako o bode vädnutia a plnej poľnej kapacite. V práci Miliani, (2011) boli vytvorené nové limitné hranice zrážok pre jednotlivé triedy PVP, pričom nerozlišovali medzi vegetačným a nevegetačným obdobím. Nové hranice boli zároveň lineárne závislé na topografickom indexe, ktorý zohľadňuje sklon terénu a plochu povodia. Silveira et al., (2000) použil vo svojej práci metodiku s 15- dňovými predchádzajúcimi zrážkami, založenú na vzťahu medzi číslami CN a infiltračnými parametrami, ktoré odstraňujú nedostatky spojené s neuvážovaním intenzity a trvania dažďa. Schulze (1982) navrhol použitie koncepcie s 15 a 30-dňovými predchádzajúcimi zrážkami pre vlhké podmienky a pôvodné 5-dňové pre suché podmienky povodia.

Platí vzťah (USDA, 1986):

$$S = 25,4 \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right), \quad [\text{mm}], \quad (2)$$

$$CN = \left(\frac{25400}{S+254} \right), \quad [S \text{ v mm}]. \quad (3)$$

Zároveň bol vytvorený vzťah $I_a = \lambda S$ pričom za λ odporúčili hodnotu 0,2 . Hodnota λ predstavuje počiatkovú stratu zrážkovo- odtokového procesu a pôvodný vzťah (1) je možné uviesť vo formáte, kde platí $P \geq \lambda S$:

$$Q = \frac{(P-\lambda S)^2}{S+(P-\lambda S)} \quad (4)$$

Viaceri autori vyšetřovali závislosť medzi I_a a S . Chen, (1976) ako prvý zaviedol koeficient počiatkovej straty λ ako pomer I_a ku S . Poľa autora Mockus, (1972) kolíše parameter λ v intervale $\lambda_{\min} = 0,013$, $\lambda_{\max} = 2,1$. Navrhnutá stredná hodnota λ je teda veľmi približná, čo má negatívny vplyv na presnosť vypočítaného odtoku. Cazier a Hawkins, (1984) analyzovali dáta zo 109 malých povodií a zistili, že najčastejšia hodnota pre parameter λ bola 0 a priemerne 0,0006. Nové metódy a dostupnosť

dát s dlhými radmi pozorovaní viedli k preskúmaniu pôvodného vzťahu $I_a = 0,2S$. Baltas et al., (2007) analyzovali vzťah I_a/S na povodí v Grécku ($15,18 \text{ km}^2$), priemerný koeficient λ tam bol 0,014 a návrhové λ určili na 0,037. Hawkins a Khojeini, (2000) analyzovali dáta pre 97 malých povodí a ich λ sa pohybovali v intervale 0 až 0,0966 pre generované dáta, pričom pre pozorované sa rovnali nule. Jiang (2001) vo svojej práci použil dve metódy na vyhodnotenie koeficientu λ a analyzoval 307 povodí. Zistil, že 90% hodnôt bolo menších ako hodnota 0,2. Navrhol teda koeficient $\lambda = 0,05$, ktorý lepšie zodpovedá empirickým dátam. Pre navrhovaný parameter $\lambda = 0,05$ je $R^2 = 0,993$, pre vypočítané aj namerané reálne dáta.

V tejto práci sa preto venujeme problematike určovania priameho odtoku na malých povodiach, pričom analyzujeme a porovnávame prípady použitia rôznych koncepcií zatriedenia predchádzajúcich vlhkostných podmienok a vplyvov použitia variabilného koeficientu λ na výpočet priameho odtoku.

Záujmové územie a vstupné dáta

V tejto práci sme sa zamerali na dve malé povodia, povodie Gigry a Vištuckého potoka. Obe povodia sa nachádzajú na západnom Slovensku a sú čiastkovými povodiami rieky Dunaj (obr.1). Vištucký potok je ľavostranným prítokom Stoličného potoka, ktorý sa ďalej vlieva do Čiernej Vody. Plocha povodia po vodomernú stanicu Modra je $9,8 \text{ km}^2$ a dĺžka toku je 5,4 km. Nadmorská výška klesá z 500 m n.m. (prameň na severnom okraji mesta Modra, časť Piesok a Harmónia) na 280 m n.m. (profil Modra). Priemerný sklon toku v danom úseku je približne 4,1%. Významná časť povodia (90%) je tvorená dubovými lesmi. Tok Gidra odvádza vodu zo severne susediacej doliny Vištuckého potoka. Pramení a preteká lesom (približne 80% listnaté lesy) a viacerými rekreačnými oblasťami s trvalou kultúrou (15%). Nad obcou Píla priberá pravostranný Kamenný potok. Plocha povodia po vodomernú stanicu Píla je $32,95 \text{ km}^2$ a dĺžka toku je 8,4 km. Priemerný sklon toku v danom úseku je približne 2,6%. Nadmorská výška klesá z 470 m n.m. na 255 m n.m.

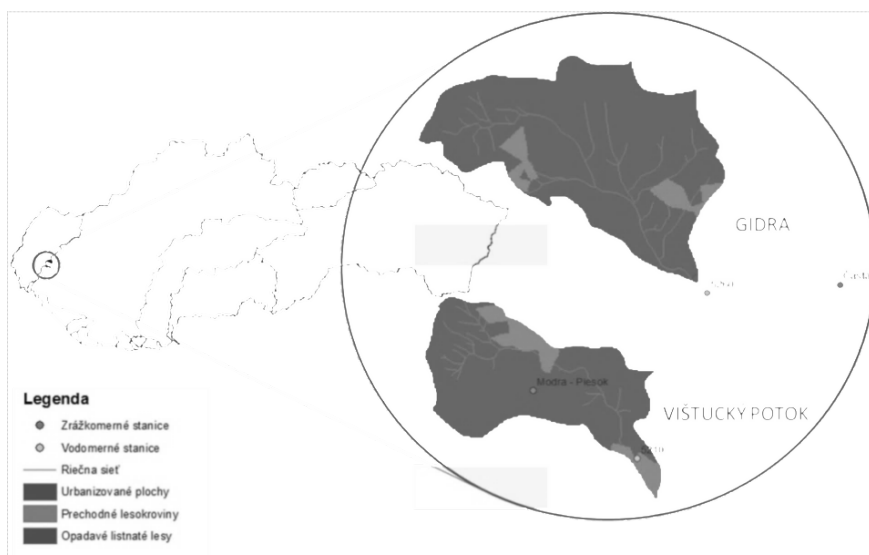
Pre účely tejto práce boli použité hodinové zrážkové úhrny zo zrážkomernej stanice (18050 Modra-Piesok a 18440 Častá) a prietokové údaje z vodomernej stanice (5210 Modra a 5260 Píla). Jednotlivé zrážkovo-odtokové udalosti sme vyčlenili a odseparovali na priamy odtok pomocou programu „Vlny“, ktorý bol vytvorený v prostredí Matlab na katedre VHK. Pri výbere jednotlivých udalostí zohrával hlavnú úlohu tvar vln, pričom sme vylúčili vlny spôsobené príčinnou zrážkou s trvaním dlhším ako 24 hodín a výškou zrážky pod 10 mm. Použitím mapy pôdy a máp využitia krajiny sa pomocou tabuliek určilo priemerné vážené číslo CN II pre obe povodia - Gidra (61,5) a Vištucký potok (57,4).

Metodika

V tejto práci porovnávame reálny priamy odtok so simulovaným. Pričom simulované odtoky sme odvodili pomocou rôzne modifikovanej metódy SCS-CN (S1 až S8) uvedené v tab.1. Simulácie S1 až S4 vychádzajú zo vzorca (1) a (2), teda s koeficientom $\lambda = 0,2$. V týchto simuláciách bol odtok vypočítaný na základe klasifikácie jednotlivých tried PVP podľa celkového úhrnu predchádzajúcich zrážok (tab. 2), a to tak, že do vzorca (2) vstupovala hodnota CN I, II alebo III podľa vzťahu Chow et al. (1988):

$$CN(I) = 4.2 \text{ CN(II)} / [(10 - 0,058 \text{ CN(II)})] \quad (5)$$

$$CN(III) = 23 \text{ CN(II)} / [10 + 0,13 \text{ CN(II)}] \quad (6)$$



Obr. 1: Zaujímavé územie, povodia Gidra a Vištucký potok.

Tabuľka 1: Prehľad použitých metód pre zistenie účinku PVP klasifikácii na simuláciu odtoku.

S1	pôvodná metóda SCS-CN s 5-dňovým konceptom
S2	metóda SCS-CN bez použitia 5-dňového konceptu (teda len PVP II)
S3	metóda SCS-CN s 15-dňovým konceptom
S4	metóda SCS-CN s 30-dňovým konceptom
S5	metóda SCS-CN s novou klasifikáciou K1, kde $\lambda = 0,2$
S6	metóda SCS-CN s 15-dňovým konceptom PVP tried
S7	metóda SCS-CN s 30-dňovým konceptom PVP tried
S8	metóda SCS-CN s novou klasifikáciou K1, kde $\lambda = f(P, Q)$

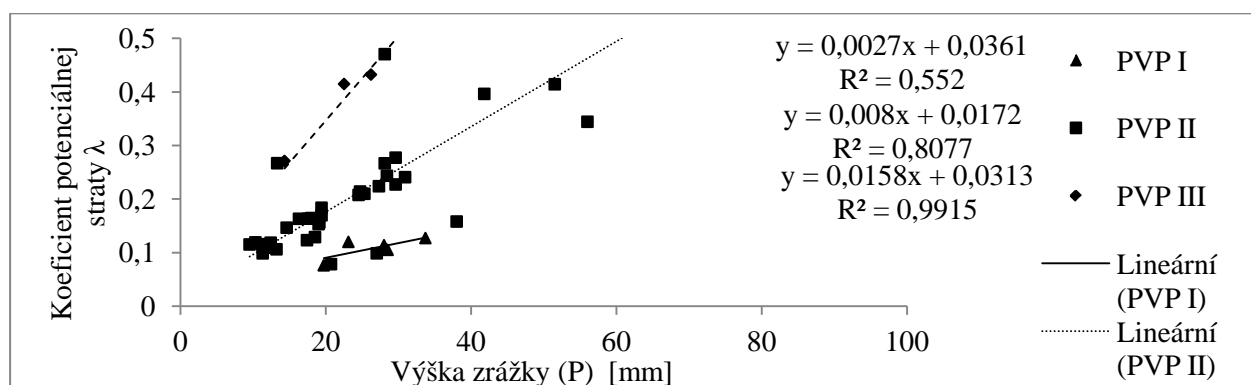
Tabuľka 2: Rozdelenie jednotlivých tried PVP podľa USDA, (1957).

PVP triedy (AMC)	Celkový úhrn predchádzajúcich 5- dňových zrážok (mm):	
	mimo vegetačného obdobia	vo vegetačnom období
I	<13	<36
II	13 - 28	36 - 53
III	>28	>53

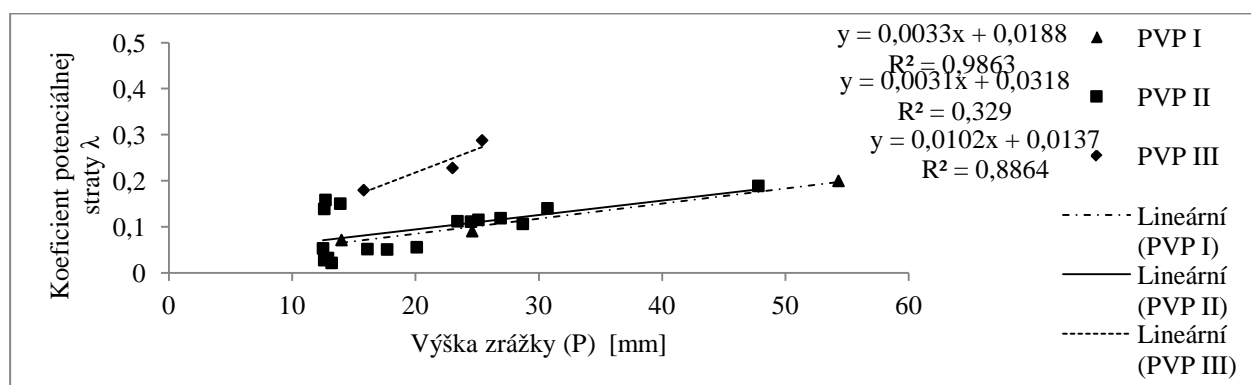
Simulácia S5 vychádza rovnako zo vzorca (1) a (2). Odtok bol ale vypočítaný na základe klasifikácie K1. Klasifikácia K1 je založená na rozdelení 5-dňových predchádzajúcich zrážok podľa prahových hodnôt, percentilov, pričom platí, že percentil 0,90 = PVP III, percentil 0,5 = PVP II a percentil 0,1 = PVP I (Grabau et. Al.; 2008).

Pre simulácie S6 až S8 sme použili vzorec (4). Pre každú zrážkovo-odtokovú udalosť po zvolení jednej z klasifikácií bolo možné vypočítať koeficient počiatkovej straty. Pred výpočtom koeficienta λ sme zatriedili jednotlivé reálne z-o udalosti do tried PVP I, II a III (podľa daného konceptu simulácie S). V ďalšom kroku bola lineárnou regresiou vytvorená závislosť medzi výškou zrážky a vypočítaným koeficientom počiatkovej straty, pričom pre jednotlivé triedy PVP boli určené rovnice regresie zvlášť (obr. 2 a 3). Získané regresné rovnice v jednotlivých povodiach sa ďalej použili na odvodenie empirických odtokových kriviek s premenlivým koeficientom λ , tzn. pri výpočte výšky priameho odtoku bola použitá hodnota koeficienta počiatkovej straty podľa príslušnej regresnej rovnice v závislosti od použitej výpočtovej výšky zrážkového úhrnu. Pri výbere inej klasifikácie by sme

získali iné rady koeficientov λ a teda aj inú lineárnu regresiu. Z toho vyplýva, že je nutné zvážiť, ktorá klasifikácia vyhovuje najlepšie.



Obr. 2: Graf závislosti koeficienta λ a výšky zrážok pre povodie Vištuckého potoka (podľa klasifikácie K1).



Obr. 3: Graf závislosti koeficienta λ a výšky zrážok pre povodie potoka Gidra (podľa klasifikácie K1).

Výsledky

V tab.3 sú uvedené namerané výšky zrážkového úhrnu, ktoré spôsobili priamy odtok pre povodie Vištuckého potoka a porovnané so simulovaným odtokom pre tie isté príčné zrážky pri použití pôvodnej metódy SCS-CN s 5-dňovým konceptom a bez jeho použitia, metódy SCS-CN s 15-dňovým, s 30-dňovým konceptom, a s použitím novej klasifikácie K1. Z výsledkov môžeme vidieť, že pôvodná koncepcia s použitím $\lambda = 0,2$ odtoky bez ohľadu a použitú klasifikáciu PVP značne nadhodnocuje a to niekoľkonásobne. Ak porovnáme koncept S1 a S2, teda simuláciu s a bez 5-dňového PVP zatriedenia, môžeme tvrdiť, že 5-dňové predchádzajúce vlhové podmienky viditeľne ovplyvňujú simulovaný odtok, nie však pravidelne a v konečnom dôsledku sa nemusí zdať, že ide o markantný rozdiel pri porovnaní s reálnymi udalosťami. Výsledky ďalej preukázali, že použitie 15- a 30-dňových predchádzajúcich vlhových podmienok (S3, S4) v niektorých prípadoch znížili simulovaný odtok oproti S1 a S2, no v iných sa výška simulovaného odtoku ešte zvýšila. V tab. 3 sú tiež uvedené simulované odtoky s variabilným koeficientom λ (S6 až S8). Odtoky simulované touto metódou sú reálnym omnoho bližšie, hoci vo väčšine prípadov boli podhodnotené.

Tabuľka 3: Priamy odtok pre povodie Vištuckého potoka a porovnané so simulovaným odtokom.

P (mm)	Measured Q (mm)	Computed direct runoff $\lambda = 0.2$					Computed direct runoff $\lambda = f(P,Q)$		
		S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8
9,5	0,844	5,066	7,192	8,389	7,192	5,066	0,119	1,200	0,361
13,2	2,363	8,355	8,355	12,078	10,804	8,355	0,072	1,082	0,554
13,3	0,915	9,814	11,608	11,608	9,814	6,708	1,078	1,078	0,560
14,3	0,767	12,348	12,348	12,348	10,309	6,856	1,047	1,047	0,554
14,6	0,962	7,297	12,718	12,718	10,729	7,297	1,038	1,038	0,639
16,3	1,196	8,335	8,335	12,104	12,104	8,335	0,134	0,316	0,750
...
55,8	18,187	41,508	52,741	52,741	49,097	41,508	0,142	0,142	6,361
56	0,440	20,436	35,594	45,613	35,594	20,436	3,123	0,140	6,406
70,1	9,076	63,063	63,063	63,063	55,273	40,868	0,020	0,020	7,898
82,5	4,715	40,053	40,053	71,426	59,817	40,053	6,525	0,004	14,226
89	45,614	74,952	74,952	86,181	82,696	74,952	7,746	0,031	16,769

Záver

Pri odvodení empirických odtokových kriviek sme použili prístup, pri ktorom sme vychádzali z analýzy nových klasifikácií predchádzajúcich vlhkosných podmienok (PVP), pomocou ktorých sa zatriedujú jednotlivé zrážkové udalosti do tried PVP. V štúdiu sme použili klasifikácie, ktoré vychádzali z rôznych triediacich parametrov. Z analýz vyplýva, že použitím pôvodnej metodiky viac ako 85% všetkých zrážkovo-odtokových udalostí spadá do kategórie PVP I, hoci podľa empirických nameraných dát sa udalosti nachádzajú v pomerne veľkom rozpätí medzi krivkami I a III triedy vlhkosných podmienok. Empirické odtokové krivky odvodené pre klasifikáciu K1 (S8) viac vystihujú pomery na povodí ako teoretické. Odlišná strmosť empirických kriviek od teoretických lepšie charakterizuje dané povodia. Taktiež sa znížila prahová hodnota zrážky, pri ktorej sa vytvára odtok, ktorá je pri S1 rovná približne 20 mm (pre CN II) a 40 mm (pre CN III). Výsledné simulované výšky priameho odtoku (S8) pri použití klasifikácie K1 oscilujú okolo nameraných dát lepšie ako pôvodná metodika, no jej použitie je stále zaťažené značnými neistotami. Použitie 5-dňových predchádzajúcich vlhkových podmienok ovplyvňuje návrhový odtok, použitie ale pôvodnej metodiky SCS-CN s konštantným koeficientom λ 0,2 výrazne nadhodnocuje návrhové hodnoty priameho odtoku. Z práce jasne vyplýva, že či už použijeme koncept S1 až S5, metóda SCS –CN v jej pôvodnej verzii je diskutabilná a je vhodnejšie používať jej modifikácie.

Pod'akovanie

Táto práca bola podporená Agentúrou pre vedu a výskum na základe projektu APVV 0496 -10.

Literatúra

- BALTAS, E. A., DERVOS, N. A., MIMIKOU, M. A. (2007): Research on the initial abstraction – storage ratio and its effect on hydrograph simulation at a watershed in Greece, *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 4, doi:10.5194/hessd-4-2169-2007, 2007. s. 2169-2204. Dostupné na internete: www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/4/2169/2007/.
- CAZIER, D. J., HAWKINS, R. H. (1984): Regional application of the curve number method. *Proceedings Specialty Conference, Irrigation and Drainage Division, American Society of Civil Engineers*. Flagstaff, AZ. abstract s. 710.
- GRABAU, M. R., HAWKINS, R. H., VERWEIRE, K. E., SLACK, D.C. (2008): Curve numbers as random variables: empirical observations and implications for design and modeling In review to *Journal of American Society of Agricultural and Biological Engineering*.

- GRAY, D. D., KATZ, P. G., deMONSABERT, S. M., COGO, N. P. (1982). "Antecedent moisture condition probabilities." *J. Irrig. and Drain.Div., ASCE*, 108(2), 107-114.
- HAWKINS R. H, WARD T.J., WOODWARD D.E., VAN MULLEM J. A. (2008): Curve Number Hydrology: State of the Practice, ASCE publications, Reston, VA. S. 112.
- HAWKINS, R. H. (1983). "Discussion of 'Antecedent moisture condition probabilities.'" *J. Irrig. and Drain. Engrg., ASCE*, 109(2), 298-299.
- HAWKINS, R. H., KHOJEINI, A. V. (2000): Initial abstraction and loss in the curve number method. (abstrakt), In *Proceedings Arizona Hydrologic Society*.
- HJELMFELT, A. T., KRAMER, L. A. BURWELL, R. E. (1982): Curve numbers as random variables. *Rainfall- Runoff Relationship Resources Publ., Littleton, CO*, s. 365–370.
- HJELMFELT, A.T. 1987. Curve numbers in urban hydrology. *Topics in Urban Hydraulics and Hydrology, Proc. XXII Cong., Intr. Assoc. for Hydr. Research*, pp. 73–78.
- HJELMFELT, Jr, A.T. (1991): Investigation of curve number procedure *Journal of Hydraulic Engineering Division, Amer Soc Civ Eng*, 117(6), s. 725-737.
- CHEN, C-L. (1976): Urban storm inlet study, soil-cover-moisture complex: analysis of parametric infiltration models for highway side slopes, *Federal Highway Administration Report, FHWA-RD-76-120, V5*, Federal Highway Administration, Washington, DC.
- JIANG, R. (2001): Investigation of runoff curve number initial abstraction ratio. MS thesis, Watershed Management, University of Arizona, Tucson, AZ. S. 120 .
- KOZLOVSKÁ, S., TOMAN, F. (2010): Význam indexu předchozích srážek při stanovení kulminačních průtoků metodou CN křivek, Rizika ve vodním hospodářství 2010 : Sborník příspěvků. Konference s mezinárodní účastí. Brno, ČR, 18.-19.10.2010. - Brno: CERM, 2010. s. 45-52. ISBN 978-80-7204-703-1.
- MILIANI, F., RAVAZZANI, R., MANCINI, M. (2011): Adaptation of Precipitation Index for the Estimation of Antecedent Moisture Condition in Large Mountainous Basins *J. Hydrol. Eng.* 16, 218 (2011), DOI:10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000307
- MOCKUS, V. (1972): Estimation of direct runoff from storm rainfall. *SCS National Engineering Handbook, Sekcia 4, Kapitola č. 10*, s. 24.
- PONCE, V. M., HAWKINS, R. H. (1996): Runoff curve number: Has it reached maturity? *Journal of Hydrologic Engineering, ASCE* 1(1), s. 11-19.
- SHI , Z., CHEN , C-L., FANGA, N. ,QINC, D., CAI, C. (2009): Research on the SCS-CN initial abstraction ratio using rainfall-runoff event analysis in the Three Gorges Area, China", *CATENA*, vol. 352, 2009, s. 1.
- SCHULZE, R. E., 1982. The use of soil moisture budgeting to improve storm flow estimates by the SCS curve number method. University of Natal, Department of Agricultural Engineering, Report 15, Pietermaritzburg, 63 pp.
- SILVEIRA, L., CHARBONNIER, F., GENTA, J.L. (2000): The antecedent soil moisture condition of the curve number procedure. *Hydrol. Sci. J.*, 45 (1) (2000), s. 3–12.
- SPÁL, P., DANÁČOVÁ, M. (2011): Význam určenia predchádzajúcich vlahových podmienok pri stanovení priameho odtoku metódou čísel odtokových kriviek (SCS CN). In: 23. konferencia mladých hydroológov., 10. konferencia mladých vodohospodárov: Zborník príspevkov. Bratislava, SR, 9.11.2011. - Bratislava : Slovenský hydrometeorologický ústav, 2011. - ISBN 978-80-88907-76-3.
- USDA, Natural Resource Conservation Service. (2003): National Engineering Handbook, Part 630, Hydrology. <www.wcc.nrcs.usda.gov/hydro/hydro-techref-neh-630.html> .
- USDA, Soil Conservation Service. (1954): National Engineering Handbook, Section 4 Hydrology. s. 400.

Hodnocení distribuce kořenů pšenice a ječmene v laboratorních podmínkách

Aleš Klement, Šárka Novotná, Miroslav Fér, Radka Kodešová

Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů, Katedra pedologie a ochrany půd, Kamýcká 129, 16521 Praha 6 – Suchdol, email: klement@af.czu.cz

Abstrakt

Cílem této práce bylo vyhodnotit distribuci kořenů (hloubkou a hustotou) pšenice a ječmene v půdě. Růst kořenů byl sledován v písčitém materiálu s příměsí vermikulitu v plexisklových průhledných boxech o rozměru 1 x 0,6 m. Růst kořenů a jejich prostorové rozložení bylo hodnoceno vizuálně a na konci experimentu také gravimetricky. Vizuální analýza kořenů na konci experimentu naznačila relativně rovnoměrné prokořenění celého prostoru. Gravimetrická analýza prostorového rozložení kořenů však ukázala lineární úbytek kořenů s hloubkou, což pravděpodobně neodpovídalo skutečné extrakční schopnosti kořenů v jednotlivých hloubkách.

Klíčová slova: transpirace, kořeny rostlin, hloubka a hustota kořenů

Úvod

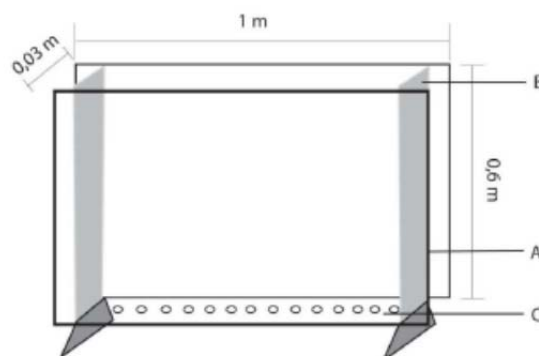
Evapotranspirace zásadním způsobem ovlivňuje bilanci půdní vody (Novák, 1995). Evapotranspirace je determinována především klimatickými parametry (radiace, vlhkost, tlak a teplota vzduchu, rychlost větru), a půdními podmínkami (teplota půdy, mechanické vlastnosti půdy, obsah rozpuštěných látek, vodní potenciál půdy či její aerace). Intenzita extrakce vody kořeny rostlin závisí na prostorovém uspořádání kořenového systému a podmínkách interakce mezi půdou a kořeny. Zjištění prostorového rozložení kořenového systému v půdě je technicky náročné. Většina kořenů je skryta v neprůhledném prostředí a při jejich extrakci často dochází k jejich porušení. Distribuce kořenů v půdě je proto často zkoumána na malých půdních bločcích odebraných ve vymezené síti (Himmelbauer, 2010), ze kterých jsou kořeny extrahovány promytím. Tento způsob je však destruktivní a neumožňuje sledovat distribuci kořenů v průběhu jejich růstu. Proto byl cílem této práce navrhnout a sestavit laboratorní box, který by umožnil a) průběžné sledování růstu kořenů, b) snadnější extrakci celého kořenového systému ze substrátu a následnou analýzu rozložení kořenů.

Materiál a metody

Pro účely experimentu byl sestaven speciální box, umožňující průběžné sledování růstu kořenů. Z toho důvodu bylo na stěny experimentálního boxu použito plexisklo. To bylo spojeno kovovou konstrukcí, ke které bylo přišroubováno, a šrouby byly následně zatmeleny pro zamezení odtoku vody z experimentálního boxu mimo perforované dno. Rozměry experimentálního boxu byly následující: výška 0,6 m, šířka 0,96 m a hloubka 0,03 m (obr. 1). Stěny boxu byly pokryty geotextilií, která byla z vnější strany ještě překryta hliníkovou izolační fólií. Toto opatření mělo zamezit přístupu tepla a světla ke kořenům přes plexisklo, což by ovlivnilo jejich růst. Box byl umístěn ve skleníku s klimatizací regulovanou teplotou na 22 °C.

Pro zjednodušení sledování růstu kořenů a jejich následného odkrývání byl použit sklářský písek o velikosti středního zrna (d₅₀) 0,32 mm smíchaný s vermikulitem. Vermikulit sloužil pro stabilizaci vlhkosti v boxu. Jako drenážní vrstva byl použit písek o velikosti středního zrna (d₅₀) 1,98 mm. Před jeho umístěním do experimentálního boxu, bylo dno pokryto netkanou textilií, která měla zamezit vyplavování substrátu vodou. Poté byl tento drenážní písek nasypán do vrstvy o mocnosti 0,07 m a opět překryt tenkou vrstvou netkané textilie. Ta byla umístěna tak, aby bylo zamezeno proplavování jemnějších částic substrátu do drenážní vrstvy ve větší hloubce. Současně tvořila bariéru pro kořeny.

Po naplnění byl box zavlažen a byla vyseta semena vybraných rostlin. Byla použita semena pšenice obecné (*Triticum aestivum*) nebo ječmene jarního (*Hordeum vulgare*).



Obr. 1: Schéma experimentálního boxu; A – stěna z plexiskla; B – kovová konstrukce; C – perforované dno.

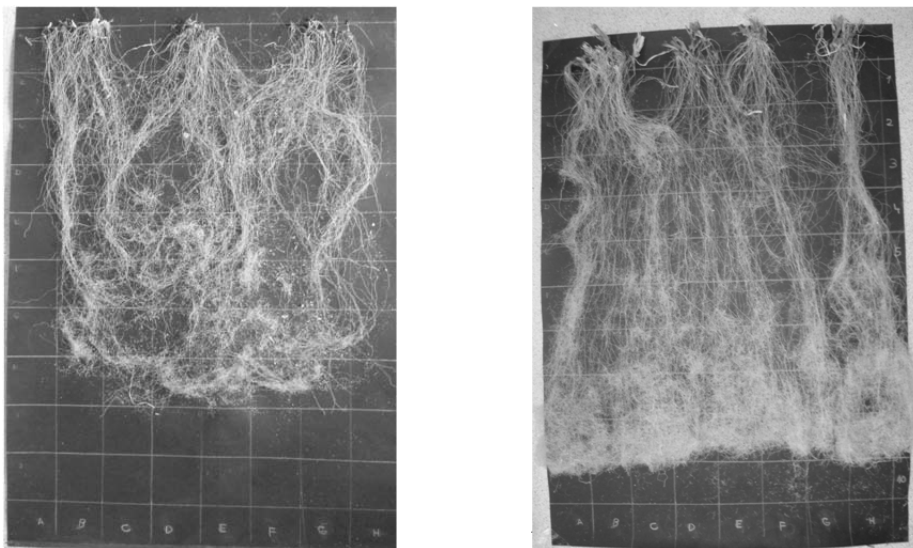
Jelikož substrát neposkytoval rostlinám žádné živiny, bylo nutné dodávat živiny pro růst rostlin společně se zálivkou. Byl použit živný roztok ve formě roztokového hnojiva ES – NPK 7 – 3 – 6 od firmy Forestina s.r.o. určeného pro nekvetoucí pokojové rostliny. Ten obsahuje 7,0 % dusíku rozpustného ve vodě; z toho 3,9 % číní dusičnanový dusík rozpustný ve vodě, 3,1 % amonný dusík rozpustný ve vodě, 3,0 % oxidu fosforečného rozpustného ve vodě a 6,0 % oxidu draselného rozpustného ve vodě. Růst kořenů byl průběžně monitorován. Na konci monitorovaného období byla gravimetricky vyhodnocena hustota kořenů. Kořeny byly vyextrahovány, rozřezány podle sítě o rozměru ok 5 x 5 cm, promyty, vysušeny a zváženy. Bylo spočítáno procentuální zastoupení v každém oku sítě a v různých hloubkách.

Výsledky a diskuze

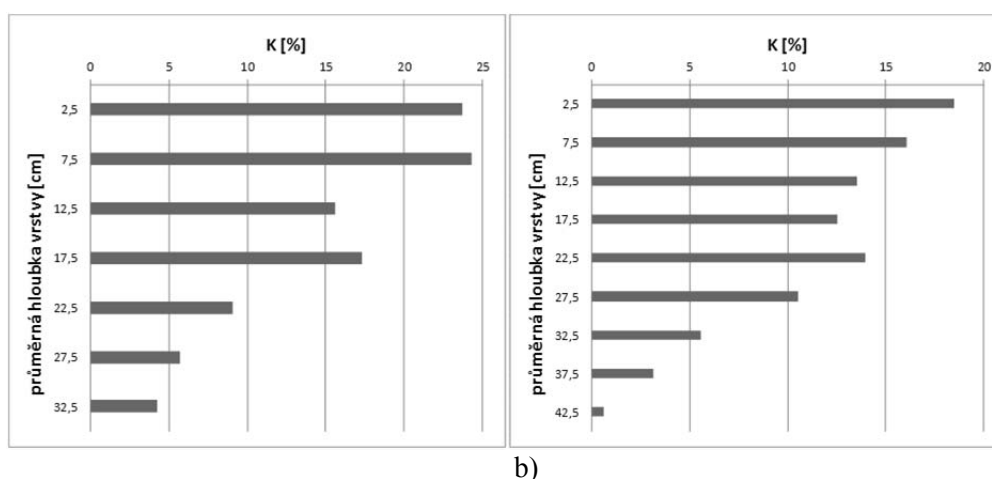
Při analýze závislosti hloubky prokořenění rostlin na čase bylo nutné brát v úvahu, že rychlost růstu kořenů závisí na druhu rostliny a vlastnostech půdy (Novák, 1995). Vlastnosti půdy, nebo v tomto případě písčitého substrátu s příměsí vermikulitu, byly pro obě rostliny stejné, proto bylo umožněno zkoumat závislost hloubky prokořenění rostlin na čase pouze v závislosti na druhu rostliny. Nelze ale opomenout snahu rostlin dosáhnout svým kořenovým systémem oblastí s vyšší vlhkostí půdy a tedy i vhodnějším vlhkostním potenciálem. Při této snaze mohou rostliny přizpůsobovat rychlost růstu svého kořenového systému. Oproti očekávání se kořeny v blízkosti plexiskla (které mělo umožnit jejich sledování) tvořily jen sporadicky a to i přes opatření, která měla zamezit pronikání světla a tepla odpuzujících kořeny. Většina kořenového systému byla ukryta za vrstvou substrátu, přes kterou nebylo možné kořeny identifikovat. Proto byly zaznamenány pouze ojedinělé kořeny, které se dostaly do těsné blízkosti plexiskla. Tyto kořeny poskytly alespoň rámcovou představu o rychlosti růstu kořenů do hloubky. Nikdy však nebylo možné zaznamenat kořeny dosahující největších hloubek zakořenění. Nemohla být rovněž vyhodnocena aktuální hustota kořenů. Ze sledování růstu kořenů v čase vyplynulo, že nejvyšší rychlosti prokořeňování dosahují rostliny v prvních 10 dnech od ujetí semene nebo klíčku, v dalších dnech se rychlost růstu zpomaluje, aniž by ustala. Pro ilustraci je na obrázcích 2 a 3 ukázáno konečné rozdělení kořenů v laboratorním boxu.

Po extrakci kořenů ze substrátu (obr. 2) bylo zjištěno, že došlo k relativně rovnoměrnému prokořenění celého prostoru v experimentálním boxu. Gravimetrická analýza prostorového rozložení kořenů však ukázala lineární úbytek kořenů s hloubkou (obr. 3), což je poněkud v rozporu s vizuálním posouzením kořenů na obr. 2. Tento rozpor je obzvlášť patrný u ječmene jarního. Kořeny ve spodní části jsou mnohem jemnější ale hustší. Je však také nutno poznamenat, že informace o hustotě kořenů na obrázku 2 je poněkud zkreslena přítomností zbytku písčítých zrn na těchto velmi jemných kořenech (které byly po rozdělení kořenu na fragmenty vymyty). Na základě gravimetrické analýzy by mohla být hustota kořenového systému (tj. jejich podíl na celkové extrakci vody v důsledku transpirace rostlin) popsána podle funkce navržené Hooglandem et al. (1981) (tj. lineárně klesající hustota kořenů

s hloubkou). Nicméně na druhou stranu jemné a hustší kořeny ve spodní části boxu mohou být mnohem aktivnější a tudíž jejich extrakční efektivita větší než kořenů v horní části boxu. Rozdělení hustoty kořenů podle gravimetrické analýzy by pak neodpovídalo skutečné extrakční schopnosti v jednotlivých hloubkách. Pro popis kořenového systému bude tedy nutno zvolit odlišnou techniku, která by zohlednila jiné parametry (např., aktivní délku, specifický povrch kořenů apod.).



Obr. 2: Extrahované kořeny pšenice obecné (a) a ječmene jarního (b).



Obr. 3: Procentuálního zastoupení kořenů u rostlin pšenice obecné (a) a ječmene jarního (b) v jednotlivých hloubkách: K – procentuální zastoupení kořenů rostliny ve vrstvě o tloušťce 5 cm.

Poděkování

Autoři děkují za finanční podporu Ministerstvu zemědělství. Práce byla řešena v rámci výzkumného projektu QJ1230319 - Vodní režim půd na svažitém zemědělsky využívaném území.

Literatura

- Himmelbauer, M. L., Loiskandl, W., Rouseva, S. 2010. Spatial root distribution and water uptake of maize grown on field with subsoil compaction. *J. Hydrol. Hydromech.*, 28(3), 163-174.
- Hoogland, J. C., Feddes, R. A., Belmans, C. 1981. Root water uptake model depending on soil water pressure head and maximum extraction rate. *Acta Horticulturae* 119(1). 123-36.
- Novák, V. 1995. Vyparovanie vody v prírode a metódy jeho určovania. VEDA, vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava. 260 stran, ISBN 80-224-0409-8.

Monitoring seasonal variability of near-saturated hydraulic conductivity of cultivated soil using automated minidisk infiltrometer

Vladimír Klípa, David Zumr, Michal Sněhota

Czech Technical University in Prague, Faculty of Civil Engineering, Thákurova 7, 166 29, Praha 6

Abstract

The main goal of the contribution is to describe the temporal development of unsaturated hydraulic conductivity on arable land within a year using newly introduced automated multi minidisk tension infiltrometer (MultiDisk). Tension infiltration experiments were performed repeatedly at single location in order to determine the unsaturated hydraulic conductivity of the topsoil. So far five tension infiltration campaigns were carried out under tension $h_0 = -3.0$ cm s. Each infiltration campaign consisted of six tension infiltration experiments, the total number of 30 infiltration data sets was obtained for this study. Results show that unsaturated hydraulic conductivity was significantly lower in spring, than in the remaining periods.

Keywords: tension infiltrometer, vadose zone, soil hydraulic characteristics, soil compaction, soil aggregates

Introduction

Structure of arable topsoil considerably vary during the year due to the periodical tillage and fertilization activities, soil compaction, crops and root grow, climate impact etc. Soil with well developed aggregates, can be mathematically approximated as a dual permeability system of two interconnected types of porous media: (a) preferential domain, (b) matrix domain. The preferential flow domain is represented by inter-aggregate voids, which create a well-connected network of hydraulically conductive pores. Preferential flow dominates during saturated and nearly saturated flow conditions, water percolates through the network of the preferential pathways bypassing the aggregates to deep horizons. At the same time and immediately after the end of infiltration a slower water drainage into the matrix domain occurs due to the water potential gradient between inter-aggregate pores and the aggregates. Vertical flow through the matrix domain (aggregates) is very slow due to its low hydraulic conductivity and small contact area between neighboring aggregates (Carminati et al., 2007, Carminati et al., 2008). As the topsoil compacts, the ratio and connectivity of preferential pathways become gradually lower, which leads to decrease of bulk saturated hydraulic conductivity. The aggregates are not separated by the voids any more, the contact area between the aggregates is larger. Berli et al (2008) present a hydromechanical model showing that on one hand the decreasing soil structure cause reduced retention capacity of soils, but on the other hand the larger contact areas allow higher unsaturated water fluxes. Therefore unsaturated hydraulic conductivity could also serve as an indicator of the soil structure changes.

Unsaturated hydraulic conductivity is routinely measured in the field condition with tension infiltrometers. There are a number of different types of apparatus available for carrying out tension infiltration experiments. Infiltrimeters differ in the method of measurement automation and in infiltration disk diameters. Basic versions of the disk infiltrometers require manual read-outs of the cumulative infiltration, which can be inefficient especially in cases where experiments take long time due to low hydraulic conductivity or when large number of data sets is needed. Ankeny et al. (1988) suggested an automation technique utilizing one or two pressure sensors. The pressure sensor monitors changing air pressure in the infiltrometer to determine change of water level inside the reservoir. Use of differential pressure probe to some degree diminishes the measurement noise caused by pressure oscillations related to the release of bubbles from the aeration tube (Madsen and Chandler, 2007). Alternative ways of infiltrometer automation were proposed e.g. by Moret et al. (2004), who used

Time Domain Reflectometry (TDR) probe, and Kulhavy and Kvittek, (2010), who used capacitive level gauge, to determine the amount of infiltrated water.

Recently, small disk infiltrimeters, with diameters of about 5 cm, became frequently used due to its compact design, portability, small water consumption and ease of site preparation. Example of minidisk infiltrimeter is a commercially available device manufactured by Decagon Devices, Inc. (Decagon Devices, Pullman, US). The unit is in the basic version manual, but it can be automated by adding the pressure sensors (Madsen and Chandler, 2007).

Automated infiltrimeter description

The automated multi minidisk tension infiltrimeter (MultiDisk) consists of two separable aluminum frames and a unit containing a datalogger and a battery. For transportation the instrument is stored in a protective carrying case. (see Figure 1). Each of the two frames is equipped with three infiltrimeter modules and one common Mariotte bottle that allows for setting of a constant suction pressure head during the infiltration experiments.

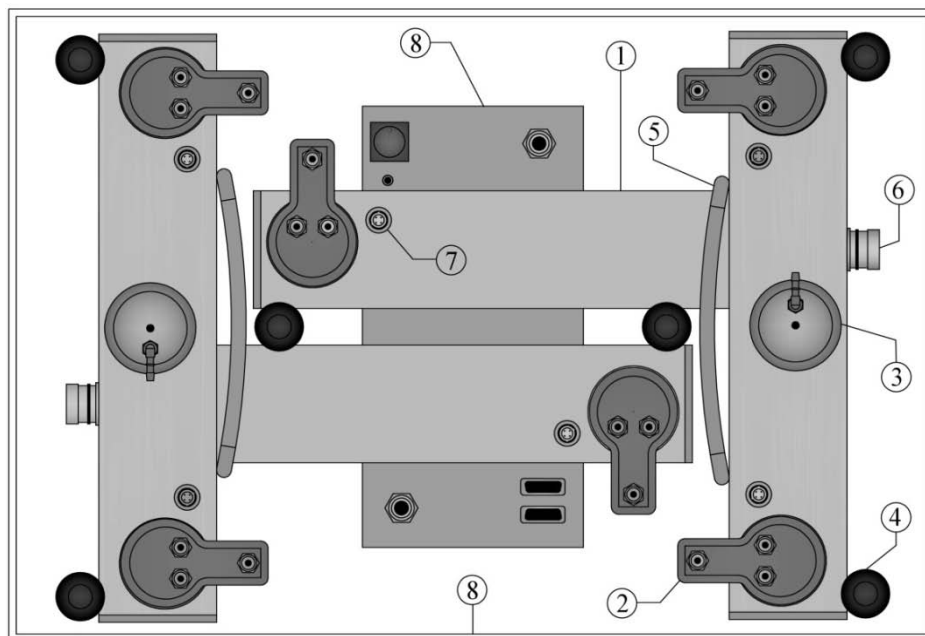


Fig. 1: MultiDisk in the transport box: 1 – aluminum frame, 2 – infiltrimeter module, 3 – Mariotte bottle, 4 – adjustable legs, 5 – grab handle, 6 – main data connector, 7 – infiltrimeter module connector, 8 – control unit.

Figure 2 presents the single frame with three infiltration modules in an operational configuration. Each triplet of infiltration modules can operate independently and can be set to different value of suction pressure head in the range from -0.5 cm to -6.0 cm. All infiltrimeter modules must have perfect hydraulic contact between the porous disc and the soil surface. This is achieved by careful flattening the soil surface and by accurately adjusting the module in vertical direction. The latter can be achieved by levelling the frame by adjustable legs.

MultiDisk consists of the infiltrimeter modules (see Figure 3) with the stainless steel porous disks with diameter of 4.45 cm and 3 mm thickness at the bottom. Proposed device is automated using high precision load cell with mounted vertical bar which is immersed in water in the reservoir tube (maximal capacity of 175 cm³). The volume of infiltrated water is measured via changes of buoyant force acting on the vertical bar, respective on the load cell. Output signal obtained from the load cell is recalculated to the actual drops in water level in reservoir tube.

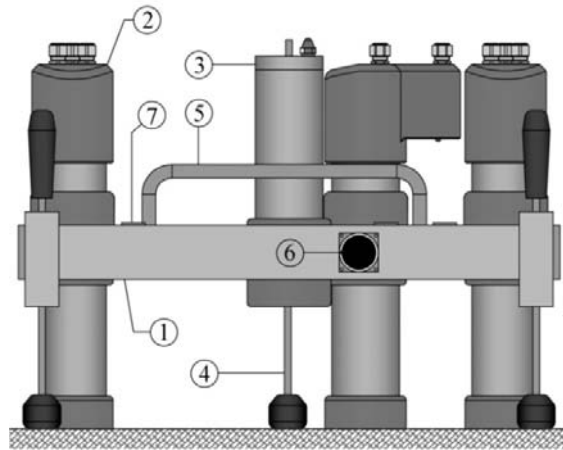


Fig. 2: One part of MultiDisk with the triplet of infiltrometer modules in during the measurement (annotations in the caption of figure 1). Connecting cables and tubing are not show in the picture for matter of simplicity.

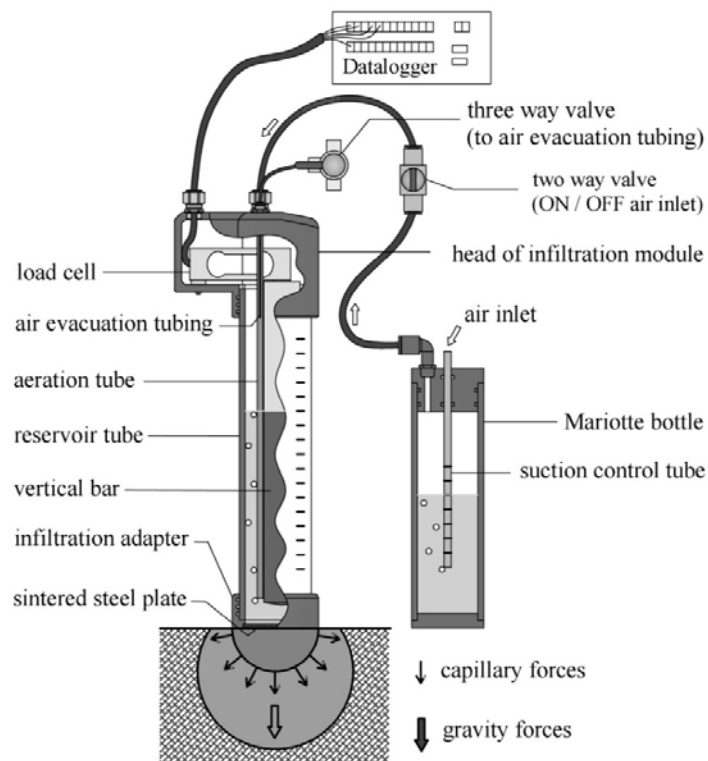


Fig. 3: Operating scheme of tension infiltration module.

The result of each infiltration experiment is a time sequence of cumulative infiltration calculated from primarily measured values of drop in water level in the reservoir tube. The quality of the obtained cumulative infiltration data is tested for loss of hydraulic contact between the soil surface and sinter and the occurrence of significant inhomogeneity within flow domain by differential linearization method (see Vandervaere et al., 1997).

The final estimation of unsaturated hydraulic conductivity is done according Zhang (1997) who suggested the following empirical relationships to relate coefficient C_2 to the near-saturated hydraulic conductivity K [$L T^{-1}$]:

$$C_2 = K(h_0)A_2 \tag{1}$$

where h_0 (≤ 0) is the value of the set suction pressure [L] and the coefficient C_2 [L^{-1}] is determined from the best fit of measured cumulative infiltration ($I(t)$) by function (2). Dimensionless empirical coefficients A_2 in equation (1) respectively can be calculated using modified Zhang's method (see Dohnal et al., 2010) and van Genuchten model parameters of the retention curve.

The first two terms of Philip approximation modified for three-dimensional flow are used for a description of the infiltration process below disk infiltrometer:

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

where I is the cumulative infiltration [L], t is time [T] and the coefficients C_1 [$L T^{-1/2}$] and C_2 [L^{-1}] characterize flow with regard to capillary and gravitational forces under infiltrometer.

Infiltration experiments

The infiltration experiments were carried out on experimental catchment Nucice (Central Bohemia, Czech Republic), where intensive crop farming takes place. The soil on the site is classified as Cambisol, typical texture ranges from loam to clay loam. Soil is conservatively tilled to depth of approximately 17 cm. Compacted subsoil was observed below the topsoil (Zumr and Dostál, in this issue). Van Genuchten's model parameters of the soil water retention curve of upper soil horizon are: $\alpha = 0.048 \text{ cm}^{-1}$ and $n = 1.312$. These parameters were determined based on a standard measurement of the drainage branch of the retention curve by sand tank and pressure extractor methods using 100 cm^3 undisturbed soil samples.

Five infiltration campaigns were carried out on a single experimental plot throughout the year with regard to agricultural activities and crop life cycles: (i) young winter barley (October 2012), (ii) between postharvest stubble breaking and sowing (April 2013), (iii) full-grown oat (June 2013), (iv) after fresh postharvest stubble breaking (October 2013) and (v) stubble breaking sowed with young winter wheat (March 2014). The experiments were mostly carried out on sunny days with average temperatures between 15 and 20°C. Highest temperature (30°C) was recorded in July and the lowest (8°C) in October 2012. Soil crust formation was observed in spring and summer. The soil crust was removed to assure good hydraulic contact between soil surface and infiltrometer, maximum three centimeters of soil were taken away. Moreover a thin layer (max 1 mm) of dry fine quartz sand with grain composition 0.10 – 0.63 mm, (ST01/06 PAP, Sklopisek Strelec, Czech Republic), was applied on the leveled soil. All presented infiltration experiments were carried out with the pressure head set to $h_0 = -3.0 \text{ cm}$. Three undisturbed soil samples with volume of 100 cm^3 were taken before the infiltration experiments to determine bulk density, initial and saturated water contents.

Results and discussion

The total number of 30 data sets was obtained during five infiltration experiments. Table 1 summarizes average values of the evaluated characteristics where K is the unsaturated hydraulic conductivity, θ_{init} , θ_{sat} are the initial and saturated water contents, and ρ_d is the soil bulk density. The lowest values of hydraulic conductivity were measured in April 2013 and in March 2014, when the soil bulk density was low and saturated water content high. In the remaining data sets the unsaturated hydraulic conductivity is about one order of magnitude higher. Lower values of saturated water content were observed in October 2012, October 2013 and in June 2013 in comparison with the results from April 2013 and March 2014. Values of θ_{sat} in Table 1 are indirectly proportional to bulk densities, which was the lowest in April 2013 and March 2014. It is reasonable to assume that the higher θ_{sat} and porosity higher, means also which is higher ratio of preferential pathways. The highest

bulk density was observed in October 2012 which is probably caused by rolling of the topsoil after sowing.

Table 1: Comparison of unsaturated hydraulic conductivity changes with corresponding initial and saturated water contents and bulk densities.

Date	K(-3.0 cm) (cm min ⁻¹)	θ_{init} (-)	θ_{sat} (-)	ρ_d (g cm ⁻³)
25.10.2012	$3.16 \cdot 10^{-3}$	0.33	0.43	1.54
22.4.2013	$8.49 \cdot 10^{-4}$	0.23	0.50	1.30
25.7.2013	$2.83 \cdot 10^{-3}$	0.15	0.45	1.40
4.10.2013	$2.74 \cdot 10^{-3}$	0.37	0.44	1.39
13.3.2014	$7.08 \cdot 10^{-4}$	0.27	0.53	1.25

Preliminary evaluation of the data shows certain correlation between bulk density and unsaturated hydraulic conductivity. Lower bulk density, which decreases with increasing porosity (θ_{sat} respectively), results in the decrease of unsaturated hydraulic conductivity $K(-3.0 \text{ cm})$. The decrease of soil hydraulic conductivity in spring can also be caused by observed growth of algae. But this effect has not yet been confirmed by any tests or biological analysis of soil.

Statistical evaluation of the determined values of unsaturated hydraulic conductivity is presented in Figure 4. The bottom and top of the box in the graph represents the first and third quartiles and the band inside the box represent median. Ends of whiskers represent minimum and maximum unsaturated hydraulic conductivity determined for each experiment.

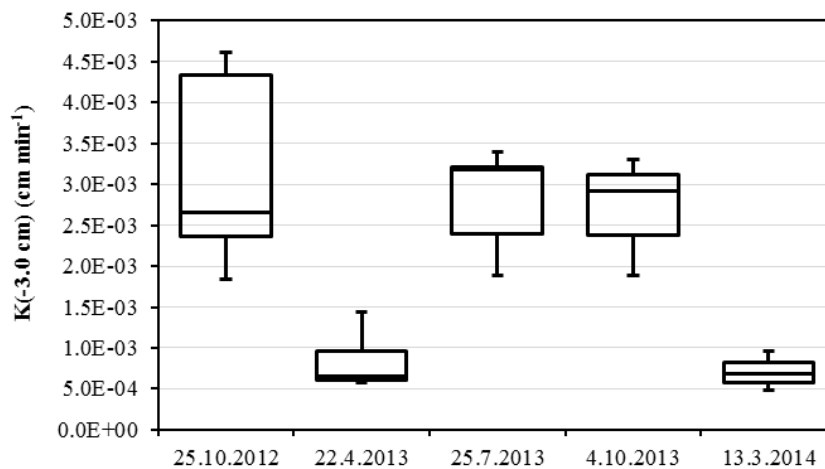


Fig. 4: Unsaturated hydraulic conductivity in the years 2012 – 2014.

The greatest spread of the measured values with extremes of $1.83 \cdot 10^3$ and $4.62 \cdot 10^3 \text{ cm min}^{-1}$ was observed in October 2012. On the other hand, the lowest differences were found in the spring months, especially in March 2013 (maximum of $K(-3.0 \text{ cm})$ is $4.90 \cdot 10^4 \text{ cm min}^{-1}$ and minimum is $9.61 \cdot 10^4 \text{ cm min}^{-1}$). In the summer and autumn 2013, the hydraulic conductivity varies in similar limits. The unsaturated hydraulic conductivity is spatially and temporary variable as can be seen in Figure 4. Therefore, it is necessary to perform sufficient number of measurements to determine representative value of hydraulic conductivity and capture its development during the year.

Conclusions

Main objective of the presented research was to assess the temporal variability of unsaturated hydraulic conductivity of the topsoil on an agricultural catchment. Five infiltration campaigns were

carried out for this purpose to date. Based on the preliminary five measurements, the near-saturated hydraulic conductivity is lower in spring and higher in summer and autumn.

The temporal changes of the unsaturated hydraulic conductivity are probably related to the soil compaction and increasing area contact between the aggregates (as described e.g. by Carminati et al. (2007) or Carminati et al. (2008)). Further research of temporal variability of unsaturated hydraulic conductivity in Nucice catchment will require additional measurements supplemented with measurement of saturated hydraulic conductivity. Furthermore, measurement of the topsoil will be extended with tension infiltration into the B-soil horizon (as a proxy for the matrix domain).

Infiltration experiments demonstrated the suitability of MultiDisk for determining of unsaturated hydraulic conductivity of the topsoil during the year. The instrument proved to be a reliable and efficient tool for the field work. The tested device requires longer pre-measurement setting, particularly careful preparation of the contact areas under the individual infiltrometer modules. However, the same is true for any tension infiltrometer measurement. Once started, the infiltration experiment is fully automated. The major advantage of the MultiDisk tension infiltrometer is that six simultaneous unsaturated hydraulic conductivity measurements are taken simultaneously during one experiment.

Acknowledgements

This contribution has been supported by project Technology agency of the Czech Republic No.: TA01021844, Czech Science Foundation No.: 13-20388P and CTU student project SGS No.: SGS14/131/OHK1/2T/11.

References

- Ankeny, M.D., Kaspar, T.C., Horton, R., 1988. Design for an automated tension infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal* 52(3), 893-896.
- Berli M., A Carminati, TA Ghezzehei, D Or, 2008. Evolution of unsaturated hydraulic conductivity of aggregated soils due to compressive forces, *Water Resources Research* 44 (5)
- Carminati A., A Kaestner, R Hassanein, O Ippisch, P Vontobel, H Flüher, 2007. Infiltration through series of soil aggregates: Neutron radiography and modeling, *Advances in water resources* 30 (5), 1168-1178
- Carminati A., A Kaestner, P Lehmann, H Flüher, 2008. Unsaturated water flow across soil aggregate contacts, *Advances in water resources* 31 (9), 1221-1232
- Decagon Devices. 2012. Mini disk infiltrometer: Model S, user's manual version 10. Decagon Devices, Pullman, WA.
- Dohnal, M., Dusek, J., Vogel, T., 2010. Improving Hydraulic Conductivity Estimates from Minidisk Infiltration Measurements for Soils with Wide Pore-Size Distributions. *Soil Science Society of America Journal* 74(3), 804-811.
- Kulhavy, Z., Kvitek, T., 2010. Experience in the use of compact pressure infiltrometer. *Vodni hospodarstvi* 60, 179-180, ISSN 1211-0760.
- Madsen, M.D., Chandler, D.G., 2007. Automation and use of mini disk infiltrometers. *Soil Science Society of America Journal* 71(5), 1469-1472.
- Moret, D., Lopez, M.V., Arrue, J.L., 2004. TDR application for automated water level measurement from Mariotte reservoirs in tension disc infiltrometers. *Journal of Hydrology* 297(1-4), 229-235.
- Vandervaere, J.P., Peugeot, C., Vauclin, M., Jaramillo, R.A., Lebel, T., 1997. Estimating hydraulic conductivity of crusted soils using disc infiltrometers and minitensiometers. *Journal of Hydrology* 189(1-4), 203-223.
- Zhang, R.D., 1997. Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disk infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal* 61(4), 1024-1030.
- Zumr, D., Dostál, T., 2014. Vliv zhutnělého podorničí na formování podpovrchového odtoku na měřítku experimentálního povodí, (in this issue).

Distribuovaný model pro simulaci vývoje a tání sněhové pokrývky na povodí

Zbyněk Klose, Jiří Pavlásek, Pavel Pech

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování, Fakulta životního prostředí, Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 165 21 Praha – Suchbát

Abstrakt

Modelování vývoje a tání sněhové pokrývky je velice důležitou součástí hydrologické bilance malých horských povodí. Pro simulaci změn zásoby vody ve sněhové pokrývce se používají převážně dva přístupy: modely teplotního indexu a modely založené na energetické bilanci. V tomto příspěvku jsou porovnávány tyto dva přístupy pomocí třech různých verzí distribuovaného modelu vycházejícího z modelu HBV-ETH. Základní model (HBV-ETH Dis) je pouze distribuovanou verzí modelu HBV bez dalších úprav. U druhé verze modelu jsou parametry pro výpočet oslunění jednotlivých částí terénu vypočítávány na základě terénních charakteristik vegetačního krytu. Dále je také upraven výpočet pro stanovení potenciální evapotranspirace. Třetí verze modelu je založena na principu energetické bilance. Náročnost na vstupní data je minimalizována přístupem, kdy většinu složek energetické bilance lze odhadnout na základě minimální a maximální teploty vzduchu a rychlosti větru. Parametry jednotlivých verzí modelu lze automaticky optimalizovat na základě genetického algoritmu. Z výsledků je patrné, že rozlišení jednotlivých typů vegetace (les a bezlesí) zpřesňuje výsledky simulací. Model založený na energetické bilanci s nižším počtem kalibrovaných parametrů dává uspokojivé výsledky. V oblastech s dostatečně reprezentativními meteorologickými daty je srovnatelný s modely teplotního indexu. Pomocí testovaných modelů lze relativně kvalitně odhadovat vývoj sněhové pokrývky pro povodí na základě údajů srážek, teploty, odtoku a popř. rychlosti větru.

Klíčová slova: HBV-ETH, metoda teplotního indexu, energetická bilance, automatická optimalizace

Úvod

Malá horská povodí jsou velice důležitým zdrojem vody většiny hlavních toků v České republice. Důležitou roli v prostorovém i časovém rozložení srážkové vody na těchto povodí hraje sněhová pokrývka, které má v horských oblastech často dobu trvání déle než čtyři měsíce v roce. Při sestavování hydrologické bilance na těchto povodí jsou informace o vývoji a tání sněhové pokrývky zásadní.

V České republice jsou dostupná data o sněhové pokrývce v horských oblastech velice řídká. Chybí především delší časové řady zásoby vody ve sněhové pokrývce, která je hlavní charakteristikou sněhové pokrývky při hydrologické bilanci. Důvodem je náročnost při monitoringu sněhové pokrývky a obtíže při jeho automatizaci. Jednou z mála oblastí, kde jsou k dispozici uspokojivé časové řady o vývoji sněhové pokrývky na povodí jsou Jizerské hory a západní Krkonoše. V posledních letech se počty monitorovaných míst na českých horách zvyšují a jsou zaváděny i automatické sněhoměrné stanice. Postupně tak dochází ke zvyšování počtu dostupných časových řad popisujících charakteristiky sněhové pokrývky.

Simulace časových řad je prováděna pomocí vhodných matematických modelů. Pro modelování sněhové pokrývky jsou v praxi nejčastěji používány dva principy. Jednodušším přístupem jsou modely teplotního indexu. Modelování změn zásoby vody ve sněhové pokrývce při použití této metody vychází pouze naměřeného srážkového úhrnu a teploty vzduchu. Nejčastější variantou při aplikaci této metody je odhad denního úhrnu tání sněhové pokrývky z rozdílu průměrné denní teploty a kritické teploty tání, který je násoben konstantou vyjadřující výšku tání na jeden stupeň nad kritickou teplotou, tzv. day-degree faktorem. Pokud je průměrná teplota vzduchu pod kritickou teplotou, nedochází k tání sněhu. Tento vztah je uveden v rovnici (1):

$$H_T = DDF \cdot (T_D - T_K), \quad (1)$$

kde H_T je výška tání sněhové pokrývky za den ($\text{mm} \cdot \text{den}^{-1}$), DDF je hodnota day-degree faktoru ($\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$), T_D je průměrná denní teplota vzduchu ($^\circ\text{C}$) a T_K je kritická teplota vzduchu pro tání ($^\circ\text{C}$).

Druhým často používaným přístupem je metoda energetické bilance, která změny zásoby vody ve sněhové pokrývce modeluje na základě známých fyzikálních procesů. Množství energie pro tání sněhu se vypočítává z bilance energetických toků a energetické náročnosti změn uvnitř sněhové pokrývky. Úhrn tání je vypočten na základě znalosti množství energie spotřebované při tání ledu, tzv. skupenské teplo tání ledu. Příklad rovnice pro výpočet změn zásoby vody ve sněhové pokrývce na základě energetické bilance dle Waltera et al. (2005) je uveden v rovnici (2):

$$\lambda \Delta SWE = S + L_a - L_t + H + E + G + P - SWE(C\Delta T_s), \quad (2)$$

kde λ je skupenské teplo tání ledu ($3,34 \cdot 10^5 \text{ kJ} \cdot \text{m}^{-3}$), ΔSWE je změna zásoby vody ve sněhové pokrývce (mm), S je solární radiace ($\text{kJ} \cdot \text{m}^{-2}$), L_a je dlouhovlnná atmosférická radiace ($\text{kJ} \cdot \text{m}^{-2}$), L_t je dlouhovlnná terestriální radiace ($\text{kJ} \cdot \text{m}^{-2}$), H je výměna zjevného tepla ($\text{kJ} \cdot \text{m}^{-2}$), E je energetický tok výparu a kondenzace při povrchu sněhové pokrývky ($\text{kJ} \cdot \text{m}^{-2}$), G je vedení tepla půdou do sněhové pokrývky ($\text{kJ} \cdot \text{m}^{-2}$), P je teplo dodané deštěm do sněhové pokrývky ($\text{kJ} \cdot \text{m}^{-2}$) a $SWE(C\Delta T_s)$ je změna zásoby tepla ve sněhové pokrývce na jednotku plochy ($\text{kJ} \cdot \text{m}^{-2}$).

Při porovnání výše uvedených principů je zřejmé, že metody teplotního indexu jsou méně náročné na vstupní data. Základem metody je odhad vhodné hodnoty DDF pro danou situaci. Vztah mezi průměrnou denní teplotou a táním však není konstantní. Hodnota DDF se mění v závislosti na roční době, vegetačním pokryvu, orientaci a sklonu svahů, typu srážek a jejich teplotě, směru a rychlosti proudění větru apod. Při odhadu úhrnu tání sněhu na povodí je tedy vhodné DDF kalibrovat na základě známých časových řad. I přes jednoduchost modelů teplotního indexu lze simulovat časové řady vývoje a tání sněhové pokrývky s dostatečnou přesností, která v některých případech převyšuje přesnost simulací pomocí modelů založených na energetické bilanci (Martinec et Rango, 1986). Fyzikálním důvodem kvalitní definice tání pouze za pomoci teploty vzduchu je skutečnost, že největším zdrojem energie pro tání je dlouhovlnné atmosférické záření a že většina atmosférického záření přijímaná povrchem pochází z nízké hladiny troposféry - 90% z prvních 1000 m od zemského povrchu za bezoblačné situace, 70% v případě oblačnosti (Ohmura, 2001). Povrchová teplota vzduchu tak dobře reprezentuje energetickou situaci v této vrstvě atmosféry. Druhý a třetí nejvýznamnější zdroj tepla, tedy krátkovlnné záření a zjevné teplo, rovněž korelují s teplotou vzduchu (Ohmura, 2001). Pomocí teploty lze tedy zjednodušeně vyjádřit sumu dostupných energií pro tání.

Metoda energetické bilance, která má mnohem vyšší nároky na vstupní data, může lépe vystihovat změny v jednotlivých faktorech ovlivňujících tání sněhu jak v časovém tak prostorovém měřítku. Umožňuje také modelovat jednotlivé části (vrstvy) sněhové pokrývky a tím detailněji popsat její vývoj a následné změny v průběhu tání. Problémem ale zůstává získání reprezentativních dat pro plochu celého povodí. Aplikace metody energetické bilance je také vhodná v oblastech, kde chybí historická data tání a není tedy možné stanovit vhodný DDF faktor na základě kalibrace (Debele et al., 2010).

Nedostatek vstupních dat pro modely energetické bilance a problematika proměnlivosti DDF při aplikaci metod teplotního indexu vedla k různým úpravám obou metod. Nejčastější úpravou u metod teplotního indexu je proměnlivost hodnoty DDF v průběhu roku. Jedná se buď o lineární růst DDF faktoru v první polovině roku (Federer et Lash, 1983) nebo je vývoj DDF v průběhu roku modelován pomocí sinusoidy (Anderson, 1973, Renner et Braun, 1990). Další možnou úpravou je modelování vývoje hodnoty DDF na základě hustoty sněhu (Martinec, 1960), vegetace (Federer et al., 1972), topografie (Dunn et Colohan, 1999) nebo srážek (Kuusisto, 1980). Alternativní výpočty vybraných členů rovnice energetické bilance (2) na základě minimální a maximální teploty a denního srážkového úhrnu uvádí (Walter et al., 2005).

Důležitou roli při modelování vývoje a tání sněhové pokrývky hraje prostorová variabilita faktorů ovlivňující tento proces. Svažitost, orientace i lesní pokryv hrají při stanovení úhrnů tání významnou roli (Melloh, 1999). Celková radiace je přibližně úměrná přímé solární radiaci, závisí na geometrii povrchu. Variabilita ostatních komponent radiace je v rámci malého území menší (Williams et al., 1972). S prostorovou diskretizací vzniká možnost přesnější klasifikace rozdílů tání v souvislosti s těmito aspekty.

Modelování vývoje a tání sněhové pokrývky lze simulovat pomocí různých nástrojů. Cílem tohoto příspěvku je porovnat různé přístupy při prostorové diskretizaci vstupních parametrů ovlivňujících tání sněhové pokrývky. Pro tyto účely byl sestaven distribuovaný model založený na principech modelu HBV3-ETH9 se třemi různými variantami modulu sněhu. Jedná se dvě verze metody teplotního indexu a zjednodušenou verzi modelu energetické bilance. Snahou příspěvku je zodpovědět následující otázky: 1) Jaké zpřesnění výsledků je dosaženo po zahrnutí typu vegetačního pokryvu do výpočtu?, 2) Lze při omezeném množství vstupních parametrů použít pro stanovení tání sněhu metodu energetické bilance s dostatečnou přesností?, 3) Do jaké míry lze upravený model HBV-ETH použít pro stanovení vývoje sněhové pokrývky na nemonitorovaném povodí jen na základě měřeného odtoku?

Materiál a metody

Základem pro vytvoření hydrologického bilančního modelu byl model HBV-ETH (Renner et Braun, 1990). Pro účely této studie byla naprogramována distribuovaná verze tohoto modelu. Povodí je reprezentováno gridem o určitém rozlišení. V každé výpočetní buňce, reprezentující určitou část povodí, tedy probíhá samostatný výpočet bilance. Vstupní parametry jsou vypočteny pro každou výpočetní buňku individuálně na základě nadmořské výšky.

Všechny tři verze distribuovaného modelu mají shodný výpočet půdní a podzemní vody, stejně jako koncept pro výpočet odtoku z povodí, který vychází z původního modelu HBV-ETH. Jednotlivé verze se liší v modulu sněhu, který řeší transformaci kapalných i tuhých srážek na přítok do půdního modulu.

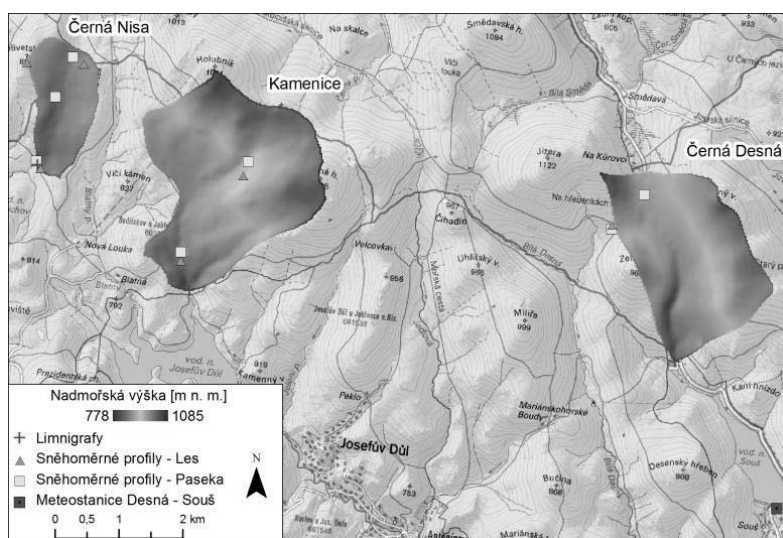
První verze modelu nazvaná HBV-ETH Dis se liší od původního modelu pouze v distribuci jednotlivých složek výpočtu dle gridu nad povodím. Nároky na vstupní data jsou tedy identické s modelem HBV-ETH.

Druhá verze modelu nazvaná HBV-ETH Dis+ má upravený koncept modulu sněhu a výpočet potenciální evapotranspirace. Nároky na vstupní data jsou rozšířeny o informace o vegetačním pokryvu území. Parametr definující v původním modelu rozdíl v tání pro jednotlivé třídy expozice, je nahrazen relativní hodnotou potenciální solární radiace v poměru k horizontální rovině, měnící se v závislosti na čase, zeměpisné šířce, orientaci a sklonu svahů. Potenciální solární radiace, dopadající na horizontální rovinu, je stanovena dle rovnice, kterou uvádí Lee (1963). Vegetační kryt je reprezentován vrstvou Les, která dělí území podle vegetačního pokryvu na lesní plochy (hodnota 1) a bezlesí (hodnota 0). Tání je stanoveno metodou teplotního indexu, jehož hodnota je v čase proměnná podle stejného principu jako u původního modelu HBV-ETH. Vedle času je ale hodnota teplotního indexu závislá na vegetačním pokryvu a výskytu dešťových srážek. Potenciální evapotranspirace je stanovena dle metodiky Oudin (2010).

Ve třetí variantě modelu nazvané HBV-ETH Energy je zcela nahrazen původní modul sněhu zjednodušenou metodou energetické bilance, kterou popisuje Walter et al. (2005) a ze které částečně vychází balík EcoHydRology pro 1D simulaci tání sněhu v prostředí R (Archibald et al., 2013). Jednotlivé složky rovnice energetické bilance jsou stanoveny na základě minimálních a maximálních denních teplot. Z tohoto důvodu je nárok na vstupní data u varianty Energy vyšší. V této práci jsou pro stanovení denních minim a maxim použity údaje z klimatických termínů 7, 14 a 21 hod. Dalším vstupem je průměrná rychlost větru. Potenciální evapotranspirace je stanovena dle Oudina (2010) stejně jako ve verzi Dis+.

Vytvořené varianty modelu je možné automaticky optimalizovat na základě genetického algoritmu. V původním modelu bylo nutné kalibrovat 19 parametrů (parametry týkající se tání ledu nebyly v případě aplikace v podmínkách České republiky do výpočtu zahrnuty), přičemž lze definovat interval, ve kterém bude hodnota parametru hledána. Algoritmem nalezené hodnoty lze v případě potřeby manuálně upravovat.

Všechny tři varianty modelu byly testovány na povodích s významným vlivem sněhové pokrývky. Vybrána byla povodí v Jizerských horách (Černá Desná, Kamenice, Černá Nisa), kde probíhá monitoring sněhu (obr. 1). Vedle popisu geomorfologie terénu vstupuje do modelů Dis+ a Energy informace o vegetačním pokryvu a rychlosti větru (pouze pro verzi Energy). Vrstva vegetačního pokryvu byla vytvořena vektorizací nad satelitními snímky zájmových území. Vrstva rychlosti větru byla vytvořena vektorizací nad mapou průměrné rychlosti větru (Štekl et al., 2004). Vstupní data o nadmořské výšce, orientaci a sklonu svahů byla získána na základě interpolace vrstevnicových podkladů a následné rastrové analýzy v programu ArcMap 9.3. Zdrojem klimatických dat byla meteorologická stanice Desná - Souš v Jizerských horách.



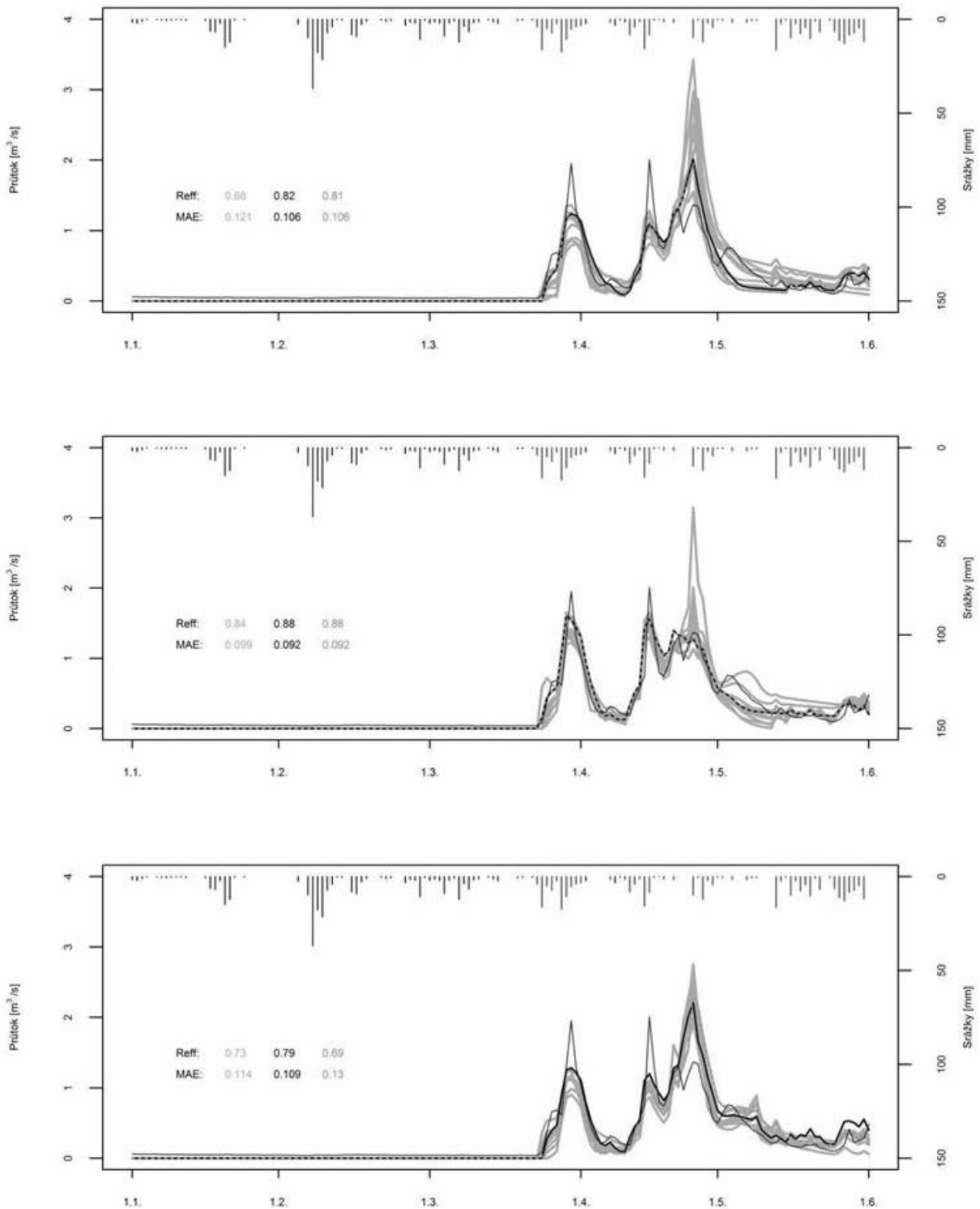
Obr. 1: Zájmová povodí v Jizerských horách s vyznačením sněhoměrných profilů ČHMÚ.

Kalibrace sestavených modelů byla provedena na denních průměrných hodnotách průtoku na zájmových povodích v Jizerských horách za období 2001 – 2005. Validace byla provedena na datech z let 2006 – 2010. Pro každý model bylo provedeno deset optimalizací parametrů modelu na základě genetického algoritmu. Těchto deset souborů parametrů bylo použito pro simulaci vývoje a tání u každé varianty modelu. Optimalizace a simulace probíhala zvlášť pro celé období a zvlášť pro období se zvýšeným výskytem sněhové pokrývky.

Výsledky a diskuze

Výsledky simulace průtoku pomocí všech třech variant modelu za období validace (2006 – 2010) na povodí Černé Desné jsou uvedeny na obr. 2. Simulace zásoby vody ve sněhové pokrývce vypočtené pomocí varianty modelu založené na energetické bilanci na základě údajů o srážkách, teplotě, větru a otoku za období validace je uvedena na obr. 3.

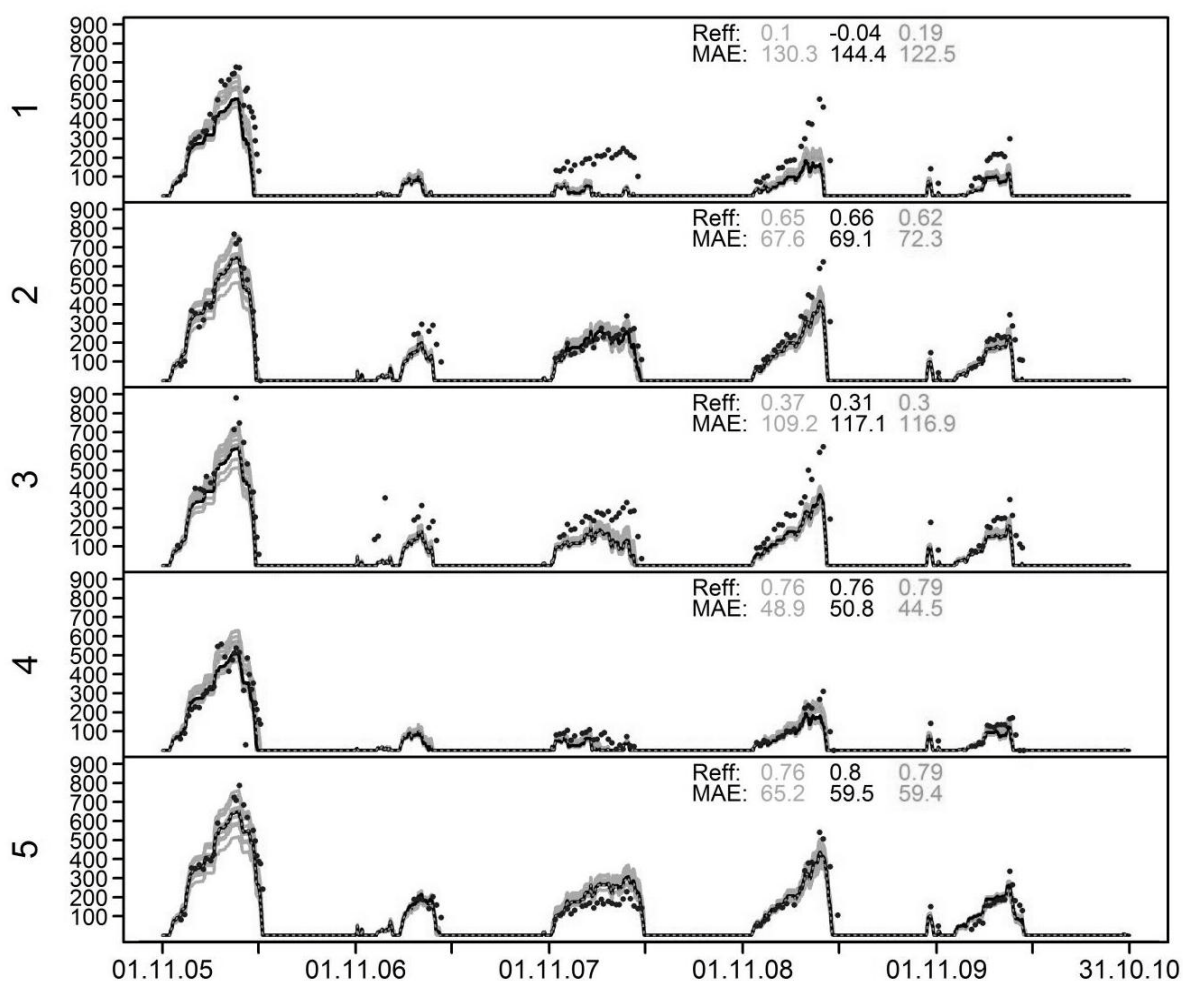
Realizace všech provedených simulací by nebyla možná bez automatické optimalizace. S ohledem k existující optimalizaci na bázi genetického algoritmu v modelu HBV (Seibert, 2000), byl pro účely této práce zvolen obdobný přístup. Silnou stránkou genetického algoritmu je odolnost vůči zakotvení v lokálním extrému optimalizačního kritéria. Pro další vývoj a úpravy modelů představených v této práci by bylo jistě vhodné otestovat i jiné metody, jako je simulované žíhání či gradientní metody.



Obr. 2: Simulace průtok na povodí Černé Desné v období tání v roce 2006 jednotlivými variantami modelu – shora HBV-ETH Dis, HBV-ETH Dis+ a HBV-ETH Energy (tyčky shora jsou srážky, černá čára je vyznačení modelu s nejvyšší shodou mezi simulovanými a měřenými průtoky za celé období validace, šedé čáry vyznačují simulace jednotlivých modelů, tenká čára je měřený průtok).

Primární funkcí všech představených modelů je simulace odtoku. Na základě výsledků nelze u žádné verze modelu pozorovat zásadní rozdíly. Vzhledem k zaměření práce na modelování vývoje sněhové pokrývky je ve výsledcích kladen důraz právě na epizody akumulace a tání sněhu. Všechny modely shodně na všech povodích modelují nejlépe odtok v průběhu zimy 2006, kdy následovalo tání po

výrazném období akumulace sněhové pokrývky. V epizodách z let 2008 a 2009 mezi modely takto výrazná shoda není. Všechny modely relativně spolehlivě odhadují čas jednotlivých odtokových epizod, v některých případech však dochází k výrazným podhodnocením kulminačních průtoků. V takovém případě nemusí být chyba způsobena pouze modelem, ale rozdílem mezi srážkou změřenou na klimatické stanici a skutečnou srážkou na daném povodí. Vedle extrémních srážek, kdy může dojít k podhodnocení již při měření, je možnou příčinou i současné řešení distribuce srážek na povodí. To je ve všech modelech realizováno pouze za užití srážkového gradientu, kdy lze hodnotu změřené srážky upravit lineárně s nadmořskou výškou. Tento způsob je nedostatečný v případě, kdy se klimatologické stanice vyskytují v oblastech s odlišným charakterem podnebí. Částečným řešením by bylo zavedení některé z interpolačních technik při stanovení srážkových úhrnů na povodí v případě, že je k dispozici více srážkoměrných stanic. Realizace takové metody by navíc v případě prostorově distribuovaných modelů nebyla obtížná. Důležitost volby vhodných časových řad podporuje i výsledek simulace vodní hodnoty sněhu, kdy dosáhl model Energy nejlepších výsledků na povodí Černé Desné, tedy v oblasti, která je nejbližší meteorologické stanici Desná – Souš.



Obr. 3: Simulace zásoby vody ve sněhové pokrývce (mm) na pěti různých sněhoměrných profilech na povodí Černá Desná nebo v jeho těsné blízkosti vypočtené pomocí modelu HBV-ETH Energy za období validace (tečky jsou měřené hodnoty, černá čára je simulace modelem s nejvyšším koeficientem shody na průtoku při validaci, šedé čáry jsou simulace dalších pěti variant optimalizací modelu).

Vedle simulace odtoku je jedním z cílů práce definovat, do jaké míry lze na základě shody mezi měřeným a simulovaným odtokem odhadovat vývoj vodní hodnoty sněhu. Kvalita simulace byla ohodnocena Nash-Sutcliffovým koeficientem (Reff). Zhodnocení kvality simulace vývoje vodní

hodnoty sněhu na jednotlivých sněhoměrných profilech všech povodí lze shrnout následovně: 1) společným jevem jizerskohorských povodí je rozdílná kvalita simulace na plochách s odlišným lesním pokryvem, tedy les/bezlesí, 2) profily v bezlesí jsou lépe simulovány modelem Dis, 3) v případě lesních profilů není rozdíl tak markantní, lepších výsledků dosáhly modely Dis+ a Energy, 4) model Energy dosáhl na povodí Černá Desná nejlepších výsledků. Důvodem rozdílných výsledků při simulaci ploch s rozdílnou vegetací je pravděpodobně několik faktorů, které nelze v modelu ve všech případech zcela přesně postihnout, tj. skutečným stavem ploch, charakterizovaných v modelech jako bezlesí a les a reprezentací takové plochy v modelu s ohledem na rozlišení výpočtu. V modelu Energy se rozdíl mezi lesem a bezlesím projevuje redukcí krátkovlnné sluneční radiace na nulovou hodnotu v lese, v modelu Dis+ je tání v lese redukováno volitelným nekalibrovaným koeficientem, přičemž nejlepších výsledků bylo dosaženo s hodnotou 0,7. Dělení charakteru vegetace pouze do dvou tříd – les a bezlesí, se jeví jako nedostatečné, zejména v případě oblastí, kde dochází k zarůstání odlesněných ploch.

Závěr

Vytvořené modely mají společný základ v modelu HBV-ETH. Model Dis, lišící se od HBV-ETH pouze prostorovou distribucí, slouží jako referenční model pro definici významu ostatních úprav. Všechny modely je možné automaticky optimalizovat za užití genetického algoritmu. Bez tohoto rozšíření by bylo hodnocení modelů velice náročné, neboť manuální kalibrace by byla z časových důvodů velmi obtížně realizovatelná.

Pro srovnání modelů bylo provedeno na každém povodí každým modelem deset optimalizací se shodně nastavenými parametry. U všech modelů byla nastavena hraniční teplota tání sněhu na 0°C. Pro zevrubnou analýzu by bylo vhodné provést vyšší počet simulací.

Zavedení typu vegetačního pokryvu do modelu znamená zpřesnění v případě kvalitní definice jednotlivých typů ploch. Dělení ploch pouze na lesní a nelesní není v případě zarůstajících pasek s ohledem na časovou délku simulace dostatečné.

Model sestavený na základě energetické bilance, přinášející redukcí parametrů v modulu sněhu, poskytuje spolehlivé výsledky v oblastech, kde jsou vstupní data dostatečně reprezentativní. Při použití tohoto modelu je nutné definovat pouze teplotní a srážkový gradient, popřípadě parametr redukce srážek na plochu povodí v porovnání s bodovou měřenou hodnotou. V místech, kde nejsou dostupná měřená data zásoby vody ve sněhové pokrývce pro odhad parametru *DDF* může být použit model energetické bilance pro odhad pravděpodobného intervalu tohoto parametru.

Na základě shody mezi měřeným a simulovaným odtokem lze relativně kvalitně odhadovat vývoj vodní hodnoty sněhu na povodí, ačkoli nejlepší simulace na základě shody mezi průtoky nemusí poskytovat absolutně nejlepší údaje o vývoji vodní hodnoty sněhu.

Poděkování

Článek vznikl za podpory grantového projektu CIGA 20124220 Dlouhodobé extrapolace hydrologických a klimatických poměrů na horním povodí Vydry, financovaného Českou zemědělskou univerzitou v Praze a grantového projektu Bezpečnostního výzkumu Ministerstva Vnitra ČR VG20132015115 Vytvoření informačního systému pro vyhodnocení lavinového nebezpečí v horských oblastech České republiky.

Literatura

- Anderson, E.A. (1973): National weather service river forecast system/snow accumulation and ablation model, NOAA Technical Memorandum NWS HYDRO-17, US Department of Commerce, Silver Spring, MD, 217 s.
- Archibald, J.A., Walter, M.T., Fuka, D.R. (2013): Snow Melt Function. EcoHydrology Package in R. <http://CRAN.R-project.org/package=EcoHydrology>
- Debele, B., Srinivasan, R., Gosain, A. K. (2010): Comparison of Process-Based and Temperature-Index Snowmelt Modeling in SWAT, *Water Resour. Management*, 24, 1065-1088.
- Dunn, S.M., Colohan, R.J.E. (1999): Developing the snow component of a distributed hydrological model: a step-wise approach based on multiobjective analysis. *Journal of Hydrology* 223: 1–16.
- Federer, C.A., Pierce, R. S., Hornbeck, J.W. (1972): Snow management seems unlikely in the Northeast. In *Proceedings Symposium on Watersheds in Transition*, American Water Resources Association, 212 - 219.
- Federer, CA, Lash, D. (1983): BROOK: a hydrologic simulation model for eastern forests. Research Report No. 19. Water Resources Research Center, University of New Hampshire: Durham, NH.
- Kuusisto, E. (1980): On the values and variability of degree-day melting factor in Finland. *Nordic Hydrol.*, 11, 235 - 242.
- Lee, R. (1963): Evaluation of Solar Beam Irradiation as a Climatic Parameter of Mountain Watersheds, *Hydrol. Paper. No. 2*, Ft. Collins, CO: Colorado State University
- Martinec, J., (1960): The Degree Day Factor for Snowmelt-Runoff Forecasting. *Proceedings: General Assembly of Helsinki, 1960. Commission of Surface Runoff, Publ. IAHS No. 51*, 468-477.
- Martinec, J., Rango, A. (1986): Parameter values for snowmelt runoff modelling. *J. Hydrol.* 84,
- Melloh, R. A. (1999): A Synopsis and Comparison of Selected Snowmelt Algorithms. C. R. R. a. E. L. United States Army Corps of Engineers, 17 s.
- Ohmura, A. (2001): Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method. *J. Appl. Meteor.*, 40, 753–761.
- Oudin, L., Moulin, L., Bendjoudi, H., Ribstein, P. (2010): Estimating potential evapotranspiration without continuous daily data: possible errors and impact on water balance simulation. *Hydrological Sciences Journal*, 55, 2, 209 - 222.
- Renner, C.B., BRAUN, L. (1990): Die Anwendung des Niederschlag-Abfluss Modells HBV3-ETH (V 3.0) auf verschiedene Einzugsgebiete in der Schweiz (The application of the HBV3-ETH (V 3.0) rainfall-runoff model to different basins in Switzerland). *Geographisches Institut ETH, Berichte und Skripten Nr 40*, Zürich.
- Seibert, J. (2000): Multi-criteria calibration of a conceptual runoff model using a genetic algorithm. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4(2), 215-224.
- Štekl, J., Hanslian, D., Hošek, J., Kerum, J, Svoboda, J. (2004): Výzkum vhodnosti lokalit v ČR z hlediska zásob větrné energie a zpracování metodiky pro posuzovací a schvalovací řízení při zavádění větrných elektráren, *Závěrečná zpráva projektu VaV/320/08/03, ÚFA AV ČR, Praha*, 58 s.
- Walter, M.T., Brooks, E.,S., Mccool D.K. King, L.,G., Molnoppu, M.,Boll, J. (2005): Process-based snowmelt modeling: Does it require more input data than temperature-index modeling? *Journal of Hydrology* 300 (1-4), 65-75.
- Williams, L.D., Barry, R.G., Andrews, J.T. (1972): Application of computed global radiation for areas of high relief. *Journal of Applied Meteorology*, 11, 526-533.

Behavior of selected pharmaceuticals in soils

Radka Kodešová¹, Martin Kočárek¹, Aleš Klement¹, Miroslav Fér¹, Oksana Golovko², Antonín Nikodem, Roman Grabic², Ondřej Jakšík¹

¹ Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů, Katedra pedologie a ochrany půd, Kamýcká 129, 165 21 Praha 6 – Suchbátův

² Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Fakulta rybářství a ochrany vod, Jihočeské výzkumné centrum akvakultury a biodiverzity hydrocenóz, Zátíší 728/II, 389 25 Vodňany

Abstract

Study is focused on the evaluation of adsorption isotherms for 5 pharmaceuticals and 13 soils, which were described using the Freundlich equations, and assessment of the impact of soil properties on pharmaceutical adsorptions in soils.

The Freundlich absorption coefficient for Sulfamethoxazol was negatively related to pH_{H_2O} , pH_{KCL} or sorption complex saturation and positively to the hydrolytic acidity or exchangeable acidity. Trimetoprim absorption coefficient was positively related to the organic carbon content, cation exchange capacity, basic cation saturation or silt content and negatively to particle density or sand content. Atenolol and Metoprolol absorption coefficients were positively related to the organic carbon content, cation exchange capacity, basic cation saturation, salinity, clay content or silt content, and negatively to the particle density or sand content. Finally Carbamazepin absorption coefficient was positively related to the organic carbon content, cation exchange capacity or basic cation saturation, and negatively to the particle density or sand content.

Evaluated pedotransfer rules for different pharmaceuticals included different soil properties. Absorption coefficients could be predicted from: the hydrolytic acidity (Sulfamethoxazol), the organic carbon content (Trimetoprim and Carbamazepin), the basic cation saturation (Atenolol and Metoprolol).

Key Words: pharmaceuticals, soils, adsorption isotherms

Introduction

The presence of human and veterinary pharmaceuticals in the environment has been recognized as a potential environmental threat (Ternes et al., 2002). There are several sources, which may contaminate surface and groundwater via different pathways. One of the sources is an animal waste, which has been commonly applied to agriculture crop field as a source of organic fertilizer. Some of pharmaceutical ingredient may be retained in soils, the rest can be transported to the surface and groundwater through surface runoff and infiltration (Thiele-Bruhn, 2003). Another source of pharmaceuticals' pollution is urine from a domestic wastewater stream originating in new sanitation systems based on decentralized treatment (Winker et al., 2009). Some of the organic pollutants from the human and animal use are not fully eliminated during wastewater treatment and can be therefore found in the aquatic environment (Heberer, 2002a,b; Derksen et al., 2004) (also due to their application for irrigation). Pharmaceuticals can be found in sewage sludge and sediments (Ternes et al. 2002; Andersen et al., 2003), which can be source of pollution of surface and ground water when processing (dumping, field applications etc). Direct contamination due to sewerage leakage may be also considered.

Few studies were performed to investigate pharmaceuticals transport through a soil porous media (Kay et al., 2005; Wehrhan et al., 2007; Srivastava et al., 2009; Unold et al., 2009a,b; Chen et al., 2011, Fan et al., 2011) or their transport and removal from water using an infiltration through a porous

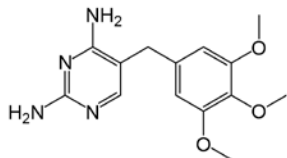
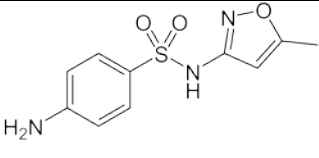
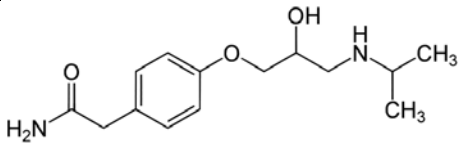
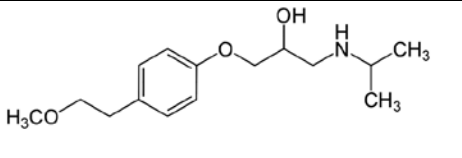
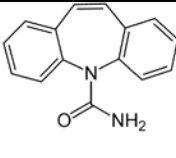
material (Meffe et al., 2010). Some of the studies used numerical models to describe observed processes (Wehrhan et al., 2007; Unold et al., 2009b; Larsbo et al., 2008). Mobility of pharmaceuticals in porous media depends on the sorption, desorption and degradation processes (Tolls, 2001; Gao and Pedersen, 2005; Chefetz et al., 2008; Zhang et al., 2011; etc.). Sorption of seventy-five pharmaceuticals in sewage sludge was studied by Horsing et al. (2011). However, behavior of wide range of pharmaceutical in soils still has not been revealed.

This study is therefore focused on the evaluation of adsorptions of selected pharmaceuticals in soils, as one of the parameters, which are necessary for assessment of contaminant transport in soils. The goals of this study were: (1) to select representative soils of the Czech Republic and to measure soil physical and chemical properties; (2) to measure adsorption isotherms of selected pharmaceuticals; (3) to evaluate impact of soil properties on pharmaceutical adsorptions and to propose pedotransfer rules for estimation of adsorption coefficients from the measured soil properties.

Material and methods

Five pharmaceuticals were studied (Tab. 1). They were selected according their occurrence in waste water in the Czech Republic (Golovko et al., 2014).

Table 1: Selected pharmaceuticals.

Trimetoprim	Antibiotic (also veterinary use)	
Sulfamethoxazol	Antibiotic (also veterinary use)	
Atenolol	Beta blockers	
Metoprolol	Beta blockers	
Carbamazepin	Anticonvulsant	

The same soil types, which were used by Kodešová et al. (2011) (Tab. 2), were tested. Selected soil types (and substrates) cover a large variability of soil properties, which may influence pharmaceuticals behavior in soils. Samples were taken from surface and subsurface horizons. The soil samples were air dried, grinded and sieved through the 2-mm sieve. The basic chemical and physical soil properties were obtained using standard laboratory procedures under constant laboratory temperature of 20 C: soil pH (pH_{H_2O} , pH_{KCl}), organic carbon content, $CaCO_3$ content, exchangeable acidity, cation exchange

capacity, hydrolytic acidity, basic cation saturation, sorption complex saturation, soil salinity, particle density, particle size distribution.

Table 2: Selected soils.

Soil Type	Location	Parent Material
Stagnic Chernozem Siltic	Milčice	Marlite
Haplic Chernozem A	Ivanovice na Hané	Loess
Haplic Chernozem B	Praha Suchdol	Loess
Chernozem Arenic	Velké Chvalovice	Gravelly sand
Greyic Phaeozem	Čáslav	Loess
Haplic Luvisol	Hněvčeves	Loess
Haplic Cambisol A	Humpolec	Orthogneiss
Haplic Cambisol B	Předbořice	Syenite
Haplic Cambisol C	Jince	Quartzite
Dystric Cambisol	Vysoké nad Jizerou	Paragneiss
Arenosol Epieutric	Semice	Sand
Loess	Praha Suchdol	
Sand	Písková lhota	

The adsorption isotherms were measured using a standard batch equilibrium method. 10 g of dry soil was placed directly into the plastic centrifuge tubes and 20 ml of individual pharmaceutical solution at given concentration was added. The same concentrations (0.5, 1, 2.5, 5 and 10 mg/l) were used for all pharmaceuticals. All experiments were performed in triplicate (i.e. 195 samples per each pharmaceutical were analyzed). Tube with mixture was shaken using the shaking apparatus at 20 °C for 24 h. Consequently, the analyzed soil suspension was centrifuged for 10 min at 6,000 rotations per minute and filtered through regenerated cellulose syringe filter (0,45 µm pores). The actual initial and final equilibrium pharmaceutical concentrations were measured using liquid chromatography-tandem mass spectrometry LC-MS/MS using isotope dilution or internal standard methods.

The pharmaceutical concentration adsorbed on soil particles (s) was expressed as the amount of solute per mass unit ($\mu\text{g g}^{-1}$) using the following equation.

$$s = 2(c_{ini,a} - c_{eq}) \quad (1)$$

Data points of the adsorption isotherms were given by the final pharmaceutical concentration $c = c_{eq}$ [M L^{-3}] and s [M M^{-1}]. The Freundlich equation was used to fit data points of the adsorption isotherms:

$$s = K_F c^{1/n} \quad (2)$$

where K_F [$\text{L}^{3/n} \text{M}^{1-1/n} \text{M}^{-1}$] and n [-] are empirical coefficients. Linear transformation of equation and laboratory data [2] and the least square method were applied to compute the unknown empirical coefficients. In addition, the average n coefficient (n_{avg}) for each compound was calculated and the Freundlich equation with the fixed average n value was used to fit again experimental data points (linearly related $c^{1/n}$ and s values) and to obtain the K_F values using the least square method.

The simple correlations between measured physical and chemical soil properties (soil particle density, soil texture, organic carbon content, CaCO_3 content, $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$, pH_{KCl} , exchangeable acidity, cation exchange capacity, hydrolytic acidity, basic cation saturation, sorption complex saturation, salinity), and the Freundlich adsorption coefficients (for constant n) were assessed using Pearson correlation coefficient. Then multiple-linear regressions were applied to predict the Freundlich adsorption coefficients from measured soil properties.

Results and discussion

The resulting Freundlich adsorption coefficients, K_F , for average n values are shown in Tab. 3.

Table 3: The Freundlich adsorption coefficients, K_F , ($\text{cm}^3/\mu\text{g}^{1-1/n}/\text{g}$) for average n values, n_{konst} .

Soil Type	Trimetoprim	Sulfamethoxazol	Atenolol	Metoprolol	Carbamazepin
n_{avg} (-)	1.27	1.65	1.17	1.20	1.13
Stagnic Chernozem Siltic	33.24	0.64	13.9	17.22	4.66
Haplic Chernozem A	40.39	1.19	10.11	15.32	3.84
Haplic Chernozem B	28.97	0.88	16.24	11.57	3.86
Chernozem Arenic	24.33	1.41	3.22	6.90	2.13
Greyic Phaeozem	21.13	0.57	7.54	10.13	2.23
Haplic Luvisol	28.39	1.28	6.04	10.07	1.88
Haplic Cambisol A	23.15	4.01	5.36	8.26	2.97
Haplic Cambisol B	23.00	3.43	4.69	6.59	3.83
Haplic Cambisol C	20.77	4.84	4.28	7.36	3.28
Dystric Cambisol	27.74	4.73	5.95	8.77	4.31
Arenosol Epieutric	12.21	1.39	2.11	4.00	0.71
Loess	6.95	0.07	5.08	8.80	0.67
Sand	1.67	0.11	0.67	1.71	0.26

The largest adsorption was measured for Trimetoprim (average K_F value of $22.5 \text{ cm}^3/\mu\text{g}^{1-1/n}/\text{g}$) and decreased as follows: Metoprolol (9.0), Atenolol (6.6), Carbamazepin (2.7), Sulfamethoxazol (1.9).

Table 4 summarizes relationships between K_F values for different pharmaceuticals and between K_F values and soil properties. Absorption coefficients for Atenolol and Metoprolol closely correlated ($R=0.85$), and both were also related to absorption coefficients of Carbamazepin ($R=0.67$ and 0.68). Positive correlation was found between Trimetoprim absorption coefficients and Atenolol ($R=0.68$), Metoprolol ($R=0.81$) or Carbamazepin ($R=0.83$) absorption coefficients.

Sulfamethoxazol absorption coefficient was negatively related to $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$, pH_{KCL} or sorption complex saturation and positively to the hydrolytic acidity or exchangeable acidity. Trimetoprim absorption coefficient was positively related to the organic carbon content, cation exchange capacity, basic cation saturation or silt content and negatively to particle density or sand content. Atenolol and Metoprolol absorption coefficients were positively related to the organic carbon content, cation exchange capacity, basic cation saturation, salinity, clay content or silt content, and negatively to the particle density or sand content. Finally, Carbamazepin absorption coefficient was positively related to the organic carbon content, cation exchange capacity or basic cation saturation, and negatively to the particle density or sand content.

Multiple linear regressions did not show improved prediction of K_F values from various parameter combinations. Thus evaluated pedotransfer rules for different pharmaceuticals (Tab. 5) include only single soil property. Absorption coefficients could be predicted from: the hydrolytic acidity (Sulfamethoxazol), the organic carbon content (Trimetoprim and Carbamazepin), the basic cation saturation (Atenolol and Metoprolol).

Conclusions

The adsorption isotherms for 5 pharmaceuticals and 13 representative soils of the Czech Republic were evaluated. Resulting parameters will be applied for investigation of given pharmaceuticals mobility in undisturbed soil samples. Pedotransfer rules, predicting the Freundlich adsorption

coefficients could be applied for prediction of pharmaceutical mobility in other soils and for assessing potential groundwater contamination within different regions of the Czech Republic.

Table 4: The correlation coefficients (R) (first line) and p-values (second line).

Soil property / pharmaceutical K_F	Freundlich adsorption coefficients, K_F , for				
	Trimetoprim	Sulfamethoxazol	Atenolol	Metoprolol	Carbamazepin
pH _{H2O}	-0.1993	-0.8310	0.3631	0.2550	-0.2228
	0.5139	0.0004	0.2227	0.4005	0.4643
pH _{KCl}	-0.1996	-0.7530	0.2959	0.1763	-0.2038
	0.5133	0.0030	0.3263	0.5646	0.5043
Organic carbon content	0.7178	0.4090	0.6412	0.6243	0.9477
	0.0057	0.1653	0.0182	0.0226	0.0000
CaCO ₃ content	-0.0702	-0.4156	0.3918	0.4658	0.0423
	0.8196	0.1578	0.1855	0.1086	0.8908
Cation exchange capacity	0.6965	-0.0162	0.8975	0.9150	0.7479
	0.0082	0.9581	0.0000	0.0000	0.0033
Soil hydrolytic acidity	0.1407	0.9867	-0.2960	-0.2251	0.3912
	0.6466	0.0000	0.3262	0.4596	0.1862
Exchangeable acidity	-0.0770	0.7866	-0.2886	-0.2880	0.1158
	0.8027	0.0014	0.3390	0.3400	0.7064
Basic cation saturation	0.6301	-0.2510	0.9258	0.9256	0.6192
	0.0210	0.4081	0.0000	0.0000	0.0240
Sorption complex satur.	0.1257	-0.7638	0.5143	0.4894	-0.0222
	0.6825	0.0024	0.0722	0.0896	0.9426
Salinity H ₂ O	0.3975	-0.1987	0.6668	0.6734	0.4558
	0.1786	0.5153	0.0128	0.0116	0.1175
Particle density	-0.7435	0.0894	-0.9113	-0.8615	-0.7719
	0.0036	0.7714	0.0000	0.0002	0.0020
Clay content	0.4155	-0.1939	0.6415	0.7578	0.3495
	0.1580	0.5255	0.0181	0.0027	0.2417
Silt content	0.6727	0.1534	0.5851	0.6917	0.5371
	0.0118	0.6168	0.0357	0.0088	0.0584
Sand content	-0.6913	-0.1172	-0.6406	-0.7572	-0.5545
	0.0089	0.7031	0.0183	0.0027	0.0492
K_F for Trimetoprim		0.2168	0.6818	0.8081	0.8322
		0.4767	0.0103	0.0008	0.0004
K_F for Sulfomethoxazol	0.2168		-0.2083	-0.1548	0.4787
	0.4767		0.4948	0.6136	0.0979
K_F for Atenolol	0.6818	-0.2083		0.8502	0.6715
	0.0103	0.4948		0.0002	0.0120
K_F for Metoprolol	0.8081	-0.1548	0.8502		0.6792
	0.0008	0.6136	0.0002		0.0107
K_F for Carbamazepin	0.8322	0.4787	0.6715	0.6792	
	0.0004	0.0979	0.0120	0.0107	

Table 5: Pedotransfer rules for predicting K_F values ($\text{cm}^3/\mu\text{g}^{1-1/n} / \text{g}$) from the hydrolytic acidity, HA, ($\text{mmol}^+ / \text{kg}$), the organic carbon content, Cox. (%), the basic cation saturation, BCS, ($\text{mmol}^+ / \text{kg}$).

Pharmaceutical	Pedotransfer rule	R ² (%)
Trimetoprim	$K_F = 9.73 + 8.50 \cdot \text{Cox}$	51.52
Sulfomethoxazol	$K_F = 0.133 + 0.0832 \cdot \text{HA}$	97.36
Atenolol	$K_F = -0.2321 + 0.0482 \cdot \text{BCS}$	85.71
Metoprolol	$K_F = 2.65495 + 0.0449279 \cdot \text{BCS}$	85.68
Carbamazepin	$K_F = 0.313942 + 1.56902 \cdot \text{Cox}$	89.81

Acknowledgement

Authors acknowledge the financial support of the Czech Science Foundation (Project No. 13-12477S), the CENAKVA CZ.1.05/2.1.00/01.0024 project and the project LO1205 with a financial support from the MEYS of the CR under the NPU I program.

References

- Andersen, H.R., Siegrist, H., Halling-Sørensen, B., Ternes, T., 2003. Fate of esterogens in a municipal sewage treatment plant. *Environ. Sci. Technol.* 37 (18), 4021-4026.
- Chefetz, B., Mualem, T., Ben-Ari, J., 2008. Sorption and mobility of pharmaceutical compounds in soil irrigated with reclaimed wastewater. *Chemosphere* 73 (8), 1335-1343.
- Derksen, J.G.M., Rijs, G.B.J., Jongbloed, R.H., 2004. Diffuse pollution of surface water by pharmaceutical products. *Water Sci. Technol.* 49 (3), 213-221.
- Fan, Z.S., Casey, F.X.M., Hakk, H., Larsen, G.L., Khan, E., 2011. Sorption, fate and mobility of sulfonamides in soils. *Water Air Soil Pollut.* 218, 49-61.
- Gao, J.A., Pedersen, J.A., 2005. Adsorption of sulfonamide antimicrobial agents to clay minerals. *Environmental Science & Technology* 39 (24), 9509-9516.
- Golovko, O., Kumar, V., Ferdorova, G., Randak, T., Grabic, R. 2014. Removal and seasonal variability of selected analgesics/anti-inflammatory, anti-hypertensive/cardiovascular pharmaceuticals and UV filters in wastewater treatment plant. *Environ. Sci. Pollut. Res.* DOI: 10.1007/s11356-014-2654-9
- Heberer, T., 2002a. Occurrence, fate and removal of pharmaceutical residues in the aquatic environment: a review of recent research data. *Toxicol. Lett.* 131 (1-2), 5-17.
- Heberer, T., 2002b. Tracking persistent pharmaceutical residues from municipal sewage to drinking water. *J. Hydrol.* 266 (3-4), 175-189.
- Horsing, M., Ledin, A., Grabic, R., Fick, J., Tysklind, M., Jansen, J.C., Andersen, H.R., 2011. Determination of sorption of seventy-five pharmaceuticals in sewage sludge. *Water Res.* 45: 4470-4482.
- Kay, P., Blackwell, P.A., Boxall, A.B.A., 2005. Column studies to investigate the fate of veterinary antibiotics in clay soils following slurry application to agricultural land. *Chemosphere* 60 (4), 497-507.
- Kodešová, R., Kočárek, M., Kodeš, V., Drábek, O., Kozák, J., Hejtmánková, K., 2011. Pesticide adsorption in relation to soil properties and soil type distribution in regional scale. *J. Hazard. Mater.* 186: 540-550.
- Larsbo, M., Fenner, K., Stoob, K., Burkhardt, M., Abbaspour, K., Stamm, C., 2008. Simulating sulfadimidine transport in surface runoff and soil at the micropilot and field scale. *J. Environ. Qual.*, 37: 788-797.
- Srivastava, P., et al., 2009. Fate and transport of sulfadimethoxine and ormetoprim in two Southeastern United States soils. *Vadose Zone J.* 8 (1), 32-41.
- Ternes, T., Meisenheimer, M., McDowell, D., Sacher, F., Brauch, H.-J., Haist-Gulde, B., Preuss, G., Wilme, U., Zulei-Seibert, N., 2002. Removal of Pharmaceuticals during drinking water treatment. *Environ. Sci. Technol.* 36 (17), 3855e3863.

- Thiele-Bruhn, S., 2003. Pharmaceutical antibiotic compounds in soils—a review. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science-Zeitschrift Fur Pflanzenernahrung Und Bodenkunde* 166 (2), 145–167.
- Thiele-Bruhn, S., Seibicke, T., Schulten, H.R., Leinweber, P., 2004. Sorption of sulfonamide pharmaceutical antibiotics on whole soils and particle-size fractions. *J. Environ. Qual.* 33 (4), 1331–1342.
- Tolls, J., 2001. Sorption of veterinary pharmaceuticals in soils: a review. *Environmental Science & Technology* 35 (17), 3397–3406.
- Unold, M., Kasteel, R., Groeneweg, J., Vereecken, H., 2009a. Transport and transformation of sulfadiazine in soil columns packed with a silty loam and a loamy sand. *J. Contam. Hydrol.* 103 (1–2), 38–47.
- Unold, M., Simunek, J., Kasteel, R., Groeneweg, J., Vereecken, H., 2009b. Transport of manure-based applied sulfadiazine and its main transformation products in soil columns. *Vadose Zone J.* 8 (3), 677–689.
- Wehrhan, A., Kasteel, R., Simunek, J., Groeneweg, J., Vereecken, H., 2007. Transport of sulfadiazine in soil columns—experiments and modeling approaches. *J. Contam. Hydrol.* 89 (1–2), 107–135.
- Winker M, Vinnerås B, Muskolus A, Arnold U, Clemens J., 2009. Fertilizer products from new sanitation systems: their potential values and risks. *Bioresour Technol.* 100: 4090–4096.
- Zhang, Z., Sun, K., Gao, B., Zhang, G., Liu, X., Zhao, Y., 2011. Adsorption of tetracycline on soil and sediment: Effects of pH and the presence of Cu(II). *J. Hazard. Mater.* 190: 856–862.

Aplikace harmonické analýzy pro studium evapotranspirace břehových porostů v suchém období. Případová studie Starosuchdolského potoka.

Pavel Kovář¹, Šárka Dvořáková², Jitka Pešková¹, Josef Zeman², František Doležal³,
Milan Sůva¹

¹Fakulta životního prostředí ČZU v Praze

²Technická fakulta ČZU v Praze

³Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů ČZU v Praze

Abstrakt

Možnosti přesného měření vodních stavů hladinoměrem kontinuálně nebo v krátkém časovém kroku na malých povodích přináší přesné hodnoty průtoků. Protože v bezdešťových obdobích, kdy krátký časový krok ($DT < 60$ min) umožňuje během 24 hod měření při vysokém rozlišení získat záznam denních i nočních průtoků, které jsou v denní době ovlivněny evapotranspirací břehových porostů všech tří pater, nabízí se možnost analýzy těchto dat. Získaná průtoková data jsou vlnového tvaru v sestupném trendu výtokové čáry hydrogramu (s relativními maximy v nočních hodinách). Byla zde uplatněna vlastní metoda harmonické analýzy Fourierovy řady k řešení simulace měřených průtoků, substituce chybějících průtokových dat a dále vyhlazení měřených dat polynomem i Fourierovou řadou a v budoucnu komparace výparu z vodní hladiny a aktuální evapotranspirace břehových porostů jako vegetačního celku. Tuto studii jsme prováděli na povodí Starosuchdolského potoka v k. ú. Praha 6 – Suchdol, jehož plocha je 2,95 km². Výsledky harmonické analýzy považujeme za zajímavé, zvláště z důvodů možnosti nahrazení dlouhých datových řad s harmonickými vlastnostmi kratšími řadami Fourierovými s počtem harmonických koeficientů méně než 10 % počtu průtokových pořadnic, kdy je možno docílit přesnosti, kdy hodnota koeficientu determinace je vyšší než 80 %.

Klíčová slova: Fourierovy řady, periodické procesy, výtoková čára povodí

Keywords: Fourier series, periodic processes, catchment depletion curve

Úvod

Interakce mezi vegetací a hypodermickou zónou nebo zónou mělkých podzemních vod tvoří důležité vztahy dynamiky ekosystému (Balek, 2006). První příznaky kolísání stavů průtoků vody na malém povodí byly výborně popsány pro suchý rok 1976 (Burt, 1979). Zpoždování základního odtoku za přímým odtokem s rozlišením režimů dne a noci bylo rovněž detailně popsáno (Bond et al., 2002). Další hydrologové (Loheide et al., 2005) uveřejnili podobná data kolísání průtoků režimu den/noc, jiní sledovali tvary výtokových čar na malých povodích (Fenicia et al., 2006; Vinsemius et al., 2006; Mul et al., 2007; Dvořáková et al., 2010 a 2012).

Hydrologické procesy v povodí byly analyzovány a popsány moderním systémovým přístupem krátce potom, kdy byly objasněny vztahy systémového inženýrství koncem 60. let minulého století (Krajenhoff et al., 1966). Ke vztahům mezi vstupními (déšť) a výstupními (odtok) procesy řadíme také goniometrické Fourierovy řady popisující harmonické periodické procesy (hyetogram – hydrogram). Fourierova řada je popsána jako funkce ortogonální (Hardy, Roginskij, 1971). Funkce $g(t)$ v intervalu $0 \leq t \leq L$, může být představována v každém t tohoto intervalu přesně Fourierovou řadou:

$$g(t) = a_0 + \sum_{r=1}^{\infty} \left(a_r \cdot \cos r \frac{2\pi t}{L} + b_r \cdot \sin r \frac{2\pi t}{L} \right) \quad (1)$$

Kosinové a sinové funkce této řady jsou navzájem ortogonální pro kteroukoliv dvojici, mimo L ; poskytující hodnotu K , rovnou $L/2$. Tudíž součinitele v rovnici (1) jsou dány:

$$a_r = \frac{2}{L} \int_0^L g(t) \cdot \cos r \frac{2\pi t}{L} dt$$

avšak

$$a_0 = \frac{1}{L} \int_0^L g(t) dt \quad (2)$$

$$b_r = \frac{2}{L} \int_0^L g(t) \cdot \sin r \frac{2\pi t}{L} dt$$

Jestliže jsou dále časové funkce vstupu $x(t)$, výstupu $y(t)$ a transformační funkce $u(t)$ představovány Fourierovým rozvojem, a to nad stejnou časovou základnou L , použijeme-li součinitelů $[a, b]$ pro $x(t)$, $[A, B]$ pro $y(t)$ a $[\alpha, \beta]$ pro $u(t)$, dostaneme dosazením do konvolučního integrálu, což je vyjádření výstupu, potřebné algebraické součinitele.

Tento postup platí pro lineární systémy, za který je formace odtoku z efektivního deště považována. Je samozřejmě otázkou, jestli je možno takto formulovat náš problém vyjádření výtokové čáry bezdešťového období ($x(t)=0$), kdy dochází k jejímu zvlnění periodicky vždy v průběhu 24 hod v době trvání evapotranspiračního procesu a v počtu násobků 24 hod periody.

Metody a materiál

Z klasické metody srážko-odtokových epizod pro simulaci hydrogramu jsme alternovali metodu Fourierových řad, vstupní funkcí je přímá výtoková čára $x(t)$, buď přímka nebo exponenciála, aproximovaná Fourierovým rozvojem s koeficienty a_r, b_r , kde r = počet harmonických koeficientů (viz rov. 2).

Výstupní funkcí $y(t)$ je harmonická (vlnová) funkce transformovaná evapotranspirací s koeficienty A_r, B_r :

$$A_r = \frac{L}{2} (a_r \alpha_r - b_r \beta_r), \text{ avšak } : A_0 = L a_0 \alpha_0 \quad (3)$$

$$B_r = \frac{L}{2} (a_r \beta_r + b_r \alpha_r)$$

Transformační proces byl opět lineární s použitím Fourierova rozvoje pro funkci $u(t)$ s koeficienty α_r, β_r . Řešíme-li pro tyto koeficienty:

$$\alpha_r = \frac{2}{L} \cdot \frac{a_r \cdot A_r + b_r \cdot B_r}{a_r^2 + b_r^2}, \text{ avšak } \alpha_0 = \frac{1}{L} \cdot \frac{A_0}{a_0} \quad \beta_r = \frac{2}{L} \cdot \frac{a_r B_r - b_r A_r}{a_r^2 + b_r^2} \quad (4)$$

V zásadě tedy, je-li dáno $x(t)$ a odpovídající $y(t)$ v n údajových bodech stejně od sebe vzdálených (o interval Δt) a budiž $L=n \cdot h$, mohou být $x(t)$ a $y(t)$ představovány $g(t)$ diskrétně v těchto bodech, v rozmezí $0 \leq t \leq L$. Z údajů o vstupu a výstupu v n bodech můžeme pak sestavit přesně konečnou harmonickou řadu obsahující n členů:

(5)

$$g(ih) = a_o = \sum_{r=1}^p (a_r \cos r \frac{2\pi i}{n} + b_r \sin r \frac{2\pi i}{n})$$

Ve skutečnosti rovnice (5) představuje řadu n rovnic (pro $i = 0, 1, 2, \dots, (n-1)$), s $(2p+1)$ neznámými koeficienty $a_0, a_1, \dots, a_p; b_1, b_2, \dots, b_p$. Ortogonalita rovnice (5) umožňuje nalezení všech těchto koeficientů:

(6)

$$a_r = \frac{2}{n} \sum_{i=0}^{n-1} g(ih) \cos r \frac{2\pi i}{n} \quad a_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^{n-1} g(ih) \quad b_r = \frac{2}{n} \sum_{i=0}^{n-1} g(ih) \cdot \sin r \frac{2\pi i}{n}$$

Řešení rovnic (6) poskytuje Fourierovy koeficienty (přesněji harmonické koeficienty) vstupu $[a, b]$, a výstupu $[A, B]$ takové míry přesnosti, jak přesně je v diskretních bodech vstupní a výstupní funkce určena. Záleží zde samozřejmě na rozumné volbě časového intervalu Δt , uvnitř kterých jsou vstupní a výstupní data považována za konstantní, což je ovšem běžné pro veškeré výpočty v oblasti diskretních hodnot. Nyní je možno použít rovnice (4) pro výpočet koeficientů chování systému, tj. transformační funkce $[\alpha, \beta]$, definované rovnicemi (5) pro vstup i výstup. Jestliže jsme vypočetli harmonické koeficienty α, β , potom můžeme vypočítat pořadnice transformační funkce:

(7)

$$u(T, ih) = \alpha_o + \sum_{r=1}^p \alpha_r \cos r \frac{2\pi i}{n} + \beta_r \sin r \frac{2\pi i}{n}$$

Dále pak lze vypočítat odtokové pořadnice v každém časovém intervalu Δt dosazením známých harmonických koeficientů $[\alpha, \beta]$ do rovnice (3). Tím vypočteme harmonické koeficienty modelovaného výstupu (odtoku) a z nich potom přímo pořadnice odtoků $y(ih)$:

(8)

$$y(ih) = A_o + \sum_{r=1}^p (A_r \cos r \frac{2\pi i}{n} + B_r \sin r \frac{2\pi i}{n})$$

Tento metodický postup vyžaduje dobré charakteristiky sucha, výrazné podmínky výparu i fyziologické podmínky transpirace. Malá povodí (do několika km^2), kde rozdíly mezi průtoky v noci a ve dne mohou být výrazné, jsou také předpokladem získání kvalitních dat. Jedním z těchto povodí je nesporně Starosuchdolský potok. Z měření průtoků, datovaného od roku 2011, na tomto experimentálním povodí uvádíme Tab. 1, která poskytuje vybrané charakteristiky povodí. Pozemky jsou z 53 % užívány jako orná půda, 36 % zastavěná plocha a zbytek (11 %) lesní vegetace, zejména v nejnižších polohách povodí v okolí uzávěrového profilu povodí z obou stran toku. Z lesních druhů je nejvíce zastoupena olše (*Alnus glutinosa*), jasan (*Fraxinus excelsior*), dub (*Quercus robur*) a sporadicky habr (*Carpinus betulus*) vedle keřové a bylinné vegetace.

Starosuchdolský potok pramení v severní části starého Suchdola, části Prahy 6, v nadmořské výšce 230 m n. m. Délka toku k uzávěrovému profilu je zhruba 580 m a plocha povodí činí 2,95 km^2 . Tvoří pravostranný přítok ve 2,3 km Únětického potoka, který se pak vlévá do Vltavy.

Morfologie terénu povodí je převážně rovinného charakteru o sklonitosti do 5%, pouze v severní zalesněné části v okolí toku se vyskytují svahy s průměrným sklonem až do 36%. Po geomorfologické stránce povodí spadá do okrsku Turské plošiny, severní část Kladenské tabule, jež je utvářena

převážně horninami svrchního proterozoika a je zpestřena zbytky cenomanských a spodnoturských slepenců, pískovců, jílovců a spongilitů.

Z pedologického hlediska je povodí rozděleno zhruba do tří základních geomorfologických formací, a to půdy rozlehlých plošin, niva toku a svažité pozemky přikloněné k toku potoka. Plošiny jsou představovány hnědozeměmi na spraši, převážně illimerizovanými, písčitohlinitými, jedná se tedy o ornou půdu spíše vyšší bonitace.

Klimaticky se řadí povodí Starosuchdolského potoka do teplého, mírně suchého regionu. Průměrná roční teplota je 8,8 °C. Průměrný roční úhrn srážek pro povodí je pod 500 mm, v zimním období je úhrn srážek v rozmezí 200 – 300 mm.

Povodí je z části zemědělsky obhospodařováno (53%) a zastavěno (36%). Lesní plochy, nacházející se v severní části povodí okolo vodního toku, tvoří směs polopřírodních smíšených lesů.

Tabulka 1: Fyzicko - geografické parametry povodí **Starosuchdolského potoka**

Parametry povodí	Jednotky	Označení	Celé povodí
Číslo hydrologického pořadí IV (Únětický potok)	-	-	1-12-02-014
Plocha povodí	km ²	F	2,946
Nejvyšší kóta povodí	m.n.m.	H _{max}	335
Nejnižší kóta povodí	m.n.m.	H _{min}	211
Absolutní výškový rozdíl	m	V _a	124
Výška pramene toku	m.n.m.	H _{pr}	230
Délka údolí toku	km	L _ú	3,7
Délka hlavního toku	km	L _t	0,58
Délka rozvodnice	km	O	9,1
Sklon údolí toku	%	i _ú	5,4
Plocha lesů	km ²	S _l	0,104
Plocha orné půdy	km ²	S _{op}	1,564
Plocha luk a pastvin	km ²	S _{lp}	0,218
Plocha zahrad, ostatní zatravněná plocha	km ²	S _{za}	0,357
Plocha urbanizovaného intravilánu	km ²	IN	1,061

Výsledky a diskuse

Relativně nejdůležitějším a nejvíce vypovídajícím procesem v hydrologii jsou průtoky vody, které poskytují pohled na dynamiku odtoků z povodí a jsou poměrně přesně měřitelné (Kirchner, 2009). Proto řada příspěvků využívá těchto zkušeností (Beven, 2006; Tallaksen, 1995; aj.) a jako autoři této studie se k nim rádi připojujeme. Z řady epizod suchého období od roku 2011 na tomto povodí byly vybrány (z důvodu omezeného rozsahu příspěvku):

EPIZODA 1: 24. 6. 20 hod. - 29. 6. 5 hod 2011

EPIZODA 2: 21. 5. 9hod.- 29. 5. 9 hod. 2012

Časový krok Δt měření je flexibilní, pro tuto studii jsme vybrali $\Delta t = 1,0$ hod. Měřitelná výška vodní hladiny Thomsonova přelivu je od 0,0 m do 1,0 m, typ hladinoměru Vega Vegawell 71, k digitalizaci výsledků je použit AD konvertor DRAK3, data jsou k dispozici on-line na příslušných katedrách ČZU v Praze. Zatím bylo změřeno 7 bezdešťových období, nejdelší z nich třítýdenní.

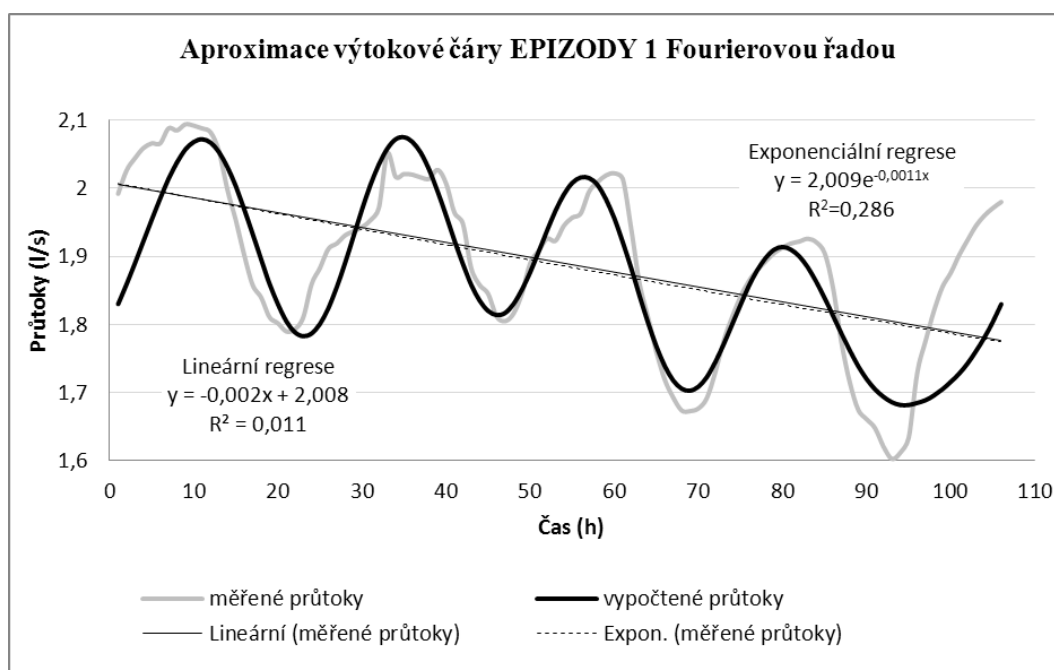
Matematickým modelem FOURIER (Kovář, 2004), který byl nedávno modernizován pro širší účelové spektrum, byly aproximovány vybrané epizody měřených průtoků Fourierovým rozvojem. Dvě

epizody, již výše zmíněné (1 a 2), doplněné lineární a exponenciální regresí byly použity k ilustraci metody aproximace experimentální průtokové řady. Tab. 2 poskytuje numerické hodnoty vypočtených regresí.

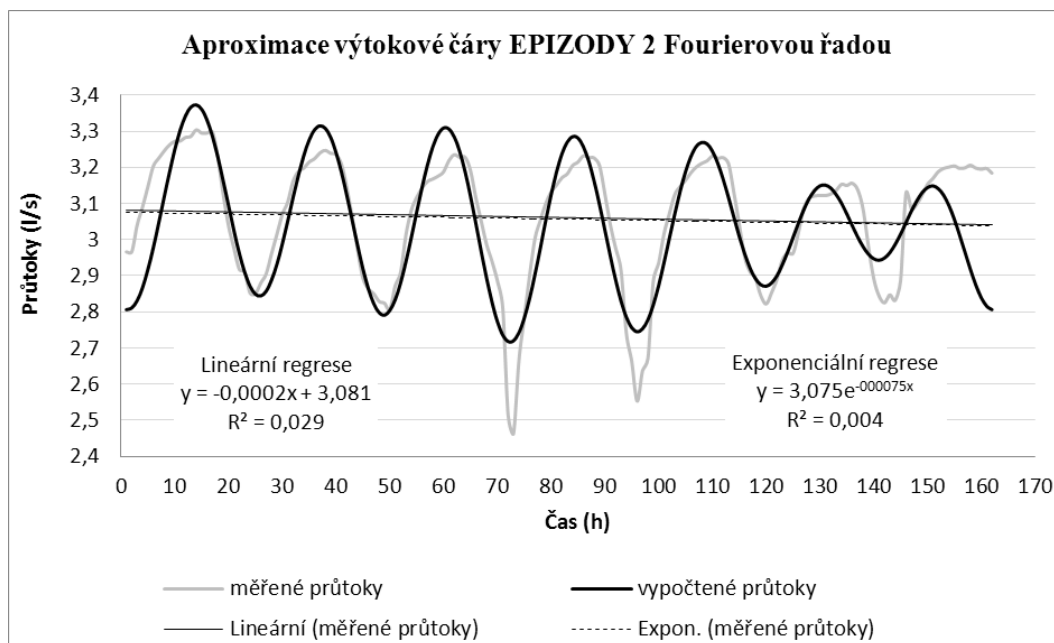
Tabulka 2: Lineární a exponenciální regrese harmonické výtokové čáry povodí Starosuchdolského potoka v bezdešťovém období, EPIZODA 1 a 2.

LINEÁRNÍ REGRESE		
Aproximační rovnice: $y = a \cdot x + b$		
EPIZODA 1	$a = -0,00219599$	$b = 2,00860080$
	$R^2 = 0,01108706$	
EPIZODA 2	$a = -0,00023954$	$b = 3,08107100$
	$R^2 = 0,02975523$	
EXPONENCIÁLNÍ REGRESE		
Aproximační rovnice (Boussinesq): $y = y_0 \cdot e^{-\alpha \cdot x}$		
EPIZODA 1	$y_0 = 2,009104$	$\alpha = 0,001173$
	$y = 2,009104 \cdot e^{-0,001173 \cdot x}$	
	$R^2 = 0,28593$	
EPIZODA 2	$y_0 = 3,075322$	$\alpha = 0,000075$
	$y = 3,075322 \cdot e^{-0,000075 \cdot x}$	
	$R_2 = 0,00368$	

Obr. 1 a obr. 2 s grafy vypočtených průtoků modelem FOURIER epizod 1 a 2 byly vyneseny včetně přímkové a exponenciální výtokové čáry (dle Boussinesqa).

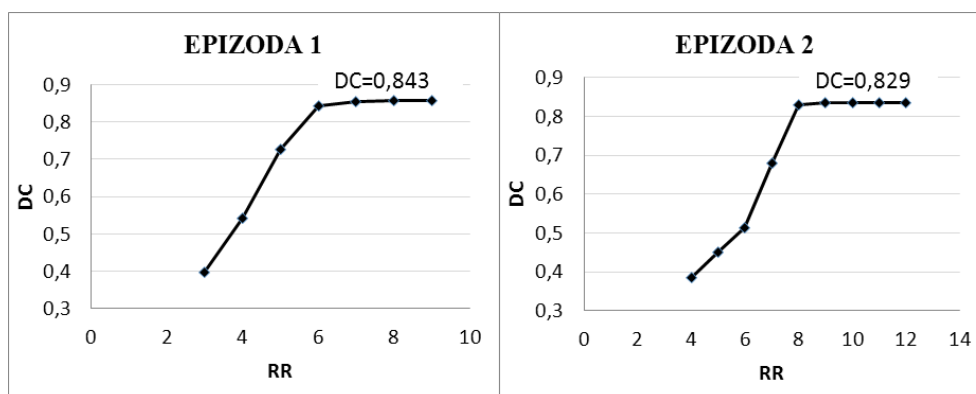


Obr. 1: Průtoky v suchém období 24. 6. – 29. 6. 2011 měřené na Starosuchdolském potoce (profil Spálený Mlýn), EPIZODA1.



Obr. 2: Průtoky v suchém období 21. 5. – 29. 5. 2012 měřené na Starosuchdolském potoce (profil Spálený Mlýn), EPIZODA2.

Optimální počty harmonických koeficientů RR Fourierovy řady pro nejlepší hodnoty kritérií koeficientů determinace DC (DC → 1,0) jsou uvedeny v grafech obr. 3.



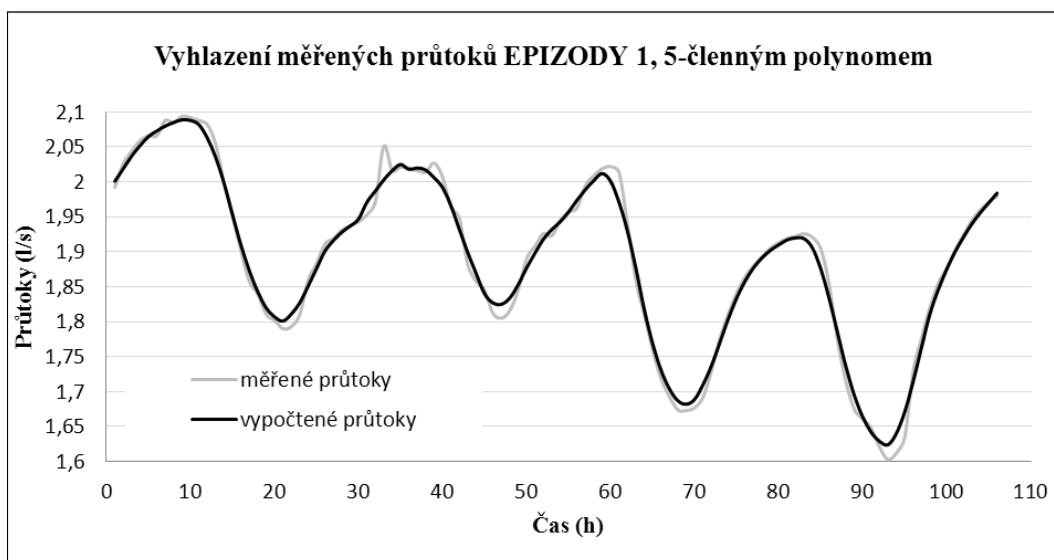
Obr. 3: Optimální počet harmonických koeficientů (RR) pro různé hodnoty kritérií koeficientů determinace (DC) a kvadratické odchylky (R2).

Porovnání měřených průtoků a průtoků vypočtených aproximací Fourierovým rozvojem je však, co se týče shody, o něco horší než vyhlazení polynomem. Srovnávací grafy na obr. 4 a 5 potvrzují jejich výbornou shodu s měřenými prototypy.

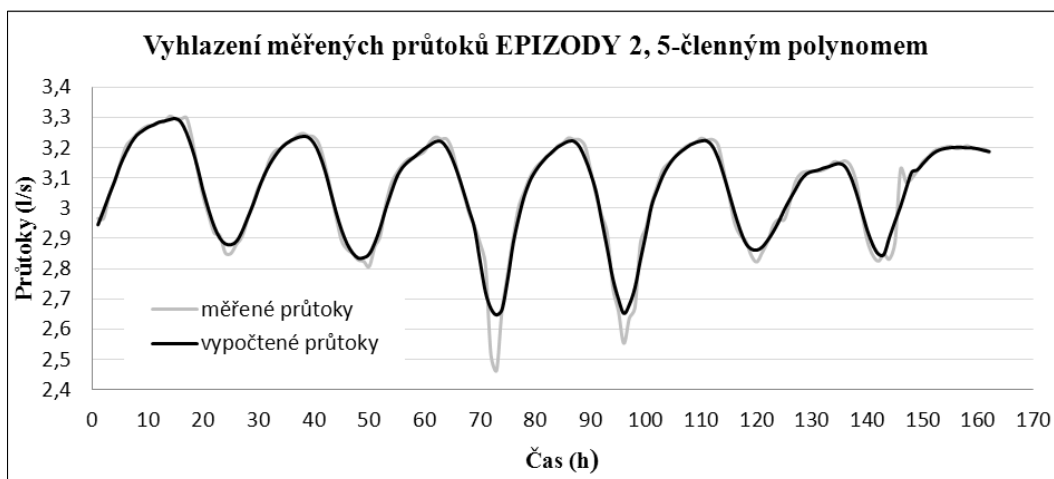
Koeficient determinace DC (-) je vyjádřen vztahem:

$$DC = 1 - \frac{\sum(Q_{mer} - Q_{vyp})^2}{\sum(Q_{mer} - \bar{Q})^2} \quad (9)$$

kde: Q_{mer} pořadnice měřených průtoků ($l \cdot s^{-1}$);
 Q_{vyp} pořadnice vypočtených průtoků ($l \cdot s^{-1}$);
 \bar{Q} průměrná hodnota měřeného průtoků ($l \cdot s^{-1}$).



Obr. 4: Vyhlazení měřených průtoků 5-členným polynomem.



Obr. 6: Vyhlazení měřených průtoků 5-členným polynomem.

Závěry

Závěrem je možno konstatovat, že využití Fourierových řad pro aproximace funkce srážko-odtokového procesu je evidentně s využitím transformace quasi-lineární konvolucí jednodušší než řešení vlivu evapotranspirace na odtok. Proces srážka-odtok se dá v řadě případů řešit některou z lineárních metod. V procesu odtok-výpar, kde byla využita stejná metoda aproximace průtokové řady Fourierovým rozvojem, jsou důsledky nelinearity procesu více viditelné a výsledky tudíž horší. Tento fakt tedy způsobuje sice o něco horší výsledky, ale ty jsou stále ještě dobře použitelné, viz hodnoty shody měřených a vypočtených průtoků, vyjádřené koeficientem determinace DC na Obr. 3. Záleží také, dle našeho názoru, na výrazných odtokových epizodách, tj. na malé vlhkosti povodí v důsledku sucha, kdy výtoková čára má již velmi malý sklon, jako tomu bylo v případě epizody 2.

Velkou výhodou použití metody Fourierových řad však zůstává metoda substituce chybějících dat časové řady s harmonickými vlastnostmi (ortogonalita procesu). Tento výpočet je jednoduchý a doplňování řady často potřebné. Dokonce se zdá, že archivace dlouhých časových řad se dá, sice na úkor přesnosti, ale s úsporou kapacity medií zařídít nahrazením celé řady o vysokém počtu pořadnic

N, hodnotou počtu harmonických koeficientů RR, kdy se pak dají zpětně vypočítat jednotlivé pořadnice, zatížené jen malou chybou ($DC > 0.80$).

Trendem dalšího studia poměrů sucha bude řešení aktuální evapotranspirace břehových porostů v okolí uzávěrového profilu povodí Starosuchdolského potoka, vycházející nejen z měření průtoků, ale i výparu z vodní hladiny výparoměru. Budou k tomu dále zapotřebí měření půdních vlhkostí, které se stejně měří na experimentálním povodí a některých hydrolimitů půdy (např. polní vodní kapacity PVK).

Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou Agentury TAČR 02020402 Optimalizace vodního režimu krajiny ke snižování dopadů hydrologických extrémů. Autoři tuto finanční podporu oceňují.

Literatura

- BALEK J. 2006: Small basins as a continuous source of information. Malá povodí jako trvalý zdroj informací. *J. Hydrol. Hydromech.*, Vol. 54. No. 2, 2006, p.96.
- BEVEN K. J. 2006: Rainfall-Runoff Modelling. *The Primer*. John Wiley & Sons, pp. 360.
- BOND B. J. JONES J. A. MOORE G., PHILLIPS N., POST D., McDONNELL J. J. 2002: The zone of vegetation influence on baseflow revealed by diel patterns of streamflow and vegetation water use in a headwater basin, *Hydrol. Process.* 16, pp. 1671-1677.
- BURT T.P. 1979: Diurnal variations in stream discharge and throughflow during a period of low flow, *J. Hydrol.*, vol. 41, issue 3-4, pp. 291-301.
- DVOŘÁKOVÁ Š., ZEMAN J. 2010: Analysis of fluctuation in the stream water level during the dry season in forested areas, *Scientia Agriculturae Bohemica*, vol. 41, no. 4, pp. 218 – 224.
- DVOŘÁKOVÁ Š., KOVÁŘ P., ZEMAN J., 2012: Implementation of conceptual linear storage model of runoff with diurnal fluctuation in rainless periods, *Journal of Hydrology and Hydromechanics* 60, 2012, 4.
- FENICIA F., SAVENIJE H. H. G., MATGEN P., PFISTER L., 2006: Is the groundwater reservoir linear? Learning from data in hydrological modelling, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 10, pp. 139-150
- HARDY G. H., ROGOSINSKI W.W., 1971: Fourierovy řady, *SNTL/ALFA*, 3. Vydání, 04-005-71, 155 str.
- KIRCHNER J. W., 2009: Catchment as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resources Research*, Vol. 45, W02429.
- KRAIJENHOFF van de Leur D.A., SCHULZE F.E., O'DONNELL T.O., 1966: Recent Trends in Hydrograph Synthesis. *TNO 13.*, The Hague, 103 pp.
- LOHEIDE S. P., BUTLER J. R. J., GORELICK S., M., 2005: Estimation of groundwater consumption by phreatophytes using diurnal water table fluctuations: A saturated-unsaturated flow assessment. *Water Resources Research*, vol. 41, W07030.
- MUL M. L., SAVENIJE H.H.G., UHLENBROOK S., 2007: Base flow fluctuations from a forested and a cultivated hill slope in northern Tanzania. Conference proceedings (CD-Rom) of the 8th *WATERNET / WARFSA / GWP-SA Symposium*, Lusaka, Zambia, 31 Oct – 2 Nov 2007, 9pp.
- TALLAKSEN L. M., 1995: A review of baseflow recession analysis. *J. Hydrol.* 165, 349-370.
- WINSEMIUS H. C., SAVENIJE H. H. G., GERRITS, A. M. J., ZAPREEVA E. A., KLESS R., 2006: Comparison of two model approaches in the Zambezi river basin with regard to model reliability and identifiability, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 10, pp. 339 – 352.

Hydrologie a hydrochemie dlouhodobě zkoumaného ultrabazického povodí Pluhův bor

Pavel Krám, Jan Čuřík, František Veselovský, Oldřich Myška, Anna Lamačová, Jakub Hruška, Veronika Štědrá

Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha 1

Abstrakt

Roční průměrný srážkový úhrn do povodí Pluhův bor je 800 mm a průměrný povrchový odtok 285 mm. Odtok se pohybuje mezi 25 % a 46 % ročních srážkových vstupů do povodí. Povodí se vyznačuje vysoce efektivní neutralizací kyselé atmosférické depozice do smrkového ekosystému a to díky chemickému zvětrávání. Dochází ke snižování koncentrací síranů a ke zvyšování koncentrací rozpuštěného organického uhlíku. V povodí se akumuluje jen méně než 20 % celkového dusíku ze srážek na volné ploše. Většina dusíku povodí opouští a to převážně ve formě rozpuštěného organického dusíku.

Klíčová slova: malé lesní povodí, povrchová voda, látkové toky, dusičnany, rozpuštěný organický dusík

Úvod

Příspěvek se věnuje hydrologickým charakteristikám a vybrané hydrochemické problematice malého lesního povodí Pluhův bor, kde je k dispozici nepřetržitá řada měření z dvaadvacetiletého období.

Popis území a metody

Slavkovský les leží v severozápadních Čechách, na území Karlovarského kraje, a tvoří ho hornatina s nadmořskou výškou až téměř tisíc metrů (nejvyšší vrcholy Lesný a Lysina leží ve výšce 983 a 982 m n.m.). Chráněná krajinná oblast (CHKO) Slavkovský les se rozkládá na území o rozloze 640 km². Ta je již od začátku 19. století zalesněná zejména monokulturami smrku ztepilého. V tomto území došlo v 50. – 80. letech dvacátého století k masivnímu znečišťování kyselou atmosférickou depozicí a následně pak ke konci 90. let k velmi dramatickému poklesu depozice a z toho důvodu i k mimořádně výraznému snížení koncentrací síranů v povrchových vodách, které nemá obdoby v jiných monitorovaných územích Evropy a severní Ameriky (Shanley et al., 2004; Majer et al., 2005).

Povodí Pluhův bor leží v centrální části CHKO Slavkovský les mezi osadami Prameny, Mnichov a Louka. Nachází na jihovýchodním úbočí Vlčího hřbetu (tab. 1). Povodí Pluhův bor bylo vybráno pro dlouhodobý monitoring z geochemických a hydrochemických důvodů v roce 1991. Před tím bylo hydrochemicky monitorováno jiné hadcové povodí v této oblasti (Vlčí kámen), kde byla ale méně příznivá morfologie, která neumožňovala přesné stanovení plochy povodí (Krám et al., 2009b). Podložím povodí Pluhův bor je hlavně ultrabazický serpentinit (51 % výchozů). Ten je složen zejména z minerálů serpentinové řady s přibližným vzorcem $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$. Půdy na hadcích mají obecně neobvyklé chemické složení, zejména vysoké obsahy Mg, Fe, Ni a Cr a nízké obsahy Ca a K. V povodí Pluhův bor se ale vyskytují i četné výchozy jiných hornin, ultrabazických tremolitických a aktinolitických břidlic (28 %) a bazických amfibolitů (13 %). Tremolitické břidlice a hlavně serpentinity se vyznačují extrémně vysokými koncentracemi Mg, Ni a Cr a nepatrnými obsahy K. Serpentinity mají navíc mizivé obsahy Ca, zatímco koncentrace Ca v tremolitických a aktinolitických břidlicích i v amfibolitech je zvýšená (Krám et al., 2009b). Půdy na Pluhově boru se vyznačují vysokou bazickou saturací (93 %). Povodí bylo okyseleno jen nepatrně, díky svému podloží se vyznačuje velmi vysokým zvětráváním složek umožňujících neutralizaci kyselé atmosférické depozice, zejména hořčíku (Hruška, Krám, 2003). Smrkový ekosystém na Pluhově boru se musí vyrovnat s příliš vysokou koncentrací hořčíku a naopak s nedostatkem některých základních živin,

jako draslíku a fosforu (Krám et al., 1997; Krám et al., 2009b; Rosenstock et al. 2014). Hadcové podloží naopak uvolňuje do vod velmi vysoké koncentrace geogenních těžkých kovů, zejména niklu a chromu. Povodí je z 88 % zalesněno nepůvodními stejnověkými monokulturami smrku ztepilého (*Picea abies*) o průměrném věku 100 let, jen v nejvyšší části se vyskytují i zbytky autochtonních porostů borovice lesní (*Pinus sylvestris*) (Krám et al. 2009b). Dlouhodobý vývoj chemického složení půd a vod na Pluhově boru byl modelován prostřednictvím geochemického modelu MAGIC (Hruška, Krám, 2003). Pomocí hydrologického modelu Brook90 bylo provedeno detailní modelování předpovídaného vlivu globální klimatické změny na odtokové poměry. Pro roky následující po roce 2070 se pro letní a podzimní období předpovídá závažné snížení průtoků vedoucí až k vyschnutí toku na Pluhově boru (Benčoková et al., 2011). Zhodnocen byl potoční makrozoobentos (Traiser et al., 2013; Horecký et al., 2013). Na Pluhově boru bylo popsáno celkem 55 taxonů makrozoobentosu, z toho dva pakomáří druhy (*Chironomidae*) byly popsány vůbec poprvé v ČR (Horecký et al., 2013).

Povodí Pluhův bor je od roku 1994 součástí národní sítě malých lesních povodí GEOMON (GEOchemický MONitoring), koordinované ČGS (Fottová, Skořepová, 1998; Oulehle et al., 2008; Krám, Fottová, 2008; Lamačová et al., 2014). Pluhův bor je od roku 2010 v mezinárodní síti ILTER (International Long-Term Ecological Research, Lischeid et al., 2010). V průběhu řešení evropského projektu SoilTrEC se Pluhův bor stal součástí CZO (Critical Zone Observatory) Slavkovský les, jednou ze čtyř evropských observatoří kritické zóny, tedy zóny mezi vrcholy korun stromů a horninou (Menon et al., 2014).

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 (27,3 ha) je tvořeno granitem a vyskytují se tam minerální půdy, často podzolizované (Krám et al., 1997; Krám, 2011) a odtok je kyselý s vysokou koncentrací toxického hliníku (Krám et al., 2009a). Povodí Černého potoka (15,2 ha) má sice téměř totožné granitové podloží, ale vzhledem k plošší morfologii jeho velkou část pokrývá rašeliniště (Hruška et al., 1996, 1997) a odtok z toho povodí je extrémně kyselý. Další zkoumané povodí Na zeleném (55,0 ha) je budováno převážně bazickým amfibolitem (Krám et al., 2012, 2013) a jeho odtok je téměř neutrální. Ve Slavkovském lese existují i jiná povodí na uvedených třech podložích (granit, amfibolit, serpentinit), jejichž hydrochemické charakteristiky jsou velmi podobné (Krám, 2005).

Nejbližší klimatická stanice (Mariánské Lázně, úpravna vody) se nachází 10 km jihozápadně od povodí Pluhův bor v nadmořské výšce 690 m, na souřadnicích 49°59' s.š., 12°42' v.d. Průměrná teplota na této stanici je 6°C. Dvě odběrné nádoby na srážky, umístěné na povodí Pluhův bor od hydrologického roku 2002, jsou v nadmořské výšce 750 m, plocha s totožnými odběráky podkorunových srážek THD je 715 m n.m. (pět odběráků, od hydrologického roku 1992) a plocha THH je 770 m n.m. (pět odběráků, až od hydrologického roku 2002). Používá se hydrologický rok probíhající od 1. listopadu do 31. října. Měření srážek na volné ploše přímo v povodí před rokem 2002 nebylo možné, protože povodí bylo zcela zalesněné. Tato situace se změnila v posledních více než deseti letech, protože na povodí začala těžba dospělých smrkových porostů, které byly místy napadeny kůrovcem. V roce 1991 byl vybudován na Pluhově boru měrný přeliv s plovákovým limnigrafem a začalo pravidelné monitorování odtoku (obr. 1). Kontinuální měření průtoků a výpočty průměrných denních průtoků probíhají od 1.11.1991. Od roku 1994 se monitorují půdní vody ve dvou mělkých hloubkách pomocí lyzimetrů a od roku 2012 se půdní vody monitorují již v pěti hloubkách (10 – 90 cm). Chemické analýzy vod byly provedeny v akreditované laboratoři ČGS. Kyselost (pH) a alkalita byly měřeny skleněnou elektrodou hned po návratu z terénu, ostatní složky byly měřeny během několika týdnů, přitom vzorky byly umístěny v temnu a v teplotě 4 až 6°C. Anionty byly měřeny na HPLC, kationty na AAS, nejnověji na ICP MS, NH₄ a fosfor byly měřeny fotometricky. Rozpuštěný organický dusík byl počítán jako rozdíl mezi celkovým N (změřeném vysokoteplotní oxidací) a sumou N-NO₃ a N-NH₄.

Tabulka 1: Stručný popis povodí Pluhův bor ve Slavkovském lese.

Souřadnice	Plocha (ha)	Nadm. výška (m)	Hornina	Porost
50°04' s.š., 12°46' v.d.	21,6	690 – 804	Hadec (serpentinit)	Smrk ztepilý (<i>Picea abies</i>)



Obr. 1: Měrný přeliv na povodí Pluhův bor ve Slavkovském lese během povodně dne 2. června 2013.

Výsledky a diskuse

Roční průměrný srážkový úhrn za období 22 let do povodí Pluhův bor je 800 mm (dopočteno z dvanáctiletého měření na Pluhově boru a z dvaadvacetiletého měření v Mariánských Lázních) a průměrný odtok je 285 mm, což odpovídá 36 % vstupu vody do povodí (tab. 1). Srážkové úhrny se pohybovaly od minim v hydrologických letech 1997 a 2003 do maxima (srážky 1010 mm rok⁻¹, podkorunové srážky 693 mm rok⁻¹) v povodňovém roce 2002. Nejnižší odtokové výšky byly zaznamenány v roce 2004 (182 mm rok⁻¹), 1996, 1997 a 1993, naopak nejvyšší v roce 2002 (460 mm rok⁻¹), 2013, 2005 a 1995. Procentuálně odteklo nejméně srážek v letech 2004 (25 % srážek na volné ploše, tab. 2; 37 % podkorunových srážek, tab. 1) a 1992, nejvíce pak v letech 1999 (72 % podkorunových srážek) a 2002 (46 % srážek na volné ploše, 66 % podkorunových srážek).

Zvýšené průtoky jsou na Pluhově boru i na třech dalších geochemicky kontrastních povodích spojeny s nejméně příznivým chemickým složením potoční vody, s nejnižším pH (obr. 2) a s nejvyššími koncentracemi většiny toxických kovů (na Pluhově boru Ni, Cr, Al), kdy významná část odtékající vody z povodí proudí v kyseleném prostředí mělkých organických lesních půd. Naopak všechny hodnoty s nejvyšším pH reprezentují období nízkého průtoku. Velice odlišná hydrochemická situace těchto povodí je způsobena zejména různým stupněm chemického zvětrávání podloží (Hruška, Krám,

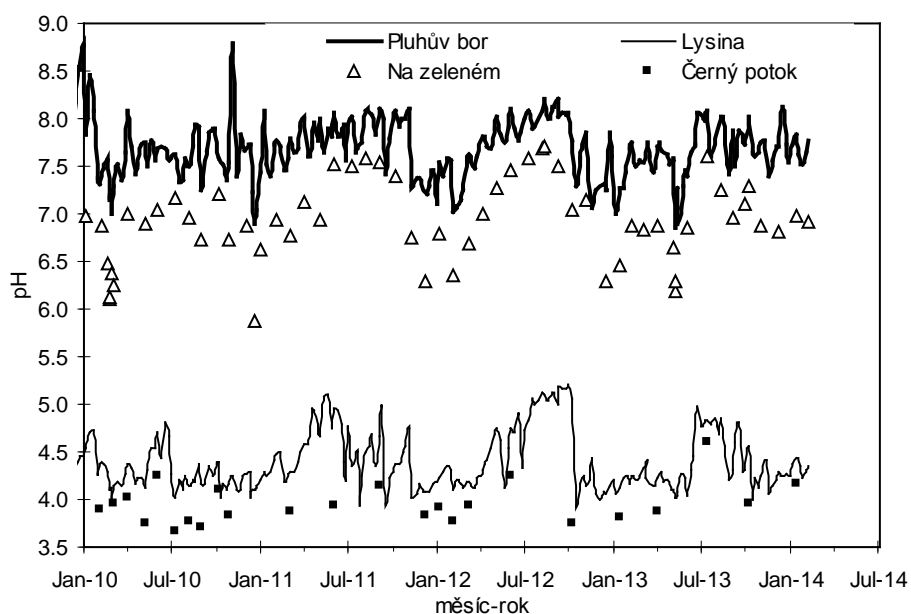
2003), pufrujícím kyselou atmosférickou depozicí zejména prostřednictvím bazických kationtů. V současné době pokračuje vymývání dříve nahromaděné síry z atmosférické depozice v povodí Pluhův bor (obr. 3), které je doprovázeno výrazným zvyšováním koncentrací rozpuštěného organického uhlíku v povrchových vodách (Hruška et al., 2009).

Tabulka 2: Základní hydrologická bilance povodí Pluhův bor za monitorovací období 22 let. Plocha pro měření podkorunových srážek (throughfall) THD leží 715 m n.m., plocha THH je 770 m n.m.

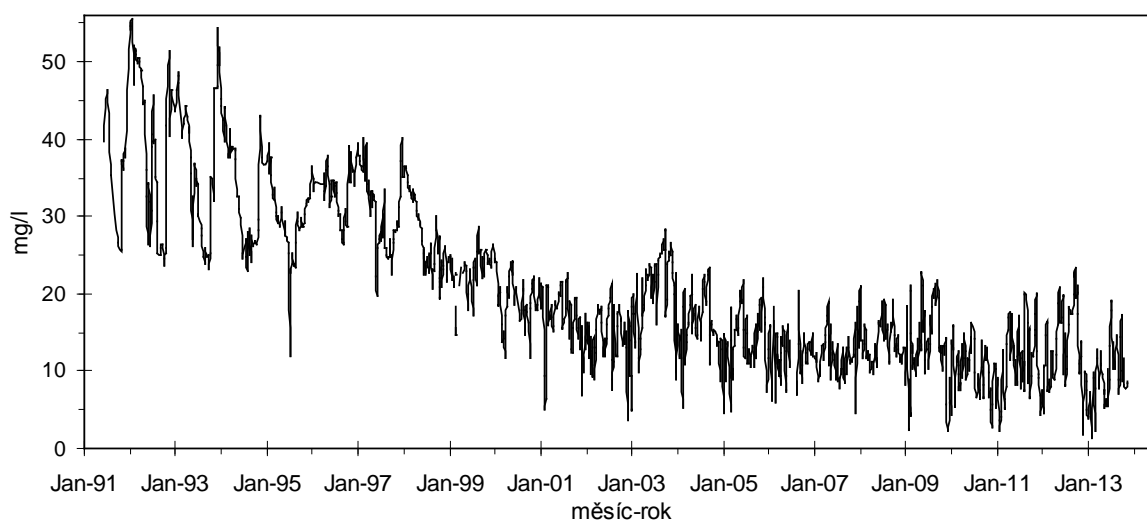
Hydrolog. rok	Srážky Mar. Lázně úprav. vody (ČHMÚ) mm rok ⁻¹	Srážky PLB mm rok ⁻¹	Podkorunové srážky			Odtok PLB mm rok ⁻¹	Odtok PLB % podkorun. srážek
			PLB plocha THD mm rok ⁻¹	THH plocha mm rok ⁻¹	průměr mm rok ⁻¹		
1992	843		684			235	34
1993	836		562			226	40
1994	916		573			285	50
1995	1037		646			337	52
1996	759		494			194	39
1997	699		398			226	57
1998	914		385			241	63
1999	820		366			264	72
2000	933		511			299	59
2001	828		503			274	54
2002	1084	1010	696	689	693	460	66
2003	704	637	414	438	426	251	61
2004	783	722	490	477	484	182	37
2005	892	878	605	635	620	369	61
2006	940	807	554	595	575	294	53
2007	919	946	639	623	631	308	48
2008	856	812	579	544	562	292	50
2009	906	759	503	497	500	269	53
2010	788	794	591	570	581	310	52
2011	802	759	566	567	567	283	50
2012	839	710	491	489	490	272	55
2013	942	839	642	657	650	389	61
Počet roků	12	12	12	12	12	12	12
Průměr	871	806	564	565	565	307	54
Medián	874	801	573	569	571	293	53
Směr. odch.	95	99	76	75	75	69	7
Minimum	704	637	414	438	426	182	37
Maximum	1084	1010	696	689	693	460	66
Počet roků	22		22			22	22
Průměr	865		541			285	53
Medián	850		558			279	53
Směr. odch.	93		92			62	9
Minimum	699		366			182	34
Maximum	1084		696			460	72

Tabulka 3: Doplňující hydrologická bilance povodí Pluhův bor za posledních 12 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 z povodí.

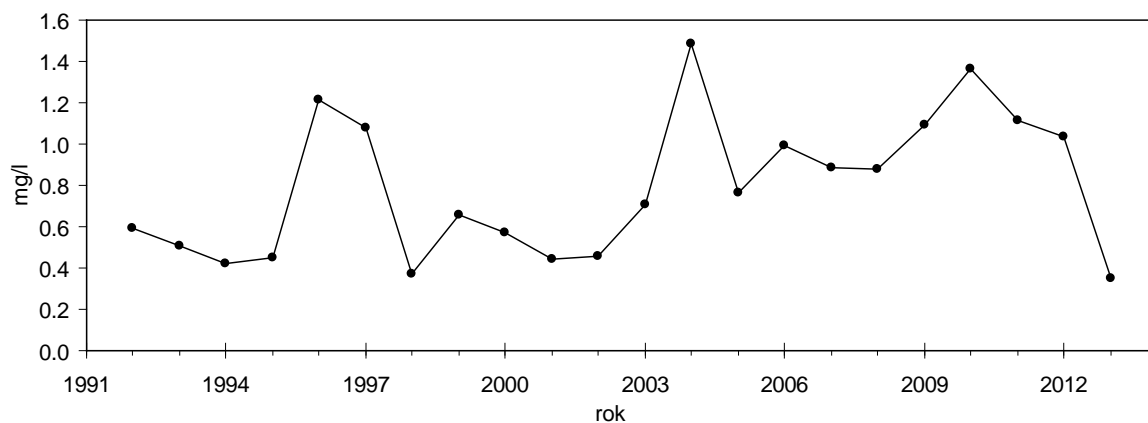
Hydrolog. rok	Intercepce	Evapotranspirace bez intercepce	Evapotranspir. celková	Intercepce	Evapotranspirace bez intercepce	Evapotranspir. celková	Odtok
	mm rok ⁻¹			% srážek			
2002	317	233	550	31	23	54	46
2003	211	175	386	33	27	61	39
2004	238	302	540	33	42	75	25
2005	258	251	509	29	29	58	42
2006	232	281	513	29	35	64	36
2007	315	323	638	33	34	67	33
2008	250	270	520	31	33	64	36
2009	259	231	490	34	30	65	35
2010	213	271	484	27	34	61	39
2011	192	284	476	25	37	63	37
2012	220	218	438	31	31	62	38
2013	189	261	450	23	31	54	46
Počet	12	12	12	12	12	12	12
Průměr	241	258	500	30	32	62	38
Medián	235	266	500	31	32	62	38
Směr. od.	40	38	61	3	5	5	5
Minimum	189	175	386	23	23	54	25
Maximum	317	323	638	34	42	75	46



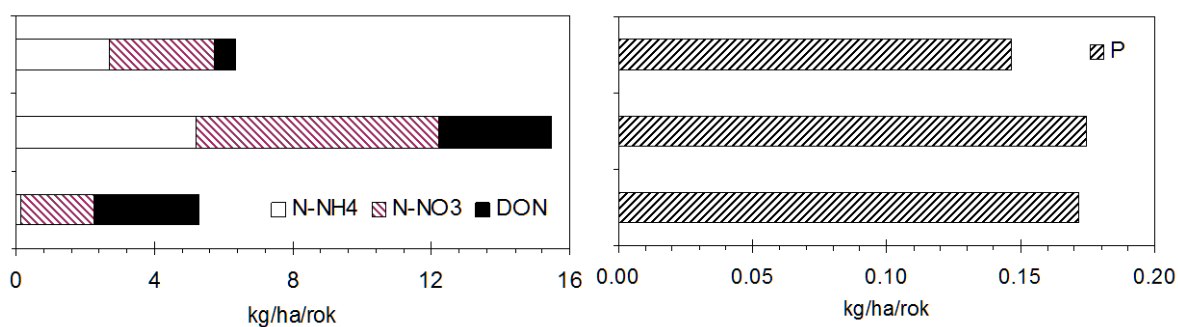
Obr. 2: Týdenní hodnoty pH potoka Pluhova boru v období 2010 až 2014. Porovnání s geochemicky kontrastními smrkovými povodími Slavkovského lesa. Týdenní hodnoty z granitového povodí Lysina, měsíční z amfibolitového povodí Na zeleném a nepravidelné z rašelinného povodí Černý potok.



Obr. 3: Týdenní hodnoty koncentrací síranů (SO_4) potochní vody Pluhova boru v období červen 1991 až listopad 2013.



Obr. 4: Roční průměrné průtokem vážené koncentrace dusičnanového dusíku (N-NO_3) potochní vody Pluhova boru ve dvaaadvacetiletém období 1992 až 2013.



Obr. 5: Roční látkové toky hlavních eutrofizačních složek: a) amonného dusíku (N-NH_4), dusičnanového dusíku (N-NO_3), rozpuštěného organického dusíku (DON) a b) celkového fosforu potochní vody Pluhova boru v letech 2012 až 2013. Horní sloupce reprezentují srážky na volné ploše, prostřední sloupce podkorunové srážky a dolní sloupce potochní vodu.

Okamžitý průtok při odběru povodně 2.6.2013 (obr. 1) byl 72 l s^{-1} , potok byl neutrální (pH 6,9), koncentrace síranů byla snížena (5 mg l^{-1}) a organického uhlíku zvýšena (52 mg l^{-1}). Průměrné roční průtokem vážené koncentrace dusičnanového dusíku (obr. 4) mají jiný vývoj než sírany. Vzestup koncentrací přibližně v období 1998 – 2012 koresponduje s těžbou stromů v povodí, a tím pádem se zvýšenou mineralizací organického opadu (jehličí) a organických vrstev půdy díky vyššímu osvětlení. Obr. 5 zobrazuje látkové toky pouze hlavních eutrofizačních faktorů, dusíku a fosforu a má omezené časové pásmo, jelikož fosfor byl měřen jen v letech 2012 – 2013. Látkové toky anorganického rozpuštěného dusíku (DIN) mají největší podíl na celkovém dusíku ve srážkách (91 %), nižší podíl v podkorunových srážkách (79 %) a nejnižší podíl v povrchové vodě (42 %), což znamená, že většina dusíku opouští povodí v závěrovém profilu ve formě rozpuštěného organického dusíku (DON, 58 %). Celkově opouští povodí 84 % celkového rozpuštěného dusíku, který vstoupil do povodí ve formě srážek na volné ploše. Látkové toky v podkorunových srážkách jsou sice daleko vyšší (obr. 5), ale jen jejich část pochází ze suché atmosférické depozice, většina patrně pochází z vnitřního koloběhu stromů, zejména těch napadených kůrovcem. Prokázalo se, že na povodí je fosfor, díky hadcovému podloží, hlavní nedostatkovou a limitující živinou pro smrky a mykorrhizu (Rosenstock et al., 2014). Látkové toky fosforu na povodí jsou ale vyrovnané (obr. 5), potokem odchází o 18 % fosforu víc, než kolik do povodí přichází ze srážek.

Závěry

Zpracované hydrologické charakteristiky povodí jsou založeny na 22 hydrologických letech měření. Roční průměrný srážkový úhrn do povodí Pluhův bor byl 800 mm a průměrný povrchový odtok byl 285 mm. Povrchový odtok byl v průměru na úrovni 36 % srážkových úhrnů, ale pohyboval se v širokém rozmezí, mezi 25 a 46 %. Zvýšené průtoky jsou spojeny se snižováním pH potoční vody a se zvyšováním koncentrací kovů, v případě Pluhova boru zejména hliníku, niklu a chromu. Při porovnání Pluhova boru se smrkovými povodími Slavkovského lesa na jiném podloží z hlediska geochemické reaktivity se ukazuje, že Pluhův bor má nejvyšší schopnost neutralizace kyselé atmosférické depozice a to díky chemickému zvětrávání bazických kationtů, zejména hořčíku. Pokračuje snižování koncentrací síranů v povrchové vodě, započaté v devadesátých letech a naopak se dlouhodobě zvyšují koncentrace rozpuštěného organického uhlíku. Látkové toky celkového fosforu do a z povodí jsou vyrovnané. Došlo k pravděpodobně relativně krátkodobému vzrůstu koncentrace dusičnanů, vzhledem k působení opadu vzniklému v důsledku lokální těžby stromů. Povodí opouští přes 80 % celkového dusíku, který do povodí vstoupil ze srážek. Téměř 60 % tohoto dusíku v povrchovém odtoku je ve formě rozpustěného organického dusíku.

Poděkování

Tento výzkum podpořily GAČR (210/11/1369) a Evropská komise (FP7 244118 SoilTrEC). Autoři děkují kolegům z ČGS (D. Fottové, F. Oulehlemu, V. Chlupáčkové, V. Bláhovi, J. Farkašovi, M. Novákovi a T. Chumanovi) za spolupráci a J. Václavkovi z Teplé za pravidelný týdenní monitoring na povodí Pluhův bor. Poděkování patří i pracovníkům ČHMÚ Plzeň za zaslání klimatických dat.

Literatura

- Benčoková, A., Krám, P., Hruška, J. (2011): Future climate and flow patterns changes in Czech headwater catchments. *Climate Research*, 49, 1 – 15.
- Fottová, D., Skořepová, I., (1998): Changes in mass element fluxes and their importance for critical loads: GEOMON network, Czech Republic. *Water, Air, and Soil Pollution* 105, 365 – 376.
- Horecký, J., Rucki, J., Stuchlík, E., Krám, P., Křeček, J., Bitušík, P. (2013): Benthic macroinvertebrates of headwater streams with extreme hydrochemistry. *Biologia*, 68, 303 – 313.
- Hruška, J., Krám, P. (2003): Modelling long-term changes of streamwater chemistry in two catchments with contrasting vulnerability to acidification. *Hydrology and Earth System Sciences*, 7, 525 – 539.
- Hruška, J., Johnson, C. E., Krám, P. (1996): The role of organic solutes in the chemistry of acid-impacted bog waters of the western Czech Republic. *Water Resources Research*, 32, 2841 – 2851.

- Hruška, J., Johnson, C. E., Krám, P. and Liao, C. Y. (1997): Organic solutes and the recovery of a bog stream from chronic acidification. *Environmental Science and Technology*, 31, 3677 – 3681.
- Hruška, J., Krám, P., McDowell, W. H., Oulehle, F. (2009): Increased dissolved organic carbon (DOC) in Central European streams is driven by reductions in ionic strength rather than climate change or decreasing acidity. *Environmental Science and Technology*, 43, 4320 – 4326.
- Krám, P. (2005): Chemické složení odtoku ze tří geochemicky kontrastních podloží (leukogranit – serpentinit – amfibolit). In: Šír M., Tesař M. (eds.) *Hydrologie malého povodí 2005*, Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Praha, 181 – 186.
- 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., Fottová, D. (2008): Extrémy denních odtoků ze sítě lesních povodí GEOMON. In: Šír M., Tesař M., Lichner L. (eds.) *Hydrologie malých povodí 2008*, Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Praha, 155 – 161.
- Krám, P., Hruška, J., Wenner, B. S., Driscoll, C. T., Johnson, C. E. (1997): The biogeochemistry of basic cations in two forest catchments with contrasting lithology in the Czech Republic. *Biogeochemistry*, 37, 173 – 202.
- Krám, P., Hruška, J., Driscoll, C. T., Johnson, C. E., Oulehle, F. (2009a): Long-term changes in aluminum fractions of drainage waters in two forest catchments with contrasting lithology. *Journal of Inorganic Biochemistry*, 103, 1465 – 1472.
- Krám, P., Oulehle, F., Štědrá, V., Hruška, J., Shanley, J. B., Minocha, R., Traister, E. (2009b): Geocology of a forest watershed underlain by serpentine in central Europe. *Northeastern Naturalist*, 16/ Spec.5, 309 – 328.
- Krám, P., Hruška, J., Shanley, J. B. (2012): Streamwater chemistry in three contrasting monolithologic catchments. *Applied Geochemistry*, 27, 1854 – 1863.
- Krám, P., Myška, O., Čuřík, J., Veselovský, F., Hruška, J. (2013): Drainage water chemistry in geochemically contrasting catchments. In: Stojanov, R., Žalud, Z., Cudlín, P., Farda, A., Urban, O., Trnka M. (eds.) *Global Change and Resilience From Impacts to Response*, Conference Proceedings, Global Change Research Centre, Academy of Sciences of the CR, Brno, 173 - 177.
- 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*, v tisku.
- Lischeid, G., Krám, P., Weyer, C. (2010): Tracing biogeochemical processes in small catchments using non-linear methods. In: Muller F., Baessler C., Schubert H., Klotz S. (eds.) *Long-term ecological research – between theory and application*. Springer, Berlin. 221 – 242.
- Majer, V., Krám, P., Shanley, J. B. (2005): Rapid regional recovery from sulfate and nitrate pollution in streams of the western Czech Republic – comparison to other recovering areas. *Environmental Pollution*, 135, 17 – 28.
- Menon, M., Rouseva, S., Nikolaidis, N. P., van Gaans, P., Panagos, P., de Souza, D. M., Ragnarsdottir, K. V., Lair, G. J., Weng, L., Bloem, J., Kram, P., Novak, M., Davidsdottir, B., Gisladdottir, G., Robinson, D. A., Reynolds, B., White, T., Lundin, L., Zhang, B., Duffy, C., Bernasconi, S. M., de Ruiter, P., Blum, W. E. H., Banwart, S. A. (2014): SoilTrEC: A global initiative on critical zone research and integration. *Environmental Science and Pollution Research*, 21, 3191 – 3195.
- Oulehle, F., McDowell, W. H., Aitkenhead-Peterson, J. A., Krám, P., Hruška, J., Navrátil, T., Buzek, F., Fottová, D. (2008): Long-term trends in stream nitrate concentrations and losses across watersheds undergoing recovery from acidification in the Czech Republic. *Ecosystems*, 11, 410 – 425.
- Rosenstock, N., Smits, M., Berner, C., Kram, P., Wallander, H. (2014): Rock-eating fungi are picky eaters. *European Geosciences Union General Assembly, Vienna. Geophysical Research Abstracts* 16: EGU2014 – 11891.
- Shanley, J. B., Krám, P., Hruška, J., Bullen, T. D. (2004): A biogeochemical comparison of two well-buffered catchments with contrasting histories of acid deposition. *Water, Air, and Soil Pollution: Focus*, 4/2-3, 325 – 342.
- Traister, E. M., McDowell, W. D., Krám, P., Fottová, D., Kolaříková, K. (2013): Persistent effects of acidification on stream ecosystem structure and function. *Freshwater Science*, 32, 586 – 596.

Effects of mature spruce forests on snow dynamics in the boreal environment

Jiří Kremsa¹, Josef Křeček², Eero Kubin³

¹Povodí Labe, Hradec Králové, Czech Republic

²Department of Hydrology, Czech Technical University in Prague, Czech Republic

³Finnish Forest Research Institute, Oulu, Finland

Abstract

In 1992 – 2008, the accumulation and melt of snow was monitored at two adjacent sites of the Paljakka environmental research centre (Finland). The stand of mature spruce (*Picea abies*) has been compared with the open grass area. In the forest, snowpack duration fluctuated in 180-245 days (with maximum depth 78-152 cm and snow-water content 167-406 mm), while in the open for some 20 days less (with maximum depth 65-122 cm, and snow-water content 143-288 mm). The snow-water deposited on the canopy reached maximum 23 % of that registered at the ground, and the loss of intercepted snow by sublimation was approximately 26 % of the annual snowfall. In the high melt period (April – May), in the forest, the degree-day factor achieved 60 % of values observed in the open (2.3-3.5 against 3.8-6.0 mm °C⁻¹ day⁻¹). The hydrological model BROOK 90 was employed to analyse potential water resources recharge and flood risk at Paljakka. For an average season, snow-melt runoff from the forest exceeds the grassland by 17 % (210 against 180 mm). Considering the potential of flooding, during the period of 16 years, maximum daily snow-melt runoff in the open (57 mm day⁻¹) is 2.6 higher than in the spruce stand (22 mm day⁻¹).

Key words: spruce boreal forest; snow-depth; snow-water content; canopy interception; snowmelt; degree-day factor; BROOK 90; runoff distribution.

Introduction

In Nordic countries of Europe, snow phenomena significantly affect the water cycle, flood occurrence, and water resources recharge. In Finland, where forests cover 74 % of the land area, processes of snow accumulation and melt are controlled mainly by boreal forest ecosystems. The relationship between forest and snow cover has been discussed for a long time; the overview is provided by WMO (1994), Brooks *et al.* (2003) or USDA (2004). Snow cover mapping in the boreal zone was accomplished already by several methods including remote sensing (Metsämäki *et al.*, 2005), but differences of the snow dynamics in different forest stands and open grassland are still not well understood. In the boreal forests, the snowmelt is critical for the groundwater recharge (Kubin & Křeček, 2009), and water resources protection (Hanninen *et al.*, 1996). The aim of this study is to evaluate effects of the mature spruce forest on the accumulation and melt of snow, in comparison with the open grassland (an alternative of changing land-use and environment) at the moderate slope of high altitudes in central Finland.

Material and methods

In 1992 – 2008, the snow observation were carried out at the Paljakka research area (65° 26' N, 26° 26' E, elevation 350 m) in the mature spruce (*Picea abies*) forest, and in the open field (covered by grass). The research area belongs to the middle-boreal coniferous zone, Hämet-Ahti (1981). The climate is continental/micro-thermal (Dfc type of the Köppen classification), the long-term mean annual temperature is 1 °C, and the sum of precipitation 672 mm/year (with 50 % snowfall). The even aged (120 year) spruce stand is closed (basal area 25 m²/ha, timber volume 160 m³/ha) with the mean height of 15 m. The sandy soil, developed on granite, does not exceed the depth of one meter. The saturated hydraulic conductivity *K* in the soil profile ranges from 1.8 to 2.0 m s⁻¹ up to the depth of 60-70 cm, where relatively impermeable podzolic layer was found.

The field observation of snow characteristics have been performed twice a week (after the 25th April, with intensive changes in the snow cover, three times a week) between 9:00 and 10:00 am. Ten sampling points in the distance of 10 m were used. The snow-water equivalent was measured by weighing vertical cores of the snow-pack (weighing cylinder with 100 cm² cross-section, Doesken & Judein, 1997). The standard daily meteorological data were provided by the climate station Suomussalmi Pesiö (25 km distance from the Paljakka research site).

In the last two years, the canopy snowpack was monitored continuously by registering the weight of two full-size spruce trees by pressure sensors. The trees selected were typical of mature spruce trees found in the investigated stand and were suspended such that the tree canopy height approximated the surrounding canopy height of 15 m (60 and 55 kg tare weight and canopy area of 3.5 and 3.0 m²). Subtracting the tare from the force transducer measurement provided the mass of intercepted snow.

Snow-water characteristics are reviewed by Dewale and Rango (2008). The snow-water equivalent SWE [m] is expressed as:

$$SWE = \frac{V_m}{A} \quad (1)$$

$$SWE = \frac{\rho_s}{\rho_w} \cdot h_s \quad (2)$$

where, V_m [m³] is the volume of melted water from the snowpack of the depth h_s [m], and the basal area A [m²], ρ_s is the snow density (the mass per unit volume of snow) and ρ_w water density [kg m⁻³].

A relatively simple empirical degree-day method is widely accepted for calculating the snowmelt in temperature depended melting conditions (Martinec *et al.*, 1998). The degree-day factor a [m °C⁻¹ day⁻¹] converts the number of degree-days T [°C day] into the daily snowmelt depth M [mm]:

$$M = \alpha T \quad (3)$$

The modified degree-day method is used also in the deterministic hydrological model BROOK 90, developed by Federer (2002) to simulate hydrological processes in forested catchments of North America. This model was used here to estimate the snow-water budget (accumulation, evaporation, and melting) in daily steps. The inputs in BROOK 90 are: daily sums of precipitation [mm] and global solar radiation [MJ/m²], and mean daily values of the air temperature [°C], vapour pressure [kPa] and wind speed [m/s]. Parameters of the model address the geography and morphology, the soil-vegetation complex, as well as internal flow processes (soil infiltration, percolation or evidence of macro-pores), and the groundwater storage and depletion. Federer (2002) recommends the values of parameters for several dominant forest ecosystems.

The BROOK 90 model was calibrated manually for the period of 2000-2005, by comparing observed and simulated values of the snow water equivalent (SWE) and tested in the period 2006-2008. Dewale & Rango (2008) recommend assessing the predictive power of simulating snow-water phenomena by the Nash-Sutcliffe efficiency coefficient E , defined as:

$$E = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_o^t - Q_m^t)^2}{\sum_{t=1}^T (Q_o^t - \bar{Q}_o)^2} \quad (4)$$

where, Q_o is the measured quantity, and Q_m modelled one at the time t . Generally, the simulation is supposed effective by $E > 0.5$.

Results and discussion

Seasonal changes in the snowpack (duration and depth) observed in the mature spruce stand of Paljakka are shown in Fig.1. During the 16 seasons (1992-2008), the snowpack in the forest ground occurred from October till the beginning of June; the annual duration of snow fluctuated in 180-245 days, with maximum depth 78-152 cm and snow-water equivalent 167-406 mm. In the open grassland, comparatively, the snowpack lasts for some 20 days less, with maximum annual depth 65-122 cm and snow-water equivalent 143-288 mm. The maximum snow-depth was registered between the 15th March and the 15th April.

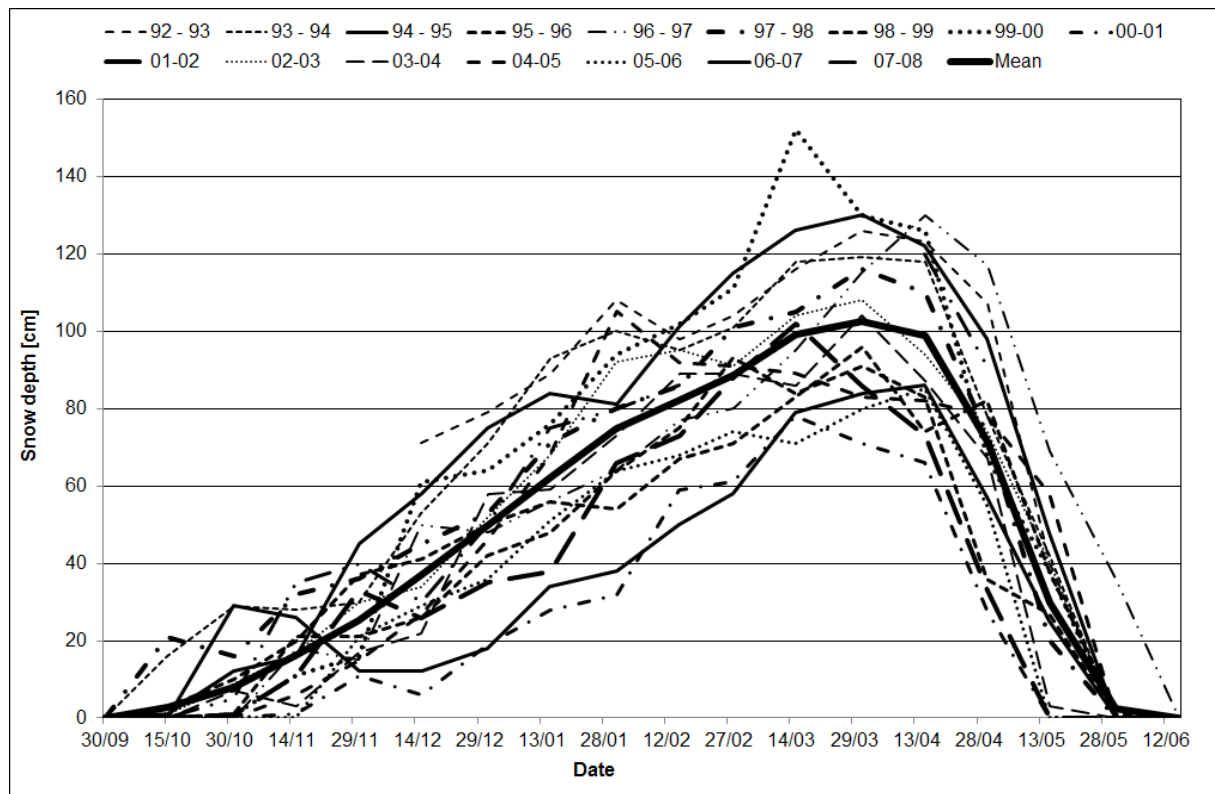


Fig. 1: Seasonal variability of the snowpack observed at Paljakka (mature spruce stand, 1992-2008).

Table 1: The statistics of maximum annual snow-depth (cm) at Paljakka (1992-2008).

Characteristic	Forest ground	Open grassland
Arithmetic mean	102	81
Standard deviation	21	18
Standard error of mean	5	5
Coefficient of variation	0.21	0.22
Coefficient of skewness	0.87	0.89
Coefficient of kurtosis	3.42	3.52
Autocorrelation coefficient	0.07	0.03
Trend (n=16, p=0.05)	not significant	not significant

Some 26 % higher snow-depth observed in the spruce stand (Table 1) corresponds with the results of *Vajda et al.* (2005) found in Finnish Lapland, and explained particularly by the wind effect and higher snow erosion in the open grassland. The variation in maximum annual snow-depth corresponds to the regional characterization by Rasmus (2005). However, the other snow characteristics observed at

Paljakka differ highly from values provided by the national Finnish overview (Solantie, 1981, 1996, in Rasmus, 2005): maximum snow-water equivalent 200 mm culminating on the 11th April, and snowpack duration of 166 days.

During the snow season, the ratio between the observed snow-water equivalent and the snow-depth (SWE/h_s) rises from 0.12 to 0.25, corresponding to values reported by Storck *et al.* (1999) or Pike *et al.* (2010) in similar geographic conditions. The final snowpack depletion in the forest takes more time (44 days) against the open area (25 days) by lower mean melt intensity (7 versus 10 mm day⁻¹), Fig. 2. In the high melt period (April – May), the forest stand shows lower degree-day factor (2.3-3.5 mm °C⁻¹ day⁻¹) in comparison with more compact snowpack of the grassland (3.8-6.0 mm °C⁻¹ day⁻¹). This comparison roughly correspond to the degree-day factor range given by WMO (1994) for catchments “moderately forested” and “non-forested“. Observed maximum daily snow-melt intensities varied between 30 and 50 mm. The fact of higher snow accumulation observed in the spruce stand, does not support the generalised outcomes of Brooks *et al.* (2003) or Storck *et al.* (1999), but this situation reflects the Nordic environment with relatively low vaporization.

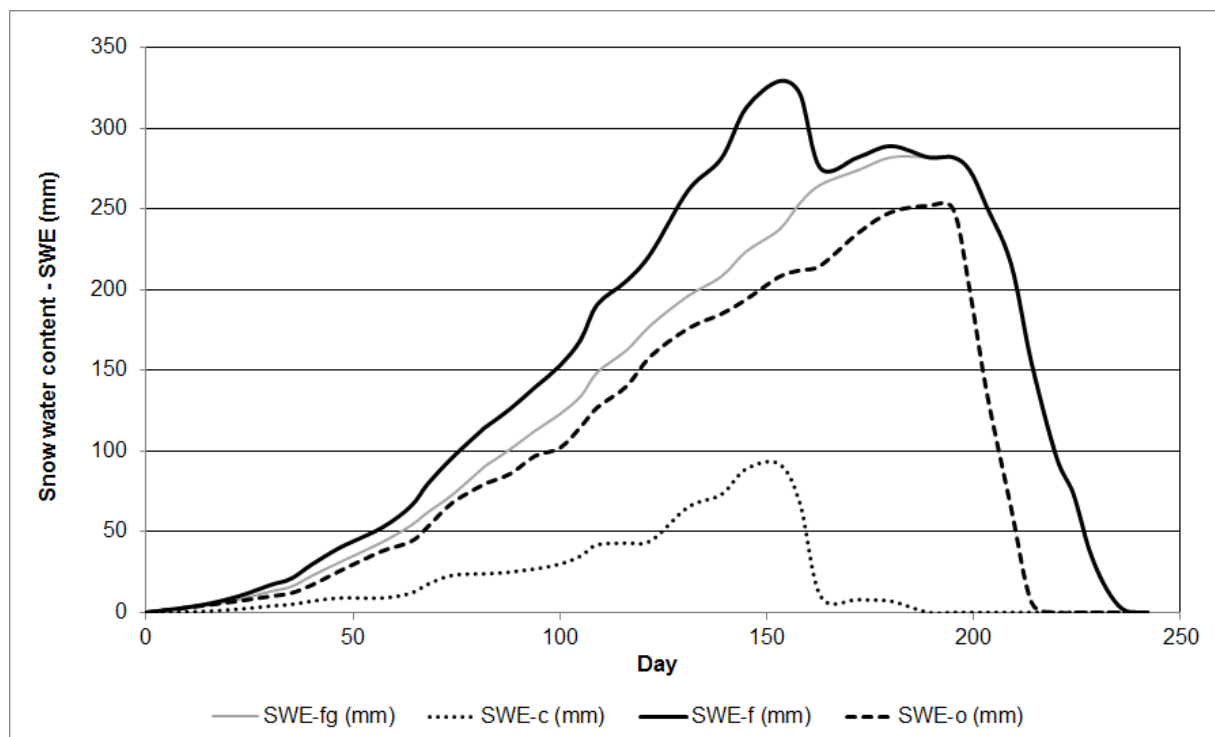


Fig. 2: Mean annual snow-water content stored at Paljakka (1992-2008): spruce forest total (SWE-f), forest canopy (SWE-c), forest ground (SWE-fg) and open grassland (SWE-o).

In cold boreal forests, intercepted snow may be retained in the canopy much longer (Fig. 2) in comparison with more temperate forests where intercepted snow load is presumed to decline to zero between snowfall events. Generally, low wind speed and low snow density are associated with cold temperatures and increased interception efficiency; conversely, warming temperatures after a snowfall increase snow unloading (Hedström & Pomeroy, 1998). The observed data (Fig. 3) indicate that increases in intercepted snow load always accompany snowfall events, and that high loads persist for a time after snowfall (January-February). The snow-water stored on the canopy reached maximum 23 % of that registered at the forest ground. More rapid rates of decrease in snow load after a snowfall occur when the air temperature is high (March-April). The snowpack intercepted by the spruce canopy depletes rapidly (7.5 mm per day) during 12 days in the beginning of March (45 days before the snow depletion from the forest ground starts). The loss of intercepted snow by sublimation (approximately

90 mm, from the calculation of daily water balance by neglecting the vaporization from the forest ground) is 26 % of the annual snowfall (i.e. 13 % of the annual precipitation).

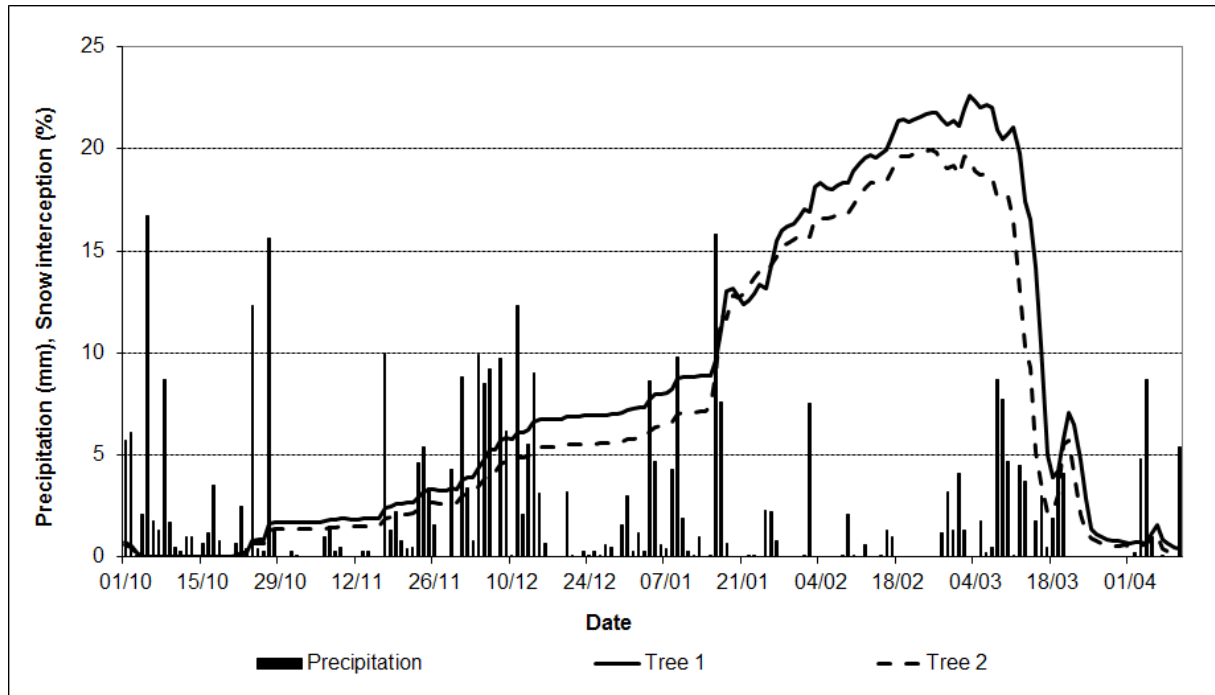


Fig. 3. Snow interception in the spruce forest (2007-2008).

Considering the snowmelt depletion at Paljakka (April-May), linear dependence between the mean daily air temperature T_d (°C) and the daily snow-melt M (mm) were found for the spruce forest (5) and the open grassland (6):

$$M = 2.75 T_d + 2.96 \quad (5)$$

$$M = 3.81 T_d + 6.21 \quad (6)$$

High correlations ($R^2 = 0.91$ and 0.92) thus confirm the air temperature as the dominant snowmelt factor in the boreal environment.

The snow-water equivalent, simulated in 2006-2008 (Fig. 4) by the hydrological model BROOK 90 (calibrated for the period 2000-2005) provided us with relatively good agreement with the observed data (correlation coefficient R^2 ranged from 0.91 to 0.99 and the Nash-Sutcliffe efficiency E from 0.82 to 0.88). For an average season, snow-melt runoff from the forest exceeds the grassland by 17 % (210 against 180 mm). During the period of 16 years, the maximum daily snow-melt runoff in the open (57 mm day^{-1}) is 2.6 higher than the outflow from the spruce stand (22 mm day^{-1}).

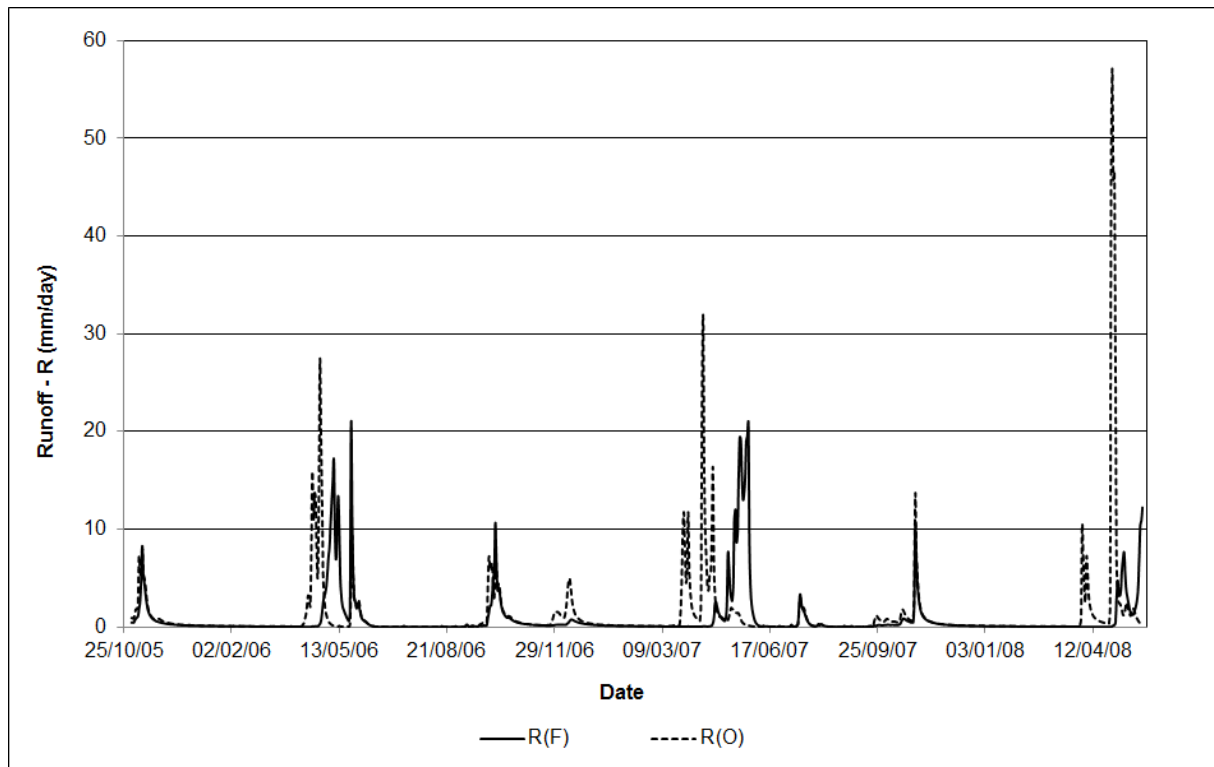


Fig. 4: Runoff at Paljakka simulated by BROOK 90: mature spruce forest (F) and open field (O).

Conclusions

In the boreal spruce forest, there was registered higher snowpack (in average by 21 cm, i.e. 26 %) in comparison with the grassland. It can be explained mainly by higher aerodynamic roughness in the forest and the wind redistribution of snow in the open field. The maximum snow-water content observed in the forest exceeds that in the open by 32 %. The snow-water intercepted in the canopy reached maximum of 23 % of the snow stored in the forest ground, and the loss of intercepted snow by sublimation is approximately 26 % of the annual snowfall.

The role of the boreal spruce forest in the local water cycle can be seen, particularly, in supporting the seasonal water resource recharge (by additional 30 mm, i.e. 17 %), and reducing the risk of spring floods (by 35 mm day⁻¹, i.e. 160 %). However, to control the flood risk by watershed planning, the design with a certain percentage of open areas (or forest openings) might still help to prolong the snowmelt period.

Snow characteristics observed in the spruce forest and open grassland at Paljakka (1992-2008) are not fully corresponding with values reported by the Finnish national overview (Solantie, 1981, 1996, in Rasmus, 2005). This fact supports the call for a more dense snow observation network in the Taiga snow-zone of Finland.

Acknowledgements

This research was supported by the Muhos Research Unit of the Finnish Forest Research Institute (Reijo Seppänen organized the field snow survey), the Oulu University (Pertti Vuolteenaho and Leo Koutaniemi developed the tree-weighting equipment), and by the Czech Technical University in Prague (SGS 14/128/OHK1/2T/11).

References

- Brooks, K.H., Folliott, P.F., Gregersen, H.M., DeBano, L.F. (2003): *Hydrology and the management of watersheds*. Iowa State University Press, Ames (Iowa, U.S.)
- Dewale, D.R., Rango, A. (2008): *Principles of snow hydrology*. Cambridge University Press, Cambridge (U.K.)
- Doesken, N.J., Judein, A. (1997): *The snow booklet: a guide to the science, climatology, and measurement of snow in the United States*. Colorado State University, Fort Collins (Colorado, U.S.)
- Federer, A.C. (2002): *BROOK 90: A simulation model for evapotranspiration, soil water and streamflow*. Documentation to the version 4, USDA Forest Service, Durham (NH, U.S.).
- Hämäläinen, L. (1981): The boreal zone and its biotic subdivision. *Fennia*, 159: 69-75.
- Hedström, N.R., Pomeroy, J.W. (1998): Measurements and modelling of snow interception in the boreal forest. *Hydrological Processes*, 12: 1611-1625.
- IPCC (2013): *Climate change 2013: The physical science basis*. The fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, World Meteorological Organization, Geneva.
- Kubin, E., Křeček, J. (2009): Impact of forestry practices on groundwater quality in the boreal environment. In: Taniguchi, M. et al (eds) *From Headwaters to the Ocean*. Taylor & Francis Group, London, UK, 91-96.
- Martinec, J., Rango, A., Roberts, R. (1998): *Snowmelt Runoff Model (SRM) User's Manual*, *Geographica Bernensia*, P-35, University of Bern, Bern (Switzerland).
- Metsämäki, S., Anttila, S., Huttunen, M., Vepsäläinen, J. (2005): A feasible method for fractional snow cover mapping in boreal zone based on a reflectance model. *Remote Sensing of Environment*, 95:77-95.
- Pike, R., Redding, T.E., Moore, R.D., Winkler, R.D., Bladon, K.T. (2010): Compendium on forest hydrology and geomorphology in British Columbia. *Land Management Handbook*, 66, 2 volumes, FORREX (BC, Canada)
- Rango, A., Martinec, J. (2007): Revisiting the degree-day method for snowmelt computations. *JAWRA* 31: 657 – 669.
- Rasmus, S. (2005): Snow pack structure characteristics in Finland – measurements and modelling. *Report Series in Geophysics*, 48, University of Helsinki.
- Storck, P., T. Kern, Bolton, S. (1999): Measurement of differences in snow accumulation, melt, and micrometeorology due to forest harvesting. *Northwest Science*, 73: 119-130.
- USDA (2004): Snowmelt. In: *National Engineering Handbook*. Part 630 Hydrology, USDA Natural Resources Conservation Service, Chapter 11.
- Vajda, A., Venäläinen, A., Hänninen, P., Sutinen, R. (2005): Effect of vegetation on snow cover at the northern timberline: a case study in Finnish Lapland. *Silva Fennica*, 40: 195-207.
- WMO (1994): *Guide to hydrological practices*. Report 168, World Meteorological Organization, Geneva.

Dendroklimatologie: možnosti a omezení v indikaci změn vodní bilance horského povodí

Josef Křeček, Jiří Vrtiška

Katedra hydrauliky a hydrologie, FSv ČVUT v Praze, Thákurova 7, 166 29 Praha 6

Abstrakt

Horská povodí v České republice jsou převážně zalesněná s dominantním zastoupením smrkových porostů (*Picea abies*). Provedená dendrochronologická analýza smrku (*Picea abies*) na náhorní části Jizerských hor umožňuje indikaci vlivu kyselé atmosférické depozice, oteplování klimatu a změn transpirační a intercepční složky výparu. Potenciál detekce změn vodní bilance je však omezován rolí náhradní travní vegetace a regulací vstupu horizontálních srážek z mlhy a nízké oblačnosti.

Klíčová slova: horské povodí; dendrochronologie smrku (*Picea abies*); klimatické faktory; kyselá atmosférická depozice; vodní bilance.

Úvod

Horská povodí patří do kategorie oblastí, velmi citlivých na změny klimatu (IPCC, 2013). V České republice jsou horská povodí převážně zalesněná s dominantním zastoupením smrku (*Picea abies*). Letokruhy dřevin vznikají aktivitou kambia na základě genetických faktorů a podmínek prostředí, Fritts (1976), tudíž dendrochronologie smrku poskytuje indikační potenciál změn prostředí v čase. Cílem tohoto příspěvku je analýza možností dendrochronologické analýzy smrku na náhorní části Jizerských hor pro odhad změn vodní bilance malého zalesněného povodí.

Metodika

V povodích vodárenských nádrží Josefův Důl a Souš na náhorní části Jizerských hor byly v roce 2012 vzorkovány smrkové stromy v nadmořských výškách 730 – 1060 m, tab. 1. Presslerovým vrtákem (Calder *et al.*, 1992) byly odebrány vzorky ze živých dospělých stromů (úrovňového sociologického zastoupení) ve standardní výčetní výšce 1,3 m (30 vzorků ze 4 stanovišť, plochy 30 x 30 m). Po odečtu letokruhů byla provedena synchronizace (křížové datování), odstranění věkového trendu a pro jednotlivá stanoviště určena standardní chronologie (Warren, 1990). Na sledovaných stanovištích byly současně monitorovány porostní charakteristiky: průměrná výška, horizontální zápoj a elektrický odpor xylému (charakterizující vitalitu stromů), tab. 1.

Tabulka 1: Charakteristiky testovaných smrkových porostů (H_n – nadmořská výška, I – sklon, E – expozice, Z – zápoj, H – výška porostu, R – odpor xylému).

Porost	H_n (m n.m.)	I (°)	E (-)	Z (-)	H (m)	R (k Ω)
1	950	5	NW	0,74	19,3	16,8
2	1060	12	NW	0,64	18,6	22,0
3	820	24	NNW	0,94	23,8	27,0
4	738	2	SW	0,92	24,4	15,3

Vývoj průměrných ročních teplot vzduchu a ročních srážkových úhrnů byl analyzován na třech klimatologických stanicích ČHMÚ, a sice Liberec, Bedřichov a Desná – Souš (viz tab. 2).

Vztah klimatu a tloušťkového přírostu smrku byl uvažován v časovém intervalu 1961 – 2012. Soubory průměrných ročních teplot vzduchu, ročních srážkových úhrnů a ročních letokruhových indexů (podíl skutečné šířky aktuálního letokruhu k příslušné hodnotě detrendující křivky, odstraňující vliv stáří) byly analyzovány programem CTPA (WMO, 2001). Údaje o vývoji kyselé atmosférické depozice a

odhady složek evapotranspirace byly převzaty z publikací Křeček (1988), Křeček a Hořická (2001), Punčochář a Křeček (2010).

Tabulka 2: Charakteristiky klimatologických stanic.

Stanice	Poloha	Nadm. výška (m)	Pozorování
Liberec	50,769 z.š., 85,024 z.d.	398	1936 - 2012
Desná – Souš	50,789 z.š., 15,319 z.d.	772	1951 - 2012
Bedřichov	50,815 z.š., 15,137 z.d.	777	1938 - 2012

Výsledky a diskuse

Z rozboru časových řad průměrných ročních teplot vzduchu a ročních srážkových úhrnů v období 1961-2012 vyplývá významný rostoucí trend teplotní (obr. 1), zatímco statisticky významný trend srážkových úhrnů nebyl potvrzen (pro $n = 52$ a $p = 0,05$, obr. 2). Současně pro stanice Liberec a Bedřichov byla potvrzena významná změna trendu (intenzivnější nárůst průměrné roční teploty) v období 1980 – 1985 (Křeček a Vrtiška, 2013).

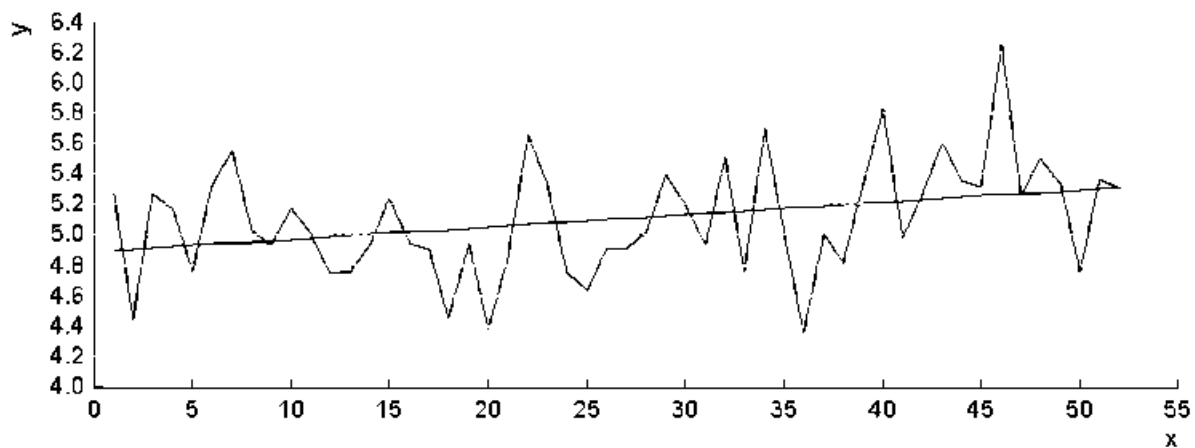
V průběhu standardní chronologie dospělého smrkového porostu (obr. 3) je možné identifikovat tři odlišná období: A (přírůst zřetelně neovlivňovaný, do 1978), B (redukovaný přírůst, 1979-1992) a C (zvýšený přírůst, 1993-2012). Mediány souborů letokruhového indexu LI se v etapách A, B a C významně liší (rozdíly významně větší než očekávané v rámci nahodilosti podle Kruskal-Wallisova testu), Křeček a Vrtiška (2013). Období sníženého přírůstu (B) koresponduje s výrazným zvýšením znečištění ovzduší (a následně kyselé atmosférické depozice) ve sledované oblasti (Křeček a Hořická, 2001). Naopak v období revitalizace (C) je evidentní, že se sledované stromy vyvíjejí lépe než v předcházejících etapách A a B. Z korelační matice (tab. 3) vyplývá významné ovlivnění letokruhového indexu LI obsahem SO_2 v ovzduší K_{SO_2} (indikujícím míru kyselé atmosférické depozice) a průměrnou roční teplotou vzduchu T_a .

Tabulka 3: Korelační matice (LI – letokruhový index, K_{SO_2} – obsah SO_2 v ovzduší, T_a – průměrná roční teplota vzduchu, H_s – roční srážkový úhrn), $r_c = 0,27$ ($p=0,05$, $n=52$).

	LI	K_{SO_2}	T_a	H_s
LI	1	-0,77	0,35	-0,09
K_{SO_2}	-0,77	1	-0,24	0,05
T_a	0,35	-0,24	1	-0,32
H_s	-0,09	0,05	-0,32	1

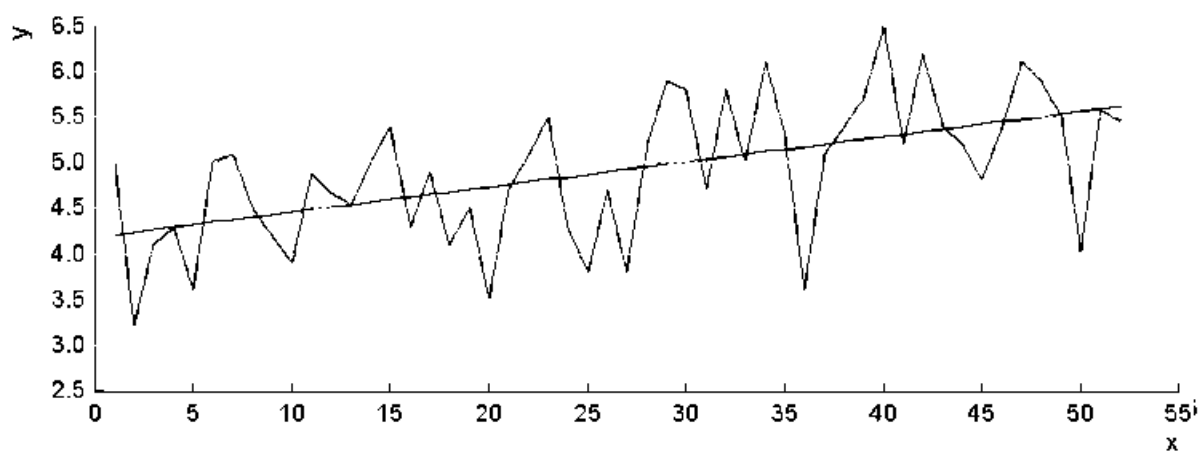
Byla potvrzena vzájemná nezávislost uvažovaných charakteristik prostředí a výsledkem vícenásobné regrese je vztah pro letokruhový index LI (1), pro který vyplývá součinitel vícenásobné korelace $r_m = 0,79$.

$$LI = 1,049 - 0,027 K_{SO_2} + 0,129 T - 3,56 \cdot 10^{-5} H_s \quad (1)$$



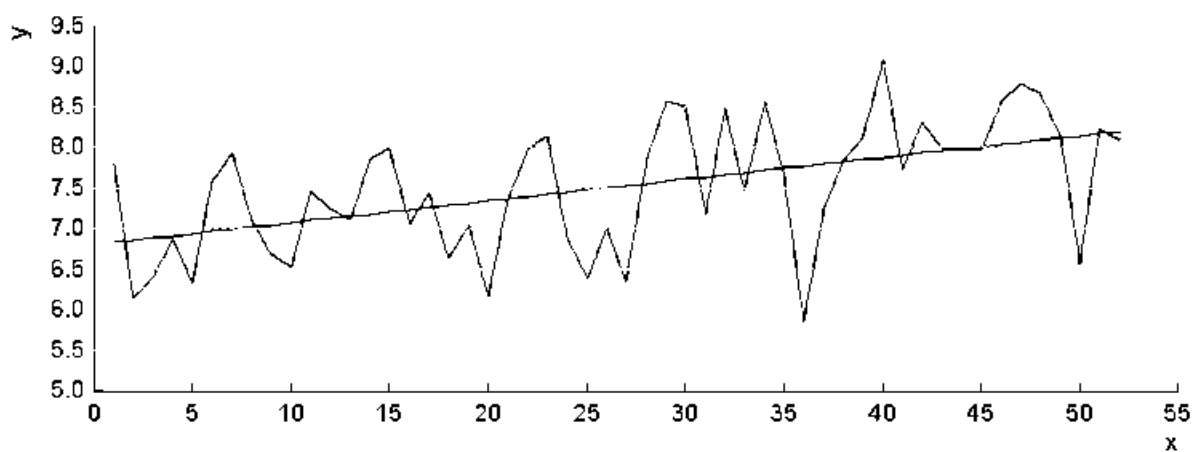
Critical value = 2,009
at level of significance = 0,050

Test criterion = 2,434
Parameters of trend line: $a = 4.888$; $b = 0.008$



Critical value = 2,009
at level of significance = 0,050

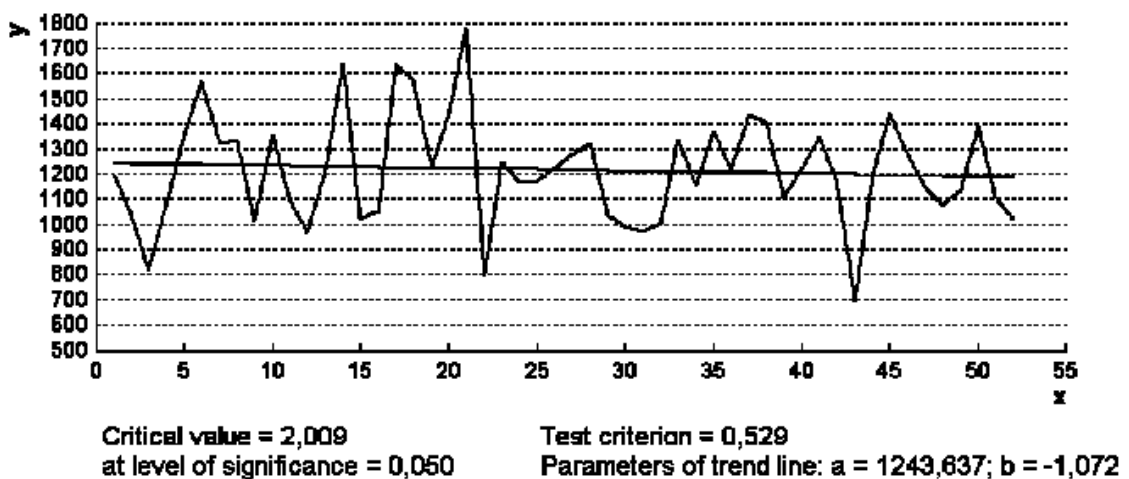
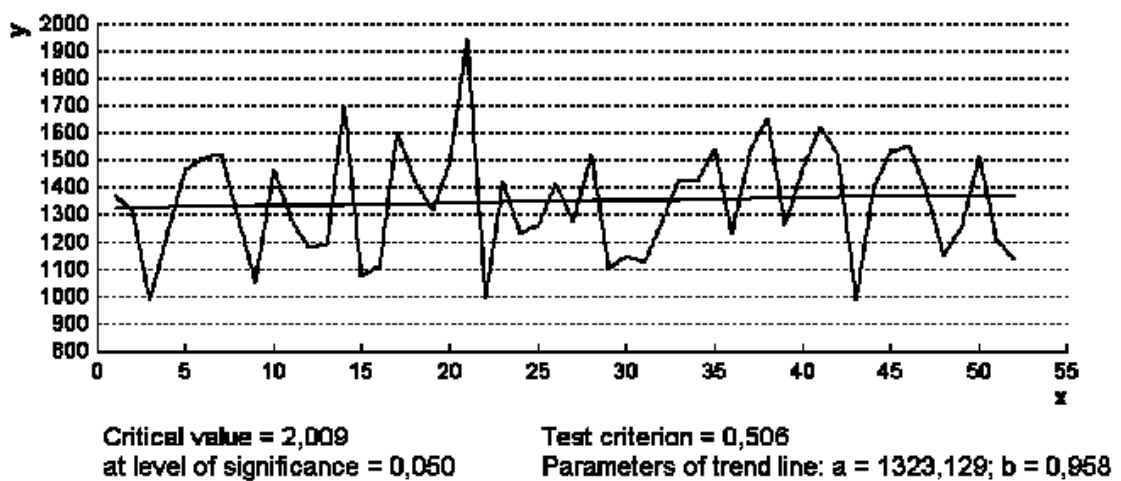
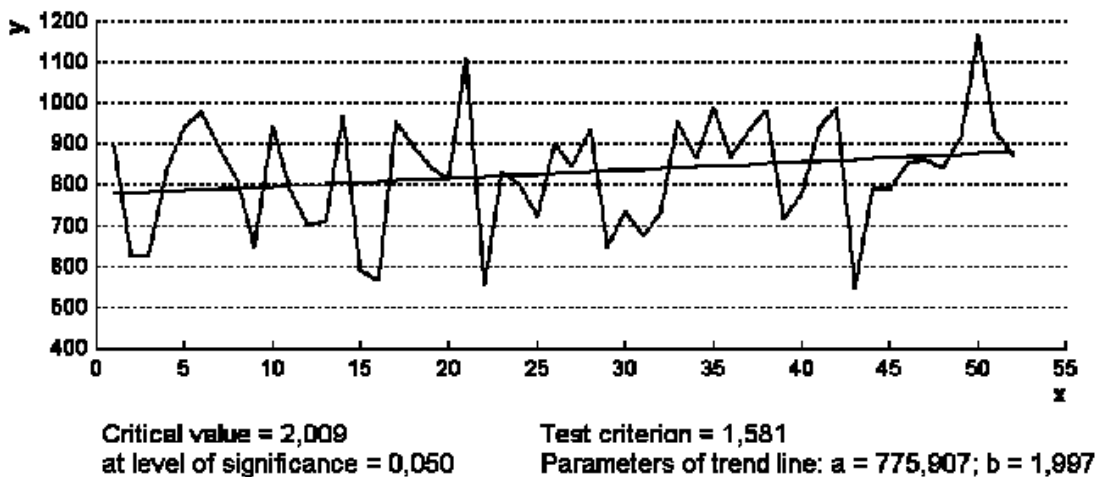
Test criterion = 4,553
Parameters of trend line: $a = 4.182$; $b = 0.028$



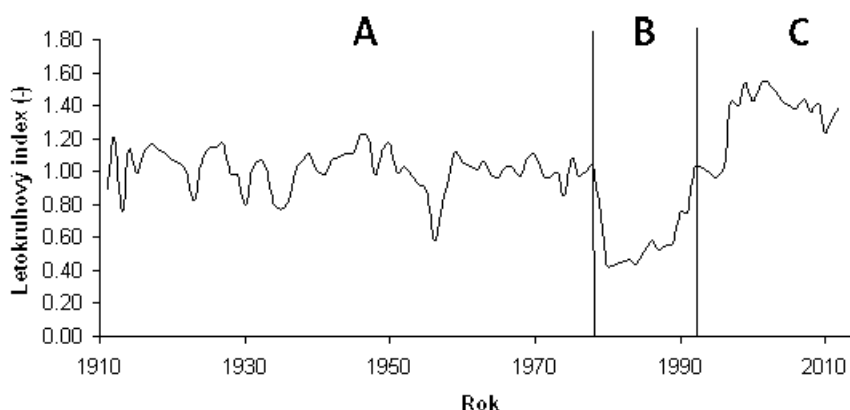
Critical value = 2,009
at level of significance = 0,050

Test criterion = 4,211
Parameters of trend line: $a = 6.804$; $b = 0.027$

Obr. 1: Časové řady průměrných ročních teplot vzduchu T_a (zdola pro stanice Liberec, Desná-Souš a Bedřichov, 1961-2012).



Obr. 2. Časové řady ročních srážkových úhrnů H_s (zdola pro stanice Bedřichov, Desná-Souš a Liberec, 1961-2012).



Obr. 3. Standardní chronologie smrkového porostu (1910-2012).

Vliv nadmořské výšky (H_n) na vývoj letokruhového indexu (LI) nebyl v analyzovaném souboru dat (tab. 1) statisticky významný ($p=0.05$, $n=52$). Obdobně Čejková (2004) uvádí na základě studia vlivu nadmořské výšky na dendrochronologii smrku v horské a podhorské oblasti Šumavy homogenní oblast rozsahu nadmořské výšky 835 – 946 m. V literatuře (Čejková, 2004, Kamlerová a Schejbalová, 2006) je uváděn rozhodující vliv sezónních srážkových úhrnů pozdního léta předcházejícího roku na tvorbu letokruhu, tuto závislost se pro daný soubor dat nepodařilo prokázat. Vliv sociologického postavení smrku byl eliminován vzorkováním úrovnových stromů.

Intenzivnější tvorba letokruhů v období revitalizace (C, obr. 3) může být zdůvodněno oteplováním klimatu (prodloužením vegetačního období a vyšším obsahem oxidu uhličitého v ovzduší) ve shodě se závěry Pretzsche (2009) a Chena *et al.* (2011), případně vlivem dalších růstových faktorů, které nebyly v této studii diskutovány, např. nárůstem dostupnosti dusíku podle Seynave *et al.* (2005).

Na základě vztahů mezi znečištěním ovzduší, strukturou a defoliací korun, a tvorbou letokruhů smrku (Kramer, 1986, Cudlín *et al.*, 2001, McLaughlin *et al.*, 2002) lze předpokládat, že dendrochronologie úrovnových stromů indikuje roční transpiraci a intercepci porostu. Pro smrkové porosty Jizerských hor v nadmořské výšce 850 až 900 m je odhadována Monteith-Penmanova potenciální evapotranspirace vegetačního období na 350 mm (Punčochář a Křeček, 2010). Tato hodnota se blíží v daných podmínkách aktuální evapotranspiraci (Křeček, 1988), kde intercepční ztráta je cca 160 mm a transpirace 190 mm. S poklesem šířky letokruhu a defoliací korun klesají hodnoty intercepce a transpirace, ale dendrochronologický potenciál smrku v indikaci změn vodní bilance malého horského povodí je snižován nástupem travní vegetace (Křeček *et al.*, 2010), která kompenzuje intercepční ztrátu cca 90 mm a transpiraci 130 mm. Změny ve vodní bilanci povodí mohou být dále ovlivňovány snižováním úhrnů horizontálních srážek z mlhy a nízké oblačnosti (v dané oblasti významné od 860 m n.m.) se zmíněnou defoliací smrkových porostů.

Závěr

Standardní chronologie úrovnových stromů smrku v náhorní části Jizerských hor indikuje tři zásadní období vývoje prostředí: A) přírůst zřetelně neovlivňovaný (do 1978), B) redukovaný přírůst vlivem kyselé atmosférické depozice (1979-1992) a C) zvýšený přírůst vlivem oteplování klimatu, případně zvýšené dostupnosti dusíku (1993-2012). Z rozboru časových řad průměrných ročních teplot vzduchu klimatologických stanic Bedřichov, Desná-Souš a Liberec vyplývá významný rostoucí trend v období 1961 – 2012 s významnou změnou trendu v období 1980 – 1985. Vývoj letokruhů smrku na sledovaných lokalitách není dosud ovlivněn změnou ročních srážkových úhrnů (a případným vodním deficitem ve vegetační sezóně).

Metody dendroklimatologie umožňují indikaci změn transpirační i intercepční ztráty smrkového porostu. Možnosti detekce změn vodní bilance horského povodí jsou však omezo­vány rolí náhradní travní vegetace a regulací vstupu horizontálních srážek z mlhy a nízké oblačnosti.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl za podpory projektu Earthwatch Institute (Mountain waters of the Czech Republic), projektů GA ČR (526-09-0567) a SGS-ČVUT (14/128/OHK1/2T/11).

Literatura

- Calder, I.R., Hall, R.L., Adlard, P.G. (1992): Growth and water use of forest plantations. John Wiley, Chichester.
- Cudlín, P., Moravec, I. a Chmelíková, E. (2001): Retrospektivní sledování stavu smrkových ekosystémů v Národním parku Šumava. *Silva Gabreta*, 6:249-258
- Čejková, A. (2004): Dendrochronologická analýza *Picea abies* na transektu nadmořské výšky ze Šumavy a Šumavského podhůří. Magisterská práce, Biologická fakulta Jihočeské univerzity, České Budějovice.
- Fritts, H.C. (1976): Tree rings and climate. Academic Press, London.
- Chen, I.C., Hill, J. K., Ohlemüller, R., Roy, D. B., Thomas, C. D. (2011): Rapid range shifts of species associated with high levels of climate warming. *Science*, 333(6045):1024-6.
- IPCC (2013): *Climate change 2013: The physical science basis*. The fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, World Meteorological Organization, Geneva.
- Kamlerová, K., Schejbalová, H. (2006): Vliv klimatických faktorů na sezónní dynamiku tloušťkového přírůstu smrku ztepilého. In: Rožnovský, J., Litschmann, T., Vyskot, I. (eds), Fenologická odezva proměnlivosti podnebí, Mendelova univerzita, Brno.
- Kramer, H. (1986): Relation between crown parameters and volume increment of *Picea abies* stands damaged by environmental pollution. *Scandinavian Journal of Forest Research*, 1:251-263.
- Křeček, J. (1988): Evapotranspiration from a forested basin in the Jizera Mountains. *Hydrology of Mountainous Areas*, IAHS Publication 190, 229-237.
- Křeček, J., Hořícká, Z. (2001): Degradation and recovery of mountain watersheds: the Jizera Mountains, Czech Republic. *Unasylva*, 52: 43-49.
- Křeček, J., Hořícká, Z., Nováková, J. (2010): Ellenberg's indicator in water resources control: the Jizera Mountains, Czech Republic. *Ecological Engineering*, 36: 1112-1117.
- Křeček, J., Vrtiška, J. (2013): Indikace změn klimatu v horském povodí. *Civil Engineering Journal I (Stavební obzor)*, 22(6): 146-155.
- McLaughlin, S.B., Shortle, W.C., Smith, K.T. (2002): Dendrological applications in air pollution and environmental chemistry: research needs. *Dendrochronologia*, 20:133-157.
- Pretzsch, H. (2009): Forest dynamics, growth and yield. Springer-Verlag, Berlin.
- Punčochář, P., Křeček, J. (2010): Potenciální evapotranspirace v horském povodí. *Civil Engineering Journal (Stavební obzor)*, 22(6): 146-155.
- Seynave, I., Gégout, J.C., Hervé, J.C., Dhote, J.F., Drapier, J., Bruno, E., Dumé, G. (2005): *Picea abies* site index prediction by environmental factors and understorey vegetation: a two-scale approach based on survey databases. *Canadian Journal of Forest Research*, 35: 1669-1678.
- Warren, W.G. (1990): Dynamic standardization of tree-ring series. *Canadian Journal of Forest Research*, 20:1422-1431.
- WMO (2001): Technology for Detecting Trends and Changes in Time Series of Hydrological and Meteorological Variables. World Meteorological Organization, Geneva.

Výsledky měření povrchového odtoku vody zalesněného a nezalesněného malého povodí v oblasti Bílého Kříže v Moravskoslezských Beskydech letech (2004 – 2009)

Hubert Kříž

Branky 39, 664 49 Ostopovice

Úvod

V rámci řešení projektu mezinárodní vědecké spolupráce COST 634 – vztah mezi vitalitou kořenů, vodní bilancí lesního porostu a odtokem vody z malého povodí v Ústavu systémové biologie a ekologie Akademie věd ČR byl v letech 2004 – 2009 měřen průtok vody ze dvou malých povodí, z nichž jedno je zalesněné a druhé nezalesněné. Měření se uskutečnila v Moravskoslezských Beskydech v oblasti Bílého Kříže.

Geografické a hydrogeologické poměry povodí

Obě malá povodí jsou v nadmořské výšce nad 900 m v severovýchodní části členité hornatiny Moravskoslezských Beskyd. Nachází se v pramenných oblastech na rozvodí mezi povodím Černé Ostravice v Česku a Predmieranky na Slovensku. Z povodí, které je v zalesněném území na jižním svahu Smrkoviny, odtéká povrchová i podzemní voda do pravostranného přítoku Černé Ostravice. Z nezalesněného povodí, které se nachází na severovýchodním svahu Súľova ve vzdálenosti asi 900 m od prvního povodí, voda odtéká do pravostranného přítoku Predmieranky, což je levostranný přítok Kotrnianky, která ústí v Turzovce do Kysuce. Dlouhodobý průměrný specifický odtok vody je v této oblasti vysoký, neboť je vyšší než 20 l.s^{-1} .

Zalesněné povodí má plochu 3,45 ha a nezalesněné povodí 3,14 ha. První povodí je zcela pokryto lesním porostem, který tvoří jehličnany. Ve druhém povodí je horská louka s travním porostem.

Obě malá povodí jsou na území budovaném horninami ve flyšovém vývoji, který se projevuje střídáním souvrství jílovců, pískovců a slepenců. Tyto horniny jsou překryty svahovými sedimenty. Oběh podzemní vody je v důsledku flyšového charakteru hornin omezen na relativně propustnější lavice pískovců, které se střídají s nepropustnými polohami jílovců. Oběh podzemní vody v pískovcích umožňují hlavně druhotně vzniklé pukliny. Nejpříznivější podmínky pro oběh podzemní vody jsou v povrchovém pásmu rozrušeném v důsledku procesu zvětvávání, zejména pak ve svahových kamenitých sutích, které jsou zvodněny průlinovou podzemní vodou. Podzemní voda v těchto kamenitohlinitých svahových uloženinách je odvodňována suťovými prameny, které mají velmi rozkolísanou vydatnost, což se projevuje i v odtoku vody z obou povodí. Dlouhodobý průměrný specifický odtok podzemní vody z území, kde se nachází obě povodí, je vyšší než $5 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, což je vysoký odtok.

Měření odtoku vody

Velikost povrchového odtoku vody z obou malých povodí byla měřena od roku 2004 do roku 2009. Experimentální ekologické pracoviště USBE AV ČR na Bílém Kříži je každoročně v provozu pouze v době od 1. května do 31. října, kdy se také provádí všechna měření. Po stejnou dobu je proto také měřen odtok vody z obou povodí. Na potůčcích, v nichž odtéká voda z obou povodí, byla vybudována potřebná měrná zařízení, tj. měrné přelivy s trojúhelníkovým výřezem. S pravidelným měřením odtoku vody se začalo 1.9.2004. Množství odtékající vody se zjišťovalo obvyklým způsobem, tj. změřením doby potřebné k naplnění měrných nádob o obsahu 0,75, 4 a 20 litrů vodou, a to minimálně jedenkrát týdně, zpravidla však častěji. Od 3.7.2005 byl na měrném přelivu v zalesněném povodí umístěn registrační přístroj – ALA hladinoměr a od 13.8.2005 také na přelivu nezalesněného povodí.

Tyto přístroje umožnily ve zvoleném časovém intervalu nepřetržitě zaznamenávat výšku hladiny vody v prostoru nad měrnými přelivy s milimetrovou přesností. Záznamy pořízené hladinoměry poskytují mnohem lepší přehled o časových změnách velikosti odtoku vody než jednotlivá a nepříliš častá měření.

Výsledky měření průtoku vody a její teploty

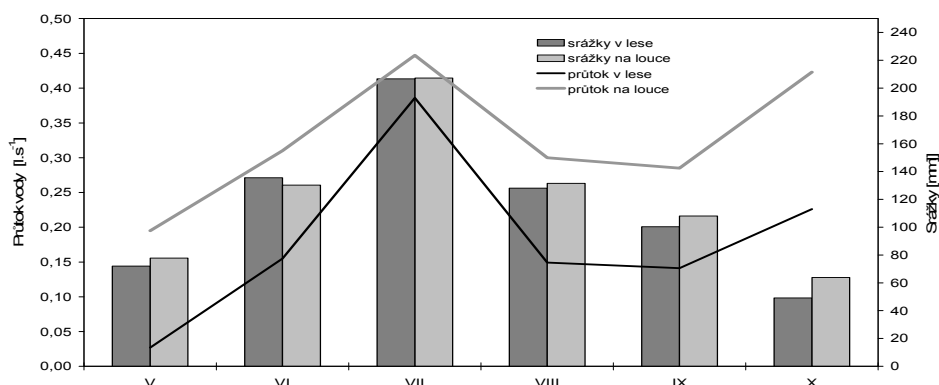
Výsledkem soustavného sledování množství vody odtékající z obou malých povodí v letech 2004 - 2005 jsou jednak nepříliš četné řady průtokových hodnot získaných při občasných ručních měřeních (4 až 10 údajů za měsíc) a jednak záznamy hladinoměru v roce 2005 pouze od 13. srpna do 31. října a za další roky, za dobu od začátku května do konce října až do 21. října 2009. Výsledkem měření hladinoměry jsou nepřetržité řady výšek hladiny vody v prostoru nad měrnými přelivy, které umožnily, aby na základě nich byly běžným způsobem získány z vypracovaných měrných křivek rozsáhlé řady průtokových hodnot. Na základě těchto průtokových hodnot byly vypočítány průměrné měsíční průtoky, které jsou v tab. 1.

Tabulka 1: Průměrné měsíční průtoky vody [$\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$].

Rok	zalesněné povodí						nezalesněné povodí					
	V	VI	VII	VIII	IX	X	V	VI	VII	VIII	IX	X
2004					0,038	0,025					0,069	0,152
2005	0,673	0,186	0,742	1,908	0,890	0,570	1,330	0,205	0,883	2,198	1,029	0,740
2006	0,241	0,453	0,012	0,285	0,226	0,005	0,366	0,517	0,019	0,450	0,435	0,096
2007	0,009	0,025	0,082	0,061	0,074	0,053	0,127	0,252	0,234	0,209	0,833	0,445
2008	0,027	0,155	0,386	0,149	0,141	0,226	0,195	0,310	0,447	0,300	0,285	0,423
2009	0,020	0,088	0,042	0,007	0,000	0,002	0,080	0,223	0,161	0,110	0,090	0,250
průměr	0,194	0,181	0,252	0,482	0,266	0,171	0,420	0,301	0,349	0,653	0,534	0,391

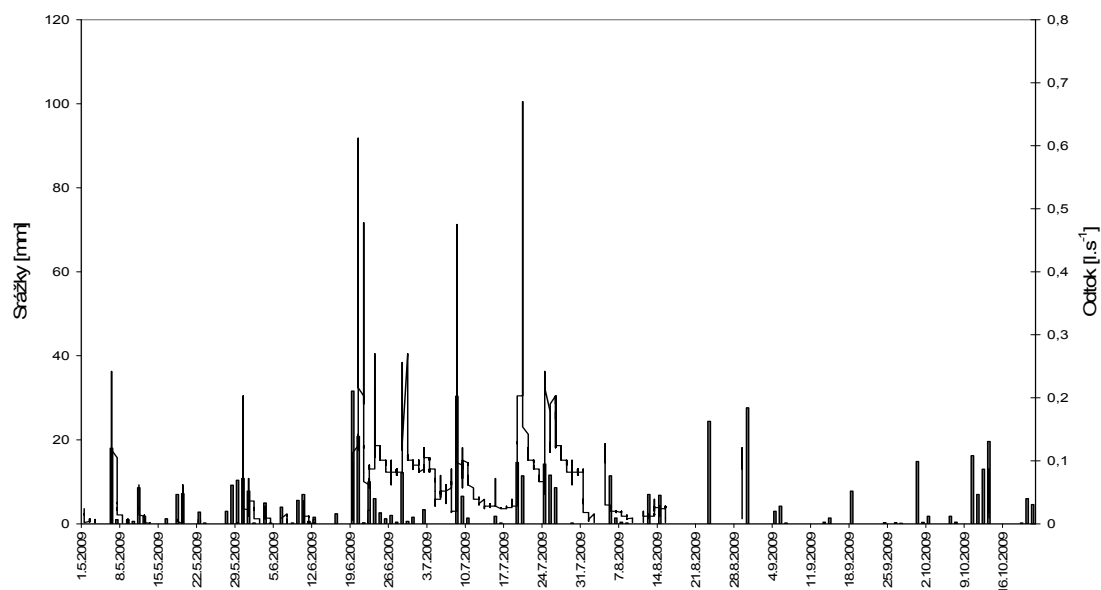
Z tab. 1 je možno zjistit, že průměrné měsíční průtoky v nezalesněném povodí byly podstatně vyšší než v povodí pokrytém lesním porostem. Odtok vody ze zalesněného povodí hlavně v důsledku vysoké evapotranspirace byl v průměru asi 70% nižší než z nezalesněného povodí. Nejmenší rozdíly ve velikosti průměrných měsíčních průtoků byly v letních měsících, neboť v červenci činí pouze 38% a srpnu 35%. Naopak nejvyšší rozdíl 129% byl v říjnu.

Zatímco v množství spadlých srážek na jejich území mezi oběma povodími nejsou velké rozdíly, ve velikosti odtoku vody jsou rozdíly velké. Důkazem jsou na obr. 1 znázorněné výšky měsíčních úhrnů srážek, které spadly jak nezalesněném, tak i zalesněném povodí v době od května do října 2008 a průměrné měsíční průtoky za stejnou z obou povodí. Nejmenší rozdíl ve velikosti průměrného průtoku $0,06 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ byl v červenci, kdy také spadly největší srážky, kdežto ve zbývajících měsících se pohyboval v rozmezí od $0,151$ do $0,197 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$.

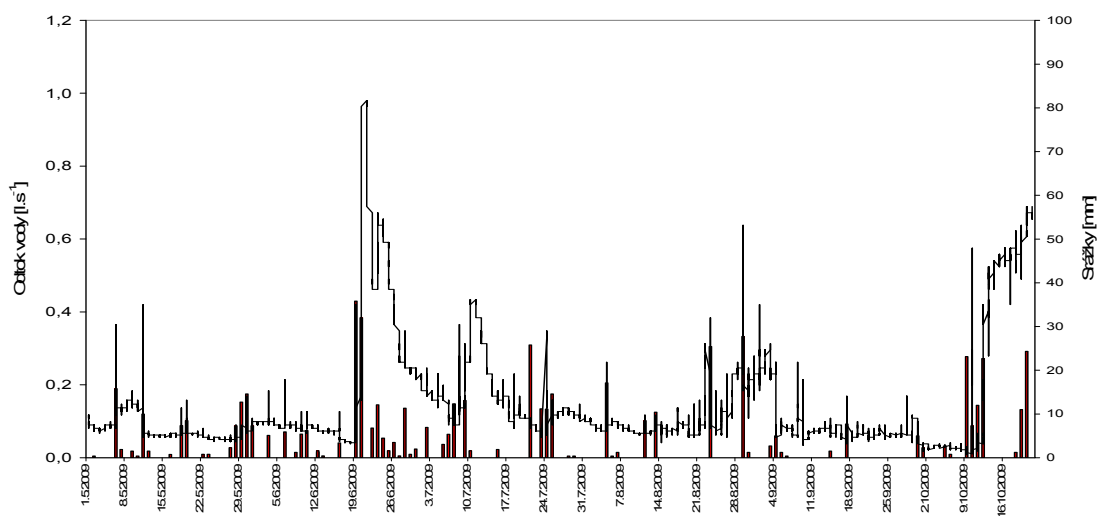


Obr. 1: Průměrné měsíční průtoky v povodích a měsíční úhrny srážek v roce 2008.

Z výsledků soustavného měření a výpočtu množství vody odtékající z obou malých povodí je zřejmé, že pro tato povodí je příznačná značná rozkolísanost velikosti průtoku vody. Přesnější přehled o odlišném odtokovém režimu obou povodí lze získat z graficky znázorněného průběhu odtoku vody z povodí. Na obr. 2 a 3 je znázorněn průběh odtoku vody v obou povodích od května do října v roce 2009. Oba grafy jsou ještě doplněny o denní úhrny srážek.



Obr.2: Průběh odtoku vody ze zalesněného povodí a denní úhrny srážek od 1.5. do 21. 10. 2009.



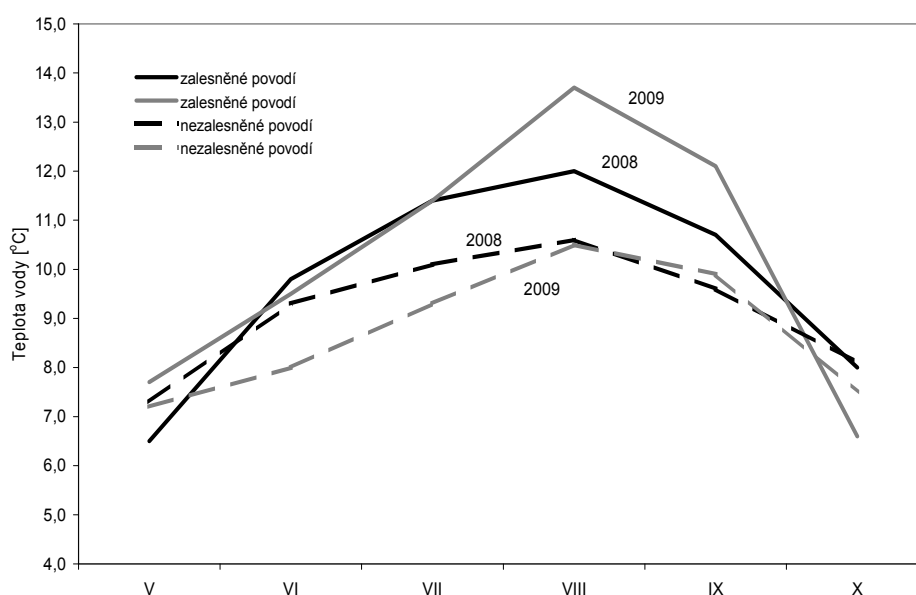
Obr. 3: Průběh odtoku vody z nezalesněného povodí a denní úhrny srážek od 1.5. do 21.10.2009.

V obou grafech (obr. 2 a 3) je zřejmé výrazné zvýšení průtoku vody v obou povodích při výskytu přívalových dešťů v červnu a červenci 2009 a jeho pokles v září, resp. v zalesněném povodí již v srpnu, kdy spadlo menší množství srážek. Zásadní rozdíl mezi oběma povodími je v tom, že zatímco z nezalesněného povodí odtékala voda po celou dobu od 1.5. do 21.10., ze zalesněného povodí odtékalo od druhé poloviny srpna až do doby, kdy bylo ukončeno měření, velmi malé až žádné množství vody. Ke zvýšení odtoku vody, k němuž došlo v nezalesněném povodí v druhé polovině října, se vůbec v zalesněném povodí nedošlo.

Kromě výšek hladin vody sloužily registrační přístroje i ke měření teploty vody odtékající z obou povodí. Výsledkem měření teploty vody jsou časové řady jejích hodnot změřených v půlhodinových intervalech za dobu od 3.7. 2005 do 31.10. 2009 v zalesněném povodí a od 13.8. 2005 do 31.10.2009 v nezalesněném povodí. Teplotu vody určuje teplota zemského povrchu, která je výsledkem řady

činitelů, v první řadě dopadu slunečních paprsků a jejich odrazu, dále spotřeba tepelné energie na výpar vody, vlivy vegetace atd. Tyto vlivy se projevují i v průběhu čar půlhodinových teplot, který je u obou povodí velmi podobný. Rozdíly jsou však ve výši změřené teploty, neboť na rozdíl od velikosti průtoku vody byla její teplota v zalesněném povodí vesměs vyšší. Příčinou těchto rozdílů by částečně mohly být odlišné přírodní podmínky ve srovnávaných povodích, ale také i způsob měření teploty. Registrační přístroje měřily teplotu vody spolu s výškou vodní hladiny v prostoru nad měrnými přelivy, a i v době, kdy odtok vody ze zalesněného povodí byl minimální nebo dokonce žádný. Může to znamenat i to, že zejména v letních měsících byla měřena teplota buďto velmi malého množství vody odtékajícího ze zalesněného povodí nebo dokonce povrchu půdy v době, kdy v prostoru nad měrným přelivem nebyla dočasně žádná voda.

Z výsledků měření teploty vody v obou povodích v době od května do října v roce 2008 a 2009 byly vypočítány průměrné měsíční teploty vody, které jsou graficky znázorněny na obr. 4, z něhož je



Obr. 4: Průměrné měsíční teploty vody v povodích v roce 2008 a 2009.

patrné, že nejvyšší hodnoty připadají na srpen a nejnižší na květen, resp. říjen. Z grafu je rovněž zřejmé, že s výjimkou května v roce 2008 a října v roce 2009 jsou průměrné měsíční teploty vody vyšší v zalesněném povodí než v povodí nezalesněném.

Závěry

V letech 2004 – 2009 byly měřeny odtok povrchové vody a její teplota ze dvou malých povodí v Moravskoslezských Beskydách, z nichž jedno je zalesněné (P 3450 m²) a druhé nezalesněné. (P 3140 m²). Výsledkem těchto měření je zjištění, že odtok vody ze zalesněného povodí byl v důsledku vysoké evapotranspirace v průměru asi 70% nižší než z nezalesněného povodí. Naopak teplota vody odtékající ze zalesněného povodí byla zejména v letních měsících vyšší než teplota vody z nezalesněného povodí.

Poděkování

Vedení Ústavu systematické biologie a ekologie AV ČR za to, že umožnilo, aby v rámci projektu mezinárodní vědecké spolupráce COST 634 mohl být soustavně měřen odtok vody ze dvou malých povodí v Moravskoslezských Beskydách, čímž byly získány některé poznatky o jejich rozdílných odtokových poměrech.

Vývoj nového přístroje na kontinuální měření vodní hodnoty sněhu

Alena Kulasová¹ Zdenek Bagal¹, Šárka Blažková¹,
Ondřej Špulák², Vladimír Černohous², Jiří Souček², Libor Daneš

¹VÚV T.G.Masaryka, Podbabská 30, Praha 6, ²VÚLHM, VS Opočno

Abstrakt

Projekt financovaný Technologickou agenturou ČR se zabývá vývojem přístroje na kontinuální měření vodní hodnoty sněhu v terénu a jeho komplexním otestováním v různých terénních podmínkách. Podle dosavadních zkušeností jsou vyrobené prototypy snadno instalovatelné v terénu s minimální energetickou a mechanickou náročností. Doplněním přístroje o dělicí plot nedochází v průběhu ukládání a tání sněhu k takzvanému snowbridgingu – k přemostování sněhu přes okraj přístroje na okolní terén, které u starších typů znatelně ovlivňovalo měření. Důležitým faktorem je i umístění přístrojů v reprezentativních lokalitách. Naměřené hodnoty jsou v souladu s hodnotami z manuálních měření. Současná naměřená data mohou být použita při zpracovávání hydrologických modelů.

Klíčová slova: vodní hodnota sněhu, výška sněhu, tání sněhu, zásoba vody, vlhkost půdy, povodí, zvýšené průtoky, předpovědi

Úvod

Zimní srážky v horských a podhorských oblastech tvoří zpravidla polovinu úhrnů srážek za hydrologický rok, na horách tvoří srážky ve formě sněhu průměrně 25 – 30 % ročního úhrnu srážek (Kantor, 1979). Postupné ukládání a tání sněhu je závislé na průběhu zimního období, reliéfu terénu a typu vegetačního krytu (Jost et al., 2007, Ojrzyská et al., 2010, Varhola et al., 2010). Při stejné výšce se podle struktury sněhu a jeho vrstvení sněhová pokrývka vyznačuje různou vodní hodnotou tj. množstvím vody ve sněhu obsažené. Z klimatických faktorů ovlivňuje vodní hodnotu sněhu v průběhu zimy nejvíce proměnlivost padajících srážek, radiace, teplota vzduchu a půdy a vítr. V období tání dochází většinou k rychlejšímu úbytku sněhu na nezalesněných svazích orientovaných na jih, k pomalejšímu tání pak na lokalitách se zapojeným lesním porostem a odvrácených od přísunu sluneční energie. Postupné ukládání a tání sněhové následně ovlivňuje odtokové poměry v povodí. Tající sníh dotuje zásoby podzemní vody a významně ovlivňuje kvalitu vody (Kulasová et al., 2008). V horských a v podhorských oblastech dochází k okamžité odezvě odtoku na tající sníh. Sledování odtoků v době tání sněhu má význam pro optimalizaci manipulačních řádů zásobních prostor vodních nádrží jak pro vodárenské účely, tak pro výrobu vodní energie. Rychlost a charakter tání sněhu ovlivňuje práce v lesním hospodářství i v zemědělství. V případě extrémních situací je sledování tání sněhu důležité pro protipovodňovou ochranu obyvatel a majetků. Z těchto důvodů je důležitá okamžitá informace o zásobách vody ve sněhu. Cestou pro operativní získání těchto informací je kontinuální měření vodní hodnoty sněhu.

Současné metody sledování vodní hodnoty sněhu na území ČR

Na automatické měření vodní hodnoty sněhu byla ve světě zkoušena celá řada metod (Lundberg et al., 2010, Špulák et al. 2011), z nichž některé byly testovány i na území ČR. V současné době se zde vodní hodnota měří manuálně, pomocí sněhových polštářů různé konstrukce a vah sněhu (Jiráček, 2011). Manuální měření vodní hodnoty sněhu v síti klimatických stanic ČHMÚ se provádí zpravidla jednou týdně třemi odběry v liniovém transektu spolu s deseti měřeními výšky sněhu. Naměřená data jsou předávána do centrálního předpovědního pracoviště ČHMÚ v Praze – Komořanech (CPP) a do poboček regionálních předpovědních pracovišť (RPP). Manuální měření jsou dále prováděna také různými pracovišti na experimentálních povodích v horách i podhůří (Kulasová, 2006).

Měření vodní hodnoty sněhu se běžně provádí odběrem vzorku sněhu sněhoměrným válcem s následným vážením nebo měřením roztáté vody.

Automatické měření vodní hodnoty sněhu sněhoměrnými polštáři využívá principu snímání hmotnosti sněhové vrstvy pomocí tlakových čidel, nevýhodou je mj. potenciální riziko nemrznoucí směsi uvnitř polštáře vůči životnímu prostředí., U vah sněhu je hmotnost sněhu načítána pomocí váhových senzorů. Pro snímání výšky sněhu je nejčastěji využíván ultrazvukový senzor. Vzhledem k proměnlivým vlastnostem sněhu, jevu zvanému zavěšování sněhu (snowbridging) i proměnlivé přesnosti použitých čidel (např. Jirák 2011, Kulasová 2005) je nutné všechny automatické systémy měření ověřovat manuálním měřením, které bývá fyzicky náročnou prací v terénu.

Potřeba po zlepšení spolehlivosti kontinuálního měření vodní hodnoty sněhu vedla k vytvoření projektu „Vývoj přístroje a metodiky na kontinuální měření vodní hodnoty sněhu“ jehož cílem je navrhnout v libovolném terénu snadno instalované a v případě potřeby snadno demontovatelné a přenosné zařízení, které bude kontinuálně sledovat vodní hodnotu sněhu. Projekt je řešen v letech 2011 až 2014 řešiteli z Výzkumného ústavu vodohospodářského, v.v.i., Výzkumného ústavu lesního hospodářství a myslivosti, v.v.i. a firmy Ing. Libor Daneš.

Vývoj přístroje na měření vodní hodnoty sněhu v rámci řešeného projektu

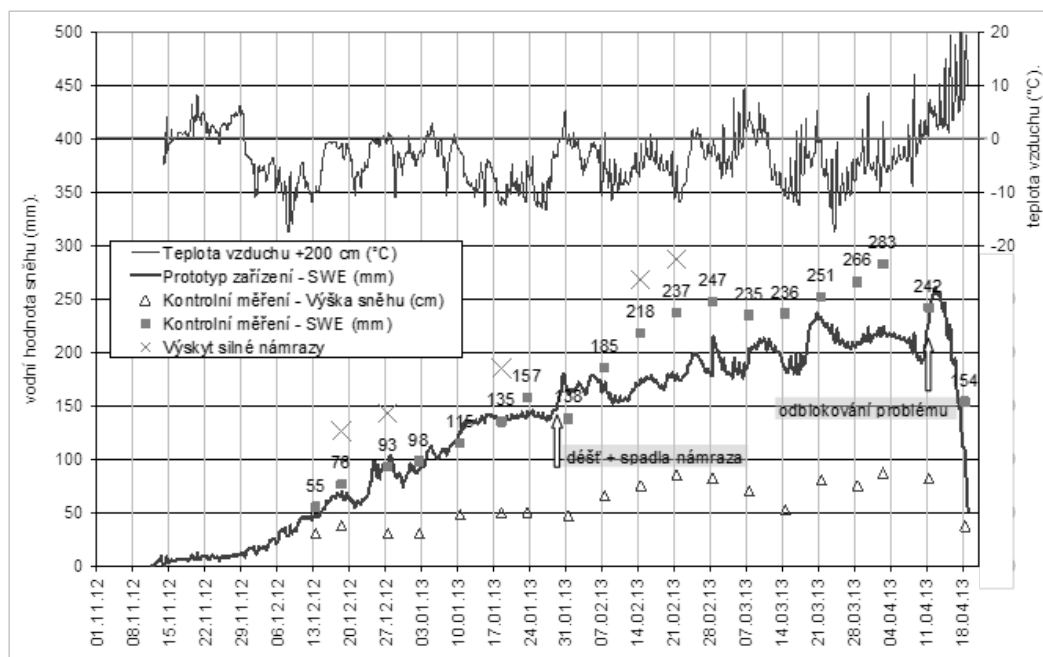
V počátcích řešení projektu byly vyhodnoceny klady a zápory jednotlivých dosud užitých metod měření vodní hodnoty sněhu ve světě a připraveny podklady pro směřování vývoje zařízení. Překážkou zamezující jednoduché řešení měření vodní hodnoty sněhu je trojfázovost skupenství vody ve sněhu, jeho proměnlivost, převívání, formování vrstev i potřeba dostatečného energetického kontaktu s půdou. Vývoj se soustředil na rozvíjení několika metod pro zjišťování vodní hodnoty dosud využívaných směrů tak, aby byly eliminovány či alespoň výrazně omezeny dosavadní nevýhody jednotlivých řešení. Po konzultacích s externími specialisty bylo přistoupeno také k testování dalších, dosud nezkoumaných principů, které mohou mít potenciál monitoringu vývoje vodní hodnoty sněhu v čase. Konkrétně byly rozvíjeny a testovány metody na principu měření dielektrických vlastností sněhu, využití Dopplerova radaru, váhy sněhu, na základě magnetické rezonance a ověřovány možnosti využití optického kabelu jako snímacího elementu pro váhu sněhu.

Dosavadní výsledky vývoje přístroje

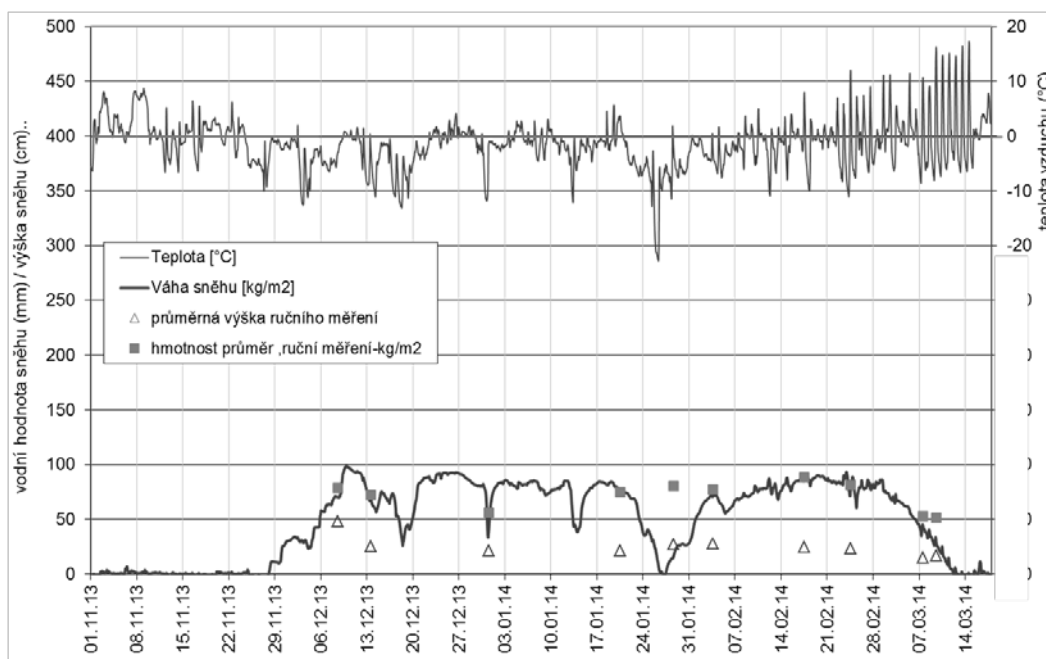
Z rozvíjených metod byl postupně jako nejperspektivnější určen princip váhy sněhu pro svou fyzikální přímou registraci vodní hodnoty, pouze za předpokladu technického omezení chyb vzniklých zavěšováním sněhu. Prototyp generace I vyvíjené váhy sněhu založené na váhových senzorech byl nejprve testován v laboratoři Výzkumného ústavu vodohospodářského T.G. Masaryka. Přístroj byl doplněn vyvinutým zařízením zamezujícím zavěšování sněhu, na které byl podán užitečný vzor. Po technických úpravách vzešlých z testování byl vyroben druhý prototyp váhy sněhu a nainstalován v terénu v horní části experimentálního povodí Výzkumné stanice Opočno VÚLHM „U Dvou louček“ v Orlických horách. Systém měřil v zimním období 2012-13 v hodinových intervalech a data odesílal na server pro operativní kontrolu automatických měření. K dispozici jsou také informace o meteorologických prvcích z výzkumné plochy (teplota vzduchu, půdy a radiace). Kontrolní měření vodní hodnoty a výšky sněhu probíhala v týdenním intervalu. V průběhu měření byly zahájeny kroky směřující k optimalizaci přístroje na základě získaných údajů, a to jak po technické, tak po ekonomické stránce.

Na konci zimního období 2012-13 byly shrnuty zkušenosti a výsledky měření realizovaných prototypů. Na základě výsledků byly stanoveny základní priority dalšího vývoje a optimalizace technického řešení. Byla upravena výrobní dokumentace, na konci jara se započalo s vlastní výrobou dalšího prototypu váhy a po jeho instalaci v terénu byla zadána výroba dalších dvou přístrojů. Prototypy zařízení byly v roce 2013 postupně nainstalovány na vybrané reprezentativní lokality v různých nadmořských výškách, tak aby bylo možno objektivně posoudit chování přístroje při různém chování sněhové pokrývky. Nové prototypy III. generace se nacházejí na experimentálním

povodí U Dvou louček (UDL) v Orlických horách (890 m n.m., v blízkosti prototypu II. generace), výzkumné ploše Česká Čermná (450 m.n.n) a na lokalitě u klimatické stanice ČHMÚ v obci Šindelová (565 m n.m.). Nainstalován na experimentálním povodí Jezdecká v Jizerských horách v nadmořské výšce 769 m n.m. byl také prototyp I. generace, který byl testován v laboratoři VÚV T.G. Masaryka, a to pro kontrolu významu inovací. V zimním období 2013-14 je tak v terénu testováno celkem 5 zařízení. Údaje jsou odečítány v hodinovém intervalu, data přenášena na server. K dispozici z každé lokality jsou také informace o meteorologických prvcích důležitých pro kontrolu funkčnosti systému, jako je teplota vzduchu a půdy a radiace. Testovány jsou také různé typy čidel výšky sněhu. Současně probíhají také manuální kontrolní měření.



Obr. 1: Vodní hodnota sněhu měřená prototypem přístroje II. generace (kontrolní měření vodní hodnoty a výšky sněhu v závislosti na teplotě vzduchu a výskytu silné námrazy na lokalitě UDL).



Obr. 2: Vodní hodnota sněhu měřená prototypem přístroje I. generace, kontrolní měření vodní hodnoty a výšky v souvislosti s teplotou vzduchu na lokalitě Jezdecká.

Závěr

V současné době, na základě získaných zkušeností z měření v zimě 2013/2014, probíhají drobné úpravy dokumentace pro výstavbu prototypu sněhové váhy nové generace. Dosavadní naměřená data dávají předpoklad významného zpřesnění měření a zvýšení spolehlivosti kontinuálního měření vodní hodnoty sněhu po nasazení navrženého přístroje do sítě sněhoměrných stanic. Měřená, on-line přístupná, data budou k dispozici pro jakéhokoli zájemce, tedy se efektivně zúročí zejména v ochraně proti povodním.

Poděkování

Příspěvek prezentuje dílčí výsledky získané při řešení projektu TA01020673 „Vývoj přístroje a metodiky na kontinuální měření vodní hodnoty sněhu“, který je finančně podporován Technologickou agenturou ČR.

Literatura:

- Anttila, Kaasalainen, Krooks, Manninen, Lahtinen, Riihela, Siljamo, Tholix, Karjalainen (2010): Snowmelt monitoring with Terrestrial Laser Scanner Measurements, Finnish Geodetic Institute, Finnish Meteorological Institute, Helsinki Finland, Geophysical Research Abstracts VI. 12, EGU2010-104-1, 2010 EGU General Assembly 2010.
- Barth, Saulnier, Mallet (2010): Snow covers detection using terrestrial photography. Application to a mountain catchment in Alps region (France Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie, CNRS, Le Bourget du Lac, France Geophysical Research Abstracts VI. 12, EGU2010-104-1, 2010 EGU General Assembly(2010).
- Bartoš, J., Špulák, O., Černohous, V. (2009): Ukládání sněhu ve vztahu k dřevinám vysazeným na kalamitní holině v hřebenové partii horských poloh. Zprávy lesnického výzkumu, 54, č. 3, s. 166 – 173.
- Bercha., Š, Řiřicová, P., Němec, P. (2006): Posouzení reprezentativnosti měření vodní hodnoty sněhu při jarní povodni 2006, Sborník příspěvků Workshopu Adolfa Patery, ČVUT, ČVTVHS, ISSN 80-01-03603-0 Praha 2006.
- Blažková, Š., Beven, K. (2002): Flood frequency estimation by continuous simulation for a catchment treated as ungauged (with uncertainty), Water resources research, vol.38, No8, 10.1029 / 2001 WR000500, 2002.
- Blažková, Š., Beven, K. (2009): Uncertainty in flood estimation, Structure and Infrastructure Engineering, ISSN 15732479, 2009.
- Blažková, Š., Hottel, Bubeníčková, L.: Effect of deforestation on snowmelt in the Jizera Mountains Integrate River Basin Development , ISBN O-471-95361-X, 1996.
- Černohous, V., Kovář, P. (2009): Forest watershed runoff changes determined using the unit hydrograph method. Journal of Forest Science, 55, 2009, č. 2, s. 89 – 95.
- Dedieu, Boos, Kiage, W., Pellgrini, (2010): Snow cover retrieval over Rhone and Po river basins from MODIS optical satellite data (2000-2009) e/CNRS, Grenoble, France, Superieure des Geometres Topographes, Le Mans, France, Universite de Grenoble Politecnico Milano, Milano, Italy(Geophysical Research Abstracts VI. 12, EGU2010-104-1, 2010 EGU General Assembly 2010).
- Efficient technology the Cosmic-ray Snow Gauge, <http://research.edf.com/research-and-the-scientific-community/research-activities>) NRCS – Snow Products: National water and climate center, Natural resources conservation servis, United states department of Agriculture (<http://www.wcc.nrcs.usda.gov/gis/snow.html>).
- Jiráček, J.(2011): automatické sněhoměrné stanice v ČR – problematika měření SCE a SVH. (automatic snow pillows in Czech Republic – problems in measuring of snow depth and snow water equivalent). in: Zborník príspevkov zo seminára „XVI. Medzinárodné stretnutie snehárov“. Liptovský Mikuláš: Ústav hydrologie SAV, 2011, s. 41–47.
- Jost, G., Weiler, M., Gluns, D. R., Alila, Y. (2007): The influence of forest and topography on snow accumulation and melt at the watershed-scale. Journal of Hydrology (Amsterdam), 347: 101-115.

- Kantor, P. (1979): Vliv druhové skladby lesních porostů na ukládání a tání sněhu v horských podmínkách. *Lesnictví*, 25: 233-252.
- Karpaš, R. et al (2009): Jizerské hory - o mapách, kamení a vodě. Roman Karpaš (ed.) Liberec: Roman Karpaš 2009. [Kap] Jizerské hory - o mapách, kamení a vodě, -. ISBN 978-80-87100-08-0.
- Kulasová, A., Blažková, Š., Bubeníčková, L., Hlaváček, J., Ruprecht, D. (2008): Porovnání kvality vody v experimentálním povodí Uhlířská. In Proceedings of the Conference „Hydrologie malého povodí 2008“ (eds. Šír, M., Tesař, M. a Lichner, L.), s. 169-174. ISBN 978-80-87117-03-3.
- Lochovský, P., Kulasová, A., Bubeníčková, L., Hancvencl, R., Pobříslavá, J., Jiráček, J., Hlaváček, J. (2005): Hydroecological Study of the Jizera River Catchment and the Jizera Mountains. Šárka Blažková a kol. (ed.) Prague: T.G. Masaryk Water Research Institute 2005. [Kap] Quality of Water in the Experimental River Basins, ISBN 80-859
- Lundberg, A., Granlund, N., Gustafsson, D. (2010): Towards automated ‘Ground truth’ snow measurements — a review of operational and new measurement methods for Sweden, Norway, and Finland. *Hydrological Processes*, 24: 1955-1970.
- Ojrzyńska, H., Blas, M., Kryza, M., Sobik, M., Urbang, G. (2010): Znaczenie lasu oraz morfologii terenu w rozwoju pokrywy śnieżnej w Sudetach Zachodnich na przykładzie sezonu zimowego 2003/2004. *Sylwan*, 154: 412-428.
- Špulák, O., Souček, J., Černohous, V.: Pozemní metody a technologie měření vodní hodnoty sněhu: review. [Ground-based methods and techniques of snow water equivalent measurement: review] *ZLV*, 57, 2012, Issue 4, 304 - 313.
- Varhola, A., Coops N. C., Weiler. M., Moore, R. D. (2010): Forest canopy effects on snow accumulation and ablation: an integrative review of empirical results. *Journal of Hydrology* (Amsterdam), 392: 219-233.
- Zhou, Nakawo, Sakai, Matsuda, Duan (2007): Water isotope variations in the snow pack and summer precipitation at July 1 Glacier, Qilian Mountains in northwest China, *Chinese Science Bulletin*.

Důsledky změn užívání odvodněných zemědělských pozemků

Zbyněk Kulhavý

Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v. v. i., Žabovřeská 250, 156 27 Praha 5 - Zbraslav

Abstrakt

V důsledku dlouhodobého zanedbávání údržby zemědělského odvodnění a nerespektováním jeho existence jako vodohospodářského díla dochází v krajině k postupným změnám režimu odtoku vod. Na jedné straně se mění doba retence srážek půdním profilem, na druhé straně dochází ke zvýšení složek povrchového odtoku s případnými extrémy při vývěru drenážních vod na povrch. Příspěvek se zabývá riziky, která souvisí se změnami využívání pozemku například po jeho zalesnění, založení plantáže rychle rostoucích dřevin nebo liniovou výsadbou dřevin, není-li brán zřetel na původní rozsah a funkce stavby drenážního odvodnění.

Klíčová slova: zemědělské odvodnění, závady na drenáži, změny užívání pozemků, zalesnění

Úvod

Během uplynulých dvou desetiletí prodělalo české zemědělství několik změn strategií, což se projevilo mimo jiné na vypisovaných dotačních titulech, způsobu využívání pozemků i na péči o související infrastrukturu, jakou je také odvodnění, obecně podporující zemědělské aktivity úpravou vláhových režimů půd. V této souvislosti vnímáme několik klíčových negativních jevů: administrativní a funkční rozdělení celistvosti stavby odvodnění na systém podrobného odvodnění (POZ), který je převážně v majetku soukromých osob a jeho odloučení od hlavního odvodňovacího zařízení (HOZ), kterým je prvek hydrografické sítě nejnižšího řádu a který je zpravidla ve vlastnictví státu. Institut vlastnictví pozemků zde komplikuje společné zájmy na údržbě celistvého systému. Na tyto zájmy rezignují jak vlastníci pozemků stavby odvodnění, tak stát, který nepodpořil údržbu a zachování v minulosti do půdy vložených investic. Strategickou příčinou byl jednak v 90. letech do extrémů gradující rozpor mezi melioracemi a environmentálními principy, který se zmírnil až v nedávnou, jednak vývoj koncepcí o míře potravinové soběstačnosti. Vysoká členitost držby půdy se prohlubuje v podmínkách ČR pronájemem až 82% zemědělsky využívaných ploch. Důsledkem nesystematické péče o meliorační stavby je klesající odborná znalost této problematiky u hospodařících subjektů avšak při současném stárnutí systémů s následkem zvyšujícího se počtu poruch, projevujících se lokálním zamokřením nebo vynucenými změnami užívání pozemků, negativně ovlivňující i ostatní části systému zemědělského odvodnění. Plošný účinek odvodnění přitom sehrává významnou roli při transformaci odtoku vod z povodí (Hirt, 2011) – ať se jedná o srážky atmosférické nebo o vody podzemní, aniž bychom zde paušálně hodnotili jeho prospěšnost či škodlivost. Nevhodný zásah do systému odvodnění nebo absentující údržba stavby potom mohou způsobit závažné vnější projevy, jakými jsou vedle trvalého zamokření také zvýšení složky povrchového odtoku, často s následnou erozí půdy. V příspěvku je pozornost věnována důsledkům zalesnění v minulosti drenáží odvodněných pozemků. S tímto jevem se setkáváme nejen v případě změny kultury na lesní půdu, ale i při zakládání plantáží rychle rostoucích dřevin (RRD) nebo při liniové výsadbě dřevin v rámci realizace přírodě blízkých opatření.

Naopak pozitivně lze v dané souvislosti hodnotit vážnost uplatňování environmentálních zájmů v péči o zemědělsky využívanou krajinu, například v rámci iniciativ, souvisejících s přehodnocením podmínek fungování odvodnění v krajině, zvážením možností zvyšování různorodosti vodních režimů, podporující zvyšování biodiverzity území.

Zalesnění snižuje podíl zornění půdy, a to bez rizika zvýšení podílu neobhospodařované zemědělské půdy (QJ1320122). Lesní porosty jsou nejen důležitým zdrojem obnovitelné suroviny, ale i krajinotvorným prvkem, majícím vliv na vodní režimy pozemků a území, na ochranu půdy, v menší míře mají i sanitární, rekreační, estetický a kulturní význam. Na širší aspekty, týkající se procesu zalesňování poukazuje např. Topka (2003), zmiňuje hledisko žadatelů, problematiku existence odvodnění na ploše však nezmiňuje. Pozitivních aspektů zakládání plantáží RRD bude méně, oba

způsoby změny užívání odvodněného pozemku však působí na stavbu odvodnění obdobně. Příkladem kontroverzí nevhodného liniového zápoje dřevin vzhledem k systému drenážního odvodnění je zarůstání drenážních výustí nálety nebo dokonce nekoordinovanou výsadbou břehových porostů. Zalesnění zemědělské půdy může být považováno také za opatření k cílové eliminaci negativních funkcí odvodnění drenáží, neboť je zde vysoký předpoklad zarůstání drenážního potrubí kořeny dřevin (Kulhavý a kol, 2013).

Souběh několika výše popsaných vlivů a nastartovaný program zalesňování (v rámci Programu rozvoje venkova; Osa II.; podopatření 2.1. Zalesňování zemědělské půdy) a pěstování RRD (Osa I.; podopatření 1.1.3. – založení porostů rychle rostoucích dřevin, pro energetické využití) je právě s ohledem na historické souvislosti meliorační výstavby do určité míry specifický pro ČR a obtížně lze nalézt zahraniční paralely.

Materiál a metody

Za účelem popisu vývoje systémů odvodnění po jejich zalesnění byly k dispozici podklady o zalesnění, poskytnuté Ústavem pro hospodářskou úpravu lesů, hradeckou pobočkou, pracovištěm OS GIS, které zřejmě jako jediné v ČR disponovalo v roce 2012 digitální vrstvou s touto tematikou v rozsahu své působnosti.

Na základě dále popsaných kritérií byly v sedmi okresech (viz tab.1) vytipovány vhodné lokality pro následnou realizaci pozemního průzkumu. Metody výběru byly založeny na územních analýzách, prováděných v GIS. Podkladem byly mapy (základní mapy a vektorové vrstvy evidovaných staveb odvodnění včetně databáze evidenčních údajů o stavbách /zpracovatelem byla ZVHS/), mapy KPP, letecké snímky (základem je archiv LPIS, doplněný v problematických oblastech náhledy z dalších termínů snímkování, publikovaných např. na serveru Mapy.cz, Google.cz apod. a snímky pořízené v archívu VTÚ v Dobrušce – nyní Vojenský geografický a hydrometeorologický úřad), digitalizované výkresy projektové dokumentace staveb zemědělského odvodnění a další písemné složky této dokumentace, pokud byla v archívech podniků Povodí dohledána. Vybráno bylo 31 vhodných ploch.

Tab.1 Kontingenční tabulka evidovaných ploch se zalesněním odvodněné zemědělské půdy pro jednotlivé okresy modelového území

<i>Okres</i>	<i>Plocha [ha]</i>	<i>Počet polygonů</i>
Ústí n.Orlicí	70,11	51
Hradec Králové	1,08	1
Chrudim	56,43	42
Šumperk	0,55	1
Pardubice	34,88	41
Rychnov n.Kněžnou	9,26	9
Svitavy	36,98	30
<i>CELKEM</i>	<i>209,29</i>	<i>175</i>

Pro jednotlivé polygony jsou evidovány:

- okresní číslo odvodňovací stavby podle evidence ZVHS. To umožňuje následně vyhledat v archívu projektovou dokumentaci hydromeliorační stavby, pokud existuje
- rok výstavby systému odvodnění, v databázi je zpravidla uveden jako rok kolaudace stavby.

Polygony byly rozděleny do tří kategorií stáří systémů drenážního odvodnění:

- stavby kolaudované před rokem 1960
- stavby kolaudované v letech 1961-1980
- stavby kolaudované po roce 1981

Toto jednoduché členění v sobě zahrnuje předpoklad různých způsobů realizace stavby a v návaznosti na termín následného zalesnění umožnilo vytvořit vhodné varianty (stáří stavby a doba zalesnění).

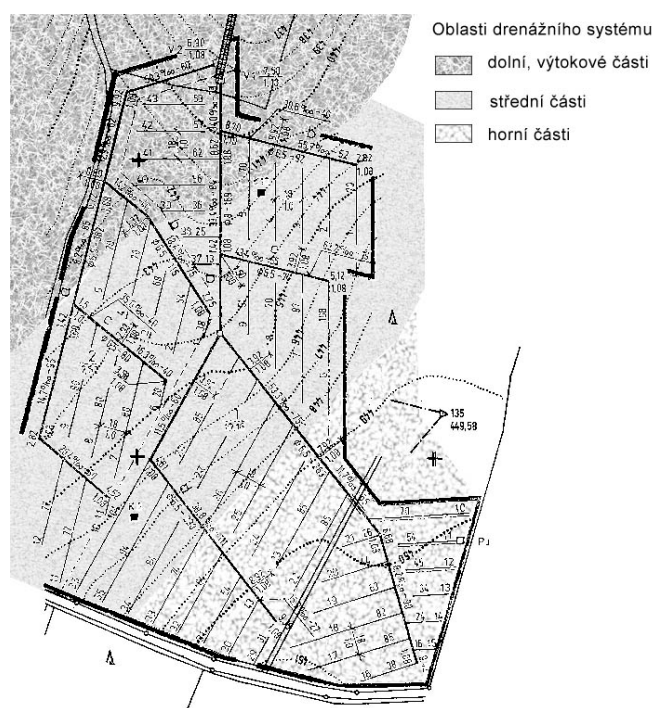
U jedenácti lokalit byly evidovány dvě etáže odvodnění nad sebou (např. z roku 1937 a 1973 – evid.č. ÚO0469, nebo z let 1910 a 1975 – evid.č. SV0421).

Pokud byly k dispozici letecké snímky z období před zalesněním a jsou na nich patrné linie drenů, lze tyto podklady využít pro přesné vytyčení polohy vedení drenů. Vytyčení linie drenu je potom možné i ve vzrostlém lesním porostu, kdy nelze drenáž prostředky DPZ identifikovat.

V kategorii ploch s drenážním odvodněním, připravených pro zalesnění (resp. pro osázení RRD) byla vybrána lokalita Česká Olešná (KÚ Jindřichův Hradec) na pozemcích vlastníků společnosti WOODCAPITAL s.r.o.

Použitá kritéria:

- dle evidence ÚHÚL stav a rozsah zalesnění (v databázi chybí rok zalesnění, bylo jej třeba doplnit individuálním šetřením)
- vizuální projev lesa na materiálech DPZ (plošná vyrovnanost, vzrůst)
- vztah zalesnění vzhledem k topologické souvislosti plošného odvodnění a vyústění drenážní skupiny (viz obr.1)
- zastoupení ploch s různými půdními typy (na základě databáze KPP)
- jiná hlediska zvyšující atraktivitu lokality (výlučnost podmínek, reprezentativnost apod.)



Obr. 1: Příklad podrobné situace zemědělského odvodnění drenáží a typové oblasti lokalizace zalesnění vzhledem k topologii drenážní sítě.

V případě, kdy byly dostupné historické snímky, pořízené před zalesněním pozemku a na snímcích byly patrné linie drenážního potrubí (Tlapáková a kol., 2014), sloužily tyto podklady pro provedení podrobnějšího terénního průzkumu – vyhledání drenážních výústí, případně odkopání drenu, současně sloužily jako důkaz existence systematického odvodnění (potvrzení správnosti evidence ZVHS resp. projektové dokumentace staveb odvodnění).

Výsledky a diskuse

Jako zásadní kritérium pro popis stavu torza odvodnění a výskytu případných negativních projevů se jeví situování zalesněného pozemku vzhledem k topografii celého drenážního systému, neboť se zpravidla nezalesňuje celá zájmová plocha stavby odvodnění, ale pouze její některé partie (horní, střední nebo dolní). Dalším kritériem je aktuální stav systému drenážního odvodnění, rozsah jeho závad a tendence stárnutí systému. Tato kritéria pak předurčují způsob realizace zalesnění, jak je uvedeno dále.

V úvodu zmíněná změna doby retence srážek souvisí s aktuálními podmínkami stanoviště. Tam, kde dojde k přerušení tras odtoku drenážních vod (např. zarůstáním kořeny), bude pro další hodnocení důležité, jakým způsobem se půdní profil přirozeně odvodní, resp. zda nedojde v určitých odtokových situacích k zamokření pozemku nebo dokonce k vývěru drenážních vod na povrch, zpravidla pak s erozním účinkem - dojde totiž k soustředění drenážního odtoku ze sběrné plochy drenážní skupiny do jednoho místa vývěru. Tyto případy jsou hlavním dokumentovaným projevem na modelových plochách, pokud zalesnění nebylo provedeno v potřebných souvislostech.

Např. na lokalitě Králíky (okr. Ústí n.Orlicí) bylo identifikováno několik typických projevů:

- svodný drén odvodnění nebyl nahrazen v části lesa otevřeným příkopem a tudíž docházelo k samovolnému vytvoření koryta jako následek zarůstání svodného drénu a vývěru vody na povrch lesního pozemku; svodný drén byl v několika úsecích obnažen vodní erozí po spádnicí
- přestože se v závěru vytvořil vývěr drenážních vod z výše ležící zemědělsky využívané půdy, byla před tím poškozena (zneprůchodněna) i část svodného drénu, nacházející se na pozemku zemědělském. To se projevilo trvalým zamokřením pole nad lesem a místo vývěru drenážních vod „putuje“ proti spádu drénu
- na celé horní hranici zalesnění se projevují místa zvýšeného zamokření, avšak s ohledem na lesní porosty, nacházející se níže, není, kromě rizika vývrátů identifikováno žádné další riziko; na stavu lesního porostu se zvýšená vlhkost negativně neprojevila
- sběrné drény na zalesněných pozemcích byly vyřazeny z funkce. S ohledem na skutečnost, že zalesnění proběhlo v pásu podél vodoteče, lze považovat zarůstání drénů kořeny dřevin jako vhodné eliminační opatření
- je evidentní, že nebyla procesu zalesnění části stavby odvodnění věnována patřičná pozornost resp. nebyla navržena adekvátní opatření

Jiným příkladem je situace u obce Pokřikov (okr. Chrudim), kdy výsadba mladého lesního porostu způsobila zamokření výše ležících pozemků, které musely být z důvodů nepřístupnosti vyřazeny z obhospodařování. Následně byla situace řešena technickým opatřením při převedení drenážních vod.

Na ploše, vytipované pro založení plantáže RRD nedošlo ke konfliktu zájmů, neboť byly vybrány pozemky, nacházející se v horních partiích systému odvodnění, současně však aktuální stav drenážního odvodnění vykazoval známky značného poškození (s projevy povrchového zamokření) ve střední a dolní části systému, což výsadba RRD nemohla již významně zhoršit.

Zalesněním jsou dosahovány následující efekty s ohledem ke změnám vodního režimu pozemku:

- zvýšení vlhkosti půdy v zóně aerace
- zlepšením tepelné bilance území snížením přehřívání povrchu půdy
- zvýšením intenzity filtrace vod do nižších zvodní (hydrogeologický aspekt)
- zvýšením úrovně hladiny podzemní vody první zvodně (zóny nasycení)
- zvýšením podílu intercepce a evapotranspirace
- lepším zachycením a využitím zimních srážek
- zvýšením diverzifikace vodních režimů v rámci povodí s dopady na zvýšení biodiverzity
- tvorbou kyselého humusu a rašelinění organické hmoty
- snížení procesů mineralizace organické hmoty v půdě
- zvýšením denitrifikace půdní a podzemní vody (redukci dusičnanů na oxidy dusíku a vzdušný dusík)
- změnou poměru produkčních a mimoprodukčních funkcí území směrem k posílení krajinně ekologických hodnot území, které jsou zpravidla v komplementárním vztahu a které se druhotně dotýkají řady dalších aspektů

Specifické jsou z tohoto pohledu rychle rostoucí dřeviny. Vlastností kořenového balu RRD (zejména jeho hloubka s ohledem na snadnost likvidace plantáže) se bude výrazně diferencovat podle místních, klimatických a hydrologických podmínek, avšak v dlouhodobém časovém horizontu zpravidla nebude závislá na geno-typu. Neboli k prorůstání do drenáže bude docházet prakticky vždy, budou-li se měnit v okolí drénu vzdušné a vláhové podmínky (tj. efekt přivádění vody drénem v době sucha a naopak

odvodňovací/zavzdušňovací efekt drenážní rýhy a drénu v době přemokření). Souvisí to tedy také s aktuální funkčností drenáže v konkrétním místě systému odvodnění.

Pozn.: Kořeny topolů při pěstování v hustém sponu prorůstají půdní profil v dlouhodobějším časovém horizontu do hloubky přibližně 60cm, kořeny vrb cca 40-50cm, avšak v případě trvalejšího nedostatku vláhy v půdě mohou proniknout i hlouběji, zejména do míst s vyšší vlhkostí v prostoru drenáží. V rámci průzkumu bylo dokumentováno opakované prorůstání kořenů vrb do potrubí z pálené hlíny v hloubce 110cm a jeho úplné zatemování v délce kolem dvou metrů.

Na základě provedených šetření v terénu a uplatněním průběžně pořizovaných poznatků k funkčnosti a příčinám závad systémů drenážního odvodnění, bylo potvrzeno vysoké riziko zarůstání drenážního potrubí kořeny vysazených dřevin a zpravidla velmi časté nerespektování návaznosti funkcí všech částí stavby odvodnění. Tento aspekt se projevuje nejvýrazněji a plošně velmi četně při opomíjení souvislostí HOZ a POZ při údržbě a správě DVT/HOZ.

V souvislosti se zalesňováním v minulosti odvodněných pozemků bylo zjištěno následující:

- funkce drenáže se obecně podceňuje a nejsou realizována opatření minimalizující negativní ovlivnění sousedních, zejména výše ležících pozemků, tyto jsou pak ve vlhkých letech trvale zamokřeny (např. nesprávné převedení vody přes zalesněný pozemek, chybí instalace nových drenážních výustí po zkrácení délky svodného drénu na hranici lesa atd.)
- schází právní vědomí k tomuto typu staveb; vlastníky pozemků nejsou považovány za vodohospodářská díla, nevlastní zpravidla žádnou dokumentaci stavby a proto ani neplní povinnosti s tím související až do doby vzniku závažných problémů
- z důvodu nedostatku praxe pracovníků vodoprávních úřadů, neboť se problematice zemědělského odvodnění v uplynulých letech nevěnovala odpovídající pozornost, jsou vyjádření a rozhodnutí správních orgánů nejednotná a velmi individuální
- výkup pozemků pro zalesňování nebo výsadbu plantáží RRD se provádí bez ohledu k jeho umístění v rámci systému odvodnění, často se kupující dozvídají o existenci drenáží až později (existuje sice položka formuláře žádosti o existenci „meliorací“, nejsou však vytvořeny podmínky pro objektivní získání takové informace – viz dále)
- zlepšuje se povědomí dostupnosti povšechných údajů o stavbách odvodnění v informačním systému LPIS; jinou otázkou je úplnost a správnost takto evidovaných údajů (cca 10-15% staveb je zakresleno chybně nebo zcela chybí !)
- chybná státní politika uplynulých let při vedení archívů k hydromelioračním stavbám způsobila nepřehlednost působnosti jednotlivých orgánů (podniky Povodí, Lesy ČR, dříve také Pozemkový fond) a často ztrátu projektové dokumentace; to snižuje úspěšnost návrhu účinných opatření nebo jej značně prodražuje
- historické snímky jsou vhodným prostředkem k získání informací o minulém způsobu užívání pozemku a mohou doložit nebo potvrdit existenci drenážního odvodnění a ve vhodných podmínkách poskytnout podklady pro vytyčení podzemních liniových prvků systému
- drenážní systém ovlivňuje tvorbu povrchového odtoku a to jak v případě, kdy systém funguje (zvyšuje infiltrační schopnost povrchu půdy), tak v případě lokálních poruch (zamokřené místo a vývěr drenážních vod generuje erozivně účinný povrchový odtok)
- zalesněním a rozvojem kořenové hmoty se zvyšuje retence vody v oblasti kořenů cca o 8 – 10 %_{obj.}
- zalesnění mění vodní režim stanoviště obvykle směrem k vyššímu zamokření (pozitivní efekt souvisí se zvýšením retenčních schopností pozemku, ale i postupným znefunkčněním drenážního systému)
- z hlediska jakosti vody se zalesněním (viz efekty související se zvýšením vlhkosti půdy) zpomalí mineralizace organického dusíku, zvýší se denitrifikační činnost, odpadne vstup látek hnojením a ochranou rostlin; může se však dočasně zvýšit intenzita vyplavování organických látek (huminové kyseliny) do funkčních částí drenážního systému
- zalesněním se zlepší struktura půdy, zvýší se podíl infiltrace povrchové vody do půdy, zvýší se intercepce

Závěry

Pokud dochází k zalesnění celé drenážní skupiny (ta je identifikována dle příslušnosti drénů k jedné drenážní výusti), jedná se o optimální variantu zpracování návrhu zalesnění, kdy se minimalizují rizika budoucích střetů zájmů vlastníků či uživatelů dalších, nezalesněných částí stavby. Zároveň se mění podmínky existence stavby odvodnění jako celku a je pravděpodobné, že přitom dojde k zohlednění všech předpokládaných důsledků a oprávněných zájmů. S ohledem na zpravidla větší plošný rozsah u nás vybudovaných drenážních systémů, budou v praxi nastávat situace, kdy se zalesnění, nebo výsadba dřevin dotkne pouze části drenážního systému (viz obr.1).

Pro účel kvantifikace vlivu zalesnění na režim odtoku vod z dotčených pozemků jsou cenné průzkumy, popisující stav před realizací odvodnění a tedy podrobně vymezující příčiny zamokření. Tato informace je obsažena v projektové dokumentaci stavby odvodnění. Průzkum stavu systému odvodnění je třeba provést i aktuálně v době návrhu zalesnění.

Při úplné nebo částečné eliminaci odvodnění nesmí docházet k negativnímu ovlivnění sousedních pozemků a společných pozemků v rámci funkčního systému odvodnění (tj. s přihlédnutím k topologii odvodnění území - zvláště drenáží). V tomto smyslu jde o základní hledisko posuzování účinku zalesnění zemědělských ploch, odvodněných systematickou drenáží.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou NAZV v rámci projektu QI112A174.

Literatura

- Hirt, U., Wetzig, A., Amatya, M. D., Matranga, M. (2011): Impact of Seasonality on Artificial Drainage Discharge under Temperate Climate Conditions. *International Review of Hydrobiology* Volume 96, Issue 5, pages 561–577
- Kulhavý, Z., Fučík, P., Tlapáková, L. (2013): *Pracovní postupy eliminace negativních funkcí odvodňovacích zařízení v krajině*. Metodická příručka pro žadatele OPŽP. MŽP, VÚMOP v.v.i., 28s.+79s., ISBN 978-80-7212-589-0 http://www.mzp.cz/cz/priode_blizka_opatreni)
- Projekt VaV NAZV, QJ1320122 (2013-2017): Optimalizace managementu zalesňování zemědělské půdy ve vztahu ke zvýšení retenčního potenciálu krajiny.
- Tlapáková, L., Žaloudík, J., Pelíšek, I., Kulhavý, Z. (2014): Identifikace drenážních systémů pomocí dálkového průzkumu Země (úvod do problematiky). *Vodní hospodářství* č.2/2014, str.18-24, ISSN 1211-0760
- Topka, J. (2003): Zalesňování zemědělských půd a vyhotovení projektu. *Lesnická práce*. Roč. 82, č.7

Uplatnění výtopového infiltrometru v předpovědních a varovných systémech

Zbyněk Kulhavý

Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v. v. i., Žabovřeská 250, 156 27 Praha 5 - Zbraslav

Abstrakt

Příspěvek diskutuje přednosti a nedostatky využití přímých měření infiltrační schopnosti půdy pro stanovení rizika tvorby povrchového odtoku během přivalových srážek. Popisuje přístroj, vyvinutý za účelem doplnění předpovědních a varovných systémů, založený na automatizovaném způsobu testovacích měření infiltrace vody výtopou. Polní měřicí souprava, využívající membránové dávkovací čerpadlo, je koncipována prvotně jako přídatné čidlo měřících systémů, technické řešení však umožňuje využití i jako autonomního přístroje pro testování hydrofyzikálních vlastností půd.

Klíčová slova: měření infiltrace, infiltrometr, doba výtopy, protipovodňové varovné systémy

Úvod

Infiltrace dešťových srážek povrchem půdy je klíčovým procesem v rámci fungování předpovědních a varovných protipovodňových systémů, neboť předurčuje podmínky generování povrchového odtoku a kvantifikací rizik tohoto jevu v souvislosti s intenzitou a dobou trvání srážek. Schopnost půdy infiltrovat efektivní srážku se přitom mění v závislosti na charakteru povrchu i v závislosti na aktuální hydrologické situaci, zejména na zaplnění půdních pórů vodou – na vlhkosti půdy. Tyto podmínky následně ovlivňují i filtraci vody půdním profilem a celý srážko-odtokový proces v rámci dílčího povodí. Skutečností je, že variabilita infiltračních schopností povrchu je značně vysoká a je závislá na řadě dynamických i statických faktorů: způsobu užívání pozemků počínaje a přírodními podmínkami (např. svažitostí území, četností a světlostí preferenčních cest a režimem odtoku vod) konče. Náročnost přímých měření a zmíněná variabilita získaných hodnot pak zpravidla způsobuje příklon k nepřímému stanovení infiltrační schopnosti odvozením např. v numerických modelech nebo z jiných měřených veličin (z hladin podzemní vody, vlhkosti půdy, průtoků apod.). Informační systémy, pokud jsou napojeny na GSM přenosy, jsou připraveny poskytovat aktuální data – například intenzity a úhrny srážek. Předpovědní a varovná služba se současně potýká s nedostatkem času, který má vymezen ke zpracování dat. Pokud tedy lze provádět měření bezprostředně před příčinnou srážkou, vytvoří se časový náskok, který umožní soustředit pozornost na vlastní srážkový proces. Je praxí ověřenou skutečností, že stejná srážka (co do intenzity a doby trvání) vyvolá za určitých podmínek povrchový odtok, jindy nikoli. Tyto úvahy iniciovaly vývoj infiltrometru, který je vhodný pro automatizované varovné systémy i při vědomí složitosti všech souvislostí a obtíží při interpretaci naměřených dat.

Materiál a metody

Snižování infiltrační schopnosti povrchu pozemku pro vodu vede ke zvyšování rizika povrchového odtoku. Přímé měření infiltrace v terénu se zpravidla provádí v rámci experimentálních prací, pro svoji pracnost a metodickou náročnost i pro obtížnou interpretovatelnost výsledků. Základními parametry infiltrace jsou změna rychlosti infiltrace v čase a časový průběh kumulativního úhrnu infiltrované vody při konkrétních hydraulických (tlakových) poměrech zkoušky. Pro komplexní měření se v hydrologické experimentální praxi používá dešťový simulátor, který právě po překročení schopnosti vsakovat simulovanou srážku, generuje povrchový odtok a v závislosti na velikosti zadešťované plochy poskytuje k daným účelům článku reprezentativní výsledky. Jde však o provozně složité zařízení, zpravidla větších půdorysných rozměrů, náročné na vydatnost vodního zdroje. Alternativou mohou být výtopové infiltrometry, u nichž však intenzita přítoku není regulována, tudíž poskytují data, získaná za mezních podmínek. Obecně se tradiční využití polních dešťových simulátorů a

infiltrometrů zásadně liší od využití ve varovných systémech a jejich přestavba či doplnění jsou náročné (nehledě k vysokým prvotním pořizovacím nákladům).

Navržené a následně průmyslově realizované řešení sdružuje vlastnosti dešťového simulátoru (volitelnou intenzitou zadešťování odpovídající reálné srážce) a výtopového infiltrometru (se stanovením doby výtopy k předem zvolené tlakové výšce infiltrace, respektující místní podmínky tvorby povrchového odtoku). Takové řešení poskytuje jednoznačný údaj (dobu výtopy), který lze přímo distribuovat informačními systémy (např. formou SMS zprávy odeslanou do dispečinku, ale i jinými informačními kanály) jako varování o riziku vytvoření povrchového odtoku v případě, že bude srážkoměrnými stanicemi aktuálně naměřena srážka, korespondující se srážkou testovací. V opačném případě lze měřenou srážku vyhodnotit jako málo rizikovou na základě faktu, že nebyla v průběhu testování překročena infiltrační schopnost půdy v konkrétních podmínkách. Porovnává se doba výtopy s dobou trvání zátěžového deště, případně úhrny a intenzity deště resp. infiltrace do půdy. Tento postup výrazně zkrátí čas mezi pozorovanou příčinou, kterou je aktuálně naměřená srážka a odůvodněným rozhodnutím krizového managementu. V případě vyhlášení protipovodňových opatření je v podmínkách malých povodí reakční doba velmi krátká, zpravidla v řádku desítek minut.

Dobou výtopy (time to ponding - ponding time - t_p) je čas, který počítáme od začátku srážky k vytvoření povrchového odtoku. Pro účel článku jej můžeme také vnímat jako dobu, během níž se vytvoří na povrchu souvislá vrstva infiltrující vody (v našem případě s předem nastavenou výškou hladiny na měřicím hrotu – zpravidla v řádu jednotek *mm*). Termín byl popsán v rámci teorie Greena a Ampta (1911) a dále rozpracován řadou autorů, souhrnně popsán např. Kutílkem a Nielsenem (1994). Po úpravě dvouparametrického aproximačního vztahu rychlosti infiltrace podle Philipa (1957), viz rovnice (1), používá Kovář a Štibinger (2009) pro odhad doby výtopy při intenzivní přívalové srážce vztah, popsáný rovnicí (2):

$$v(t) = \frac{I}{2} S \cdot t^{-0,5} + A \quad (1)$$

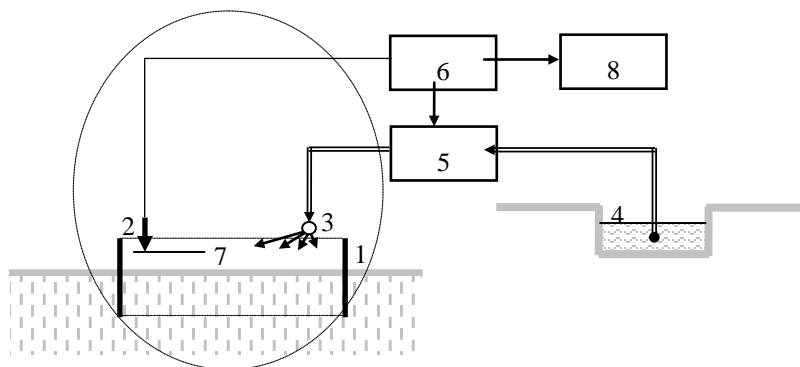
$$t_p = \frac{S^2}{2R(R - A)} + \frac{A \cdot S^2}{4R(R - A)^2} \quad (2)$$

kde S – je sorptivita [$L \cdot T^{0,5}$]; A – je součinitel dlouhodobé infiltrace [$L \cdot T^{-1}$]; R – je intenzita přívalové srážky [$L \cdot T^{-1}$]; $v(t)$ – je intenzita infiltrace [$L \cdot T^{-1}$]; t_p – je doba výtopy [T].

Výše uvedené vztahy jsou s výhodou užity pro následnou interpretaci výsledků měření přístrojem.

Vlastní testování povrchu pozemku za účelem stanovení doby výtopy a její porovnání s parametry návrhové srážky se provádí v pravidelných nebo nepravidelných časových intervalech (1x týdně, denně apod.), nebo nejlépe řízeným spuštěním testu pouze v případě rizika výskytu srážek, kdy lze přihlídnout i k aktuálnímu vývoji meteorologické situace a podle toho upravit parametry testování (výběr vhodné testovací srážky). Voleným zátěžovým parametrem je intenzita deště a doba jeho trvání v závislosti na zvolené periodicitě opakování – viz obr. 2. Předpokládá se provedení několika opakovaných měření bezprostředně po sobě nebo souběžně a vhodné statistické vyhodnocení získaných výsledků. Zařízení je konstrukčně přizpůsobeno pro realizaci až čtyř nezávislých měření.

Popsaná konstrukce je chráněna udělenými užitnými vzory UV23245 a UV26615, odbočenými z patentových přihlášek, které jsou nadále v řízení. Výroba prototypů zařízení byla realizována ve spolupráci s firmou ADCIS, s.r.o., se sídlem v Pardubicích. Firma se po roce 2012 podílela na návrhu a výrobě elektronické části včetně vývoje software řídicí mikropočítačové jednotky. Zařízení pracuje jako autonomní měřicí přístroj, nebo jej lze použít jako čidlo integrovaných měřicích a varovných systémů.



Obr. 1: Schéma konstrukčního uspořádání (1 – vymežovací válec zaražený do půdy; 2 – hladinový hrot; 3 – zadešťovací tryska; 4 – zdroj vody; 5 – dávkovací čerpadlo; 6 – řídicí elektronika; 7 – hladina vody; 8 – datalogger, případně externí meteorologická stanice nebo varovný systém).

Předpokládají se následující etapy přípravy, měření a vyhodnocení měření:

- rozmístit infiltrační jednotky v reprezentativním místě měření infiltrace (je dáno předpokládaným souběhem a periodicitou testování, dále hydrofyzikálními vlastnostmi půd, využitím pozemku atd.);
- zvolit čas začátku testování infiltračního potenciálu stanoviště (zpravidla na základě identifikace zvýšeného rizika výskytu srážek či nebezpečí tvorby povrchového odtoku);
- vybrat i-tou infiltrační jednotku, případně zvolit souběžný/postupný provoz několika infiltračních jednotek (se stejnými nebo různými parametry zadešťování);
- zvolit intenzitu zadešťování (dáno stanovištními podmínkami a nastavením periodicity kritického deště), program umožňuje používat konstantní nebo po úsecích proměnlivou intenzitu;
- zvolit výšku počáteční povrchové akumulace vody, tj. nastavit výšku hladinového hrotu nad infiltrovaným povrchem (zohledňuje podmínky svažitosti, typ povrchu včetně prováděné agrotechniky a další známé vlivy);
- údaje o provozu jsou registrovány v dataloggeru a v souvislosti s provozem varovných systémů je určující zejména: intenzita zadešťování a doba výtopy (tj. doba potřebná k dosažení nastavené nejvyšší úrovně hladiny vody nad infiltrovaným povrchem půdy ve vymežovacím válci).

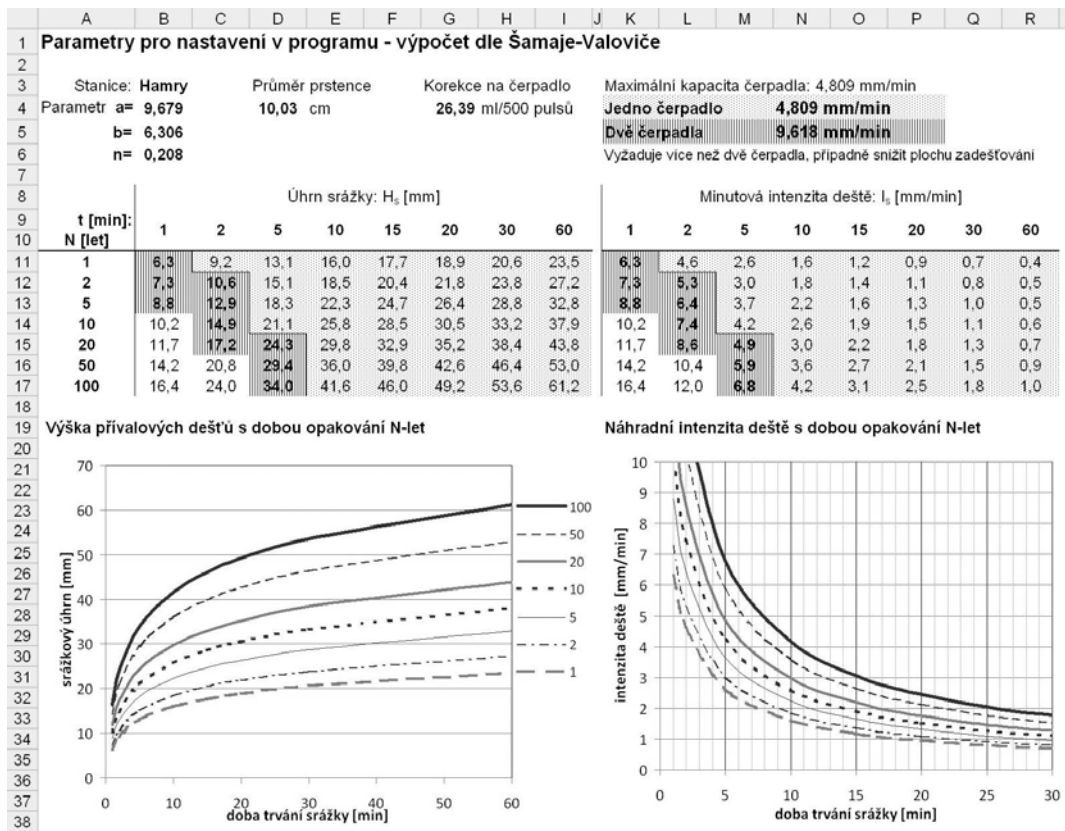
Po zahájení umělého zadešťování o předem zvolených parametrech dochází v *první fázi měření* k nepřerušované infiltraci tak dlouho, dokud nedojde k prvnímu dosažení kontrolního hladinového hrotu ve vymežovacím válci. V této fázi bývá dominantní charakteristikou zkoušky sorptivita půdy. Naměřená doba výtopy odpovídá konkrétním podmínkám stanoviště a jde o hodnotu, na jejímž základě lze generovat výstrahy varovného systému.

Měření následně přechází do *druhé fáze měření infiltrace* výtopou. Úroveň hladiny je udržována přerušovaným zapínáním a vypínáním čerpadla v závislosti na dosažení hladinového hrotu stoupající hladinou vody. Přívod vody dávkovací jednotkou v této fázi probíhá zpravidla maximální možnou intenzitou přítoku. Toto měření poskytuje data pro tradiční vyhodnocení celého průběhu infiltrace. V této fázi je dominantní charakteristikou zkoušky dlouhodobá infiltrace. Druhá fáze bude probíhat po předem nastavenou dobu (např. v řádu desítek minut), případně může být zcela vynechána.

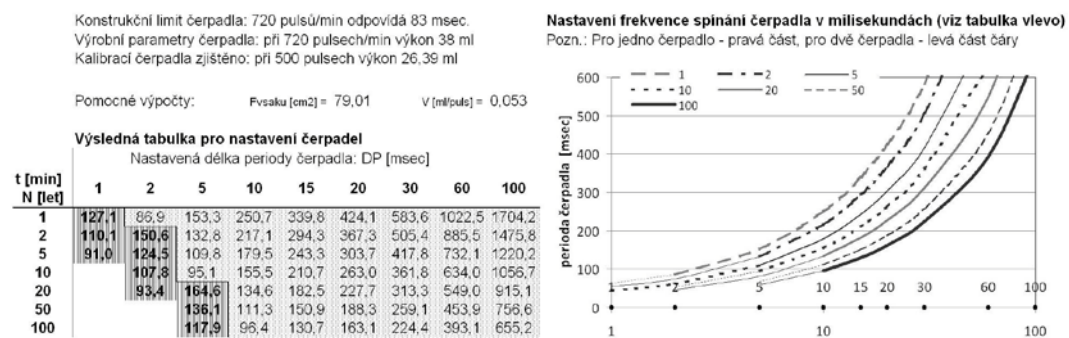
Konstrukční řešení

Kontinuální infiltrometr se skládá z volitelného počtu infiltračních jednotek (položky 1, 2, 3 a 5 podle obr. 1), rozmístěných v místě měření, např. v areálu meteorologické stanice. Infiltrační jednotky mají společný zdroj vody (například kanystr, vodoteč nebo vodní nádrž) a společný datalogger resp. komunikační linky (GSM, kabelová připojení apod.). Vymežovací válec je zatlačen do povrchu půdy tak, aby definoval infiltrační oblast a vertikálně usměrnil proces infiltrace v povrchové vrstvě. Shora je instalován výškově nastavitelný hladinový hrot, který umožňuje na elektrickém principu kontrolovat dosažení nastavené výšky maximálního zatopení vymežovacího válce. Instalace každé infiltrační jednotky je provedena tak, aby neovlivňovala proces sycení půdního profilu přirozenými dešťovými

srážkami shora ani proces kapilárního syčení půdních vrstev zdola. Podél vnitřní stěny vymežovacího válce je instalována zadešťovací tryska takovým způsobem, aby nedocházelo ke ztrátám vody mimo vymezený prostor infiltrace. Provozní režim dávkovací jednotky vody je monitorován dataloggerem a provoz je řízen řídicí jednotkou.



Obr. 2: Odvození limitních hodnot zátěžových dešťů pro srážkoměrnou stanici Hamry (okr. Chrudim).



Obr. 3: Nastavení frekvence čerpání dávkovacím čerpadlem podle zvoleného zátěžového deště pro průměr vymežovacího infiltračního válce 100mm.

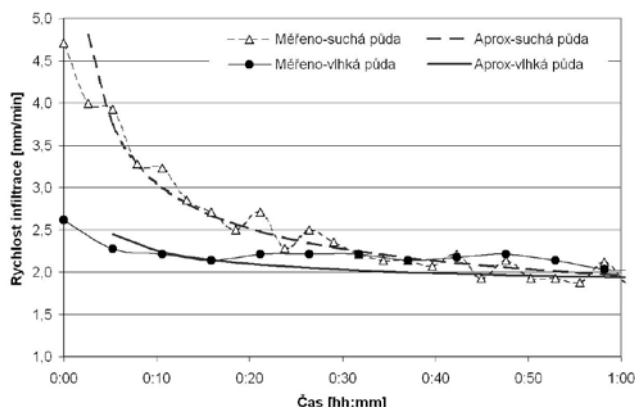
V konkrétním provedení plní funkci dávkovací jednotky vody elektromagnetické membránové dávkovací čerpadlo IWAKI model HRP-54H-1P2 (vestavné, horizontální, s pulzním ovládáním, s napájecím napětím 12V, s digitálně řízeným rozsahem zdvihů 0 až 720 zdvihů.min⁻¹, což reprezentuje maximální průtok jedním čerpadlem až 38 ml.min⁻¹). Kontinuální infiltrometr založený na diskrétních elektronických součástkách by vyroben v roce 2010 ve Výzkumném ústavu meliorací a ochrany půdy v.v.i. a byl připojen na meteorologickou stanici fy. Fiedler-Mágr, České Budějovice. Testování provozu proběhlo v letech 2010-11. V roce 2013 byla provedena zásadní inovace zařízení směrem k uplatnění mikroprocesorové řídicí jednotky, což umožnilo programovat další funkce

zařízení nejen pro zjednodušení obsluhy (režim zavodnění systému, kalibrace, výběr parametrů zadržování atd.), ale i s cílem podpory multifunkčnosti využití (autonomní infiltrometr, laboratorní propustoměr, permeametr pro maloprofilové půdní sondy s doplňovanou nebo odčerpávanou vodou a udržovanou konstantní hladinou – viz UV26615).

Na obr. 3 jsou vypočteny pracovní frekvence jednoho čerpadla nebo souběžně zapojené dvojice čerpadel pro zajištění požadované intenzity testovací srážky. Průměr vymezovacího infiltračního válce je optimalizován pro výkon použitých čerpadel a lze jej libovolně měnit. Podle zvoleného průměru jsou přepočteny tabulky intenzit testovací srážky, vyjádřené hodnotou frekvence spínání čerpadla.

Experimentální měření infiltrace na lokalitě Pokřikov

Princip využití infiltrometru lze dokladovat na experimentálních datech. Měření infiltrace výtopou probíhalo od roku 2012 na zemědělsky využívaných pozemcích poblíž obce Pokřikov (okr. Chrudim) za různých vlhkostních stavů půdy. Z měřených dat jsou pro účel příspěvku vybrány dva charakteristické soubory: pro podmínky s vyšší vlhkostí půdy (dále označované „vlhká půda“; kdy ze tří neporušených vzorků byla v laboratoři gravimetricky stanovena průměrná objemová vlhkost půdy 42.6 %) a pro podmínky s nižší vlhkostí půdy (označované „suchá půda“; průměrná objemová vlhkost půdy 28.6 %). Měření přímo nesouviselo s predikcí přívalových srážek a s generováním povrchového odtoku, přesto se hodí pro dokumentaci principu přístroje a metody. Na obr. 4 je doložen výsek měření infiltrační rychlosti a jejich následná aproximace parametry podle rovnice (1). Suchá půda se vyznačuje vyšší sorptivitou (asi 3x vyšší než půda vlhká), obě měření se shodně blíží ustálené hodnotě dlouhodobé infiltrace 1.2 až 1.8 mm.min⁻¹, na obrázku dosahuje po 1 hodině měření rychlost kolem 2.0 mm.min⁻¹. Tím jsou charakterizovány rozdílné půdní vlastnosti v průběhu infiltrace vody z povrchu pozemku; dále jsou používány parametrizované aproximace měřených hodnot S a A , viz rovnice (1) a (2).



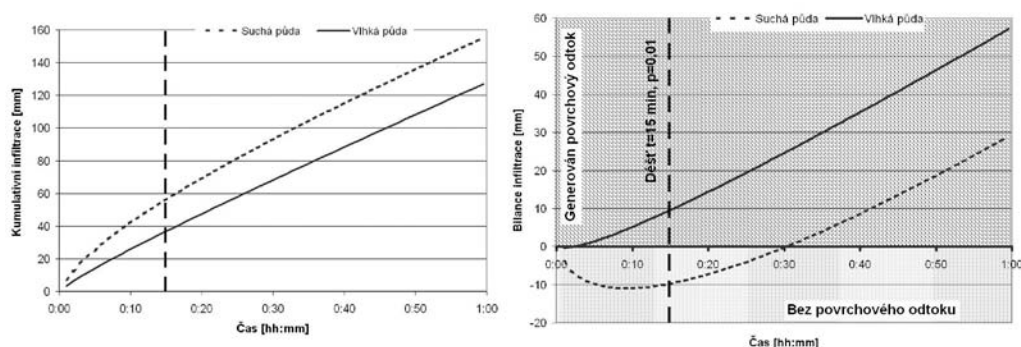
Obr. 4: Skutečný a aproximovaný průběh infiltrace na lokalitě Pokřikov za různých počátečních vlhkostí půdy při měření infiltrace (vlhká půda = 42.6 %_{obj.}; suchá půda = 28.6 %_{obj.}). Aproximací podle rovnice Philipa (1) odvozeny parametry infiltračních křivek: vlhká půda $S = 0.0876$ [mm.min^{-0.5}]; $A = 1.7250$ [mm.min⁻¹]; suchá půda $S = 0.3094$ [mm.min^{-0.5}]; $A = 1.2060$ [mm.min⁻¹].

Výsledky a diskuse

Riziko vytvoření povrchového odtoku po přívalové srážce zvolených parametrů bude modelově stanoveno třemi metodami: bilančním výpočtem po časových úsecích (viz obr. 5), dále kontinuálně, užitím rovnice (2) a nakonec přímým měřením doby výtopy (tj. času prvního dosažení hladinového hrotu popisovaného přístroje). Pro nedalekou stanici Hamry byly odečteny parametry přívalové srážky a pro testování byla zvolena 15-ti minutová srážka s dobou opakování 1x za 100 let (viz obr. 2). Z levého grafu obr. 5 je patrné, že povrchový odtok nastane tehdy, pokud bude povrch půdy zatížen kumulativním úhrnem srážky 55.8 mm pro suchou půdu a 36.5 mm pro vlhkou půdu. Ovšem při zohlednění intenzity srážky (zde použita konstantní intenzita) lze vyčíst na pravém grafu obr. 5, že po uplynutí 2. minuty od počátku srážky se začne u vlhké půdy vytvářet souvislá vrstvička vody na

povrchu, což lze vnímat jako počátek generování povrchového odtoku. U suché půdy je tento termín posunut na 30. minutu od začátku srážky. Pokud bude testovací srážka trvat 15 minut, nedojde u suché půdy k povrchovému odtoku a infiltrační schopnost půdy bude dostatečná.

Po dosažení hodnot z infiltrační odvozených parametrů do vzorce (2) je vypočtena pro vlhkou půdu doba výtopy $t_p = 2 \text{ min } 13 \text{ sec}$, což koresponduje s výsledkem bilanční metody; pro suchou půdu vychází $t_p = 16 \text{ min } 00 \text{ sec}$, což je méně než výsledek stanovený bilanční metodou, přesto by nemělo ani v tomto případě dojít k povrchovému odtoku. Reálná data poskytuje také popisovaný přístroj, který dobu výtopy zobrazí přímo na displeji ve vteřinách. Měření doby výtopy jsou při testování přístroje prováděna, nikoli však v případě vybraných příkladů zkoušek. Uvedený princip je však vždy zachován. Hlavní testovací práce proběhnou v roce 2014 v souvislosti s upřesňováním metodiky zařazení přístroje do předpovědního a varovného systému na meteorologické stanici v Pokřikově.



Obr. 5: Podmínky generování povrchového odtoku pro vlhkou a suchou půdu a pro testovací přívalový déšť (stanice Hamry; $t = 15 \text{ min}$; $p = 0.01$; $R = 46 \text{ mm}/15 \text{ min}$, tj. $I_s = 3.07 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$). Obrázek vlevo: časový průběh aproximované kumulativní infiltrace v mm; obrázek vpravo: bilance povrchu půdy při srážce $BIL = R - INF$ [kladné hodnoty → generován povrchový odtok; záporné hodnoty → není překročena infiltrační schopnost půdy].

Přednosti a nedostatky využití přímých měření

Hlavní výhodou přímých měření je zohlednění všech přírodních procesů, ovlivňujících výsledek zkoušky. Zařízení je zaměřeno především na popis vlivu vlhkosti půdy (nasycení během předchozích srážek) a vlivu dalších hydrofyzikálních vlastností povrchu půdy (zohledňující způsob využití pozemku, užitou agrotechniku, kompakci, biogenní faktory a další). Přímé měření poskytuje zpravidla řadu dílčích výsledků, které lze využít k hodnocení reprezentativnosti podmínek zkoušky (např. vedle doby výtopy i parametry infiltrace). Měření tak může sloužit k verifikaci souběžně praktikovaných nepřímých, výpočtových metod. Umožňuje také vzájemné porovnání výsledků v rámci jednoho stanoviště (vývoj parametrů během sezóny nebo meziročně) nebo porovnání v rámci různých lokalit.

Nevýhody přímých měření jsou provozní a časová náročnost – automatizace měření tyto nevýhody částečně eliminuje; pravidelná kontrola zařízení a údržba jsou však nutnou podmínkou. Vysoká variabilita získaných výsledků infiltračních měření, daná nehomogenitou půdního prostředí (u měření výtopou zejména nepravidelným výskytem preferenčních cest), je základním nedostatkem přímých měření, zvláště pokud metody využívají malou plochu povrchu půdy. V takovém případě je nutnou podmínkou opakování zkoušky, porovnání výsledků nebo jejich statistické zpracování, případně vytvoření kontrolních mechanismů – empirie, porovnání s výsledky numerických modelů apod. V případě představeného přístroje se předpokládá provedení opakovaných zkoušek na různých infiltračních jednotkách během jedné kampaně testování (slouží ke srovnání časů doby výtopy) a provedení obou fází měření (druhá fáze slouží ke kontrole parametrů dlouhodobé infiltrace).

Zásady metodiky provozu zařízení v předpovědních a varovných systémech

Využívána bude varianta s komunikací na dálku (např. zapojení do systému řídicích jednotek meteorologických stanic) pro předání povelu k zahájení testování i pro předání výsledků měření.

V rámci instalace na lokalitě se provede rozmístění infiltračních jednotek (vtlačení vymežovacího infiltračního válce do půdy, instalace zadržovací trysky a nastavení hladinového hrotu), zavodnění systému (trubiček a čerpadla) mimo zadržovací trysku, kalibrace, sestavení a zapnutí přístroje. V rámci pravidelného denního dohledu bude prováděna kontrola stavu hydraulického systému (dolití vody, odvětrání) a zejména kontrola stavu povrchu půdy v infiltračních jednotkách. V případě potřeby lze provést změnu místa jedné nebo několika infiltračních jednotek, případně otestovat funkčnost zařízení.

Závěry

Předností zvoleného řešení je přímé a jednoznačné poskytnutí času, přibližně odpovídajícího době výtopy, závislé na zvolené kritické charakteristice deště. Instalace přístroje minimalizuje nežádoucí ovlivnění podmínek infiltrace, zejména respektuje vlhkost půdy, vliv vegetace, vlastnosti povrchu atd. Kontinuální infiltrometr nalezne uplatnění jako autonomní čidlo stabilních či mobilních (lokálních meteorologických, agro-meteorologických) stanic s doplněnou funkcí generování varovných hlášení o riziku vzniku povrchového odtoku, s tím souvisejícím riziku lokálních bleskových povodní nebo poskytne kalibrační hodnoty sofistikovanějších modelových řešení srážko-odtokových vztahů. Generování výstrahy je u popsaného řešení založeno buď na přímé interpretaci okamžitých výsledků měření nebo zprostředkovaně pomocí souběžně provozovaných numerických modelů.

V terénu může být přístroj využit pro automatizované měření tradiční infiltrace výtopou (jednoválcová nebo dvouválcová metoda – umožňuje souběžný nezávislý provoz dvojice čerpadel vnitřního a vnějšího infiltračního válce se dvěma hladinovými hroty). Pro další zvýšení užitné hodnoty přístroje a univerzálnost použití byly externí části zařízení modifikovány také jako zemní sonda, doplněná sintrovým filtrem, která může plnit funkci permeometru, založeného na principu plněné resp. čerpané sondy s udržovanou konstantní hladinou v sondě. Zařízení může být použito také pro laboratorní měření hydraulické vodivosti odebraných neporušených vzorků půdy (viz UV26615). Výroba zařízení je zabezpečena spoluprací VÚMOP, v.v.i. a fy ADCIS, s.r.o.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou NAZV v rámci projektu QJ1220050.

Literatura

- Green, W. H., Ampt, G. A. (1911): Studies on soil physics: I. Flow of air and water through soils. *J.Agric.Sci.* 4:1-24
- Kovář, P., Štibinger, J. (2009): Terénní experimentální průzkum na vybraných územích s agrárními valy. Výzkumná zpráva A09/09, projekt MZe ČR QH 82126, ČZU v Praze
- Kulhavý, Z., Čmelík, M. (2012): Kontinuální infiltrometr. Přihláška patentu PV 2011-245 a užitný vzor UV23245, VÚMOP, v.v.i.
- Kulhavý, Z., Čmelík, M., Pelíšek, I. (2014): Souprava infiltrometru a permeometru s dávkovacím čerpadlem. Přihláška patentu PV 2013-814 a užitný vzor UV 26615, VÚMOP, v.v.i.
- Kutílek, M., Nielsen, D. R. (1994): Soil Hydrology. Geo-Ecology. Textbook. Cremlingen Destedt, Catena Verlag, ISBN 3-923381-26-3
- Philip, J. R. (1957): The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil.Sci.* 84:257-267
- Šamaj, F., Valovič, J., Brázdil, R., (1983): Denné úhrny zrážok s mimoriadnou vydatnosťou v ČSSR v období 1901–1980. Sborník prác SHMÚ, Alfa, Bratislava.
- Vaššová, D., Kovář, P., 2011: Program DES_RAIN. Uživatelská příručka. http://fzp.czu.cz/vyzkum/programs/des_rain/des_rain.pdf

Impacts of sulphur and nitrogen deposition on surface water chemistry: Long-term monitoring in small forested catchments

Zora Lachmanová, Kateřina Neudertová Hellebrandová, Zdeněk Vícha

Forestry and Game Management Research Institute, Strnady 136, 252 02 Jíloviště

Abstract

Elevated N deposition to forest ecosystems can lead to N-saturation with resultant ecosystem damage and leaching of nitrate to surface waters. With respect to S and N bulk deposition we investigated concentrations and fluxes of S-SO₄²⁻ and both inorganic N species (N-NO₃⁻ and N-NH₄⁺) in stream water at three forested catchments in the Czech Republic. During the period 1995 – 2010 a significant decreasing trend for stream N-NO₃⁻ concentrations was detected at one studied catchment, presumably due to decreased acid deposition. N input via bulk deposition to study catchments remains relatively high, above 10 kg ha⁻¹ a⁻¹. Results of input-output budget, assessed for the period 2000 – 2010, indicate that one of these catchments has been N-saturated.

Keywords: stream water, deposition, sulphur, nitrogen, nitrate leaching, forest ecosystem

Introduction

Since the late 19th century until its peak in the mid-1980s, sulphur (SO₂) emissions in Europe increased by a factor of seven, while nitrogen emissions increased by a factor near five, correlated with a similar increase in acid deposition (Schöpp et al. 2003). Atmospheric deposition has an impact on forest ecosystems through eutrophication by N and soil acidification. Forest ecosystems with a continuous elevated N input may approach N-saturation (Aber et al. 1989). In this stage, the leaching of N, mostly as nitrate will increase. The input of S into forest soils has decreased strongly during the past couple of decades due to the reduction in SO₂ emissions, but there has been no corresponding decrease in N deposition (EEA 2011; Lorenz and Becher 2012). The aim of this study was to determine effects of elevated N and S inputs on element budget and stream water chemistry at three forested catchments.

Material and Methods

We studied three small forested catchments, namely Malá Ráztoka in the Moravian-Silesian Beskids (MR), U Vodárny in Jeseníky Mts. (JE), and Pekelský potok at Želivka water reservoir (ZE) (tab. 1).

In 1953 the research at mountainous catchment MR started in order to study the impact of forest management on hydrological regime. After twelve-year calibrating period 50 % of mature beech forest was felled (clear strip felling) and reforested with Norway spruce. In the 1980s extensive forest damages were observed in Beskids, the forest within MR catchment was repeatedly treated with 3 tons of dolomitic limestone per hectare in 1983, 1985 and 1987.

Hydrological measurements started at mountainous catchment JE in 1988. Forest management of small units has been applied and mature Norway spruce forest is dominated. At this catchment application of dolomitic limestone was performed in 1992.

ZE catchment is situated in the central part of the Czech Republic, with a relatively low pollution load. Hydrological regime and the impact of forest on water quality have been studied here since 1970s (Lochman et al. 2005).

In this study we evaluated stream water data from the period 1995 – 2010, S and N budget was constructed for a period of 2000 – 2010. Retention of S and N compounds was calculated by comparing annual input in bulk precipitation with stream output.

The output from the catchments via surface water was monitored by water-level recorders on flumes. Annual stream water fluxes of S-SO₄²⁻ and dissolved inorganic N (N-NO₃⁺ + N-NH₄⁺) were computed using annual discharge-weighted average concentrations and annual water flux.

Bulk precipitation was collected using two rainfall collectors during the snow-free period and with two snow collectors during the winter. Bulk precipitation was multiplied by individual water quantities to determine annual fluxes. We use bulk deposition to estimate S and N input, since throughfall was not measured at MR and JE catchment.

Stream water and precipitation samples were taken at 2 to 4 week intervals, and the analyses performed on a monthly basis. All chemical analyses were performed in the Laboratories of the Forestry and Game Management Research Institute, Jíloviště – Strnady. Sulphate (S-SO₄²⁻) and nitrate (N-NO₃⁺) were determined by ion chromatography, ammonium (N-NH₄⁺) by spectrophotometry. Laboratory methods were in agreement with recommendations of the ICP Forests manual (earlier versions and ICP Forests, 2010).

For examining temporal trends the Mann-Kendall non-parametric test was applied using annual data (Helsel and Hirsch 1992). Seasonal Mann-Kendall test was carried out to revealed seasonality in monthly concentrations.

Table 1: Characteristics of study catchments.

Site	Malá Ráztoka	U Vodárny	Želivka
Location	49°30' N 18°15' E	50°12' N 17°13' E	49°40' N 15°14' E
Elevation (m)	602 - 1084	560-934	360-471
Catchment area (ha)	207	145	119
Bedrock (prevailing)	Sandstone	Amphibolite	Gneiss
Soil type (prevailing)	Podzol Cambisol	Cambisol	Cambisol
Vegetation (prevailing)	Spruce Beech	Spruce	Spruce
Mean temperature (°C)	6.9	7.4	8.0
Mean precipitation (mm)	1250	1054	660
Mean discharge (l s ⁻¹ km ⁻²)	29	12.2	4
Mean stream water pH	7.0	7.5	7.6
Forest floor C/N*	17	20	26

* MR and JE 2005, ZE 2006

Results and Discussion

Table 2 summarizes mean concentrations in stream water and bulk precipitation at all studied catchments for the period 2000 – 2010. Figure 1 shows monthly variation of the N-NO₃⁻ and S-SO₄²⁻

stream water concentrations measured during the 1995 – 2010 period. At all studied catchments stream N-NO_3^- concentrations showed seasonal variation related to snow melt and biological retention processes (tab. 3). The mean stream water N-NO_3^- concentration at mountainous MR and JE catchments was almost three times higher than at ZE catchment. In relation to four (0 – 3) progressive stages of N saturation based on changes in seasonality and levels of leaching in streams, ZE catchment belongs to stage 1, where is a strong seasonality in N-NO_3^- concentrations, some N-NO_3^- appears in the growing season and winter–spring N-NO_3^- concentrations peak at up to 1 mg L^{-1} (Stoddard, 1994). JE and MR catchments belong to transition stage between 2 and 3 with permanently high N-NO_3^- concentration ($>1 \text{ mg L}^{-1}$) but still a weak seasonal pattern was visible. Stream water N-NO_3^- concentrations higher than 2 mg L^{-1} were measured at MR in the growing season 2002 and 2003, at JE catchment in growing seasons in the late 1990s.

Data of N-NO_3^- , N-NH_4^+ and S-SO_4^{2-} concentrations were analysed showing different temporal patterns for the three catchments. Decreases in stream water S-SO_4^{2-} and N-NO_3^- concentrations were significant for JE catchment during the period 1995 – 2010, and also since 2000 (tab. 3). No significant trend for S-SO_4^{2-} and N-NO_3^- concentrations was observed at any other catchment. The N-NH_4^+ concentration of the stream showed a significant decrease at JE and ZE between 1995 and 2010.

Table 2: Discharge weighted mean stream water concentration and volume weighted mean concentration in bulk precipitation at study catchments for the period from 2000 to 2010.

	Stream water mg L^{-1}			Bulk precipitation mg L^{-1}		
	N-NH_4^+	N-NO_3^-	S-SO_4^{2-}	N-NH_4^+	N-NO_3^-	S-SO_4^{2-}
MR	0.04	1.44	3.98	0.65	0.55	0.86
JE	0.04	1.32	6.70	0.89	0.72	0.79
ZE	0.03	0.52	5.99	0.72	0.69	0.70

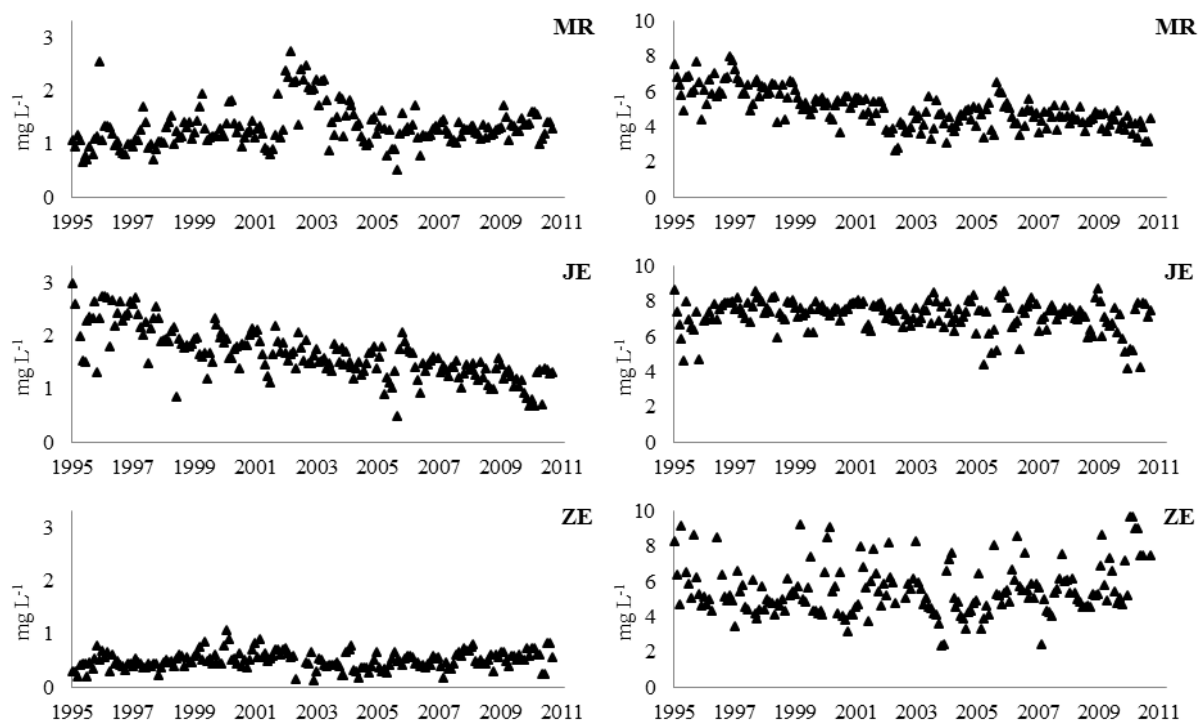


Fig. 1: Monthly concentrations of N-NO_3^- (left side) and S-SO_4^{2-} (right side) in stream water at study catchments.

Table 3: Results of Mann-Kendall tests for concentrations of S-SO₄²⁻ and both N inorganic species in stream water and for bulk deposition.

			N-NH ₄ ⁺		N-NO ₃ ⁻		N		S-SO ₄ ²⁻	
			p	trend	p	trend	p	trend	p	trend
annual time series										
MR	stream water	2000 - 2010	0,879		0,761				1,000	
	bulk deposition	2000 - 2010	0,218		0,445		0,283		0,060	
	stream water	1995 - 2010	0,228		0,079				0,506	
JE	stream water	2000 - 2010	0,218		0,000	↓			0,041	↓
	bulk deposition	2000 - 2010	1,000		0,283		0,879		0,648	
	stream water	1995 - 2010	0,002	↓	0,000	↓			0,011	↓
ZE	stream water	2000 - 2010	0,761		0,359				0,359	
	bulk deposition	2000 - 2010	1,000		0,121		0,879		0,445	
	stream water	1995 - 2010	0,005	↓	0,350				0,757	
seasonal time series										
MR	stream water	1995 - 2010			0,033					
JE	stream water	1995 - 2010			0,006					
ZE	stream water	1995 - 2010			0,015					

Table 4: Mean dissolved input and output at study catchments for the period from 2000 to 2010.

	Output kg ha ⁻¹ a ⁻¹				Bulk deposition kg ha ⁻¹ a ⁻¹			
	N-NH ₄ ⁺	N-NO ₃ ⁻	N	S-SO ₄ ²⁻	N-NH ₄ ⁺	N-NO ₃ ⁻	N	S-SO ₄ ²⁻
MR	0.4	12.4	12.7	34.8	8.7	6.8	15.4	10.8
JE	0.2	5.3	5.5	28.0	9.4	7.7	17.1	8.7
ZE	0.0	0.4	0.4	4.5	5.2	5.1	10.3	5.2

Mean annual S and N fluxes are expressed in table 4. Input was assumed to be element flux in bulk precipitation, and its validity is restricted in the case of chemical constituents with a significant dry deposition captured by the canopy, mainly S-SO₄²⁻. On the other hand, N compounds can be retained and assimilated in the canopy (Draaijers & Erisman 1995) therefore in this study bulk precipitation was considered a good measure of total N input to the catchments.

During 2000 – 2010, S fluxes in bulk deposition were relatively low and remained constant (fig. 2). There was high annual variation in N bulk deposition, with no clear long-term decrease. Ammonium was dominant form of N input. The variation in N bulk deposition was clearly related to the annual variation in the amount of precipitation.

Trends in deposition chemistry were compared to the chemical evolution of stream water representing the output of the study catchment. Most studies show that reductions in S and N deposition observed over the last 10 – 15 years are reflected in a decrease of S-SO₄²⁻ and N-NO₃⁻ concentrations in stream water (Gundersen et al. 2006, Oulehle et al. 2006), however no relation between bulk deposition and stream water chemistry was significant at any of studied catchments in the period 2000 – 2010. The lack of relation between bulk deposition and stream water concentration may be due to the relatively small changes in the deposition of N and S-SO₄²⁻ in this period.

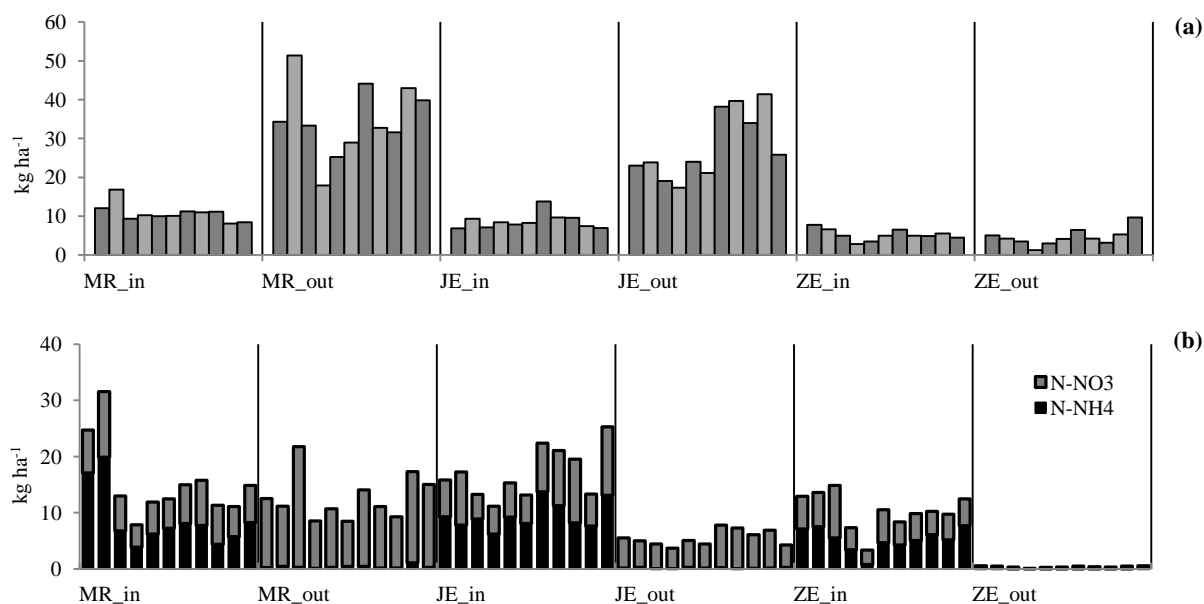


Fig. 2: Bulk deposition and stream water fluxes of S-SO₄²⁻ (a) and N (b) in study catchments between 2000 and 2010. (_in – annual deposition in kg ha⁻¹; _out – annual stream output in kg ha⁻¹).

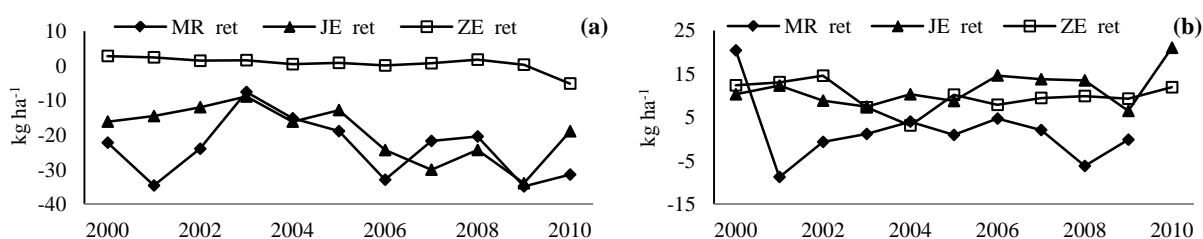


Fig. 3: Retention of S-SO₄²⁻ (a) and N (b) in study catchments between 2000 and 2010.

Inputs and outputs of S-SO₄²⁻, assessed for the period 2000 – 2010, showed that at MR and JE catchment the leaching of S-SO₄²⁻ is considerably higher than the deposition indicating a strong release of S-SO₄²⁻, which has been adsorbed during previous decades. Higher leaching of S-SO₄²⁻ implies that S-SO₄²⁻ deposition is still the dominant source of actual soil acidification, despite the fact that N deposition is higher (fig 3). At ZE catchment outputs of S-SO₄²⁻ are comparable to S-SO₄²⁻ deposition.

The results of N budget showed that between 2000 – 2010 the mean N retention was 96 % at ZE and 67 % at JE catchment. The lowest mean N retention was 7 % at MR, there also N loss 9 kg ha⁻¹ appeared in 2002. It suggests that availability of mineral N exceeded the combined nutritional demands of plants and microbes (Aber et al. 1989). This situation indicates a clear disturbance in the N cycle in response to the elevated N input. By contrast to condition at MR, within ZE catchment N is strongly retained in the soil or denitrified since N leaching is much lower than N deposition. N input to JE catchment was between 10 and 20 kg ha⁻¹ a⁻¹, leaching of N was elevated, although lower than the input indicating N retention within the catchment. These results are in accordance with those found by e.g. Dise et al. (1998); Gundersen et al. (1998); De Vries et al. (2007).

Conclusions

N input via bulk deposition to study catchments remains relatively high, above 10 kg ha⁻¹ a⁻¹. At two mountainous catchments MR and CE substantial elevated N-NO₃⁻ leaching (>1 mg L⁻¹) were observed during the growing seasons.

N status of ZE catchment was intermediate, availability of mineral N did not exceed nutritional demands of plants and microbes since N leaching was much lower than N deposition. The risk for N-NO_3^- leaching appears to be low in this catchment.

Despite of chronically high N deposition, N input to JE catchment was retained or denitrified in the soil. Significant decrease of stream water N-NO_3^- concentration was observed indicating recovery of forest ecosystem.

MR catchment has been N saturated and showed N loss. No decreasing trend in N-NO_3^- leaching was observed indicating, that the system was strongly influenced by elevated acid deposition in the past and probably by previous forest management. Potential risk for N-NO_3^- leaching is high at this catchment.

Acknowledgements

This study was supported by the National agency for agricultural research, Ministry of Agriculture (project No. QI112A168). We would like to express our great appreciation to all researchers and technicians who have been involved in long-term monitoring.

References

- Aber J D, Nadelhoffer K J, Steudler P, Melillo J M (1989) Nitrogen saturation in northern forest ecosystems. *Bioscience* 39(6): 378–386.
- EEA (2011) Air Quality in Europe - 2011 Report. Technical Report 12/2011. EEA, Copenhagen.
- De Vries W, van der Salm C, Reinds G J, Erisman J W (2007) Element fluxes through European forest ecosystems and their relationships with stand and site characteristics. *Environ Pollut* 148(2):501–513.
- Dise N B, Matzner E, and Forsius M (1998) Evaluation of organic horizon C:N ratio as an indicator of nitrate leaching in conifer forests across Europe. *Environ. Pollut.* 102: 453–456.
- Draaijers G P J & Erisman J W, (1995) A canopy budget model to assess atmospheric deposition from throughfall measurements. *Water, Air, and Soil Pollution*, 85 (4): 2253–2258.
- Gundersen P, Callesen I, and de Vries W (1998) Nitrate leaching in forest ecosystems is controlled by forest floor C/N ratio. *Environ. Pollut.* 102: 403–407.
- Gundersen P, Schmidt I K, Raulund-Rasmussen K (2006) Leaching of nitrate from temperate forests - effects of air pollution and forest management. *Environmental Reviews*, 14(1), 1–57.
- Helsel D R & R M Hirsch (1992) Statistical methods in water resources. *Studies in Environmental Science* 49. New York: Elsevier.
- ICP Forests (2010) Manual on methods and criteria for harmonized sampling, assessment, monitoring and analysis of the effects of air pollution on forests. International Co-operative Programme on Assessment and Monitoring of Air Pollution Effects on Forests (ICP Forests). Convention on Long-Range Transboundary Air Pollution (LRTAP). UN-ECE., Hamburg, 578 p.
- Lochman V, Fadrhonsová V, Bíba M (2005) Water chemistry development of surface sources in the Želivka area with regard to pollution load and management in the catchment. *Comm. Instituti Forestalis Bohemicae*, Vol 21, 54–74
- Lorenz M, Becher G (2012) Forest Condition in Europe, 2012 Technical Report of ICP Forests. ICP Forests, Hamburg
- Oulehle F, McDowell W H, Aitkenhead-Peterson J A, Krám P, Hruška J, Navrátil T, Buzek F, Fottová D (2008) Long-term trends in stream nitrate concentrations and losses across watersheds undergoing recovery from acidification in the Czech Republic. *Ecosystems*, 11, 410–425.
- Schöpp W, Posch M, Mylona S, Johansson M (2003) Long-term development of acid deposition (1880–2030) in sensitive freshwater regions in Europe. *Hydrol Earth Syst Sci* 7(4): 436–446.
- Stoddard J L (1994) Long-term changes in watershed retention of nitrogen: Its causes and aquatic consequences. *In* Environmental chemistry of lakes and reservoirs. Edited by L A Baker. American Chemical Society, Washington, D.C. pp. 223–284.

Are there nonstationarities and the Hurst phenomenon in discharge series within the Ore Mountains region?

Ondrej Ledvinka

Czech Hydrometeorological Institute, Na Sabatce 2050/17, 143 06 Prague 412 – Komorany, Czech Republic

Abstract

Once a trend is detected in hydrological time series, its generating process should be considered as nonstationary. However, there is a need to discriminate between deterministic and stochastic kinds of trends. Unlike deterministic trends the stochastic trends may be eliminated by differencing. Resulting process may then be pronounced (difference) stationary. It also applies for long memory processes that are quite frequent in hydrology. The present study investigated three daily discharge series longer than 45 years. Each of them comes from different catchment situated in the Ore Mountains close to the Czechia/Germany borders. Using several estimators (maximal overlap discrete wavelet transform, Rescaled Range Statistic, Aggregated Variance Method and FARIMA model), it was found that all the series reveal the Hurst effect, which is evident after 2^5 – 2^6 days (i.e. after a month approximately). It should be taken into account especially when dealing with trends during modelling the future evolution of water resources. It also seems that the Hurst phenomenon is stronger in the western part of the Ore Mountains. By means of the Phillips-Perron and Kwiatkowski-Phillips-Schmidt-Shin tests it was further discovered that in small catchments (of size up to 100 km²) the stochastic trends are more probable. In larger catchments the deterministic trends may be expected.

Keywords: Bohemia; Saxony; statistical hydrology; stochastic processes; time series homogeneity

Introduction

A lot of scientific papers focusing on trend analysis of hydrological records have been published. Even though the number of studies that consider the assumptions of several statistical methods used for these purposes rises, there are still some that present misleading results due to the neglecting the assumptions, which may play crucial role in subsequent statistical inference. The fact that hydrological series often obey non-Gaussian distribution can be easily circumvented by the use of nonparametric techniques. However, other frequent assumptions, namely the independence of data, cannot be so ignored and one must take into account the correlation among data. Although there were studies before mid-1990s that considered hydrological series as time series per se (i.e. having their typical features including dependence among data, seasonality, other periodic components etc.; e.g. Adamowski and Mohamed, 1987; Bras and Rodríguez-Iturbe, 1993; Hipel and McLeod, 1994; Salas, 1993; Salas et al., 1980; Yevjevich, 1972), the works by Kulkarni and von Storch (1995) or von Storch (1999) are recognized to be the first which triggered the interest in statistical tests designed for the detection of trends in hydro-climatological data under the presence of serial correlation (autocorrelation). For instance, the theory of the Mann-Kendall (MK) nonparametric test is well developed in hydrology (Hamed and Rao, 1998; Hamed, 2009a, 2009b, 2008; Rivard and Vigneault, 2009; Yue and Wang, 2004; Yue et al., 2002).

Yet, another problem emerged in statistical hydrology dealing with time series. It seems that there is a necessity to discriminate between short memory processes, such as autoregressive-moving average (ARMA) processes, and long memory processes, such as fractionally integrated autoregressive-moving average (FARIMA) processes or Fractional Gaussian Noise (FGN) models, generating the series. Integrated processes hold so-called stochastic trends that can be falsely designated as deterministic trends after the use of classical trend tests. Unlike deterministic trends the stochastic trends may be eliminated by differencing. Differenced time series is then treated as stationary. By contrast, the series containing deterministic trends are referred to be nonstationary because the

assumption of weak stationarity, namely due to varying mean, is violated (Hamed, 2008; Koutsoyiannis, 2006).

The current study aimed at searching for the Hurst phenomenon in Czech small catchments. The Hurst phenomenon has its relation to integrated processes in such a sense that it causes their occurrence. Two small catchments (with size up to 100 km²) from the Ore Mountains where the discharge is observed more than 45 years were selected. For comparative purposes, one larger catchment from the same region was added to the selection. Mean daily discharges were then tested for the presence of deterministic or stochastic trends similarly as in the first half of paper by Fatichi et al. (2009).

Material and methods

As stated above, three discharge series from the three catchments within the Ore Mountains region were selected. All the series are measured in m³/s and represent daily time step. Fig. 1 and Tab. 1 give detailed information on the location of the catchments and their basic physical-geographical characteristics, respectively.

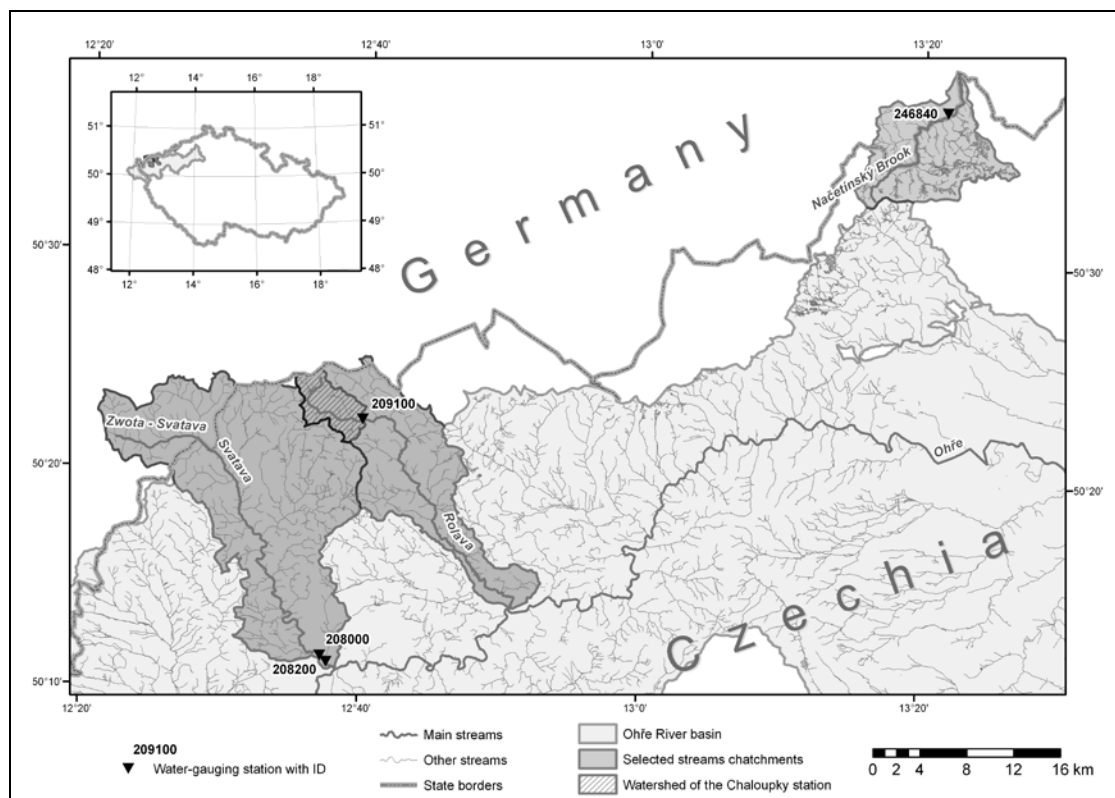


Figure 1: Location of selected catchments with respect to the Czechia/Germany (Bohemia/Saxony) borders and the Ohře River (Eger) basin.

The longest series spanning from November 1928 to October 2012 was accessed through the Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (LfULG) institute. In particular, this series comes from the Rothenthal water-gauging station (ID 246840) located on the left bank of the Načetiňský Brook (Natzschung), which partly forms the border between Czechia (Bohemia) and Germany (Saxony). The catchment area upstream of the station is about 75 km². It is worth noting that, unlike other two studied streams, the Načetiňský Brook is not the tributary of the Ohře River (Eger). Instead, it flows in SE-NW direction and empties from the left into the Flájský Brook (Flöha), which flows deeper into the Elbe River basin.

The second discharge series comes from the Chaloupky water-gauging station (ID 209100) situated on the left bank of the Rolava River. The data were downloaded from the internal hydrological database of the Czech Hydrometeorological Institute (CHMI). The series starts in November 1966 and ends in October 2012. It can be deduced from the watershed area of approximately 20 km² (Tab. 1) that this station is intended to acquire information on discharge development on the Rolava River upper course. After that point, the Rolava River changes its direction to NW-SE and subsequently, in the city of Karlovy Vary, it empties from the left to the Ohře River. More detailed description of physical-geographical features of the Rolava River catchment can be found in Tab. 1 and in Kliment et al. (2011) or Taufmannová and Jeníček (2011).

Although there is longer discharge series in the western part of the Ore Mountains regarding the Svatava River (Zwota) measured at Klingenthal in Germany (see LfULG, 2012), the fact that this series is interrupted in 1960s led the author to take other records from the same stream observed at two sites called Svatava as well. The first part of this series spans from November 1964 to October 1992 and originates from the site that was located upstream of present-day site (ID 208000 in Fig. 1). The second part continues from November 1992 to October 2012 and originates just from the present-day site (ID 208200). Both sequences come from the CHMI hydrological database. The homogeneity test (see later) proved that the two series can be treated as one. The watershed areas are even very similar – 274 km² in case of station 208000 vs. 292 km² in case of station 208200. The analysis of this series offered two benefits, viz. comparison of the situations in small catchments with the situation in a larger one, and, to some extent, the confirmation or refutation of the hypothesis that the behaviour of discharge series in the western part of the Ore Mountains are, on one hand, similar, and, on the other, contradictory to the behaviour in the eastern part of the Ore Mountains. Again, selected physical-geographical properties of the Svatava River catchment are listed in Tab. 1. The Svatava River itself with its typical NW-SE direction is, as well as the Rolava River, a left tributary of the Ohře River.

Table 1: Selected physical-geographical characteristics of catchments, from which the analyzed mean daily discharges originate.

Catchment/watershed	Area (km ²)	Maximum elevation (m a.s.l.)	Mean elevation (m. a.s.l.)	Mean slope (decimal degrees)
Načetínský Brook*	82.74	918	746	3.48
Rolava	139.15	1008	735	4.43
Rolava (upstream of Chaloupky)	20.06	950	904	2.28
Svatava*	292.49	988	672	5.26

Note: Asterisk indicates catchment whose size differ very little from the size of watershed. Therefore, only one value that applies for the whole catchment is listed. True watershed areas can be found in the text.

Source: Internal materials of the CHMI.

Hydrological years as treated in Czechia were considered here. All the three analyzed periods ended in 2012 but their beginnings could be different (see Tab. 2). The longest series were preferred. Each statistical computation was done in the R statistical software (R Core Team, 2014) and its additional packages.

First, the homogeneity of all the series was checked. Only absolute homogeneity was investigated since no homogeneous counterpart was known a priori. Testing daily data for homogeneity is very challenging task and, as the author knows, no test designed particularly for daily discharge series was developed so far. Therefore, the technique aimed at testing of nonzero daily precipitation totals was borrowed from Canadian climatologists (Wang et al., 2010). According to this method, all the discharge series are absolutely homogeneous. It applies even for the blended series observed, in fact, at the two Svatava sites during the past, which proves that this series can be indeed treated as one.

Table 2: Basic statistical characteristics of the analyzed mean daily discharges.

Station ID	Analyzed period	Min. Q (m ³ /s)	Max. Q (m ³ /s)	Mean Q (m ³ /s)	SD Q (m ³ /s)	CV	Skewness Q	Kurtosis Q	Skewness Z	Kurtosis Z
246840	1929–2012	0.0600	37.2	1.370	1.4268	1.04	4.61	49.07	2.69	10.64
209100	1967–2012	0.0301	10.2	0.619	0.6314	1.02	4.93	39.71	2.33	7.75
208200	1965–2012	0.3620	77.8	4.250	5.0010	1.17	4.85	37.11	2.62	8.89

Note: Analyzed periods refer to hydrological years. Q and Z denote original data and deseasoned data (see the text), respectively. SD is standard deviation. CV is coefficient of variation.

Before assessing the presence of the Hurst phenomenon, one has to get rid of the seasonal component that contaminates the series (Montanari et al., 1997). It was operatively done by the approach recommended, for instance, by Fatichi et al. (2009), Grimaldi (2004) or Salas (1993). Long-term mean along with long-term standard deviation was estimated for each Julian day. Then, these means and standard deviations were used for the standardization of each corresponding datum. Note that the data representing February 29th of length L were excluded and were no longer subjected to subsequent analyses. By this procedure, each original discharge series of length $T + L$, $Q_t = \{q_1, q_2, \dots, q_{T+L}\}$, became the standardized (deseasoned) series of length T , say $Z_t = \{z_1, z_2, \dots, z_T\}$.

Further, the unit root tests, as recommended in Barbosa et al. (2008) or Fatichi et al. (2009) were employed via the ‘tseries’ R package (Trapletti and Hornik, 2013). One of these parametric tests, the Phillips-Perron (PP) test (Phillips and Perron, 1988), is based on the model:

$$Z_t = \alpha + \beta \cdot t + \pi \cdot Z_{t-1} + \varepsilon_t \quad (1)$$

In Eq. (1), α and β are the parameters of a linear regression. The stationary process ε_t can be serially correlated and heteroscedastic since this issue is treated directly in the test statistic. The rejection of the null hypothesis, $H_0 : \pi = 1$, in favour of the alternative hypothesis, $H_1 : \pi < 1$, indicates that the generating process is not a random walk but the AR(1) process combined with a deterministic linear trend. The basis of the second test, the Kwiatkowski-Phillips-Schmidt-Shin (KPSS) test (Kwiatkowski et al., 1992), is the model represented by Eq. (2):

$$Z_t = \beta \cdot t + r_t + v_t \quad (2)$$

with the parameter of a linear trend β , a random walk $r_t = r_{t-1} + \varepsilon_t$, $\varepsilon_t \sim N(0, \sigma_\varepsilon^2)$, and a stationary process v_t . One may test two kinds of null hypotheses but here the author was focused on the general case of trend stationarity $H_0 : \sigma_\varepsilon^2 = 0, \beta \neq 0$ (with $H_1 : \sigma_\varepsilon^2 > 0$). If the two tests are applied complementarily, the investigator can distinguish up to three categories of stochastic processes: (1) stationary processes about a deterministic trend if the null hypothesis of the PP test is rejected and the null hypothesis of the KPSS test is accepted, (2) unit root processes (including random walks) if the null hypothesis of the PP test is accepted and the null hypothesis of the KPSS test is rejected, (3) other nonstationary processes (maybe long memory processes) if both null hypotheses are rejected. Note that the fourth case (acceptation of both null hypotheses) means that the tests are powerless to discriminate due to insufficient information content in the time series.

Now, consider the autocorrelation function $\rho(k)$ with lag k . If it decays very slowly, say hyperbolically, it may be an indication of the presence of a long memory process. In such a case the autocorrelation

function converges for large k to some constant c according to the relation given in Eq. (3) (e.g. Fatichi et al., 2009):

$$\lim_{k \rightarrow \infty} \frac{\rho(k)}{k^{2d-1}} = c \quad (3)$$

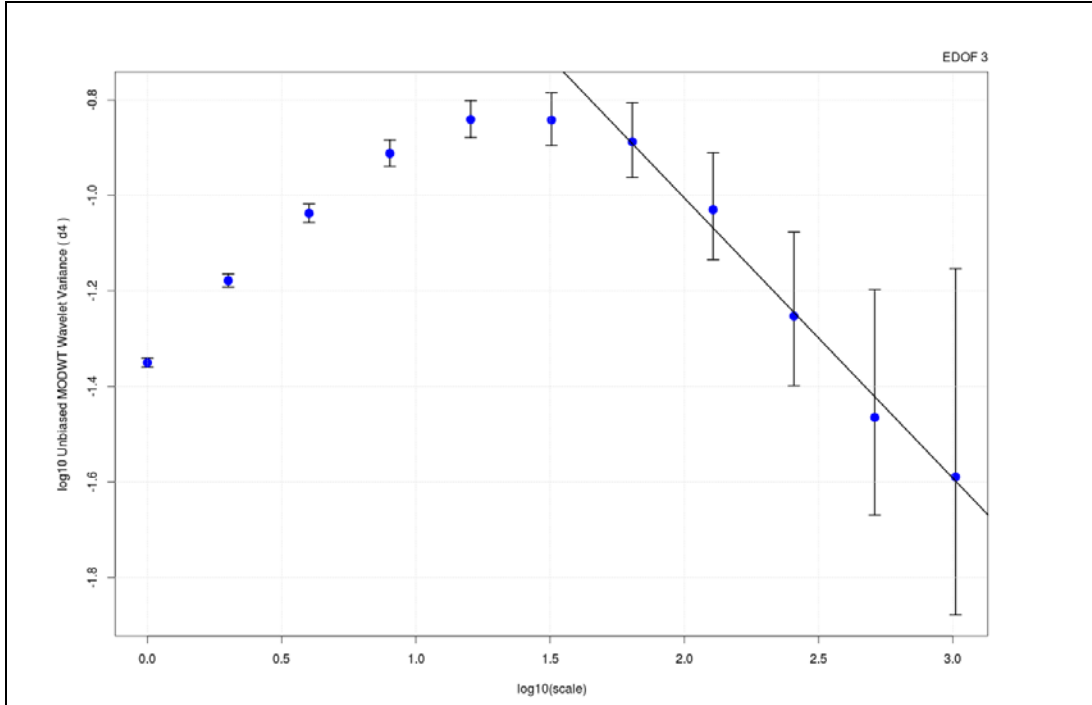


Figure 2: An example of double (decimal) logarithmic plot depicting the dependence of the wavelet variance on the scale (case of the discharge series observed at Rothenthal, ID 246840). The Daubechies filter of length 4 (d4) and periodic boundary conditions were used. The range of vertical lines (the 95% confidence intervals of variances) is getting wider with scale due to decreasing equivalent degrees of freedom (EDOF).

with parameter d . Estimation of the Hurst coefficient H is more than important when discriminating between deterministic and stochastic trends. It has its relation to (fractional) differencing parameter d in (fractionally) integrated processes such that $H = d + 0.5$. Several estimators of the Hurst coefficient (or the fractional differencing parameter) do exist. As far as the author knows, they utilize each the time domain, the frequency domain, and even the wavelet domain (see Fatichi et al., 2009). In present study, the maximal overlap discrete wavelet transform (MODWT), two heuristic methods – the Rescaled Range Statistic (RRS) and the Aggregated Variance Method (AVM), and the FARIMA model were used. In order to assess the uncertainty in parameter estimation the maximum entropy bootstrap (Vinod and López-de-Lacalle, 2009; Vinod, 2006) was employed. It is specifically designed for time series since the replications preserve the temporal structure of original series, which applies for geophysical time series as well (Barbosa, 2011; Barbosa et al., 2011; Monteiro et al., 2012). For the sake of not being extremely time consuming, the ensembles comprising of only 200 replicates of each series were produced in the R statistical software. The lower and upper bounds of 95% confidence intervals were derived as the corresponding quantiles of bootstrap distributions (Vinod and López-de-Lacalle, 2009).

The MODWT method transforms the energy of a series into wavelet variances that match to so-called dyadic scales. In other words, the variances are computed only for the scales that represent the powers of the number 2 (e.g. Percival and Walden, 2000; Percival, 2008, 1995). The wavelet spectrum, usually depicted as double logarithmic plot similar to that in Fig. 2, provides an estimate of the

spectral density function. In such a plot, one can recognize approximately linear decline from certain scale, which is an indication of the Hurst phenomenon. The slope β of the line fitted to this declining part of spectrum using the weighted least squares (WLS) approach has its relation to the Hurst coefficient H such that $H = \beta/2 + 1$. The WLS approach is preferred due to the decreasing number of so-called equivalent degrees of freedom (EDOF) with increasing scale. The computations here were done with the help of the ‘wmtsa’ R package (Constantin and Percival, 2013).

Table 3: Unit root tests results and the maximal overlap discrete wavelet transform (MODWT) estimates of the Hurst coefficient H .

Station ID	PP p -value	KPSS p -value	Rejection of deterministic trend?	Lower bound of H (MODWT)	H (MODWT)	Upper bound of H (MODWT)
246840	<0.01	<0.01	Yes	0.7051	0.7066	0.7085
209100	<0.01	<0.01	Yes	0.7432	0.7468	0.7510
208200	<0.01	0.0544	No	0.7092	0.7119	0.7150

Note: PP and KPSS stand for the Phillips-Perron and the Kwiatkowski-Phillips-Schmidt-Shin test, respectively. Lower and upper bounds of H correspond to 95% confidence interval obtained using the maximum entropy bootstrap (see the text).

Table 4: Estimates of the Hurst coefficient H by the Rescaled Range Statistic (RRS) and Aggregated Variance Method (AVM).

Station ID	Lower bound of H (RRS)	H (RRS)	Upper bound of H (RRS)	Lower bound of H (AVM)	H (AVM)	Upper bound of H (AVM)
246840	0.9028	0.9034	0.9041	0.7634	0.7649	0.7669
209100	0.8404	0.8451	0.8486	0.7862	0.7876	0.7891
208200	0.8911	0.8930	0.8951	0.7453	0.7466	0.7483

Note: Lower and upper bounds of H correspond to 95% confidence interval obtained via the maximum entropy bootstrap (see the text).

Heuristic methods are sometimes referred to as semiparametric. This is owing to the fact that they do not require complete parameterization of the process and, instead of it, they use merely asymptotic relationships to evaluate H or d . The RRS approach is the oldest one as it was suggested directly by the discoverer of the Hurst phenomenon. For its detailed description see works by Beran (1994), Montanari (2003), Montanari et al. (1997) or Salas (1993). The AGM approach was for hydrological purposes used, for instance, by (Koutsoyiannis, 2002). Both approaches work in the time domain. Here, the computations were carried out with the help of the ‘fArma’ R package (Wuertz et al., 2013).

The FARIMA(p, d, q) model, in which p and q denote orders of autoregressive and moving average models, respectively, and d is the fractional differencing parameter, is defined as follows:

$$\Phi(B)(1-B)^d Z_t = \Theta(B)\varepsilon_t \quad (4)$$

In Eq. (4), B is the backshift (backward) operator that has such an effect that $BZ_t = Z_{t-1}$, $\Phi(B)$ and $\Theta(B)$ are autoregressive and moving average polynomials, respectively, and ε_t is a white noise process. Although this model deserves much more attention, the estimation of orders and parameters was done automatically, which is possible when utilizing the ‘forecast’ R package (Hyndman and Khandakar, 2008; Hyndman et al., 2014). For further explanation of this model refer to Beran (1994), Hosking (1981) or Montanari et al. (1997).

Table 5: Estimates of the Hurst coefficient H and other parameters for the fractionally integrated-moving average (FARIMA) model.

Station ID	Lower bound of H	H	Upper bound of H	φ_1	θ_1	θ_2	θ_3
246840	0.7471	0.7855	0.7887	0.8212	0.1985	0.1671	0.0410
209100	0.9228	0.9253	0.9272	0.6153	0.1160	0.1511	–
208200	0.8034	0.8068	0.8111	0.7806	0.0208	0.0979	–

Note: Lower and upper bounds of H correspond to 95% confidence interval obtained via the maximum entropy bootstrap (see the text). φ and θ denote parameters of autoregressive and moving average processes, respectively.

Results and discussion

As can be seen in Fig. 2 the MODWT method identified the Hurst phenomenon in the Načetínský Brook catchment. For the sake of brevity, figures for the other two catchments are not shown here but they are very similar in such a sense that the Hurst phenomenon begins somewhere at scales 2^5 – 2^6 (i.e. after a month). The Hurst coefficients H resulting from fitting the WLS lines are listed in Tab. 3. They confirm that the scaling behaviour in all the three catchments does exist and it is almost the same. Only the Rolava River catchment upstream of the Chaloupky station (ID 209100) reveals stronger scaling, which is also confirmed by other methods except for the RRS approach (see Tab. 4 and 5). It may be due to the fact, that this approach is the oldest one and, consequently, it may be somewhat predisposed to give biased results. Regarding this method, also the higher values seem to be suspicious.

If one disregards the RRS approach, there may be a difference explored between the small catchments in the Ore Mountains, viz. the Hurst phenomenon appears to be stronger in the western part of this mountainous region. Taking a look at Tab. 1, the mean slope seems to be also decisive. The smaller the slope is, the stronger the scaling is. However, it would be too daring to infer it having only three investigated catchments. The answer that the Hurst phenomenon is truly stronger in the western part of the Ore Mountains may also be disputable owing to the pattern that is revealed by the discharge series observed at the Svatava station (ID 208200). Here, the value of the Hurst coefficient is sometimes greater and sometimes lower than that discovered at the Rothenthal station (ID 246840) in the east (cf. Tab. 3, 4 and 5). Nevertheless, this may be caused by an inconsistency in catchment sizes. Simply, the catchment of size, say up to 100 km^2 , may behave differently than that of larger size. Undoubtedly, this issue deserves more attention in the future. Of course, the lengths of the discharge series are not the same and it may play an important role. However, it does not change the fact that the Hurst phenomenon is present in small catchments in the Ore Mountains. Interesting findings were brought by the unit root tests (see Tab. 3). It seems that, as far as the small catchments are evaluated, deterministic trends are not present, and if one would assess the evolution of water resources here, the explored trends should be thought as a result of long memory. Dealing with them as with the deterministic trends would be unacceptable in water planning (e.g. Koutsoyiannis 2006). For example in study by Kliment et al. (2011) where trends in the Rolava River catchment were investigated as well, the matter of possible presence of the Hurst phenomenon was not considered. In this sense, their explorations should rather be rethought. By contrast, in case of the Svatava River, one might model the future development taking a deterministic trend into account.

Conclusions

In current study, the presence of the Hurst phenomenon in three mean daily discharge series within small catchments of the Ore Mountains was assessed. In all cases the scaling pattern begins after monthly scale, which should be kept in mind when detecting trends in these series. Both stochastic and deterministic trends generally indicate nonstationarities in discharge series. However, dealing with stochastic trends should be different from dealing with deterministic ones when modelling the future development of water resources. While stochastic kinds of trend can be eliminated by differencing, deterministic cannot. Hurst coefficients H estimated via several methods range between 0.7 and 0.93,

which confirm the fact that the series may be generated by some long memory (integrated) process that may hold stochastic trend. After the utilization of unit root tests it was found that the stochastic trends are more probable in small catchments such as the Načetiňský Brook catchment and the upper Rolava River catchment. By contrast, in case of larger catchments (say with area greater than 100 km²) such as the Svatava River catchment, the deterministic trend may be expected. The significance of trends was not specifically evaluated here. Regarding the Hurst coefficients H , it seems that the scaling is stronger in the western part of the Ore Mountains. Maybe, also smaller slopes within the catchments trigger the stronger Hurst phenomenon. The findings here are hoped to be remarkable insights into processes generating discharge series within the Ore Mountains region. They should be beneficial not only for other hydrologists but for various stakeholders, decision makers, managers or even politicians who are interested in possible changes of water quantity in landscape as a response to the climate change.

Acknowledgements

The author thanks Yang Feng from the joint CCI/CLIVAR/JCOMM Expert Team on Climate Change Detection and Indices for making the R script 'RHtests_dlyPrep_20130719' accessible. Further, the author is grateful to the Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (LfULG) institute that made possible the investigation of the series observed at Rothenthal.

References

- Adamowski, K., Mohamed, F.B., 1987. Space-time modelling of rainfall-runoff process, in: Solomon, S.I., Hogg, M.B.W. (Eds.), Vancouver Symposium, 1987, The Influence of Climate Change and Climate Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources, IAHS Red Book 168. IAHS Press, Wallingford, Oxfordshire, UK, pp. 269–280.
- Barbosa, S.M., 2011. Testing for deterministic trends in global sea surface temperature. *J. Clim.* 24, 2516–2522. doi:10.1175/2010JCLI3877.1
- Barbosa, S.M., Scotto, M.G., Alonso, A.M., 2011. Summarising changes in air temperature over Central Europe by quantile regression and clustering. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 11, 3227–3233. doi:10.5194/nhess-11-3227-2011
- Barbosa, S.M., Silva, M.E., Fernandes, M.J., 2008. Time series analysis of sea-level records: Characterising long-term variability, in: Donner, R.V., Barbosa, S.M. (Eds.), *Nonlinear Time Series Analysis in the Geosciences: Applications in Climatology, Geodynamics and Solar-Terrestrial Physics*, Lecture Notes in Earth Sciences. Springer-Verlag, Berlin, pp. 157–173.
- Beran, J., 1994. *Statistics for Long-Memory Processes*, Monographs on statistics and applied probability. Chapman & Hall, New York.
- Bras, R.L., Rodríguez-Iturbe, I., 1993. *Random Functions and Hydrology*. Dover Publications, New York.
- Constantin, W., Percival, D., 2013. *wmtsa: Wavelet Methods for Time Series Analysis*.
- Fatichi, S., Barbosa, S.M., Caporali, E., Silva, M.E., 2009. Deterministic versus stochastic trends: Detection and challenges. *J. Geophys. Res.* 114. doi:10.1029/2009JD011960
- Grimaldi, S., 2004. Linear parametric models applied to daily hydrological series. *J. Hydrol. Eng.* 9, 383–391. doi:10.1061/(ASCE)1084-0699(2004)9:5(383)
- Hamed, K.H., 2008. Trend detection in hydrologic data: The Mann–Kendall trend test under the scaling hypothesis. *J. Hydrol.* 349, 350–363. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.11.009
- Hamed, K.H., 2009a. Exact distribution of the Mann–Kendall trend test statistic for persistent data. *J. Hydrol.* 365, 86–94. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.11.024
- Hamed, K.H., 2009b. Enhancing the effectiveness of prewhitening in trend analysis of hydrologic data. *J. Hydrol.* 368, 143–155. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.01.040
- Hamed, K.H., Rao, A.R., 1998. A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *J. Hydrol.* 204, 182–196. doi:10.1016/S0022-1694(97)00125-X
- Hipel, K.W., McLeod, A.I., 1994. *Time Series Modelling of Water Resources and Environmental Systems*, Developments in Water Science. Elsevier, Amsterdam.
- Hosking, J.R.M., 1981. Fractional differencing. *Biometrika* 68, 165–176. doi:10.1093/biomet/68.1.165
- Hyndman, R.J., Athanasopoulos, G., Razbash, S., Schmidt, D., Zhou, Z., Khan, Y., Bergmeir, C., Wang, E., 2014. *forecast: Forecasting functions for time series and linear models*.
- Hyndman, R.J., Khandakar, Y., 2008. Automatic time series forecasting: The forecast package for R. *J. Stat. Softw.* 27, 1–22.

- Kliment, Z., Matoušková, M., Ledvinka, O., Královec, V., 2011. Trend analysis of rainfall-runoff regimes in selected headwater areas of the Czech Republic. *J. Hydrol. Hydromechanics* 59, 36–50. doi:10.2478/v10098-011-0003-y
- Koutsoyiannis, D., 2002. The Hurst phenomenon and fractional Gaussian noise made easy. *Hydrol. Sci. J.* 47, 573–595. doi:10.1080/02626660209492961
- Koutsoyiannis, D., 2006. Nonstationarity versus scaling in hydrology. *J. Hydrol.* 324, 239–254. doi:10.1016/j.jhydrol.2005.09.022
- Kulkarni, A., von Storch, H., 1995. Monte Carlo experiments on the effect of serial correlation on the Mann-Kendall test of trend. *Meteorol. Z.-Neue Folge* 4, 82–85.
- Kwiatkowski, D., Phillips, P.C.B., Schmidt, P., Shin, Y., 1992. Testing the null hypothesis of stationarity against the alternative of a unit root. *J. Econ.* 54, 159–178. doi:10.1016/0304-4076(92)90104-Y
- LfULG, 2012. *Hydrologisches Handbuch*. Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie.
- Montanari, A., 2003. Long-range dependence in hydrology, in: Doukhan, P., Oppenheim, G., Taqqu, M.S. (Eds.), *Theory and Applications of Long-range Dependence*. Birkhäuser, Boston, pp. 461–472.
- Montanari, A., Rosso, R., Taqqu, M.S., 1997. Fractionally differenced ARIMA models applied to hydrologic time series: Identification, estimation, and simulation. *Water Resour. Res.* 33, 1035–1044. doi:10.1029/97WR00043
- Monteiro, A., Carvalho, A., Ribeiro, I., Scotto, M., Barbosa, S., Alonso, A., Baldasano, J.M., Pay, M.T., Miranda, A.I., Borrego, C., 2012. Trends in ozone concentrations in the Iberian Peninsula by quantile regression and clustering. *Atmos. Environ.* 56, 184–193. doi:10.1016/j.atmosenv.2012.03.069
- Percival, D.B., 1995. On estimation of the wavelet variance. *Biometrika* 82, 619–631. doi:10.1093/biomet/82.3.619
- Percival, D.B., 2008. Analysis of geophysical time series using discrete wavelet transforms: An overview, in: Donner, R.V., Barbosa, S.M. (Eds.), *Nonlinear Time Series Analysis in the Geosciences: Applications in Climatology, Geodynamics and Solar-Terrestrial Physics*, Lecture Notes in Earth Sciences. Springer-Verlag, Berlin, pp. 61–79.
- Percival, D.B., Walden, A.T., 2000. *Wavelet Methods for Time Series Analysis*, Cambridge series in statistical and probabilistic mathematics. Cambridge University Press, Cambridge; New York.
- Phillips, P.C.B., Perron, P., 1988. Testing for a unit root in time series regression. *Biometrika* 75, 335–346. doi:10.1093/biomet/75.2.335
- R Core Team, 2014. *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Rivard, C., Vigneault, H., 2009. Trend detection in hydrological series: When series are negatively correlated. *Hydrol. Process.* 23, 2737–2743. doi:10.1002/hyp.7370
- Salas, J.D., 1993. Analysis and modeling of hydrologic time series, in: Maidment, D.R. (Ed.), *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, New York, pp. 19.1–19.72.
- Salas, J.D., Delleur, D.W., Yevjevich, V., 1980. *Applied Modeling of Hydrologic Time Series*. Water Resources Publications, Littleton.
- Taufmannová, A., Jeníček, M., 2011. Impact of polder system on flooding in the Rolava River basin. *Geografie* 116, 130–143.
- Trapletti, A., Hornik, K., 2013. *tseries: Time Series Analysis and Computational Finance*.
- Vinod, H.D., 2006. Maximum entropy ensembles for time series inference in economics. *J. Asian Econ.* 17, 955–978. doi:10.1016/j.asieco.2006.09.001
- Vinod, H.D., López-de-Lacalle, J., 2009. Maximum entropy bootstrap for time series: The meboot R package. *J. Stat. Softw.* 29, 1–19.
- Von Storch, H., 1999. Misuses of statistical analysis in climate research, in: von Storch, H., Navarra, A. (Eds.), *Analysis of Climate Variability. Applications of Statistical Techniques*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 11–26.
- Wang, X.L., Chen, H., Wu, Y., Feng, Y., Pu, Q., 2010. New techniques for the detection and adjustment of shifts in daily precipitation data series. *J. Appl. Meteorol. Clim.* 49, 2416–2436. doi:10.1175/2010JAMC2376.1
- Wuertz, D. et al., 2013. *fArma: ARMA Time Series Modelling*.
- Yevjevich, V., 1972. *Stochastic Processes in Hydrology*. Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado, USA.
- Yue, S., Pilon, P., Phinney, B., Cavadias, G., 2002. The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series. *Hydrol. Process.* 16, 1807–1829. doi:10.1002/hyp.1095
- Yue, S., Wang, C., 2004. The Mann-Kendall test modified by effective sample size to detect trend in serially correlated hydrological series. *Water Resour. Manag.* 18, 201–218. doi:10.1023/B:WARM.0000043140.61082.60