

HYDROLOGIE MALÉHO POVODÍ 2005



Praha, Česká republika

Hydrologie malého povodí 2005

Příloha CD

Editoři: Miloslav Šír, Lubomír Lichner, Miroslav Tesař, Ladislav Holko

Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Pod Patankou 30/5, 166 12 Praha 6
Praha, 2005

Předmluva editorů

CD obsahuje 50 článků. Články byly připraveny jako příspěvky pro mezinárodní konferenci „Hydrologie malého povodí 2005“, která se konala dne 14. až 15.9. 2005 v Praze. Konferenci pořádaly: Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Praha; Ústav hydrologie SAV, Bratislava; Česká vědeckotechnická vodohospodářská společnost, Praha a Český národní výbor pro hydrologii. Partnerská organizace: Fakulta stavební ČVUT v Praze.

Vědecký výbor konference: RNDr. Vlasta Štekauerová, CSc., Ing. Zdeněk Chára, CSc., RNDr. Július Šútor, DrSc., RNDr. Olívia Ďugová, CSc., Prof. Ing. Milena Císlarová, CSc., Doc. RNDr. Pavel Dlapa, Ph.D., Prof. Ing. Tomáš Vogel, CSc., RNDr. Ladislav Holko, CSc., Ing. Lubomír Lichner, CSc., Ing. Miloslav Šír, CSc., Ing. Miroslav Tesař, CSc.

CD vydal Ústav pro hydrodynamiku AVČR v Praze v rámci projektu IBS2060104 v Programu pro podporu cíleného výzkumu. CD je přílohou knihy „Hydrologie malého povodí 2005“.

Editoři: Miloslav Šír, Lubomír Lichner, Miroslav Tesař, Ladislav Holko.

Název: Hydrologie malého povodí 2005 – Příloha CD

Editoři: Miloslav Šír, Lubomír Lichner, Miroslav Tesař, Ladislav Holko

Vydal: Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Pod Patankou 30/5, 166 12 Praha 6

Rok vydání: 2005

ISBN 80-02-01754-4

Obsah

1. J. Balek: Malá povodí jako trvalý zdroj informací	1
2. M. Bíba, M. Jařabáč, Z. Oceánská, Z. Vícha: Srážkoodtokové vztahy v beskydských experimentálních povodích	7
3. J. Buchtele, M. Buchtelová, M. Tesař, M. Šír: Porovnání měření a simulace půdní vody	18
4. M. Císlerová: Preferenční proudění ve vadózní zóně kambizemí	29
5. V. Čaboun: Vplyv lesných ekosystémov na hydrologiu malého povodia	37
6. J. Čermák, N. Naděždina: Přístrojové metody měření transpiračního proudu a architektury kořenových systémů dřevin	43
7. J. Čermák, N. Naděždina: Transpirace, resp. odběr vody z půdy za různých půdních vlhkostních podmínek ve vztahu k architektuře stromů	52
8. P. Dlapa, A. Čipáková, L. Lichner, V. Píš: Sorpcia a transport kadmia v karbonátových pôdach aluviálnych nív	62
9. M. Dohnal, J. Dušek, T. Vogel: Vliv hystereze na simulace sezónní dynamiky půdní vody	70
10. F. Doležal, J. Zavadil, J. Vacek, P. Pražák, M. Císlerová, T. Vogel, M. Nechvátal, T. Bayer: Detekce preferenčního proudění při vyplavování dusičnanů z půdy	78
11. J. Dušek, M. Dohnal, T. Vogel, M. Šanda: Assessing soil water dynamics under pineapple field: application of 2D Richards' equation model	107
12. O. Ďugová, L. Lichner, P. Dlapa, Z. Nižnanská: Vplyv pôdnych mikroskopických húb a teploty na vodoodpudivosť pôdy	116
13. L. Ďurďová: Sedimenty bohaté na Al a Fe vzniklé v podzemní vodě vrtů jako specifická součást biogeochemického cyklu na Podluží	122
14. M. Ďuriš, P. Dlapa, L. Lichner, V. Píš: Štúdium reaktívneho transportu kadmia v kontaminovanej poľnohospodárskej pôde	130
15. J. Fišák, M. Tesař: Pevné usazené srážky v malých povodích v České republice	138
16. M. Gomboš, J. Šútor, A. Tall: Určovanie objemu puklín v pôdnom profile	147
17. L. Holko, Z. Kostka: Analýza maximálneho denného prietoku horských povodiach stredného Slovenska	159
18. T. Hrnčiarová: Návrh protieróznych opatrení podľa smeru povrchového odtoku v mikropovodiach	165
19. P. Chaloupecký, J. Špičková, J. Fišák, P. Skřivan: Srovnání chemického složení podkorunových a usazených srážek	183
20. V. Jelínková: Studie srážko-odtokových vztahů v erozním žlabu pomocí simulačního modelu S_2D_Dual	193
21. M. Kočárek, R. Kodešová, J. Kozák: Experimentální a modelové hodnocení mobility a degradace herbicidu na vybraných půdách ČR	201
22. R. Kodešová, M. Kočárek, J. Šimůnek, J. Kozák: Vliv nerovnovážného proudění na transport chlorotoluronu v půdním profilu	208
23. S. Kohnová, P. Pekárová: Extrémne odtokové procesy v experimentálnom poľnohospodárskom mikropovodí ÚH SAV Rybárik	216
24. Z. Kostka, L. Holko: Vplyv veternej kalamity vo Vysokých Tatrách na hydrologický režim povodia horného Popradu	227
25. P. Krám: Chemické složení odtoku ze tří geochemicky kontrastních podloží	234
26. A. Kulasová, L. Bubeníčková, Š. Blažková, J. Hlaváček, P. Lochovský, R. Hancvencl: Sledování jakosti vody v experimentálních povodích Uhlířská a Jezdecká	240
27. D. Kyselová, J. Podolinská, H. Šipikalová: Vývoj odtoku v reprezentatívnom povodí Čierny Hron	250

28. E. Lichner, A. Čipáková, P. Dlapa, M. Šír, M. Tesař: Rádioindikátorové metody využívané v pôdnej hydrologii	256
29. P. Máca, J. Ředinová, J. Pavlásek: Analýza hydrologických dat z Modravských povodí	264
30. M. Mojses, J. Sedláková: Vplyv zdrojov znečistenia na povrchové a podzemné vody v prostredí malých vodných tokov	271
31. Z. Nižnanská, E. Lichner, M. Šír, M. Tesař: Vplyv biopórov a vodoodpudivosti na infiltráciu vody do pôdy	279
32. H. Pavelková, T. Vogel: Modelování pohybu vody a pesticidů v tropických půdách	284
33. P. Pechanec, P. Cudlín: Prostorová lokalizace a kvantifikace povrchového odtoku pomocí modelu LOREP	293
34. P. Pekárová, A. Koníček, P. Miklánek: Úloha lesa pri tvorbe vo vegetačnom a mimovegetačnom období	298
35. J. Pivec, D. Moravec, V. Brant: Stanovení evapotranspiračních požadavků krajiny na příkladu 3D modelu ČR	309
36. J. Sedláková: Vplyv zvýšeného prísunu dusíka a fosforu na vegetáciu v alpínskom prostredí	313
37. I. Slaninka, P. Dlapa, J. Kordík: Kolobeh vybraných látok v prírodných vodách lesného ekosystému hornej časti toku Vydrice	320
38. M. Sněhota, M. Dohnal, M. Císlarová, M. Tesař: Velké neporušené vzorky ze dvou horských povodí	328
39. M. Šanda, M. Císlarová, T. Pícek: Terénní infiltrační experiment stopováním fluorescenční barvy	336
40. I. Šimkovic, P. Dlapa, E. Lichner: Štúdium vplyvu teploty a kalcitu na stálosť vodoodpudivosti piesčitej pôdy	346
41. I. Šimonides: Interpretácia morfometrických parametrov georeliéfu z hľadiska povrchového odtoku	352
42. M. Šír, E. Lichner, M. Tesař: Transpirace rostlin a autoregulace hydrologického cyklu	360
43. M. Šír, J. Čermák, N. Naděžďina, V. Naděžďin, M. Tesař: Porovnání dvou modelů transpirace lesa	368
44. V. Štekauerová, V. Nagy, K. Stehlová, V. Mikulec: Vplyv rôznych hraničných podmienok na vodný režim pôd	374
45. J. Šútor: Stanovenie aktívneho horizontu zóny aerácie pôdy	381
46. J. Šútor, M. Gomboš, R. Mati: Vplyv porastu na dynamiku zásob vody v zóne aerácie pôdy	389
47. P. Tachecí: Dynamika mělké hladiny podzemní vody v různých částech povodí Uhlířská	396
48. M. Tesař, M. Šír, D. Fottová: Usazené srážky a chemismus malého horského povodí	403
49. T. Vogel: Catchment runoff generation – flow separation model	426
50. J. Votrubová, K. Kosugi, T. Mizuyama: Změny charakteru infiltrace v souvislosti s výskytem půdní vodoodpudivosti	434

Malá povodí jako trvalý zdroj informací

Jaroslav Balek
Enex, OdolenoVA 4, 39001 Tábor

Úvod

Příspěvek vychází z poznatků navazujících na založení a provoz reprezentativních povodí Ústavu pro hydrodynamiku ČSAV v povodí Volyňky. Zahájení pozorování na těchto povodích předcházelo systematickému provozu zahájenému v rámci tehdejší Mezinárodní hydrologické dekády. Cílem bylo získat reprezentativní hydrologická data pro hydrologicky významný šumavský region v blízkosti hranic tehdejších států ČSSR, NSR a Rakouska. Provoz zahájený v prvé polovině šedesátých let spadl do období postupného zavádění počítačů a prvních pokusů o sestavení hydrologických modelů. Tomu odpovídal i vývoj zpracování a ukládání dat počínaje děroštitkovým zpracováním k pokročilejším formám vyhovujícím rychlému testování modelů na počítači.

Kriterium malých povodí, tehdy obecně omezených plochou okolo 100 km², bylo vyhověno segmentováním hlavního povodí do čtyř povodí dílčích.

Pro účely podrobnějšího studia hydrologických procesů se ukázalo, že povodí na Volyňce mohou sloužit i jako povodí experimentální. Postupně byly vyvíjeny metody měření postupových dob pomocí chemických a radioaktivních stopovačů, také metody separace jednotlivých komponent odtoku na základě měření beta-aktivit odebíraných vzorků. Byla vyvinuta metoda měření zimních srážek vyhřívanými přístroji, metoda měření horizontálních srážek a vodní hodnoty sněhové pokrývky.

Vzhledem k pracnosti údržby poměrně husté staniční sítě a systematického zpracování dat patřila oblast k poměrně malému počtu intenzivně pozorovaných povodí a stala se častým cílem zahraničních návštěv. V některých případech na návštěvy navazovaly nabídky k zahraniční spolupráci.

Počáteční zahraniční spolupráce

Při absenci výkonných počítačů v tehdejší ČSSR se podařilo rozvinout spolupráci s kanadskou univerzitou Guelph. Společně již se zesnulým H. D. Ayersem tam byl sestaven jeden z prvních deterministických modelů, a to s využitím dat z kanadských malých povodí. V průběhu práce se ukázalo, že do budoucna nelze na malých povodích vystačit pouze s měřením srážek, odtoků a klimatických veličin, ale že je třeba věnovat pozornost režimu půdní a podzemní vody a roli, kterou v hydrologickém procesu hraje vegetace. Odvozený model „Guelph“ byl postupně vyvíjen a používán v různých verzích dalších třicet let, zejména při analýze režimu tropických malých povodí ve střední Africe nebo pro studium vývoje přírodních zdrojů podzemní vody v Čechách.

Mezitím J. Holeček, který se na budování povodí Volyňsky podílel, byl pozván k vybudování reprezentativních povodí v hydrologicky málo prozkoumané oblasti severní Kanady, v místech kde začínala tak zvaná „Alaska Highway“. S indiánskými pozorovateli a štědrá podporou „Environment Canada“ zde úspěšně rozvíjel nezávislý program.

Využití zkušeností z povodí Volyňky v afrických tropech

Na začátku sedmdesátých let navštívili Volyňku odborníci z projektu WMO zaměřeného na průzkum velkých afrických jezer Victoria, Kyoga a Albert (Mobutu Sese Seko). Položili otázku, jak využít zkušeností z malých povodí pro studium hydrologického režimu povodí velkých jezer o rozloze kolem 200.000 km² v těžko přístupném terénu postiženém i nepokoji místních obyvatel. Založení systematických pozorování v celé ploše bylo za těchto podmínek nemyslitelné. Výsledkem byl návrh intenzivního pozorování na malých povodích s různým vegetačním pokryvem, vybraných v dostupných částech povodí. Vzhledem ke štědrému rozpočtu se podařilo vybudovat šest perfektně

vybavených povodí a zajistit tříleté pozorování. Autor článku byl pozván, aby provedl souhrnné zpracování a vyhodnocení dat. Podmínky pro zpracování v Ugandě v době krutého Aminova režimu nebyly příliš příznivé, nicméně šest malých povodí poskytlo perfektní data na jejichž základě byl odvozen hydrologický režim všech tří významných afrických jezer.

Mezitím byl autor pozván, aby vedl projekt malých povodí vybudovaných na hranicích Zambie a tehdejšího Zaire v oblasti strategicky významného Copperbeltu. Britský tým zde pozoroval přístrojově čtyři bohatě vybavená povodí o rozloze 1 – 2 km². Tato povodí byla v podstatě intermitentními mokřady zvanými „dambo“ obklopenými tropickým lesem typu Mopane. Počet takových ploch na rozvodnicích velkých afrických řek se odhaduje až na 100.000. Jejich význam pro povodí velkých afrických řek Zambezi, Konga a horního Nilu spočívá ve zpomalení odtoku vody ze srážek v dešťovém období, jinými slovy ve vyrovnání celoročního odtokového režimu. Byly snahy tyto intermitentní mokřady změnit v zemědělskou půdu, čímž by došlo k narušení jejich retardační schopnosti. Pokus na lokalitě zvané Luano měl zjistit, zda je takový zásah neškodný pro hydrologický režim. V experimentálním provozu proto byla po třech letech pozorování dvě z povodí skutečně vykácena a proměněna na farmy. Druhou část pokusu řídil dnes již zemřelý L. Molnár ze SAV, provoz povodí v počáteční fázi zajišťovali paní J. Perry a D. Maxwell.

Reakce povodí na vyvolané změny byla bezprostřední, mimo jiné se projevila zvýšeným povrchovým odtokem. Nevhodnost změny využívání povodí z hlediska hydrologického režimu se jednoznačně prokázala. Přesto se podnes v odborné literatuře objevují články, které tyto výsledky zpochybňují. Jsou podníceny snahou získat v Africe lacinou zemědělskou půdu. Nemohou se však prokázat systematickým pozorováním, jakým byly podpořeny dříve dosažené závěry.

V rámci pozorování na Luanu bylo dosaženo i vedlejších výsledků. Byly získány informace a odvozeny vzorce o rozdělení srážek v pohybující se ITCZ a byla provedena a vyhodnocena režimní měření fluktuace půdní vláhky až do hloubky sedmi metrů na velkém počtu stanovišť. Vzhledem k laciné pracovní síle bylo možno odkrýt koenné systémy převládajících stromů a spolu s měřením půdní vlhkosti odvodit vztahy ve vodním provozu tropické vegetace.

Extrapolace výsledků v rámci malých povodí a mimo jejich hranice

V souvislosti s množstvím bodových měření na africkém Luanu vznikla logická otázka: Jak využít tyto kvalitativně nové výsledky pro celou plochu povodí a mimo jeho hranice? Odpověď daly družicové snímky a nástup téměř infračerveného filmu. Ukázalo se, že instantní evapotranspiraci jednotlivých stromů lze charakterizovat příslušným číslem barevného, téměř infračerveného spektra jejich korun v rozsahu hodnot 1 – 255, a že tedy vhodným zpracováním fotografického materiálu exponovaného z nízko letícího sportovního letadla je možné získat kvalitativně nové informace o plošném rozdělení evapotranspirace a vodním režimu vegetačního krytu

Problémem bylo, jak těchto nových poznatků později využít v tehdejší Československu. Zde v té době bylo obtížné zakoupit měřicí přístroje, získat povolení pro infračervenou fotografii a obstarat pracovní síly pro obnažování kořenů. V té době však, v prvé polovině sedmdesátých let, došlo v tehdejší ČSSR k objevu, který bylo bez nadsázky možno označit jako geniální. Brněnský tým z Ústavu ekologie lesa vedený profesorem J. Čermákem vyvinul metodu přímého a spojitého měření mízního toku, de facto tedy přímého měření evapotranspirace. Z hlediska hydrologických bilančních studií to znamenalo zásadní pokrok a tým J. Čermáka, J. Kučery a L. Praxe byl pozván k zahájení společných měření na Volyňce. Tím byl navázán základ dlouhodobé a nadstandardní spolupráce, zvláště když programování výpočtů specifických pro infranímky se ujal tehdejší mluvčí Charty 77 a dnešní velvyslanec v USA R. Palouš. Ne snad kvůli laciné politické senzaci, ale protože byl pro práci výborně kvalifikován.

Jaká je dolní hranice malého povodí?

V šedesátých letech minulého století si hydrologové kladli otázku, kdy je ještě povodí malé. I když nikdo nevěděl proč, gentlemanskou dohodou za malá byla považována povodí menší než 100 km². Až v sedmdesátých letech se malá povodí začala spíše zmenšovat a ve smyslu Čermákových pokusů bylo možno považovat za nejmenší experimentální povodí plochu průmětu koruny stromu na povrch terénu, případně plochu definovanou rozvinutým kořenovým systémem příslušného stromu. V extrémním pojetí byl úplně nejmenší plochou průmět pně stromu s režimem mízního proudění a občasného kmenového stoku.

Malá plocha byla podmíněna charakterem mízních měření, ovšem opět vyvstal problém, jak výsledky plošně extrapolovat. K tomu došlo, když modelového řešení a dosud odvozených metod rozšířených o měření stáří zásob podzemní vody bylo využito pro výpočty přírodních zásob podzemních vod v křídových útvarech severních Čech. Samozřejmě se opět nabízela metoda infračervené fotografie, ovšem byly zde dvě překážky. Jednak americké embargo na infračervený materiál a jednak zákazy leteckého snímání v Československu jinými než armádními složkami. I tyto problémy byly nakonec překonány. Infračervený materiál se pořizoval přes fiktivní firmu ve Vídni a snímky se pořizovaly z amatérských modelů letadel s instalovanou kamerou. Tím se jaksí mimochodem a nadstandardně podařilo získat až 150 x vyšší rozlišitelnost snímků proti tehdejšímu zobrazením presentovaným komerčně NASA.

Malá povodí umožňují nahlédnout pod zem

Takto pojatá distanční měření spadala do již zmíněného průzkumu českých křídových pánví, tedy plochy o rozloze kolem 30.000 km². Úkolem v této oblasti bylo zjistit režim tvorby obnovitelných zdrojů přírodních vod a stanovit jejich množství a doplňování v čase a ploše. To bylo důležité z hlediska určení ochranných pásem a bezpečného čerpání vodních zdrojů. Pro ověření výpočtů a metod bylo zřízeno experimentální povodí na lokalitě Nedamov u Dubé o rozloze řádově pouze několika čtverečních kilometrech. To již bylo vybaveno automatizovaným sběrem klimatických, hydrologických a biologických dat včetně informací o mízním toku. Automatizovaný sběr dat na systému HP byl vybudován kolektivem pracovníků tehdejší Stavební geologie n.p. Ve své době byl ojedinělým a stal se cílem mnoha zahraničních exkursí a návštěv, především však důležitým zdrojem odborných informací.

Ukázalo se postupně, že v české křídě probíhají hlavní dotace v uzavřených depresích pískovcových skalních měst, kde stromy konzumují méně než 300 kg vody ročně, zatímco rozsáhlá území české křídly jsou pro dotace téměř nepřístupná. Šetrné zacházení bylo doporučeno vůči tak zvaným starým vodám v turonských a cenomanských vrstvách, jejichž stáří bylo stanoveno na 6 – 20 tisíc let. Nepochybně výzkumné povodí Nedamov o rozloze několika kilometrů čtverečních přispělo k objasnění hydrogeologického režimu v rozsáhlém území české křídly.

Útlum hydrologického výzkumu a hledání nových možností v Amazonii

Konečná fáze průzkumných prací v české křídě a jejich vyhodnocení spadaly do období politických přeměn na přelomu osmdesátých let. Finanční prostředky na výzkumnou činnost se postupně vytratily a zdálo se, že hydrologické možnosti malých povodí jsou vyčerpány. Přesto se podařilo M. Tesařovi udržet provoz Volyňky v rámci Ústavu pro hydrodynamiku, a to v měřítku odpovídajícím tehdejšími potřebám základního a aplikovaného výzkumu. V jiných podnicích byl zájem mladší generace o reálná data z pokusných ploch spíše menší. Přednost byla dána simulovaným hypotetickým datům. Pracnost údržby pozorování a nejistá finanční podpora následného zpracování dat byly snad jedněmi z příčin sníženého zájmu.

S rozvojem počítačů nastaly v té době možnosti vývoje globálních nebo alespoň kontinentálních modelů, třeba vývoje klimatu v závislosti na kácení amazonských pralesů. Renomovaný brazilský hydrolog B. Molion (Petrobras Brasil) však upozornil na jednom tropickém symposiu, že tehdejší efektní

dynamické modely povodí Amazonky vycházely z ne zcela spolehlivých pozorování přibližně deseti srážkoměrných stanic v jejím povodí. Ovšem ve světě se jim dostalo jedinečného ohlasu, jestliže prokázaly škodlivost kácení amazonského pralesa na globální vývoj počasí.

Autor článku proto v devadesátých letech využil možnosti zúčastnit se s čsl. doktorandkou H. Moličovou expedice pařížské university do Amazonie a tam na francouzských velmi malých povodích, umístěných v dešťovém pralesu a na vykácených plochách, objasňovat režim vlivu kácení pralesa na hydrologický režim. Náročné klimatické podmínky v povodí řeky Sinamary nedovolily použití sofistikovaných měřicích zařízení, podléhajících jen trochu korozi. Fixní lana v pralesu byla hlavním orientačním vodítkem v nočních fázích pokusných měření. Autor společně s australským kolegou, který se pokusů účastnil, provedli nezávislá zhodnocení výsledků a ukázalo se, že navzdory předpokladům tropický les nemusí být nejlepším stabilizátorem odtoku. Stejně dobré, ne-li lepší výsledky poskytne vykácená plocha, je-li včas nahrazena hustou nízkou vegetací.

Pozornost se zaměřuje na sociální a ekonomické aspekty

Od přelomu osmdesátých let se pozornost i finanční prostředky v zahraničí zaměřovaly spíše na zlepšování života málo rozvinutých komunit. Samozřejmě, že zajištění vodních zdrojů bylo v těchto případech prvotním úkolem a hydrologie a hydrogeologie stále hrály významnou úlohu. Hranice povodí však přestala být omezena rozvodnicí a pokusná plocha začala být vymezena spíše sociální strukturou komunity. Takovou hranicí může být třeba u Samburů nebo Masajů tzv. *manyatta* vymezená vlastnictvím pastvin. Místní vodní zdroje jsou nedostatečné a je na hydrologovi, aby stanovil možnosti využívání zdrojů externích, ať už povrchových nebo podzemních. Jaksi samozřejmě vstupují do hydrologické problematiky problémy povahy sanitární, otázky kvality vody a hygieny vůbec.

Příkladem takového projektu může být pilotní program připravený pod záštitou organizace UNEP pro šest oblastí vytypovaných v globálním měřítku pro komunity žijící v různých ekologických podmínkách. Zde se na vytypovaných plochách napomáhalo všeobecnému zlepšení životních podmínek s tím, že se stanou jakýmsi vůdčími projekty, jejichž příkladu budou okolní komunity následovat. Problémem zůstávala malá iniciativa až laxnost komunit, kterým se již dříve dostalo jiné externí pomoci a které se domnívaly, že taková pomoc bude mít trvalý charakter.

Role experimentálních ploch při studiu vlivu využívání půdního fondu

V nedávné době zaštitila Světová banka projekt rozvoje pro povodí řeky Limpopo v jižní Africe. Povodí o rozloze kol půl milionu čtverečních kilometrů je jako celek velmi těžko zvládnutelné. Nachází se na území pěti států o různém stupni rozvoje a malé hospodářské a politické stabilitě. Střídají se zde oblasti využívané pro intenzivní zemědělství a dobytkařství s územím místních, většinou pastoralistických nomádských kmenů. Jsou zde však i přírodní rezervace a parky, které jsou významným zdrojem finančních prostředků z turistického ruchu. Ten však jde do kapes malého počtu operátorů safari, pohříchu externího původu. Místní obyvatelstvo z nich získává pramálo.

Vyhodnotit význam a podíl jednotlivých sektorů na rozvoji povodí je velice obtížné, a tak opět nastoupila koncepce experimentálních ploch vytypovaných pro jednotlivé sektory s cílem komplexního kvantitativního a kvalitativního vyhodnocení. Základním ukazatelem společným všem plochám bude analýza režimu podzemních vod, které jsou rozhodujícím činitelem v životě tak zvaných *stakeholders*, čili účastníků komplexního ekonomického využití povodí. Je tu i řeka sama, která však pro místní obyvatelstvo a tedy i experimentální plochy zůstává spíše externím zdrojem, co do vydatnosti přísně lokalizovaným jak místně tak sezónně.

Malá povodí jako zdroj archeohydrologických informací

Na západních svazích And na území států Argentiny, Chile, Bolívie a Peru žijí ve značně neutěšených podmínkách indiánské komunity. Vliv Humboldtova proudu, asociovaný s jevem El Niño, omezuje přísun vodních zdrojů od moře, a tak na chilské poušti Atakama prakticky nepršelo v jednom časovém

intervalu více než padesát let. Pouze malé říčky stékající se svahů And a jejich aridní povodí zvaná bolsons a oddělující pobřežní oblast od andských velehor, bývaly příležitostně vyplněny vodou, ale později zasunuty aluviálními depozity. Malé toky stékající z And vysychají až na deset měsíců a intermitentní místní zdroje zůstávají skryty pod povrchem terénu.

Nicméně staré indiánské civilizace dokázaly v těchto oblastech vybudovat podivuhodné systémy zásobování vodou jak pro dnes opuštěná města tak i pro místní zemědělství. Některé nádrže staré dva tisíce let jsou stále užívány, fungují i mohutné podzemní kanály, ale umění jímání vody v malých povodích a jejího dálkového transportu vody pomocí podivuhodných konstrukcí je dnes zapomenuto. Zdá se, že renovace znalostí bude hlavním komponentem v rozvoji životních podmínek dnešních Indiánů. Poznatky archeohydrologie v malých povodích se tak mohou stát novým zdrojem informací. Projekt připravuje konsorcium několika vědeckých ústavů i jednotlivých konzultantů pod vedením L. Fanfaniho z university Cagliari. Jak odpovídá současnému vývoji globální ekonomické situace, i v tak vzdálené oblasti převezme finanční záštitu Evropská unie.

Malá povodí a právní aspekty

Povodeň v srpnu 2002 obrátila kritiku veřejnosti proti správám přehrad v povodí Vltavy. Zaplavení Českého Krumlova bylo dáváno za vinu manipulaci na přehradě Lipno v době povodně. Až s časovým odstupem se ukázalo, že zejména v první fázi povodně byl Český Krumlov zaplaven převážně malými přítoky Vltavy, a jen díky efektivní manipulaci na lipenské nádrži nebyla výše záplavy nejméně dvojnásobná. V rámci znaleckého posudku vypracovaného autorem pro Policii ČR byly pro danou oblast stanoveny doby koncentrace mezi dopadem kritických srážek a vznikem kulminací na místních malých povodích různého tvaru. Ukázalo se, že na malých povodích v řádu kol 100 km² prakticky nelze podle tehdy platného zákona zavčas mobilizovat povodňové orgány tak aby mohly včas a preventivně zasáhnout.

V oblasti byl hydrologicky pozoruhodný vznik trojnásobného katastrofálního průtoku na potoce Polečnice a potoce Křemžském, a to v období mezi 7. srpnem a 1. září, tedy dávno poté co hlavní povodeň skončila. Takový jev dává nový pohled na genezi povodní na malých povodích a indikuje, že ani výzkum základních hydrologických jevů v malých povodích zdaleka neskončil.

Závěr

V krátkosti byly předvedeny ukázky vývoje aplikace malých povodí v hydrologii a vodním hospodářství. Byla připomenuta jména některých odborníků, asociovaná s výzkumy na Volyňce, ale i s projekty volně navazujícími. Nezbyvá na závěr než vzdát dík stovkám neznámých pozorovatelů na všech uvedených povodích. Bez jejich spolupráce a pomoci v terénu by mnohé z prací nebylo možno úspěšně dokončit.

Srážkoodtokové vztahy v beskydských experimentálních povodích

Milan Bíba, Milan Jařabáč, Zuzana Oceánská, Zdeněk Vícha,
Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti Jíloviště - Strnady,
156 04 Praha 516 – Zbraslav; biba@vulhm.cz

Úvod

Od 1. listopadu 1953 je v lesnatých, malých, experimentálních povodích v Beskydách trvale měřen srážkově-odtokový režim. Výzkumu bylo uloženo prokázat a vysvětlit v plně lesnatých povodích **Červík** (CE, 1,850 km²) a **Malá Ráztoka** (MR, 2,075 km²) vlivy lesů, dřevinné skladby, porostních obnov i jiných vnějších vlivů působících tam na interní hydrologii; ověřené poznatky následně prakticky uplatňovat v lesním hospodářství nejen pro produkci dříví, ale též ku prospěchu vodního hospodářství.

Závěrem října 2005 je naplněn 52. hydrologický rok beskydských výzkumných měření. Lze se otázat, proč byla tak dlouhá doba pro měření nutná, a budou-li pokračovat. Příznivé působení lesů ve vodním režimu a na tlumení zrychlené půdní a bystřinné eroze v malých horských povodích je od počátků řešení tohoto úkolu obecně přiznáváno. Původní představy o jejich účincích, protože jsou v přírodě složité, ale měřitelné a průkazné, bude však třeba po vyhodnocení nových dat a zkušeností upravovat. Srážkově-odtokový proces ve dvou zkoumaných povodích v Beskydách má dynamický průběh s velikou rozkolísaností hodnot, ale naštěstí ne s častým opakováním extrémních, občas až katastrofálních průtoků. Vyhodnocovat naměřená data správně je podmíněno i dlouhými časovými řadami. Jejich soubory musí být sestaveny podle časových měřítek odpovídajících metodice určeného problému. Hodnotící práce s netradičními poznatky je nutné postupně provádět po částech odpovídajících potřebám praxe. Proto v tomto příspěvku věnujeme pozornost jen rozsahu ovlivňování odtoků až v delších údobích měření s přednostním zřetelem na postupy a důsledky zrychlených porostních obnov v obou experimentálních povodích.

Vybrané charakteristiky povodí CE a MR, metodika měření

Povodí Červík bylo v letech 1954-1965 zkalibrováno bez úmyslných lesnických opatření. Po ukončení jeho kalibrace byla měření rozdělena na podpovodí A - 0,8824 km² a B - 0,8425 km², a bylo zachováno měření pod soutokem obou pramenných větví bystřiny. Část A byla po roce 1965 zrychleně obnovována pruhovými sečemi, které dosud pokryly 95% jeho plochy, s vytěžením 55% objemu hroubí, které bylo přibližováno převážně traktory na zpevněnou lesní cestu s hustotou 70,1 m/ha. Část B zůstává dosud zachována bez úmyslných obnovních zásahů pro hydrologické kontrolní účely.

Na povodí Malá Ráztoka byly v kalibračním období též měřeny prvky srážek a odtoků vody bez porostních obnov, s nimiž bylo započato v roce 1966 pruhovými sečemi a s přibližováním hmoty lanovkou k téměř horizontálním, jen zčásti zpevněným lesním cestám s hustotou 41,1 m/ha. Do konce roku 1993 bylo obnoveno 140 ha, tj. 70% plochy a do roku 2004 bylo vytěženo 74% objemu hroubí. V průběhu porostních obnov bylo změněno druhové složení dřevin – buk byl nahrazen smrkem k prokázání rozdílů v průtocích vody.

Ve srovnání s obvyklými obnovními postupy byly obnovy v experimentálních povodích asi třikrát zrychleny.

Srážky jsou v povodích CE a MR měřeny klasickými srážkoměry, tj. odměrnými válci v mm, a automatickým srážkoměrem SR 02 napojeným na monitorovací stanici MS 16. V zimě se měří jen klasickým způsobem. Pro přesnost dat a zohlednění terénních podmínek v povodích jsou na každém rozestaveny čtyři totalizátory pro měsíční intervaly měření. Hodnoty jsou polygonovou metodou podle Hortona přepočítávány na celou plochu povodí.

Denní srážkové úhrny v mm jsme seřadili sestupně za celý rok. Jako směrodatné hodnoty jsme vzali průměrnou roční srážku, tj. roční srážkový úhrn podělený počtem dnů v roce; průměrnou srážku jen ze všech srážkových dnů, tj. roční srážkový úhrn podělený počtem dnů, ve kterých byla zaznamenána srážka; pro jednotlivá období byl udělán průměr z ročních průměrů pro čtyři hodnocená období.

Odtoky vody – průtoky v měrných žlabech pod povodími CE (včetně podpovodí A a B) a MR jsou zaznamenávány třemi způsoby: denně v 7 hodin je zjišťován okamžitý průtok na vodoměru pozorovateli. Průběžně je stav hladiny zapisován limnigrafy OTT a současně monitorován inteligentní ultrazvukovou sondou USX 3000. Jsou vyhodnocovány údaje z limnigramů korelované se zápisy pozorovatelů a monitorovacích stanic v CE a MR a z nich je hodnocen průměrný denní průtok. Pro porovnání dat ze čtyř období jsme vyhodnotili m-denní průtoky v l/s a seřadili je od maximálních po minimální v každém hydrologickém roce, zprůměrovali pro každé období a vynesli v logaritmickém měřítku na křivkách znázorňujících rozdíly v jednotlivých obdobích. Pro názornost jsme převedli průměrný roční průtok z l/s na odtokovou výšku v mm.

Celkové 51leté období měření jsme rozdělili na čtyři období charakterizovaná intenzitou obnovních zásahů:

- O1 kalibrační období bez obnovních těžeb: 1954-1965
- O2 počátek obnovních těžeb: 1966-1979; obnoveno 0-35% ploch povodí
- O3 pokročilá obnovní těžba: 1980-1989; MR 35-65%, CE 50%, CE-A 95% ploch povodí
- O4 ustálené období: 1990-2004

Vyhodnocení naměřených dat

V povodí CE podle průměrných srážek ve všech srážkových dnech je zřetelné, že O1 bylo obdobím s nejnižšími denními srážkami (průměr za období byl 4,61 mm). O4 bylo taktéž charakteristické nízkým průměrem srážek (5,79 mm) s nevýraznými roky 1997 a 2001 oproti povodí MR. Období O2 (s průměrem 6,76 mm) a O3 (s průměrem 6,84 mm) byla téměř vyrovnaná, ale i tak bylo O3 nejvlhčí ze všech (tab. 1). Rozdíly byly v úhrnech srážek za rok (obr. 1). Zřetelné jsou periody let bohatších a chudších na srážky, které se tak zjevně neprojevíly v předchozím hodnocení. Srážkově nejbohatší bylo období O3 (s průměrem ročních úhrnů srážek 1202,0 mm) následované hodnotou za období O2 (1174,5 mm). Období O1 (1065,2 mm) a O4 (1054,9 mm) byla téměř shodná.

V povodí MR podle průměrných denních srážek vypočtených ze srážkových dnů (tj. vyjádření vydatnosti denních srážek) byla O1 (6,67 mm) a O2 (6,65 mm) shodná – tab. 1, ale s různým rozložením srážek, kdy v O2 byly periody vlhčích a sušších let; O3 bylo srážkově vyrovnanější a bohatší než předchozí; O4 bylo díky rokům 1997 a 2001 nejvydatnější (s průměrem 7,43 mm), ačkoliv poslední dva roky toho období byly téměř nejsušší (obr. 1). Podle ročního srážkového úhrnu bylo nejsušším období O3 (s průměrem 1171,4 mm) s pozvolným klesáním sumy srážek; následuje O4 (1207,1 mm) a O2 (1171,4 mm) s nejsušším rokem 1954 z celkového období; O1 (1277,2 mm) bylo nejvlhčí s výrazným střídáním suchých a vlhčích let.

Průtoky jsou v povodí CE hodnoceny takto: O1 mělo od Q_{19d} nejnižší průtoky (obr. 2), na rozdíl od MR jsou křivky průměrných denních průtoků v ostatních obdobích úžeji semknuté se střídáním O3 a O4 obzvláště při nižších hodnotách a s prolínáním křivky O2. Ovšem v detailu minimálních průtoků (obr. 4) je rozdíl zřetelný. O1 mělo menší průtoky, než zbývající tři období. Rozdíl mezi O1 (s Q_{330d} 5,0 l/s) a O3 (Q_{330d} 9,3 l/s) je 4,3 l/s. Mezi O2 a O4 nejsou rozdíly průtoků tak výrazné a křivky jsou méně semknuté než na povodí MR.

V povodí MR se křivka v O1 pohybovala v nejnižších průtocích (např. Q_{330d} 8,1 l/s oproti O3 s 16,1 l/s), pouze při vysokých stavech oscilovala mezi ostatními křivkami (obr. 2); O2 je charakteristické jako druhé s nejnižšími m-denními průtoky, až na vysoké hodnoty, kde převyšuje O4; křivka O3 výrazně převyšuje ostatní již od Q_{6d} (356,9 l/s) – např. rozdíl oproti O4 při Q_{330d} je 6,1 l/s; křivka O4 se jeví jako střed mezi O1 a O3. Při nízkých průtocích (obr. 3) v období kalibrace O1 byly nejmenší průtoky a naopak v období dokončování těžeb O3 nejvyšší průtoky z minim. Období O2 a O4 měla nezřetelný rozdíl.

Na povodí CE je zřejmé, že v O1 byly srážky nejnižší, ale průtoky nejvyšší, což je názorné při jejich vyšších hodnotách (1 až 12denní voda). Lze rozpoznat podobnost s posledním obdobím. Naopak v O3 byly srážky nejvyšší, čemuž neodpovídaly průtoky, které byly hlavně při velkých úhrnech nižší až nejnižší než ostatní průtoky v obdobích (obr. 4).

Na povodí MR obr.4 ukazuje trend, kdy v O3 byly průměrné srážkové úhrny nejnižší ze všech období, ale průtoky byly nejvyšší, obzvláště při nižších hodnotách (od Q_{7d}).

Poznatky z rozboru výtokových čar v CE a MR

Z porovnaných průtoků na povodí CE a MR vykazuje MR obecně vyšší průtoky ($28,8 \text{ l/s.km}^2$) než CE ($20,4 \text{ l/s.km}^2$). Jsou důvodem lesní prostředí, civilizační vlivy či přirozená rozrůzněnost klimatu? Z pohledu klimatu je MR bohatší na srážky (průměrný srážkový úhrn za celé období měření byl v CE $1116,8 \text{ mm}$ a v MR $1230,1 \text{ mm}$), což se projevilo i v roce 1997 a 2001 (obr. 1). Také průměrná roční teplota byla na povodí MR vyšší ($6,9^\circ \text{ C}$, CE $6,2^\circ \text{ C}$). Suma průměrů slunečního svitu od listopadu do října v jednotlivých letech byla na CE 1231 a na MR 1199 hodin. Průměrný roční průtok Q_a byl pod povodím CE $37,7 \text{ l/s}$ a MR $59,7 \text{ l/s}$.

Z hlediska dřevinné skladby se povodí nachází mezi nadmořskými výškami 602 – 1084 m, tzn. od 5. lvs do 7. lvs (jedlo-bukový, smrko-jedlo-bukový, smrkový). Přirozeně se tam má vyskytovat buk se smrkem a s příměsí jedle. Na povodí CE byl koncem hydrologické kalibrace podíl smrku 75%, necelých 25% buku a 0,3% jedle; na povodí MR bylo 59% buku, 34% smrku, zůstatek tvořily listnáče. Při srovnávání vlivů lesního prostředí je důležité neopomenout další na les působící faktory: imisní zatížení, které v této oblasti gradovalo koncem 80tých let; turistický ruch a rekreace (zejména v povodí MR, k němuž přiléhá rekreační oblast Pustevny – Radhošť), a extrémní klimatické jevy (na přelomu let 1978/1979 teplotní skok ze $7,5^\circ \text{ C}$ na -22° C).

Dřevinná skladba ovlivňuje vodní režim na povodích. Intenzita transpirace je na listnatých porostech 2 až 5krát vyšší než na jehličnatých, ale vzhledem k většímu objemu biomasy u jehličnanů se tyto rozdíly téměř stírají. Ovšem vliv druhu dřeviny je výraznější při intercepci, která je ve smrkovém porostu vyšší (210 mm) než v bukovém (85 mm , Kantor 2005). Při vyšší intercepci se zachytí více srážek v korunách stromů, odkud je voda vypařována do atmosféry bez styku se zemí.

Na povodí CE byl největší průměrný průtok za období výzkumu v O4, zatímco toto časové ohraničení vykazuje nejmenší průměrný úhrn srážek (tab. 1). Lze se domnívat, že tento rozdíl způsobily hydrologické jevy v tomto období – nejen povodně v letech 1996, 1997 a 2001 (ty však nebyly na CE tak výrazné), ale hlavně suché roky 2003 a 2004. Věnujme pozornost roku 1997, jehož roční srážkový úhrn (1198 mm) způsobil nadprůměrné průtoky ($Q_a = 57 \text{ l/s}$, průměr za 51 let $Q_a = 37,7 \text{ l/s}$). Rok 1997 by byl jedním z nejsušších, nebýt povodně na počátku července. V celém roce bylo 181 dnů bez srážek, ale 8 se srážkou větší než 30 mm v teplém období od května do října; v chladném období od listopadu do konce dubna bylo 25 dní se specifickým průtokem $q = 1,9 \text{ l/s.km}^2$, 38 dní s $q \leq q_{365d}$ ($4,5 \text{ l/s}$) a 48 dní s $q \leq q_{330d}$ ($7,6 \text{ l/s}$). Podle průměrného srážkového úhrnu jsou si O1 (kalibrace se 100% pokrytím povodí lesem) a O4 (ustálení, porosty dorůstají až 40 let) podobné, ač v obou se vyskytly povodně. Oproti tomu O2 a O3, v nichž byly prováděny obnovy, byla srážkově i odtokově „normálnější“, sice s častými výkyvy střídání suchých a vlhkých let, ale tomu odpovídajícími průtoky. Povodí MR mělo v O3 (pokročilé obnovní těžby) opačnou tendenci, tj. průměrný srážkový úhrn za O3 byl nejnižší ($1171,4 \text{ mm}$), ale průměrný průtok za období byl výrazně vyšší než ostatní ($72,2 \text{ l/s}$). Také z grafu m-denních průtoků a srážek (obr. 4) je zřetelné, že v O3, v němž byly dokončovány obnovy, byly nejnižší srážkové úhrny, ale nejvyšší průměrné denní průtoky pod hodnotou Q_{4d} , tedy kromě vyšších průtoků stále. Při znázornění minimálních průtoků pod Q_{320d} , tedy v době, kdy již nemělo vliv množství srážek (s hodnotou $0,0 \text{ mm}$), byly na MR nejvyšší minimální průtoky v O3, v nichž byl možný vliv transpirujících dřevin nebo imisních škod v 80tých letech. Na povodí CE byla situace opačná.

Nelze jednoznačně říci v tomto experimentu, že lesy vodu do malého hydrologického oběhu přidávají, protože v kalibrační době byly nejvyšší průtoky na povodí CE pouze ve vysokých stavech, ač tam spadlo méně srážek, ale na povodí MR se toto nepotvrdilo. Naopak v tom období byla nejnižší minima průtoků.

Je zřejmé, že krajina pokrytá lesem má vyšší schopnost tlumit průtokové vlny, a též i větší půdní retenci než ostatní plochy včetně zemědělských. Rozhodujícím je les, který má hydrologickou funkci i v běžném hospodářském využívání.

Doporučení a závěry

Dlouhodobá měření VÚLHM potvrzují, že ani při intenzivních obnovách porostů nedocházelo v průběhu měřeného období v Beskydách k vodohospodářsky negativním jevům, které by byly primárně způsobeny hospodařením v lesích. Nedošlo ani ke zvýšení kulminačních průtoků. Během

obnovy porostů docházelo v určitých obdobích k dílčím změnám v minimálních odtocích, infiltraci i objemu povrchového a podpovrchového odtoku.

V roce 1997 proběhla v celé oblasti katastrofální povodeň, ta byla ale způsobena extrémními srážkovými úhrny. Dosavadní měření prokázala, že retenční schopnost lesa je přirozeně limitována, je závislá zejména na retenční kapacitě lesní půdy. V závislosti na stanovištních podmínkách se pohybuje v rozmezí 40 – 60 mm srážek, v příznivých podmínkách je udáváno 80 až 125 mm (Krečmer a kol, 2003). I to je cca 5 – 9 krát více než u zemědělských půd. Přesto je zřejmé, že při skutečně vysokých srážkových úhrnech, uvádí se kritická hranice 150 – 200 mm souvislých srážek (Kantor, Šach, 2003), dochází již i na lesních půdách k spontánnímu povrchovému odtoku, resp. odtoku vody celým půdním profilem. Vzniku povodní za takto extrémních srážkových úhrnů tedy les nezabrání, ale v oblasti nižších srážek lesní ekosystém velice účinně převádí povrchový odtok na podpovrchový. Velký význam má samozřejmě stav lesního porostu, který má i přímý vliv na fyzikálně-chemické vlastnosti půdy. Významnou roli hraje dřevinná skladba, zejména zastoupení stanovištně vhodných listnatých dřevin, a to především z hlediska udržení dlouhodobě příznivých vlastností půdy.

Doporučovány jsou jemnější formy hospodaření, s uplatněním menších obnovních prvků, využívání clonných sečí a podrostitního hospodaření, což má řadu nesporných ekologických přínosů. S ohledem na stávající strukturu porostů je ale v řadě případů nutné a oprávněné i diferencované uplatňování maloplošné holosečné obnovy. Přitom je důležitý fakt, že z hlediska hydrických funkcí a odtoku má klíčový význam lesní půda a přízemní vegetace. I v době po smýcení porostu si lesní půda ještě několik let zachovává své příznivé vlastnosti (preferenční cesty pro infiltraci vody poblíž kořenových zbytků). Následný porost (z umělé nebo ještě lépe z přirozené obnovy) postupně začíná půdu opět prokořeňovat a stínit. Přízemní pasečná vegetace (buňeň) mezitím rychle vytvoří půdní kryt a dočasně přebírá i evapotranspiraci. K určitým půdním změnám ale přesto dochází, zejména k rychlejší mineralizaci humusu. Proto je oprávněná snaha o co nejrychlejší zajištění a zapojení následného porostu (kultury). Při vyrovnaném zastoupení věkových tříd v lesích probíhá současná obnova na velmi malé části rozlohy lesa (povodí), proto se její důsledky v dimenzích povodí prakticky neprojeví. Z hlediska hydrického působení lesů není tedy uplatňování běžné obnovní těžby v lesích negativním zásahem. Samozřejmě ale musí být používání šetrných technologií, které nenarušují půdní povrch a nezrychlují erozi. Vznik erozních rýh a narušení břehových částí toku s následným urychlením pohybu splavenin je naopak velmi častým negativním důsledkem nevhodně a nešetrně používané technologie přibližování dříví nebo nevhodně trasované a provedené odvozní cestní sítě.

Z předloženého rozboru hydrologického působení jednotlivých fází obnovního cyklu v lesích vyplývá značná složitost jednotlivých vlivů, které se ve svých důsledcích projevují v režimu odtoku z povodí. Z hlediska praktických doporučení pro hospodaření v lesích je asi nejdůležitější snaha o dlouhodobou vyrovnanost odtoků a stabilitu lesních porostů. A z tohoto hlediska má význam rovnoměrné zastoupení jednotlivých věkových stupňů, stanovištně vhodná dřevinná skladba a používání šetrných těžebních a přibližovacích technologií. Samotný fakt, že v lesích probíhá obnova porostů a s ní související přiměřená těžba, nemá na hydrologický režim negativní vliv.

Literatura

- Bíba M., Chlebek A., Jařabáč M., Jiřík J.: Les a voda – 45 let trvání vodohospodářského výzkumu v Beskydech. Zprávy lesnického výzkumu, 46, č. 4/2001, 231 - 238.
- Bíba M.: Dlouhodobý lesnicko-hydrologický výzkum v lesních povodích. In: Sborník Lesy a povodně. Česká lesnická společnost, Praha, 2003: 9-16; ISBN 80-02-01564-9
- Bíba M., Chlebek A., Jařabáč M.: Účinky lesních půd v ochraně proti povodním podle příkladů z Beskyd. In: Sborník Hydrologie půdy v malém povodí. Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, Praha, 2003: 137-140; ISBN 80-02-01586-X
- Chlebek A., Jařabáč M.: 40 let lesnicko-hydrologického výzkumu v Beskydech 1953-1993, Lesnický průvodce 2/1995, Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti, Jíloviště-Strnady, str. 12-14, 17
- Kantor P.: Vodohospodářský potenciál horských lesů při přivalových srážkách, Sborník: Trvale udržitelné hospodaření v lesích a krajinně, LDF MZLU, Brno 2005
- Kantor P., Šach F.: Účinnost lesních ekosystémů při tlumení povodní. In: Sborník Lesy a povodně. Česká lesnická společnost, Praha, 2003: 12 – 16; ISBN 80-02-01564-9

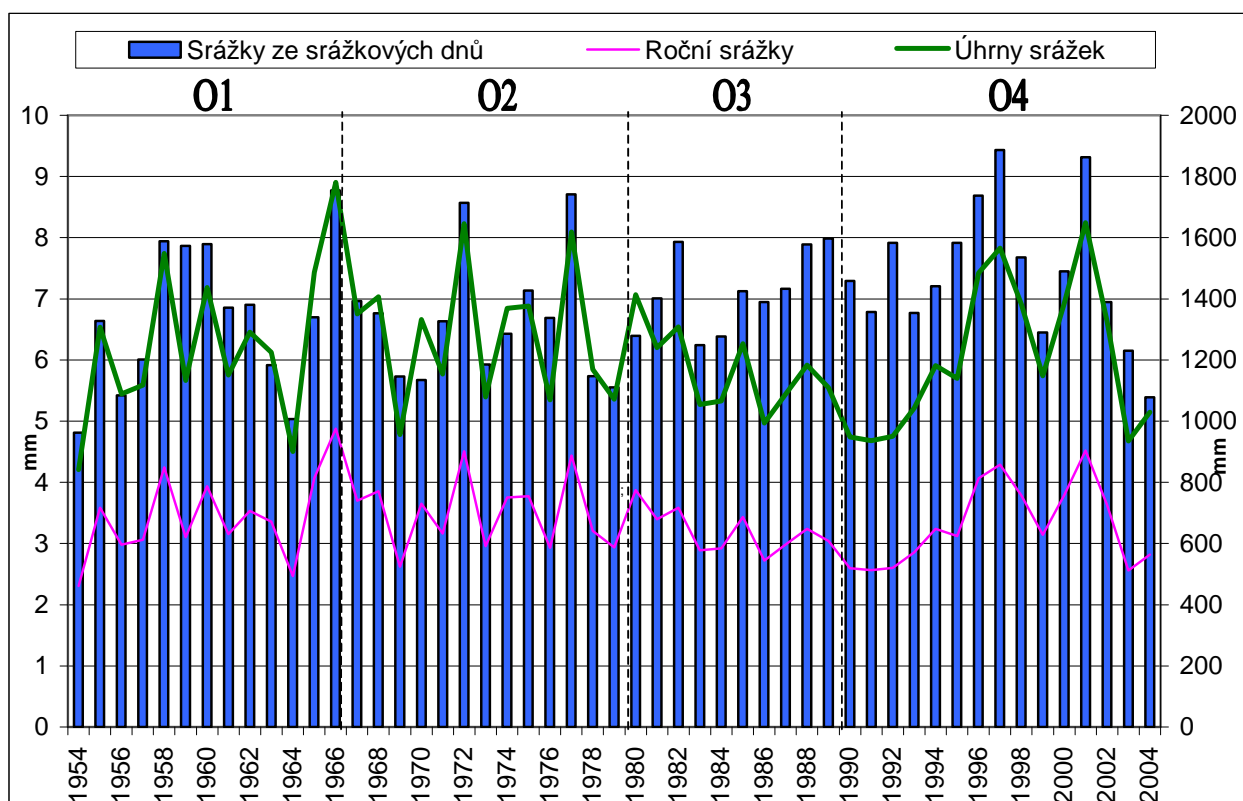
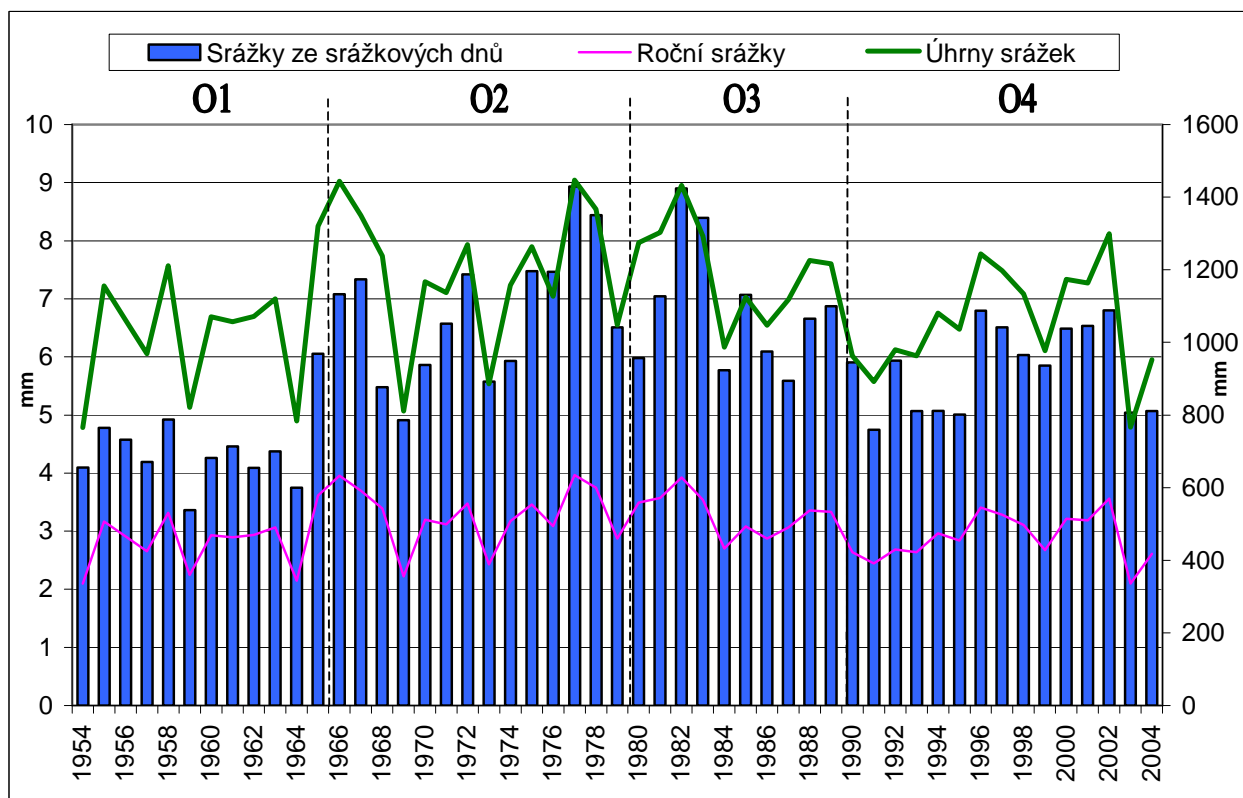
Krečmer V. a kol.: Lesy a povodně. Souhrnná zpráva. In: Sborník Lesy a povodně. Česká lesnická společnost, Praha, 2003: 5 – 7; ISBN 80-02-01564-9

Šír M., Tesař M., Lichner Ľ., Syrovátka O.: Vegetační porost krajiny a vodní hospodářství. Vodní hospodářství, 8/2004: 234 – 238

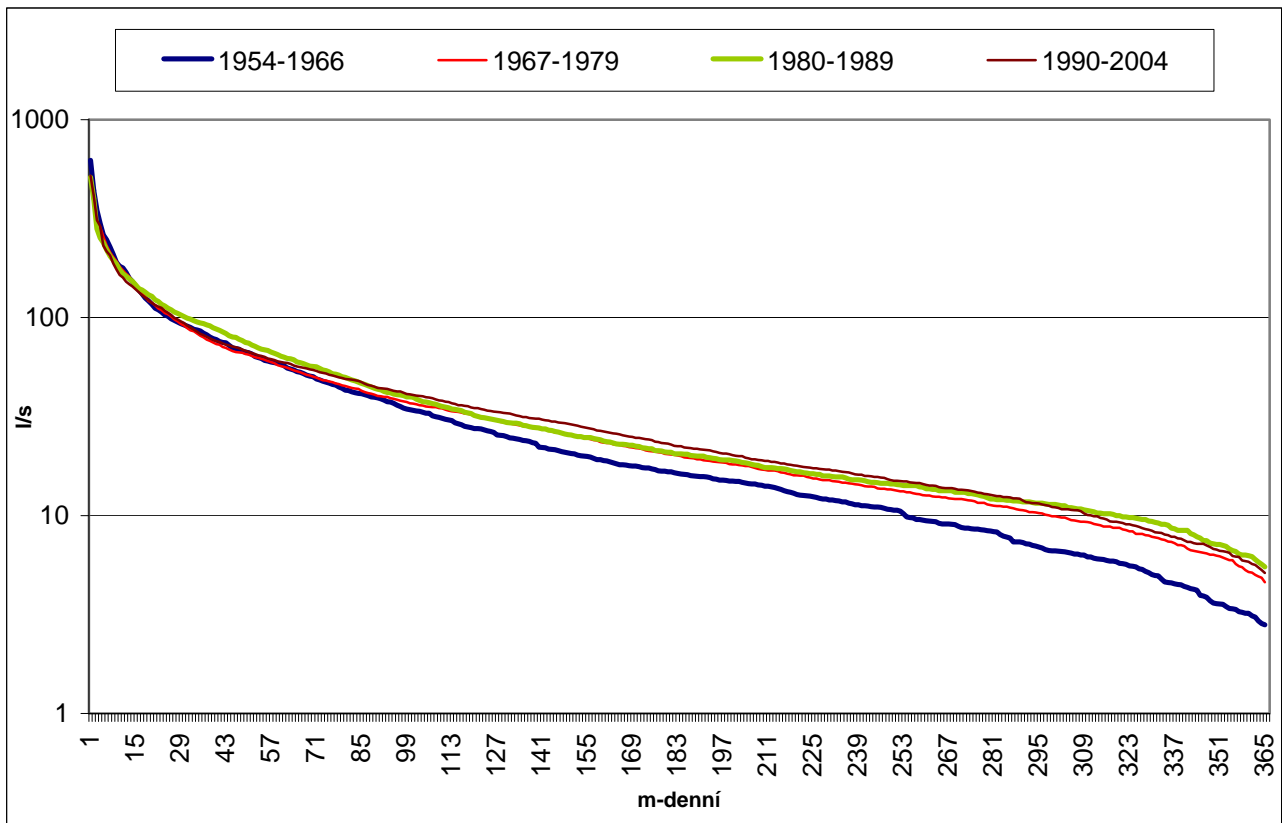
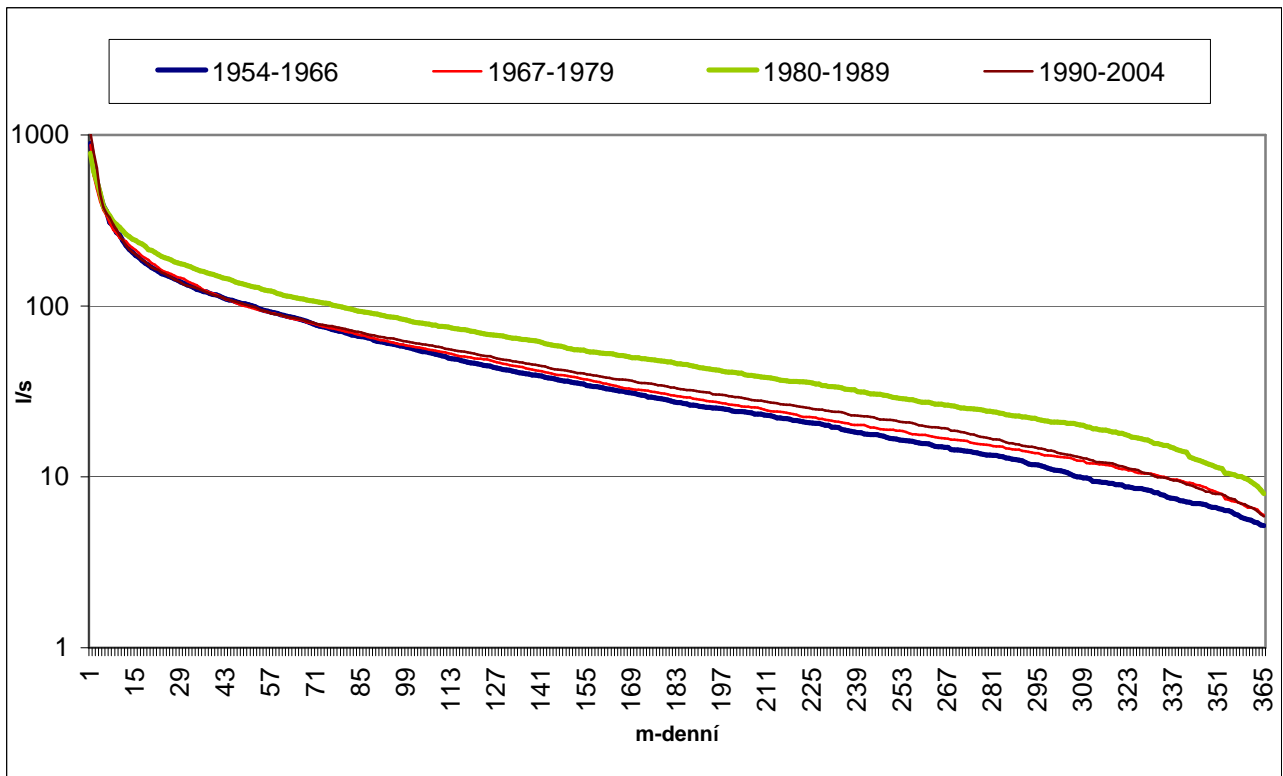
Zelený V.: Výsledky lesnicko-hydrologického výzkumu v experimentálních beskydských povodích, Vodohospodářský časopis, 27, 1979, 6:584 – 600

Poděkování

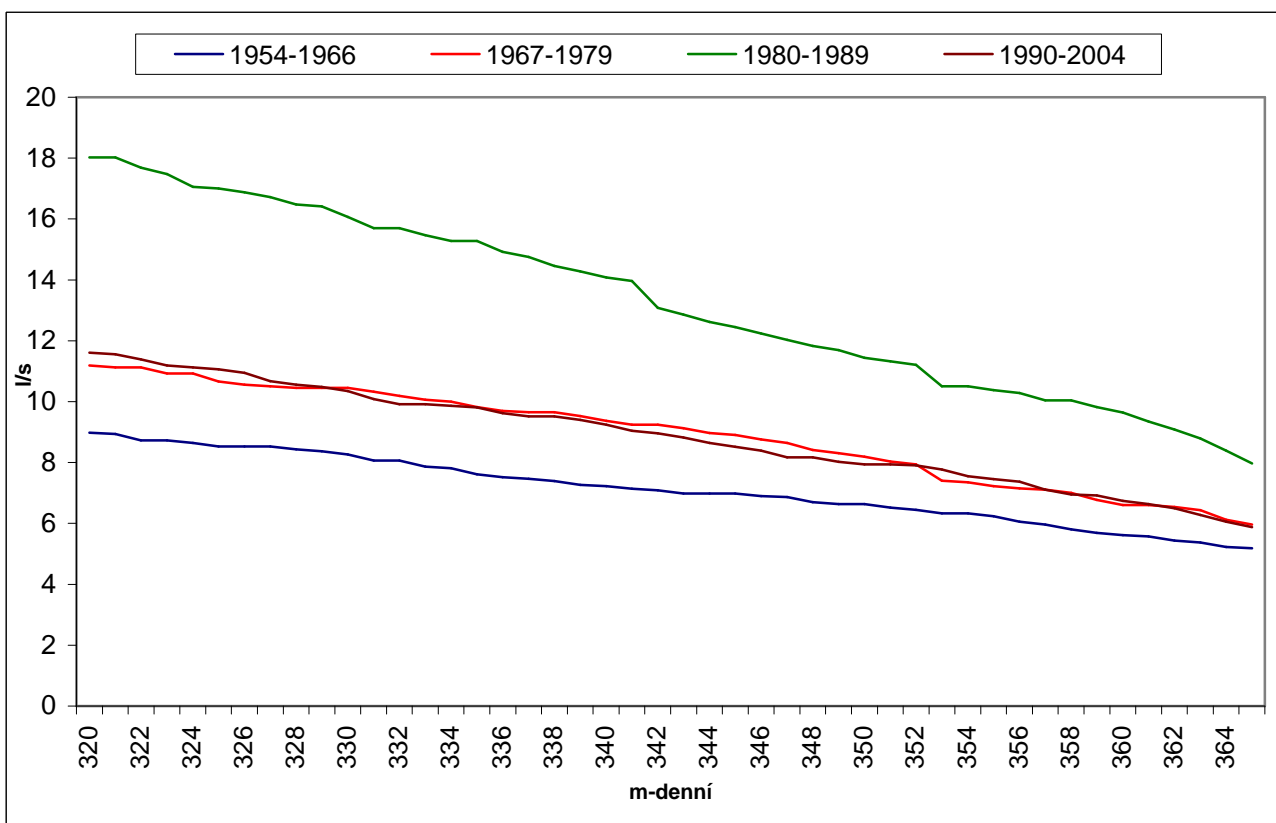
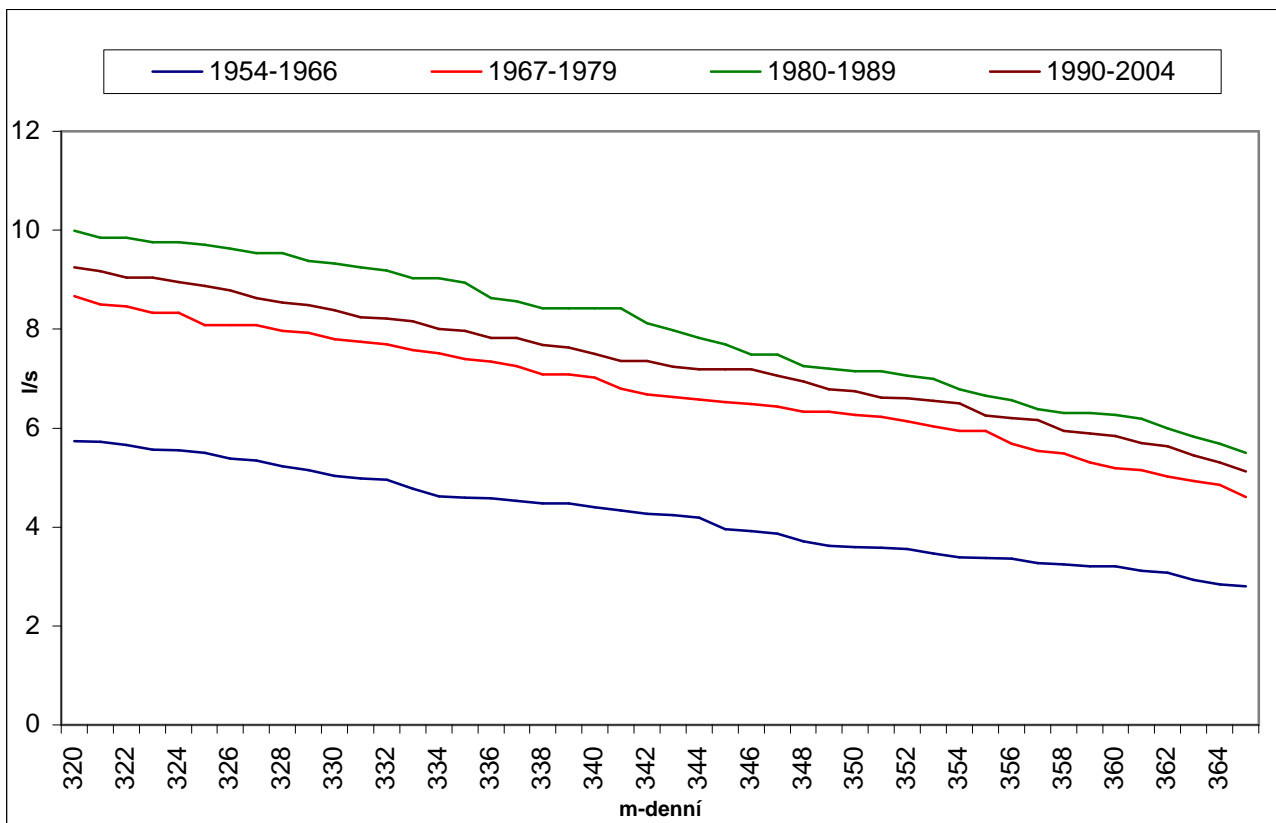
Příspěvek byl zpracován v rámci výzkumného projektu NAZV č. QF 3013 „Vývoj hydrického působení lesů malých horských povodí“. Jeho řešení bylo zahájeno v roce 2003 s návazností na výsledky předcházejících dlouhodobých výzkumných projektů.



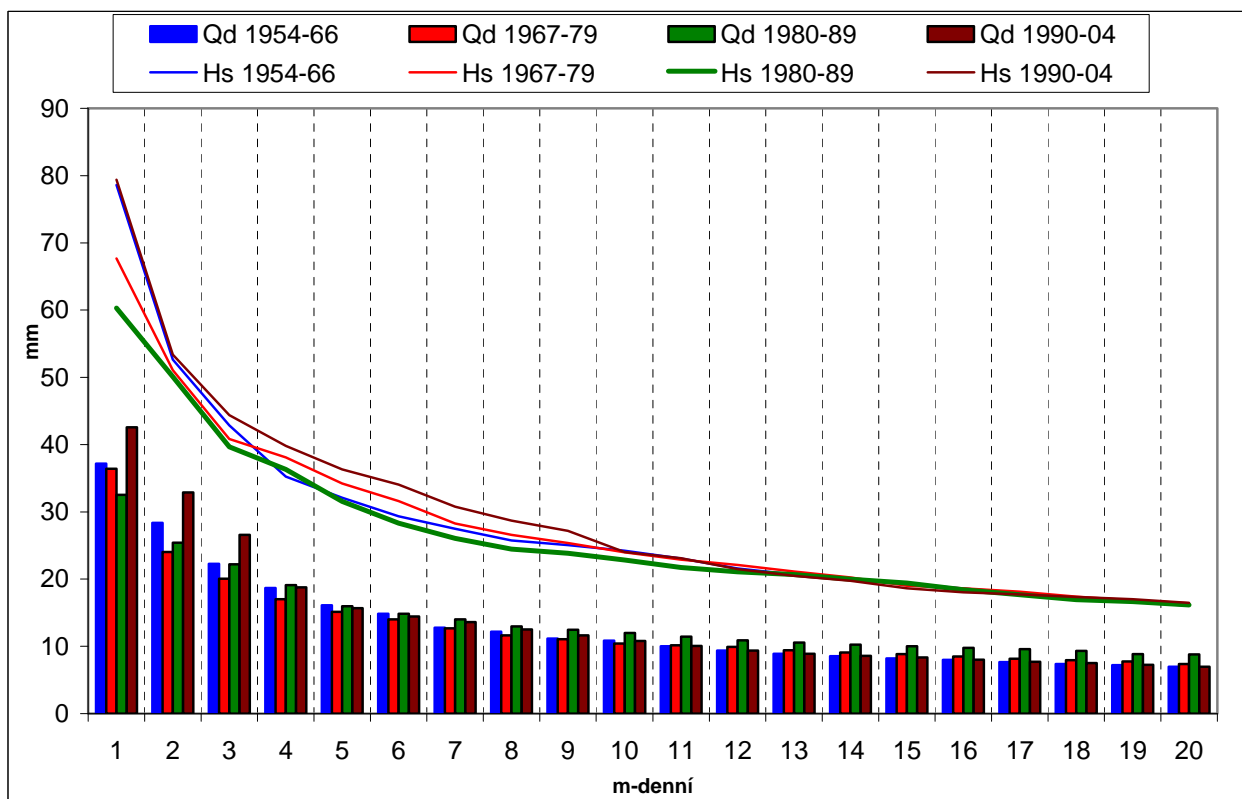
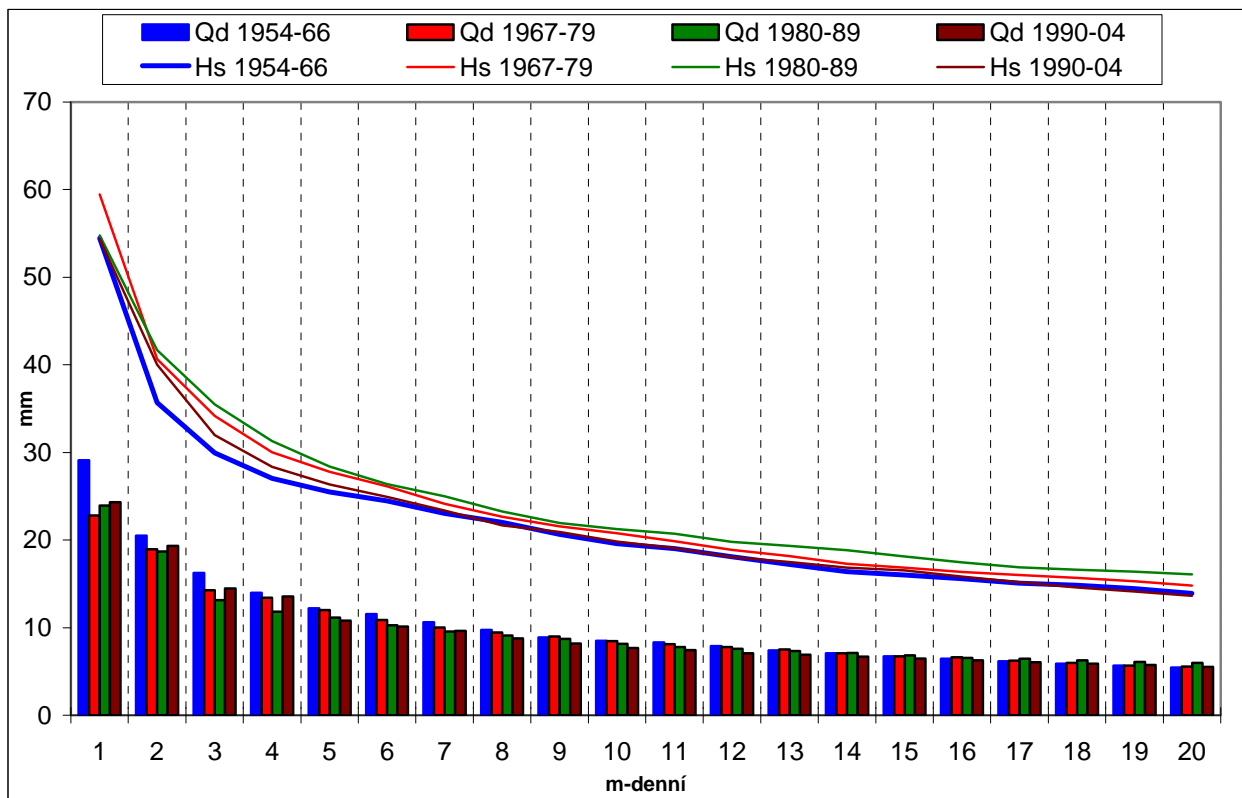
Obr. 1: Průměrné srážky ze všech srážkových dnů, průměrné roční srážky a srážkové úhrny v letech výzkumu rozdělených do čtyř období na povodí Červík (nahore) a Malá Ráztoka (dole).



Obr. 2: M-denní průtoky v jednotlivých obdobích výzkumu (O1, O2, O3, O4) na povodí Červík (nahore) a Malá Ráztoka (dole).



Obr. 3 Minimální průtoky od Q_{320d} ve čtyřech obdobích na povodí Červík (nahore) a Malá Ráztoka (dole).



Obr. 4 Znárodnění m-denních průtoků a srážek v (mm) z celé řady měření, rozdělených do čtyřech období na povodí Červík (nahore) a Malá Ráztoka (dole).

CE	O1	O2	O3	O4
Srážky (mm)	2,9	3,2	3,3	2,9
Srážky ze srážkových dnů (mm)	4,6	6,8	6,8	5,8
Srážkové úhrny (mm)	1065,2	1174,5	1202,0	1054,9
Odtokové výšky (mm)	604,9	634,8	668,9	665,7
Průtoky (l/s)	35,5	37,2	39,2	39,0
Teplota (°C)	6,1	5,9	6,0	7,5
Sluneční svit (hod.)	1354,2	1197,4	1250,6	1132,6
MR	O1	O2	O3	O4
Srážky (mm)	3,4	3,5	3,2	3,3
Srážky ze srážkových dnů (mm)	6,7	6,7	7,1	7,4
Srážkové úhrny (mm)	1254,7	1277,2	1171,4	1207,1
Odtokové výšky (mm)	828,0	849,1	1105,0	894,3
Průtoky (l/s)	54,5	55,9	72,7	58,8
Teplota (°C)	7,0	7,0	6,6	6,7
Sluneční svit (hod.)	1207,4	1134,0	1288,7	1187,9

Tab. 1 Roční průměry vstupů do srážko-odtokového procesu za jednotlivá období na povodí Červík (CE) a Malá Ráztoka (MR).



Foto 1 Měrný žlab na povodí Červík



Foto 2 Měrný žlab a limnigrafická budka na povodí Malá Ráztoka



Foto 3 Měrný žlab, limnigrafická budka a pluviograf na povodí Červík podpovodí A.



Foto 4 Pohled do povodí Červík



Foto 5 Pohled do povodí Malá Ráztoka

Porovnání měření a simulace půdní vody

Josef Buchtele, Marie Buchtelová, Miroslav Tesař, Miloslav Šír
Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Pod Paťankou 30/5, 166 12 Praha 6

Úvod

Při simulacích odtoku s využitím koncepčních deterministických modelů srážko-odtokového procesu jsou modelované průtoky porovnávány s měřeními odtoky. Při simulacích jsou obvykle také užitým modelem generovány průběhy zásob podpovrchových vod.

V rámci experimentální základny Nový Dvůr Ústavu pro hydrodynamiku Akademie věd ČR na Šumavě jsou prováděna měření půdní vody na třech rozdílných lokalitách: na zemědělsky využívané orné půdě, na zatravněné ploše a v malém zalesněném povodí Liz, kde sledování vodního režimu půd bylo založeno na deseti místech lišících se nadmořskou výškou a věkovou i druhovou skladbou lesního porostu. Takto získané údaje je možné srovnávat se simulovanými zásobami podpovrchové vody, které jsou výstupem modelování srážko-odtokového procesu pro experimentální povodí. Lze tím přispět k zpřesnění při implementaci modelu a/nebo zjistit případné nesrovnalosti v datových souborech užitých pro kalibraci modelu.

Užité modely a data

Při simulaci srážko-odtokového procesu byly použity dva deterministické koncepční modely:

-SAC-SMA (Sacramento Soil Moisture Accounting - Burnash, 1955) – obr. 2a.

-BROOK - model vyvinutý v US Forest Service (Federer, 1993) – obr.2b.

Model SAC-SMA, který byl v předložené studii ve větší míře využíván má ve své struktuře pět zón: UZTWM (horní zóna vázané vody), UZFWM (horní zóna volné vody), LZTWM (dolní zóna vázané vody), LZFPM (dolní zóna volné primární podzemní vody), LZFSM (dolní zóna volné suplementární vody - sezónní).

Model generuje šest odtokových složek – tři komponenty povrchového odtoku a dále primární podzemní odtok (PRM), doplňkový podzemní odtok (SUP) a podpovrchový odtok (interflow), tj. odtok vytvořený přebytkem vody v zónách spojených s vegetačním krytem (INT). Představu o proporcích těchto komponent je možné získat z obr. 5, který ilustruje, že podpovrchové vody představují převládající složku celkového odtoku. V modelech SAC-SMA i BROOK je důležitou částí struktury vytváření sněhových zásob a tání sněhu. V obou modelech je také explicitně zahrnuta evapotranspirace (Buchtele et al., 1999).

Jako vstupní data pro simulace jsou užity denní časové řady srážek, teplot vzduchu a průtoků. Užitá řada jsou delší než 15 let v případě simulací, měření půdní vody bylo k dispozici také pro dlouhou periodu 20 roků, ovšem vždy pro letní období (květen-říjen).

Experimentální povodí a plochy na Šumavě

Malé experimentální povodí Liz, odtoková plocha Zábrod – pole a Zábrod – louka leží v horské a podhorské oblasti Šumavy.

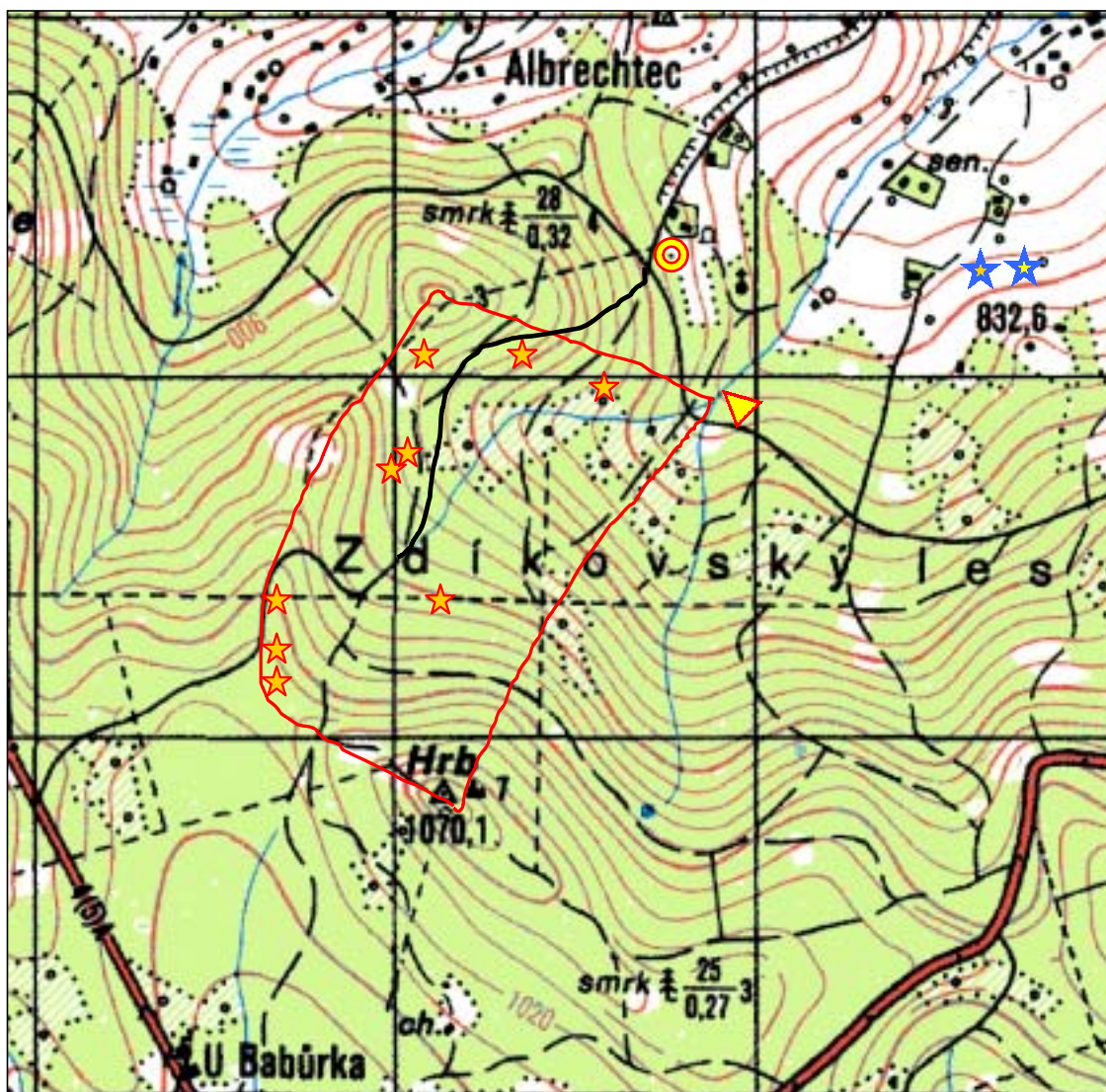
Povodí Liz je situováno v jihozápadní části Vimperské vrchoviny v povodí Zíkovského potoka, který protéká širší luční depresí. Ve své horní partii je potok formován na severně orientovaných zalesněných svazích, kde se nachází povodí Liz ve vzdálenosti cca 4 km od obce Zdíkov v okrese Prachatice. Experimentální odtokové plochy Zábrod – pole a Zábrod – louka jsou situovány pod zalesněnými svahy s povodím Liz. Povodí Liz s plochou 0,99 km² je zcela zalesněno. Lesní porost náleží ke kyselé smrkové bučině (6K1, 6K2, 7K2, 6V4). Půdním typem je oligotrofní lesní eutrický

kambisol. Zeměpisné souřadnice povodí jsou $13^{\circ} 40' 01''$ – $13^{\circ} 41' 00''$ východní délky a $49^{\circ} 03' 23''$ – $49^{\circ} 04' 09''$ severní šířky. Maximální výška povodí je 1074 m n.m., minimální 828 m n.m. a průměrná výška povodí je 941,5 m n.m. Průměrný sklon svahů povodí je 16,55 %, délka povodí je 1,45 km a délka toků 2,28 km.

Experimentální odtoková plocha Zábrod – louka je využívána jako trvalý travní porost. V roce 1976 byla lokalita odvodněna systematickou trubní drenáží. Půdním typem je kyselý slabě oglejený eutrický kambisol. Zeměpisné souřadnice odtokové plochy jsou $13^{\circ} 41' 45''$ východní délky a $49^{\circ} 04' 15''$ severní šířky. Průměrná nadmořská výška je 788 m.

Experimentální odtoková plocha Zábrod – pole představuje ornou půdu, která byla přechodně využívána jako trvalý travní porost. V roce 2005 byla opět zorněna. V roce 1976 byla lokalita odvodněna systematickou trubní drenáží. Půdním typem je kyselý podzolovaný eutrický kambisol. Zeměpisné souřadnice odtokové plochy jsou $13^{\circ} 41' 45''$ východní délky a $49^{\circ} 04' 13''$ severní šířky. Průměrná nadmořská výška je 789,5 m.

Fyzickogeografická mapa povodí Liz a situační znázornění lokalit Zábrod je obsahem obr. 1.



Obr. 1: Fyzickogeografická mapa povodí Liz a situační znázornění lokalit Zábrod (kroužkem je označena meteostanice, trojúhelník představuje uzávěrový profil, červené hvězdičky reprezentují jednotlivá měřicí stanoviště a modré hvězdičky značí lokality Zábrod – pole a Zábrod – louka).

Výše popsané experimentální povodí a odtokové plochy jsou vybaveny automatickým monitorovacím systémem pro kontinuální záznam teploty vzduch a půdy (teploměry Pt100), sacích tlaků v jednotlivých genetických horizontech půdního profilu (vodní tenzometry), objemových půdních vlhkostí (vlhkoměry typu HFP) a úhrnu a intenzity srážek (srážkoměry se zachytnou plochou 500 cm²). Půdní vlhkoměry typu HFP představují mikroprocesorem řízené zařízení, jehož pomocí se objemová půdní vlhkost získává pomocí vysokofrekvenčního měření permitivity. Přesnost měření v polních podmínkách je cca 1 % obj. V uzávěrovém profilu povodí Liz je kontinuálně měřen a zaznamenáván průtok. V blízkosti tohoto uzávěrového profilu je osazen automatický monitorovací systém pro gradientová měření toku tepla a vody v přízemní vrstvě atmosféry a v půdě.

Kalibrace modelu SAC-SMA pro povodí Liz

Výstupy simulací s použitím modelu SAC-SMA pro povodí Liz jsou prezentovány na obr. 3 - 5. V obr. 3 jsou porovnávány měřené a simulované průtoky ve dvou rozdílných měřítkách a pro rozdílná období. Rozdíly měřených a simulovaných odtoků $dQ = Q_{obs} - Q_{sim}$ jsou zobrazeny ve dvou různých formách v obr. 4; vyhlazené rozdíly (dQ) s délkou vyhlazení $m = 365$ dnů jsou ilustrovány obr. 4a a akumulované rozdíly (sum dQ) obr. 4b.

Grafy představené na obr. 3 a 4 ukazují, že lze předpokládat, že v datech užitých pro identifikaci struktury modelu i určení jeho parametrů nejsou významné nesrovnalosti. Proto lze předpokládat, že také výsledky prezentované obr. 5 jsou přijatelné. Simulované objemy vody ve třech zónách modelu jsou zobrazeny na obr. 5a, zatímco obr. 5b a 5c ukazují, že z „nádrže“ LZFPM se vytváří převážná část odtoku a proto objem LZFPM porovnatelný s měřeným objemem půdní vody.

Porovnání měřených a simulovaných zásob podzemní vody

Povodí Liz je situováno v oblasti krystalinika, ve kterém nejsou obvykle velké zásoby podzemní vody. Proto byly provedeny pokusy porovnávat simulace vody v LZFPM s měřenou hladinou vody ve vrtech v křídové oblasti, které jsou zachyceny na obr.6. Podobnost trendů obou veličin je zřetelná. Podobné trendy jsou patrné také při porovnání LZFPM s vydatností pramenů v této oblasti (obr.7). Proto byla v povodí Liz hlavní pozornost věnována srovnávání obsahu vody v LZFPM s měřeným obsahem půdní vody v místech s rozdílným vegetačním krytem, jak je to prezentováno na obr. 8 a 9. Pro povodí Liz byly provedeny také simulace modelem BROOK a výsledky jsou zachyceny v těchže obrázcích. Simulovaná půdní voda (swat) pro les a louku vykazuje rozdílné hodnoty při srovnání s hodnotami simulovanými modelem SAC-SMA, což je zřejmě způsobeno také zřetelně odlišnou strukturou obou modelů.

Experimentální data prokázala, že maximální retenční kapacita povodí, hydrofyzikální vlastnosti půdního profilu a aktuální tenzometrické tlaky půdní vody představují zásadní faktory při formování srážkoodtokového vztahu (Tesař et al., 2001, 2004a, 2004b).

Závěry

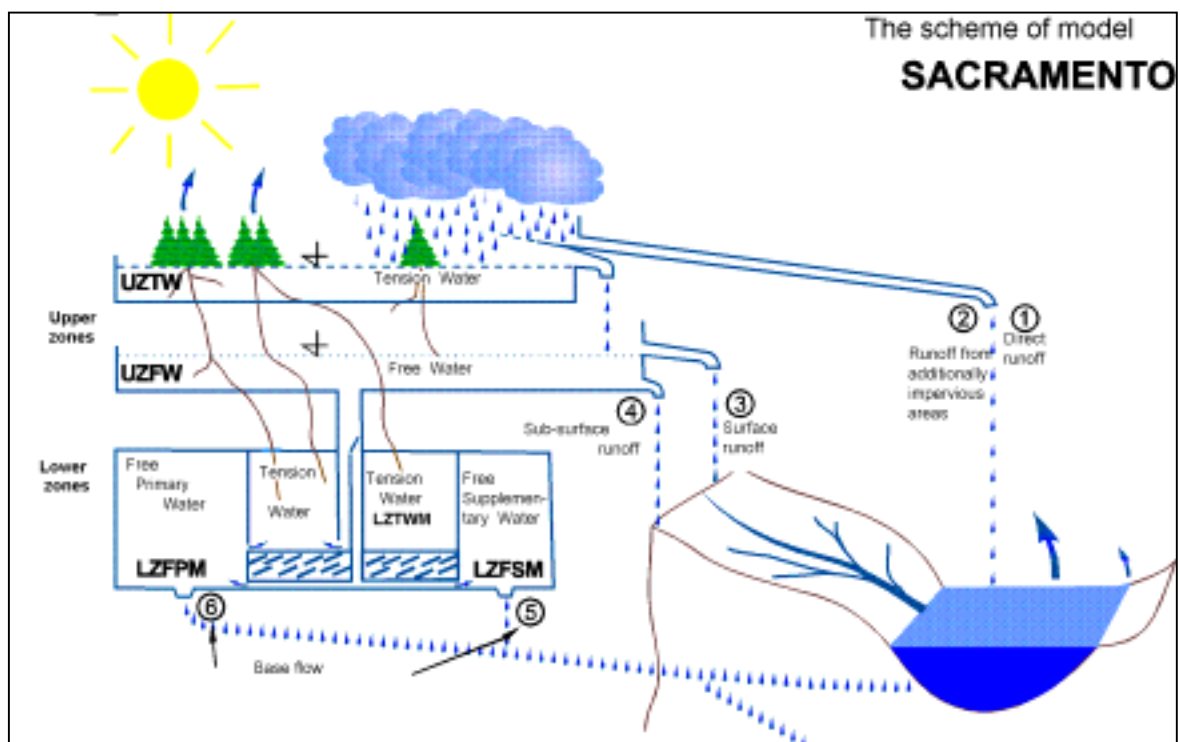
Interakce srážek, evapotranspirace a odtoku lze sledovat simulacemi s využitím deterministických koncepčních modelů srážko-odtokového procesu a tento postup také poskytuje možnost hodnotit zásoby podpovrchové vody. Výsledky simulací půdní vody s využitím modelů SAC-SMA a BROOK pro experimentální povodí Liz byly porovnávány s měřením půdní vody v lokalitách s různým vegetačním krytem. Výsledky mohou být užitečné jak pro implementaci modelu, tak pro hodnocení půdních poměrů.

Poděkování

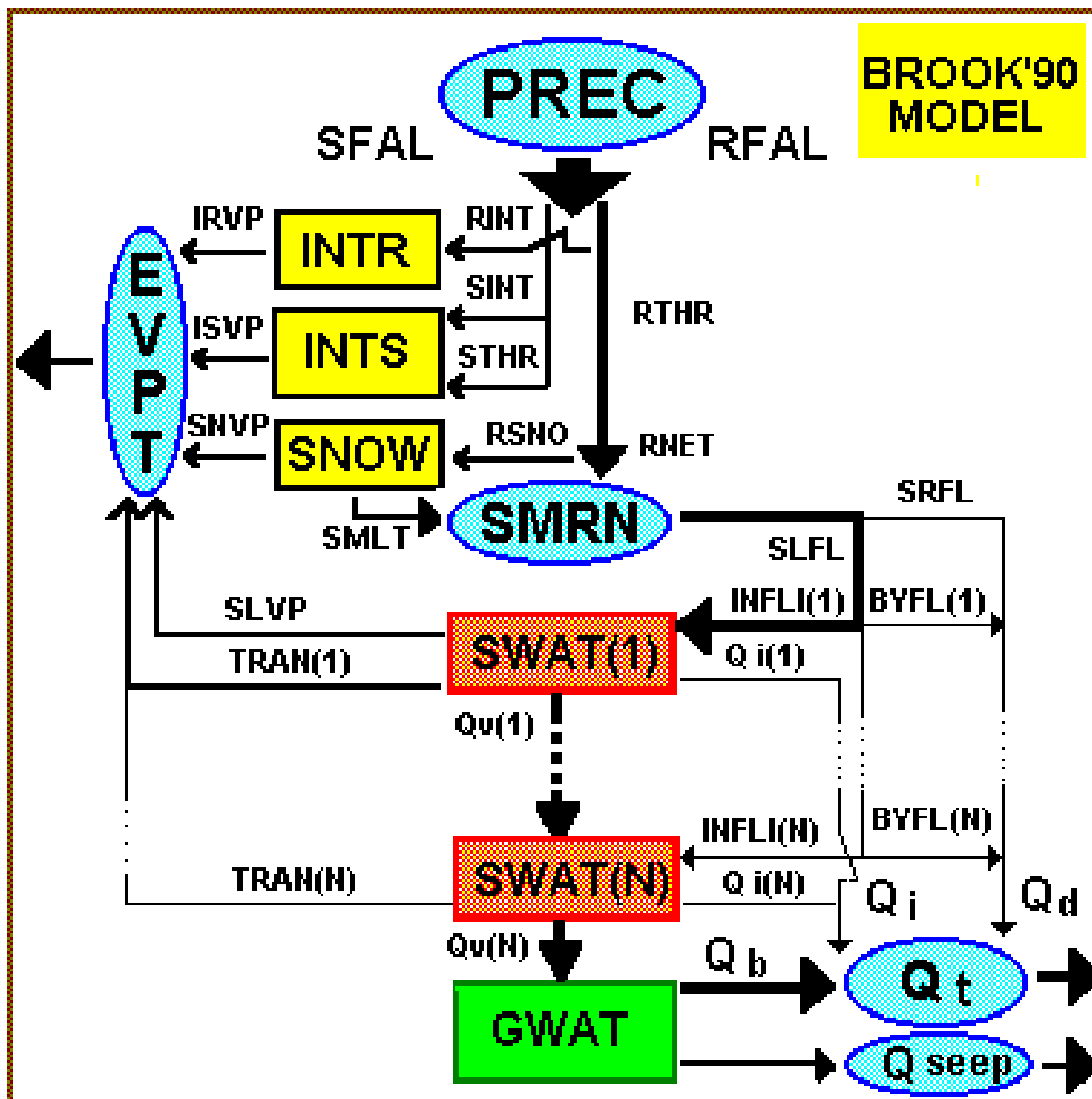
Tento příspěvek vznikl s podporou GAČR(205/03/0468) a AVČR(AV0Z206005, IBS2060104).

Literatura

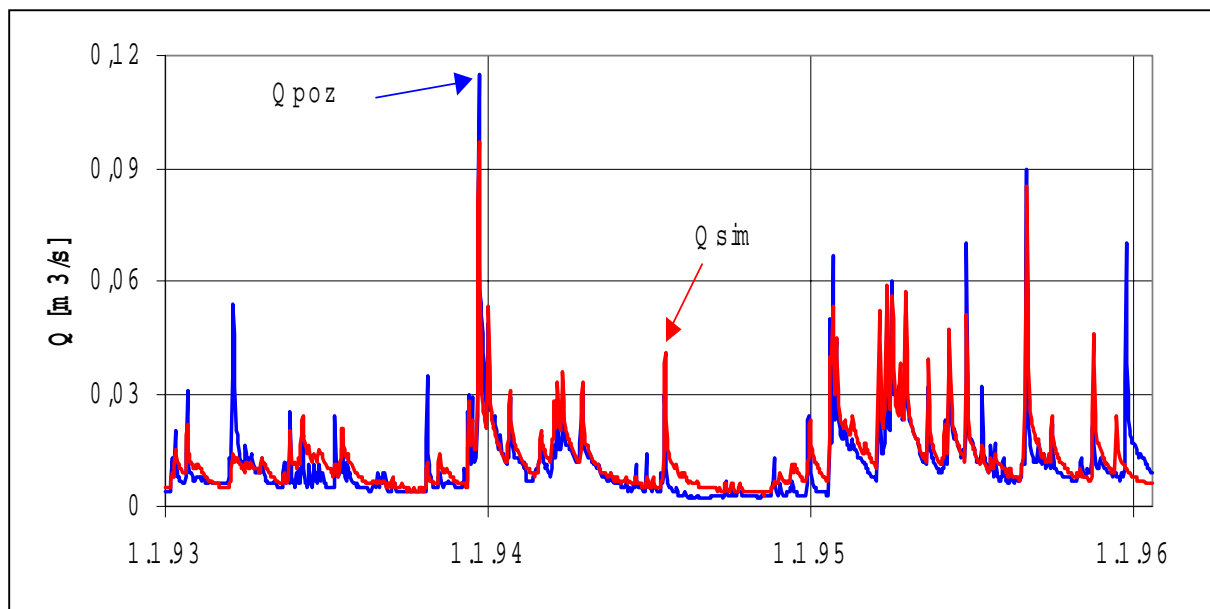
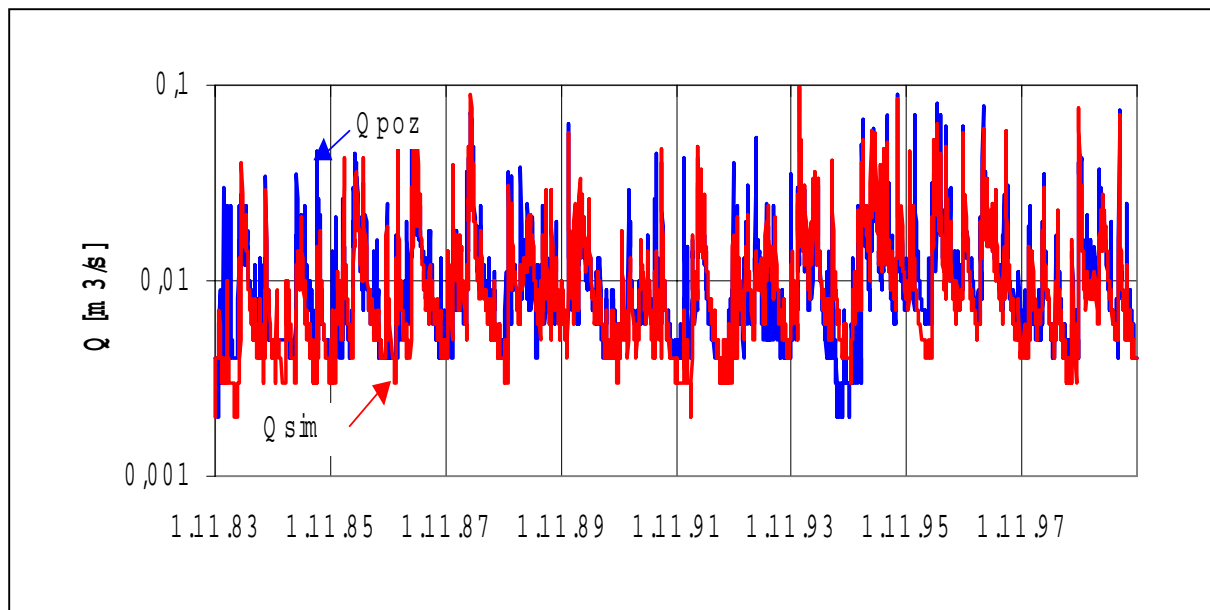
- J. Buchtele, M. Buchtelová, M. Fořtová, A. Herrman and M. Tesař (1999): Runoff changes caused by deforestation: Results of monitoring and simulations. Conf. Problems in fluid mechanics and hydrology, Prague June 1999, Vol.2, 355-362.
- Burnash, R.J.C. (1995): The NWS River Forecast System - Catchment modelling. In: Singh, V.P. (ed.) Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications, ISBN No. 0-918334-91-8.
- Federer, C. A. (1993): BROOK 90 - A Simulation Model for Evapotranspiration. Soil Water and Streamflow. USDA Forest Service, Durham, New Hampshire, USA.
- Tesař, M., Šír, M., Dvořák, I. J. and Lichner, L. (2004a): Influence of vegetative cover changes on the soil water regime in headwater regions in the Czech Republic. In: Herrmann, A., Schroeder, U. (eds.) Studies in Mountain Hydrology. IHP/HWRP-Berichte, Heft 2, Koblenz, 57-72.
- Tesař, M., Šír, M., Pražák, J. and Lichner, L. (2004b): Instability driven flow and runoff formation in a small catchment. Geologica Acta, 2(1), 147-156.
- Tesař, M., Šír, M., Syrovátka, O., Pražák, J., Lichner, L. and Kubík, F. (2001): Soil water regime in headwater regions – observation, assessment and modelling. J. Hydrol. Hydromech., 49(6), 355-375.



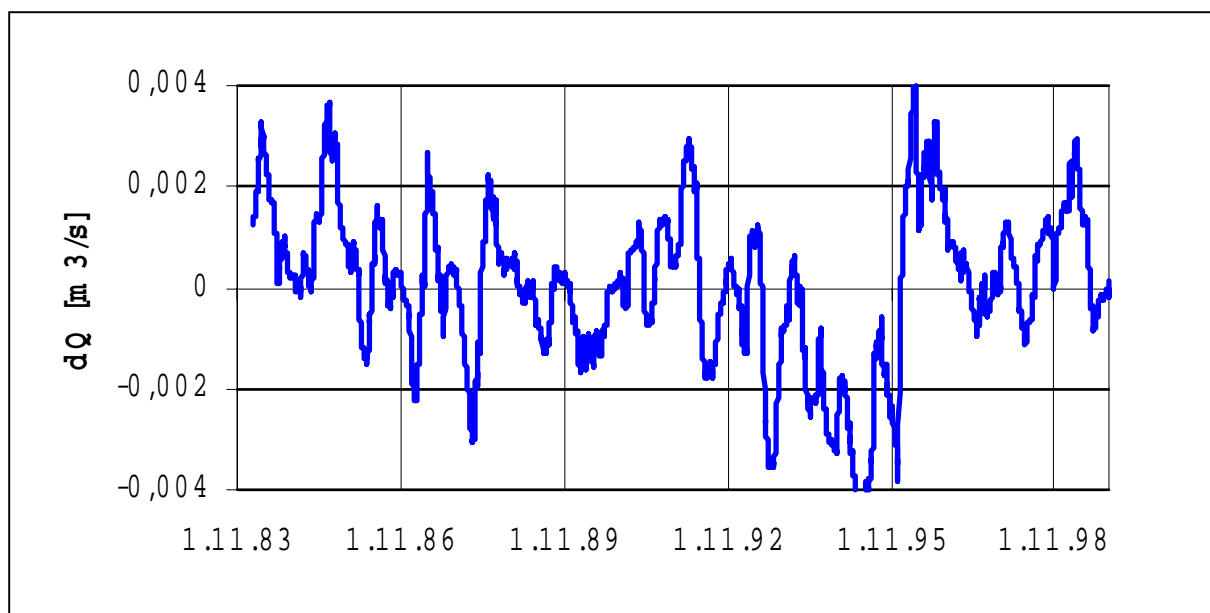
Obr. 2a: Schéma použitého modelu Sacramento (SAC-SMA).



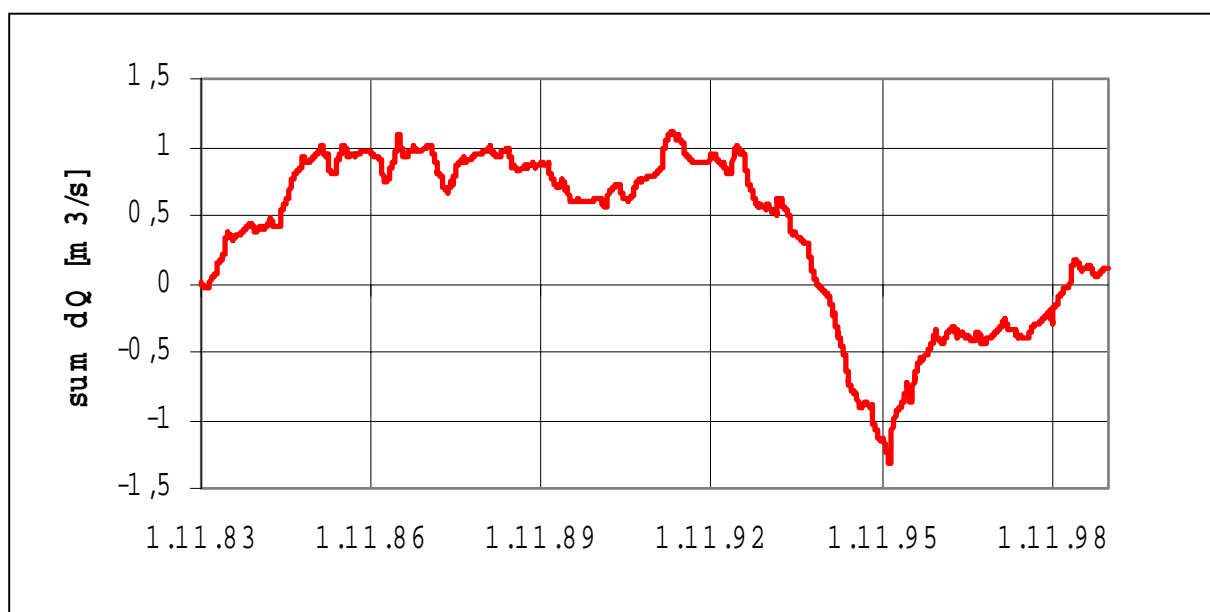
Obr. 2b: Schéma použitého modelu BROOK (BYFL - Bypass flow from layer; SNVP - Evaporation from snowpack; GWAT- Groundwater at end of interval; INFLI - Infiltration into layer; SRFL - Source area flow; INTR- Interception of rain; STHR - Snow throughfall; INTS - Interception of snow; IRVP - Evaporation of intercepted rain; SWAT - Total soil water at end of interval; ISVP - Evaporation of intercepted snow; RINT - Rainfall catch by canopy; TRAN - Transpiration from layer; RNET - Rain reaching soil surface; RSNO - Rain added to snowpack; RTHR - Rain throughfall; SEEP - Deep seepage; SINT - Snowfall catch by canopy; SLFL - Input to soil surface; SMLT - Snowmelt; SMRN - Snowmelt and rainfall; SNOW - Snow at end of interval).



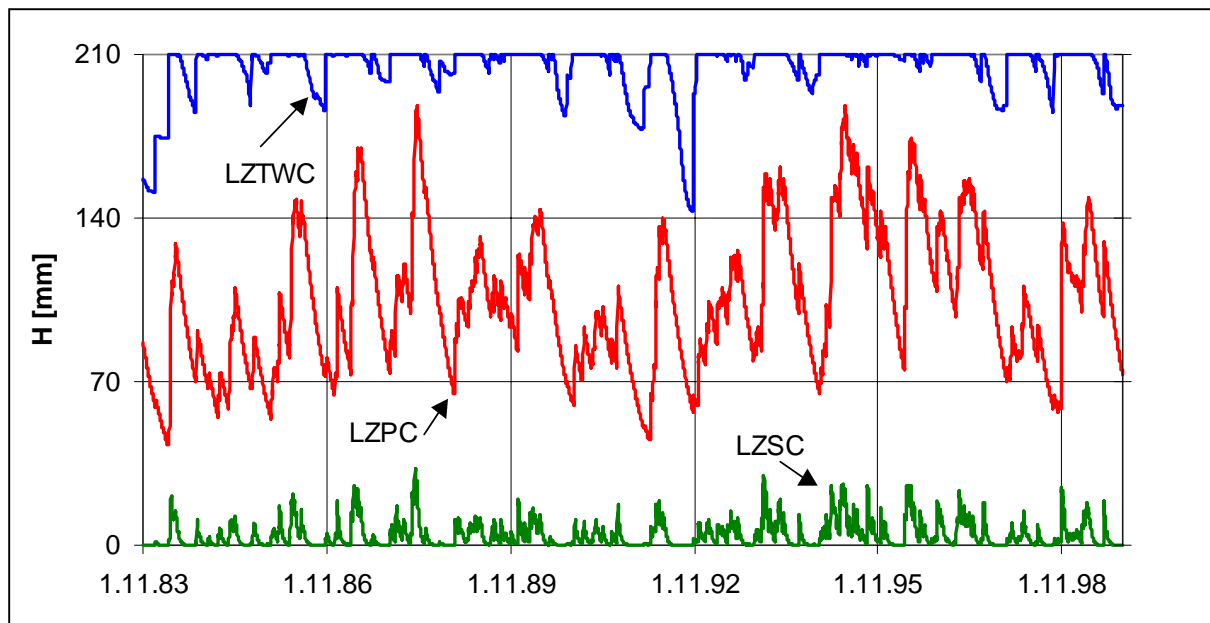
Obr. 3: Porovnání měřených a simulovaných odtoků z povodí Liz ve dvou různých měřících.



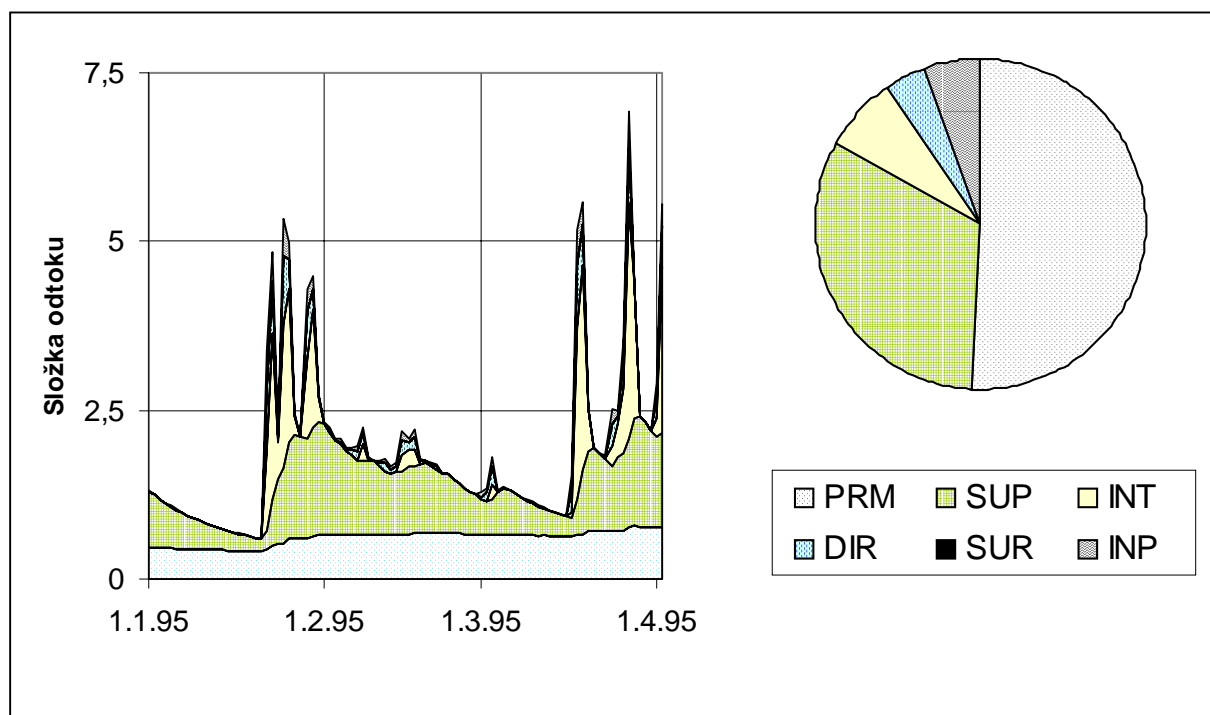
Obr. 4a: Rozdíly pozorovaných a simulovaných odtoků $dQ = Q_{\text{obs}} - Q_{\text{sim}}$ (rozdíly vyhlazené - perioda $m = 365$ dnů).



Obr. 4b: Rozdíly pozorovaných a simulovaných odtoků $dQ = Q_{\text{obs}} - Q_{\text{sim}}$ (akumulované rozdíly dQ - $\text{sum } dQ$).

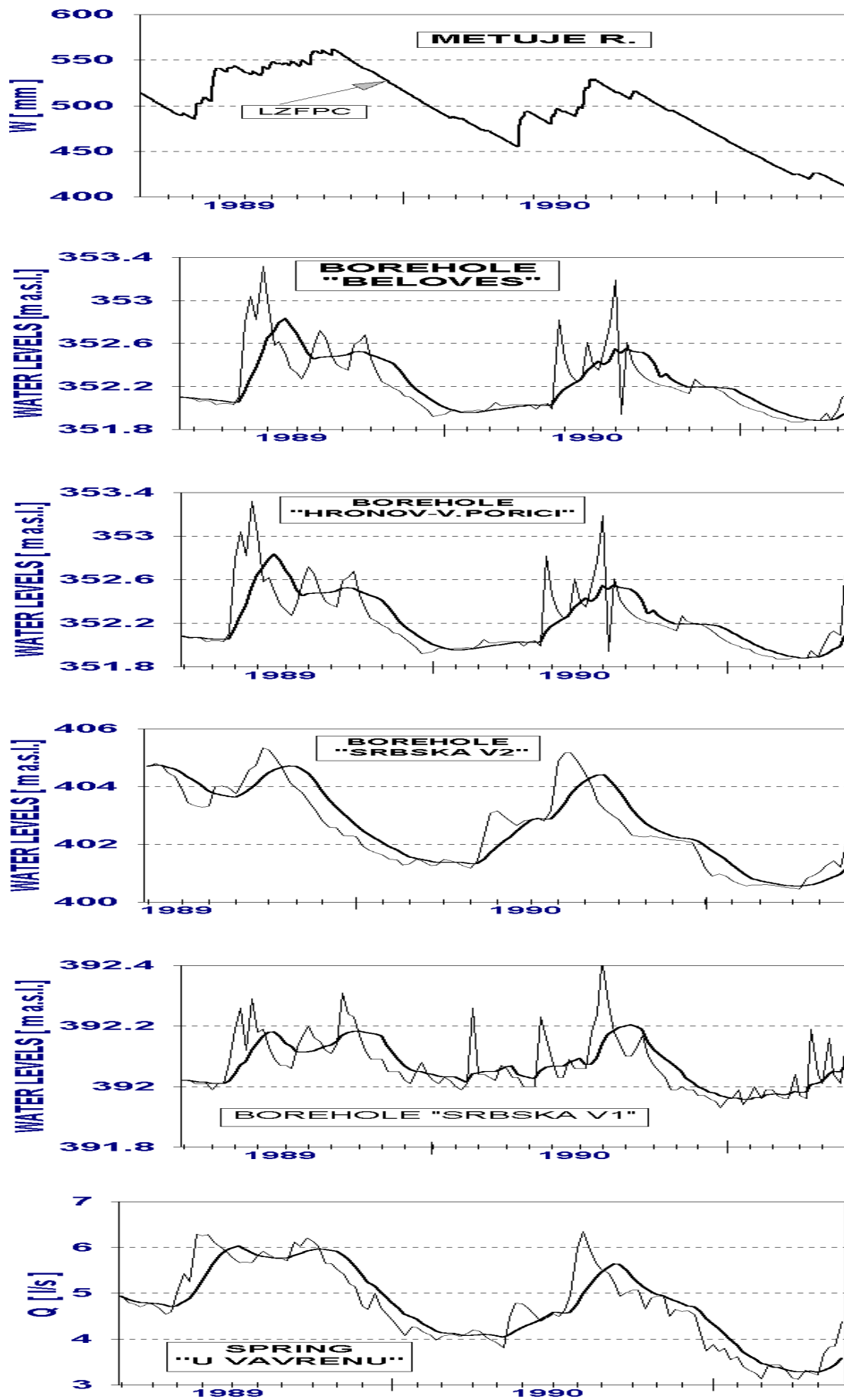


Obr. 5a: Simulovaný objem vody ve třech zónách za použití modelu Sacramento v povodí Liz.

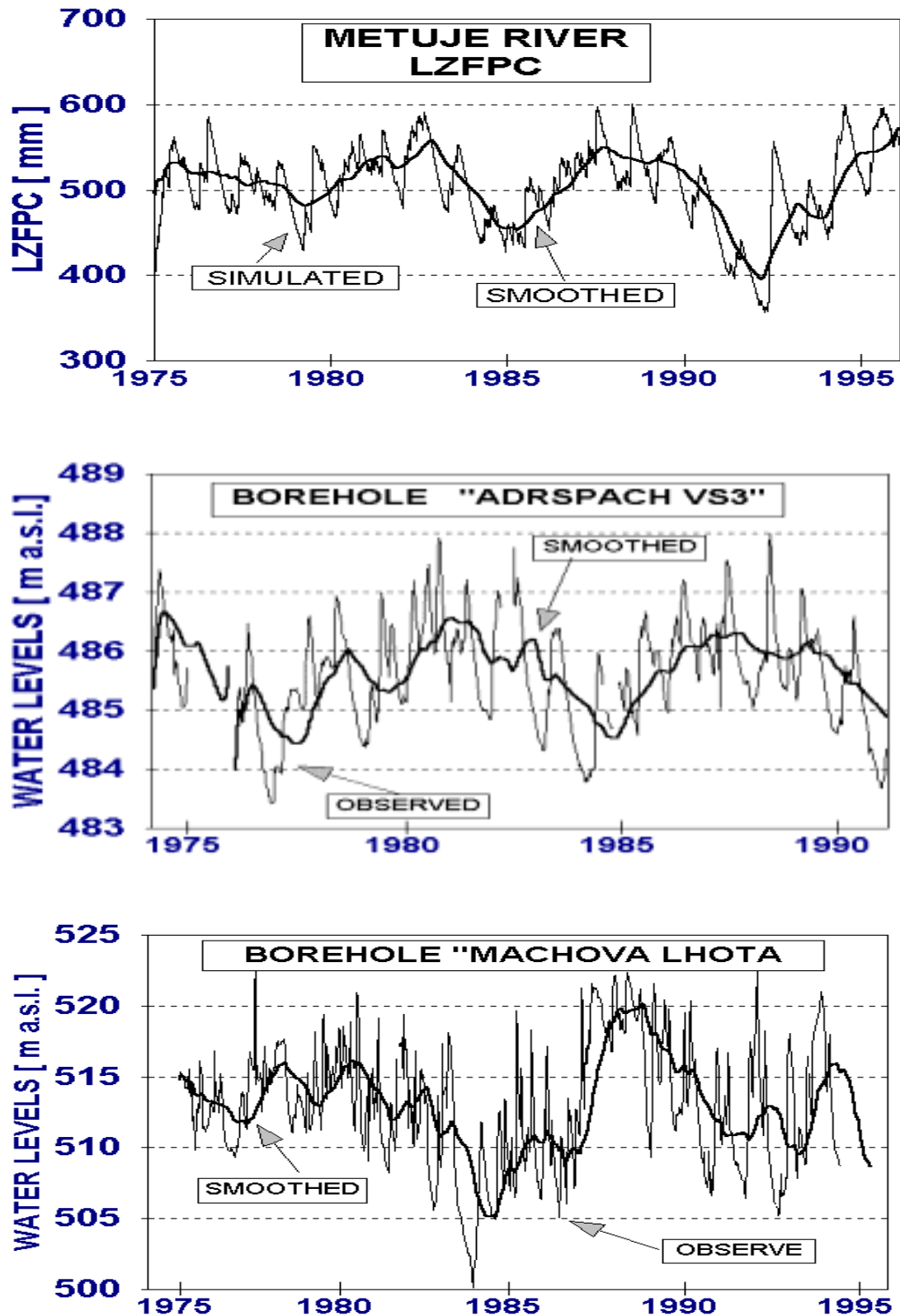


Obr. 5b: Simulace proporcí odtokových komponent během jednoho jarního období za použití modelu Sacramento (SAC-SMA) v povodí Liz.

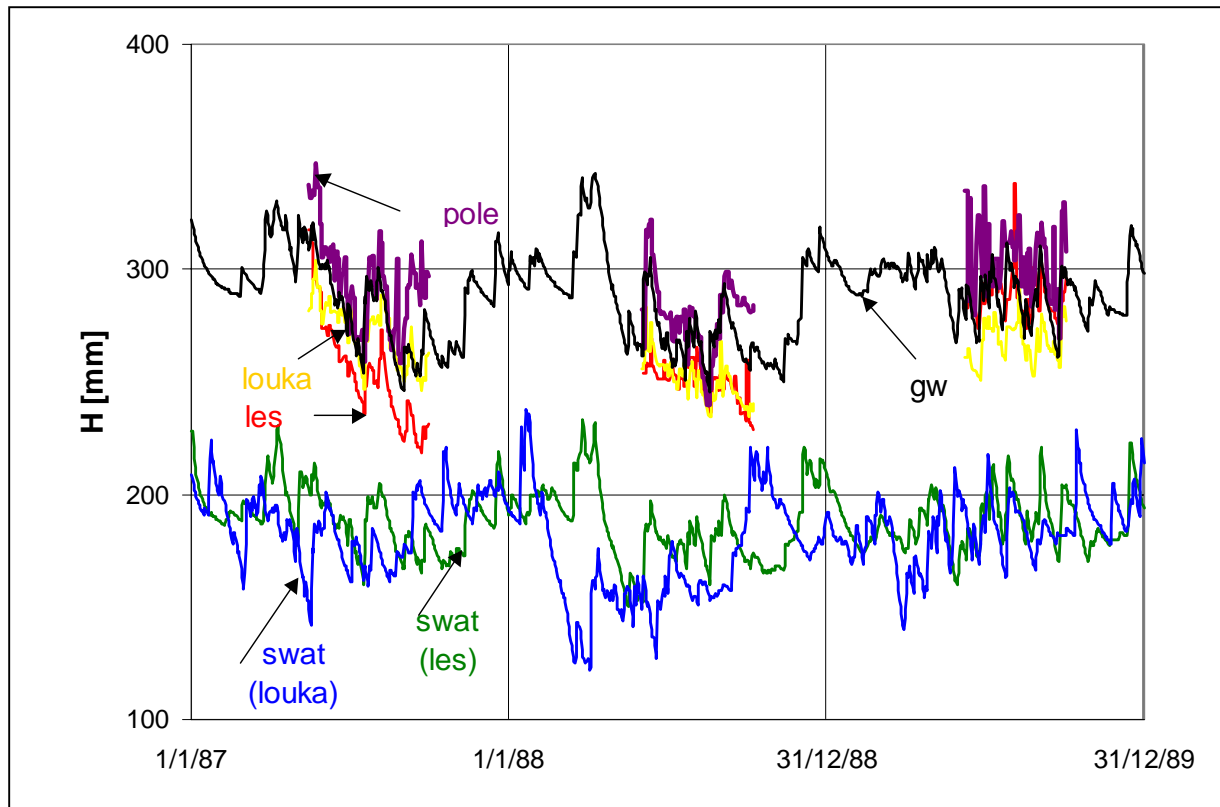
Obr. 5c: Simulace proporcí odtokových komponent v dlouhodobém období za použití modelu Sacramento (SAC-SMA) v povodí Liz.



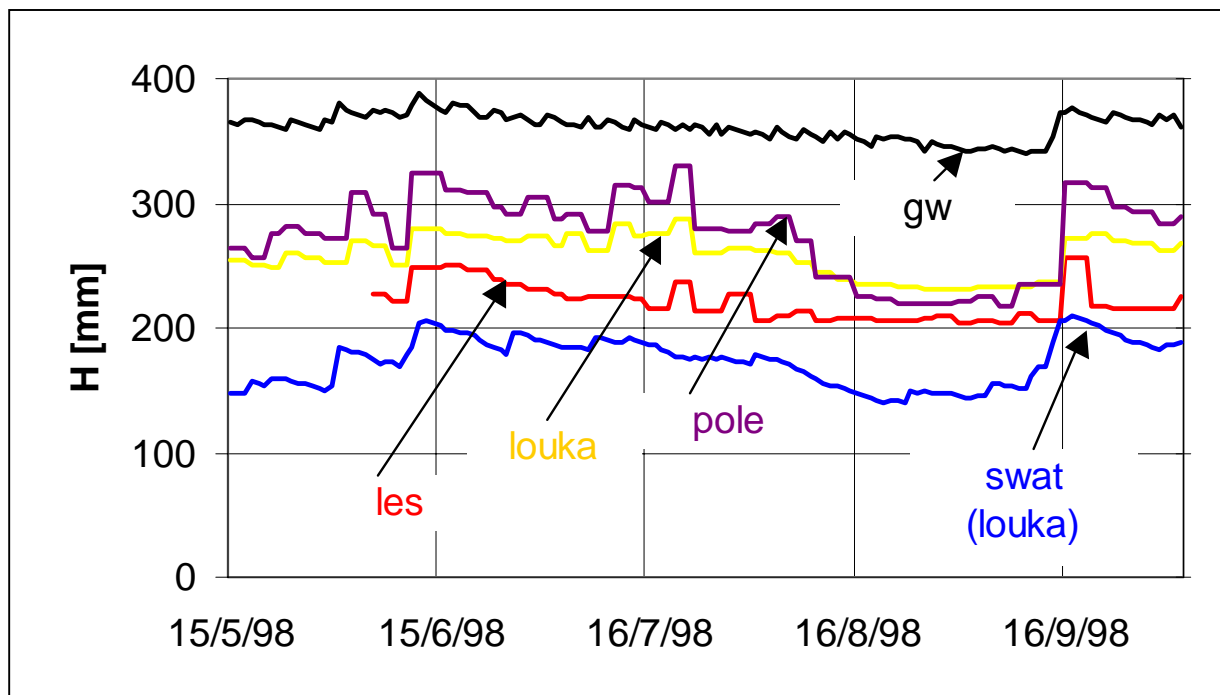
Obr. 6: Porovnání zásob podzemní vody měřených a simulovaných modelem SAC-SMA.



Obr. 7: Porovnání zásob podzemní vody simulovaných modelem SAC-SMA a měřených hladin ve vrtech v dlouhodobém období.



Obr. 8: Simulovaný obsah vody v zóně LZFPM (gw) modelu SAC-SMA a výstup modelu BROOK (swat) – porovnání s měřenými hodnotami ve třech lokalitách lišících se vegetačním krytem.



Obr. 9: Obsah vody v půdním profilu simulovaný modelem SAC-SMA (gw), BROOK (swat) a měřený na třech lokalitách s odlišným vegetačním krytem (trvalý travní porost, orná půda a smrkový les).

Preferenční proudění ve vadózní zóně kambizemí

Milena Císlarová

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

Úvod

Příspěvek se zabývá preferenčním prouděním zjištěným v půdním profilu písčito hlinitých půd s příměsí skeletu, vzniklých zvětráním krystalinika. Podobné půdy reprezentují 60 % půd České kotliny. Preferenční proudění zásadně ovlivňuje dynamiku proudění a tvorbu hydrogramu odtoku z půdního profilu. Jeho existence vyvolala potřebu nových přístupů k popisu proudění a transportu látek ve vadózní zóně.

V průběhu posledních patnácti let byly popsány jevy, které zásadním způsobem mění pohled na tradičně užívaný popis proudění v půdním profilu a na způsoby stanovení hydraulických charakteristik půd. Bylo zjištěno, že podstatnou roli při infiltraci srážek do půdního profilu a dále při formování hydrogramu odtoku, hraje preferenční proudění. Jde o velmi rychlé gravitační proudění. Dochází k němu v relativně malé části půdního pórovitého prostředí, tvořené spojitými většími póry, ve kterých jsou při plném nasycení dominantní gravitační síly. V nenasyčených podmínkách se neuplatňuje. Na vzniku preferenčního proudění se podílí celá řada příčin (okamžitá nasycenost půdního profilu, uspořádání vrstev, smáčivost), ve všech případech jde o výsledek nerovnováhy mezi kapilárními a gravitačními silami. Primární příčinou preferenčního proudění u kambizemí vzniklých zvětráním krystalinika (60 % půd České kotliny), jmenovitě u písčitých hlín s podílem skeletu, je zrnitostní složení, vyznačující se širokým spektrem poloměrů zrn. Vzniká heterogenní pórovité prostředí se širokým spektrem průměrů pórů, ty největší, pokud jsou vzájemně propojené, vytvářejí přirozené preferenční cesty. Pokud nastane situace, že v důsledku srážek se tyto preferenční cesty hydraulicky zapojí, dochází k preferenčnímu proudění. Při zaplňování preferenčních cest může dojít k uzavření půdního vzduchu, přítomného v pórech. Uzavřené množství není vždy stejné, vedle geometrie pórů je dáno počátečním nasycením a historií plnění či prázdnění půdního profilu. V každém případě jde o reziduální nasycení, to znamená, že fáze uzavřeného půdního vzduchu je nespojitá a v podstatě nepohyblivá. Množství uzavřeného vzduchu a jeho prostorové rozdělení blokováním preferenčních cest výrazně ovlivňuje velikost preferenčního proudění, to znamená i velikost proudění půdním profilem obecně. Způsobuje navíc jeho nestabilitu, s množstvím uzavřeného vzduchu a jeho prostorovým uspořádáním, se mění průtočný profil.

Současně s preferenčním prouděním probíhá klasické matriční proudění v půdě, způsobené zejména kapilárními silami. Nejvýraznější rozdíl je časové měřítko obou typů proudění. Zatímco u preferenčního proudění proběhnou dominantní procesy v řádu minut, u matričního proudění, které neustává, jde často o dny, případně i týdny, výrazně se uplatňuje při redistribuci a při srážkách nízkých intenzit.

Preferenční proudění a nestabilita proudění se projevují obecně v libovolných měřících pozorování. Nestabilita proudění u kambizemí byla nejdříve pozorována u terénních výtopových infiltračních experimentů (Císlarová et al., 1988), původně používaných ke stanovení odhadu nasycené hydraulické vodivosti. Posléze byla detailněji studována na velkých neporušených půdních vzorcích v laboratoři během infiltračně výtokových experimentů (Císlarová et al., 1990), vyvinutých jako vhodný nástroj k detekci preferenčního proudění (Robovská, 2000; Votrubová, 2002; Sněhota, 2003; Císlarová et al., 2002).

Existence preferenčního proudění diskvalifikuje mnoho dosud užívaných poznatků týkajících se proudění v nenasyčené zóně a měření stavových veličin a hydraulických charakteristik. Z hlediska hydrologické bilance jsou z tohoto pohledu významné skutečnosti, že srážka zasáhne při existenci preferenčního proudění mnohem hlouběji a do větší vzdálenosti, než se standardním přístupem uvažuje a dále, že retenční kapacita půdy je využita pouze z malé části. V písčito-hlinitých půdách s příměsí skeletu na krystaliniku

se preferenční proudění uplatňuje v měřítku celého povodí, srážka vertikálně infiltruje na dno propustnějších půdních vrstev a potom se preferenčně pohybuje po svahu směrem k vodoteči. Neplatí zde tradiční pohled, kdy je vliv nenasycené zóny přirovnáván ke vlivu retenční nádrže, zmírňující a zpomalující transformaci srážek. V důsledku preferenčního proudění je tato představa velmi vzdálená realitě.

Hydraulické charakteristiky půdy a preferenční proudění

Retenční čára, vyjadřuje vztah mezi sací tlakovou výškou a půdní vlhkostí, jinými slovy vyjadřuje, kolik vody se udrží v pórech při rovnováze kapilárních sil působících proti gravitaci. Nejde o jednoznačný vztah, vlivem hystereze daným sacím tlakovým výškám neodpovídá vždy stejná vlhkost, podstatnou roli hraje historie plnění a prázdnění pórů. Z definice je zřejmé, že retenční čára je rovnovážná hydraulická charakteristika, neuvažující existenci pórů, které by umožňovaly gravitační (preferenční) proudění. Měřená retenční čára poskytuje informace o matričním rozdělení vlhkosti v závislosti na sací tlakové výšce. Obvykle se retenční čára využívá ke stanovení zásoby vody v půdě. Relativně jednoduché a levné měření sacích tlakových výšek umožňuje spočítat z retenční čáry stupeň nasycení půdního profilu. Problém je, že tenzometry neměří pouze matriční tlaky, ale v jisté míře a za určitých okolností jsou ovlivněny preferenčním prouděním. Jde o bodová měření. Další nepřesnosti při bilanci vznikají v důsledku prostorové variability, hystereze a heterogenity půdního profilu. Pokud jde o přesnou bilanci, je nezbytné vedle měření sacích tlaků zajistit současné průběžné měření půdní vlhkosti.

Druhou základní hydraulickou charakteristikou půdy je hydraulická vodivost. V našich podmínkách se obvykle měří nasycená hydraulická vodivost. Její hodnota bývá zatížena preferenčním prouděním do té míry, že již dále nevystihuje proudění v půdním profilu. Je známá vysoká variabilita hydraulických vodivostí, velké soubory nasycených hydraulických vodivostí vykazují lognormální rozložení. Často je možné setkat se s názorem, že vyhodnocení variability nasycené hydraulické vodivosti dostačuje i k popsání preferenčního proudění. Důvod, proč tomu tak není, je ve skutečnosti, že preferenční proudění vzniká v měřítku menším, než je objem půdy na kterém se nasycená hydraulická vodivost měří. Tento závěr lze jednoduše prokázat mapováním skutečných cest proudění v neporušených vzorcích, určených ke stanovení nasycené hydraulické vodivosti v laboratoři. Při popisu proudění se pracuje s dvěma typy rychlosti:

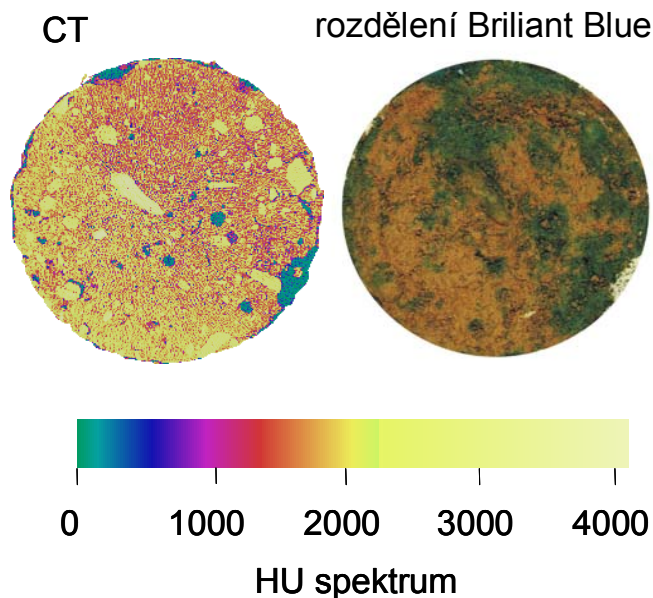
(1) s Darcyovskou rychlostí, reprezentující hustotu toku v dané průřezové ploše (obvykle plocha dna vzorku, případně plochy uvnitř infiltračního válce)

(2) se střední pórovou rychlostí, což je rychlost proudění vztažená ke skutečné průřezové ploše, dané pórovitostí. Vzhledem k tomu, že póry vyplňují pouze část plochy vzorku, případně infiltračního válce a že tedy k proudění dochází na mnohem menší ploše, je zřejmé, že je střední pórová rychlost větší než Darcyovská rychlost, uvažovaná v Richardsově rovnici.

Obě rychlosti jsou teoreticky odvozeny pro reprezentativní elementární plochu (REA), což je průřezová plocha, kolmá na směr proudění, odpovídající reprezentativnímu elementárnímu objemu (REV). V praxi se nepracuje s REA a REV, nasycené hydraulické vodivosti se pragmaticky počítají jako hustota toku vztažená k průřezové ploše neporušeného vzorku použitého k měření (odběrný válec, případně infiltrační válec) za podmínky nasyceného proudění. Zbarví-li se cesty proudění během experimentu vhodným barvivem, je možné po rozřezání vzorku na konci experimentu zjistit, že skutečná průtočná plocha je pouhým zlomkem průřezové plochy (ve sledovaných půdách mezi 5 – 20 %). Znamená to, že skutečná rychlost proudění v takovém vzorku je 5 až 20 krát vyšší. Pokud je popsán experiment určený ke stanovení nasycené hydraulické vodivosti K_s (LT-1), což je jednotková rychlost při jednotkovém gradientu, je zřejmé, že standardně vyšetřená hodnota K_s je výrazně podhodnocená.

Detekce preferenčního proudění v laboratorním měřítku

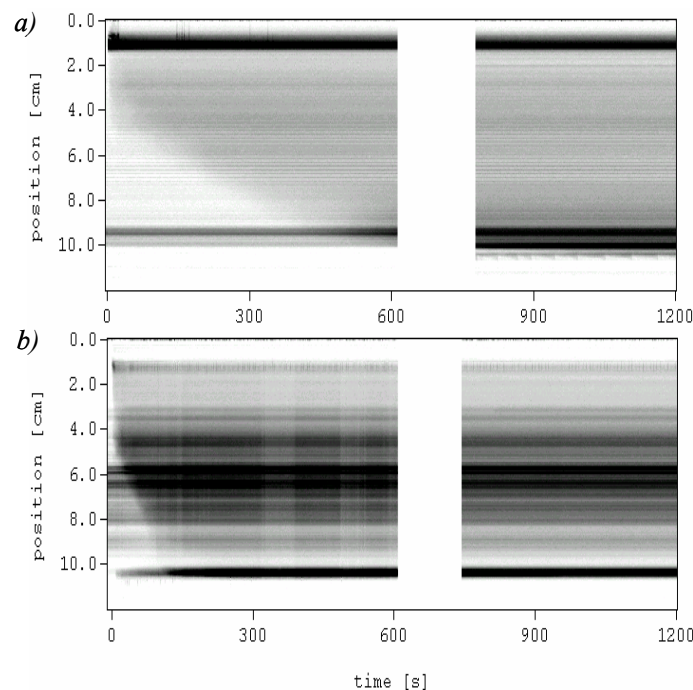
V několika odlišných prostorových měřících byly v laboratoři realizovány infiltračně výtokové experimenty ve svislých neporušených půdních vzorcích. Experimentální sestava ve všech případech umožňovala jednorozměrné vertikální proudění, s uplatněním účinků gravitačního proudění. Jako horní okrajová podmínka byla volena buď konstantní výtopa (tento pokus je určen ke stanovení nasycené hydraulické vodivosti), případně konstantní sací tlaková výška s hodnotami sacích tlaků blízkých nule. Na spodním okraji vzorku byl umožněn volný výtok, v simulacích zadávaný jako výronová plocha. Vodní bilance byla kontinuálně sledována vážením vzorku, podobně bylo souběžně v čase zaznamenáváno množství infiltrující a vytékající vody ze vzorku a hodnoty sacích tlakových výšek uvnitř vzorku (Robovská, 2001). Takto zadaný experiment poskytuje datový soubor vhodný k inverznímu stanovení parametrů hydraulických charakteristik zkoumaného vzorku. Jde o makroskopické údaje, z průběhu infiltračních a výtokových rychlostí lze usoudit na přítomnost preferenčního proudění i na nestabilitu proudění, (Císlarová et al., 1990). Preferenční proudění se projevuje již v měřítku menším než je půdní vzorek, na úrovni propojených větších pórů, umožňujících gravitační proudění. K vyhodnocení podílu preferenčního proudění při infiltraci bylo proto použito neinvazivní snímkování. Trojrozměrné snímky struktury pevné fáze byly pro jednotlivé suché vzorky pořízeny pomocí počítačové tomografie (Císlarová a Votrubová, 2002). Zapojení jednotlivých preferenčních cest při výtopě se sledovalo při zakončení jednotlivých experimentů infiltrací dávky modrého barviva a následným pořízením barevných fotografií řezů vzorku ve směru kolmém na směr proudění (Příklad na obr.1). Prostorové rozdělení takto vyšetřených preferenčních cest se v důsledku heterogenity po výšce vzorku mění, to indikuje značnou prostorovou proměnlivost pole lokálních vektorů rychlostí proudění. Z rozdělení pórovitostí jednotlivých voxelů vyšetřených z 3D CT snímků suchého vzorku získáme informaci o možných preferenčních cestách, nikoliv však o jejich hydraulickém zapojení během proudění. Porovnáním MR a CT snímků bylo zjištěno, že některé z preferenčních cest během proudění zůstaly prázdné (Votrubová et al., 2003).



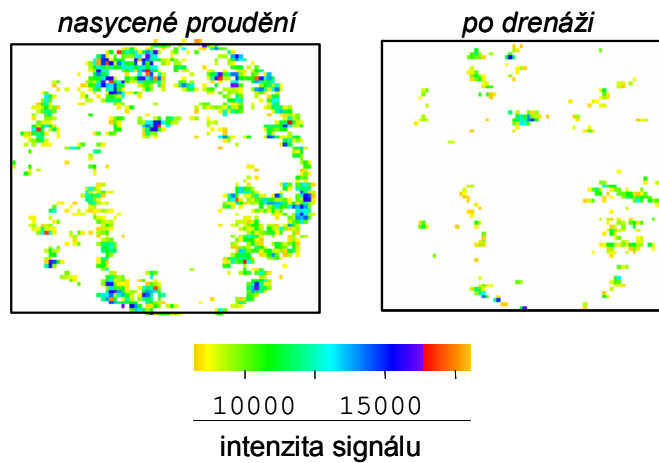
Obr. 1: Porovnání CT snímku s řezem neporušeného vzorku zbarveným na konci ustálené infiltrace roztokem barviva Brilliant Blue. Průměr vzorku je 200 mm, velikost pixelu CT snímku je 0,4 x 0,4 mm. Pórovitost jednotlivých pixelů klesá s rostoucí hodnotou HU. Z příkladu je zřejmé, že roztok barviva protekl tou částí řezu, která měla menší hustotu a tedy větší pórovitost.

Unikátní informace o charakteru proudění v hrubě písčitých půdách byly získány s využitím nukleární magnetické rezonance při snímkování vody proudící ve vzorcích během infiltračně výtokového experimentu (Císlarová et al., 2002; Císlarová a Votrubová, 2002; Votrubová et al., 2003; Sněhota, 2003). Průnik čela zvlhčení získaný z 1D MR snímků v průběhu počáteční fáze výtopové infiltrace realizované v MR scanneru pro dva neporušené půdní vzorky z nichž jeden obsahoval preferenční cesty je na obrázku 2. Vzorky písčité hlíny byly odebrány v lokalitě Korkusova Hut', průměr vzorků byl 4,5 cm, výška 9 cm, velikost vzorků je daná parametry MR scanneru. Bylo potvrzeno, že k rychlému proudění dochází pouze v malé části vzorku obsahující spojitě cesty větších pórů. V příkladě, uvedeném na obr. 3, je znázorněn snímek centrálního vodorovného řezu vzorku b) z obr. 2 během ustálené infiltrace. Na obrázku jsou obsaženy pouze voxely, ve kterých byla na MR snímku viditelná voda, to znamená gravitačně proudící voda. Celkově tyto voxely vyplňují pouze 30 % plochy řezu vzorkem. Ve zbylých voxelech je voda vázaná kapilárními silami do té míry, že nejsou pomocí MR viditelné. Při opakovaných infiltracích se projevila rovněž závislost ustálené infiltrační rychlosti na počátečním nasycení, což je v rozporu s Richardsovskou teorií (není zde ukázáno, viz Císlarová et al., 2002).

Výsledky analýzy MR snímků podporují hypotézu, že dochází k víceméně náhodnému uzavírání nespojitě fáze půdního vzduchu v některých pórech v závislosti na historii plnění vzorku, což je zdrojem již zmíněné nestability (Císlarová et al., 2002; Sněhota a Císlarová, 2005). Analýza prokázala, že jsou tyto jevy primárně způsobeny geometrií pórů zkoumané půdy, vyznačující se širokým spektrem poloměrů a vedoucí k proměnlivosti lokálních pórových rychlostí v měřítku mnoha řádů.



Obr. 2: 1D MR snímky průniku čela zvlhčení na počátku výtopové infiltrace realizované v MR scanneru pro 2 neporušené půdní vzorky. V případě a) je postup čela zvlhčení standardní, v případě b) je jasně viditelné preferenční proudění. Délka kroku na časové ose je 1 sec.

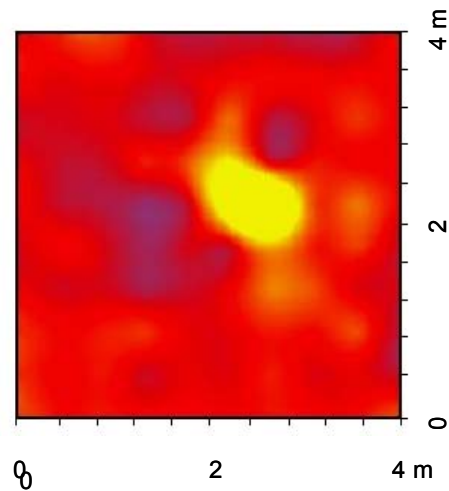


Obr. 3: MR snímky centrálního vodorovného řezu vzorku b) z obr. 2, během ustálené infiltrace a po oddrénování. Jsou zobrazeny pouze voxely, ve kterých byla MR viditelná voda (voda, která může gravitačně proudit). Snímek 128 x 128 voxelů má rozlišení 0,58 x 0,58 mm x 1 cm.

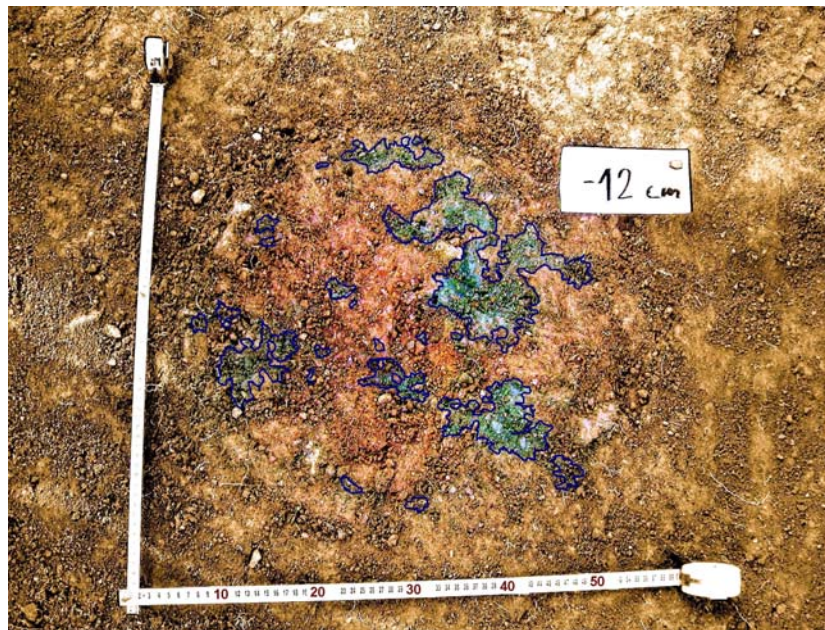
Detekce preferenčního proudění v měřítku terénního infiltračního experimentu

Preferenční proudění je relativně dobře měřitelné v laboratorním měřítku. V terénních podmínkách jsou jeho účinky vzhledem ke složitým klimatickým i morfologickým podmínkám mnohem méně průkazné a je mnohem obtížnější ho uspokojivým způsobem experimentálně sledovat. Na experimentální lokalitě AVČR ÚH Na Lizu bylo k vizualizaci preferenčních cest vyzkoušeno neinvazivní geofyzikální snímkování během výtopového infiltračního experimentu. Vedle toho se aplikovalo zbarvení poslední infiltrační dávky potravinářským barvivem Brilliant Blue, s následným ručním snímáním půdních vrstev pod infiltračním válcem a v jeho okolí.

Prostorové geofyzikální měření bylo provedeno multielektrodovou odporovou metodou s použitím přístroje ARES (GF Instruments Brno). V okolí infiltračního válce byla ze 121 elektrod vytvořena síť 11 x 11. Vzdálenost mezi elektrodami byla 40 cm, infiltrační válec o průměru 40 cm byl situován přímo ve středu sítě. První měření proběhlo před započítím infiltrace, druhé po až dosažení ustáleného proudění. Změřené rozložení zdánlivých odporů bylo zpracováno programem RES3DINV. Získané měrné odpory byly zobrazeny v horizontálních řezech programem Surfer. Na obrázku 4 jsou výsledky zjištěné v hloubce asi 12 cm. Hodnoty uvedené na obrázku jsou rozdíly obou měření, to znamená před infiltrační a při ustáleném proudění. První měření, před započítím infiltrace, poskytlo přirozené rozložení odporů v půdní vrstvě. Přítomnost vody v půdě během ustálené fáze infiltračního experimentu se projevila poklesem měrného odporu v daném segmentu. Pokud tedy porovnáme rozložení měrných odporů před započítím infiltrace a po dosažení ustáleného stavu, měli bychom získat informace, kudy voda půdou protéká. V uvedeném případě použitá rezoluce měrné sítě elektrod 40 na 40 cm tuto informaci poskytuje pouze souhrnně, podrobnější údaje o existenci a plošném rozložení preferenčních cest nepodává. Na fotografii rozdělení barviva po ukončení infiltračního experimentu v odpovídající hloubce na obr. 5 je zřejmé, že i v tomto případě již mělce pod povrchem bylo proudění preferenční, zbarvena je pouze malá část plochy pod infiltračním válcem. Malý podíl plochy preferenčních cest komplikuje interpretaci geofyzikálních měření, další výzkum v tomto směru probíhá. V letošním roce byla provedena serie dalších podrobnějších geofyzikálních měření, průnik infiltrující vody byl současně sledován pomocí TDR.



Obr. 4: Měrné odpory v horizontálním řezu v hloubce asi 12 cm. Jsou získány z rozdílu stavu před infiltrací a během ustálené infiltrace, světlá barva odpovídá zvlhčeným oblastem.



Obr. 5: Zvýrazněné označení preferenčních cest pod infiltračním válcem po skončení výtopové infiltrace, kdy na jejím konci infiltroval roztok barviva Brilliant Blue. Je zřejmé, že pouze vyznačená část průřezové plochy pod válcem se podílela na rychlém proudění (měřítko fotografie neodpovídá měřítku na obr. 4).

Preferenční proudění v hydrologické praxi

Tento příspěvek má upozornit na existenci preferenčního proudění v půdním profilu jako významného faktoru v hydrologickém cyklu. Pokud hledáme realistický popis proudění vody ve vadózní zóně v přírodních podmínkách v terénním měřítku, není možné je zanedbat. Ve snaze respektovat popsanou realitu vzešla myšlenka zavedení dvou domén proudění, s oddělenou doménou pro rychlé preferenční proudění a s

doménou pro klasické matriční proudění. Byla vyvinuta řada dvou-doménových modelů proudění vody v pórovitém prostředí (např. Gerke and van Genuchten, 1993; Vogel et al., 2000). V modelu se potom řeší dvě Richardsovy rovnice, pohyb v každé doméně je řešen zvlášť, vzájemná interakce obou domén je zprostředkována pomocí zvláštního členu.

Byla otestována řada modelových přístupů (Vogel et al., 2000; Vogel, 2005). Vedle již zmíněných modelů na principu duální propustnosti byl testován model využívající k pohybu vody v preferenční doméně kinematickou vlnu. Velmi zajímavé výsledky poskytuje nový model pracující na principu difuzní vlny (HYPO model, Vogel, 2005). K určování hydraulických parametrů obou domén proudění se užívá inverzní modelování. (Dohnal et al., 2005).

V experimentálních povodích, kde půdy vykazují preferenční proudění (např. Tesař, 2001), ovlivňuje hydrologickou bilanci velmi významně mělké podpovrchové proudění po svahu. Byly zaznamenány velmi rychlé reakce na srážku, vyznačující se strmým nárůstem a rychlou kulminací. Preferenční proudění v půdním profilu písčité hlíny v měřítku povodí je již řadu let sledováno na svahovém transektu experimentální plochy Tomšovka v experimentálním povodí Uhlířská (podrobný popis viz Šanda, 1999; Šanda a Císlarová, 2000; Tachecí, 2002; Šanda et al., 2004; 2005). Z průběhu srážkoodtokových epizod lze usuzovat, že půdní prostředí je hlavním kontrolním prvkem, který významně ovlivňuje velikost a průběh odtoku v uzávěrovém profilu povodí. Vzestupné větve hydrogramu odtoku jsou velmi strmé, což podporuje hypotézu, že rychlý podpovrchový odtok z mělkého půdního profilu na svazích povodí je přímým zdrojem soustředěného povrchového odtoku z povodí. Rychlá bývá také poklesová větev hydrogramu. Většina odtoku probíhá v krátkých a jasně oddělených časových úsecích. Vztah výšky hladiny podzemní vody, půdní vlhkosti a podpovrchového odtoku s celkovým odtokem z povodí je velmi těsný. Okamžitá vlhkost půdního profilu v závislosti na historii plnění pórového prostoru do velké míry určuje průběh srážkoodtokové události (podrobný rozbor viz Šanda et al., 2005).

Poděkování

Příspěvek vznikl s podporou AVČR, projekt IBS2060104. Vychází ze společných výsledků pracovního týmu, jehož členy, uvedenými v abecedním pořádku, jsou: Dr. Gao M. H. Amin (University of Cambridge, UK), Prof. Milena Císlarová, Ing. Jaromír Dušek, Ing. Michal Dohnal, Prof. Laurance D. Hall (University of Cambridge, UK), Miroslav Hrnčíř, Ing. Vladka Jelínková, Ing. Helena Pavelková (ÚH AVČR), Dr. Alice Robovská, Dr. Michal Sněhota, Martina Sobotková, Dr. Martin Šanda, Dr. Miroslav Tesař (ÚH AVČR), Prof. Tomáš Vogel, Dr. Jana Votrubová (ÚH AVČR) a David Zumr.

Literatura

- Císlarová, M., J. Šimůnek, and Vogel, T. (1988): Changes of steady-state infiltration rates in recurrent ponding infiltration experiments, *J. Hydrol.*, 104, 1 – 16.
- Císlarová, M., Vogel, T., and Šimůnek, J. (1990): The infiltration-outflow experiment used to detect flow deviations, in *Field-Scale Solute and Water Transport Through Soils*, edited by K. Roth et al., 109 – 117, Birkhäuser Boston, Cambridge, Mass.
- Císlarová, M., Vogel, T., Votrubová, J., a Robovská, A. (2002): Tracing the origins of preferential flow within undisturbed soil samples, in *Environmental Mechanics: Water, Mass and Energy Transfer in the Biosphere*, *Geophys. Mon. Ser.*, Vol. 129, edited by P.A.C. Raats, D.E. Smiles, and A. Warrick, 265–274, AGU, Washington, D. C.
- Císlarová, M., a Votrubová, J. (2002): CT derived porosity distribution and flow domains, *J. Hydrol.*, 267, 186 – 200.

- Dohnal, M., Dušek, J., Vogel, T., Sněhota, M. a Císlarová, M. (2005): Určování hydraulických parametrů modelu duální permeability inverzním modelováním, sborník konference Hydrologické dni, Bratislava, v tisku.
- Gerke, H. H., and van Genuchten, M. Th. (1993): A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media, *Water Resour. Res.*, 29, 305 – 319.
- Robovská, A. (2000): Měření hydraulických charakteristik pomocí diskového tlakového infiltrometru na velkých laboratorních vzorcích. Doktorská disertace, ČVUT v Praze, FSv.
- Sněhota, M. (2003): Evaluation of infiltration-outflow experiment using MRI. PhD. Thesis, Czech Technical University in Prague, Prague.
- Sněhota, M. a Císlarová, M. (2005): Nestabilita proudění pozorovaná na úrovni reprezentativního elementárního objemu půdy, sborník konference Hydrologické dni, Bratislava, v tisku.
- Šanda, M. (1999): Tvorba podpovrchového odtoku na svahu. Doktorská disertace, ČVUT FSv Praha.
- Šanda M. a Císlarová, M. (2000): Observation of subsurface hillslope flow processes in the Jizera Mountains region, Czech Republic. Proc. Catchment Hydrol. and Biogeochem. Processes in Changing Environment, IHP-V Technical documents in Hydrology, UNESCO Paris, No. 37, p. 219 – 226.
- Šanda, M., Vogel, T. Císlarová, M. (2004): Euromediterranean Conference. Hydrograph formation in the hillslope transect. „Progress in Surface and Subsurface Water Studies at the Plot and Small Basin Scale“, Turin, Italy.
- Šanda, M., Hrnčář, M., Novák, L. a Císlarová, M. (2005): Variabilita srážkoodtokových vztahů v půdním profilu, sborník konference Hydrologické dni, Bratislava, sborník konference Hydrologické dni, Bratislava, v tisku.
- Tachecí, P. (2002): Hydrologický režim malého horského povodí a odhad účinků změny porostu. Doktorská disertace, ČVUT FSv Praha.
- Tesař, M. (2001): Experimental basis and catchments in the Šumava Mts. Euromediterranean Network of Experimental and Representative Basins Newsletter 11, 6 – 11.
- Vogel, T. (2005): Modelování hypodermického odtoku, sborník konference Hydrologické dni, Bratislava, v tisku.
- Vogel, T., H. H. Gerke, R. Zhang, M. Th. van Genuchten (2000): Modeling flow and transport in a two-dimensional dual-permeability system with spatially variable hydraulic properties. *Journal of Hydrology* 238, 78 – 89.
- Votrubová, J. (2002): MRI potential to monitor preferential flow in structured soils. PhD. Thesis, Czech Technical University in Prague, Prague.
- Votrubová, J., Císlarová, M., Amin, M. H. G. a Hall, L. D. (2003): Recurrent ponded infiltration into structured soil: A magnetic resonance imaging study, *Water Resour. Res.*, 39, 10.1029/2003WR002222.

Vplyv lesných ekosystémov na hydrologiu malého povodia

Vladimír Čaboun

Lesnícky výskumný ústav vo Zvolene, T. G. Masaryka 22, 960 90 Zvolen, caboun@fris.sk

Úvod

Už prvé výsledky výskumu vzťahu medzi lesom a odtokom vody z povodia, získané už počiatkom 20. storočia, potvrdili priaznivý vplyv lesa na odtok vody, prejavujúci sa vo vyrovnávaní odtokových extrémov, predovšetkým v znižovaní extrémne veľkých, povodňových prietokov. Rozdielnosť stanovištných podmienok i samotných lesných porastov a rôzne metódy skúmania však podmienili rozdielnosť názorov na niektoré výsledky lesnícko-hydrologického výskumu i rozdielne názory na ovplyvňovanie jednotlivých zložiek kolobehu vody lesom.

V súčasnosti prevláda názor, že lesné hospodárstvo môže vhodným obhospodarovaním lesov, teda cieľavedomou činnosťou zameranou na plnenie vodohospodárskej a vodoochranej funkcie lesa, priaznivo ovplyvniť proces odtoku zo zalesneného povodia, i akosť vody v tokoch a vodných nádržiach. Ale môže zapríčiniť aj opačný efekt.

Materiál a metódy

V zmysle schválenej metodiky riešenia etapy VTP „Vplyv rastlinných spoločenstiev na odtokové pomery z povodia“ bolo hlavným cieľom získanie informácií a experimentálnych podkladov pre hodnotenie vplyvu rastlinných (hlavne lesných) spoločenstiev na vodnú bilanciu a odtokové pomery na príklade modelového povodia rieky Kysuca.

Predmieranka patrí do povodia rieky Kysuce. Po stránke geomorfologickej patrí do oblasti Západných Beskýd, celku Turzovská vrchovina. Nadmorská výška je v rozmedzí od 550 m n. m. do 1100 m n. m. Priemerná nadmorská výška územia je 850 m n. m. Z hľadiska geologického, záujmové územie je súčasťou paleogénu Magurského flyša, jednotky račianskej. Z pôd prevládajú piesčito-hlinité pôdy (70 %), menej sa vyskytujú hlinito-piesčité (22 %) event. hlinité a ílovito-hlinité pôdy (8 %). Z pôdných typov prevládajú podzoly (90 %), zvyšok reprezentujú kambizeme (6 %), gleje (3 %) a fluvizeme (1 %). Záujmové územie patrí do mierne chladnej klimatickej oblasti s priemernými ročnými zrážkami 950 mm a s priemernou ročnou teplotou 8,7 °C.

Pre potreby inventarizácie stavu a plošnej distribúcie vegetácie povodia rieky Kysuca sa na báze satelitných snímok družice LANDSAT vytvorila GIS-ovská vrstva drevinového zloženia v rozlíšení 30 x 30 m. Táto vrstva je v prostredí ArcInfo využiteľná pre ďalšie aplikácie.

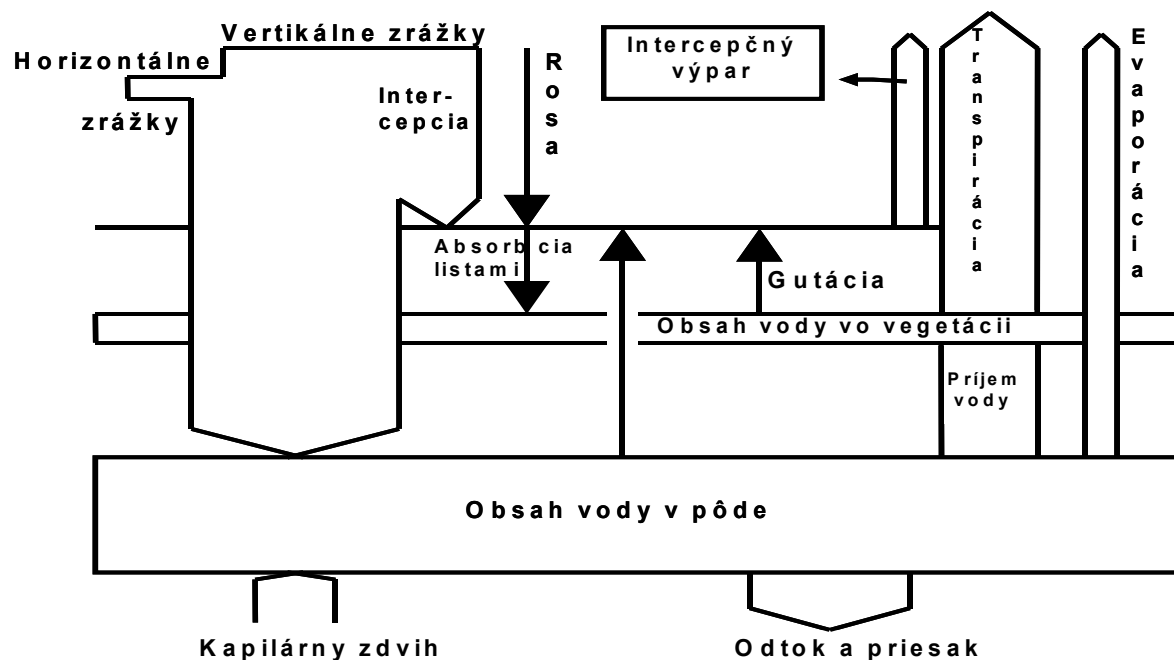
Za účelom hodnotenia kvantitatívneho a kvalitatívneho vplyvu lesných porastov v povodí rieky Kysuca sme na lokalite Grúnik zriadili meranie atmosférických a podkorunových zrážok a sledovanie lyzimetrických vôd v profile 0 – 50 cm. Tieto zložky vodnej bilancie lesného porastu boli sledované po kvantitatívnej aj kvalitatívnej stránke. Detailnejšie merania pre potreby tohto výskumného projektu započali v máji roku 2000. V tejto časti územia sme vykonali aj hodnotenia stavu obhospodarovania lesov (používané ťažbovo-obnovné postupy) a stav lesnej cestnej siete z hľadiska možných erózných účinkov.

Vodná bilancia lesných ekosystémov

Bilancia vody v lesnom ekosystéme (obr. 1) vyjadruje vzájomný vzťah medzi príjmovými zložkami vody (atmosférické zrážky) a výdajovými zložkami vody (evapotranspirácia, odtok do povrchových a podzemných vôd). V prípade, že atmosférické zrážky (Z) sú jediným zdrojom vody pre lesný porast môžeme všeobecnú rovnicu vodnej bilancie vyjadriť nasledovne: $Z = \Delta W + ET + O$

Z dlhodobého hľadiska preto platí, že priemerný úhrn zrážok sa rovná evapotranspirácii (ET) a odtoku (priesaku) vody (O). ΔW je zmena zásob vody v pôde a fytomase.

Z hľadiska posudzovania účinku lesov na transformáciu zrážok do povrchového (hydrologického) odtoku musíme osobitne zohľadňovať dva prípady. V prvom prípade ide o hodnotenie vplyvu lesa na celkovú vodnosť povrchových tokov, kedy rozhodujúcu úlohu zohráva veľkosť celkovej evapotranspirácie (celkový výpar) lesných ekosystémov, ktorá vo vzťahu k množstvu spadnutých zrážok udáva koľko vody opúšťa lesný ekosystém vo forme povrchového resp. podzemného odtoku. V druhom prípade ide o hodnotenie vplyvu lesa z hľadiska jeho protipovodňovej účinnosti, a to najmä vo vzťahu k tvorbe povrchového odtoku (stekanie zrážkovej vody po povrchu pôdy), kedy rozhodujúci význam má hodnotenie okamžitého záchytu zrážok v korunách lesných porastov (intercepcia) a stav bylinnej vrstvy a vrstvy nadložného humusu, ktoré majú rozhodujúci podiel na infiltráciu padajúcich dažďových kvapiek do pôdneho prostredia.



Obr. 1: Schéma vodnej bilancie lesného ekosystému (Mind'áš, Čaboun, 2002).

Evapotranspirácia lesných ekosystémov

Pojem evapotranspirácia lesných ekosystémov v sebe zahŕňa tri dôležité zložky, a to tzv. neproduktívny výpar (intercepčný výpar zachytenej zrážkovej vody najmä v korunách lesných drevín), ďalej je to výpar z pôdy a nakoniec výpar z lesných drevín, krovín a bylín (výdaj vody rastlinami prevažne cez prieduchy listov a ihlič – transpirácia).

Ako uvádza Kantor (1990), v strednej Európe sa podiel evapotranspirácie z celkového množstva zrážok odhaduje na 40 – 90 %. Podiel evapotranspirácie na vodnej bilancii povodia, či ekosystému závisí prevažne od:

- 1) klimatických pomerov stanovišťa, tj. od množstva a rozloženia zrážok, vlhkosti pôdy a od tzv. evaporačných požiadaviek ovzdušia, ktoré predstavujú spolupôsobenie viacerých meteorologických prvkov (teplota, vlhkosť, prúdenie a tlak vzduchu),
- 2) vegetačného krytu a jeho vlastností, nakoľko výpar z vegetácie (transpirácia) je určovaný nielen fyzikálnymi zákonitostami, ale i anatomickými, morfológickými a fyziologickými vlastnosťami rastlín.

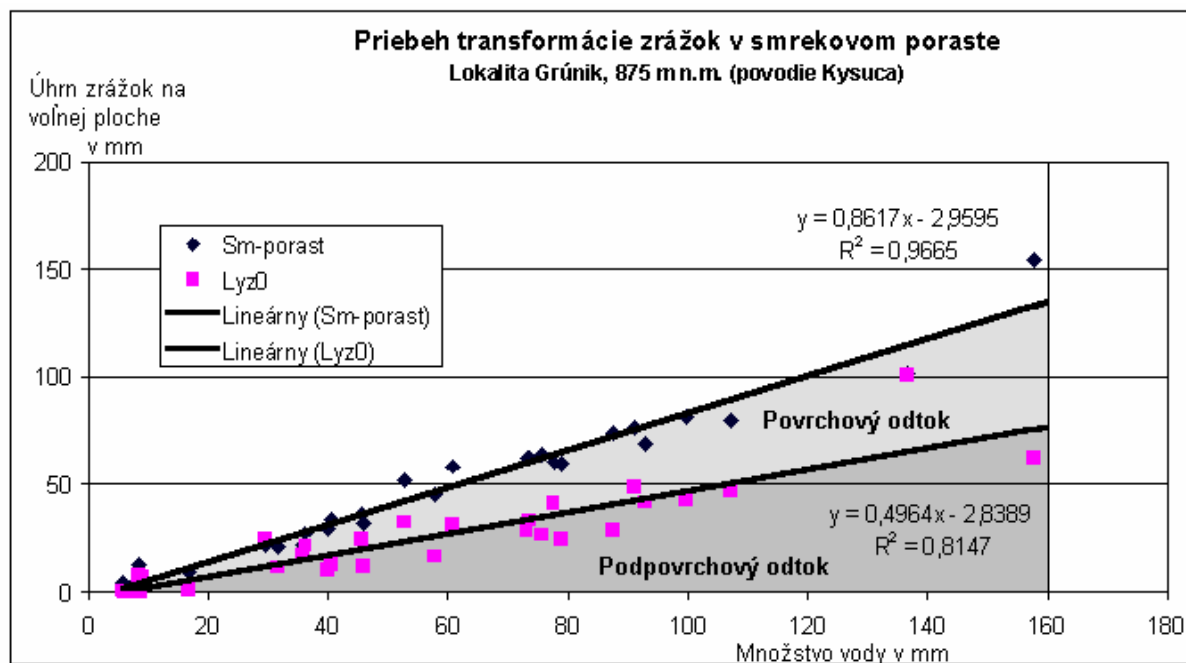
Intercepčný proces v lesných porastoch

Skropné straty závisia od veľkosti zmočiteľného povrchu. Pre svoj väčší povrch spôsobujú smrekové porasty väčšiu skropnú stratu než bukové porasty. Z publikovaných výsledkov vyplýva, že v teplejšej oblasti pri 6 mm zrážkach dochádza k úplnému zmočeniu korún smreka, pričom sa na pôdu dostane 3 mm zrážok. V chladnejšej horskej oblasti je skropná strata o 1 mm väčšia a predstavuje 4 mm. K úplnému zmočeniu je potrebných 8 mm zrážok. Úplne iná situácia je v bukových porastoch. Kým celkové skropné straty pri smreku boli 4 mm, pri buku boli iba 0,5 mm a zmáčanie bukov je ukončené už pri 1 mm zrážke. Pri bukových porastoch steká zrážková voda po kmeni, v smrekových porastoch sa dostáva na pôdu odkvapkávaním z ihličiek podstatne rovnomernejšie po celej ploche.

Skropná kapacita korún sledovaného smrekového porastu na Grúniku predstavuje hodnotu 3 mm. Priemerná intercepcia tohto porastu reprezentuje hodnotu 14 % z úhrnu zrážok voľnej plochy, 86 % zrážok teda preniká korunovou vrstvou lesného porastu. Táto hodnota intercepcie je v porovnaní s hodnotami pre smrekové porasty (20 – 50 %) pomerne nízka a dokladuje nezanedbateľný význam horizontálnych zrážok v tejto hrebeňovej časti Moravsko-sliezskych Beskýd.

Infiltrácia zrážkovej vody do lesných pôd

Ako miera vsakovania vody do pôdy slúži koeficient infiltrácie. Šály (1988) uvádza hodnoty vsakovacích koeficientov v rozpätí 1–5 mm za hodinu pre ílovité pôdy, pre ílové hliny $10\text{--}50\text{ mm.h}^{-1}$, pre hliny $50\text{--}100\text{ mm.h}^{-1}$, pre piesčité hliny $100\text{--}150\text{ mm.h}^{-1}$ a pre piesky viac ako 200 mm.h^{-1} . Obr.2 dokumentuje čiastkové výsledky hodnotenia procesu intercepcie a priesaku zrážkovej vody cez vrstvu nadložného humusu v horskom smrekovom poraste. Rozdiel medzi tými dvomi regresnými priamkami nám určuje množstvo vody, ktoré je transformované do zásoby vody (zvýšenia obsahu vody) vo vrstve nadložného humusu a do povrchového odtoku.



Obr. 2: Priebeh transformácie zrážok v smrekovom poraste na TVP Grúnik.

Z tohto hľadiska sú zaujímavé výsledky pre dva odlišné prípady výskytu vysokého zrážkového úhrnu. Prvý prípad je zo začiatku augusta 2000, kedy v priebehu 2 týždňov spadlo 137 mm zrážok, toto množstvo zrážok však bolo spojené s cyklónálnymi zrážkami, preto dochádzalo k plynulému zasakovaniu zrážok do pôdy. Rozdiel medzi podkorunovými zrážkami a hodnotou priesaku na hornej hranici

minerálnej vrstvy pôdy bol len 1,5 mm, zvyšných 102 mm sa dostalo do pôdy. Odlišný prípad bol z júla 2001, kedy v druhej polovici mesiaca spadlo 158 mm, avšak prevažne vo forme intenzívnych zrážok búrkového charakteru, čo spôsobilo, že rozdiel medzi hodnotou podkorunových zrážok a množstvom priesakovej vody pod vrstvou nadložného humusu bol až 92 mm, z čoho cca 85 – 90 mm sa transformovalo do povrchového odtoku a zapríčinilo vznik lokálnych povodní.

Retenčná schopnosť lesných ekosystémov

Pôda ako rezervoár vody má úžasný potenciál a môže zadržiavať až 400 mm vody. V našich prírodných podmienkach je však pôda stále čiastočne nasýtená vodou. Ak sa pôda úplne nasýti, dažďová voda odtekať po jej povrchu a vzniká najnebezpečnejší odtok pre tvorbu povodne. Extrémny dažď v krátkom časovom intervale s výdatnosťou napr. 100 mm, zadržali lesné porasty 68 mm vody, kým lúky a pasienky len 46 mm vody, teda približne 67 % z množstva vody zadržaného lesom. Výrazne horšiu schopnosť zadržiavania vody má však najmä orná pôda v období bez vegetačného krytu. Všeobecne je možné povedať, že retenčná kapacita lesa môže byť 40 – 70 mm.

Vplyv lesa na odtok vody pri topení sa snehu

Les zabraňuje rýchlemu topeniu snehu. Kým z lúk odtieklo za 1 deň 5,8 – 11,8 mm – vzhľadom na expozíciu svahu, zo smrekového lesa odtieklo 5,0 mm a z bukového 4,3 mm vody z topiaceho sa snehu bez ohľadu na expozíciu svahu. V oblastiach s veľkými snehovými zrážkami má les významnú funkciu pri znižovaní maximálnych povodňových odtokov a pri predlžovaní odtoku na dlhšie obdobie.

Vplyv lesnatosti, ťažby a štruktúry lesného porastu na odtok vody

Pokles retenčnej kapacity krajiny s klesajúcim percentom lesnatosti klesá. Spočiatku pomalšie, do hodnoty 50 – 60 % lesnatosti, následne – pod touto hranicou je pokles s lesnatosťou oveľa výraznejší. Zo satelitných snímok bolo zistené, že zalesnené územie povodia Kysuce v momente snímkovania bolo 62,2 % a povodia Predmieranky 64,5 %. Drevinové zloženie lesov (tab. 1) bolo mapované na úrovni druhov, na základe obrazových údajov zo satelitných snímok LANDSAT Thematic Mapper.

Tabuľka 1: Plošné percentuálne zastúpenie drevín v povodí Predmieranky.

Povodie Predmieranky	Smrek	Jedľa	Borovica	Smrekovec	Buk	Jelša	Breza
% plochy povodia	51,5	0,8	7,3	0,2	0,7	0,9	3,0
% plochy lesa	79,9	1,3	11,4	0,2	1,1	1,4	4,7

Napriek tomu, že z hľadiska drevinového zloženia by bolo žiaduce väčšie zastúpenie buka a jedle, hydrická funkcia porastov by sa výraznejšie nezmenila.

Kľúčovým faktorom utvárania odtoku pri privalovom daždi je však (infiltrácia), ktorý rozhoduje o retencii a tým aj o veľkosti efektívneho dažďa, ako aj o tom, či bude zrážková voda odtekať pomaly pôdou, alebo rýchlo po povrchu.

Konkrétny účinok lesných porastov na odtok vody v určitom povodí môže byť veľmi špecifický, nakoľko odtok je determinovaný komplexom faktorov, z ktorých viaceré môžu pôsobiť protichodne a komplikujú tak správanie sa celého zrážkovo-odtokového systému v danom povodí (MINDÁŠ a kol., 1998). Určujúcimi faktormi výsledného odtokového množstva a jeho časových zmien je najmä:

- *geomorfologická charakteristika reliéfu* (sklonitosť, reliéfová členitosť a pod.),
- *hydrogeologická stavba povodia* (charakter priepustnosti hornín, prítomnosť zvodnených vrstiev a pod.),
- *meteorologické podmienky* (dĺžka trvania a intenzita zrážok, spolupôsobenie horizontálnych zrážok a pod.),

- celková lesnatosť povodia a štruktúra nelesnej krajiny povodia
- štruktúra lesných porastov a ich zdravotný stav (druhovú štruktúru, vekovú a priestorovú štruktúru)
- vodná bilancia lesných porastov (intercepcia, zásoby pôdnej vody, stav lesnej cestnej siete vo vzťahu k povrchovému odtoku a pod.).

Návrh vhodných metód obhospodarovania lesa z hľadiska plnenia protipovodňovej funkcie

Pre skúmané povodie Predmieranky môžeme na základe získaných poznatkov definovať nasledovné konkrétne opatrenia v plánovacej a lesohospodárskej činnosti:

Druh opatrenia	Opatrenie	Účinok
Plánovacie	Zvýšenie zastúpenia listnatých drevín najmä buka a javora horského	Zlepšenie štruktúry nadložného humusu, zvýšenie množstva infiltrovanej vody do pôdy
Plánovacie	Zavedenie výlučne maloplošných foriem obnovy lesných porastov	Zníženie rizika výskytu a tvorby povrchového odtoku, zlepšenie vodnej bilancie
Hospodárske	Zmena ťažbových metód s preferenciou ekologických spôsobov približovania	Zníženie rizika výskytu a tvorby povrchového odtoku
Hospodárske	Sanácia pôdy v ťažbovom poli	Zníženie rizika výskytu a tvorby povrchového odtoku
Hospodárske	Sanácia lesných približovacích ciest	Zníženie rizika výskytu a tvorby povrchového odtoku
Hospodárske	Odvodňovanie lesnej cestnej siete	Transformácia povrchového do podzemného odtoku

Záver

- Veľké lesné komplexy zvyšujú celkový úhrn zrážok oproti bezlesiu maximálne o 5 – 6 %.
- Celkový ročný objem odtoku z lesov predstavuje v priemere 0,75 – 1,04 odtoku z poľnohospodárskych kultúr.
- lesné komplexy znižujú extremity zrážok – znižujú veľkosť odtoku veľkých vôd a zvyšujú veľkosť odtoku malých vôd.
- V našich pomeroch môže lesný porast spôsobiť zníženie maximálneho odtoku až o 50 %
- v najsuchších mesiacoch bol odtok z lesa 1,43-krát vyšší než odtok z poľí a 1,58-krát vyšší než odtok z trvalých trávnych porastov
- Veľmi dôležitý je poznatok, že bezlesie dáva oproti zalesnenej pôde o 47 % vyššiu kulmináciu veľkých vôd. Zalesnením bezlesia sa teda zníži kulminácia veľkých vôd približne 1,5-násobne.
- Extrémny vodný stav na bystrine s lesnatým povodím, aký je tam pravdepodobný raz za 100 rokov („storočná voda“) je možné v zrovnávacom bezlesom povodí očakávať každých 16 rokov (Mráček, Krečmer 1975).

Literatúra

- Kantor, P. (1990): Základní vazby celkového výparu a odtoku vody ze smrkových a bukových lesů. Vodohosp. Čas. 38: 327 – 348.
- Mindáš, J., Moravčík, M., Stanovský, M. (1998): Význam lesov a ich obhospodarovania z hľadiska protipovodňovej ochrany krajiny. In: O povodniach v roku 1998. Zborník referátov. Práce a štúdie SHMÚ, Bratislava, 1998, s. 66 – 71.
- Mindáš, J., Čaboun, V. (2002): Vplyv rastlinných spoločenstiev na odtokové pomery z povodia. ZS VTP 27-34 Výskum vplyvu antropogénnych faktorov na vodné systémy. LVÚ Zvolen, 25 str. text, 10 str. príl.

- Mráček, Z., Krečmer, V. (1975): Význam lesa pro lidskou společnost. Státní zemědělské nakladatelství, Praha 1975, 225 s.
- Střelcová, K., Mind'áš, J. (2000): Transpirácia buka lesného vo vzťahu k meniacim sa podmienkam prostredia. Vedecké štúdie 2000, Technická Univerzita vo Zvolene.
- Šály, R. (1988): Pedológia a mikrobiológia. VŠLD Zvolen, 376 s.

Přístrojové metody měření transpiračního proudu a architektury kořenových systémů dřevin

Jan Čermák, Naděžda Naděždina

Ústav ekologie lesa, Mendelova zemědělská a lesnická univerzita, Zemědělská 3, 61300 Brno
cermak@mendelu.cz

Úvod

K měření transpirace lesních porostů (případně sadů apod.) je používáno několik skupin pozemních metod. Nejširší záběr metody mikrometeorologické, jmenovitě metoda Bowenova poměru a difuzní turbulence pracující za vhodných podmínek a s pomocí 30 až 100 m vysokých věží s celými úseky krajiny. Tak vysoké (a drahé) věže jsou nutné ve vysokém lese. Předpokladem získání reprezentativních dat jsou homogenní porosty a pokud možno rovinný terén. Na polích a lukách však postačují konstrukce daleko nižší, porosty jsou homogenní a proto je zde použití této techniky velmi výhodné. Nejmenší prostorový záběr mají metody gazometrické, pracující většinou na úrovni listů, po případě větví, výjimečně stromů nebo jejich malých skupin (to s použitím uzavřených nebo polootevřených skleníků).

Mezi těmito extrémy existuje skupina metod založená na zjišťování transpirace prostřednictvím měření transpiračního proudu v kmenech stromů. Ten je stanovován na základě využití různých přístupů, např. s využitím hydrodynamického principu, směrovaného elektrického proudu, aj. Nejvíce se však rozšířily metody založené na termodynamice. Nejstarší takovou metodou je metoda tepelného pulsu měřící postupnou rychlost proudu, dále se často používá metoda tepelné bilance kmene (celého kmene u malých stromků nebo segmentu kmene u velkých stromů), metoda disipace tepelného pole a nověji metoda deformace tepelného pole. Samotná takováto měření charakterizují celé stromy, případně jejich části (měřiče), proto je nutné získané výsledky vhodným způsobem na hierarchicky vyšší úroveň biologické organizace přepočítávat podle dostupných biometrických parametrů. Naštěstí je míra nezbytné extrapolace ve srovnání s jinými metodami poměrně nízká, což umožňuje minimalizovat chyby stanovení transpirace. Pro případné detailní časové studie s krokem kratším než jeden den je třeba uvažovat i časový posun transpiračního proudu za transpirací.

Jako biometrický parametr pro přepočty můžeme používat např. listovou plochu, tedy parametr bezprostředně související s transpirací. Listovou plochu lze komerčně dostupnými technikami změřit a takovéto údaje sebou nesou výhody možného napojení na metody dálkového průzkumu. Při práci v lese je nejjednodušší aplikovat běžné taxační údaje, např. výčetní základnu (tj. plochu příčného průřezu kmene ve standardní výšce 1,3 m). Všechny tyto údaje se týkají nadzemní části stromů. V současné době však existuje i moderní technika pro zjišťování rozměrů a struktury kořenových systémů. Znalost kořenových systémů je důležitá nejen z důvodů zmíněných přepočtů dat, ale zejména proto, že tyto systémy reprezentují celou polovinu stromové struktury a odpovídající funkce. Dále představují spojení rostlin s půdou a tím samozřejmě nezbytnou (ale pro nedostatek vstupních dat dosud bohužel často opomíjenou) složku příslušných modelů.

Měření transpiračního proudu

Metoda tepelné bilance kmene (THB) ve variantě pro velké stromy počítá tuto bilanci v rozměrově definované části kmene (Čermák et al. 1973, 1982, 2004, Kučera et al. 1977). Spočívá v tom, že je určitá sekce kmene (který funguje jako odpor) zahřívána střídavým elektrickým proudem odděleným od země a současně je měřena teplota, resp. teplotní rozdíl mezi zahřívanou a nezahřívanou částí měřiče. Elektrický proud je do kmene přiváděn baterií tenkých nerezových elektrod přibližně pokrývajících celou hloubku vodivé části dřeva (běle). Teplotní rozdíl je měřen serií miniaturních termočlánků umístěných ve dřevě tak, aby integrovaly teplotu v radiálním profilu (obr. 1). Dodávaný výkon (P cca 0.6 – 1 W, který je přímo úměrný intenzitě transpiračního proudu) nebo teplotní rozdíl (dT cca 1 – 5°C, který je nepřímo úměrný intenzitě proudu) je pomocí speciálního elektrického obvodu udržován konstantní (nehledě na odpor měřiče proměnlivý v rozsahu dvou řádů – 1000 až 30000 Ω) s tím, že změny druhé veličiny jsou zaznamenávány měřící ústřednou. Přiváděná energie se dělí na část představující

cí tepelné ztráty z měřiče kondukci a část, která slouží k ohřevu protékající vody podle následujícího jednoduchého vztahu:

$$P = Q_w \cdot dT \cdot c_w + dT \cdot \lambda \quad (1)$$

kde P je přiváděný výkon [W], Q_w je intenzita průtoku vody, tedy transpiračního proudu [$\text{kg} \cdot \text{sec}^{-1}$], dT je teplotní rozdíl mezi zahřívanou a nezahřívanou částí měřiče [K], c_w je měrné teplo vody [$\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$] a λ je koeficient tepelných ztrát z měřiče [$\text{W} \cdot \text{K}^{-1}$]. Fyzikální princip metody je exaktní (Tatarinov et al. 2005), jedinou otázkou je stanovení tepelných ztrát a skutečný tvar tepelného pole ve vztahu k průtoku. Vliv možných změn obsahu vody v měřiči je minimální. Tepelné ztráty jsou částečně eliminovány technickým uspořádáním měřiče (isolačním krytem a odstíněním proti přímé sluneční radiaci), ale přesto k nim dochází a jsou viditelné na záznamech proudu ($Q_{w,\text{rec}}$) jako určité hodnoty tzv. „fiktivního proudu vody“ ($Q_{w,\text{fic}}$, činící asi 10 – 20% maximální amplitudy), který je zaznamenáván i když skutečný proud se rovná nule (např. v noci před ránem za déletrvajících dešť, kdy při konstantním P dT dosahuje maxima). Při výpočtu intenzity transpiračního proudu je nutno jej odečíst

$$Q_w = Q_{w,\text{rec}} - Q_{w,\text{fic}} \quad (2)$$

Ve skutečných podmínkách je obtížné přesně odlišit hodnoty $Q_{w,\text{fic}}$ od velmi nízkých hodnot resaturačního proudu, který přetrvává za podmínek nulových evaporačních požadavků a doplňuje transpirací částečně vyčerpané vodní rezervy v rostlinných pletivech.

Metoda THB je velmi robustní a vhodná pro dlouhodobá měření u stromů s tloušťkou kmene nad 15 cm nezávisle na druhu, velikosti a podmínkách prostředí. V řadě případů byla aplikována jako standard pro srovnání s jinými metodami. Měřené sekce kmene jsou dobře prostorově definovány a jejich šířka (4 – 8 cm) reprezentuje významnou část kmenů. Určité potíže při měření mohou představovat nahnilé stromy se zamokřeným jádrem, případně mimořádně hlubokou bělí a některé tropické druhy se silně rozptýlenými vodivými elementy jako palmy, které by vyžadovaly extrémně dlouhé elektrody. V průběhu let byla metoda THB různě modifikována (geometrie měřiče, počet elektrod a termočlánků, konstantní P nebo dT ap.). V současné době je k dispozici mnohakanálový regulační a měřicí systém uzpůsobený pro nezávislý bateriový provoz a komerčně dostupný od firmy Environmental Measuring Systems (EMS, www.emsbrno.cz).

Metoda deformace tepelného pole (označovaná HFD) je založena na měření deformace tepelného pole v okolí zahřívajícího lineárního tepelného zdroje radiálně umístěného v bělové části dřeva kmene transpiračním proudem (Nadezhdina et al. 1998; Nadezhdina, Čermák 1998, Čermák et al. 2004 – obr. 2). Při nulové intenzitě proudu je tvar tepelného pole ve frontálním pohledu kruhový (resp. má tvar téměř symetrické elipsy). Se vzrůstající intenzitou transpiračního proudu se však tepelné pole deformuje a zmíněná elipsa se výrazně protahuje ve směru proudu. Míra asymetrie tepelného pole je měřena serií termočlánků umístěných podél a napříč kmenem (tj. v axiálním a tangenciálním směru). Čím více tepla z lineárního zdroje je odneseno podél kmene transpiračním proudem a zahřívá termočlánek nad měřičem, tím méně jej zbývá k ohřevu termočlánku umístěného bočně od zdroje. Transpirační proud je počítán z poměru teplotních gradientů měřených v axiálním a tangenciálním směru a příslušných konstant zahrnujících geometrii měřiče (k_{geom}) a fyzikální vlastnosti vodivého systému (především teplotní vodivost kmene, D):

$$Q_w = f [k_{\text{geom}}, D, (dT_{\text{sym}}/dT_{\text{as}})] \quad (3)$$

Metoda HFD může být u vzrostlých stromů plně využita až při aplikaci vícebodových čidel, které umožňují měření radiálního profilu transpiračního proudu (obr. 3). To některé jiné metody neumožňují vůbec, jiné jen s obtížemi (např. pro každou hloubku musí být použito jiné čidlo). HFD systém je extrémně citlivý a tedy schopný měřit velmi nízké hodnoty transpiračního proudu (včetně resaturačních proudů). Navíc spolehlivě umožňuje stanovení nulového proudu a také měření reverzních proudů při stejné konfiguraci měřiče. Reaguje velice rychle na změny proudu, protože čidla mají minimální inerci a je schopná měřit i vektory proudu. Při instalaci zvláště dlouhých čidel u druhů s velmi hlubokou bělí je třeba docílit jejich přesnou polohu, pozornost je nutno věnovat měření zejména u druhů s vysokou hustotou proudu (např. u kruhovitě pórovitých listnáčů), což je otázka týkající se všech metod

založených na lineárním ohřevu. Čidla dostupná od firmy DENDRONET (+548-221-276) jsou složitější, ale nevyžadují žádné speciální obvody, záznamy dat lze provádět pomocí kterékoli měřicí ústředny (i když nejpraktičtější se ukázaly ústředny EMS).

Zpracování naměřených dat transpiračního proudu

Data charakterizující dynamiku transpiračního proudu zachycená v měřístích je třeba integrovat na celé stromy (obr. 4). To jak z hlediska variability proudu s hloubkou v bělové části dřeva (radiální profil), tak podél obvodu kmene (intenzita proudu zde závisí na distribuci kořenů kolem stromů, která závisí na terénních podmínkách, např. sklonu svahu, výskytu balvanů v půdě apod. a vlhkosti půdy). Metoda THB zajišťuje integraci radiálního profilu technickou úpravou měřístě, metoda HFD jej přímo měří (obr. 3). Obvodovou variabilitu proudu zajišťují obě metody stanovením příslušných vlastností průtočného profilu (obvykle umístěním několika měříst po obvodu).

Stanovení transpirace na jednotku plochy porostu vyžaduje měření u serie stromových vzorníků, jejichž rozměry zahrnují rozmezí ve sledovaném porostu. Protože je známa heterogenita transpirace stromů různých velikostí (jmenovitě uvažujeme-li třetiny celkového počtu stromů, pak ty dominantní transpirují 2/3 celkového množství, prostředně velké – úrovně 1/4 a podurovně asi 5 – 10 %), je vhodné vzorníky vybírat vhodnými statistickými metodami. K danému účelu se osvědčila metoda úhrnových kvantilů (Čermák, Kučera 1990; Čermák, Michálek 1991), která odvozuje rozměry vzorníků tak, aby každý reprezentoval stejnou část zvoleného biometrického parametru (např. výčetní základny), uvažuje tedy současně rozměry stromů a jejich hustotu v porostu. Ze vztahu mezi denními úhrny transpirace stromových vzorníků a jejich biometrickými parametry (obr. 5) je odvozena transpirace průměrných stromů jednotlivých tloušťkových tříd ($Q_{\text{mean},i}$), násobena jejich počtem ve třídách (n_i) a jejich součet dá hodnotu na hektar. Chyba výsledků se pohybuje mezi 5 – 10 % u velmi homogenních porostů a 10 – 15 % u porostů heterogenních. K podobným přepočtům je možné aplikovat i snímky z dálkového průzkumu s využitím vhodného úseku spektra (Balek et al. 1985; Čermák, Kučera 1990; Chiesi et al. 2002) nebo hydrologických modelů (Oltchev et al. 2002a, b). Podrobnosti měření i přepočtů transpirace jsou uvedeny ve studii Čermák et al. 2004.

Měření biometrických parametrů stromů

Velikost plochy listoví stromů je několikanásobně větší než velikost plochy půdorysu korun. Obvykle je charakterizována indexem listové plochy (mezinárodně označovaným LAI), jehož hodnota se pohybuje v zapojených listnatých porostech přibližně v rozmezí 3 – 6 a v jehličnatých porostech je velmi zhruba dvojnásobná. V současné době pro stanovení pokryvnosti, či plochy listoví používají různě modifikované optické metody, nejpřesnější z nich je založena na použití snímků pořizovaných širokoúhlým objektivem rybí oko a zpracovaných speciálním programem, např. systém Hemiview, Delta_T Devices, UK (<http://www.delta-t.co.uk/users.fi42>), avšak i její výsledky nejsou vždy uspokojivé. Proto se ve vhodných případech (kde se neuplatňuje anomální defoliace) používají k odvození listové plochy, případně i její distribuce v korunách různé allometrické vztahy.

Velikost a distribuce kořenových systémů

Pro studium architektury kořenů v současné době je dostupná metoda bezeškodného odkryvu založená na supersonickém proudu vzduchu. Máme dobré zkušenosti se zařízením AIR-SPADE (vzdušný rýč) dodávaným např. Concept Engineering Group, Inc., USA (<http://www.air-spade.com/air-spade.htm>). Podobné zařízení dodává také D. Leonard Consulting Arborist, Lexington, KY, USA (dave7oaks@aol.com). Prakticky jde o speciální trysku připojenou na výkonný kompresor (průtok vzduchu cca 8 – 10 m³ za minutu při tlaku 8 – 10 bar), ze které tryská velmi tenký proud vzduchu o rychlosti 2 Machy. Jestliže se tento proud dotkne hladkého předmětu (např. kamenu, kořenu nebo i nohy), nestane se vůbec nic, jestliže však proud pronikne do sebemenší dutiny – póru, vzduch se v něm stlačí a pór exploduje (obr. 6). Pórovitá půda je tak rozdrobna v serii miniaturních explozí, odfouknuta a odhalí se viditelně nepoškozené kořeny. To platí i pro tenké absorpční kořeny (do průměru cca 1 až 0,5 mm). Odkryv pomocí supersonického proudu vzduchu jde o řád či dva rychleji a mnohem šetrněji než při ručním odkryvu).

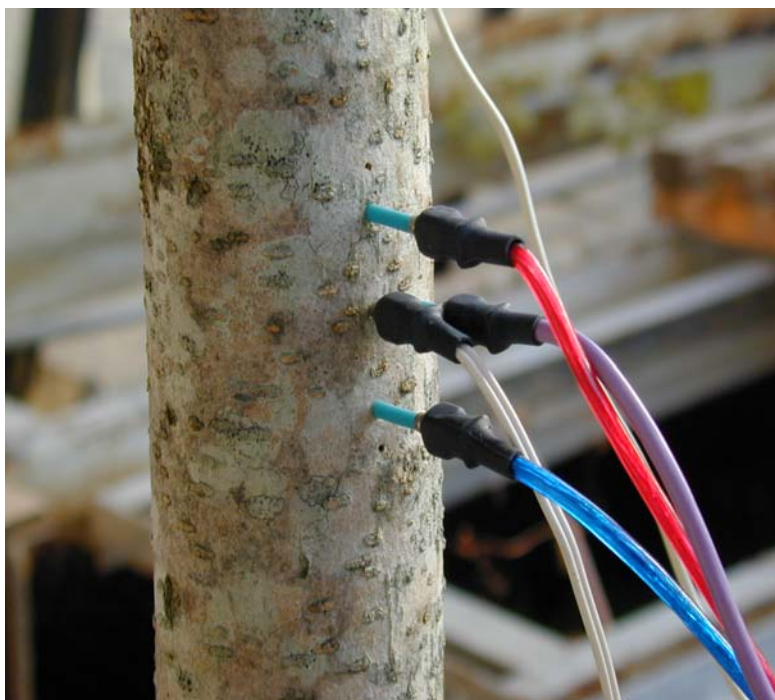
Odlišnou moderní a to neinvazivní metodou pro studium architektury skeletové části kořenů (nad průměr 2 cm) je geofyzikální pulzní radar (např. EKKO 1000 GPR System, Sensors and Software Inc., Kanada), viz hruška@kcas.cz. Základním způsobem je měření na předem vytyčené síti profilů, tedy určitých řezů půdou. Výběr frekvence ovlivňuje povaha úkolu a charakter zkoumaného materiálu. Vysílaný signál přijatý po odrazu od těles v zemi je aparaturou zpracováván a je možné jej sledovat na obrazovce. Naměřená data musí být dále zpracovávána pomocí speciálních programů. Dosah je však zásadně ovlivňován geologickým složením řezu – obecně lze počítat s dosahem jednotek až desítek metrů. Sama terénní práce je poměrně rychlá (několik hodin na strom), počítačové zpracování však může trvat několik dnů (Hruška et al. 1999, Čermák et al. 2000). Chyba měření na homogenních půdách bez skeletu činí asi 20 %, na skeletových půdách je však neúnosně větší následkem obtížného rozlišování druhu reflexí (Šustek et al. 1999, Stokes et al. 2001).

Perspektivní se jeví technika přímého měření absorpčního povrchu kořenů na základě zhodnocení elektrické admitance segmentů kořenových systémů a půdy kolem kmene (Staněk 1998, Aubrecht et al. 2005, Čermák et al. 2005). Terénní práce lze provádět velmi rychle (cca desítky minut na strom) s tím, že výsledky (v m² na strom) jsou prakticky okamžitě k dispozici. Nejsou-li kořenové systémy výjimečně navzájem srostlé, sousední stromy nejsou měření na překážku (systém vnímá jen ten strom, ve kterém jsou umístěny elektrody). Těsné allometrické vztahy potvrzují realnost výsledků a ukazují na fraktální vazby ve vodivém systému (obr. 7).

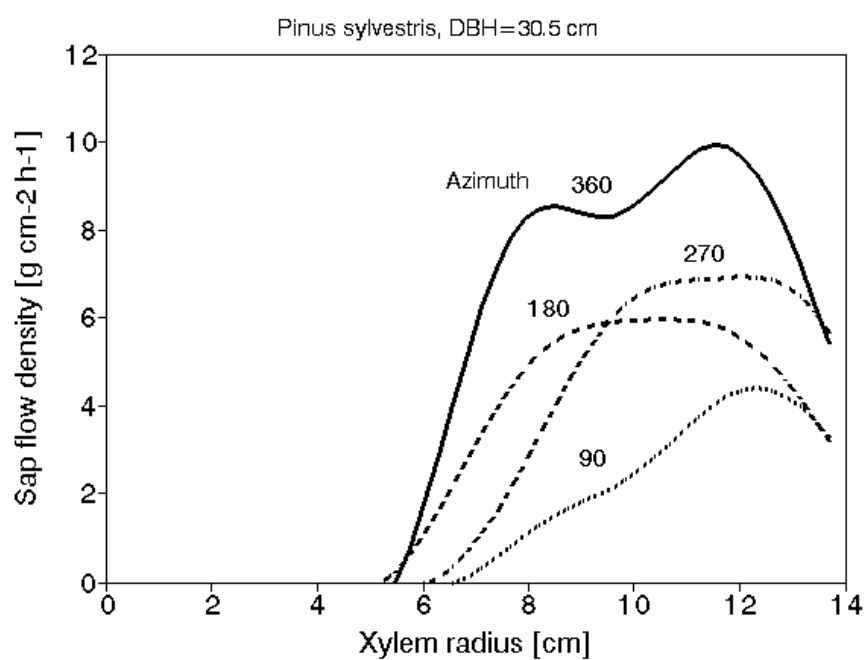
Fyziologickou funkci kořenových systémů, tedy absorpční funkci pro půdní roztok (silně zředěný roztok minerálních i organických živin), lze hodnotit prostřednictvím měření transpiračního proudu v kmenech, nebo i přímo v kosterních kořenech stromů (Naděždina a Čermák 2003). To spočívá ve skutečnosti, že různé vrstvy vodivého dřeva (běle) jsou spojeny s různě hluboko se nalézajícími kořeny a současně i s různými částmi koruny. Např. vnější vrstvy běle jsou u většiny druhů spojeny převážně s povrchovými kořeny (a také s horní a vnější částí koruny), kdežto vnitřní vrstvy běle jsou převážně spojeny s hlouběji položenými kořeny a také se spodní a vnitřní částí koruny (Naděždina a Čermák 2000a, b). Toto spojení není absolutní a může se za okrajových podmínek měnit. To znamená, že přibližně indikují i podíl vody přijímaný kořeny z různě hlubokých horizontů půdního profilu (obr. 8). Měření transpiračního proudu obecně spolu s charakteristikou půdních parametrů umožňuje jednoznačně určit, zda a kde jsou kořeny funkční a tedy rozlišit a kvantifikovat jejich případná, na makrostruktuře málo zřetelná poškození. Nejlepší řešení studia kořenových systémů je kombinovat strukturní a funkční měření různými metodami současně (Naděždina a Čermák 2003).



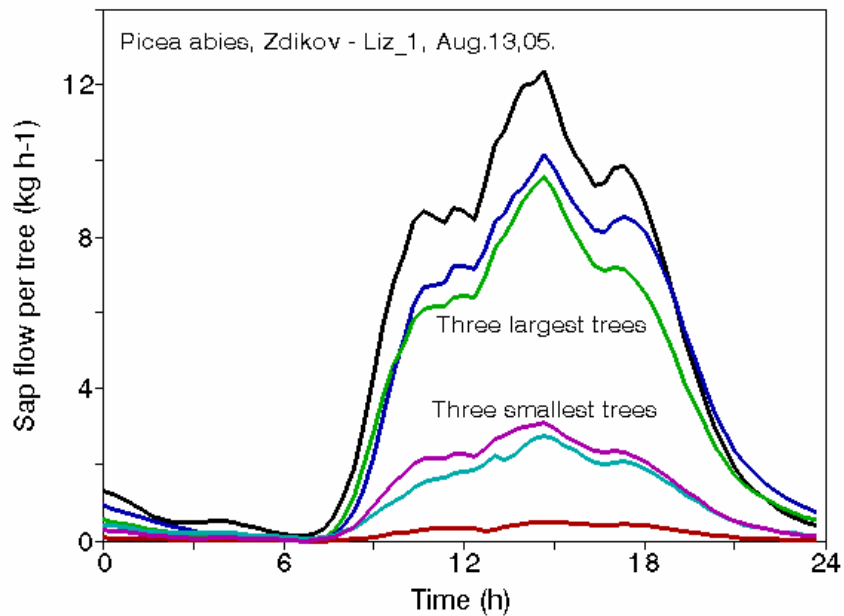
Obr. 1: Čidlo pro měření transpiračního proudu metodou deformace tepelné bilance kmene (THB) instalované z protilehlých stran kmene stromu.



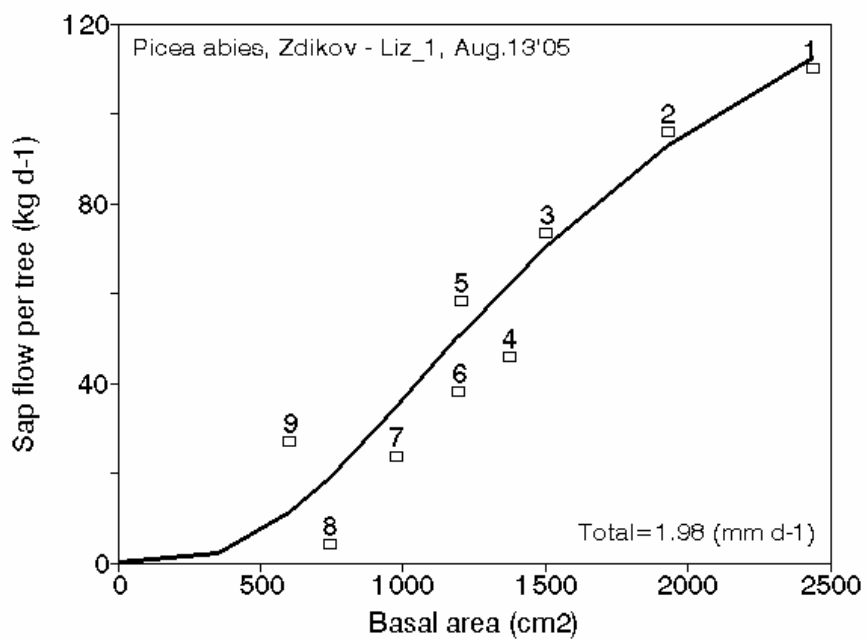
Obr. 2: Multi-bodové čidlo pro měření radiálního profilu transpiračního proudu metodou deformace tepelného pole (HFD).



Obr. 3: Příklad radiálního profilu hustoty transpiračního proudu měřeného z protilehlých stran kmene pokusného stromu.



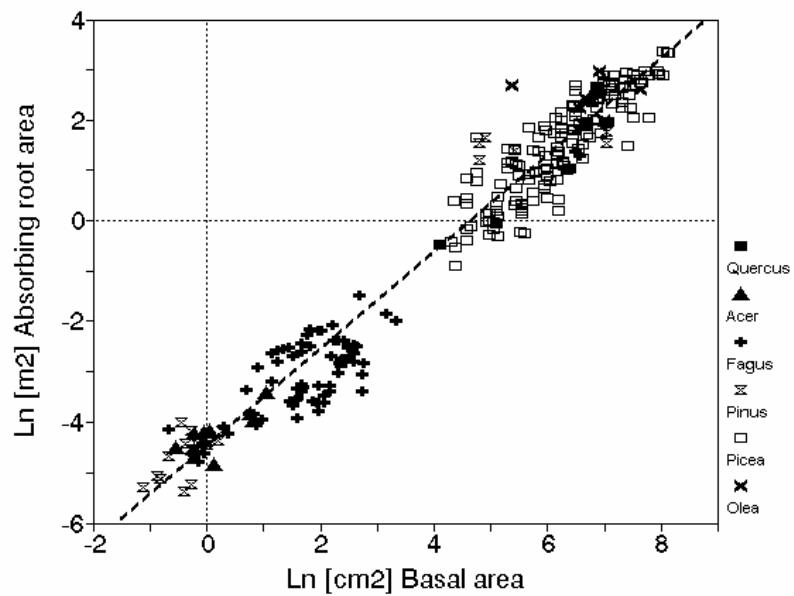
Obr. 4: Příklad denních průběhů transpirace (resp. transpiračního proudu) u souboru stromů výrazně rozdílných rozměrů v pokusném porostu Ústavu pro hydrodynamiku v Praze u Zdikova na Šumavě.



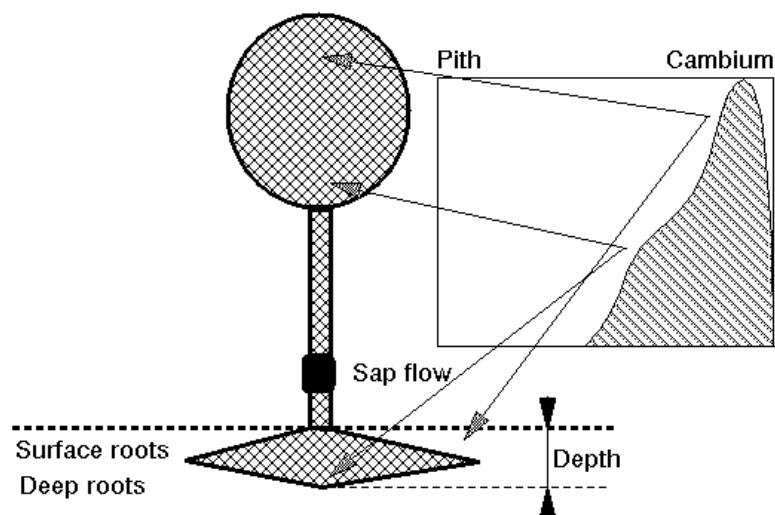
Obr. 5: Závislost denních úhrnů transpirace stromových vzorníků smrku v pokusném porostu Ústavu pro hydrodynamiku v Praze u Zdikova na Šumavě na velikosti jejich výčetní základny, použitá k přepočtu dat na jednotku plochy porostu.



Obr. 6: Postup práce při odkryvu kořenů smrku pomocí supersonického proudu vzduchu.



Obr. 7: Závislost absorpčního povrchu kořenů na ploše výčetní základny zjištěná při testování modifikované metody elektrické impedance u více než 350ti stromů šesti jehličnatých i listnatých druhů dřevin různých tlouštěk (od 0.5 do 60 cm). Logaritmické stupnice ukazují na fraktální vazby ve vodivém systému.



Obr. 8: Schema vertikální distribuce kořenů stanovené na základě měření radiálního profilu transpiračního proudu v kmeni.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl za podpory Výzkumného záměru LDF MZLU, úkolu VZ MSM 6215648902 01/02/01.

Literatura

- Aubrecht L., Stanek Z., Koller J. 2005: Electric measurement of the absorbing surfaces in whole tree roots by the earth impedance method – I. Theory. (in press)
- Balek, J., Čermák, J., Kučera, J., Palouš, M., Prax, A. 1985. Assessment of regional transpiration by remote sensing. In: Seminar on Remote Sensing Applications in Hydrology and Water Resources. (p. 1 – 17), Bratislava.
- Čermák, J., Deml, M., Penka, M., 1973. A new method of sap flow rate determination in trees. *Biologia Plantarum (Praha)* 15: 171 – 178.
- Čermák, J., Ulehla, J., Kučera, J., Penka, M. 1982. Sap flow rate and transpiration dynamics in the full-grown oak (*Quercus robur* L.) in floodplain forest exposed to seasonal floods as related to potential evapotranspiration and tree dimensions. *Biologia Plantarum (Praha)* 24(6): 446 – 460.
- Čermák, J., Kučera, J. 1990. Scaling up transpiration data between trees, stands and watersheds. *Silva Carelica* 15: 101 – 20.
- Čermák, J., Michálek, J. 1991. "Selection of sample trees in forest stands using the "quantils of total". *Lesnictví* 37: 49 – 60.
- Čermák J., Kučera J. and Nadezhdina N. 2004. Sap flow measurements with two thermodynamic methods, flow integration within trees and scaling up from sample trees to entire forest stands. *Trees, Structure and Function* 18: 529 – 546.
- Čermák J., Ulrich R., Staněk Z., Koller J., Aubrecht L. 2005: Electric measurement of the absorbing surfaces in whole tree roots by the earth impedance method – II. Verification based on allometric relationships and root severing experiments. (in press)
- Chiesi, M., Maselli, F., Bindi, M., Fibbi, L., Bonora, L., Raschi, A., Tognetti, R., Čermák, J., Nadezhdina, N., 2002. Calibration and application of FOREST-BCG in a Mediterranean area by the use of conventional and remote sensing data. *Ecological Model.*, 154: 251 – 262.
- Hruška, J., Čermák, J., Šustek, S. 1999. Mapping of tree root systems by means of the ground penetrating radar. *Tree Physiology* 19: 125 – 130.
- Kučera J., Čermák J., Penka M. 1977. Improved thermal method of continual recording the transpiration flow rate dynamics. *Biologia Plantarum (Praha)* 19(6): 413 – 420.
- Nadezhdina, N., Čermák, J., 1998. The technique and instrumentation for estimation the sap flow rate in plants (in Czech). Patent No. 286438 (PV-1587-98).

- Nadezhdina N., Cermak, J., 2000a. Responses of sap flow in spruce roots to mechanical injury. In: Klimo E, Hager H, Kulhavy J (eds) *Spruce Monocultures in Central Europe: Problems and Prospects*. EFI Proceedings No 33, pp 167 – 175.
- Nadezhdina N., Cermak J., 2000b. Responses of sap flow rate along tree stem and coarse root radii to changes of water supply. In: Stokes A (ed) *The Supporting Roots of Trees and Woody Plants: Form, Function and Physiology*. *Developments in Plant and Soil Sciences*, Vol. 87, Kluwer Academic Publishers, pp 227 – 238
- Nadezhdina, N., Čermák, J., 2003. Instrumental methods for studies of structure and function of root systems of large trees. *J Exp Bot.*, 54: 1511 – 1521.
- Nadezhdina, N., Čermák, J., Nadezhdin, V. 1998. Heat field deformation method for sap flow measurements. Proc. 4th. International Workshop on Measuring Sap Flow in Intact Plants. Zidlochovice, Czech Republic, Oct. 3 – 5, 1998. 72 – 92 pp. IUFRO Publications. Publishing house of Mendel Univ. Brno.
- Oltchev, A., Čermák, J., Nadezhdina, N., Tatarinov, F., Tischenko, A., Ibrom, A., Gravenhorst, G., 2002a. Transpiration of a mixed forest stand: field measurements and simulation using SVAT models. *Boreal Environ. Research*, 7: 389 – 397.
- Oltchev, A., Cermak, J., Gurtz, J., Kiely, G., Nadezhdina, N., Tishenko, A., Zappa, M., Lebedeva, N., Vitvar, T., Albertson, J. D., Tatarinov, F., Tishenko, D., Nadezhdin, V., Kozlov, B., Ibrom, A., Vygodskaya, N., Gravenhorst, G., 2002b. The response of the water fluxes of the boreal forest region at the Volga's source area to climatic and land-use changes. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27: 675 – 690.
- Staněk Z. 1998. Physical aspects of resistance measurement in plants and their ecological applications. Assoc. Prof. Thesis, Dept. Phys., Czech Tech. Univ. in Prague, Fac. of Electrical Engineering. 166p.
- Stokes, A., Fourcaud, T., Hruška, J., Čermák, J., Nadezhdina, N., Nadezhdin, V., Praus, L. 2001. An evaluation of different methods to investigate root system architecture of urban trees in situ. I. Ground penetrating radar. *J. of Arboriculture*.
- Šustek, S., Hruška, J., Druckmuller, M., Michalek, T. 1999. „Root surfaces in the large oak tree estimated by image analysis of the map obtained by the ground penetrating radar“. *Lesnictví – Forestry*, 45: 139 – 143.
- Tatarinov F. A., Kučera J., Cienciala E. 2005. The analysis of physical background of tree sap flow measurements based on thermal methods. *Meas. Sci. Technol.* 16: 1157 – 1169.

Transpirace, resp. odběr vody z půdy za různých půdních vlhkostních podmínek ve vztahu k architektuře stromů

Jan Čermák, Naděžda Naděždina

Ústav ekologie lesa, Mendelova zemědělská a lesnická univerzita, Zemědělská 3, 61300 Brno
cermak@mendelu.cz

Úvod

Transpirace, resp. transpirační proud je jedna z veličin měřitelných v jakýchkoli terénních podmínkách kontinuálně pracujícími automatickými přístroji, což přináší výhody možnosti dlouhodobých studií. Na Mendelově univerzitě v Brně jsou k dispozici takovéto záznamy za posledních více než 30 let, pořízené pomocí metody tepelné bilance (Čermák et al. 1973, 1982, 2004, Kučera et al. 1977) nebo deformace tepelného pole (Naděždina et al. 1998, Čermák et al. 2004) na cca 50ti pokusných plochách v Evropě a USA u přibližně stejného počtu dřevin, pořízené za velmi kontrastních podmínek prostředí (např. Čermák et al. 1986, 1993a, 1993b, 1995a, Cienciala et al. 1992, 1994, 1997, Čermák a Kučera 1987, Čermák 1995b, 1996, Tatarinov et al. 2000 aj.). Limitem transpirace může být nedostatek dostupné vody v půdě, ale také nedostatek vzduchu nezbytného pro respiraci kořenů. Sledování vodního provozu je zvláště vhodné při současném měření architektury dřevin. Morfologie celých korun stromů, listové plochy (Čermák 1989, 1998, Čermák et al. 1998) a jejich kořenových systémů (Mauer a Palátová 1996, Čermák a Kučera 1990b, Čermák et al. 2000, 2005) zásadním způsobem přispívá k vysvětlení chování stromů za různých podmínek osvětlení (např. v souvislosti se sociálním postavením stromů v lesních porostech) a dostupnosti vody v půdě (dané dosahem kořenů i jejich funkčními vlastnostmi včetně zdravotního stavu). Informace o funkcích kořenového systému (včetně např. využívání vody z různých hlubokých horizontů půdy, její vnitřní redistribuce, velikost zásob pletivech apod.) jsou zvláště významné v současné době, kdy nová přístrojová technika umožňuje jejich přímé měření.

Denní a sezonní dynamika transpirace při rozdílné vlhkosti půdy

Asimilační procesy v listech mohou normálně probíhat jen v poměrně úzkém rozmezí teplot. Za slunečního počasí proto musí být listy ochlazovány, což se děje odpařováním vody z jejich povrchu v procesu transpirace. Transpirace má výraznou denní a sezonní dynamiku, závislou na evaporačních podmínkách (potenciální evapotranspiraci, PET), vlhkosti a aeraci půdy. Příklad denních průběhů transpirace (resp. transpiračního proudu) u souboru stromů výrazně rozdílných rozměrů v porostu lužního lesa v Lednici ukazuje obr. 1. Denní úhrny transpirace (Q_w) plošné jednotky porostu (1 ha) v daném porostu dosahovaly v sezonním maximu téměř 3 mm za den v době, když potenciální evapotranspirace přesahovala 5 mm za den. Příklad sezonního průběhu transpirace je na obr. 2. Transpirace u stálezelených jehličnanů i za příznivých meteorologických podmínek je méně intenzivní, ale trvá déle. Začíná se výrazněji projevovat koncem dubna a obvykle trvá do začátku listopadu, za teplejšího počasí může do jisté míry pokračovat i v zimě (hrozí ale vysychání stromů, je-li zamrzlá půda). Okamžitá transpirace listnatých druhů za jinak stejných podmínek bývá obvykle vyšší cca o 30 až 100 %, méně transpirující stálezelené jehličnany však transpirují v průběhu vegetační sezony delší dobu, rozdíl se tudíž částečně vyrovnávají (Čermák 1995b). Konkrétní situace ovšem závisí na řadě parametrů a nelze jí jednoduše schematizovat – uvedené hodnoty jsou proto jen orientační. Vyšší transpirace stromů ovšem znamená i rychlejší odčerpávání vody z půdy.

Změny zásobení stromů vodou v důsledku vodohospodářských úprav

Lužní lesy rostoucí v nelimitujících půdních vlhkostních podmínkách (tedy v období pravidelných záplav, cca do r. 1973) za vysokých evaporačních požadavků transpirovaly velká množství vody, až cca 80 % potenciální evapotranspirace (Čermák et al. 2001). Toto množství bylo zásobováno cca z 50 až 70 % z podzemní vody a kolem 30 % z místních srážek. Transpiraci limitoval jak eventuelní přísušek, tak zamokření půdy např. u lokálně dlouhodobě zaplavených stromů, kde docházelo k silnému omezení aktivní absorpce vody následkem hypoxie. Spotřeba vody lesními porosty významně (asi o 50 %) poklesla po vodohospodářských úpravách, které vedly k výraznému poklesu podzemní vody

(cca o 2 – 3 m). Za těchto podmínek mohly stromy čerpat z hladiny podzemní vody jen malé množství transpirované vody, zbytek byl závislý na srážkách.

Lužní lesní porosty se během dvou dekád ke změně podmínek částečně přizpůsobily dodatečným rozvojem kořenů a po této době byly schopny absorbovat přibližně již asi 30 % transpirované vody z podzemních zásob. Studované lužní lesy byly 24 let po skončení původních pravidelných záplav funkčně i strukturálně adaptovány (došlo m.j. k podstatným změnám hustoty bylinného a keřového podrostu i hlavního stromového porostu) a po překonání kritického období v osmdesátých až devadesátých letech mají lepší šance přežít. Po r. 1990 bylo aplikována umělým povodňováním řízená dodávka vody a vzduchu do půd. Lze očekávat, že se díky tomu situace dále zlepší. Je však třeba přihlížet i k již proběhlé 20ti leté adaptaci na sušší podmínky a nebezpečí hypoxie při malém kolísání podzemní vody.

Podrobná studie vodní bilance lesních porostů jejichž půdní profil byl rozdělen do prokořeněných a neprokořeněných kompartmentů (obr. 3) ukázala, že půdní vlhkost v lužních lesích zůstala po celé sledované období stále relativně vysoká, stromy však přesto trpěly suchem a to díky nízké hydraulické vodivosti těžkých půd. Významnou roli při tom hrál horizontální transport vody. Relativně malý pokles obsahu vody v půdě (o pouhá 2 až 4 objemová procenta) vedl ke stonásobnému poklesu hydraulické vodivosti (obr. 4). To způsobilo, že i voda přítomná v půdním profilu ve zdánlivě dostatečném množství, nemohla být při vyšších evaporačních požadavcích dodávána stromům skrze vrstvičku půdy přiléhající k poměrně málo rozvinutým kořenům (původně přizpůsobeným supraoptimální dodávce vody) v dostatečném množství dostatečně rychle. I za mírného přísušku nejčastěji trpěly suchem a následně odumíraly zejména stromy s nepříznivým poměrem plochy kořenů a listů (vyjádřeným jako poměr obalové plochy celých kořenových systémů a plochy osluněných listů). Hydraulická vodivost půdy se na těžkých půdách stala limitujícím faktorem dodávky vody pro transpiraci dřívě, než se mohl nepříznivě projevit snížený vodní potenciál půdy (Čermák a Prax 2001). Tato situace se uplatnila jak v omezeném místním měřítku, tak ve značně širokém okolí. Vysvětlení dané situace se ukázalo možné jen na základě znalosti velikosti listové plochy a zejména distribuce kořenových systémů, proto je důležité je měřit.

Vliv nedostatečné aerace půdy – hypoxie – na transpiraci

Limitujícím faktorem transpirace nemusí být jen nedostatek půdní vlhkosti, ale také nedostatek aerace půdy. Kořeny jako všechny živé části vodivého systému stromů (podobně jako listy) potřebují ke své správné funkci, tedy aktivní absorpci vody (resp. umožněním prostupnosti symplastu) normálně respirovat. Nedostatek aerace půdy pak ve svém důsledku působí hypoxií, čili „zadušení“ kořenů. Příklad takové situace byl pozorován např. ve smrkovém porostu během celkově značně vlhkého roku, kdy téměř uprostřed vegetačního období došlo k výpadku mimořádně velkých srážek (150 mm během tří dnů) – obr. 5A. Před touto událostí porost transpiroval poměrně silně (v průměru cca 1,5 mm za den). Během srážek transpirace pochopitelně poklesla avšak po nich se již v původní výši neobnovila. V pěkných dnech následujících po srážkách při stejných evaporačních požadavcích transpirace dosáhla pouze cca 60 % (obr. 5B). V důsledku sníženého odčerpávání transpirací voda v půdě z větší části zůstávala (čímž stále bránila průniku vzduchu) a kořeny, stejně jako půdní mikroorganismy ze zbylého vzduchu dále odčerpávaly kyslík. Vliv hypoxie tedy s časem neklesal, ale naopak se zesiloval, což vedlo k dalšímu snižování absorpce vody a snižování transpirace až na méně než 20 % možných hodnot koncem vegetačního období. Situace se upravila až v následujícím roce (Čermák a Kučera 1990a).

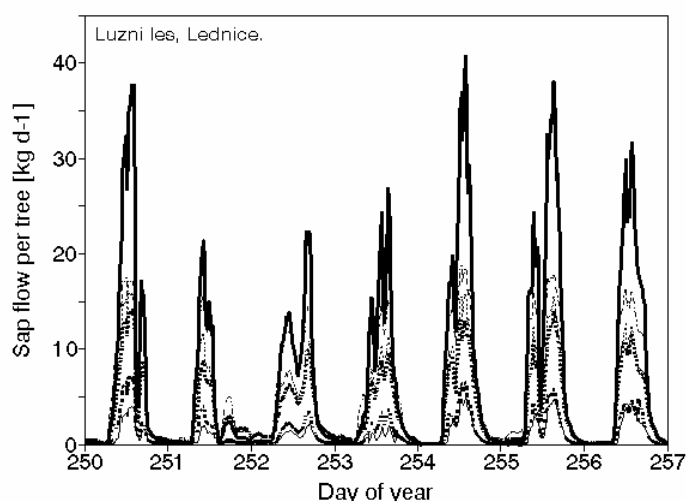
Charakteristika kořenových systémů lesních dřevin

Určitou kvantitativní představu o absorpční funkci kořenů pro vodu lze získat podle celkových hodnot transpiračního proudu při uvážení velikosti stromů a podmínek prostředí, tj. např. dle relativní transpirace při nelimitující vlhkosti půdy (např. po důkladném zavlažení okolí stromu). Jestliže denní hodnoty transpirace jednotky plochy půdorysu koruny (q_p v $\text{kg}/\text{m}^2/\text{den}$) dělíme hodnotou potenciální evapotranspirace (E_p) ve stejných jednotkách (q_p/E_p) vychází relativní transpirace v %. Tuto hodnotu lze interpretovat jako určitou „míru funkčnosti“ daného vodivého systému, nejjednodušeji např. po srovnání s orientačními tabulkovými hodnotami pro daný druh. Jestliže podobně dělíme celkovou denní transpiraci stromu (Q_t v kg na strom za den), tj. Q_t/E_p , vychází výsledek jako tzv. efektivní plocha půdo-

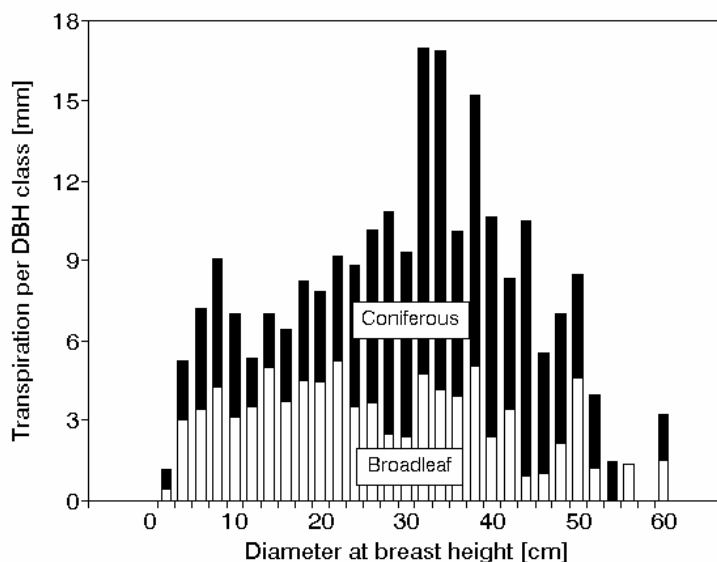
rysu koruny (A_{ef}) v m^2 na strom. Tato hodnota za normálních podmínek a nelimitující dodávce vody z půdy se blíží skutečné (geometricky změřené) ploše půdorysu koruny (A_{geo} , prakticky bývá o něco - cca 10 – 20 % menší). Jestliže je rozdíl větší, znamená to významnou odchylku ve funkci nebo rozměru jak koruny (např. žírem listů), tak kořenů (Čermák et al. 1982). Hloubku a částečně i rozsah kořenového systému lze zjistit při současném měření transpirace (transpiračního proudu) a objemové vlhkosti (V_p) v různě hlubokých půdních profilech, jestliže vlhkost vyjádříme na jednotku povrchu půdy (případně objemu vrstvy půdy), resp. jako denní změny této vlhkosti (dV_p). Pak lze provádět podobný výpočet efektivní plochy půdorysu kořenů jako v případě koruny (Q_t/dV_p) i s podobnou interpretací. Stanovení denních změn vlhkosti půdy je však obvykle možné, jen jsou-li dostatečně velké, použitelnost této metody je tedy omezena citlivostí vlhkoměrných přístrojů a především existujícím rozmezím půdní vlhkosti (Čermák et al. 1980, Čermák a Kučera 1990).

Technika podzemního radaru poskytuje přibližný obraz distribuce skeletových kořenů v půdě (obr. 6). Jak ukázaly jejich odkryvy, jednotlivé kořeny nebývají být znázorněny zcela přesně, velikost celkově prokořeněného objemu („kořenového balu“) je však tímto způsobem zachycována spolehlivěji (Hruška et al. 1999, 2005, Čermák et al. 2000, Stokes et al. 2001). Nejlepší obrázek struktury však poskytuje technika supersonického proudu vzduchu. Odkryv u relativně většího souboru středně starých smrků (obr. 7) např. ukázal, že kořeny některých stromů se svou desetimetrovou délkou blížily jejich výšce, byly tedy podstatně delší než o něco více než dva metry dlouhé větve, tedy i projekční plocha kořenových systémů byla odpovídajícím způsobem větší než projekční plocha korun (Čermák et al. 2005).

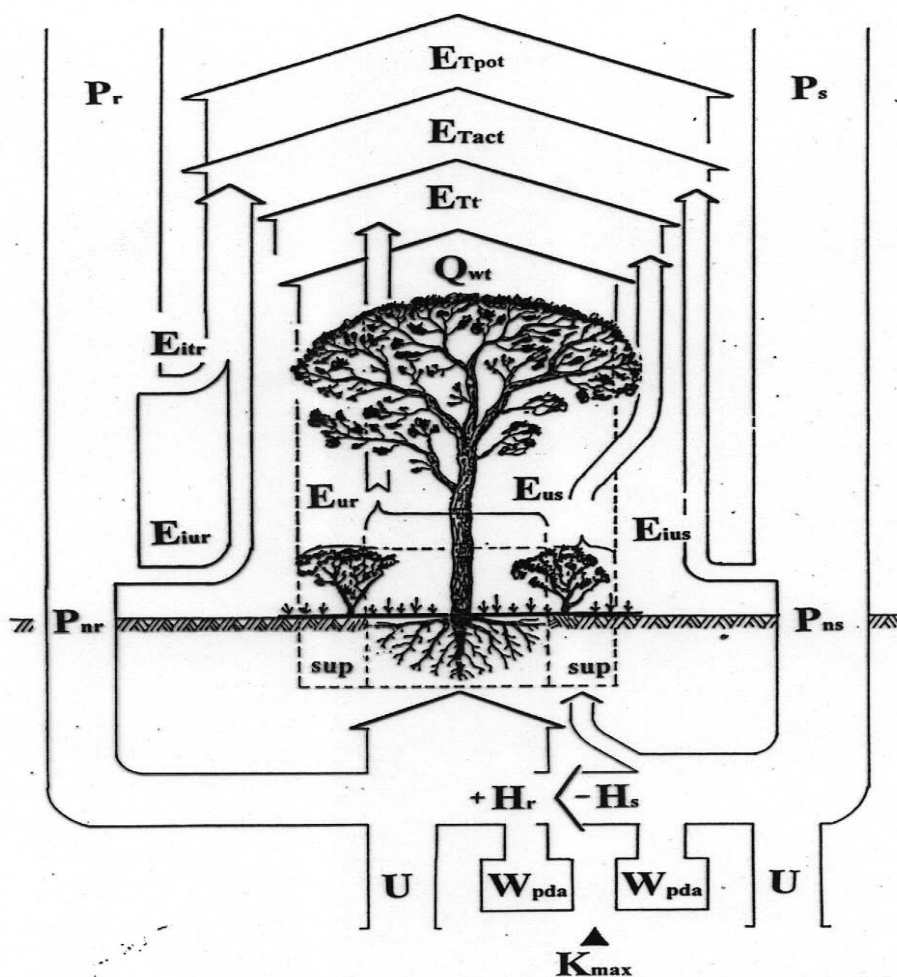
Kvantitativní charakteristiky kořenových systémů vzrostlých dřevin však poskytují další metody. Navzájem se doplňující údaje, tj. velikost absorpční plochy kořenů poskytuje modifikovaná metoda elektrické impedance (Staněk 1997, Aubrecht et al. 2005, Čermák et al. 2005). Distribuci absorpčních kořenů v půdě je pak odvozena z radiálního profilu transpiračního proudu (Naděždina a Čermák 1999, 2000, 2003). Podkladem k tomu je dvoj- či trojrozměrný obrázek proudu na průřezu kmenem (Čermák a Naděždina 1998a, 1998b, – obr. 8). Ten lze nejspíše pořídit aplikací metody deformace tepného pole (Naděždina et al. 1998, Čermák et al. 2004). Jeho analýza ukazuje podíl skutečné absorpční funkce hlubokých a mělkých kořenů (obr. 9). Poměr aktivity mělkých a hlubších kořenů ve sledovaném vlhčím období činil cca 3:1, po několik týdnů trvajícím přísušku byla dostupná voda z povrchových vrstev půdy z větší části vyčerpána a zmíněný poměr se změnil na 1:1. Výhodou těchto metod je jejich nedestruktivnost, tedy možnost libovolně opakovaných měření, rychlost měření i fakt, že pracují přímo s operačními parametry kořenů, které bezprostředně souvisí s vodním provozem stromů.



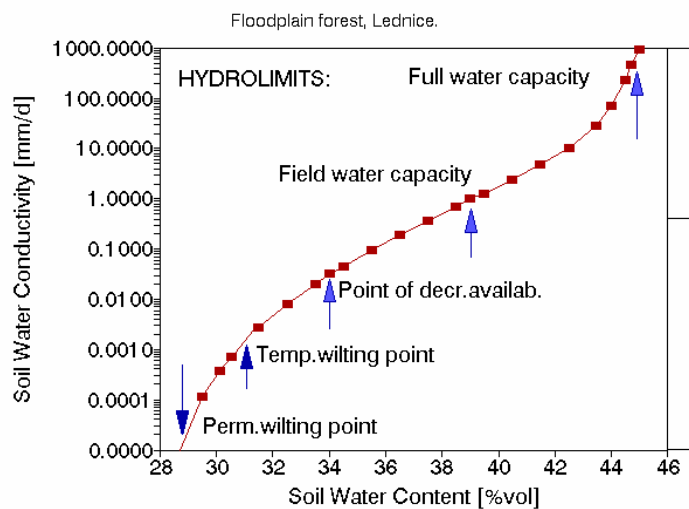
Obr. 1: Příklad denních průběhů transpiračního proudu u serie stromových vzorníků dubu značně rozdílných rozměrů v lužním lese na jižní Moravě.



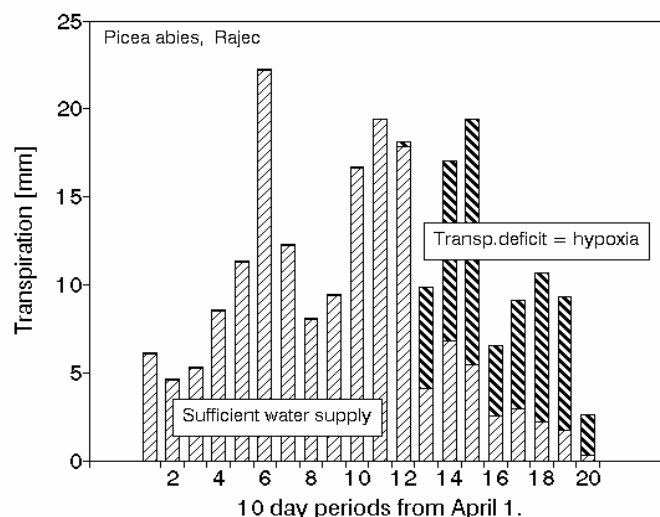
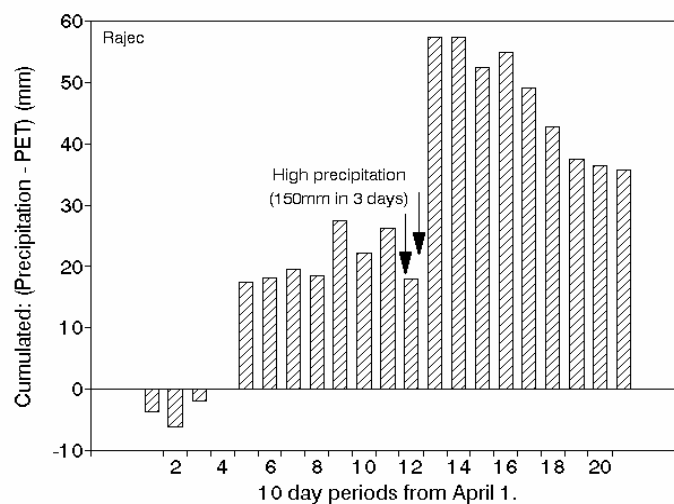
Obr. 2: Příklad sezonního průběhu transpirace dvou skupin druhů (jehličnanů a listnáčů) ve smíšeném porostu (lesy v okolí prameniště Volhy).



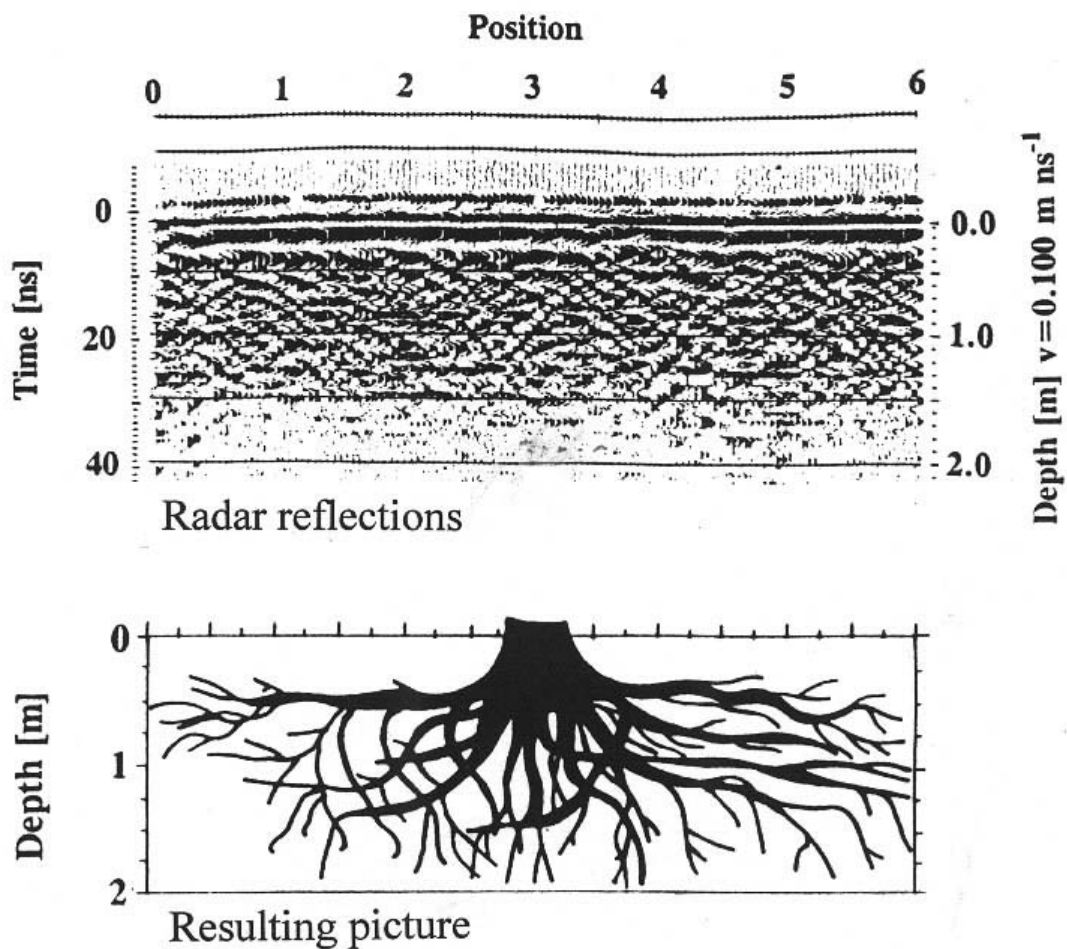
Obr. 3: Schema složek vodní bilance na příkladě lužního lesa, resp. jeho průměrného stromu v Lednici na jižní Moravě. Šířka jednotlivých šipek odpovídá množství vody v mm. Toky jsou označeny zkratkami: P = srážky, E = evaporace, resp. evapotranspirace, U = tok z hladiny podzemní vody, H = voda přicházející horizontálním transportem ze stromy neprokořeněných prostorů půdy, dW = voda obsažená v půdě, K = hydraulická vodivost půdy.



Obr. 4: Závislost hydraulické vodivosti na obsahu vody v půdě lužního lesa na jižní Moravě. Při poklesu objemové vlhkosti o 4% klesá stokrát (podrobnosti viz Čermák a Prax 2001).



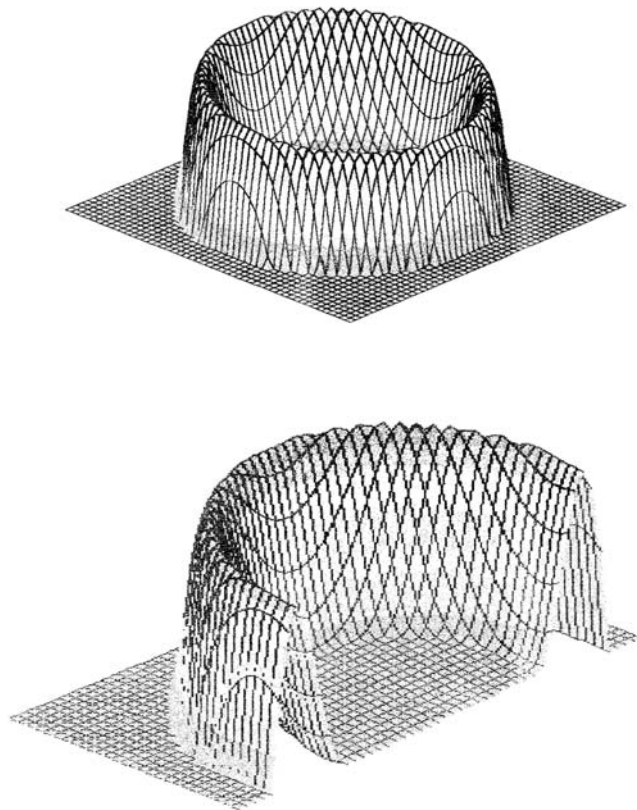
Obr. 5: Sezonní změny vlhkoštních podmínek na lokalitě (vyjádřené jako rozdíl srážek a potenciální evapotranspirace) během celkově vlhkého roku po výpadku mimořádně vysokých srážek, které vedly ke snížení aerace půdy a následující hypoxii (A) a jejich vliv na transpiraci smrkového porostu (B).



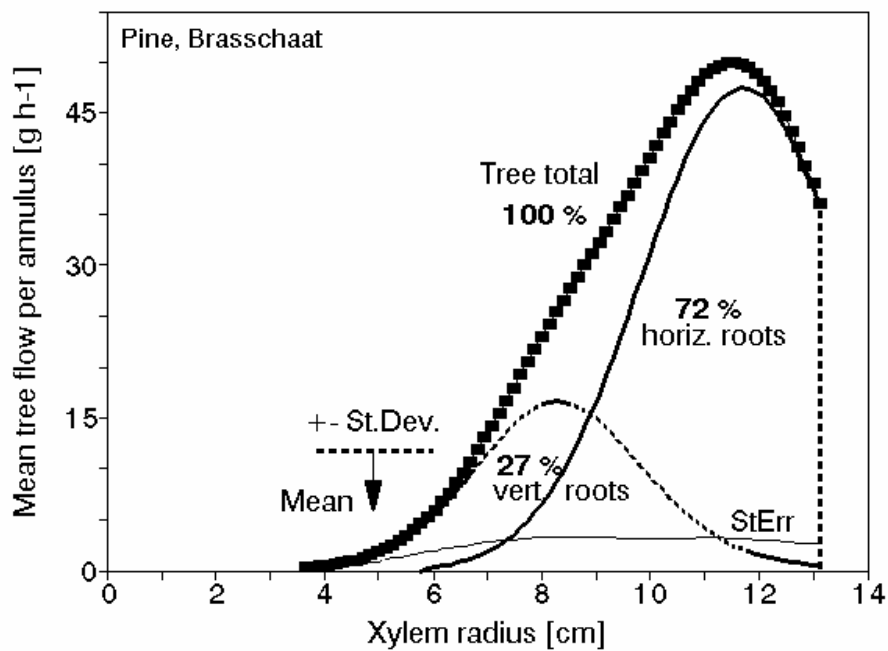
Obr. 6: Příklad záznamu radarových odrazů (A) a výsledného třidimenzionálního obrazu skeletové části (o tloušťce nad 2 cm) kořenového systému borovice černé v Brně (B) pořízeného geofyzikálním radarem (znázorněn jen boční pohled).



Obr. 7: Příklad kořenových systémů souboru smrků odkrytých supersonickým proudem vzduchu (odkryv plochy přes 65 m^2 do hloubky 30-40 cm, pomístně do 70 cm, trval 6 hodin).



Obr. 8: Třidimenzionální pohled na hustotu transpiračního proudu na příčném průřezu u base kmene borovice lesní (osy x a z představují rozměry kmene, na osa y je znázorněna intenzita proudu). Uvedený příklad ukazuje mimořádně nízkou variabilitu odpovídající zcela homogenní distribuci aktivních kořenů, což je v reálných podmínkách velmi vzácné. Obrázek je podkladem pro integraci transpiračního proudu na celý strom a zároveň pro stanovení distribuce kořenů na této úrovni.



Obr. 9: Příklad kvantifikace absorpčních schopností kořenů borovice na základě měření radiálního profilu transpiračního proudu.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl za podpory Výzkumného záměru LDF MZLU, úkolu VZ MSM 6215648902 02/03/01.

Literatura

- Aubrecht L. Stanek Z. and Koller J. 2005. Electric measurement of the absorption surfaces in tree roots by the earth impedance method – I. Theory. (submitted)
- Čermák,J., Deml,M. Penka,M., 1973: A new method of sap flow rate determination in trees. *Biologia Plantarum (Praha)* 15:171-178.
- Čermák,J., Ulehla,J., Kučera,J., Penka,M. 1982: Sap flow rate and transpiration dynamics in the full-grown oak (*Quercus robur* L.) in floodplain forest exposed to seasonal floods as related to potential evapotranspiration and tree dimensions. *Biologia Plantarum (Praha)* 24(6): 446-460.
- Čermák,J. 1986: Short- and long-term response of transpiration flow rate in full-grown trees to water stress. In: Proc.18th IUFRO World Congress, Whole-Plant Physiology Working Party (S 2.01-15) 7-21.Sept 1986, Ljubljana, Yugoslavia, Yugoslav IUFRO World Congr. Organiz. Comm. (ed.), Plesko Ljubljana pp.187-193.
- Čermák,J.and Kučera,J. 1987: Transpiration of fully grown trees and stands of spruce (*Picea abies*(L.)Karst.) estimated by the tree-trunk heat balance method. In: Proc.Forest Hydrology and Watershed Measurements, Vancouver,Canada Aug.1987,
- Čermák,J. 1989: Solar equivalent leaf area as the efficient biometrical parameter of individual leaves, trees and stands. *Tree Physiol.* 5: 269-89.
- Čermák,J., Kučera,J. 1990a: Water uptake in healthy and ill trees under drought and hypoxia and non-invasive assessment of the effective size of root systems.(p.185-195) In:Proc.COST612 Workshop "Above and below ground interactions in forest trees in acidified soils" Persson,H.(ed.), Simlångsdalen, May 21-23.1990, Sweden.
- Čermák,J., Kučera,J. 1990b: Scaling up transpiration data between trees, stands and watersheds. *Silva Carelica* 15:101-20.
- Čermák,J., Matyssek,R., Kučera,J. 1993a: Rapid response of large, drought stressed beech trees to irrigation. *Tree Physiology*, 12: 281-290.
- Čermák,J., Matyssek,R., Kučera,J. 1993b: "The causes of beech decline on heavy soils after sudden reduction of stand density". *Lesnictvi* 39(5):175-183.
- Čermák,J. 1995a: Methods for studies of water transport in trees, especially the stem heat balance and scaling. In: Proc. 32th Course in Applied Ecology, San Vito di Cadore, University of Padova, Italy, Sept.4-8,1995.
- Čermák,J. 1995b: Transpiration of trees - variability, relation to structures, water balance and defence mechanisms. In: Proc. 32th Course in Applied Ecology, San Vito di Cadore, University of Padova, Italy, Sept.4-8,1994.
- Čermák,J., Cienciala,E., Kučera,J., Lindroth,A., Bednářová,E. 1995: Individual variation of sap flow rate in large pine and spruce trees and stand transpiration: A pilot study at the central NOPEX site. *J.of Hydrol.*168:17-27.
- Čermák,J. 1996: Direct measurement of transpiration in forest stands and its dynamics under contrasting environmental conditions. In: Proc. Climate Variability and Climate Change, Vulnerability and Adaptation. Nemesova,I., (ed.), 171-186pp. Prague (Milesovka), Czech Rep., Sept.11-15,1995.
- Čermák,J. and Nadezhdina,N. 1998a: Sapwood as the scaling parameter - defining according to xylem water content or radial pattern of sap flow? *Ann.Sci.For.*55:509-521.
- Čermák,J. and Nadezhdina,N. 1998b: Radial profile of sap flow and scaling from the measuring point to the whole tree level. Proc. 4th. International Workshop on Measuring Sap Flow in Intact Plants. Zidlochovice, Czech Republic, Oct.3-5,1998. Abstr.142 p. IUFRO Publications. Publishing house of Mendel Univ.Brno.
- Čermák,J. 1998: Leaf distribution in large trees and stands of the floodplain forests in southern Moravia. *Tree Physiology* 18:727-737.
- Čermák,J., Riguzzi,F. and Ceulemans,R. 1998: Scaling up from the individual trees to the stand level in Scots pine:1.Needle distribution,overall crown and root geometry.*Ann.Sci.For.*55:63-88

- Čermák, J., Hruška, J., Martinková, M., Prax, A. 2000: Urban tree root systems and their survival near houses analyzed using ground penetrating radar and sap flow techniques. *Plant and Soil* 219:103-115.
- Čermák, J., Kučera, J., Prax, A., Tatarinov, F., Nadezhdin, V. 2001: Long-term course of transpiration in a floodplain forest in southern Moravia associated with changes of underground water table. *Ekologia (Bratislava) Suppl.* 1: 92-115.
- Čermák, J. and Prax, A. 2001: Water balance of the floodplain forests in southern Moravia considering rooted and root-free compartments under contrasting water supply and its ecological consequences. *Ann.Sci.For.* 58:1-12
- Čermák J., Kučera J. and Nadezhdina N. 2004. Sap flow measurements with two thermodynamic methods, flow integration within trees and scaling up from sample trees to entire forest stands. *Trees, Structure and Function* 18: 529-546.
- Čermák J. Ulrich R. Staněk Z. Koller J. Aubrech L. 2005a. Electric measurement of the absorption surfaces in tree roots by the earth impedance method - II. Verification based on allometric relationships and root severing experiments. (submitted)
- Čermák J. Gašpárek J. Adamčík L. Culek I. Čermák M. Ulrich R. 2005b. „Root system visualization using supersonic air-stream. 77-82pp. In: Methods for improved determination of disturbance of tree roots in spruce stands by forwarders. I. Selection and verification of methods“ (in Czech). Neruda J. (ed.) *Folia Universitatis Agricultrae et Silviculturae Mendelianae Brunensis. Facultas Silviculturae et Technologiae Ligni. Brno, Republica Bohemica*, 176p.
- Cienciala, E., Kučera, J., Lindroth, A., Čermák, J., Grelle, A., Halldin, S. 1997: Canopy transpiration from a boreal forest in Sweden during a dry year. *Agricultural and Forest Meteorology* 86:157-167.
- Cienciala, E., Lindroth, A., Čermák, J., Hallgren, J-E. and Kučera, J. 1994: The effect of water availability on transpiration, water potential and growth of *Picea abies* during a growing season. *J.Hydrol.* 155:57-71.
- Cienciala, E., Lindroth, A., Cermak, J., Hallgren, J-E., Kucera, J. 1992: Assessment of transpiration estimates for *Picea abies* trees during a growing season. *Trees* 6: 121-127.
- Hruska, J., Čermák, J., Šustek, S. 1999: Mapping of tree root systems by means of the ground penetrating radar. *Tree Physiology* 19: 125-130.
- Hruška J. Gašpárek J. Culek I. 2005. „Root system visualization using georadar. 69-76pp. In: Methods for improved determination of disturbance of tree roots in spruce stands by forwarders. I. Selection and verification of methods“ (in Czech). Neruda J. (ed.) *Folia Univ.Agricultrae et Silviculturae Mendelianae Brunensis. Facultas Silvicult. et Technol. Ligni. Brno, Republica Bohemica*, 176p.
- Kučera, J., Čermák, J., Penka, M. 1977: Improved thermal method of continual recording the transpiration flow rate dynamics. *Biologia Plantarum (Praha)* 19(6): 413-420.
- Mauer O., Palátová E. 1996: Morfogeneze kořenového systému smrku ztepilého (*Picea abies* (L.)Karst.) z přirozeného zmlazení do 30 let věku porostu. *Lesnictví-Forestry* 42 (3):116-127.
- Nadezhdina, N., & Čermák, J. 1998: "The technique and instrumentation for estimation the sap flow rate in plants". Patent No.286438 (PV-1587-98). (U.S.Patent and Trademark Rec.No.69055, 1997).
- Nadezhdina, N., Čermák, J., Nadezhdin, V. 1998: Heat field deformation method for sap flow measurements. Proc. 4th. International Workshop on Measuring Sap Flow in Intact Plants. Zidlochovice, Czech Republic, Oct.3-5,1998. 72-92 pp. IUFRO Publications. Publishing house of Mendel Univ.Brno.
- Nadezhdina, N. & Čermák, J. 1999: Responses of sap flow rate along tree stem and coarse root radii to changes of water supply. *Plant and Soil* 12:1-12. (In: Proc. The Supporting Roots of Trees and Woody Plants: Form, Function and Physiology, A.Stokes, ed., pp.227-238, Klouwen Acad.Publ., Dordrecht-Boston-London, 430 p.).
- Nadezhdina, N. and Čermák, J. 2000: Changes in sap flow rate in tree trunks and roots after mechanical damage. pp.167-175. In: Proc.Int.Conf., Spruce Monocultures in Central Europe - Problems and Prospects. (Klimo, E., Hager, H. and Kulhavy, J. (eds.). 22-25 June, 1998. EFI Proceedings No.33: 167-175, 2000.
- Nadezhdina, N. and Čermák, J. 2003: Instrumental methods for studies of structure and function of root systems in large trees. *J.of Experimental Botany* 54 (387): 1511-1521.
- Stokes, A., Fourcaud, T., Hruška, J., Čermák, J., Nadezhdina, N., Nadezhdin, V., Praus, L. 2001: An evaluation of different methods to investigate root system architecture of urban trees in situ. I. Ground penetrating radar. *J.of Arboriculture*

Tatarinov,F., Čermák,J., Kučera.J., Prax,A. 2000: Transpiration of spruce in a mature plantation in Dra-hanska Vrchovina uplands, Moravia. I. Variation between individual trees. Ekologia (Bratislava), Vol.19, Suppl.1:48-62.

Sorpcia a transport kadmia v karbonátových pôdach aluviálnych nív

Pavel Dlapa¹, Andrea Čipáková², Ľubomír Lichner³, Vladimír Piš⁴

¹Univerzita Komenského, Prírodovedecká fakulta, Katedra pedológie, Mlynská dolina,
842 15 Bratislava, dlapa@fns.uniba.sk

²Regionálny úrad verejného zdravotníctva so sídlom v Košiciach, Ipeľská 1,
042 20 Košice, cipakova@orangemail.sk

³Ústav hydrológie SAV, Račianska 75, 831 02 Bratislava, lichner@uh.savba.sk

⁴Hydromelióracie, š. p., Vrakunská 29, 825 63 Bratislava, pis@hmstp.sk

Úvod

Kadmium je považované za jeden z najtoxickejších prvkov najmä pre jeho schopnosť akumulovať sa v potravinovom reťazci a toxické účinky na biotu. Z týchto dôvodov sú pre kadmium stanovené jedny z najprísnejších limitných hodnôt spomedzi všetkých potenciálne toxických prvkov. Výsledky monitoringu pôd Slovenska ukázali výrazné zvýšenie obsahu kadmia v povrchových horizontoch, zrejme ako dlhodobý vplyv imisií, bioakumulácie (príjem koreňovým systémom z hlbších vrstiev a jeho akumulácia z rozložených zvyškov rastlín) a v poľnohospodárskych pôdach aj hnojenia superfosfátom (Linkeš et al., 1997). Priemerný obsah (medián) v pôdach Slovenska je $0,3 \text{ mg.kg}^{-1}$ (Čurlík a Šefčík, 1999). Takýto obsah je nižší ako priemerný obsah kadmia pre pôdy sveta $0,53 \text{ mg.kg}^{-1}$ (Kabata-Pendias a Pendias, 1992).

Mobilita kadmia v poľnohospodárskych pôdach je ovplyvňovaná radom faktorov, z ktorých najvýznamnejšie sú pôdna reakcia, obsah organickej hmoty, zrnitostné zloženie pôd, ale tiež pôdna genéza, pôdna štruktúra, spôsob poľnohospodárskeho využívania, doba kontaktu kadmia s pôdou a makropórové prúdenie (Andreini a Steenhuis, 1990; Babejová et al., 2001; Camobreo et al., 1996; Moral et al., 1996; Seuntjens, 2002).

Správanie sa kadmia v pôdach je ovplyvnené aj fyzikálno-chemickými formami výskytu v pôdach, ako výsledok interakcie s pôdnymi zložkami a pôdnym roztokom. Znalosti o chemických formách a ich väzbách na pôdne častice alebo koloidy sú dôležité kvôli stanoveniu ich chemickej reaktivity, pohyblivosti a biologickej prístupnosti. Hodnota celkového obsahu kadmia v pôde, keďže v sebe zahŕňa údaje o jeho mobilnej a imobilnej frakcii, je slabým ukazovateľom bio-prístupnosti.

Práce venované mobilite kadmia v pôdnom prostredí väčšinou berú do úvahy iba rozpustnosť kadmia za daných podmienok a prenos v rozpustenej forme. V reálnych podmienkach a zvlášť v podmienkach, keď dochádza k silnej sorpcii kadmia, rastie význam prenosu kadmia sorbovaného na jemné častice pôd ($< 0,01 \text{ mm}$), ktoré môžu byť unášané vodou pri preferovanom prúdení. Preferované prúdenie a prenos látok v nenasýtenej zóne pôd prebieha cez preferované cesty, ktorými sú hydrologicky efektívne (= otvorené na povrchu pôdy) makropóry: biopóry (napr. po dažďovkách a koreňoch rastlín), medziagregátové póry, alebo póry vznikajúce pri objemových zmenách pôdy v dôsledku zmien vlhkosti (Novák a Šoltész, 1984; Andreini a Steenhuis, 1990; Czarnes et al., 2000). Význam makropórového prúdenia je možné určiť pomocou pomeru („bypassing ratio“), ktorý je definovaný ako pomer medzi rýchlosťou makropórového prúdenia a celkovou rýchlosťou prúdenia (Kneale a White, 1984).

Táto práca je venovaná problematike prenosu kadmia v pôdach, ktoré pokrývajú 1260 km^2 územia Podunajskej nížiny a sú poľnohospodársky využívané. Hĺbka týchto pôd kolísala medzi $0,5 - 3,8 \text{ m}$, pričom pôdy sa nachádzajú nad najvýznamnejšou zásobárňou pitnej vody v strednej Európe s objemom asi 10 km^3 . Nutnosť štúdia prenosu kadmia v týchto poľnohospodársky intenzívne využívaných pôdach si vyžaduje aplikácia fosfátových hnojív, ktoré obsahujú kad-

mium, a tiež pôsobenie ďalších faktorov, ktoré podporujú transport kadmia cez pôdy (napr. zvlážovanie alebo zvýšená frekvencia prívalových dažďov).

V minulosti bol dokázaný prekvapivo hlboký prienik kadmia v týchto pôdach (Lichner, 1998), aj keď podľa výsledkov matematického modelovania hĺbka prieniku nemala prekročiť 10 cm (Lichner et al., 2003). Podobné rozdiely medzi vypočítanými hodnotami jednodoménových modelov a reálnymi hodnotami boli pri štúdiu prenosu látok cez pôdy zistené tiež ďalšími autormi (Šír et al., 1988; Štekauerová, 1999; Štekauerová et al., 1999). Z týchto príčin sú v súčasnosti v podobných prípadoch používané, ako vhodnejšie, dvojdoménové modely (Rasmussen et al., 2000; Vogel et al., 2000; Alaoui et al., 2003).

Hlavným cieľom tejto práce je vyhodnotiť význam sorpcie kadmia na jemné častice pôd v podmienkach karbonátových pôd a zistiť faktory, ktoré ovplyvňujú rozsah a kinetiku sorpcie tak, aby bolo možné stanoviť možný vplyv týchto procesov na prenos kadmia makropórovým prúdením cez nenasýtenú zónu pôd s potenciálnym ohrozením podzemných vôd. Výsledky by mali umožniť stanovenie potenciálnych rizík spojených s aplikáciou fosfátových hnojív s vysokým obsahom kadmia a s prípadnou zmenou poľnohospodárskych postupov.

Materiál a metódy

Pôdne vzorky použité pri experimentoch boli odobraté z humusových horizontov pôd (hĺbka odberu 0 – 10 cm) na troch lokalitách Podunajskej nížiny. Podľa Morfogenetického klasifikačného systému pôd Slovenska (MKSP, 2000) ide o pôdne typy: fluvizem kultizemná karbonátová (ďalej len FM) na lokalite Kalinkovo, černozem kultizemná karbonátová (ČM) na lokalite Macov a čiernica kultizemná karbonátová (ČA) na lokalite Jurová. Vzorky boli vysušené pri laboratórnej teplote, zbavené rastlinných zvyškov a preosiate cez 2 mm sito.

Základné fyzikálne a chemické vlastnosti pôd boli stanovené štandardnými metódami (Fiala et al., 1999). Pôdna reakcia bola stanovená po 24 hodinovom vytrepávaní vzoriek s H₂O, resp. 1M KCl, pri pomere pôda:roztok 1:2,5. Obsah organického uhlíka a humusu bol stanovený oxidimetricky rozkladom s K₂Cr₂O₇-H₂SO₄ a následnou titráciou nezredukovaného dvojchromanu. Obsah uhličitanov bol stanovený pomocou Jankovho vápnomera reakciou s 10 % HCl s volumetrickým stanovením uvoľneného CO₂. Zrnitostné zloženie bolo stanovené pipetovacou metódou po dispergácii vzoriek varením s hexametáfosforečnanom sodným.

Frakcia tzv. hrubého ílu (< 0,01 mm) bola odseparovaná postupom ekvivalentným pipetovacej metóde použitej pre zrnitostný rozbor, ale bez použitia hexametáfosforečnanu sodného na dispergáciu vzoriek. Základné vlastnosti (obsah humusu a uhličitanov) zrnitostnej frakcie < 0,01 mm boli stanovené vyššie uvedenými metódami.

Pri sledovaní sorpčných procesov Cd bola použitá rádioindikátorová metóda so stopovačom ¹⁰⁹Cd vo forme CdCl₂ s koncentráciou 50,9 mg.l⁻¹. Vzorky boli merané na mnohokanálovom analyzátore Canberra s Ge(Li) detektorom. Sorpcia za statických podmienok bola sledovaná v 100 cm³ polyetylenových fľaškách v rôznych časových intervaloch (1, 2, 3, 5, 10, 30 a 60 minút). 10 g pôdy bolo zaliatych 40 cm³ roztoku a po uplynutí časového intervalu boli vzorky odstredené (5 min, 5000 rpm) a v eluáte bola stanovená aktivita.

Pri sledovaní sorpcie na častice < 10⁻⁵ m bola použitá metóda, ktorú navrhli Lichner a Čipáková (2002). Vzorky boli zaliaté roztokom so stopovačom o známej aktivite a premiešané (5 sekúnd). Po uplynutí príslušného časového intervalu boli opäť premiešané a po uplynutí 1 minúty, počas ktorej sa usadili častice > 10⁻⁵ m, bola stanovená aktivita v 5 ml eluátu.

Špeciácia kadmia v pôdach bola analyzovaná pomocou modifikovaného Tessierovho sekvenčného extrakčného postupu (Tessier et al., 1979, Palágyi et al., 1991). V použitej modifikácii bol originálny postup doplnený o dva kroky: extrakciu s redestilovanou vodou (krok 1) a extrakciu s 2M HNO₃ (krok 7). Na extrakciu bolo používaných 10 g vzorky a 40 ml extrakčného roztoku. V každom z extraktov bola stanovená aktivita ¹⁰⁹Cd. Prehľad všetkých extrakčných roztokov použitých pri Tessierovom extrakčnom postupe je uvedený v tabuľke 1.

Tabuľka 1: Použité extrakčné činidlá a predpokladané frakcie izolované z pôdných zložiek.

Poradové číslo	Zloženie činidla	Doba extrakcie /hod./	Izolovaná frakcia
1	Redestilovaná H ₂ O (pH=5,6)	1	Vodorozpustná
2	1M MgCl ₂ (pH=7)	1	Výmenná
3	0,025 M Na ₄ P ₂ O ₇	1	Viazaná na humínové kyseliny
4	1M CH ₃ COONa+CH ₃ COOH (pH= 5)	24	Viazaná na uhličitaný
5	0,04 M NH ₂ OH.HCl	24	Viazaná na Fe/Mn
6	30 % H ₂ O ₂ + HNO ₃ (pH=2)	24	Organicky viazaná a viazaná na sírniky
7	2M HNO ₃	24	Zvyšok po rozpustení v miner. kyseline
8	1 M NaOH	24	Zvyšok po rozpustení v hydroxide
9			Ner rozpustný zvyšok

Výsledky a diskusia

Výsledky stanovení základných fyzikálnych a chemických vlastností humusových horizontov pôd sú uvedené v tabuľke 2 a 3. Klasifikácia pôdných typov a pôdných druhov bola urobená v súlade s Morfogenetickým klasifikačným systémom pôd Slovenska (MKSP, 2000). Z výsledkov vyplýva, že fluvizem kultizemná karbonátová (FM) z Kalinkova je piesčito-hlinitá, slabo alkalická a s nízkym obsahom organického uhlíka. Černozem kultizemná karbonátová (ČM) z Macova je hlinitá, slabo alkalická, s vysokým obsahom organického uhlíka. Čiernica kultizemná karbonátová (ČA) z lokality Jurová je prachovito-hlinitá, slabo alkalická, s vysokým obsahom humusu. Z hľadiska obsahu uhličitanov sú všetky pôdy silne karbonátové. Prítomnosť karbonátov a dostatočný obsah pôdných koloidov sú prekurzormi výrazne vyvinutej pôdnej štruktúry s následným výrazným podielom makropórového prúdenia pri prenose látok cez nenasýtenú zónu týchto pôd.

Analýzy jemnej frakcie pôd (tzv. hrubého ílu < 0,01 mm) ukázali, že táto frakcia je obohatená o organickú hmotu v porovnaní s priemerným obsahom v pôdach. Z týchto dôvodov možno predpokladať, že jemné častice, ktoré môžu byť potenciálne unášané do väčších hĺbok pri makropórovom prúdení budú mať výrazne odlišné sorpčné vlastnosti v porovnaní s pôdou. Špekulatívne je možné predpokladať tiež výrazný rozdiel v kvalite organickej hmoty v jemnozrnnej frakcii pôd. Tiež obsahy uhličitanov sú odlišné, ale tieto rozdiely pravdepodobne výraznejšie neovplyvňujú sorpciu kadmia.

Tabuľka 2: Základné fyzikálne a chemické vlastnosti pôd.

Vzorka	pH	pH	Zrnitostná frakcia (%)			
	H ₂ O	KCl	2 - 0,05 mm	0,05 - 0,002 mm	< 0,002 mm	< 0,01 mm
Kalinkovo	7,69	7,45	54,2	34,4	11,5	21,6
Macov	7,75	7,20	44,0	34,2	21,8	29,0
Jurová	7,72	7,17	26,0	51,5	22,5	41,4

Merania sorpcie kadmia na pôdu a na jemné častice < 0,01 mm ukázali, že na častice <10⁻⁵ m sa do jednej minúty adsorbovalo 35 % kadmia vo FM z Kalinkova, 32 % kadmia v ČM z Macova a 48 % kadmia v ČA z Jurovej (tabuľka 4). Tento podiel klesal s rastom času trvania kontaktu kadmia s pôdou. Pre dlhšie časy trvania kontaktu kadmia s pôdou (30 a 60 minút) klesol podiel kadmia sorbovaného na častice <10⁻⁵ m, ktorý bol vo FM z Jurovej len 9 % a 8 %, v ČM z Kalinkova 16 % a 17 % a v ČA z Macova 16 % a 12 % (tabuľka 4).

Tabuľka 3: Obsah organického uhlíka (C_{ox}) a uhličitanov (CaCO₃) v pôdach a v zrnitostnej frakcii < 0,01 mm.

Lokalita	Vzorka	C _{ox} %	CaCO ₃ %
Kalinkovo	pôda	0,92	21
	< 0,01 mm	2,55	24
Macov	pôda	1,85	18
	< 0,01 mm	3,92	16
Jurová	pôda	2,21	25
	< 0,01 mm	2,68	22

Za účelom vysvetlenia vyššie opísaných zmien, ku ktorým dochádza s rastúcim časom kontaktu kadmia s pôdou, boli stanovené jednotlivé formy kadmia v pôdach pomocou Tessierovho sekvencného postupu. Výsledky stanovenia jednotlivých foriem kadmia v pôdach po 1 dni kontaktu ukázali, že väčšia časť Cd je v sledovaných pôdach v ľahko dostupnej frakcii. Tvoria ju vodorozpustná a výmenná forma a formy viazané na humínové kyseliny a na uhličitaný. Hodnoty sa pohybovali v intervale od 39 do 44 % pre jednotlivé pôdy.

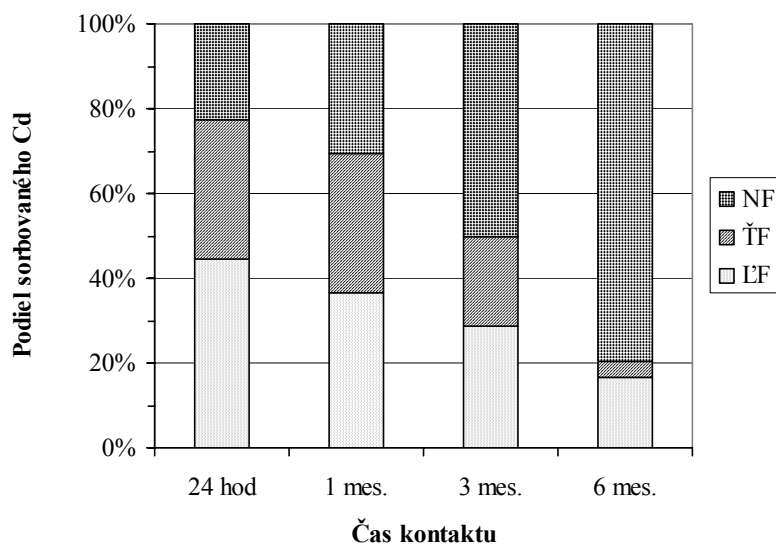
V rámci ťažko dostupnej frakcie najväčšie zastúpenie bolo vo forme rozpustnej v kyseline a jednotlivé formy môžeme zoradiť nasledovne: forma rozpustná v kyseline > forma viazaná na Fe/Mn > forma viazaná na organickú hmotu > forma rozpustná v hydroxide. Táto frakcia tvorila

33 – 50 % kadmia sorbovaného v pôde. Podiel kadmia v nedostupnej forme dosahoval hodnoty pre jednotlivé pôdy od 10 do 23 %. Nedostupný zvyšok bol najnižší v čiernici z lokality Jurová.

Predlžovaním doby kontaktu kadmia s pôdou dochádza k zmenám v zastúpení jednotlivých foriem (obr. 1 – 3). Po troch mesiacoch ľahko dostupná frakcia nadobúda pre sledované pôdne druhy hodnoty z intervalu 17 – 29 %. Prevažná časť kadmia prechádza do nedostupnej frakcie (50 – 63 %). Po šiestich mesiacoch tvoril podiel ľahko dostupnej frakcie kadmia iba 16 – 18 % a podiel nedostupnej frakcie predstavoval 76 – 80 % v sledovaných pôdach.

Tabuľka 4: Sorpcia kadmia na pôdy a jemné častice (frakcia < 0,01 mm) v závislosti od času.

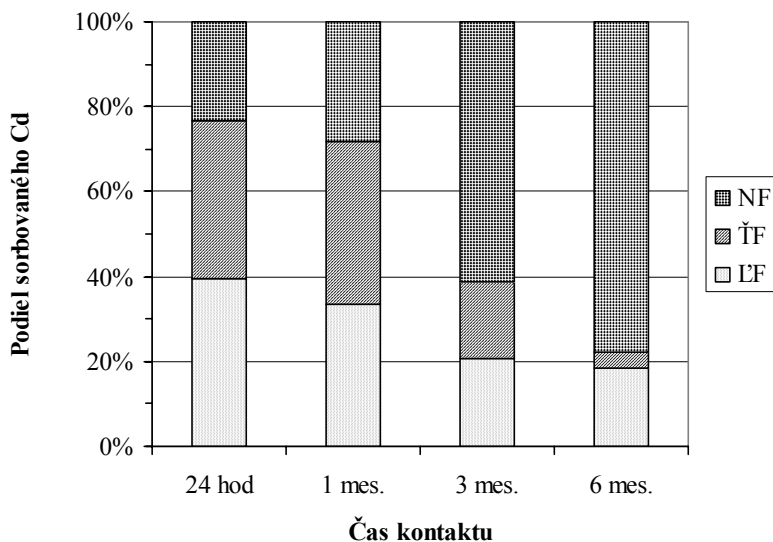
Lokalita	Zrnitostná frakcia	Podiel kadmia v sorbovanom stave (%)						
		Čas kontaktu kadmia s pôdou (min)						
		1	2	3	5	10	30	60
FM Kalinkovo	> 0,01 mm	61	79	71	75	78	83	83
	< 0,01 mm	36	18	26	23	21	16	17
ČM Macov	> 0,01 mm	64	72	72	74	76	81	85
	< 0,01 mm	32	25	23	23	21	16	12
ČA Jurová	> 0,01 mm	50	54	70	74	74	90	91
	< 0,01 mm	48	44	28	24	25	9	8



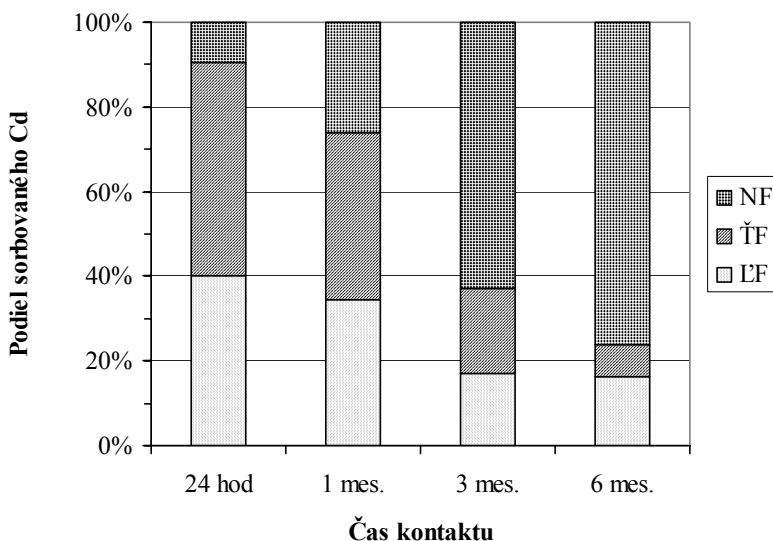
Obr. 1: Závislosť percentuálneho podielu ľahko dostupnej (LF), ťažko dostupnej (TF) a nedostupnej (NF) frakcie kadmia od času trvania kontaktu kadmia s pôdou vo fluvizemi z Kalinkova.

Príčinu pozorovaných časových závislostí je nutné hľadať v súčasnom pôsobení rôznych mechanizmov, ktoré sa uplatňujú pri sorpcii kadmia vo vybraných pôdach. Pritom kinetika jednotlivých sorpčných procesov môže byť veľmi rozdielna. Na základe výsledkov, získaných

v podmienkach zvolených karbonátových pôd Podunajskej nížiny, možno predpokladať, že v prvej fáze dochádza k veľmi rýchlej sorpcii kadmia na jemné častice so zvýšeným obsahom ílových minerálov a humínových látok. Táto sorpcia je prevažne elektrostatická a reverzibilná. V ďalšej fáze, počas trvania kontaktu kadmia s pôdou, dochádza k oveľa pomalšej fixácii kadmia v hrubozrnnnej frakcii pôd pri súčasnej desorpcii kadmia z reverzibilných výmených pozícií na povrchu jemných častíc. Túto sorpciu môžeme považovať za ireverzibilnú a vedie k imobilizácii kadmia v pôdach.



Obr. 2: Závislosť percentuálneho podielu ľahko dostupnej (LF), ťažko dostupnej (ĽF) a nedostupnej (NF) frakcie kadmia od času trvania kontaktu kadmia s pôdou v černozezi z Matcova.



Obr. 3: Závislosť percentuálneho podielu ľahko dostupnej (LF), ťažko dostupnej (ĽF) a nedostupnej (NF) frakcie kadmia od času trvania kontaktu kadmia s pôdou v čiernozi z Jurovej.

Závery

Sorpcia kadmia v karbonátových aluviálnych pôdach je zapríčinená pôsobením dielčích procesov, ktoré sa líšia svojou kinetikou. Sorpcia kadmia na jemnozrnnú frakciu pôd prebieha oveľa rýchlejšie v porovnaní s hrubozrnnou frakciou. Tieto častice < 0,01 mm majú oproti priemernej pôde vyšší obsah organického uhlíka a ílových minerálov. V dôsledku týchto kinetických vplyvov je kadmium bezprostredne po vstupe do pôdneho prostredia sorbované prevažne na častice < 0,01 mm. V tejto fáze môže sorpcia kadmia na častice < 0,01 mm, v prípade makropórového prúdenia v pôde, spôsobiť prienik kadmia do podpovrchových horizontov aj v prostredí karbonátových pôd aluviálnych nív. S rastúcim časom kontaktu kadmia s pôdou sa podiel kadmia sorbovaného na jemné častice pôdy výrazne znižuje. Výsledky Tessierovho sekvenčného extrakčného postupu ukázali, že s rastúcim časom kontaktu klesá podiel ľahko dostupnej frakcie kadmia v pôdach a rastie podiel kadmia viazaného v nedostupnej frakcii. Kadmium z reverzibilných väzieb na povrchu jemných častíc je postupne desorbované a prostredníctvom pomalšieho procesu ireverzibilnej fixácie prechádza do hrubozrnnnej frakcie pôd. Riziko prieniku kadmia do väčších hĺbok sa preto s rastúcim časom kontaktu kadmia s pôdou výrazne znižuje aj pre prípady makropórového prúdenia s prenosom jemných častíc pôdy.

PodĎakovanie

Táto práca bola podporovaná Agentúrou na podporu vedy a techniky prostredníctvom finančnej podpory č. APVT-51-017804 a grantovou agentúrou VEGA (projekty 1/0619/03 a 2/3032/23).

Literatúra

- Alaoui, A., Germann, P., Jarvis, N., Acutis, M. (2003): Dual-porosity and kinematic wave approaches to assess the degree of preferential flow in an unsaturated soil. *Hydrological Sciences Journal*, 48 (3), 455 – 472.
- Andreini, M. S., Steenhuis, T. S. (1990): Preferential paths of flow under conventional and conservation tillage. *Geoderma*, 46 (1 – 3), 85 – 102.
- Babejova, N., Dlapa, P., Pis, V. (2001): An influence of soil organic matter content on soil surface charge and cadmium mobility in soil. In: *Impact of human activity on groundwater dynamics (Proc. Maastricht Symp., 2001)*, s. 287 – 290. IAHS Publ. no. 269, Wallingford.
- Camobreco, V. J., Richards, B. K., Steenhuis, T. S., Peverly, J. H., McBride, M. B. (1996): Movement of heavy metals through undisturbed and homogenized soil columns. *Soil Science*, 161 (11), 740 – 750.
- Čurlík, J., Šefčík, P. (1999): *Geochemický atlas Slovenskej republiky. Časť V: Pôdy*. VÚPÚ, Bratislava, 99 s.
- Czarnes, S., Hallett, P. D., Bengough, A. G., Young, I. M. (2000): Root- and microbial-derived mucilages affect soil structure and water transport. *European Journal of Soil Science*, 51 (3), 435 – 443.
- Fiala, K. (ed.), 1999: *Závazné metódy rozborov pôd*. VÚPÚ, Bratislava, 142 s.
- Jacobsen, O. H., Moldrup, P., Larsen, C., Konnerup, L., Petersen, L. W. (1997): Particle transport in macropores of undisturbed soil columns. *Journal of Hydrology*, 196, 185 – 203.
- Kabata-Pendias, A., Pendias, H. (1992): *Trace elements in Soils and Plants*. CRC Press, London, 2. vyd., 365 s.
- Kneale, W. R., White, R. E. (1984): The movement of water through cores of a dry (cracked) clay-loam grassland topsoil. *Journal of Hydrology*, 67, 361 – 365.
- Laegsmand, M., Villholth, K. G., Ullum, M., Jensen, K. H. (1999): Processes of colloid mobilization and transport in macroporous soil monoliths. *Geoderma*, 93, 33 – 59.
- Lichner, L. (1998): Vplyv preferovaného prúdenia na prenos kadmia v hlinitej pôde. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 46 (3), 207 – 217.

- Lichner, L., Čipáková, A. (2001): Vplyv času trvania kontaktu medzi kadmíom a pôdou na rozdelenie kadmia v pôdach podunajskej nížiny. *Acta Hydrologica Slovaca*, 2 (2), 149 – 155.
- Lichner, L., Čipáková, A. (2002): Cadmium distribution coefficients and Cd transport in structured soils. *Rostlinna Vyroba*, 48 (3), 96 – 100.
- Lichner, L., Dušek, J., Čipáková, A., Vogel, T., Sobocká, J., Císlarová, M. (2003): Prenos kadmia v štruktúrnej pôde v podmienkach klimatického otepľovania. *Acta Hydrologica Slovaca*, 4 (1), 44 – 50.
- Linkeš, V. et al. (1997): Monitoring pôd Slovenskej republiky. Súčasný stav monitorovaných pôd. VÚPÚ, Bratislava, 128 s.
- MKSP (2000): Morfogenetický klasifikačný systém pôd Slovenska. Výskumný ústav pôdoznanectva a ochrany pôdy, Bratislava, 76 s.
- Novák, V., Šoltész, A. (1984): Infiltration of water into cracked soil. In: *Water and solute movement in heavy clay soils (Proc. Wageningen Symp., 1984)*, s. 148 – 151. ILRI (International Institute for Land Reclamation and Improvement) Publ. no. 37, Wageningen.
- Palágyi, S., Beneš, J., Čipáková, A., Navarčík, I., Salzer, P., Mitro, A. (1991): Chovanie sa rizikových prvkov a rádionuklidov v pôde a možnosti eliminácie ich negatívnych účinkov. (Výskumná správa.) Ústav rádioekológie avyžitia jadrovej techniky Košice.
- Rasmussen, T. C., Baldwin, R. H., Dowd, J. F., Williams, A. G. (2000): Tracer vs. pressure wave velocities through unsaturated saporlite. *Soil Science Society of America Journal*, 64 (1), 75 – 85.
- Seuntjens, P. (2002): Field-scale cadmium transport in a heterogeneous layered soil. *Water, Air, and Soil Pollution*, 140 (1 – 4), 401 – 423.
- Šír, M., Kutílek, M., Kuráž, V., Krejča, M., Kubík, F. (1988): Field estimation of the soil hydraulic characteristics. *Soil Technology*, 1, 63 – 75.
- Štekauerová, V. (1999): Simulation of water movement in field soil. In: G. J. Halasi-Kun (Editor), *Environmental Protection of Soil and Water Resources. Columbia University Seminar Proceedings. Vol. XXX.* New York & Bratislava, s. 141 – 151.
- Štekauerová, V., Novák, V., Lichner, L. (1999): Position of the infiltration and redistribution front in an unsaturated soil: numerical simulation and tracer technique measurements. *Soil & Tillage Research*, 51, 25 – 33.
- Tessier, A., Campbell, P. G. C., Bisson, M. (1979): Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals. *Analytical Chemistry* 51 (7), 840 – 855.
- Vogel, T., Gerke, H. H., Zhang, R., van Genuchten, M. Th. (2000): Modeling flow and transport in a two-dimensional dual-permeability system with spatially variable hydraulic properties. *Journal of Hydrology*, 238, 78 – 89.

Vliv hystereze na simulace sezónní dynamiky půdní vody

Michal Dohnal, Jaromír Dušek, Tomáš Vogel

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

Abstrakt

Možnosti efektivně matematicky modelovat proudění vody v přirozených půdních formacích omezuje komplikovanost určení půdních hydraulických charakteristik a to nejen s ohledem na jejich prostorovou a časovou variabilitu ale také hysterezi. Typickým znakem malých horských povodí v České republice je vysoká heterogenita strukturních půd. Experimentální svah Tomšovka v rámci povodí Uhlířská (Jizerské hory) poskytuje celou řadu kontinuálních měření. Automatická měření půdních sacích tlaků tenzometry probíhají vždy ve třech různých hloubkách odpovídajících příslušným vrstvám půdního profilu v místě instalace. V této studii jsme použili měření sacích tlaků ze čtyř lokalit v letech 2000, 2001 a 2002. Numerický kód S1D řešící Richardsovu rovnici v jednorozměrném tvaru poskytl sezónní změny půdních sacích tlaků. Ve všech simulacích byla alternativně uvažována hystereze. Minimalizace odchylek mezi odezvami modelu a měřeními byla provedena optimalizací scaling faktorů. Použitá metoda optimalizace je vhodným řešením v terenních aplikacích, které jsou jinak pro inverzní modelování často limitující z důvodu komplikovaného zvrstvení půdního profilu vedoucího na velký počet parametrů. Rozsáhlý srovnávací soubor provedených optimalizací umožnil posoudit rozdíly modelové odezvy dvou hysterezních a jedné nehysterezní varianty a kvantifikovat dopad zanedbání hystereze na přesnost předpovědi modelu. Neuvažování hystereze v našem případě nezhoršuje schopnost modelu popsat změny půdní vlhkosti ve zkoumaných obdobích.

Úvod

Proudění vody, případný transport kontaminantů a vlastnosti pórového prostředí silně závisí na stupni nasycení S . Monotónní pokles potenciálu ψ s poklesem nasycení je důsledkem kombinace účinku kapilárních a adsorpčních sil při snižování volné energie půdní vody. Prvotní představu, že retenční křivka – vztah $S(\psi)$, reprezentuje řadu jednoznačných rovnovážných stavů vyvrátil Haines (1930), který označil hysterezi retenční křivky za jedno ze základních hledisek ovlivňujících chování půdní vody. Na zvolené hladině potenciálu je rovnovážný stav nasycení obdrženo vysoušením systému větší nebo roven stavu obdrženo zvlhčováním systému na stejnou úroveň potenciálu. Haines (1930) ukázal, že hystereze je především způsobena existencí různě velikých pórů a inverzním vztahem mezi kapilárním tlakem a velikostí pórů. Od dob Hainese byla hystereze opakovaně měřena (Vachaud a Thony, 1971) a byla vyvinuta celá řada modelů hysterezi retenční křivky popisujících. Analytické přiblížení měřených retenčních křivek formuloval Rubin (1967), nahrazení vedlejších větví retenční křivky přímkami publikovali Bresler et al. (1969). V zásadě lze rozlišit skupinu empirických (např. Gillham et al., 1976 a Hoa et al., 1977) a skupinu teoretických modelů (Topp, 1971, Mualem, 1974 aj.). Empirické modely často popisují hysterezi specifických půd a nemívají obecnou platnost. Teoretické přístupy vedly k vývoji modelů založených na doménové teorii kapilární hystereze. Empirické přístupy předpokládají, že vedlejší větve retenční křivky mohou být odvozeny z hlavní zvlhčovací a drenážní větve změnou jejich měřítka. V doménových teoriích se pracuje s představou pórového prostředí jako souboru domén s charakteristickými zvlhčovacími a drenážními poloměry pórů.

Generalizovaný přístup k hysterezi v 50. letech 20. století dospěl k formulaci nezávislé doménové teorie, prvně aplikované v případě kapilární hystereze Poulouvasilisem (1962). Nepoužitelnost Poulouvasilisovy metody na případy neustáleného proudění vedla k rozšíření nezávislého doménového modelu (Everett, 1967) nebo k zahrnutí interakcí mezi póry (Topp, 1971). Philip (1964) prezentoval podobnostní přístup ke kapilární hysterezi, který umožnil odvodit snáze použitelné verze doménových modelů (Mualem, 1973, Mualem, 1974 a závislý doménový model - Mualem a Dagan, 1975). Přestože jsou doménové modely nejpřesnější možností předpovědi vedlejších větví uvnitř retenční smyčky je jejich použití poměrně komplikované. Doménový model vyžadující znalost pouze jedné z hlavních

větví retenční křivky (Mualem a Morel-Seytoux, 1978) revidující Parlangeův přístup (1976) nevyjímaje.

Využití empirických modelů je naproti tomu velmi jednoduché. Scott et al. (1983) předpokládali, že jsou tvarové parametry všech vedlejších drenážních větví shodné s parametry hlavní drenážní větve a obdobně – parametry všech vedlejších zvlhčovacích větví jsou shodné s příslušnými parametry hlavní zvlhčovací větve. Vedlejší větve jsou potom počítány měněním reziduální a nasycené vlhkosti pro vysušovací respektive zvlhčovací větve. Kool a Parker (1987) popsali vedlejší větve retenční křivky kombinací analytického vyjádření van Genuchtena (1980) a zjednodušeného empirického přístupu Scotta et al. (1983) – redukovali počet tvarových parametrů.

Zanedbatelnost hystereze byla mnohokrát diskutována (např. Kool a Parker, 1987). Jedním z důvodů k opomenutí hystereze může být výrazně větší vliv prostorové variability hydraulických charakteristik (Royer a Vachaud, 1975). Naopak Montoglou a Gelhar (1987) konstatují, že změny půdních hydraulických charakteristik v rámci lokality mohou být přes explicitní předpoklad že se jedná o prostorovou variabilitu vysvětleny hysterezním chováním. Odhad dynamiky půdní vody s přirozenou atmosférickou okrajovou podmínkou se zlepší budeme-li uvažovat hysterezní vlivy (Beese a van der Ploeg, 1976).

Cílem prezentované studie je (i) kvantifikovat vliv hystereze na přesnost předpovědi modelu v případě simulací sezónní dynamiky půdní vlhkosti, (ii) inverzním modelováním minimalizovat odchylky mezi simulacemi a měřeními, (iii) diskutovat možnost zanedbání hystereze hydraulických charakteristik.

Experimentální povodí

Experimentální povodí Uhlířská (plocha 1,87 km², průměrná roční teplota 6,5 °C a roční srážkový úhrn 1379 mm) v Jizerských horách s kontinuálním monitorováním vlivu vodního režimu se nachází v horní části povodí Černé Nisy. Na tomto malém horském povodí se nachází experimentální svah Tomšovka (Šanda, 1999; Tachecí, 2000). Zvětralý žulový substrát dal vzniknout hnědým půdám kyselým ze skupiny kambizemí. Z hlediska textury se jedná o půdy hlinito-písčité až písčito-hlinité s příměsí skeletu. Typické zvrstvení půdního profilu je následující: pod silně prokořeněnou svrchní vrstvou se nachází zrašelinělá humusová černá vrstva na níž navazuje okrová hlinito-písčítá vrstva, následována eluviální žlutohnědou přecházející do zvětraleho žulového substrátu. Automatická desetiminutová měření půdních sacích tlaků tenzometry probíhají vždy ve třech různých hloubkách odpovídajících příslušným vrstvám půdního profilu v místě instalace (Šanda et al., 2001). Pro potřeby příspěvku jsme vybrali 4 takto definovaná tenzometrická hnízda ve třech po sobě jdoucích letech. Hnízda jsou označena písmeny, s tím že hnízda A, B a C jsou v jedné linii kolmé na spádnici experimentálního svahu od sebe vzdálena 5 metrů. Poslední čtvrté hnízdo (D) se nachází 10 metrů po svahu nad hnízdy A, B. Charakteristiku hnízd poskytuje tab. 1. Označený tenzometr byl z analýz vyloučen z důvodu nekonzistence půdního profilu.

Tabulka 1 Přehled vybraných hnízd a hloubek tenzometrů v letech 2000-2002.

Hnízdo	Sezóna	Tenzometr č. 1 (cm)	Tenzometr č. 2 (cm)	Tenzometr č. 3 (cm)
A	2000	24	38	74
	2001	24	38	74
	2002	24	37	51
B	2000	20	24	51
	2001	20	40	51
	2002	25	41	92*
C	2000	20	41	44
	2001	20	41	59
	2002	23	39	73

D	2000	24	48	52
	2001	24	38	52
	2002	23	38	70

Základních meteorologických měření na svahu bylo využito k výpočtu hodnot potenciální evapotranspirace metodou Penman-Monteitha.

Matematický model

Matematické modelování bylo provedeno za použití kódu HYDRUS 5 (Vogel et al., 1996), který v jednorozměrném tvaru řeší Richardsovu rovnici a k parametrizaci hydraulických charakteristik nenasyčeného půdního prostředí využívá van Genuchtenovy výrazy (1980) v modifikované podobě (Vogel a Císlerová, 1988, Vogel et al., 2001) – parametr θ_m . Ke zjednodušení prostorové variability hydraulických charakteristik nenasyčeného půdního profilu zahrnuje model proceduru poměrné parametrizace (scalingu). Variabilitu v řešené oblasti aproximuje Vogel et al. (1991) lineární transformací

$$\alpha_h = h / h^* \quad (1)$$

$$\alpha_K = K / K^* \quad (2)$$

$$\alpha_\theta = (\theta - \theta_r) / (\theta^* - \theta_r^*) \quad (3)$$

kde h , K a θ jsou tlaková výška, hydraulická vodivost a vlhkost; jako h^* , K^* a θ^* jsou označovány referenční charakteristiky a α_h , α_K , α_θ jsou scaling faktory tlakové výšky, hydraulické vodivosti a vlhkosti. Koncept podobných prostředí Vogel et al. (1991) mění ve své podstatě měřítko na osách tlakových výšek, vodivostí a vlhkostí. Hystereze je v numerickém kódu zahrnuta ve smyslu empirického modelu Koola a Parkera (1987), který Vogel et al. (1996) rozšířili uvažováním hystereze hydraulické vodivosti.

Hlavní drenážní a zvlhčovací větve jsou popsány dvojicí vektorů $(\theta_r^d, \theta_s^d, \theta_m^d, \alpha^d, n^d)$ a $(\theta_r^w, \theta_s^w, \theta_m^w, \alpha^w, n^w)$, kde indexy d a w identifikují příslušné větve, θ_r a θ_s jsou reziduální respektive nasycená vlhkost a α s n empirické parametry. V modelu se předpokládá platnost následujících omezení:

$$\theta_r^w = \theta_r^d = \theta_r \quad (4)$$

$$n^w = n^d = n \quad (5)$$

$$\theta_m^w = \theta_r + \left[(\theta_s^w - \theta_r) / (\theta_s^d - \theta_r) \right] (\theta_m^d - \theta_r) \quad (6)$$

V naší studii navíc vycházíme z předpokladu, že je v sezóně retenční křivka při nasycení uzavřena $\theta_s^d = \theta_s^w$. Nezávislým parametrem je tedy pouze α . Vedlejší drenážní větve retenční křivky jsou scalovány z hlavní drenážní větve a vedlejší zvlhčovací větve potom z hlavní zvlhčovací větve (obr. 1). V případě vedlejších drenážních větví se měřítko vlhkostí scaluje na základě znalosti souřadnic reverzního bodu $(\theta_\Delta, h_\Delta)$, definovaného jako místo na retenční křivce v době změny procesu ze zvlhčování na drénování, následovně:

$$s_\theta = \frac{\theta_\Delta - \theta_r}{\theta^d(h_\Delta) - \theta_r} \quad (7)$$

Vedlejší zvlhčovací větve se z hlavní přepočtou pomocí:

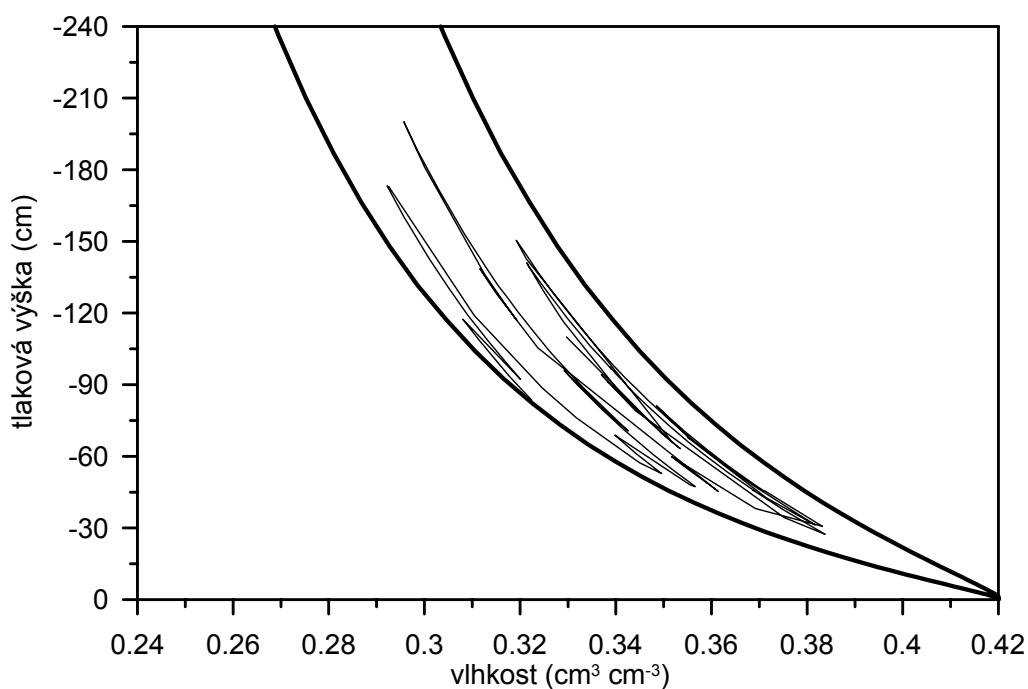
$$s_\theta = \frac{\theta_\Delta - \theta_s}{\theta^w(h_\Delta) - \theta_s^w} \quad (8)$$

Podobně se hysterezní model použije na funkci hydraulické vodivosti $K(h)$. Hlavní drenážní větev hydraulické vodivosti $K^d(h)$ je charakterizována sadou parametrů $(\theta_r^d, \theta_s^d, \theta_m^d, \alpha^d, n^d, K_s^d)$ a hlavní zvlhčovací větev $K^w(h)$ vektorem $(\theta_r^w, \theta_s^w, \theta_m^w, \alpha^w, n^w, K_s^w)$, kde indexy w a d opět označují odpovídající větve a K_s je nasycená hydraulická vodivost. Pro vedlejší drenážní a zvlhčovací větve platí:

$$s_K = \frac{K_\Delta}{K^d(h_\Delta)} \quad (9)$$

$$s_K = \frac{K_\Delta - K_s}{K^w(h_\Delta) - K_s^w} \quad (10)$$

Shodně s retenční křivkou i u funkce hydraulické vodivosti předpokládáme, že je v nasycení uzavřena tj. $K_s^d = K_s^w = K_s$.



Obr. 1 Detail vedlejších větví retenční křivky počítaných modelem Koola a Parkera pro případ třetí půdní vrstvy během sezóny 2000. Silně jsou znázorněny hlavní drenážní a zvlhčovací větve.

Inverzní úloha byla řešena Levenberg-Marquardtovým algoritmem (Doherty et al., 1995). Hydraulické parametry byly optimalizovány ve smyslu metody nejmenších čtverců.

$$OF = \sum_{i=1}^N (y_i - y_i^*) w_i (y_i - y_i^*) \quad (11)$$

V definici cílové funkce (11) je výraz $(y_i - y_i^*)$ odchylkou mezi modelovanou a měřenou hodnotou a w_i představuje váhu odpovídající měření i . N je potom počet měření identifikovaných v cílové funkci.

Výsledky

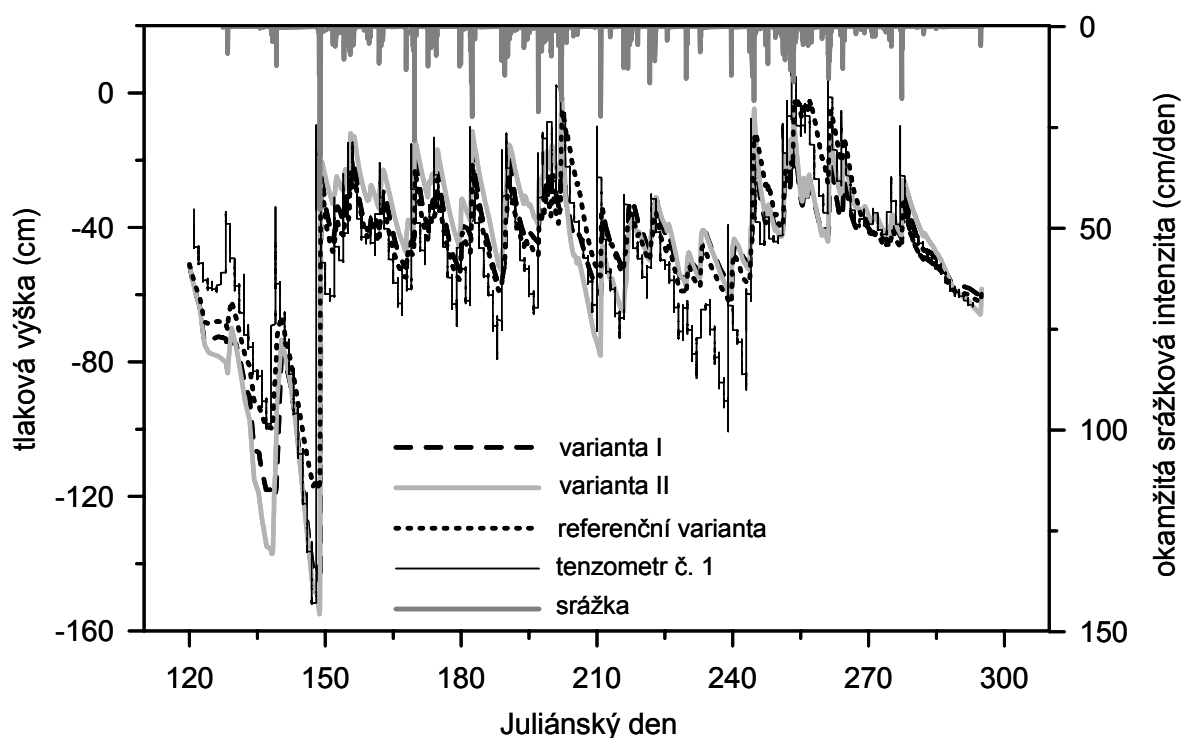
Posouzení vlivu hystereze na simulace sezónní dynamiky půdní vody vyžaduje návrh vhodných variantních řešení a formulování kritérií hodnocení jejich úspěšnosti. Vzhledem k neexistenci informací o charakteru zvlhčovací větve byly navrženy dva scénáře uvažování hystereze: (i) často

užívaný odhad $\alpha_w = 2\alpha_d$ (např. Kool a Parker, 1987; Šimůnek et al., 1999) a (ii) samostatná optimalizace parametru α_w s omezením $\alpha_w \geq \alpha_d$. Jako referenční byla uvažována varianta bez hystereze. Všechny tři varianty byly využity k simulacím dynamiky půdní vlhkosti v sezónách 2000, 2001 a 2002. Půdní profil byl rozdělen na 4 horizonty (tab. 2), k nimž byly na základě měření retenčních čar odvozeny příslušné hydraulické charakteristiky (referenční varianty a hlavní drenážní větve hysterezních variant). Spodní okrajová podmínka byla volná drenáž. Kořenová extrakce se s hloubkou měnila, spodní okraj kořenové zóny byl uvažován 45 cm pod povrchem. Potenciální evapotranspirace byla do modelu zahrnuta v denním kroku. Vstupní informace o srážce byla odvozena z překlopení srážkoměru.

Tabulka 2: Parametrická sada referenční varianty a hlavní drenážní větví hysterezních variant

Půdní vrstva	Hloubka (cm)	θ_r (cm ³ cm ⁻³)	θ_s (cm ³ cm ⁻³)	α (1/cm)	n (-)	K_s (cm/d)
1	0 - 8	0.01	0.50	0.05	2.0	1700
2	8 - 20	0.01	0.48	0.05	1.5	200
3	20 - 70	0.01	0.42	0.02	1.2	50
4	70 - 75	0.01	0.32	0.02	1.2	4

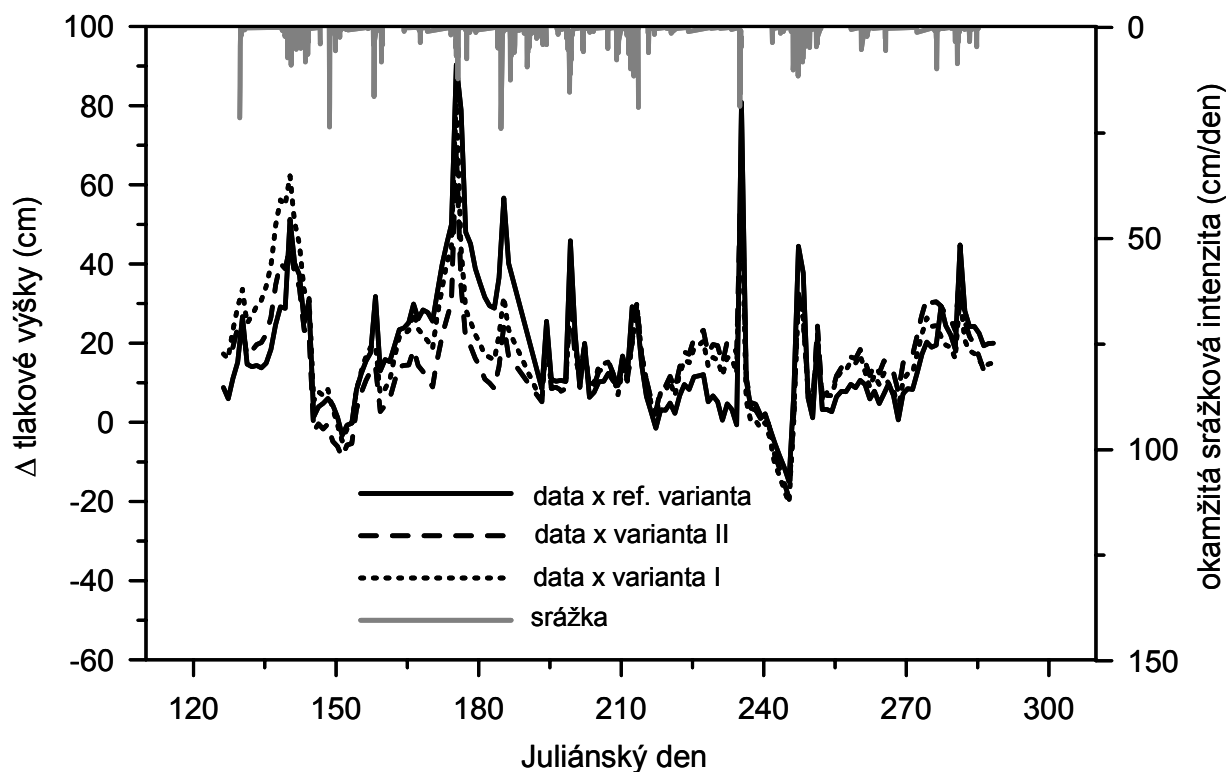
Aby bylo možné redukovat rozdíly mezi měřeními a simulovanými sacími tlaky a formulované varianty objektivně zhodnotit byly všechny tři (dvě hysterezní a jedna referenční) varianty následně podrobeny optimalizaci. Optimalizovány byly scaling faktory vodivosti a tlakové výšky, čímž je umožněno zjednodušení optimalizačního procesu a zachování vzájemných proporcí půdních hydraulických charakteristik jednotlivých vrstev. V optimalizacích byly uvažovány rozdílné hodnoty scaling faktorů na spodním a horním okraji oblasti, změny mezi nimi jsou lineární. Celkový počet parametrů byl roven čtyřem (dva scaling faktory tlakové výšky a dva scaling faktory vodivosti). Vzájemné hodnocení definovaných variant probíhalo pomocí hodnoty cílové funkce (11), hodnoty korelačního koeficientu a kritéria RMSE (např. Wildenschild a Jensen, 1999).



Obr. 2 Porovnání optimalizovaných výsledků všech variant v hnízdě D a sezóně 2001. Tenzometr byl umístěn v hloubce 24 cm pod povrchem.

Postupná optimalizace u varianty II (nejprve nalezena optimální sada parametru α zvlhčovací větve a následně provedena optimalizace scaling faktorů) redukovala cílovou funkci na obdobnou hodnotu jako u jednoduchých inverzí (varianta I a referenční). Omezení při porovnávání hysterezních a referenční varianty vyplývající z neměřené zvlhčovací větve hysterezní smyčky, bylo zcela eliminováno samostatnou optimalizací α_w ještě před standardní optimalizací pomocí scaling faktorů. Počáteční odhad hodnot parametru α_w byl uvažován shodný s variantou I. Parametry α_w byly po celou dobu optimalizačního procesu vysoce citlivé na data zahrnutá v cílové funkci (měření tlakových výšek tenzometry). Výsledné hodnoty se blížily nastaveným mezím. Zatímco většina optimalizovaných hodnot α_w příslušejících horním třem vrstvám měla tendenci dosáhnout spodní meze (redukce až vymizení hystereze), v nejhlubší vrstvě dosahovala hodnota parametru často meze horní. Domníváme se, že jasný optimalizační trend směrem k anulování hystereze v modelu svědčí o nepřítomnosti významných hysterezních vlivů v měřených datech. Spodní vrstva během optimalizace nejspíše supluje okrajovou podmínku a tudíž se odpovídající hodnota α_w vymyká.

Rozsáhlý soubor provedených simulací (4 hnízda ve třech letech), umožnil posoudit odchylky modelové odezvy hysterezních a nehysterezní varianty od měřených dat (např. obr. 3). Výsledky optimalizací variant I, II a referenční varianty jsou srovnatelné (obr. 2 a 3). Mírně nižších hodnot cílové funkce a kritéria RMSE bylo dosaženo u referenční varianty. Optimalizované hodnoty scaling faktorů se ve všech variantách přirozeně lišily, nicméně především u referenční varianty a varianty I vykazovaly obdobné vzájemné poměry.



Obr. 3 Odchylky jednotlivých variant od měřených dat. Tenzometr č. 1 v hnízdě A v roce 2001.

Z provedených analýz vyplývá, že na povodí Uhlířská není hystereze hydraulických charakteristik dominantním faktorem. Rozhodně lze v našem případě vyloučit, že by vinou zanedbání hystereze došlo k horší shodě mezi měřeními a vypočtenými daty (obr. 2 a 3). Významnější úlohu s ohledem na kvalitu předpovědi simulačních modelů hrají časová a prostorová variabilita půdních hydraulických parametrů (Dohnal et al., 2004).

Závěry

Zjištění jak velké chyby se dopouštíme zanedbáním hystereze hydraulických charakteristik v případě, kdy během roku dochází k procesu redistribuce vlhkosti v půdě v důsledku cyklického zvlhčování srážkovými epizodami je u simulací dynamiky půdní vody klíčové. S využitím měření na experimentální ploše Tomšovka v Jizerských horách, byla provedena studie k identifikaci vlivu zanedbání přirozeného hysterezního charakteru procesů během vegetační sezóny. Neměřené hodnoty zvlhčovací větve retenční křivky byly alternativně určeny inverzním modelováním. Porovnání variant bylo prováděno grafickou a početní formou.

Zvolený způsob optimalizace dovoluje určit chybějící parametry zvlhčovací větve, parametry jsou citlivé na data v cílové funkci. Následná optimalizace scaling faktorů tlakové výšky a hydraulické vodivosti umožňuje významnou redukci diskrepancí mezi měřeními a odezvou modelu. Neuvažování hystereze nezhoršuje schopnost modelu popsat změnu půdní vlhkosti ve zkoumaných obdobích. Dominantní je na povodí prostorová heterogenita a jí odpovídající variabilita hydraulických charakteristik.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl za finančního přispění MŠMT, projekt 1M6840770001, v rámci činnosti výzkumného centra CIDEAS. Při řešení byly částečně využity teoretické výsledky dosažené v projektu GAČR 205/05/2312.

Literatura

- Beese, I., R. R. van der Ploeg (1976), Influence of hysteresis on moisture flow in an undisturbed soil monolith, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40, 480-484.
- Bresler, E., W. D. Kemper, R. J. Hanks (1969), Infiltration, redistribution and subsequent evaporation of water from soil as affected by wetting rate and hysteresis, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 51, 832-840.
- Doherty, J., L. Brebber, P. Whyte (1995), PEST. Model Independent Parameter Estimation, Australian Centre for Tropical Freshwater Research, James Cooke University, Townsville, Australia.
- Dohnal, M., J. Dušek, T. Vogel, M. Šanda (2004), Určování půdních hydraulických charakteristik a jejich variability inverzním modelováním, 12th International Poster Day, Transport of Water, Chemicals and Energy in the System Soil-Crop Canopy-Atmophere, Bratislava, 25.11.2004.
- Everett, D. H. (1967), Adsorption hysteresis, in *Solid Gas Interface*, vol. 2, edited by E. A. Flood, chap. 36, N. Y., 1055–1113.
- Gillham, R. W., A. Klute, D. F. Heermann (1976), Hydraulic properties of porous medium: Measurements and empirical representation, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40, 203-207.
- Haines, W. B. (1930), Studies in the physical properties of soil, V. The hysteresis effect in capillary properties, and the modes of moisture distribution associated therewith, *J. Agric. Sci.* 20, 97-116.
- Hoa, N. T., R. Gaudu, C. Thirriot (1977), Influence of the hysteresis effect on transient flows in saturated-unsaturated porous media, *Water Resources Research* 13, 992–996.
- Kool, J. B., J. C. Parker (1987), Development and evaluation of closed-form expressions for hysteretic soil hydraulic properties, *Water Resources Research* 23, 105–114.
- Montoglou, A., L. W. Gelhar (1987), Stochastic modeling of large-scale transient unsaturated flow systems, *Water Resources Research* 23, 37–46.
- Mualem, Y. (1973), Modified approach to capillary hysteresis based on a similarity hypothesis, *Water Resources Research* 9, 1324–1331.
- Mualem, Y. (1974), Conceptual model of hysteresis, *Water Resources Research* 10, 514–520.
- Mualem, Y., G. Dagan (1975), A dependent domain model of capillary hysteresis, *Water Resources Research* 11, 452–460.
- Mualem, Y., H. J. Morel-Seytoux (1978), Analysis of a capillary hysteresis model based on a one-variable distribution function, *Water Resources Research* 14, 605–610.

- Parlange, J.-Y. (1976), Capillary hysteresis and relationship between drying and wetting curves, *Water Resources Research* 12, 224-228.
- Philip, J. R. (1964), Similarity hypothesis for capillary hysteresis in porous materials, *J. Geophys. Res.* 69, 1553-1562.
- Poulovassilis, A. (1962), Hysteresis of pore water, an application of the concept of independent domains, *Soil Sci.* 93, 405-412.
- Royer, J. M., G. Vachaud (1975), Field determination of hysteresis in soil-water characteristics, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 39, 221-223.
- Rubin, H. (1967), Numerical method for analyzing hysteresis affected post-infiltration redistribution of soil moisture, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 31, 13-20.
- Scott, P. S., G. J. Farquhar, N. Kouwen (1983), Hysteresis effects on net infiltration, in *Advances in Infiltration*, Publ. 11-13, Am. Soc. of Agric. Eng., St. Joseph, Mich., 163-170.
- Šanda, M. (1999), *Tvorba podpovrchového odtoku na svahu*, doktorská disertační práce, ČVUT, Praha.
- Šanda, M., P. Tachecí, A. Kulasová, (2001), *Zajištění provozu tenzometrů, sběrných příkopů a lyzimetrů v experimentálních povodích*, Progeo s.r.o., VÚV T.G.M., ČHMÚ, Výzkumná zpráva, Praha.
- Tachecí, P. (2002), *Hydrologický režim malého horského povodí a odhad účinku změny porostu*, doktorská disertační práce, ČVUT.
- Topp, G. C. (1971), Soil water hysteresis: The domain model theory extended to pore interaction conditions, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 35, 219-225.
- Vachaud, G., J.-L. Thony (1971), Hysteresis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents, *Water Resources Research* 7, 111-127.
- 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.
- Vogel, T., M. Císlarová (1988), On the Reliability of Unsaturated Hydraulic Conductivity Calculated from the Moisture Retention Curve, *Transport in Porous Media* 3, 1-15.
- Vogel, T., M. Císlarová, a J.W. Hopmans (1991), Porous media with linearly variable hydraulic properties, *Water Resources Research* 27, 2735-2741.
- Vogel, T., K. Huang, R. Zhang, a M. Th. van Genuchten (1996), *The HYDRUS code for simulating One-Dimensional Water Flow, Solute Transport, and Heat Movement in Variably-Saturated Media, Version 5.0*, Research Report No. 140, U.S. Salinity Lab., ARS, USDA, Riverside, CA.
- Vogel, T., M. Th. van Genuchten, a M. Císlarová (2001), Effect of the shape of soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions, *Advances in Water Resources*, 24, 133-144.
- Wildenschild, D. a K.H. Jensen (1999), Laboratory investigation of flow behavior in unsaturated heterogeneous sands, *Water Resources Research* 35, 17-27.

Detekce preferenčního proudění při vyplavování dusičnanů z půdy

František. Doležal¹, Josef Zavadil¹, Josef Vacek², Pavel Pražák¹, Milena Císlarová³, Tomáš Vogel⁴,
Marek Nechvátal¹, Tomáš Bayer¹

¹Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy Praha, Žabovřeská 250, 156 27 Praha 5 – Zbraslav

²Výzkumný ústav bramborářský Havlíčkův Brod, spol. s r.o., Dobrovského 2366, 580 01 Havlíčkův
Brod

³Stavební fakulta ČVUT, Thákurova 7, 166 29 Praha 6

Úvod

Při posuzování efektivnosti různých technologií rostlinné výroby a jejich vlivu na životní prostředí (např. Council Directive 91/676 EEC, Nařízení vlády č. 103/2003 Sb., Dostál aj., 2003) má velký význam možnost alespoň přibližně kvantifikovat vyplavování různých polutantů, zejména dusičnanů, pod kořenovou zónu půdy, do povrchové a podpovrchové odtékajících složek rychlého odtoku, do drenážních a podzemních vod a odtud pak do vodních toků, nádrží a v konečné instanci do moří. Jak je z předchozího zřejmé, jsou cesty polutantů od zdroje k cíli dlouhé a rozvětvené a zahrnují mnoho různých prostředí a mechanismů. Silně nekonzervativní polutanty, jakými jsou dusičnany, navíc podléhají na této cestě mnoha transformačním a retenčním procesům. Za těchto podmínek je každá kvantifikace velmi obtížná.

V měřítku povodí, zejména tam, kde je povodí dobře definováno, jeho orografická rozvodnice se příliš neliší od hydrogeologické a podzemní odtok mimo závěrový profil je zanedbatelný, lze poměrně dobře vyčíslit celkový odnos polutantu z povodí jako časový integrál součinu průtoku vody v závěrovém profilu a koncentrace polutantu. Je však třeba identifikovat zdroje polutantu a cesty, kterými se dostává k závěrovému profilu. Proto je např. důležité umět odhadnout odnos polutantu z uceleného zemědělského pozemku s přibližně homogenním porostem a přibližně homogenní agrotechnikou a hnojením. Bohužel, slovo „přibližně“ je zde více než namístě. Navíc, i kdyby porost a agrotechnika byly sebevíc homogenní ve svém makroměřítku (s rozlišovací schopností řádu metrů a vyšší), při podrobnějším pohledu nacházíme i u nich nahodilou a kvaziperiodickou proměnlivost, typicky představovanou např. řádky, hrůbky, brázdami, kolejem, rozory a souvratěmi, intercepce a stékáním vody po listech a stoncích, distribucí závlahové vody (např. umístěním kapkovačů u kapkové závlahy), nahodilostmi rozmetání a injektáže hnojiv, napadení rostlin chorobami a škůdci atd. Koneckonců homogenita a přirozený stav porostu jsou vždy více nebo méně narušeny také umístěním, provozováním a údržbou měřicích a vzorkovacích přístrojů. K tomu pak vždy přistupuje různorodost půdy, významná zejména na zvětralinách krystalinika českých a moravských vrchovin. Zvláštním případem heterogenity půd je jejich schopnost generovat preferenční proudění půdního roztoku podél určitých, stálých nebo proměnlivých, ale vždy obtížně identifikovatelných cest, různě od sebe vzdálených. Vedle přirozené heterogenity půd se uplatňuje i heterogenita indukovaná podzemními odvodňovacími a jinými stavbami, starými výkopy a navážkami, erozními rýhami aktivními i zahlazenými, usazeninami a naplaveninami. Výčet podobných rušivých vlivů by mohl pokračovat téměř do nekonečna.

Existují v zásadě tři způsoby, jak odhadnout odnos polutantů svislým vyplavováním pod půdní profil (resp. pod kořenovou zónu):

- úplná bilance polutantu v půdním profilu, z níž vyjde vyplavování jako jediná neznámá složka,
- přerušení svislého toku půdní vody a jeho zachycení lyzimetrem,
- pravidelné (popř. spojitě) měření koncentrace polutantu v půdním roztoku a současně měření nebo výpočet hustoty svislého toku půdního roztoku; vyplavování se pak odhadne jako časový integrál součinu obojího, podobně jako v závěrovém profilu povodí.

Bilanční metoda sub a) je sice vždy užitečným základním rámcem, není však obvykle příliš přesná. V případě, kdy je polutantem minerální dusík v půdě, vstupují do bilance další obtížně měřitelné procesy (např. mineralizace, denitrifikace a volatilizace) a vyplavování je spolu s některými dalšími

z nich obdrženo jako malý, a tudíž nepřesný rozdíl velkých čísel představujících tři hlavní složky (mineralizaci, hnojení a příjem rostlinami). Proto jsme se v našem výzkumu rozhodli kombinovat metody sub b) a c). Základní vyhodnocení dílčích výsledků měření z hlediska absolutních hodnot koncentrací a odnosů dusičnanů v závislosti na sezóně a agrotechnice (včetně závlah a hnojení) bylo již publikováno (Vacek aj., 2004; Zavadil aj., 2004; Doležal aj., 2005). Tento článek se zabývá speciálním problémem prostorové a časové proměnlivosti naměřených hodnot průsaků a koncentrací dusičnanů a hodnotí vypovídací schopnost, jakou tato proměnlivost má ve vztahu k existenci a parametrům preferenčního proudění půdního roztoku. Je také přípravou pro kalibraci a validaci simulačních modelů.

Popis polních pokusů a měření

Polní pokusy jsou vedeny ve Valečově (49°38'40" S, 14°30'25" V, 461 m nad mořem) u Havlíčkova Brodu na Českomoravské vrchovině. Půdní typ je hluboký hlinitý pseudoglej na zvětralinách pararuly. Vykazuje značnou proměnlivost zrnitostního složení na krátké vzdálenosti (řádu metrů) a obsahuje četné makropóry (výsušné pukliny i biopóry). Pokusný pozemek byl dvakrát odvodněn systematickou trubkovou drenáží (ve 40. a 70. letech 20. století). Průměrný roční srážkový úhrn za období 1961–1990 činil 660 mm a průměrná roční teplota v tomtéž období byla 7.2 °C. Podrobnější popis uvádějí např. Doležal aj. (2003a).

Tabulka 1: Přehled variant polního pokusu ve Valečově v roce 2001 (plocha A), odrůda Agria

Varianta	I	II	III
Minerální N (kg/ha)	120	60+53,6*	60+53,6*
Organické hnojivo	hnůj prasat	hnůj prasat	kejda prasat
Dávka (t/ha)	32,2	32,2	30,6
Aplikováno:	1/11/2000	1/11/2000	13/4/2001
Mezplodina před	žádná	žádná	žito ozimé
Mezplodina po	žádná	žádná	žádná
Závlaha (mm)	0	182	182

* minerální N dodaný fertigací (spolu s kapkovou závlahou)

Polní pokus byl započat r. 2001 (hnůj byl dodán už na podzim 2000) a dosud pokračuje. Pokusnou plodinou jsou konzumní brambory (*Solanum tuberosum* L.) polorané odrůdy Agria nebo polopozdní odrůdy Samantana. Varianty jsou definovány jako kombinace různých úrovní kapkové závlahy, hnojení organickým a minerálním dusíkem a mezplodin. Tab. 1 až 4 poskytuje schématický přehled pokusných variant v jednotlivých letech. V pokusných rocích 2001 a 2002 byly sledovány tři varianty, v r. 2003 pět a v r. 2004 šest variant Varianta I odráží dosavadní praxi intenzivního pěstování konzumních brambor v dané oblasti. Částečné zlepšení dosavadní praxe je navrženo ve variantě II, ve které zůstává podzimní aplikace hnoje, avšak jarní dávka minerálního dusíku před sázením je nižší a navíc je aplikována kapková závlaha a fertigace dusíkem. Varianta III a v letech 2003 a 2004 též varianta IV jsou navrženy tak, aby při zachování vysoké intenzity a jakosti produkce bylo minimalizováno vyplavování dusíku. Varianta V (v letech 2003 a 2004) je nezavlažovaná a nehnojená kontrola. Varianta VI (pouze v roce 2004) je zavlažovaná, ale nehnojená. Pokus se v každém následujícím roce posouval na sousední část pozemku. Umístění pokusu v jednotlivých letech je označováno jako plocha A (2001), B (2002), C (2003) a D (2004). V letech předcházejících pokusu s bramborami i v letech následujících sloužily tyto plochy komerční rostlinné výrobě.

Tabulka 2: Přehled variant polního pokusu ve Valečově v roce 2002 (plocha B), odrůda Samantana

Varianta	I	II	III
Minerální N (kg/ha)	120	60+60*	60+60*
Organické hnojivo	hnůj prasat	hnůj prasat	kejda prasat
Dávka (t/ha)	32,4	32,4	46

Aplikováno:	22/10/2001	22/10/2001	10/4/2002
Mezplodina před	žádná	pšenice ozimá	pšenice ozimá
Mezplodina po	pšenice ozimá	pšenice ozimá	pšenice ozimá
Závlaha (mm)	0	119	119

* minerální N dodaný fertigací (spolu s kapkovou závlahou)

Tabulka 3: Přehled variant polního pokusu ve Valečově v roce 2003 (plocha C), odrůdy Agria a Samantana

Varianta	I	II	III	IV	V
Minerální N (kg/ha)	120	60+60*	60*	30*	0
Organické hnojivo	hnůj prasat	hnůj prasat	kejda prasat	kejda prasat	0
Dávka (t/ha)	30,8	30,8	37,4	37,4	0
Aplikováno:	11/7/2002	11/7/2002	23/4/2003	23/4/2003	–
Mezplodina před	Žádná	řepka ozimá	řepka ozimá	řepka ozimá	žádná0
Mezplodina po	pšenice ozimá	pšenice ozimá	pšenice ozimá	pšenice ozimá	pšenice ozimá
Závlaha (mm)	0	267	222	162	0

* minerální N dodaný fertigací (spolu s kapkovou závlahou)

Tabulka 4: Přehled variant polního pokusu ve Valečově v roce 2004 (plocha D), odrůda Agria

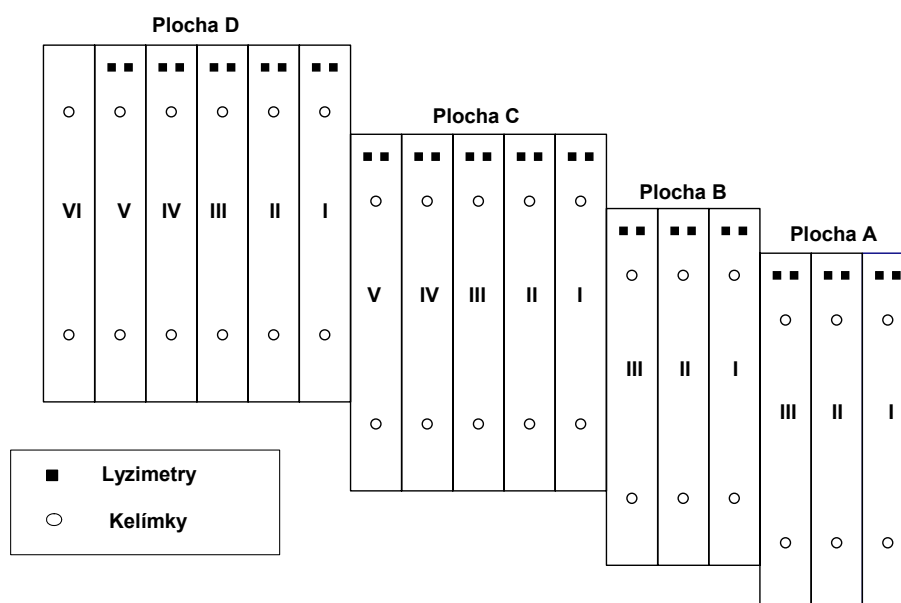
Varianta	I	II	III	IV	V	VI
Minerální N (kg/ha)	120	60+60*	55*	35*	0	0
Organické hnojivo	hnůj prasat	hnůj prasat	kejda prasat	kejda prasat	0	0
Dávka (t/ha)	30,6	30,6	22,8	22,8	0	0
Aplikováno:	26/8/2003	26/8/2003	14/4/2004	14/4/2004	–	–
Mezplodina před	žádná	řepka ozimá	řepka ozimá	řepka ozimá	žádná	žádná
Mezplodina po	žito ozimé	žito ozimé	žito ozimé	žito ozimé	Žito ozimé	žito ozimé
Závlaha (mm)	0	166	132	125	0	121

* minerální N dodaný fertigací (spolu s kapkovou závlahou)

Plocha každé elementární parcely (opakování) činila 83,475 m². Každá varianta měla čtyři opakování, s výjimkou r. 2003, kdy byla odrůda Agria pěstována na třech opakováních a odrůda Samantana na jediném. Brambory byly sázeny 14/5/2001, 30/4/2002, 25/4/2003 a 29/4/2004. Vzcházely 15/6/2001, 23/5/2002, 19/3/2003 a 24–28/5/2004. Byly sklizeny 12/10/2001, 2–3/10/2002, 23/9/2003 (Agria), 2/10/2003 (Samantana) a 5/10/2004. Rozchod brázd činil 0,75 m, vzdálenost mezi trsy v řádku byla 0,35 m. Závlahová voda byla dodávána tlakově kompenzovanými kapkovacími hadicemi s kapkovači po 0,3 m o výkonu 1,2 L/h. V letech 2001 a 2002 byly kapkovací hadice položeny na povrchu půdy v každé druhé brázdě, v letech 2003 a 2004 byly uloženy na vrcholu každého hrůbku a kryty vrstvou ornice cca 2–3 cm silnou. Závlaha byla v letech 2001 a 2002 řízena ručně, v letech 2003 a 2004 automaticky. Závlahový režim byl založen na výpočtu bilance vody v půdě a na měření sacího tlaku půdní vody v hl. 0,3 m. Prahové hodnoty sacího tlaku pro zahájení závlahy činily 35 až 40 kPa. Sací tlaky byly měřeny čidly Watermark s pórovitou maticí, a to v roce 2001 ručně cca třikrát týdně, v následujících letech pak automaticky třikrát denně pomocí dataloggerů Hansen AM-400.

Vyplavování dusíku z půdy bylo sledováno pomocí plochých bezpodtlakových lyzimetrů bez bočních stěn. Na každé variantě byly na podzim před bramborami instalovány blízko sebe (v osově vzdálenosti cca 3 m od sebe) 2 lyzimetry z jedné společné instalační jámy hluboké cca 1,20 m. Lyzimetry, ploché obdélníkové talíře z pozinkovaného plechu o vodorovné záchytné ploše 0,7 x 0,75 m, byly vyplněny štěrčím z lokální kyselá vyvěřeliny (z lomu Pohled), přikryty geotextilií a vloženy z boku do

vodorovných štěrbin vyhloubených ručně v protilehlých neporušených stěnách instalační jámy (viz obr. 8 níže). Záchytné plochy lyzimetrů leží přibližně v hloubce 0,6 m pod povrchem půdy. Voda z lyzimetrů je sváděna samospádem vodovodním potrubím z polyetylénu o délce cca 10–20 m do plastových sběrných lahví o objemu 5 až 20 litrů, umístěných v šachticích na okraji pozemku. Instalační jámy, rýhy pro potrubí a jámy pro šachtice byly po instalaci zasypány. Zásypová zemina byla jen zběžně hutněna ušlapáním, při strojním zahrnování nebyla hutněna vůbec. Už krátce po instalaci a pak trvale byl povrch půdy nad lyzimetry přístupný pro pojezd zemědělské mechanizace a pro operace zpracování půdy. Sběrné láhve byly kontrolovány přibližně jednou za týden, přičemž byly změřeny objemy prosáklé vody a odebrány vzorky vody na chemický rozbor. Zbytek vody v lahvích byl vylit. Lyzimetry byly po instalaci ponechány na pozemku trvale a průsak v nich byl sledován i v letech následujících po pokusném roce s bramborami. Lyzimetry na ploše A (č. 1–6) byly zprovozněny 11/10/2000, na ploše B (č. 7–12) 15/11/2001, na ploše C (č. 13–22) 2/10/2002 a na ploše D (č. 23–32) 27/8/2003.

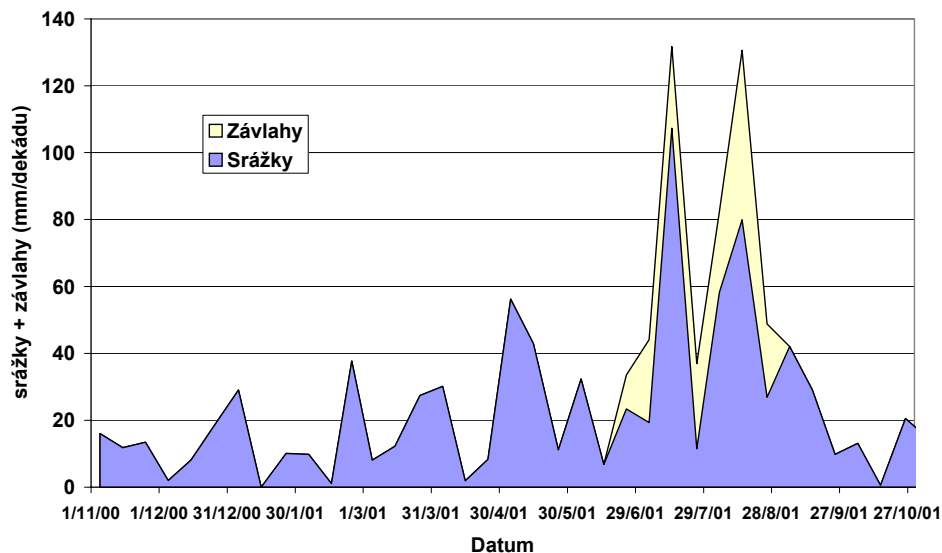


Obr. 1: Schéma umístění pokusných ploch, variant, lyzimetrů a kelímků ve Valečově (výkres není v měřítku)

Chemické složení půdní vody bylo dále vzorkováno též pomocí sukčních kelímků Eijkelkamp, umístěných v hloubce 0,6 m pod středním povrchem půdy. Kelímky s přístupovými trubkami byly instalovány do svislých vrtaných otvorů v půdě. Okolí keramického kelímku bylo vyplněno jemným křemenným pískem SUK z pískoven Střeč o zrnitosti kolem 0,1–0,2 mm, smočeným vodou. Štěrbina mezi stěnami otvoru a přístupovou trubicí byla poté utěsněna pomocí tenké tyčky, v pozdějších letech pomocí ocelové trubky. K těsnění byla použita původní, většinou plastická zemina spodiny, načež těsně pod rozhraním ornice a spodiny byl proveden těsnicí límec z mletého bentonitu o výšce cca 5 cm. Zbytek štěrbin byl dohutněn zeminou z ornice. Podtlak (cca 50–60 kPa) byl v uzavřených prostorech přístupových trubek kelímků vytvářen ruční pumpičkou cca 3 dny před plánovaných vzorkováním. Vzorky vody z kelímků byly takto odebírány v průměru jednou za dva týdny. V obdobích sucha byl někdy sací tlak půdy v absolutní hodnotě vyšší než vakuum v kelímku a vzorek půdní vody pak nebylo možno odebrat. Na každé variantě pokusu byly instalovány dva sukční kelímky, a to na opačných koncích podlouhlé parcely, cca 60 m od sebe. V sezóně 2004 byly na každé variantě instalovány 4 kelímky, po dvou na opačných koncích parcely, přičemž jeden z každé dvojice byl instalován ve středu hrůbku s bramborami (označen „h“) a druhý uprostřed brázdy mezi řádky brambor (označen „b“). Kelímky byly instalovány vždy na podzim před bramborami, vyjmuty na jaře pro umožnění jarních prací a sázení brambor, pak znovu instalovány a provozovány během vegetační

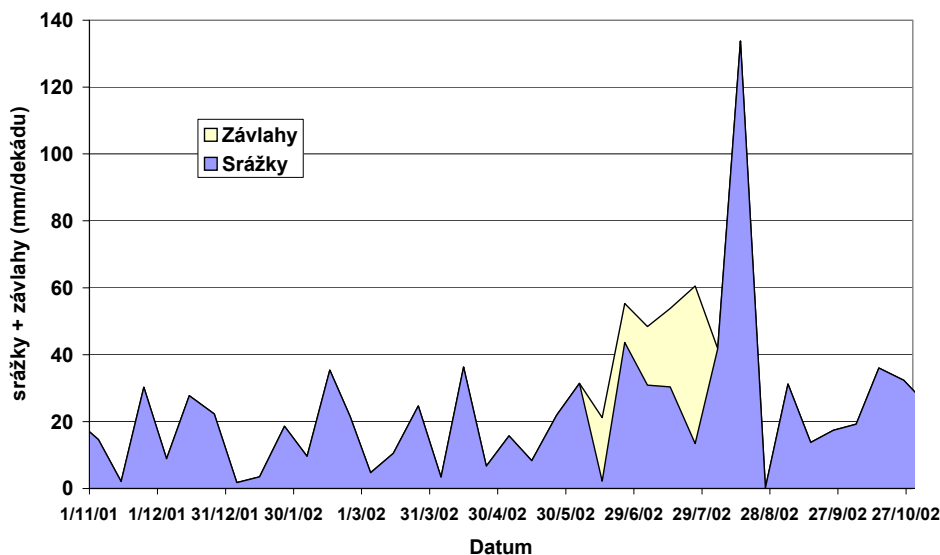
sezóny brambor, vyjmuty před sklizní a znovu instalovány po podzimním zpracování půdy. Na jaře v roce po bramborách byly opět (naposledy) vyjmuty. Žádné kelímky nebyly osazovány na ostatních plochách.

Valečov, 11/00-10/01, dekádní srážky a závlahy



Obr. 2: Dekádní úhrny srážek a závlah ve Valečově v hydrologickém roce 2001 (obě zavlažované varianty obdržely stejné závlahové dávky)

Valečov, 11/01-10/02, dekádní srážky a závlahy

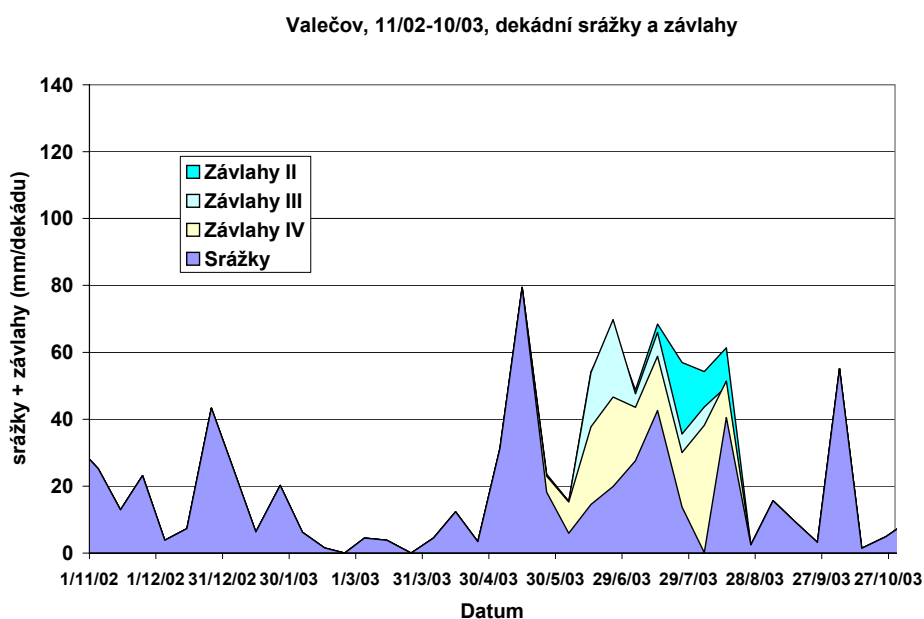


Obr. 3: Dekádní úhrny srážek a závlah ve Valečově v hydrologickém roce 2002 (obě zavlažované varianty obdržely stejné závlahové dávky)

Chemické analýzy odebraných vzorků vody zahrnovaly několik stanovení, z nichž pro účely tohoto článku jsou použity pouze koncentrace dusičnanů, měřené kolorimetricky na autonalyzáru po redukcii kadmíem. Atmosférické srážky a ostatní prvky počasí byly v roce 2001 sledovány třikrát denně na ručně obsluhované meteorologické stanici. Od r. 2002 je na pokusné ploše provozována automatická meteostanice, která měří srážky, teplotu vzduchu a půdy, vlhkost vzduchu, globální sluneční záření a směr a rychlost větru spojitě v intervalu 10 minut. Během pokusu s bramborami byla měřena vlhkost

půdy a sací tlak půdy několika metodami, jejichž výsledky, s výjimkou Watermarků, nejsou v této práci použity, a proto je nepopisujeme. Byly též prováděny fyzikální a chemické rozборы vzorků půdy, sledován růst a vývoj vegetace a zaznamenávány provedené agrotechnické operace. Orientačně byl sledován průtok a jakost vody v drenážních systémech a přilehlém potoce. Některé výsledky měření hydraulických vlastností půdy ve Valečově, dokumentující mj. i její heterogenitu, uvádějí Doležal aj. (2003a, 2003b, 2004a) a Štekauerová aj. (2004).

Schéma umístění pokusných ploch, lyzimetrů a kelímků je znázorněno skicou na obr. 1. Některé detaily spojené s použitím lyzimetrů a sukčních kelímků jsou uvedeny v následujících kapitolách, neboť těsně souvisejí s vyhodnocením a interpretací výsledků. Tamtéž a z téhož důvodu jsou popsány použité výpočetní postupy.



Obr. 4: Dekádní úhrny srážek a závlah ve Valečově v hydrologickém roce 2003 (závlahové dávky se lišily od varianty k variantě)

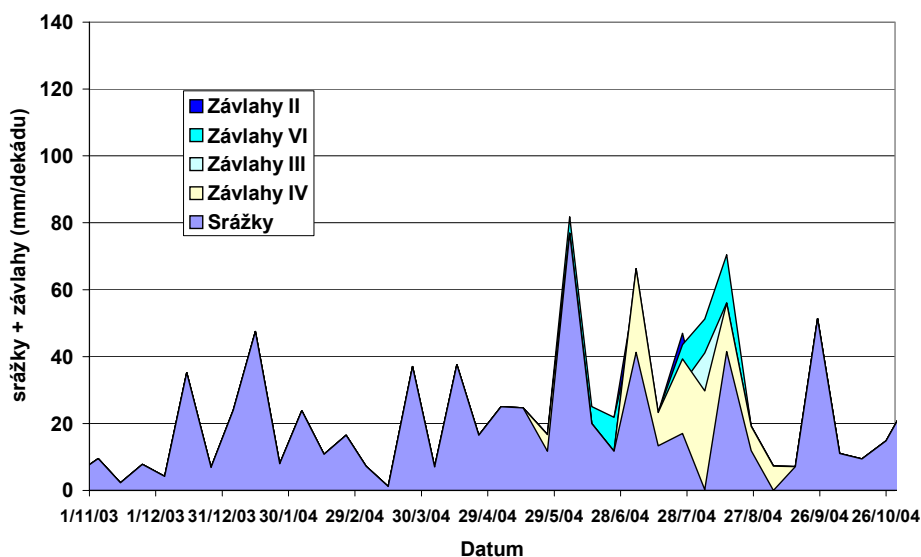
Obecný rámeček výsledků

Průběh dekádních srážek a závlah v jednotlivých letech pokusu je znázorněn na obr. 2 až 5. Průběh průměrného sacího tlaku půdní vody měřeného Watermarky v hloubkách 30 až 45 cm v jednotlivých letech a variantách pokusu je vyneseno na obr. 6. Rok 2001 byl poměrně vlhký a přísušky v některých dekáдах nebyly hluboké. Sací tlak i na nezavlažované variantě I jen zřídka během sezóny překročil práh pro optimální růst brambor (cca 35 kPa) a nikdy nedosáhl 60 kPa. V Roce 2002 byla poměrně suchá jeho první polovina až do extrémních srážek ve druhé dekádě srpna. Rok 2003 byl ze sledovaných let nejsušší, a to během celé sezóny, bez ohledu na srážky v květnu a červenci. V roce 2004 nastalo suché období až koncem června.

Sumární vyhodnocení dosavadních výše popsaných pokusů ve Valečově s ohledem na průsak vody, koncentrace dusičnanů v půdní vodě a odnos dusičnanů průsakem (odhadnutý jako časový integrál součinu průsaku a koncentrace) bylo již publikováno (Vacek aj., 2004; Zavadil aj., 2004; Doležal aj., 2005). Byly přitom získány tabulky umožňující porovnání jednotlivých variant pokusu (různých metod pěstování brambor) z hlediska jejich vlivu na znečištění vod. Příkladem těchto výsledků je tab. 5, ze které vyplývá, že varianta I (tradiční, s vysokými dávkami hnoje na podzim před bramborami a minerálního dusíku na jaře před sázením brambor, bez závlahy) vykazuje v průměru nejvyšší koncentrace dusičnanů v půdní vodě. Varianta II (obdobně, i když poněkud úsporněji hnojená, se

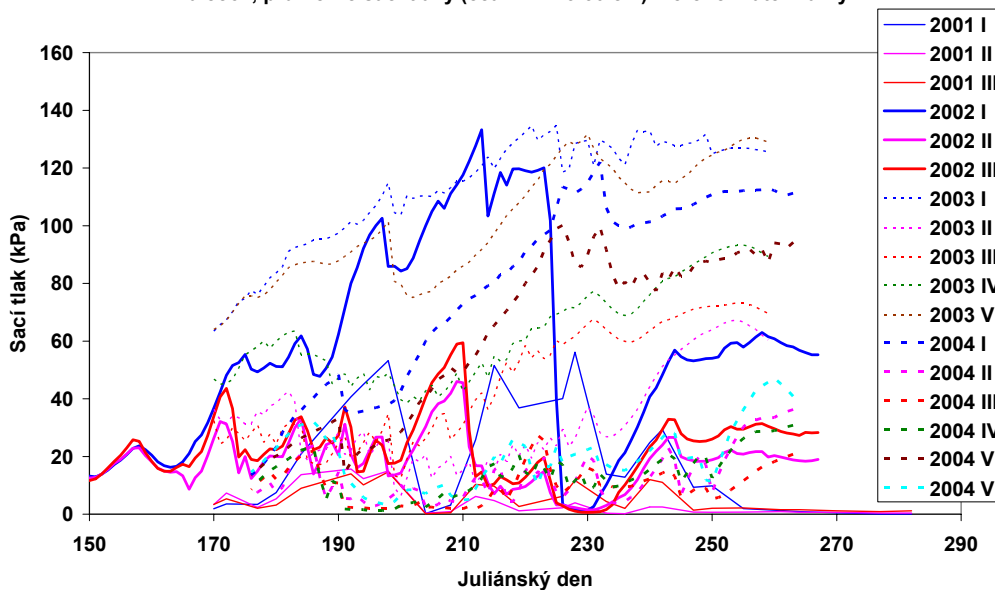
závlahou) se vyznačuje nižšími koncentracemi dusičnanů v půdní vodě, ale vzhledem k vyšším průsakům je u ní výsledný odnos dusíku vyplavováním nejvyšší. Varianta III (úsporně hnojená kejdou na jaře před sázením s malým dodatkem minerálního dusíku, se závlahou) vykazuje nejnižší koncentrace dusičnanů v půdní vodě, avšak vysoké průsaky způsobují, že výsledný odnos dusíku je přibližně stejný jako na tradiční variantě I. Bylo konstatováno, že data jsou velmi variabilní a že k získání přesvědčivého obrazu jsou nutné několikaleté pokusy, zatímco při dílčím hodnocení výsledků za jeden nebo dva pokusné roky je snadné dojít k mylným nebo nepřesným závěrům.

Valečov, 11/03-10/04, dekádní srážky a závlahy



Obr. 5: Dekádní úhrny srážek a závlah ve Valečově v hydrologickém roce 2004 (závlahové dávky se lišily od varianty k variantě)

Valečov, průměrné sací tlaky (cca v hl. 25-50 cm) měřené Watermarky



Obr. 6: Průběh středního sacího tlaku půdní vody ve Valečově v jednotlivých letech a na jednotlivých variantách pokusu (měřeno čidly Watermark v hl. 30 a 40 nebo 45 cm pod povrchem)

Tabulka 5: Globální výsledky pokusů ve Valečově v letech 2001–2004 z hlediska rizika vyplavování dusičnanů

Varianta	Období sledování			
	Měsíce X–III před sezónou	Měsíce IV–IX (sezóna brambor)	Měsíce X–III po sezóně	Celkový průměr
	Průměrné koncentrace dusičnanů ve vodě z lyzimetrů (mg NO ₃ /L):			
I	143	123	92	119
II	124	124	100	116
III	62	92	69	75
	Průměrné koncentrace dusičnanů ve vodě z kelímků (mg NO ₃ /L):			
I	164	203	108	158
II	151	129	104	128
III	68	90	113	90
	Průměrná intenzita průsaku (mm/rok):			
I	103	53	176	110
II	160	84	218	154
III	146	112	189	149
	Průměrný odnos dusičnanového dusíku (kg N-NO ₃ /ha/rok):			
I	26	10	26	20
II	45	17	40	34
III	20	20	27	23

Statistické zpracování průsaků a koncentrací dusičnanů

V tomto článku se soustředíme na rozbor variability dat. Nebudeme odlišovat explicitní vliv varianty pokusu od vlivu pokusného pozemku (pokus se pochopitelně každý rok musel přesunout na jiný pozemek). Není cílem tohoto článku dospět k závěrům ohledně jednotlivých variant pokusu. Budeme proto předpokládat, že struktura působících faktorů je následující:

Faktor 1 je sdružený vliv varianty (plodiny, hnojení, agrotechniky, závlahy) a pozemku (složek prostorové variability vlastností půdy s velkou charakteristickou vzdáleností). Tento faktor demonstruje, v jakých asi mezích se může vliv hnojení agrotechniky, závlahy, plodiny a pozemku pohybovat, když jej nezkoumáme systematicky, ale prostě pracujeme v prostředí, kde se tento faktor vyskytuje.

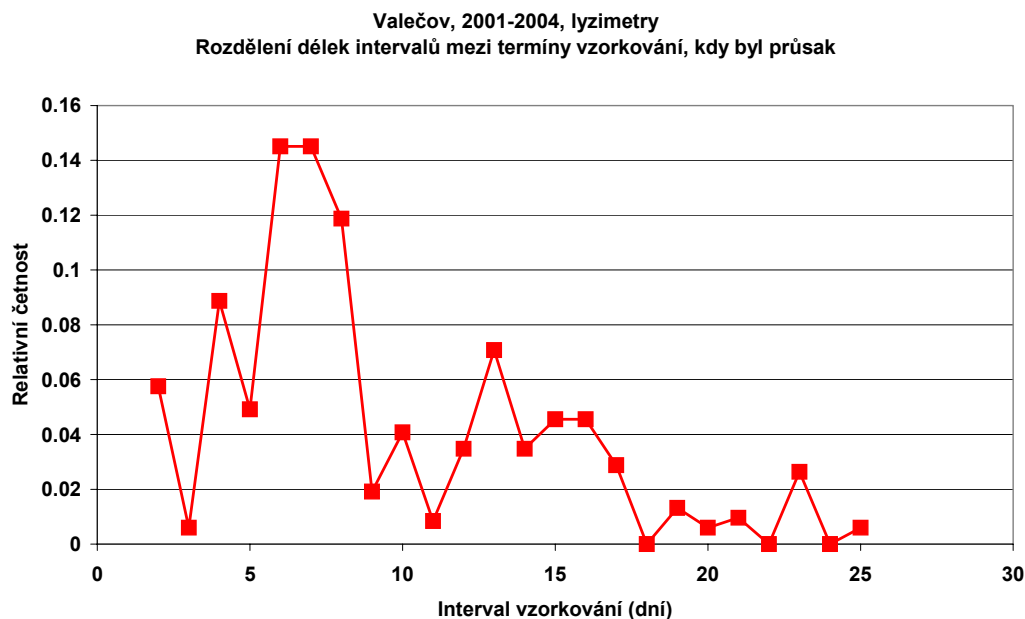
Faktor 2 je vliv momentální a bezprostředně předchozí meteorologické a půdně hydrologické situace, včetně sezónnosti (cyklu ročních dob, cyklu agrotechnických operací, růstu, vývoje a odumírání plodin během sezóny). V každém termínu měření nebo vzorkování se tento faktor projeví jinak.

Faktor 3 je vliv složek prostorové variability půdy s krátkou (v případě lyzimetrů) nebo střední (v případě sukčních kelímků) charakteristickou vzdáleností, včetně preferenčního proudění: Tento vliv lze bezprostředně sledovat porovnáním současných výsledků z dvou (nebo více) paralelních měřicích přístrojů umístěných blízko sebe v podmínkách jinak totožných.

Všechny tři tyto faktory budeme považovat za faktory s nahodilými úrovněmi ve smyslu modelu II analýzy rozptylu podle Eisenhartova třídění (Eisenhart 1951, viz Weber, 1972, s. 233–235).

Nejdůležitějšími a přitom bohužel nejobtížněji vyhodnotitelnými měřicími nástroji použitými ve Valečově jsou lyzimetry. Láhve zachytávající průsakovou vodu byly kontrolovány cca jednou za týden nebo za dva týdny, v období vysokých průsaků i častěji. Obr. 7 znázorňuje empirické rozdělení četností délek intervalů mezi kontrolami, při kterých byl zjištěn průsak (tzn. že případně další, časově mezilehlé kontroly, kdy k průsaku nedocházelo, nejsou brány v úvahu). Graf na obr. 7 ukazuje dva zřetelné vrcholy, jeden kolem 7 dní a druhý kolem 14 dní, což odpovídá výše řečenému. Hodnoty průsaku prezentované níže jsou sumární množství vody nashromážděné v lyzimetrických sběrných lahvích za období mezi intervaly vzorkování. Nemá smysl je převádět na střední intenzity průsaku

během intervalů vzorkování, neboť takovéto střední intenzity nevyovídají nic o skutečné intenzitě průsaku. Průsak je ve skutečnosti velmi rychlý (odhadujeme, že jeho intenzita je řádově desítky milimetrů za den). Homogenita souboru průsaků je ovšem přesto narušena tím, že intervaly vzorkování nejsou stejně dlouhé. Na jednotlivé naměřené hodnoty průsaku se však můžeme dívat jako na jednotlivé průsakové epizody, podobně jako hodnotíme jednotlivé srážkové epizody. Pokud přijmeme předpoklad, že během jednoho intervalu vzorkování došlo právě k jedné průsakové epizodě, nebude proměnná délka intervalu vzorkování tolik na závadu. Z dostupných dat nelze tento předpoklad exaktně prověřit. Přijímáme jej proto zatím pouze jako pracovní hypotézu.

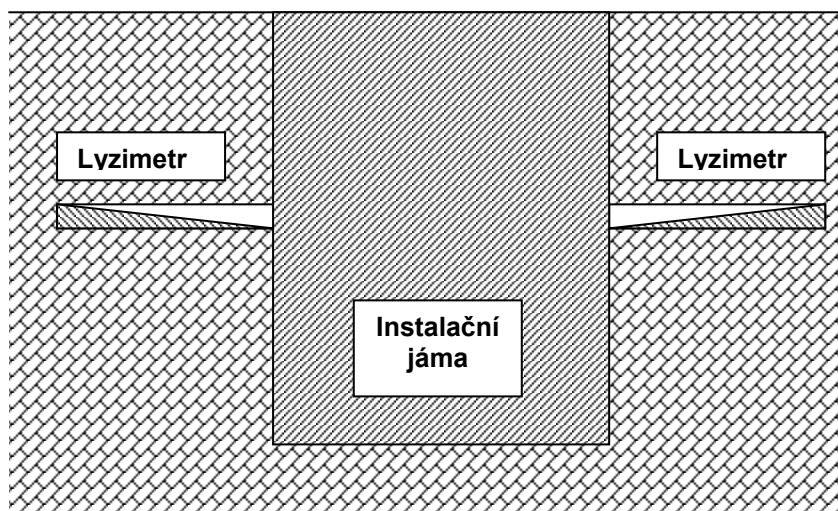


Obr. 7: Empirické rozdělení délek intervalů mezi termíny vzorkování vody z lyzimetrů

U velmi malých množství vody v lyzimetrických lahvích bylo obtížné posoudit, zda přitekly průsakem skrze půdní profil nebo se jednalo o zbytky vody ze spojovacího potrubí nebo o vodu, která nebyla při předchozí kontrole z láhve důsledně vylita (to vzhledem ke tvaru lahví někdy ani nešlo provést), popř. zda se tato kapalná voda v lahvích nevytvořila kondenzací vodních par. Objem těchto malých množství vody ani nebylo možno přesně změřit (voda lpěla jako kapilární film na stěnách lahví nebo zůstávala v jejich záhybech). Byl proto jen odhadován, pochopitelně s určitou subjektivitou. Vzhledem k těmto okolnostem byla malá průsaková množství pod 0,02 mm (což odpovídá objemu cca 0,01 litru) zcela nebo částečně vyloučena z níže reprodukováných úvah a výpočtů (případné odchylky od této zásady jsou výslovně uvedeny).

Naopak při intenzivním tání sněhu nebo po vydatných přívalemých deštích se stávalo, že dočasná hladina podzemní vody v půdních makropórech (v to je nutno počítat i mezerovité makropóry mezi hroudami nedokonale ztuhlého záspy manipulační jámy vedle lyzimetru a rýhy pro potrubí spojující lyzimetr se sběrnou šachticí - viz obr. 8) stoupla na několik hodin až dní nad úroveň lyzimetrů a byla jimi drénována, takže odtok vody z lyzimetrů byl výrazně vyšší než by byl pouhý autochtonní svislý průsak půdním profilem. Tomuto jevu nelze u lyzimetrů bez svislých stěn nijak zabránit. Při kontrolách jsme pak zjišťovali, že sběrné láhve byly plné vody a voda z nich vytékala do sběrných šachtic, které také byly často zatopené. I po odčerpání veškeré vody ze šachtic i z lahví v takových případech pokračoval výtok vody z lyzimetrů do lahví. Tak byly některé láhve naplněny několikrát, než výtok ustal. Ve zvlášť kritických případech pak výtok neustal vůbec ani po půldenním opakovaném vylévání vody ze sběrných lahví, což znamenalo, že proces drénování dočasné podzemní vody v dané chvíli aktivně probíhal. Ke korekci tohoto efektu, který nadhodnocoval změřený objem

průsaku oproti skutečnosti, bylo provedeno dodatečné početní opatření, spočívající v tom, že objemy průsaku byly omezeny shora nominálním objemem sběrné láhve (viz tab. 6).



Obr. 8: Schématický svislý řez instalační jámou s lyzimetry

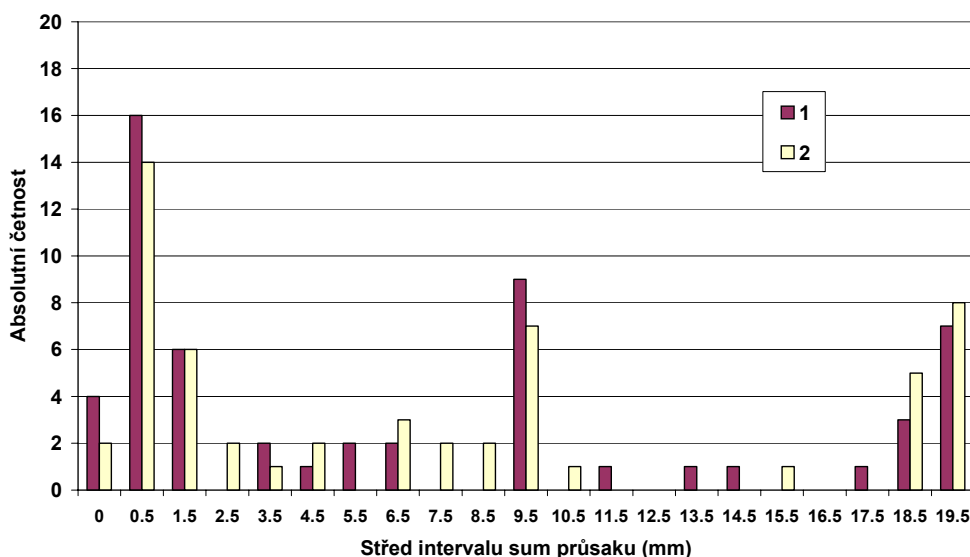
Tabulka 6: Nominální objemy sběrných lahví lyzimetrů

Lyzimetry č.	Pokusná plocha	Objem láhve (litrů)	Odpovídající maximální průsak (mm)
1 – 6	A	5 před 17/1/02, pak 10	9,524 před 17/1/02, pak 19,048
7 – 12	B	10	19,048
13 – 22	C	15	28,571
23 – 32	D	20	38,095

Na obr. 9 a 10 jsou ilustrovány empirické četnosti velikosti průsaků pro dva typické lyzimetry č. 1 a 2 na ploše A, u kterých došlo k výměně lahví za větší (obr. 9) a pro dva typické lyzimetry č. 27 a 28 na ploše D jejich sběrné láhve byly dvacetilitrové (obr. 10). V obou případech má rozdělení dva zřetelné vrcholy, a to jeden pro velmi malé průsaky těsně nad hranicí 0,02 mm, druhý pro maximální možné (v důsledku výše popsané početní korekce) průsaky odpovídající objemům sběrných lahví. U lyzimetrů na ploše A je ovšem vidět ještě mezilehlý vrchol odpovídající objemu menší (5-litrové) láhve, která byla používána v počáteční fázi pokusu. Na obr. 10 je vrchol odpovídající maximálním průtokům méně výrazný a u jiných lyzimetrů na též ploše se vůbec neobjevil, což naznačuje, že sběrné láhve s velkým objemem (odpovídající cca 50–60 mm průsaku) by mohly zachytit většinu průsakových epizod beze zbytku. Rozdělení na obr. 9 a 10 jsou vypočtena ze souborů průsakových epizod, při kterých alespoň v jednom z obou paralelních lyzimetrů (1 a 2, resp. 27 a 28) byl průsak vyšší než 0,02 mm. V druhém lyzimetru přitom mohl být i průsak nižší než 0,02 mm nebo nulový, což je reprezentováno nejlevějším sloupcem v grafech rozdělení (označeným 0 mm).

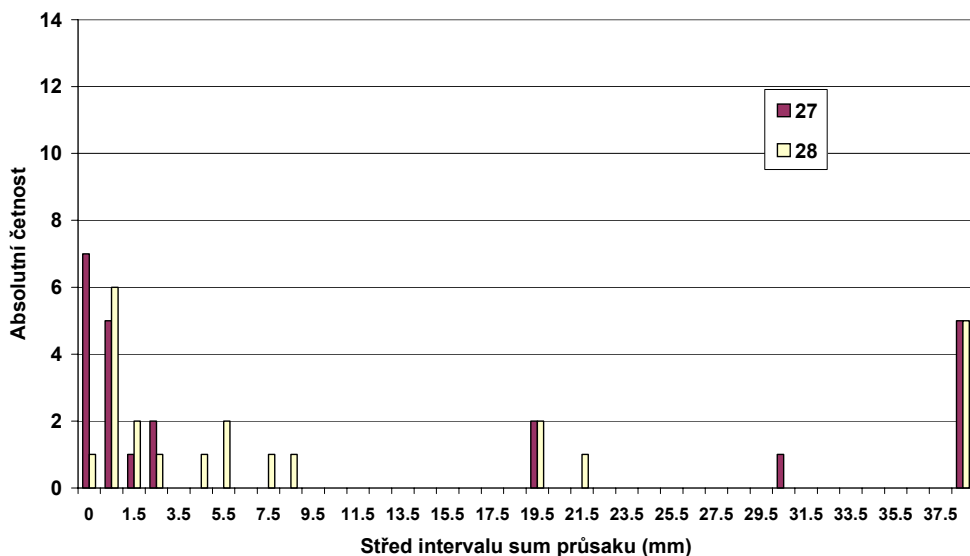
Empirická rozdělení velikosti průsaků během jednotlivých intervalů vzorkování jsou tedy v důsledku použité měřicí techniky cenzurovaná na obou koncích. Počet cenzurovaných případů na horním konci lze vyčíslit, ale počet cenzur na dolním konci nikoli, neboť pravděpodobně může nastat velmi mnoho velmi malých a naší technikou neměřitelných průsakových epizod (představovaných třeba jen jedinou kapkou vody za týden). Za těchto podmínek je velmi obtížné aproximovat rozdělení průsaku nějakým teoretickým distribučním vzorcem a tak je parametrizovat. Vzhledem k tomu, že naším základním úkolem je charakterizovat variabilitu průsaku, je přesto nutno porovnat výsledky z jednotlivých lyzimetrů mezi sebou, a to převážně neparametrickým způsobem.

Valečov, 2000-2004, rozdělení sum průsaku



Obr. 9: Empirické rozdělení objemů průsaku, Valečov, 2000-2004, lyzimetry 1 a 2, plocha A

Valečov, 2003-2004, rozdělení sum průsaku

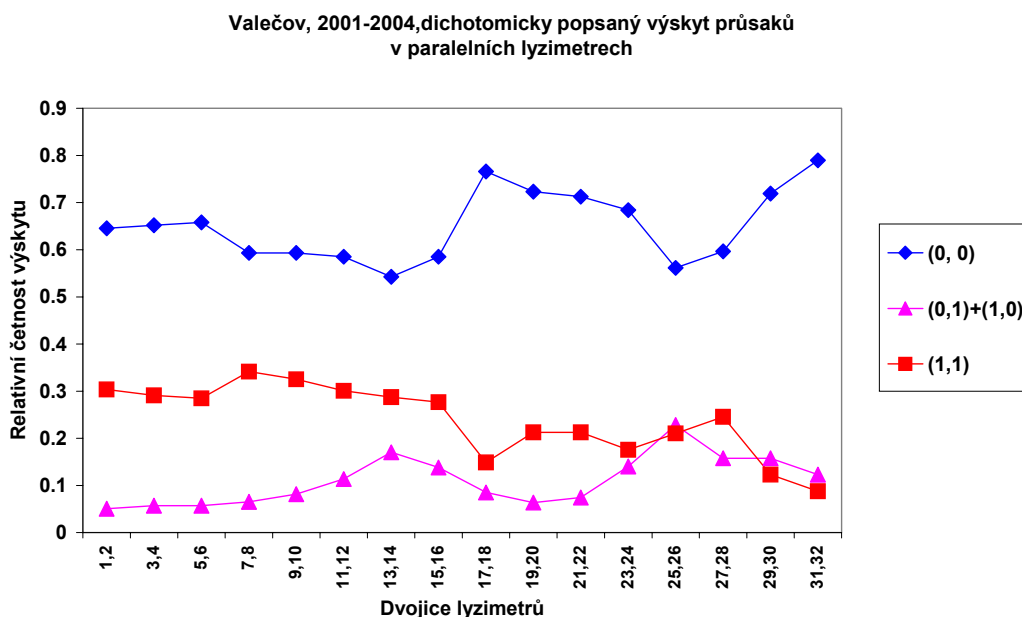


Obr. 10: Empirické rozdělení objemů průsaku, Valečov, 2003-2004, lyzimetry 27 a 28, plocha D

Nejjednodušším neparametrickým postupem jsou kontingenční tabulky. Měření průsaku z každého lyzimetru byla klasifikována do tří skupin:

- Trichotomická hodnota 0 – průsak během periody vzorkování je nižší než 0,02 mm, tzn. je buď skutečně nulový nebo je cenzurovaný zdola.
- Trichotomická hodnota $\frac{1}{2}$ - průsak je vyšší než 0,02 mm nebo je této hodnotě roven a současně je nižší než maximum (viz dále). Sem patří všechny necenzurované průsaky.
- Trichotomická hodnota 1 - průsak je vyšší než maximum nebo je tomuto maximu roven. Vzhledem k obtížím při měření vysokých průsaků bylo toto maximum stanoveno poněkud níže než nominální kapacita sběrné láhve podle tab. 6, a to na 9 mm, resp. 18, 27 nebo 36 mm pro sběrné láhve

s nominálním objemem 5 litrů, resp. 10, 15 nebo 20 litrů, v tomtéž pořadí. Trichotomická hodnota 1 s velkou pravděpodobností znamená shora cenzurovaný průsak.



Obr. 11: Relativní četnost výskytu různých kombinací dichotomického třídění průsaku pro dvojice paralelních lyzimetrů (0 - průsak nulový nebo do 0,02 mm, 1 - průsak nad 0,02 mm)

Pro každou dvojici paralelních lyzimetrů ležících blízko sebe na téže variantě byl vyhodnocen počet všech párových kombinací uvedených trichotomických hodnot. Poté byla tato data vyhodnocena také dichotomicky, přičemž dichotomická nula byla definována stejně jako výše sub a), zatímco dichotomická jednička (značící, že nastal měřitelný průsak) spojovala kategorie ½ a 1 výše uvedeného trichotomického třídění. Tab. 7 a 8 uvádějí příklady výsledných kontingenčních tabulek a testu chi-kvadrát pro dvojici lyzimetrů 5 a 6. Postup výpočtu popisuje např. Weber (1972, s. 510–515). V obou případech je testová statistika chi-kvadrát mnohem vyšší než v úvahu připadající tabulkové hodnoty. Nulová hypotéza nezávislosti měření v paralelních lyzimetrech je tak s velkou jistotou zamítnuta. Kvalitativně stejné jsou i výsledky pro ostatní dvojice paralelních lyzimetrů.

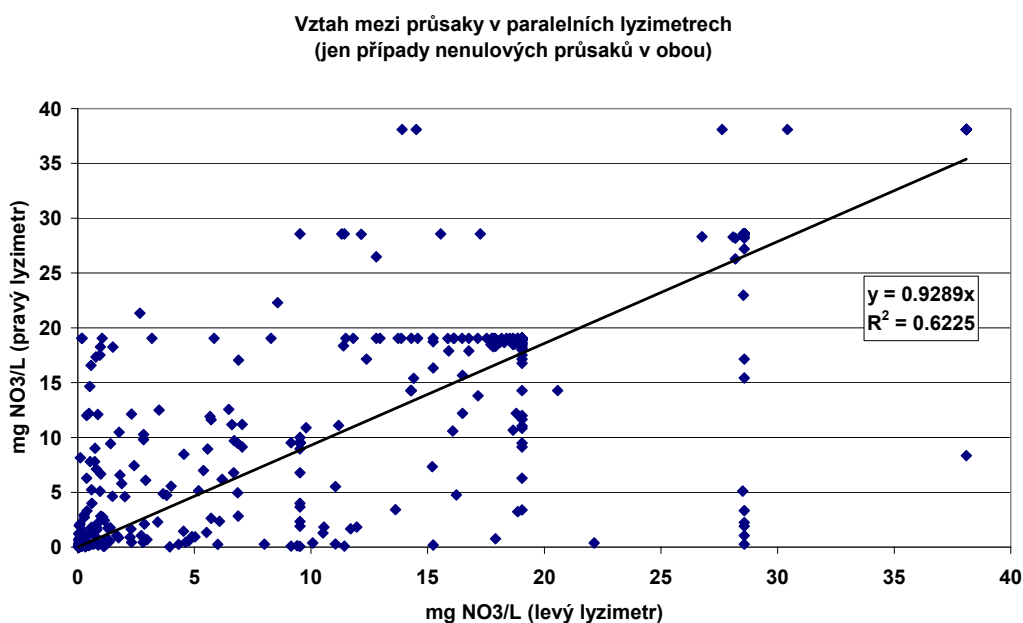
Určitými „parametry“, charakterizujícími stupeň proměnlivosti půdy na krátké vzdálenosti (včetně vlivu preferenčního proudění) jsou četnosti výskytu jednotlivých kombinací dichotomických nebo trichotomických proměnných. Nemáme závažný důvod považovat vztah mezi dvěma paralelními lyzimetry za nesymetrický; je sice pravda, že lyzimetry s lichými čísly („levé“) vždy leží na severní straně od paralelních lyzimetrů se sudými čísly („pravých“), ale vodorovné vzdálenosti mezi oběma jsou velmi krátké (cca 3 m). Proto je namístě slučovat četnosti vyskytující se na souměrně sdružených místech kontingenčních tabulek. Obr. 11 znázorňuje relativní četnosti kombinací dichotomických proměnných pro jednotlivé dvojice paralelních lyzimetrů. V průměru se kombinace (0,0) - průsak ani v jednom z obou lyzimetrů - vyskytuje v 65,1 % termínů vzorkování, dichotomická kombinace (1,1) - průsak v obou - ve 23,9 % případů a kombinace (1,0)+(0,1) - průsak právě v jednom z obou - jen v 11,0 % případů. Obr. 11 naznačuje určitý trend ve směru rostoucích čísel lyzimetrů (od severu k jihu na pokusné ploše ve Valečově), zejména klesající výskyt kombinace (1,1) a rostoucí výskyt kombinace (1,0)+(0,1), což svědčí o rostoucí proměnlivosti průsaku na krátké vzdálenosti. Dá se namítnout, že soubory dat nejsou homogenní (lyzimetry s vyššími pořadovými čísly byly instalovány později), ale stejné trendy byly vidět i v podobném obrázku (zde neukázaném) vytvořeném z časově homogenního souboru pro delší období 27/8/2003–30/11/2004, pro které jsou k dispozici měření ze všech lyzimetrů. Lze tedy hypotetizovat, že proměnlivost průsaků směrem od severu k jihu skutečně roste (objektivně víme, že v tomtéž směru se půdní profil stává hlubším a zrnitostně poněkud těžším).

Tabulka 7: Příklad kontingenční tabulky výskytů kombinací trichotomického třídění průsaků z lyzimetrů 5 a 6 na ploše A, Valečov, 2001–2004

		Lyzimetr 6			
		0	½	1	Celkem:
Lyzimetr5	0	104	4	2	110
	½	3	23	2	28
	1	0	4	16	20
	Celkem:	107	31	20	158
Chi-kvadrát =					191,135
Stupně volnosti =					4
Alpha =					0,001
Tabulkové chi-kvadrát =					18,466

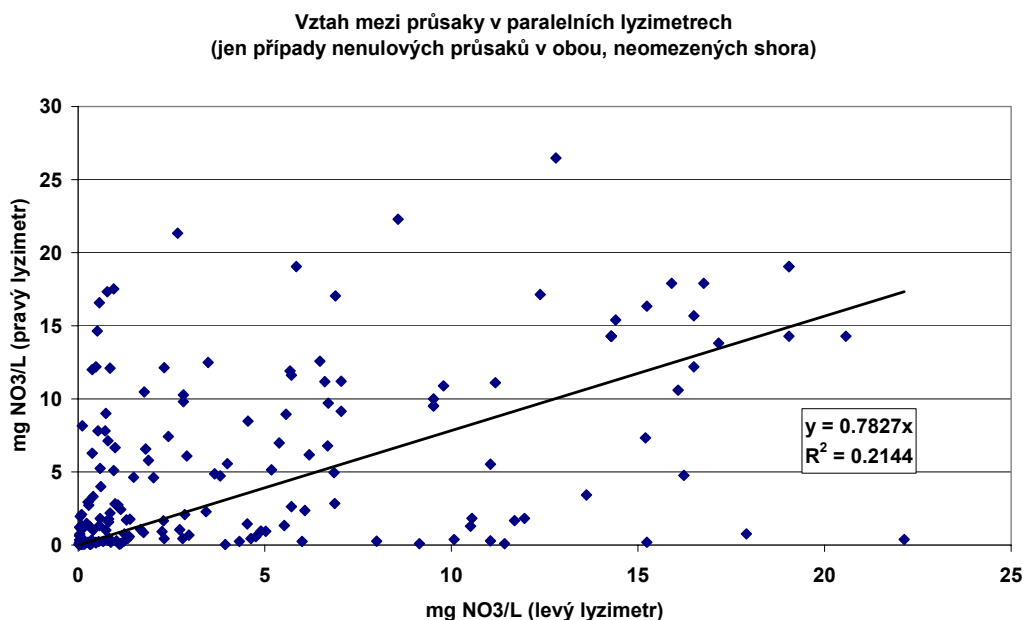
Tabulka 8: Příklad kontingenční tabulky výskytů kombinací dichotomického třídění průsaků z lyzimetrů 5 a 6 na ploše A, Valečov, 2001–2004

		Lyzimetr 6		Celkem:
		0	1	
Lyzimetr5	0	104	6	110
	1	3	45	48
	Celkem:	107	51	158
Chi-kvadrát =				119.183
Stupně volnosti =				1
Alpha =				0.001
Tabulkové chi-kvadrát =				10.827



Obr. 12: Srovnání a regrese mezi současnými průsaky v paralelních lyzimetrech (jen případy nenulových průsaků v obou, včetně cenzurovaných)

Procento bezprůsakových kombinací (0,0) ovšem závisí na délce (přesněji na rozdělení délek) intervalů vzorkování. Kdybychom kontrolovali lyzimetry každý den, toto procento by se asi podstatně zvýšilo. Naproti tomu absolutní počty průsakových epizod by se přitom příliš měnit neměly, zejména platí-li alespoň přibližně předpoklad, výše postulovaný, že jeden interval vzorkování reprezentuje jednu průsakovou epizodu. Proto považujeme za správné soustředit se na průsakové kombinace (tj. jiné kombinace než 0,0). Lineární regrese mezi průsaky v paralelních lyzimetrech je poměrně slabá, a to jak při zahrnutí dat cenzurovaných shora (obr. 12), tak při jejich vyloučení (obr. 13).

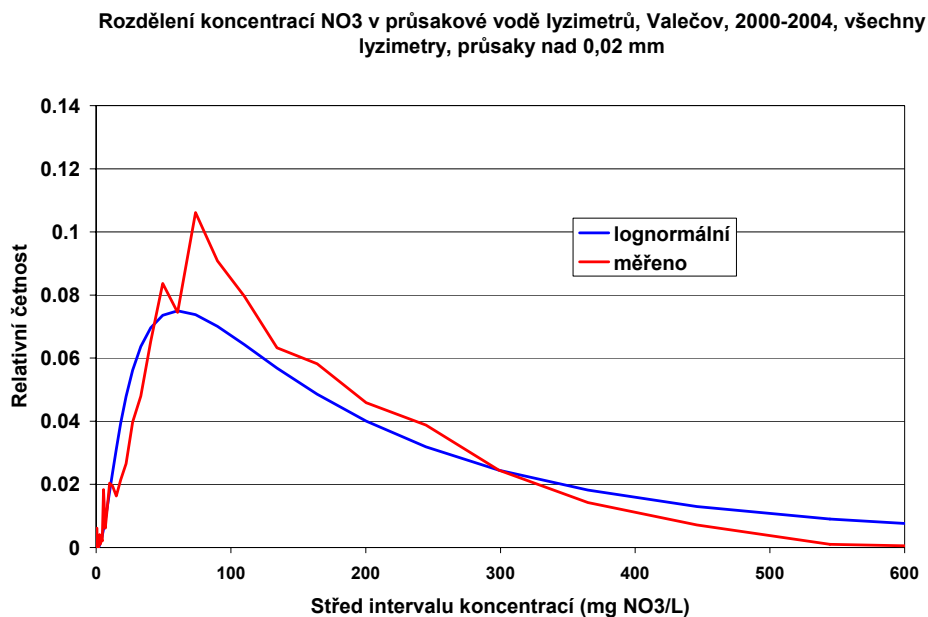


Obr. 13: Srovnání a regrese mezi současnými průsaky v paralelních lyzimetrech (jen případy nenulových necenzurovaných průsaků v obou)

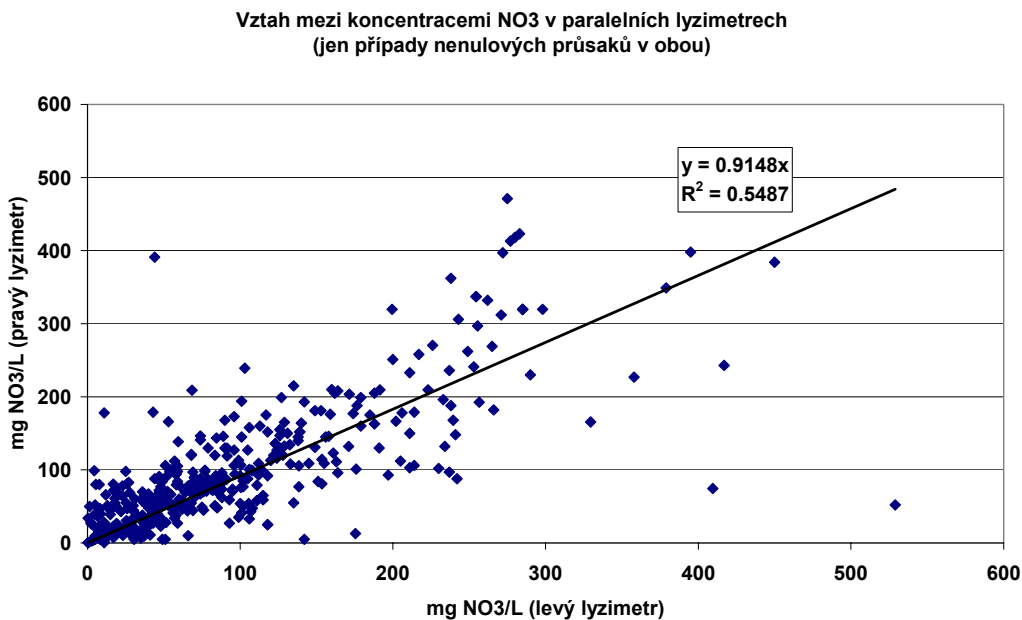
V případech, kdy byl naměřen průsak, je mj. většinou také k dispozici hodnota koncentrace dusičnanů v průsakové vodě (pokud tomu tak není, lze ji odhadnout např. jako průměr koncentrací zjištěných při předchozím a následujícím vzorkování; tyto situace se však v představovaných souborech vyskytly jen výjimečně). Spojený soubor koncentrací dusičnanů ze všech lyzimetrů za celé období sledování vykazuje empirické rozdělení znázorněné na obr. 14, které je blízké lognormálnímu rozdělení (s tímž empiricky zjištěným průměrem a touž empiricky zjištěnou směrodatnou odchylkou logaritmu koncentrací), je však vůči němu trochu asymetrické (posunuté k vyšším hodnotám) a strmější. Tyto rozdíly ovšem nemusejí být významné.

Lineární regrese mezi koncentracemi dusičnanů v průsakové vodě z paralelních lyzimetrů je poměrně těsná, a to jak při zahrnutí dat cenzurovaných shora (obr. 15), tak při jejich vyloučení (obr. 16). Vyšší korelační i regresní koeficienty získané při zahrnutí dat průsaků cenzurovaných shora svědčí o vysoké významnosti těchto nejvydatnějších průsakových period pro celkový obraz procesu (to platí jak pro regrese průsaků na obr. 12 a 13, tak pro regrese koncentrací na obr. 15 a 16). Pro naivní názor je poněkud překvapující zjištění, že neexistuje prakticky žádná korelace mezi objemem průsaku a koncentrací dusičnanů v něm (viz obr. 17, ve kterém jsou shora cenzurovaná data zahrnuta, ale ani po jejich vyloučení by se obraz nezměnil). Očekávali bychom jakýsi „zředovací efekt“, tedy nepřímou závislost nebo i nepřímou úměrnost mezi objemem průsaku a koncentrací dusičnanů. Obr. 17 dokonce něco takového opticky sugeruje, ale výpočty to nepotvrzují. Pracovním vysvětlením (podpořeným analýzou jednotlivých epizod provedenou níže) je, že při souhrnném zpracování dat za delší období se kombinují případy „zředovacího efektu“, kdy je zásoba uvolnitelných dusičnanů v půdním roztoku omezená a její rozpuštění ve větším objemu průsaku skutečně vede k nižším koncentracím v průsakové vodě, s případy „vyplavovacího efektu“, kdy se do půdní spodiny spolu s vydatným

průsakem po předchozím sušším období naráz dostává velké množství dusičnanů, které byly nashromážděny v ornici. Vliv obou efektů se tak vzájemně ruší.



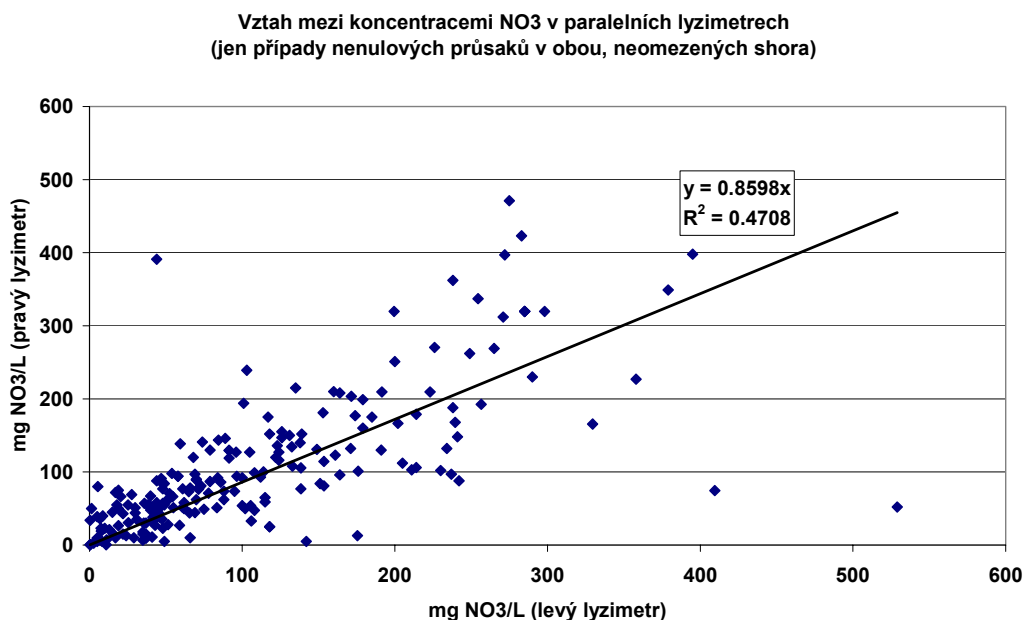
Obr. 14: Empirické a teoretické (lognormální) rozdělení koncentrací dusičnanů v průsakové vodě lyzimetrů



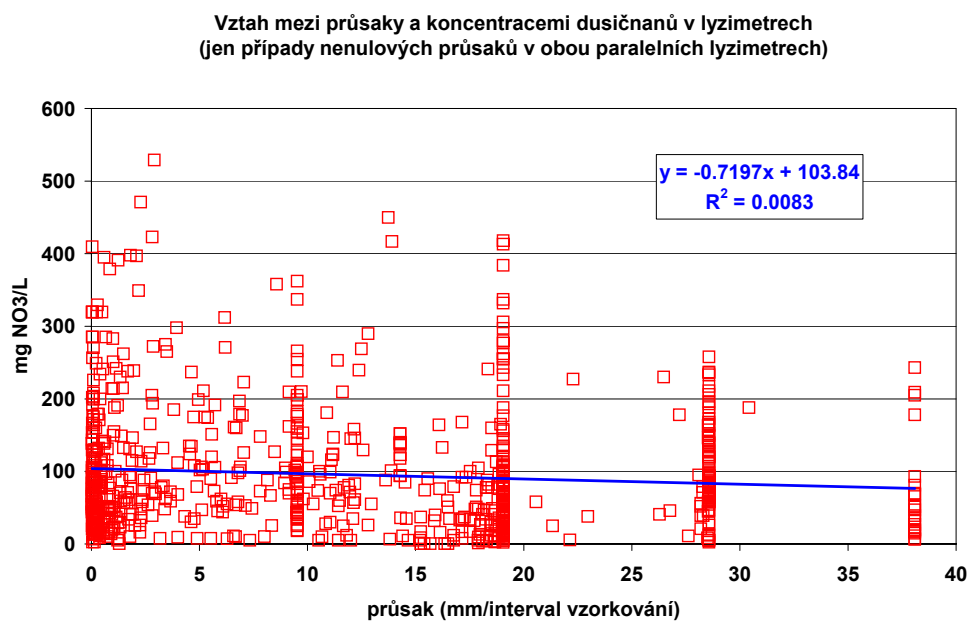
Obr. 15: Srovnání a regrese mezi současnými koncentracemi dusičnanů v paralelních lyzimetrech (jen případy nenulových průsaků v obou, včetně cenzurovaných)

Analýza rozptylu podle jednotlivých výše definovaných tří faktorů byla zatím provedena pouze pro dílčí soubory průsaků a koncentrací z lyzimetrů 13 až 22 (na ploše C) za období, kdy tyto lyzimetry byly v provozu, tj. od 1/11/02 do 30/11/04 včetně. Byly přitom vzaty v úvahu všechny termíny vzorkování, ve kterých byl průsak alespoň v jednom z lyzimetrů 13–22 vyšší než 0,02 mm. V

ostatních lyzimetrech přitom mohl být průsak nulový nebo menší než 0,02 mm. Chybějící koncentrace dusičnanů pro tyto případy jsou odhadnuty jako průměry koncentrací zjištěných při předchozím a následujícím vzorkování. Okolnost, že hodnoty průsaků jsou cenzurovány, byla zanedbána. První dva faktory byly brány jako faktory s náhodnými úrovněmi a rovnocenné (tedy nikoli hierarchicky uspořádané). Třetí faktor (paralelní lyzimetrická měření na téže parcele-variantě a v témže termínu) byl brán jako opakování. Postup výpočtu uvádí např. Weber (1972, zejména s. 285–294). Výsledky jsou uvedeny v tab. 9 a 10.



Obr. 16: Srovnání a regrese mezi současnými koncentracemi dusičnanů v paralelních lyzimetrech (jen případy nenulových necenzurovaných průsaků v obou)



Obr. 17: Vztah mezi průsaky a koncentracemi dusičnanů v lyzimetrech (jen případy nenulových průsaků v obou paralelních lyzimetrech, včetně cenzurovaných)

Tabulka 9: Analýza rozptylu hodnot průsaku z lyzimetrů 13–22 (plocha C), Valečov, 1/11/02–30/11/04

Zdroj proměnlivosti	Součty čtverců	Stupně volnosti	Střední čtverce	Dílčí směrodatné odchylky (mm):
1) Mezi parcelami:	1746.5585	4	436.63962	1.903
2) Mezi termíny:	45520.81	50	910.4162	9.183
Interakce parcela x termín:	13421.327	200	67.106636	4.661
3) Mezi lyzimetry::	6033.056	255	23.659043	4.864
Součet	66721.752	509		

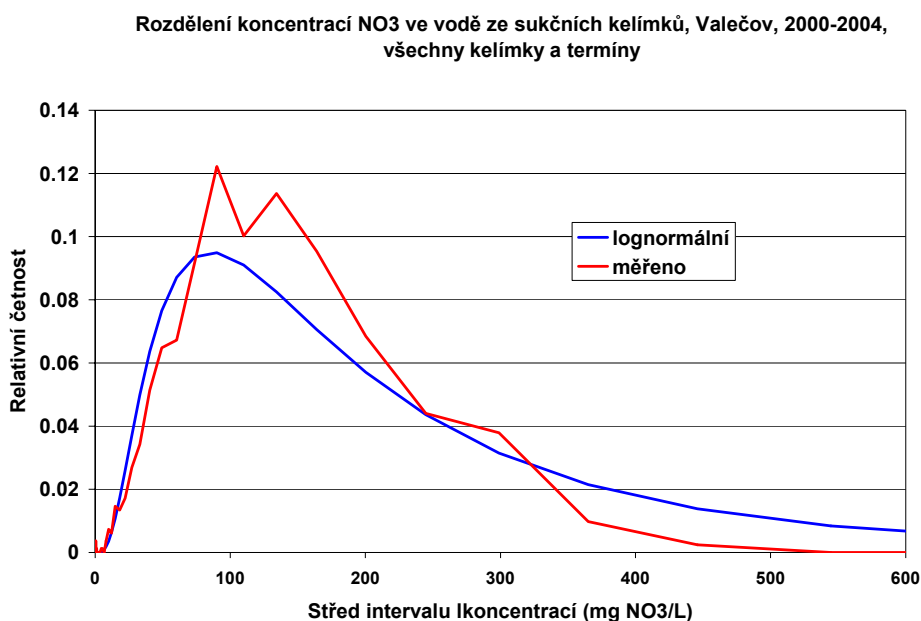
Tabulka 10: Analýza rozptylu koncentrací dusičnanů v průsakové vodě z lyzimetrů 13–22 (plocha C), Valečov, 1/11/02–30/11/04

Zdroj proměnlivosti	Součty čtverců	Stupně volnosti	Střední čtverce	Dílčí směrodatné odchylky (mg NO ₃ /L):
1) Mezi parcelami:	273467	4	68366.7	25.581
2) Mezi termíny:	453266	50	9065.33	27.286
Interakce parcela x termín:	323998	200	1619.99	23.616
3) Mezi lyzimetry::	128662	255	504.555	22.462
Součet	1179393	509		

Testovací F-statistiky vytvořené jako poměry příslušných středních čtverců (podrobnosti nejsou ukázány) jsou ve všech případech značně vyšší než v úvahu připadající tabulkové hodnoty F-rozdělení, a proto všechny nulové hypotézy, předpokládající nulovost dílčích rozptylů mezi parcelami, mezi termíny i mezi kombinacemi obojího, je nutno zamítnout, což znamená, že rozdíly mezi parcelami, termíny a jejich kombinacemi (aspoň některými) jsou významné. Pro nás jsou důležité i dílčí směrodatné odchylky v pravých sloupcích tabulek, které naznačují, že z hlediska koncentrací jsou všechny faktory přibližně stejně důležité, zatímco z hlediska objemů průsaku je faktor parcely (včetně vlivu varianty) méně důležitý. Dále je vidět, že mezi faktorem parcely a faktorem termínu existuje silná interakce (tj. daná parcela se v různých termínech projevuje různě). Poslední dílčí směrodatné odchylky (pro faktor „mezi lyzimetry“) pak mimo jiné ukazují, jakou variabilitu bychom v průměru mohli očekávat, kdyby bylo na jedné variantě a v jednom termínu k dispozici velmi mnoho paralelních lyzimetrických měření. Tyto směrodatné odchylky jsou mnohem nižší než analogické hodnoty pro soubor všech dat (ze všech lyzimetrů, všech parcel a všech termínů dohromady). Pro takový soubor, ve kterém by byly zahrnuty jen případy průsaku nad 0,02 mm, by vyšla směrodatná odchylka průsaků 10,5 mm a směrodatná odchylka koncentrací dusičnanů 82,6 mg NO₃/L. Naproti tomu průměr všech směrodatných odchylek vypočtených pro jednotlivé elementární dvojice hodnot z paralelních lyzimetrů v jediném termínu na jediné parcele (směrodatná odchylka se v takovém případě počítá se jako absolutní hodnota rozdílu obou hodnot dělená odmocninou ze dvou) je o něco nižší než analogická hodnota vypočtená z analýzy rozptylu. Pro data použitá v tab. 9 a 10 vychází takto průměrná směrodatná odchylka 1,84 mm pro průsaky a 18,8 mg NO₃/L pro koncentrace dusičnanů. Je nutno podotknout, že cenzurovaný soubor průsaků pravděpodobně nevyhovuje předpokladům o normálním rozdělení odchylek způsobených jednotlivými faktory (Weber, 1972, s. 235), jak naznačují některé provedené testy (zde neukázané).

Koncentrace dusičnanů ve vodě odsáté ze sukčnicích kelímků nejsou vždy k dispozici v týchž termínech jako průsaky z lyzimetrů a koncentrace dusičnanů ve vodě z lyzimetrů. Fyzické termíny vzorkování vody z obou druhů přístrojů nebyly vždy shodné, průsak z lyzimetrů někdy nenastal nebo se naopak nepodařilo odebrat vodu ze sukčnicího kelímku (půda byla příliš suchá nebo se podtlak v kelímku pro netěsnost neudržel). Hlavní příčinou nekonzistencí mezi daty z lyzimetrů a daty z kelímků však bylo jejich rozdílné umístění na pokusné ploše a režim jejich provozu. Zatímco lyzimetry byly po

vybudování ponechány v provozu stále na tomtéž místě, i když tam pak byly pěstovány jiné plodiny než brambory, a oba paralelní lyzimetry byly vždy blízko sebe (aby svodné potrubí od nich dosáhlo do téže sběrné šachty), byly sukční kelímky na každé dílčí ploše v provozu pouze přes zimu před sezónou brambor, během vlastní sezóny a přes zimu po ní, ne však už během následujících let. Během jarních a podzimních prací souvisejících se sázením a sklizní brambor přitom musely být kelímky vždy na nějakou dobu odstraněny a pak znovu instalovány. Jeden ze dvou (v sezóně 2004 dva ze čtyř) paralelních kelímků na téže variantě byly instalovány nedaleko od lyzimetrů (méně než cca 10 m), zatím druhý (v sezóně 2004 druhé dva) byl(y) umístěn(y) na opačném konce podlouhlé parcely téže varianty, ve vzdálenosti cca 60 m od prvního kelímku (v sezóně 2004 od prvního dvou) a cca 70 m od lyzimetrů.



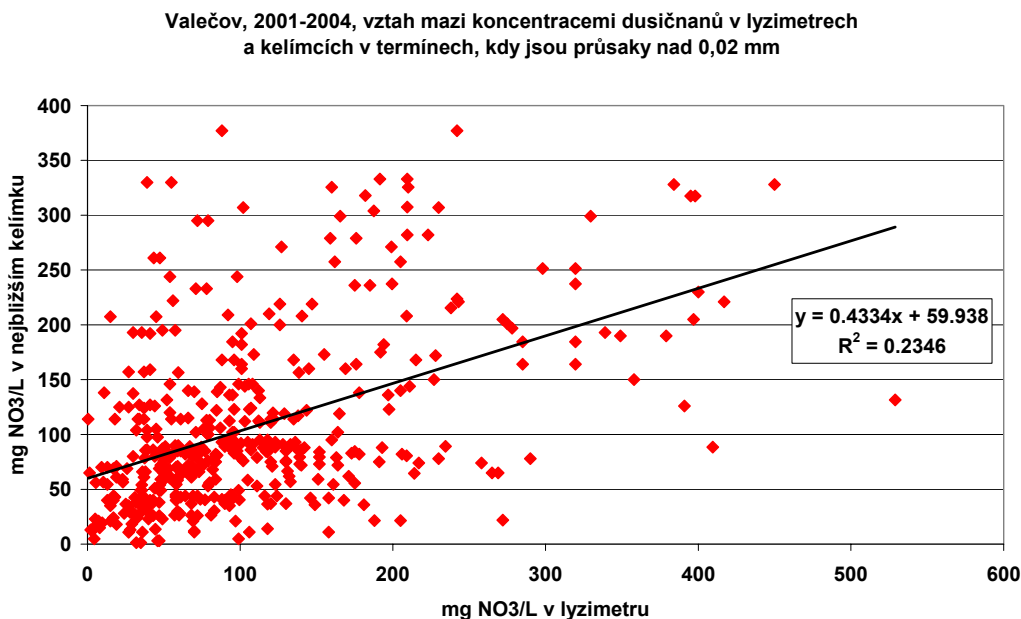
Obr. 18: Empirické a teoretické (lognormální) rozdělení koncentrací dusičnanů ve vodě ze sukčních kelímků

Empirické rozdělení koncentrací dusičnanů ve vodě ze sukčních kelímků je znázorněno na obr. 18. Chová se ve vztahu k teoretickému lognormálnímu rozdělení velmi podobně jako rozdělení koncentrací dusičnanů ve vodě z lyzimetrů (viz obr. 14), tzn. že je poněkud špičatější a poněkud posunutá doprava. Při srovnání empirických rozdělení obou druhů koncentrací konstatujeme, že koncentrace ve vodě z kelímků mají vyšší průměr (112,4 mg NO₃/L oproti 93,4 mg NO₃/L ve vodě z lyzimetrů) a nižší směrodatnou odchylku (76,1 mg NO₃/L oproti 82,6 mg NO₃/L ve vodě z lyzimetrů). Statistický t-test (Weber, 1972, s. 189–191) potvrzuje významnost rozdílu obou průměrů a obdobně F-test (Weber, 1972, s. 200–201) potvrzuje významnost rozdílu obou směrodatných odchylek (podrobnosti zde nejsou ukázány). Oba testy byly pochopitelně provedeny na souborech logaritmu koncentrací, aby bylo zajištěno přibližné normální rozdělení testovaných souborů.

Srovnání paralelních koncentrací dusičnanů ve vodě ze sukčních kelímků umístěných pod hrůbky a brázdami během sezóny brambor 2004 ukazují, že kelímky pod brázdami mají sice o něco nižší průměr (94,6 mg NO₃/L oproti 103,2 mg NO₃/L pod hrůbkou) i směrodatnou odchylku (76,2 mg NO₃/L oproti 85,2 mg NO₃/L pod hrůbkou), ale statistický t-test a F-test provedené na souborech logaritmu koncentrací ukazují, že tyto rozdíly jsou nevýznamné na hladině $\alpha = 0,05$ (detaily zde nejsou ukázány).

Regrese a grafické srovnání s koncentracemi průsakové vody z lyzimetrů a s objemy průsaků byly provedeny pouze pro koncentrace z kelímků bližších k lyzimetrům (tedy zhruba z poloviny všech

kelímků), a to pro koncentrace buď zjištěné přímo v termínech, kdy byl v lyzimetrech nenulový průsak (vyšší než 0,02 mm) nebo odvozené jako průměr koncentrací zjištěných v tomtéž kelímku krátce před termínem průsaku a krátce po něm. V sezóně brambor roku 2004 (od 3/6/2004 do 23/9/2004) byly takto použity aritmetické průměry koncentrací z obou kelímků bližších k lyzimetrům. Výsledek je znázorněn na obr. 19 a 20, ze kterých vyplývá, že řídce se vyskytující velmi vysoké koncentrace (až kolem 500 mg NO₃/L) v lyzimetrech jsou doprovázeny spíše nižšími koncentracemi v kelímcích (kolem 100 – 200 mg NO₃/L), zatímco po většinu času, kdy se koncentrace v lyzimetrech pohybují v oblasti středních a nižších hodnot, jsou paralelní koncentrace v kelímcích spíše o něco vyšší. To je v soulase s výše uvedenými hodnotami průměrů a směrodatných odchylek obou typů koncentrací. Obr. 20, sestrojený s použitím všech hodnot průsaků nad 0,02 mm, včetně hodnot cenzurovaných shora, potvrzuje, že negativní korelace mezi objemy průsaku a koncentracemi dusičnanů v kelímcích je velmi slabá, přece však je o něco těsnější než v analogickém případě koncentrací z lyzimetrů. To lze pracovně vysvětlit tak, že „zředovací efekt“ vysokých průsaků u kelímků převažuje nad výše popsaným „vyplavovacím efektem“; vysoké obsahy dusičnanů v ornici jsou zřejmě rychlým průsakem v makropórech (tedy preferenčním prouděním) vynášeny hlavně do lyzimetrů a do podzemních a drenážních vod, zatímco póry půdní matrice, z nichž převážně je odsávána voda do kelímků, zůstávají do značné míry nedotčeny touto rychlou první vlnou průsaku a jsou postupně proplavovány až následujícími, méně koncentrovanými vlnami. Některé níže analyzované epizody naznačují, že preferenční proudění častěji přivádí ke kelímkům čistší průsakovou vodu, a je tak agentem „zředovacího efektu“. Zda a proč se rychlé preferenční proudění v tomto směru osvědčuje hlavně při přivádění čistší vody ke kelímkům a nikoli také při přivodu vody silněji znečištěné (tj. při realizaci „vyplavovacího efektu“), zatím nevíme.

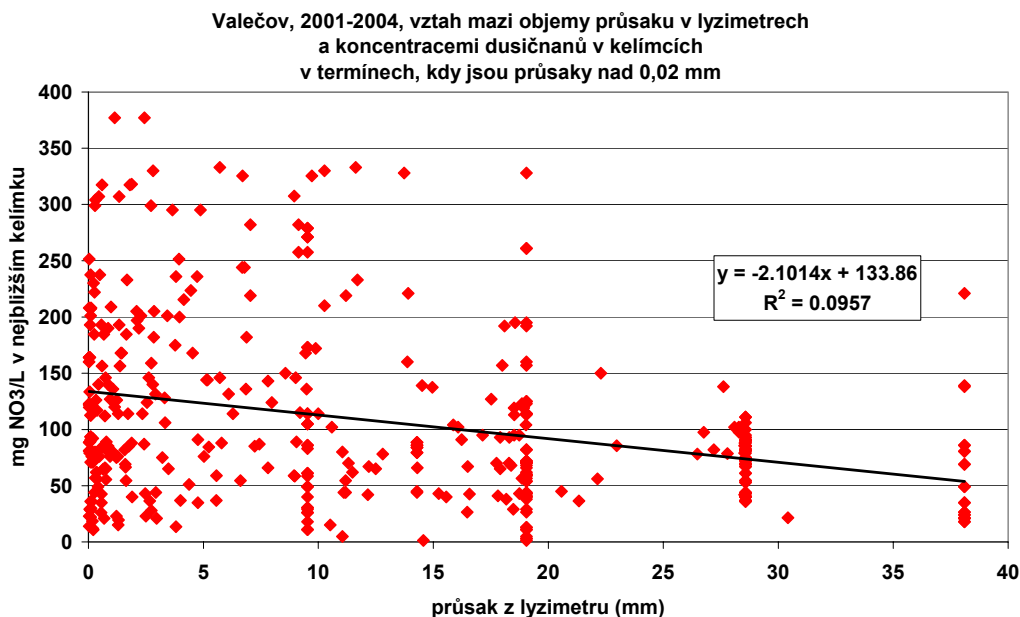


Obr. 19: Srovnání a regrese mezi koncentracemi dusičnanů v lyzimetrech a jim blízkých kelímcích (pouze v termínech průsaků v lyzimetrech nad 0,02 mm)

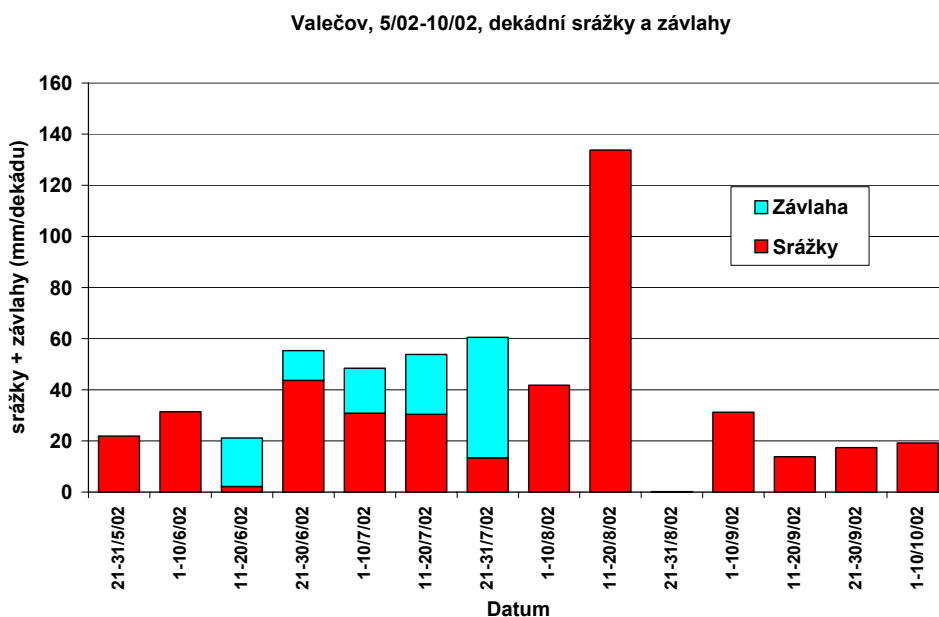
Rozbor vybraných epizod

Když jsme takto zmapovali základní vlastnosti celých souborů, můžeme přistoupit k rozboru jednotlivých průsakových epizod a doprovodných měření koncentrací dusičnanů v lyzimetrech i v kelímcích. Úspěšnost simulačního modelu preferenčního proudění půdní vody a transportu dusičnanů se bude měřit mimo jiné i tím, jak výstižně dokáže reprodukovat jednotlivé epizody. Je ovšem nutno předeslat, že během pětiletého výzkumu bylo naměřeno velké množství dat skládajících desítky a stovky lépe či hůře rozpoznatelných a interpretovatelných epizod. Jejich systematické

vyhodnocení dosud stojí před námi a bude muset zahrnout též kritický rozbor možných chyb měření a na to navazující individuální opravy jednotlivých artefaktů.



Obr. 20: Vztah mezi objemy průsaku v lyzimetrech a koncentracemi dusičnanů v jim blízkých kelímcích (pouze v termínech průsaků v lyzimetrech nad 0,02 mm)

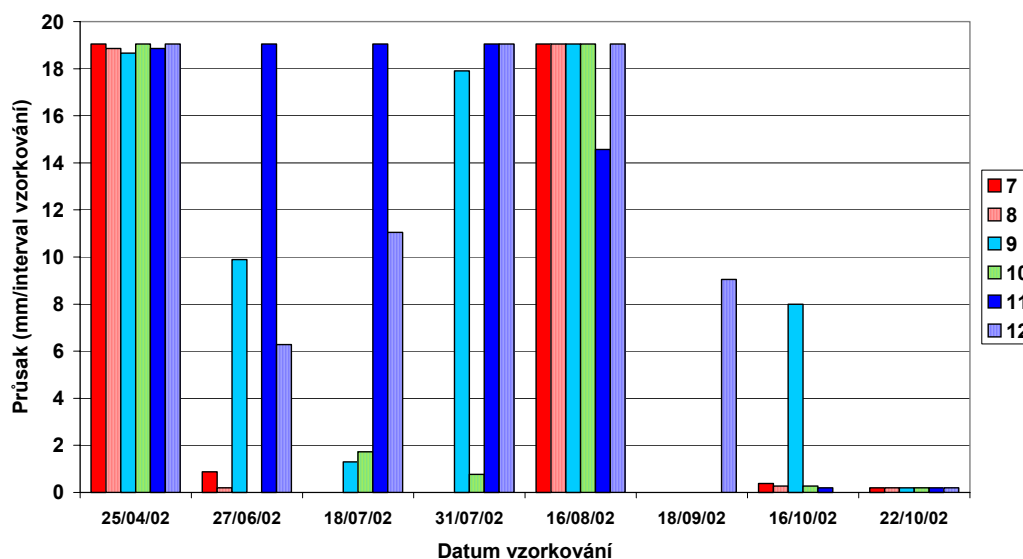


Obr. 21 Dekádní srážky a závlahy ve Valečově v létě 2002 (obě zavlažované varianty obdržely stejné dávky)

Zde se pokusíme analyzovat dílčí měření ve dvou typických obdobích. Prvním je léto 2002 (od června do září) na ploše B, kdy po suchém období přišly počátkem srpna velmi vydatné srážky (které mj. způsobily na mnoha místech katastrofální povodně). Druhým případem je období od prosince 2003 do července 2004, kdy lze mj. porovnat účinek zimních a letních průsakových epizod.

Situace v létě 2002 na ploše B je charakterizována na obr. 21, 22, 23 a 24. Pokus měl tehdy 3 varianty, z nichž varianta I (s lyzimetry 7 a 8 a kelímky 7 a 10) byla bez závlahy, zatímco varianty II (s lyzimetry 9 a 10 a kelímky 8 a 11) a III (s lyzimetry 11 a 12 a kelímky 9 a 12) byly pod kapkovou závlahou. V grafech průsaků (obr. 22) a koncentrací (obr. 23 a 24) jsou údaje o zavlažovaných variantách označeny modrými barevnými odstíny, zatímco informace o nezavlažované variantě jsou vyznačeny červeně. Půda byla po zimě 2001–2 značně vlhká. Během předjaří a jara 2002 bylo proto pozorováno několik vydatných průsakových epizod. Většina hodnot průsaků z tohoto období je cenzurována. Poslední jarní epizoda tohoto typu, podpořená vydatnými srážkami v předchozí dekádě, byla pozorována v termínu vzorkování 25/4/2002. Tehdy ještě nastal vydatný průsak i z nezavlažované varianty I. Při následujících průsakových epizodách, pozorovaných v termínech vzorkování 27/6, 18/7 a 31/7/2002, už odtékala voda převážně jen ze zavlažovaných variant, zejména z varianty III. Za zmínku stojí, že varianty II a III byly zavlažovány stejnými dávkami a ve stejných termínech, takže jejich rozdílné chování jde na vrub proměnlivosti vlastností půdy, včetně vlivu preferenčního proudění. Malé objemy průsaku na nezavlažované variantě, pozorované 27/6/02, umožnily nicméně vzorkovat koncentrace dusičnanů i z této varianty. Poslední, až příliš vydatné závlahové dávky byly dodány na samém rozhraní července a srpna 2002 (konkrétně dávka 21,2 mm byla aplikována dne 29/7/2002 a hned nato ještě 25,9 mm dne 30/7/2002). Vzápětí nato spadlo ve dnech 1–4/8/2002 celkem 34 mm srážek. Další velmi vydatné přívalové deště o celkovém úhrnu 133,2 mm spadly ve dnech 11–13/8/2002. V jejich důsledku došlo k vydatnému průsaku ze všech šesti lyzimetrů (u pěti z nich byla hodnota cenzurována). Po odečtení vody z těchto dešťů (povrchovým i hypodermickým odtokem, průsakem a drenáží) byl další významný průsak pozorován v září a říjnu už jen na dvou lyzimetrech na zavlažovaných variantách), zatímco zbývající lyzimetry poskytly v říjnu (tedy po sklizni brambor) jen velmi malé objemy průsaku.

Valečov, plocha B, lyzimetry, průsaky v létě 2002

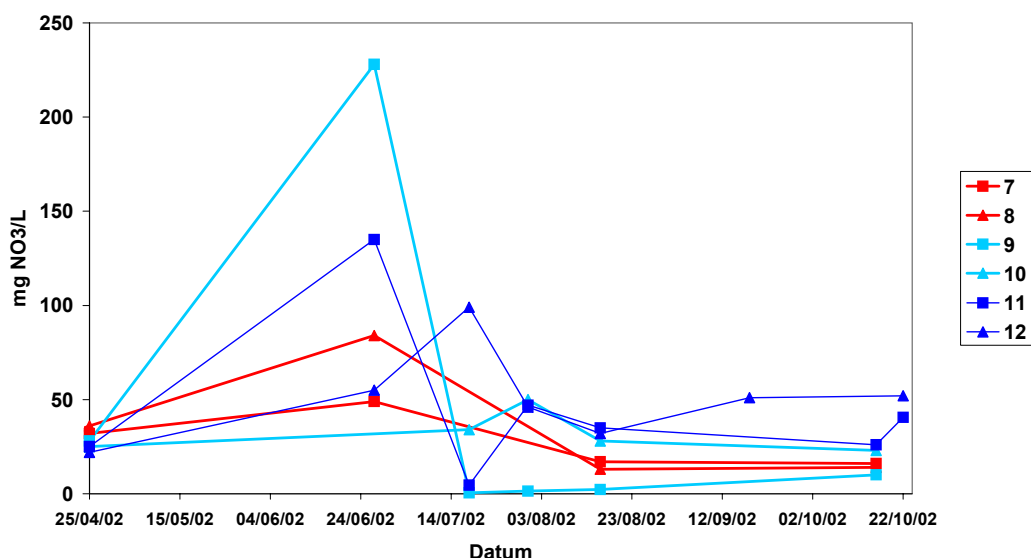


Obr. 22: Sloupcový graf lyzimetrických průsakových epizod, Valečov, plocha B, léto 2002

Koncentrace dusičnanů v průsakové vodě byly po četných jarních průsakových epizodách nízké (při vzorkování 25/4/2002 se pohybovaly od 22 do 36 mg NO₃/L). Během května a června došlo vlivem mineralizace organické hmoty půdy a vlivem organických i minerálních hnojiv (působící mechanismy zde podrobně nerozebíráme) ke značnému nárůstu obsahu dusičnanů v půdě, zejména v ornici. Rychlosti těchto procesů odpovídá i rychlý vzrůst variability koncentrací dusičnanů v jednotlivých lyzimetrech (při vzorkování 27/6/2002 se pohybovaly od 49 do 226 mg NO₃/L). „Vyplavovací efekt“ se projevil zejména u lyzimetrů č. 9 (var. II) a 11 (var. III). Při následujícím vzorkování dne 18/7/2002 se u lyzimetrů 9 a 11 už projevil „zředňovací efekt“ (bezprostředně dostupné dusičnany byly už z půdy vyplaveny), takže příslušné koncentrace dusičnanů v průsakové vodě se dostaly prakticky na úroveň

detekčního prahu. Naproti tomu druhé dva lyzimytry na zavlažovaných variantách (10 a 12) reagovaly opožděně. U lyzimetru 12 byl pozorován jakýsi slabší „vyplavovací efekt“ až při vzorkování 18/7/2002 a u lyzimetru 10, ze kterého v této době vytékalo jen málo vody, se „vyplavovací efekt“ neprojevil vůbec. Lyzimetr 9 zůstal na úrovni „zředovacího efektu“ (tedy velmi nízkých koncentrací) zřejmě až do konce sezóny, což svědčí o pokračujícím zkratovém (preferenčním proudění), zatímco koncentrace vody ze zbývajících lyzimetřů na zavlažovaných variantách (č. 10, 11 a 12) se při vzorkování 31/7/2001 vrátila k jakémusi „normálu“ (46–50 mg NO₃/L). Vzorkování 16/8/2002 po extrémních deštích ukázalo na pravděpodobný „zředovací efekt“ bez předchozího „vyplavovacího efektu“ u lyzimetřů na nezavlažovaných variantách. U ostatních lyzimetřů (č. 10, 11 a 12) byly dne 16/8 zjištěny poměrně nízké koncentrace, nikoli však extrémně nízké. „Zředovací efekt“ extrémních srpnových deštů tedy nebyl příliš silný, zejména asi proto, že už při předchozím vzorkování 31/7 byly koncentrace poměrně nízké, a byla tedy nízká srovnávací základna. Tyto nízké koncentrace dusičnanů v průsakové vodě se udržely až do sklizně brambor (2–3/10/2002) a v počáteční fázi podzimu pak začaly postupně narůstat (u lyzimetřů 11 a 12 na var. III) díky pokračující mineralizaci půdní organické hmoty a absenci odběru dusíku bramborami.

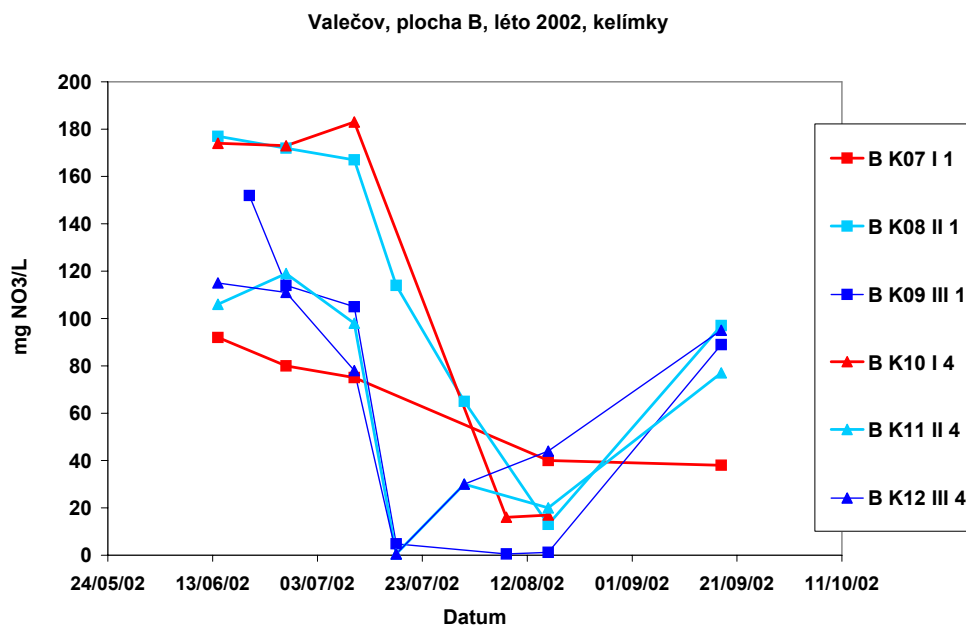
Valečov, plocha B, lyzimytry, koncentrace NO₃ v létě 2002



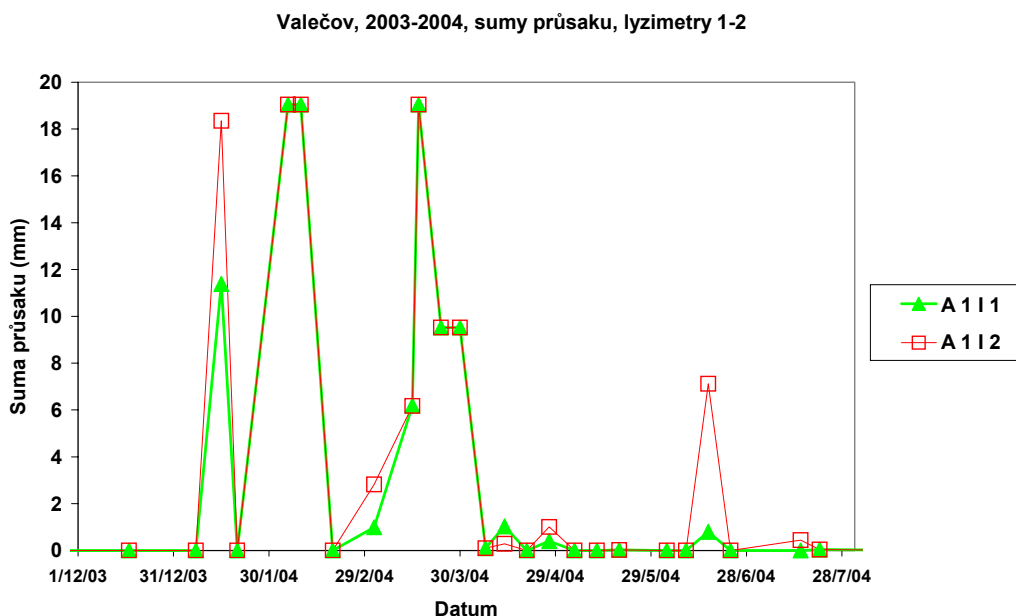
Obr. 23: Průběh koncentrací dusičnanů v průsakové vodě z lyzimetřů, Valečov, plocha B, léto 2002

V kelímčích se první vzorkování konalo až 13/6/2002. Tehdy, a poté ještě 27/6 a 10/7, byly koncentrace dusičnanů v půdním roztoku značně vysoké a mezi paralelními kelímky těchž variant značně rozkolísané, což je ve shodě s trendy koncentrací průsakových vod v lyzimetrech při vzorkování 27/6/2002. Prudký pokles koncentrací byl indikován na zavlažovaných variantách (zejména v kelímčích 9 a 12 na variantě III a v kelímku 11 na variantě II) dne 18/7/2002, kdy se takto projevil „zředovací efekt“ kombinovaného působení srážkové a závlahové vody (totéž bylo pozorováno i v lyzimetrech). „Zředovací efekt“ zřejmě spočíval v rychlém preferenčním přivedení srážkové a závlahové vody ke kelímkům. Vzorky z kelímků na nezavlažované variantě se tehdy nepodařilo odebrat (půda byla zřejmě příliš suchá). Zato vydatné deště z počátku srpna umožnily provést odběr alespoň z kelímku 10 na nezavlažované variantě. Z faktu, že koncentrace v kelímku 10 byla při tomto odběru velmi nízká (16 mg NO₃/L), můžeme usuzovat i zde na vliv preferenčního proudění, které rychle zavedlo málo koncentrovanou srážkovou vodu do blízkosti kelímku. Extrémní srážky z 11–13/8/2002 způsobily snížení koncentrace dusičnanů ve všech kelímčích při vzorkování 16/8/2002. „Zředovací efekt“ zde pravděpodobně probíhal jak v makropórech, tak v matici (o pokračujícím vlivu makropórů svědčí zejména velmi nízká koncentrace v kelímku 9). Výjimkou je kelímek 12 na variantě III, v jehož okolí se matrice už zotavovala z předchozího „zředovacího efektu“. V následujícím

období je pozorován nárůst koncentrací dusičnanů v kelímcích na zavlažovaných variantách (pravděpodobně v důsledku pomalého sestupného pohybu dusičnanů z ornice skrze půdní matici), zatímco na nezavlažované variantě vykazují kelímek 7 další mírný pokles koncentrací. Druhý kelímek na této variantě (č. 12) se bohužel už poté nepodařilo vzorkovat, takže nemáme potvrzení, zda trend poklesu koncentrací na nezavlažované variantě je systematický (spíše asi není).



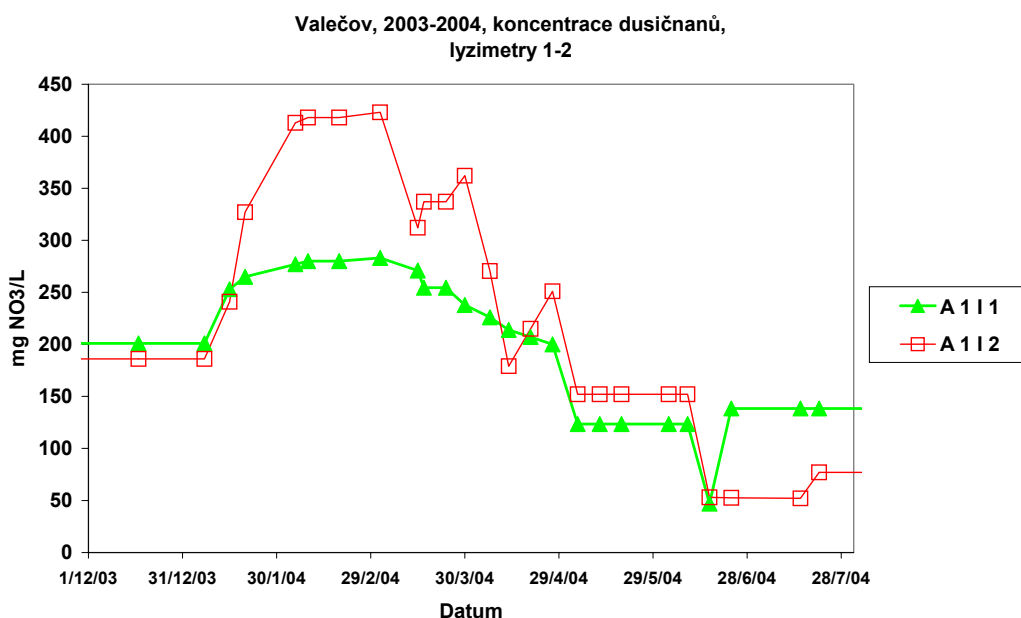
Obr. 24: Průběh koncentrací dusičnanů ve vodě ze sukčních kelímků, Valečov, plocha B, léto 2002



Obr. 25: Valečov, prosinec 2003 - červenec 2004, průsaky z lyzimetrů, plocha A, varianta I, lyzimetry 1 a 2

Situace ve druhém období, od prosince 2003 do července 2004, je znázorněna na obr. 25–30 a týká se všech pokusných ploch (A až D). Obrázková dokumentace by ovšem mohla být mnohem rozsáhlejší. Zvláštností grafů koncentrací dusičnanů v průsakové vodě (obr. 26, 28 a 30) je způsob interpolace

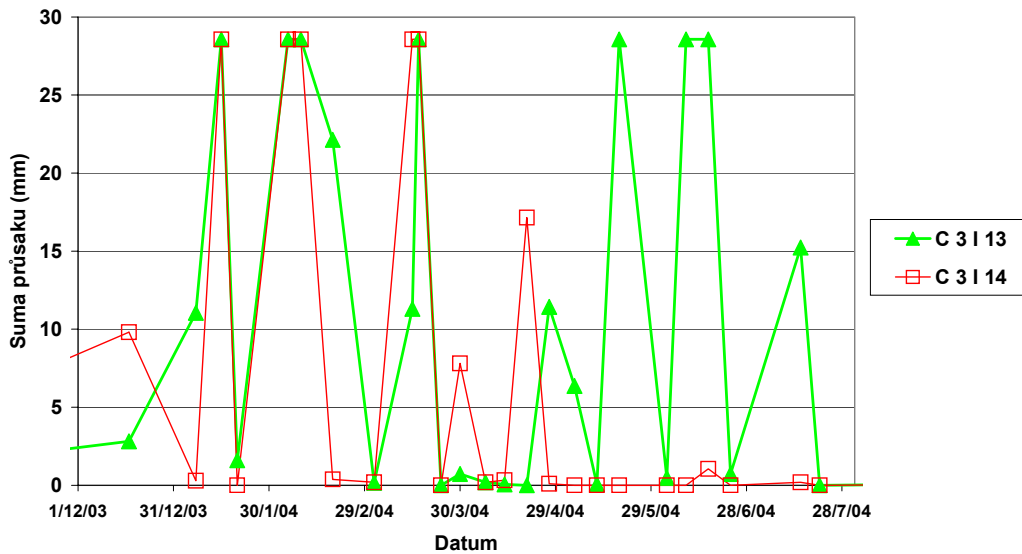
koncentrací mezi jednotlivými termíny vzorkování, jejímž účelem bylo popsat vývoj koncentrací průsakových vod pokud možno spojitě, a to i v termínech, kdy nedošlo k průsaku nebo vzorek vody nebyl odebrán. Princip interpolace spočíval v přiřazení průměru koncentrací z nejbližší předchozího a nejbližší následujícího zdařilého vzorkování průsakových vod všem mezilehlým termínům, během nichž se tak na grafu vytvořilo vodorovné plató. Takové plató ovšem ve skutečnosti nemusí existovat. Příkladem je úsek grafu pro lyzimetry 1 a 2 na obr. 26 mezi 5/5/2004 a 9/6/2004.



Obr. 26: Valečov, prosinec 2003 - červenec 2004, koncentrace dusičnanů v průsakové vodě z lyzimetrů v termínech vzorkování (hodnoty v termínech bez průsaku jsou interpolované), plocha A, varianta I, lyzimetry 1 a 2

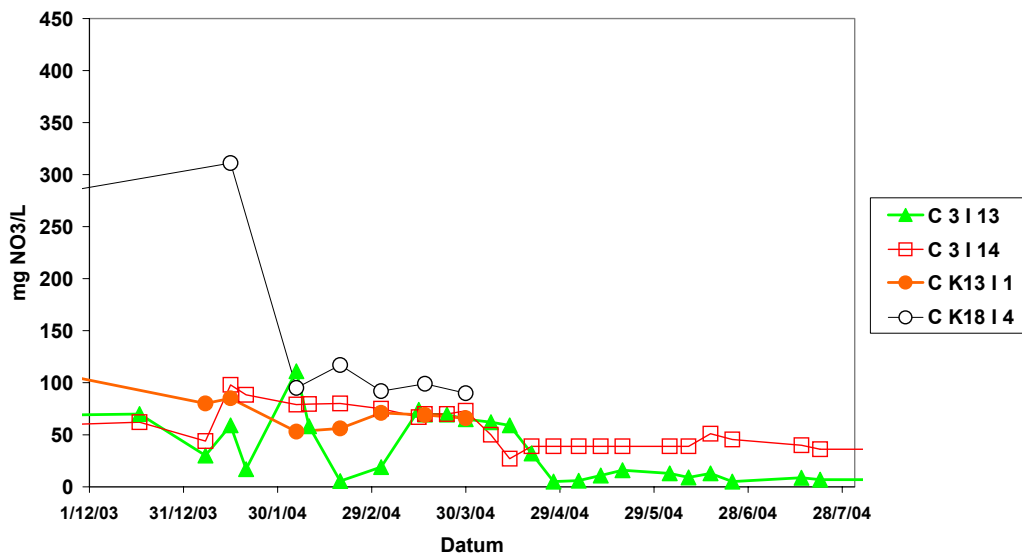
V roce 2003 byly brambory pěstovány na ploše C, v roce 2004 na ploše D. Na ploše A byla v roce 2003 pěstována kukuřice na siláž, na ploše B ozimá pšenice a na ploše D jarní ječmen. V roce 2004 byl na plochách A a B jarní ječmen a na ploše C ozimá pšenice. Léto a podzim 2003 byly extrémně suché. Během celého podzimu mezi 27/8/ a 17/12/2003 nebyly pozorovány žádné odtoky z lyzimetrů a až do 12/11/2003 také nebylo možno odebrat prakticky žádné vzorky vody ze sukčních kelímků. K vydatným průsakům, které bylo nutno cenzurovat, došlo až v lednu 2004. Na ploše D, kde byly lyzimetry čerstvě osazené (byly zprovozněny 27/8/2003), došlo k vydatným průsakům až v únoru 2004. Poté následovala série vydatných průsakových epizod v důsledku tání sněhu. Tyto epizody byly vzorkovány v několika termínech mezi 15/1 a 17/3/2004. Vydatné srážky nastaly na jaře až ve dnech 23–25/3 (celkem 36,4 mm) a vyvolaly další průsakovou epizodu, vzorkovanou 30/3/2004. Další průsakové epizody se vyskytly už jen v některých lyzimetrech a byly vyvolány pouze dešťovými srážkami a jimi vyvolaným sestupným pohybem vody v půdě. Kapková závlaha začala přispívat k hydrologické bilanci půdního profilu na variantách II, III a IV plochy D až od 31/5/2004. Nejvíce vydatných průsakových epizod během sezóny 2004 kupodivu vykázal lyzimetr 8 na nezavlažované ploše B pod jarním ječmenem (graf zde není ukázán). Pro to nemáme žádné jednoduché vysvětlení. Snad se vlivem mechanizovaného zpracování půdy v předchozích letech (2002–2003) vytvořily v bloku nad lyzimetrem nové makropóry (tahové a smykové trhliny), které se na jaře 2004 mimořádně aktivovaly a umožnily rychlý preferenční průsak. Nasvědčoval by tomu opakovaný průsak značně zakalené vody z tohoto lyzimetry (např. v listopadu 2002, v červnu 2003 a v dubnu a červnu 2004), i když zakalená voda byla občas pozorována i u jiných lyzimetrů. Takto mechanicky vytvořené makropóry jsou ovšem artefaktem, který systematicky nadhodnocuje preferenční průsak.

Valečov, 2003-2004, sumy průsaku, lyzimetry 13-14



Obr. 27: Valečov, prosinec 2003 - červenec 2004, průsaky z lyzimetrů, plocha C, varianta I, lyzimetry 13 a 14

Valečov, 2003-2004, koncentrace dusičnanů, lyzimetry 13-14 a kelímky 13 a 18



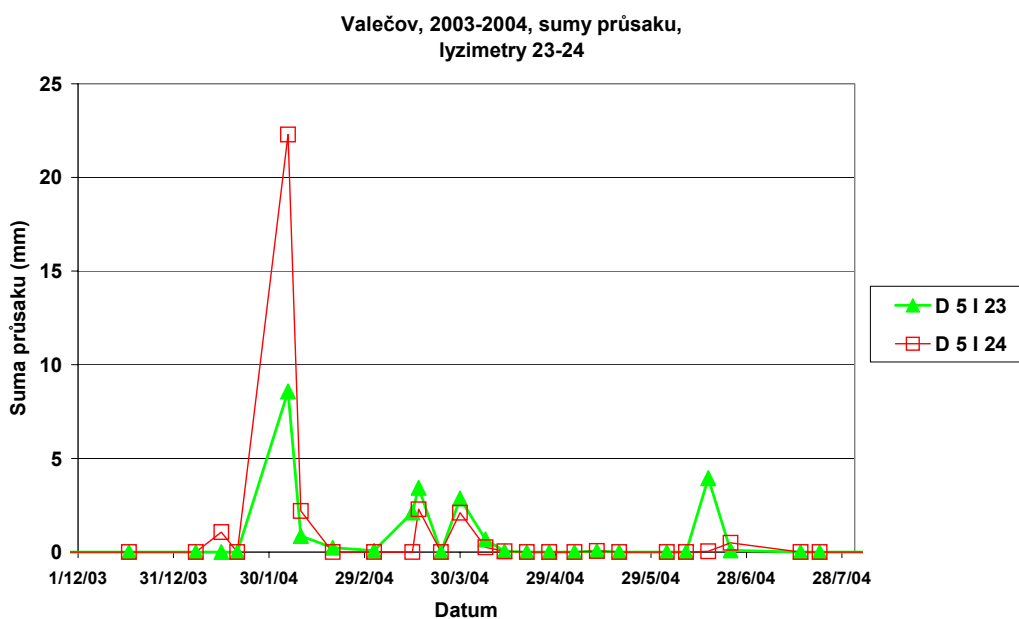
Obr. 28: Valečov, prosinec 2003 - červenec 2004, koncentrace dusičnanů v průsakové vodě z lyzimetrů v termínech vzorkování (hodnoty v termínech bez průsaku jsou interpolované) a ve vodě ze sukčních kelímků, plocha C, varianta I, lyzimetry 13 a 14 a kelímky 13 (bližší) a 18 (vzdálenější)

Při pohledu na grafy koncentrací dusičnanů v průsakové vodě (k nimž jsou pro plochu C a D přikresleny i grafy koncentrací dusičnanů v sukčních kelímčích) se nyní pokusme identifikovat typické jevy. Na obr. 26 pro plochu A je vidět, že lyzimetr 2 se chová dynamičtěji než lyzimetr 1. V předjaří vykazuje vysoké koncentrace dusičnanů („vyplavovací efekt“). Poté při některých průsakových epizodách dochází k výraznému, ale jen dočasnému poklesu koncentrací (konkrétně v termínech

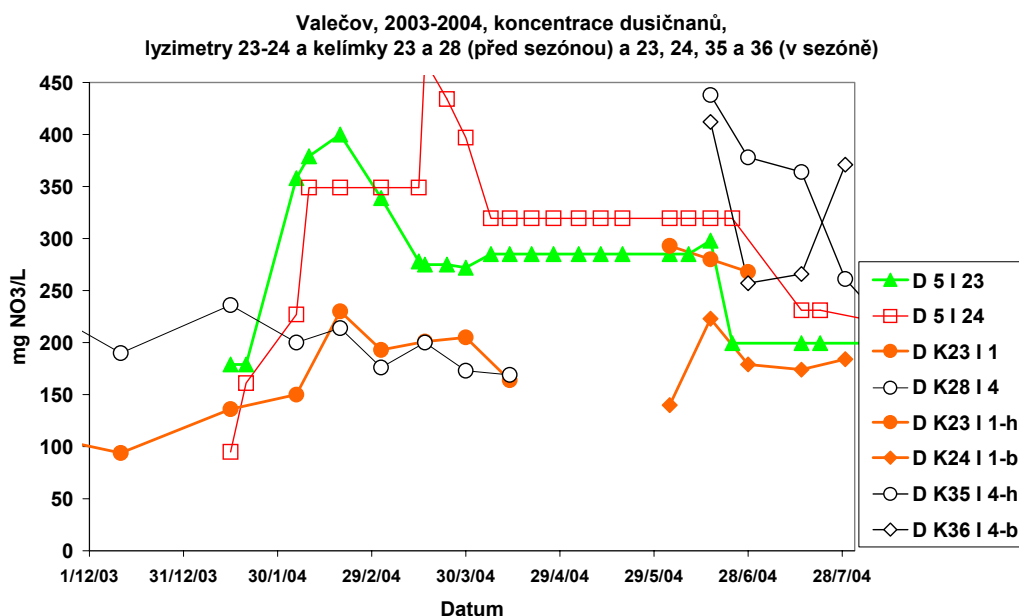
vzorkování 15/3 (z tání sněhu), 13/4 (po poměrně málo vydatných srážkách 9,2 mm dne 11/4 a jimi vyvolaném průsaku o malém objemu) a 16/6 (poté, kdy ve dnech 9–11/6 spadlo 37,8 mm srážek). Epizoda vzorkovaná 16/6 ovšem vyvolala „zřed'ovací efekt“ i v lyzimetru č. 1.

Na obr. 28 (pro plochu C) musíme nejprve konstatovat, že koncentrace dusičnanů jsou zde mnohem nižší než na obr. 26. To může být způsobeno různými procesy dusíkového cyklu, do jejichž rozboru se nebudeme pouštět. Z důvodu zachování jednotného měřítka jsou proto grafy na obr. 28 ploché a hůře analyzovatelné. Přesto je vidět, že už při epizodě tání sněhu vzorkované 15/1/2004 vykazují oba lyzimetry „vyplavovací efekt“, spočívající v nárůstu koncentrací dusičnanů. Následný pokles koncentrace v lyzimetru 13 dne 20/1/2004 lze jen těžko nazvat „zřed'ovacím efektem“, protože objem průsaku byl toho den velmi malý. Mohlo jít o artefakt (např. o kondenzované vodní páry ve sběrném systému lyzimetru). Při další vydatné průsakové epizodě 5/2/2004 nastává v lyzimetru 13 znovu „vyplavovací efekt“, následovaný ve dnech 9/2 a 19/2 „zřed'ovacím efektem“. V tomtéž lyzimetru je pozorovatelný ještě jeden „zřed'ovací efekt“, vzorkovaný 27/4/2004. Po něm už koncentrace v lyzimetru 13 zůstaly trvale velmi nízké. Připomeňme, že podobný jev, snad vyvolaný stabilizací preferenčního proudění, jsme pozorovali také u lyzimetru 9 v létě roku 2002. V lyzimetru 13, který se takto stal trvale velmi vodivým, pak během první poloviny léta 2004 došlo ještě k několika výrazným průsakovým epizodám, vzorkovaným ve dnech 19/5, 9/6, 16/6 a 15/7/2004 (viz obr. 27). Epizoda 19/5 neměla žádnou bezprostřední srážkovou příčinu (šlo tedy o důsledek postupného vývoje retence a pohybu vody v půdě). U zbývajících tří epizod je příčina jednoznačnější. Ve dnech 2–5/6 spadlo 40,4 mm srážek, 9–12/6 41,8 mm a 8–12/7 32,3 mm. Dodejme jen, že alternativním vysvětlením chování velmi „vydatných“ lyzimetrů, jakými byly v roce 2004 lyzimetry 8 a 13, může být i místní geohydraulická situace. Je možné, že v okolí lyzimetru je méně propustné podloží půdy uspořádáno tak, že proudnice dočasné podzemní vody v makropórech se zde sbíhají a dochází k častějšímu místnímu zdvihu hladiny této podzemní vody nad úroveň lyzimetru. Podobné procesy mohou být jistě podpořeny i stavebními zásahy (drenáží, instalací lyzimetru). Grafy koncentrací dusičnanů v sukčních kelímcích na obr. 28 ukazují, že koncentrace půdní vody jsou obdobné jako jarní koncentrace v lyzimetrických vodách, s výjimkou případů „zřed'ovacího efektu“. Pouze první koncentrace v kelímku 18 (vzdálenějším od lyzimetrů) dne 15/1/2004 je velmi vysoká. Není dostatek důvodů mluvit v tomto případě o (asi vzácném) „vyplavovacím efektu“ do kelímku. Spíše se jednalo o vzorek odsátý z ještě poměrně suché půdní matrice, kde vysoká koncentrace dusičnanů zůstala od podzimu. Jde tedy spíše o důsledek absence „zřed'ovacího efektu“.

Obr. 29 a 30 znázorňují situaci na ploše D. Lyzimetry 23 a 24, jejichž výsledky jsou zde zobrazeny, vynikají velmi nízkými průsaky a velmi vysokými koncentracemi dusičnanů. V roce 2004 zde byl veden pokus s bramborami, a to nezavlažovaná varianta I. Po jarních průsacích z tání sněhu se zde výrazněji uplatnily jen dvě další průsakové epizody, vzorkované 30/3 a 16/6/2004, vyvolané předchozími vysokými srážkami. Slabý průsak v lyzimetru 24 byl ještě vzorkován dne 23/6/2004. Žádná epizoda nevyvolala tak vysoké průsaky, aby musely být cenzurovány. Při průsakové epizodě dne 17/3/2004 došlo pravděpodobně v lyzimetru 23 ke „zřed'ovacímu efektu“. „Vyplavovací efekt“ mohl nastat v obou lyzimetrech už předtím, počínaje průsakovou epizodou z 5/2/2004. Ve zbývajících částech sledovaného období jsou informace o koncentraci dusičnanů v průsakové vodě velmi kusé (většinou se žádná průsaková voda nevyskytovala) a grafy na obr. 30 jsou v této části jen artefaktem interpolační procedury, jak je vysvětleno výše. Poněkud bohatší informační obsah mají grafy koncentrací v sukčních kelímcích. Kelímky vykazují většinou konsistentní, poměrně vysoké koncentrace dusičnanů, ne však tak vysoké jako jsou jarní maxima v lyzimetrech, což podporuje hypotézu o „vyplavovacím efektu“ v lyzimetrech v únoru 2004. Náznaky vlivu „vyplavovacího efektu“ v předjaří 2004 vykazuje i kelímek K23. V létě 2004 byly pak na této variantě pokusu instalovány dokonce čtyři sukční kelímky. Kelímky na vzdálenějším konci pole (č. 35 a 36) vykazují vyšší koncentrace než kelímky poblíž lyzimetrů (č. 23 a 24). Koncentrace v kelímcích jsou v létě 2004 v průměru stejně vysoké jako koncentrace v lyzimetrech (zjištěné z ojedinělých a velmi malých průsakových epizod). Voda vytékající za těchto okolností z lyzimetrů je tedy asi spíše voda z půdní matrice, neovlivněná zkratovým (preferenčním) prouděním; to se za těchto podmínek prakticky nevyskytuje.



Obr. 29: Valečov, prosinec 2003 - červenec 2004, průsaky z lyzimetrů, plocha D, varianta I, lyzimetry 23 a 24



Obr. 30: Valečov, prosinec 2003 - červenec 2004, koncentrace dusičnanů v průsakové vodě z lyzimetrů v termínech vzorkování (hodnoty v termínech bez průsaku jsou interpolované) a ve vodě ze sukčnických kelímek, plocha D, varianta I, lyzimetry 23-24 a kelímky 23 a 28 (před sezónou) a 23, 24, 35 a 36 (v sezóně); kelímky 23 a 24 jsou blíže k lyzimetrům, h = pod hrůbkem, b = pod brázdou

Závěr

Statistické vyhodnocení průsaků vody v bezpodtlakových lyzimetrech, koncentrací dusičnanů v průsakové vodě a ve v půdní vodě odsáté sukčnické kelímky a souběžné zkusmé vyhodnocení

jednotlivých epizod ukazuje, že tímto způsobem lze dospět k řadě hypotéz, důležitých pro pochopení pohybu vody a vyplavování dusičnanů ze strukturních (tj. makropórovitých) orných půd. Doporučujeme, aby se tímto způsobem ve vyhodnocování výsledků z Valečova pokračovalo a máme v úmyslu touto cestou jít. Předpokládáme, že tak bude možno prověřit a upřesnit vyslovené hypotézy (např. o tzv. „vyplavovacím“ a „zřed'ovacím“ efektu). K tomu však bude rovněž zapotřebí srovnat výsledky měření se simulacemi provedenými pomocí modelu pohybu vody a transportu roztoků v půdách s dvojnou propustností (Vogel aj., 2000; Doležal aj., 2004b; Pavelková aj., 2004; Dohnal aj., 2005). Praktický význam této práce spatřujeme ve vytvoření podmínek pro to, aby výsledky pracného a drahého polního výzkumu mohly být plněji interpretovány a zobecněny exaktním způsobem za účelem omezení vyplavování dusičnanů a jiných polutantů z orných půd při udržení nebo i zvýšení ekonomické efektivity zemědělské výroby.

Poděkování

Výzkum, jehož výsledky jsou představeny v tomto článku, byl podporován projektem Grantové agentury České republiky č. 103/04/0663, projekty Národní agentury pro zemědělský výzkum č. QC 0067 a QC 0242, výzkumnými záměry Výzkumného ústavu meliorací a ochrany půdy Praha č. MZE-M07-99-01 a MZE0002704903, financovanými Ministerstvem zemědělství ČR, mezinárodním projektem QLK5-CT-2002-01799 „FertOrgaNic“ v 5. rámcovém programu výzkum a technologického rozvoje Evropské unie a projektem č. 12 (na české straně) a 39 (na slovenské straně) programu KONTAKT, financovaného ministerstvy školství ČR a SR. Autoři děkují společnostem VALKOM, NETAFIM CZECH, EMS, AMET a Ekotechnika a všem spolupracovníkům, kteří se podíleli na terénních pracích ve Valečově i na vyhodnocení dat.

Literatura:

- Council directive 91/676/EEC concerning the protection of waters against pollution caused by nitrates from agricultural sources. Official Journal of the European Communities No. L 374, 375, 31/12/1991, p.1.
- Doležal, F., Štekauerová, V., Zavadil, J., Vacek, J., Kuráž, V., Zemánek S., 2003a: Makropóry a půdní matrice při závlaze brambor a vyplavování dusičnanů z půdy. In: Konference s mezinárodní účastí Hydrologie půdy v malém povodí., Praha: Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, 15.10.2003. Sborník na CD. 19 s.
- Doležal, F., Štekauerová, V., Zavadil, J., Vacek, J., Kuráž, V., Zemánek, S., 2003b: Vlastnosti nenasycené zóny pseudoglejových půd na Českomoravské vysočině. In: 11th International Poster Day Transport of Water, Chemicals and Energy in the System Soil-Crop-Atmosphere. Bratislava: ÚH SAV, ÚGF SAV, 20.11.2003, s. 90–99.
- Doležal, F., Štekauerová, V., Johanvoský, Z., Zemánek, S., 2004a: Vyhodnocení vsakovacích pokusů na heterogenních kambizemích a pseudoglejích. In: Fyzika vody v půdě, 15. slovensko-česko-polský seminář, Zemplínska Šírava, 25.–27. mája 2004., 12 s..
- Doležal, F., Vogel, T., Císlarová, M., Dušek, J., Dohnal, M., Štekauerová, V., 2004b: Quantifying the joint effect of soil macropores and soil heterogeneity through the statistics of soil moisture heterogeneity and a model of dual permeability medium. Symposium on „Unsaturated Zone Modelling: Progress, Challenges and Applications“, Wageningen, October 3–5, 2004. Poster Abstracts, Frontis, Wageningen, p. 96. Also in: 12th International Poster Day „Transport of Water, Chemicals and Energy in the System Soil - Crop Canopy - Atmosphere“, Bratislava, 25.11.2004, Proceedings on CD, Institute of Hydrology SAS, Bratislava.
- Doležal, F., Vacek, J., Zavadil, J., 2005: Problems of potato growing and irrigation in highland regions of Czechia with regard to water resources protection. In: Integrated Land and Water Resources Management: Towards Sustainable Rural Development. ICID 21st European Regional Conference ICID, Frankfurt(Oder) and Słubice, Germany and Poland, 15–19 May 2005. Proceedings on CD, 12 p.
- Dohnal, M., Dušek, J., Vogel, T., Císlarová, M., Doležal, F., 2005: Inverse modelling of soil water dynamics in heterogeneous soil with macropores. Poster, presented at the European Geosciences Union General Assembly, Vienna, 2005.

- Dostál, J., Haberle, J., Klír, K., Kozlovská, L., Kvítek, T., Růžek, P., Kouda, J., 2003: Zásady správné zemědělské praxe zaměřené na ochranu vod před znečištěním dusičnany ze zemědělských zdrojů. Ministerstvo zemědělství ČR, Praha, 44 s.
- Eisenhart, C., 1951: Assumptions underlying the Analysis of Variance. *Biometrics* 3: 17–32. Cit dle Weberové (1972).
- Nařízení vlády č. 103/2003 Sb., o stanovení zranitelných oblastí a o používání a skladování hnojiv a statkových hnojiv, střídání plodin a provádění protierozních opatření v těchto oblastech (http://www.agronavigator.cz/nitrat/attachments/NV_103nove.pdf)
- Pavelková, H., Vogel, T., Doležal, F., 2004: Modelování sezónní dynamiky půdní vody v půdě s makropóry - testování citlivosti modelu. Poster, prezentovaný na 12. mezinárodním posterovém dni „Transport vody, chemikálií a energie v systému půda-rostlina-atmosféra“, Bratislava, 25.11.2004, Ústav hydrologie a Geofyzikální ústav SAV Bratislava (CD).
- Štekauerová, V., Doležal, F., Nagy, V., Stehlová, K., Mikulec, V., 2004: Využitie rôznych metód merania nasýtenej hydraulickéj vodivosti pôd na posúdenie jej nehomogenity v poľných podmienkach. In: Fyzika vody v pôde, 15. slovensko-česko-poľský seminár, Zemplínska Šírava, 25.–27. mája 2004, 9 s.
- Vacek, J., Doležal, F., Zavadil, J., 2004: Nitrate leaching in potato growing systems with various nitrogen and water management. Poster, presented at: Potato Association of America 88th Annual Meeting, Scottsbluff, Nebraska, USA, August 8–12, 2004, abstract available at <http://www.panhandle.unl.edu/paa/>. Also in: 12th International Poster Day „Transport of Water, Chemicals and Energy in the System Soil - Crop Canopy - Atmosphere“, Bratislava, 25.11.2004, Proceedings on CD, Institute of Hydrology SAS, Bratislava.
- Vogel, T., Gerke, H. H., Zhang, R., van Genuchten, M. Th., 2000: Modeling flow and transport in a two-dimensional dual-permeability system with spatially variable hydraulic properties, *Journal of Hydrology*, 238, 78–89.
- Zavadil, J., Doležal, F., Vacek, J., 2004: Vyplavování dusičnanů z půdy při pěstování brambor. *Soil and Water (Scientific Studies RISWC Praha)* 2004, 3: 163–178.
- Weber, E., 1972: *Grundriss der biologischen Statistik*. Gustav Fischer, Jena, 706 s.

Assessing soil water dynamics under pineapple field: application of 2D Richards' equation model

Jaromír Dušek, Michal Dohnal, Tomáš Vogel, Martin Šanda
ČVUT v Praze, Fakulta stavební, Thákurova 7, 166 29 Praha 6, dusek@mat.fsv.cvut.cz

Posouzení dynamiky půdní vody pod ananasovou monokulturou: aplikace modelu založeného na 2D Richardsově rovnici. Režim půdní vody nevyhnutelně ovlivňuje přenos látek v nenasyceném půdním profilu. Numerický model, založený na řešení Richardsovy rovnice pro pohyb vody a advektivně-disperzní rovnici pro transport ve vodě rozpuštěných látek, byl použit k detailnímu popisu chemicko-fyzikálních procesů v půdě. Hlavním předmětem studie je analýza proudění a transportu ve specifických pěstebních a půdních podmínkách tropické oblasti (Hawaii, USA). Pěstovanou plodinou je ananas (*Ananas comosus*); půdou oxisol. Ananas, ačkoliv na vodu nenáročná plodina, vyžaduje při komerčním pěstování optimalizaci vláhového režimu pomocí umělého zavlažování a je také chemicky ošetřován. V půdním profilu zájmové lokality byly zjištěny zvýšené koncentrace herbicidu. V prezentované studii je testován vliv atmosferické okrajové podmínky na distribuci chemické látky ve 2D výpočetní oblasti. Zvláštní pozornost je věnována kořenové zóně pod rostlinou. Vstupní údaje pro matematické modelování pohybu vody a chemického transportu vycházejí z měřených dat získaných jak v laboratoři tak v terénu.

Introduction

Mathematical flow and transport models are frequently used to predict movement of soil water and migration of chemicals in the subsurface. For such predictions, reliable soil-chemical database and adequate conceptual and numerical approaches are required. Moreover, mathematical models may be used for different spatial and temporal scales spanning several orders of magnitude.

In this study, a numerical model is used to evaluate soil water dynamics and chemical transport under field conditions at Del Monte Corporation agricultural farm (Oahu, Hawaii, USA). The model is based on solving Richards' equation for water flow and advection-dispersion equation for solute transport. Different boundary conditions obviously result in distinct water regime. This in turn significantly alters chemical transport in the soil profile. High pesticide residue found at Del Monte field stimulated this study which addresses the effect of the top boundary condition on the flow regime. In the parallel study of Ray et al., 2003, it was concluded that the bromacil concentration observed in the soil profile was not possible to simulate using "standard top boundary condition approach".

An irrigation method and spatial configuration was proved to have a significant impact on the fate of chemicals in the subsurface by several researchers. For instance, field leaching of herbicide and non-reactive tracer as influenced by different irrigation schemes was studied by Butters et al. (2000). In addition, chemical placement and varying irrigation rates are important and should be taken into consideration in the management of pesticides.

Areas growing pineapple in Oahu overlie potable water supply aquifers. Leaching of bromacil could have adverse impacts to groundwater resources. Bromacil is a systemic uracil herbicide that non-selectively inhibits plant photosynthesis. It may persist up to 6 months in normal agricultural soils. Several studies were conducted to evaluate the pesticide impact on soil-water system (Gavenda et al., 1996; Dušek et al., 2004).

Bromacil herbicide is currently used by most pineapple growers, including Del Monte, for weed control of land under pineapple cultivation. The Dole Company uses bromacil within its property. Some of the Del Monte fields were previously used for sugarcane cultivation prior to their lease acquisition by Del Monte. Ray et al. (2003) evaluated bromacil leaching under field conditions using 1D model hence completely disregarding two-dimensional patterns of irrigation and rainfall.

The aim of this study is to focus on the impact of top boundary condition on water dynamics and pesticide transport. Additional objective is to give evidence whether a specific configuration of the top boundary would lead to increased concentrations in the soil profile in comparison with original configuration.

Mathematical model

In this study, we used two-dimensional numerical model S2D DUAL (Vogel et al., 2000) based on Richards' equation. For variably-saturated water flow in porous media the following equation holds

$$C \frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \cdot (\mathbf{K} \nabla h) + \nabla \cdot (\mathbf{K} \nabla z) \quad (1)$$

where C is the specific capacity [L^{-1}], h is the pressure head [L], z is the vertical coordinate taken positive upward [L], \mathbf{K} is the hydraulic conductivity tensor [LT^{-1}], and t denotes time [T].

Richards' equation is numerically solved using Galerkin finite element method. The computational domain is divided into triangular finite elements. The parametrization of hydraulic characteristics used in S2D DUAL code employs modified van Genuchten model (Vogel et al., 2001).

Concurrently with Richards' equation for water flow chemical transport in the subsurface is simulated using advection-dispersion equation (ADE). ADE makes it possible to predict concentration c in both time and space

$$\frac{\partial}{\partial t} (\theta R c) = \nabla \cdot (\theta D \nabla c) - \nabla \cdot (q c) - \theta \mu c \quad (2)$$

where D is the hydrodynamic dispersion tensor [L^2T^{-1}], q is the Darcian flux [LT^{-1}], μ is the first-order decay constant to account the degradation process of chemical [T^{-1}] which is easily related to half-life. In above equation, R is the dimensionless retardation factor expressing adsorption of solute to the solid phase. Equilibrium sorption is defined as

$$R = 1 + \frac{\rho K_d}{\theta} \quad (3)$$

where K_d is the equilibrium distribution coefficient [L^3M^{-1}], and ρ is the soil bulk density [ML^{-3}]. K_d constant determines the ratio of the solute concentrations dissolved in the solution and adsorbed to the solid phase.

The field and soil

Del Monte agricultural farm is situated in the central part of Oahu Island (Hawaii, USA). Oxisol (Kunia series) is a prevalent soil type on the farm. This series consists of well-drained soils on upland terraces on the island of Oahu. The soils developed in old alluvium. They are nearly level to moderately sloping. Elevations range from 200 to 300 m above sea level. The mean annual rainfall amounts to 760 to 1020 mm, most of which occurs from November to April. The mean annual soil temperature is 22°C. Kunia soils occur on the foot slopes of the Waianae Range, near Schofield Barracks. They are geographically associated with Kolekole, Lahaina, and Wahiawa soils. These soils are used for sugarcane, pineapple, homesites, and military reservations. Most areas are cultivated, and the natural vegetation is not significant (USDA, Natural Resources Conservation Service). The pineapple field at Del Monte farm is portrayed in Fig. 1.

Kunia soil usually occurs on broad, smooth slopes. In a representative profile the surface layer is dark reddish-brown silty clay about 56 cm thick. The subsoil, 100 to 180 cm thick, is dark reddish-brown

silty clay and silty clay loam that has subangular blocky structure. The substratum is dark reddish-brown gravelly silty clay. Manganese concretions occur throughout the profile. The surface layer is medium acid to extremely acid, and the subsoil is slightly acid to strongly acid. Permeability is moderate. Runoff is slow, and the erosion hazard is no more than slight (USDA, Natural Resources Conservation Service).



Fig. 1: General overview of Del Monte agricultural farm.

For the purpose of mathematical modeling, the soil profile is divided into four soil horizons with distinct soil hydraulic properties. The undisturbed small soil samples were taken from each horizon in several replicates. The soil water retention characteristics, as a function of applied pressure head, were measured in the laboratory. Then, the linear scaling concept (Vogel et al., 1991) was used to determine the reference soil hydraulic parameters. For our numerical experiments, the reference soil hydraulic parameters and the corresponding stratification are summarized in Table 1.

Disk infiltrometer was used to evaluate the hydraulic conductivity function near saturation in-situ. The values of saturated hydraulic conductivity were derived from this measurement as well. These values are also listed in Table 1.

Table 1 Soil hydraulic parameters for 2D numerical modeling

Soil horizon (depth in cm)	θ_r ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	θ_s ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	α (1/cm)	n (-)	K_s (cm/day)
1 (0-20)	0.083	0.554	0.0101	1.134	50
2 (20-50)	0.361	0.528	0.0320	1.362	13
3 (50-80)	0.261	0.503	0.0198	1.628	58
4 (80-100)	0.261	0.503	0.0321	1.153	58

Input data

The amount of rainfall and its intensity were available from a nearby HYDRONET weather station operated by the Weather Service. These data were used for the modeling purposes. In this numerical

study, only 30 days period (July 2002) was used for simulations. Dripper irrigation is considered in addition to recorded natural rainfall. Drip tube is present along pineapple plants (below the pineapple row). The irrigation intensities are taken from Del Monte corp. irrigation records. Spatial position of the dripper is graphically illustrated in Fig. 2. Only three irrigation campaigns occurred in the simulated period with the same irrigation intensity (7.3 cm/d).

Potential evapotranspiration as an input into the numerical model is based on the pan evaporation measurement taken at Del Monte field. The pineapple transpiration is generally assumed to be a minimal compared to evaporation from bare soil. The pineapple (*Ananas comosus*) itself is extremely water efficient-saving cultural plant. To further decrease the evaporation from the soil profile, the pineapple rows are covered with impermeable plastic sheet. The average daily evapotranspiration (ET) was assumed to be 0.103 cm for July. Root distribution was limited to the top 30 cm of the soil profile with maximum rooting density at the top of the pineapple row and no roots at 30 cm. For simplicity, it was assumed that solute stress would not affect root water uptake.

Bromacil pulse (1887 mg/L) lasting 30 min was applied at the beginning of the simulated period. Such concentration conforms to the amount of 2 lb/acre which is the concentration usually applied for the weed control at the Del Monte farm. The herbicide was diluted in 0.01 cm of water.

The distribution coefficients K_d for bromacil at individual soil layers were determined in the laboratory using standard batch test. The decreasing trend of K_d with depth was elucidated, which closely corresponds with general conditions for pesticide degradation process. The degradation rate was derived from the bromacil laboratory degradation experiment. It is assumed that degradation of bromacil takes place in both liquid and solid phase. All necessary transport parameters for the top horizon are listed in Table 2.

Table 2 Transport parameters of the top layer for 2D numerical modeling

Soil horizon	ρ (g cm ⁻³)	K_d (cm ³ g ⁻¹)	half-life (day)	α_L * (cm)	α_T ** (cm)
top (0-20)	1.36	2.25	250	20	2

* longitudinal dispersivity, ** transversal dispersivity

Spatial discretization

The flow domain, used in numerical simulations, is situated beneath the pineapple rows and the walking strips. The domain represents 1 cm thick vertical slice through the system. It is oriented perpendicularly to the principle pineapple row direction and contains two pineapple plants and one dripper section.

The axial symmetry enabled us to simulate only one half of the original flow domain. The 2D computational domain is 100 cm in depth and 54 cm wide. The pineapple row is elevated by 5 cm above the walking strip. Using the symmetry, one pineapple plant is considered in the simulations. The drip tube is located 5 cm below the pineapple row. The flow domain with spatial discretization is depicted in Fig. 2. The finite element mesh is refined near the soil surface and at the dripper vicinity where the high water fluxes are supposed to occur, and also at the soil horizon interfaces. In addition, observation points beneath the center of the walking strip and the planting row are located 10 cm and 35 cm below the walking strip surface respectively (see Fig. 2).

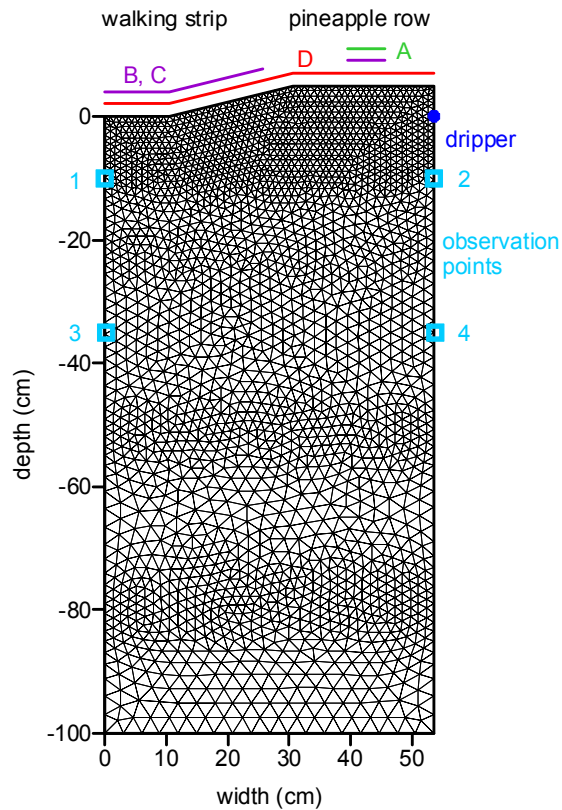


Fig. 2: Computational finite element mesh for 2D modeling. Simulation scenarios with different boundary lengths are denoted as A, B, C and D. The locations of the observation points are numbered from 1 to 4.

Initial and boundary conditions

A linear transition between initial pressure head at the top ($h = -300$ cm) and the bottom ($h = -200$ cm) was considered for all simulation scenarios. The top boundary condition was natural rainfall. An opening in the plastic sheet for the pineapple plant is taken into account for all simulation runs. Free drainage (zero pressure gradient) was applied as bottom boundary condition at the depth of 100 cm. Flux condition (Neumann type) was assumed for a drip tube.

For solute transport, the applied pesticide was sprayed on area (length) where natural rainfall condition was considered. Rain and irrigation water was assumed to carry no pesticides before coming into contact with soil. The bottom boundary was assumed to be a free-exit boundary. Initially, no solute was present in the soil profile.

Numerical experiments

In order to distinguish between the effects of different factors influencing the soil water dynamics and chemical leaching, four simulation scenarios were considered:

1. Almost completely covered top surface (walking strip and pineapple row); rainfall water may enter only through the opening for pineapple plant – simulation A.
2. Plastic sheet on the row; rainwater may enter only through area for pineapple plant and walking strip – simulation B.
3. 1.7 times higher rainfall intensity and bromacil amount compared to original input; spatial configuration identical to case B – simulation C.
4. No plastic cover on the top boundary – simulation D.

Fig. 2 provides additional information regarding the top boundary configuration for the respective simulation scenario. The lines above the top boundary for the respective scenario mean the length where the atmospheric face is assumed (natural rainfall and ET take place).

Results and discussion

Scenario A shows how the applied chemical is transported (mainly by drip irrigation water). Scenario B, as identified at the field of the Del Monte farm, resembles the real situation most accurately. In contrary, scenario C is strictly hypothetical case; the impact of higher water fluxes and application rate on chemical leaching is evaluated. In this scenario, rainwater from the impervious sheet placed on the top is redirected to the bare soil surface where it percolates into the soil profile.

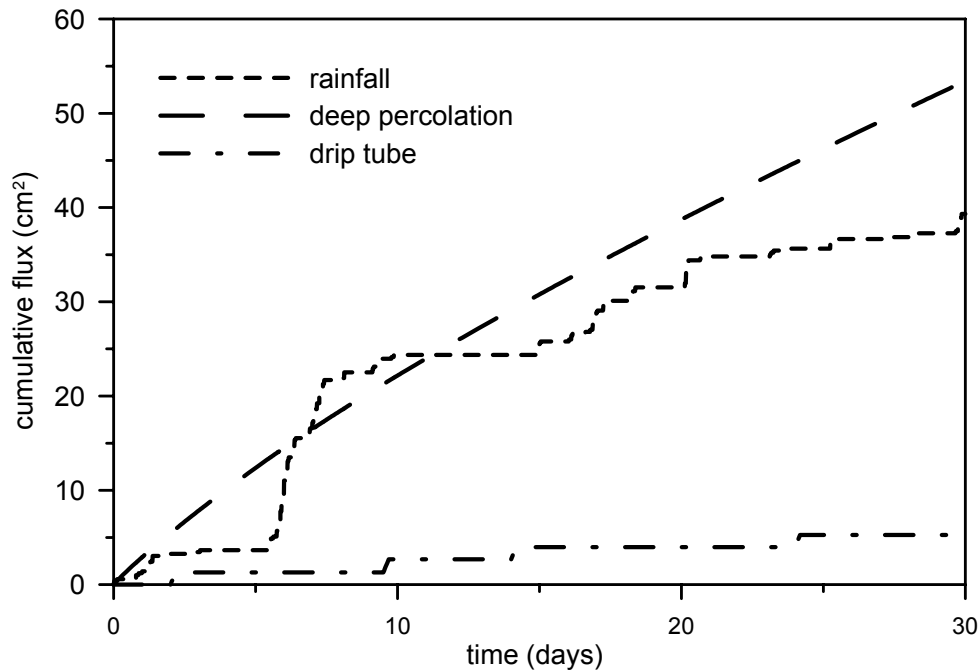


Fig. 3: Simulated cumulative fluxes across drip tube, top and bottom boundary for case B.

Simulation case C has 1.7 times higher rainfall intensity and bromacil amount than the other scenarios. It is postulated that water and applied chemical are washed off from the impervious plastic sheet into the spaces between the pineapple rows thus resulting in a higher dose per unit of the surface area compared to the uncovered field (impermeable sheet occupies about 58% of the surface area). Drinker intensity is kept the same as for other simulations.

The cumulative fluxes through active boundaries of the simulated domain are shown in Fig. 3. Different length of the top boundary, available for the infiltration of the rainwater, affects the total amount of infiltrated water into the simulated domain. As an extreme case, for scenario A the soil profile received only 19% of rainwater compared to the scenario B. This fact markedly influences bromacil leaching. Water percolates through the 100 cm deep soil profile under unsaturated conditions at nearly constant water flux throughout the simulated period (different for different scenarios).

Fig. 4 illustrates various pressure head responses to natural rainfall for the respective simulation cases. The length of the top boundary exposed to the rainwater obviously determines the dynamics of soil water in the flow domain. For all scenarios, the second soil layer (20-50 cm) with its relatively low saturated hydraulic conductivity (see Table 1) slightly retains infiltrated water in the top soil horizon (0-20 cm). This type of water regime is more pronounced for scenarios with higher amount of infiltrated water in the domain (scenarios C and D).

The soil profile remains unsaturated over the whole simulated period; neither natural rainfall nor artificial irrigation from the drip tube caused local saturation in the soil. The saturated conditions did not occur even when the scenario with almost doubled rainfall intensity was simulated (scenario C). Irrigation water from the drip tube becomes dominant for the flow in case of negligible amount of rainfall water (simulation A). As proposed, scenario C and D have identical cumulative fluxes into the domain. As seen in Fig. 4, also the pressure head fields are almost the same despite different water fluxes for both situations. The pineapples do not suffer from any significant water stress according to the simulation results, i.e. actual transpiration equals to potential transpiration.

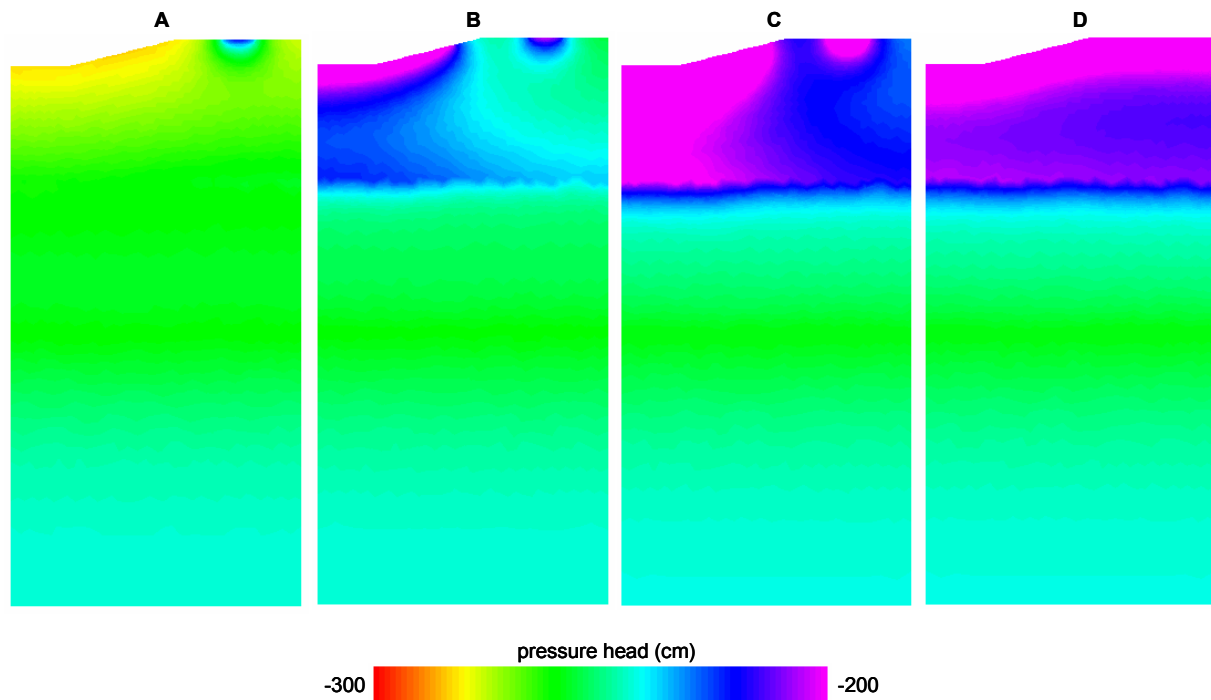


Fig. 4: The pressure head field after rainfall event (day 6) for all considered simulation scenarios.

The simulated breakthrough curves at the observation points 1, 2, 3 and 4 are shown in Fig. 5 for scenario C. The breakthrough curves during the simulated period still show increasing trend of bromacil concentration. In other words, applied herbicide is intensely retained due to adsorption forces and negligible water fluxes in the top soil layer (Fig. 5). The total pesticide amount leached into the soil profile for respective scenario is proportional to the length of the top boundary for solute inflow.

The observation point no. 4, located almost 40 cm below the elevated growing row, displays no response to rainwater-induced bromacil leaching. Downward herbicide transport is closely associated with rainwater of high intensities and/or prolonged rainfall events. Degradation of bromacil is not significant in the simulations since the half-life of pesticide greatly exceeds relatively short simulated period.

In general, irrigation water infiltrated from a drip tube does not influence bromacil spreading in soil noticeably; this is due to relatively small irrigation intensity. Such water regime is, in fact, with a good agreement with the proposed management activity, i.e. a growing plant is supplied with chemical-free water and drip water does not cause any substantial downward leaching. It is the rainfall which plays the major role.

Nearly doubled bromacil application rate (accompanied with nearly doubled rainfall intensity) did not increase the concentration in the soil profile considerably. This is caused by higher mixing effect – more water in the domain leads to lower concentration in the profile. Moreover, the depth of bromacil

penetration is not markedly increased compared to the original herbicide load and rainfall intensity (scenario B) due to strong soil-chemical adsorption.

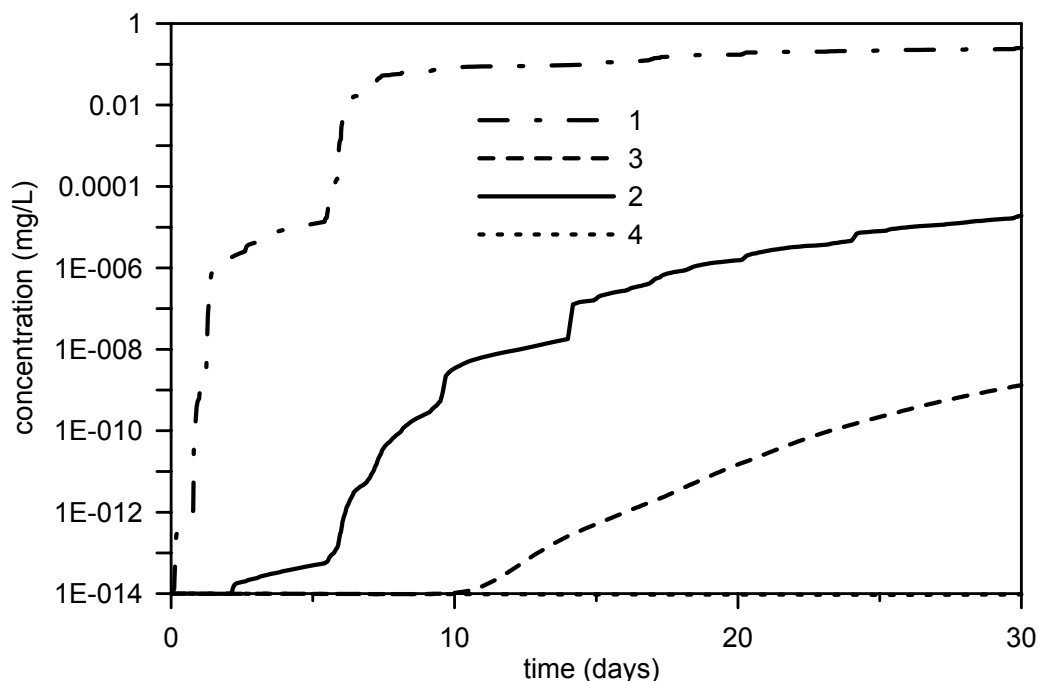


Fig. 5: The simulated breakthrough curves for the observation points labeled in Fig. 2 (scenario C).

Other reasons for the increased concentrations detected at Del Monte farm should be considered, e.g. failure of analytical bromacil soil-water concentration method, inappropriate sampling technique at the field, and/or chemical precipitation. Another possible explanation is that the soil under study may exhibit preferential flow effects with downward accelerated chemical leaching.

Conclusions

Uncertainty associated with the field-scale experiments is often weighty and the field leaching experiment itself is both money and time demanding. Therefore, mathematical model may serve as a convenient tool for accessing water regime and chemical transport at a given field site. Unrealistic predictions and further designed management practices may have serious consequences in the environment.

We tested several simulation scenarios to evaluate possible water flow and solute transport patterns under field conditions. Various configurations of the top boundary condition and their effect on water flow and chemical movement were examined. As expected, different top boundary condition yields distinct soil water regime and chemical leaching patterns.

It is concluded that higher bromacil load and rainfall intensities, used in this study, do not increase bromacil concentrations in the soil profile significantly. It is hypothesized that different top boundary configuration and/or higher herbicide application rate in combination with preferential flow may rise the concentration in the field. In case that the rainwater and the applied pesticide are redirected from the impermeable plastic sheet to the soil surface, more concentrated soil water fluxes may enhance preferential flow effects.

Acknowledgments

The research has been supported by the research fund of the Ministry of Education of the Czech Republic (MSM 6840770002). The field and laboratory experiments were funded by the Hawaii Department of Agriculture (HDOA), Pesticides Branch.

References

- Butters, G.L., Benjamin, J.G., Ahuja, L.R., and Ruan, H. (2000), Bromide and Atrazine Leaching in Furrow- and Sprinkler-Irrigated Corn, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 64, 1723-1732.
- Dušek, J., Ray, C., Šanda, M., Vogel, T. (2004), Pesticide transport through tropical soils, 2nd International Workshop on Integrated Soil and Water Protection (SOWA): Risks from Diffuse Pollution; Praha, 28.-29.6.
- Gavenda, R.T., R.E. Green, and Schneider, R.C. (1996), Leaching of pesticides in selected Hawaii Oxisols and Andisols as influenced by soil profile characteristics, HITAGR Research Series 075, University of Hawaii, 35 p.
- Ray, C., Šanda, M., Dušek, J., and Alavi, G. (2003), Evaluation of Bromacil Leaching in Pineapple Cultivation Under Reduced Application Rates, Final Report for Hawaii Department of Agriculture.
- Vogel, T., Císlarová, M., and Hopmans, J.W. (1991), Porous media with linearly variable hydraulic properties, *Water Resour. Res.*, 27, 2735-2741.
- Vogel, T., Gerke, H. H., Zhang, R. and van Genuchten, M.Th. (2000), Modeling flow and transport in a two-dimensional dual-permeability system with spatially variable hydraulic properties, *J. Hydrol.*, 238, 78-89.
- Vogel, T., M. Th. van Genuchten, and M. Císlarová (2001), Effect of the shape of soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions, *Adv. in Water Resour.*, 24, 133–144.

Vplyv pôdnych mikroskopických húb a teploty na vodoodpudivosť pôdy

Olívia Ďugová¹, Ľubomír Lichner², Pavel Dlapa³, Zuzana Nižnanská²

¹ Ústav krajinej ekológie SAV, Štefánikova 3, P.O.Box 254, 814 99 Bratislava,
olivia.dugova@savba.sk

² Ústav hydrológie SAV, Račianska 75, 831 02 Bratislava,
lichner@uh.savba.sk, niznanska@uh.savba.sk

³ Katedra pedológie PriF UK, Mlynská dolina B-2, 842 15 Bratislava, dlapa@fns.uniba.sk

Úvod

Afinita medzi vodou a povrchom tuhej látky vzniká zo vzájomných prítlačlivých síl (adhézia) a prítlačlivých síl medzi molekulami vody (kohézia). Vodoodpudivosť (hydrofóbnosť) vzniká vtedy, keď adhézne sily, spôsobujúce priľnavosť vody na častice pôdy, sú zmenšené pokrytím týchto častíc hydrofóbnou organickou hmotou, ktorá má nižšiu voľnú povrchovú energiu ako voda. Definícia hydrofóbnosti a hydrofilnosti, založená na veľkosti uhla omáčania, znie: ak je uhol omáčania α menší ako 90° , tuhá látka je zmáčavá, ak je väčší alebo rovný 90° , tuhá látka je vodoodpudivá (Adamson, 1990). Iná definícia hydrofóbnosti a hydrofilnosti, založená na povrchovej voľnej energii, znie: povrch tuhej látky s povrchovou voľnou energiou $\sigma_{sa} > 72,75 \text{ mN m}^{-1}$ je hydrofilný a povrch tuhej látky s povrchovou voľnou energiou $\sigma_{sa} < 72,75 \text{ mN m}^{-1}$ je hydrofóbný (Doerr et al., 2000). Vodoodpudivosť je charakterizovaná tromi parametrami: veľkosť, stálosť a index vodoodpudivosti. Veľkosť vodoodpudivosti (severity/degree of water repellency) charakterizujú: uhol omáčania α , výška kapilárneho zdvihu h vody v pôde, vstupný tlak vody h_p , povrchové napätie σ_{ND} etanolu, ktorého kvapka vytvorí na styku s pôdou uhol rovný 90° a molarita alebo koncentrácia kvapky etanolu, ktorá vnikne do pôdy za zvolený čas. Stálosť (persistence) vodoodpudivosti je charakterizovaná časom vniku kvapky vody do pôdy *WDPT* (water drop penetration time). Tento čas je mierou pretrvávania vodoodpudivosti povrchu pôdy (mierou odporu voči omáčaniu) a má teda vzťah k hydrologickým dôsledkom hydrofóbnosti, lebo veľkosť povrchového odtoku je ovplyvnená časom, potrebným na infiltráciu kvapiek dažďa (Doerr, 1998). Index vodoodpudivosti je kombináciou charakteristík veľkosti a stálosti vodoodpudivosti pôdy.

Vodoodpudivosť je obvykle dočasná vlastnosť pôdy, ktorá sa mení so zmenou pôdnej vlhkosti v čase. Dekker a Ritsema (1994) považovali za dôležité odlišiť „aktuálnu vodoodpudivosť“ vlhkej pôdy v teréne od „potenciálnej vodoodpudivosti“, meranej na vysušenej pôde a považovanej za maximálnu vodoodpudivosť. Avšak samotné vysušenie pôdy nemusí vždy stačiť na dosiahnutie veľkosti vodoodpudivosti pred navlhčením. Crockford et al. (1991) zistili, že treba 6 až 9 dní horúceho a suchého počasia, aby sa dosiahla pôvodná hodnota. Postupný návrat vodoodpudivosti môže byť spojený s reorientáciou amfifilných molekúl alebo ich hydrofóbných koncov, na čo je potrebné nielen zníženie vlhkosti pôdy, ale aj dodanie tepelnej energie (Doerr, Thomas, 2000).

Vodoodpudivosť je spôsobená organickými zlúčeninami (amfifilnými molekulami), pochádzajúcimi zo živej alebo rozkladajúcej sa vegetácie (vosky erodované z povrchu listov, rastlinný opad, výlučky koreňov rastlín), výlučkov pôdnych živočíchov, hýf a výlučkov húb, ako aj z pôdnej organickej hmoty a humusu. Amfifilné molekuly obsahujú uhlíkové atómy usporiadané vo forme dlhých reťazcov s hydrofilnými aj hydrofóbnymi koncami (skupinami). Hydrofilné skupiny, obsahujúce polárnu funkčnú skupinu, ako napr. hydroxyl, karboxylová kyselina, karboxylát a amid, vo vlhkej pôde interagujú s molekulami vody, avšak v suchej pôde interagujú jednak navzájom a tiež s povrchom pôdnych minerálov (Ma'shum, Farmer, 1985). Hydrofóbné skupiny, obsahujúce nepolárny uhl'ovodíkový reťazec, s molekulami vody neinteragujú.

Pôdne mikroskopické huby zvyšujú vodoodpudivosť v dôsledku tvorby exopolysacharidov a bunkovej hmoty (Hallett et al., 2001). Množstvo organických zlúčenín, ktoré dokážu urobiť hydrofilný minerálny povrch hydrofóbnym, je veľmi malé. Napríklad Ma'shum et al. (1988) vyvolali veľmi silnú vodoodpudivosť v 1000 g stredne zrnitého piesku použitím len 0,35 g hydrofóbných zlúčenín. Na druhej strane baktérie podporujú rozklad hydrofóbných materiálov, preto podiel baktérií a húb môže slúžiť na

zhodnotenie náchylnosti pôd k vodoodpudivosti (Zhang et al., 2004). Ďalšie pôdne zložky, zmierňujúce vodoodpudivosť, sú kaolinit a vápenec (McKissock et al., 2000, 2002; Dlapa et al., 2004; Lichner et al., 2002).

Letné suchá sa stávajú omnoho častejšími aj v našej zemepisnej šírke a v poľnohospodárskych oblastiach môže povrch pôdy bez vegetácie počas horúceho letného dňa dosiahnuť teplotu 50 °C (Doerr, Thomas, 2000). Ako dôsledok klimatickej zmeny bude aj frekvencia a intenzita lesných požiarov v mnohých regiónoch pravdepodobne rásť počas dlhšieho suchého obdobia (Hardy, 2003). Požiare môžu vyvolať, zvýšiť alebo potlačiť hydrofóbnosť zasiahnutých pôd (DeBano, 2000). Savage et al. (1969) urobili záver, že teplom vyvolaná vodoodpudivosť môže skôr byť univerzálnou vlastnosťou pôd než len vlastnosťou špecifickou pre obmedzený počet pôd. Prítomnosť hydrofóbnosti v pôdach po požari je obzvlášť dôležitá pre dočasnú stratu ochranného vegetačného krytu, ktorá umožní ešte väčšie zvýraznenie hydrologických účinkov hydrofóbnosti (Doerr et al., 2000).

Cieľom tejto štúdie bolo zhodnotiť efektivitu pôdnych mikroskopických húb, extrahovaných z pôdy z Jaloveckej doliny, vyvolať vodoodpudivosť hydrofilného piesku. Skúmal sa tiež účinok tepla na stálosť vodoodpudivosti modelovej pôdy s pôdnymi mikroskopickými hubami a porovnal s účinkom tepla na pôdu z Jaloveckej doliny.

Materiály a metódy

Vzorky pôdy boli odobraté v smrekovom lese v Jaloveckej doline v Západných Tatrách z hĺbky 2 až 20 cm a homogenizované v laboratóriu. Pôdny typ je litozem modálna, pôdny druh je hlinito-piesčitá pôda (MKSPS, 2000). Fyzikálne a chemické vlastnosti študovanej pôdy sú uvedené v tabuľke 1. Pôda je potenciálne silne vodoodpudivá, lebo pri aktuálnej vlhkosti v teréne bola zmáčavá (čas vniku kvapky vody do pôdy bol $WDPT = 1$ s), ale po vysušení pôdy pri laboratórnej teplote 23 – 25 °C sme namerali $WDPT = 2000$ s.

Tab. 1: Fyzikálne a chemické vlastnosti pôdy z Jaloveckej doliny.

Piesok (%)	Prach (%)	Íl (%)	CaCO ₃ (%)	C (%)	pH(H ₂ O)	pH(KCl)
68,46	18,28	13,26	0,07	5,97	4,97	3,66

Na určenie druhovej diverzity pôdnych mikroskopických húb (mikromycét) bola použitá zriedovacia metóda (Kopčanová et al., 1990) v pomere 1:10000 (KTJ) v troch opakovaní. Mikromycéty boli kultivované na živných pôdach Czapek-Doxov agar, Sabouradov agar a Jensenov agar. Jednotlivé vykutivované mikromycéty boli preočkované na šikmý Czapek-Doxov agar, na ktorom sa uchovávali i identifikované druhy. Rodové a druhové zastúpenie pôdnych mikromycét bolo určené podľa makro- a mikromorfologických štruktúr podľa diagnostickej literatúry (Domsch et al., 1980; Fassatiová, 1979; Samson et al., 1981; Tomilin, 1979).

Z pôdy sme izolovali pôdne mikroskopické huby a použili ich na štúdium vplyvu pôdnych mikroskopických húb a teploty na vodoodpudivosť modelovej pôdy. Z izolovaných pôdnych mikromycét boli použité nasledovné druhy: *Aspergillus ochraceus*, *Aspergillus niger*, *Aspergillus flavus* a *Penicillium expansum*. Uvedené druhy, ktoré sú rozšírené v slovenských pôdach (Šimonovičová, 2004), boli naočkované na pripravenú pôdnu zmes buď samostatne (*Aspergillus ochraceus* a *Penicillium expansum*) alebo v zmesných kultúrach (č. 1 – *Aspergillus niger*, *Aspergillus flavus* a *Penicillium expansum*, č. 2 – *Aspergillus niger*, *Aspergillus ochraceus* a *Penicillium expansum*). Modelová pôda obsahovala 80 g sterilného morského piesku, ktorý bol obohatený o výživné látky v podobe 2 g živného média Tryptone Soya Broth (B040 Tryptone Soya Broth – Soyabean Digest Medium) a 2 g glukózy (BI273 D-Glukose (Dextrose) A.R. Anhydrous). Zmes bola vysterilizovaná pri 120 °C a nasledne navlhčená 20 cm³ sterilnej destilovanej vody. Kultivácia mikromycét trvala 35 dní pri 24 °C. Hneď po skončení kultivácie nasledovalo sušenie vzoriek modelovej pôdy s mikromycétami pri laboratórnej teplote 23 – 25 °C. Po dvoch týždňoch sušenia sa zmerala stálosť vodoodpudivosti vzoriek a začal sa študovať vplyv ohrevu vzoriek na teplotu 50, 200 a 300 °C na stálosť vodoodpudivosti

Študoval sa aj vplyv teploty 50, 100, 150, 200, 250 a 300 °C na stálosť vodoodpudivosti vysušených vzoriek pôdy z Jaloveckej doliny. Teplota 50 °C sa vybrala ako teplota, ktorú bežne dosahuje povrch pôdy bez vegetácie v horúcich letných dňoch (Doerr, Thomas, 2000). V prípade tejto teploty sa použil aj predĺžený ohrev po dobu 14 dní na simulovanie účinkov horúceho a suchého obdobia na vodoodpudivosť pôdy. Ohrev na 100, 150, 200, 250 a 300 °C sa použil na simulovanie vplyvu ohrevu pôdy, spôsobeného vypaľovaním trávy alebo krovín či lesného požiaru na vodoodpudivosť pôdy (Garcia-Corona et al., 2004). Vzorky sa po vysušení a ohreve nepremiešavali.

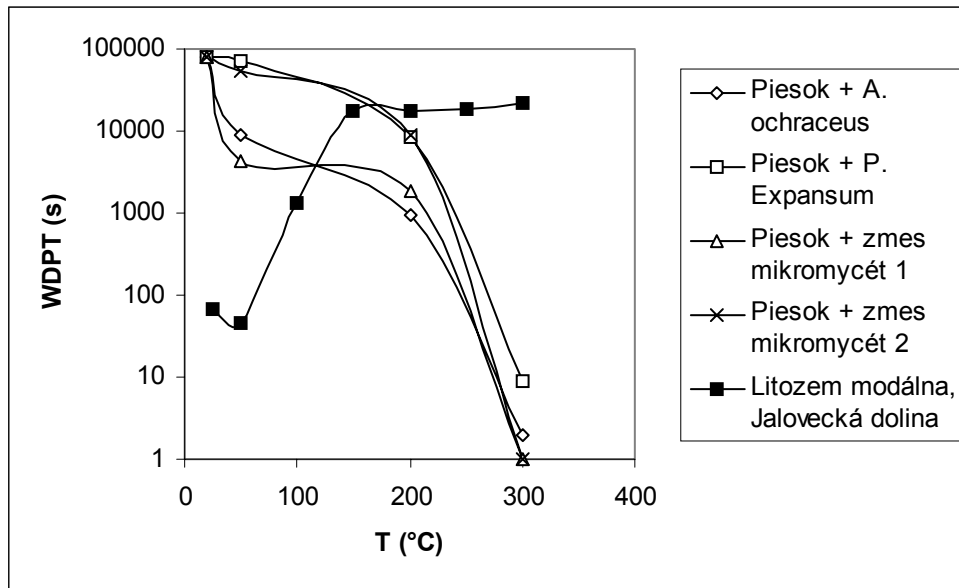
Vo všetkých prípadoch sa vzorky umiestnili do horúcovzdušného sterilizátora BD 53 (Binder GmbH, Tuttlingen, Nemecko) pri laboratórnej teplote 23 – 25 °C. Potom sa teplota v sterilizátore zvýšila na požadovanú hodnotu a vzorky boli udržiavané na tejto teplote po dobu 20 minút (alebo dva týždne v prípade predĺženého sušenia pri 50 °C). Nakoniec sa teplota v sterilizátore znížila na laboratórnu teplotu, vzorky sa z neho vybrali a z merania času vniku kvapky vody WDPT (water drop penetration time) sa určila stálosť vodoodpudivosti.

Meranie WDPT zahŕňa umiestnenie troch kvapiek destilovanej vody lekárenským kvapátkom na povrch vzorky a meranie času potrebného na úplnú infiltráciu kvapky. V ďalšom procese sa používa aritmetický priemer týchto troch hodnôt WDPT. Objem vody v kvapke bol $58 \pm 5 \mu\text{l}$. Kvapku vody sme na povrch vzorky vypustili z výšky menšej ako 10 mm, aby sme minimalizovali poškodenie povrchu vzorky („cratering effect“). V prípade dlhého času vniku kvapky sme Petriho misku so vzorkou prikryli viečkom, aby sme zmenšili vyparovanie kvapky. Pri klasifikácii stálosti vodoodpudivosti sme používali nasledovné triedy: zmäčavá (vodoneodpudivá) pôda ($WDPT < 5$ s); ľahko ($WDPT = 5 - 60$ s), silne ($WDPT = 60 - 600$ s), veľmi silne ($WDPT = 600 - 3600$ s) a extrémne ($WDPT > 3600$ s) vodoodpudivá pôda (Dekker, Ritsema, 1995).

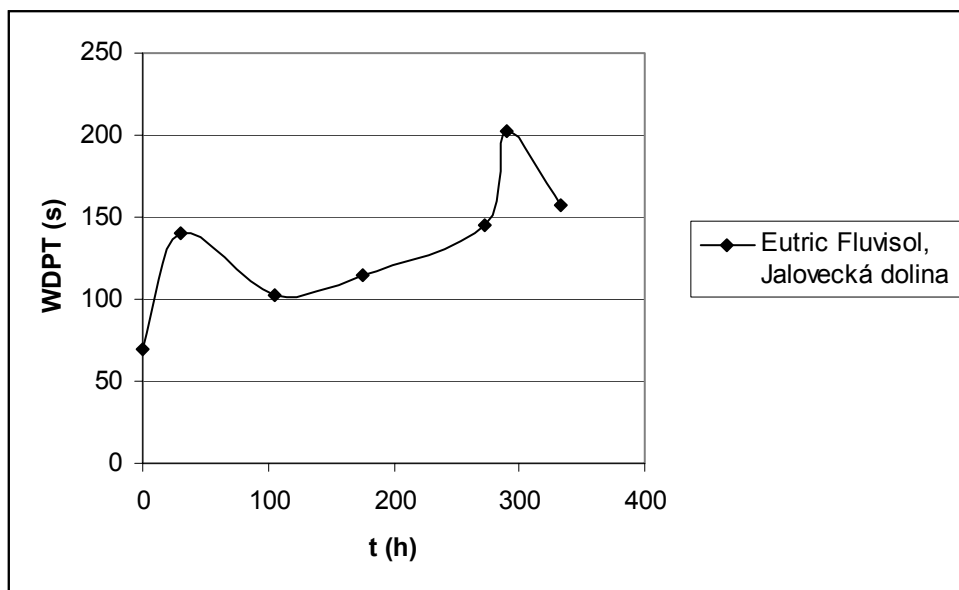
Výsledky a diskusia

Vzorky na vzduchu vysušených modelových pôd s mikroskopickými hubami mali čas vniku kvapky vody do pôdy $WDPT = 80000$ s. Tento extrémne vysoký čas vniku možno pričítať skôr veľmi malej priepustnosti ako extrémnej vodoodpudivosti, lebo kontaktný uhol vodnej kvapky bol menší ako 90° a vodoodpudivé materiály majú tento uhol väčší alebo rovný 90° (Adamson, 1990). Malá priepustnosť by mohla vyplývať z prerastenia pórov modelovej pôdy hyfami a produkcie výlučkov mikromycétami. Treba podotknúť, že produkcia výlučkov sa pokladá za mechanizmus zmeny biotopu (Rillig, Steinberg, 2002), pretože výlučky môžu zvýšiť stabilitu pôdnych agregátov spájaním pôdnych častíc a takto prispievať k zvyšovaniu rýchlosti infiltrácie vody do pôdy (Wright et al., 1999).

Ohrev modelových pôd s mikroskopickými hubami mal za následok ako pokles stálosti vodoodpudivosti po ohreve na teploty 50 a 200 °C, tak aj rozklad hydrofóbných zlúčenín pri ohreve na 300 °C. Všetky vzorky modelových pôd s mikroskopickými hubami boli extrémne vodoodpudivé po ohreve na teplotu 50 °C, avšak zaznamenali sme rádový rozdiel hodnôt WDPT jednotlivých vzoriek. Zatiaľ čo vzorky s *Penicillium expansum* a zmesnou kultúrou č. 2 mali $WDPT = 73200$ s a 55000 s, vzorky s *Aspergillus ochraceus* a zmesnou kultúrou č. 1 mali $WDPT = 9000$ s a 4200 s. Podobný rozdiel sme pozorovali aj po ohreve na teplotu 200 °C. Zatiaľ čo vzorky s *Penicillium expansum* a zmesnou kultúrou č. 2 mali $WDPT = 8600$ s a 9020 s, vzorky s *Aspergillus ochraceus* a zmesnou kultúrou č. 1 mali $WDPT = 960$ s a 1820 s. Ohrev na teplotu 300 °C mal za následok stratu vodoodpudivosti vzoriek s *Aspergillus ochraceus* a s obidvomi zmesnými kultúrami. Len vzorka s *Penicillium expansum* bola ľahko vodoodpudivá s $WDPT = 9$ s (obr. 1).



Obr. 1: Vplyv teploty ohrevu T na čas vniku kvapky vody $WDPT$ do modelových pôd s mikroskopickými hubami a do pôdy z Jaloveckej doliny.



Obr. 2: Vplyv dlhodobého ohrevu pôdy z Jaloveckej doliny na teplotu 50 °C na čas vniku kvapky vody do pôdy $WDPT$.

Vzorky na vzduchu vysušenej pôdy z Jaloveckej doliny boli silne vodoodpudivé s $WDPT = 67$ s. Ohrev vzoriek mal za následok ako pokles stálosti vodoodpudivosti po ohreve na teploty 50 °C, tak aj rast stálosti vodoodpudivosti po ohreve na zostávajúce teploty (tj. 100, 150, 200, 250 a 300 °C). Bolo prekvapujúce, že najvyššiu hodnotu času vniku kvapky vody do pôdy ($WDPT = 22300$ s) sme namerali po ohreve na teplotu 300 °C (obr. 1).

Ohrev ďalšej vzorky pôdy z Jaloveckej doliny na teplotu 50 °C, trvajúci 14 dní, mal za následok rast času vniku kvapky vody do pôdy z $WDPT = 70$ s pre $t = 0$ až na $WDPT = 203$ s pre $t = 290$ hodín (obr. 2). Na tejto vzorke sme zisťovali aj účinok kombinovaného ohrevu (= ohrev na teplotu 50 °C, trvajúci 14 dní, a nasledujúci ohrev na teplotu 200 °C, trvajúci 20 minút) na stálosť vodoodpudivosti pôdy.

Kombinovaný ohrev mal za následok rast času vniku kvapky vody do pôdy ($WDPT = 20715$ s) v porovnaní so samotným ohrevom na teplotu $200\text{ }^{\circ}\text{C}$ trvajúcim 20 minút ($WDPT = 17660$ s).

Záver

Zistili sme, že výlučky pôdnych mikroskopických húb môžu vyvolať vodoodpudivosť piesočnatej pôdy s malým obsahom kaolinitu a vápenca buď pri dlhodobom vystavení slnečnému žiareniu (s následným vzrastom teploty povrchu pôdy až na $50\text{ }^{\circ}\text{C}$) alebo pri lesnom požiari. Extrémna vodoodpudivosť pôdy z Jaloveckej doliny po jej ohreve na 250 a $300\text{ }^{\circ}\text{C}$ nebola zapríčinená výlučkami pôdnych mikroskopických húb, ale pravdepodobne pôdnou organickou hmotou.

PodĎakovanie

Táto práca bola podporovaná Agentúrou na podporu vedy a techniky prostredníctvom finančnej podpory č. APVT-51-006502, ako aj grantovou agentúrou VEGA (projekty 2/3032/23 a 1/0619/03).

Literatúra

- Adamson, A. W. (1990): Physical chemistry of surfaces. 5. vyd. John Wiley & Sons, New York, 777 s.
- Crockford, H., Topalidis, S., Richardson, D. P. (1991): Water repellency in a dry sclerophyll eucalypt forest – measurements and processes. *Hydrol. Processes*, 5, 405 – 420.
- DeBano, L. F. (2000): The role of fire and soil heating on water repellency in wildland environments: a review. *J. Hydrol.*, 231 – 232, 195 – 206.
- Dekker, L. W., Ritsema, C. J. (1994): How water moves in a water repellent sandy soil. 1. Potential and actual water repellency. *Water Resour. Res.*, 30, 2507 – 2517.
- Dekker, L. W., Ritsema, C. J. (1995): Fingerlike wetting patterns in two water-repellent loam soils. *J. Environ. Qual.* 24, 324 – 333.
- Dlapa, P., Doerr, S. H., Lichner, L., Šír, M., Tesař, M. (2004): Alleviation of soil water repellency: effect of kaolinite and Ca-montmorillonite. *Plant, Soil Environ.*, 50, 358 – 363.
- Doerr, S. H. (1998): On standardizing the „Water Drop Penetration Time“ and the „Molarity of an Ethanol Droplet“ techniques to classify soil hydrophobicity: a case study using medium textured soils. *Earth Surf. Process. Landforms*, 23, 663 – 668.
- Doerr, S. H., Shakesby, R. A., Walsh, R. P. D. (2000): Soil water repellency: its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. *Earth Sci. Rev.* 51, 33 – 65.
- Doerr, S. H., Thomas, A. D. (2000): The role of soil moisture in controlling water repellency: new evidence from forest soils in Portugal. *J. Hydrol.* 231 – 232, 134 – 147.
- Domsch, K. H., Gams, W., Anderson, T. H. (1980): Compendium of soil fungi. Academic Press, London, 859 s.
- Fassatiová, O. (1979): Plísne a vláknité houby v technické mikrobiológii. SNTL, Praha, 211 s.
- Garcia-Corona, R., Benito, E., de Blas, E., Varela, M.E. (2004): Effects of heating on some soil physical properties related to its hydrological behaviour in two north-western Spanish soils. *Int. J. Wildland Fire*, 13, 195 – 199.
- Hallett, P. D., Ritz, K., Wheatley, R. E. (2001): Microbial derived water repellency in golf course soil. *Intern. Turfgrass Soc. Res. J.*, 9, 518 – 524.
- Hardy, J.T. (2003): Climate change. Causes, effects, and solutions. Wiley, Chichester, 247 s.
- Kopčanová, L., Řehořková, V., Bumbala, L. (1990): Návody na cvičenia z mikrobiológie pre fyto-technikov. *Príroda*, Bratislava, 128 s.
- Lichner, L., Babejová, N., Dekker, L. W. (2002): Effects of kaolinite and drying temperature on the persistence of soil water repellency induced by humic acids. *Rostl. Výroba*, 48, 203 – 207.
- Ma'shum, M., Farmer, V. C. (1985): Origin and assessment of water repellency of a sandy South Australian soil. *Aust. J. Soil Res.*, 23, 623 – 626.
- Ma'shum, M., Tate, M. E., Jones, G. P., Oades, J. M. (1988): Extraction and characterization of water-repellent materials from Australian soils. *J. Soil Sci.*, 39, 99 – 110.

- McKissock, I., Gilkes, R. J., Walker, E. L. (2002): The reduction of water repellency by added clay as influenced by clay and soil properties. *Applied Clay Sci.* 20, 225 – 241.
- McKissock, I., Walker, E. L., Gilkes, R. J., Carter, D. J. (2000): The influence of clay type on reduction of water repellency by applied clays: a review of some West Australian work. *J. Hydrol.* 231 – 232, 323 – 332.
- MKSPS (2000): Morfogenetický klasifikačný systém pôd Slovenska. Bazálna referenčná taxonómia. VÚPOP, Bratislava, 76 s.
- Rillig, M. C., Steinberg, P. D. (2002): Glomalin production by an arbuscular mycorrhizal fungus: a mechanism of habitat modification? *Soil Biol. Biochem.*, 34, 1371 – 1374.
- Samson, R. A., Hoekstra, E. S., van Oorschot, C. A. N. (1981): *Entraak voor Schimmelcultures*. Centraal voor Schimmelcultures, Baarn, 246 s.
- Savage, S. M., Martin, J. P., Letey, J. (1969): Contribution of some soil fungi to natural and heat-induced water repellency in sand. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 33, 405 – 409.
- Šimonovičová, A. (2004): Soil microscopic fungi of Slovakia and their occurrence in environment. 1. Order Eurotiales, family *Trichocomaceae*. Gemini, Bratislava, 57 s.
- Tomilin, B. A. (1979): *Opredelitel' gribov*. Nauka, Leningrad, 318 s.
- Wright, S. F., Starr, J. L., Paltineanu, I. C. (1999): Changes in aggregate stability and concentration of glomalin during management transition. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 63, 1825 – 1829.
- Zhang, B., Peng, X. H., Zhao, Q. G., Hallett, P. D. (2004): Eluviation of dissolved organic carbon under wetting and drying and its influence on water infiltration in degraded soils restored with vegetation. *Eur. J. Soil Sci.*, 55, 725 – 737.

Sedimenty bohaté na Al a Fe vzniklé v podzemní vodě vrtů jako specifická součást biogeochemického cyklu na Podluží

Libuše Ďurd'ová

Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Pod Paťankou 30/5, 166 12 Praha 6

Úvod

V 60. letech se začaly objevovat první stopy procesu růstu koncentrace síranů v podzemních vodách v Pomoraví. Tento jev je typický pro mnoho lokalit v kvartérních sedimentech řeky Moravy od Hulína po Podluží. V Kněžpoli (jímací území okresu Uherské Hradiště) při jímání 60 l/s podzemní vody vzrostla koncentrace z původních 30 mg/l síranů (1960) na stav 300 – 400 mg/l síranů v r. 1997, aniž by další ionty výrazně měnily proporcionalně svoji koncentraci (dusičnany trvale asi 5 mg/l).

V jímacím území Podluží na okrese Hodonín s lokálními nárůsty koncentrace síranů byla prokázána přítomnost bakterií *Acidithiobacillus thiooxidans* a *A. ferrooxidans* produkujících sírany, avšak v míře nedostatečné pro tvorbu vyšších koncentrací síranů, a též byly ověřeny bakterie *Desulfovibrio* redukcí sírany. Na dně monitorovacích vrtů vybudovaných v období kolem r. 1990 u jímacího území Podluží byly nalezeny sedimenty, kaly (Al_2O_3 často více než Fe_2O_3) a koloidy (některé složení Fe_2S) o mocnosti 2 – 4 m s přítomností Fe minerálů (goethit, magnetit, pyrit, lepidokrokrit, greygit), precipitáty a kousky elementálních kovů Al^0 , Si^0 a Fe^0 .

Přírodní poměry na lokalitě na Podluží

Vodní zdroj Podluží se nachází v pravobřežní údolní nivě řeky Moravy jižně a jihovýchodně od obcí Moravská Nová Ves a Mikulčice mezi okresy Hodonín a Břeclav. Toto území náleží hydrologickému pořadí 4-17-01-110 s centrálním tokem Kyjovkou a 4-13-02-091 s centrálním tokem Moravou. Podzemní voda se jímá z mělké kvartérní zvodně z 38-ti jímacích vrtů rozmístěných v systému 3 větví P1, P2 a P3 napojených přes násosku do sběrných studní SB I, SB II a SBIII. Jímací vrty HV 2 – HV 40 jsou umístěny na lukách pod Národním kulturním památkem Mikulčice, přičemž HV 14 – HV 40 v lužním lese. Jako záložní zdroj je jezero bývalého štěrkoviště po těžbě s maximální hloubkou 4 m.

Zaručená kapacita zdroje je $90 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ včetně vody z povrchového zdroje. Průměrná využívaná kapacita $65 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$. Průměrná hloubka jímacího objektu je 12,0 m. Průměrná mocnost zvodnělého souvrství pliocenních písků je 0,8 – 5,0 m (v hloubce 3 – 12 m), průměrná mocnost pokryvných vrstev holocenních povodňových hlín je průměrně 0,5 – 3,5 m a roste od SV k JZ. Na sever, na jih a západ od jímacích objektů se vybuďoval systém monitorovacích vrtů VIS 1 – VIS 21 jako hydraulická bariéra s možností sanačního čerpání v případě havárie či jiného ohrožení od dřívě či současně provozovaných vrtů na těžbu ropy (čerpání v hloubce 900 m).

Chemismus vody čerpané v jímacích objektech hlavně typu $Ca-HCO_3^-$, voda se upravuje pro zvýšený obsah Fe a NH_4^+ . V menší míře se projevuje lokální zvýšení koncentrace síranů u jímacích vrtů na sever od sběrné studny SB I, kde se blíží k limitu normy pro pitnou vodu 75 7111 a u monitorovacích vrtů VIS 20 a VIS 21 bývá limit 250 mg/l síranů překročen pravidelně (20.7. 2005: 539 mg/l a 277 mg/l).

Technický a stručný petrografický profil vrtů na VIS

Vrty VIS 1 – VIS 21 jsou vyhloubeny průměrem 800 mm a vystrojeny plnou ocelovou zárubnicí průměru 324 mm, která je v perforovaném úseku kombinována s takzvanými VÚGI filtry průměru 360/300 mm. VÚGI je zkratka pro Výzkumný ústav geologického inženýrství v Brně, kde byly filtry navrženy a vyrobeny pro využití Geotestem Brno na Slovnaftu Bratislava při ropné havárii. VÚGI

filtry jsou vyrobeny z polypropylenu a jejich použití bylo motivováno podobnými záměry při sanačním čerpání.

Tabulka 1: Charakteristika vrtů VIS 1 – VIS 21.

Vrt	VIS1	VIS 2	VIS 3	VIS4	VIS5	VIS6	VIS 7	VIS 8	VIS 9	VIS10	VIS1 1
Hloubka (v m)	9	10	10,2	9	9	10,2	10,2	10,2	10,2	9	
Mocnost písků a štěrků holocénu (v m)	3	4,8	3,6	2,2	4,7	5,3	5,6	5,7	5,6	5	10,2
Specifická vydatnost ($l.s^{-1}.m^{-1}$)	5,6	4,28	2,5	5,5	5,5	6,5	6	2,5	4,9	4,2	5,2
Úsek perforace I	1-3,4	1-3,4	1,8-8,2	1-7	1-7	1-8,2	1-8,2	1-8,2	1-8,2	1-7	6,75
Úsek perforace II	4,6-7	4,4-8									1-8,2
Vrt	VIS 12	VIS 13	VIS 14	VIS 15	VIS 16	VIS 17	VIS 18	VIS 19	VIS 20	VIS 21	
Hloubka (v m)	11,4	9	10,2	9,1	9,3	8,8	8,8	9,1	9,1	9,2	
Mocnost písků a štěrků holocénu (v m)	6	4,3	4,8	3,2	5,2	3,3	4,1	3,7	4,6	2,7	
Specifická vydatnost ($l.s^{-1}.m^{-1}$)	4,25	2,75	5								
Úsek perforace I	1-9,4	1-7	1-8,2	1,1-7,1	1-4,6	1-3,4	1-3,4	1,1-7,1	1,1-7,1	1,2-7,2	
Úsek perforace I					4,9-7,3	4,4-6,8	4,4-6,8				

Tabulka 2: Vybrané ukazatele chemismu v r. 1990 (Stanovené hodnoty v mg/l).

	VIS 1	VIS 2	VIS 3	VIS 4	VIS 5	VIS 6	VIS 7	VIS 8	VIS 9	VIS10
Mineralizace	1078	1050	994	1038	810	571	591	554	465	438
HCO ₃	502	439	449	492	427,8	306	258	264	229,5	181
SO ₄	184,5	240,6	172,4	211,4	79,3	120,6	127,8	67,3	63,7	101,8
NO ₃	0,29	0,6	0,52	0,53	0,5	0,34	0,42	0,25	0,42	0,97
NH ₄	1,32	1,36	1,24	0,93	0,93	0,57	0,72	0,67	0,7	0,72
Fe	8,97	7,74	5,62	10,7	9,24	11,4	14,9	10,8	5	17,95
Mn	2,8	3,57	3,4	3,47	3,92	2,08	2,4	1,58	1,33	3,48
ChSK _{KMnO4}	5,34	6,06	8,88	7,15	8	4,24	2,32	3,52	2,81	2,48
	VIS 12	VIS 13	VIS 14	VIS 15	VIS 16	VIS 17	VIS 18	VIS 19	VIS 20	VIS 21
Mineralizace	485	600	647	686	622	651	601	617	1431	901
HCO ₃	229,5	321	306,9	315,6	333,5	326,9	296,9	290,6	340,5	370,5
SO ₄	75,4	79,7	133,1	86,9	72,5	72,1	65,8	115,8	468,8	212,3
NO ₃	0,34	0,87	1,47	7,89	0,37	0,25	0,25	0,42	176,3	0,63
NH ₄	0,58	3,67	3,05	2,13	1,65	0,88	1,03	1,14	3,1	0,52
Fe	10,6	8,97	5,65	4,66	14,73	16,44	11,64	16,44	0,43	10,3
Mn	2,21	4,33	8,57	8	3,3	2,22	2,76	2,61	2,62	2,57

Chemismus podzemní vody 1990 – 2002 u vrtů na VIS

Základní ukazatele chemismu vody za obě období odběru ukazují na neutrální prostředí, avšak je nutno zvážit, že odebrání vzorků vody se provádělo asi 1,5 m pod hladinou, čímž nebyl postížen nikdy dostatečně stav procesů na stěnách vrtů a u kalů, které se zde začínaly tvořit r. 1990 a byly už v r. 2002. U některých objektů je patrný pokles koncentrace síranů (VIS 1, VIS 2, VIS 4, VIS 14, VIS 17 a VIS 19), jiné části lokality mají nárůst (VIS 3, VIS 5, VIS 6, VIS 8, VIS 9, VIS 15, VIS 18, VIS 20 a VIS 21), a část se pohybuje na stejné úrovni.

Chemismus kalů

Podíl sušiny je u kalů a sedimentů z VIS vrtů od 2,5 do 61,0 váhových %, u kalu ze dna SB I je 75 % a ze zemin od Salaše 97,8 % a Trapíkova 56,8 %. Sedimenty ze dna Moravy a kanálu mají 56,8 a 69,3 %. Podíl Al v sušině kalů VIS vrtů je vysoký 19 – 30,2 % s maximem u VIS 18 a VIS 6. ě kalů pouze 0,726 %. Maximum Fe je ve VIS 18 (13,9 %) a ve VIS 17 (13,4 %). Výjimkou je vrt VIS 21 s malým obsahem kalů obecně a v r. 2004 VIS 2 (0,726 %). Složení jílových minerálů z horninového profilu původních vrtů, z kalů ze dna současných vrtů zatím nemohlo být ověřeno pro nedostupnost vzorků z profilu vrtu ode dna. U zemin (1,5m od povrchu terénu – Trapíkov nad vrtem VIS 21) a sedimentů z kanálu u HV 17 a z Moravy u VIS 15 je také podíl Al výraznější. U VIS 17 byla stanovena i sulfidická síra v kalu – poměr Fe a S (2,2) je téměř shodný s teoretickým poměrem v FeS (1,7) – síra ve vzorku už může být částečně zoxidována.

Tabulka 3: Vybrané ukazatele chemismu vody nad kaly v r. 2002 (Stanovené hodnoty v mg/l).

	SO ₄	Fe	Mn	Acidita	pH	Alkalita	ChSK	NO ₃	Cl	NH ₄	Ca	Mg
Objekt	mg/l	mg/l	mg/l	mmol/l		mmol/l	^{KMnO4} mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
VIS 1	73,850	5,790	0,380	0,450	7,350	4,340	4,700	5,000	101,60	0,340	66,90	33,80
VIS 2	94,330	4,250	0,410	0,550	7,350	4,740	3,000	5,000	100,80	0,170	76,60	32,30
VIS 3	204,88	8,820	3,360	1,390	7,050	6,940	11,100	5,000	119,00	0,900	147,5	43,00
VIS 4	169,14	0,710	0,880	0,550	7,290	4,940	4,700	5,000	110,30	0,400	106,6	38,20
VIS 5	290,64	6,230	2,370	1,490	7,090	7,190	7,600	5,000	153,70	0,290	165,9	53,50
VIS 6	204,88	8,440	3,230	0,600	6,910	5,640	6,100	5,000	87,700	0,630	137,1	34,30
VIS 7	121,50	8,640	1,230	1,890	7,210	4,050	3,600	5,000	49,500	0,170	84,60	25,50
VIS 8	214,41	15,100	2,300	1,390	6,730	4,450	8,800	5,000	84,300	0,440	105,0	33,10
VIS 9	140,55	15,700	1,690	0,700	6,880	4,240	14,400	5,000	40,800	0,430	82,20	24,10
VIS13	73,850	0,200	0,030	0,900	7,250	4,240	2,000	5,000	28,700	0,050	83,00	14,80
VIS14	97,670	1,480	2,800	0,600	7,170	4,240	2,400	5,000	37,400	1,140	85,40	13,40
VIS15	131,03	1,400	1,850	1,590	6,740	5,340	8,900	5,000	84,300	0,250	120,2	25,30
VIS16	121,50	0,500	2,390	0,750	7,260	5,070	2,300	5,000	46,900	0,910	99,80	18,50
VIS 17	54,790	3,250	0,740	0,450	7,680	4,290	4,100	5,000	42,600	0,290	58,90	19,50
VIS 18	108,13	12,400	2,300	1,190	6,890	4,240	108,13	5,000	42,600	0,470	92,60	16,80
VIS 19	59,560	5,280	1,030	0,900	6,960	4,940	3,200	5,000	44,300	0,370	84,60	13,40
VIS20	500,28	7,440	3,260	1,790	6,900	5,840	3,800	5,000	99,900	0,460	213,6	43,00
VIS21	338,28	0,510	6,510	1,790	6,770	5,540	4,900	15,70	96,400	0,640	164,3	32,30

Tabulka 4: Zastoupení kyslíčků v alumogelech vrtu VIS 15.

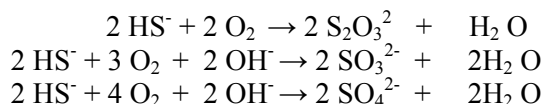
Al ₂ O ₃	49,6 %	SiO ₂	3,48 %
P ₂ O ₅	< 0,005 %	CaO	0,773 %
Na ₂ O	0,100 %	MgO	0,036 %
MnO	0,035 %	K ₂ O	0,039 %
Fe ₂ O ₃	0,701 %	TiO ₂	0,007 %

Sulfan je v kalcích z VIS vrtů zastoupen vysokou koncentrací u řádně konzervovaných vzorků: v kalu je stanoveno až 118 mg/l ve VIS 18, dále 39 mg/l ve VIS 19, ve VIS 16 bylo stanoveno pouze 21 a 16 mg/l. Vzhledem k rozloze území s těmito poměry pro tvorbu sulfanu může být tento proces v podzemí podstatným faktorem geneze síranů podzemní vodě v území.

Z teoretických prací je známo, že v neutrálních a slabě kyselých vodách převládá nedisociovaná forma H_2S (aq) a zhruba od pH 8,5 převládá forma síry HS^- a při pH nad 12 forma S^{2-} . V podmínkách oxidických jsou sulfan a jeho iontové formy nestabilní. Snadno oxidují chemicky i biochemicky až na sírany a reakce probíhá přes meziprodukty (Grünwald 1999):



V alkalickém prostředí při pH 9 – 9,5 probíhají reakce:



Další poznatky z rozboru složení bílých gelů – sraženin v kalech a sedimentech vrtů (VIS 19) jsou dokladem o překvapivě vysokém podílu hliníku proti očekávanému křemíku (podíl je udán ve váhových procentech po vysušení kalů): Al_2O_3 téměř 50 %, SiO_2 pod 5 %, Fe_2O_3 a CaO kolem 0,7 %, ostatní pod 0,1 %. Ztráta vody při sušení na 110 °C činila 24,6 % a voda chemicky vázaná (ztráta sušením při 800 °C) činila 20,3 %. Je s podivem, že při opakovaných RTG analýzách a jejich prověřování nebyly zachyceny kromě ryzího Al a jílového minerálu illitu další minerály s obsahem oxidu nebo hydrooxidu Al. Analýzy kalů a gelů provedl RNDr. Jiří Machát, PhD. z Laboratoře ICP (Induced Coupled Plasma) atomové spektrochemie Přírodovědecké fakulty Masarykovy univerzity v Brně.

Procesy s možností geneze kalů na dně vrtů VIS

Za základ pro genezi kalů o mocnostech 2 – 4 m a sedimentů považujeme proces přeměny hornin vlivem působení vody bohaté na ionty SO_4^{2-} . Obecně jsou procesem postihovány zejména aluminosilikáty, především živce. Ve studované lokalitě Podluží je jednoznačně prokázána z analýz elektronovou mikrosondou SEM přítomnost aluminitu jako vodnatého zásaditého síranu hlinitého ve tvaru drobných bílých a šedobílých krápníčků o průměr 0,3 – 0,8 cm s délkou 3,0 – 5,0 cm, které při zvětšení na řezu SEM mají nátekové a ledvinité tvary. Aluminit je geneticky vázán na působení vody s kyselinou sírovou na polohy jílovitých hornin, je tedy u této geneze stejná působící látka, avšak na již navětralé jílovité horniny. Jednoklonný aluminit bude ověřen na RTG analýze krápníčků. V České republice je znám výskyt aluminitu u Chuchle u Prahy, u Kralup (Miletice, Nelahozeves), u Chvaletic a ve Zlatých Horách v Jeseníkách. Na Podluží je počátek jeho geneze vázán asi na stav po vzniku aluminogelů $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ve tvaru větviček spletených do vloček, které si dlouho uchovávají rosolovitou konsistenci a při doteku se rozmazávají a rozpadnou. Pokud však dojde k reakci hydrofilního gelu se síranem u vody s vyšší koncentrací síranů, vytvářejí se krápníčky až délky 5 cm a průměry 0,7 – 0,8 cm, jak se stalo u vrtu VIS 20, kde byla v červenci 2005 dosažena koncentrace síranů 539 mg/l. Pouze u malého procenta aluminogelových útvarů dochází ke zvýšení tvrdosti do vzhledu krápníku s evidentním kanálkem uprostřed.

Geneze síranů v podzemních vodách v kvartéru v Pomoraví s tvorbou sedimentů a kalů v monitorovacích vrtech s vysokým obsahem Fe a Al, s přítomností vloček aluminogelů $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ a krápníčků aluminitu $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3$ ve vrtech s vyšší koncentrací síranů jsou jevy objevující se v lokalitách v Pomoraví (Kněžpole, Hulín, Podluží) atribut procesu sestávajícího z komplexu přírodních a antropogenních dějů navzájem se podmiňujících a doplňujících.

Pro genezi síranů v podzemní vodě nemá území předpoklady jako jsou těžba sádrovce, nejsou zde skládková tělesa ani neunikají kyselé báňské vody s vysokým obsahem síranů z dolů.

Geologická stavba území však má v podloží či okolí zkoumaných lokalit polohy s ropnými látkami, zemním plynem a lignitem, které doprovázejí organický uhlík a sirovodík, v lužních lesích jsou hojné huminové kyseliny, na jímání vody je ve výstroji vrtů použito železo. V nadloží a podloží kvartérní zvodně jsou uloženy polohy jílu bohaté na jílové minerály. Tyto poměry umožňují proces s genezí síranů, následným rozkladem hornin a vznikem sedimentů. Jejich proměny a charakter dovoluje při-

blížit malý experiment. Vzorky kalů a sedimentů ze zkoumané lokality Podluží byly ponechány v PET lahvích po době 3 měsíců v teplotě 18 – 25° C, až se sedimenty zbarvily do rudohnědých odstínů a při měření pH a redox potenciálu vykazovaly následující hodnoty udané v tabulce 6 s velmi redukčními poměry.

Tabulce 6 : Oxidačně-redukční poměry ve vzorcích z VIS vrtů.

Vrt	ORP vody nad kalem	ORP v kalu	pH vody nad kalem	pH v kalu
VIS 15 –PET 1,0 l	+014	Nahoře: -002 Dole pokles: -345 až -390	9,70	9,78-9,50
VIS 15 –PET 0,3 l	+004	-018		
VIS 16 –PET 0,3 l	+011	-026 až -032		8,56
VIS 16 –PET 0,3 l	+017	-390 až -346		
VIS 17– PET 0,3 l	-112 -pach po H ₂ S	-123 až -127 až -131		8,04
VIS 18–PET 0,3 l	-109 (po odstranění stop NEL na hladině)	-107 až -109		8,39
VIS 19–PET 0,3 l	+016 až + 019	+003 až -012		8,25
HP 39–PET 0,3 l	+016	+016 až -021		

Dokonalé ověření podílu procesů nebude jednoduché, neboť do vrtů doposud nebyl instalován ani promyšlen systém monitorování sledující u stěn a dna vrtů genezi a místa výskytu precipitátů hydrooxidů Fe, vloček alumogelů (hydrofilních koloidů s obsahem 49,6 % Al₂O₃.nH₂O), jejichž tuhnutí a postupná tvorba podmiňuje vznik sedimentů složených z usazovaných kalů, oxidů a hydrooxidů Fe a také z hydrofilních koloidů Al₂O₃.nH₂O.

Vliv technického provedení vrtů a stav vrtů během čištění

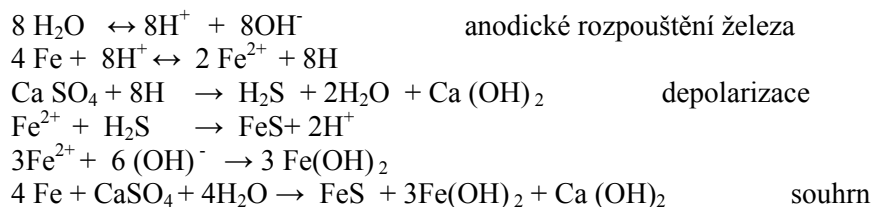
V r. 2004 během čištění jímacích vrtů HV 2 – HP 40 v řadách I, II, III se vyskytovaly ve vodě u dna kaly černošedé barvy, v nichž se vznášely bílé vločky 2 – 3 cm velké tvořené sraženinami alumogelů, podle zápachu se u dna některých vrtů vyskytoval sulfan – vzhledem k tomu, že v nepřítomnosti autorky u čištění nebyly odebrány vzorky na analýzu, nelze posoudit, kde a kolik bylo sulfanu na dně vrtů jímacích vodu, která se upravuje k pitným účelům.

Regenetace vrtů sestávala z mechanického čištění, následovala aplikace 50 kg kyseliny citronové do každého vrtu a po 24 hodinách reakce se na neutralizaci vlily do vrtu 2 l peroxidu. Později po několika hodinách byl obsah vrtu čerpán ven asi po dobu asi 2 – 4 hodin. Čištění proběhlo v 1.polovině roku 2004 a následně byly vrty zase napojeny systémem násosky, takže dřívější nebo pozdější přístup do objektů odběr vzorků kalu nebo sedimentů sraženin není možný. Složení precipitátů bylo ověřeno RTG analýzou jako goethit, FeOOH nebo Fe₂O₃ . H₂O, lepidokrokít γ FeOOH a hematit Fe₂O₃, pyrit a greigit a třípytky s místy kovovým leskem jako plíšky 0,5 x 0,3 cm a menší složením v některých bodech odpovídající elementárnímu Al⁰, Si⁰, a Fe⁰. Před čištěním a po něm byla prováděna prohlídka vrtů HV 2 – HP 40 TV kamerou a byl proveden záznam prohlídky. U vrtů pozorovacích VIS 1 – 21 se prohlídka ani čištění nerealizovaly, je zde však evidentně proces geneze kalů obdobný a ve větší míře probíhající než u vrtů HV 2 – HP 40, neboť jeho průběh se neruší čerpáním.

Vliv koroze na zkoumané procesy geneze síranů a kalů

Z terénu je odpozorováno, že u objektů s vystrojením anticoro nejsou běžné zvýšené koncentrace síranů v podzemní vodě přesahující stav v širším okolí. Plní tedy vrty a objekty vystrojené zárubnicemi z oceli a litiny funkci bioreaktorů. Takto je popisoval ve svých výzkumech v 70. letech Konopáč (1971, 1972, 1975), zkoumající tehdy u minerálních vod v Lázních Poděbrady vazbu mezi rostoucím jímaným objemem vody a klesající koncentrací sirovodíku, Mn a Fe. Dále se zabýval vlivem koroze a

probíhajících procesů na výsledné složení zde jímáných minerálních vod. Podmínky dané vydatností, stavem biocenózy na fázovém rozhraní mezi stěnou vrtu a minerální vodou a tím i reakční rychlost probíhajících korozivních procesů, mají podstatný vliv na výsledek chemické analýzy. Teorii korozivního působení desulfurikačních organismů vypracoval Kühr Von Wolzogen (1934, 1938, 1961), kde udává reakce:



Platnost této teorie potvrdily práce se suspenzí bakterií *Desulfovibrio vulgaris*, které ukázaly, že bakterie depolarizují katodické oblasti povrchu železa, přičemž depolarizovaný vodík je využit pro redukcii substrátu a koroze se zvýší o ekvivalentní hodnotu. Konopáč závěrem upozorňuje na komplikovaný vztah mezi původem a složením minerální vody – organickou složkou s plyny, redox-potenciálem, teplotou, biologickým oživením a kovovým substrátem. Autor dospěl k závěru, že vrty jsou více či méně rozměrný průtokový reaktor. Nejúčelnější je použít k vystrojení objektů takových materiálů, které uvedeným procesům nepodléhají.

Tabulka 7: Koncentrace sulfanu ze vzorků z VIS 16 – VIS 21 z Podluží.

Při dostatečném zakonzervování H ₂ S			Za nedostatečného zakonzervování H ₂ S	
Vrt	mg/l	Typ kalu	Vrt	mg/l
VIS 16	21	černý kal	VIS 21	do 0,01
VIS 16/2	16	černý kal	VIS 20/1	2
VIS 19	5,8	rudohnědý kal	VIS 20/2	1,1
VIS 19/2	6,2	rudohnědý kal	VIS 20/3	0,06
VIS 20	0,11	bez kalu	Vzorky bez konzervace	
VIS 20/2	0,27	rudohnědý kal	Vrt	mg/l
VIS 21	0,03	rudohnědý kal	VIS 16	0,01
VIS 18	118	černý kal	VIS 19/1	0,05
VIS 19	39	černý kal	VIS 19/2	0,02

Závěry

Při výzkumu přírodních a antropogenních faktorů změn koncentrace síranů v podzemních vodách kvartéru v Pomoraví byly zjištěny sedimenty a kaly s kovovými precipitáty a vločkami alumogelů, jejichž složení a genetický původ se postupně objasňuje.

Po stanovení složení kalů z mnoha pozorovacích VIS vrtů na JÚ Podluží a v jeho okolí s vysokou (až 118,0 mg/l) koncentrací H₂S, s výskytem sraženin hydrooxidů a sulfidů Fe, s vysokým obsahem Al v alumogelech, se jeví jako nejpravděpodobnější genetická vazba na specifické poměry geologické struktury kvatérních a neogenních hornin na Podluží. Polohy lignitu v těžitelné i netěžitelné mocnosti (a také ropných látek a zemního plynu) doprovázejí zvodnělé vrstvy s tekoucími písky a vysokým obsahem H₂S. Tento plyn díky těžbě lignitu řízenou zaválkou v hloubce kolem 170 m uniká do vyšších partií a je potom při soustředěném čerpání 50l/s podzemní vody v kvartéru v nasávání do jímácích zařízení s násoskovým systémem. Ve vlastních jímácích vrtech pro pitnou podzemní vodu a ve vrtech monitorovacích VIS je předpoklad reakcí plynu s kovem a vodou, na stěnách výstroje vznikající obtížně stanovitelné hodnoty pH vedoucí k reakcím s okolními horninami a důsledkem je geneze alumogelů a precipitátů ve formě krápníčků z rozkladu jílových minerálů, kalů s vysokými obsahy hydrooxidů a sulfidů Fe.

Výzkum přírodních a antropogenních faktorů změn koncentrace síranů v podzemních vodách kvartéru už ověřoval vedle výše uvedených poznatků také jiné procesy zde necitované s možností podílu bakterií *Acidithiobacillus thiooxidans* a *A. ferrooxidans*, účasti redukčních bakterií *Desulfovibrio*, dále bylo hodnoceno izotopové složení síry síranů a detailní složení precipitátů kovů a struktura alumogelů. Komplex poznatků je široký a navzájem se doplňuje, čímž se dokazuje, že procesy v podzemním prostředí dané geologickou stavbou, spuštěné zásahem těžebních a čerpacích prací v neogénu a kvartéru, byly postupně podpořeny oxyselováním srážek v uplynulých dekáдах a udržovány v průběhu technickým provedením vrtných objektů a jejich napojením na násosky a sběrné studny při jímání podzemní vody.

Poděkování

Práce vznikla za podpory Grantové agentury AV ČR v rámci projektu registrační číslo č. A 3060102 a je součástí výzkumného záměru Ústavu pro hydrodynamiku AV ČR č. AVOZ 20600510.

Literatura

- Kolektiv autorů (1994): Atlas životního prostředí, Geografický ústav AV ČR, Brno.
- Booth, G. H., Tiller, A. K. (1968): Corrosion science, 8, s. 583.
- Ďurd'ová, L. (2002): Some features of groundwater chemistry change in the Morava river watershed. In: State and anthropogenic changes of water quality in Poland (editor J. Burchard), Vol. II, Uniwersytet Łódzki, Komisja Hydrologiczna Polskiego Towarzystwa Geograficznego. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego. Łódź.
- Ďurd'ová, L., Tungli, L., Hlaváč, J. (1999): Application of quadratic factor analysis and modelling with quantification of qualitative magnitudes to the research of groundwater chemistry development. Proc. 5th International Conference on Hydroinformatics, Cardiff 1 – 5th July 2002. Cardiff, Vol. I., 351 – 356.
- Frenzel, H. J. (1965): Werkstoffe und Korrosion, 16, s. 651.
- Grunwald, A. (1998): Hydrochemie, ČVUT, Praha.
- Holzbecher, Z. a kol. (1968): Analytická chemie, SNTL, Praha.
- Konopáč, J. (1975): Korozivní procesy v jímacích zařízeních a jejich vliv na konečné složení minerální vody. Geologické práce, Zprávy 1962, GÚDŠ Bratislava, 235 – 237.
- Konopáč, J. (1971): Geneze sirovodíku ve zdrojích poděbradské kyselky a metodika jejich určení, Geologický průzkum, 10, s. 302.
- Konopáč, J. (1972): Vztah mezi stagnací minerální vody ve vrtu a sekundárním vznikem sirovodíku. Vodní hospodářství, 31 – 7.
- Tungli, L., Ďurd'ová, L. (2002): Hodnocení vývoje chemismu podzemní vody ve vodním zdroji Podluží pomocí aplikace faktorové analýzy. Sb. z X. mezinár. poster. dňa. ÚH SAV Bratislava, 28.11. 2002, 10 stran.
- Kühr Von Wolzogen, C. A. H., van der Vlugt, L., S. (1934): Water (Holland), 16, 147 – 165.
- Kühr Von Wolzogen, C. A. H. (1938): Water (Holland), 22, S.33 – 3, 45 – 8.
- Kühr Von Wolzogen, C. A.H. (1961): Corrosion, 17, s. 293.

Tabulka 5: Kaly a sedimenty z pozorovacích vrtů VIS a z terénu v okolí JÚ Podluží

Složení vzorků kalů a bahen z pozorovacích vrtů VIS, sedimentů a půd z okolí jámacího území Podluží											
Vrt	VIS 2	VIS 3	VIS 6	VIS 12	VIS 14	VIS 14	VIS 15	VIS 16	VIS 17	VIS 18	VIS 19
Zn	0,003	0,005	0,003	0,004	0,010	0,004	0,006	0,005	0,007	0,004	0,004
Mn	0,908	0,060	0,050	0,043	0,277	0,268	0,087	0,064	0,116	0,084	0,058
Fe	20,2	4,53	3,03	4,63	11,6	9,42	11,0	2,51	13,4	13,9	8,64
Mg	0,185	0,127	0,179	0,054	0,132	0,157	0,141	0,093	0,228	0,072	0,056
Al	0,726	21,4	27,7	24,1	19,5	21,3	18,8	23,9	24,4	30,2	20,3
Ca	2,51	1,19	1,52	0,909	1,39	1,49	1,42	1,21	2,14	0,881	0,852
S	0,018	0,035	0,047	0,025	0,026	0,029	0,035	0,044	0,065	0,031	0,025
Sulfid									6,0		
váh.% s.mat.	61,4	5,2	3,5	2,7	4,9	4,7	6,49	2,5	4,7	4,2	4,7
celkem	25	27	33	30	33	33	32	28	46	45	30
Poznámky	velké sraženiny	jemný kal	jemný kal	jemný kal	jemný kal	jemný kal	jemný kal	jemný kal	jemný kal	jemný kal	jemný kal
Sedimenty ze sběrné studny SB I, z půdy z polní cesty u Salaše a z archeologických vykopávek Trapíkov a dna toků											
lokality	studna SBI	Salaš	Trapíkov	kan.HV17	řeka Morava	Typy vzorků					
Zn	0,009		0,005	0,016	0,004	VIS 2 rudo-hnědé kusy Fe precipitátů					
Mn	0,125		0,202	0,114	0,040	VIS 3, VIS 6, VIS 12, VIS 14, VIS 15, VIS 16, VIS 17,					
Fe	36,5		2,31	2,53	0,594	VIS 18, VIS 19: hydrofobní koloidy, černé kaly s minimálním					
Mg		0,249		0,641	0,181	obsahem suchého podílu, pravděpodobný poměr					
Al	0,177		4,14	6,07	2,55	Fe:S je jako u Pyritu, což bylo ověřeno u VIS 17					
Ca		12,7		0,845	0,541	SBI rudohnědé sraženiny tvaru hrubého písku					
S		0,180				Salaš suchá půda, světle hnědá					
P		0,728				Trapíkov půda s rezavými Fe precipitáty					
K		1,28				kanál u HV 17 - dnové sedimenty					
váh.% su.m.	74,8	97,4	97,8	56,8	69,3	řeka Morava - dnové sedimenty - šedohnědé bahno					
sum	39	17	8	10	4	Si - identifikován ale neměřen					
Vzhled	rudohnědý hrubý písek	suchá světle hnědá půda	půda a hnědé sraženiny	šedohnědé bahno	šedohnědé bahno	Podíl % s.m. % suchého materiálu ve vzorku váhové % suchého materiálu ve vzorku					

Štúdium reaktívneho transportu kadmia v kontaminovanej poľnohospodárskej pôde

Michal Ďuriš¹, Pavel Dlapa¹, Lubomír Lichner², Vladimír Piš³

¹Univerzita Komenského, Prírodovedecká fakulta, Katedra pedológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, duris@fns.uniba.sk, dlapa@fns.uniba.sk

²Ústav hydrológie SAV, Račianska 75, 831 02 Bratislava, lichner@uh.savba.sk

³Hydromeliórácie, š. p., Vrakuňská 29, 825 63 Bratislava, pis@hmsp.sk

Úvod

Podľa Yonga et al. (1992) sú procesy prechodu ťažkých kovov (vrátane Cd) z pôdneho roztoku do pevných fáz pôdy nasledovné: mechanická, fyzikálna, fyzikálno-chemická, chemická a biologická sorpcia. Fyzikálno-chemická sorpcia ťažkých kovov je ovplyvnená najmä hustotou záporných nábojov na povrchu pôdnych koloidov, pretože spočíva vo výmene iónov medzi pôdnym koloidným komplexom a pôdnym roztokom (väčšina ťažkých kovov sa v pôdnom roztoku nachádza vo forme katiónov) v ekvivalentných pomeroch. Jedná sa o výmennú sorpciu, ktorá má v prírode veľký význam. Závisí hlavne od mineralogického a chemického zloženia pôdnych koloidov, ale aj od koncentrácie pôdneho roztoku a jeho objemu. V prírodných podmienkach je skladba katiónov koloidného komplexu v dynamickej rovnováhe so skladbou pôdneho roztoku. Pri zmene koncentrácie katiónov v pôdnom roztoku (odber rastlinami, vylúhovanie) sa mení katiónové zloženie pôdneho koloidného komplexu (Styk, 2001).

Všeobecne dôležitým znakom sorbovaných iónov je ich vymeniteľnosť. Dochádza k nej, ak sa mení zloženie a koncentrácia pôdneho roztoku. Výmena iónov prebieha v ekvivalentných pomeroch, gramkvivalentoch určitého katiónu. Katión sorbovaný povrchom koloidov sa uvoľňuje a opäť vymieňa za gramkvivalent iného katiónu. Táto reakcia je plne vratná, a preto sa v pôde vždy vytvára rovnováha medzi iónmi v pôdnom roztoku a iónmi sorbovanými. Ak chceme určitý katión z pôdy vytesniť, musíme postupne znižovať jeho koncentráciu v pôdnom roztoku a nahradiť ho v pôdnom roztoku iným katiónom (Kutílek, 1978). Nezanedbateľný význam pri riadení správania sa rizikových stopových prvkov v pôde má katión vápnika, pretože pôdne roztoky množstva pôd obsahujú nadbytok vápnika, ktorý v niektorých prípadoch môže dosiahnuť až 90 % z celkovej koncentrácie všetkých katiónov.

Výmenné reakcie na povrchu ílových minerálov prispievajú k zásobeniu pôd stopovými prvkami a tieto reakcie priamo pôsobia na ich mobilitu. Aby sa udržala elektroneutralita, pozitívne nabité ióny sú priťahované negatívne nabitými povrchmi ílových minerálov. Tieto katióny môžu byť stechiometricky zamenené inými katiónmi alebo pozitívne nabitými špeciami. Katiónová výmena sa môže opísať všeobecnou binárnou rovnicou (Šarapatka et al., 2002):



kde a = valencia katiónu A, b = valencia katiónu B, X = jeden mól záporného náboja na povrchu pôdnych koloidov.

Rovnovážna konštanta pre všeobecnú binárnu výmenu má podľa Gaines-Thomasovho modelu tvar:

$$K_{GT} = \frac{[BX_b]^a (A^{a+})^b}{[AX_a]^b (B^{b+})^a} \quad (2)$$

kde [] sú ekvivalentné frácie adsorbovaných katiónov na povrchu pôdnych koloidov, () sú aktivity katiónov v roztoku, K_{GT} je rovnovážna konštanta katiónovej výmeny.

Pri amónnych a draselných iónoch dochádza tiež k nevyhnutnej sorpcii - fixácii. Podstatou fixácie amoniaku je proces vniknutia a naviazania NH_4^+ a K^+ iónov do medzivrstvových priestorov kryštálovej mriežky ílových minerálov, v podstate alumosilikátov s vrstevnatou kryštálovou štruktúrou dvojakeho typu (dvojvrstvový a trojvrstvový). Dvojvrstvová štruktúra (1:1) je typická pre kaolinit a halloyzit, ktoré fixujú NH_4^+ vo veľmi ťažko vymeniteľnej forme. Trojvrstvovou štruktúrou sa vyznačuje illit, vermikulit a montmorillonit, ktoré fixujú amónne ióny s väčšou možnosťou výmenných mechanizmov (Nomnik, 1965 in Bielek 1998).

Množstvo prác venovaných štúdiu prenosu rozpustených látok v pôdach je zameraných na transport konzervatívnych látok, ktoré sú sorbované pôdnymi časticami veľmi slabo (napr. chloridové alebo dusičnanové ióny). Väčšina látok nebezpečných pre životné prostredie ale v pôdach podlieha sorpcii. Správanie sa takýchto látok je v najjednoduchších prípadoch ovplyvňované lineárnou adsorpciou. Rýchlosť prenosu takejto látky je potom znížená retardačným koeficientom v porovnaní s rýchlosťou prenosu konzervatívnej látky. Vo väčšine prípadov je ale opis prenosu látok v pôdach oveľa komplikovanejší, pretože adsorpčné izotermy sú nelineárne a prítomnosť ďalších iónov vedie ku kompetícii na povrchu adsorpčných miest (Černík et al., 1994). Z týchto dôvodov bude prenos rizikových prvkov, ktoré sú v pôde prítomné v stopových koncentráciách, výrazne ovplyvňovaný prítomnosťou hlavných katiónov (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , NH_4^+) a pri jeho modelovaní je nevyhnutné zahrnúť procesy katiónovej výmeny.

Hlavným cieľom práce bolo štúdium reaktívneho transportu kadmia v kontaminovaných pôdach, ktoré je dôležité pre hodnotenie mobility a biodostupnosti kadmia v poľnohospodárskych pôdach. V tejto práci sme sledovali viacložkový transport kadmia a troch hlavných katiónov (Ca^{2+} , K^+ , NH_4^+) spoločne s konzervatívnymi dusičnanovými iónmi, ktorý bol vyvolaný vstupom roztoku dusičnanu amónneho do kolóny obsahujúcej kontaminovanú poľnohospodársku pôdu. Sorpčné procesy sú modelované ako katióno-výmenné procesy definované prostredníctvom koeficientov selektivity. Výsledky modelovania transportných procesov v prostredí PHREEQC majú ukázať možnosť vysvetliť rozdielny priebeh a tvar prienikových kriviek pre jednotlivé ióny prostredníctvom pôsobenia katióno-výmenných procesov a advektívno-disperzného transportu.

Materiál a metódy

Pre kolónové experimenty bola odobratá priemerná pôdna vzorka humusového kultizemného A horizontu z hĺbky 5 – 20 cm. Ide o vzorku fluvizeme kultizemnej, ktorá je silne kontaminovaná ťažkými kovmi, najmä kadmiumom.

Vzorka pôdy bola vysušená na vzduchu pri laboratórnej teplote a zbavená drobných rastlinných zvyškov a skeletu. V porcelánových miskách bola podrvená a preosiata cez 2 mm sito. Takto pripravená jemnozeme bola zhomogenizovaná do reprezentatívnej vzorky, ktorá bola použitá pri kolónovom pokuse. Zrnitostné zloženie pôdnej vzorky z lokality Domaníky je uvedené v tabuľke 1. Zastúpenie jednotlivých výmenných katiónov v sorpčnom komplexe vzorky pôdy pred začiatkom experimentu je uvedené v tabuľke 2.

Pred každým kolónovým pokusom bola novo pripravená kolóna s tzv. sypanou pôdnou vzorkou. Do plexisklového valca bola nasypaná plastovou lyžicou po malých dávkach vzorka pôdy a sklenenou tyčinkou rovnomerne utláčaná. Kolóna bola napĺňaná pôdou približne do polovice. Zvyšná časť bola doplnená kremitým pieskom. Kolóny boli na obidvoch stranách uzavreté umelohmotnými uzávermi s hadičkami, z ktorých jedna predstavovala výtokovú a druhá prírodnú hadičku napojenú na Mariottovu byretu. Snahou bolo pripraviť najviac zhodné vlastnosti jednotlivých kolón. Základné charakteristiky pôdnej kolóny sú uvedené v tabuľke 3.

Všetky kolónové pokusy boli uskutočnené rovnakým spôsobom. Po spustení kolónového aparátu bola pôdna kolóna premytá tromi podielmi destilovanej vody (3 x 50 ml) a po nej nasledoval 0,1 M roztok dusičnanu amónneho (NH_4NO_3). Pri premývaní pôdnych kolón sa odoberal rovnaký podiel na výtok z kolóny o objeme 50 ml. Odoberané podiely sa zachytávali do plastových fľaštičiek. Priemerná rýchlosť prúdenia roztoku kolónou bola $40 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$.

Tabuľka 1: Zrnitostné zloženie fluvizeme kultizemnej z lokality Domaníky.

Fyzikálny íl < 0,002 mm (%)	I. kategória < 0,01 mm (%)	II. kategória 0,01 – 0,05 mm (%)	III. kategória 0,05 – 0,1 mm (%)	IV. kategória 0,1 – 2,0 mm (%)	Pôdny druh
9	23	30	26	21	piesčito-hlinitá

Tabuľka 2: Obsah výmenných katiónov vo vzorke fluvizeme kultizemnej z lokality Domaníky.

Ca^{2+} $\text{Mmol} \cdot \text{kg}^{-1}$	Mg^{2+} $\text{mmol} \cdot \text{kg}^{-1}$	K^+ $\text{mmol} \cdot \text{kg}^{-1}$	Na^+ $\text{mmol} \cdot \text{kg}^{-1}$	NH_4^+ $\text{mmol} \cdot \text{kg}^{-1}$
90,5	6,1	11,8	6,3	0,45

Tabuľka 3: Základné charakteristiky pôdnej kolóny.

Výška celej kolóny	14,7 cm
Výška pôdy v kolóne - pôdny stĺpec	8,0 cm
Hmotnosť pôdy v kolóne	120 g
Objem pôdy v kolóne	$90,7 \text{ cm}^3$
Objemová hmotnosť pôdy	$1,32 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$
Celková pórovitosť	51,3 %
Objem pórov	$46,5 \text{ cm}^3$

V odoberaných podieloch na výtok z kolóny bola analyzovaná koncentrácia iónov kadmia, amónnych iónov, iónov vápnika, draslíka, dusičnanov a pH. Celkové koncentrácie kadmia, vápnika a draslíka boli stanovené atómovou absorpčnou spektrofotometriou (AAS) s plameňovou atomizáciou. Stanovenie amónnych iónov bolo založené na modifikovanej Berthelotovej reakcii, pri ktorej sa amónium chlórjuje na monochlóramín a ten ďalej reaguje so salicylanom na 5-aminosalicylan. Po oxidácii a vytvorení väzby vznikne zeleno sfarbený komplex indofenolového typu. Absorbancia vytvoreného komplexu sa meria spektrofotometricky pri vlnovej dĺžke 660 nm na prietokovom analyzátore SKALAR. Dusičnany boli stanovené po redukcii kadmimom na dusitany. Dusitany sa diazotujú so sulfanylamidom a kopulujú s α -naftyletyléndiamíndihydrochloridom, s ktorým tvoria výrazne červeno sfarbené azofarbivo. Pri vlnovej dĺžke 540 nm sa meria jeho absorbancia na prietokovom analyzátore SKALAR.

Pre zhodnotenie vplyvu dusičnanu amónneho na prenos kadmia a hlavných iónov v pôdnej kolóne boli použité prienikové krivky, ktoré vyjadrujú závislosť koncentrácií sledovaných iónov na výstupe z kolóny od počtu pórových objemov roztoku, ktorý pretiekol cez kolónu. Hlavné sledované katióny boli Cd^{2+} (ako stopový prvok), Ca^{2+} , K^+ , NH_4^+ a hlavným sledovaným aniónom bol NO_3^- . Pre simuláciu transportných procesov bol použitý program PHREEQC.

Výsledky a diskusia

Pre štúdium vplyvu konkurenčnej sorpcie na mobilitu kadmia v kontaminovanej poľnohospodárskej pôde bol zvolený amónny ión vo forme roztoku dusičnanu amónneho, pretože dusičnan amónny je bežne používaný v poľnohospodárstve ako priemyslové hnojivo.

Pri hodnotení celkovej dynamiky kadmia a amónneho iónu (NH_4^+) pri jednotlivých kolónových pokusoch bolo použité grafické znázornenie v podobe prienikových kriviek. Ako vidno z prienikových kriviek získaných z troch navzájom nezávislých kolónových experimentov pre amónne ióny (obr. 1) a kadmium (obr. 2), výsledky vykazovali uspokojivú reprodukovateľnosť vzhľadom na to, že ide o experimenty s reálnou pôdou. Týmto spôsobom bol sledovaný prenos kadmia v závislosti od infiltrácie roztoku dusičnanu amónneho (resp. katiónu NH_4^+). Pri prechode roztoku dusičnanu amónneho cez pôdnu kolónu prebiehali na jeho čele katióno-výmenné reakcie medzi NH_4^+ a Cd^{2+} na povrchu pôdnych koloidov, pri ktorých dochádza k mobilizácii kadmia. Prienikové krivky kadmia na obr. 2 majú charakter píkov, ktoré majú charakteristický tvar so silnejšou retardáciou pri nižších koncentráciách kadmia (pomalšie vyznievanie píkov v smere doprava). V oblasti píkov sa v priebehu kolónového experimentu uplatňuje sorpcia amónneho iónu a desorpcia kadmia. Hodnoty pH roztoku na výstupe z kolóny kolísali v rozmedzí 6,7 – 7,4 s najnižšími hodnotami na čele postupujúceho roztoku dusičnanu amónneho v dôsledku katióno-výmenných reakcií medzi NH_4^+ a H^+ na povrchu pôdnych koloidov.

Pre detailný opis procesov prebiehajúcich vo vnútri kolóny boli v prípade tretej kolóny sledované tiež koncentrácie dusičnanových aniónov a katiónov vápnika a draslíka. Sledovanie týchto iónov spoločne s amónnymi iónmi a kadmiiom umožnilo vyhodnotiť vplyv konkurenčnej sorpcie a overiť použiteľnosť programu PHREEQC pre simuláciu prenosu kadmia v podmienkach multizložkového systému.

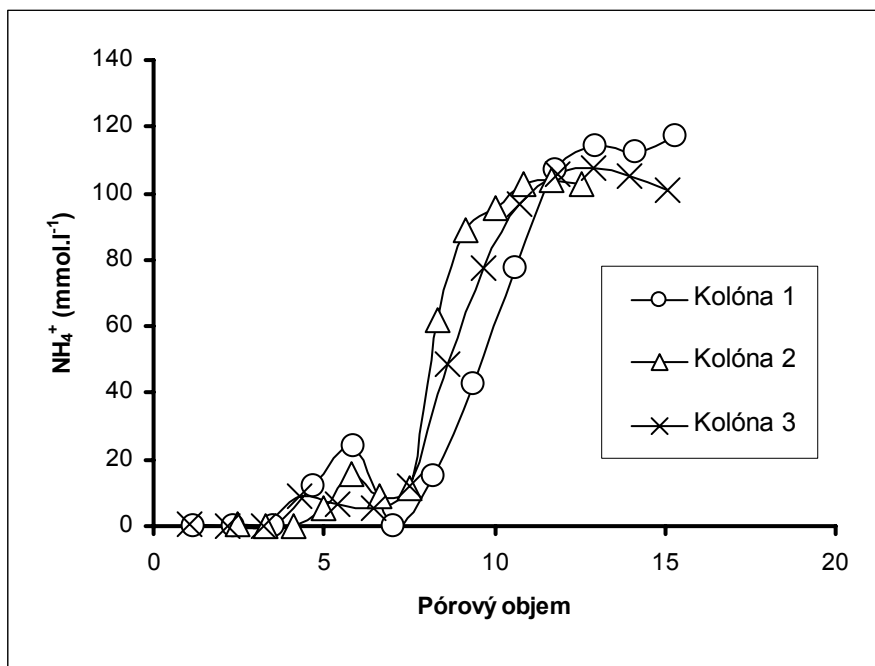
U všetkých katiónov boli pozorované maximá na čele infiltrujúceho roztoku dusičnanu amónneho, spôsobené katiónovou výmenou za NH_4^+ . Ako prvé sa objavili maximá koncentrácií kadmia a vápnika po 7 pórových objemoch roztoku. Maximálna koncentrácia draslíka bola zistená približne po 8 pórových objemoch roztoku. Toto maximum draslíka sa v porovnaní s kadmiiom a vápnikom oneskoruje približne o jeden pórový objem. Prekrývanie maxím v prípade prienikových kriviek kadmia a vápnika, čo možno vidieť na obr. 3, naznačuje podobný spôsob pútania oboch prvkov v pôde. Oneskorenie v prípade draslíka pravdepodobne súvisí s jeho silnejšou sorpciou na povrchu ílových minerálov. Podobné efekty spôsobené katiónovou výmenou na čele infiltrujúceho roztoku CaCl_2 opísali Starr a Parlange (1979) ako tzv. „snow plow effect“.

Matematické modelovanie bolo uskutočnené v prostredí programu PHREEQC (Appelo, Postma, 1993). Predvídanie transportu rozpustených reaktívnych látok v pôdach vyžaduje kombináciu vhodného transportného modelu s modelom popisujúcim chemické interakcie. Programové prostredie PHREEQC umožňuje modelovať jedno-dimenzionálne transportné procesy, ktoré je možné opísať prostredníctvom rovnice konvektívno-reakčno-disperzného prenosu v tvare

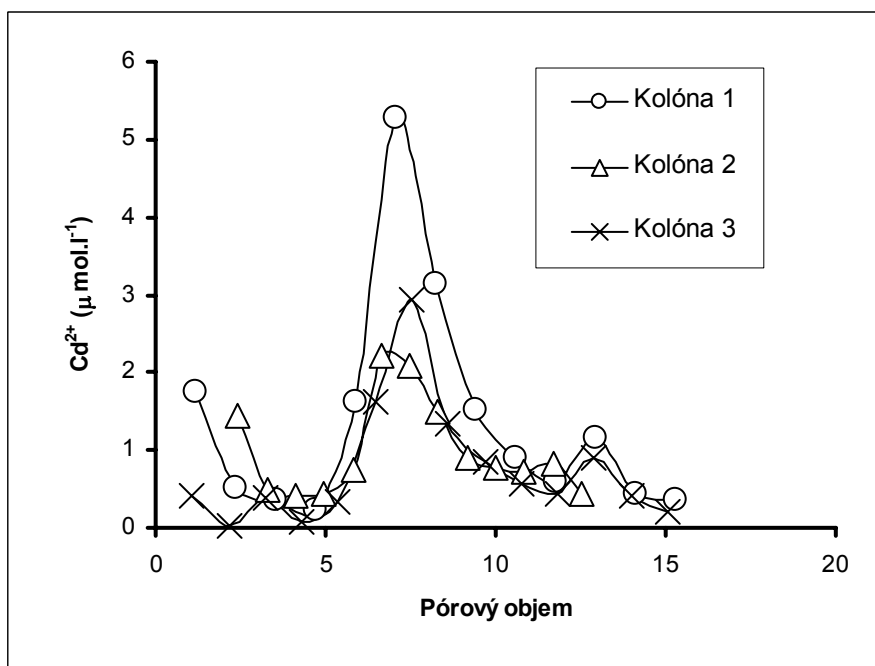
$$\frac{\delta c}{\delta t} = -v \frac{\delta c}{\delta x} + D_L \frac{\delta^2 c}{\delta x^2} - \frac{\delta s}{\delta t}, \quad (3)$$

kde c je koncentrácia látky v roztoku (mol.kg^{-1}), t je čas (s), v je rýchlosť prúdenia roztoku (m.s^{-1}), x je vzdialenosť (m), D_L je hydrodynamický koeficient disperzie ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$) a s je koncentrácia látky v pevnej fáze (mol.kg^{-1}).

Vo vyššie uvedenej rovnici vzťah $-v \delta c/\delta x$ predstavuje advektívny transport, vzťah $D_L \delta^2 c/\delta x^2$ reprezentuje disperzný prenos a $\delta s/\delta t$ je zmena koncentrácie látky v pevnej fáze spôsobená chemickou reakciou.



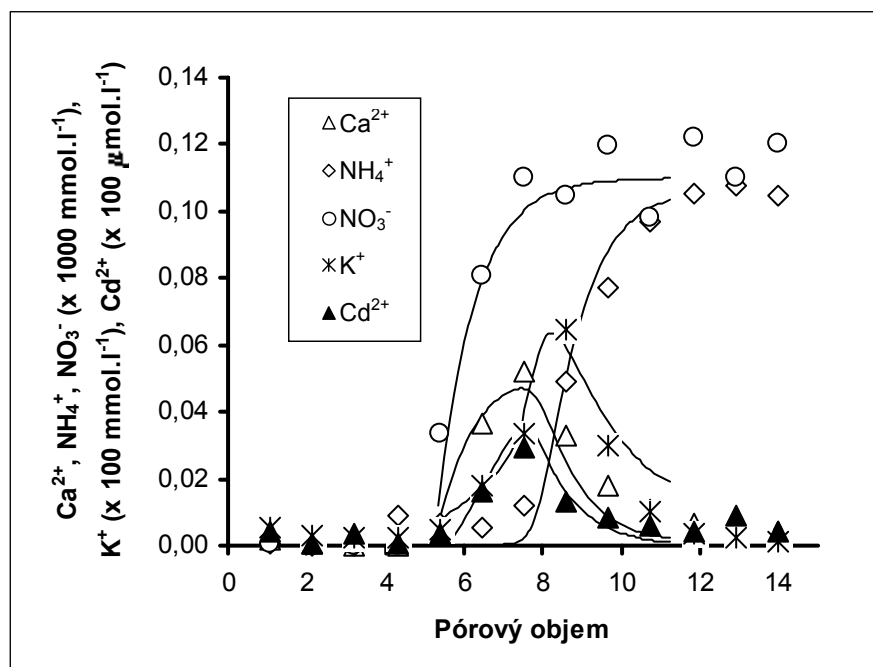
Obr. 1: Prienikové krivky amónnych iónov pozorované v priebehu troch navzájom nezávislých kolónových pokusov.



Obr. 2: Prienikové krivky kadmia pozorované v priebehu troch navzájom nezávislých kolónových pokusov.

Pre popis procesov konkurenčnej sorpcie existuje niekoľko modelov kationovej výmeny, z ktorých najznámejšie sú modely Vanselowov, Gaines-Thomasov a Gaponov (McBride, 1994). Vhodnosť jednotlivých modelov nie je jednoznačne daná a problémy s ich aplikáciou môžu byť napríklad dôsled-

kom koncentračnej závislosti jednotlivých koeficientov selektivity. Vulava et al. (2002) sledovali vhodnosť jednotlivých modelov kationovej výmeny v spojení s transportným modelom v laboratórnych podmienkach pre popis transportu iónov Na^+ a Ca^{2+} . Ich výsledky ukázali vhodnosť Gaines-Thomasovho modelu.



Obr. 3: Vývoj koncentrácií Cd^{2+} (v $\mu\text{mol.l}^{-1}$), Ca^{2+} (v mmol.l^{-1}) a K^+ (v mmol.l^{-1}) s píkmi maximálnych koncentrácií v priebehu kolónového experimentu. Neprerušovanými čiarami sú vynesené prienikové krivky vypočítané pomocou programu PHREEQC.

V našom prípade boli dielčie vzťahy konvektívno-reakčno-disperznej rovnice riešené pomocou procedúr, ktoré sú k dispozícii v prostredí PHREEQC (Parkhurst, Appelo, 1999). Konvektívno disperzný prenos bol simulovaný prostredníctvom procedúry TRANSPORT, ktorá počíta advekciu a disperzné miešanie. Zmeny koncentrácií jednotlivých katiónov spôsobené chemickou reakciou boli simulované prostredníctvom procedúry EXCHANGE, ktorá umožňuje simulovať procesy kationovej výmeny v podmienkach konkurenčnej sorpcie (Appelo, Parkhurst, 2002).

Pre sledované koncentrácie kadmia a hlavných katiónov prítomných v pôde bolo pozorované veľmi komplexné správanie, ktoré znázorňuje obr. 3. Výsledky simulácie sú v dobrej zhode s pozorovanými prienikovými krivkami pre jednotlivé ióny. Charakteristické je konzervatívne správanie sa chloridových iónov, ktorých koncentrácia na výstupe z kolóny začína stúpať po piatich pórových objemoch roztoku. Ako reakčný mechanizmus pre hlavné katióny a kadmium bol uvažovaný jednoduchý model kationovej výmeny, v ktorom bola kationová výmena opísaná Gaines-Thomasovou rovnicou. Vápnik dominujúci medzi výmennými katiónmi vo vnútri kolóny je vymieňaný za amónne ióny vstupujúce do kolóny a vylúhovaný s kolónou. Stredný bod prienikovej krivky vápnika sa objavuje po šiestich pórových objemoch roztoku. Pretože je draslík pútaný ílovými minerálmi silnejšie ako vápnik, objavuje sa jeho prieniková krivka až za prienikovou krivkou vápnika s maximom prienikovej krivky draslíka po ôsmich pórových objemoch roztoku. Po vyplavení všetkého draslíka stúpa koncentrácia amónnych iónov až k rovnovážnej koncentrácii, ktorá je rovnaká ako v roztoku vstupujúcom do kolóny. Rovnovážnej koncentrácii na výstupe z kolóny dosahujú amónne ióny po dvanástich pórových objemoch roztoku. Ako vidno z obr. 3, maximum na prienikovej krivke kadmia sa prekrýva s maximom na prienikovej krivke vápnika.

Záver

Kolónové experimenty ukázali aký vplyv má multizložkový transport látok a konkurenčná sorpcia na prenos kadmia v kontaminovanej poľnohospodárskej pôde. Tri navzájom nezávislé kolónové pokusy ukázali, že pri prienikových krivkách sa na čele infiltrujúceho roztoku dusičnanu amónneho vždy objavujú maximá koncentrácií kadmia. Prenos dusičnanu amónneho cez pôdnu kolónu indukoval zvýšenie mobility a prenos kadmia, ktoré sa tak stáva prístupnejším pre poľnohospodárske plodiny a tiež môže viesť k ohrozeniu podzemných vôd.

Detailná analýza roztoku v priebehu kolónového experimentu ukázala, aký vplyv môžu mať aplikované agrochemikálie na chemické zloženie pôdneho roztoku a mobilitu hlavných a stopových prvkov v poľnohospodárskych pôdach. Matematické modelovanie v prostredí PHREEQC ukázalo, že pozorované prienikové krivky pre jednotlivé ióny a kadmium môžeme považovať za produkt transportných procesov a kationovej výmeny. Potvrdila sa tiež možnosť využitia programu pre podobné aplikácie a vhodnosť Gaines-Thomasova modelu pre popis procesov konkurenčnej sorpcie.

Prieniková krivka pre dusičnanové ióny potvrdila viac menej konzervatívne správanie dusičnanov. V prípade hlavných katiónov sa na čele infiltrujúceho roztoku 0,1M dusičnanu amónneho objavili píky vysokých koncentrácií vápnika a draslíka. Tieto maximá súvisia z procesmi kationovej výmeny a vzájomný posun maximálnych koncentrácií vápnika a draslíka svedčí o silnejšej sorpcii draslíka na povrchu ílových minerálov.

Pri prienikovej krivke kadmia bolo pozorované maximum koncentrácií, ktoré sa prekrýva s maximum pre vápnik. Taká podobnosť svedčí o rovnakom spôsobe a sile pútania obidvoch prvkov v sledovaných pôdach. Amónny ión (NH_4^+) desorboval zo sorpčného komplexu pôdy výmennú formu kadmia.

Pod'akovanie

Autori ďakujú za poskytnutie finančných prostriedkov z GUK/2005 č.197, Grantovej agentúre VEGA (projekt č. 1/0619/03) a Agentúre pre vedu a techniku SR (projekt č. APVT-51-6502).

Literatúra

- Appelo, C. A. J., Parkhurst, D. L. (2002): Calculating cation exchange with PHREEQC (Version 2). US Geol. Survey, 8 s. {website: http://www.xs4all.nl/~appt/a&p/6/exch_phr.pdf}.
- Bielek, P. (1998): Dusík v poľnohospodárskych pôdach Slovenska. Výskumný ústav pôdnej úrodnosti, Bratislava, 255 s.
- Černík, M., Bartmettler, K., Grolimund, D., Rohr, W., Borkovec, M., Sticher, H. (1994): Cation transport in natural porous media on laboratory scale: multicomponent effects. *Journal of Contaminant Hydrology*, 16, 319 – 337.
- Kutílek, M. (1994): Vodohospodárska pedologie. SNTL/ALFA, Praha, 296 s.
- McBride, M. B. (1994): Environmental Chemistry of Soils. Oxford University Press, New York.
- Parkhurst, D. L., Appelo, C. A. J. (1999): User's guide to PHREEQC (version 2)-A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. US Geol. Survey, Water-Resour. Inv. Rep. 99-4259, 312 p. {website: http://wwwbrr.cr.usgs.gov/projects/GWC_coupled/phreeqc/index.html}.
- Starr, J. L., Parlange, J. Y. (1979): Dispersion in soil columns: The snow plow effect. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43, 448 – 450.
- Styk, J. (2001): Problém ťažkých kovov (kadmium, olovo, meď, zinok) v pôdach Štiavnických vrchov a ich príjem trávnyimi porastami. Výskumný ústav pôdoznalectva a ochrany pôdy, Bratislava, 136 s.
- Šarapatka, B., Dlapa, P., Bedrna, Z. (2002): Kvalita a degradace půdy. UP Olomouc, 246 s.

- Vulava, V. M., Kretzschmar, R., Barmettler, K., Voegelin, A., Grolimund, D., Borkovec, M. (2002): Cation competition in a natural subsurface material: Prediction of transport behavior. *Water Resources Research*, 38, 5, 71 – 77.
- Yong, R. N., Mohamed, A. M. O., Warkentin, B. (1992): *Principles of contaminant transport in soils*. Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 327 s.

Pevné usazené srážky v malých povodích v České republice

Jaroslav Fišák¹⁾ a Miroslav Tesař²⁾

¹⁾ Ústav fyziky atmosféry AVČR (ÚFA), Boční II/1401, 141 31 Praha 4, fisak@ufa.cas.cz

²⁾ Ústav pro hydrodynamiku AVČR (ÚH), Pod Paťankou 30/5, 166 12 Praha 6, miroslav.tesar@iol.cz

Klíčová slova: Usazené srážky, námraza, znečišťující látka, námrazová voda, chemismus

Abstrakt

V příspěvku je věnována pozornost pevným usazeným srážkám a koncentracím vybraných iontů v nich. Příspěvek se zabývá: i) vlivem typu průmyslové oblasti a ii) vlivem nadmořské výšky. Relativně čistou oblast (s minimální průmyslovou zátěží) reprezentují tři stanoviště v oblasti Šumavy. Oblast se značnou průmyslovou zátěží v severních Čechách, je zastoupena meteorologickou observatoří Milešovka.

K posouzení vlivu nadmořské výšky na koncentrace polutantů ve vzorcích vody z námraz byla využita námrazová situace ze dne 4.1.1990, kdy na území Šumavy, v okolí malého experimentálního povodí Liz, bylo odebráno 28 vzorků.

Bylo ukázáno, že průmyslová zátěž oblasti a především lokální zdroje znečištění ovlivňují koncentrace znečišťujících látek ve vzorcích námrazové vody. Byl zaznamenán pokles koncentrací těchto látek s nadmořskou výškou.

Úvod

Důležitým vstupem vody a znečišťujících látek v atmosféře do povodí jsou usazené srážky. Pod pojmem usazené srážky rozumíme srážky, které vznikají usazováním kapiček vody obsažených ve vzduchu (nejčastěji v mlze nebo nízké oblačnosti), nebo kondenzací či sublimací vzdušné vlhkosti na nějakém podloží (vegetace, stavby, zemský povrch a pod.). Bez tohoto podloží by nemohly vzniknout ani existovat. Mezi usazené srážky řadíme srážky z mlhy, rosu, jíní, jinovatku (krystalickou námrazu), zrnitou námrazu, zmrzlou rosu a ledovku.

Již poměrně dlouho (od osmdesátých let) je v ČR věnována pozornost obsahu znečištění v usazených srážkách (kapalných i pevných). Byla zvládnuta metodika odběru vzorků vody z usazených srážek a existuje dostatečně dlouhá řada výsledků chemických analýz vzorků těchto srážek. Problémem však zůstává měření srážkového úhrnu usazených srážek. Měření srážkového úhrnu je do značné míry vyřešeno pro pevné usazené srážky, ale problémem zůstává kvalifikovaný odhad srážkového úhrnu kapalných usazených srážek. Výskyt usazených srážek je soustředěn na přechodná období roku (jaro, podzim) a zimu. Nejmenší výskyt usazených srážek je v letním období. Usazené srážky hrají významnou roli především ve středních a vyšších nadmořských výškách. Jak je ukázáno v tomto příspěvku mohou usazené srážky v zimním období dosáhnout úrovně měsíčního úhrnu padajících srážek.

Ve středních a vyšších nadmořských výškách se vyskytuje převážná většina pramenných oblastí v ČR. Koncentrace polutantů obsažených v usazených srážkách jsou o řád vyšší než ve srážkách padajících. Byla prokázána závislost koncentrací znečišťujících látek na průmyslové zátěži dané lokality a především na lokálních zdrojích tohoto znečištění.

V příspěvku je věnována pozornost pevným usazeným srážkám. Porovnány jsou koncentrace znečištění ve dvou oblastech s různou průmyslovou zátěží, Šumava (čistá oblast ČR) a České středohoří (jedna z nejvíce znečištěných oblastí ČR). Výsledky chemických analýz z těchto oblastí jsou využity k posouzení vlivu průmyslové zátěže a lokálních zdrojů na koncentrace znečišťujících látek ve vzorcích vody z námraz (dále jen námrazová voda).

Na území Šumavy v okolí experimentálního povodí Liz byly při jedné námrazové situaci dne 4. ledna 1990 odebrány vzorky námrazové vody celkem na 28 stanovištích. Nadmořská výška stanovišť se pohybovala od 735 do 1119 m n.m. Výsledky chemických analýz těchto vzorků byly využity pro posouzení vlivu nadmořské výšky na koncentrace polutantů v námrazové vodě. V práci jsou především zahrnuty výsledky chemických analýz vzorků vody z jinovatky a zrnité námrazy.

Odběrová stanoviště a odběry vzorků

Vzorky byly odebírány ve dvou různě průmyslově zatížených lokalitách. První lokalitou byla Šumava (jižní Čechy), která představuje relativně čistou oblast ČR. Jedná se o oblast, která leží na hranici Chráněné krajinné oblasti a Národního parku Šumava, bez průmyslové výroby a kde má zemědělská výroba spíše extenzivní charakter s velkým podílem pastevevctví. V této lokalitě byly odebírány vzorky námrazové vody na třech stálých stanovištích. Jednalo se o profesionální meteorologickou stanici Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ) Churáňov (CH), experimentální základnu ÚH AVČR Nový Dvůr (ND) a malé experimentální povodí Liz (Liz).



Obr. 1: Lokalizace odběrných stanovišť a území odběru ze dne 4.1.1990.

Druhou lokalitou bylo České středohoří (severní Čechy). Tuto oblast reprezentuje meteorologická observatoř ÚFA AVČR Milešovka, která leží na vrcholu stejnojmenné hory, nejvyšším bodu Českého středohoří. V tomto případě se jednalo o oblast se značnou průmyslovou zátěží. V oblasti je chemický průmysl a elektrárny, spalující nekvalitní hnědé uhlí, které se v daném regionu převážně povrchově těží. Umístění odběrných stanovišť je vidět na obr. 1.

V tab. 1 jsou uvedena období odběrů vzorků námrazové vody na jednotlivých odběrných stanovištích. Na těchto odběrných stanovištích byl k odběrům vzorků použit pasivní odběrák popsany např. v Tesař a kol. (2001).

Tab. 1: Souřadnice a periody odběrů na odběrných stanovištích.

Místo	Souřadnice	perioda
CH	47°04'N, 13°37'E, 1119 m n.m.	1989 - 1995
ND	49°05'N, 13°40'E, 772 m n.m.	1988 - 1990
Liz	49°04'N, 13°41'E, 832 m n.m.	1989 - 1990
Mil	50°33'N, 13°56'E, 837 m n.m.	1999 - 2004

Pro posouzení vlivu nadmořské výšky na koncentrace polutantů v námrazové vodě byla využita výjimečná námrazová situace dne 4.1.1990, kdy byly jednorázově odebrány vzorky na 28 stanovištích na území Šumavy v okolí malého experimentálního povodí Liz. Oblast je vyznačena na obr. 1. Při tomto jednorázovém odběru byly vzorky námrazy odebírány škrabkou vyrobenou z polyetylenové lahve. Odběr byl uskutečněn s maximální opatrností tak, aby vzorek nebyl kontaminován částicemi kůry, případně jiných materiálů. Chemické analýzy provedla laboratoř České geologické služby.

Měření množství (hmotnosti) pevných usazených srážek

Kvantitativní odhad srážkového úhrnu usazených srážek představuje obtížnou úlohu vzhledem k časové i prostorové nerovnoměrnosti výskytu usazených srážek. Usazené srážky vznikají na zachytné ploše vegetace (vegetačního pokryvu) a propadávají na zemský povrch nebo se ze zachytného povrchu vypařují či sublimují do okolního prostoru. Zásadním problémem je stanovení zachytné plochy vegetačního pokryvu a následně i stanovení příspěvku usazených srážek k celkovému srážkovému úhrnu. V meteorologii se srážky vyjadřují jako sloupec vody (v mm) na ploše 1 m², hovoří se o tzv. srážkových milimetrech. Rovněž množství usazených srážek je potřebné vyjadřovat obdobným způsobem. Padající srážky jsou snadno měřitelné pomocí srážkoměrů, kdy postačí definovaná zachytná plocha a změření množství srážek, které na tuto plochu dopadnou. V případě usazených srážek je situace složitější. Množství usazených srážek, které dopadnou na zem je závislé na druhu vegetačního pokryvu, jeho vertikální mohutnosti a celkové zachytné ploše zachytných částic (listí, jehličí apod.) v definovaném (jednotkovém) objemu daného vegetačního pokryvu.

Při snaze objektivně měřit množství pevných usazených srážek definoval Konček (1953) zachytnou plochu jako plochu zachytného válce, na kterém se srážky usazují a množství pevných usazených srážek navrhl vyjadřovat v kg/m². Takto definované množství pevných usazených srážek se v současnosti využívá v meteorologii. Tato hodnota však nevyjadřuje skutečné množství pevných usazených srážek na jednotku plochy, neboť na místech bez vegetačního pokryvu nebudou usazené srážky žádné a na místech s vegetací budou úměrné velikosti zachytné plochy této vegetace. Pro hodnocení mokré depozice z usazených srážek je nutné stanovit množství usazených srážek v závislosti na vegetačním pokryvu.

Na význam pevných usazených srážek již bylo upozorněno v předcházejících publikacích Fišák a Řezáčová (2001) nebo Fišák a kol. (2004), kde byl zdůrazněn význam příspěvku těchto srážek k celkovému srážkovému úhrnu. Příspěvek pevných usazených srážek je zřejmý z tab. 2, která obsahuje maximální naměřené hmotnosti námrazy v průběhu jednotlivých zimních období na meteorologické observatoři Milešovka (837 m n.m.) a čas jejich výskytu. Pro lepší představu je nutné podotknout, že 1 kg/m² námrazy představuje 1 mm srážek. Tab. 2 je doplněná tabulka publikovaná v Fišák a kol. (2004). Pokud nebude vzat v úvahu vliv vegetace na množství usazených srážek a budeme předpokládat, že naměřené množství lze vztahovat na jednotku plochy obdobně jako u padajících srážek, je z uvedené tabulky zřejmé, že pevné usazené srážky mohou dosáhnout úrovně měsíčního úhrnu padajících srážek.

Tab. 2: Maximální naměřené hmotnosti námrazy na observatoři Milešovka.

Zima	Datum	Čas UTC	Námraza [kg/m ²]
1999 - 2000	17.1.2000	6:10	7,2
2000 - 2001	24.1.2001	11:40	10,9
2001 - 2002	26.1.2002	19:40	26,8
2002 - 2003	28.12.2002	14:10	52,3
2003 - 2004	17.1.2004	17:00	18,1
2004 - 2005	18.12.2004	9:00	9,9

Na stanovištích na Šumavě (CH, ND a Liz) byly u námrazy sledovány koncentrace znečišťujících látek v námrazové vodě a v Českém středohoří (Mil) hmotnost námrazy a koncentrace znečištění. K

měření hmotnosti námrazy byl použit námrazoměr vyvinutý a vyrobený v ÚFA (viz. obr. 2), který je popsán v Fišák a kol. (2001a).



Obr. 2: Námrazoměr na observatoři Milešovka.

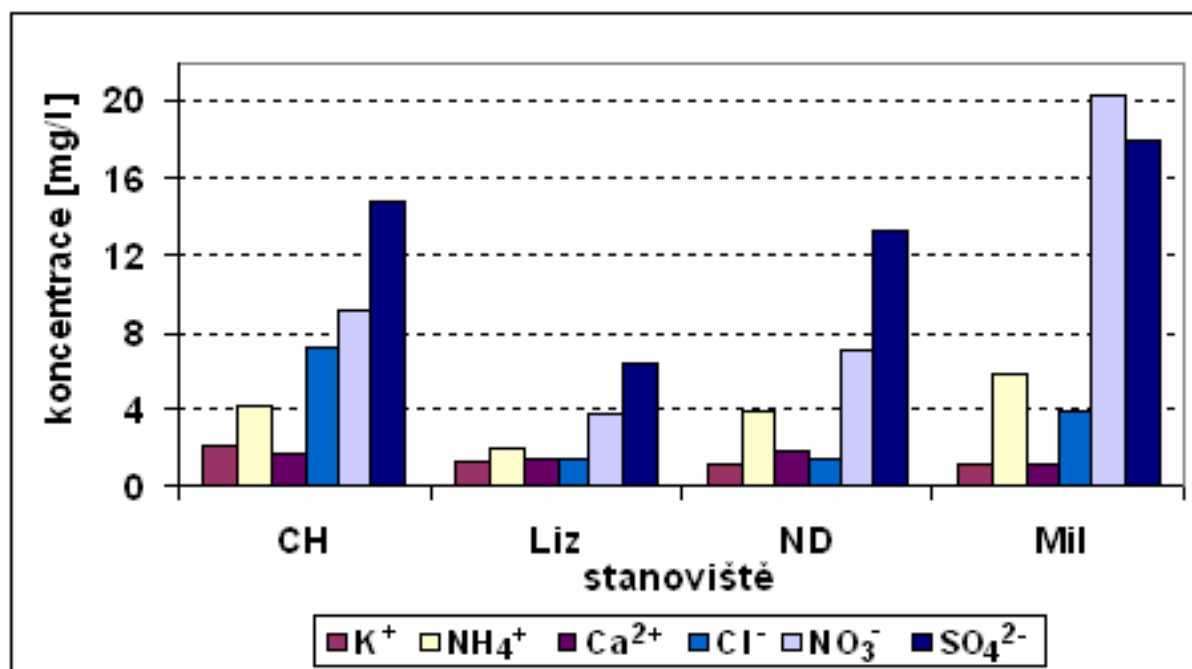
Vliv průmyslové zátěže

Při zpracování byla sledována rozdílnost koncentrací polutantů v oblastech s diametrálně odlišným průmyslovým zatížením, jak vyplývá z výše uvedeného popisu stanovišť. V relativně čisté oblasti zastupuje stanoviště CH vrcholy pohoří. Nedaleko stanoviště, oddělené úzkým pruhem lesa, se však nalézají obytné a rekreační domy. Stanoviště Liz v této oblasti představuje převážně zalesněná území bez osídlení. ND leží v těsné blízkosti malé osady. Stanoviště Mil, i když leží na vrcholu izolované hory, zastupuje silně znečištěnou průmyslovou oblast severních Čech.

Výsledky porovnání jsou zřejmé z tab. 3, která uvádí mediány a průměrné koncentrace vybraných iontů, pH a konduktivity. Pro lepší přehlednost jsou v grafu na obr. 3 uvedeny průměrné hodnoty koncentrací kationtů K^+ , NH_4^+ a Ca^{2+} a aniontů Cl^- , NO_3^- a SO_4^{2-} .

Tab. 3: Průměrné hodnoty (a) a mediány (m) vybraných komponent na sledovaných stanovištích.

stanoviště	pH	kondukt. [$\mu S.cm^{-1}$]	[$mg.l^{-1}$]									
			Na^+	K^+	NH_4^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	F^-	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	
CH	a	4,52	97,75	4,14	2,20	4,20	0,18	1,62	0,17	7,20	9,09	14,81
	m	4,72	90,80	0,47	0,36	2,92	0,13	0,62	0,18	2,71	11,10	6,86
Liz	a	5,47	37,13	0,75	1,36	1,94	0,24	1,46	0,11	1,47	3,80	6,40
	m	5,33	30,10	0,62	1,48	1,49	0,24	1,42	0,07	1,17	3,16	4,50
ND	a	4,77	80,20	0,87	1,14	3,88	0,27	1,81	0,14	1,44	7,11	13,22
	m	4,65	60,65	0,71	0,87	3,52	0,28	1,75	0,14	1,25	7,23	12,10
Mil	a	4,69	129,78	2,20	1,12	5,94	0,20	1,12	0,10	3,91	20,31	17,95
	m	4,64	124,00	1,30	0,55	4,64	0,15	0,93	0,09	2,96	20,25	10,98

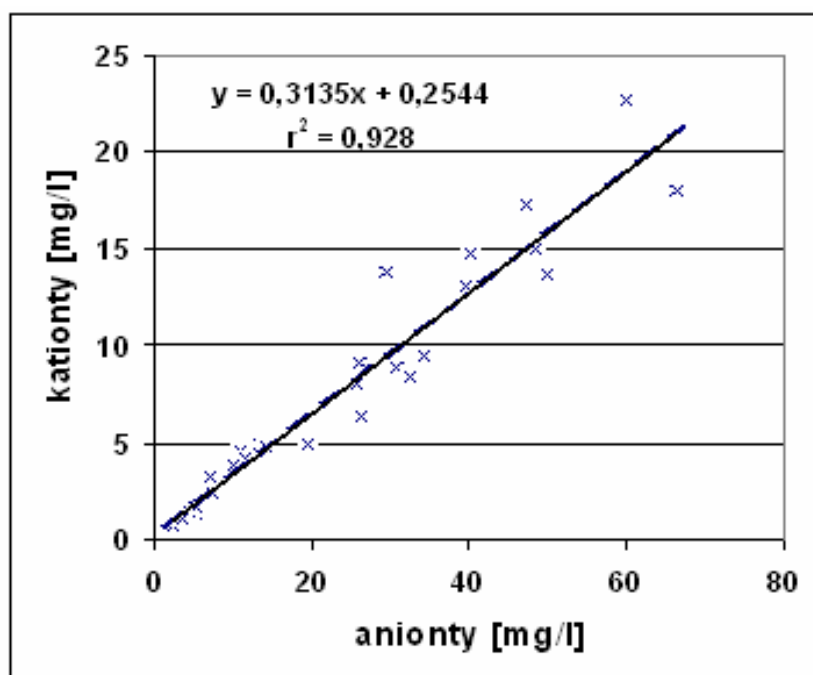


Obr. 3: Koncentrace vybraných iontů. (CH - Churáňov; Liz – experimentální povodí Liz; ND – experimentální základna Nový Dvůr; Mil – observatoř Milešovka)

Z obr. 3 je vidět, že na všech odběrných stanovištích na Šumavě (CH, Liz, ND) jsou průměrné koncentrace aniontů $Cl^- < NO_3^- < SO_4^{2-}$. Průměrné koncentrace kationtů na uvedených stanovištích nemají tak jednoznačný průběh. Na stanovištích Liz a ND jsou průměrné koncentrace kationtů $K^+ < Ca^{2+} < NH_4^+$, ale na vrcholovém stanovišti CH je $Ca^{2+} < K^+ < NH_4^+$. Výrazně odlišné jsou průměrné koncentrace vybraných iontů v oblasti severních Čech. Na Mil byly následující koncentrace aniontů $Cl^- \ll SO_4^{2-} < NO_3^-$ a kationtů $K^+ = Ca^{2+} \ll NH_4^+$. Z tab. 2 a obr. 3 je zřejmé, že v oblasti Šumavy je hlavním acidifikantem SO_4^{2-} a oblasti severních Čech je to NO_3^- . Průměrná koncentrace NO_3^- zde převyšuje koncentraci SO_4^{2-} . Dále je zřejmé, že i v oblasti považované za čistou se v blízkosti osad vyskytují výrazně vyšší hodnoty koncentrace SO_4^{2-} . Tuto skutečnost zřejmě způsobuje lokální vytápění obytných domů. Zanedbatelná není ani koncentrace NH_4^+ , která ve vrcholové části pohoří dosahuje hodnot stanoviště v těsné blízkosti osady. V tomto případě se zřejmě projevuje vliv blízkých obytných domů. Ve vrcholové části pohoří se na koncentracích polutantů může projevovat i jejich dálkový přenos.

Nadmořská výška a koncentrace polutantů

Pro porovnání koncentrací polutantů v závislosti na nadmořské výšce stanoviště byla využita situace, kdy se na značné části území Šumavy vyskytly silné námrazy. Po dobu 3 dnů byla sledovaná oblast pod vlivem jižního okraje tlakové výše. Střed tlakové výše postupoval z východního území Německa na východ Polska. V oblasti se vyskytly silné mlhy spolu s nízkou oblačností. Udržovaly se záporné teploty v rozmezí -2 až -6 °C, při kterých se v průběhu 2 dnů tvořila silná námraza. Po rozplynutí mlh (4. ledna 1990) byly v jednom dni odebrány vzorky námrazy na 28 stanovištích. Stanoviště se odlišovala nadmořskou výškou a charakterem tak, aby zahrnovala celou oblast, tedy blízkost osad i krajinu bez zástavby a aby každý interval nadmořských výšek obsahoval odběrová místa z blízkosti osad i bez zástavby. Během námrazové situace byla celá oblast pod vlivem jedné vzduchové hmoty. Lze tedy předpokládat, že průměrné koncentrace polutantů budou závislé především na nadmořské výšce. Byla rovněž provedena kontrola jednotlivých vzorků, aby mohly být případně vyloučeny vzorky dodatečně kontaminované. Pro kontrolu byl využit vztah mezi celkovými koncentracemi kationtů a aniontů. Výsledek ukazuje obr. 4. Jak je z obr. 4 zřejmé u všech vzorků ve sledované oblasti byl zachován poměr celkových koncentrací kationtů a aniontů.

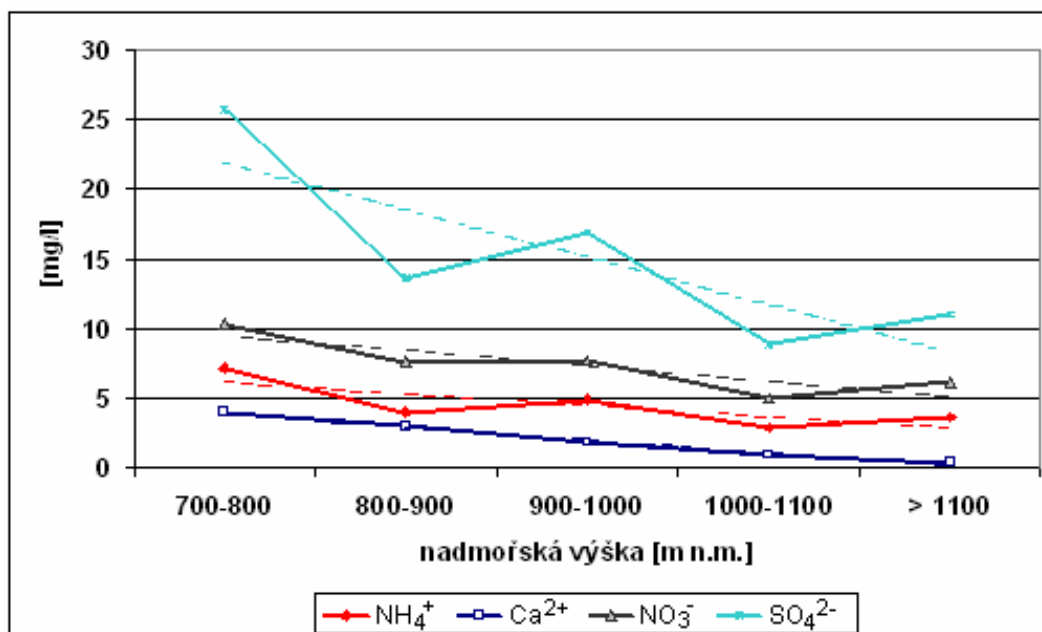


Obr. 4: Závislost celkové koncentrace kationtů na celkové koncentraci aniontů ve vzorcích námrazové vody odebrané na Šumavě dne 4.1.1990.

Drobné odchylky zřejmě způsobily lokální zdroje polutantů v blízkosti jednotlivých stanovišť. Pro zpracování byly vzorky rozděleny do intervalů nadmořské výšky. Byly vytvořeny následující třídní intervaly nadmořské výšky (700; 800), (800;900), (900;1000), (1000;1100) a nad 1100 m n.m. Pro každý interval byly vypočteny průměrné hodnoty a mediány koncentrací vybraných iontů. Výsledky jsou uvedeny v tab. 4. Pro lepší názornost jsou v obr. 5 vyneseny průměrné hodnoty koncentrací dvou hlavních kationtů (NH_4^+ a Ca^{2+}) a aniontů (NO_3^- a SO_4^{2-}) spolu s trendy.

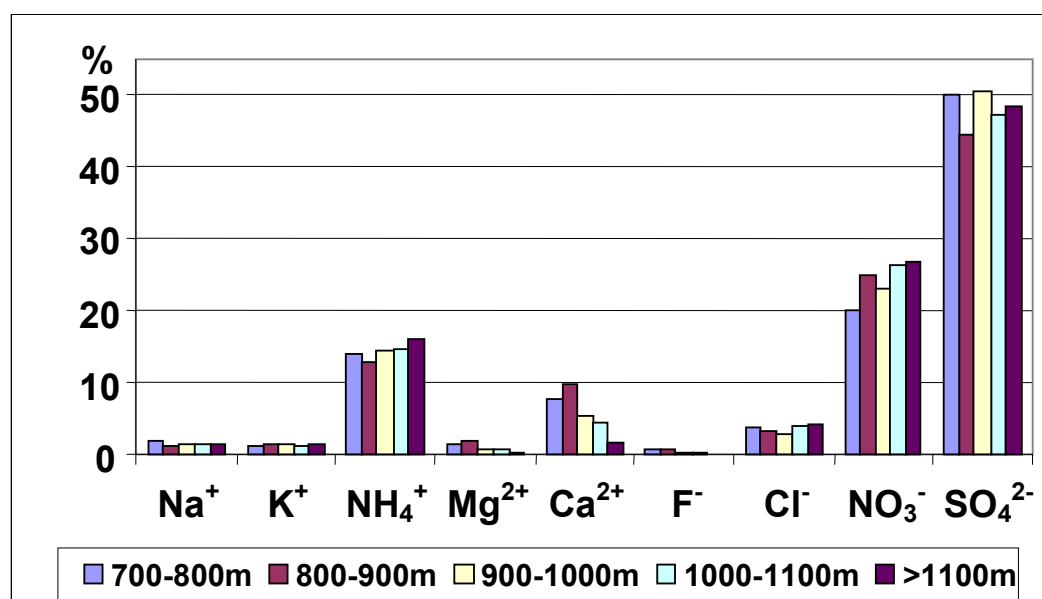
Tab. 4: Průměrné koncentrace a mediány jednotlivých komponent v závislosti na nadmořské výšce (a průměr; m – medián).

Nadm. výška [m n.m.]	Počet stanovišť	pH	Kondukt.	Na^+	K^+	NH_4^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	F^-	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	
			$[\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}]$										$[\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}]$
700-800	a	3	4,6	106,3	0,9	0,5	7,1	0,7	3,9	0,4	1,9	10,3	25,6
	m		4,7	144,0	0,7	0,6	8,4	0,7	3,0	0,3	1,0	13,0	33,9
800-900	a	10	5,1	59,7	0,3	0,4	3,9	0,6	2,9	0,2	1,0	7,6	13,6
	m		5,1	59,4	0,2	0,3	3,5	0,4	2,2	0,1	0,7	6,7	12,1
900-1000	a	6	4,6	87,5	0,4	0,5	4,8	0,3	1,8	0,1	1,0	7,7	16,9
	m		4,7	58,3	0,2	0,4	4,1	0,3	1,9	0,1	0,9	7,0	10,6
1000-1100	a	7	4,7	53,4	0,2	0,2	2,8	0,1	0,9	0,0	0,7	4,9	8,9
	m		4,8	27,5	0,2	0,2	1,5	0,1	0,6	0,0	0,7	4,3	5,1
> 1100	a	2	4,2	73,6	0,3	0,3	3,6	0,1	0,4	0,0	0,9	6,1	11,0
	m		4,2	73,6	0,3	0,3	3,6	0,1	0,4	0,0	0,9	6,1	11,0
Celé území	a	28	4,8	70,1	0,4	0,4	4,2	0,4	2,1	0,2	1,0	7,1	14,2
	m		4,8	58,2	0,2	0,2	3,3	0,3	1,6	0,0	0,8	6,3	9,3



Obr. 5: Koncentrace vybraných iontů v závislosti na nadmořské výšce.

Z obr. 5 je zřejmé, že při dané námrazové situaci klesaly průměrné koncentrace vybraných iontů s nadmořskou výškou. Nejvyšší koncentrace vybraných iontů byly zjištěny v intervalu nadmořské výšky (700; 800), nejnižší byly zaznamenány v intervalu nadmořské výšky (1000; 1100). V intervalu (> 1100 m) je patrné mírné zvýšení koncentrací sledovaných iontů s výjimkou Ca²⁺. Tato skutečnost může být způsobena tím, že interval zahrnuje pouze 2 stanoviště. Jiným vysvětlením může být i vliv dálkového přenosu polutantů v této výšce. Rovněž je zřejmé, že hlavním acidifikantem v oblasti Šumavy je SO₄²⁻. Průměrné koncentrace SO₄²⁻ byly ve všech intervalech nadmořské výšky ze všech sledovaných iontů nejvyšší.



Obr. 6: Relativní podíly vybraných iontů v průměrném vzorku námrazové vody v intervalech nadmořské výšky.

Pozornost byla věnována rovněž relativnímu podílu vybraných iontů v průměrném vzorku námrazové vody v jednotlivých intervalech nadmořské výšky. Z obr. 6 je zřejmé, že Na^+ a K^+ nevykazují výrazné změny svého podílu s nadmořskou výškou. Podíl kationtů Mg^{2+} a Ca^{2+} a aniontu F^- v průměrném vzorku s nadmořskou výškou klesá. Nejvýrazněji se tento pokles projevuje u Ca^{2+} s výjimkou nadmořských výšek 800 až 900 m. O zvyšování podílu s nadmořskou výškou lze hovořit také u NH_4^+ a NO_3^- . Podíl SO_4^{2-} vykazuje značnou variabilitu, avšak bez jasného trendu. Podíl Cl^- do intervalu nadmořských výšek 900 až 1000 m klesá a pak opět roste. Lze konstatovat, že relativní složení průměrného vzorku je v každém intervalu nadmořských výšek různé.

Závěr

Pramenné oblasti v ČR se nalézají převážně v oblastech se střední a vyšší nadmořskou výškou. Jak vyplývá z dosavadních měření hmotnosti námrazy, právě v těchto nadmořských výškách je v ČR příspěvek pevných usazených srážek ke srážkovému úhrnu velice významný.

Koncentrace znečišťujících látek v námrazové vodě jsou ovlivněny průmyslovou zátěží dané oblasti. Potvrzuje to zřejmý rozdíl mezi průměrnými koncentracemi vybraných iontů ve sledovaných oblastech ČR. Podobný rozdíl byl zjištěn i v kapalných usazených srážkách z mlh (Fišák a kol., 2001b; Fišák a kol., 2002). Jak je z předcházejícího zřejmé, hlavním acidifikantem v námrazách se na území Šumavy je SO_4^{2-} . V průmyslové oblasti severních Čech je to NO_3^- , jeho koncentrace převyšují koncentrace SO_4^{2-} . Tato skutečnost je zřejmě následkem výrazně vyššího provozu nákladní automobilové dopravy v regionu severních Čech než je tomu v jižních Čechách, zejména na Šumavě. Rozhodující vliv však mají zdroje znečištění v nejbližším okolí sledovaných stanovišť.

Při námrazové epizodě ze začátku ledna 1990 byl patrný pokles průměrných koncentrací polutantů s nadmořskou výškou. Nejvýrazněji se tento trend projevuje u SO_4^{2-} , jak je vidět na obr. 5. Bohužel se nepodařilo zopakovat podobně rozsáhlý odběr vzorků v jedné oblasti, jako tomu bylo dne 4.1.1990. Získané poznatky zatím nelze zobecnit. Nelze posoudit jak dalece byl pokles průměrných koncentrací vybraných iontů s nadmořskou výškou ovlivněn lokálními zdroji znečištění. Nelze rovněž stanovit příčinu zvýšení průměrných koncentrací iontů v intervalu nadmořské výšky nad 1100 m.

Bude nutné využít vhodných námrazových situací, nejen v oblasti Šumavy, ale i v lokalitách s jinou průmyslovou zátěží, k zopakování obdobného masivního odběru vzorků námrazové vody. Bude potřeba věnovat pozornost také využití naměřených hodnot množství usazených srážek pro odhad jejich příspěvku k celkovému srážkovému úhrnu na daném stanovišti.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl za podpory GA AVČR grant číslo A3042301 a projektu 1QS200420562.

Literatura

- [1] Fišák J., Chum J., Vojta J. and Tesař M., 2001a: Instrument for measurement of the Amount of the solid precipitation Deposit – ice meter. *J. Hydrol. Hydromech.*, 49, 187-199. ISSN 0042-790X
- [2] Fišák J. and Řezáčová D., 2001: Comparison between pollutant concentration in the samples of fog and rime water collected at the Milesovka Mt. *Studia geoph. et geod.* 45, 319-324. ISSN 0039-3169
- [3] Fišák J., Řezáčová D., Eliáš V. and Tesař M., 2001b: Comparison of pollutant concentrations in fog (low cloud) water in the north and south Bohemia. *J. Hydrol. Hydromech.*, 49, 275-290. ISSN 0042-790X
- [4] Fišák J., Řezáčová D., Eliáš V., Tesař M., Weignerová V. and Fottová, D., 2002: Pollutant Concentrations in Fog/Low Cloud Water at Selected Sites of the Czech Republic. *Atmospheric Research*, 64, 75-87. ISSN 0169-8095
- [5] Fišák J., Tesař M., Řezáčová D. and Fottová, D., 2004: Comparison of pollutant concentrations in solid and liquid deposited precipitations at the Milesovka Mt. *Proceeding of the 3rd International Conference on Fog, Fog Collection and Dew*, 11 – 15 October 2004, Cape Town, South Africa, p. K1-1 - K1-4

- [6] Konček M.,1953: Prístroj pre registráciu námrazy (geligraf). Sborník První národní meteorologické konference v Bratislavě 21. X. – 25. X. 1952. Meteorologický ústav. Praha, 1953, str. 143 –149.
- [7] Tesář M., Šír M., Fottová D., Fišák J. and Eliáš V., 2001: Cloud and fog water deposition and its hydrological and ecological importance in selected regions of the Czech Republic. Proceeding of the 2nd International Conference on Fog and Fog Collection, 15 to 20 July 2001, St. John's, New Foundland, Canada, 153-156. ISBN 0-9683887-1-X.

URČOVANIE OBJEMU PUKLÍN V PÔDNOM PROFILE

Ing. Milan Gomboš, CSc, Ústav hydrológie SAV, Bratislava, pracovisko VHZ, Hollého 42, 071 01 Michalovce, RNDr. Július Šútor, DrSc., Ústav hydrológie SAV, Račianska 75, 838 11 Bratislava, RNDr. Andrej Tall, Ústav hydrológie SAV, Bratislava, pracovisko VHZ, Hollého 42, 071 01 Michalovce

ÚVOD

Vodný režim ťažkých pôd sa výrazne odlišuje od vodného režimu pôd rigidných. Odlišnosť spočíva vo vlastnostiach ťažkých pôd, t.j. v ich schopnosti napučiavať a zmrásťovať sa. Zmeny objemu ťažkých pôd sú dôsledkom prítomnosti ílových minerálov hlavne illitickéj a montmorillinitickej skupiny. Prítomnosť týchto minerálov v pôdach spôsobuje pri zmenách vlhkosti jej objemové zmeny. Tieto sú trojrozmerným procesom, ktorý sa vo vertikálnom smere prejavuje vertikálnym pohybom povrchu pôdy a v horizontálnej rovine tvorbou puklín. V danom čase je vertikálny pohyb pri zohľadnení izotropie objemových zmien pôdneho profilu závislý od zásoby vody v zóne aerácie $W_{(i)}^{za}$. Z toho vyplýva, že je možné vypočítať objem puklín a zásobu vody v nenasýtenej zóne pôdneho profilu z vertikálnych pohybov jej povrchu pri zohľadnení priebehu hladiny podzemnej vody, ktorej poloha determinuje mocnosť zóny aerácie. Pre overenie správnosti výpočtu objemu puklín v pôdnom profile slúži verifikácia zásob vody v pôdnom profile, ktorá je ľahko merateľná.

Problematika stanovenia objemu puklín v nenasýtenej zóne pôdneho profilu prichádza do popredia hlavne v posledných rokoch, kedy sa zvyšuje periodicitá výskytu náhlych zrážok s vysokou intenzitou, v obdobiach vysychania pôdneho profilu. V týchto podmienkach retenčná kapacita puklín významne ovplyvňuje odtokové pomery územia.

Stav riešenia problematiky puklinotvorného prostredia sa vo svete vyvíjal od vytvorenia duálneho modelu pórovitého prostredia ílovito-hlinitých pôd cez predloženie hydraulickéj funkcie makropórov a matrice pôdy, špecifikáciu ílovito-hlinitéj pôdy ako dvojdoménového systému pôda - výsušné pukliny, sformulovanie preferenčného toku vody na báze duálnej pórovitosti, tvorby modelu fyzikálnych javov zmrásťovania a napučievania pôd a ich impaktu na vodnú bilanciu, identifikáciu 5 komponentov interakcie dvojdoménovej štruktúry makropórov s maticou pôdy, kvantifikáciu objemových zmien ílovito-hlinitých pôd v závislosti od objemovej vlhkosti, ich zmrásťovanie v prírodných podmienkach, vypracovanie metodických postupov určovania objemových zmien na neporušených objemoch pôdy a neporušených vzorkách pôdy odobratých do valčekov až po analytické vyjadrenie zmrásťovacej charakteristiky ílovito-hlinitých pôd. Stručný literárny prehľad bol uvedený na tomto podujatí minulý rok v práci Gomboš - Šútor - Tall (2004).

V predložennom príspevku je uvedený spôsob stanovenia objemu puklín v pôdnom profile na základe merania vertikálnych pohybov povrchu pôdy a hladiny podzemnej vody a sú uvedené výsledky výpočtov vo vybranej lokalite Východoslovenskej nížiny.

TEORETICKÉ ZÁKLADY

Výpočet bol spracovaný vo forme modelu v objektovo orientovanom jazyku Visual Basic 6.0 a vo VBA. Model na základe zadaných meraní vertikálnych pohybov povrchu pôdy ($VT(i)$) a meraní priebehu hladiny podzemnej vody ($HPV(i)$), obr.1, vypočíta:

1. $W_{(i)}^{za}$ - **zásobu vody v zóne aerácie (ZA)**, [mm],
2. $W_{(i)}^{nz}$ - **zásobu vody v nasýtenej zóne (NZ)**, t.j. v oblasti od HPV po ľubovoľne zvolený dolný okraj skúmaného pôdneho profilu definovaný zrovnávacou rovinou (ZR) ktorá môže

byť vyjadrená buď v absolútnej (geodetickej) alebo relatívnej výške, pričom $ZR \leq HPV$,
[mm],

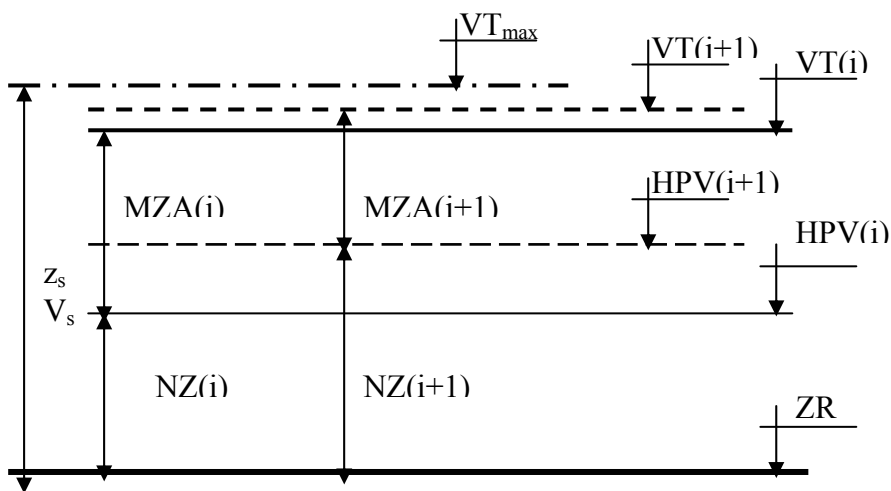
3. $W_{(i)}$ - zásobu vody v celom profile t.j. od ZR po povrch terénu zadaného vo forme geodetickej alebo relatívnej výšky terénu ($VT(i)$), [mm],
4. $Vh_{(i)}$ - objem puklín v ZA. [l].

Pre úplnosť je potrebné zdôrazniť, že zadávanie výšky zrovnávacej roviny „ZR“ a nameraných výšok hladín podzemnej vody „ $HPV(i)$ “ a terénu „ $VT(i)$ “ musí byť zadané v jednotnom systéme buď geodetických (nadmorských výšok, [m.n.m.]) alebo relatívnych výšok [m].

Princíp výpočtu:

Zvolený skúmaný profil s ľubovoľne pevne zvolenou zrovnávacou rovinou „ZR“ sa vo všeobecnosti skladá z nasýtenej a nenasýtenej zóny. Mocnosti týchto zón sú pohyblivé a navzájom sa ovplyvňujúce. Mocnosť nasýtenej zóny je zdola pevne ohraničená výškou zvolenej zrovnávacej roviny „ZR“ a zhora $HPV(i)$. Mocnosť nenasýtenej zóny je vymedzená $HPV(i)$ a $VT(i)$. Mocnosť celého profilu je vymedzená $VT(i)$ a ZR, obr.1.

Vertikálny pohyb je determinovaný mocnosťou a vlhkosťou nenasýtenej zóny. Pri výpočte zásoby vody $W_{(i)}^{za}$ v ZA sa vychádza z porovnania aktuálnej výšky terénu $VT(i)$ a maximálnej výšky terénu VT_{max} , ktorá je dosiahnutá v prípade, že celý skúmaný profil je v nasýtenom stave.



Obr.1. Výpočtová schéma rozdelenia pôdneho profilu

Úroveň VT_{max} je na začiatku výpočtu neznáma, pričom zmerať ju je možné iba ak platí, že $HPV = VT$. Zachytiť takýto stav v terénnych podmienkach je obtiažné, výhodnejšie je VT_{max} vypočítať. Pre ľubovoľný skúmaný profil je možné túto hodnotu vypočítať, ak je zadaná úroveň HPV a výšky terénu VT . Pre ľubovoľné meranie sa vypočíta mocnosť zóny aerácie

$$MZA(i) = VT(i) - HPV(i) \quad (1)$$

Program v skutočnosti z dôvodu zlepšenia presnosti výpočtu poskytuje možnosť vypočítať mocnosť zóny aerácie pre všetky zadané merania a zo získaných hodnôt je nájdené meranie s najmenšou hodnotou $MZA(i) = MZA(i)_{min}$. K tejto mocnosti je vypočítaná mocnosť ZA v nasýtenom stave z_s podľa vzťahu (Gomboš, 2002, 2003) :

$$z_s = COLE * MZA(i)_{min} + MZA(i)_{min} + NZ(i) \quad [m] \quad (2)$$

kde

$$COLE = \frac{0,3335 * fr.1 - 3,2797}{100} \quad [-] \quad (3)$$

kde

$fr.1$ je zrnitosť prvej frakcie, t.j. obsah zrn $< 0,001$ mm vyjadrený v [%].

Koeficient lineárnej rozťažnosti, COLE (Coefficient Of Linear Extensibility), (Grosman et al. 1968) je parameter ktorý kvantifikuje zmršťovací a napučiavací potenciál pôdy. Definovaný je nasledovne:

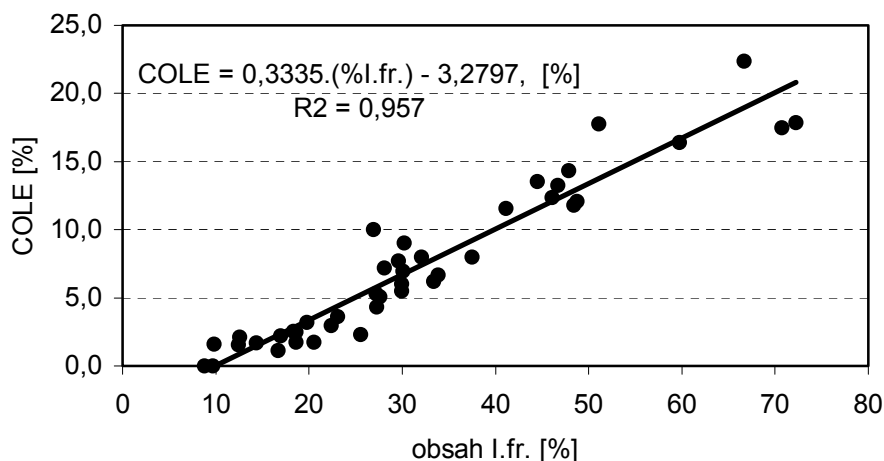
$$COLE = \left(\frac{V_{wet}}{V_{dry}} \right)^{\frac{1}{3}} - 1 \quad [-] \quad (4)$$

kde

V_{wet} je objem skúmanej pôdnej vzorky vo vlhkom stave,

V_{dry} je objem skúmanej pôdnej vzorky v suchom stave.

Pre výpočet $COLE$ bola pre podmienky VSN získaná pedotransférová funkcia (3) navrhnutá na základe skúmania závislosti hodnoty COLE odobratých neporušených pôdnych vzoriek definovaného objemu od ich zrnitostného zloženia, (obr.2) (Gomboš, Šútor, Tall, AHS, 2002). COLE je možné vyjadriť aj v %-tách a potom rovnica (3) je v tvare uvedenom na obrázku 2.



Obr. 2. Grafické zobrazenie lineárnej závislosti hodnoty COLE od obsahu častíc I. frakcie ($< 0,001$ mm) v pôdach VSN.

Maximálna výška terénu skúmaného profilu v nasýtenom stave je potom

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

a objem celého profilu v saturovanom stave je

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

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

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

kde v tomto prípade je

Δz - zmena výšky pôdneho profilu [m];

V - objem pôdneho profilu po zmrašení [m^3];

V_s - objem pôdneho profilu v saturovanom stave [m^3];

z_s - výška pôdneho profilu v saturovanom stave [m];

r_s - geometrický faktor [-],

Z uvedenej rovnice (7) je možné vyjadriť objem „ V “ po zmrašení v nasledujúcom tvare:

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

V nasledujúcom kroku sa vypočíta percento zmrštenia „ $perc$ “ v [%] vzhľadom k nasýtenému stavu, čo možno vyjadriť nasledovne:

$$perc = \frac{(V_s - V) * 100}{V_s} \quad (9)$$

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

$$\text{SumdV} = f(\Theta, 1., 2., 3., 4.\text{frakcia}) \quad (10)$$

kde SumdV je objemová zmena v [%] vzhľadom k nasýtenému stavu, pričom

$$f(\Theta) = a * \Theta^3 + b * \Theta^2 + c * \Theta + d \quad (11)$$

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

$$a = - 0,00269062 + 0,0000262177 \cdot (1.\text{fr.}) + 0,0000233045 \cdot (2.\text{fr.}) + 0,0000192065 \cdot (3.\text{fr.}) + 0,0000328525 \cdot (4.\text{fr.}) \quad (12)$$

$$b = 0,15954 - 0,0016208 \cdot (1.\text{fr.}) - 0,0013997 \cdot (2.\text{fr.}) - 0,00119344 \cdot (3.\text{fr.}) - 0,00193048 \cdot (4.\text{fr.}) \quad (13)$$

$$c = - 2,84932 + 0,0289067 \cdot (1.\text{fr.}) + 0,0179922 \cdot (2.\text{fr.}) + 0,0248575 \cdot (3.\text{fr.}) + 0,0331992 \cdot (4.\text{fr.}) \quad (14)$$

$$d = 35,2622 + 0,151683 \cdot (1.\text{fr.}) - 0,214965 \cdot (2.\text{fr.}) - 0,513927 \cdot (3.\text{fr.}) - 0,414112 \cdot (4.\text{fr.}) \quad (15)$$

Vlhkosť Θ sa z rovnice (11) vypočíta numericky za predpokladu splnenia podmienky, že $f(\Theta) = \varepsilon * \text{perc}$ pričom ε je voliteľná presnosť numerického riešenia. Po vypočítaní objemovej vlhkosti Θ je možné vypočítať:

$W_{(i)}^{za}$ zásobu vody v zóne aerácie (ZA), kde

$$W_{(i)}^{za} = \Theta(i) * [VT(i) - HPV(i)] * 10 \quad (16)$$

$W_{(i)}^{nz}$ zásobu vody v nasýtenej zóne (NZ), kde

$$W_{(i)}^{nz} = \Theta_s * [HPV(i) - ZR] * 10 \quad (17)$$

$W_{(i)}$ zásobu vody v celom profile

$$W_{(i)} = W_{(i)}^{za} + W_{(i)}^{nz} \quad (18)$$

$Vh_{(i)}$ objem puklín v ZA

$$Vh_{(i)} = V_s * \left[\left(\frac{V}{V_s} \right)^{\frac{1}{r_s}} - \frac{V}{V_s} \right] * 1000 \quad (19)$$

Zoznam povinných vstupov:

- výška povrchu terénu $VT(i)$,
- výška hladiny podzemnej vody $HPV(i)$,
- zrnitostné zloženie pôdneho profilu, $fr.1, fr.2, fr.3, fr.4, fr.5$. v [%].

Zoznam nepovinných vstupov:

Pozn.: ak sú nepovinné vstupy známe z meraní a sú zadané tak sú pri výpočtoch použité, ak zadané nie sú, model si ich vypočíta.

- geometrický faktor r_s – ak nie je zadaný model dosadí za $r_s = 3$,
- $COLE$ – ak nie je zadané model ho vypočíta podľa rovnice (3),
- Θ_s – ak nie je zadané model vypočíta podľa pedotransférovej funkcie v tvare:

$$\Theta_s = -242,025 + 3,09953*(\% 1.fr.) + 2,91079*(\% 2.fr.) + 2,62629*(\% 3.fr.) + 2,85083*(\% 4.fr.) \quad [\text{Gomboš, Burger, 2001, AHS}]$$

VÝSLEDKY

Uvedený model bol verifikovaný na VSN v lokalite Senné. Pôdny profil je charakteristický vysokým podielom ílovitej zložky, ktorej podiel sa v nižších horizontoch zvyšuje tab. 1. Na obrázkoch č.3 až 10 sú uvedené výsledky výpočtov objemu puklín na 1 m² od povrchu pôdneho profilu po hladinu podzemnej vody (HPV). Pre verifikáciu výpočtu objemu puklín slúži výpočet integrálneho obsahu vody a jeho porovnanie s nameranými hodnotami. Výška terénu ako aj HPV bola zadaná v relatívnych výškach, pričom zrovnávací rovina bola zadaná 3 m pod povrchom terénu. Porovnanie vypočítanej a nameranej zásoby vody v nenasýtenej zóne ukazuje dobrú zhodu, z čoho vyplýva predpoklad pre dobrú zhodu vypočítaného objemu puklín so skutočnosťou.

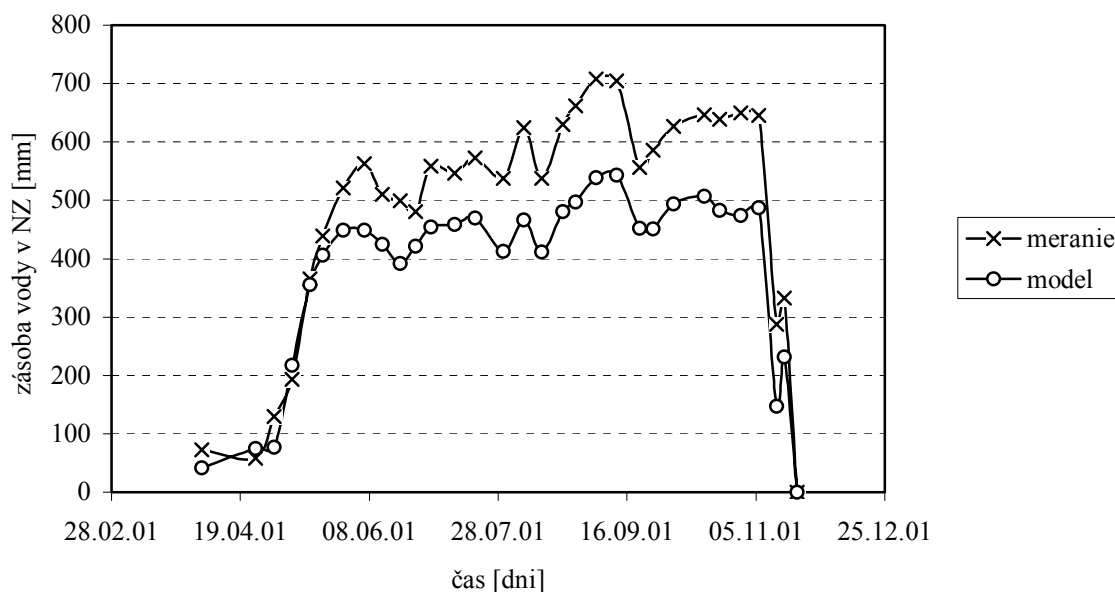
Tab.1. Zrnitostné zloženie skúmaného pôdneho profilu.

Lokalita / Dátum odberu	Hĺbka odberu [cm]	Merná hmotnosť [kg .m ⁻³]	Zrnitostné zloženie v %					Obsah častic I. kategórie
			I. frakcia < 0,001 mm	II. frakcia 0,01 - 0,001 mm	III. frakcia 0,05 - 0,01 mm	IV. frakcia 0,25 - 0,05 mm	V. frakcia 2,0 - 0,25 mm	
Senné 6.2001	0 - 10	2693,1	29,563	49,314	13,888	6,688	0,547	78,877
	10 - 20	2716,1	30,084	48,795	15,285	4,959	0,877	78,879
	20 - 30	2742,0	46,083	37,875	10,959	4,452	0,631	83,958
	30 - 40	2780,6	47,859	36,008	11,684	4,299	0,150	83,867
	40 - 50	2775,2	46,674	38,093	10,860	4,256	0,117	84,767
	50 - 60	2769,7	44,477	38,341	8,457	7,821	0,904	82,818
	60 - 70	2794,3	51,092	23,811	21,568	3,146	0,383	74,903
	70 - 80	2744,0	66,709	21,772	5,316	6,000	0,203	88,481

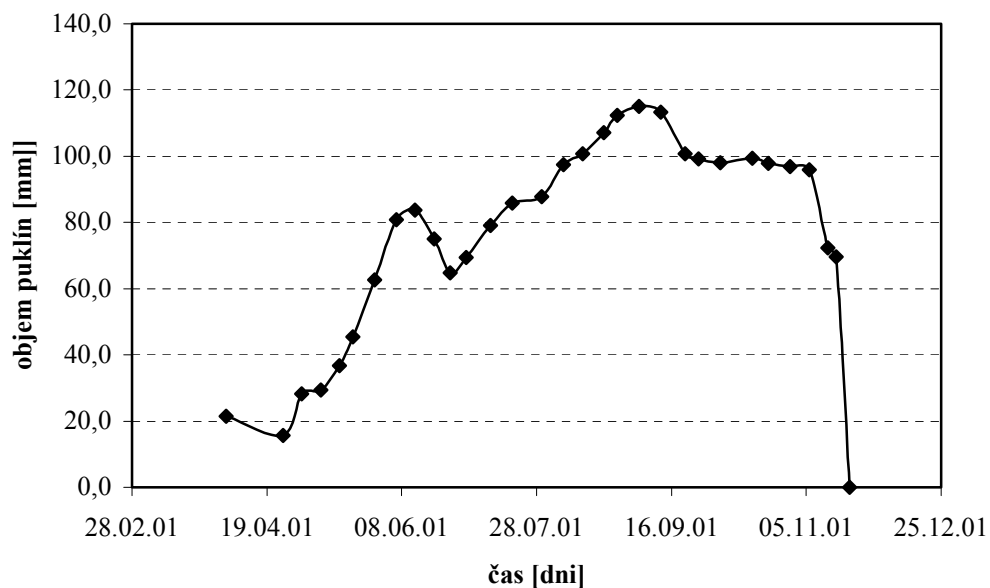
Na obr. 5 sú pre ilustráciu vypočítané priebehy zásoby vody v nenasýtenej zóne pri rôzne zadaných geometrických faktoroch r_s , pričom reálna zmeraná hodnota v skúmanom profile je 0,93. Z uvedených

výpočtov vyplýva, že maximálny objem puklín v nenasýtenej zóne dosahuje až 115 mm. Je to retenčný objem ktorý je okamžite k dispozícii pre zachytenie náhlych zrážok a tým ovplyvňujú proces tvorby povrchového odtoku.

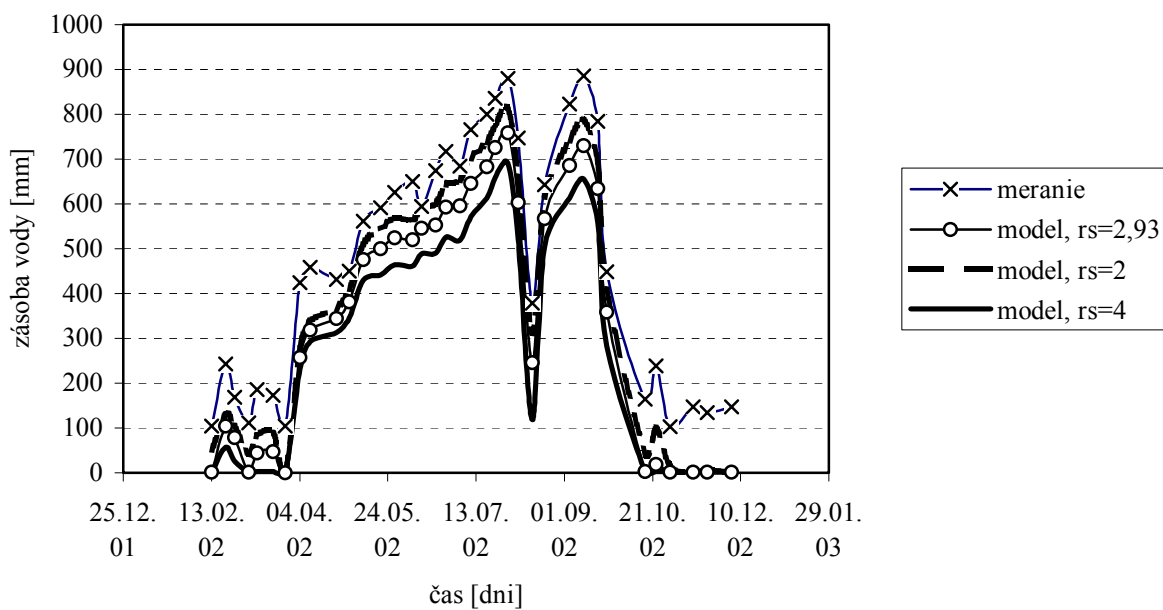
Po vztiahnutí objemu puklín k celkovému objemu skúmaného pôdneho profilu je možné vypočítať puklinovú pórovitosť v nenasýtenej zóne alebo v jej jednotlivých vrstvách. Presnosť modelu závisí od presnosti výpočtu VT_{max} , pričom presnosť výpočtu VT_{max} je tým väčšia čím je HPV bližšie k povrchu pôdneho profilu. Ďalšie možné nepresnosti výpočtov vyplývajú zo zovšeobecnenia pedotransferových funkcií pre danú lokalitu a z miery anizotropie pôdneho profilu.



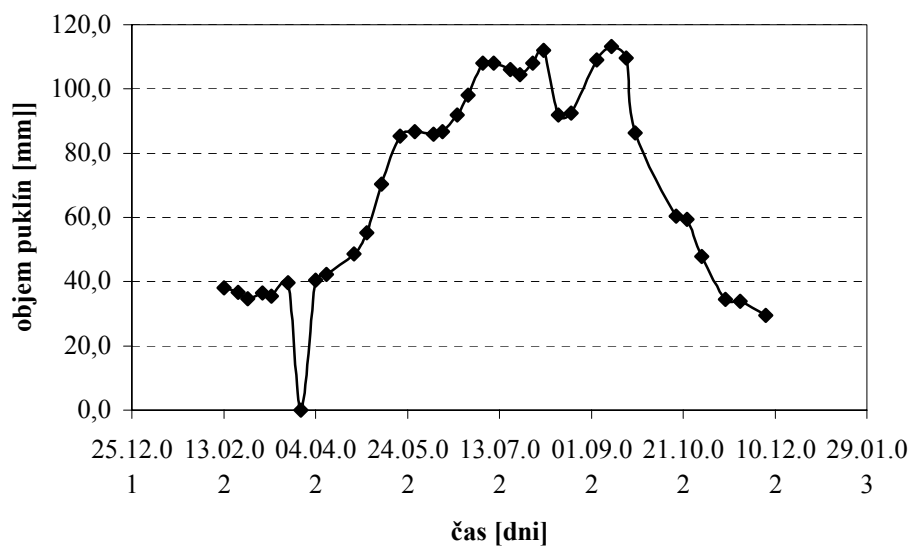
Obr.3. Priebeh nameranej a vypočítanej zásoby vody v nenasýtenej zóne pôdneho profilu v lokalite Senné v roku 2001.



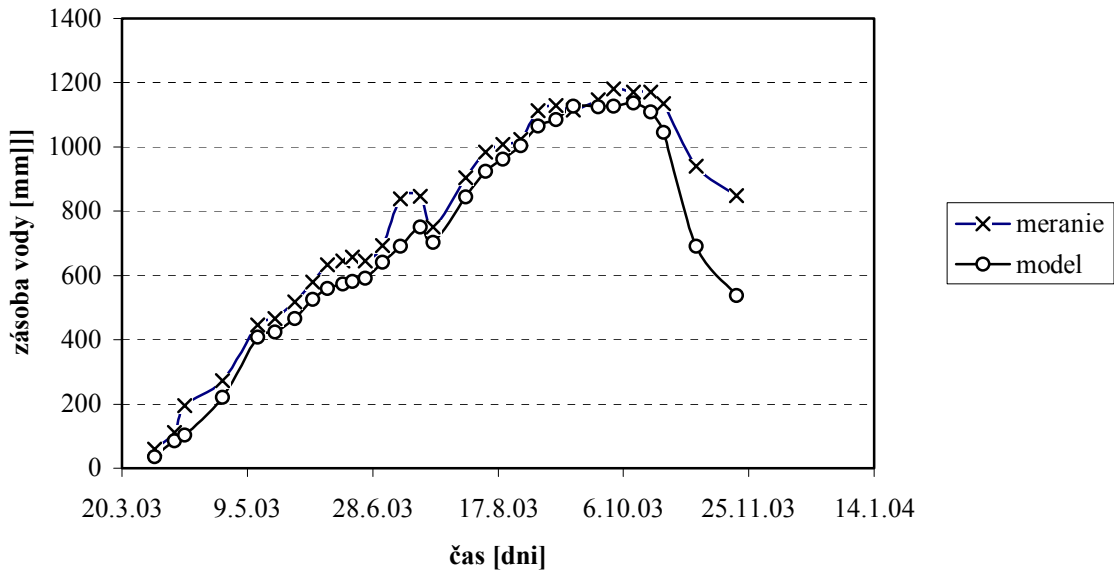
Obr.4. Vypočítaný objem puklín v nenasýtenej zóne pôdneho profilu v lokalite Senné v roku 2001



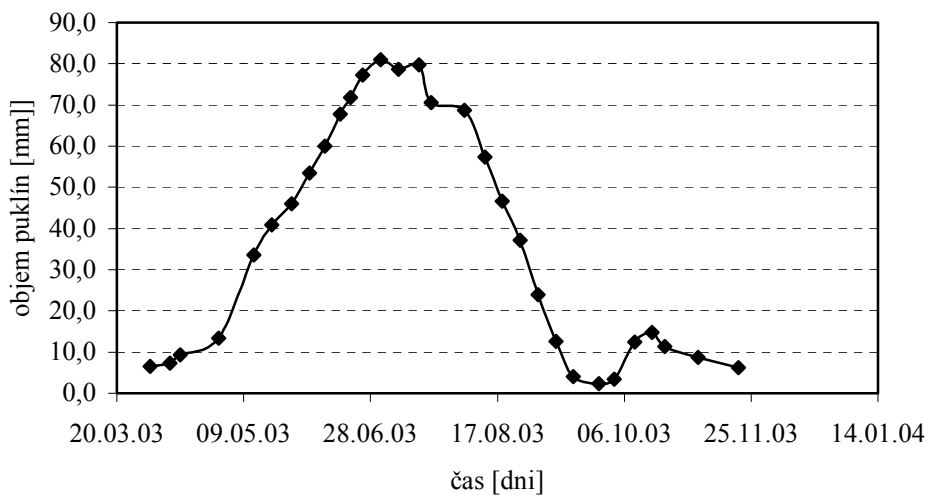
Obr.5. Priebeh nameranej a vypočítanej zásoby vody v nenasýtenej zóne pôdneho profilu v lokalite Senné v roku 2002.



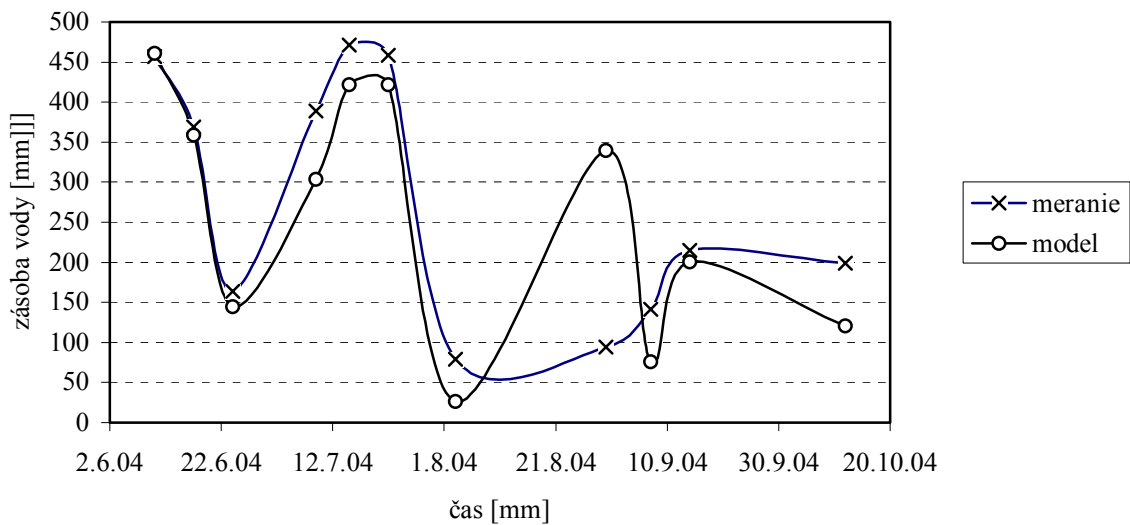
Obr.6. Vypočítaný objem puklín v nenasýtenej zóne pôdneho profilu v lokalite Senné v roku 2002



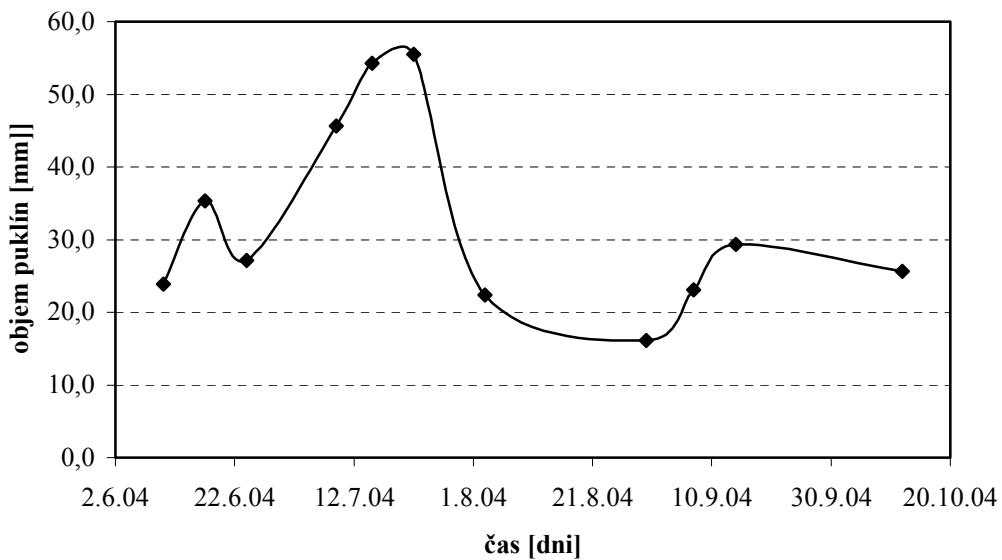
Obr.7. Priebeh nameranej a vypočítanej zásoby vody v nenasýtenej zóne pôdneho profilu v lokalite Senné v roku 2003.



Obr.8. Vypočítaný objem puklín v nenasýtenej zóne pôdneho profilu v lokalite Senné v roku 2003



Obr.9. Priebeh nameranej a vypočítanej zásoby vody v nenasýtenej zóne pôdneho profilu v lokalite Senné v roku 2004.



Obr.10. Vypočítaný objem puklín v nenasýtenej zóne pôdneho profilu v lokalite Senné v roku 2003

ZÁVER

Uvedený model potvrdzuje dobrú zhodu medzi nameranými a vypočítanými hodnotami zásoby vody v nenasýtenej zóne čo je predpokladom aj dobrej zhody vypočítaného objemu puklín so skutočnosťou. Uvedený spôsob stanovenia objemu puklín môže byť použitý pri vyhodnocovaní monitoringu a pri

verifikácii numerických modelov simulujúcich priebeh vodného režimu v podmienkach dvojdomenovej pôdnej štruktúry. Platnosť výstupov z tohto modelu je vo všeobecnosti určovaná rozsahom platnosti pedotransferových funkcií. Tieto však v prípade potreby môžu byť nahradené priamymi meraniami zmrašťovacích charakteristík ktoré môžu byť vyjadrené v analytickej forme alebo numericky. Prínosom tohto výpočtového postupu je, že na základe monitoringu ľahko merateľných prvkov získať ťažko merateľné hodnoty objemu puklín a puklinovej pórovitosti. Pričom umožňuje pre verifikáciu vypočítať zásobu vody v pôdnom profile.

Pod'akovanie

Táto práca bola podporovaná Agentúrou pre podporu vedy a techniky prostredníctvom finančnej podpory č. APVT – 51 – 044802, č. APVT – 51 – 019804 a grantovou agentúrou VEGA 2/3018/23.

LITERATÚRA

- BEVEN, K. - GERMANN, P. F.: Macropores and water flow in soils. In: Wat. Resour. Res., 18, 5, 1982, pp.1311 - 1325.
- BEVEN, K. - GERMANN, P. F.: Macropores and water flow in soils. In: Wat. Resour. Res., 18, 5, 1982, pp.1311 - 1325.
- BRONSWIJK, J. J. B. - EVERS - VERMEER, J. J.: Shrinkage of Dutch clay soil aggregates. In: Netherlands Journal of Agricultural Science, 38, 1990, pp. 175 - 194.
- BRONSWIJK, J. J. B.: Modeling of water balance, cracking and subsidence of clay soils. In: J.Hydrol. 97, 1988, pp. 199 - 212.
- CRESCIMANNO, G. - IOVINO, M. - PROVENZANO, G.: Influence of salinity and sodicity on soil structural and hydraulic characteristics. In: Soil Sci. Am. J., 59, 1995, pp. 1701 - 1708.
- CRESCIMANNO, G. - PROVENZANO, G.: Soil shrinkage Characteristics Curve in clay soils. Measurement and Prediction. In: Soil Sci. Am. J., 63, 1999, pp. 25 - 32.
- GERKE, H.H. - Van GENUCHTEN, M. Th.: A dual porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured media. In: Water Resources Research, 29 (2), 1993, p. 305 – 319.
- GERKE, H.H. - Van GENUCHTEN, M. Th.: A dual porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured media. In: Water Resources Research, 29 (2), 1993, p. 305 – 319.
- GOMBOŠ, M. - ŠÚTOR, J. - MATI, R. - TALL, A.: Vzťah medzi objemovou a hmotnostnou vlhkosťou ťažkých pôd Východoslovenskej nížiny. In: 14. slovensko - česko - poľský ved. sem. „Fyzika vody v pôde“. Michalovce: ÚH SAV Bratislava, 2001, s.27 - 31.
- GOMBOŠ, M. - ŠÚTOR, J. - MATI, R.: Základná charakteristika zmrašťovania ťažkých pôd VSN. In: Acta Hydrologica Slovaca, Ročník 1, č.2, 2000, s. 213 - 224.
- GOMBOŠ, M. - ŠÚTOR, J.: Kvantifikácia objemových zmien ťažkých pôd VSN. In: Acta Hydrologica Slovaca, Roč.3, No.1, 2002, s.155 - 166.
- HOOGMOED, W. B. - BOUMA, J.: A simulation model for predicting infiltration into cracked clay soil. In: Soil Sci. Soc. Am. J. 1980, 44, 3, pp. 458 - 461.
- CHAN, K. L.: Shrinkage characteristics of soil clods from a grey clay under intensive cultivation. In: Aust. Soil Res. 20, 1982, pp. 65 - 68.
- CHERTKOV, V. Y.: The horizontal hydraulic conductivity of interaggregate capillary cracks in clay soils. In: New letter EGS, Nice, 2001, 123 p.
- JARVIS, N. J.: The MACRO Model (Version 3.1) - Technical Description and Sample Simulations. Monograph - Department of Soil Sciences, Swedish University of Agricultural Sciences, Uppsala, 1994, 52 p.

- MATI, R. - ŠÚTOR, J. - GOMBOŠ, M. - KOTOROVÁ, D.: Meranie vlhkosti ťažkých pôd. In: Zborník vedeckých prác, 16. Michalovce: OVÚA, 2000, s.213 - 224.
- McGARRY, D. - DANIELLS, I. G.: Shrinkage curve indices to quantify cultivation effects on soil structure of a vertisol. In: Soil Sci. Soc. of Am, 51, 1987, pp. 1575 - 1580.
- McGARRY, D.: Quantification of the effects of zero and mechanical tillage on a vertisol by using shrinkage curve indices. In: Austr. J. Soil, Res., 26, 1988, pp. 537 - 542.
- MITCHELL, A. R. - Van GENUCHTEN, M. Th.: Shrinkage of bare and cultivated soil. In: Soil Sci. Soc. Am. J., 56, 1992, pp. 1036 - 1042.
- MURRAY, R. S. - QUIRK, J. P.: Clay - water interactions and the mechanism of soil swelling. In: Colloids Surf., 1, 1980, p. 17 - 32.
- NOVÁK, V. 2000. Charakteristiky pôdy s puklinami: merná dĺžka puklín na povrchu pôdy. In: Acta Hydrologica Slovaca, roč. 1, 2000, č. 2, s. 175 - 181.
- ROSS, P. J.: Efficient numeral method for infiltration using Richards equation. In: Water Resources Research 26 (2), 1990, pp. 819 - 829.
- ŠÚTOR, J. - GOMBOŠ, M. – Mati, R., - Ivančo, J.: Charakteristiky zóny aerácie ťažkých pôd východoslovenskej nížiny. 1. vydanie, bratislava, Ústav hydrologie SAV, bratislava, Ústav agroekológie, Michalovce, 2002, 215 s., ISBN 80 - 968480 - 8 - 9
- ŠÚTOR, J. - GOMBOŠ, M. - TALL, A.: stanovenie zásob vody v ťažkej pôde z fluktuácie polohy jej povrchu v podmienkach východoslovenskej nížiny. In: Journal of hydrology and Hydromechanics. roč.51, č.1. 2003, s. 70 - 76.
- ŠÚTOR, J. - GOMBOŠ, M.: Charakteristiky ílovito - hlinitých pôd Východoslo - venskej nížiny. II. Charakteristiky mozaiky pódou v puklinovej sieti. In: Acta Hydrologica Slovaca, ročník 2, č.2, 2001, s. 215 - 221.
- ŠÚTOR, J. - GOMBOŠ, M.: Kvantifikácia zmršťovaco - napučiavacieho poten - ciálu ťažkých pôd Východoslovenskej nížiny. In: Acta Hydrologica Slovaca, Roč. 1, č.2, 2000, s. 225 - 234.
- ŠÚTOR, J.- GOMBOŠ, M. - MATI, R.- IVANČO, J.: Charakteristiky zóny aerácie ťažkých pôd Východoslovenskej nížiny. Vydavateľ: Ústav hydrologie SAV, OVÚA Michalovce, ISBN 80 – 968 – 480 – 8 – 9, Bratislava 2002, 215 p.
- TALL, A. - GOMBOŠ, M. - ŠÚTOR, J.: Potenciál zmršťovania a zmršťovacie charakteristiky extrémne ťažkých pôd. In: 14. Slovensko - česko - poľský ved. sem. „Fyzika vody v pôde“. Michalovce: ÚH SAV Bratislava, 2001, s. 41 - 46.
- TALL, A.: Porovnanie klasifikačných systémov pre určovanie textúry pôd so zameraním na ťažké pôdy. In: Acta Hydrologica Slovaca, roč. 3, 2002, č. 1, s. 87-93.
- Van DAM, J. C.: Simulation of field - scale water flow and bromidetransport in cracked soil. In: Hydrolog. Proces, 14, 2000, pp. 1101 - 1117.
- Van GENUCHTEN, M. Th. - SCHAAP, MG. - MOHANTY, B.P. - ŠIMUNEK, J. - LEIJ, F. J.: Modelling flow and transport proceses at the local scale. Modelling of trasport processes in soils at various scales in time aspace. International Work shop of Eur Ag Engs Field of Interest on Soil a Water, Leuren, Belgium , 2000, pp. 23 - 45.
- ZURMUHL, T. - DURNER, W.: Modelling transient water and solute transport in a biporous soil. In: Water Resources Research, 32, 1996, pp. 819 - 829.

Analýza maximálneho denného prietoku horských povodiach stredného Slovenska

Ladislav Holko, Zdeněk Kostka
Ústav hydrologie SAV, Ondrašovecká 16, 031 05 Liptovský Mikuláš

Úvod

V posledných rokoch sa na verejnosti často objavujú správy o rastúcom počte povodní. Klimatológovia predpovedajú, že v súvislosti s očakávanou zmenou klímy dôjde k väčšej dynamike procesov prebiehajúcich v atmosfére a tým aj k väčšej extrémite hydrologických javov. Aj na odborných fórach sa už objavujú tvrdenia o tom, že povodne sú dnes častejšie, ako kedysi (Krasovskaja et al., 2005). Priame dopady ľudskej činnosti na hydrologický režim (zmeny využitia krajiny, odbery vody, výstavba priehrad, zmeny prirodzeného prietokového režimu, atď.) sú dnes globálne. Existujú aj však opačné závery o tom, že merané údaje nepoukazujú na väčšiu početnosť extrémnych prietokov. V tomto príspevku sme analyzovali 40-ročné rady denných prietokov v troch horských povodiach stredného Slovenska s cieľom zistiť, či merané údaje poukazujú na zmeny v početnosti vysokých prietokov. Pre niektoré povodia sme sa analyzovali aj typy povodní a ich časovú a priestorovú variabilitu.

Čo je to povodeň ?

Odborníci a verejnosť majú obyčajne odlišnú predstavu o tom, čo je to povodeň. Odborníci označujú týmto termínom určitú hladinu (prietok) vody v rieke, verejnosť pod povodňou obyčajne rozumie jav, kedy dochádza k vybreženiu tokov, zaplaveniu územia a škodám. Pri analýze časových radov z hľadiska výskytu extrémov je prvým krokom určenie prahovej hodnoty, ktorú označíme za extrém. Výber prahovej hodnoty je subjektívny. Pri našej analýze sme chceli posudzovať početnosť výskytu povodní podľa stupňa povodňovej aktivity. Stupeň povodňovej aktivity označuje situáciu na toku, kedy vzniká nebezpečenstvo zaplavenia priľahlého územia (Antal et al., 2002). Výhodou takéhoto výberu prahovej hodnoty je to, že reprezentuje tú definíciu povodne, ktorá je spojená so spoločensko-ekonomickými dôsledkami vysokých prietokov. Takáto analýza si však vyžaduje údaje o kulmináčnych prietokoch, ktoré sme nemali k dispozícii. Preto sme rady meraných údajov analyzovali z hľadiska veľkosti maximálneho priemerného denného prietoku v hydrologickom roku. Výhodou takéhoto prístupu je to, že pre každý hydrologický rok je k dispozícii jeden údaj, takže je možné analyzovať jeho časové zmeny. Vysoká hodnota priemerného denného prietoku pritom obyčajne reprezentuje vlnu, ktorá je aj z hľadiska objemu významnou (nejde iba o veľmi krátkodobú udalosť).

Údaje a metodika

Priemerné denné prietoky z hydrologických rokov 1962 – 2001 boli analyzované pre povodie Hrona po Banskú Bystricu, povodie Váhu po Liptovský Mikuláš a povodie Popradu po Matejovce (tab. 1). V povodí horného Hrona sme analyzovali aj prietokové rady z niektorých subpovodí. Okrem veľkosti maximálneho denného prietoku v jednotlivých povodiach a hydrologických rokoch sme zisťovali dátum ich výskytu a pre povodia horného Hrona a čiastočne aj povodie Váhu sme určovali aj typ povodne. Na určenie typu povodne sme mali k dispozícii denný úhrn zrážok na povodie, priemernú dennú teplotu a priemernú dennú vodnú hodnotu snehu v povodí (zo simulácie nakalibrovaným a na nezávislých údajoch overeným, priestorovo distribuovaným matematickým modelom). Tieto údaje umožnili odlíšiť nasledovné povodní:

- povodeň spôsobená dlhotrvajúcimi zrážkami – maximálny denný prietok nastal po viac, ako dvoch dňoch so zrážkami
- povodeň spôsobená krátkymi zrážkami – maximálnemu priemernému dennému prietoku predchádzal jeden alebo dva dni s vysokým úhrnom zrážok
- povodeň spôsobená topením snehu bez zrážok
- povodeň spôsobená dažďom na sneh

Denné údaje neumožnili identifikovať privalové povodne. Na identifikáciu povodní vyvolaných ľadovými javmi na tokoch sme nemali k dispozícii žiadne údaje, ale predpokladáme, že v skúmaných povodiach nejde o častú príčinu vzniku povodne.

Tabuľka 1: Niektoré charakteristiky povodí, z ktorých boli analyzované prietokové rady.

	Povodie	Tok-profil	Plocha [km ²]	H [m n. m.]	S [°]	O [mm]
1.	Hron	Hron-Banská Bystrica	1763	847	17,1	1,3
2.		Hron-Zlatno	81	963	21,3	1,4
3.		Bystrianka-Bystrá	34	1184	23,4	2,3
4.		Osrblianka-Osrblie*	27	924	17,9	1,2
5.	Váh	Váh-Liptovský Mikuláš	1095	1090	17,4	1,6
5.	Poprad	Poprad-Matejovce	315	1018	9,2	1,1

* povodie Osrblianky bolo analyzované len pre hydrologické roky 1966 – 2001; H - priemerná nadmorská výška; S – priemerný sklon; O – priemerný denný odtok za skúmané obdobie.

Výsledky

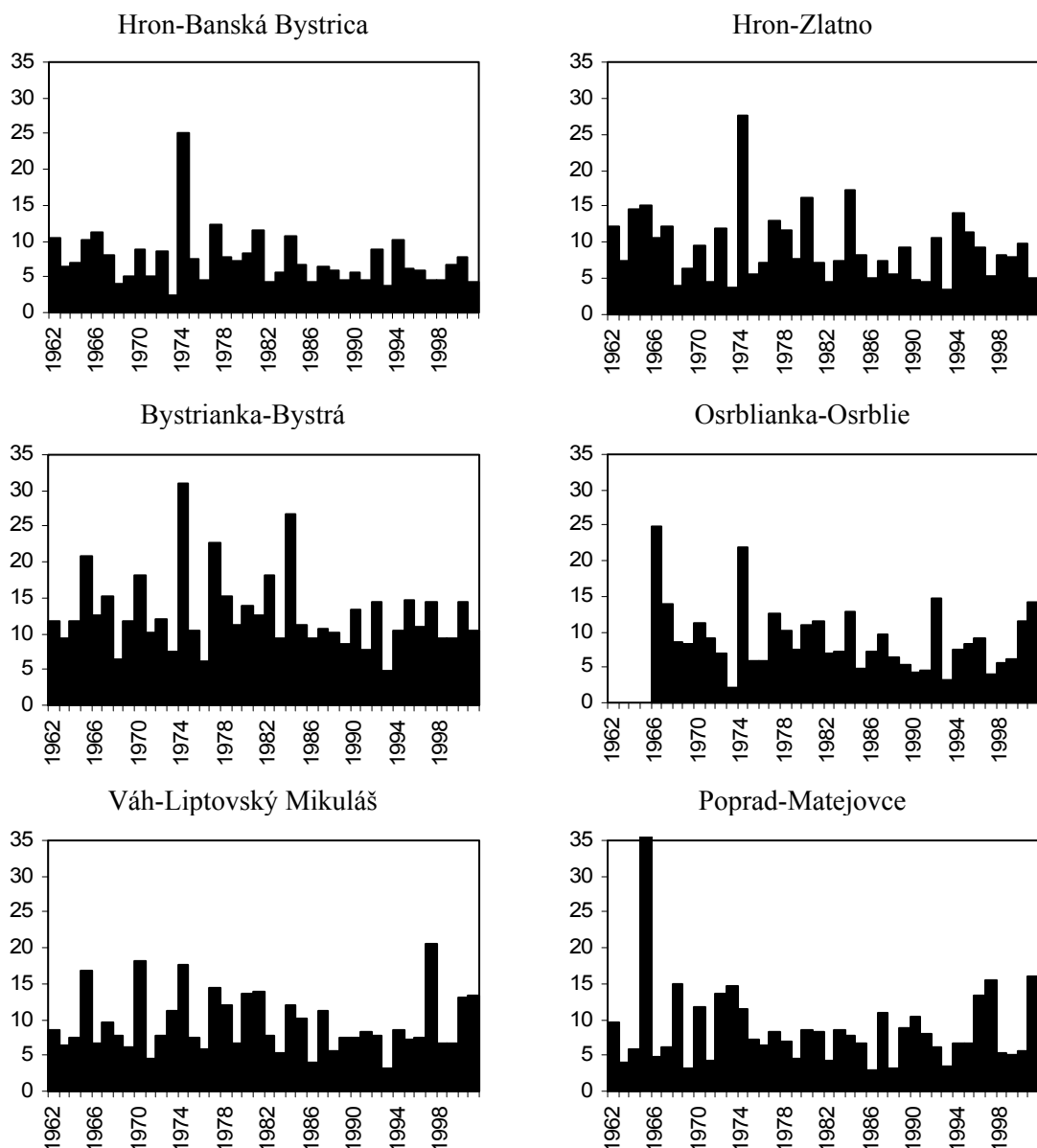
Časové rady maximálnych denných odtokov sú znázornené na obr. 1. Údaje nepoukazujú na tendenciu častejšieho opakovania vysokých prietokov v súčasnosti. Pre Hron v Banskej Bystrici sú maximá skôr menšie, ako v minulosti. Podobná je aj situácia v pramennej oblasti Hrona, reprezentovanej povodím Hrona po Zlatno. V povodí Bystrianky sa na konci skúmaného obdobia dosť často opakovali väčšie maximálne denné odtoky a v povodí Osrblianky bola koncom 90-tych rokov 20. storočia tendencia ich rastu, ale hodnoty sa neodlišujú od hodnôt nameraných v predchádzajúcich desaťročiach. Naopak, maximá sú skôr menšie, ako boli v 60-tych a 70-tych rokoch. V povodí Váhu sa v druhej polovici 90-tych rokov viackrát vyskytli vyššie hodnoty, vrátane najvyššej hodnoty v skúmanom rade v roku 1997. Z údajov sú zrejme rozdiely medzi povodím Hrona, Váhu a Popradu. Menšie povodia majú väčšiu variabilitu maximálnych denných prietokov.

Obr. 2 ukazuje, v ktorom mesiaci sa maximálny denný odtok vyskytol. Táto charakteristika poukazuje na určité zmeny v čase a väčšie rozdiely sú aj medzi povodiami. V povodí Hrona po Banskú Bystricu došlo v 90-tych rokoch k viditeľnej zmene. Kým v predchádzajúcom období sa v tomto povodí maximálny denný odtok väčšinou vyskytoval na jar, od 90-tych rokov sa vyskytuje väčšinou na jeseň. Podobné je to v subpovodiach okrem subpovodia Osrblianky, v ktorom sa na konci 90-tych rokov maximálne denné prietoky vyskytli niekoľkokrát aj v lete. Povodia Váhu a najmä Popradu sa od povodia Hrona dosť odlišujú. V oboch sú častejšie výskyty maximálnych odtokov okrem jarných aj v letných mesiacoch (tab. 2). V týchto povodiach, najmä v povodí Popradu, nie je zřejmá tendencia zmeny výskytu maximálneho denného odtoku. V žiadnom povodí sa maximálny denný odtok nevyskytol v januári.

Tabuľka 2: Počet výskytov maximálnych denných odtokov v jednotlivých mesiacoch a povodiach; “-”, znamená nulu.

Povodie	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Hron-B. Bystrica	-	4	3	13	5	2	2	-	-	5	3	3
Hron-Zlatno	-	2	1	16	8	2	1	1	1	5	3	-
Bystrianka-Bystrá	-	-	1	11	15	1	3	-	1	7	-	1
Osrblianka-Osrblie*	-	1	7	15	3	1	3	-	1	3	1	1
Váh-L. Mikuláš	-	-	2	7	12	2	9	1	2	4	-	1
Poprad-Matejovce	-	1	4	3	7	6	12	2	2	2	-	-

* povodie Osrblianky bolo analyzované len pre hydrologické roky 1966 – 2001



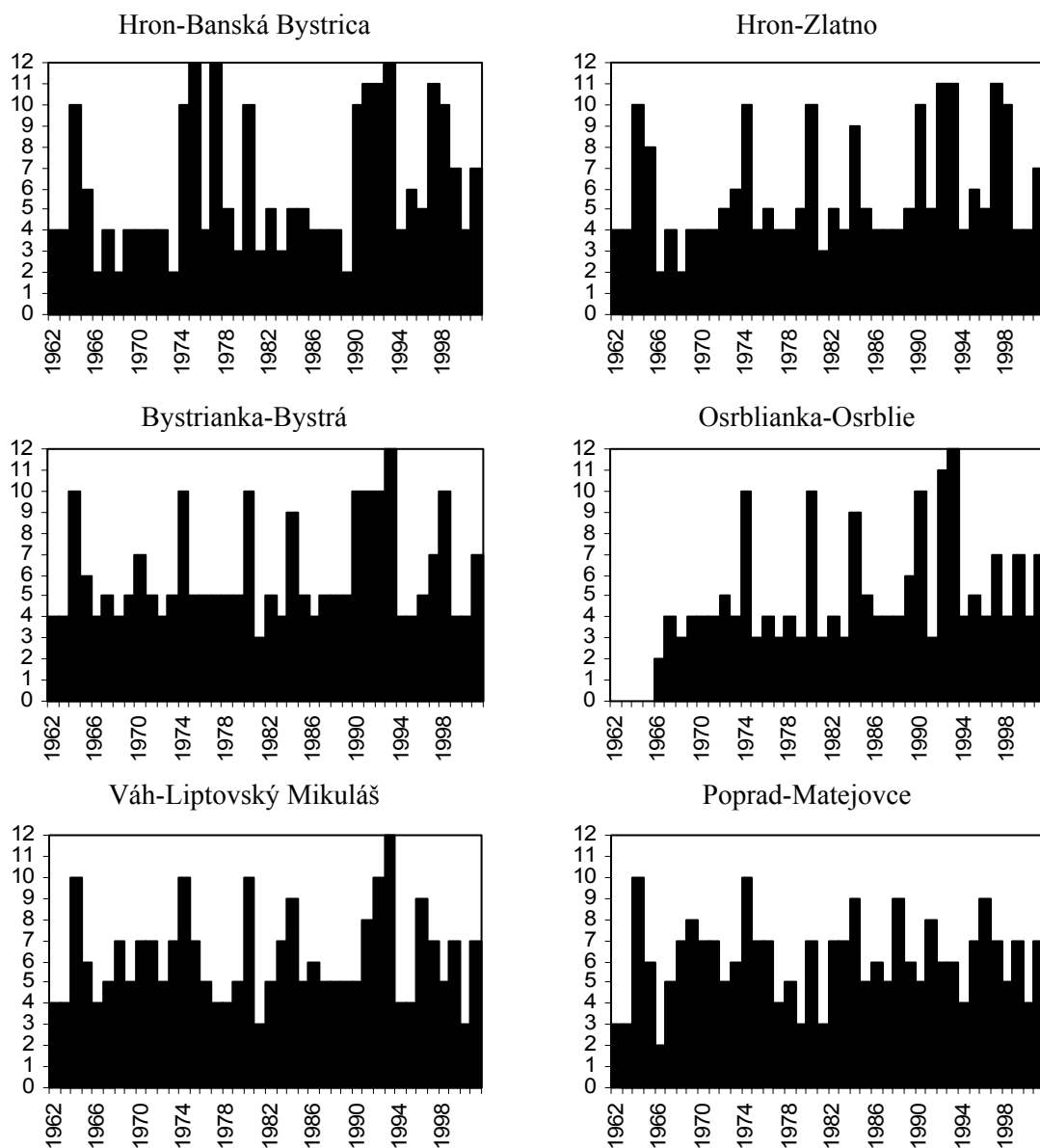
Obr. 1: Maximálny denný odtok [mm] v jednotlivých hydrologických rokoch.

V najvyššie položenom povodí Bystrianky je viditeľný posun vo výskyte maximálneho denného odtoku, ktorý sa najčastejšie vyskytuje v máji, kým v ostatných povodiach Hrona, najmä na juhu, je najčastejší výskyt maxima v apríli. Na Váhu sa maximá najčastejšie vyskytujú v máji a v júli, na Poprade júli. Na rozdiel od Váhu sa maximá na Poprade vyskytujú často aj v júni, menej ako v iných povodiach v apríli a zriedkavo na jeseň.

Typy povodní sme mohli zatiaľ analyzovať len pre povodia Hrona a čiastočne pre povodie Váhu. Obr. 3 znázorňuje časový vývoj typov povodní pre tieto povodia. Aj tento obrázok poukazuje na to, že v 90-tych rokoch nastali v niektorých povodiach zmeny. Pre povodie Hrona po Banskú Bystricu bol do konca 80-tych rokov maximálny denný odtok často spojený s dažďom na sneh, kým v 90-tych rokoch

(slabé zimy) bol takmer vždy spojený s dlhodobým dažďom. Subpovodia tohoto povodia sú rôzne. V povodí Bystrianky sa nezdá, že by došlo k zmenám v type povodne – striedajú sa všetky štyri typy. V povodí Hrona po Zlatno v 60-tych a 70-tych rokoch prevládal krátkodobý dážď a dážď na sneh, od 80-tych rokov sa začal vyskytovať aj dlhodobý dážď. Povodie Osrblianky sa najviac podobá na celé povodie Hrona po B. Bystricu. Povodie Váhu má od 80-tych rokov podobný režim, ako povodie Hrona po B. Bystricu. Početnosť jednotlivých typov povodní je uvedená v tab. 3. Je zaujímavé, že v povodiach

dí Váhu sa nevyskytli povodne z topenia snehu a že najjužnejšie a najnižšie položené povodie Osrblianky má najviac povodní z topenia snehu, viac ako najvyššie ležiace povodie Bystrianky.

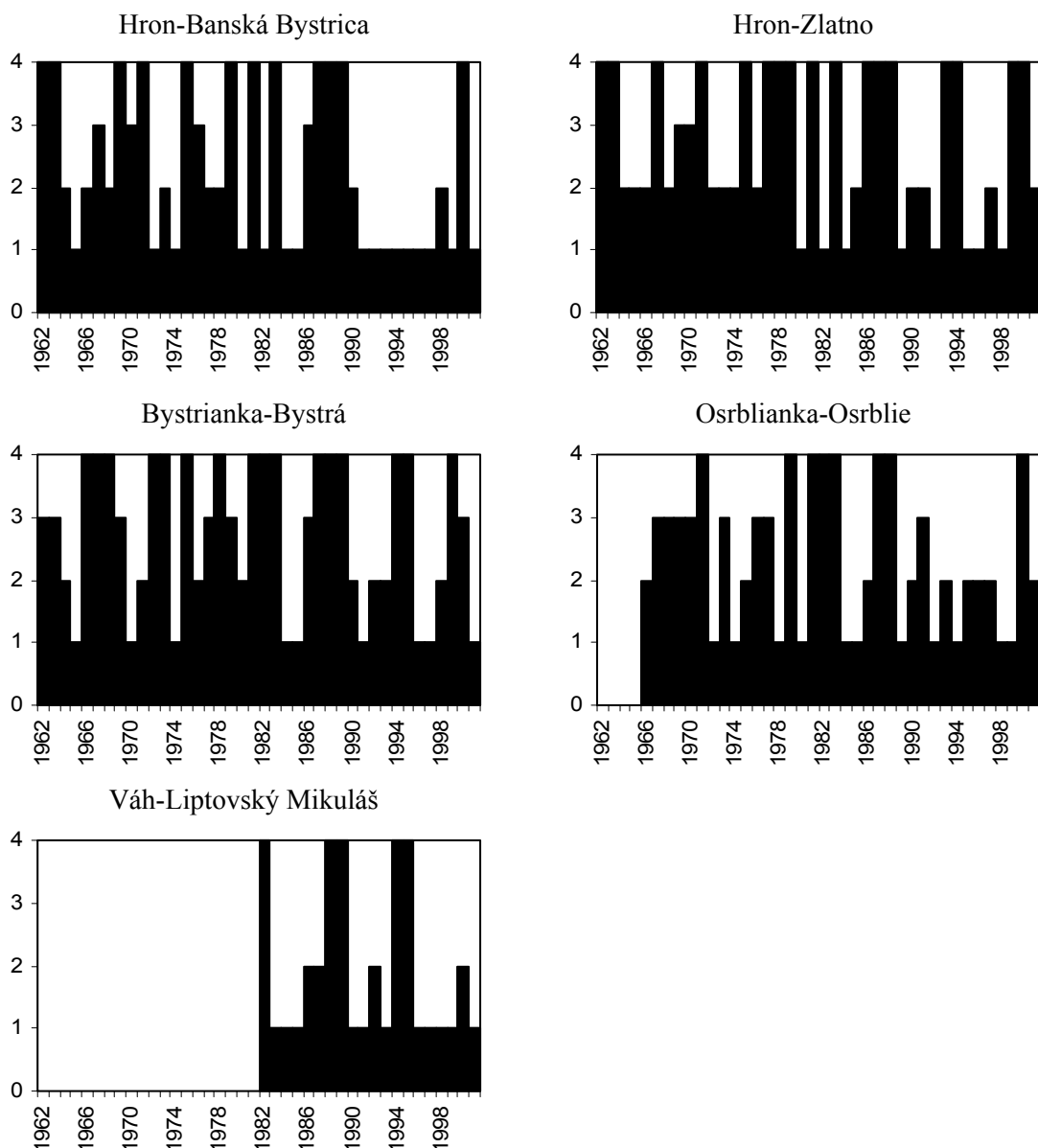


Obr. 2: Mesiac výskytu maximálneho denného odtoku (1-január až 12-december).

Tabuľka 3: Počet výskytov jednotlivých typov povodní; 1-dlhotrvajúci dážď, 2-krátkodobý dážď, 3-topenie snehu, 4-dážď na sneh

Povodie	1	2	3	4
Hron-B. Bystrica	16	8	4	12
Hron-Zlatno	8	13	2	17
Bystrianka-Bystrá	9	8	7	16
Osrblianka-Osrblie*	11	9	8	8
Váh-L. Mikuláš	11	4	0	5

* povodie Osrblianky bolo analyzované len pre hydrologické roky 1966 – 2001, povodie Váhu pre roky 1982 – 2001



Obr. 3: Typ povodne; 1-povodeň z dlhotrvajúceho dažďa, 2- povodeň z krátkého dažďa, 3-povodeň z topenia snehu, 4-povodeň z dažďa na sneh.

Diskusia

Analyzované údaje nepoukazujú na to, že by rast škôd spôsobených v posledných rokoch povodňami, mal príčinu v častejších vysokých prietokoch, ako v minulosti. Uvedomujeme si, že maximálny denný prietok nie je jediným kritériom veľkosti povodne, aj keď dni s vysokými priemernými dennými prietokmi sú obyčajne časťou vln s veľkým objemom. Kulminačné prietoky sa nemusia vyskytovať v dňoch s najväčším priemerným denným prietokom. Rozdelenie kulminačných prietokov v povodí Hrona za obdobie 1970 – 2003, ktoré analyzovali Gápelová et al. (2004) je však podobné, ako vyššie uvedené výskyty maximálnych denných odtokov.

Identifikácia a analýza rôznych typov povodní poskytuje zaujímavé poznatky, aj keď rozdiely medzi jednotlivými typmi často nie sú ostré. Pri povodniach spôsobených dlhotrvajúcim dažďom sme napríklad často pozorovali, že denné zrážkové úhrny boli dosť vysoké (desiatky milimetrov). Dosť často dochádzalo k tomu, že po niekoľkých zrážkových dňoch za sebou, ktoré spôsobili plynulý rast prietoku, nasledoval deň s ešte vyšším úhrnom zrážok, po ktorom nasledoval maximálny denný prietok v roku. Takáto udalosť by sa teda mohla klasifikovať aj ako výsledok krátkodobého intenzívneho dažďa.

Pri udalostiach typu dážď na sneh boli niekedy nízke teploty vzduchu a vodná hodnota snehu sa veľmi nemenila. Podobné neostre prechody medzi jednotlivými typmi povodní sú v súlade s priebehom javov v prírode (Merz a Blöschl, 2003). Údaje z povodia Hrona poukazujú na dobrý vzťah medzi maximálnym denným prietokom a simulovanou vlhkosťou povodia. Tento vzťah aj vzťahy s inými činiteľmi (teplotou vzduchu, úhrom zrážok) budú predmetom ďalších analýz.

Záver

Analýza radov denných prietokov z povodia Hrona, Váhu a Popradu za obdobie 40 hydrologických rokov nepokázala na trend zvyšovania početnosti výskytu maximálnych denných prietokov. Ukázala však zmeny v mesiaci výskytu maximálnych denných prietokov a type povodní spojených s maximálnymi dennými prietokmi. Analýza maximálnych denných prietokov z hľadiska príčin vzniku povodne ukázala, že ani v našich najvyšších horských povodiach nie sú povodne spôsobené iba topením snehu veľmi časté. Najčastejšou príčinou maximálnych denných prietokov bol dážď na sneh a dlhotrvajúci dážď. Takáto analýza spája čisto štatistický prístup s procesmi vzniku povodní.

Podakovanie

Spracovanie štúdie bolo podporené Agentúrou pre podporu vedy a techniky prostredníctvom finančnej podpory č. APVT 51-006502 a projektom INTAS 03-51-5296.

Literatúra

- Antal, J. et al. (2002): Hydrológia. Terminologický výkladový slovník. Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava, 158 strán.
- Merz, R., Blöschl, G. (2003): A process typology of regional floods. *Water Resources Research*, vol. 39, no. 12, 1340.
- Gápelová, V., Podolinská, J., Šipikalová H. (2004): Výskyt maximálnych kulminačných prietokov v povodí Hrona. In: Príspevok z hydrologického seminára pri príležitosti ukončenia hydrologického roku 2004, konaného na RS SHMÚ Banská Bystrica.
- Krasovskaia, I. Skiple Ibrekk, A., Gottschalk, L., Hallvard, B. (2005): Perception and Communication of Flood Risk – Preliminary Results from the FLOWS Project. *Int. conf. on Headwater Control VI: Hydrology, Ecology and Water Resources in Headwaters, Bergen, Norway 20 – 23 June 2005.*

Vplyv využitia krajiny na tvorbu povrchového odtoku v mikropovodiach a návrh protieróznych opatrení

Doc. RNDr. Tatiana Hrnčiarová, CSc.

Ústav krajinnej ekológie SAV, Štefánikova 3, P. O. Box 254, SK-814 99 Bratislava,
tatiana.hrnciarova@savba.sk

Úvod

Vodná erózia spôsobuje celkovú degradáciu pôdy, ktorá sa prejavuje zmenšovaním pôdneho profilu, stratou jemnozeme a živín, zhoršovaním textúry a štruktúry pôdy, narušením vodného režimu, znížením prirodzenej úrodnosti, poškodzovaním poľnohospodárskych plodín (najmä pri nesprávnej orbe a výsadbe plodín), zanášaním vodných tokov, nádrží a priekop, chemickým znečistením povrchovej a podzemnej vody a v neposlednom rade zvyšovaním nákladov na nevyhnutnú sanáciu pôdneho fondu.

Jedným z nepretržitých prejavov vodnej erózie na poľnohospodárskej pôde je plošná erózia pôdy. Jej pôsobením neustále dochádza k stenčovaniu pôdneho profilu, prípadne k vytvoreniu menších stružiek na celej ploche územia. V počiatočnom štádiu nie je ohrozená úrodnosť pôdy a ani nepredstavuje vážnejšie prekážky pri obrábaní pôdy. Jej deštrukcia na pôdu sa prejaví až počas dlhšieho obdobia, ale dôsledky jej pôsobenia sa pozorujú už pri krátkych svahoch s malým sklonom. V horných častiach svahu je vegetácia slabo zapojená, má obnažený koreňový systém, na mnohých miestach chýba, na vzrast je menšia a slabšia, pretože neustále dochádza k odnosu jemnozeme a živín. Na povrchu sa objavuje silne skeletový materiál, pôda stráca svoje pôvodné sfarbenie a postupne sa obnaží pôdotvorný substrát. Uvoľnený materiál sa akumuluje v dolnej časti svahu, kde porast kultúr býva zanášaný, dochádza k jeho poškodeniu a často až k úplnému zaneseniu. Pri väčšom sústreďovaní stekajúcej vody na povrchu sa vytvárajú ryhy až výmole, ktoré zanechávajú trvalé stopy v krajine.

Na procesy vodnej erózie vplyvujú prírodné faktory – abiotické a biotické podmienky územia a antropické faktory. Z abiotických podmienok sú to predovšetkým: substrát, vlastnosti pôd (humus, zrnitosť, hĺbka pôdy a i.), sklony svahu, celková neprerušená dĺžka svahu, zakrivenie reliéfu, expozícia svahov, intenzita dažďa, intenzita topenia snehovej pokrývky a pod. Pôsobenie niektorých podmienok ovplyvňuje človek, ako napr. veľkosť pozemkov (zmena dĺžky svahov), voľbu osevných postupov, používanie rôznych agrotechnických, biotechnických a technických opatrení. Abiotické podmienky určujú priebeh erózných procesov, biotické podmienky rôzne modifikujú tieto procesy a hospodárska činnosť človeka ich môže spomaľovať alebo urýchľovať. Najmä intenzitu povrchovo stekajúcej vody významnou mierou menia predovšetkým antropogénne prvky krajiny, ako sú líniové prvky (násypy a zárezy ciest, priekopy, medze a pod.) a tiež priestorové zmeny vo využívaní krajiny (zatravnené a zalesnené plochy, vinice, orná pôda a pod.). Trvalo vysadená vegetácia s hustým porastom obmedzuje, príp. znižuje nepriaznivé erózne procesy na minimum.

Súčasťou návrhu protieróznych vegetačných návrhov je vytvoriť návrh pre ekologicky optimálnu priestorovú organizáciu pozemkov a vegetácia tvorí samozrejme jeho súčasť. Návrh vegetácie v krajine zabezpečí zadržiavanie vlhky a živín v pôde, filtráciu povrchovej a podpovrchovej vody, ochranu brehov vodných tokov a tvorbu priaznivej mikroklímy. Zároveň vytvorí podmienky pre všetky biologicko-ekologické funkcie (refúgiá, genofondové plochy, potravinové zdroje pre živočíchy, miesto rozmnožovania a pod.) a tiež posilní účinnosť prvkov územného systému ekologickej stability. Tieto postupy sú premietnuté v 2 úrovniach: nadregionálna úroveň na príklade Slovenska a lokálna úroveň na príklade Dolnej Malanty na Žitavskej pahorkatine s rozlohou vyše 600 ha (v príspevku je prezentovaný len výrez z územia).

Stanovenie erózneho ohrozenia sa uskutočňuje pomocou rôznych modelov, ktoré sa najčastejšie zakladajú na topických (vertikálnych) ukazovateľoch krajiny, ktorými sú najčastejšie substrát, zrnitosť pôd, sklon, intenzita dažďa a platia predovšetkým pre homogénne podmienky svahu – najčastejšie iba pre časť pozemku. V krajinnoekologickom plánovaní podľa metodiky LANDEP, ktorá poskytuje

podklady pre návrh ekologickeho optimálneho funkčného využívania územia, je potrebné zaoberať sa celým komplexom krajiny, skúmať predovšetkým heterogénne podmienky pozemkov.

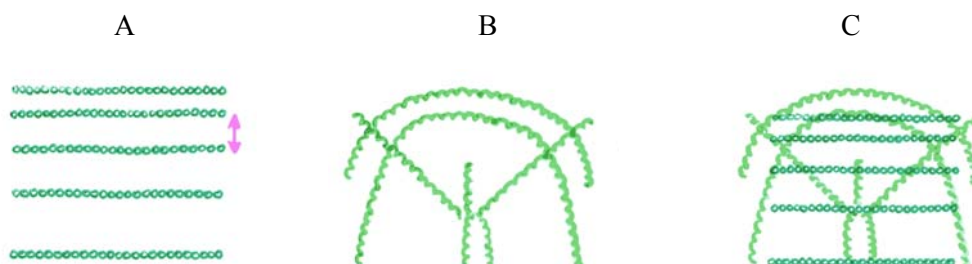
Metodický postup

V krajinnoekologickom hodnotení poľnohospodárskej krajiny sa dôraz kladie na interpretáciu dynamiky pohybu vody a materiálu po svahu, a to najmä pomocou abiotických zložiek krajiny, ale aj ďalších ukazovateľov. Uvádzaný postup praktického využitia najmä morfometrických ukazovateľov vychádza z topickej, ale aj chorickej dimenzie, ktoré sa doteraz málo aplikujú. Ich prednosťou je, že možno z nich odvodiť limity a opatrenia na poľnohospodárskej pôde: limity odnosu a ukladania pôdnej hmoty, limity vyplavovania živín z pôdy, limity zahliňovania a zanášania plôch, optimálny výber poľnohospodárskych plodín určený dynamikou svahu, revitalizácia územia výsadbou nelesnej drevinovej vegetácie a i. Hlavné metodické kroky podľa metodiky krajinnoekologického plánovania (metodika LANDEP) sú (Ružička, Miklós, 1982):

- krajinnoekologická analýza – zameraná na získavanie vstupných informácií o vlastnostiach prvkov krajiny
- krajinnoekologická syntéza – obsahom je tvorba, charakteristika a klasifikácia homogénnych priestorových areálov s približne rovnakými krajinnoekologickými vlastnosťami
- krajinnoekologická interpretácia – pomocou analytických, čiastkovo-syntetických až syntetických vlastností krajiny stanovuje účelové (funkčné) vlastnosti krajiny ako pomocné kritérium na lokalizáciu spoločenských aktivít v krajine
- krajinnoekologická evalvácia / hodnotenie – proces stanovenia vhodnosti krajiny na lokalizáciu vybraných spoločenských aktivít pomocou limitov
- krajinnoekologická propozícia / návrhy – prenos nelimitovaných aktivít z rozhodovacej tabuľky na mapový podklad, výstupom je ekologická optimalizácia územia s variantmi riešenia a opatreniami.

Význam hodnotenia abiotických podmienok v rámci protieróznych opatrení

Abiotické podklady patria k relatívne najmenej zmeneným a zároveň k relatívne aj najstabilnejším podkladom krajiny. Z toho vyplýva, že abiotické podklady sú určujúce ukazovatele priestorovej diferenciácie využívania krajiny. Hodnotenie abiotických podkladov sa uskutočňuje v dvoch dimenziách. Prvou dimenziou je topická (vertikálna), ktorá vyplýva z hodnotenia typov abiotických podkladov vo vertikálnom smere, napr. typov abiotických komplexov, druhou dimenziou je chorickej (priestorová) dimenzia, založená na hodnotení pohybu materiálu a vody, napr. v elementárnych odtokových areáloch – mikropovodiach. Obidve dimenzie prispievajú iným spôsobom k návrhom lokalizácie vegetácie predovšetkým v poľnohospodárskej krajine (obr. 1).



Obr. 1: Návrh vegetačných pásov na obmedzenie erózných procesov.

A – návrh vegetačných pásov podľa prípustnej dĺžky svahu na topickej úrovni, návrh počtu „zelených“ pásov, B – návrh podľa priestorovej štruktúry mikropovodí na chorickej úrovni, návrh lokalizácie „zelených“ pásov, C – komplexný návrh vegetačných pásov z hľadiska protieróznej ochrany pôdy.

Abiotické podklady na topickej úrovni neovplyvujú rovnako na lokalizáciu vegetácie. Podľa významu ich možno rozdeliť na: rozhodujúce ukazovatele (relief, substrát a pôda) – určujú, kde lokalizovať vegetáciu; indiferentné ukazovatele (klíma) – v rámci malého územia nepôsobí ako významný dife-

renčiacny faktor, iba v rámci väčších regiónov je významným diferenciacnym faktorom; doplňujúce ukazovatele (podzemná a povrchová voda) – určujú predovšetkým druhové zloženie vegetácie. Všetky tieto podklady vplyvajú na stanovenie množstva „pásov“ vegetácie, ktoré zabezpečia potrebnú ochranu pôdy pred vodnou a veternou eróziou – ide o stanovenie tzv. prípustnej dĺžky svahu na zamedzenie erózných procesov.

Abiotické podklady na chorickéj úrovni sa najčastejšie hodnotia v rámci povodí (až na úroveň elementárnych gravitačných areálov – mikropovodí), v ktorých sa prehodnocuje: tvar a spôsob vetvenia mikropovodí a integrácia ich vplyvu na odnos, odtok a akumuláciu vody a materiálu; relatívne výškové rozdiely mikropovodí – energetický spád a depresnosť plôch, izolovanosť mikropovodí, smery gravitačného pohybu vody (a aj materiálu) po svahu (pohyb môže byť disperzný, rovnosmerný alebo koncentrovaný), spôsob odtoku vody a sila ohraničenia susediacich povodí, stupeň integrácie mikropovodí, vyčlenenie predpokladaných zón odnosu, resp. akumulácie vody a materiálu a pod. Charakterizované mikropovodia možno začleniť do typov mikropovodí, ktoré sú podkladom pre vypracovanie modelov návrhu vegetácie na zamedzenie nebezpečného odtoku vody a materiálu v mikropovodiach – návrh vegetácie podľa priestorovej štruktúry mikropovodí.

Interpretácia morfometrických parametrov a mikropovodí z hľadiska pohybu vody a materiálu

Na základe morfometrických ukazovateľov a topografickej polohy sa vyčleňujú plochy s jednotným smerom povrchového odtoku tzv. mikropovodia alebo elementárne gravitačné areály. Hranice mikropovodí tvoria predovšetkým chrbátice, v menšej miere tiež umelé hranice (cesty) alebo poloprirodzené hranice, ako napr. hranice lesa. Podľa gravitačného prepojenia mikropovodí sa postupne vyčleňujú svahové katény mikropovodí a hydrologické systémy a stanovuje sa schematická veľkosť mikropovodí. Najčastejšie sa vyskytujú tri základné typy mikropovodí, ktoré sa detailnejšie členia do menších jednotiek na základe krivosti svahu (Miklós, 1991, Miklós, Hrnčiarová, Kozová, 1989):

- a) počiatkové mikropovodia – vrcholové (plošinové) a chrbtové, dominantný odnos pôdy (ide takmer o výlučný odnos pôdy)
- b) prietokové mikropovodia – svahové, úvalinové, zvlnené svahové, kombinované svahové a pod., prevaha odnosu nad akumuláciou pôdy
- c) koncové mikropovodia – dolinné, koniec čiastkových systémov, koniec celého hydrologického systému povodia, dominantná akumulácia pôdy.

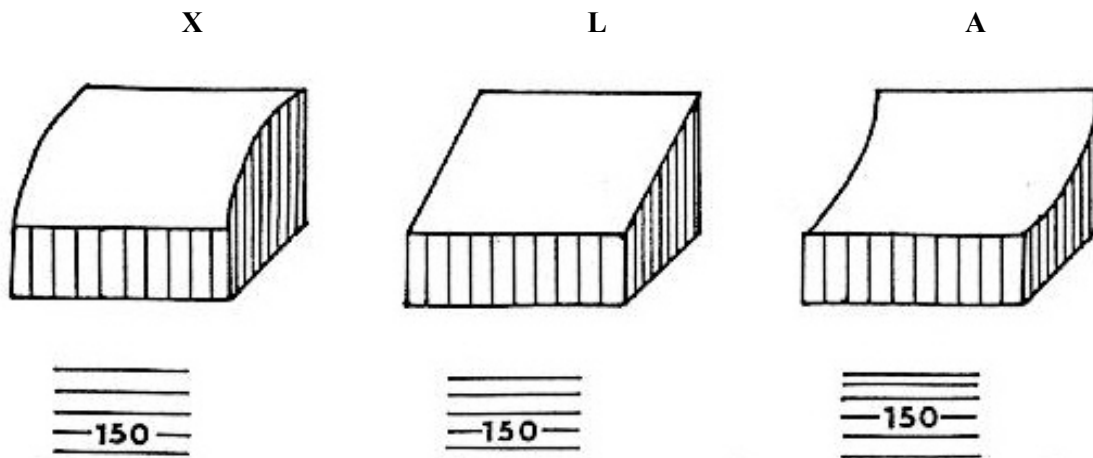
Interpretácia priestorových vzťahov reliéfu podľa mikropovodí, svahových katén a hydrologických systémov je významná pre stanovovanie stupňa integrácie odtoku vody a odnosu materiálu po svahu.

Stanovenie predpokladanej tendencie pohybu vody a materiálu po svahu vplyvom kinetickej energie povrchového odtoku závisí od interpretácie morfometrických ukazovateľov (predovšetkým od normálovej a horizontálnej krivosti reliéfu, ako aj od topografickej polohy morfotopov na svahu), ktoré určujú: predpokladanú tendenciu pohybu materiálu po svahu vo vzťahu odnos – prínos; smer pohybu vo vzťahu zber – rozptyl transportovaného materiálu; rýchlosť transportovaného materiálu vo vzťahu zrýchľovanie – spomaľovanie.

Podľa všeobecne známych fyzikálnych zákonitostí možno morfometrické ukazovatele interpretovať nasledujúcim spôsobom:

- normálová krivosť reliéfu (obr. 2) – určuje, že na konvexných svahoch sa pohyb zrýchľuje, a preto sa predpokladá výrazný odnos (podľa Ivanova, Lopyreva, 1979 o 1,2 až 1,5 násobne väčší ako na lineárnych svahoch); na lineárnych (nezakrivených) svahoch možno predpokladať aj prínos aj odnos, bilancia je vyrovnaná a závisí od ďalších ukazovateľov; na konkávných svahoch sa pohyb spomaľuje, dochádza k brzdeniu transportovaného materiálu, a preto sa predpokladá aj výraznejšie ukladanie materiálu (prínos). Podľa uvedených autorov je na konkávných svahoch odnos o 0,5 až 0,8 násobne nižší v porovnaní s lineárnymi svahmi.
- horizontálna krivosť reliéfu – určuje, že na konvexných svahoch je pohyb materiálu rozptýlený (disperzný). Tu dochádza k rozplavovaniu materiálu; na lineárnych tvaroch je pohyb materiálu rovnosmerný; na konkávných svahoch je pohyb sústredený (koncentrický), a preto môže dochádzať buď k výmoluvej erózii alebo k nadmernému ukladaniu materiálu.

- topografická poloha – určuje, že vo vrcholových polohách dochádza len k odtoku vody a odnosu materiálu bez prínosu. V údolných polohách je možný len prítok a prínos – ukladanie materiálu. Na svahových polohách závisí tendencia pohybu materiálu od tvarov reliéfu, a teda možný je aj prínos aj odnos.



Obr. 2: Príklad normálovej krivosti na svahu a na mape.
 X – konvexný svah, L – lineárny svah, A – konkávny svah.

Rozdiely v odnose (úbytku) materiálu, ktoré uvádzajú Ivanov, Lopyrev (1979) možno využiť v erózných modeloch, kde by sa malo vypočítané množstvo potenciálneho odnosu modifikovať o hodnotu podľa krivosti reliéfu. Hodnoty na konvexných svahoch podľa tohto názoru treba násobiť koeficientom 1,2 až 1,5 a na konkávnych svahoch vypočítanú hodnotu znížiť o 0,8 až 0,5. Na lineárnych svahoch možno ponechať vypočítanú hodnotu bez zmeny. Janeček a kol. (1992) uvádzajú pre konkávne svahy hodnoty od 0,95 do 0,81 a pre konvexné svahy od 1,03 do 1,59 v porovnaní s priamym svahom a v závislosti od dĺžky a sklonu svahu.

To je základná filozofia interpretácie pohybu vody a materiálu po svahu. Syntézou polohy a krivosti reliéfu sa získavajú homogénne reliéfové jednotky – tvary reliéfu s určením polohy. Stanovenie homogénnych priestorových areálov na topicko-chorickej úrovni (tzv. morfotopochory v zmysle Hynka, Trnku, 1981) charakterizovaných parametrickými vlastnosťami reliéfu (sklony, topografická poloha, svahová dĺžka, normálová a horizontálna krivosť reliéfu) spolu so substrátovo-pôdnymi komplexmi tvoria typy abiotických komplexov – pedomorfotopochory, ktoré sú základnými priestorovými jednotkami pre stanovenie množstva a dynamiky pohybu vody a materiálu po svahu. Každému morfotopochoru možno prisúdiť určitú tendenciu a smer pohybu materiálu od zrýchľovaného disperzného pohybu na vrcholových polohách až po spomaľovaný koncentrický pohyb na úpätných polohách a v údoliach.

Bilancia pohybu materiálu po svahu, či na danom bode svahu materiálu pribúda alebo ubúda, sa určuje podľa nasledujúcich podkladov:

- tvarov reliéfu a topografickej polohy – interpretáciou sa získa informácia o predpokladanej tendencii pohybu vody a materiálu po svahu
- veľkosti mikropovodí a hydrologických systémov – interpretáciou veľkosti plochy na danom bode sa získa informácia o množstve integrujúceho sa materiálu na danom bode
- matematického erózneho modelu vypočítaného z abiotických ukazovateľov – interpretáciou sa získa informácia o náchylnosti pôdy na eróziu a o množstve odneseného materiálu.

Tieto úvahy o interpretácii bilancie materiálu po svahu (ubúdanie – pribúdanie) sú veľmi zložité vzťahy a zatiaľ nie sú známe experimentálne údaje z tejto oblasti a ani empirické údaje o reálnych vzťahoch sklonov, polohy a krivosti reliéfu k odnosu materiálu. Nie je tiež dokázané, pri akom sklone možno očakávať zastavenie odnosu vplyvom konkávnosti svahu (kedy “preváži” tvar svahu nad sklo-

nom svahu a naopak), kedy bude mať pohyb materiálu po svahu za následok prínos, kedy bude väčší prínos ako odnos atď. Celkove možno konštatovať, že v každej svahovej polohe existuje pohyb pôdnych častí po povrchu v zmysle odnosu. Podľa tvarov reliéfu možno usudzovať na relatívne rozdiely v pribúdaní a ubúdaní celkovej pôdnej hmoty.

V súčasnosti je reálnejšia interpretácia dynamiky pohybu materiálu len podľa typových podmienok reliéfu, ktoré podmieňujú túto dynamiku (tendencia a smer pohybu). Tieto podmienky sú reálne, mapovateľné a vyjadrujú priestorovú rôznorodosť podmienok dynamiky pohybu a upozorňujú na to, aké typy podmienok ovplyvňujú tradičnými spôsobmi vypočítanú potenciálnu eróziu. Podľa toho možno určiť a zmapovať plochy s rôznymi typologickými jednotkami, ktoré vznikli interpretáciou topických a chorických najmä abiotických podkladov, z ktorých rozhodujúcu úlohu zohrávajú morfometrické ukazovatele reliéfu. Aj v mierne členitom území typové podmienky reliéfu podmieňujú dynamiku svahu – tendenciu a smer pohybu (obr. 3).



Obr. 3: Konkávne mikroformy reliéfu podmieňujú odnos a ukladanie pôdy už pri malom sklone (Východoslovenská nížina).

Erózne modely s kvantitatívnym hodnotením potenciálnej erózie možno doplniť o mikropovodia, v ktorých sú hodnotené rôzne tendencie a smery pohybu vody a materiálu po svahu (Hrnčiarová, 2001, Miklós, Izakovičová, 1997, tab. 1, obr. 4):

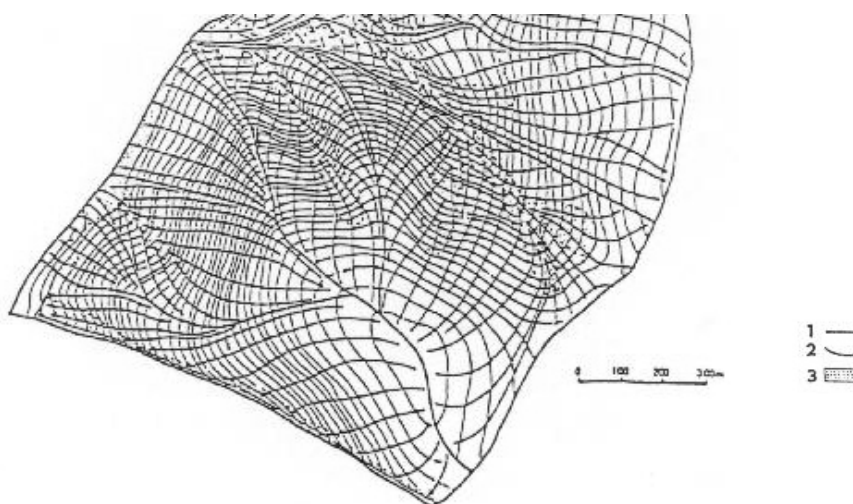
1. Výlučný odnos – sú to vrcholové polohy, kde aj pri najmenších sklonoch a najodolnejších pôdach možno rátať len a len s odnosom, bez nahradzovania materiálu (všetky kódy s označením V ako vrcholové polohy VXX, VLX, VAX, VXL, VLL, VAL, VXA, VLA, VAA – 1. kód topografická poloha, 2. kód normálová krivosť reliéfu, 3. kód horizontálna krivosť – vysvetlivky pri tab. 1).
2. Rozplavovanie materiálu – sú to horné konvexné časti chrbtov, kde začína zrýchľovanie pohybu v disperznom smere (na rôzne strany). Aj tu možno rátať s celkovým úbytkom materiálu (SXX, SLX).
3. Zrýchľovanie pohybu vody a transportu materiálu – sú to konvexné časti svahov, kde možno predpokladať najväčšiu energiu odnosu ale aj určitý prínos, podľa veľkosti plôch nad nimi (SXL).
4. Rovnomerný pohyb a transport – sú to stredné časti svahov, kde je možné očakávať aj odnos, ale aj nahradzovanie materiálu (SLL).
5. Brzdený pohyb a transport – sú to stupne na svahoch, svahové terasy alebo jednoducho len miesta so zmenšeným sklonom, kde je zbrzdený pohyb a transport prichádzajúci z vyšších polôh. Či dôjde aj k ukladaniu materiálu, závisí aj od ostatných vlastností (SAX, SAL).
6. Zrýchľovaný koncentrovaný pohyb – sú to najnebezpečnejšie miesta z hľadiska výmolejovej erózie. Sú to úvaliny na svahu, do ktorých sa môže sústreďovať voda z veľkých plôch (SXA, SLA).

7. Brzdený koncentrovaný pohyb – sú to dolné časti úvalín, kde dochádza k znižovaniu sklonu a znižovaniu energie vody, stále môže dochádzať k výmolevej erózii vplyvom veľkej integrácie odtoku (SAA).
8. Disperzné ukladanie materiálu – ide o údolné polohy pod konvexnými svahmi, kde sa transportovaný materiál ukladá v rôznom smere (UXX, UAX).
9. Rovnomerné ukladanie materiálu – je to najčastejší prípad údolných polôh pod rovnými svahmi (UXL, UAL).
10. Koncentrované ukladanie materiálu – sú to údolné polohy pod vyústením dolín a úvalín. Sú to najnáchylnejšie polohy pre nadmerné zanášanie materiálu a zahliňovanie (UXA, UAA).

Tabuľka 1: Predpokladaná bilancia a dynamika pohybu vody a materiálu po svahu.

Dynamika transportu materiálu	Morfometrické parametre	Topografická poloha
Odplavovanie (výlučný odnos)	VXX, VLX, VAX, VXL, VLL, VAL, VXA, VLA, VAA	Vrcholová poloha
Rozplavovanie	SXX, SLX	Svahová poloha
Zrýchľovanie transportu	SXL	
Rovnomerný transport	SLL	
Brzdenie transportu	SAX, SAL	
Koncentrované zrýchľovanie transportu	SXA, SLA	
Koncentrované brzdenie transportu	SAA	Údolná poloha
Rozptýlené ukladanie	UXX, UAX	
Rovnomerné ukladanie	UXL, UAL	
Koncentrované ukladanie	UXA, UAA	

Vysvetlivky k tab. 1: 1. kód topografická poloha (V – vrcholová, S – svahová, U – údolná, koncová poloha), 2. kód normálová krivosť reliéfu (X – konvexný, L – lineárny, nezakrivený, A – konkávny svah), 3. kód horizontálna krivosť (X – konvexný, L – lineárny, nezakrivený, A – konkávny svah)



Obr. 4: Smery integrácie povrchového odtoku vody v mikropovodiach.

1 – hranice mikropovodí – svahových katén, 2 – smery odtoku, 3 – schematické znázornenie veľkosti integrácie (Miklós, Izakovičová, 1997).

Vyčlenením mikropovodí možno presne určiť nadväznosť jednotlivých pedomorfortopochorov s rôznou tendenciou pohybu, ako aj veľkosti plôch, z ktorých sa odtok a odnos postupne integruje od vrcholových polôh cez svahy až do údolných polôh. Teoreticky možno vypočítať integrované množstvo odtoku a odnosu pre každú typologickú jednotku (teraz už ako zónu mikropovodia) a určiť:

- línie zbrzdzenia pohybu a ukladania materiálu (zlomové čiary na styku svahov s údolnými polohami – svahové depresie)
- línie koncentrovaného zrýchlenia odtoku – hranice úvalín, kde sa začína koncentrácia odtoku polôh nad nimi.

K týmto kardinálnym líniám sa schematicky znázorňujú smery integrácie odtoku a odnosu zo svahov nad nimi. Podľa týchto smerov a dĺžok (plôch) integrácií možno určiť aj miesta s najväčším náporom prítoku a prínosu materiálu. Tento stupeň integrácie tvorí základ pre lokalizáciu filtračnej, hygienickej a protieróznej vegetácie.

Krajinnoekologické návrhy

Nasledujúce návrhy sa zakladajú na úvahe, že krajinnoekologické opatrenia sú prioritné, preferované pred technickými, lebo ich realizácia má priaznivé ekonomické dôsledky (ochrana pôdy pred deštrukciou). Výsledky hodnotenia tohto postupu umožnili vypracovať niekoľko alternatívnych návrhov využívania územia. Základným predpokladom všetkých alternatív je, aby sa neprekročili limity erodovateľnosti. Východiskom je predpoklad, že najúčinnším a najjednoduchším spôsobom ako zamedziť nežiaducemu odnos pôdy je vhodný výber poľnohospodárskych plodín (osevných postupov) a určenie prípustnej dĺžky svahu pre plodiny a pre ochranné vegetačné pásy. Jednotne obrábaná pôda na dlhých svahoch spôsobuje pri intenzívnych zrážkach enormný odnos poľnohospodársky využívanej pôdy (obr. 5).



Obr. 5: Odplavená pôda z viníc spôsobila veľké nánosy na ceste (Východoslovenská nížina).

Lokalizácia a priestorové usporiadanie protieróznych vegetačných pásov na nadregionálnej úrovni (na území Slovenska)

Jednou z rozhodujúcich podmienok lokalizácie vegetácie na topickej úrovni v návrhu ochrany pôdných a vodných zdrojov je systém prvkov krajiny a ich vzťahy, ktoré človek zatiaľ relatívne málo zmenil. Substrátovo-pôdno-reliéfové podmienky územia poskytujú komplexný obraz o abiotických podmienkach územia. Tento postup bol využitý napr. pri tvorbe Ekologického generelu ozelenenia poľnohospodárskej krajiny na území Slovenskej republiky (Miklós a kol., 1990), kde sa kládol dôraz na ochranu pôdných a vodných zdrojov i z hľadiska protierózneho. Návrh vegetačných pásov vychádzal z prípustnej dĺžky svahu a priestorového usporiadania vegetácie v mikropovodiach.

Základnou tézou je určiť dĺžku pozemku (dĺžku svahu), ktorý zabezpečí potrebnú ochranu pôdy pred vodnou, príp. aj pred veternou eróziou. To znamená, že súčasné pozemky (intenzívne využívané svahy) treba rozdeliť na menšie úseky podľa prípustnej dĺžky svahu (obr. 6). Abiotický komplex bol roz-

hodujúci pre určenie množstva vegetačných pásov (vzdialenosti zelených pásov). Interpretáciou 567 abiotických typov reliéfovo-substrátovo-pôdneho komplexu na topickej úrovni na území Slovenska sa získali určité prípustné vzdialenosti medzi pásmi navrhovanej vegetácie, ktoré sme zaradili do nasledovných vzdialeností svahu (Hrnčiarová, Tremboš, Miklós, 1991): 300 – 400 m, 200 – 300 m, 100 – 200 m, 60 – 100 m a návrh na trvalú ochrannú vegetáciu.



Obr. 6: Dva podobné svahy – dva rôzne prístupy k využívaniu. V popredí svah rozdelený na menšie homogénne časti s rôznym využitím, v pozadí zvýraznená heterogenita podmienok jednotným obrábaním, ktorá sa prejavuje aj opticky (Rimavská kotlina).

Abiotické podklady na chorickej úrovni sa najčastejšie hodnotia v rámci mikropovodí, v ktorých sa prehodnocujú nasledovné parametre (Miklós, Hrnčiarová, Kozová, 1989):

- tvar a spôsob vetvenia mikropovodí a integrácia jeho vplyvu na odnos, odtok a akumuláciu vody a materiálu
- relatívne výškové rozdiely mikropovodí – energetický spád a depresnosť plôch
- izolovanosť mikropovodí
- nadväznosti jednotlivých areálov odtoku
- poloha mikropovodí
- smery gravitačného pohybu vody (a aj materiálu) po svahu (pohyb môže byť disperzný, rovnomerný alebo koncentrovaný)
- spôsob odtoku vody a sila ohraničenia susediacich povodí
- spôsob susedstva mikropovodí
- stupeň integrácie mikropovodí
- vyčlenenie kľúčových mikropovodí a stanovenie hlavných problémov
- vyčlenenie predpokladaných zón odnosu, resp. akumulácie vody a materiálu
- vyčlenenie zón zvýšenej akumulácie toxických látok v pôde
- vzájomné prepojenie mikropovodí z hľadiska smeru odtoku vody
- vzdialenosť mikropovodí od konca hydrologického systému.

Charakterizované mikropovodia možno začleniť do typov mikropovodí (elementárne gravitačné areály), ktoré sú potrebné na vypracovanie modelov návrhu vegetácie na zamedzenie nebezpečného odtoku vody a materiálu v mikropovodiach – návrh ozelenenia (návrh lokalizácie nelesnej drevinovej vegetácie) podľa priestorovej štruktúry mikropovodí. Celkove sa na území SR vytvorilo 22 základných typov mikropovodí a pre každý z nich možno navrhnuť optimálnu priestorovú štruktúru nelesnej drevinovej vegetácie (Hrnčiarová, Tremboš, Miklós, 1991): ozelenenie dna depresie; ozelenenie brehov tokov a mozaikové ozelenenie; ozelenenie terénnych hrán; mozaikové ozelenenie a ozelenenie terén-

nych hrán; svahové pásy vegetácie; mozaikové ozelenenie; svahové pásy vegetácie, ozelenenie odtokových lúčov a ohnísk sústredenia povrchového odtoku; celoplošný návrh vegetácie.

Rôznymi opatreniami treba zamedziť, aby v poľnohospodárskej krajine nedochádzalo k rozdrobovaniu zvyšných prírodných plôch nelesnej drevinovej vegetácie (stromovej a krovinovej vegetácie mimo lesných pozemkov). Existencia týchto prvkov v krajine spĺňa celý rad funkcií nevyhnutných na zabezpečenie ekologickej stability územia. Návrh týchto prvkov je preto možné lokalizovať nielen na stabilizáciu erózných procesov, ale aj na doplnenie ekologických funkcií v krajine.

Návrh protieróznych opatrení na lokálnej úrovni (modelové územie Dolná Malanta)

Krajinnokoekologickými interpretáciami sa určuje predpokladaná dynamika pohybu vody a materiálu a ich integrácie po svahu. Metodickým nástrojom interpretácie sú niektoré erózne modely na hodnotenie morfometrických ukazovateľov. Pre hodnotenie týchto vzťahov je ešte málo experimentálnych výsledkov, ako aj terénnych meraní (napr. Šimonides, 1994, 1996), ale závery z hodnotenia sú empiricky dokázateľné (napr. Minár, Hofierka, 1992). Na modelovom území sa vychádzalo z tradičných i netradične hodnotených postupov dynamiky svahu, ktoré vyústili do nasledujúcich charakteristík:

- ohrozenosť územia vodnou eróziou podľa prípustnej dĺžky pozemku na homogénnych a nehomogénnych podmienkach svahu
- erózný odnos pôdy – stupeň nebezpečia odnosu pôdy (množstvo odnesenej pôdnej hmoty z jednotky plochy)
- predpokladaná tendencia a smer pohybu vody a materiálu po svahu
- predpokladaná bilancia pohybu vody a materiálu po svahu
- predpokladaná integrácia odtoku vody a odnosu materiálu po svahu.

Návrh protieróznej ochrany pôdy poľnohospodárskymi plodinami

Návrh ochrany ornej pôdy poľnohospodárskymi plodinami je extrémnym návrhom, ktorý vyjadruje, ako možno zamedziť erózii len prísny výberom plodín bez ďalších protieróznych opatrení. Návrh určuje, kde a aké plodiny nie je možné pestovať, pričom sa neuplatnia iné protierózne opatrenia. Tento návrh neplní ďalšie ciele, a to vytvorenie ekologickej stabilnej krajiny, nezamedzuje nánosom v údoliach, nezamedzuje infiltrácii živín do tokov atď. Je východiskovou bázou pre ďalšie rozmiestnenie poľnohospodárskych plodín a zároveň poukazuje na možnosti hospodárenia na pôde. Možno ho označiť aj ako minimálne „zelený“ a tiež maximálne poľnohospodársky.

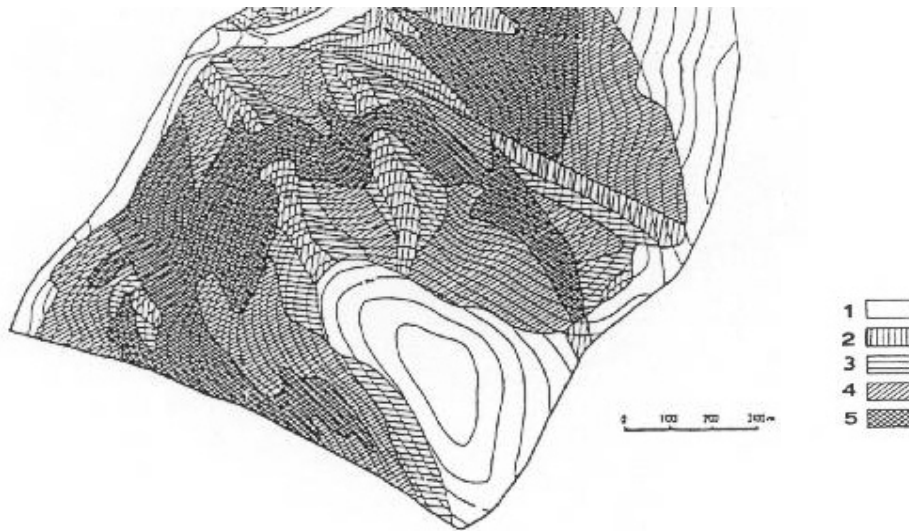
Návrh zamedzuje poškodenie poľnohospodárskych plodín a navrhuje zamedziť neprípustný odnos pôdy jedine správnym výberom pestovania plodín, teda nepredpokladá žiadne iné protierózne opatrenia, ale vyžaduje zmenu hraníc súčasných pozemkov podľa homogénnych prírodných jednotiek (abiotických komplexov). Ide o výber a návrh takej plodiny na každú homogénnu jednotku (abiotický komplex), ktorá zaručuje, že nebude prekročený stanovený limit odnosu pôdy. Teoreticky je to najjednoduchší spôsob protieróznej ochrany pôdy, a to iba vhodnou voľbou pestovanej plodiny, bez ďalších protieróznych opatrení:

- na vrcholových polohách možno pestovať všetky plodiny bez limitu
- s narastaním svahovej dĺžky a so zväčšovaním sklonu svahu nastáva rýchlo zmena v navrhovaných plodinách, s vylúčením širokoriadkových plodín, napr. kukurice
- krmoviny možno navrhovať na strednú až dolnú časť svahu
- v dolných častiach svahov sa vhodnosť poľnohospodárskych plodín stanovuje prevažne podľa svahovej dĺžky a sklonov reliéfu.

Z hľadiska ochranného účinku vybraných poľnohospodárskych plodín (kukurica, jariny, oziminy, krmoviny) sa na ornú pôdu pri reálne nemenných podmienkach daných homogénnym krajinnokoekologickým komplexom určuje 5 kategórií vhodnosti navrhovaného využívaného územia (obr. 7):

- plochy vhodné pre všetky vybrané plodiny
- plochy vhodné pre jariny, oziminy a krmoviny, vylúčené pre kukuricu
- plochy vhodné pre oziminy a krmoviny s limitom pre jariny, vylúčené pre kukuricu

- plochy vhodné pre krmoviny s limitom pre oziminy, vylúčené pre kukuricu a jariny
- plochy vhodné pre krmoviny, vylúčené pre všetky ostatné uvedené poľnohospodárske plodiny.



Obr. 7: Návrh protieróznej ochrany ornej pôdy vybranými poľnohospodárskymi plodinami.

1 – plochy vhodné pre všetky poľnohospodárske plodiny, 2 – plochy vhodné pre jariny, oziminy a krmoviny, vylúčené pre kukuricu, 3 – plochy vhodné pre oziminy a krmoviny, plochy s limitom pre jariny, vylúčené pre kukuricu, 4 – plochy vhodné pre krmoviny, plochy s limitom pre oziminy, vylúčené pre kukuricu a jariny, 5 – plochy vhodné pre krmoviny, vylúčené pre vybrané poľnohospodárske plodiny.

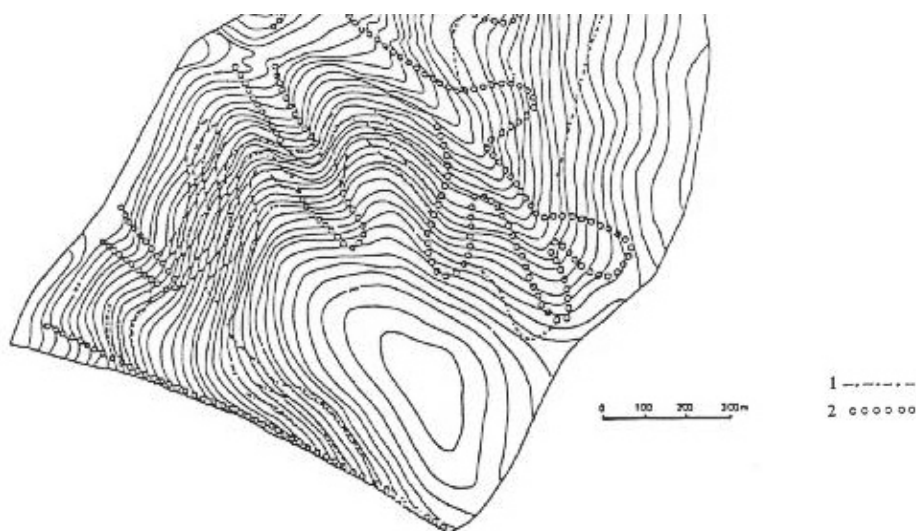
Tento návrh je v súčasnosti nereálny, lebo poľnohospodárske plodiny sa pestujú v určitom slede – v oševnom postupe, v ktorom sa striedajú plodiny s rôznym účinkom na pôdu. Návrh rozmiestnenia poľnohospodárskych plodín bez iných protieróznych opatrení upozorňuje na to, kde treba očakávať zvýšenie erózných procesov a kde treba navrhnuť protierózne opatrenia. Do budúcnosti by mali byť vypracované špecifické oševné postupy, ktoré by zohľadňovali priestorovú a časovú zmenu nemených erózných faktorov a umožňovali by protieróznou ochranu pôdy bez zvýšených ekonomických nákladov.

Návrh ochrany ornej pôdy protieróznymi vegetačnými pásmi

Návrh vychádza z predpokladov, že naďalej sa bude používať súčasný 5-ročný oševný postup, teda neprípustný odnos pôdy sa navrhuje zamedziť rozčlenením svahu protieróznymi pásmi na také svahové dĺžky, ktoré vylúčia prekročenie limitov odnosu pôdy, ale nevyhnutné je zmeniť hranice súčasných pozemkov podľa navrhovaných protieróznych pásov. Návrh rešpektuje v súčasnosti používaný 5-ročný oševný postup modelového územia (lucerna, jarný jačmeň, silážna kukurica, ozimná pšenica, lucerna). To znamená, že protieróznou ochranu možno zabezpečiť tak, že aj v najextrémnejších podmienkach možno používať súčasný 5-ročný oševný postup s tým, že na miestach s prekročeným odnosom pôdy sa navrhujú protierózne pásy. Určujúcim faktorom je opäť, tak ako v predchádzajúcom návrhu, dĺžka svahu, ktorá rozhodujúcou mierou vplýva na odnos pôdy. Keďže sklon svahu je nemeňteľná veličina alebo meniteľná len s veľkými nákladmi, tento návrh sa opiera o zmenu využívanej dĺžky pozemku. Skrátenie dĺžky svahu a jej rozdelenie na niekoľko menších úsekov si vyžaduje vytvoriť menšie pozemky, ktoré by boli zároveň “dokonale” chránené od vyššie položených. To je možné docieľiť napr. návrhom zasakovacích pásov a pod.

Účinnosť zasakovacích pásov spočíva v odvedení povrchovo stekajúcej vody do podpovrchového odtoku, a to hlavne pritekajúcej vody z vyššie ležiacich pozemkov (Pasák a kol., 1984). Zasakovacie

pásky môžu byť trávne, krovinové i lesné. Ich priebeh má zhruba smer vrstevníc. Šírku zasakovacích pásov treba vypočítať podľa 5-ročného oševného postupu (obr. 8 obsahuje len priebeh protieróznych pásov). Vučkov (1980) uvádza, že účinnosť zasakovacích pásov sa dosahuje už pri šírke 2 až 2,5 m. Výrazné údolnice, kde sa koncentruje povrchový odtok, je účinné stabilizovať krovinami a stromovým porastom. Z údolníc je potrebné zabezpečiť vyústenie povrchového odtoku do zberného kanála (Pasák a kol., 1984). Namiesto zasakovacích pásov možno navrhnúť odvodňovacie a zatravnené prielohy, záchytné priekopy a iné biotechnické a technické protierózne opatrenia, čím značne narastú ekonomické náklady.



Obr. 8: Návrh protieróznej ochrany ornej pôdy vegetačnými pásmi.

1 – protierózne pásky vegetácie, 2 – pásky vegetácie s protieróznou funkciou a inými biologicko-ekologickými funkciami.

Praktickou prekážkou realizácie tohto návrhu je, že na najextrémnejších plochách modelového územia vznikajú 30 až 40 m úzke pásky ornej pôdy, čo je pre daný oševný postup a súčasnú agrotechniku nie najvhodnejší fakt. Jedno z riešení spočíva vo vylúčení kukurice z oševného postupu, a to z dôvodov, že má veľmi malú protieróznou ochranu pôdy, resp. možno ju nahradiť plodinou s vyšším protieróznym účinkom.

Vylúčením kukurice z oševného postupu možno dosiahnuť, že prípustná dĺžka pozemku pri sklone 7° – 12° s hnedozemami sa zmení z 30 m až na 150 m. Z toho vyplýva, že napr. v juhovýchodnej časti modelového územia Dolná Malanta by namiesto 7 protieróznych pásov stačili iba 3 pásky, čo je z hľadiska agrotechniky reálnejší stav, lebo šírka pozemkov by dosahovala 100 až 150 m. Pričom STN 75 4501 uvádza minimálnu pracovnú dĺžku 200 m a minimálnu šírku honov (pôdnych celkov) 50 m.

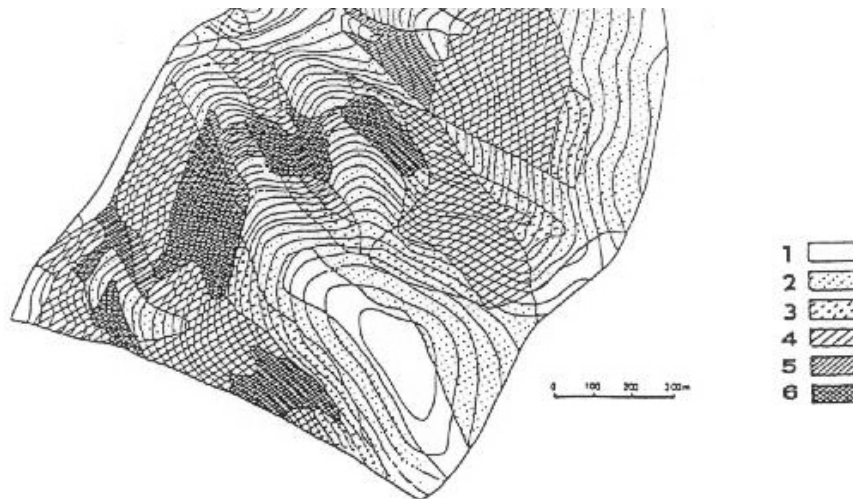
Tento návrh vyjadruje, aké protierózne opatrenia – koľko vegetačných pásov – by bolo potrebné na zamedzenie erózie, keby sa všade mal aplikovať obvyklý oševný postup modelového územia, a to: lucerna, jarný jačmeň, silážna kukurica, ozimná pšenica, lucerna. Možno ho označiť ako maximálne „zelený“ a maximálne „ekostabilizačný“. Z ekologického hľadiska proti tomuto návrhu nie sú námietky, nakoniec existujú spôsoby obhospodarovania aj úzkoblokových polí.

Návrh protieróznej ochrany ornej pôdy oševnými postupmi

Návrh vychádza z predpokladov, že neprípustný odnos pôdy sa navrhuje zamedziť len oševnými postupmi, a to súčasným 5-ročným oševným postupom, navrhovaným 4-ročným protieróznym postupom (lucerna, jarný jačmeň, ozimná pšenica, lucerna) a krmovinárskym oševným postupom (krmoviny na ornej pôde), teda nepredpokladá žiadne iné protierózne opatrenia, ale nevyhnutné je zmeniť hranice súčasných pozemkov podľa homogénnych prírodných jednotiek (abiotických komplexov). Návrh sú-

časného protierózneho ako aj krmovinárskeho osevného postupu vychádza z limitov erodovateľnosti pôd, kde sa určujú tieto kategórie vhodnosti využívania územia (obr. 9):

- plochy vhodné pre 5-ročný osevný postup
- plochy s limitom pre 5-ročný osevný postup
- plochy vhodné pre 4-ročný osevný postup
- plochy vylúčené pre 5-ročný osevný postup, plochy vhodné pre 4-ročný osevný postup
- plochy s limitom pre 4-ročný osevný postup, plochy vhodné pre krmoviny
- plochy vylúčené pre 4-ročný osevný postup, plochy vhodné pre krmoviny.



Obr. 9: Návrh protieróznej ochrany ornej pôdy osevnými postupmi.

1 – plochy bez žiadneho limitu, 2 – plochy vhodné pre 5-ročný osevný postup, 3 – plochy s limitom pre 5-ročný osevný postup, plochy veľmi vhodné pre 4-ročný osevný postup, 4 – plochy vylúčené pre 5-ročný osevný postup, plochy vhodné pre 4-ročný osevný postup, 5 – plochy s limitom pre 4-ročný osevný postup, plochy vhodné pre krmovinársky osevný postup, 6 – plochy vylúčené pre 4-ročný osevný postup, plochy vhodné pre krmovinársky osevný postup.

Pri jeho realizácii by k najväčším zmenám došlo v juhovýchodnej časti modelového územia, kde sú z hľadiska návrhu zmien najviac zastúpené plochy, z ktorých je súčasný 5-ročný osevný postup vylúčený a nahradí ho 4-ročný osevný postup, ako aj plochy vhodné iba pre krmoviny. V tomto návrhu sú zohľadnené najreálnejšie predstavy z hľadiska stanovenia limitov erodovateľnosti pôd a zároveň predpoklady pestovania poľnohospodárskych plodín v rotácii. Na základe najvhodnejšieho rozmiestnenia súčasného osevného postupu a navrhovaných protieróznych postupov sa vytvorila rámcová diferenciácia pre ďalší návrh pestovania osevných postupov pri rešpektovaní súčasných hraníc pozemkov.

Návrh protieróznej ochrany ornej pôdy osevnými postupmi pri zachovaní súčasných hraníc pozemkov

Návrh vychádza z predpokladov, že sa predpokladá zachovanie súčasných hraníc pozemkov. Nepredpokladajú sa žiadne iné protierózne opatrenia, neprípustný odnos pôdy sa navrhuje zamedziť vhodným výberom osevných postupov bez zmeny hraníc súčasných pozemkov. Východiskom pre tento návrh je návrh protieróznej ochrany ornej pôdy osevnými postupmi na základe stanovenia limitov erodovateľnosti. Aby sa zabránilo nežiaducim účinkom vodnej erózie, potrebné je na niektorých miestach zmeniť 5-ročný aj 4-ročný osevný postup a nahradiť ho viacročnými krmovinami. K podstatným zmenám dôjde v juhovýchodnej časti modelového územia. Návrh vyžaduje nasledujúce zmeny:

- plochy vhodné pre súčasný 5-ročný osevný postup
- plochy vhodné pre súčasný 5-ročný osevný postup, ale s limitom pre kukuricu

- plochy vhodné pre navrhovaný 4-ročný oševný postup, s vylúčením pre súčasný 5-ročný oševný postup
- plochy vhodné pre krmoviny, s vylúčením pre oševné postupy.

Navrhujú sa rozšíriť účelové trávne porasty s protieróznou funkciou. Ďalej je to likvidácia a intenzívne využitie všetkých neúžitkov a devastovaných plôch. Tab. 2 obsahuje prehľad o plošnom podiele navrhovaných zmien. Celkovo možno konštatovať, že rozšírenie nelesnej drevinovej vegetácie o 19,40 ha je na úkor neúžitkov (7,11 ha), urbanizovaných plôch (5,89 ha) a len 6,40 ha na úkor ornej pôdy. Ďalší úbytok ornej pôdy o 16,85 ha je kompenzovaný prírastkom ovocných sádov (12,40 ha), kultúrnych lúk (4,16 ha) a vodných plôch (0,29 ha). Tento relatívny úbytok ornej pôdy je vyvážený zvýšením úrodnosti a výnosov tým, že sa zníži devastácia poľnohospodárskych kultúr eróziou a stabilizujú sa výnosy obmedzením vyplavovania živín. Súčasne sa vytvoria predpoklady pre ekologicky stabilnú krajinu, ktorá umožní znižovať používanie chemických ochranných látok, zlepši sa vodný režim a skvalitní prirodzený genofond rastlín a živočíchov.

Tabuľka 2: Návrh plošných zmien prvkov súčasnej krajinnej štruktúry

Hlavné skupiny súčasnej krajinnej štruktúry	Zmeny v zastúpení prvkov (ha)			
	stav	návrh	úbytok	prírastok
Nelesná drevinová vegetácia (bez ovocných sádov)	27,18	46,58	–	19,40
Trvalé bylinné a trávne porasty	3,34	7,50	–	4,16
Ruderálne porasty, trstie, neúžitky	7,11	–	7,11	–
Orná pôda	551,86	528,61	23,25	–
Ovocné sady a záhrady	2,36	14,76	–	12,40
Vodné plochy a toky	5,76	6,05	–	0,29
Urbanizované plochy	15,07	9,18	5,89	–
Spolu	612,68	612,68	36,25	36,25

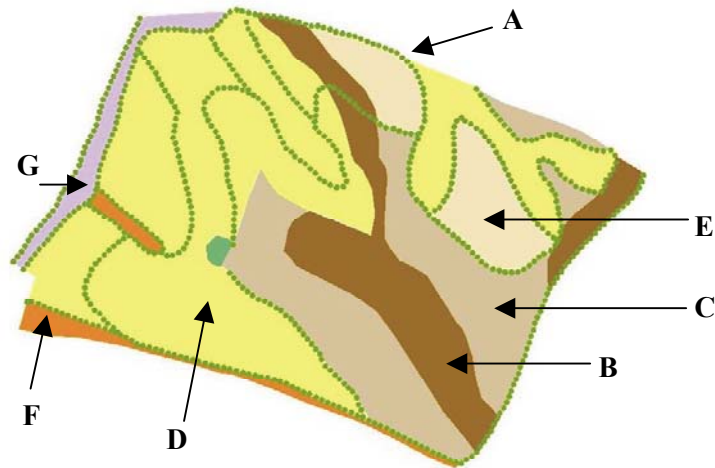
Na modelovom hospodárstve Dolná Malanta ostáva podstatná plocha v severozápadnej časti bez zmien. Zmeny nastanú najmä v juhovýchodnej časti. Návrh zohľadňuje požiadavky poľnohospodárov na zachovanie veľkosti pozemkov. Alternatívna propozícia poukázala na rôzne možnosti riešenia najvýznamnejších krajinnoekologických problémov, ktorými sú obmedzenie, príp. zastavenie pôsobenia vodnej erózie pôdy, vyplavovanie živín z pôdy a zahliňovanie, resp. zanášanie plôch zeminou a zároveň tiež zlepšenie krajinnej štruktúry ekologicky stabilnými prvkami. Pri zhodnotení týchto teoretických možností a porovnaní so súčasným stavom využívania krajiny možno pristúpiť k zosúladieniu krajinnoekologických a ekonomických hľadísk a hľadať riešenie nielen krajinnoekologicky optimálne, ale aj ekonomicky prijateľné. Tento návrh zohľadňuje aj potrebu skvalitnenia existujúcej vegetácie a výsadby novej nelesnej drevinovej vegetácie. Navrhovaná vegetácia plní štyri funkcie (Hrnčiarová, 2001):

- polyfunkčná vegetácia (10 m široký pás trvalých trávnych porastov so skupinkami stromov a krovín)
- viacfunkčná vegetácia (2 m a viac široký pás drevín a krovín)
- sprievodná vegetácia pozdĺž komunikácií (dvojetážový pás ovocných drevín a krovín 2 m široký)
- sprievodná vegetácia pri vodných tokoch (dvojetážový pás lesných drevín a krovín široký 2 m).

Návrh krajinnoekologicky optimálneho využívania územia

Návrh krajinnoekologicky optimálneho využívania územia je kombináciou vhodného rozmiestnenia rôznych poľnohospodárskych plodín s lokalizáciou niekoľkých vegetačných protieróznych pásov na miestach s najväčšou dynamikou svahu a s umiestnením filtračných a protináplavových pásov na miestach koncentrácie odtoku, a to v nevyhnutnej šírke (obr. 10). Návrh umožňuje hospodáriť v súlade s prírodnými podmienkami, zároveň v dostatočnej miere zamedzuje plošnej erózii, vyplavovaniu živín, zabraňuje výmoľovej erózii, vzniku nánosov a odplavovaniu pôdy z polí, stabilizuje údolnice nelesnou drevinovou vegetáciou, filtruje odtok, teda zadržiava živiny v území, množstvo živín v úvali-

nách priaznivo ovplyvní produkciu krmovín a trvalých trávnych porastov a nakoniec dostatočne doplní aj štruktúru krajiny nelesnou drevinovou vegetáciou s biologickou, hygienickou a klimatickou funkciou, čo má vplyv okrem iného aj na integrovanú ochranu rastlín a celkové zlepšenie kvality životného prostredia v súlade s trvalo udržateľným rozvojom poľnohospodárskej krajiny.



Obr. 10: Návrh krajinnokoekologickeho optimalného využívania územia

A – návrh protieróznych vegetačných pásov, návrh interakčných prvkov územného systému ekologickej stability, B, C – návrh plodín zadržavajúcich povrchový odtok v období privalových zrážok, D, E – návrh hustosiatych plodín na dlhých svahoch a veľkých sklonoch, návrh na zlepšenie celoplošnej ekologickej stabilizácie poľnohospodárskej krajiny, F – návrh ďalších ekostabilizačných opatrení na zníženie povrchového odtoku, návrh na zatravnenie, G – pestovanie širokoriadkových plodín aj zeleniny.

Predložený návrh počíta aj so záberom pôdy na výsadbu protieróznej vegetácie. Pritom treba mať na zreteli, že pôda je trojdimenzionálny útvar, jej úrodnosť je daná predovšetkým jej vertikálnou štruktúrou (hlbkou, zrnitosťou atď.) a nie plošnou rozlohou. Preto vegetáciu, ktorá chráni vertikálnu štruktúru pôdy z hľadiska troch dimenzií, nie je možné hodnotiť ako stratovú plochu. Šírka pásov filtračnej a protieróznej vegetácie je volená podľa interpretovaného množstva odtoku a odnosu (náporu odtoku) na daný bod.

Návrh druhovej skladby nelesnej drevinovej vegetácie

Podkladom pre lokalizáciu nelesnej drevinovej vegetácie s ekologickou (protieróznou, filtračnou, klimatickou a i.) funkciou sú línie brzdenia pohybu a ukladania materiálu a línie koncentrovaného zrýchleného odtoku a odnosu materiálu zo svahov nad nimi. Okrem ekologických funkcií by takto umiestnená vegetácia časom nadobudla i výraznú biologickú, kultúrno-estetickú a zdravotnú funkciu. Podmienkou pre dosiahnutie uvedených funkčných pôsobení je druhové zloženie vegetácie a jej rozvrstvenie. Malo by zodpovedať daným stanovištným a klimatickým podmienkam územia, teda malo by byť zložené z druhov, ktoré tu rastú v pôvodných porastoch. Okrem výsadby a ošetrovania porastov na zamedzenie nadmerného zaburinenia by tieto porasty nevyžadovali ďalšiu starostlivosť, lebo by sa dopĺňovali prirodzeným samonáletom. Druhotne by vznikli biotopy pre viaceré rastlinné a živočíšne druhy, ktoré sú v intenzívne obhospodarovanej krajine silne na ústupe a dopomohli by k vytvoreniu biologicky vyváženej poľnohospodárskej krajiny. Okrem uvedených funkcií by v menšej miere mali aj produkčnú funkciu (poľovná zver, chov včiel, vhodné biotopy pre vtáctvo, príležitostná ťažba dreva a i.).

Hlavné výsledky za modelové územie Dolná Malanta

Na základe komplexného zhodnotenia erózných faktorov sa stanovujú limitné hodnoty erodovateľnosti pôdy pre navrhované poľnohospodárske plodiny a oševné postupy. Tieto limity spočívajú v určení tzv. prípustnej dĺžky svahu pre dané prírodné podmienky, ako aj pre dané hospodárske využívanie územia. Jej prekročením prechádza prípustný odnos pôdy do neprípustného odnosu. Na základe limitných hodnôt erodovateľnosti pôdy možno určiť pre každú konkrétnu homogénnu priestorovú jednotku (pre každý konkrétny abiotický komplex), taký spôsob využívania, ktoré by zamedzilo neprípustnú eróziu pôdy. Limity erodovateľnosti pôdy na modelovom území Dolná Malanta sú podkladom pre vypracovanie 5 alternatívnych návrhov. Realizácia týchto návrhov zabráni predovšetkým odnosu a vyplavovaniu živín, znečisťovaniu vôd a bude plniť protieróznú a samozrejme aj produkčnú funkciu. Návrhy sú zamerané na riešenie týchto konkrétnych problémov:

- na rozmiestnenie poľnohospodárskych plodín, resp. oševných postupov z hľadiska ich protieróznych účinkov, t. j. vo vhodnej voľbe a rotácii pestovaných poľnohospodárskych plodín s vysokým protieróznym účinkom (oziminy, viacročné krmoviny), resp. v zmene zaužívaného oševného postupu
- v pásovom striedaní poľnohospodárskych plodín
- na rozmiestnenie protieróznych pásov na svahu a na stabilizáciu údolníc
- v skrátení dĺžky pozemku po spádnici, zmena tvaru pozemkov
- v stabilizovaní údolníc s viacetážovou vegetáciou
- v uplatňovaní zasakovacích pásov (trávných, krovinových, resp. lesných porastov) pozdĺž vrstevníc na zmenu povrchového odtoku do podpovrchového odtoku
- v uplatnení technických opatrení (záchytné a zberné priekopy, nádrže a pod.).

Je potrebné, napr. v rámci projektov pozemkových úprav, aby v oblastiach náchylných na eróziu sa dôsledne pristúpilo k používaniu protieróznych opatrení. Oševné postupy musia plniť aj protieróznú funkciu z hľadiska zachovania úrodnosti pôdy. Mechanizačné hľadiská nesmú byť prioritné, pretože zväčšovanie obrábaných pozemkov bez ohľadu na konfiguráciu reliéfu vedie k zvyšovaniu erózie. Snaha o maximálne využitie techniky nedovoľuje dôsledne akceptovať požiadavky ochrany prírody, ochrany prírodných zdrojov a priestorovej ekologickej stabilizácie krajiny. Najvýznamnejším výsledkom krajinnokoekologických návrhov je, že najúčinnjším spôsobom ako zabrániť erózii je vhodný výber poľnohospodárskych plodín (oševných postupov), stanovenie prípustnej dĺžky svahu a odstránenie kritických (kardinálnych) línií koncentrácie povrchového odtoku.

Tieto protierózne opatrenia je potrebné doplniť, okrem návrhov na vhodný výber poľnohospodárskych plodín a návrhov na zmenu hraníc pozemkov, aj účinnou agrotechnikou (vrstevnicové obrábanie, bezorbová technológia spojená s mulčovacími medziplodinami, sejba plodín po vrstevnici, úprava uľahnutého podorničia kyprením na zabezpečenie zvýšenia vsakovacjej schopnosti pôd a i.), čím sa zároveň ochraňujú nielen produkčné funkcie pôdy, ale aj ekologické a environmentálne (Hrnčiarová, 1993, Hrnčiarová, Izakovičová, 1994).

Záver

Navrhované protierózne opatrenia majú komplexný krajinnokoekologicko-melioračný účinok. Zabraňujú odnosu a vyplavovaniu živín, majú klimatickú a hygienickú funkciu (filtrácia podzemných vôd), veľmi významnú biologickú funkciu a funkciu integrovanej ochrany rastlín. Mnohé z týchto účinkov je nevyhnutné posudzovať najmä z hľadiska dlhodobého stabilného využívania krajiny. Základným predpokladom je vytvoriť podmienky na zmenu hraníc poľnohospodárskych pozemkov tak, aby mali čo najhomogénnejšie prírodné podmienky. Bez zmeny hraníc pozemkov budú akékoľvek návrhy neúčinné. Je preto potrebné zmeniť súčasné kritériá hodnotenia optimálnosti využívania poľnohospodárskej pôdy (obr. 11 a 12). Predložené návrhy samozrejme nevyčerpávajú všetky alternatívne možnosti v hľadaní „najracionálnejšieho“ využívania poľnohospodárskej krajiny pri zachovaní jej trvalo udržateľnej úrodnosti. V ochrane pôdy to musia byť predovšetkým prístupy biologické (ekologické), lebo len tak možno dosiahnuť udržateľný vývoj funkcií pôdneho krytu a z toho vyplývajúci ekonomický, sociálny rozvoj a environmentálnu vyváženosť spoločnosti (Demo, Bielek, Hronec, 1990). Presadzo-

vat' trvalo udržateľný rozvoj v každom štáte znamená predovšetkým zosúladiť nároky a požiadavky spoločnosti s krajinnoekologickými podmienkami územia. Tento proces musí byť nepretržitý a dlhodobý, aby neustále napomáhal k zlepšovaniu životného prostredia. Rozvoj každého regiónu sa uskutočňuje v konkrétnom území, preto socioekonomický rozvoj a krajinnoekologické podmienky územia nevyhnutne musia byť vo vzájomnom súlade. Nesúladiť týchto aspektov je hlavnou príčinou vzniku problémov životného prostredia a vyvolania konfliktov s rôznym dopadom na krajinu a na zdravie človeka (Hrnčiarová, 1996).



Obr. 11: Jednotne obrábaný pozemok s heterogénnymi prírodnými podmienkami zapríčinil enormný odnos pôdy v poraste zemiakov, šípka vyznačuje miesto na obr. 12 (Liptovská kotlina).



Obr. 12: Detailný pohľad na eróziu zničený porast zemiakov (Liptovská kotlina).

Protieróznu ochranu pôdy možno uskutočňovať predovšetkým výsadbou poľnohospodárskej účelovej zelene a ochrannými trasami proti erózii ako súčasť poľnohospodárskej pôdy, ktorá sa označuje ako nepoľnohospodárska pôda a bezprostredne neslúži na poľnohospodársku výrobu, ale je pre ňu nenahradiateľná alebo ako ostatné plochy – pozemky, ktoré nemožno bezprostredne obrábať (nepoľnohospodárske a nelesné pozemky), napr. ako ekologická zeleň (vyhláška ÚGKK SR č. 79/1996 Z. z.). V terminológii územného systému ekologickej stability ide o nelesnú drevinovú vegetáciu, ktorá plní v krajine okrem ekostabilizačného účinku aj protieróznu funkciu. Významná je aj zmena na trvalé trávne porasty, ktoré sice znamenajú záber ornej pôdy, no spravidla sa neuvažuje rozdiel medzi plošným záberom pôdnej hmoty a stratou pôdnej hmoty. Ďalšie legislatívne zabezpečenie ochrany pôdnych zdrojov sa uskutočňuje podľa zákona č. 220/2004 Z. z. o ochrane a využívaní poľnohospodárskej pôdy a o zmene zákona č. 245/2003 Z. z. o integrovanej prevencii a kontrole znečistenia životného prostredia a o zmene a doplnení niektorých zákonov, pričom sa hodnotí ich najdôležitejšia vlastnosť, a to úrodnosť. Osobitne treba chrániť poľnohospodársku pôdu s najlepšou produkčnou schopnosťou v príslušnom katastrálnom území. Všeobecne ochranu pôdnym zdrojom zaručuje zákon FZ ČSFR č.

17/1992 Zb. o životnom prostredí, ktorý definuje prírodné zdroje ako tie časti živej a neživej prírody, ktoré človek využíva alebo môže využívať na uspokojovanie svojich potrieb.

Z hľadiska trvalo udržateľného využívania pôdných zdrojov je nevyhnutné prejsť na nový spôsob hospodárenia na pôde. Treba zabezpečiť ekologizáciu poľnohospodárskej výroby, ide o zosúladienie požiadaviek spoločnosti na dostatočnú produkciu zdravotne vyhovujúcich poľnohospodárskych produktov pri nenarušení využívaných prírodných podmienok územia. Ekologizácia hospodárenia na pôde spočíva v (Izakovičová, Hrnčiarová, 1999, Hrnčiarová, Izakovičová, 2000):

- návrhu ekologicky vhodného využívania pôdy
- zmene štruktúry plodín, agrotechniky a pod.
- znížení intenzifikácie poľnohospodárskej výroby, obmedzení chemizácie, mechanizácie a pod.
- návrhu stabilizácie poľnohospodárskej krajiny – vytvorenie územných systémov ekologickej stability, vrátane priestorovej štruktúry vegetácie
- návrhu na ochranu prírodných zdrojov, najmä pôdy a vody
- návrhu na elimináciu negatívnych vplyvov poľnohospodárstva na životné prostredie
- uplatňovaní zásad alternatívneho poľnohospodárstva vo väčšej miere a pod.

Súčasná hlavne poľnohospodárska krajina prechádza rôznou transformáciou. Snaha o maximálne využitie techniky nedovoľuje dôsledne akceptovať požiadavky ochrany prírody, ochrany prírodných zdrojov a návrhy projektov územného systému ekologickej stability. Základným predpokladom je vytvoriť podmienky na zmenu hraníc poľnohospodárskych pozemkov tak, aby mali čo najhomogénnejšie prírodné podmienky (Hrnčiarová, 2001). Bez zmeny hraníc pozemkov budú akékoľvek návrhy neúčinné. Mechanizačné hľadiská nesmú byť prioritné, pretože zväčšovanie obrábaných pozemkov bez ohľadu na konfiguráciu reliéfu vedie k zvyšovaniu erózie, k ohrozeniu pôdných zdrojov, k znižovaniu stability územia pod. Treba zmeniť súčasné kritériá hodnotenia optimálnosti využívania poľnohospodárskeho pôdneho fondu, s čím súvisí aj návrh prvkov územného systému ekologickej stability, ktorý sa rieši v rámci projektov pozemkových úprav.

PodĎakovanie

Príspevok vznikol ako výstup vedeckého projektu 2/4022/5 „Stanovenie krajinnokoekologického potenciálu pre optimálny rozvoj územia“ v rámci Vedeckej grantovej agentúry MŠ SR a SAV a z prostriedkov Agentúry na podporu vedy a techniky v rámci projektu APVT-51-035102 „Tvorba environmentálnych limitov pre udržateľný rozvoj územia“.

Literatúra

- Demo, M., Bielek, P., Hronec, O. (1999): Trvalo udržateľný rozvoj. Život v medziach únosnej kapacity biosféry. SPU Nitra, VÚPOP Bratislava.
- Hrnčiarová, T. (1993): Hodnotenie potenciálnej zraniteľnosti zásob podzemných vôd pre ekologické plánovanie krajiny. Životné prostredie, 27, 6, 311 – 314.
- Hrnčiarová, T. (1996): Ecological assumptions for sustainable development of Slovakia. Ekológia (Bratislava) 15, 207 – 224.
- Hrnčiarová, T. (2001): Ekologická optimalizácia poľnohospodárskej krajiny (modelové územie Dolná Malanta. Veda, vydavateľstvo SAV, Bratislava.
- Hrnčiarová, T., Izakovičová, Z. (1994): Vplyv prírodných a antropických faktorov na zhutnenie pôdy. Poľnohospodárstvo, 40, 11, 873 – 884.
- Hrnčiarová, T., Izakovičová, Z. (2000): Environmental approaches to sustainable development. Zdrúženie KRAJINA 21, Bratislava.
- Hrnčiarová, T., Tremboš, P., Miklós, L. (1991): Protierózna ochrana pôdy ako súčasť ozelenenia poľnohospodárskej krajiny Slovenska. Životné prostredie, 25, 6, 316 – 320.
- Hynek, A., Trnka, P. (1981): Topochory Dyjské časti Znojemska. Folie Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Purkynianae Brunensis – Geographia, 22, 4, 1 – 99.
- Ivanov, V. D., Lopyrev, M. I. (1979): Ob ustanovleniji kategoriji erozijonno-opasnych zemel' po intenzivnosti smyva počv talymi vodami. Počvovedenje, 4, 81 – 91.

- Izakovičová, Z., Hrnčiarová, T. (1999): Trvalo udržateľné využívanie prírodných zdrojov. *Životné prostredie*, 33, 5, 250 – 254.
- Janeček, M. a kol. (1992): Ochrana zemědělské půdy před erozí. Metodiky pro zavádění výsledů výzkumu do zemědělské praxe, 5, ÚVTIZ Praha.
- Miklós, L. (1991): Morphometric indices of the relief in the LANDEP methods and their interpretation. *Ekológia (ČSFR)*, 10, 2, 159 – 186.
- Miklós, L. a kol. (1990): Ekologický generel ozelenenia poľnohospodárskej krajiny SR. I. časť – Krajinnoekologické podmienky. *Ekologická štúdia ÚKE SAV Bratislava*.
- Miklós, L., Hrnčiarová, T., Kozová, M. (1989): The most important aspects of the spatial structure of hydrologic systems. *Sborník prací GÚ ČSAV Brno*, 20, 43 – 58.
- Miklós, Izakovičová, 1997: Krajina ako geosystém. Veda, vydavateľstvo SAV, Bratislava.
- Minár, J., Hofierka, J. (1992): Svahové modely vodnej erózie pôdy, súčasný stav a perspektívy. *Geografický časopis*, 44, 4, 330 – 341.
- Pasák, V. a kol. (1984): Ochrana půdy před erozí. *SZN, Praha*.
- Ružička, M., Miklós, L. (1982): Landscape-ecological Planning in the Process of Territorial Planning. *Ekologia (ČSSR)*, 1, 3, 297 – 312.
- STN 75 4501 Hydromelióracie, protierózna ochrana poľnohospodárskej pôdy, základné ustanovenia (2000).
- Šimonides, I. (1994): Stanovenie niektorých faktorov univerzálnej rovnice straty pôdy z deluometrických meraní. *Acta Fytotechnica Universitatis Agriculturae Slovákia Nitra*, XLIX, 133 – 139.
- Šimonides, I. (1996): Výpočet potenciálnej erózie pomocou geografického informačného systému IDRISI. In: *Proc. Theoretical and Practical Utilization of Modern Equipments and Models with Orientation on the Environment, Water and Agriculture*. Tempus Phare Joint European Network, Banská Bystrica, 73 – 77.
- Vučkov, P. (1980): Základné problémy protieróznej organizácie územia agrárno-priemyselných komplexov. In: *Zborník Protierózna ochrana pôdy*. Dom techniky ČSVTS, Banská Bystrica.
- Vyhláška ÚGKK SR č. 79/1996 Z. z., ktorou sa vykonáva zákon NR SR o katastri nehnuteľností a o zápise vlastníckych a iných práv k nehnuteľnostiam (katastrálny zákon) v znení neskorších predpisov.
- Zákon FZ ČSFR č. 17/1992 Zb. o životnom prostredí.
- Zákon č. 220/2004 Z. z. o ochrane a využívaní poľnohospodárskej pôdy a o zmene zákona č. 245/2003 Z. z. o integrovanej prevencii a kontrole znečisťovania životného prostredia a o zmene a doplnení niektorých zákonov.

Srovnání chemického složení podkorunových a usazených srážek

Pavel Chaloupecký¹, Jitka Špičková², Jaroslav Fišák¹, Petr Skřivan²

¹Ústav fyziky atmosféry AVČR, Boční II 1401, 14131, Praha 4 (e-mail: chaloupecky@ufa.cas.cz)

²Geologický ústav AVČR, Rozvojová 135, 165 02 Praha 6 – Lysolaje (e-mail: spickova@gli.cas.cz)

Klíčová slova: podkorunové srážky, usazené srážky, hlavní ionty, stopové kovy

Úvod

Od června 2004 jsou na observatoři Milešovka pravidelně odbírány a následně analyzovány podkorunové srážky ve smrkovém a bukovém porostu. Získaná data popisují vývoj a změny koncentrací hlavních iontů (Na^+ , K^+ , NH_4^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , F^- , Cl^- , NO_3^- , HCO_3^- , SO_4^{2-}) a vybraných stopových prvků (Cu, Mn, Fe, Zn, Pb, Be, As, Cd, Sr, Al, Ni, Ba, Rb). Již od roku 1998 jsou na observatoři Milešovka odebrány vzorky vody z mlhy a nízké oblačnosti, ve kterých jsou stanoveny koncentrace hlavních iontů. Pro tento příspěvek byla využita data z období, pro které byla k dispozici i data o podkorunových srážkách (tj. od června do prosince 2004), přičemž během měsíce srpna se nepodařilo odebrat žádný vzorek mlžné/oblačné vody (mlžné vody).

Studium podkorunových srážek je důležitou součástí sledování celkové kvality ovzduší. Chemické složení podkorunových srážek se od depozice na volné ploše značně odlišuje, svůj vliv zde uplatňuje řada procesů odehrávajících se v koruně stromů. Jedná se zejména o vymývání částic zachycených na povrchu asimilačních orgánů, rozpouštění na vegetaci adsorbovaných plynů a loužení metabolitů vyloučených stromy. Mohou se uplatňovat i procesy intercepce a evapotranspirace způsobující zahuštění srážek procházejících korunou stromu, čímž se koncentrace rozpuštěných látek zvyšují.

Koncentrace polutantů, které byly zjištěny v usazených srážkách (zahrnují depozici mlžné či námrazové vody) převyšují hodnoty změřené ve srážkách vypadávajících. Proto je studium jejich chemického složení důležitým faktorem pro pochopení osudu chemických látek v atmosféře.

Hlavní část této práce je věnována porovnání koncentrací hlavních iontů naměřených ve vzorcích mlžné vody a vody z podkorunových srážek. Další část je věnována srovnání koncentrací stopových prvků v podkorunových srážkách ve smrkové a bukové vegetaci. Třetí část se zabývá srovnáním koncentrací sledovaných látek s referenční lokalitou Lesní potok situovanou v málo znečištěném venkovském regionu.

Popis lokalit

Milešovka

Odběr vzorků mlžné vody a z podkorunových srážek je prováděn na meteorologické observatoři ÚFA AVČR Milešovka. Na Milešovce jsou velmi dobré podmínky pro odběr vzorků mlžné a oblačné vody. Mlha se zde vyskytuje v průměru nejčastěji v celé ČR. Ve většině případů se jedná o nízkou oblačnost, jejíž základna se nachází pod úrovní stanoviště pozorovatele. Observatoř je situována na vrcholku izolované kuželové hory ve výšce 837 m n.m. Milešovka se nachází v blízkosti Severočeské hnědouhelné pánve, která je jedním z regionů s nejvíce znečištěným ovzduším v České republice. V okolí se vyskytuje řada hnědouhelných lomů, tepelných elektráren, tepláren, chemických a jiných průmyslových podniků, které významně ovlivňují čistotu ovzduší v této lokalitě.

Lesní potok

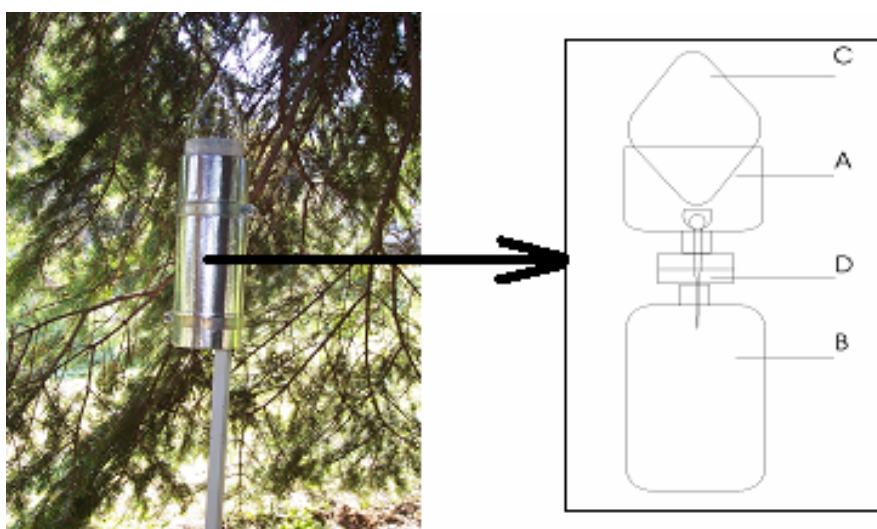
Referenční lokalita malé povodí Lesní potok je umístěna v blízkosti města Kostelec nad Černými lesy, přibližně 30 km jihovýchodně od Prahy. Tato oblast je středně zalesněná a reprezentuje typickou venkovskou oblast bez významnějších lokálních emisních zdrojů.

Odběr vzorků

Odběry vzorků mlžné vody jsou odebírány pomocí aktivního odběrového zařízení viz obr.1. Průtok vzduchu je zajištěn ventilátorem umístěným na výstupu ze zařízení. Vzduch obsahující kapičky vody proudí systémem teflonových vláken, na nichž se voda zachycuje a stéká do odběrné nádoby (Fišák, Řezáčová, 1999).



Obr. 1: Aktivní odběrové zařízení mlžné vody.



Obr. 2: Zařízení na odběr podkorunových srážek (A – záchytná láhev, B – sběrná láhev, C – skleněné vřeteno, D – skleněná nálevka s kuličkovým uzávěrem).

Zařízení pro odběr podkorunových srážek se skládá ze 4 základních částí (obr.2.). Polyethylenová záchytná láhev (A) o objemu 1L je přes speciální uzávěr dnem vzhůru připevněna ke spodní sběrné láhvi (B). Dno záchytné láhve je odříznuto tak aby vzniklo 6 -8 menších výstupků. Uvnitř se nachází skleněné vřeteno (C) umístěné tak, že styčnými body jsou pouze místa kontaktu vřetena a výstupků záchytné láhve. Voda stéká po vřetenu přes malou skleněnou nálevku (D) do sběrné láhve. Ve skleněné nálevce spočívá dutá skleněná kulička, která je během srážkové události nadnášena přitékající vodou, po skončení srážky kulička klesá a uzavírá tak vstupní otvor do sběrné láhve. Toto uspořádání zabraňuje pronikání jehličí, listů a organické drti do záchytné láhve. Zároveň je díky vřetenu zabráněno kontaktu polyetylenového povrchu horní láhve s deponovanou srážkou.

Odběrná zařízení jsou umístěna v novodurové trubce s plechovým dnem připevněné na železné tyči ve výšce cca 1,5 m. Novodurový obal působí jako izolace proti nežádoucímu zahřívání a následnému odpařování deponovaných srážek a současně udržuje vzorek v temnu a zabraňuje tak růstu řas (fotosyntéze). K odběru podkorunových srážek ve smrkovém porostu jsou použita celkem čtyři a v bukovém porostu pět odběrných zařízení. Vzorky jsou odebírány jednou za měsíc.

Úprava vzorků a analytické metody

Na observatoři Milešovka jsou sběrné láhve zváženy, po odečtení hmotnosti láhve, která je uvedena na každé láhvi, je zjištěn objem vzorku. Vzorky stejného typu jsou slity a až do transportu přechovávány v polyethylenových lahvích ve tmě v chladničce.

Tab. 1: Stanovované látky, analytické metody a meze detekce.

prvek/sloučenina	technika stanovení	mez detekce
Na ⁺ , Mg ²⁺ , K ⁺ , Ca ²⁺	AAS-plamenná analýza; Perkin-Elmer 3100	0,01ppm
NH ₄ ⁺	Fotometrická metoda; fotometr Perkin-Elmer	0,02 ppm
NO ₃ ⁻ , SO ₄ ²⁻ , Cl ⁻	Vysokotlaká kapalinová chromatografie – HPLC; Schimadzu SPD-6A	0,3ppm (NO ₃ ⁻); 1ppm (SO ₄ ²⁻); 0,15ppm (Cl ⁻)
F ⁻	Metoda iontově selektivní elektrody- ISE	0,02 ppm
Mn, Fe, Zn	Plamenná analýza (C ₂ H ₂ - vzduch) FAAS Lab. měř.zařízení VARIAN, model Spectr AA 30	20 ppb (Mn); 30 ppb (Fe); 10 ppb (Zn)
Cu, Mn, Pb, Be, As, Cd, Sr, Al, Ni, Ba, Rb	Elektrotermická atomizace v grafitovém atomizátoru GTA 96 GAAS Lab. měř.zařízení VARIAN, model Spectr AA 30	0,5ppb (Cu, Mn, Pb, Sr, Ni, Rb); 0,1 ppb (Be, Cd); 1 ppb (Al); 5 ppb (Ba)
As	Hydridová technika Lab. měř.zařízení VARIAN, model Spectr AA 30 + přídavné zařízení VGA- 76	0,5 ppb

V laboratoři GLÚ AVČR jsou vzorky filtrovány nitrocelulózovým membránovým filtrem o velikosti pórů 0,45 μm. Část filtrovaného vzorku je odlita do 250 ml PE vzorkovnic a předána k analýze hlavních kationtů a aniontů do laboratoří ČGS. Další část filtrátu je přelita do 100 ml PE vzorkovnice a stabilizována 1 ml kys. dusičné a předána k analýze stopových prvků do laboratoří GLÚ AVČR. Až do provedení analýzy jsou filtrované vzorky skladovány v lednici za teploty + 4°C. Zbývající část filtrovaných vzorků ke použití k měření vodivosti a pH.

Analýza hlavních iontů byla provedena v laboratořích ČGS. Koncentrace stopových prvků byly stanovovány v laboratořích GLÚ AV ČR. Přehled stanovovaných komponent, metod stanovení a mezí detekce je uveden v tab. 1.

Výsledky a diskuse

Hlavní ionty

Tab. 2 shrnuje naměřené hodnoty koncentrací hlavních iontů v podkorunových srážkách a mlze. Pro lepší přehlednost jsou v grafech na obr. 3 uvedeny průběhy koncentrací vybraných iontů v podkorunových a usazených srážkách.

Tab. 2: Koncentrace vybraných iontů v podkorunových srážkách (smrk, buk) a v mlze.

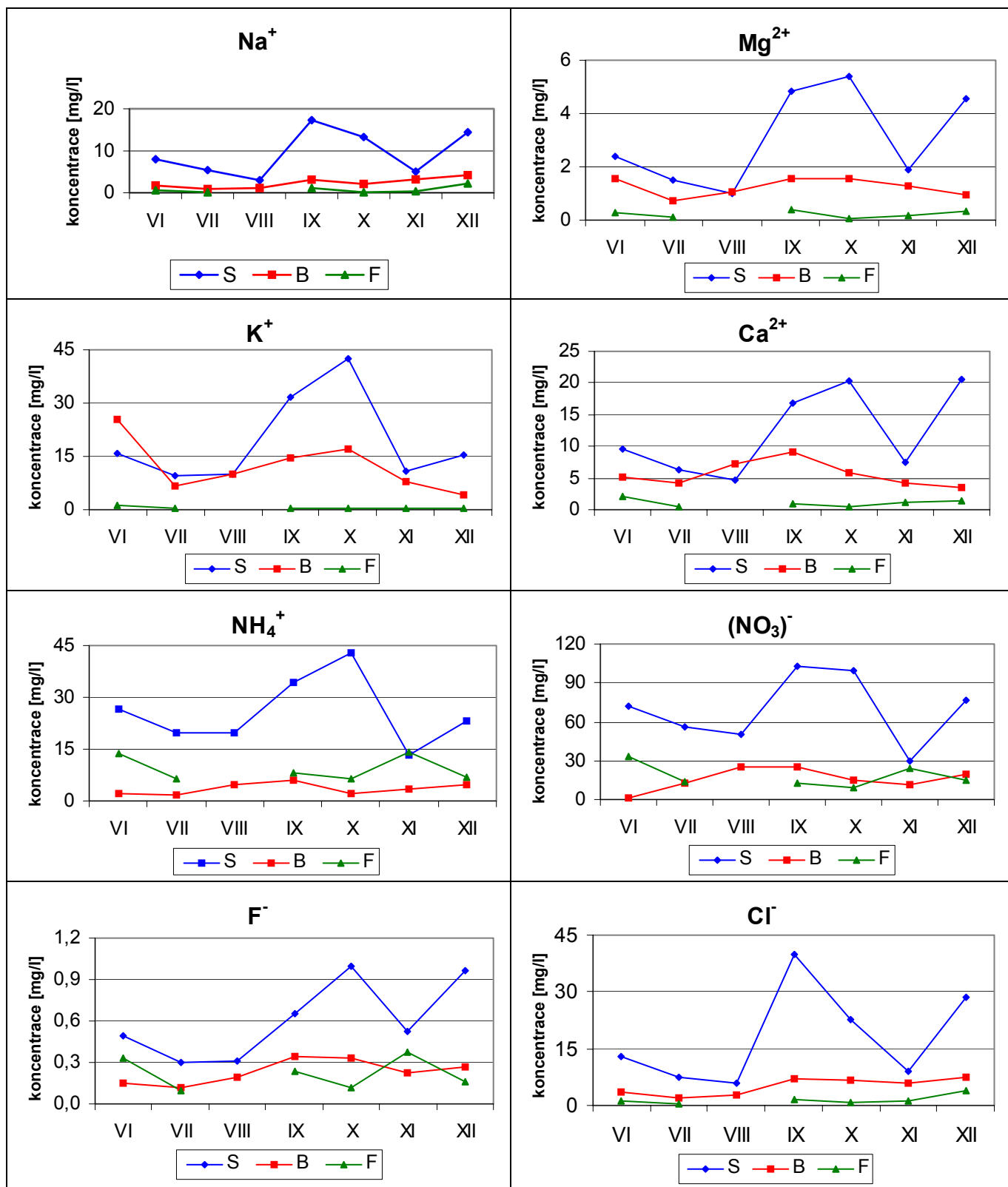
		Na ⁺ [ppm]	Mg ⁺ [ppm]	K ⁺ [ppm]	Ca ²⁺ [ppm]	NH ₄ ⁺ [ppm]	(NO ₃) ⁻ [ppm]	F ⁻ [ppm]	(SO ₄) ²⁻ [ppm]	Cl ⁻ [ppm]	Mn ²⁺ [ppm]	cond. [μS/cm]	pH
VI/04	<i>smrk</i>	7,96	2,38	15,70	9,58	26,66	71,74	0,49	58,77	12,97	0,19	420	3,30
	<i>buk</i>	1,77	1,56	25,33	5,11	2,12	0,92	0,15	14,74	3,67	0,20	121	5,40
	<i>mlha</i>	0,59	0,30	1,05	2,06	13,85	32,76	0,33	25,70	1,18	0,09	192	3,88
VII/04	<i>smrk</i>	5,39	1,49	9,56	6,23	19,61	56,26	0,30	45,14	7,61	0,13	285	4,10
	<i>buk</i>	0,91	0,72	6,68	4,15	1,88	12,58	0,12	13,38	2,00	0,17	62	5,88
	<i>mlha</i>	0,10	0,12	0,33	0,54	6,28	13,56	0,09	11,17	0,37	0,02	90	4,21
VIII/04	<i>smrk</i>	3,03	1,01	10,06	4,63	19,73	50,58	0,31	38,16	6,05	0,10	215	4,86
	<i>buk</i>	1,16	1,08	9,93	7,26	4,53	24,58	0,19	22,17	2,66	0,28	107	5,87
	<i>mlha</i>	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
IX/04	<i>smrk</i>	17,27	4,84	31,68	16,76	34,19	102,99	0,66	109,43	39,78	0,39	X	3,95
	<i>buk</i>	3,15	1,54	14,52	9,18	6,11	25,01	0,35	31,77	7,20	0,42	144	5,36
	<i>mlha</i>	1,13	0,40	0,52	0,86	8,06	12,81	0,23	14,57	1,75	0,01	93	5,00
X/04	<i>smrk</i>	13,26	5,38	42,37	20,35	42,96	99,82	1,00	168,34	22,57	0,51	700	4,12
	<i>buk</i>	2,12	1,56	17,24	5,81	2,35	14,42	0,33	26,59	6,72	0,39	130	5,36
	<i>mlha</i>	0,09	0,05	0,29	0,57	6,36	8,84	0,12	12,61	0,63	0,01	71	4,60
XI/04	<i>smrk</i>	5,06	1,87	10,96	7,48	13,20	30,09	0,52	60,62	8,84	0,18	290	3,65
	<i>buk</i>	3,18	1,30	7,96	4,13	3,23	11,86	0,23	24,67	5,83	0,26	120	4,02
	<i>mlha</i>	0,38	0,16	0,59	1,09	14,02	24,36	0,38	21,44	1,24	0,02	132	4,54
XII/04	<i>smrk</i>	14,39	4,56	15,36	20,48	23,18	76,84	0,96	115,04	28,71	0,42	600	3,32
	<i>buk</i>	4,23	0,94	4,07	3,58	4,59	19,86	0,27	20,62	7,46	0,14	150	3,79
	<i>mlha</i>	2,25	0,33	0,54	1,33	6,94	15,10	0,16	13,23	3,85	0,01	131	4,42

Srovnání průběhu koncentrací vybraných iontů v podkorunových a usazených srážkách ve sledovaném období je uvedeno na obr. 3. Z údajů v tab. 2 a grafů na obr. 3 je zřejmé, že koncentrace všech hlavních iontů (s výjimkou manganu) jsou nejvyšší v podkorunových srážkách ve smrkovém porostu. Poté ve většině případů následuje bukový porost a nejnižší koncentrace byly změřeny ve vzorcích mlžné vody. Koncentrace hlavních iontů v podkorunových srážkách smrku jsou vyšší patrně v důsledku větší hustoty jeho koruny, s čímž souvisí menší objem odebraných vzorků, a tedy vyšší míra zahuštění sledovaných iontů. Nejvyšších hodnot dosahovaly koncentrace iontů v podkorunových srážkách (buk i smrk) zpravidla v září a říjnu, kdy byly objemy odebraných vzorků nejnižší. Obecně platí, že smrkové jehlice zachycují látky z okolního prostředí účinněji než listy buku. V zimních měsících se koncentrace některých látek navíc snižují v důsledku opadávání listů.

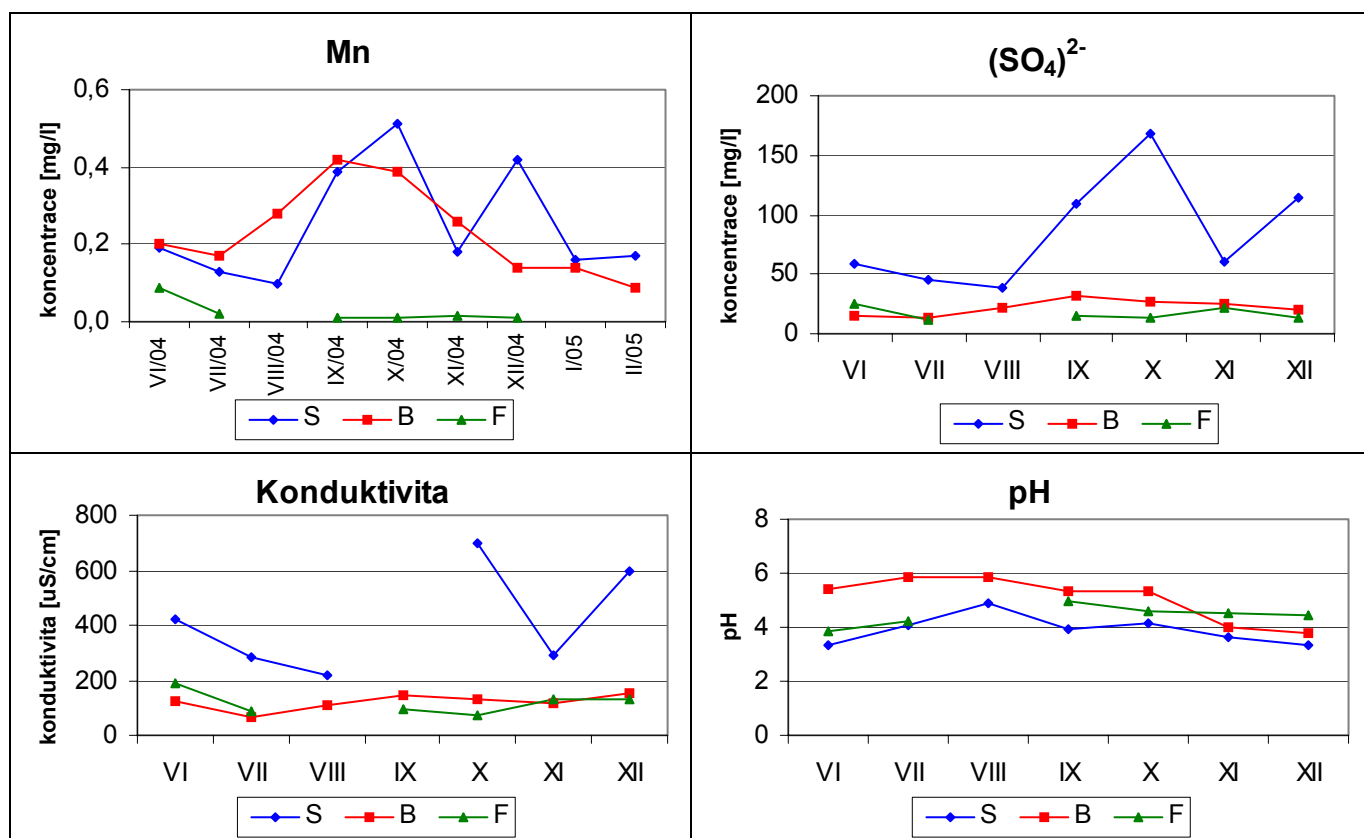
Koncentrace iontů Mg²⁺, K⁺ a Ca²⁺ vykazují podobný průběh. Nejvyšší hodnoty jsou patrně v podkorunových srážkách odebíraných ve smrkovém porostu. Nižších hodnot dosahují koncentrace iontů v bukové vegetaci. V mlhách jsou koncentrace těchto látek nejnižší ze srovnávaných látkových toků. Mg²⁺, K⁺ a Ca²⁺ patří mezi významně metabolizované ionty. Jejich zvýšené koncentrace v podkorunových srážkách (zejména u smrku) jsou způsobeny loužením z koruny stromu, k čemuž je relativně více náchylný K⁺, protože ve srovnání s Mg²⁺ a Ca²⁺ není tak pevně vázán ve stromové tkáni nebo enzymatických komplexech (Wood, Bormann, 1975).

Maximální koncentrace Na⁺ a Cl⁻ v případě smrkového porostu v září a říjnu jsou dány malým objemem odebraných srážek. V mlhách jsou koncentrace těchto látek opět velmi nízké, podobně jako ve srážkách pod korunami buku. V případě Na⁺ a Cl⁻ je metabolická činnost dřevin zanedbatelná (Draaijers, 1997), výrazněji se projevuje zachyt prachových částic v korunách stromů. Zdrojem iontů Na⁺ a Cl⁻ může být dálkový transport mořského spreje, v zimních měsících solení silnic. Cl⁻ se dostává do ovzduší také při spalování. Jako zdroj Na⁺ a K⁺ působí také terigenní prach, neboť jeho hlavními součástmi jsou běžné horninotvorné minerály včetně živců a jílových minerálů.

Obě sledované sloučeniny dusíku (NH₄⁺ a NO₃⁻) vykazují podobný trend. Maximální koncentrace v podkorunových srážkách (především ve smrkovém porostu) byly opět zjištěny během září a října, jako důsledek nízkého úhrnu srážek. Koncentrace těchto látek v mlhách dosahují podobných hodnot jako ve srážkách pod korunou buku. Do ovzduší se sloučeniny dusíku dostávají především degradací organické hmoty (v případě NH₄⁺) a spalováním fosilních paliv ve stacionárních a mobilních zdrojích - automobilová doprava (v případě NO_x - prekurzorů NO₃⁻). Koncentrace NO₃⁻ v podkorunových srážkách mohou být ovlivněny také metabolickou činností.



Obr. 3: Srovnání průběhu koncentrací vybraných iontů v podkorunových a usazených srážkách v období od června do prosince 2004 u Mn od června 2004 do února 2005. (smrk - S, buk – B, mlha - F)



Obr. 3: Pokračování.

Koncentrace F^- a SO_4^{2-} vykazují v důsledku společných zdrojů (především spalování fosilních paliv) téměř totožný trend. Maximálních koncentrací dosahují tyto látky v podkorunových srážkách v případě smrku během října (důsledek menšího objemu odebraných vzorků). Fluoridový aniont je silně adsorbován převážně ve formě HF na povrchu nadzemních částí stromů, kde pak zatěžuje a ohrožuje povrch jejich živých tkání (Klump a kol., 1998 a 2000). Stejně tak jsou podkorunové srážky typické vyššími koncentracemi SO_4^{2-} . To je způsobeno zejména adsorpcí plyných sloučenin S a jejich následnou oxidací na SO_4^{2-} na asimilačních orgánech vegetace. Tento proces je popsán v řadě studií (např. Balestrini a kol., 2001). Zachytávání SO_2 a aerosolů obsahujících SO_4^{2-} je hlavním procesem ovlivňujícím obohacení podkorunových srážek sírou. Ačkoliv SO_2 může mít přirozené emisní zdroje, jako je například vulkanická aktivita, v industriálních oblastech převažují spíše antropogenní emisní zdroje, zejména spalování fosilních paliv.

Pro Mn byla k dispozici i data z ledna a února 2005. Během letních měsíců koncentrace Mn v podkorunových srážkách v bukovém porostu převyšují i koncentrace ve smrkovém porostu. V podzimních a zimních měsících ovšem dochází k výraznému poklesu, který je patrně způsoben opadáním listů v podzimních měsících. Koncentrace Mn v mlhách jsou oproti podkorunovým srážkám výrazně nižší, což je způsobeno pravděpodobně metabolickou aktivitou Mn (Skřivan a kol. 2000).

Konduktivita vyjadřuje celkovou mineralizaci vzorku. Nejvyšší hodnoty se opět objevují ve srážkách pod korunami smrku. Zbylé sledované složky projevují podobný průběh. Chybějící data u srážek pod smrkovým porostem se týkají období nízkých srážkových úhrnů, kdy nebyl odebrán dostatečný objem vzorku.

Hodnoty pH dosahují poměrně konstantních hodnot, mírný pokles je patrný v listopadu a prosinci. Nejvyšší hodnoty pH byly zjištěny pod korunami buku (medián 5,36), nižší v mlžné vodě (medián 4,48) a nejnižší pod korunami smrku (medián 3,65), což může být způsobeno vylučovanými organickými kyselinami i vlivem absorpce plyného SO_2 , který je transformován na $H_2SO_4^{2-}$.

Stopové kovy

U stopových kovů nebyla k dispozici data týkající se mlh. Koncentrace stopových prvků v podkorunových srážkách byly k dispozici za období od června 2004 do února 2005. Opět se jednalo o měsíční data, ze kterých byly spočítány objemem vážené průměry, které jsou uvedeny v tab. 3 a znázorněny na obr. 4.

S výjimkou Rb a Mn dosahují koncentrace všech vybraných stopových prvků v podkorunových srážkách odebraných na Milešovce značně vyšších hodnot ve smrkovém porostu oproti bukovému porostu. Koncentrace Be a Zn jsou ve srážkách pod smrkovým porostem dokonce v průměru více než desetkrát vyšší než ve srážkách pod porostem bukovým, kde jsou tyto hodnoty často pod mezí detekce. Tento jev lze vysvětlit podobně jako v případě hlavních iontů větší hustotou koruny smrků, větším podílem evapotranspirace způsobující zahuštění srážek a účinnějším zachycováním látek v ovzduší asimilačními orgány smrku.

Tab. 3: Koncentrace stopových prvků v podkorunových srážkách (smrk, buk).

		Cu [ppm]	Fe [ppm]	Zn [ppm]	Pb [ppm]	Be [ppm]	As [ppm]	Cd [ppm]	Sr [ppm]	Al [ppm]	Ni [ppm]	Ba [ppm]	Rb [ppm]	H ⁺ [ppm]
VI/04	<i>smrk</i>	0,0148	0,5200	0,3300	0,0019	0,00015	0,0019	0,0009	0,0361	0,5220	0,0023	0,0179	0,0121	0,5011
	<i>buk</i>	0,0044	0,0840	0,0780	*	0,00004	*	0,0002	0,0093	0,0363	0,0021	0,0103	0,0520	0,0040
VII/04	<i>smrk</i>	0,0123	0,5100	0,2100	0,0009	0,00010	0,0012	0,0005	0,0238	0,4320	0,0014	0,0132	0,0088	0,0794
	<i>buk</i>	0,0015	0,0570	0,0120	*	*	*	0,0001	0,0105	0,0395	*	0,0087	0,0100	0,0013
VIII/04	<i>smrk</i>	0,0143	0,4700	0,1500	0,0006	0,00006	0,0013	0,0004	0,0181	0,4190	0,0005	0,0132	0,0095	0,0138
	<i>buk</i>	0,0046	0,0680	0,0220	0,0006	*	0,0005	0,0002	0,0154	0,0755	*	0,0105	0,0114	0,0013
IX/04	<i>smrk</i>	0,0317	0,6900	0,5400	0,0016	0,00020	0,0028	0,0013	0,0930	0,8390	0,0104	0,0341	0,0406	0,1122
	<i>buk</i>	0,0050	0,0760	0,0260	0,0005	0,00004	0,0008	0,0002	0,0277	0,1260	0,0014	0,0186	0,0177	0,0044
X/04	<i>smrk</i>	0,0302	0,6300	0,6600	0,0021	0,00024	0,0043	0,0018	0,1070	0,8660	0,0098	0,0312	0,0413	0,0758
	<i>buk</i>	0,0011	0,0670	0,0200	*	*	0,0009	0,0001	0,0203	0,0964	0,0006	0,0142	0,0150	0,0044
XI/04	<i>smrk</i>	0,0100	0,3600	0,3000	0,0035	0,00009	0,002	0,0007	0,0338	0,4740	0,0017	0,0189	0,0078	0,2238
	<i>buk</i>	0,0005	0,0750	0,0240	0,0010	*	0,0009	0,0003	0,0166	0,0811	0,0006	0,0125	0,0092	0,0955
XII/04	<i>smrk</i>	0,0136	0,6800	0,7900	0,0095	0,00024	0,0038	0,0020	0,1180	1,0690	0,0087	0,0310	0,0139	0,4786
	<i>buk</i>	0,0048	0,1900	0,0570	0,0018	0,00004	0,0016	0,0004	0,0149	0,2200	0,0006	0,0122	0,0055	0,1622
I/05	<i>smrk</i>	0,0118	0,5600	0,3400	0,0034	0,00018	0,0014	0,0007	0,0530	0,5000	0,0027	0,0117	0,0089	0,2884
	<i>buk</i>	0,0011	0,2100	0,0500	0,0013	*	0,0009	0,0003	0,0136	0,1810	*	*	0,0061	0,1259
II/05	<i>smrk</i>	0,0116	0,7000	0,4300	0,0020	0,00130	0,0016	0,0010	0,0550	0,6120	0,0029	0,0117	0,0089	0,3548
	<i>buk</i>	0,0017	0,1100	0,0240	0,0010	*	0,0008	0,0002	0,0093	0,1110	*	*	0,0051	0,0759

*... hodnota koncentrace daného prvku ve vzorku nepřevyšuje detekční limit měřícího přístroje (pro Pb, As, Ni a Ba 0,0005 ppm, pro Be 0,00004 ppm)

Stopové kovy stanovené v podkorunových srážkách lze rozdělit zhruba do tří skupin: na esenciální prvky uplatňující se při metabolické činnosti stromů, prvky pocházející z antropogenních emisních zdrojů a na prvky jejichž zdrojem je terigenní prach. Tyto skupiny se ovšem v některých případech překrývají.

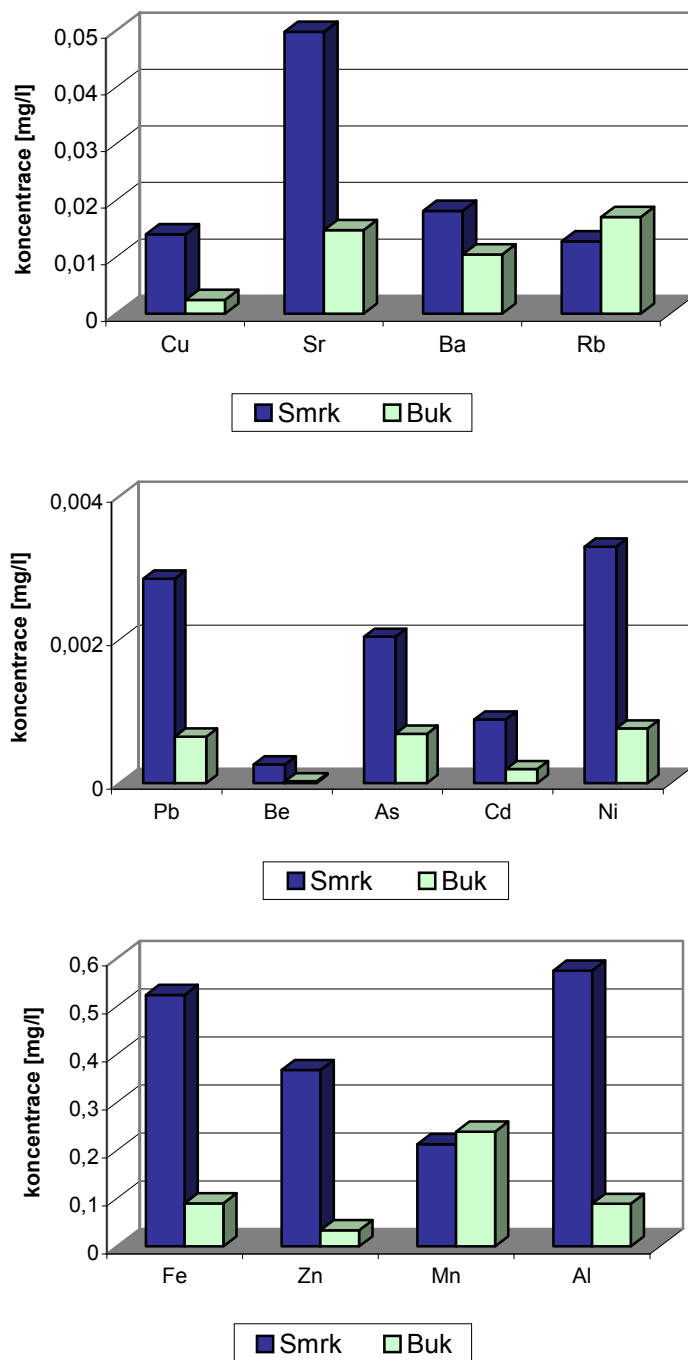
Mezi esenciální stopové kovy patří Cu, Mn, Fe, Zn, Sr, Ni. Z uvedených prvků se metabolická aktivita nejvýrazněji projevuje v případě Mn (Skřivan a kol. 2000). Vyšší látkové toky stopových kovů Mn a Sr jsou spojeny s loužením z asimilačních orgánů, zatímco látkové toky Cu a Zn v podkorunových srážkách souvisí s vymýváním suché depozice (Rea a kol. 2001).

Do skupiny prvků typicky uvolňovaných antropogenními emisními zdroji jsou řazeny Pb, Be, As, Cd, Al, Ba. Be a As jsou součástí emisí vznikajících při spalování hnědého uhlí v tepelných elektrárnách. Původcem emisí Cu, Zn, Ni, Pb, Cd Al může být hutní a kovozpracující průmysl. Významným zdrojem Pb byla v minulosti doprava v souvislosti se spalováním olovnatého benzínu.

Třetí skupina je tvořena prvky Fe, Sr, Al, Ba, Rb, které se hojně vyskytují v běžných horninotvorných minerálech. V atmosférickém aerosolu jsou tyto prvky přítomné jako součást terigenního prachu.

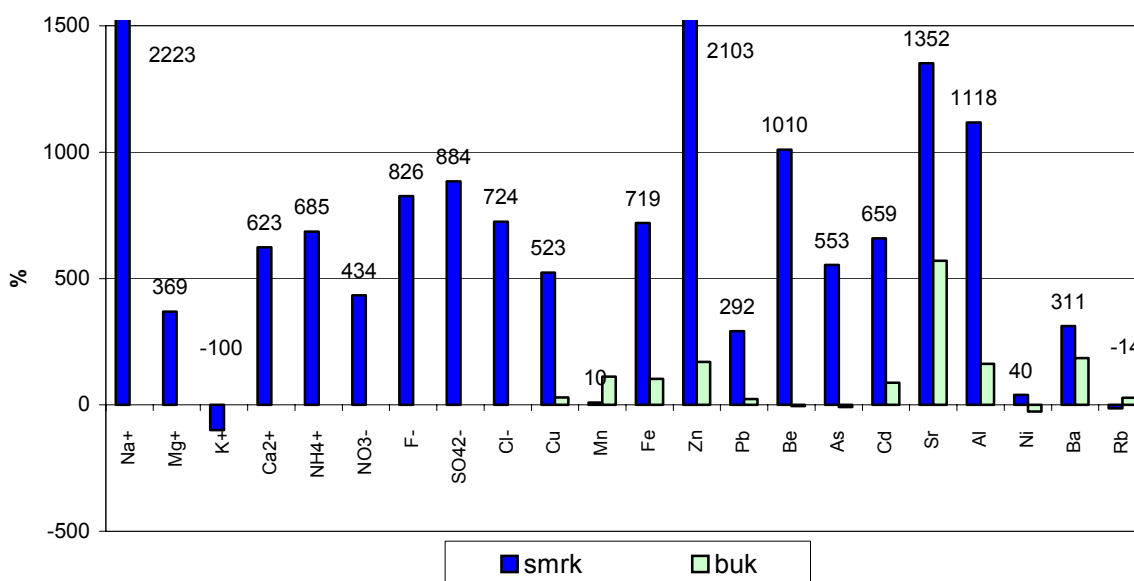
Srovnání s referenční lokalitou

Srovnání koncentrací sledovaných látek v podkorunových srážkách mezi Milešovkou a referenční lokalitou Lesní potok, která je situována v relativně čisté venkovské oblasti je znázorněno na obr. 5.



Obr. 4: Srovnání koncentrací vybraných stopových prvků ve srážkách odebraných pod smrkem a pod bukem.

Histogramy ukazují o kolik procent jsou koncentrace na Milešovce vyšší (kladné hodnoty) nebo nižší (záporné hodnoty) než v lokalitě Lesní potok. Při zpracování tohoto příspěvku nebyla k dispozici data koncentrací hlavních iontů v podkorunových srážkách v bukové vegetaci z lokality Lesní potok. Ačkoliv jsou koncentrace látek v podkorunových srážkách na Milešovce významně ovlivněny blízkostí jednoho z nejvíce znečištěných regionů v České republice, Severočeské hnědouhelné pánve, je třeba brát při srovnávání s referenční lokalitou v úvahu také odlišnosti v typu vegetace a zejména hustotě koruny. Na Milešovce jsou odběrná zařízení umístěna pod korunou Smrku stříbrného, zatímco na lokalitě Lesní potok v porostu Smrku ztepilého.



Obr. 5: Srovnání koncentrací sledovaných látek v podkorunových srážkách mezi Milešovkou a Lesním potokem.

Z grafu na obr. 8. je patrné, že s výjimkou K a Rb u všech prvků převyšují koncentrace podkorunových srážek ve smrkovém porostu na Milešovce koncentrace v lokalitě Lesní potok. U většiny sledovaných látek se jedná o významné rozdíly v koncentracích, přičemž největší byly zjištěny u Na a Zn (koncentrace na Milešovce jsou o více než 2000 % vyšší než na Lesním potoce). U koncentrací sledovaných látek z podkorunových srážek v bukovém porostu mezi Milešovkou a Lesním potokem takový rozdíl jako u smrku patrný není. Pouze koncentrace Sr, Ba, Zn a Al na Milešovce výrazně převyšují koncentrace na Lesním potoce. Ve třech případech (Be, As, Ni) jsou dokonce nižší.

Výraznější rozdíly při srovnávání podkorunových srážek mezi dvěma druhy smrku a méně výrazné rozdíly u srážek pod korunami buku naznačují, že významněji než lokální rozdíly v kvalitě ovzduší se uplatňují výše zmíněné rozdíly v typu vegetace a hustotě koruny.

Závěr

Koncentrace vybraných hlavních iontů a stopových prvků v podkorunových srážkách odebraných v bukovém a smrkovém porostu v blízkém okolí meteorologické observatoře Milešovka jsou monitorovány v měsíčních intervalech od června 2004. Krátké sledované období umožnilo formulovat pouze některé dílčí závěry, které byly doplněny srovnáním chemismu podkorunových a usazených srážek. Podkorunové srážky byly odebrány s využitím shodné metodiky v referenční venkovské oblasti.

Hlavním faktorem ovlivňujícím koncentrace většiny hlavních iontů a stopových kovů v podkorunových srážkách je objem vzorku. Nejvyšší hodnoty koncentrací sledovaných látek v podkorunových srážkách byly zjištěny v měsících září a říjen, které se vyznačovaly nejnižšími srážkovými úhrny. Koncentrace sledovaných látek byly ve většině případů vyšší ve srážkách pod korunami smrků oproti koncentracím naměřeným ve srážkách pod korunami buků. To je způsobeno větší hustotou koruny v případě smrkového porostu, což se projevuje menším objemem propuštěných srážek a účinnějším zachytáváním látek z ovzduší ve srovnání s bukovým porostem. V případě hlavních iontů byly nejnižší koncentrace naměřeny ve vzorcích mlžné vody. Pro stopové prvky nebyly tyto údaje v mlžné vodě k dispozici.

Ze srovnání s referenční lokalitou Lesní potok, umístěnou ve venkovské oblasti bez výraznějších lokálních zdrojů vyplývá, že koncentrace sledovaných látek v podkorunových srážkách na Milešovce výrazně převyšují odpovídající koncentrace na lokalitě Lesní potok. Tento rozdíl je výrazně vyšší u srážek odebraných pod korunami smrku, což naznačuje, že je třeba brát ohled na typ vegetace a

hustotu koruny, které mohou přispívat k výslednému chemické složení podkorunových srážek stejně významně jako lokální kvalita ovzduší.

Poděkování

Publikované výsledky výzkumu byly financovány z grantového projektu GAČR č. 205/04/0060.

Literatura

- Draaijers G. P. J., Erisman J. W., van Leeuwen N. F. M., Römer F. G., Te Winkel B. H., Veltkamp A. C., Vermeulen A. T., Wyers G. P., 1997: The impact of canopy exchange on differences observed between atmospheric deposition and throughfall fluxes. *Atmos. Environ.*, 31, 387-397.
- Fišák J., Řezáčová D., 1999: Odběr vzorků vody z mlhy a nízké oblačnosti na meteorologických observatořích Milesovka a Kopisty. *Meteorologické Zprávy*, 52, 144-148.
- Klumpp A., Domingos M., De Moraes R.M., Klumpp G., 1998: Effects of complex air pollution on tree species of the Atlantic Rain Forest near Cubatao, Brazil, *Chemosphere*, 36, 989-994.
- Klumpp A., Domingos M., Pignata M.L., 2000: Air pollution and vegetation damage in South America—state of knowledge and perspectives, in: S.B. Agrawal, M. Agrawal (eds.), *Environmental Pollution and Plant Responses*, CRC Press, New York, 2000, 111-136.
- Rea A.W., Lindberg S.E., Keeler G.J., 2001. Dry deposition and foliar leaching of mercury and selected trace elements in deciduous forest throughfall. *Atmosph. Environ.*, 35, 3453-3462.
- Skřivan P., Navrátil T., Burian M., 2000: Ten years of monitoring the atmospheric inputs at the Černokostecko region, Central Bohemia. *Sci. Agricult. Boh.*, 31(2), 139-154.
- Wood T., Bormann F.H., 1975: Increases in foliar leaching caused by acidification of an artificial mist. *Ambio*, 4, 169-171.

STUDIE SRÁŽKO-ODTOKOVÝCH VZTAHŮ V EROZNÍM ŽLABU POMOCÍ SIMULAČNÍHO MODELU S_2D_DUAL

Vladimíra Jelínková
České vysoké učení technické, Thákurova 7, 166 29 Praha 6

Abstrakt

Předmětem zájmu je matematické modelování odtokových poměrů v uměle vytvořeném půdním profilu laboratorního experimentálního žlabu. Systém, tvořený dešťovým simulátorem a laboratorním žlabem, byl vybudován ke studiu erodovatelnosti půdy v ústřední laboratoři stavební fakulty ČVUT. Testovaný zemní vzorek tvoří dvě půdní vrstvy, jílovitohlinitá a písčítá. K modelovému popisu srážkoodtokových vztahů byla použita data zaznamenávaná v rámci výzkumu erodovatelnosti. Jednalo se o intenzitu srážky, délku trvání deště, odtokové množství ze dna kontejneru a povrchový odtok a půdní vlhkost v konkrétních fázích erozního experimentu. Další nezbytná data, hydraulické charakteristiky přítomných půdních materiálů, byla získána měřením v rámci této práce.

K popsání transformace simulované srážky na odtok byl aplikován dvourozměrný simulační numerický model S_2D_Dual. Z výsledků a závěrů modelového řešení lze předpokládat, že v celém systému dochází k transportu částic, a to nejen po povrchu, ale i v celém půdním profilu. Porovnáváním měřených a simulovaných dat byla dosažena dobrá shoda, především v případech, kdy byla uvažována fiktivní málo propustná povrchová vrstva a dualita prostředí. Závěrem této studie jsou doporučení pro další doplnění experimentu. Jedná se především o osazení tenzometrů, dostatečné popsání hydraulických charakteristik zemin i jejich časoprostorové variability.

Úvod

Projekt se zaměřuje na studium mechanismu podpovrchového proudění a srážkoodtokových vztahů v půdních vrstvách laboratorního žlabu. Dlouhodobě probíhající laboratorně-erozní experimenty, při nichž se, vedle povrchového odtoku, výrazně uplatnil i podpovrchový odtok, lze na základě teoretických předpokladů vhodně popsat příslušným matematickým modelem. K tomuto účelu byl vybrán simulační model S_2D_Dual.

Experimentální erozní kontejner s dešťovým simulátorem je umístěn v centrální laboratoři fakulty stavební (ČVUT). Dešťový simulátor byl zkonstruován v letech 1998-2000 po vzoru vídeňského simulátoru stejného typu (univerzita BOKU Vídeň). Dešťový simulátor je tvořen třemi systémy: hydraulickým, mechanickým a řídicím. Hydraulický systém zajišťuje čerpání vody, její rozvod pomocí hadic k tryskám a odvod přebytečné vody odpadním potrubím. Mechanický systém se skládá ze dvou motorů, spojky a vačkových převodů, které zajišťují kývavý pohyb dvou sekcí potrubí s tryskami. Řídicí systém tvoří počítač a řídicí panel, s jehož pomocí zvolíme intenzitu a dobu trvání deště.

Uměle vytvořený testovaný zemní vzorek je nasypán do kontejneru o půdorysných rozměrech 4,0×0,9m. Dno kontejneru je opatřené třiceti výtokovými otvory. Půdní profil o celkové mocnosti 0,2 m je vytvořen ze dvou půdních materiálů, které mají odlišné charakteristiky (např. K_s , zrnitostní složení). Horní vrstvu, hloubky 15,0 cm, tvoří jílovitohlinitý materiál. Půdní povrch je bez vegetace, před jednotlivými dešťovými simulacemi buď jemně nakypřen nebo ponechán bez zásahu s tenkou krustou. Spodní vrstvu půdního profilu tvoří písčítý materiál o mocnosti 5,0 cm, který umožňuje plynulý odtok infiltrující vody do otvorů ve dně kontejneru.

Ke zhodnocení procesů, které se odehrávají v půdních vrstvách experimentálního žlabu, jsou použita data získaná měřením v erozním žlabu, výsledky numerických simulací a jejich vzájemné porovnávání. K porovnávání výsledků počítačových simulací jsou použita následující měřená data: intenzita srážky, povrchový odtok, odtok ze dna kontejneru a rozdělení vlhkosti v konkrétních fázích

experimentu. Bilancujeme zde množství vody v soustavě, přičemž část srážkové vody odtéká povrchově, část se zasákne a je následně odvedena otvory ve dně kontejneru do sběrných nádob, jak je naznačeno v obr. 1. Odteklé množství bylo zaznamenáváno v 10ti minutových intervalech.

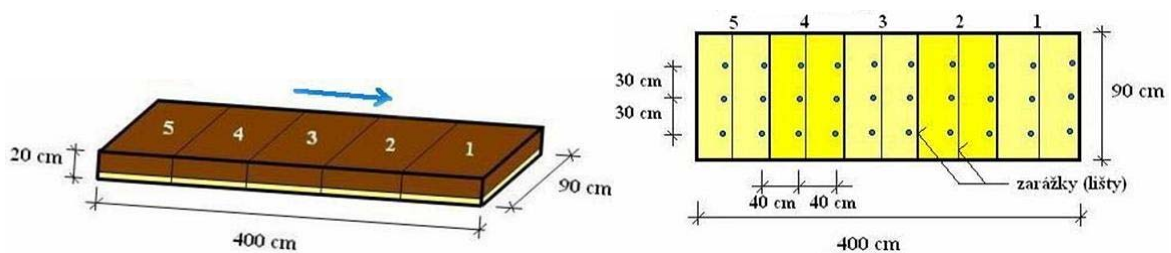


Obr. 1: Pohled na zemní vzorek (vlevo) a celkový pohled na experimentální žlab (vpravo)

Popis měřených dat

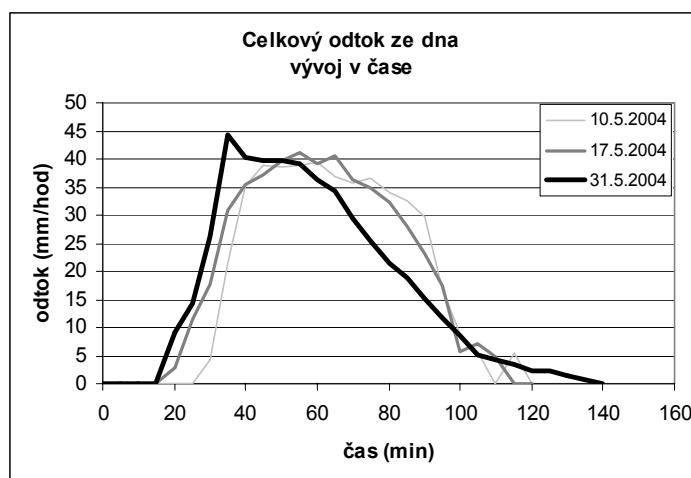
Od roku 2002 probíhaly na experimentálním žlabu série dešťových simulací, při nichž byly zaznamenávány informace týkající se povrchového odtoku, odtoku ze dna, či vlhkosti v určitých fázích experimentu. Při jednotlivých měřeních bylo možno nastavit sklon testovaného povrchu a počítačem nastavit intenzitu a délku trvání dešťové srážky. Sklon experimentálního svahu se mění v rozmezí od 4 do 8°. Intenzity simulovaných dešťových srážek nabývají hodnot 96, 120 nebo 144 cm/den. Doba trvání srážky byla pro každý experiment individuální a pohybovala se v rozmezí mezi 70-100 min.

Intenzity simulovaných dešťových epizod dosahovaly extrémních hodnot a svou intenzitou představují přívalový déšť až průtrž mračen. Kinetická energie kapek dopadajících na nechráněný povrch vzorku působila rušivě na nejsvrchnější půdní vrstvičku. Takto docházelo k rozrušování vrchních zemních agregátů a následnému transportu vlivem povrchového odtoku.



Obr. 2: Schéma zemního vzorku (vlevo) a pohled na dno žlabu (vpravo)

Zkoumaná oblast byla rozdělena na pět částí (1-5) dle obr. 2, z každé jednotlivé části se po určitém časovém intervalu zaznamenávalo odteklé množství vody otvory ve dně kontejneru. Rozborem získaných dat odtoku z jednotlivých oblastí lze posoudit vývoj půdního profilu z hlediska transportu koloidních částic, vývoje preferenčních cest či zakolmatování některých oblastí.



Obr. 3: Rozbor měřených dat podobných experimentů – výtok ze dna

Ačkoli byl proveden poměrně velký počet měření, vybrat pro rozbor dostatečné množství pokusů s podobnými charakteristikami (intenzita a délka trvání deště, sklon a počáteční stav povrchu vzorku, stejný materiál) bylo obtížné. Z vybraných experimentů je možno vypořadovat jisté urychlení výtoku ze dna v závislosti na datu experimentu, což je znázorněno na obr. 3. Postupem času docházelo k celkovým změnám v půdní matici a k vývoji preferenčních cest. Co se týče jednotlivých oblastí, v počátečních experimentech vytékalo více vody ve střední a spodní části žlabu. Postupem se ovšem situace měnila, celkový výtok dnem se snižoval, nejpatrněji v dolní části žlabu. Po posledním uvažovaném experimentu, kdy dominoval výrazně povrchový odtok, byly pro určení charakteristik odebrány neporušené vzorky do válců. Dva vzorky vykazovaly rychlejší preferenční proudění, jeden vzorek, odebraný ve spodní části kontejneru, se jevil jako velmi málo propustný. Z rozboru je zřejmé, že celý půdní profil se časem velmi dramaticky vyvíjel a zjevně docházelo k transportu jemných částic nejen na povrchu, ale i po celé výšce půdního profilu. Rozborem se potvrdila významná heterogenita v jednotlivých oblastech zemního kontejneru, ačkoli uměle vytvořený půdní profil by mohl být dobrým reprezentantem homogenního prostředí.

Měření hydraulických charakteristik

Při předchozích experimentech na zkušebním žlabu nebyly zjišťovány základní hydraulické charakteristiky půdních materiálů, proto bylo zapotřebí v rámci tohoto projektu tyto hodnoty stanovit. Základními hydraulickými charakteristikami půdního materiálu jsou retenční křivky a průběh hydraulické vodivosti.

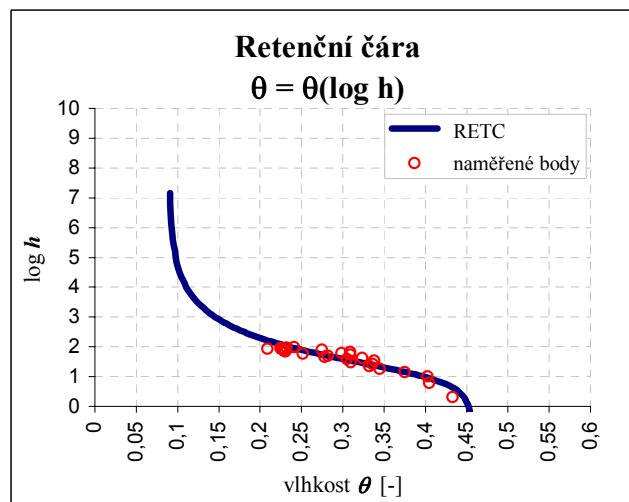
Retenční křivka byla určena zjednodušeným pokusem pouze u jílovitohlinitého materiálu. Pokus spočíval v sestavení kolony z neporušených zemních vzorků, které byly následně syceny zespoda vzlínáním. Jednotlivé válečky byly postaveny na sebe, čímž vznikl cca 1,0 m vysoký sloupec zeminy. Mezi jednotlivými válečky bylo zapotřebí zajistit co největší dotykovou plochu a dostatečnou těsnost.

Tímto pokusem jsme získali experimentální body, dané dvojicemi hodnot tlakové výšky h_i a jí odpovídající vlhkosti θ_i . Pro další použití v simulačním modelu je výhodné proložit retenční čáru analytickým výrazem. Volbou odpovídajících vstupních údajů se pomocí programu RETC proložila křivka $h(\theta)$ souborem bodů retenční čáry. K analytickému vyjádření retenční čáry byl použit výraz *van Genuchtena* (1):

$$\theta_e = \frac{1}{\left(1 + (\alpha \cdot |h|)^n\right)^m} \quad \alpha > 0; \quad n > 1; \quad h \leq 0 \quad (1)$$

$$m = 1 - \frac{1}{n}$$

kde α , n a m jsou parametry, kterým se zpravidla nepřisuzuje žádný fyzikální význam. Hodnoty získané měřením a jejich následné proložení analytickým výrazem ukazuje obr. 4.



Obr. 4: Určování retenční čáry jílovitohlinitého materiálu

Výhodou vztahu (1) je snadná použitelnost pro vyjádření předpovědi hydraulické vodivosti odvozené na základě teorie kapilárních modelů. Pomocí vyšetřených parametrů retenční čáry se spočítal průběh relativních vodivostí na základě odpovídajícího vzorce (2) – při použití van Genuchtenova výrazu *Mualemův model*:

$$K_r(\theta_e) = \theta_e^{0,5} \left[1 - \left(1 - \theta_e^{1/m} \right)^m \right]^2, \quad (2)$$

$$m = 1 - \frac{1}{n}, \quad n > 1$$

Získané relativní hydraulické vodivosti se přenásobily měřenou hodnotou nasycené hydraulické vodivosti a tím se získal průběh nenasyčené hydraulické vodivosti.

Nasycená hydraulická vodivost byla zjišťována u obou přítomných materiálů klasickými infiltračními pokusy na válcích.

V simulacích byla následně uvážována dualita prostředí a pro přiblížení měřených a simulovaných hodnot také fiktivní vrstva – krusta. Krusta, málo propustná povrchová vrstvička, byla zjištěna i ve skutečnosti, vznikla postupně působením dopadajících dešťových kapek.

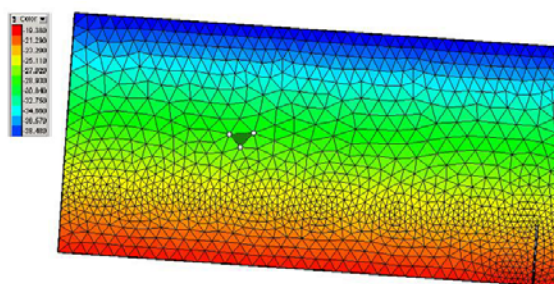
U písčité vrstvy, kde nebylo možné charakteristiky přímo změřit, byly jednotlivé parametry pouze odhadnuty. Shrnutí hydraulických charakteristik, parametrů retenční čáry a hodnoty nasycených hydraulických vodivostí přináší tab. 1.

Tabulka 1: Hydraulické charakteristiky uvažovaných zemních materiálů

vrstva index	materiál	hloubka [cm]	θ_r [-]	θ_s [-]	α [cm ⁻¹]	n	K_s [cm/d]
1	jíl.-hlinitá zemina	0-15	0,09	0,455	0,084	1,426	368,64
2	písek	15-20	0,045	0,43	0,145	2,68	3054,0
3	krusta	0-0,5	0,068	0,38	0,008	1,09	2,5
preferenční cesty		0-20	0,045	0,43	0,145	2,68	3054

Modelování a numerické simulace

Celá modelovaná oblast proudění je jednoznačně definována sítí konečných elementů. Tato síť byla vytvořena pomocí programu Argus ONE. Z obr. 5 je patrné, že síť byla v místech, kde se očekávaly výraznější změny hledaných hodnot, více zahuštěna. Zjemnění kroku bylo voleno při povrchu vzorku, na rozhraní vrstev a v oblasti výtokových otvorů ze dna.



Obr. 5: Horní výřez sítě modelované oblasti (výstup programu Argus ONE)

Pro numerické simulace byl použit program S_2D_Dual (Vogel et al., 2000), který umožňuje výpočet proudění s uvažováním duální propustnosti. Tento model je založen na popisu proudění, v proměnlivě nasyceném pórovitém prostředí, pomocí *Richardsovy rovnice* (3).

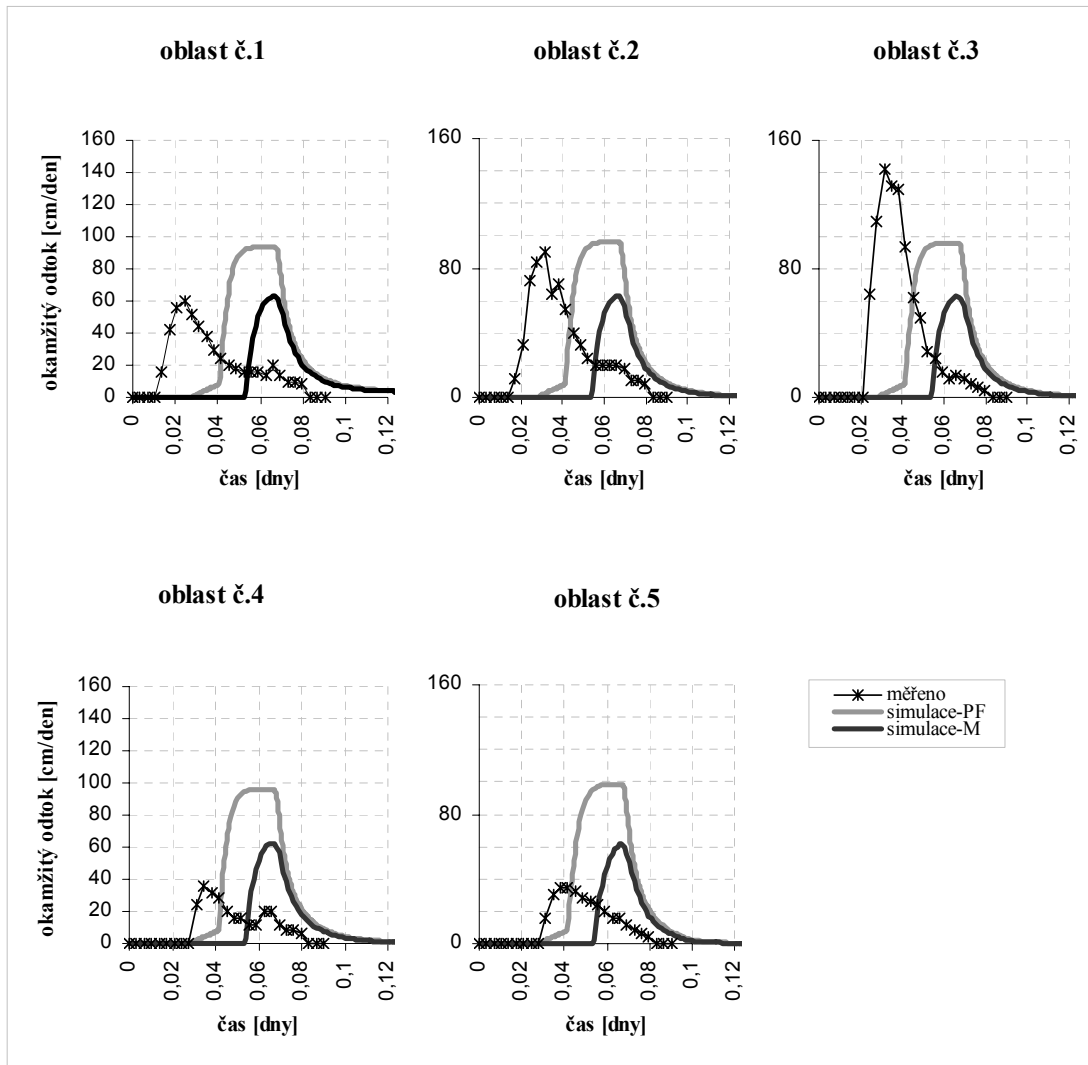
$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div}(\mathbf{K} \cdot \text{grad}H) \quad (3)$$

Úvodní simulace, uvažující pouze proudění v matici, měření příliš neodpovídaly. Proto se přistoupilo k simulacím, kde se uvažovala dualita prostředí. Následně, abychom se ještě více přiblížili měřeným hodnotám, jsme zavedli další fiktivní vrstvu - krustu. Teprve zavedení této vrstvy vyvolalo v počítačových simulacích vznik povrchového odtoku.

Ze série měření na erozním žlabu byly pro numerické simulace vybrány dostatečně popsané experimenty, prováděné při různých sklonech a různých intenzitách srážek. Následující grafické výstupy ukazují dosaženou shodu v různých variantách řešení. Při vyhodnocování simulací jsme se zaměřili na porovnávání simulovaných a měřených odtoků dnem a na celkovou bilanci odtokových objemů.

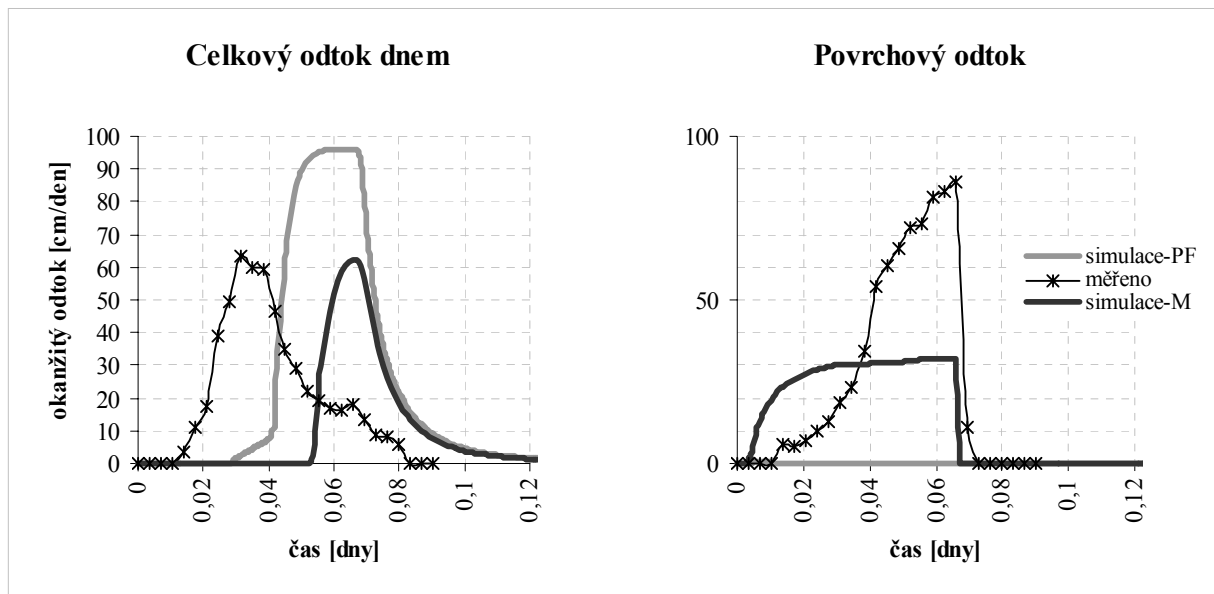
Také jsme se snažili porovnat měřený a simulovaný povrchový odtok. Konstantní intenzita deště byla v programu uvažována jako srážka, přičemž povrchový odtok se počítal jako rozdíl mezi konstantní srážkou a okamžitým „tokem“ přes hranici oblasti, kde byla tato podmínka předepsána (povrch). Tvar odtokových křivek, získaných ze simulací, je ovlivněn zjednodušujícím předpokladem, kdy zanedbáváme délku a čas dotoku jednotlivých vodních částic z vyšších oblastí kontejneru k jeho

spodní hraně (odpovídá měření povrchového odtoku do svodného žlábků, umístěného na spodní hraně kontejneru). V případě simulací s duální propustností zřejmě působením rychlé domény k povrchovému odtoku vůbec nedochází.



Obr. 6: Porovnání měřených a simulovaných výtokových křivek ze dna kontejneru

Grafické výstupy z obr. 6 se vztahují k experimentu při sklonu vzorku 4° , intenzitě 96 cm/den a délce trvání srážky 95 minut. Měřené výtokové křivky poukazují na heterogenitu jednotlivých oblastí, v tomto případě hlavně středními oblastmi protéká největší množství vody. V simulacích s uvažováním duální propustnosti se shodujeme lépe v počátku výtoku, objemově celkově vychází lépe simulace s jednoduchou propustností, nicméně není to pravidlem pro jednotlivé oblasti, ani pro všechny uskutečněné experimenty a simulace.



Obr. 7: Celkový odtok dnem

V obr. 7 vlevo je porovnáván měřený a simulovaný celkový odtok dnem. Objemově se lépe shoduje s měřením simulace s uvažováním krusty a jednoduché propustnosti, načasování vychází lépe u simulací s duální propustností. Vpravo na obr. 7 vidíme porovnání měřeného a simulovaného povrchového odtoku, ke kterému docházelo pouze u simulací s krustou a jednoduchou propustností.

Závěr

Uskutečněnými simulacemi jsme se snažili popsat srážko-odtokové vztahy v půdním profilu experimentálního žlabu a porovnat získané hodnoty s měřenými daty.

Výsledky simulací byly ovlivněny uvažovanými předpoklady a zjednodušeními. Největší problém shledáváme v nedostatečně popsaných charakteristikách jednotlivých půdních materiálů. Intenzita infiltrace srážky dozajista záleží na stavu povrchu půdního vzorku. Rozrušování agregátů kapkami na ničím nechráněném povrchu zeminy, povrchový odtok, sklon a další vlivy, jistě hrály významnou roli při vytvoření vrchní tenké velmi málo propustné vrstvičky, jež na jedné straně umocňovala povrchový odtok a na straně druhé oddalovala a snižovala infiltraci, potažmo pozorovaný odtok dnem. To je ve většině případů ve shodě s laboratorními pozorovanými (měřenými) daty.

Další rozdíl mezi simulacemi a měřenými hodnotami najdeme při porovnání dnových odtoků z jednotlivých oblastí (1-5). Měřená data vykazovala vyšší různorodost v jednotlivých oblastech. V simulacích, kde se neuvažovala prostorová ani časová heterogenita prostředí, logicky vycházejí hodnoty z jednotlivých oblastí podstatně vyrovnanější.

Veškeré simulace byly provedeny jak s uvažováním jednoduché propustnosti, tak i s uvažováním duální propustnosti. Simulace s rychlou doménou se přibližovaly měřeným datům v časovém nástupu odtoku ze dna, na druhou stranu vykazovaly nulový povrchový odtok, což je v rozporu s pozorováním. Problém načasování odtoku ze dna mohl být způsoben modelovanou tloušťkou půdního profilu. V reálu zřejmě došlo vlivem počátečního plnění kontejneru vodou za účelem dosažení rovnoměrného zhutnění, ke zmenšení mocnosti profilu. Tato tloušťka mohla být také ovlivňována intenzitou srážky, povrchovým odtokem, potažmo smyvem. Domnívám se, že tímto způsobem mohlo dojít ke snížení mocnosti profilu v řádu až několika centimetrů. Vzhledem k tomu, že změny výšky profilu nebyly měřeny, není tento fakt v simulacích uvažován.

Na tvaru odtokové křivky při simulacích s duální propustností je patrný lom, kdy se na odtoku, kromě rychlé domény, začne podílet i doména pomalá. K tomuto jevu, předpokládám, by mělo dojít i v reálu,

ovšem odtokové křivky získané laboratorním pozorováním při experimentech na dešťovém simulátoru tento předpoklad příliš nepotvrzují, což by mohlo být způsobeno nevhodným získáváním dat, vyšším časovým odstupem (cca 5-10 min) mezi jednotlivými odběry ze dna či nezaznamenáním reálného počátku výtoku.

Je zřejmé, že u půdního materiálu tvořícího půdní profil žlabu jde o velmi heterogenní prostředí, v čase nestabilní, kde dochází k transportu jemných částic a jejich usazování v dolní části žlabu, a to jak na povrchu, tak uvnitř vzorku.

V tomto ohledu lze provedené simulace považovat za úvodní. Na základě srovnání měřených a simulovaných údajů se doporučuje provedení dalších simulací, ve kterých by byla uvažována heterogenita půdního profilu. Pro následné simulace by bylo zapotřebí zjistit prostorové rozdělení hydraulických charakteristik (především vodivosti), dále doměřit potřebné parametry všech v profilu přítomných materiálů a zjistit tlaky na rozhraní vrstev pro ověření vlivu uplatnění kapilární bariéry. Je třeba zjistit plošnou variabilitu fyzikálních i hydraulických vlastností a jejich stabilitu v čase. Je zřejmé, že dochází k transportu částic, přinejmenším koloidů. Z výsledků měření odtoků ze srážky z dešťového simulátoru je vidět, že dochází k dramatickým změnám půdní matrice.

Z hlediska experimentální činnosti doporučujeme:

- osadit tenzometry - na rozhraní obou vrstev ke zjištění efektu kapilární bariéry, dále také do hloubky pěti centimetrů pod povrch, kde by se mohl projevit případný účinek krusty
- kontinuální záznam odtoku ve všech odtokových nádobách
- kontrolu výšky zeminy půdního profilu ve žlabu, případně uvažovat se zvýšením půdního profilu alespoň na 35 cm
- sledování časové proměnlivosti fyzikálních a hydraulických charakteristik a podrobnou analýzu po ukončení experimentu

Poděkování

Studie byla vypracována v rámci výzkumu grantového projektu GA ČR 103/04/0663 ve formě diplomové práce.

Literatura

Císlerová, M., (1989): Inženýrská hydroopedologie, Vydavatelství ČVUT

Císlerová, M., Vogel T., (1998): Transportní procesy, Vydavatelství ČVUT

Jelínková, V. (2005): Numerická simulace odtoku v průběhu laboratorního erozního experimentu, diplomová práce, ČVUT Praha

Kemel, M. (1996): Klimatologie, meteorologie, hydrologie, Vydavatelství ČVUT

Koláčková, J., (2004): Stanovení erodovatelnosti půdy experimentálními metodami, podklad ke státní doktorské zkoušce, ČVUT Praha

Experimentální a modelové hodnocení mobility a degradace herbicidu na vybraných půdách ČR

Martin Kočárek, Radka Kodešová, Josef Kozák
Katedra Pedologie a geologie, Česká zemědělská universita v Praze, Kamýcká 129,
165 21 Praha 6 – Suchdol

Abstract

Chlortoluron transport was studied in selected soil types and under varying climatic conditions. The chlortoluron mobility in the monitored soils increases as follows: Haplic Luvisol < Haplic Cambisol < Dystric Cambisol < Greyic Phaozem. Significantly high concentrations in the top layer of Haplic Stagnosol were observed due to the high presence of coarse gravel (30–40%) and flow profile reduction up to 60%. The content of remaining chlortoluron in the soil profile corresponds to the herbicide mobility. The percentages of remaining chlortoluron were 46.1% in first Haplic Luvisol, 54.6% in second Haplic Luvisol, 65.0% in Haplic Cambisol, 69.6% in Dystric Cambisol and 102.9% in Greyic Phaozem. The highest herbicide degradations were at the locations with lower observed mobility and herbicide present mainly in the top layer. Occurrence of the remaining chlortoluron percentage in Greyic Phaozem higher than 100% was caused mainly by the herbicide transport through the preferential paths and restricted degradation in subsurface layers. Variability of chlortoluron distributions in the soil profiles observed at the three positions of the same location occurred due to the heterogeneity of the soil profile and an uneven distribution of chlortoluron on the soil surface. The BPS mathematical model (Kozák and Vacek, 1996) connected with the soil database (Kozák et al., 1996) was used to simulate chlortoluron transport. The simulated chlortoluron concentrations follow approximately the measured data except for Greyic Phaozem, where a preferential flow highly influenced solution transport. The BPS model with the soil database can be used for estimation of the chlortoluron transport.

Úvod

Pesticidy jsou v současném zemědělství široce využívány pro ochranu rostlin. Do půdy se pesticidy dostávají přímo povrchovou aplikací a injektováním, nebo nepřímo smyvem z listů a s kontaminovanými rostlinnými zbytky, které se po odumření stávají součástí organické hmoty (Burns, 1975). Půda je hlavním příjemcem všech aktivních složek používaných pro ochranu rostlin. Je to ekosystém, který je vybaven vysokým degradačním potenciálem. Půda se chová jako aktivní filtr, kde chemikálie degradují biologickými a nebiologickými procesy a jako selektivní filtr, protože je schopná zadržet některé chemikálie a předejít tak jejich vyplavení do podzemních vod.

Před vstupem do půdy jsou pesticidy rozkládány světlem, transportovány vzduchem, nebo mohou být adsorbovány listy rostlin. Po vstupu do půdy podléhají řadě transformačních procesů, které jsou ovlivněny také poměrem mezi kapalnou, pevnou a plynnou složkou půdy (Richter et al., 1996). To, jak je pesticid rozdělen mezi jednotlivé fáze, záleží na fyzikálně-chemických vlastnostech půdy, pesticidu a klimatických podmínkách. Sorpce, je klíčovým faktorem pro další reakce, kterým pesticidy po vstupu do půdy podléhají (degradace, persistence, vyplavování, povrchový odtok a volatilizace). Pesticid, který je půdou silně adsorbován, podléhá méně transportním a degradačním procesům, a proto bude v místě zapravení setrvávat delší dobu. Jeho účinnost na cílovou plodinu je snížena a také nebezpečí vertikálního transportu půdou k hladině podzemní vody je nižší. V případě plošné eroze však hrozí transport pesticidu sorbovaného na půdní částice do povrchových vodotečí.

Na nebezpečí kontaminace podzemních a povrchových vod pesticidy upozorňuje řada autorů (Zander et al., 1999; Renauld et al., 2004). Aby byla aplikace pesticidů spojena s minimálním rizikem, je zapotřebí použít vhodný pesticid ve správné koncentraci a ve vhodnou dobu. Při výběru vhodné účinné látky je zapotřebí vzít v úvahu nejen selektivní působení na cílovou rostlinu, ale i persistenci v prostředí. Ideální herbicid aplikovaný do půdy nebo na její povrch by měl v půdě setrvávat tak dlou-

ho, dokud je zapotřebí jeho plevelohubná účinnost, ale ne tak dlouho aby jeho rezidua ovlivňovala následné plodiny.

Pro omezení rizik souvisejících s aplikací pesticidů se řada autorů snaží popsat pohyb pesticidů matematickými vztahy. Ty pak slouží jako vstupní data do složitých modelů, které řeší bilanci a koloběh látek na určitém území a jsou rovněž schopny predikce těchto procesů. V tomto příspěvku jsou ukázány výsledky experimentální studie transportu chlortoluronu ve vybraných půdních typech České republiky. Pro predikci transportu a degradace herbicidu v půdě byl použit matematický model BPS (Kozák, Vacek, 1996). Zde prezentované výsledky byly publikovány v práci Kočárek et al. (2004).

Metodický postup

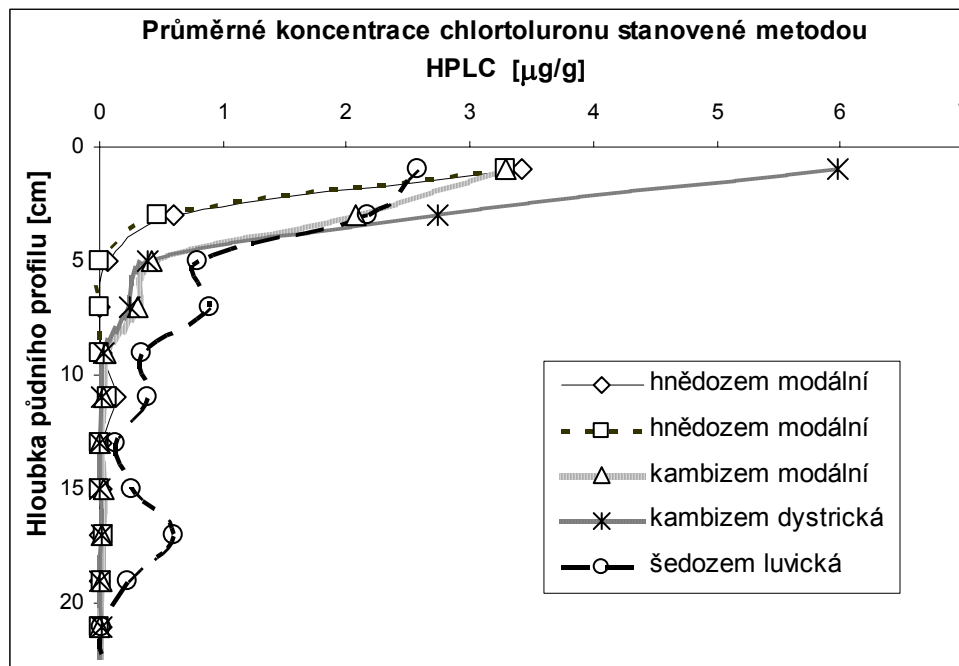
Na pěti vybraných experimentálních plochách výzkumného ústavu Praha Ruzyně bylo ručním postřikovačem aplikováno 1,25 g chlortoluronu do porostu ozimé pšenice na pokusné plochy o rozměrech 2 x 2 m. Po aplikaci herbicidu byly na pokusnou plochu aplikovány dva litry vody. Tím bylo docíleno smytí herbicidů z rostlin a jeho následné zapravení do půdy.

Každá pokusná plocha byla rozdělena na tři dílčí části. Z každé dílčí části byly 35 dní po aplikaci odebrány sondýrkou směsné vzorky po vrstvách o tloušťce dva cm až do hloubky 30 cm. Po odebrání byly vzorky uchovány v autochladničce a přepraveny do laboratoře. Odebrané vzorky byly použity pro stanovení gravimetrické vlhkosti půdy a obsahu chlortoluronu. Obsah chlortoluronu byl stanoven následujícím způsobem. Pět gramů suché zeminy bylo použito pro extrakci chlortoluronu metanolem. Pro stanovení koncentrace herbicidu v extraktu byla použita metoda HPLC. Koncentrace chlortoluronu v půdě byla vyjádřena v mikrogramech na gram suché zeminy. Takto stanovené hodnoty koncentrací byly porovnány s hodnotami vypočítanými matematickým modelem BPS (Behaviour of Pesticides in Soil; Kozák, Vacek, 1996). Model BPS je složen z databází a výpočtových modulů. Databáze obsahují nezbytná data pro model, tj. charakteristiky herbicidů, půdních typů a klimatické údaje. Výpočtové moduly zahrnují modul pro odhad vstupních dat (založených na informacích dostupných v databázích), modul pro korekci výstupních dat, centrální výpočtový modul pro modelování transportu vody a herbicidu a modul pro zpracování výstupních dat včetně grafických výstupů. Pro popis transportu vody a herbicidu je použit kapacitní model.

Výsledky a diskuze

Experimentálně zjištěné hodnoty koncentrace herbicidu v půdním profilu 35 dní po aplikaci dokazují rozdíly v transportu herbicidu na sledovaných půdních typech v rozdílných klimatických podmínkách obr. 1.

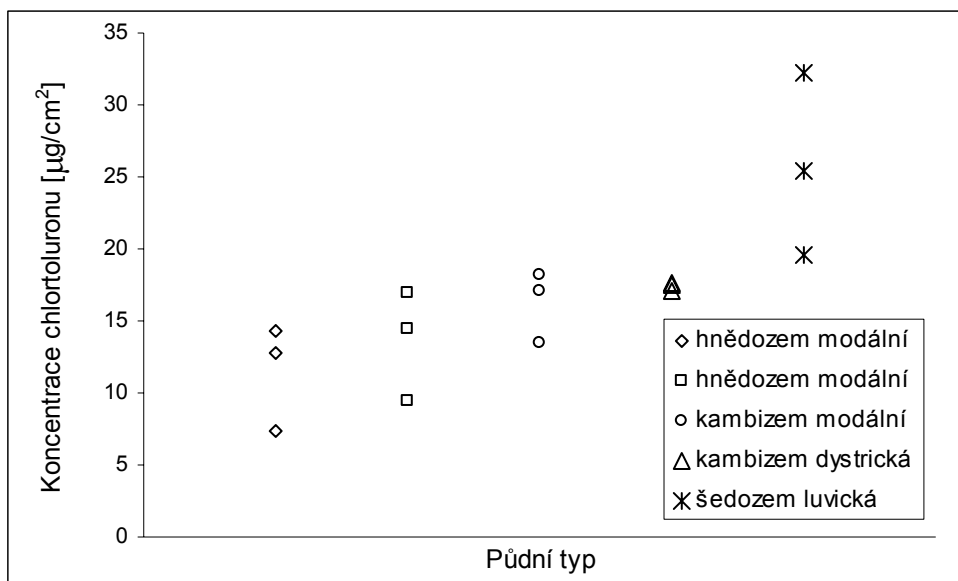
Mobilita chlortoluronu u sledovaných půdních typů stoupá v řadě: hnědozem modální < kambizem modální < kambizem dystrická < šedozem luvická. Na půdním typu hnědozem modální byla převážná většina chlortoluronu adsorbována ve svrchních 6 cm půdního profilu. V půdních profilech dalších tří půdních typů nebyl zaznamenán plynulý úbytek herbicidu s přibývajícím hloubkou. To je pravděpodobně způsobeno nepravidelnou infiltrací způsobenou vyšším množstvím skeletu v půdních typech kambizem dystrická (32 %) a kambizem modální (8 %) a preferenčním prouděním u půdního typu šedozem luvická. Vliv preferenčního proudění v půdním typu šedozem luvická potvrzují i zjištěné nasycené hydraulické vodivosti, které se pohybovaly v rozmezí $2,8 \cdot 10^{-3} - 9,6 \cdot 10^{-6}$ cm/s. U půdního typu kambizem dystrická byly v porovnání s ostatními půdními typy zaznamenány podstatně vyšší koncentrace herbicidu ve svrchní vrstvě půdního profilu. Vysoký obsah skeletu (30 – 40 %) na povrchu půdy této lokality způsobuje redukci infiltračního profilu. Herbicid smytý z povrchu kamenů se tak kumuluje v této redukované části infiltračního profilu.



Obr. 1: Průměrné koncentrace chlortoluronu v půdním profilu zjištěné metodou HPLC na sledovaných půdních typech 35 dní po aplikaci.

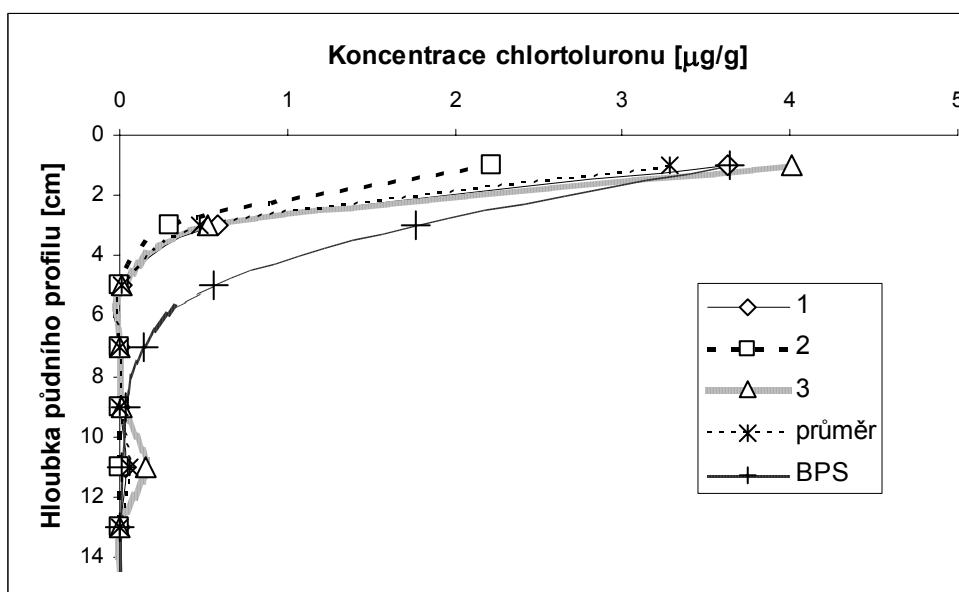
Celkový obsah chlortoluronu v půdním profilu (0 – 30 cm) a jeho procentuální zastoupení vzhledem k aplikovanému množství byl získán výpočtem ze známé hodnoty objemové hmotnosti. U půdních typů s vyšším množstvím skeletu byly při výpočtu celkové bilance herbicidu v půdě použity přepočtové koeficienty (0,65 pro kambizem dystrickou a 0,92 pro kambizem modální), které zohledňují redukcí infiltračního profilu. Průměrné hodnoty celkového množství herbicidu v půdním profilu a jejich procentuální hodnoty vztahované k celkovému množství aplikované dávky ukazují rozdílnou rychlost degradace chlortoluronu v různých půdních typech a klimatických podmínkách: hnědozem modální 11,52 µg/cm², 46,1 %, hnědozem modální 13,65 µg/cm², 54,6 %, kambizem modální 16,25 µg/cm², 65,0 %, kambizem dystrická 17,41 µg/cm², 69,6 % a šedozem luvická 25,81 µg/cm², 102,9 %. Z výsledků je patrné, že nejvyšší stupeň degradace chlortoluronu byl zjištěn v půdních typech, kde byl herbicid vzhledem ke své nízké mobilitě koncentrován ve svrchní vrstvě půdního profilu. Na odlišné poločasy rozpadu herbicidů v různých hloubkách půdního profilu způsobené rozdílnou aktivitou mikroorganismů, různým obsahem organické hmoty, rozdílnou teplotou a vlhkostí upozorňuje také Hamaker (1972). Rovněž Sarmah et al. (2000) podotýkají, že před prvním deštěm po aplikaci, kterým dochází k smytí herbicidů do hloubky, může docházet k rychlé degradaci herbicidů ve svrchní vrstvě půdního profilu. Herbicidy ve svrchní vrstvě půdy mohou rovněž podléhat fotodegradaci nebo může docházet k jejich volatilizaci. Na půdním typu šedozem luvická bylo překvapivě zjištěno vyšší množství chlortoluronu, než byla teoreticky aplikovaná dávka. To je zřejmě způsobeno rychlým transportem herbicidu do spodních vrstev půdního profilu preferenčními cestami a jejich orientací v půdě, která se může značně odchylovat od vertikální osy. Ve spodní vrstvě pak může docházet ke kumulaci herbicidu z větší plochy a rovněž jeho degradace je zpomalena.

Celkový obsah chlortoluronu v půdním profilu (0 – 30cm) ze všech tří odběrových pozic každé lokality je znázorněn na obr. 2. Rozdílné obsahy herbicidu ve třech odběrových pozicích na každé sledované lokalitě jsou způsobeny heterogenitou půdy a pravděpodobně i nerovnoměrnou aplikací herbicidu. Nejvyšší variabilita byla zaznamenána na půdním typu šedozem luvická, nejnižší na půdním typu kambizem dystrická.



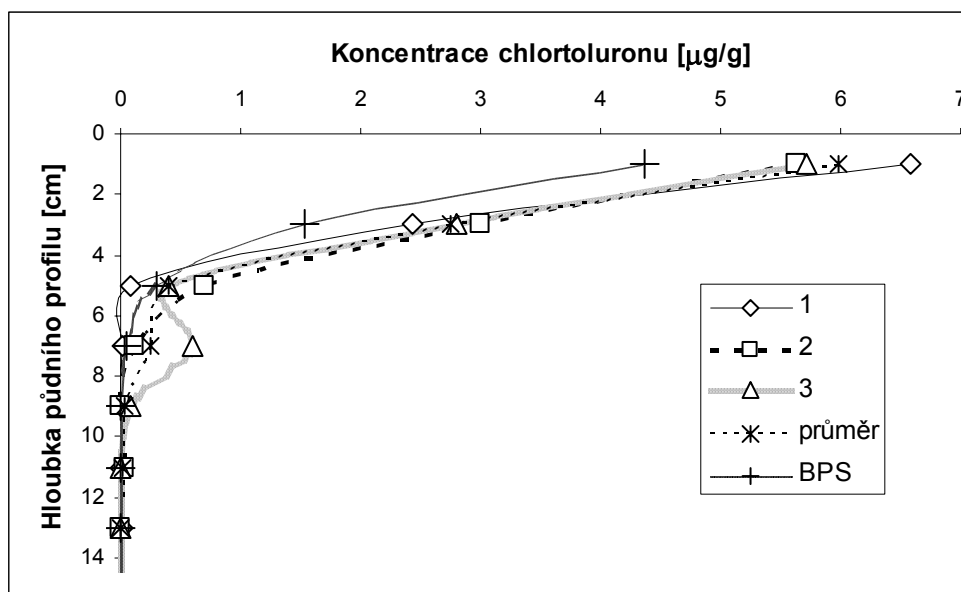
Obr. 2: Celkový obsah chlortoluronu v půdním profilu (0 – 30cm) ze tří odběrových pozic na každé ze sledovaných lokalit přepočtený na cm^2 .

Obr. 3 – 7 ukazují koncentrace chlortoluronu ve třech odběrových pozicích v půdním profilu na jednotlivých půdních typech. Dále jsou zde uvedené průměry těchto hodnot a koncentrace chlortoluronu vypočítané matematickým modelem BPS. Nerovnoměrnost distribuce chlortoluronu ve třech odběrových pozicích je způsobena heterogenitou půdního profilu a do jisté míry i nerovnoměrnou aplikací herbicidu. K významné variabilitě distribuce chlortoluronu v půdním typu šedozem luvická přispělo navíc preferenční proudění. Hodnoty simulované matematickým modelem BPS se přibližně shodují s hodnotami zjištěnými experimentálně s výjimkou půdního typu šedozem luvická, kde pohyb herbicidu ovlivnilo preferenční proudění. Výrazně vyšší hodnoty zjištěné experimentálně ve svrchních čtyřech centimetrech půdního profilu v půdním typu kambizem dystrická jsou způsobeny redukcí infiltrační plochy skeletem. Tato redukce nebyla matematickým modelem zohledněna.

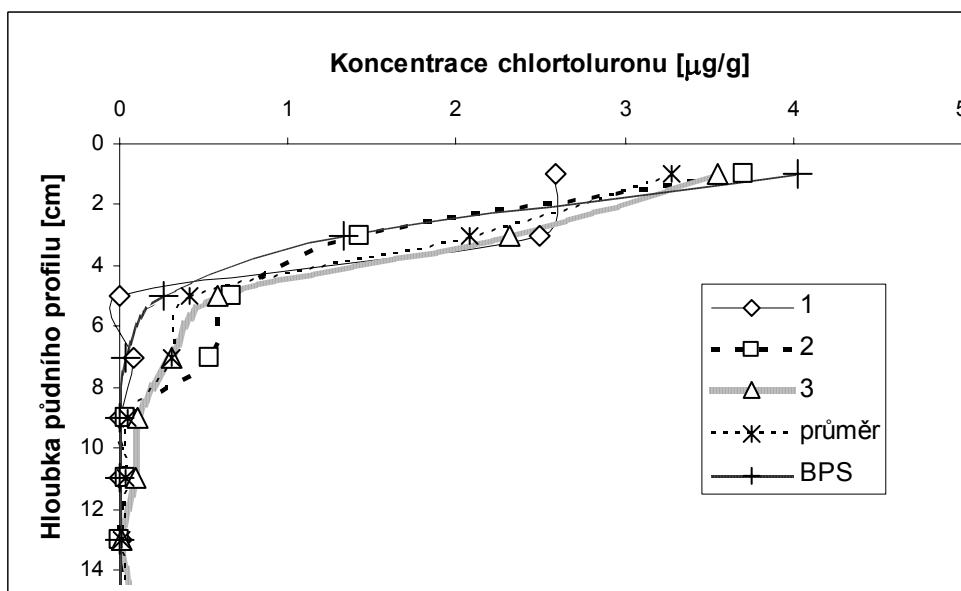


Obr. 3: Koncentrace chlortoluronu stanovené metodou HPLC a předpověděné modelem BPS 35 dní po aplikaci na půdním typu hnědozem modální.

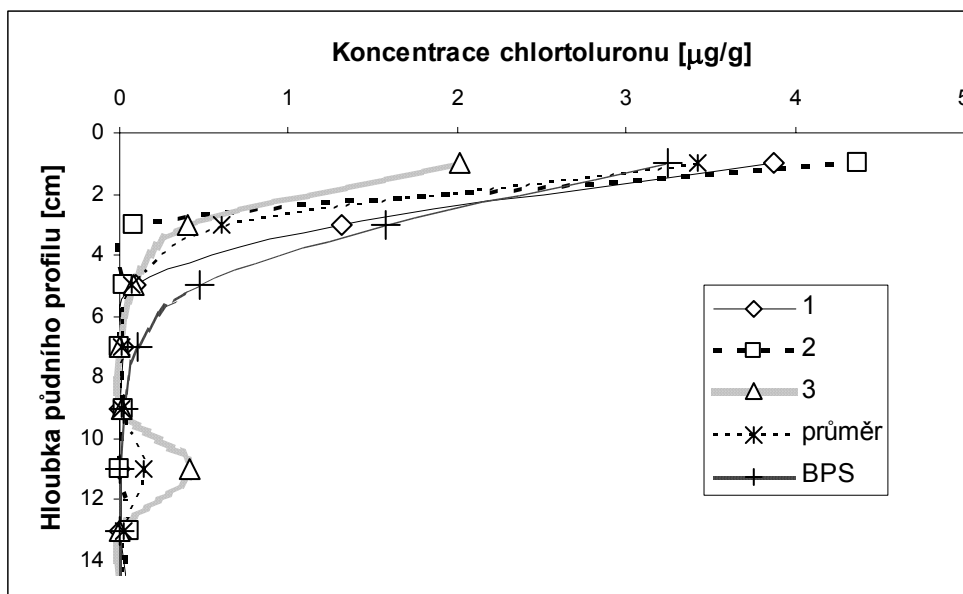
Vzhledem k tomu, že pro výpočet matematickým modelem byly použity transportní vlastnosti odvozené pomocí pedotransferových funkcí a pravidel, nemohli jsme očekávat větší shodu mezi hodnotami stanovenými metodou HPLC a hodnotami vypočtenými modelem BPS. Matematický model BPS není také schopný zahrnout do výpočtu preferenční proudění. V současnosti jsou však vyvinuty i nové modely, které se touto problematikou zabývají (Kodešová et al., 2005). Matematický model BPS s databází půdních charakteristik může být použit pro odhad transportu herbicidů v půdě.



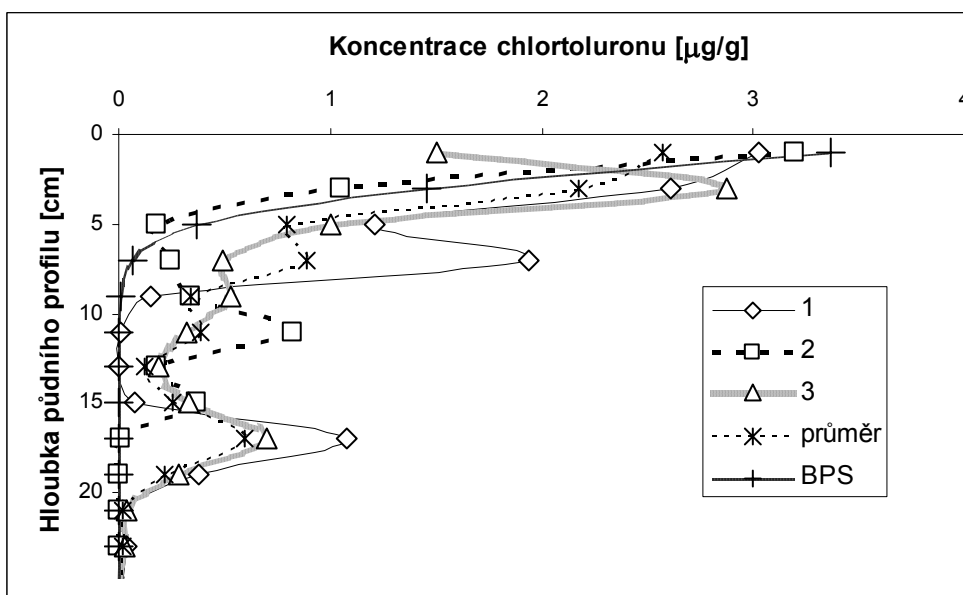
Obr. 4: Koncentrace chlortoluronu stanovené metodou HPLC a předpověděné modelem BPS 35 dní po aplikaci na půdním typu kambizem dystrická.



Obr. 5: Koncentrace chlortoluronu stanovené metodou HPLC a předpověděné modelem BPS 35 dní po aplikaci na půdním typu kambizem modální.



Obr. 6: Koncentrace chlortoluronu stanovené metodou HPLC a předpověděné modelem BPS 35 dní po aplikaci na půdním typu hnědozem modální.



Obr. 7: Koncentrace chlortoluronu stanovené metodou HPLC a předpověděné modelem BPS 35 dní po aplikaci na půdním typu šedozem luvická.

Závěr

Mobilita chlortoluronu ve sledovaných půdních typech stoupá v řadě: hnědozem modální < kambizem modální < kambizem dystrická < šedozem luvická. V půdním typu kambizem dystrická byla zjištěna výrazně vyšší koncentrace chlortoluronu v povrchové vrstvě, což je pravděpodobně způsobeno vysokým podílem skeletu. Celkové množství chlortoluronu v půdním profilu v sledovaných půdních typech odpovídá zjištěné mobilitě pesticidu na těchto půdách. Nejvyšší stupeň degradace chlortoluronu byl zjištěn v půdách, kde byl herbicid vzhledem ke své nízké mobilitě koncentrován ve svrchní vrstvě půdního profilu. Rozdíly koncentrací herbicidu ve třech odběrových bodech na každé sledované lokalitě jsou způsobeny heterogenitou půdy a pravděpodobně i nerovnoměrnou aplikací herbicidu. Pro předpověď transportu chlortoluronu v půdě byl použit matematický model BPS, který je propojen s půdní databází. S výjimkou půdního typu šedozem luvická, kde se výrazně projevilo preferenční pro-

dění, se koncentrace předpověděné modelem BPS přibližně shodují s koncentracemi zjištěnými experimentálně.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl za podpory grantu GA ČR č. 103/05/2143. Poděkování patří Ing. K. Němečkovi za pomoc při práci v terénu, Ing. Lucii Adamkové a Ing. Zuzaně Biniové za pomoc v laboratoři a Ing. O. Drábkovi za chemické analýzy.

Literatura

- Burns, R. G. 1975: Factors affecting pesticide loss from soil. 4. New York. Marcel Dekker, Inc. 103.
- Hamaker J. W. (1972): Decomposition: Quantitative aspect. In Organic chemicals in the soil environment. Vol 1 C. A. I. Goring and J. W. Hamaker (eds.). Marcel Dekker, New York, 253 – 340.
- Kočárek, M., Kodešová R., Kozák, J., Drábek, O., Vacek, O. (2005): Chlorotoluron behaviour in five varying soil types. *Plant, Soil and Environment*, 51 (7), 304 – 309.
- Kodešová, R., Kozák, J., Šimůnek, J., Vacek, O. (2005): Single-porosity and dual-permeability model of chlorotoluron transport in the soil profile. *Plant, Soil and Environment*, 51 (7), 310 – 315.
- Kozák, J., Němeček, J., Jetmar, M. (1996): The database of soil information system – PUGIS, *Rostl. Výr.* 42(12): 529 – 534.
- Kozák, J., Vacek, O. (1996): The mathematical model (BPS) for prediction of pesticide behaviour in soils. *Rostl. Výr.* 42 (12): 551 – 558.
- Renauld FG., Brown CD., Fryer CJ., Walker A. (2004): A Lysimeter experiment to investigate temporal changes in the availability of pesticide residues for leaching. *Environmental Pollution* 131 (1): 81 – 91.
- Richter O., Diekkrüger B., Nörtersheuser P. (1996): Environmental fate modelling of pesticides. VCH Verlagsgesellschaft mbH, D-69451 Weinheim (Federal Republic of Germany).
- Sarmah, K., Kookana, R. S., Alston, A. M. (2000): Leaching and degradation of triasulfuron, metsulfuron-methyl and chlorsulfuron in alkaline soil profiles under field condition. *Aust. J. Soil Res* 38, 617 – 631.
- Zander Ch., Streck T., Kumke T. Altfelder S., Richter J. (1999): Field-scale study of chlortoluron movement in a sandy soil over winter: I. Experiments. *Journal of Environmental quality* 28:1817 – 1823.

Vliv nerovnovážného proudění na transport chlorotoluronu v půdním profilu

Radka Kodešová¹, Martin Kočárek¹, Jiří Šimůnek², Josef Kozák¹

¹Česká zemědělská universita v Praze, Katedra pedologie a geologie, Kamýcká 129, 16521 Praha

²University of California Riverside, Department of Environmental Sciences, Riverside, CA 92521

Abstract

Nonequilibrium water flow and contaminant transport in soil porous media are frequently observed phenomena. Numerical models that assume bi-modal soil porous systems have been developed to describe non-equilibrium flow and solute transport. Single-porosity, dual-porosity and dual-permeability models were applied to estimate soil hydraulic parameters from the laboratory multi-step outflow experiment via numerical inversion and to simulate chlorotoluron transport in the soil profile that was experimentally studied in the field. It is shown that observed chlorotoluron transport was affected by preferential flow. Therefore chlorotoluron concentrations in the soil profile simulated using the dual-permeability model are closer to observed values than the results of the other two models. The dual-permeability model is a powerful tool to describe preferential flow.

Úvod

Transport vody a rozpuštěných látek je tradičně popisován za předpokladu existence mono-modálního pórového systému. Jak ale řada studií ukazuje, jsou pórové systémy strukturních půd charakterizovány jako bi-modální či více-modální. Složitá půdní struktura vzniká v důsledku agregace půdních částic, objemových změn, působením živočichů a rostlin, obhospodařováním, technickými úpravami a podobně. Vliv bi-modalitního pórového systému, popřípadě vliv makropórů a trhlin jsou užitím tradičních metod zanedbávány. Jejich vliv je v některých půdách opravdu zanedbatelný nebo může být zahrnut přímo v hydraulických vlastnostech charakterizujících toto prostředí jako prostředí s mono-modálním rozdělením pórů. U pórových prostředí, kde se významněji neprojevuje nestabilita proudění je možné přesněji vyjádřit hydraulické vlastnosti, například pomocí lineární superpozice funkcí pro jednotlivé pórové systémy a transport vody a rozpuštěných látek popsat opět jako transport rovnovážný, tj. pomocí jedné Richardsovy rovnice a jedné rovnice pro transport rozpuštěných látek. Vliv rozdílných vlastností v různých pórových doménách se zvyšuje s vyvíjením se strukturou a s obsahem jílovitých složek. U jílovitých zemin a půd, u kterých se obecně předpokládá nízká hydraulická vodivost, vznikají makropóry a trhliny, která mají velmi odlišné vlastnosti ve srovnání s póry matričními. Voda v takových půdách prosakuje do velkých hloubek především díky pohybu vody v těchto makropórech a trhlinách. Ve strukturních půdách navíc dochází k izolaci vody a rozpuštěných látek v matričních pórech. V takových případech se jedná o nerovnovážný transport vody a rozpuštěných látek. Pro popis preferenčního proudění vody a transportu rozpuštěných látek v makropórech a v puklinách byla vyvinuta řada modelů, často založených na konceptu duální pórovitosti, duální propustnosti, vícenásobné pórovitosti, nebo vícenásobné propustnosti. Základním předpokladem je, že každá pórová doména je charakterizovaná vlastním souborem transportních vlastností a vlastní rovnicí pro vyjádření transportního procesu. V případě modelů s duální pórovitostí se jedná především o popis transportu vody a rozpuštěné látky v prostředí s oblastmi mobilní a imobilní vody (Phillip, 1968; van Genuchten, Wierenga, 1976). Modely s duální propustností řeší proudění vody v prostředí opět rozděleném na dvě oblasti, v doméně pórů matričních a v doméně představující makropóry, pukliny nebo meziagregátové póry. Pohyb vody a rozpuštěných látek je však popisován v obou doménách. Jednotlivé modely se liší v popisu pohybu vody v doméně větších pórů s v popisu vzájemné interakce mezi doménami. K nejznámějším přístupům pro popis pohybu vody v doméně větších pórů patří aplikace rovnice kinematické vlny (Germann, 1985; Germann, Beven, 1985; Jarvis, 1994) a rovnice Richardsovy (Gerke, van Genuchten, 1993, 1996). Další možné přístupy vycházejí z Poiseuilleovy rovnice (Ahuja, Hebson, 1992) nebo z Green-Amptnovy nebo Philipovy infiltrační rovnice (Ahuja, Hebson, 1992; Chen, Wagenet, 1992).

V tomto příspěvku jsou uvedeny modely, které pro pohyb vody uvažují rovnici Richardsovu. Model jedné pórovitosti, model duální pórovitosti a model duální propustnosti je aplikován pro stanovení hydraulických vlastností nenasyčených půd pomocí numerické inverze z průběhu multi-step outflow experimentu a pro popis transportu chlorotoluronu v půdním profilu, který byl studován v polních podmínkách.

Rovnovážený transport vody a rozpuštěných látek – model jednoduché pórovitosti

Je-li uvažován rovnovážený transport vody a rozpuštěných látek, je pro řešení proudění vody a transportu rozpuštěných látek užita jedna Richardsova rovnice a jedna konvektivně disperzní rovnice:

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

$$\frac{\partial \theta c}{\partial t} + \frac{\partial \rho_a s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D \frac{\partial c}{\partial z} \right) - \frac{\partial qc}{\partial z} - \Phi \quad (2)$$

kde θ je objemová vlhkost [L^3L^{-3}], h je tlaková výška [L], K je nenasyčená hydraulická vodivost [LT^{-1}], S je propadový členy vody [T^{-1}], t je čas [T], z je souřadnicová osa [L], c je koncentrace roztoku [ML^{-3}], s je adsorbovaná koncentrace na pevné fázi [MM^{-1}], ρ_a je objemová hmotnost zeminy [ML^{-3}], D je koeficient hydrodynamické disperze [L^2T^{-1}], q je tok vody [LT^{-1}] a Φ je člen, který souhrnně vyjadřuje ztrátu nebo přírůstek rozpuštěné látky vlivem reakcí nultého a prvního řádu [$ML^{-3}T^{-1}$].

V rovnici (1) vystupují dvě hydraulické vlastnosti (retenční čára půdní vlhkosti a průběh hydraulických vodivostí), které mohou být popsány van Genuchten – Mualemovými funkcemi (van Genuchten, 1980):

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

$$K(\theta) = K_s \theta_e^{0.5} \left[1 - \left(1 - \theta_e \frac{1}{m} \right)^m \right]^2, \quad \text{kde} \quad m = 1 - 1/n, \quad n > 1 \quad (4)$$

kde θ_e je efektivní vlhkost, θ_r je reziduální vlhkost [L^3L^{-3}], θ_s je nasycená vlhkost [L^3L^{-3}], K_s je nasycená hydraulická vodivost [LT^{-1}] a α [L^{-1}], n [-] a m [-] jsou parametry.

V případě existence duálního či více modálního pórového systému je experimentálně stanovená retenční čára a průběh hydraulických vodivostí výsledkem kombinace charakteristik pro jednotlivé pórové oblasti. Například Othmer et al. (1991) a Durner (1994) rozdělili pórové prostředí na dvě (či více) oblasti a předpokládali, že hydraulické vlastnosti ve všech oblastech jsou popsány pomocí rovnic (3) a (4). Tvar hydraulických vlastností celého systému je pak dán lineární superpozicí jednotlivých funkcí (Durner et al., 1999). Popis retenční čáry půdní vlhkosti a průběhu hydraulických vodivostí vycházející z modelu logaritmicko-normálního rozdělení pórů (Kosugi, 1994, 1999) jako součet charakteristik dvou domén publikoval Kutílek (2004). Kosugi (1994, 1999) vyjádřil retenční čáru půdní vlhkosti pomocí logaritmicko-normální funkce a průběh hydraulických vodivostí popsal pomocí Mualemova modelu. Kutílek (2004) ukázal, že optimalizací parametrů vystupujících v rovnici pro popis hydraulických vodivostí odděleně pro jednotlivé domény jsou získány dvě odlišné sady parametrů. Jejich hodnoty zohledňují rozdílnou konfiguraci, tvar a velikost pórů v obou doménách. Ve všech zmíněných případech je výsledkem jedna retenční čára půdní vlhkosti a jeden průběh hydraulických vodivostí pro daný porézní materiál a je předpokládáno rovnovážné proudění. V případě nerovnovážného proudění

vody a transportu rozpuštěných látek je nutné pro jeho popis zvolit jiný typ modelu například model duální pórovitosti nebo model duální propustnosti.

Nerovnovážený transport vody a rozpuštěných látek - model duální pórovitosti

Modely duální pórovitosti jsou založeny na předpokladu, že voda proudí pouze v pórech mezi půdními agregáty (póry interpedální) a ne v pórech uvnitř půdních agregátů (póry intrapedální). Agregátové póry reprezentují imobilní zóny, které mohou vodu obsahovat, přijímat ji nebo vylučovat. Transfer vody do/z imobilních zón dochází interakcí mezi touto zónou a zónou mobilní, tj. s meziagregátovými póry. Koncepce takových modelů byly uvedeny Phillipem (1968) a van Genuchtenem a Wierengou (1976). Celkovou objemovou půdní vlhkost θ lze vyjádřit jako součet objemové vlhkosti meziagregátové θ_m a agregátové θ_a :

$$\theta = \theta_m + \theta_a \quad (5)$$

Proudění vody v systému s duální pórovostí lze popsat kombinací dvou rovnic. Pro meziagregátové póry platí Richardsova rovnice a pro póry agregátové je definována bilanční rovnice (Šimůnek et al., 2003):

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta_m}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m(h_m) \frac{\partial h_m}{\partial z} + K_m(h_m) \right) - S_m - \Gamma_w \\ \frac{\partial \theta_a}{\partial t} &= -S_a + \Gamma_w \end{aligned} \quad (6)$$

kde S_m a S_a jsou propadové členy vody pro meziagregátovou a agregátovou oblast [T^{-1}], Γ_w je tok mezi oběma oblastmi [T^{-1}], h_m je tlaková výška, a K_m je hydraulická vodivost.

Transport ve vodě rozpuštěných látek v systému s duální pórovostí lze rovněž popsat kombinací dvou rovnic. Pro meziagregátové póry platí rovnice konvektivně disperzního typu a pro póry agregátové je definována bilanční rovnice. Za předpokladu, že nedochází k transportu látky v plynné fázi mohou být rovnice napsány v následujícím tvaru:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta_m c_m}{\partial t} + \frac{\partial f_s \rho_d s_m}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta_m D_m \frac{\partial c_m}{\partial z} \right) - \frac{\partial q_m c_m}{\partial z} - \Phi_m - \Gamma_s \\ \frac{\partial \theta_a c_a}{\partial t} + \frac{\partial (1 - f_s) \rho_d s_a}{\partial t} &= -\Phi_a + \Gamma_s \end{aligned} \quad (7)$$

kde f_s je frakce sorpčních míst v kontaktu s mobilní vodou, c_m a c_a jsou koncentrace v meziagregátové a agregátové oblasti, s_m a s_a jsou adsorbované koncentrace na pevné fázi v meziagregátové a agregátové oblasti, D_m je koeficient hydrodynamické disperze, q_m je tok vody, Φ_m a Φ_a jsou členy, které souhrnně vyjadřují ztrátu nebo přírůstek rozpuštěné látky vlivem reakcí nultého a prvního řádu, pro meziagregátovou a agregátovou oblast a Γ_s je tok roztoku mezi oběma oblastmi [$ML^{-3}T^{-1}$].

Vzájemný transfer hmoty Γ_w a Γ_s mezi doménou agregátových pórů a doménou meziagregátových pórů je možné vyjádřit například následujícím způsobem (Šimůnek et al., 2003):

$$\begin{aligned} \Gamma_w &= \omega_w (\theta_{e,m} - \theta_{e,a}) \quad \text{nebo} \quad \Gamma_w = \omega_w^* (h_m - h_a) \\ \Gamma_s &= \omega_s (c_m - c_a) + \Gamma_w c^* \end{aligned} \quad (8)$$

kde ω_w [T^{-1}], ω_w^* [$L^{-1}T^{-1}$], ω_s [T^{-1}] jsou koeficienty prvního řádu transferu vody a roztoku, $\theta_{e,m}$ a $\theta_{e,a}$ jsou efektivní objemová vlhkost v meziagregátové a agregátové oblasti, h_m a h_a jsou tlakové výšky v meziagregátové a agregátové oblasti a c^* je rovno c_m pro $\Gamma_w > 0$ a c_a pro $\Gamma_w < 0$.

Hydraulické vlastnosti jsou v tomto případě vyjádřeny pomocí rovnic (3) a (4) (parametry $\theta_{r,m}$, $\theta_{s,m}$, α_m , n_m a $K_{s,m}$) v meziagregátové doméně. V agregátové doméně jsou definovány parametry $\theta_{r,a}$ a $\theta_{s,a}$ popřípadě α_a a n_a .

Nerovnovážený transport vody a rozpuštěných látek – model duální propustnosti

Modely duální propustnosti jsou založeny na předpokladu, že voda proudí jak v meziagregátových pórech tak v pórech uvnitř agregátů. Zde je uvedena koncepce navržená Gerkem a van Genuchtenem (1993, 1996). Proudění vody v systému s duální propustností lze popsat dvěma Richarsovými rovnicemi. Jedna rovnice je definována pro póry meziagregátové a druhá platí pro póry agregátové:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \theta_m}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m(h_m) \frac{\partial h_m}{\partial z} + K_m(h_m) \right) - S_m - \frac{\Gamma_w}{f_w} \\ \frac{\partial \theta_a}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(K_a(h_a) \frac{\partial h_a}{\partial z} + K_a(h_a) \right) - S_a + \frac{\Gamma_w}{1-f_w}\end{aligned}\quad (9)$$

kde K_m a K_a jsou hydraulické vodivosti v meziagregátové a agregátové oblasti, h_m a h_a jsou tlakové výšky v meziagregátové a agregátové oblasti, f_w vyjadřuje podíl meziagregátových pórů v modelu s duální propustností a je definován jako poměr meziagregátové domény k celkovému objemu půdy. Agregátové póry jsou také často označovány jako póry matriční a póry meziagregátové jsou označovány jako makropóry. Je nutno poznamenat, že definice makropórů v tomto případě neodpovídá definici makropórů uvedené například Němečkem a kol. (1990), protože je při popisu proudění vody v doméně makropórů pomocí Richardsovy rovnice předpokládáno působení kapilárních sil.

Transport ve vodě rozpuštěných látek v systému s duální propustností lze popsat dvěma konvektivně disperzními rovnicemi:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \theta_m c_m}{\partial t} + \frac{\partial \rho_{d,m} s_m}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta_m D_m \frac{\partial c_m}{\partial z} \right) - \frac{\partial q_m c_m}{\partial z} - \Phi_m - \frac{\Gamma_s}{f_w} \\ \frac{\partial \theta_a c_a}{\partial t} + \frac{\partial \rho_{d,a} s_a}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta_a D_a \frac{\partial c_a}{\partial z} \right) - \frac{\partial q_a c_a}{\partial z} - \Phi_a + \frac{\Gamma_s}{1-f_w}\end{aligned}\quad (10)$$

kde D_m a D_a jsou koeficienty hydrodynamické disperze v meziagregátové a agregátové oblasti, q_m a q_a jsou toky vody v meziagregátové a agregátové oblasti.

Vzájemný transfer hmoty Γ_w a Γ_s mezi doménou agregátových pórů a doménou meziagregátových pórů je možné vyjádřit například následujícím způsobem (Gerke, van Genuchten, 1996):

$$\begin{aligned}\Gamma_w &= \frac{\beta}{d^2} K_e \gamma_w (h_m - h_a) \\ \Gamma_s &= \frac{\beta}{d^2} D_e (1-f_w) \theta_a (c_m - c_a) + \Gamma_w c^*\end{aligned}\quad (11)$$

kde β je tvarový faktor (= 15 pro kulové agregáty, =3 pro krychlové agregáty), d je charakteristická délka (poloměr koule nebo polovina délky hrany krychle), γ_w je bezrozměrný scaling faktor (= 0,4), K_e je efektivní nasycená vodivost, D_e je efektivní difúzní koeficient a c^* je rovno c_m pro $\Gamma_w > 0$ a c_a pro $\Gamma_w < 0$.

Hydraulické vlastnosti jsou v tomto případě vyjádřeny pomocí rovnic (3) a (4) v obou doménách zvlášť (parametry $\theta_{r,m}$, $\theta_{s,m}$, α_m , n_m , $K_{s,m}$ a $\theta_{r,a}$, $\theta_{s,a}$, α_a , n_a , $K_{s,a}$).

Materiál a metodika

Experimenty byly provedeny pro šedozem luvickou na experimentální ploše v Čáslavi. Byly odebrány porušené a neporušené vzorky půdy pro laboratorní stanovení fyzikálních, hydraulických a chemických vlastností jednotlivých horizontů. Na ploše 4 m² byl na povrch půdního profilu aplikován herbicid Syncuran v dávce 2.5 kg/ha účinné látky (chlorotoluronu). Tato látka se rozpouští ve vodě (je transportována), adsorbuje se na půdu a je degradována. Po 6, 14, 22 a 36 dnech byly odebrány půdní vzorky pro analýzu obsahu chlorotoluronu v půdním profilu.

Pro účely simulace pohybu vody a transportu herbicidu v půdním profilu byl půdní profil rozdělen na dvě vrstvy (0 - 35 cm a 35 - 80 cm). Hydraulické vlastnosti jednotlivých vrstev byly stanoveny následujícím způsobem. Na Kopeckého válečcích (zde označeny A,B,C,D) byly v laboratoři provedeny multi-step outflow experimenty (van Dam et al., 1994) s tlakovými kroky 15, 30, 70, 130 a 210 cm. Kumulativní odtok vody z půdního vzorku byl měřen vždy do dosažení rovnovážného stavu. Z konečné objemové vlhkosti půdního vzorku a bilance vody ve vzorku pro jednotlivé tlakové kroky byly vyjádřeny body retenční čáry. Data (kumulativní odtok a body retenční čáry) byla analyzována pomocí numerické inverze (Hopmans et al., 2002). Byly stanoveny parametry popisující hydraulické vlastnosti v modelu jedné pórovitosti (rovnovážné proudění), modelu duální pórovitosti a modelu duální propustnosti. Pro simulaci byl použit HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 1998, 2003).

Dále byly stanoveny transportní vlastnosti chlorotoluronu. Adsorpční izoterma první vrstvy byla stanovena v laboratoři. Pro proložení experimentálních bodů adsorpční izotermy byla použita Freundlichova rovnice:

$$s = k_F c^{n_F} \quad (12)$$

kde c je koncentrace roztoku [ML⁻³], s je sorbovaná koncentrace na pevné fázi [MM⁻¹] a k_F a n_F jsou parametry ($k_F = 2.73$, $n_F = 1.33$). Stejné hodnoty byly užity pro druhou vrstvu. Degradací rychlost byla odhadnuta na základě bilance obsahu chlorotoluronu v půdním profilu 36 dní po aplikaci herbicidu (Kočárek et al., 2005) (obě vrstvy 0.002 den⁻¹). Degradace byla uvažována jak ve vodě tak na pevné fázi z důvodů, které jsou pro černozem podrobně diskutovány v Kodešová et al. (2004). Objemová hmotnost byla 1.5 a 1.55 g/cm³ v první a druhé vrstvě.

Pohyb vody a transport herbicidu v půdním profilu byl simulován pomocí modelu jedné pórovitosti, modelu duální pórovitosti a modelu duální propustnosti. Pro simulaci byl použit model HYDRUS-1D (Šimůnek et al. 1998, 2003). Podélná disperzivita se rovnala 2 cm v 1. a 2. úloze a 2 a 1 cm pro agregátovou a meziagregátovou doménu ve 3. úloze. Molekulární difuze se rovnala 1 cm²den⁻¹. Na horním okraji půdního profilu byly definovány srážky a potenciální evapotranspirace. Hloubka kořenové zóny pšenice byla zadána 20 cm. Parametry popisující extrakci kořeny byly vybrány z katalogu v programu HYDRUS-1D. Na spodním okraji byla zadána volná drenáž. Simulace proudění vody byla započata 35 dní před aplikací herbicidu, aby byly zajištěny věrohodné tlakové a vlhkostní podmínky v půdním profilu v době aplikace.

Stanovení hydraulických vlastností nenasyčených půd – multi-step outflow experiment

Výsledné hydraulické parametry získané numerickou inverzí z kumulativního odtoku vody a bodů retenčních čar pro model s jednou pórovitostí jsou uvedeny v tab. 1. Hodnoty θ_s byly stanoveny na základě bilance vody v půdním vzorku. Výsledné hydraulické parametry získané numerickou inverzí z kumulativního odtoku vody a bodů retenčních čar pro model s duální pórovitostí jsou uvedeny v tab. 2. Hodnoty celkové reziduální a nasycené vlhkosti $\theta_{r,c}$ a $\theta_{s,c}$ a parametry α_m a n_m byly převzaty z předešlé úlohy. Hodnoty $\theta_{r,a}$ a $\theta_{s,a}$ byly odhadnuty.

Výsledné hydraulické parametry získané numerickou inverzí z kumulativního odtoku vody pro model s duální propustností jsou uvedeny v tab. 3. Ve všech případech $f_w = 0.1$, $\beta = 15$, $d = 0.3$ cm, $\gamma_w = 0.4$.

Hodnoty $\theta_{r,a}$ a $\theta_{s,a}$ byly převzaty z první úlohy. Parametry $\theta_{r,m}$, $\theta_{s,m}$ a n_m byly odhadnuty. Hodnoty $K_{s,m}$ byly stanoveny na základě a předpokladů, že $0.9 K_{s,a} + 0.1 K_{s,m}$ se rovná hodnotě K_s z první úlohy a hodnota $K_{s,m}$ je stonásobkem počátečního odhadu $K_{s,a}$. Experimentální data získaná pro půdní vzorek B nebylo možné tímto modelem uspokojivě analyzovat. Ve zbývajících případech součet retenčních křivek obou domén vynásobených podílem domén na celé proudové oblasti odpovídá měřeným bodům retenčních čar.

Tabulka 1: Hydraulické parametry – model jedné pórovitosti.

	θ_r [cm ³ cm ⁻³]	θ_s [cm ³ cm ⁻³]	α [cm ⁻¹]	n	K_s [cm/den]
A (1 – 35)	0,293	0,391*	0,0141	1,891	1,061
B (1 – 35)	0,306	0,389*	0,0101	2,289	0,382
C (35 – 80)	0,126	0,413*	0,0140	1,255	20,40
D (35 – 80)	0,000	0,410*	0,0145	1,145	10,78

* neoptimalizováno

Tabulka 2: Hydraulické parametry – model duální pórovitosti.

	$\theta_{r,c} / \theta_{r,a}$ [cm ³ cm ⁻³]	$\theta_{s,c} / \theta_{s,a}$ [cm ³ cm ⁻³]	α_m [cm ⁻¹]	n_m	$K_{s,m}$ [cm/den]	ω_w [den ⁻¹]
A (1 – 35)	0,293* / 0,293*	0,391* / 0,320*	0,0141*	1,891*	1,020	5,86 10 ⁻⁵
B (1 – 35)	0,306* / 0,306*	0,389* / 0,320*	0,0101*	2,289*	0,334	2,25 10 ⁻⁴
C (35 – 80)	0,126* / 0,126*	0,413* / 0,250*	0,0140*	1,255*	19,92	4,85 10 ⁻⁵
D (35 – 80)	0,000* / 0,000*	0,410* / 0,250*	0,0145*	1,145*	12,48	9,07 10 ⁻⁴

* neoptimalizováno

Tabulka 3: Hydraulické parametry – model duální propustnosti.

	$\theta_{r,m} / \theta_{r,a}$ [cm ³ cm ⁻³]	$\theta_{s,m} / \theta_{s,a}$ [cm ³ cm ⁻³]	α_m / α_a [cm ⁻¹]	n_m / n_a	$K_{s,m} / K_{s,a}$ [cm/den]
A (1 – 35)	0* / 0,293*	0,450* / 0,391*	0,023 / 0,0037	3* / 2,990	9,720* / 0,012
B (1 – 35)	–	–	–	–	–
C (35 – 80)	0* / 0,126*	0,450* / 0,413*	0,030 / 0,0028	3* / 1,689	187,2* / 0,142
D (35 – 80)	0* / 0,000*	0,450* / 0,410*	0,022 / 0,0027	3* / 1,237	98,88* / 0,219

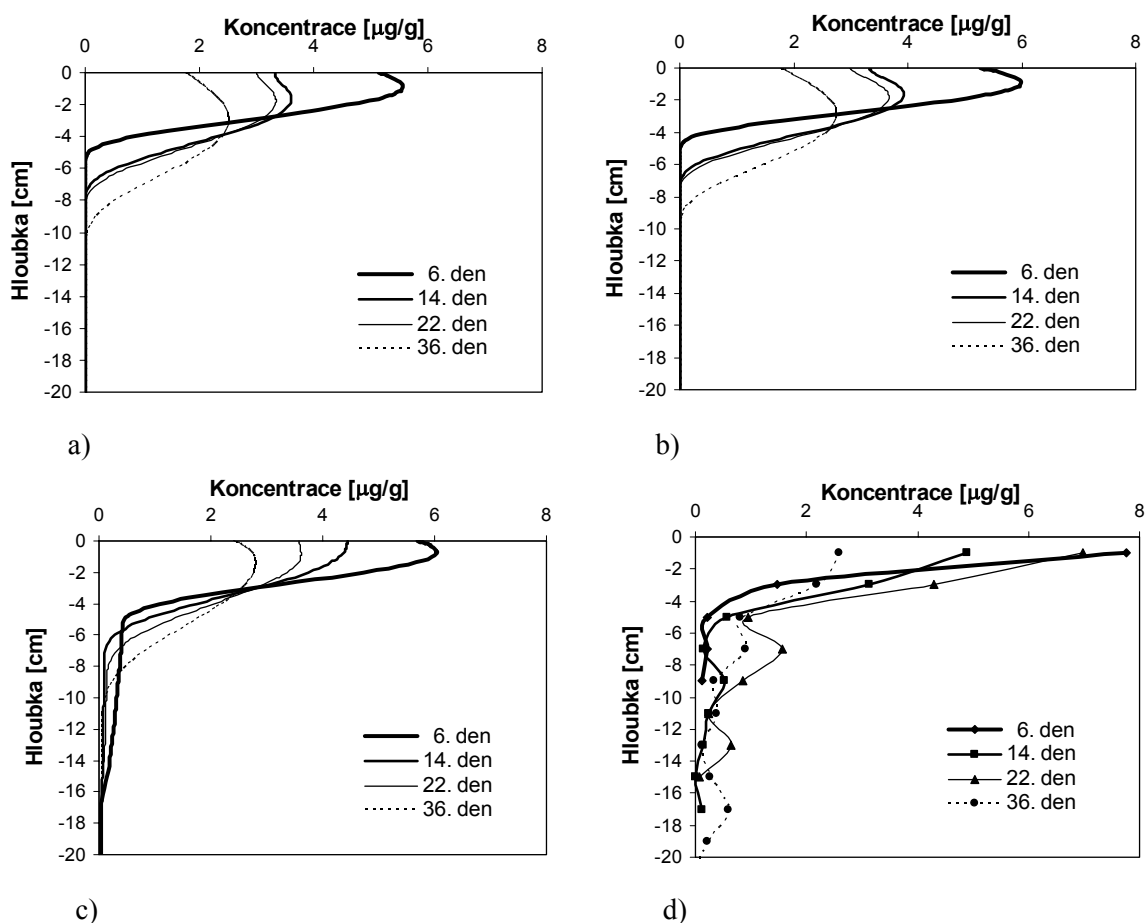
* neoptimalizováno

Poznámka: Ve všech případech musel být optimalizován omezený počet parametrů, aby byla zajištěna jednoznačnost řešení.

Experimentální a numerické vyhodnocení transportu chlorotoluronu v půdním profilu

Pro simulaci transportu vody a chlorotoluronu v dvouvrstevném půdním profilu byly využity hydraulické charakteristiky A a C. Na obr. 1 jsou zobrazeny výsledné průběhy koncentrací chlorotoluronu v půdním profilu modelované pomocí modelu s jednou pórovitostí (obr. 1a), modelu s duální pórovitostí (obr. 1b), modelu s duální propustností (obr. 1c) a měřené průběhy koncentrací chlorotoluronu (obr. 1d) 6, 14, 22 a 36 dnů po aplikaci herbicidu na povrch půdního profilu. Z obr. 1a a 1b je zřejmé, že se podíl zón imobilní vody projevil na transportu herbicidu jen nepatrně a to postupem herbicidu do menší hloubky. Zatímco v prvním a druhém případě chlorotoluron v důsledku sorpce a degradace nepronikl dál než do hloubky 10 a 9 cm, ve třetím případě za stejných sorpčních a degradačních podmínek pronikl vlivem preferenčního proudění do hloubky 60 cm. Ze srovnání modelových výpočtů a měřených průběhů koncentrací chlorotoluronu vyplývá, že model duální propustnosti nejlépe popisuje chování herbicidu v daném půdním profilu. Je nutno poznamenat, že měřený celkový obsah chlorotoluronu v půdním profilu 22. den je překvapivě vyšší než obsahy v předcházejících odběrových dnech.

Tento jev je možné vysvětlit nerovnoměrností aplikace chlorotoluronu na povrchu a preferenčním prouděním, které se odchylovalo od vertikálního směru. Pozorované oscilace obsahu chlorotoluronu v hloubkách 6 až 20 cm jsou pravděpodobně způsobeny rychlým proniknutím látky do hloubky a následnou akumulací v důsledku přerušení preferenčního toku. Tento jev nebyl při simulaci uvažován.



Obr. 1. Rozdělení chlorotoluronu v půdním profilu a) model jedné pórovitosti, b) model duální pórovitosti, c) model duální propustnosti, d) naměřené hodnoty (průměry ze 3 odběrových pozic).

4. Závěr

Podobně jak bylo pro černozem na experimentální ploše v Tišicích prezentováno v Kodešová et al. (2005), i v tomto případě simulace transportu chlorotoluronu ukázaly, že přestože různé systémy vykazují podobné souhrnné hydraulické vlastnosti, výsledný transport chlorotoluronu je rozdílný. Transport chlorotoluronu je pro studovaný půdní profil nejlépe popsán pomocí modelu duální propustnosti, který je velmi účinným nástrojem pro popis pozorovaného preferenčního proudění.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl za podpory grantu GA ČR č. 103/05/2143. Poděkování patří Ing. K. Němečkovi za pomoc při práci v terénu a Ing. O. Drábkovi za chemické analýzy.

Literatura

Ahuja, L. R., Hebson, C. (1992): Root Zone Water Quality Model. GPSR Technical Report No. 2, USDA, ARS, Fort Collins, CO.

- Durner, W. (1994): Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resour. Res.* 30, 211 – 233.
- Durner, W., Priesack, E., Vogel, H. J., Zurmühl, T. (1999): Determination of parameters for flexible hydraulic functions by inverse modeling. In: *Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media*, eds. van Genuchten, M. Th., and F. J. Leij, University of California, Riverside, 817 – 829.
- Gerke H. H., van Genuchten M. Th. (1993): A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media. *Water Resour. Res.* 29, 305 – 319.
- Gerke H. H., van Genuchten M. Th. (1996): Macroscopic representation of structural geometry for simulating water and solute movement in dual-porosity media. *Adv. Water Resour.* 19, 343 – 357.
- Germann, P. F. (1985): Kinematic wave approach to infiltration and drainage into and from soil macropores. *Trans. ASAE* 28, 745 – 749.
- Germann, P. F., Beven, K. (1985): Kinematic wave approximation to infiltration into soils with sorbing macropores. *Water Resour. Res.* 21 (7), 990 – 996.
- Hopmans, J. W., Šimůnek, J., Romano, N., Durner, W. (2002): Inverse methods, in *Methods of Soil Analysis*, Soil Science Society of America, Inc. Madison, Wis., 963 – 1008.
- Chen, C., and Wagenet, R. J. (1992): Simulation of water and chemicals in macropore soils. Part 1. Representation of the equivalent macropore influence and its effect on soil water flow, *J. Hydrol.* 130, 105 – 126.
- Jarvis, J. (1994): The MACRO model. Technical description and sample simulation. Reports and dissertations 19: Dept. of Soil Science, Swedish University of Agricultural Science, Uppsala, Sweden, 1994, 51 s.
- Kočárek, M., Kodešová R., Kozák, J., Drábek, O., Vacek, O. (2005): Chlorotoluron behaviour in five varying soil types. *Plant, Soil and Environment*, 51 (7), 304 – 309.
- Kodešová, R., Kozák, J., Vacek, O. (2004): Field and numerical study of chlorotoluron transport in the soil profile, *Plant, Soil and Environment*, 50 (8): 333 – 338.
- Kodešová, R., Kozák, J., Šimůnek, J., Vacek, O. (2005): Single-porosity and dual-permeability model of chlorotoluron transport in the soil profile. *Plant, Soil and Environment*, 51 (7), 310 – 315.
- Kosugi, K. (1994): Three-parameter log-normal distribution model for soil water retention. *Water Resour. Res.* 30, 891 – 901.
- Kosugi, K. (1999): General model for unsaturated hydraulic conductivity for soils with log-normal pore-size distribution. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63, 270 – 277.
- Kutílek, M. (2004): Soil hydraulic properties as related to soil structure, *Soil and Tillage Research*, 79, 175 – 184.
- Němeček, J., Smolíková, L., Kutílek, M. (1990): *Pedologie a paleopedologie*. Academia, Praha.
- Othmer, H., Diekkruger, B., Kutílek, M. (1991): Bimodal porosity and unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci.*, 152, 139 – 150.
- Phillip, J. R. (1968): The theory of adsorption in aggregated media. *Aust. J. Soil Res.*, 6, 1 – 19.
- Šimůnek J., Šejna M., van Genuchten M. Th. (1998): The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably-saturated media. Version 2.0. IGWMC-TPS-53. International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, CO.
- Šimůnek J., Jarvis N. J., van Genuchten M. Th., Gärdenäs A. (2003): Review and comparison of models for describing non-equilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone, *Journal of Hydrology*, 272, 14 – 35.
- van Dam, J. C., Stricker, N. M., and Droogers, P. (1994): Inverse method to determine soil hydraulic functions from multistep outflow experiments. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58, 647 – 652.
- van Genuchten, M. Th., Wierenga, P. T. (1976): Mass transfer studies in sorbing porous media: I Analytical solutions, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40, 473 – 480.
- van Genuchten M. Th. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44: 892 – 898.

Extrémne odtokové procesy v experimentálnom poľnohospodárskom mikropovodí ÚH SAV Rybárik

Silvia Kohnová¹, Pavla Pekárová²

¹KVHK Stavebná fakulta STU, Radlinského 11, 813 68 Bratislava

²Ústav hydrologie SAV, Račianska 75, 831 02 Bratislava 3

Úvod

Jednou zo základných úloh hydrologického výskumu je stanovenie metód výpočtu hydrologických návrhových veličín. Pri rozbere a detailnom štúdiu povodňových vln sa najväčšia pozornosť venuje kulminačným prietokom a kulminačným vodným stavom. Storočný maximálny prietok $Q_{max.100}$ (prietok, ktorý sa v danom profile dosiahne alebo prekročí priemerne raz za 100 rokov) patrí k základným charakteristikám každého povodia. Pri určení N-ročných maximálnych prietokov sú možné viaceré prístupy (Kohnová a Szolgay 1995, 1996):

- určenie na základe využitia metód matematickej štatistiky;
- určenie na základe empirických vzťahov (regionálnych, objemových, intenzitných);
- určenie pomocou zrážko-odtokových modelov;
- určenie na základe údajov o historických povodniach, alebo na podklade najväčšej pozorovanej povodne;
- metódou maximálnej novej povodne.

Spôsob určenia, ako aj obdobie, z ktorého sú návrhové N-ročné maximálne prietoky $Q_{max.N}$ určené, má značný vplyv na veľkosť týchto hodnôt.

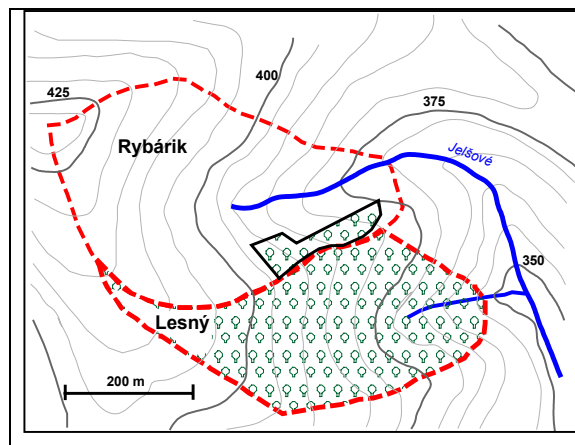
Cieľom predloženého príspevku je :

1. opis odtokových pomerov povodia Rybárik;
2. opis tvorby extrémnych odtokových situácií na povodí;
3. odhad storočného maximálneho špecifického odtoku q_{100} , a) štatistickými metódami
b) nepriamymi metódami.

Opis povodia Rybárik

Experimentálne mikropovodie Rybárik sa nachádza v Strážovskej vrchovine v povodí potoka Mošteník (ľavostranný prítok Váhu pri Považskej Bystrici). Výskum v modelovom povodí potoka Mošteník (Prírodné hydrologické laboratórium) bol zahájený v roku 1958.

Experimentálne mikropovodie Rybárik má po záverečný profil rozlohu 0,119 km². Dĺžka toku od prameňa po tento profil je 255 m, priemerný sklon toku je 9,1 %. Tvar povodia je výrazne vejárovitý, priemerný sklon povodia je 14,9 %. Povodie sa nachádza v nadmorskej výške 369–434 mn.m. (obr. 1).



Obr. 1 Schéma mikropovodia Jelšové: Rybárik.

Priemerný ročný úhrn zrážok v skúmanej lokalite je 738,0 mm (za 40-ročné obdobie rokov 1965–2004), priemerná ročná odtoková výška je 231 mm, bilančný výpar 507 mm, koeficient odtoku 0,31, priemerná ročná teplota vzduchu je 8,09°C.

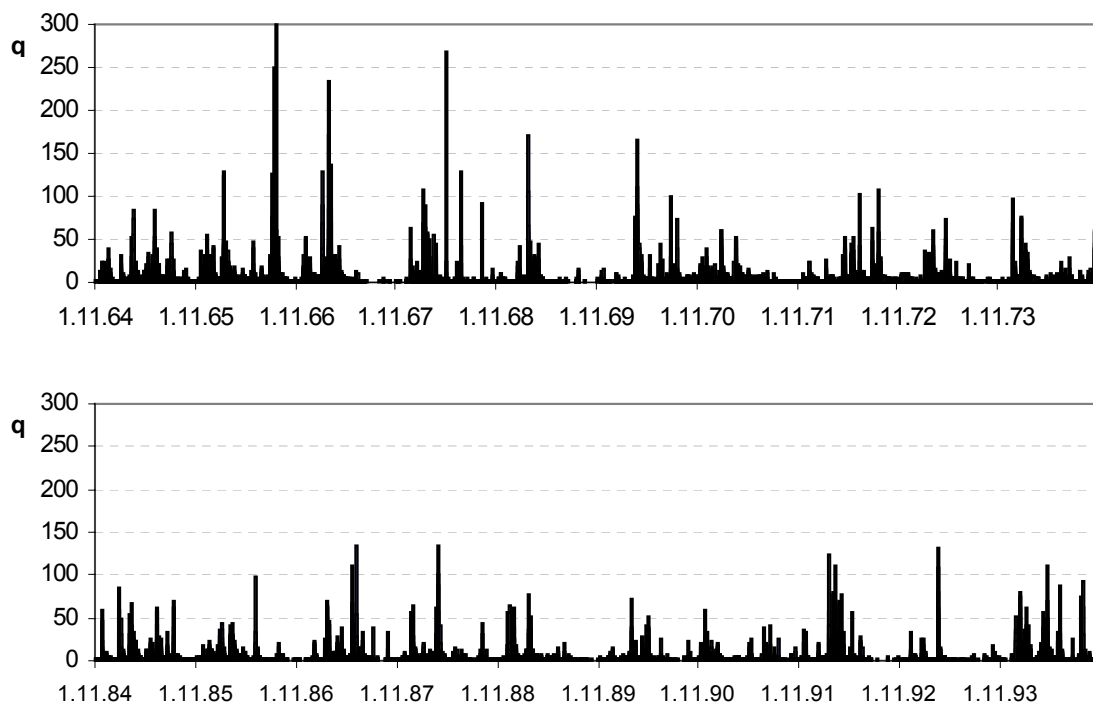
Geologické širšie okolie, ako i skúmané povodie, je súčasťou bradlového pásma (flyšoidné súvrstvia). Pôdny profil má do hĺbky 2,1 m prachovitú svetlohnedú hlinu s hĺbkou ornice 0,5 m. Takmer z 2/3 je povodie využívané štátnymi majetkami, zvyšok obhospodaruje súkromne hospodáriaci roľníci. Lesný porast zaberá iba 10,4 % z celkovej plochy, zostatok pripadá na ornú pôdu (hnedozem), podiel trvalého trávnatého porastu je nepatrný. Lokalita povodia je prakticky neosídlená, na poľnej ceste sú vykonané úpravy, ktoré znemožňujú únik povrchovej vody z povodia a usmerňujú jej tok k vybudovanému mernému priepadu.

Opis tvorby extrémnych odtokových situácií v povodí Rybárik

K sledovaniu povrchového odtoku boli v záverečnom profile mikropovodia Rybárik vybudované dva merné priepady typu Thomson (veľký - 90° a malý - 45°; obr. 2), s kontinuálnym zaznamenávaním zmien hladiny vody limnigrafom Valdaj s denným chodom hodinového stroja. V povodí povodia Rybárik bola vybudovaná zrážkomerná stanica. Vodomerne a zrážkomerné stanice v povodí Mošteníka boli budované v rokoch 1958–1962, ako súčasť "Experimentálneho povodia potoka Mošteník" (Mendel, 1971).

S meraním odtoku v povodí Rybárik sa začalo v roku 1962. Z limnigramov boli určené vodné stavy v hodinovom kroku, počas vln i v kratšom kroku. Odtoky z povodia vyjadrené v $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$ boli určované pomocou platných merných kriviek.

Na obr. 3 je vykreslený priebeh denných špecifických odtokov q [$\text{l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$] za dve 10-ročné obdobia zo stanice Jelšové: Rybárik. Za 40-ročné obdobie meraní 1964/65–2003/04 najvyšší denný špecifický odtok bol zaznamenaný 20. augusta 1966, ($300 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$).



Obr. 3 Priebeh denných špecifických odtokov q [$\text{l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$] za dve 10-ročné obdobia 1964/65–1973/74, Jelšové: Rybárik



Obr. 2 Poľnohospodársky využívané mikropovodie Rybárik, a,b) merné prípady Thompson, c) merná búdka s limnigrafom Valdaj, apríl 2005; d) vpravo – merná búdka s limnigrafom s týždenným chodom, od júna 2005. (Foto - Pekárová, 5.4. 2005).

V tabuľke 1 sú uvedené základné štatistické charakteristiky denných špecifických odtokov pre štyri dekády: 1964/65–1973/74, 1974/75–1983/84, 1984/85–1993/94 a 1994/95–2003/04. Desaťročie 1964/65–1973/74 bolo najmokrejšie, priemerný denný špecifický odtok v tomto desaťročí dosiahol $8,47 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$. Desaťročie 1984/85–1993/94 bolo najsuchšie, priemerný denný špecifický odtok v tomto desaťročí dosiahol iba $6,38 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$.

Extrémne ročné špecifické odtoky na potoku Jelšové v stanici Rybárik

V tabuľke 2 sú uvedené merané hodnoty ročných kulminačných špecifických odtokov toku Jelšové v stanici Rybárik za obdobie 1965–2004. Ich priebeh je vykreslený na obr. 4.

Najvyšší vodný stav v histórii meraní ($59,5 \text{ cm}$; prietok 365 l.s^{-1}) na potoku Jelšové v stanici Rybárik bol zaznamenaný 25. júla 1970 (obr. 5). Zrážkový úhrn v tento deň dosiahol v zrážkomernej stanici Rybárik $39,1 \text{ mm}$.

Druhý najvyšší vodný stav za obdobie pozorovaní na Rybáriku bol zaznamenaný 29. apríla 1968 o 15 hod. 55 min. Počas krátkej búrky spojenej s krupobitím v zrážkomernej stanici v povodí Rybárika

dosiahol zrážkový úhrn 19,7 mm. Táto zrážková udalosť bola obmedzená na veľmi malé územie, už vo vedľajšom povodí Lesný bol zaznamenaný zrážkový úhrn iba 10 mm. Maximálny vodný stav na veľkom priepade dosiahol 57,5 cm, čomu zodpovedá prietok 334 l.s^{-1} (špecif. odtok $2\,812 \text{ l.s}^{-1}\text{km}^{-2}$). Nástup vlny bol mimoriadne prudký, vrchol vlny bol dosiahnutý v priebehu 14-tich minút. Priebeh tejto vlny je vykreslený na obr. 5.

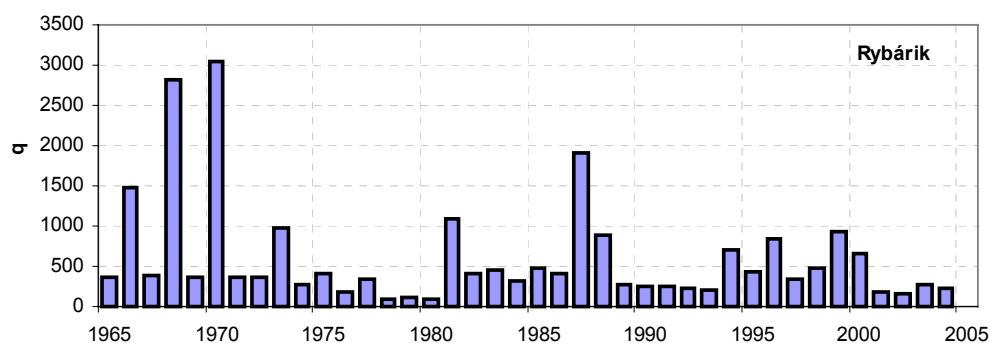
Ako bolo ukázané v Pekárová a kol. (2005), rad ročných prietokov je homogénny. Štyridsaťročné obdobie je už dostatočne dlhé na to, aby mohli byť použité štatistické metódy na zostrojenie teoretickej čiary prekročenia.

Tabuľka 1 Základné štatistické charakteristiky 10-ročných radov denných špecifických odtokov tok Jelšové, stanica Rybárik [$\text{l.s}^{-1}\text{.km}^{-2}$]

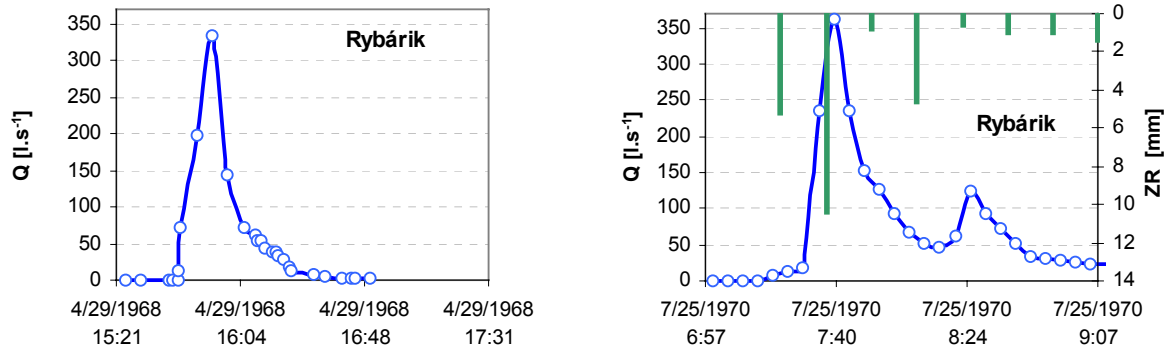
Jelšové: Rybárik	1964/64-1973/74	1974/75-1983/84	1984/85-1993/94	1994/95-2003/04
Priemer	8,47	7,84	6,38	6,81
Konfidenčný interval (95.0%)	0,53	0,44	0,38	0,34
Štandardná chyba	0,27	0,23	0,19	0,17
Smerodajná odchýlka	16,36	13,66	11,72	10,57
Rozptyl	267,51	186,49	137,32	111,77
Koeficient variácie	1,93	1,74	1,84	1,55
Šikmosť	7,41	6,36	4,98	5,09
Strmosť	85,96	61,59	33,19	35,83
Rozsah	299,66	202,76	134,47	137,26
Minimum	0,34	0,43	0,32	0,30
Maximum	300,00	203,19	134,79	137,56
10. najväčšia hodnota	133,61	137,66	98,57	90,25
10. najmenšia hodnota	0,42	0,52	0,38	0,59

Tabuľka 2 Ročné kulminačné špecifické odtoky potoka Jelšové v stanici Rybárik q [$\text{l.s}^{-1}\text{km}^{-2}$]

Rok	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1960						366	1479	387	2788	354
1970	3035	353	365	974	274	400	183	332	91	122
1980	97	1081	408	460	324	476	411	1901	880	264
1990	248	254	225	212	701	436	833	333	486	930
2000	650	189	160	284	230					



Obr. 4 Priebeh ročných kulminačných špecifických odtokov v [$\text{l.s}^{-1}\text{km}^{-2}$].



Obr . 5 Priebeh povodňovej vlny na Rybáriku dňa 29.04.1968 a 29.07.1970.

Štatistický odhad N-ročných maximálnych prietokov na povodí Rybárik

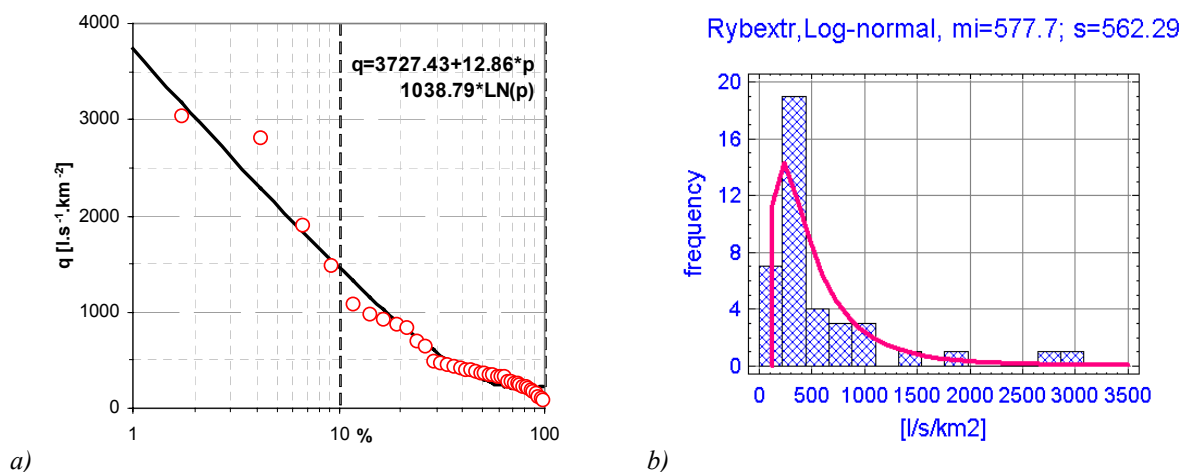
Pri odhade empirickej čiary pravdepodobnosti prekročenia (p) maximálnych ročných špecifických odtokov sme na výpočet empirických hodnôt pravdepodobnosti prekročenia použili vzťah Čegodajeva, (Szolgay a kol., 2001):

$$p = \frac{m - 0,3}{n + 0,4} \quad (1)$$

kde: m – číslo poradia člena v klesajúcom rade odtokov,
 n – počet rokov uvažovaného obdobia.

Na obr. 6a sú vykreslené empirické hodnoty maximálnych ročných špecifických odtokov zoradené v zostupnom rade extrapolované empirickou logaritmickou funkciou.

Pre odhad teoretickej čiary prekročenia maximálnych prietokov na povodí Rybárik sme aplikovali metodiku DVWK (1999). Postup podľa metodiky DVWK (1999) je založený na možnosti používať široký výber teoretických rozdelení pravdepodobnosti a metód odhadu ich parametrov pričom navrhuje štatistický test, ktorý umožňuje rozhodnúť o ich výbere.



Obr. 6 a) Extrapolácia meraných hodnôt maximálnych ročných špecifických odtokov Jelšového v stanici Rybárik empirickou logaritmickou funkciou.
 b) Histogram extrémnych ročných odtokov a log-normálne rozdelenie.

Pre odhad parametrov teoretického rozdelenia pravdepodobnosti boli použité nasledovné metódy:

- metóda momentov (MM),
- metóda maximálnej vierohodnosti (ML),
- metóda pravdepodobnosťou vážených momentov (WGM).

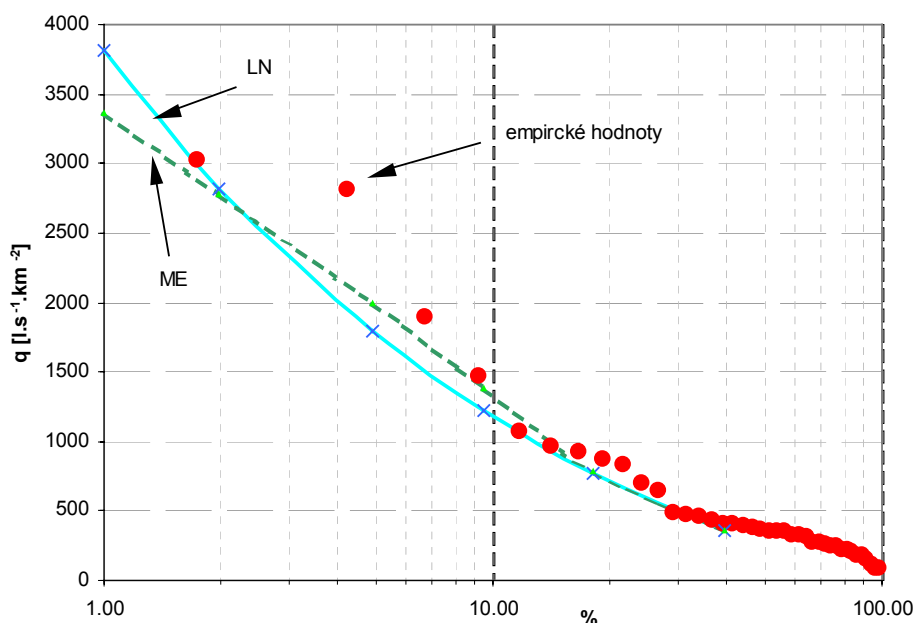
Pri aplikácii tejto metodiky boli použité tieto zákony rozdelenia pravdepodobnosti: Gumbelove rozdelenie (EV1), generalizované extrémálne rozdelenie (AE), Rossiho rozdelenie (ME), 3-parametrické logaritmicke – normálne rozdelenie (LN3 obr. 6b), 3-parametrické rozdelenie Pearsona (P3), 3-parametrické rozdelenie logPearson (LP3), 3-parametrické rozdelenie Weibulla (WB3). Najlepšie štatistické charakteristiky zhody teoretických a empirických hodnôt majú AE, ME a LN3 rozdelenie.

Storočný špecifický odtok na Rybáriku podľa LN3 bol odhadnutý na $q_{max.100}=3,81 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$ (obr. 7).

V tabuľke 3 sú uvedené N-ročné hodnoty maximálnych špecifických odtokov podľa teoretických rozdelení AE, ME a LP3 v $\text{m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$. Storočný maximálny špecifický odtok podľa teoretických rozdelení je odhadnutý od 3,3 do $3,8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$. V tabuľke sú uvedené i empirické hodnoty.

Tabuľka 3 N-ročné špecifické odtokové výšky potoka Jelšové v stanici Rybárik v $[\text{m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}]$, teoretické hodnoty podľa AE, ME, LP3 a empirické hodnoty

N-ročnosť	2	5	10	20	50	100
p[%]	39,3	18,1	9,5	4,9	2	1
AE	0.370	0.739	1.126	1.647	2.664	3.790
ME	0.361	0.782	1.387	1.992	2.773	3.361
LN3	0.361	0.773	1.218	1.798	2.815	3.815
empirická funkcia	0.41	0.95	1.5	2.14	3.04	3.74



Obr . 7 Teoretické čiary prekrôčenia (LN a ME) a empirické hodnoty kulminačných špecifických odtokov, v $[\text{l.s}^{-1}\text{km}^{-2}]$, poľnohospodárske mikropovodie Rybárik.

Určenie 100-ročných maximálnych prietokov na povodí Rybárik nepriamymi metódami odhadu

Používanie regionálnych vzorcov na odhad špecifických odtokov $q_{max.100}$ na povodiach bez pozorovaní zaviedol u nás Dub (1954, 1957), neskôr ho doplnili Hlubočký (1977), Dzubák (1995, 1996) a Dzubák a kol. (1995). V posledných rokoch sa problematike regionálneho odhadu maximálnych prietokov na povodiach bez priamych pozorovaní venovali napr. Kohnová a Szolgay (1995, 1996), Szolgay a kol. (2001, 2003) alebo Kohnová a kol. (2000). V roku 2003 bola schválená OTN ŽP 3112-1:03, ktorá definuje a určuje spôsob stanovenia N-ročných maximálnych prietokov a charakteristík N-ročných prietokových vln pre povodia nad 20 km².

Pre odhad návrhových maximálnych prietokov na veľmi malých povodiach sa v našich podmienkach osvedčili najmä vzťahy intenzitné, založené na racionálnom vzťahu.

V nasledujúcom uvádzame výsledky určenia návrhového prietoku s priemernou dobou opakovania 100 rokov pre povodie Rybárik. Odhady sme urobili podľa metodík Hrádka (1989), Dumbrovského a kol. (2001); na objemovom vzorci Čerkašina (1963) a aplikovali sme aj regionálny vzťah podľa OTN-ŽP 3112-1:03 (2003).

1. Ako prvá bola použitá metóda pre výpočet 100-ročných maximálnych prietokov hydrologická smernica MZV ČSR a MP SR: Návrhové prútoky pro malá povodí, vypracovaná na VSŽ Praha, založená na metodike Hrádka (1989). Metodika výpočtu spočíva na kombinácii hydrologického a hydraulického prístupu riešenia povrchového odtoku a obsahuje podklady pre výpočet vo forme tabuliek, grafov a máp. Pri výpočte sa vychádza z týchto predpokladov:

- uvažuje sa modelové povodie s rovinnými svahmi, na ktorom odtok zo svahov je prítokom do údolnice,
- povodie je zasiahnuté prívalovým dažďom s konštantnou intenzitou, dobou trvania rovnou dobe koncentrácie odtoku a s rovnomerným plošným rozložením,
- k maximálnemu prietoku v záverečnom profile dochádza v dobe koncentrácie.

Pri riešení sa predpokladá, že prítok na svahy povodia vyjadrený výškou efektívneho dažďa je rovný odtoku zo svahov a údolnice povodia.

Výška dažďa H_d je vyjadrená ako funkcia trvania dažďa t_d a oblastných parametrov C_d a c (v metodike sú stanovené aj pre Slovensko) v tvare :

$$H_d = C_d \cdot t_d^{1-c} \quad (2)$$

Výška efektívneho dažďa H_{ed} sa vypočíta podľa vzťahu :

$$H_{ed} = \frac{(H_d - 0,2 \alpha)^2}{H_d - 0,8 \alpha} \quad (3)$$

kde α je potenciálna retencia povodia = $f(CN)$ podľa metódy SCS.

Prítok na svahy povodia je potom rovný výške efektívneho dažďa a vypočíta sa ako funkcia doby trvania dažďa, oblastných parametrov C_d , c a potenciálnej retencie povodia podľa vzťahu :

$$H_p = f(t_d, C_d, c, CN) \quad (4)$$

kde H_p je výška prítoku a CN je hodnota čísla CN krivky určená podľa metodiky SCS.

Určenie odtoku zo svahu vychádza z hydraulického riešenia plošného povrchového odtoku podľa všeobecného tvaru Chezyho rovnice (pre prúdenie na nepriepustnom povrchu) :

$$q = a \cdot y^b \quad (5)$$

Výsledkom hydraulického riešenia je vyjadrenie výšky odtoku H_0 ako funkcie doby trvania prítoku t_d a parametra geometrických a hydraulických vlastností povodia A :

$$H_0 = f(A, t_p) \quad (6)$$

kde parameter A závisí od dĺžky odtoku na svahu alebo údolnici, sklonu svahu alebo údolnice a koeficientu drsnosti podľa Bazina. Doba trvania prítoku sa podľa predpokladov rovná dobe koncentrácie odtoku z povodia.

Dobu koncentrácie odtoku z povodia možno potom určiť z riešenia rovníc (3) a (6) ako funkciu A, Cd, c, a CN.

Pri výpočte maximálneho prietoku s dobou opakovania 100 rokov sa vychádza z návrhového dažďa s výškou

$$H_d = H_{100} = C_d \cdot t_d^{1-c} \quad (7)$$

príčom pre územie ČR sú doporučené parametre $C_d = 14,5$ a $c = 2/3$ (pre H_{100} v [mm] a t_d v [s]). Maximálna odtoková intenzita sa určí podľa vzťahu :

$$i_{100} = \frac{H_o}{t_d} \quad (8)$$

a

$$Q_{100} = 16.67 \cdot i_{100} \cdot F \quad (9)$$

kde Q_{100} je prietok s dobou opakovania 100 rokov v [m^3s^{-1}] a F je plocha povodia v [km^2].

Pre riešenie je potrebné určiť z mapových podkladov pre záujmové územie tieto charakteristiky: plocha povodia F [km^2], dĺžka údolnice L_u [m], sklon údolnice I_u [%], dĺžka svahov povodia L_s [m], priemerný sklon svahov na povodí I_s [%], stredná šírka povodia B [m] a rozdiel medzi kótami na rozvodnici a údolnici Δh [m].

Z grafických a tabuľkových príloh sa odvádzajú nasledujúce charakteristiky: hydrologická skupina pôd HSP, čísla CN kriviek, hodnoty súčiniteľa drsnosti γ podľa Bazina, charakteristiky geometrických a hydraulických vlastností svahu A_s a údolnice A_u (v závislosti od sklonitosti, drsnosti a dĺžky svahov a údolnice na povodí). Výsledkom riešenia je z grafických príloh určená doba koncentrácie t_k a odtoková výška H_0 odvodené v závislosti na CN a A_s , A_u . Pre povodie Rybárik sú čiastkové výsledky v tabuľke 4.

Tabuľka 4 Výpočtové hodnoty pre odhad návrhových Q_{100} maximálnych prietokov podľa hydrologickej smernice MZV ČSR a MP SR „Návrhové prútoky pro malá povodí“

Názov Toku	Plocha povodia F [km^2]	dĺžka údolnice Lu [km]	B [km]	Sklon svahu I_{s1} [%]	Sklon údolnice I_u [%]	Hydrolog. skupina pôd	L_{s2} [km]
Rybárik	0,119	0,255	0,518	14,9	9,102	B	0,343

Pokračovanie tabuľky

I_{s2} (%)	zalesnenie	Orná pôda	CN zaokr.	gama svah	A_s svah [mm/min]	t_{sk} [min]
13,864	0,103	0,897	70	12	1500	32,0

2. Pri odhade 100-ročných maximálnych prietokov pomocou aplikácie metódy CN kriviek sme použili program ERCN 2.0 – Výpočet hodnot potrebných pro projekci pozemkových úprav, spracovaný VÚMOP Praha, autormi Dumbrovský a kol. (2001). Ťažiskom výpočtu 100-ročného maximálneho prietoku je stanovenie čísla CN krivky a celkovej doby koncentrácie na povodí. Výpočet celkovej doby koncentrácie pomocou tejto metodiky sa odhaduje z troch zložiek odtoku:

- plošný povrchový odtok,
- sústredený odtok malej hĺbky,
- sústredený odtok v otvorenom koryte .

Pri odhade CN krivky sa využívajú tabuľky, pre ČR sú to podrobne spracované mapy druhov pôd, ktoré sú k dispozícii v digitálnej podobe.

3. Okrem týchto modelov sme použili i objemový vzorec Čerkašinov (1963), ktorý sa často v praxi používa na odhad storočných prietokov na malých povodiach a bol odvodený pre povodia do 300 km² v Čechách a na Morave, pričom objemový súčiniteľ odtoku β je určený aj pre územie Slovenska.

Vychádza zo zjednodušeného schematického tvaru povodňovej vlny:

$$Q_{100} = \frac{24,7 \cdot \beta \cdot v_s^{\frac{2}{3}} \cdot F}{\psi \cdot L^{\frac{2}{3}}} \quad (10)$$

kde

- L - dĺžka údolia v km od koncového profilu až k rozvodnici,
- v_s - stredná rýchlosť' stekania vody v povodí [m.s⁻¹] určená z nomogramu v závislosti na sklone povodia J (%) a koeficientu lesnatosti λ (%),
- ψ - koeficient vyjadrujúci závislosť veľkosti kulminačného prietoku na tvare povodia,
- β - objemový súčiniteľ odtoku povodňovej vlny so storočným prietokom, odčíta sa z mapy izolínií,
- F - plocha povodia vzťahnutá ku koncovému profilu v km².

Poznámky:

- dĺžku údolia meriame bez uváženia drobných meandrov toku od uzáverového profilu až po najvzdialenejšie miesto na rozvodnici
- ak tok nemá zreteľne vyvinuté koryto , treba zväčšiť ψ 1,3 až 1,6 krát, podľa dĺžky nevyvinutého koryta,
- ak tok prebieha nápadne po jednej strane povodia, treba zväčšiť ψ 1,1 až 1,5 krát podľa miery vybočenia od stredu,
- ak sú na povodí rybníky, alebo mimoriadne priepustné podložie, znížime β o 1/2 až o 1/3,
- ak povodie má tvar hrušky obrátené ku profilu úzkou časťou, Q_{100} počítame len zo širokej t.j. účinnej časti povodia, k takto vypočítanej hodnote pričítame primeranú časť pre zúženie.

4-. Pre odhad 100-ročných maximálnych prietokov bola tiež použitá metodika SHMÚ OTN-ŽP 3112-1:03 (2003), založená na regionálnom vzorci. Aplikácia tejto metodiky je vhodná pre povodia nad 20 km², avšak v praxi sa stretávame s jej extrapoláciou aj pre menšie plochy povodia. Pri výpočte sa aplikuje regionálny vzťah pre odhad storočných maximálnych špecifických odtokov ($q_{max.100}$) vyjadrený vzťahom:

$$q_{max.100} = B(F+I)^{-n}, \quad (11)$$

kde F – je plocha povodia [km²], B a n sú regionálne parametre.

Metodika výpočtu vychádza z týchto predpokladov:

- jeden regionálny vzťah môže platiť aj pre povodia tokov z rôznych čiastkových povodí,
- región na určenie $q_{max.100}$ je daný označením, popisom územia a konštantami regionálnych vzťahov (napr.: pre Strážovskú vrchovinu $B = 7,1$ $n = 0,49$),

- prehľad regiónov s konštantami regionálnych vzťahov B , n na určenie q_{max100} je uvedený v prílohe metodiky.

Bližší popis metodiky je v publikácii **OTN-ŽP 3112-1:03**

V našom prípade sme túto metódu zvolili len na porovnanie s výsledkami z iných odhadov (tab. 5).

Tabuľka 5 Storočné maximálne prietoky $Q_{max.100}$ v $[m^3s^{-1}]$ a 100-ročné maximálne špecifické odtoky $q_{max.100}$ v $[m^3s^{-1}km^{-2}]$ poľnohospodárskeho mikropovodia Rybárik určené rôznymi metódami

Rybárik	Štatistický odhad DVWK (1999)	Hydrologická smernica Hrádek (1999)	ERCN Dumbrovský a kol. (2001)	OTN-ŽP 3112-1:03 (2003)	Priemer	Čerkašin (1963)
$Q_{max.100}$	0,454	0,962	0,812	0,799	0,757	3,859
$q_{max.100}$	3,815	8,085	6,824	6,714	6,359	32,429

Z historických záznamov možno konštatovať, že kulminačné prietoky so špecifickými odtokmi s hodnotami aj okolo $10 m^3s^{-1}km^{-2}$ vo flyšových oblastiach Slovenska nie sú ojedinelým javom. V práci Dub (1940) je opísaná katastrofálna povodeň na Vydrňanke (prítok Bielej vody z flyšovej oblasti Javorníkov, povodie stredného Váhu) zo dňa 17. 6. 1939, pri ktorej "dážď bol taký hustý, že nebolo vidieť na desať krokov a údolné stránne boli celé pokryté vodou, ktorá sa valila do potoka....". Autor opisu určil kulminačný špecifický odtok tejto povodne na ca $9,0 m^3s^{-1}km^{-2}$. Podobne, počas povodne 20. júla 1998 na Malej Svinke kulminačný špecifický odtok presiahol v Renčišove i v Jarovniciach hodnotu $10 m^3s^{-1}km^{-2}$ (Svoboda, Pekárová, 1998).

Záver

Vypočítané hodnoty 100-ročných maximálnych prietokov uvedenými metódami na povodí Rybárik sme porovnali so štatistickým odhadom podľa metodiky DVWK (1999), výsledky sú uvedené v tab. 4. Štatistický odhad dáva najnižšie hodnoty 100-ročných maximálnych prietokov ($454 l.s^{-1}$). Rádovo vyššie hodnoty dáva objemový Čerkašinov vzorec, až $3860 l.s^{-1}$. Zaujímavá je relatívna zhoda v odhade 100-ročného maximálneho prietoku za použitia nepriamych metód odhadu (800 až $960 l.s^{-1}$). V ideálnom prípade by sa odhad návrhových veličín podľa štatistických metód, regionálnych vzorcov, regionálnej frekvenčnej analýzy a rôznych empirických vzorcov mal rovnať. Metodika OTN ŽP 3112-1:03 (2003) dáva uspokojivý odhad, aj v takom malom povodí, ako je mikropovodie Rybárika.

PodĎakovanie

Autori ďakujú grantovej agentúre VEGA za podporu projektov č. 1/2032/05, 2/3085/23 a 2/5056/25.

Literatúra

- Čerkašin, A. (1963): Hydrologická príručka. Hydrometeorologický ústav, Praha, 224 s.
- Dub, O. (1940): Režim veľkých vôd na malých tokoch. Technický obzor Slovenský, IV, 1940, 8, 195-280.
- Dub, O. (1954): Všeobecná hydrológia Slovenska. Bratislava, Vydavateľstvo SAV, 1954, 151 s.
- Dub, O. (1957): Hydrológia - Hydrografia - Hydrometria. Bratislava, Slovenské vydavateľstvo technickej literatúry, 526 s.
- Dumbrovský, M. a kol. (2001): program ERCN, výstup projektu „Optimalizace systému komplexních opatření pro minimalizaci nepříznivých účinků povrchového odtoku v povodí a jeho aplikace v procesu pozemkových úprav“, Ministerstvo zemědělství ČR.
- DVWK Regeln 101/1999: Wahl des Bemessungshochwassers. Verlag Paul Parey, Hamburg 1999

- Dzubák, M. (1995): Hydrologické návrhové veličiny a ich stabilita. V: Práce a štúdie 50, SHMÚ, 6–9.
- Dzubák, M. (1996): Parametre povodňového režimu a ich návrhové hodnoty. Zborník IV. Hydrologické dni, SVH–NK MHP UNESCO, Stará Lesná, 81–82.
- Dzubák, M., Hlavčová, K., Molnár, P., Szolgay, J., Tihlárík, R. (1995): Extrémne odtokové pomery v povodí Kysuce, Časť 2. Regionálna analýza maximálnych prietokov a objemov povodňových vln. J. Hydrol. Hydromech., 43, 1–2, 57–74.
- Hlubocký, B. (1977): Výpočet storočného maximálneho prietoku pomocou empirického vzorca. Zborník prác č.10, Bratislava, SHMÚ, 110 s.
- Hrádek, F. (1989): Aplikace genetického vzorce intenzivního typu pro výpočet kulminačních průtoků Q100 na malých povodích, Katedra základů vodního hospodářství, AF VŠZ, Praha
- Kohnová, S. a kol. (2000): Stanovenie N-ročných maximálnych prietokov mimo vodomerných staníc. Rozborová úloha pre tvorbu STN „Kvantifikácia povodňového režimu.“ MŽP SR, 72s.
- Kohnová, S., Szolgay, J. (1995): K používaniu Dubovho vzorca na výpočet maximálneho storočného špecifického odtoku na malých povodiach Slovenska. J. Hydrol. Hydromech., 43, 1-2, 3–27.
- Kohnová, S., Szolgay, J. (1996): Regionalisierung maximaler Abflußpenden in kleinen Einzugsgebieten der Slowakei. Zeitschrift für Kulturtechnik und Landentwicklung. 28, 3, 116–121.
- Mendel, O. (1971): Význam experimentálnych povodí pri výskume podmienujúcich činiteľov hydrologických prvkov. Správa. ÚHH SAV, Bratislava, 27 s.
- OTN ŽP 3112-1:03 (2003): Kvantita povrchových a podzemných vôd. Hydrologické údaje povrchových vôd. Kvantifikácia povodňového režimu. Časť 1: Stanovenie N-ročných prietokov a N-ročných prietokových vln na väčších tokoch
- Pekárová, P., Koníček, A., Miklánek, P., (2005): Vplyv využitia krajiny na režim odtoku v experimentálnych mikropovodiach ÚH SAV. Bratislava, Veda, 216 s.
- Svoboda, A., Pekárová, P. (1998): Katastrofálna povodeň z júla 1998 v povodí Malej Svinky - simulácia jej priebehu. J. Hydrol. Hydromech., 46, 6, 356-372.
- Szolgay, J., Hlavčová, K., Kohnová, S. (2001): Vybrané state z inžinierskej hydrologie III. Metódy výpočtu N-ročných maximálnych prietokov na malých povodiach. Učebné texty k postgraduálnemu kurzu. Progresívne metódy riešenia problémov hydrauliky, hydrologie a vodného hospodárstva. SvF STU Bratislava, KHTE, CD ROM, Bratislava, 85 s.
- Szolgay, J., Kohnová, S. (1996): Maximálny špecifický odtok na malých povodiach Slovenska. In: Současný stav výzkumu a monitoring šíření znečištění v tocích, ÚVHK FAST Brno, 45–46.
- Szolgay, J., Kohnová, S., Hlavčová, K. (2003): Neistoty určovania návrhových prietokov. Životné prostredie, 27, 4, 194–199.
- Szolgay, J., Kohnová, S., Hlavčová, K. (2005): Závislosť doby opakovania príčinného dažďa a kulminačného prietoku od indexu nasýtenia povodia Horného Hrona. Acta Hydrologica Slovaca, 6, 1 (v tlači).

Vplyv veternej kalamity vo Vysokých Tatrách na hydrologický režim povodia horného Popradu

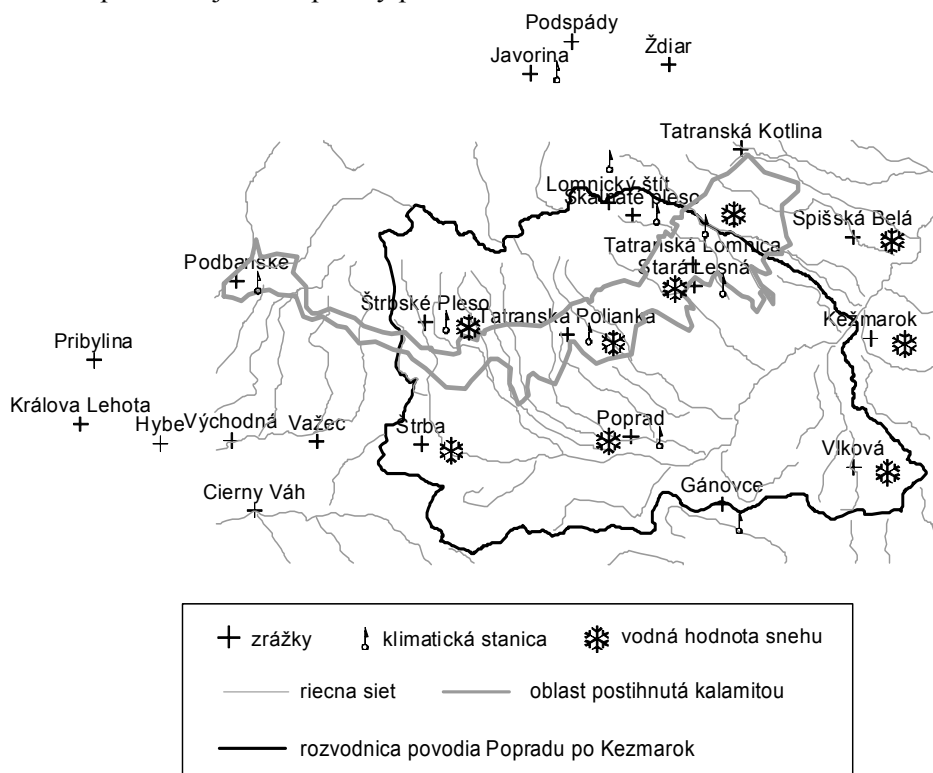
Zdeněk Kostka, Ladislav Holko
Ústav hydrologie SAV, Ondrašovecká 16, 031 05 Liptovský Mikuláš

Úvod

Vietor so silou orkánu 19.11. 2004 spôsobil v oblasti Vysokých Tatier zničenie lesa na ploche s veľkosťou približne 120 – 140 km². Táto udalosť vyvolala množstvo reakcií v odbornej aj laickej verejnosti, vrátane u nás dosiaľ nevidaného, aj keď podľa očakávania krátkodobého záujmu o to, ako ovplyvní zničenie lesa hydrologický režim územia. V tomto príspevku prezentujeme výsledky niekoľkých modelových štúdií vplyvu zmeny vegetácie na hydrologický režim povodia horného Popradu, súhrnný prehľad doterajších poznatkov o vplyve lesa na hydrologický cyklus a v diskusii sa venujeme tzv. protipovodňovej funkcii lesa a parametrizácii lesa v zrážkovo-odtokovom modelovaní.

Metodika

Zmenu hydrologického režimu spôsobenú zmenou vegetácie sme odhadovali pomocou komplexného priestorovo distribuovaného zrážkovo-odtokového modelu WaSiM-ETH (Schulla, 1997). Simulácie boli vykonávané v dennom kroku. Model bol nakalibrovaný podľa meraných údajov z hydrologických rokov 1999 – 2004. Potom boli pre územie, postihnuté veternou kalamitou, zmenené parametre vegetácie a model bol opäť spustený. Analyzovali sme zmenu odtoku, vodnej hodnoty snehu a evapotranspirácie pre povodie horného Popradu po Kežmarok, pre povodie Slavkovského potoka a pre samotnú oblasť postihnutú kalamitou. Povodie Popradu po Kežmarok má plochu cca 500 km² a postihnutá oblasť predstavuje 14 % plochy povodia. Povodie Slavkovského potoka má plochu cca 43 km² a postihnutá oblasť predstavuje 32 % plochy povodia.



Obr. 1: Rozmiestnenie staníc, z ktorých boli k dispozícii vstupné údaje pre kalibráciu modelu z obdobia hydrologických rokov 1999 – 2004, rozvodnica Popradu po Kežmarok (čierna čiara), územie postihnuté veternou kalamitou (sivá hrubá čiara) a riečna sieť.

Vstupné údaje boli získané z mapových podkladov (digitálny model reliéfu, mapa vegetácie, mapa pôdnych typov), z archívu SHMÚ a Geofyzikálneho ústavu SAV (klimatické údaje, odtok, globálne žiarenie). Priestorové rozdelenie atmosferických zrážok a teploty vzduchu bolo získané interpoláciou, ktorá kombinovala výškový gradient a metódu inverzne váženej vzdialenosti. Priestorové rozmiestnenie staníc je znázornené na obr. 1.

Vplyv vegetácie sa v modeli prejavuje pri výpočte potenciálnej evapotranspirácie a intercepcie. Potenciálna evapotranspirácia sa počíta podľa vzťahu Penmanna-Monteitha. Pri tomto výpočte sa vplyv vegetácie prejavuje priamo alebo nepriamo prostredníctvom aerodynamického odporu, drsnosti povrchu, albeda, hustoty a efektívnej výšky porastu a hĺbky koreňovej zóny. Pri výpočte intercepcie sa vplyv vegetácie prejavuje prostredníctvom indexu listovej plochy. Všetky tieto parametre sme pri simulácii zmeny vegetácie zmenili tak, aby namiesto pôvodných hodnôt platných pre les, reprezentovali kosodrevinu a trávnatý porast. Kosodrevinu sme vybrali preto, lebo podľa nášho názoru takáto parametrizácia by mohla reprezentovať pomery v povodí do odstránenia poľamaných a popadaných stromov. Scenár s trávnatým porastom by mal zodpovedať pomerom po úplnom odstránení kalamity do doby, kým začne rásť nová vegetácia.

Úloha lesa v hydrologickom cykle – stručný prehľad súčasných poznatkov

Hydrologický cyklus je koncept, ktorý opisuje kolobeh vody v prírode. Ide o nepretržitý cyklus zrážky–výpar–odtok, na ktorom sa podieľa množstvo čiastkových procesov. Koncept hydrologického cyklu, dnes známy aj širokej verejnosti, bol prvý krát formulovaný len relatívne nedávno Perraultovou štúdiou vodnej bilancie v povodí Seiny (Perrault, 1674). Lesy pokrývajú približne jednu tretinu súše Zeme (FAO, 2000). Preto je zrejme, že významne ovplyvňujú mnohé prírodné deje a medzi nimi aj hydrologický cyklus. Tento vplyv sa prejavuje intercepciou zrážok, evapotranspiráciou a zmenou hydraulických vlastností pôdy. Aj keď vplyv lesa na hydrologický cyklus nebol ešte vedecky formulovaný, ľudia si ho uvedomovali už dávno. Využitie lesa ako ochrany pred lavínami siaha vo Švajčiarsku až do 14. storočia a ústava Švajčiarska z roku 1874 sa zmieňuje o úpravách brehov horských tokov a zalesňovaní povodí (McCulloch a Robinson, 1993). Prvý porovnávací výskum vplyvu vegetácie na hydrologický režim odtoku bol vykonaný v roku 1900 v dvoch malých povodiach vo Švajčiarsku (Engler, 1919). Odvtedy bolo vykonaných mnoho podobných štúdií. V nasledujúcich riadkoch sa zameriame iba na štúdie venované vplyvu lesa na kvantitatívny aspekt hydrologického cyklu. McCulloch a Robinson (1993) rozdelili štúdie do troch skupín:

1. porovnávacie štúdie – sú založené na porovnávaní odtoku medzi rôznymi povodiami s rôznym vegetačným pokryvom, prípadne inými charakteristikami. Tento prístup umožňuje rýchle získanie výsledkov. Nevýhodou je, že neexistujú dve úplne identické povodia, ktoré by sa líšili iba vegetáciou.
2. štúdie v tom istom povodí – porovnáva sa odtok z povodia pred a po experimente (odlesnení, zalesnení). Problematický je vplyv klimatickej variability na odtok.
3. štúdie v párových povodiach – hydrologické charakteristiky sa merajú určitú dobu v dvoch podobných povodiach, potom sa v jednom z nich vykoná zmena vegetácie. Ide o prístup, ktorý kombinuje prvé dva prístupy a odstraňuje ich nevýhody.

Výsledky štúdií vplyvu zmeny vegetácie na odtok zhrnuli okrem iných Hibbert (1967) a Bosch a Hewlett (1982). Hibbert (1967) generalizoval výsledky 37 experimentov z celého sveta nasledovne:

1. redukcia lesa zvyšuje odtok
2. zalesnenie znižuje odtok
3. reakcia povodia je veľmi variabilná a väčšinou sa nedá predpovedať

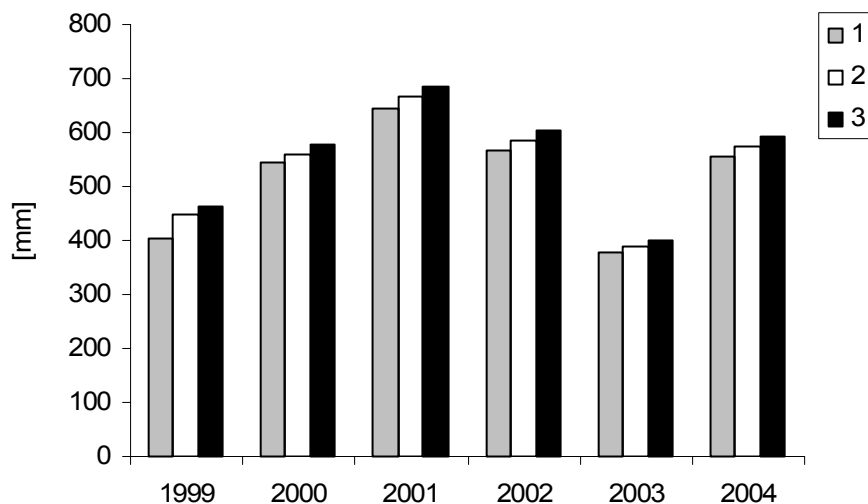
Bosch a Hewlett (1982) doplnili údaje Hibberta o 55 ďalších experimentov, väčšinou z párových povodí. Veľkosť povodí bola od 0,01 do 25 km². Autori tiež konštatovali, že variabilita výsledkov je veľmi veľká, ale dajú sa zovšeobecniť. Potvrdili prvé dva závery Hibberta (1967). Žiadny experiment

nepoukázal na zmenšenie odtoku po redukcii lesa alebo na zvýšenie odtoku po zalesnení. Pokiaľ ide o predpoveď reakcie odtoku na zmenu vegetácie, Bosch a Hewlett (1982) tvrdia, že je možná. Otázkou podľa nich je, s akou presnosťou ju treba predpovedať. Vplyv vegetácie na odtok z povodia klesá v poradí ihličnatý les – listnatý (opadavý) les – kroviny – tráva. Pri ihličnatom a eukalyptovom lese je zmena ročného odtoku cca 40 mm na každých 10% zmeny plochy lesa. Pri listnatom lese je to cca 25 mm, pri krovínach a tráve cca 10 mm. Ak je zmena plochy lesa menšia, ako 20 % plochy povodia, na odtoku sa neprejaví. Zmeny odtoku sú najväčšie v zrážkovo bohatých oblastiach. V dôsledku rýchleho rastu novej vegetácie sa však v týchto oblastiach vplyv odlesnenia prejavuje kratšie, ako v zrážkovo chudobných oblastiach. Les vo všeobecnosti nerastie v oblastiach s ročným úhrnom zrážok pod 600 mm. Rast lesa pri ročnom úhrne zrážok od 600 do 1200 mm významne ovplyvňuje odtok. Vplyv odlesnenia na odtok trvá dlhšie v suchších oblastiach, ale veľmi závisí od množstva zrážok počas konkrétneho roka, v ktorom došlo k odlesneniu. Zdá sa, že pokles odtoku po zalesnení je proporcionálny rastu novej vegetácie, rast odtoku po odlesnení sa zmenšuje proporcionálne s obnovou vegetačného pokryvu. V mnohých štúdiách sa objavil názor, že rast odtoku po čiastočnom odlesnení je viazaný na umiestnenie odlesnených oblastí vzhľadom na zdrojové oblasti odtoku. Okrem všeobecného rastu odtoku boli po odlesnení dokumentované aj vyššie kulminačné prietoky a objem povodňových vln - napr. Hewlett a Helvey (1970), Seuna (1999), Talbot a Plamondon, (2002). Zvýšenie odtoku zodpovedá zníženiu výparu spôsobenému odlesnením (Swanson, 1982). V súvislosti s rastom novej vegetácie sa režim odtoku vracia do pôvodného stavu.

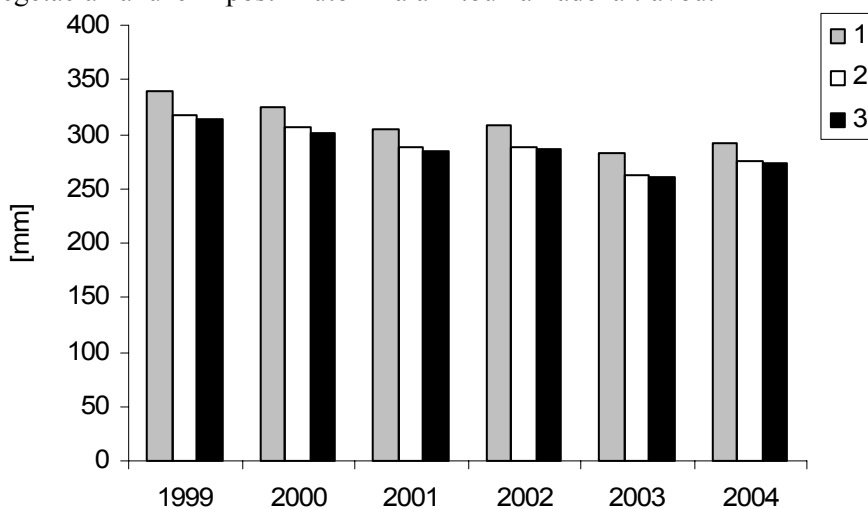
Vegetačná pokrývka priamo vplýva aj na formovanie snehových pomerov územia. Prejavuje rôznymi spôsobmi, ale v zásade ide vždy o zmenu podmienok ukladania a energetickej bilancie snehu. Pri nízkej vegetácii (tráva, kríky) sa tento vplyv prejavuje počas akumulácie snehu najmä prostredníctvom zmeny drsnosti povrchu, až do doby, kým nie je snehová pokrývka vyššia, ako vegetácia. Počas topenia snehu sa prejavuje najmä rozdielnym albedom vzhľadom k okoliu. Pri lesných porastoch k tomu v období akumulácie pristupuje intercepcia a následná sublimácia zachyteného snehu a v období topenia snehu tienenie povrchu snehu korunami stromov a tým zmena zložiek energetickej bilancie v porovnaní s otvorenou plochou. Výsledky štúdií, ktorých bolo vykonané veľké množstvo, sú obyčajne viazané na miestne prírodné pomery. Stručné zovšeobecnenie základných rozdielov pri akumulácii a topení snehu v lese a na voľnej ploche podal napr. Vehviläinen (1992). Počas akumulácie obdobia sa podľa neho 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. Tento efekt je najväčší v riedkom smrekovom a borovicovom lese a v listnatom lese, kde je vplyv intercepcie malý. Najväčšie vodné hodnoty boli namerané na malých lesných čistinách. 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. Na druhej strane koruny stromov síce emitujú aj dlhovlnné žiarenie, ale vo všeobecnosti je topenie snehu v lese dlhšie (tým viac, čím je les hustejší).

Výsledky

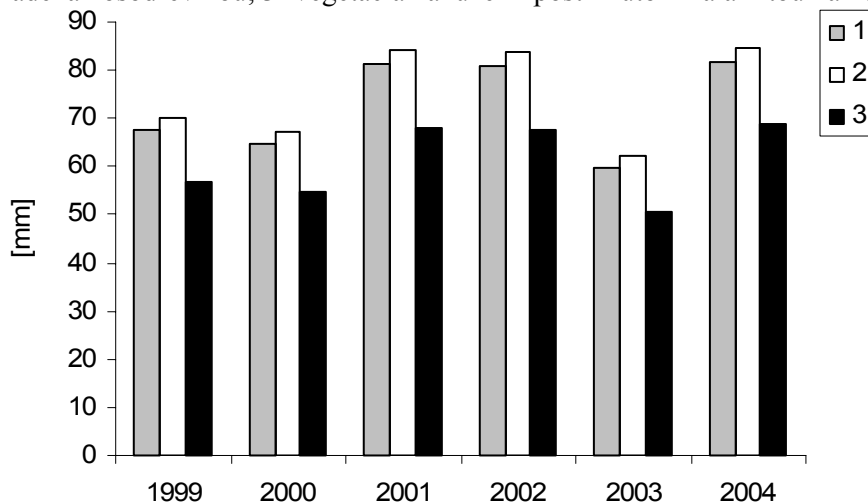
Niektoré výsledky simulácií pre povodie horného Popradu po Kežmarok sú uvedené na obr. 2 – 5. Simulácie nepoukazujú na drastické zmeny hydrologického režimu v povodí súvisiace s veternou kalamitou. Odtok z povodia rastie v poradí pôvodná vegetácia (les) – kosodrevina – tráva, aktuálna evapotranspirácia v rovnakom poradí klesá. Pre scenár nahradenia pôvodnej vegetácie kosodrevinou zmeny nie sú veľké. Pre scenár nahradenia pôvodnej vegetácie trávou sú rozdiely väčšie – odtok by vzrástol v priemere o 7 %, aktuálna evapotranspirácia by poklesla o 8 % a intercepcia o 19 %. Simulovaná zmena vodnej hodnoty snehu je veľmi malá. Okrem intercepcie sa rozdiely pre rôzne vegetačné scenáre pohybujú v medziach presnosti merania odtoku, t.j. nedajú sa považovať za významné. Tieto výsledky sú v súlade s publikovanými poznatkami. Nakoľko plocha postihnutého územia je vzhľadom k ploche celého povodia relatívne malá, je možné očakávať, že nedôjde k výrazným zmenám odtoku z celého povodia.



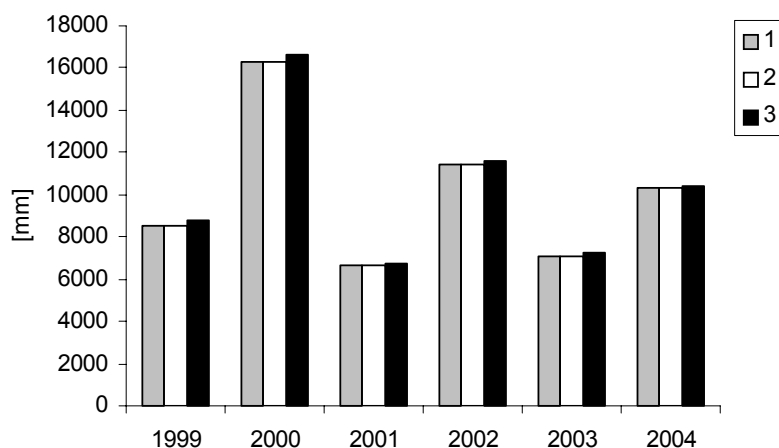
Obr. 2: Ročný odtok [mm] z povodia horného Popradu po Kežmarok pre rôzne vegetačné scenáre; 1- pôvodná vegetácia do 19.11. 2004; 2-vegetácia na území postihnutom kalamitou nahradená kosodrevinou; 3- vegetácia na území postihnutom kalamitou nahradená trávou.



Obr. 3: Ročný úhrn aktuálnej evapotranspirácie [mm] v povodí horného Popradu po Kežmarok pre rôzne vegetačné scenáre; 1-pôvodná vegetácia do 19.11. 2004; 2-vegetácia na území postihnutom kalamitou nahradená kosodrevinou; 3- vegetácia na území postihnutom kalamitou nahradená trávou.

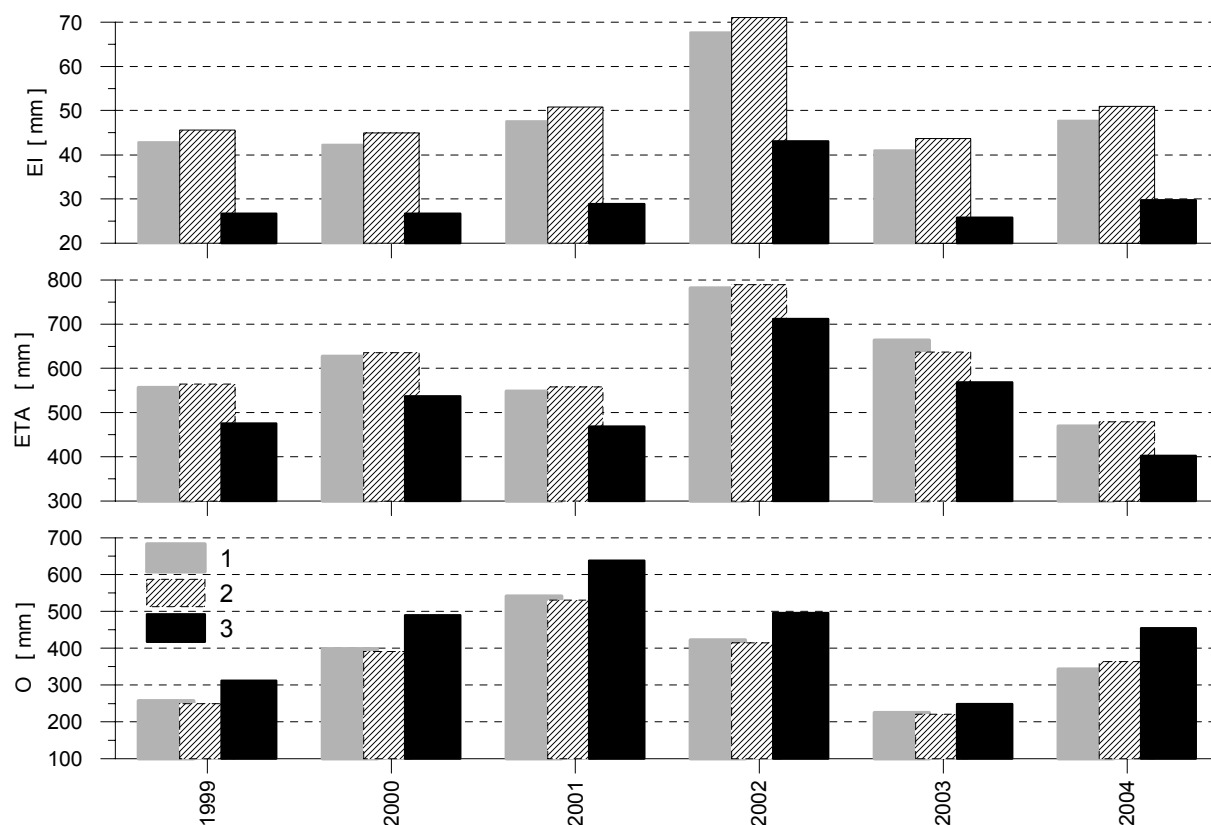


Obr. 4: Ročný úhrn intercepcie [mm] v povodí horného Popradu po Kežmarok pre rôzne vegetačné scenáre; 1-pôvodná vegetácia do 19.11. 2004; 2-vegetácia na území postihnutom kalamitou nahradená kosodrevinou; 3- vegetácia na území postihnutom kalamitou nahradená trávou.



Obr. 5: Suma simulovaných denných vodných hodnôt snehu [mm] v povodí horného Popradu po Kežmarok pre rôzne vegetačné scenáre; 1-pôvodná vegetácia do 19.11. 2004; 2-vegetácia na území postihnutom kalamitou nahradená kosodrevinou; 3- vegetácia na území postihnutom kalamitou nahradená trávou.

V povodí Slavkovského potoka predstavuje plocha postihnutého územia tretinu povodia. Simulácie pre toto povodie poukázali na dosť významné zmeny pre scenár nahradenia pôvodnej vegetácie trávou (obr. 6). Oproti pôvodnej vegetácii by odtok mohol v priemere narásť o 17 %, aktuálna evapotranspirácia by v priemere poklesla o 17 % a intercepcia o 60 %. Scenár nahradenia pôvodnej vegetácie kosodrevinou nepoukázal na významné zmeny.



Obr. 6: Ročný úhrn simulovaného odtoku O [mm], aktuálnej evapotranspirácie ETA [mm] a intercepce EI [mm] v povodí Slavkovského potoka pre rôzne vegetačné scenáre; 1-pôvodná vegetácia do 19.11. 2004; 2-vegetácia na území postihnutom kalamitou nahradená kosodrevinou; 3-vegetácia na území postihnutom kalamitou nahradená trávou.

Priestorovo distribuovaný matematický model umožnil aj odhad zmeny aktuálnej evapotranspirácie pre samotné postihnuté územie. Hypotetické nahradenie pôvodnej vegetácie v časti povodia Slavkovského potoka, postihnutej kalamitou kosodrevinou by v tomto území viedlo k rastu aktuálnej evapotranspirácie o 2 % a intercepcie o 10 %. V prípade nahradenia pôvodnej vegetácie trávou by na postihnutom území klesla aktuálna evapotranspirácia o 35 % a intercepčia o 168 %.

Diskusia

Vyššie uvedené predbežné odhady zmeny odtoku, vodnej hodnoty snehu, aktuálnej evapotranspirácie a intercepcie pre rôzne vegetačné scenáre a povodia sú v súlade s výsledkami štúdií publikovaných v literatúre. Priestorovo distribuovaný model môže byť vhodným nástrojom pre odhad zmien hydrologického režimu spôsobených zmenami využitia krajiny. Výsledky simulácií závisia od kvality vstupných údajov. Pri parametrizácii vplyvu vegetácie na hydrologický cyklus by bola užitočná spolupráca s odborníkmi z iných odborov pri určovaní charakteristík vegetácie a ich zmien v čase, priestore a v závislosti od typu vegetácie (napr. index listovej plochy, drsnosť, albedo, infiltračná kapacita, atď.). V tejto oblasti existujú rezervy. Pri prezentácii výsledkov simulácií sa nesmie zabúdať na to, že sú to len výpočty. Výsledky simulácií by mali byť overované porovnaním s dostupnými meranými údajmi (prietok, vodná hodnota snehu, atď.). Povodie Slavkovského potoka má iné hodnoty základných prvkov vodnej bilancie ako susedné povodia. Preto by bolo v budúcnosti dobre zopakovať podobné výpočty aj pre iné povodia, zahrnúť do nich presnejšie údaje o postihnutom území (plocha, odstraňovanie kalamity, obnova lesa) a urobiť odhad reakcie povodia so zmeneným vegetačným pokryvom na historicky známe extrémne udalosti.

McCulloch a Robinson (1993) uvádzajú niekoľko mýtov, ktoré sa spájajú s vplyvom lesa na hydrologický cyklus. Jedným z nich je predstava o tom, že les znižuje povodňu. Táto predstava vychádza z toho, že infiltrácia v lese je efektívnejšia, ako na obrábanom alebo zatrávenom území. Lesy môžu mať pozitívny vplyv na malé zvýšenia prietokov v riečnej sieti, ale nie na extrémne povodne. Väčšina extrémnych povodní je v našich klimatických podmienkach spôsobená veľmi intenzívnymi krátkodobými zrážkami alebo dlhotrvajúcimi regionálnymi zrážkami. Vplyv meteorologických činiteľov počas týchto udalostí mnohonásobne prevyšuje vplyv ostatných činiteľov, vrátane vegetácie. Predstava o lese, ktorý počas extrémneho lejaku alebo dlhotrvajúceho dažďa zachytí zrážkovú vodu, nie je správna. Termín „protipovodňová funkcia lesa“ ako keby nepriamo evokoval predstavu, že keby na danom mieste nebol les, bola by tam rovná asfaltová plocha. Les, krovie, lúky aj poľnohospodárske územie majú svoju retenciu, ale pri extrémnych udalostiach nie je postačujúca na zabránenie povodni. Tieto skutočnosti neznamenajú, že treba pokračovať v ďalšom znižovaní zalesnených oblastí. Naopak, znižovanie plochy zalesnených oblastí je vážnym problémom. Les významne ovplyvňuje klímu, pôdne a hydrologické pomery aj podmienky pre existenciu fauny vrátane človeka, ale tzv. „protipovodňová funkcia lesa“ je mýtom, ktorý by odborníci nemali podporovať.

PodĎakovanie

Spracovanie štúdie bolo podporené Agentúrou pre podporu vedy a techniky prostredníctvom finančnej podpory č. APVT 51-017804 a agentúrou VEGA prostredníctvom podpory grantového projektu 3184.

Literatúra

- Bosch, J. M., Hewlett, J. D. (1982): A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 55, 3 – 23.
- Engler, A. (1919): Untersuchungen über den Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer. *Mitt. Schweiz. Anst. Forst. Versuchswes.*, 12, 636 strán.
- FAO (2000): Global Forest Resources Assessment 2000. Main report. FAO Forestry paper 140. www.fao.org
- Hewlett, J., Helvey, J. (1970): Effects of forest clear felling on the storm hydrograph. *Water Resources Research*, 11, 1257 – 1260.

- Hibbert, A. R. (1967): Forest treatment effects on water yield. In: W. E. Sopper and H. W. Lull (Editors), *Int. Symp. For. Hydrol.*, Pergamon, Oxford.
- McCulloch, J. S. G., Robinson, M. (1993): History of forest hydrology. *Journal of Hydrology*, 150, 189 – 216.
- Perrault, P. (1674): *De l'Origine des Fontaines*. Pierre le Petit, Paris, 229 strán.
- Seuna, P. (1999): Hydrological effects of forestry treatments in Finland. *Int. Symp. on Flood Control*, Beijing, China.
- Schulla, J. (1997): Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen. *Zürcher Geographische Schriften*, Heft 69, ETH Zürich, 161 s.
- Swanson, R. H. (1982): Problems and opportunities in Canadian forest hydrology. *Canadian hydrology symposium 82*, Fredericton, New Brunswick, 1 – 13.
- Talbot, J., Plamondon, A. P. (2002): The Diminution of Snowmelt Rate with Forest Regrowth as an Index of Peak Flow Hydrologic Recovery, Montmorency Forest, Quebec. *59th Eastern Snow Conference*, Stowe, Vermont USA, 85 – 91.
- Vehviläinen, B. (1992): Snow cover models in operational watershed forecasting. *Publications of Water and Environment research Institute*. National Board of Waters and the Environment, Helsinki, Finland, 112. strán.

Chemické složení odtoku ze tří geochemicky kontrastních podloží (leukogranit – serpentinit - amfibolit)

Pavel Krám

Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha 1

Úvod

Narušení lesního prostředí vlivem dlouhodobé kyselé atmosférické depozice a těžby dřeva může způsobit úbytek zásob půdních živin a může negativně ovlivnit lesní a vodní ekosystémy. Na místech s nedostatečným přísunem živinných bazických kationtů (vápníku, hořčíku a draslíku) může být do vody následně uvolňováno velké množství vodíkových iontů, hliníku, berylia a dalších potenciálně toxických kovů. Hydrochemická odezva na acidifikační zátěž je však často heterogenní a je pravděpodobné, že hlavním důvodem je rozdíl v geochemii hornin a jejich zvětralinových plášťů. Slavkovský les v západních Čechách je geochemicky mimořádně pestrým územím, kde je možné testovat tuto hypotézu zkoumáním vlivu podloží na chemické složení povrchového odtoku pravděpodobně lépe, než kdekoli jinde v ČR.

Popis zkoumaného území

Slavkovský les leží v západních Čechách a tvoří ho hornatina s nadmořskou výškou až téměř 1000 metrů (nejvyšší vrchol Lesný leží ve výšce 983 m n.n.). Chráněná krajinná oblast Slavkovský les se rozkládá na území o rozloze 640 km². Region je od začátku 19. století zalesněn zejména monokulturami smrku ztepilého. V tomto území došlo v 90. letech 20. století k mimořádně dramatickému poklesu koncentrací síranů v povrchových vodách, které nemá obdoby v jiných monitorovaných územích Evropy a severní Ameriky (Majer et al., 2005; Veselý et al., 2002). Dvě intenzivně monitorovaná povodí Lysina a Pluhův bor byla vybrána se záměrem porovnání mimořádně kontrastních geochemických reakcí na srovnatelnou atmosférickou depozici. Lysina, která leží na živinami (zejména hořčíkem) chudém leukogranitu (světlé žule) je zkoumána již od roku 1988, intenzivně od roku 1989. Pluhův bor ležící na serpentinitu (hadci), tvořeném silikáty hořčíku, byl intenzivně monitorován od roku 1991. Před tímto rokem bylo ale extenzivně monitorováno jiné hadcové povodí (Vlčí kámen). Tato povodí slouží dlouhodobě jako cenné indikátory mezní citlivosti lesního ekosystému na klesající kyselé atmosférické depozice (Krám et al., 1997; Hruška a Krám, 2003; Shanley et al., 2004; Laudon et al., 2005; Krám et al., 2005). Povodí Lysina a Pluhův bor jsou od roku 1994 součástí celostátní sítě 14 malých lesních povodí GEOMON (Fottová, 2003). Látkové toky v povodí Lysina jsou navíc od roku 2003 zpracovány pro mezinárodní databázi International Cooperative Programme – Integrated Monitoring (Váňa a Krám, 2005). Kromě dvou výše zmíněných povodí sítě GEOMON bylo ve Slavkovském lese vybráno a v letech 2001 – 2003 i monitorováno dalších devatenáct petrograficky homogenních a zalesněných povodí pro zhruba čtvrtletní vzorkování povrchového odtoku (Krám et al., 2004; Cudlín et al., 2004; Malenovský et al., 2004). Zkoumána byla povodí na leukogranitu, granitu, svoru, rule, amfibolitu, neovulkanitu a serpentinitu.

Tato hydrochemická studie se ale zaměřuje jen na tři výrazně geochemicky odlišné prostředí (leukogranit – amfibolit – serpentinit). Plocha jedenácti vybraných povodí kolísá mezi 12 a 108 hektary s průměrem 43 ha (tab. 1). Nadmořská výška závěrového profilu těchto povodí leží mezi 585 a 888 m n. m., nejvyšší bod povodí pak mezi 685 a 983 m n. m. Průměrná nadmořská výška závěrových profilů povodí je 729 metrů a průměrná výška jejich nejvyšších vrcholů je 848 m. Na všech zkoumaných povodích zcela převažuje jehličnatý les (70 – 100 %). Na devíti povodích naprosto dominuje smrk ztepilý (*Picea abies*), jenom na dvou serpeninitových povodích je výrazně zastoupena i borovice lesní (*Pinus sylvestris*). V povodí Velký Bublák je významně zastoupený i travní porost, což odráží skutečnost, že toto povodí ležící pod horou Lesný bylo jako jediné v polovině 80. let 20. století postiženo imisním odumřením smrkových monokultur. Zemědělská půda zasahuje do malé části tří povodí (Na zeleném, Pístov, Žižkův vrch).

Leukogranit (leukokrání granit) je hlubinná vyvřelá hornina, která obsahuje méně tmavých minerálů, než odpovídá normálnímu typu granitu. Serpentin vznikl přeměnou ultrabazických vyvřelin, zejména peridotitů a pyroxenitů, jejichž součásti (olivín, pyroxen a amfibol) se někdy mohou v serpentinitu uchovat jako reliktů. Amfibolit je regionálně metamorfovaná hornina vytvořená jak přeměnou vyvřelin, případně i sedimentů. Hlavní horninotvorné minerály leukogranitu, serpentinitu a amfibolitu jsou uvedeny v tab. 2. Leukogranit je tvořen živci (ortoklasem a plagioklasy), křemenem a slídami (muskovitem a biotitem). Obsah tmavé slídy (biotitu) je ale v leukogranitu velmi nízký a způsobuje, kromě světlé barvy horniny, i velmi nízký obsah důležité živiny – hořčíku. Naproti tomu serpentinit je téměř monominerální hořečnato-křemičitou horninou. Amfibolit se naopak vyznačuje vysokým obsahem minerálů, které mají vyvážený obsah většiny bazických kationtů (Ca, Mg, Na).

Tabulka 1: Popis hydrochemicky monitorovaných povodí na třech geochemicky kontrastních horninách ve Slavkovském lese v letech 2001 – 2003 (Kráš et al., 2004; Cudlín et al., 2004).

název povodí	převládající hornina	plocha povodí (ha)	nadmořská výška (m n. m.)	podíl smrku ztepilého (%)	podíl borovice lesní (%)
Lysina	leukogranit	27	829 – 949	100	0
Velký Bublák	leukogranit	18	888 – 983	70	0
Ovčák	leukogranit	108	718 – 983	97	0
Špičák	leukogranit	43	661 – 828	91	2
průměr	leukogranit	49	774 – 934	90	0,5
Pluhův bor	serpentin	22	690 – 804	98	2
Čiářský les	serpentin	12	700 – 851	60	40
Vlčí kámen	serpentin	24	756 – 849	52	47
průměr	serpentin	19	715 – 835	70	30
Žižkův vrch	amfibolit	95	707 – 802	94	0
Nad zeleným	amfibolit	36	750 – 794	93	0
Pístov	amfibolit	31	585 – 685	83	0
Na zeleném	amfibolit	55	736 – 802	87	1
průměr	amfibolit	54	695 – 771	89	0,25

Tabulka 2: Hlavní minerály vyskytující se ve třech studovaných horninách (Kráš, 1997).

hornina	převládající minerály	zjednodušené chemické vzorce
leukogranit	ortoklas albit (Na-plagioklas) anortit (Ca-plagioklas) křemen muskovit biotit	$KAlSi_3O_8$ $NaAlSi_3O_8$ $CaAl_2Si_2O_8$ SiO_2 $KAl_3Si_3O_{11}$ $K(Mg,Fe,Mn)_3((OH),F)_2AlSi_3O_{10}$
serpentin	antigorit (serpentin)	$Mg_3Si_2O_9$
amfibolit	tremolit (amfibol) plagioklasy	$Ca_2Mg_5Si_8O_{23}$ $(Na,Ca)Al_xSi_xO_8$

Výsledky a diskuze

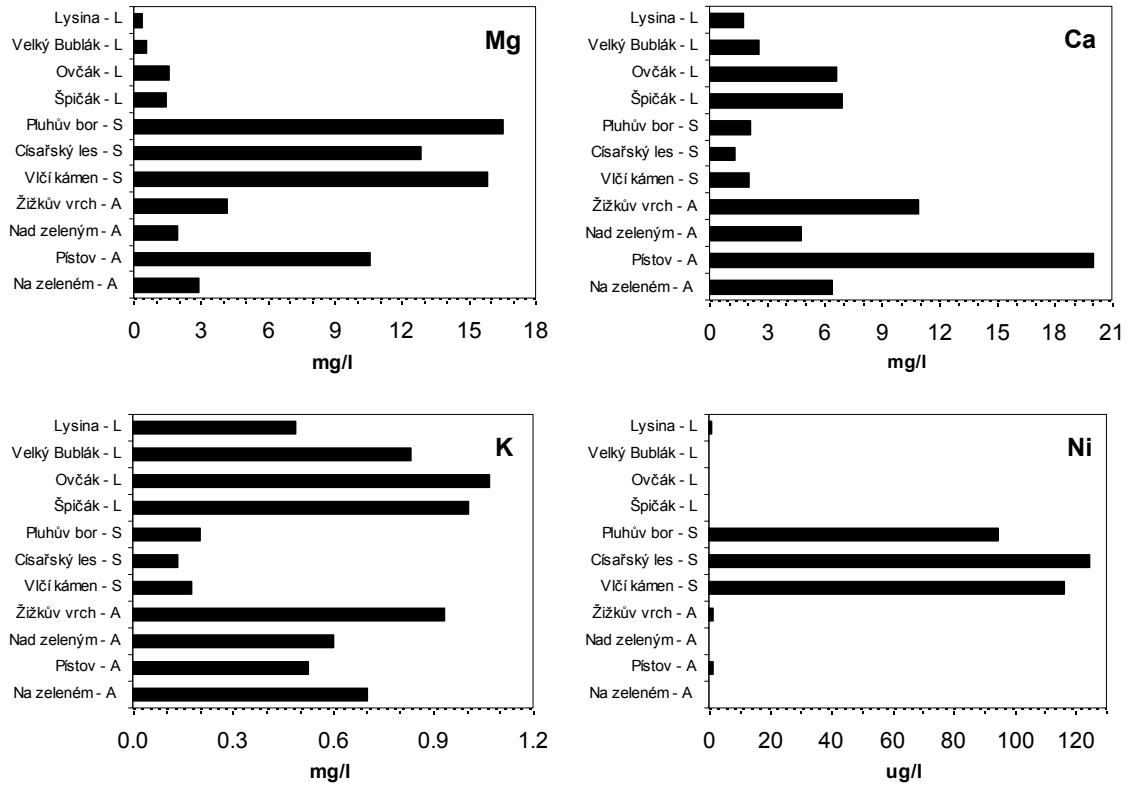
Hydrochemické složení vod zkoumaných povodí je mimořádně pestré (tab. 3), s mezními body reprezentovanými nejkyselějšími leukogranitovými povodími Lysina (pH 4,1), Ovčák a Velký Bublák (pH obou 4,5) a naopak nejjásaditějšími serpentinitovými povodími Pluhův bor a Vlčí kámen (obě pH 7,3), amfibolitovým Pístovem (pH 7,1) a dalším serpentinitovým povodím Čiářský les (pH 7,0). Ostatní tři amfibolitová povodí ale snižují průměrnou hodnotu pH povrchového odtoku z těchto povodí na 6,5 (tab. 3). Obsahy všech čtyř bazických kationtů jsou výrazně odlišné. Hořčík dominuje na

serpentinitu, ale ostatní tři bazické kationty tam dosahují velmi nízkých průměrných koncentrací (tab. 3, obr. 1). Vápník a sodík dosahují nejvyšších průměrných hodnot ve vodách na amfibolitu, draslík ve vodách na leukogranitu. Koncentrace toxických kovů mobilizovaných antropogenní kyselou atmosférickou depozicí (Al, Be) jsou samozřejmě nejvyšší na leukogranitových povodích. Naproti tomu serpentinitová povodí jsou charakteristická extrémně vysokými koncentracemi toxického Ni, jehož zdroj je ale výlučně horninový a tedy přirozený (tab. 3., obr. 1) a který výrazně ovlivňuje vegetaci (Krám et al., 1997). Z hlediska kyselinové neutralizační kapacity (ANC), vypočtené na základě nábojové rovnováhy vody mezi bazickými kationty a silnými kyselými anionty, jsou pod kritickou hodnotou 100 ueq l⁻¹ pouze povodí na leukogranitu (4 ueq l⁻¹). Průměrná měřená Granova titrační alkalita (tab. 3) je nižší než ANC a pohybuje se i v záporných hodnotách (leukogranit -27 ueq l⁻¹). Amfibolity mají ANC střední (321 ueq l⁻¹) a povodí na serpentinitu mají ANC extrémně vysoké (1005 ueq l⁻¹). Alkalita všech povodí je nižší než ANC, ale kopíruje její trend, s nejvyššími průměrnou hodnotou zjištěnou pro serpentinitové vody (847 ueq l⁻¹) a se středními hodnotou (295 ueq l⁻¹) pro vody odtékající z amfibolitových povodí. Systematický rozdíl mezi ANC a alkalitou je zřejmě způsoben přítomností aniontů slabých organických kyselin. Z alkality vypočtené průměrné koncentrace HCO₃⁻ jsou vysoké na serpentinitu a naopak nepatrné na leukogranitu (tab. 3).

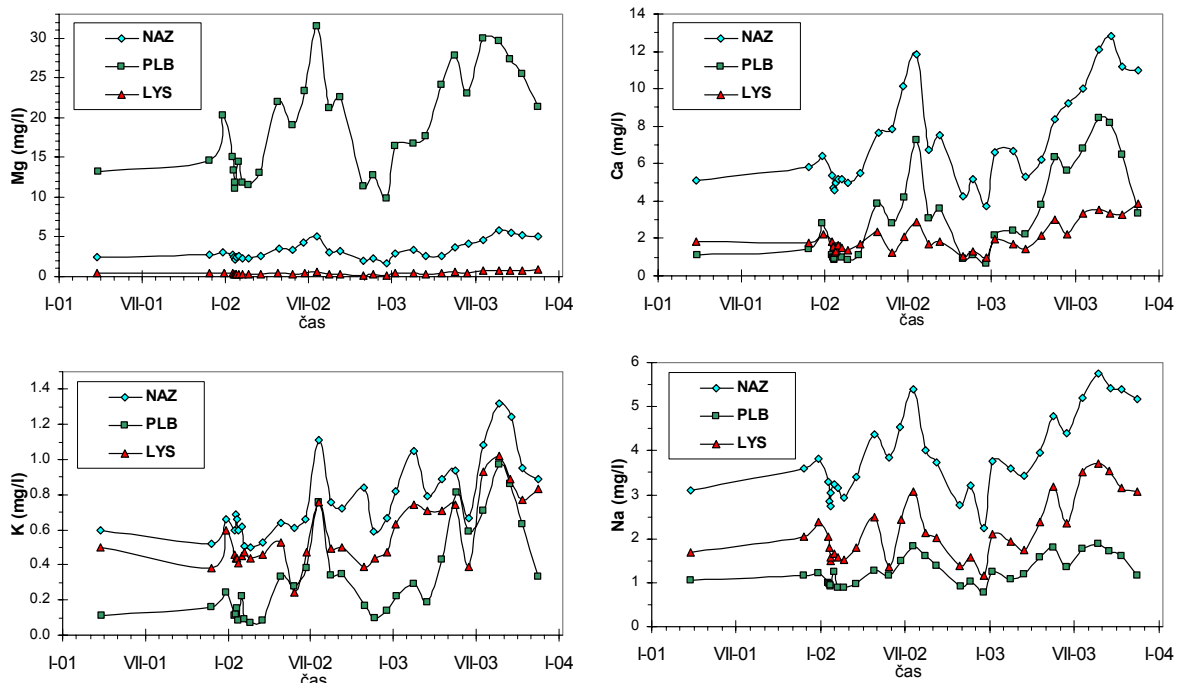
Tabulka 3: Průměrné chemické složení povrchového odtoku z lesních povodí ležících na třech geochemicky kontrastních horninách.

složka (obvykle v mg/l, H ⁺ ,alk. v ueq/l)	leukogranit		serpentinit		amfibolit	
	aritmetický průměr	směrodatná odchylka	aritmetický průměr	směrodatná odchylka	aritmetický průměr	směrodatná odchylka
pH	4,42		7,18		6,52	
H ⁺	38,0	23,1	0,07	0,03	0,3	0,24
Na ⁺	3,0	1,3	1,1	0,14	4,6	1,6
K ⁺	0,85	0,26	0,17	0,03	0,69	0,18
Mg ²⁺	1,0	0,6	15,1	1,9	4,9	3,9
Ca ²⁺	4,5	2,7	1,8	0,46	10,5	6,8
Mn _T	0,158	0,064	0,0092	0,0021	0,0598	0,0356
Fe _T	0,67	0,37	1,04	0,05	0,38	0,13
Al _T	0,75	0,21	0,53	0,09	0,22	0,01
F ⁻	0,27	0,2	0,11	0,06	0,07	0,02
Cl ⁻	1,4	0,6	1,2	0,3	2,3	1,3
NO ₃ ⁻	0,57	0,58	1,6	0,1	4,9	6,8
SO ₄ ²⁻	19,4	9,8	14,0	2,6	29,6	19,5
HCO ₃ ⁻	0,19	0,21	51,7	10,4	18,0	10,9
alkalita	-27	30	847	171	295	178
SiO ₂	14,1	1,3	25,3	2,8	17,3	2,8
Si ²⁺	0,019	0,012	0,006	0,001	0,059	0,018
Be _T	0,00135	0,00069	0,00001	0,00001	0,00005	0,00008
Ni _T	0,0003	0,0004	0,112	0,015	0,0007	0,0008

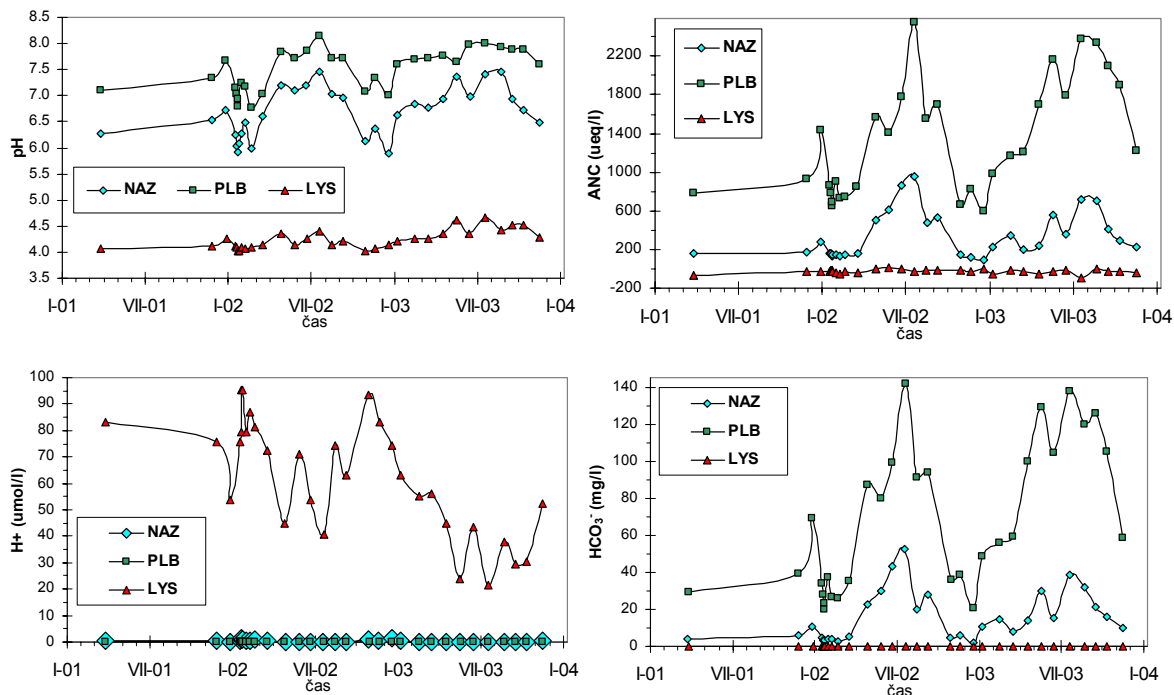
Povrchové vody se vyznačují značnou rozkolísaností koncentrací bazických kationtů (obr. 2), pH, H⁺, ANC a HCO₃⁻ (obr. 3). Je možno pozorovat, že tyto výkyvy závisí na hydrologické situaci. Při zvýšených průtocích se obecně koncentrace Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, HCO₃⁻ a hodnoty ANC a pH snižují, zatímco koncentrace H⁺ se zvyšuje (obr. 4). Simultánní odběry (n=31) na třech nejintenzivněji monitorovaných povodích v letech 2002 a 2003 prováděné většinou v měsíčních intervalech (a při povodni na začátku roku 2002 ještě častěji) ukazují na význam vysoké frekvence odběrů povrchových vod v malých lesních povodích.



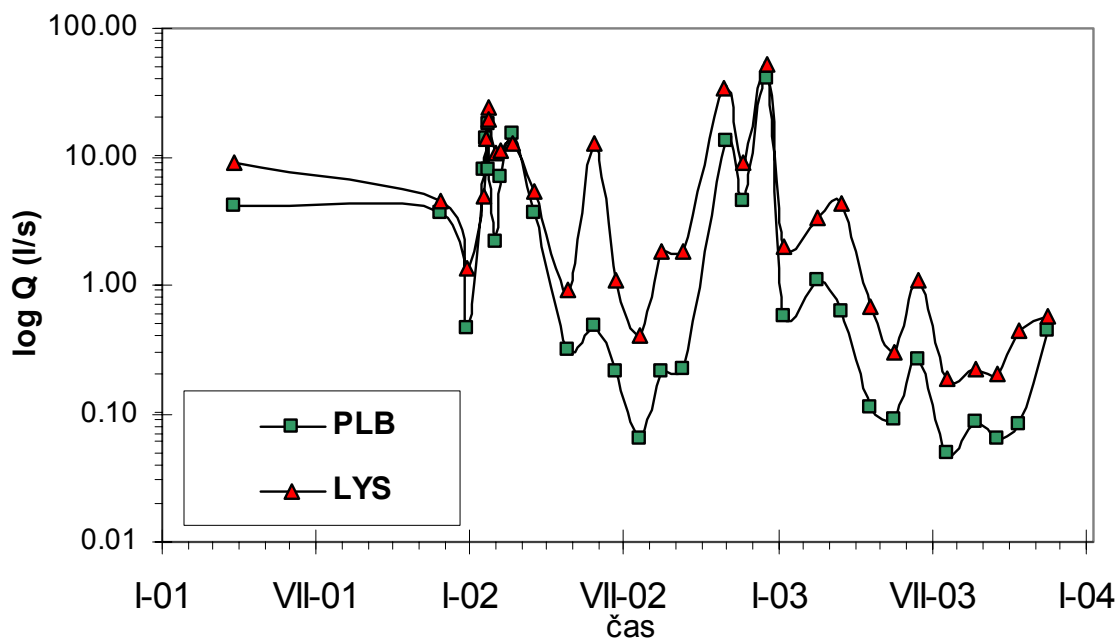
Obr. 1 a, b, c, d: Průměrné koncentrace tří živinných bazických kationtů (hořčíku, vápníku a draslíku) a potenciálně toxického niklu ve vodě odtékající ze čtyř povodí na leukogranitu (L), tří povodí na serpentinitu (S) a čtyř povodí s podložním amfibolitem (A) ve Slavkovském lese.



Obr. 2 a, b, c, d: Jednotlivé koncentrace čtyř bazických kationtů (hořčíku, vápníku, draslíku a sodíku) ve vodě odtékající z intenzivně monitorovaných povodí Lysina (LYS) na leukogranitu, z Pluhova boru (PLB) na serpentinitu a z povodí Na zeleném (NAZ) ležícím na amfibolitu ve Slavkovském lese.



Obr. 3 a, b, c, d: Jednotlivé hodnoty pH, kyselinové neutralizační kapacity (ANC) a koncentrace vodíkových iontů a hydrogenuhličitanů ve vodě odtékající z intenzivně monitorovaných povodí Lysina (LYS) na leukogranitu, z Pluhova boru (PLB) na serpentinitu a z povodí Na zeleném (NAZ) ležícím na amfibolitu ve Slavkovském lese.



Obr. 4: Okamžité průtoky během odběrů vzorků vod ve dvou hydrologicky nejintenzivněji monitorovaných povodích Lysina (LYS) a Pluhův bor (PLB) ve Slavkovském lese.

Poděkování

Tento výzkum byl podpořen Grantovou agenturou České republiky (205/01/1426). Autoři děkují J. Hruškovi, D. Fottové, V. Chlupáčkové a V. Bláhovi za dlouhodobou spolupráci a pomoc, V. Kmínkovi a J. Václavkovi za pravidelný terénní monitoring na povodích Lysina a Pluhův Bor.

Literatura

- Cudlín, P., Malenovský, Z., Macků, J., Krám, P., Havlíček, F., Moravec, I., Chmelíková, E., Jonášová, M. (2004): Vliv geologického podloží na koloběh prvků a chřadnutí lesa: regionální syntéza výzkumů v malých povodích, Závěrečná zpráva grantu 205/01/1426 Grantové agentury ČR za pracoviště spoluřešitele grantu: Vliv geologického podloží na stav smrkových ekosystémů ve Slavkovském lese. Ústav ekologie krajiny Akademie věd ČR, České Budějovice, 121 str.
- Fottová, D. (2003): Trends in sulphur and nitrogen deposition fluxes in the GEOMON network, Czech Republic, between 1994 and 2000. *Water, Air, and Soil Pollution*, 105, 365 – 376.
- 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.
- Krám, P. (1997): Biogeochemistry of forest catchments in the Czech Republic with contrasting lithology under conditions of acidic deposition. Ph.D. dissertation, Syracuse University, Syracuse, New York, USA, 179 str.
- 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., Majer V., Malenovský Z., Cudlín P., Oulehle F., Erban V., Janoušek V. (2004): Vliv geologického podloží na koloběh prvků a chřadnutí lesa: regionální syntéza výzkumů v malých povodích, Závěrečná zpráva grantu 205/01/1426 Grantové agentury ČR za pracoviště řešitele grantu: Biogeochemické procesy v 21 petrograficky homogenních povodích Slavkovského lesa. Česká geologická služba, Praha, 47 str.
- Krám, P., Buchtele, J., Buchtelová, M. (2005): Simulace tvorby odtoku ve dvou geochemicky kontrastních povodích v západních Čechách modelem Sacramento (SAC-SMA). Sborník konference Hydrologické dny 2005 – Hydrológia pre integrovaný manažment vodných zdrojov, 21.-23.9.2005, Slovenský hydrometeorologický ústav, Bratislava, v tisku.
- Laudon, H., Hruška, J., Köhler, S., Krám, P. (2005): Predicting episodic stream water acidification and recovery in a heavily impacted catchment. *Environmental Science and Technology*, 39, 3197 - 3202.
- 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.
- Malenovský, Z., Cudlín, P., Krám, P. (2004): Vliv geologického podloží na chřadnutí smrčín v západních Čechách: vyhodnocení 21 petrograficky homogenních povodí Slavkovského lesa metodami dálkového průzkumu Země na 7 různých horninách. *Atmosférická depozice 2004* (eds. Šír, M., Tesář, M.), Ústav pro hydrodynamiku Akademie věd ČR, Praha, 49 – 56.
- 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.
- Váňa, M., Krám, P. (2005): Report of national ICP IM activities in the Czech Republic 2004. In: Klemola S., Forsius M. (eds.) 14th Annual Report 2005 – International Cooperative Programme on Integrated Monitoring of Air Pollution Effects on Ecosystems, Finnish Environment, 788, 50 – 53.
- Veselý, J., Majer, V., Norton, S. A. (2002): Heterogenous response of central European streams to decreased acidic atmospheric deposition. *Environmental Pollution*, 120, 275 – 281.

SLEDOVÁNÍ JAKOSTI VODY V EXPERIMENTÁLNÍCH POVODÍCH UHLÍŘSKÁ A JEZDECKÁ – POROVNÁNÍ RŮZNÝCH METOD MĚŘENÍ

Alena Kulasová¹⁾, Libuše Bubeníčková²⁾, Šárka Blažková³⁾, Jiří. Hlaváček³⁾, Petr Lochovský³⁾
Rudolf Hancvencl¹⁾

¹⁾ Český hydrometeorologický ústav, Želivského 5, 466 05 Jablonec nad Nisou, Česká republika

²⁾ Český hydrometeorologický ústav, Na Šabatce 17, 143 06 Praha 4 – Komořany, Česká republika

³⁾ Výzkumný ústav vodohospodářský T.G.M, Podbabská 30, 16900 Praha 6 – Podbaba

⁴⁾ Vodárenská, a. s., Soběšická 151, 638 01 Brno, Česká republika

Abstrakt

Český hydrometeorologický ústav sleduje jakost vody na svých experimentálních povodích v Jizerských horách od roku 1982. První měsíční odběry povrchové vody se uskutečnily v povodí Uhlířská a Jezdecká. Později byl monitoring rozšířen i na další povodí.

V rámci projektu PHARE, Projektu EC/WAT/28 „Water quality monitoring in the Jizera Mountains“ byly dodány automatické přístroje na odběr vzorků povrchové vody. V letech 1997 a 1998 byl na povodí Uhlířská studován režim vybraných komponent jakosti vody v intervalech po 4 hodinách (pH, N-NO₃⁻, SO₄⁻, Ca, Mg, Na, K, Al, Fe, Mn, Pb, Cd, Cu, Ni). Opakování těchto odběrů se uskutečnilo při srážko-odtokových epizodách v roce 2004 a 2005.

V rámci projektu Labe IV(VAV/650/5/03) zahájil Výzkumný ústav vodohospodářský T.G.M v prosinci 2003 kontinuální sledování kvality vody. Vodárenská společnost a.s. Brno instalovala sondu YSI 6920 MDS (Yellow Spring, Ohio, USA) na měření teploty vody, pH, N-NO₃⁻, Cl⁻, ORP, vodivosti v závěrovém profilu povodí Uhlířská na Černé Nise. V následujícím roce byly instalovány další dvě sondy.

Výzkumný ústav vodohospodářský T.G.M započal v dubnu 2004 s odběrem vzorů z povodí Uhlířská a Jezdecká v týdenním kroku. Příspěvek se zabývá porovnáním výsledků analýz povrchových vod, které byly provedeny různými metodami.

Úvod

Jizerské hory byly koncem 80 let minulého století postiženy vysokým spadem imisí a následně kůrovcem. Poničené porosty byly postupně odtěženy z 50-60% porostní plochy. V důsledku spadu škodlivých látek nastaly změny v chemismu půdy i v povrchové vodě. Z důvodů sledování odtokových změn po odlesnění založil ČHMÚ ve vrcholových partiích hor 7 malých experimentálních povodí o ploše od 1,87 km² – 10,6 km². V rámci monitoringu hydrologických veličin se započalo i se sledováním kvality povrchových vod.

Charakteristika experimentálních povodí

Experimentální povodí Uhlířská (tok Černá Nisa) se nachází v západní části Jizerských hor na sever od Bedřichovské přehrady (cca 1,5 km od hráze přehrady). Plocha povodí je 1,87 km². Závěrový profil se nachází v nadmořské výšce 783 m.n.m a nejvyšší bod povodí Olivetská hora leží ve výšce 885 m.n.m. Rašelina se nachází v pramenné oblasti a z větší části i podél toku až k závěrovému profilu. Vzorky povrchové vody k analýze jsou odebírány od roku 1982 u závěrového profilu.

Experimentální povodí Jezdecká leží ve východní části Jizerských hor. Plocha povodí je 4,75 km², Závěrový profil leží v nadmořské výšce 788 m.n.m a nejvyšší bod Černý vrch dosahuje výšky 1024 m.n.m. Tok Černá Desná pramení v rašelinisti obklopené ze západní strany horou Jizerou (1122 m.n.m) a Vlašským hřebenem na straně východní. Závěrový profil je situován cca 3 km severně od hráze Soušské přehrady, která je zdrojem pitné vody pro okolí Jablonce nad Nisou.

Sledování kvality vody v experimentálních povodích

Měsíční odběry

ČHMÚ provádí měsíční odběry povrchových vod z experimentálních povodí od roku 1982. Zpočátku se odběry prováděly nepravidelně, od roku 1994 jsou již prováděny v pravidelných měsíčních intervalech. V roce 1998 byl z úsporných důvodů počet odběrů i sledovaných parametrů redukován, odběry se prováděly pouze na povodí Uhlířská a Jezdecká, které jsou součástí mezinárodní databáze experimentálních povodí. V roce 1999 byly pro doplnění informací o kvalitě vody ústící do nádrže Josefův Důl odběry obnoveny v povodí Kristiánov a Blatný potok.

Analýzy vzorků vody byly prováděny v průběhu let několika laboratořemi (ČVUT fakulta stavební, katedra zdravotního inženýrství, MEGALAB Stráž pod Ralskem), v současné době akreditovanou laboratoří Povodí Labe a.s., Hradec Králové. Výsledky analýz jsou od roku 1989 prezentovány v ročenkách ČHMÚ (Kulasová, 1994 - 2004) a ukládány do databáze jakosti povrchových vod ČHMÚ. Extrémní hodnoty některých vybraných parametrů z období let 1982-2004 (měsíční odběry) jsou uvedeny v tab.1. Vzorky vody byly v uvedeném období odebírány převážně při podprůměrných průtocích vody.

Tabulka 1: Extrémní hodnoty některých vybraných ukazatelů ve vodách Uhlířská a Jezdecká z období 1982-2004 (měsíční odběry)

ukazatel	pH		N-NO ₃ ⁻		SO ₄ ²⁻		Al	
			mg/l		mg/l		mg/l	
1982-1993								
UHLÍŘSKÁ	11.5.1985	3,5	18.5.1982	4,29	11.9.1990	32,0	9.4.1984	3,82
	17.6.1985	3,5						
JEZDECKÁ	11.5.1985	3,6	18.5.1982	3,80	19.10.1993	29,0	9.4.1984	2,44
1994-2004								
UHLÍŘSKÁ	7.9.1998	3,7	23.1.1996	1,60	15.9.2003	29,1	7.9.1998	1,17
			27.2.1996	1,60				
JEZDECKÁ	13.7.1998	3,8	13.4.1994	5,20	9.3.1995	18,5	13.7.1998	0,77

V roce 2004 se měsíční odběry vzorků vody z povodí Uhlířská a Jezdecká uskutečnily převážně při průměrných až mírně podprůměrných průtocích (tab.3). Z výsledků analýz na obou sledovaných povodích vyplývá, že nejnižší hodnoty pH byly naměřeny v měsíci dubnu při vysokých průtocích vody a nejvyšší v období srpen až září při průtocích nízkých. V průměru jsou hodnoty pH na Uhlířské poněkud nižší než na Jezdecké. Koncentrace N-NO₃⁻ se na Uhlířské pohybovaly v rozmezí 0,3-0,7 mg/l a na Jezdecké 0,1-0,4 mg/l. Vyšší hodnoty koncentrace hliníku byly pozorovány převážně při vyšších průtocích vody (Uhlířská v dubnu 690 μ/l a Jezdecká v říjnu 530 μ/l Al). Průměrné výsledky analýz některých vybraných ukazatelů jakosti vody za celé sledované období jsou shrnuty v tabulce 2. Tabulka 3 uvádí naměřené hodnoty v jednotlivých měsících v období duben až prosinec 2004

Tabulka 2: Průměrné hodnoty výsledků analýz vybraných ukazatelů jakosti vody (měsíční odběry) v povodí Uhlířská a Jezdecká za celé období duben - prosinec 2004

POVODÍ	průměrný průtok m ³ .s ⁻¹	měsíční odběry průměrná data od 1.5.-31.12.2004													
		Sp. Vodivost	pH	N-NO ₃ ⁻	Cl ⁻	Ca	Mg	SO ₄ ⁻	Na	K	Al	Fe	Mn	o-fosfáty	celk.P
		[Sμ/cm]		(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(μ/l)	mg/l	(mg/l)		
UHLÍŘSKÁ	0,041	64,4	6,3	0,56	2,4	6,1	1,10	16,04	3,4	0,42	234,8			<0,01	
JEZDECKÁ	0,077	31,3	6,5	0,27	1,7	3,4	0,72	7,47	2,5	0,29	291,3	0,23	0,03	<0,01	0,01

Tabulka 3: Výsledky vybraných ukazatelů jakosti vody (měsíční odběry) z povodí Uhlířská a Jezdecká v období duben - prosinec 2004

DATUM	POVODÍ UHLÍŘSKÁ - TOK ČERNÁ NISA - MĚSÍČNÍ ODBĚRY										průměr
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	V-XII	
	26.04.04	18.05.04	28.06.04	12.07.04	10.08.04	21.09.04	04.10.04	29.11.04	13.12.04		
průtok m ³ /s	0,10	0,04	0,01	0,01	0,09	0,09	0,01	0,05	0,02	0,04	
Sp. vodivost [μS/cm]	41,0	43,0	63,0	63,0	69,0	68,0	60,0	59,0	90,0	64,4	
pH	4,7	5,7	6,8	6,8	6,8	6,8	7,5	5,1	6,3	6,3	
N-NO ₃ ⁻ (mg/l)	0,40	0,40	0,60	0,70	0,70	0,70	0,50	0,30	0,60	0,56	
Cl ⁻ [mg/l]	1,00	1,20	1,50	2,20	1,70	nest	<1	3,10	4,50	2,37	
Ca (mg/l)	3,10	4,30	6,50	7,00	6,60	6,70	5,70	4,70	7,10	6,08	
Mg(mg/l)	0,8	0,8	1,1	1,2	1,2	1,2	1,1	0,9	1,2	1,1	
SO ₄ ⁻ (mg/l)	11,50	15,00	16,70	15,50	17,20	17,60	15,50	14,40	16,40	16,04	
Na (mg/l)	2,0	2,3	4,1	3,2	3,1	4,6	3,3	2,7	3,6	3,4	
K (mg/l)	0,37	0,33	0,63	0,25	0,57	0,67	0,26	0,38	0,23	0,42	
Al (μl)	690	500	110	160	100	78	190	510	230	235	
o-fosfáty	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	

DATUM	POVODÍ JEZDECKÁ - TOK ČERNÁ DESNÁ - MĚSÍČNÍ ODBĚRY										průměr
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	V-XII	
	26.04.04	18.05.04		12.07.04	10.08.04	21.09.04	04.10.04	29.11.04	13.12.04		
průtok m ³ /s	0,30	0,15	neodebráno	0,05	0,02	0,03	0,08	0,14	0,08	0,08	
Sp. vodivost [μS/cm]	22	22		32	38	34	29	30	34	31,3	
pH	4,9	6		6,6	6,93	7,1	6,41	6,08	6,7	6,5	
N-NO ₃ ⁻ (mg/l)	0,1	0,2		0,2	0,4	0,3	0,2	0,2	0,4	0,27	
Cl ⁻ [mg/l]	<1	<1		<1	1,5	NESTAN.	1,9	<1	<1	1,70	
Ca (mg/l)	1,8	2,4		3,1	2,9	2,9	5,7	2,7	3,9	3,4	
Mg(mg/l)	0,49	0,54		0,6	0,6	0,68	1,3	0,62	0,72	0,72	
SO ₄ ⁻ (mg/l)	6,6	6,5		6,7	8,2	7,1	7	8,7	8,1	7,47	
Na (mg/l)	1,3	1,5		2,5	1,9	3,3	3,6	2,2	2,5	2,50	
K (mg/l)	<0,2	0,23		0,24	0,33	0,39	<0,2	0,28	<2	0,3	
Al (μl)	470	490		180	69	270	530	300	200	291,3	
Fe (mg/l)	0,17	0,26		0,14	0,1	0,36	0,42	0,19	0,13	0,23	
Mn (mg/l)	0,02	0,02		<0,02	<0,02	<0,02	0,03	<0,02	<0,02	0,03	
o-fosfáty	<0,01	<0,01		<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	
celk.P	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	

Odběry při zvýšených odtokových epizodách

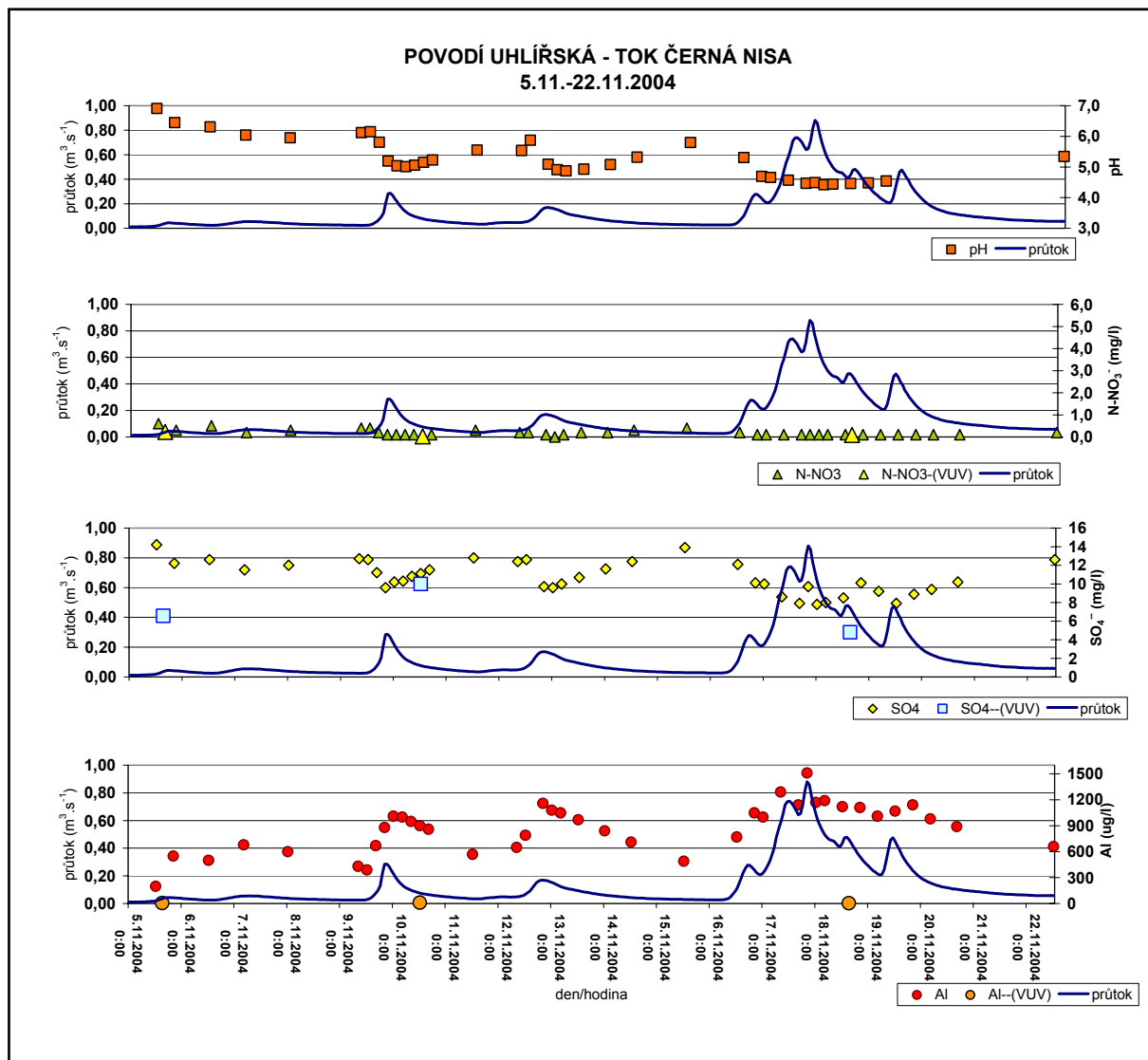
V rámci PHARE Projekt EC/WAT/ byly na experimentální povodí zakoupeny v roce 1996 automatická odběrná zařízení pro odběr povrchových vod při určitém intervalu . Odběry povrchové vody mohly být tak prováděny automaticky v době zvýšeného průtoku při tání sněhu nebo v letním období při intenzivních srážkách. Vzorke povrchové vody se zpravidla odebírají ve čtyřhodinovém kroku.

V období let 1996 –1997 se v povodí Uhlířská provedlo několik odběrů v době zvýšených průtoků. V rámci projektu Labe IV(VAV/650/5/03) v závěrovém profilu Uhlířská bylo opět provedeno několik odběrů při srážko-odtokových epizodách v roce 2004 a 2005.

Ve vzorcích byly stanoveny následující ukazatele: pH, N-NO₃⁻, SO₄²⁻, Ca, Mg, Na, Al.

K nejvýznamnější epizodě došlo v listopadu 2004, v době intenzivních srážek. Automatické odběrné zařízení začalo odebírat vzorky 5.11.2004, kulminace průtoků nastala 17.11. ve 20:00 , Q = 0,889 m³.s⁻¹. V době kulminace byl rovněž odebrán vzorek povrchové vody k analýze. Hodnota pH činila 4,49, koncentrace N-NO₃⁻ byly nižší než 0,1 mg/l a obsah Al byl zjištěn na úrovni 1510 μl. Nejnižší hodnoty pH byly naměřeny čtyři hodiny před kulminací (4,47) a později po kulminaci (4,42-4,48). Dne 18.11. v 15:00 byl proveden týdenní odběr vzorku vody. Koncentrace N-NO₃⁻ zde byla zjištěna na úrovni 0,09 mg/l a Al 954 ug/l. Měsíční vzorek v listopadu byl odebrán při průměrném průtoku Q = 0,052 m³.s⁻¹ 29.11.2004 po skončení srážko - odtokové epizody. Hodnota pH dosahovala pouze hodnoty 5,1 a také koncentrace Al byla vysoká a dosahovala 510 μg/l. Časový průběh listopadové epizody je znázorněn na obr.1. Extrémní hodnoty některých vybraných parametrů naměřených při srážko-odtokových epizodách v letech 1997, 1998 a v roce 2004 na závěrovém profilu Uhlířská jsou uvedeny v tabulce 4.

obr.1: Průběh srážko-odtokové epizody na závěrovém profilu Uhlířská v listopadu 2004, odběr automatickým odběrným zařízením ve čtyřhodinovém kroku (pH, N-NO₃⁻, SO₄²⁻ a Al) a výsledky analýz týdenních odběrů povrchové vody (N-NO₃⁻, SO₄²⁻ a Al).



Tabulka 4: Extrémní hodnoty vybraných parametrů naměřených ve vodách toků Uhlířská a při srážko-odtokových epizodách v letech 1997, 1998 a 2004

pH		N-NO ₃ ⁻ mg/l		SO ₄ ²⁻ mg/l		Al mg/l	
16.3.1997	4,2	16.3.1997	4,60	13.3.1997	15,00	16.3.1997	1,05
1.5.1997	4,0	1.5.1997	4,01	28.4.1997	15,00	1.5.1997	0,84
20.7.1997	3,9	18.7.1997	2,59	18.7.1997	12,60	21.7.1997	0,81
13.6.1998	4,2	11.6.1998	2,89	15.6.1998	15,20	13.6.1998	1,05
4.4.2004	3,9	29.3.2004	0,80	29.3.2004	17,70	2.4.2004	0,84
18.11.2004	4,4	5.11.2004	0,60	5.11.2004	14,20	17.11.2004	1,51

Analýzy vzorků povrchových vod ze srážko- odtokové epizody a z měsíčního odběru provedla akreditovaná laboratoř Povodí Labe a.s., Hradec Králové. Týdenní vzorky analyzovala laboratoř Výzkumný ústav vodohospodářský v Praze.

Sledování automatickou měřicí sondou

V rámci projektu Labe IV bylo ve Výzkumném ústavu vodohospodářském v prosinci 2003 zahájeno kontinuální sledování kvality vody v závěrovém profilu povodí Uhlířská.

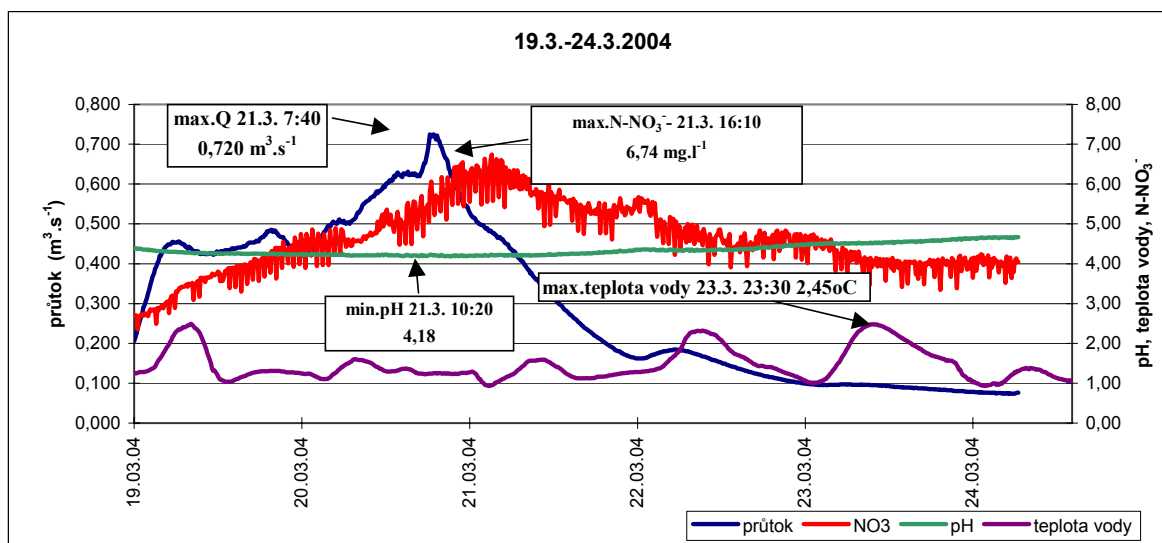
Vodárenská společnost a.s. Brno zde instalovala automatickou měřicí sondu YSI 6920 MDS (Yellow Springs, Ohio, USA) ke kontinuálnímu sledování teploty vody, pH, koncentrace N-NO_3^- , chloridů, vodivosti a redox potenciálu (ORP).

Další sonda byla instalována po odtání sněhu v dubnu 2004 v povodí Uhlířská do pravostranného přítoku Černé Nisy v horní třetině povodí v lokalitě Tomšovka. Vodní tok zde vytéká z prořídleho lesního porostu starého cca 40 let. V srpnu 2004 však muselo být sledování z důvodu nedostatku vody přerušeno a sonda byla opět uvedena do provozu v měsíci září. V polovině září 2004 byla sonda opět pro nedostatek vody demontována. Třetí automatická měřicí sonda YSI 6920 MDS byla instalována v závěrovém profilu povodí Jezdecká koncem dubna 2004.

Kalibraci sond provádějí v pravidelných třítýdenních intervalech pracovníci Vodárenské společnosti a.s. Brno. V průběhu měření jsou sondy 1x týdně kontrolovány a v létě při vyšší teplotě vzduchu se provádí čištění od nečistot.

Od uvedení sond do provozu bylo zaznamenáno několik epizod zvýšených odtoků. V březnu 2004 umožnila sonda zachytit v závěrovém profilu Uhlířská srážko-odtokovou epizodu při tání sněhu. Při této epizodě byla zaznamenána nejvyšší koncentrace N-NO_3^- (6,74 mg/l) za celý rok 2004. Uvedená hodnota klesla na hodnotu 4,84 mg/l až cca 8 hodin po kulminaci průtoku (viz obr2).

Obr.2: Průběh průtoků, pH, N-NO_3^- a teploty vody při odtokové epizodě z tání sněhu v březnu 2004

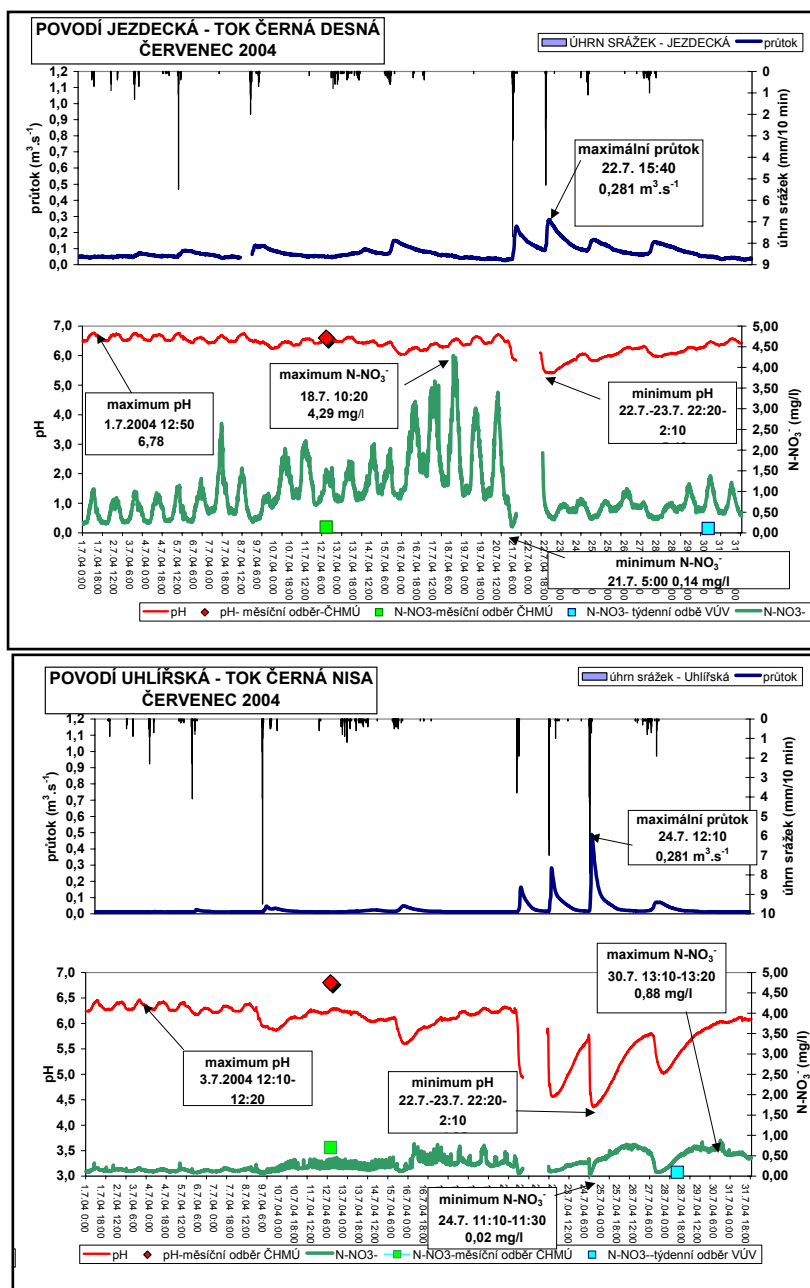


Další srážko-odtokové epizody byly sondou zaznamenány v době intenzivnějších srážek a to v červenci a září 2004. Na začátku července přišlo, ale voda v tocích se vzhledem k předešlému suchému období významně nestoupala. Ke konci měsíce července byly srážky intenzivnější a průtoky se několikrát zvýšily. Hodnoty pH a hodnoty koncentrace N-NO_3^- se snížily po kulminaci. Průběh srážko-odtokové epizody v červenci společně s měsíčním a týdenním odběrem je znázorněn na obr.3. Bohužel ze čtyř týdenních odběrů v červenci 2004 byl analyzován pouze 1 odběr.

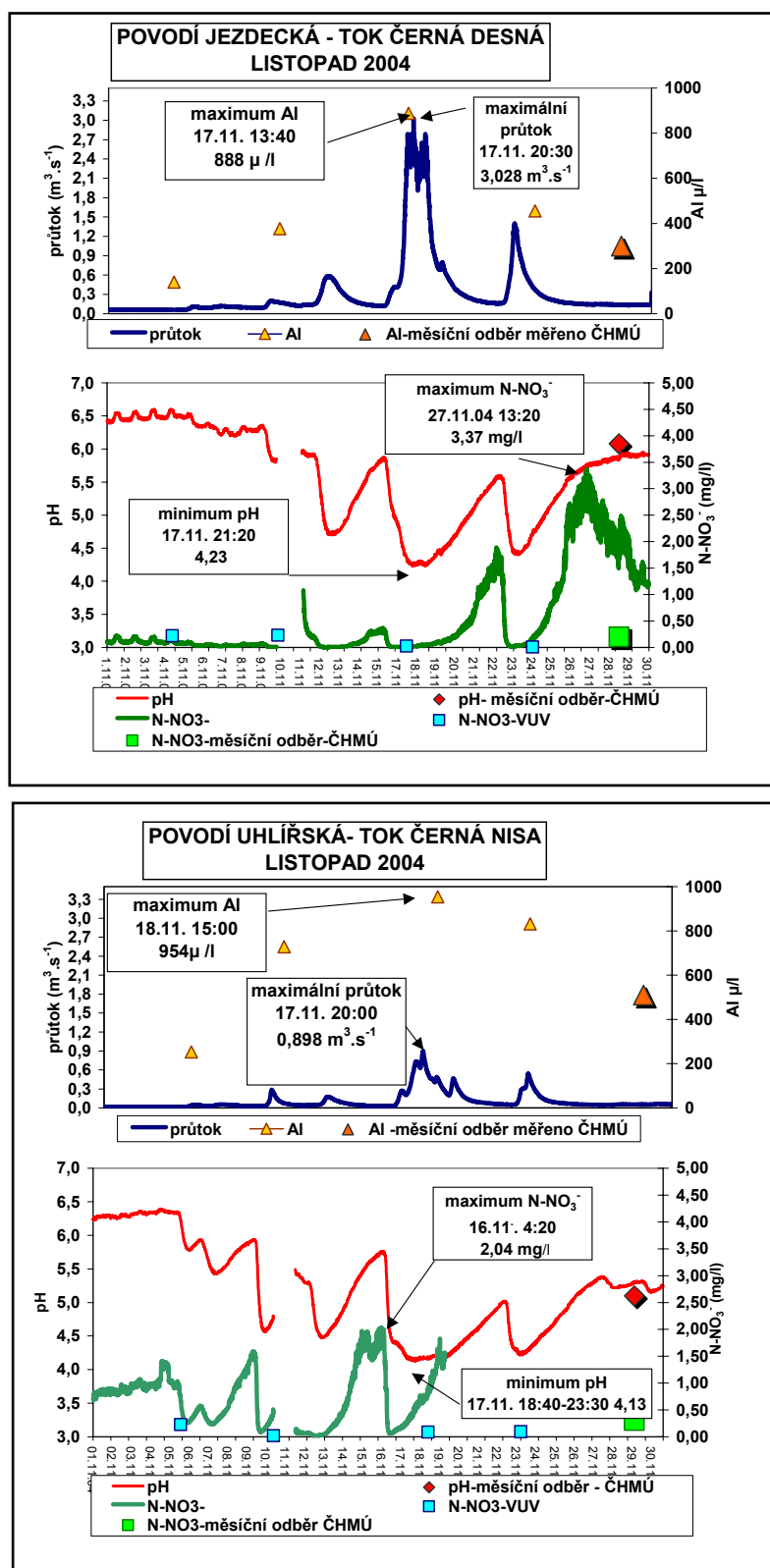
Na začátku zimního období 2004/2005 postihly Jizerské hory přívalové deště. Na klimatologické stanici Souš byl naměřen úhrn srážek za měsíc listopad 259 mm. Toky kulminovaly dne 17.11. Na Jezdecké ve 20:30 průtok dosahoval hodnoty $3,028 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a na Uhlířské ve 20:00 činil průtok $0,889 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Hodnoty pH byly na obou tocích po celou dobu zvýšených průtoků extrémně

nízké. Extrémní hodnoty parametrů pH a N-NO_3^- u obou toků jsou uvedeny v tabulce 5 a představují nejnižší naměřené hodnoty za celé období sledované automatickou měřicí sondou YSI 6920 MDS. Nejvyšší hodnoty koncentrace N-NO_3^- bylo na Uhlířské dosaženo den před kulminací, ale na Jezdecké sonda zaznamenala zvýšení koncentrace N-NO_3^- až 10 dní po kulminaci průtoku. Toto zvýšení zde již bylo ovlivněno přítomností nebo táním sněhu. Dne 17.11. byl proveden na Jezdecké, a 18.11. na Uhlířské, týdenní odběr povrchové vody. Časový průběh srážko-odtokové epizody v listopadu 2004 je pro obě povodí (Uhlířská a Jezdecká) znázorněn na obrázku 4.

obr.3: Průběh srážko-odtokové epizody na závěrovém profilu Uhlířská a Jezdecká zachycené automatickou měřicí sondou YSI 6920 MDS v červenci 2004 (průtok, úhrn srážek N-NO_3^- , pH a teplota vody), výsledky analýz z týdenních odběrů (N-NO_3^-) a z měsíčního odběru (N-NO_3^- , pH,)



obr.4: Průběh srážko-odtokové epizody na závěrovém profilu Uhlířská a Jezdecká zachycené automatickou měřicí sondou YSI 6920 MDS v listopadu 2004 (průtok, N-NO₃⁻, pH a teplota vody), výsledky analýz z týdenních odběrů (N-NO₃⁻, Al) a z měsíčního odběru (N-NO₃⁻, pH, Al)



Tabulka 5: Extrémní hodnoty ukazatelů sledovaných automatickou měřicí sondou YSI 6920 MDS ve vodách povodí Uhlířská, Jezdecká za celé období květen-prosinec 2004

povodí Uhlířská - tok Černá Nisa				povodí Jezdecká - tok Černá Desná			
den, hodina	průtok m ³ .s ⁻¹	pH	N-NO ₃ ⁻ [mg/l]	den, hodina	průtok m ³ .s ⁻¹	pH	N-NO ₃ ⁻ [mg/l]
17.11.2004 20:00	0,898	4,14	0,41	17.11.2004 20:40	3,028	4,25	0,01
17.11.04 18:40-23:30	0,68-0,844	4,13	0,35-0,51	17.11.2004 21:20	2,670	4,23	0,22
21.3.2004 15:50	0,481	4,23	6,74	18.5.2004 11:30	0,140	5,70	12,62

Z výsledků měření automatickou měřicí sondou YSI 6920 MDS je patrné, že nejnižší hodnoty pH byly dosaženy zejména v době zvýšených průtoků vody. Vyšší koncentrace N-NO₃⁻ v závěrových profilech Uhlířská a Jezdecká byly v letním období pozorovány při nižších průtocích vody, zatímco při vyšších průtocích byly koncentrace N-NO₃⁻ nízké. V zimním období lze pozorovat vyšší koncentrace N-NO₃⁻ v době přítomnosti sněhové pokrývky (viz obr. 2,4).

Odběr týdenních vzorků

Týdenní odběry vzorků vody se provádí od konce dubna 2004 v povodích Uhlířská a Jezdecká, od listopadu 2004. Vzorky vody byly analyzovány v laboratořích Výzkumného ústavu vodohospodářského T.G.M s následujícím rozsahem ukazatelů: Ca, Mg, Cl, SO₄, N-NO₃, Na, K, Al, Fe, Mn (v rámci týdenních odběrů nebyl bohužel sledován parametr pH). Vzorky vody pro stanovení kovů byly po odběru konzervovány přidávkem kyseliny dusičné, vzorky pro stanovení ostatních ukazatelů zamraženy. V listopadu 2004 byly sledované ukazatele dále pak rozšířeny o stanovení celkového fosforu a fosfátů a od dubna 2005 jsou sledovány ukazatele CHSK_{Mn} a absorpance při 254nm pro postížení huminových látek. V roce 2004 byly odběry realizovány převážně při průměrných průtocích vody. Koncentrační průběh většiny sledovaných ukazatelů významně koreluje s průtokem vody. Zatímco u Al a Fe lze pozorovat v průběhu srážko-odtokových epizod vzestup koncentrací při zvýšených průtocích (zřejmě v důsledku rozpouštění minerálních složek půdy a hornin kyselými srážkovými vodami), dochází u bazických kationtů (Ca, Mg, Na), dusičnanů a síranů k poklesu hodnot koncentrace (důsledkem vymývání omezeného množství těchto složek z okolních půdních horizontů). Vlivem vyšších průtoků vody se může začít uplatňovat i významnější odnos plavenin, jejichž přítomnost poněkud zkresluje výsledky stanovení zejména Fe a Mn, neboť v laboratoři jsou stanovovány pouze celkové obsahy jednotlivých prvků.

Nejvyšší koncentrace N-NO₃⁻ bylo možno pozorovat v letním období u vzorků odebraných při nízkých průtocích vody, zejména však v jarním období, v době tání sněhu.

Závěr

Z výsledků analýz povrchové vody na povodích Uhlířská a Jezdecká z období let 1982–2004 (měsíční odběry) vyplývá, že průměrná hodnota parametru pH postupně roste. V povodí Uhlířská lze přitom pozorovat mírně nižší hodnoty pH než na Jezdecké. Nejnižší hodnoty pH byly však zjištěny na obou povodích v době tání sněhu.

Hodnoty koncentrací N-NO₃⁻ a Al jsou přibližně stejné na obou povodích, vyšší koncentrace Al byly pozorovány v době tání sněhu, převážně na Uhlířské, rovněž zde byly zjištěny i vyšší koncentrace SO₄²⁻, zejména v období nízkých průtoků vody.

Z výsledků analýz vzorků vody odebraných při srážko-odtokových epizodách a z hodnot stanovených automatickou měřicí sondou vyplývá, že hodnota ukazatele pH se snižuje se zvyšujícím se průtokem vody. Tyto snížené hodnoty pH lze po určitou dobu pozorovat i po dosažení kulminace průtoků, jak v letním, tak i v zimním období. Hodnota pH začíná zvolna narůstat až při výraznějším poklesu průtoku a dosažení setrvalého stavu. Nejnižší hodnoty pH byly pozorovány zejména při tání sněhu.

Při letních srážko-odtokových epizodách klesají koncentrace N-NO_3^- se zvyšujícím se průtokem. Minimálních hodnot N-NO_3^- je dosaženo již před kulminací průtoků, nízké N-NO_3^- koncentrace lze pak pozorovat po celou dobu zvýšených průtoků. Teprve při výraznějším poklesu průtoku vody dochází opět k nárůstu koncentrací N-NO_3^- . V době tání sněhu byly ve vodách pozorovány zvýšené koncentrace N-NO_3^- , které se zvyšujícím se průtokem rostou, neboť jsou přitom vyplavovány dusičnany kumulované ve sněhové pokrývce.

Maximální hodnoty byly proto analyzovány v březnu po kulminaci průtoků. Při déletrvajících srážkách, zejména v letním období, dochází po počátečním nárůstu koncentrace N-NO_3^- opět k jejich poklesu v důsledku dočasného vymytí z okolních půdních horizontů (sledování sondou YSI 6920 MDS).

U Al lze pozorovat nejvyšší koncentrace v blízkosti kulminace průtoku vody (před vrcholem nebo za vrcholem). V případě delší povodňové vlny je koncentrace Al po dobu jejího trvání setrvale vysoká.

Z výsledků analýz týdenních odběrů vyplývá, že průměrná koncentrace N-NO_3^- byla v období květen-prosinec 2004 ve většině případů vyšší na Uhlířské než na Jezdecké, zejména při nižších průtocích vody. Při nízkých průtocích vody bylo možno pozorovat i vyšší hodnoty koncentrace SO_4^{2-} . Koncentrace Al byla vyšší převážně na Uhlířské, nejvyšší nálezy Al bylo možno pozorovat při srážko-odtokové epizodě v listopadu 2004.

Porovnáním období květen-prosinec mezi povodím Uhlířská a Jezdecká vyplývá, že průměrné hodnoty průtoků a pH nejlépe postihla automatická sonda YSI 6920 MDS. Přesnější průměrné koncentrace N-NO_3^- , SO_4^{2-} a Al vystihly týdenní odběry. Bohužel ukazatel pH nebyl u týdenních odběrů v tomto období měřen. V současné době se hodnota pH měří každý týden při odběrech.

V tabulce 6 jsou uvedeny průměrné, maximální a minimální hodnoty vybraných ukazatelů za období květen-prosinec 2004

Tabulka 6: Porovnání průměrných, maximálních a minimálních hodnot vybraných ukazatelů naměřených při měsíčních, týdenních odběrech a z výsledků naměřených automatickou sondou mezi povodím Uhlířská a Jezdecká v období květen-prosinec 2004

UKAZATEL	ODBĚRY	PRŮMĚRNÉ HODNOTY		MAXIMÁLNÍ HODNOTY		MINIMÁLNÍ HODNOTY	
		POVODÍ		POVODÍ		POVODÍ	
		UHLÍŘSKÁ	JEZDECKÁ	UHLÍŘSKÁ	JEZDECKÁ	UHLÍŘSKÁ	JEZDECKÁ
PRŮMĚRNÉ PRŮTOKY ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	MĚSÍČNÍ	0,041	0,077	0,100	0,300	0,010	0,020
	TÝDENNÍ	0,052	0,252	0,455	2,580	0,009	0,021
	SLEDOVÁNÍ AUT.SONDOU	0,052	0,129	0,898	3,028	0,009	0,018
HODNOTY pH	MĚSÍČNÍ	6,3	6,5	7,5	7,1	4,7	4,9
	TÝDENNÍ	nestanoveno	nestanoveno	nestanoveno	nestanoveno	nestanoveno	nestanoveno
	SLEDOVÁNÍ AUT.SONDOU	5,8	6,1	7,0	6,9	4,1	4,2
KONCENTRACE N-NO_3^- (mg/l)	MĚSÍČNÍ	0,56	0,27	0,70	0,40	0,30	0,10
	TÝDENNÍ	0,4	0,16	1,50	0,48	0,10	0,10
	SLEDOVÁNÍ AUT.SONDOU	0,99	0,82	4,29	12,62	0,20	0,01
KONCENTRACE SO_4^{2-} (mg/l)	MĚSÍČNÍ	16,04	7,47	17,60	8,70	6,50	6,50
	TÝDENNÍ	11,37	5,05	16,57	7,40	4,80	2,43
KONCENTRACE Al (μl)	MĚSÍČNÍ	234,8	291,3	690	530	78	69
	TÝDENNÍ	326,1	298,2	954	888	95	75

Z výsledků analýz získaných na základě měsíčních a týdenních odběrů, odběrů automatickým odběrným zařízením a výsledků naměřených automatickou měřicí sondou (YSI 6920 MDS) vyplývá:

- měsíční odběry jsou pouze orientační a nemohou vystihnout významné koncentrační změny u řady ukazatelů ke kterým dochází v průběhu roku, zejména při srážkových epizodách, tání sněhu apod.
- týdenní odběry umožňují v porovnání s odběry měsíčními značně zpřesnit koncentrační průběh sledovaných parametrů v rámci sledovaného časového období, neumožňují avšak zachytit průběh srážko-odtokových epizod, které se významně podílí na odnosech jednotlivých látek z povodí.
- srážko-odtokové epizody lze v povodích dobře zachytit pomocí automatických odběrových zařízení, realizaci odběrů je možno na experimentálních povodích zajistit, problémem však doposud zůstává financování laboratorních rozborů.

- měření automatickou multiparametrickou monitorovací sondou umožňuje prakticky kontinuálně sledovat jakost vody, včetně srážko-odtokových epizod, nevýhodou je však nízký počet měřitelných parametrů (není možno sledovat např. obsah některých významných ukazatelů jako jsou Al a SO_4^{2-}) a nutnost časté recalibrace pro zajištění spolehlivosti naměřených výsledků.

Literatura:

- Kulasová, A. a kol.: Hydrologické ročenky ČHMÚ OEX. Experimentální povodí Jizerské hory, 1989 až 2004. Jablonec nad Nisou 1994 – 2005.
- Vilímc, J. a kol.: Chemické a fyzikální vlastnosti půdních vzorků v Jizerských horách. VÚV T.G.M., Praha 1994, 1995.
- Vilímc, J. a kol.: Chemické modelování dynamickým chemickým modelem a srovnání s naměřenými daty. VaV/510/3/97, VÚV T.G.M., Praha.
- Vilímc, J. a kol.: Rozbor jakosti vody v toku zachycující srážko-odtokové epizody. Výzkumná zpráva Bav/510/3/97, VÚV T.G.M Praha 1997.
- Vilímc, J. a kol.: Výzkum transportních procesů v povodí dotčeném náhlými změnami odtokových poměrů Jizerských hor – rozbor jakosti vody. Výzkumná zpráva VaV/510/3/98, VÚV T.G.M Praha 1998

Vývoj odtoku v reprezentatívnom povodí Čierny Hron

Daniela Kyselová, Jana Podolinská, Helena Šipikalová

Slovenský hydrometeorologický ústav, RS Banská Bystrica, Zelená 5, 97590 Banská Bystrica

Úvod

Čierny Hron je ľavostranným prítokom Hrona s vysokým percentom zalesnenia, s takmer nenarušeným režimom odtoku. Na jeho území sa nachádzajú mnohé prírodné rezervácie a prítoky Osrblianka a Kamenistý potok sú vyhlásené za povodia vodárenských tokov.

V rámci Medzinárodnej hydrologickej dekády sa tu uskutočňoval v rokoch 1980-1989 výskum tvorby a vývoja odtoku v závislosti od prírodných podmienok podľa Programu reprezentatívneho povodia (Podolinský Š., Šipikalová H., 1994). Z toho dôvodu Slovenský hydrometeorologický ústav má v povodí rozšírenú sieť vodomerných a zrážkomerných staníc, v ktorých sa vykonáva sledovanie a vyhodnotenie pozorovaných prvkov. Od ukončenia výskumu neboli zhodnotené všetky získané údaje, vykonávali sa len hodnotenia extrémnych situácií.

V našom príspevku by sme sa chceli venovať zhodnoteniu údajov v malých povodiach tohto reprezentatívneho povodia a možnostiam ich využitia pri stanovovaní hydrologických charakteristík ako aj metodike zhotovenia mapy zrážok na územie Slovenska, ktorá bola riešená a overovaná na tomto povodí.

Sieť pozorovacích staníc

V povodí sa s plochou povodia 291.717 km² sa nachádza 7 vodomerných staníc, z ktorých tri boli vybudované v rámci programu reprezentatívneho povodia. Obdobná situácia bola aj so zrážkomernými stanicami, kde boli pre reprezentatívne povodie zriadené tri stanice, vo všetkých bol inštalovaný ombrograf. Zriadené boli aj dva totalizátory vo vyšších polohách, na ktorých sa stanovujú zrážkové úhrny raz mesačne. Základné identifikačné údaje sietí staníc sú uvedené v tab.1 a tab.2. Ich priestorové rozloženie znázornené na obr.1 a fyzicko geografické charakteristiky povodí vodomerných staníc udáva tab.3.

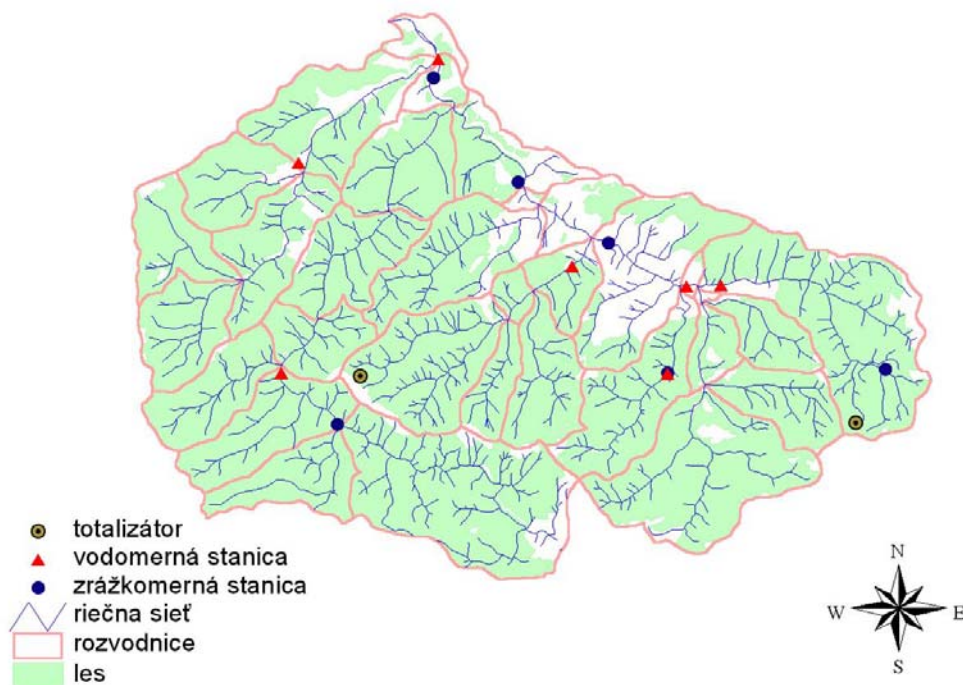
Tabuľka 1: Vodomerné stanice v povodí Čierneho Hrona

P.Č.	STANICA	TOK	RIEČ.KM	PLOCHA [km ²]	INDIKATÍV	POZOROVANIE OD ROKU	
						H	Q
1	ČIERNY BALOG	ŠALING	0.90	24.98	7029	1987	1987
2	ČIERNY BALOG	ČIERNY HRON	15.50	64.61	7030	1969	1969
3	ČIERNY BALOG	BRŔTOVO	3.30	9.28	7033	1980	1980
4	ČIERNY BALOG	VÝDROVO	1.10	31.80	7036	1981	1981
5	HRONČEK	KAMENISTÝ P.	11.60	48.86	7040	1928	1970
6	HRONEC	ČIERNY HRON	2.40	239.41	7045	1925	1931
7	OSRBĽIE	OSRBĽIANKA	6.40	27.77	7050	1925	1966

Tabuľka 2 : Zrážkomerné stanice v povodí Čierneho Hrona

P.Č.	STANICA	NADM.VÝŠKA m n.m	POZOROVANIE OD ROKU		
			ZRÁŽKOMER	OMBROGRAF	TOTALIZÁTOR
1	ČIERNY BALOG-BROTOVO	627	1980	1981	
2	ČIERNY BALOG-JÁNOŠOVKA	560	1980	1980	
3	ČIERNY BALOG-KRÁM	554	1959	1981	
4	ČIERNY BALOG-STARÁ DOLINA	795	1981	1981	
5	HRONČEK	690	1981	1981	
6	HRONEC	482	1981	1981	
7	VARTA	1100			1989
8	ZÁKLUKY	930			1989

Obr. 1: Staničná sieť v povodí Čierny Hron



Tabuľka 3: Fyzicko-geografické charakteristiky

Tok	Stanica	Plocha km ²	Transmisivita [%plochy]				Les [%]	Nadm.výška m n.m.	Sklon [st.]	Teplota °C	Zrážky mm
			nízka	stredná	vysoká	v.vysoká					
Šaling	Čierny Balog	24.98	7	93	0	0	88	842	16.8	5.4	887
Čierny Hron	Čierny Balog	64.61	7	93	0	0	88	845	16.6	5.4	882
Brôtovo	Čierny Balog	9.28	8	92	0	0	95	846	15.3	5.7	873
Vydrovo	Čierny Balog	31.8	88	12	0	0	93	782	13.9	5.9	867
Kamenistý p.	Hronček	48.86	33	67	0	0	91	915	11.0	5.1	910
Čierny Hron	Hronec	239.41	51	49	0	0	83	812	14.6	5.7	881
Osrblianka	Osrblie	27.768	46	42	13	0	91	924	17.9	5.1	979

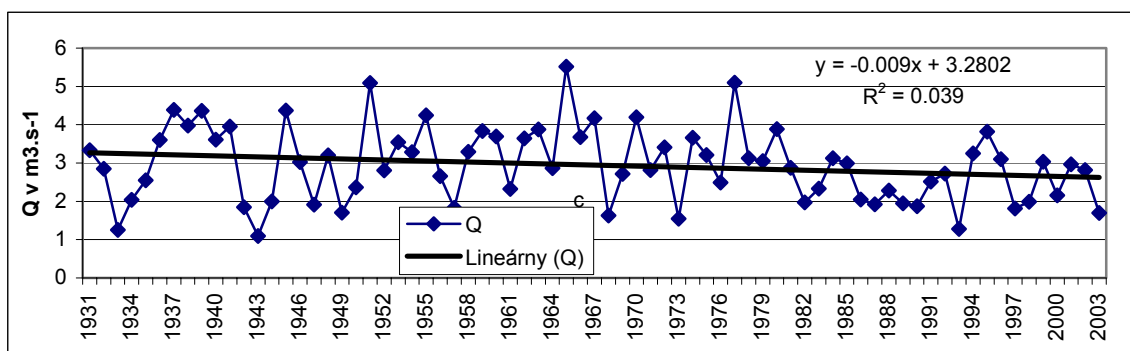
Stanovenie hydrologických charakteristík a vývoj odtoku

V jednotlivých vodomerných staniciach sme stanovili priemerné ročné a mesačné prietoky, koeficienty variácie radu priemerných denných prietokov ako aj M-denné prietoky za obdobie pozorovania. Zhodnotili sme aké vodné bolo obdobie 1981-2003, aké bolo percentuálne rozdelenie odtoku, M-denné prietoky v tomto období a porovnali ich k údajom zo stanice Hronec za obdobie celého pozorovania, ako aj k navrhovanému referenčnému obdobiu 1961-2000.

Zároveň sme sa snažili zistiť ako vplýva na hodnoty hydrologických charakteristík veľkosť povodia a obdobie, z ktorého sa hodnoty stanovujú. Z toho dôvodu sme vypočítali v stanici Hronec - Čierny Hron kľzavé priemerné ročné, mesačné a M-denné prietoky s dĺžkou kľzavého radu 23 rokov a porovnávali percento objemu ročného odtoku v jednotlivých mesiacoch (%WA) a M-denné prietoky v relatívnych hodnotách. Obdobie 1981-2003 bolo najsuchším 23-ročným obdobím

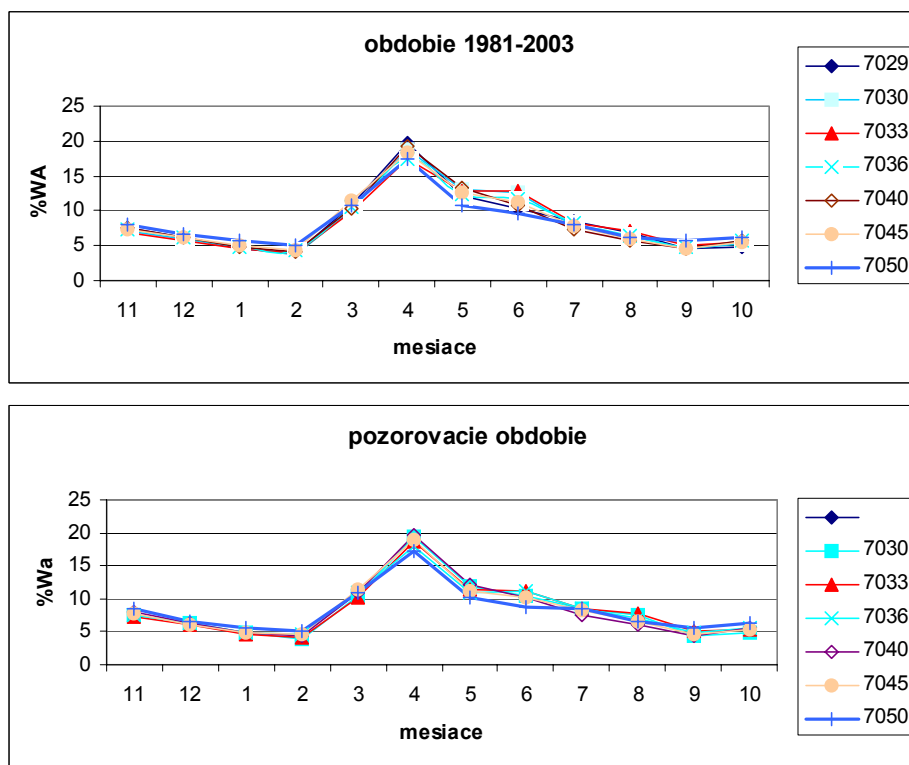
v povodí. Priemerný ročný prietok v Hronci $2.457 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ bol o 17 % nižší ako prietok za celé pozorovacie obdobie. Pribeh a trend priemerných ročných prietokov je na obr. 2.

Obr. 2 : Priemerné ročné prietoky na Čiernom Hrone v Hronci



Napriek trendu poklesu ročných hodnôt sa veľmi nemení rozdelenie odtoku v roku. Za celé pozorovacie obdobia ako aj za obdobie 1981-2003, ktoré je obsiahnuté v šiestich staniách je znázornené na obr. 3. Vo všetkých staniách je približne rovnaké, bez ohľadu na veľkosť povodia. Najväčšie výkyvy sa nachádzajú v mesiacoch 6-8, v ktorých sa vyskytujú intenzívne dažde a nebýva zasiahnuté celé povodie rovnomerne. Výskyt týchto dažďov je v našich zemepisných podmienkach nepravidelný. Trošku odlišné je povodie Osrblianky, ktorá pravdepodobne vplyvom hornín s vysokou transmisivitou má vyrovnanejší režim. Aj v kĺzavých 23-ročných obdobiach v Hronci môžeme badať malé rozdiely v percentuálnom rozdelení odtoku, teda obdobie sa javí dostatočne dlhé pre hodnotenie režimu.

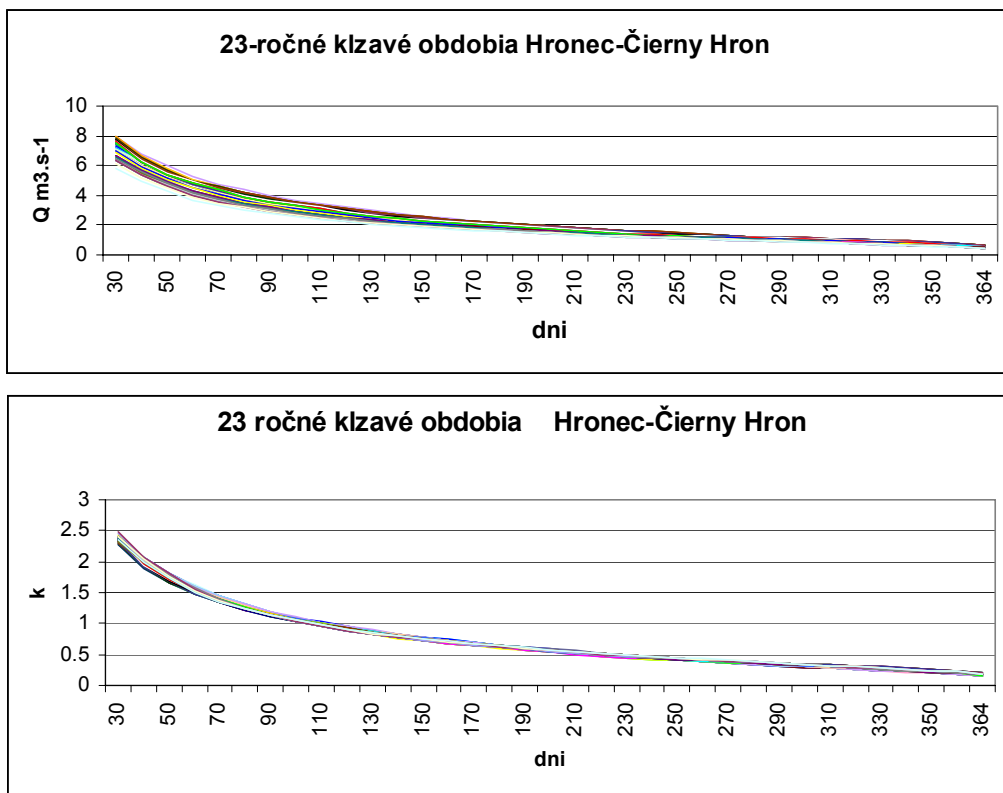
Obr. 3: Rozdelenie odtoku v roku



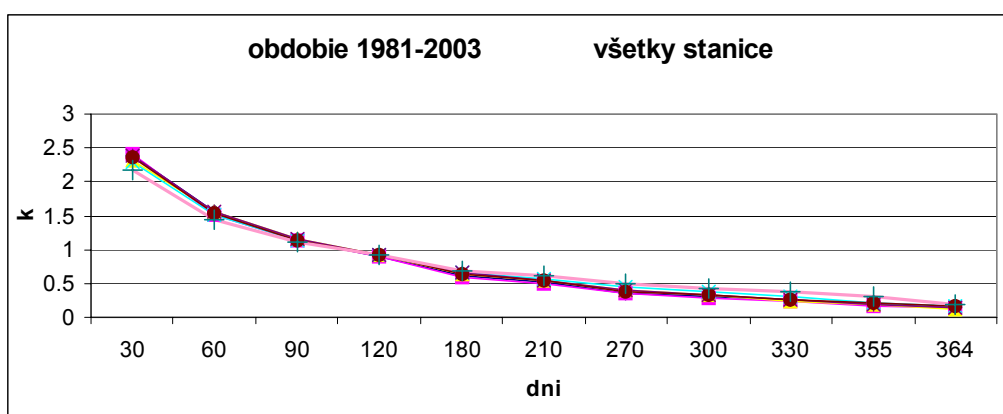
Obdobné konštatovanie platí aj pre hodnoty M- denných prietokov. Napriek znižujúcim sa ročným prietokom sa nemenia relatívne hodnoty $k = Q_{Md}/Q_a$ v kĺzavých priemerných 23-ročných

obdobíach . Ukazuje to obr. 4, na ktorom sú znázornené skutočné ako aj relatívne hodnoty. Takisto relatívne hodnoty nie sú závislé od veľkosti plochy povodia vodomerných staníc (obr.5). Môžeme tu vidieť miernu odlišnosť kvantilov pre povodie Osrblianky, pravdepodobne už so spomínaného dôvodu. V približne rovnakých prírodných podmienkach sú ich relatívne hodnoty takmer rovnaké pre povodie s plochou 9 –240 km².

Obr .4 : M- denné prietoky na Čiernom Hrone v Hronci

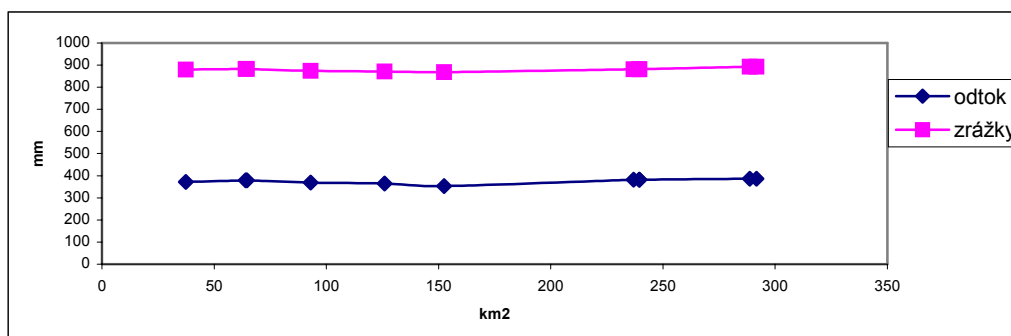


Obr. 5 : M- denné prietoky v období 1981-2003



Výsledky a poznatky získané spracovaním údajov vo vodomerných staniaciach boli použité pre stanovenie údajov pre referenčné obdobie 1961-2000 aj v iných profiloch tohto povodia a zároveň využité aj pre regionalizáciu odtoku a priemerných ročných prietokov na území Slovenska. Zo získaných hodnôt predstavujeme v grafickej forme priebeh odtoku a zrážok v povodí za referenčné obdobie (obr. 6) .

Obr. 6 : Odtok a zrážky v povodí za obdobie 1961-2000

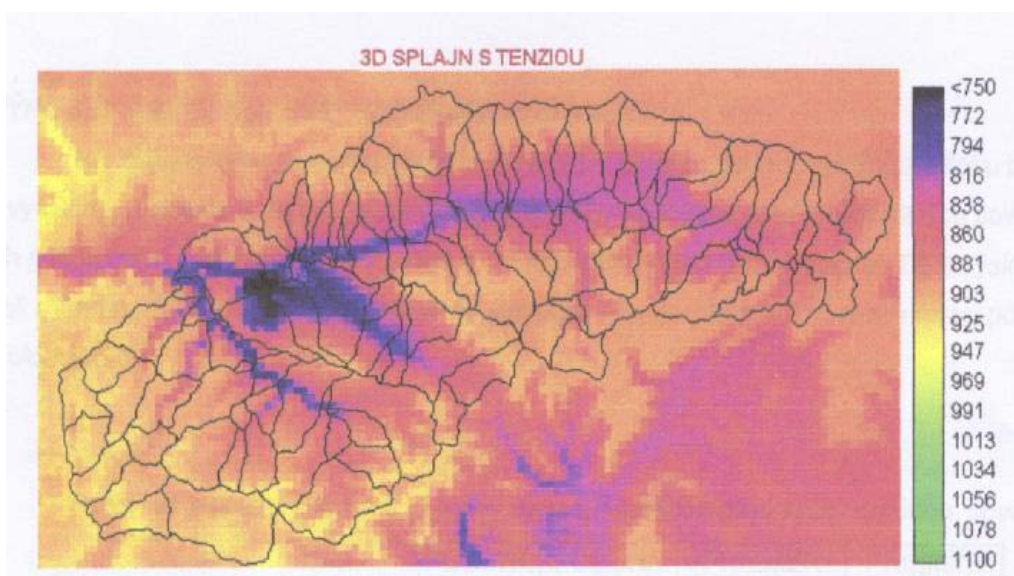


Stanovenie metódy pre zhotovenie rastrovej mapy priemerných ročných úhrnov zrážok

Údaje z reprezentatívneho povodia spolu s údajmi povodia Hrona nad jeho zaústením slúžili aj na výber metódy pre zhotovenie rastrovej mapy priemerného ročného úhrnu zrážok na územie Slovenska. V tomto pilotnom povodí boli vytvorené v spolupráci s Experimentálnou základňou ÚH SAV v Liptovskom Mikuláši rastrové interpretácie analogónových máp. Na vektorové vrstvy izohyet z máp mierky 1:50 000 a 1:750 000 bola aplikovaná rasterizácia a následne boli vytvorené rastrové vrstvy interpoláciou medzi zrasterizovanými izočiarami s využitím metódy 2-rozmerného regularizovaného splajnu s tenziou. Zároveň boli testované aj rôzne interpolačné metódy : Thiessenove polygóny, metóda inverzne váženej vzdialenosti , 2 a 3-rozmerný regularizovaný splajn s tenziou (RST3D), kriging a cokriging. Interpolačné metódy 3-rozmerný regularizovaný splajn s tenziou, a cokriging využívajú pri interpolácii zrážok aj informáciu o topografii územia, ostatné iba hodnoty úhrnov zrážok v stanicach v povodí. Kvantifikácia presnosti jednotlivých interpolačných metód bola testovaná pomocou metódy „jack-knife“(Parajka J.,2001). Z testov ako najpresnejšia bola interpolačná metóda RST3D, ktorej smerodajná odchýlka rozdielov medzi meranými a vynechanými stanicami bola 25 mm.

Z výsledkov týchto testov ako aj porovnaním výsledkov s analogónovými mapami bola v ďalšom aplikovaná na územie celého Slovenska metóda trojrozmerného regularizovaného splajnu s tenziou, ktorej formu predstavuje obr.7.

Obr. 7 Rastrová mapa úhrnu zrážok



Záver

Merania a zhodnotenie výsledkov v reprezentatívnom povodí Čierny Hron, ktoré je minimálne ovplyvnené ľudskou činnosťou slúži pre stanovovanie referenčných podmienok pre režim odtoku. Kvalitné údaje z vodomerných a zrážkomerných staníc s dostatočnou hustotou umožňujú overovanie metodík pre stanovovanie hydrologických charakteristík pre prirodzený režim odtoku, tak ako ich poskytuje Slovenský hydrometeorologický ústav. K tomuto účelu boli použité aj v tomto období, keď sa pripravuje aktualizácia hydrologických údajov pre referenčné obdobie 1961-2000 na území Slovenska.

Voda je dôležitý prvok v krajine a poznatky o jej priestorovom a časom rozložení sú jedným nevyhnutným predpokladom pre správne nakladanie s vodami aj v tomto povodí, čo umožní zachovanie a ochranu tohto výnimočného územia.

Literatúra

Parajka, J. (2001): Spracovanie analýza vybraných hydrologických údajov pre povodie Hrona pod Čiernym Hronom v prostredí GIS. Záverečná správa, Experimentálna hydrologická základňa Liptovský Mikuláš, Ústav hydrológie SAV

Podolinský Š., Šipikalová H., (1994): Tvorba a vývoj odtoku v závislosti od prírodných podmienok v povodí Čierneho Hrona, In: Zborník prác SHMÚ č.36

Rádioindikátorové metódy využívané v pôdnej hydrológii

Lubomír Lichner¹, Andrea Čipáková², Pavel Dlapa³, Miloslav Šír⁴, Miroslav Tesař⁴

¹Ústav hydrológie SAV, Račianska 75, 83102 Bratislava, lichner@uh.savba.sk

²Regionálny úrad verejného zdravotníctva, Ipeľská 1, 04220 Košice, Cipakova@orangemail.sk

³Katedra pedológie PriF UK, Mlynská dolina B-2, 842 15 Bratislava, dlapa@fns.uniba.sk

⁴Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Pod Patankou 30/5, 166 12 Praha 6,
msir@mereni.cz, miroslav.tesar@iol.cz

Úvod

Základom indikátorových metód je označenie nejakého materiálu alebo predmetu tak, aby ho bolo možné identifikovať alebo detekovať v stanovenom čase. V prípade rádioindikátorových metód sa využíva skutočnosť, že rádioaktívny indikátor má rovnaké fyzikálne a chemické vlastnosti ako študovaná látka a okrem toho je rýchlo a ľahko detekovateľný aj v stopových koncentráciách (Lichner, Holko, 2001).

V príspevku prezentujeme naše doterajšie skúsenosti s využitím rádioindikátorových metód v laboratóriu a v teréne. Rádioindikátorové metódy sme použili na laboratórne merania sorpcie kadmia na všetky pôdne častice a na častice < 0,01 mm (pohyblivé v pôdnych makropóroch), zhodnotenie vplyvu času trvania kontaktu kadmia s pôdou na rozdelenie kadmia medzi častice < 0,01 mm a častice > 0,01 mm, ako aj na štúdium rozdelenia sorbovaného kadmia na vratne a nevratne sorbovanú frakciu a vodorozpustnú frakciu, ktoré bude prezentované v ďalšom príspevku na tejto konferencii (Dlapa et al., 2005). V teréne sme rádioindikátorové metódy použili na meranie závislosti koncentrácie (aktivity, početnosti impulzov) rádioaktívneho indikátora od hĺbky (koncentračné rozdelenie) a retenčnej kapacity pôdy.

Materiály a metódy

Sorpciu kadmia na pôdne častice, vplyv času trvania kontaktu kadmia s pôdou na jeho sorpciu a rozdelenia sorbovaného kadmia sme študovali na vzorkách pôdy z Podunajskej nížiny. Z hľadiska zrnitostného zloženia sa jednalo o ľahkú, stredne ťažkú a ťažkú pôdu. Ľahká hlinito-piesčitá pôda na lokalite Kalinkovo je podľa pôdneho typu (MKSPS, 2000) fluvizem modálna, varieta karbonátová (FMm^c-I). Pôda sa nachádza na ľahkých karbonátových nivných uloženiach. Stredne ťažká hlinitá pôda na lokalite Macov je podľa pôdneho typu (MKSPS, 2000) čiernica černoziemná karbonátová (Čab^c). Pôda sa nachádza na stredne ťažkých karbonátových nivných uloženiach. Ťažká ílovitá pôda na lokalite v Jurovej je podľa pôdneho typu (MKSPS, 2000) čiernica černoziemná karbonátová (Čam^c). Pôda sa nachádza na aluviálnej rovine tvorenej vrstvou preplavenej spraše na karbonátových nivných uloženiach. Koncentračné rozdelenia rádioaktívneho indikátora sme merali na parcelách Experimentálnej základne Výskumného ústavu závlahového hospodárstva v Moste pri Bratislave. Podľa pôdneho typu sa jedná o černozem karbonátový (MKSPS, 2000). Retenčnú kapacitu pôdy sme merali na lokalite Zábrod – lúka. Podľa pôdneho typu sa jedná o hnedú pôdu kyslú podzolovanú (MKSPS, 2000).

V konvenčnej batch metóde sa pôda, voda a kadmium umiestnili do polyetylénovej fľašky s objemom 100 ml a trepani 5 s. Jednu hodinu po trepaní sa odobrala vzorka výluhu s objemom 5 ml a po centrifugovaní sa multikanálovým gamaspektrometrom s Ge/Li detektorom zmerala merná aktivita a kadmia ¹⁰⁹Cd v kvapalnej fáze. Adsorpcia S kadmia na všetky častice pôdy a rozdeľovací koeficient K_{dm} pre pôdnu maticu (rovnajúci sa rovnovážnemu rozdeľovaciemu koeficientu) sa vypočítali z rovníc:

$$S = (a_0 - a) / a_0 \quad (1)$$

$$K_{dm} = (V/m) (a_0 - a) / a \quad (2)$$

Postup pri modifikovanej batch metóde je rovnaký ako pri konvenčnej batch metóde s výnimkou centrifugovania. Preto sa v 5-ml vzorke tekutiny, odobratej 1 minútu po trepaní, okrem ^{109}Cd v roztoku nachádzalo aj ^{109}Cd adsorbované na pôdne častice $<10\ \mu\text{m}$ a multikanálovým gamaspektrometrom s Ge/Li detektorom zmerala merná aktivita a' kadmia ^{109}Cd . Adsorpcia S' kadmia na častice pôdy $<10\ \mu\text{m}$, ktoré sa neusadili na dne polyetylénovej fľašky za 1 minútu po trepaní a rozdeľovací koeficient K_{df} pre preferenčnú doménu sa vypočítali z rovníc (Lichner, Čipáková, 2001, 2002):

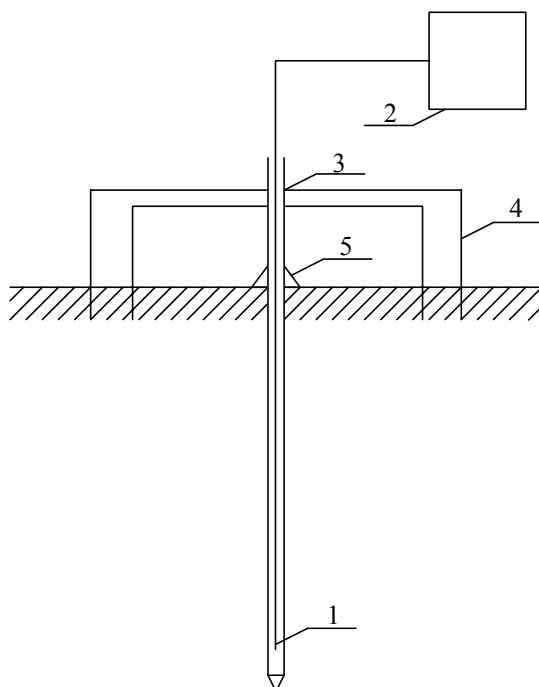
$$S' = (a' - a) / a_0 \quad (3)$$

$$K_{df} = (V/m) (a_0 - a') / a' \quad (4)$$

Čas t (v našom prípade $t = 1\ \text{min}$), za ktorý sa všetky častice $>10\ \mu\text{m}$ usadia na dno fľašky, sa vypočítal zo Stokesovho zákona:

$$t = 9 l \eta / 2 g r^2 (\rho_s - \rho_w) \quad (5)$$

kde l je dráha pôdnych častíc vo vode (L), t je čas usadzovania pôdnych častíc s polomerom r na dno fľašky (T), g je gravitačné zrýchlenie (L T^{-2}), r je polomer pôdnej častice (L), ρ_s je hustota zmesi pôdy s vodou (M L^{-3}), ρ_w je hustota vody (M L^{-3}) a η je dynamická viskozita vody ($\text{M L}^{-1} \text{T}^{-1}$).



Obr. 1: Usporiadanie meracích zariadení na meranie rádioindikátorovou metódou v teréne. (1) Geiger-Müllerov detektor a prispôsobovací člen, (2) merač počtosti impulzov, (3) duralová trubka, (4) dvojvalcový infiltrometer, (5) kužeľové zeminové tesnenie, zabraňujúce obtekaniu sondy.

Prenos rozpustenej látky sa študoval v štruktúrnej pôde v Moste pri Bratislave s využitím rádioaktívneho jódu $^{131}\text{I}^-$ ako indikátora. Sonda (obr. 1), ktorou sme merali rozdelenie koncentrácie indikátora v závislosti od hĺbky pôdy, sa skladá z duralovej rúrky (3), v ktorej sa pohybuje Geiger-Müllerov (G-M) detektor a prispôsobovací člen (1), koaxiálnym káblom pripojený k nukleárnemu analyzátoru (2). Rúrky (s vnútorným priemerom 8 mm a hrúbkou steny 1 mm) sú do pôdy pod infiltrometrom (4) zasunuté vertikálne z povrchu pôdy do dier predrazených oceľovou tyčou s priemerom 10 mm. Pre každú sondu sa z ílovitohlinitej zeminy vytvorilo kužeľové tesnenie (5), aby sa zabránilo preferovanému prúdeniu vody pozdĺž sondy. Funkcia tesnenia sa otestovala farbivom Methylene Blue (Lichner, 1992, 1995, 2001).

Sondou sa merala početnosť impulzov v závislosti od hĺbky, keď jednotlivé body boli od seba vzdialené 10 cm. Pretože početnosť impulzov je úmerná koncentrácii indikátora (IAEA, 1975, s. 78), plošne spriemerovaná relatívna koncentrácia umelého hnojiva vo vrstve pôdy s hrúbkou 10 cm sa stanovila nasledovným spôsobom. Početnosť impulzov vo vrstve pôdy od $10a$ (cm) do $10(a + 1)$ (cm) (pre $a = 0, 1, 2, \dots$) sa určila ako aritmetický priemer početností nameraných v týchto dvoch hĺbkach. Potom sa z početnosti impulzov určila relatívna koncentrácia umelého hnojiva v tejto vrstve tak, aby súčet relatívnych koncentrácií vo všetkých vrstvách sa rovnal 1. Nakoniec sa vypočítané relatívne koncentrácie umelého hnojiva v jednotlivých vrstvách pôdy na parcele plošne spriemerovali spôsobom, ktorý popísali Butters a Jury (1989), keď plošne spriemerovaná relatívna koncentrácia umelého hnojiva v pôdnej vrstve na parcele je stredná hodnota relatívnych koncentrácií nameraných v tejto vrstve vo všetkých sondách.

Pri meraní retenčnej kapacity pôdy sme sa postupnou aplikáciou vody na povrch pôdy snažili dosiahnuť čo najväčší objem stabilizovanej vody v pôde. V okamihu, keď voda v pôde stratila stabilitu a dala sa do pohybu smerom do podlažia, sme stanovili objem vody v pôde, z ktorého sme určili retenčnú kapacitu pôdy.

Výsledky a diskusia

Zistili sme, že na častice $< 10^{-5}$ m, ktoré sa do jednej minúty po trepaní vzorky neusadili na dne nádoby, sa adsorbovalo viac ako 35 % kadmia v hlinito-piesčitej pôde z Kalinkova, viac ako 32 % kadmia v hlinitovej pôde z Macova a viac ako 48 % kadmia v ílovitej pôde z Jurovej pre čas trvania kontaktu kadmia s pôdou $t = 1$ min. Tento podiel klesal s rastom času trvania kontaktu kadmia s pôdou s dvomi výnimkami, keď sme zaznamenali jeho rast. Bolo to pre rast času trvania kontaktu kadmia s pôdou z dvoch na tri minúty v hlinito-piesčitej pôde z Kalinkova a z 5 na 10 minút v ílovitej pôde z Jurovej (tab. 1, obr. 2). Keďže každý z uvedených experimentov sa vykonával na samostatnej pôdnej vzorke, možno aj túto zmenu trendu vysvetliť variabilitou pôdných vlastností (Čipáková et al., 2002).

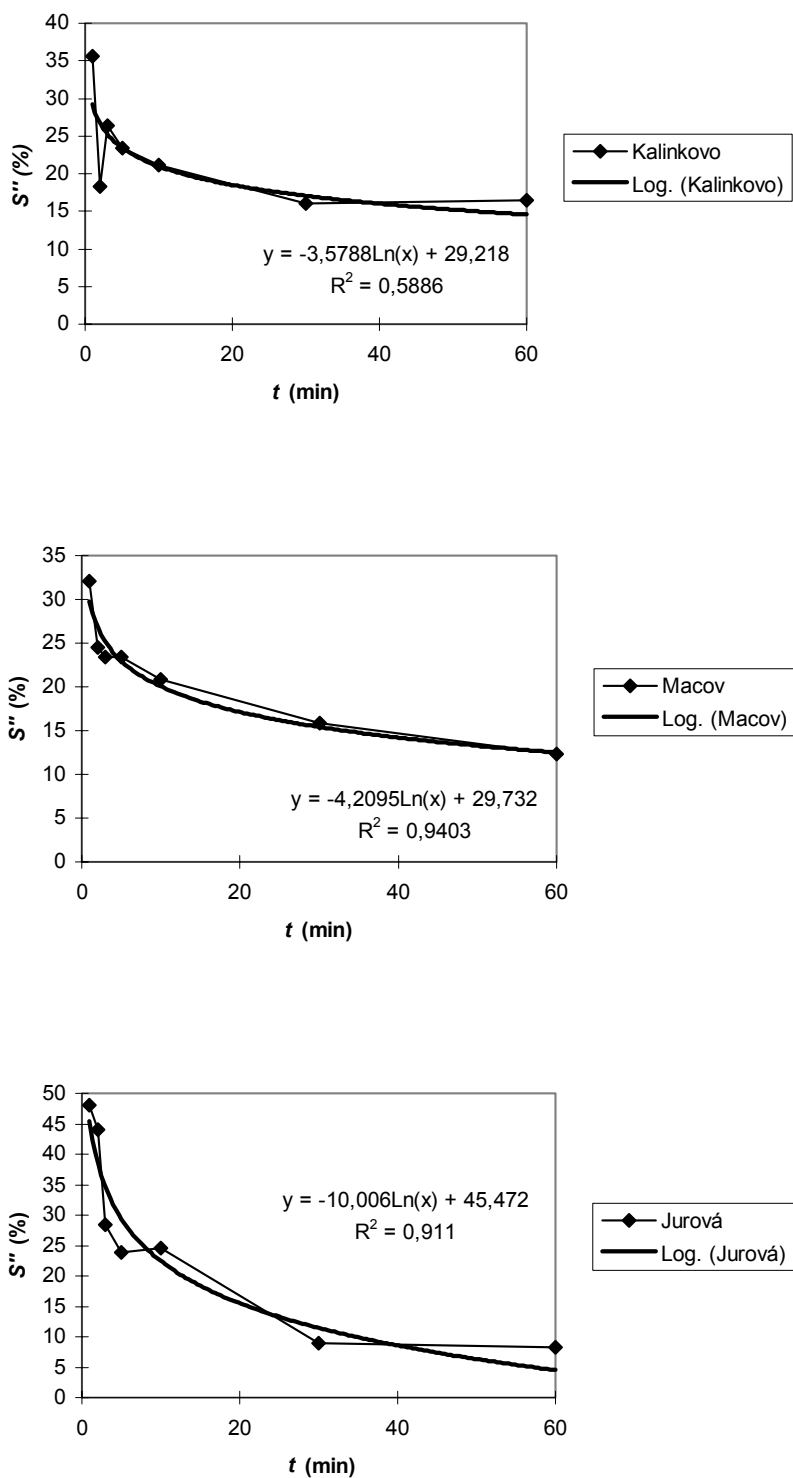
Tabuľka 1: Závislosť adsorpcia kadmia S , S' a S'' od času trvania kontaktu kadmia s pôdou.

Čas trvania kontaktu kadmia s pôdou (min)		1	2	3	5	10	30	60
Hlinitopiesčitá pôda Kalinkovo	S (%)	96,61	96,97	97,56	98,74	98,86	99,19	99,75
	S' (%)	61,06	78,62	71,18	75,36	77,74	83,2	83,23
	S'' (%)	35,55	18,35	26,38	23,38	21,12	15,99	16,52
Hlinitá pôda Macov	S (%)	95,78	96,26	95,84	96,93	96,95	97,17	97,20
	S' (%)	63,66	71,69	72,40	73,57	76,06	81,29	84,90
	S'' (%)	32,12	24,57	23,44	23,36	20,89	15,88	12,30
Ílovitá pôda Jurová	S (%)	97,83	98,18	98,27	97,94	98,67	99,21	99,18
	S' (%)	49,71	54,15	69,78	74,1	74,1	90,19	91,02
	S'' (%)	48,12	44,03	28,49	23,84	24,57	9,02	8,16

Výsledky našich meraní ukazujú, že podiel kadmia adsorbovaného na častice $< 10^{-5}$ m, ktoré sa do jednej minúty po trepaní vzorky neusadili na dne nádoby, je v ílovitej pôde z Jurovej približne 1,5-krát vyšší ako v hlinitovej pôde z Macova a hlinitopiesočnatej pôde z Kalinkova pre čas trvania kontaktu kadmia s pôdou $t = 1$ min. Pritom podiel častíc $< 10^{-5}$ m je v ílovitej pôde z Jurovej asi 1,7-krát vyšší ako v hlinitovej pôde z Macova a asi 3,8-krát vyšší ako v hlinitopiesočnatej pôde z Kalinkova.

Ešte neočakávanejší výsledok sme dostali pre dlhšie časy trvania kontaktu kadmia s pôdou (30 a 60 minút), keď podiel kadmia adsorbovaného na častice $< 10^{-5}$ m, ktoré sa do jednej minúty po trepaní vzorky neusadili na dne nádoby (Lichner, Čipáková, 2001, 2002). Tento podiel bol v ílovitej pôde z Jurovej, obsahujúcej 59,27 % takýchto častíc, len 9,02 % a 8,16 % a bol nižší ako v hlinito-piesčitej

pôde z Kalinkova, obsahujúcej 15,71 % takýchto častíc (15,99 % a 16,52 %) a hlinitej pôde z Macova, obsahujúcej 34,16 % takýchto častíc (15,88 % a 12,30 %) (tab. 1).



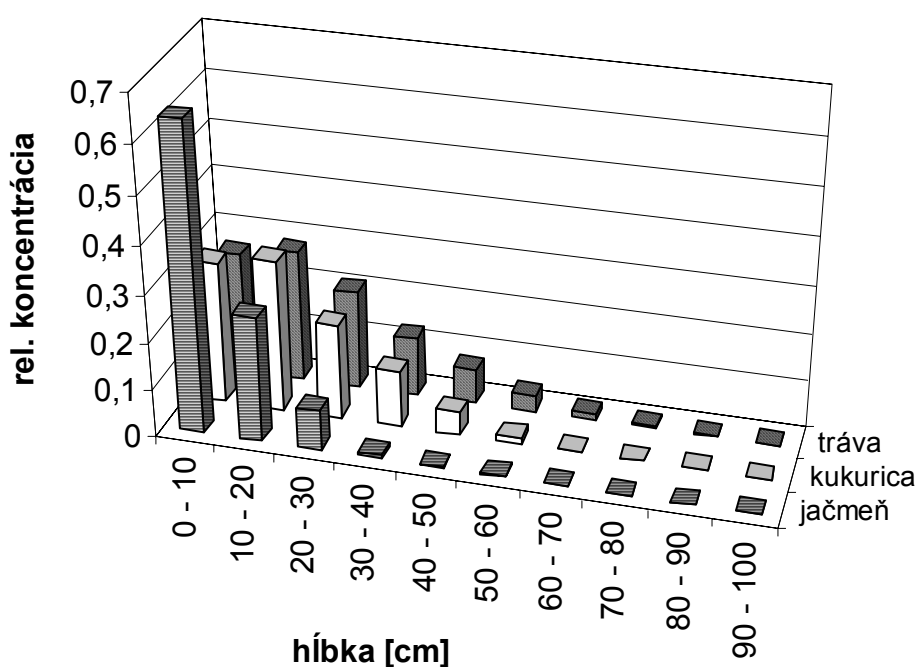
Obr. 2: Závislosť adsorpcie S'' kadmia na častice $< 10^{-5}$ m, ktoré sa do jednej minúty po trepaní vzorky neusadili na dne nádoby, od času t trvania kontaktu kadmia s pôdou.

V tabuľke 2 sú uvedené rozdeľovacie koeficienty K_{dm} pre pôdnu maticu a K_{df} pre preferenčnú doménu pôd v Kalinkove, Macove a Jurovej. Použitie konvenčného postupu (dosadenie rovnovážneho rozdeľovacieho koeficientu $K_d^{eq} \approx K_{dm}$ do konvektívno-disperznej rovnice) by podhodnotilo hĺbku vniku časti kadmia, pohybujúcej sa v preferenčnej doméne, asi 255-krát pre hlinitopiesčitú pôdu v Kalinkove, 20-krát pre hlinitú pôdu v Macove a 122-krát pre ílovitú pôdu v Jurovej v porovnaní s postupom, využívajúcim dvojdoménový model prenosu kadmia v pôde a rozdeľovacie koeficienty K_{dm} pre maticovú doménu a K_{df} pre preferenčnú doménu (Lichner, 1998; Lichner et al., 2003, 2004b, 2005; Dušek et al, 2004).

Tabuľka 2: Rozdeľovacie koeficienty K_{dm} pre pôdnu maticu a K_{df} pre preferenčnú doménu pôd v Kalinkove, Macove a Jurovej.

Rozdeľovací koeficient	Hlinitopiesčitá pôda Kalinkovo	Hlinitá pôda Macov	Ílovitá pôda Jurová
K_{dm} ($\text{cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$)	1596	138,9	483,8
K_{df} ($\text{cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$)	6,27	7,01	3,95

Pri meraniach v Moste pri Bratislave (Alaoui et al., 1997; Lichner, 2000, 2001; Lichner et al., 1999; Štekauerová et al., 1999) sme zistili, že rozdelenia relatívnej koncentrácie nereaktívnej rozpustenej látky (napr. umelého hnojiva) v závislosti od hĺbky sú pre malé a stredné kumulatívne infiltrácie ($I = 40 - 54$ mm vody) veľmi rozdielne (tab. 3, obr. 3). Napríklad 60 – 70 % aplikovanej látky sa nachádzalo vo vrstve 0 – 10 cm na parcele osiatej jarným jačmeňom, 0 – 20 cm v kukuričnom poli a 0 – 30 cm na dlhodobe neobrábanej parcele pokrytej trávnatým porastom. Hĺbka vniku rádioaktívneho indikátora bola 60 cm na parcele osiatej jarným jačmeňom, 70 cm v kukuričnom poli a 100 cm na dlhodobe neobrábanej parcele pokrytej trávnatým porastom.

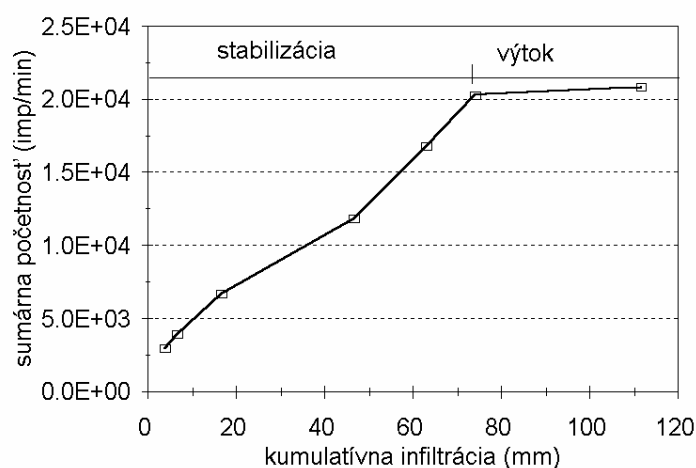


Obr. 3: Rozdelenia relatívnej koncentrácie nereaktívnej rozpustenej látky v závislosti od hĺbky pre malé a stredné kumulatívne infiltrácie ($I = 40 - 54$ mm vody).

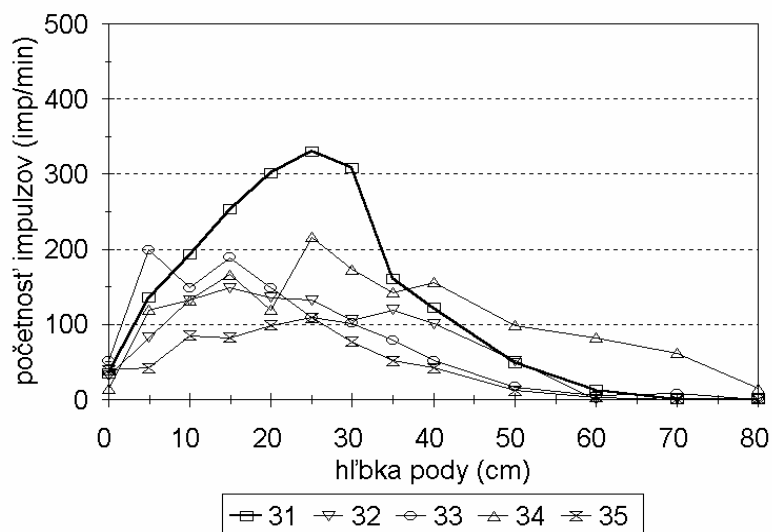
Tab. 3: Rozdelenia relatívnej koncentrácie C_r nereaktívnej rozpustenej látky v závislosti od hĺbky pre malé a stredné kumulatívne infiltrácie ($I = 40 - 54$ mm vody).

hĺbka pod povrchom pôdy [cm]	C_r [-] pre $I = 40$ mm vody v jačmennom poli	C_r [-] pre $I = 54$ mm vody v kukuričnom poli	C_r [-] pre $I = 54$ mm vody v trávnom poraste
0 - 10	0,643	0,299	0,258
10 - 20	0,262	0,319	0,279
20 - 30	0,084	0,200	0,209
30 - 40	0,008	0,119	0,125
40 - 50	0,002	0,050	0,073
50 - 60	0,001	0,012	0,035
60 - 70	0	0,001	0,013
70 - 80	0	0	0,005
80 - 90	0	0	0,002
90 - 100	0	0	0,001

Pri meraniach na lokalite Zábrod lúka sme na poličku 3 dosiahli zlomový okamih medzi stabilizáciou a výtokom vody 4 dni od začiatku experimentu, keď bol rádioaktívny indikátor v hĺbke 60 – 80 cm a do pôdy vsiaklo 74,1 mm vody (obr. 4). Od začiatku merania do tohto zlomového bodu rastie sumárna početnosť impulzov úmerne s rastom kumulatívnej infiltrácie. To značí, že celá infiltrovaná voda (obsahujúca rádioaktívny indikátor, ktorý sa do nej dostal priesakom cez kontaminovaný pôdny povrch) sa stabilizovala v pôde v hĺbke menšej ako 100 cm. Po prekročení tohto zlomového bodu už sumárna početnosť impulzov v pôde nerastie, aj keď do nej vteká ďalšia voda s rádioaktívnym indikátorom. Znamená to, že táto ďalšia voda sa v pôde neudrží a preteká do podlažia. Hĺbkový profil početnosti impulzov v pôde na poličku 3 v okamihu destabilizácie vody je na obr. 5. Hĺbkový profil koncentrácie radioindikátora v sonde 34 na tomto obrázku svedčí o tom, že destabilizácia vody zrejme vyvolala vznik prstu v okolí tejto pažnice. Poznamenajme, že sa nejedná o prúdenie v pôdnom makropóre, ale o prúdenie v prste tvorenom klastrom vzájomne hydraulicky prepojených a vodou zaplnených pórov kapilárnej veľkosti (Šír et al., 1997, 2000, 2004; Lichner et al., 2004a).



Obr. 4: Závislosť sumárnej početnosti impulzov v pôde od kumulatívnej infiltrácie vody na poličku 3.



Obr. 5: Hĺbkový profil počtosti impulzov v pôde na poličku 3 v okamihu destabilizácie vody, tj. 4 dni od začiatku experimentu (31 až 35 – čísla sond).

Záver

Rádioindikátorové metódy sa úspešne vyžívajú na merania v laboratóriu aj v teréne. Jednoduchosť a rýchlosť merania je najdôležitejšou výhodou týchto metód. Inštalácia sondy na terénne merania trvá asi 10 minút a meranie jedného bodu koncentračného rozdelenia alebo prienikovej krivky trvá len 1 minútu. Metóda je nedeštruktívna a schopná detekovať heterogenity prúdenia vody a prenosu rozpustených látok v pôde. Dávka rádioaktívneho indikátora potrebná pre jednu parcelku je veľmi malá (aktivita < 10 MBq, hmotnosť asi 0,01 mg). V prípade rádioaktívneho jódu ^{131}I je to len asi jedna šestina dávky používanej pri terapii štítnej žľazy.

PodĎakovanie

Táto práca bola podporovaná Agentúrou na podporu vedy a techniky prostredníctvom finančnej podpory č. APVT-51-017804, grantovou agentúrou VEGA (projekty 2/3032/23 a 1/0619/03) a Programom pro podporu cíleného vývoje a výzkumu AVČR (projekt S2060104).

Literatúra

- Alaoui, A. M., Germann, P., Lichner, L., Novák, V. (1997): Preferential transport of water and ^{131}I Iodide in a clay loam assessed with TDR-technique and boundary layer flow theory. *Hydrol. Earth System Sciences*, 1, 813 – 822.
- Butters, G. L., Jury, W. A. (1989): Field scale transport of bromide in an unsaturated soil, 2. Dispersion modeling. *Wat. Resour. Res.*, 25, 1583 – 1589.
- Čipáková, A., Houšková, B., Lichner, L. (2002): Fate of cadmium in the unsaturated zone of field soils. In: Schmitz, G. H. (ed.): *Proc. 3rd Int. Conf. Water resources and environment research, Drážďany*, s. 28 – 31.
- Dlapa, P., Čipáková, A., Lichner, L., Piš, V. (2005): Sorpcia a transport kadmia v karbonátových pôdach aluviálnych nív. In: Šír, M. et al. (eds.): *Zborník z medzinárodnej konferencie „Hydrologie malého povodí“*. ÚH AVČR, Praha, (tento zborník).

- Dušek, J., Vogel, T., Čipáková, A., Lichner, L. (2004): Cadmium transport in structured soil – measuring and modelling. In: Poster Proc. BHS 2004 Int. Conf. Hydrology: Science & practice for the 21st century. Londýn, <http://www.hydrology.org.uk/>, s. 18 – 20.
- IAEA (1975): Laboratory Manual on the Use of Radiotracer Techniques in Industry and Environmental Pollution. Technical Reports Series no. 161. International Atomic Energy Agency, Viedeň, 120 s.
- Lichner, L. (1992): Laboratory and field measurements of solute transport in soils by means of nuclear tracer technique. *Vodohosp. Čas.*, 40, 548 – 561.
- Lichner, L. (1995): A nuclear tracer technique for investigation of solute transport in the unsaturated zone of soil. In: Leibundgut, Ch. (ed.): Proc. Int. Symp. Tracer technologies for hydrological systems (Boulder, 1995). IAHS Publication No. 229, Wallingford, s. 109 – 116.
- Lichner, L. (1998): Vplyv makropórového prúdenia na prenos kadmia v pôde. *J. Hydrol. Hydromech.*, 46, 207 – 217.
- Lichner, L. (2000): Vplyv zmien využitia krajiny na hĺbku vniku rozpustenej látky v štruktúrnej pôde. *J. Hydrol. Hydromech.*, 48, 433 – 446.
- Lichner, L. (2001): Radioactive tracer techniques used in solute transport studies in a field soil. *Int. Agrophysics*, 15, 255 – 259.
- Lichner, L., Čipáková, A. (2001): Vplyv času trvania kontaktu medzi kadmom a pôdou na rozdelenie kadmia v pôdach Podunajskej nížiny. *Acta Hydrologica Slovaca*, 2, 149 – 155.
- Lichner, L., Čipáková, A. (2002): Cadmium distribution coefficients and Cd transport in structured soils. *Rostl. Výr.*, 48, 96 – 100.
- Lichner, L., Dlapa, P., Šír, M., Čipáková, A., Houšková, B., Faško, P., Nagy, V. (2005): The fate of cadmium in field soils of the Danubian Lowland. *Soil Till. Res.*, (v tlači)
- Lichner, L., Dušek, J., Čipáková, A., Vogel, T., Sobocká, J., Císlarová, M., (2003): Prenos kadmia v štruktúrnej pôde v podmienkach klimatického otepľovania. *Acta Hydrologica Slovaca*, 4, 44 – 50.
- Lichner, L., Holko, L. (2001): Indikátorové metódy v hydropedológii a hydrológii povodí. Veda, Bratislava 2001, 102 s.
- Lichner, L., Mészáros, I., Germann, P., Mdaghri Alaoui, A., Šír, M., Faško, P. (1999): Impact of land-use change on nutrient fluxes in structured soils. In: Heathwaite, L. (ed.): Proc. Int. Symp. Impact of land-use change on nutrient loads from diffuse sources (Birmingham, 1999). IAHS Publication No. 257, Wallingford, s. 171 – 177.
- Lichner, L., Šír, M., Tesař, M. (2004a): Meranie retenčnej kapacity pôdy. *Acta Hydrologica Slovaca*, 5, 216 – 221.
- Lichner, L., Vogel, T., Čipáková, A., Dušek, J. (2004b): Cadmium transport in structured soil under conditions of climate change. In: Internet Proc. EUROSOIL Congress, Freiburg, <http://www.bodenkunde.uni-freiburg.de/eurosoil/>, 10 s.
- MKSPS (2000): Morfogenetický klasifikačný systém pôd Slovenska. Bazálna referenčná taxonómia. VÚPOP, Bratislava, 76 s.
- Šír, M., Lichner, L., Tesař, M. (2004): Gravity-driven flow instability and its hydrological consequences. In: Ivančo, J. et al. (eds.): Zborník plných textov na CD z 15. slovensko – česko – poľského seminára Fyzika vody v pôde. Michalovce, 11 s.
- Šír, M., Tesař, M., Lichner, L., Syrovátka, O. (2000): In-situ measurement of oscillation phenomena in gravity-driven drainage. In: Eliáš, V., Littlewood, I. G. (eds.): Proc. Int. Conf. Catchment hydrological and biochemical processes in changing environment, (Liblice, 1998). Technical Documents in Hydrology, No. 37, UNESCO, Paríž, s. 249 – 255.
- Šír, M., Tesař, M., Pražák, J., Lichner, L. (1997): In-situ measurements of soil water dynamics in small catchments. In: Cunnane, C. (ed.): Proc. EGS Symp. Hydrology of small agricultural catchments (The Hague, 1996). Galway, s. 21 – 28.
- Štekauerová, V., Novák, V., Lichner, L. (1999): Position of the infiltration and redistribution front in an unsaturated soil: numerical simulation and tracer technique measurements. *Soil Till. Res.*, 51, 25 – 33.

Analýza hydrologických dat z Modravských povodí

Petr Máca, Jana Ředinová, Jirka Pavlásek
Katedra vodního hospodářství FLE ČZU Praha, Kamýcká 1176, Praha 6

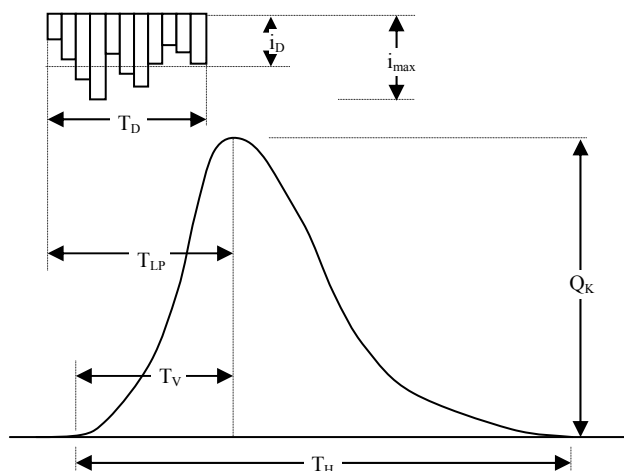
Úvod

Katedra vodního hospodářství provádí od roku 1998 monitoring hydrologických dat na vybraných lesních povodích v okolí Modravy. Pro analýzu naměřených hydrologických dat byla vybrána dvě povodí M1 a M2. Povodí M1 o rozloze 0,1 km² se nachází v nadmořské výšce 1210 – 1275 m v blízkosti Roklanské hájenky. Druhé povodí M2 o rozloze 0,17 km² se nachází v nadmořské výšce 1180 – 1330 m pod Malou Mokrůvkou (Hrádek et. al, 2000). Experimentální povodí byla vybudována na lokalitách s různým vegetačním pokryvem. Na povodí M1 se nachází suchý les po kůrovcové kalamitě a na povodí M2 je lesní holina, která postupně zarůstá (věk stromů je do 10 let). Povodí se liší svou sklonitostí i pedologickými charakteristikami, přestože byly při výběru lokalit brány v úvahu podobné hydrologické poměry. Povodí M1 má nižší sklonitost a menší hloubku půdního profilu než povodí M2. Mášová (2003) uvádí, že půdní profil u povodí M1 vykazuje také vyšší stupeň zrašelinění.

Metodika

Monitoring dat se provádí ve vegetačním období (květen – říjen), kdy se měří výška srážek, průtok, teplota a od roku 1999 také konduktivita. Souhrnné výsledky tohoto měření z let 1998 – 2003 uvádí Křovák, Pánková, Doležal (2004). Pro následnou analýzu dat byly použity pouze hodnoty srážek a průtoků z období 1998 – 2004. Výška srážek se měří překlompným srážkoměrem se zachytnou plochou 0,02 m². Průtok se měří pomocí Thomsonova přelivu, u kterého je výška přepadového paprsku měřena pomocí tlakového čidla. Hodnoty jsou ukládány do záznamové jednotky NOEL v časovém intervalu 2 min. pro srážky a 4 min. pro výšku hladiny. Zaznamenaná data byla zpracována do hodinového časového kroku a v této podobě byla dále vyhodnocena.

Z těchto časových řad byly vybrány jednotlivé srážko-odtokové události. U těchto událostí byly stanoveny následující charakteristiky dle Dingmana (2002): srážkový úhrn, doba trvání srážky, průměrná intenzita srážky, maximální intenzita srážky, výška odtoku, doba trvání hydrogramu, kulminační průtok, doba trvání vzestupné větve hydrogramu a doba od začátku deště ke kulminaci (lag-to-peak). Vybrané charakteristiky jsou znázorněny na obr. 1. U jednotlivých událostí byl poté posuzován vliv charakteristik srážek na charakteristiky hydrogramu.



Obr. 1. Vybrané charakteristiky srážko-odtokové události: T_D - doba trvání srážky, T_{LP} - doba od počátku deště ke kulminaci (lag-to-peak), T_V - doba vzestupu hydrogramu, T_H - doba trvání hydrogramu, i_D - průměrná intenzita srážky, i_{max} - maximální intenzita srážky, Q_K - kulminační průtok.

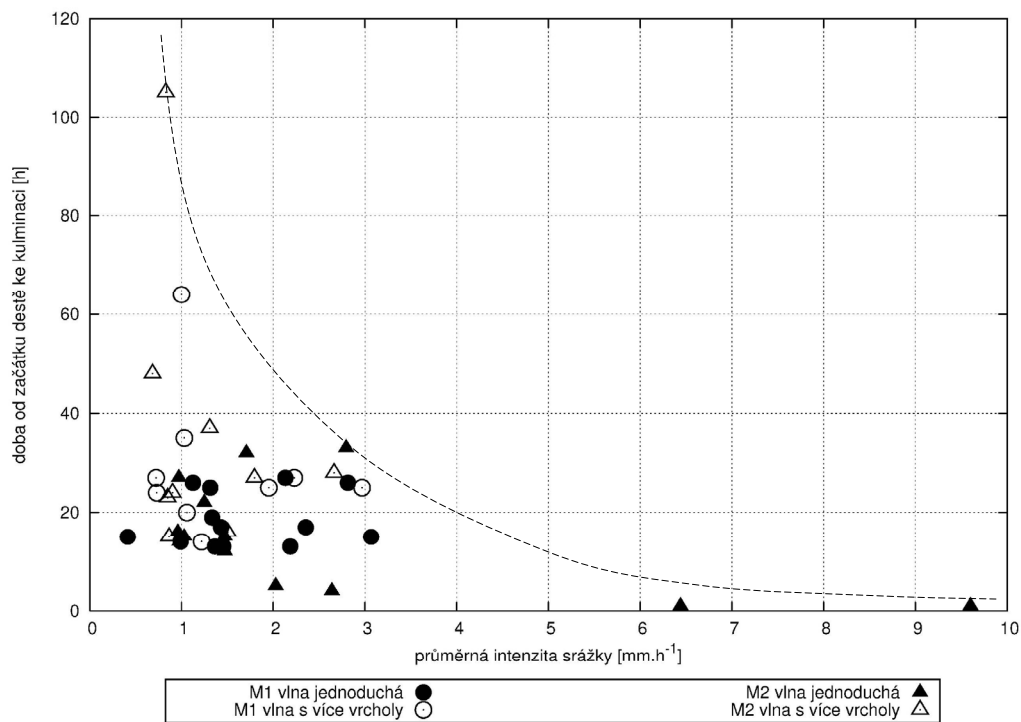
Výsledky

Přehled hodnot vybraných charakteristik srážko-odtokových událostí je uveden v tab. 1.

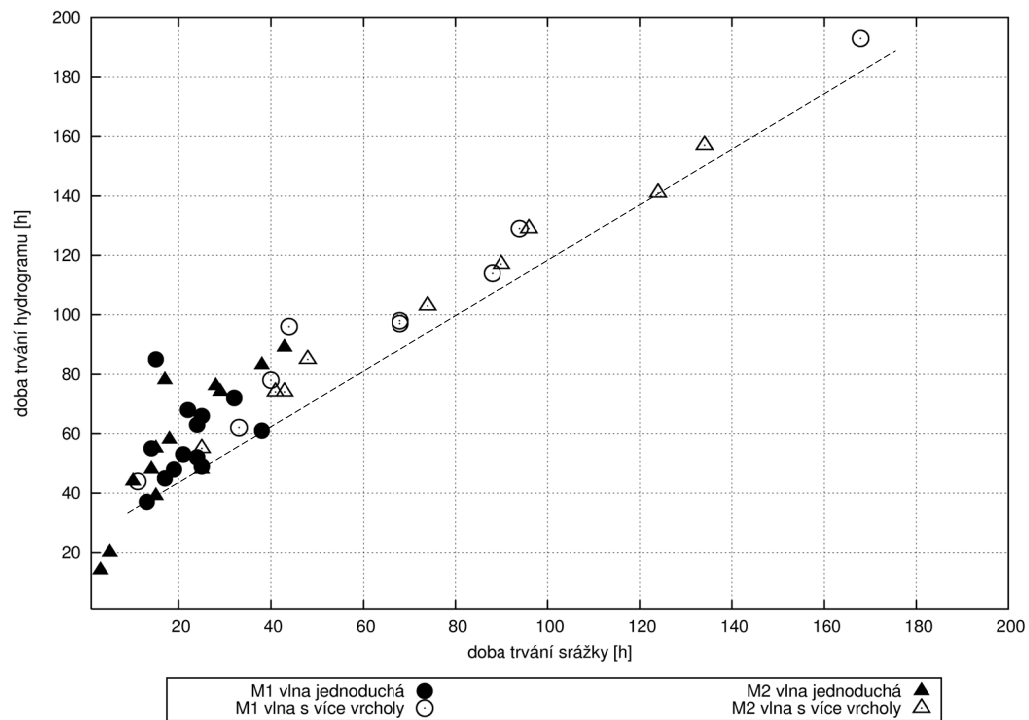
Tabulka 1. Přehled vybraných charakteristik srážko-odtokových událostí z let 1998 – 2004.

Název průtokové vlny (pov. rok hod v roce)	Max. srážka [mm.h ⁻¹]	Max. průtok [l.s ⁻¹]	Průměrná srážka [mm.h ⁻¹]	Srážkový úhrn [mm]	Výška odtoku [mm]	Doba od počátku deště ke kulminaci (lag-to-peak) [h]	Trvání srážky [h]	Trvání hydrogramu [h]	Trvání vzestup. větve hydrogramu [h]
Povodí M1 – jednoduché průtokové vlny									
M1017449	6.6	75.02	2.13	81	23.93	27	38	61	17
M1023765	6.6	64.71	3.07	73.6	14.86	15	24	63	15
M1046379	7.4	59.63	2.81	90	15.14	26	32	72	23
M1026443	4.0	16.10	1.31	32.8	4.81	25	25	66	25
M1005995	5.2	3.07	1.33	28	1.04	19	21	53	17
M1006241	5.8	3.58	1.45	32	1.29	13	22	68	14
M1006341	10.4	1.76	0.41	23.2	0.96	15	15	85	14
M1015302	3.8	7.66	1.36	23.2	2.14	13	17	45	11
M1015827	7.0	4.63	1.43	35.8	1.51	17	25	49	15
M1024176	11.2	1.63	2.35	30.6	0.59	17	13	37	8
M1024402	3.4	1.38	0.99	18.8	0.62	14	19	48	14
M1034046	16.6	7.07	2.19	30.6	1.76	13	14	55	9
M1046985	3.0	2.90	1.13	27	0.85	26	24	52	12
Povodí M1 – průtokové vlny s více vrcholy									
M1015993	7.4	64.71	1.06	177.8	46.48	20	168	193	13
M1026671	5.4	53.08	1.95	64.4	17.72	25	33	62	17
M1986163	8.8	160.60	2.23	196.2	77.11	27	88	114	19
M1987201	9.6	157.78	2.97	130.6	52.61	25	44	96	23
M1026934	5.8	27.86	0.72	49.2	8.40	27	68	98	14
M1036654	4.6	27.20	1.00	68	7.81	64	68	97	61
M1043665	4.2	20.32	0.73	68.6	12.57	24	94	129	21
M1994545	6.8	14.38	1.03	41.2	5.25	35	40	78	26
M1044657	3.2	2.46	1.22	13.4	0.75	14	11	44	12
Povodí M2 – jednoduché průtokové vlny									
M2017442	5.8	66.92	1.71	73.4	22.20	32	43	89	21
M2987197	15.8	30.23	2.64	26.4	8.56	4	10	44	10
M2005016	4.8	23.61	1.47	25.0	6.36	15	17	78	8
M2024410	9.6	15.63	1.47	36.8	3.72	12	25	48	14
M2026671	4.0	22.14	1.25	36.2	8.48	22	29	74	20
M2026948	4.8	22.72	0.97	27.2	8.72	27	28	76	11
M2004173	8.6	2.09	2.03	30.4	0.89	5	15	39	6
M2014050	2.4	5.46	0.96	14.4	3.76	16	15	55	13
M2014811	4.0	2.65	1.03	14.4	1.77	15	14	48	15
M2015308	2.8	3.98	0.98	17.6	1.82	14	18	58	11
M2033736	29.4	3.39	6.44	32.2	0.58	1	5	20	2
Povodí M2 – průtokové vlny s více vrcholy									
M2015994	4.6	59.63	0.85	105.2	29.52	23	124	141	6
M2986085	8.2	106.40	1.80	161.6	48.55	27	90	117	14
M2987197	9.0	170.22	2.66	127.8	51.07	28	48	85	26
M2023772	6.2	10.07	1.50	37.6	6.02	16	25	55	16
M2036704	15.6	32.36	0.83	111.0	22.21	105	134	157	81
M2043676	5.6	29.88	0.90	86.6	24.75	24	96	129	23
M2994550	8.6	12.67	1.31	53.6	3.96	37	41	74	22
M2004687	5.2	6.64	0.87	37.2	2.68	15	43	74	11
M2986806	3.8	5.33	0.68	50.6	3.76	48	74	103	28

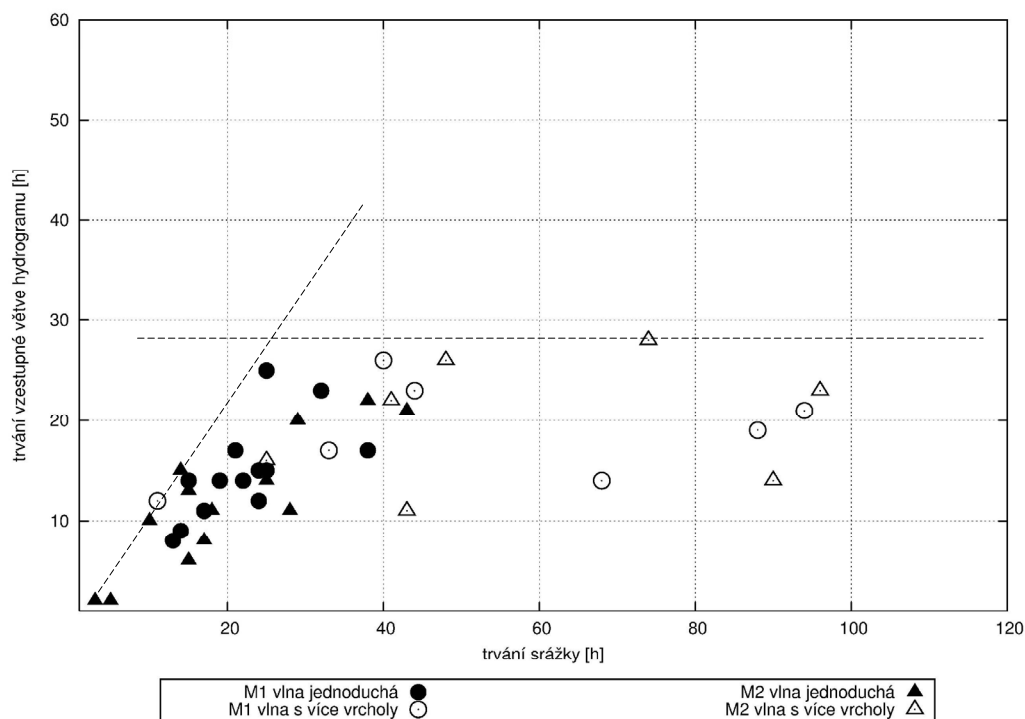
V grafech 1 – 3 jsou znázorněny závislosti časových charakteristik průtokové vlny na charakteristikách srážek.



Graf 1. Závislost doby od začátku deště ke kulminaci (lag-to-peak) na průměrné intenzitě srážek.



Graf 2. Závislost doby trvání hydrogramu na době trvání srážek.



Graf 3. Závislost doby trvání vzestupné větve hydrogramu na době trvání srážek

V grafech 4 – 6 jsou uvedeny závislosti kulminačního průtoku a výšky odtoku na vybraných charakteristikách srážkového úhrnu.

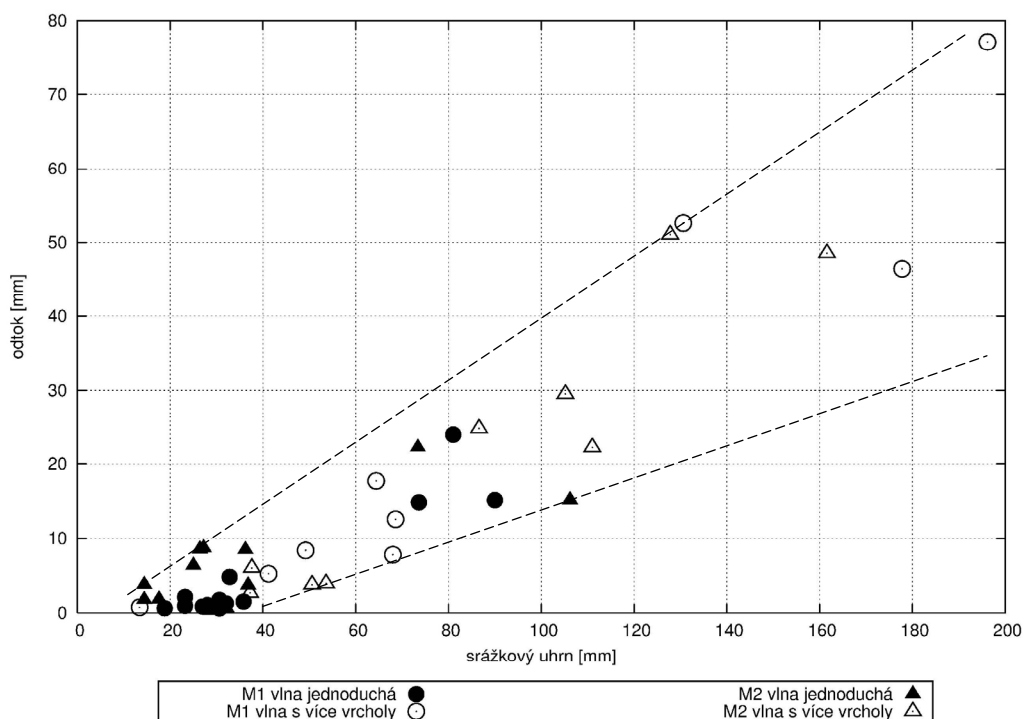
Diskuze

Z porovnání vybraných charakteristik srážko-odtokových událostí z let 1998 – 2004 lze vyvodit některé předpoklady chování sledovaných povodí. Tyto předpoklady jsou v grafech znázorněny přerušovanou čarou. Jejich platnost je však omezena délkou měřené časové řady monitorovaných dat.

Doba od počátku deště ke kulminaci (lag-to-peak) se zkracuje se zvyšující se hodnotou průměrné intenzity příčinné srážky. Zkrácení této doby je způsobeno nárůstem podílu povrchového odtoku na celkovém odtoku z povodí. Stanovit lze horní hranici závislosti, tzn. maximální dobu od počátku deště ke kulminaci pro danou hodnotu intenzity srážek (přerušovaná čára v grafu 1.). Zkrácení doby trvání této charakteristiky pro danou intenzitu srážek ovlivňují další veličiny ovlivňující tvorbu povrchového odtoku, zejména předchozí vláhové poměry.

Minimální doba trvání hydrogramu (přerušovaná čára v grafu 2.) roste úměrně s délkou trvání příčinné srážky. Hodnota zvýšení této doby je přibližně shodná s hodnotou zvýšení délky trvání srážky. Rozdíl mezi těmito hodnotami, tzn. doba od konce příčinné srážky do konce hydrogramu, je pro povodí M2 zhruba 20 hodin. Tato hodnota nepatrně klesá s rostoucí dobou trvání srážek. Delší doba trvání hydrogramu při dané délce trvání příčinných srážek je způsobena srážkami v průběhu poklesu hydrogramu. Při výběru srážko-odtokových událostí nebyly tyto srážky do příčinné srážky zařazeny.

Při sledování závislosti doby trvání vzestupné větve hydrogramu na době trvání srážky lze určit dvě limitní hodnoty (viz graf 3.). Při zvyšující se době trvání srážky roste doba vzestupu hydrogramu do určité hodnoty – doba rovnovážného stavu povodí (Dingman, 2002). Poté je tato hodnota přibližně konstantní (28 hodin pro povodí M2).



Graf 6. Závislost výšky odtoku na velikosti srážkového úhrnu

Z grafu 4. lze vysledovat maximální možnou hodnotu kulminačního průtoku při dané intenzitě srážek nebo též jaká minimální intenzita srážky je předpokladem kulminačního průtoku o dané hodnotě. Předpoklad, že s vyšší intenzitou srážek vzrůstá hodnota kulminačního průtoku se nepotvrdil, a to proto, že maximální intenzity srážek se vyskytly ve srážkách s nižším celkovým úhrnem.

Z velikosti srážkového úhrnu je možné určit interval, ve kterém by se měly pohybovat hodnoty kulminačního průtoku a výšky odtoku. Hodnoty obou těchto charakteristik vykazují rostoucí trend s vyšším srážkovým úhrnem. Z grafu 5. lze vyčíst jaký minimální srážkový úhrn může vyvolat kulminační průtok o dané hodnotě. Podobně lze odečíst minimální hodnotu kulminačního průtoku. V rozmezí těchto dvou hodnot se pohybují hodnoty kulminačního průtoku předpokládané povodňové vlny. Podobně lze z grafu 6. odečíst interval, ve kterém se s největší pravděpodobností bude pohybovat výška odtoku při určitém srážkovém úhrnu.

Závěr

Při studiu hydrologických dat byly zpracovány vybrané charakteristiky dvaadvaceti srážko-odtokových událostí ze šumavských povodí M1 a M2. U jednotlivých událostí byly hledány závislosti charakteristik průtokové vlny na charakteristikách srážek. Přestože data při hledání závislostí nevykazují těsné korelace, lze pomocí nich stanovit mezní hodnoty, které určují interval, ve kterém se budou vyskytovat výsledné hodnoty zkoumaných charakteristik popisujících odezvu povodí na srážkovou událost. Rozpětí tohoto intervalu závisí na typu porovnávaných charakteristik. Poloha výsledné hodnoty v tomto intervalu závisí na dalších veličinách, zejména předchozích vláhových poměrech nebo na kombinaci více studovaných charakteristik. Těsnější korelace bylo dosaženo při porovnání časových a objemových charakteristik popisujících celou událost (doba trvání srážky, srážkový úhrn, doba trvání hydrogramu, objem povodňové vlny) než při porovnání dílčích charakteristik popisujících pouze část události (max. intenzita srážky, kulminační průtok, doba trvání vzestupné větve, doba od počátku deště ke kulminaci).

Literatura

- Dingman, S. L., 2002: Physical Hydrology, second edition. Prentice Hall, New Jersey, s. 646.
- Hrádek, F., Kuřík, P., Pánková E., Korytář M., 2000: Vliv změn lesních ekosystémů na hydričký režim krajiny. Monitoring, výzkum a management ekosystémů Národního parku Šumava, sborník z celostátní konference, s. 38 – 43.
- Křovák, F., Pánková, E., Doležal, F., 2004: Vliv lesních ekosystémů na hydričký režim krajiny. Aktuality šumavského výzkumu II, sborník z konference, s. 44 – 48.
- Mášová, L., 2003: Ovlivnění vodního režimu povodí změnou lesního pokryvu ve vybraných povodích NP Šumava, diplomová práce. FLE ČZU Praha, s. 70.

Vplyv zdrojov znečistenia na povrchové a podzemné vody v prostredí malých vodných tokov

Matej Mojses, Jana Sedláková

Ústav krajinnej ekologie SAV Bratislava, pobočka Nitra,
P. O. BOX 23/B, Akademická 2, 949 01 Nitra

Úvod

Voda je jeden z najdôležitejších a zároveň aj najrozšírenejších prírodných zdrojov. Vodné zdroje a ich vyvážený režim majú v krajine nenahraditeľné postavenie. Hydrologické procesy akumulácie, retencie a priepustnosti pôd, ktoré sú v podmienkach aluviálnej krajiny veľmi významné, najmä z aspektu dotácie podzemných vôd, zadržiavania a rýchleho odtokania povodňových vôd skúmal v podmienkach modelového povodia potoka Paríž HALABUK (2004).

Poľnohospodárska krajina sa vyznačuje vysokým stupňom regulácie prírodných procesov človekom, resp. vysokým stupňom potlačenia autoregulačných mechanizmov v ekosystémoch. Vidiecka krajina je polyfunkčným životným prostredím človeka, má svoje charakteristické vnútorné väzby a charakter prvkov, nie je však izolovaným systémom. Neustále je v interakcii s okolitou urbanizovanou, ale i prírodnou krajinou, plniacou hlavne ekostabilizačnú funkciu (REHÁK, NOVOTNÝ, A KOL., 1996).

Ochranu vôd je potrebné chápať ako integrovanú ochranu množstva a kvality povrchových a podzemných vôd. Ochrana množstva vôd, tzv. kvantitatívna ochrana, je založená na zvyšovaní akumulačnej schopnosti krajiny a na kontrole dodržiavania vypočítaných hodnôt pre odoberané množstvá vôd. Z tohoto dôvodu sa stanovujú limity využívania zásob podzemných vôd (tzv. ekologické limity), ako aj záväzné minimálne prietoky tzv. ekologické prietoky na tokoch. Obidve oblasti problematiky ochrany vôd - kvalitatívna aj kvantitatívna - zastrešuje najmä vo vodohospodársky významných zdrojových oblastiach systém tzv. územnej ochrany vôd, ktorý môžeme rozčleniť do troch typov ochrany (KOLLÁR, 2001): a) všeobecná ochrana vyplývajúca zo zákona o vodách (vodného zákona), b) regionálna ochrana - chránené vodohospodárske oblasti, c) sprísnená špeciálna, tzv. užšia ochrana, týkajúca sa hlavne vodných zdrojov využívaných na pitné účely - pásma hygienickej ochrany.

Antropogénne zásahy, ktoré sa uskutočnili v povodí potoka Paríž v predchádzajúcich desaťročiach výrazne narušili rovnovážny stav krajiny v celom povodí. Pôsobenie negatívnych stresových faktorov sa odrazilo na kvalite priamo závislých terestriálnych ekosystémov (mokrade, nádrže), prepojených aquatických ekosystémov (vodné toky) a následne aj na samotnej kvalite podzemnej vody. Môžeme konštatovať, že s prudkým rozvojom urbanizácie a poľnohospodárstva v sledovanom území došlo k zhoršeniu kvality povrchových a podzemných vôd.

Skúmané územie

Podľa regionálneho geologického členenia Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy (VASS A KOL., 1988) je oblasť povodia potoka Paríž súčasťou Podunajskej panvy. Na geologickej stavbe sa podieľajú horniny predterciérneho podložía, sedimenty paleogénu, neogénu a kvartéru. Len malá časť územia pri Gbelciach je v podloží tvorená mezozoickými útvarmi. Reliéf predterciérneho podložía má klesajúcu tendenciu od severu k juhu, kde dosahuje hĺbku -3000 m. V severnej časti je hĺbka predterciérneho podložía -1400 m.

Hydrologický režim povrchového odtoku povodia potoka Paríž sa koncentruje predovšetkým do koryta samotného recipienta, ktorý patrí k vodným tokom vrchovinnno-nízinnej oblasti s dažďovo-snehovým typom odtoku. Maximálna vodnosť sa sústreďuje do jarného obdobia (február – apríl) s najvyššími priemernými prietokmi v marci. Potok Paríž je hierarchicky tokom tretieho radu v povodí Hrona, ktorý gravituje do Dunaja (PORUBSKÝ, 1982). V oblasti nad NPR Parížske močiare je

lokalizovaných 5 vodných nádrží: VN Jásová, VN Dubník I. a II., VN Rúbaň I. a II. Podľa Slovenského vodohospodárskeho podniku OZ Povodie Dunaja je celkový stály objem týchto nádrží 170.163,00 m³ a zásobný objem dosahuje 1.332.739,00 m³. Hlavným účelom týchto nádrží je akumulovať vodu a využívať ju vo vegetačnom období pre veľkoplošné závlahy.

V povodí potoka Paríž sa nachádza viacero mokraďových ekosystémov ako aj národná prírodná rezervácia (NPR) a Ramsarská lokalita (RL) Parížske močiare (obr.2). Územie sa nachádza v strednej časti povodia potoka Paríž, pravostranného prítoku Hrona, medzi riečnym kilometrom 12,15 až 15,65 rkm. Podstatná časť plochy chráneného územia sa nachádza vo vnútri ohradzovaného územia vodnej nádrže Gbelce. Táto nádrž vznikla v roku 1969 vybudovaním čelnej hrádze v rkm cca 12,2 km toku Paríž a bočnej obvodovej hrádze pozdĺž územia močiarov až po most v profile Nová Vieska – Arad. Hrádzami a prirodzeným vysokým severným brehom močiaru je vymedzený priestor o rozlohe cca 139 ha. Nádržou pomaly preteká potok Paríž. Vplyvom sedimentácie splavenín a vplyvom ukladania nerozloženej rastlinnej hmoty biomasy dochádza k zvyšovaniu úrovně dna nádrže a zároveň k poklesu koruny dnes už nefunkčnej hrádze zabáraním, takže v súčasnosti je problematické hovoriť o aktuálnej hĺbke nádrže a pri takmer 100 % pokrytí územia hustými trstinovými porastami určovať retenčné schopnosti nádrže.

Zdroje znečistenia

Jednou z kľúčových úloh v úseku kvalitatívnej ochrany vôd je riešenie problematiky zdrojov znečistenia. Pri ochrane kvality vôd je dôležité uvažovať v dimenziách ekosystému, t. j. s vodou, pôdou, sedimentami a tiež živými organizmami. Pôda z environmentálneho hľadiska hrá dôležitú úlohu pri prenose znečisťujúcich látok do povrchových a podzemných vôd. Zdroje znečistenia, ktoré negatívne ovplyvňujú kvalitu vôd, možno rozdeliť podľa ich charakteru a pôsobenia v zásade na dve kategórie:

a) Bodové zdroje znečistenia - ktoré sú definované ako rozoznateľné a presne kvantitatívne a kvalitatívne vymedzené zdroje znečistenia. Bodové zdroje znečistenia významne ovplyvňujú kvalitu vody v povrchových tokoch a následne aj kvalitu podzemných vôd v ich riečnych náplavoch. V prípade týchto zdrojov znečistenia je možné identifikovať pôvodcu, určiť jeho základné charakteristiky, ako sú režim vypúšťania, množstvo a kvalita vypúšťaných vôd, časové relácie atď. Pre každé takéto vypúšťanie odpadových vôd bez ohľadu na veľkosť zdroja znečistenia je potrebné povolenie na vypúšťanie odpadových vôd podľa zákona č. 364/2004 Z. z. (vodný zákon).

b) Plošné zdroje znečistenia - podľa ich pôvodu pôsobia permanentne alebo príležitostne a ich veľkosť a vplyv na kvalitu vôd je podmienený ešte celým radom spolupôsobiacich faktorov. Vznikajú na veľkých plochách a zároveň prekonávajú veľké vzdialenosti, pokým dosiahnú recipient. Intenzita a rozsah znečistenia je závislá predovšetkým od meteorologických podmienok. Zdroje plošného znečistenia je veľmi ťažké kvantifikovať a častokrát aj monitorovať, zároveň nie je možné aplikovať presne vymedzené emisné limity (PEKÁROVÁ A KOL., 1998).

Zdrojmi plošného znečistenia sú:

1. poľnohospodárstvo, najmä odtok z intenzívne využívaných poľnohospodárskych plôch, znečistené závlahové vody atď.,
2. neriadené skládky, opustené banské sústavy a odkaliská,
3. splachy zo spevnených plôch, znečistené zrážkové vody,
4. lesné hospodárstvo.

Na rozdiel od pomerne ľahko identifikovateľných, lokalizovateľných a merateľných bodových zdrojov znečistenia priemyselnej a komunálnej povahy sú plošné zdroje menej adresné, evidenčne náročnejšie a problematicky merateľné, ich sumárny účinok je dosiaľ iba odhadovaný. Stratégiu redukcie znečistenia je potrebné zamerať najmä na elimináciu zdrojov znečistenia, t. j. v mieste vzniku, a na uprednostňovanie preventívnych opatrení, t.j. využívať tzv. čisté technológie (budovanie ČOV) pred platením pokút a poplatkov za znečisťovanie.

Pôsobenie zdrojov znečistenia na stabilitu krajiny

Ako sme už spomínali v sledovanom území má dominantné postavenie poľnohospodárska výroba. S poľnohospodárskou činnosťou súvisí celý rad negatívnych zásahov človeka, ktoré sa uskutočňovali v minulých storočiach. Prvé zásadné zásahy do krajiny prebiehali prostredníctvom rozširovania poľnohospodársky využívaných plôch na úkor znižovania rozlohy lesných spoločenstiev. Nepriaznivý trend pokračoval až do polovice 20. storočia, keď bol tento proces zavŕšený vyklčovaním remízok a vetrolamov za účelom vytvorenia veľkoblokových pólí.

Vytvorením veľkoblokových pozemkov dochádza k zvýšeným prejavom erózie pôdy resp. difúznemu znečisťovaniu najmä na svahoch s väčšou dĺžkou a sklonitosťou (obr.1). K vyplavovaniu humusového horizontu ako prejavu intenzívnej erózie dochádza už pri sklonoch svahov približne 7° a viac, s dĺžkou svahov od 30 – 50 m. K odstraňovaniu humusového horizontu došlo aj na území s väčším sklonom s krátkou dĺžkou svahov. Mocnosť relatívnej akumulácie deluátov – splaveného horizontu je asi 30 cm, pod strmšími svahmi viac ako 80 cm (HREŠKO, 2005)

Obr. 1: Prejavy difúzneho znečistenia (svetlé plochy) pri obci Dubník



Vplyvom erózie pôdy dochádza k postupnej akumulácii humusu v podsvahových pozíciách alebo až k usádzaniu humusových sedimentov priamo vo novovytvorených vodných nádržkách. Týmto dochádza k zanášaniam vodných nádrží, čím sa znižuje ich retenčná funkcia, zároveň môžeme sledovať zvýšený prísun nutričov do vodných ekosystémov. Výsledkom je zvyšujúca sa plocha trste obyčajnej (*Phragmites australis*). Oveľa závažnejším problémom je zhoršujúca sa kvalita povrchovej vody, následne aj podzemnej vody. Všetky spomenuté javy sa v najväčšej miere prejavili na lokalite NPR Parížske močiare.

V rámci výskumu územia bezprostredne spadujúceho do NPR Parížske močiare sme hodnotili jeho ohrozenosť potenciálnou vodnou eróziou. Pri hodnotení odolnosti územia voči procesom vodnej erózie sme postupovali podľa metodiky (WISCHMEIER, SMITH, 1978), pričom univerzálna rovnica erózneho stratu pôdy má tvar (1):

$$G = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \quad (1)$$

kde:

G = celková teoretická strata pôdy ($t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$)

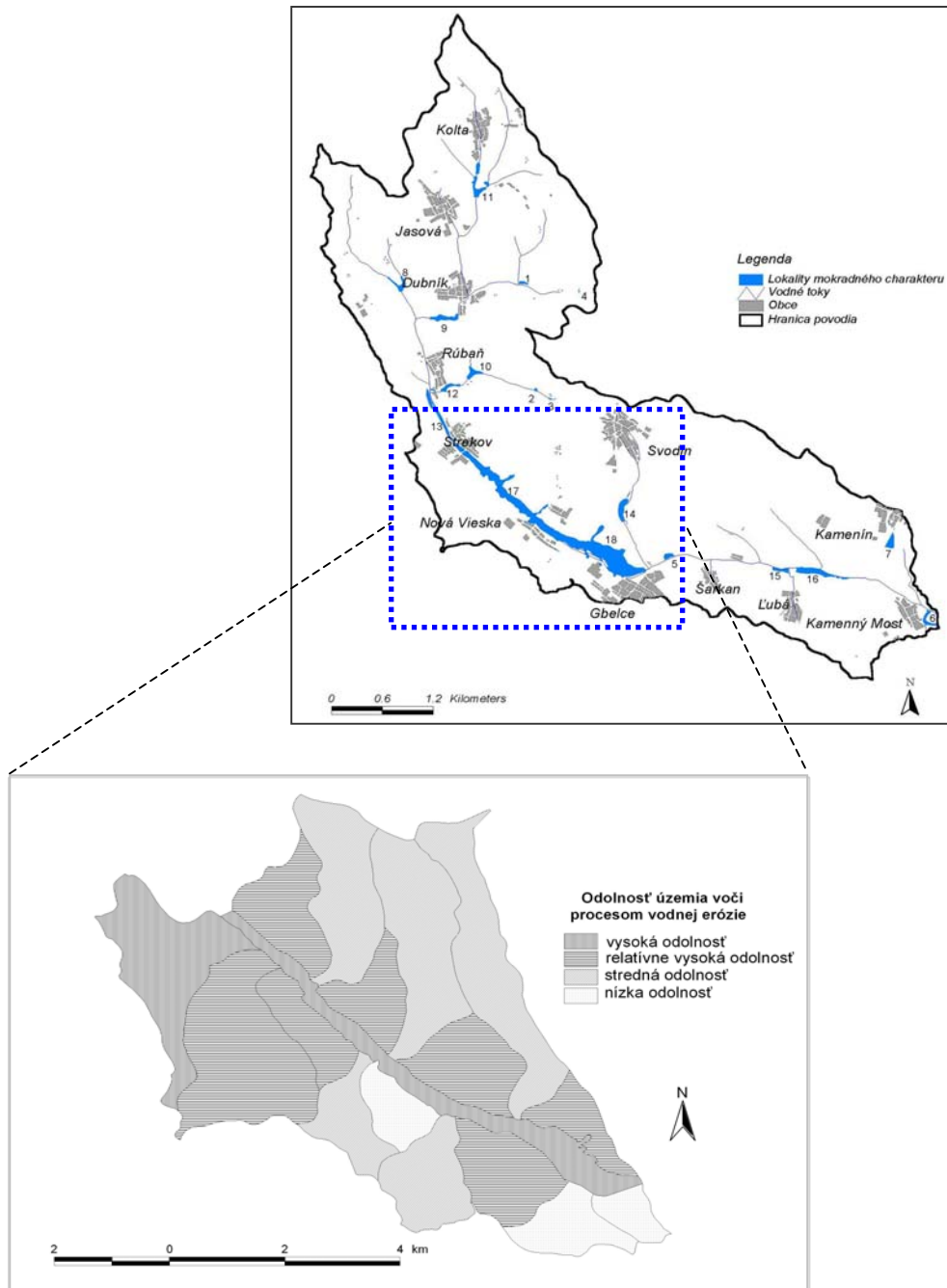
R = faktor erózneho účinku dažďa

K = faktor náhlylosti pôdy na eróziu

L = faktor dĺžky svahu

S = faktor sklonu svahu
 C = faktor ochranného vplyvu vegetácie
 P = faktor účinnosti protieróznych opatrení

Obr. 2: Povodie potoka Paríž s jednotlivými mokrad'ovými lokalitami.



Obr. 3: Odolnosť územia voči vodnej erózie v jednotlivých mikropovodiach bezprostredne spádajúcich do NPR Parížske močiare.

Pri hodnotení odolnosti mikropovodí sme neuvažovali s faktormi C a P, pretože tieto sa menia v závislosti od konkrétneho využívania územia. Ostatné faktory sme zaradili do výpočtu na základe priemerných hodnôt vlastností georeliéfu (sklonitosti a dĺžky svahov jednotlivých mikropovodí) a pôd (faktor náchylnosti pôd na eróziu). Výsledné hodnoty, ktoré vyjadrujú potenciálny odnos pôdy vodnou eróziou sme vyčlenili do nasledujúceho triedenia (tab. 1).

Tab. 1: Rozdelenie jednotlivých mikropovodí podľa stupňa ohrozenosti erózie podľa Zachara (1982).

Stupeň	Ročná strata pôdy (m ³ .ha ⁻¹ .rok ⁻¹)	Charakteristika erózie	Rozloha mikropovodí		Počet mikro- povodí
			v ha	v %	
1.	do 0,5	žiadna až nepatrná,	0	0	0
2.	0,5 – 5	slabá,	278,95	6,74	1
3.	5 – 15	stredná,	393,88	9,47	1
4.	15 – 50	silná,	1627,99	39,18	7
5.	50 – 200	veľmi silná,	1854,93	44,61	8
6.	nad 200	katastrofálna.	0	0	0

Z výsledkov vyplýva, že predovšetkým ľavostranné mikropovodia bezprostredne susediace s chráneným územím sa významnou mierou podieľajú na zazemňovaní mokrade (obr.3).

Mikropovodia ako základné priestorové jednotky vymedzené na základe reliéfovo-hydrologických vzťahov sme použili aj pri hodnotení odolnosti krajiny voči znečisteniu substrátu a podzemných vôd (HREŠKO, MEDERLY, HALADA A KOL., 2003). Pre stanovenie stupňa odolnosti sme použili rovnicu pre výpočet stupňa odolnosti mikropovodí voči znečisteniu v tvare (2):

$$Z_c = T/S \quad (2)$$

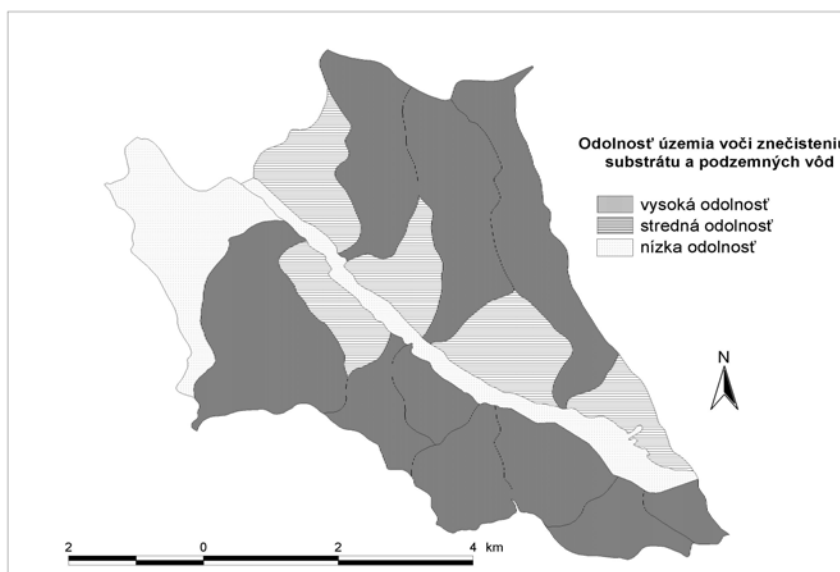
kde:

- Z_c = index potenciálnej náchylnosti mikropovodí na znečistenie
- T = index transmisivity hornín
- S = faktor sklonitosti reliéfu

Výsledkom sú tri kategórie potenciálnej náchylnosti na znečistenie substrátu a podzemných vôd (obr.4):

- Vysoká odolnosť (Z_c = 20,1 – 30,0) – do tejto kategórie patrí 10 mikropovodí o celkovej ploche 2602,75 ha (62,76 % z rozlohy územia).
- Stredná odolnosť (Z_c = 10,1 – 20) – patrí sem 5 mikropovodí o celkovej ploche 873,17 ha (21,07 % územia).
- Nízka odolnosť (Z_c = 0,0 – 10) – do tejto kategórie patria sem 2 mikropovodia o celkovej ploche 670,83 ha (16,17 % územia).

Obr. 4: Odolnosť územia voči znečisteniu substrátu a podzemných vôd



Kvalita povrchovej vody

V rámci výskumu kvality povrchových vôd sme sa sústredili na zistenie akosti povrchovej vody v oblasti RL a NPR Parížske močiare na základe uskutočnených fyzikálnych, chemických a mikrobiologických analýz povrchovej vody odobratej zo šiestich reprezentatívnych odberových miest. Odberové miesta boli zvolené tak, aby objektívne odrážali stav kvality vody v rôznych častiach študovanej mokrade vystavených špecifickým vplyvom okolia. Do úvahy sme brali okolité poľnohospodárske plochy (hnojené polia), ich sklon a možnosť splachov z týchto plôch do študovanej mokrade s následným vplyvom na trofiu a oživenie povrchovej vody. S cieľom zistiť možnosť prísunu znečistenia do NPR Parížske močiare prúdnicou potoka Paríž bol zvolený aj odberový bod na prúdnici Paríža pri vstupe do oblasti NPR. Pre možnosť posúdenia samočistiacej schopnosti vody Parížskych močiarov boli zvolené aj odberové body na vodnej ploche, ktorá vznikla po ťažbe slatinnej rašeliny a na vodnej nádrži Rúbaň.

Na základe výskumu povrchových vôd uskutočneného v období apríl 2000 až jún 2002 môžeme konštatovať, že dotácia živín do toku potoka Paríž a do povrchovej vody Parížskych močiarov má za následok neprirodené zvýšenie obsahu nutričov, ktoré negatívne vplyva na kvalitu vody, zvyšuje jej eutrofizáciu (obr.6) a spomaľuje procesy samočistenia. Zvýšenie trofie vody vedie aj k rozvoju vegetácie, najmä dominantnej trste (*Phragmites australis*), čím sa výrazne znižuje plocha otvorenej hladiny a pôvodných habitatov (obr.5).

Obr. 5: Rozvoj trste obyčajnej (*Phragmites australis*) následkom zvýšeného obsahu nutričov v centrálnej časti NPR Parížske močiare



Na odberových lokalitách situovaných v interiéri NPR bol trend zvyšovania trofie vody a dominantného rozvoja trste obyčajnej veľmi výrazný. V letnom období, na týchto lokalitách dochádzalo k prudkému zníženiu až ústupu hladiny voľnej vody. Obsah rozpusteného kyslíka na spomínaných lokalitách klesol až na nulu. Takýto stav má za následok prechod z aeróbnych procesov na anaeróbné, pri ktorých sa navyše tvoria aj toxické látky, ktoré celú situáciu ešte zhoršujú. Následkom je narušenie trofického reťazca a zníženie druchovej diverzity v sledovaných lokalitách, v extrémnych podmienkach až k jej vymiznutiu. Podrobnejšie informácie o výskume kvality povrchovej vody v sledovanom území poskytuje SEDLÁKOVÁ (2004).

Rovnako tak výsledky rozborov vzoriek podzemnej vody preukázali zvýšené hodnoty elektrolytickej konduktivity, dusitanov NO_2^- , dusičnanov NO_3^- , amónnych iónov NH_4^+ , horčíka Mg^{2+} a mangánu Mn^{2+} (MOJSES, 2005).

Obr. 6: Negatívny dopad znečistenia v odvodňovacom kanále pri obci Gbelce



Záver

Intenzívna poľnohospodárska činnosť v krajine prináša so sebou celý rad negatívnych antropogénnych dôsledkov. Jedným najväčším je problematika ochrany vodných zdrojov. Hlavným cieľom príspevku bolo zhodnotenie ohrozenosti kvality povrchových a podzemných vôd. Ochrana vodných zdrojov sa nemôže uskutočňovať izolovane, ale komplexne zároveň s ochranou ostatných zložiek životného prostredia, čím by sa mal dosiahnuť stav, keď ochranou jednej zložky prispievame k ochrane iných zložiek krajiny. Vývoj v skúmanom území je toho jasným príkladom. Základnou úlohou by malo byť dosiahnutie optimálneho stavu využívania krajiny, keď na jednej strane sú požiadavky spoločnosti, na druhej krajinnno-ekologické podmienky územia. Pre dosiahnutie optimálnej kvality povrchovej a podzemnej vody je nutné vhodné využívanie pôdy, zníženie intenzifikácie poľnohospodárskej výroby. S tým súvisí dodržiavanie správnych agrotechnických postupov, čím by sa minimalizovali splachy z polí do vodných tokov, resp. priesaky do podzemných vôd. Nemenej významnou problematikou je riešenie vybudovania chýbajúcej kanalizačnej siete a ČOV, tiež zmenšenie počtu bodových zdrojov znečistenia odstránením alebo zrekultivovaním viacerých nelegálnych skládok. Musíme mať vždy na pamäti, že znečistenie povrchových a podzemných vôd môže nastať v priebehu veľmi krátkeho časového obdobia, ale náprava si vyžaduje mnohokrát veľké finančné prostriedky, pričom návrat do pôvodného stavu je dlhodobý proces s nie vždy úspešným koncom.

PodĎakovanie

Tento príspevok vznikol za pomoci grantového projektu VEGA GP 2/5071/5 Hodnotenie poľnohospodárskej krajiny v tranzitívnej ekonomike.

Literatúra

- Halabuk, A. (2004): Vybrané hydrofyzikálne vlastnosti pôd mokradových území v alúviách povodia potoka Paríž. In: Kosorin, K., Novák, V., Štekaurová, V., Šútor, J., et Túnyi, I., (eds.): XII. Posterový deň s medzinárodnou účasťou „Transport vody, chemikálií a energie v systéme pôda-rastlina-atmosféra“. UH SAV Bratislava, Bratislava, 136-145
- Hreško, J. (2005): Erózia pôdy. In: Gajdoš, P., David, S., Petrovič, F. (eds.): Národná prírodná rezervácia Parížske močiare – Krajina, biodiverzita a ochrana prírody, ÚKE SAV Bratislava, ŠOP SR Banská Bystrica, Nitra, 117

- Kollár, A. (2001): Vodné zdroje – ich využívanie a ochrana. *Životné prostredie*, 35, 3, ÚKE SAV, Bratislava, 160 – 162
- Mederly, P., Hreško, J., Halada, E., a kol. (2003): Krajinnoekologický plán mesta Považská Bystrica. Univerzita Konštantína Filozofa, Nitra, 275 s.
- Mojšes, M. (2005): Vplyv poľnohospodárstva na kvalitu podzemnej vody v Národnej prírodnej rezervácii Parížske močiare. In: Flačková, R., Ženišová, Z. (eds.): Zborník z medzinárodnej vedeckej konferencie Hydrogeochemia 05, Nové trendy v hydrogeochemii, IX. ročník, 21. - 22. júna 2005. Katedra hydrogeológie PríF. UK Bratislava, 146-151
- Pekárová, P., Koniček, A., Miklánek, P., Stančík, S., Pekár, J. (1998): Simulácia odtoku a znečistenia povrchových vôd z plošných zdrojov v povodí Hornej Torusy. *Journal Hydrology and Hydromechanics*, 46, 6, 373 – 397
- Porubský, A. (1982): Podzemné vody 1: 500 000. GÚ SAV, Bratislava.
- Rehák, Š., Novotný, M. a kol. (1996): Voda v poľnohospodárskej krajine. Odborno – propagačná publikácia. VÚZH, VÚPU, Bratislava. 40 s.
- Sedláková, J. (2004): Mikrobiologické a chemické charakteristiky vody z oblasti Národnej prírodnej rezervácie Parížske močiare vo vzťahu k ekológii krajiny. Dizertačná práca. Slovenská akadémia vied v Bratislave. Ústav krajinnej ekológie. Nitra.
- Vass, D. a kol. (1988): Vysvetlivky k mape: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a sev. výbežkov panónskej panvy na území ČSSR. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Wischmeier, W.H., Smith, D. D. (1978): Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning. Maryland: SEA USDA, Agr. Handbook 537, 58 s.
- Zachar, D., (1982): Protierózna ochrana pôdy a pozemkové úpravy. In: Zborník Ochrana a tvorba poľnohospodárskej krajiny. Vyd. Príroda pre SSPLPV pri SAV, ÚVSH, Bratislava, 170-198
- Zákon č. 364/2004 o vodách a o zmene zákona SNR č. 372/1990 Zb. o priestupkoch v znení neskorších predpisov (vodný zákon)

Vplyv biopórov a vodoodpudivosti na infiltráciu vody do pôdy

Zuzana Nižnanská¹, Lubomír Lichner¹, Miloslav Šír², Miroslav Tesař²

¹Ústav hydrologie SAV, Račianska 75, 83102 Bratislava

²Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Pod Paťankou 30/5, 166 12 Praha 6

Úvod

Infiltrácia vody a v nej rozpustených látok do pôdy je kontrolovaná komplexom pôdnych a biotických faktorov (Starr, 1990). Na infiltrácii a prenose vody a v nej rozpustených látok cez pôdu sa okrem pôdnej matrice podieľa aj preferované prúdenie. Preferované prúdenie je miestom rýchleho transportu vody a rozpustených látok v pôde a vyskytuje sa vo väčšine pôd. Je pripisované makropórovému prúdeniu, prúdeniu prasklinami a štrbinami (ktoré vznikli fyzikálnymi procesmi napr. vysušením pôdy), biopórmami (napr. chodbičky pôdnych živočíchov, kanály po odumretých koreňoch rastlín, či okolo živých koreňov), ale môže k nemu viesť aj nehomogénna infiltrácia a nestabilita čela omáčania (Bundt et al., 2001), spôsobená napríklad aj vodoodpudivosťou pôdy. Obsah vody v dráhach preferovaného prúdenia je vyšší ako v pôdnej matrici. Bundt et al. (2001) udávajú, že v povrchovej vrstve pôdy (0 – 9 cm) je vyšší o 10 %, v 9 – 20 cm o 3 % a vo väčších hĺbkach o 2 %. Aj keď makropóry tvoria len malú časť celkovej pórovitosti pôdy (obvykle menej ako 5 %), majú podstatný vplyv na veľkosť nasýtenej hydraulickej vodivosti pôdy (Lichner et al., 2003). Hydrologicky efektívne (= na povrchu pôdy otvorené) makropóry značne ovplyvňujú infiltráciu a pohyb vody v pôde. Beven a Germann (1982) uvádzajú, že po otvorení jediného makropóru na parcele s plochou 1,35 m² sa skoro dvojnásobne zvýšila rýchlosť infiltrácie (z 1,7.10⁻⁵ m s⁻¹ na 2,8.10⁻⁵ m s⁻¹).

Na začiatku infiltrácie vody do pôdy je možné pozorovať relatívne vysokú rýchlosť prúdenia, ktorá sa postupne spomaľuje. Rýchlosť závisí od druhu pôdy a od počtu hydrologicky efektívnych makropórov. Wang et al. (1994) pri meraní makropórovým infiltrometrom zistili, že keď sa chodbička dážďovky naplní vodou, nastane výrazný pokles rýchlosti prúdenia. Infiltráciu rozdelili na dve fázy. V prvej fáze dochádza predovšetkým k naplneniu makropórov vodou (infiltrácia do pôdnej matrice neprebíha až v takom rozsahu) a rýchlosť prúdenia vody závisí od priemeru makropórov. V druhej fáze dochádza k infiltrácii do matrice jednak z povrchu pôdy a tiež cez steny makropórov.

Vodoodpudivosť (hydrofóbnosť) pôdy je dôsledkom malého povrchového napätia pôdy (menšieho než povrchové napätie vody, ktoré sa rovná 72,75.10⁻³ N m⁻¹), vyplývajúceho z pokrytia minerálnych častíc pôdy amfifilnými uhl'ovodíkmi. Zdrojom týchto uhl'ovodíkov môže byť rozkladajúca sa organická hmota, pôdna fauna, mikroorganizmy, sliz z koreňov rastlín, vosky erodované mechanicky z listov rastlín, lipidy uvoľnené z rozkladajúceho sa rastlinného opadu a pod. (Dlapa et al., 2004). Vodoodpudivé látky v povrchovej vrstve pôdy veľmi spomaľujú infiltráciu vody do pôdy (DeBano, 1971) a spôsobujú tvorbu výtopy. Voda neinfiltuje do vodoodpudivéj pôdy, ak výška výtopy neprekročí vstupný tlak vody h_p (Feng et al., 2001). Vplyv vodoodpudivosti pôdy na časový priebeh infiltračnej rýchlosti je zanedbateľný, keď makropóry prechádzajú cez vodoodpudivú vrstvu pôdy a spájajú povrch pôdy so zmáčavou podpovrchovou vrstvou, ktorá má vysokú hodnotu nasýtenej hydraulickej vodivosti. Vodoodpudivosť môže mať za následok zníženie rýchlosti prúdenia vody v pôdnej matrici a nasmerovanie časti vody do makropórov, prúdenie prstami (fingering) vo vodoodpudivéj pôdnej matrici a priestorovú variabilitu vlhkosti (Dekker, Ritsema, 1996, 1997).

Cieľom štúdie bolo zistiť vplyv biopórov a vodoodpudivosti na infiltráciu vody do hlinito-piesčitej pôdy. Merania infiltračnej rýchlosti, kumulatívnej infiltrácie, vlhkosti a vodoodpudivosti pôdy sme robili jednak v teplom období bez zrážok a tiež po dvojtýždňovom daždivom počasí.

Materiál a metódy

Infiltráciu vody do pôdy sme merali na lokalite Mláky 2 pri Sekuliach. Jedná sa hlinito-piesčitú pôdu, pôdny typ regozem (MKSPS, 2000), porastenú neobrábaným trávnikom tvoreným vegetáciou bylín a

machorastov. Prevažovali druhy čeľade *Poaceae*. Prvá sériu meraní sme robili v teplom období bez zrážok (jún 2005). Ďalšie merania boli uskutočnené po dvojtýždňovom daždi (júl 2005).

Infiltračný test sme vykonávali dvojvalcovým infiltrmetrom (Krejča, Kutílek, 1988; Šútor, 1986) a jednovalcovým infiltrmetrom (Šilar, 1966). Vnútorný valec dvojvalcového infiltrmetra mal priemer 10 cm, vonkajší 20 cm. Merali sme čas potrebný na infiltráciu 1 cm vody. Merania dvojvalcovým infiltrmetrom sme uskutočnili na dvoch miestach. Prvé bolo na pôde s jedným trsom trávy, druhé na pôde s 3 trsmi trávy (nadzemnú časť rastlín sme pred meraniami odstránili). Jednovalcový infiltrmeter mal priemer 34,5 cm. Merali sme čas potrebný na infiltráciu 2 cm.

Stálosť vodoodpudivosti pôdy sme zisťovali z času vniku kvapky vody do pôdy pomocou WDPT (water drop penetration time) testu a na jej klasifikáciu sme použili päť tried (Dekker et al., 2001; Lichner, 2003): $WDPT < 5$ s – zmáčavá resp. vodoneodpudivá pôda, $WDPT = 5 - 60$ s – ľahko vodoodpudivá pôda, $WDPT = 60 - 600$ s – silne vodoodpudivá pôda, $WDPT = 600 - 3600$ s – veľmi silne vodoodpudivá pôda a $WDPT > 3600$ s – extrémne vodoodpudivá pôda.

Vlhkosť pôdy sme určovali gravimetrickou metódou t.j. odmerali sme hmotnosť vzorky pred a po vysušení v horúcovzdušnom sterilizátore BD 53 (Binder GmbH, Tuttlingen, Nemecko) pri teplote 50 °C a vlhkosť pôdy sme vypočítali zo vzťahu (Kordík, Lichner, 1996; Velebný et al., 2000):

$$w = (m_w/m_s) \cdot 100 \text{ (\% hmotn.)} \quad (1)$$

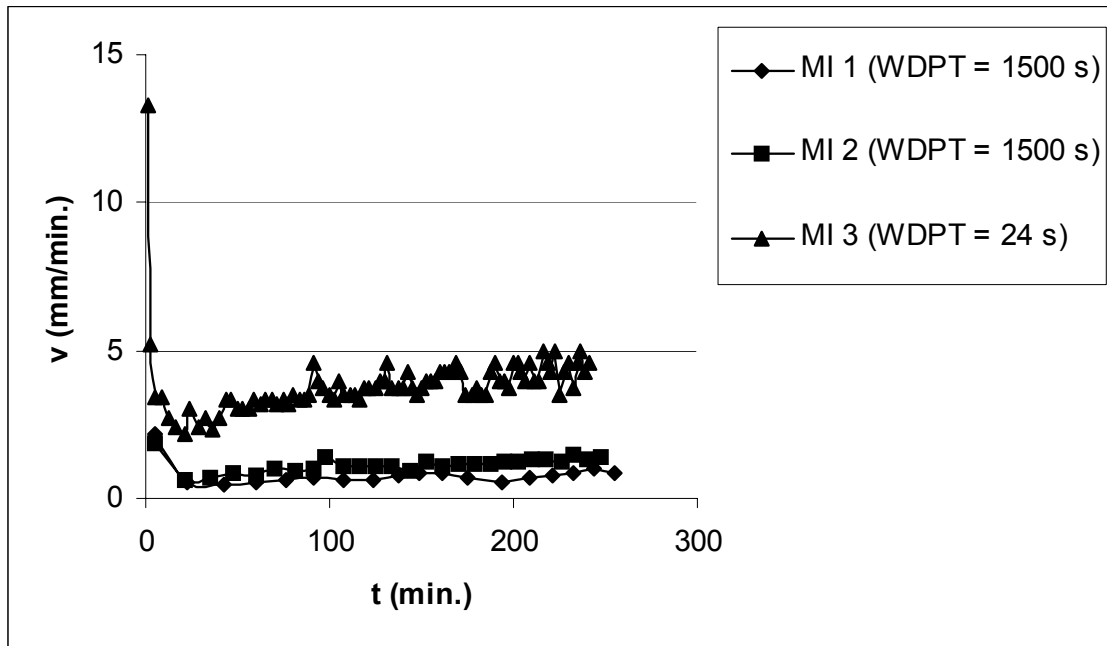
kde m_w je hmotnosť vody a m_s hmotnosť tuhej fázy pôdy.

Výsledky a diskusia

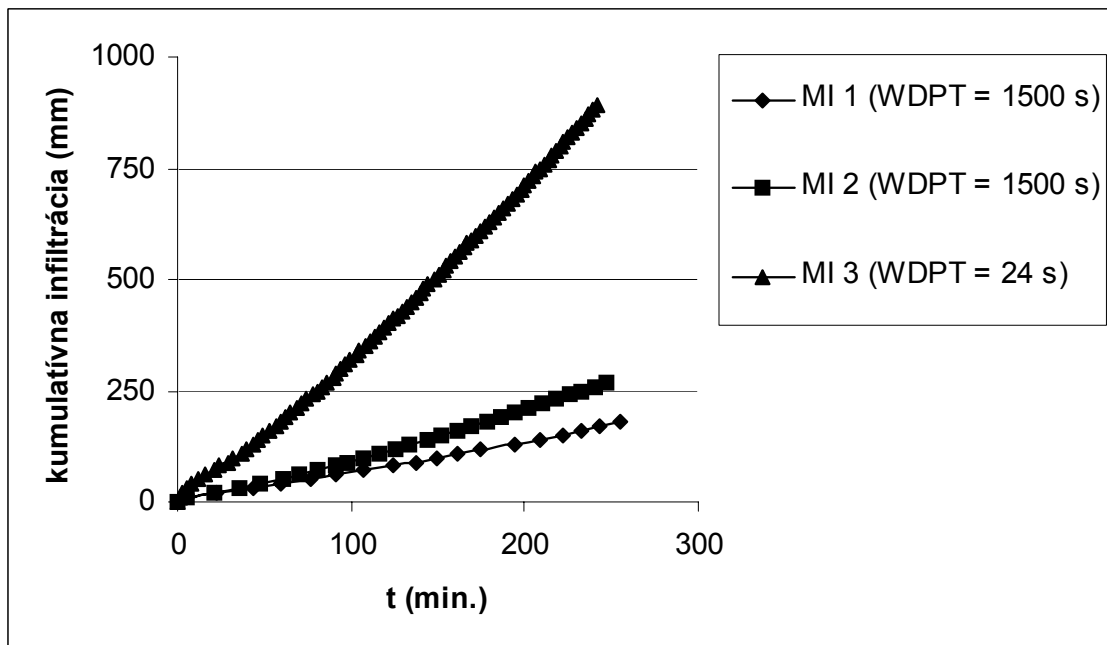
WDPT testom uskutočnenom v teplom období bez zrážok sme zistili, že kým pôda bola na povrchu len ľahko až silne vodoodpudivá ($WDPT = 60$ s – 120 s), 5 cm pod povrchom bolo $WDPT = 1500$ s (veľmi silne vodoodpudivá pôda). Po dvojtýždňovom daždi $WDPT$ pôdy 5 cm pod povrchom kleslo na 24 s. Vlhkosť pôdy odobratej z vrstvy 5 cm pod povrchom v teplom období bez zrážok (20. a 29. 6. 2005) bola 0,93 %, po dvojtýždňovom daždi (15. 7. 2005) bola 3,10 %.

Merania MI 1 a MI 2 boli vykonané v teplom období bez zrážok v dňoch 20. a 29. 6. 2005 dvojvalcovým infiltrmetrom. Meranie M3 bolo tiež merané dvojvalcovým infiltrmetrom, ale po dvojtýždňovom daždi, dňa 15. 7. 2005. Pri všetkých troch meraniach sme zaznamenali, že infiltračná rýchlosť v bola v prvej fáze veľká (obr. 1). Tento jav možno vysvetliť naplnením makropórov vodou. Po ich naplnení rýchlosť prudko klesla. V meraniach v teplom období bez zrážok, čiže za rovnakej vlhkosti pôdy (0,93 %) a rovnakého $WDPT$ (1500 s v hĺbke 5 cm pod povrchom pôdy), bola na pôde s tromi trsmi trávy (MI 2) infiltračná rýchlosť a veľkosť kumulatívnej infiltrácie vyššia ako na pôde s jedným trsom trávy (MI 1), čo možno vysvetliť prítomnosťou väčšieho množstva koreňov v prípade troch trsov trávy, a teda väčšieho množstva hydrologicky efektívnych makropórov vytvorených okolo týchto koreňov. Infiltračná rýchlosť nameraná v dlhom teplom období bez zrážok (MI 1, MI 2) bola 2- až 4-krát nižšia ako pri meraní po dvojtýždňovom daždi (MI 3) (obr. 1). Rovnaký trend možno pozorovať na kumulatívnej infiltrácii (obr. 2). K zvýšeniu infiltračnej rýchlosti a zväčšeniu kumulatívnej infiltrácie došlo vďaka tomu, že dvojtýždňový dážď zmenšil vodoodpudivosť pôdy z veľmi silne vodoodpudivej na ľahko vodoodpudivú.

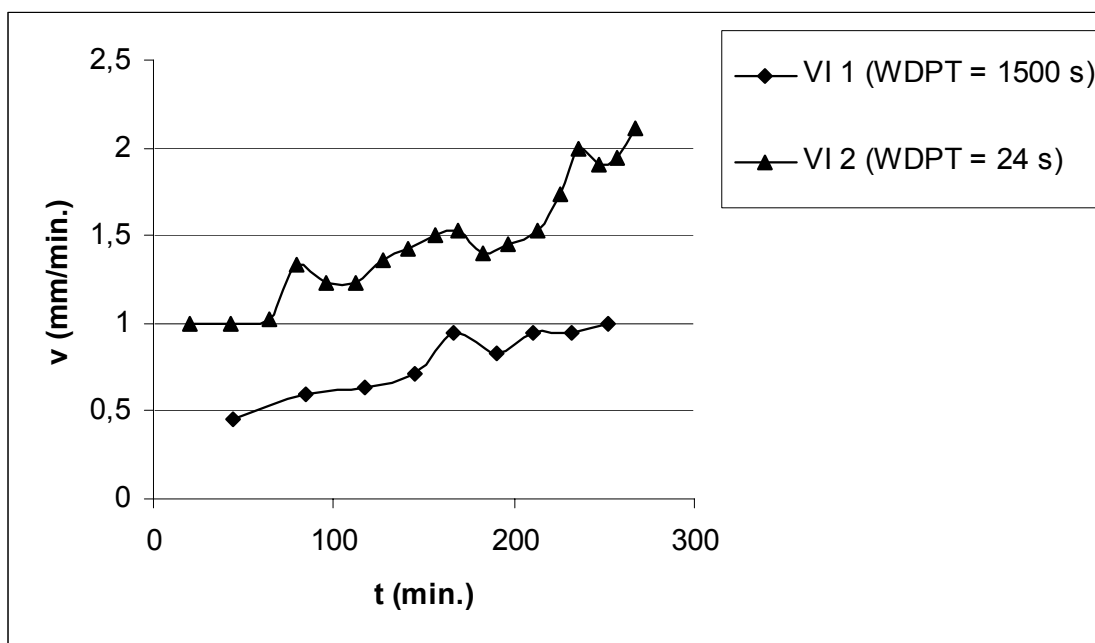
Merania VI 1 a VI 2 sme tiež vykonali v období bez zrážok aj po daždivom období. Merané boli jednovalcovým infiltrmetrom 20. 6. 2005, čiže v teplom období bez zrážok (VI 1) a 15. 7. 2005 po dvojtýždňovom daždi (VI 2). Ak porovnáme infiltračné krivky a krivky kumulatívnej infiltrácie u VI 1 a VI 2 (obr. 3 a 4) vidíme, že rovnako ako pri meraniach dvojvalcovým infiltrmetrom bola infiltračná rýchlosť vyššia a kumulatívna infiltrácia väčšia u merania po dvojtýždňovom daždi (VI 2). Aj tu k zvýšeniu infiltračnej rýchlosti a zväčšeniu kumulatívnej infiltrácie došlo vďaka zmenšeniu vodoodpudivosti pôdy spôsobenému dvojtýždňovým dažďom.



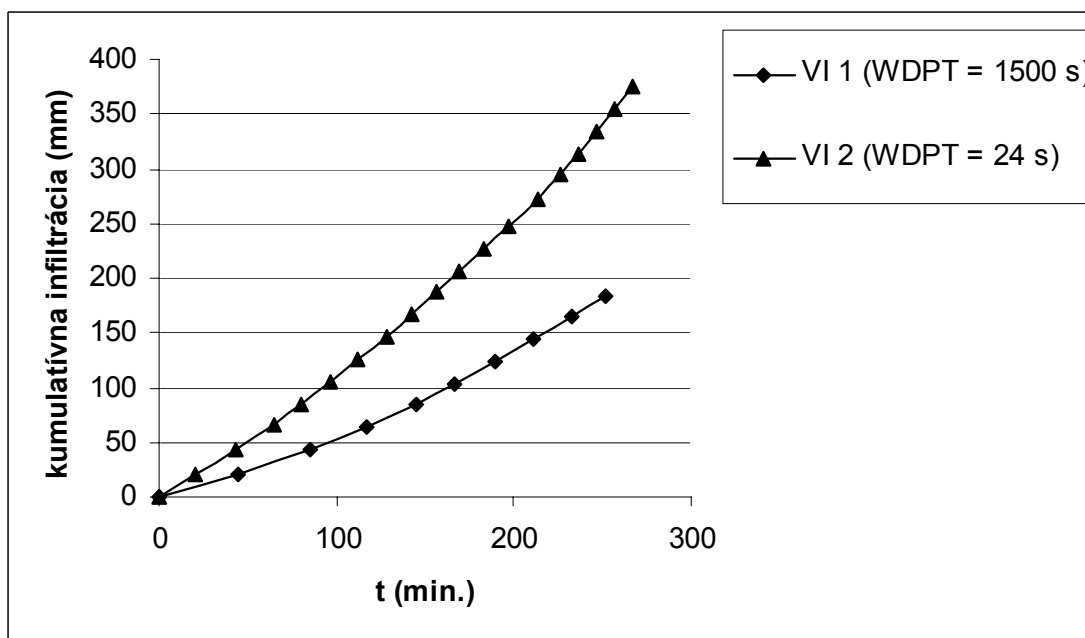
Obr. 1: Časový priebeh infiltrácie do vodoodpudivej pôdy na lokalite Mláky 2 pri Sekuliach meraný dvojvalcovým infiltrometrom. MI 1 merané v teplom období bez zrážok, na ploche prebiehajúceho merania sa nachádzal 1 trs trávy, a MI 2 – merané v teplom období bez zrážok, na ploche prebiehajúceho merania sa nachádzali 3 trsy trávy, MI 3 – merané po dvojtýždňovom daždi. Vlhkosť pôdy v teplom období bez zrážok bola 0,93 %, vlhkosť pôdy po dvojtýždňovom daždi = 3,10 %.



Obr. 2: Priebeh kumulatívnej infiltrácie do vodoodpudivej pôdy na lokalite Mláky 2 pri Sekuliach meraný dvojvalcovým infiltrometrom. (Popis k MI 1, MI 2 a MI 3 vid' obr. 1).



Obr. 3: Časový priebeh infiltrácie do vodoodpudivej pôdy na lokalite Mláky 2 pri Sekuliach meraný jednovalcovým infiltrometrom. VI – merané v teplom období bez zrážok, VI 2 – merané po dvojtýždňovom daždi. Vlhkosť pôdy v teplom období bez zrážok bola 0,93 %, vlhkosť pôdy po dvojtýždňovom daždi bola 3,10 %.



Obr. 4: Priebeh kumulatívnej infiltrácie do vodoodpudivej pôdy na lokalite Mláky 2 pri Sekuliach meraný jednovalcovým infiltrometrom. (Popis k VI 1 a VI 2 vid' obr. 3).

Záver

Naše merania potvrdili vplyv makropórov (na lokalite hlavne biopóry vytvorené koreňmi rastlín) a vodoodpudivosti na infiltráciu vody do pôdy. Rýchlosť infiltrácie rastie s rastom počtu makropórov

otvorených na povrchu pôdy. Cykly navlhčenia a vysušenia pôdy tiež ovplyvňujú jej vodoodpudivosť. Dá sa predpokladať, že pri daždi dochádza k odplaveniu vodoodpudivých látok do spodných vrstiev pôdy, čím sa ich koncentrácia vo vrchnej vrstve pôdy zníži a vodoodpudivosť poklesne. Keď prestane pôdobenie dažďa, vodoodpudivé látky (výlučky živých organizmov, rozkladajúca sa organická hmota a pod.) sa opätovne hromadia v povrchovej vrstve pôdy a nastáva obnovenie vodoodpudivosti.

Pod'akovanie

Táto práca bola podporovaná Agentúrou na podporu vedy a techniky prostredníctvom finančnej podpory č. APVT-51-017804 a grantovou agentúrou VEGA (projekt č. 2/3032/23).

Literatúra

- Beven, K., Germann, P. (1982): Macropores and Water Flow in Soils. *Water Resources Research*, 18, 1311 – 1325.
- Bundt, M., Widmer, F., Pesaro, M., Zeyer, J., Blaser, P. (2001): Preferential flow paths: biological „hot spots“ in soils. *Soil Biol. Biochem.*, 33, 729 – 738.
- DeBano, L. F. (1971): The effect of hydrophobic substances on water movement in soil during infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 35, 340 – 343.
- Dekker, L. W., Ritsema, C. J. (1996): Uneven moisture patterns in water repellent soils. *Geoderma*, 70, 87 – 99.
- Dekker, L. W., Ritsema, C. J. (1997): Effect of maize canopy and water repellency on moisture patterns in a Dutch black plaggen soil. *Plant Soil*, 195, 339 – 350.
- Dekker, L. W., Oostindie, K., Ziogas, A. K., Ritsema, C. J. (2001): The impact of water repellency on soil moisture variability and preferential flow. *Intern. Turfgrass Soc. Res. J.*, 9, 498 – 505.
- Dlapa, P., Doerr, S. H., Lichner, E., Šír, M., Tesař, M. (2004): Alleviation of soil water repellency: effect of kaolinite and Ca-montmorillonite. *Plant, Soil Environ.*, 50, 358 – 363.
- Feng, G. L., Letey, J., Wu, L. (2001): Water ponding depths affect temporal infiltration rates in a water-repellent sand. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 65, 315 – 320.
- Kordík, D., Lichner, E. (1996): *Metrológia vlhkosti tuhých látok*. Ústav hydrológie SAV, Bratislava, s. 15 – 16.
- Krejča, M., Kutílek, M. (1988): Vyhodnocení terénního měření infiltrace výtopou (dvouválcová metoda). *Vodní hospodářství*, 38, 123 – 129.
- Lichner, E. (2003): Vodoodpudivosť pôdy. Časť 1: Definície a charakteristiky vodoodpudivej pôdy. *J. Hydrol. Hydromech.*, 51, 309 – 320.
- Lichner, E., Dlapa, P., Šír, M., Tesař, M. (2003): Vplyv phyto- a zoedafónu na infiltráciu a prúdenie vody v pôde. In: Hurlalová, T. et al. (eds): *Zborník plných textov na CD z XI. poster. dňa Transport vody, chemikálií a energie v systéme pôda – rastlina – atmosféra*. Bratislava, s. 230 – 242.
- MKSPS (2000): *Morfogenetický klasifikačný systém pôd Slovenska*. Bazálna referenčná taxonómia. VÚPOP, Bratislava, 76 s.
- Starr, J. L. (1990): Spatial and temporal variation of ponded infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54, 629 – 636.
- Šilar, J. (1966): Nalévací zkoušky propustnosti. *Hydrologická ročenka, IGHP n.p. Žilina*, s. 61 – 90.
- Šútor, J. (1986): Spracovanie priestorovej variability hydrofyzikálnych charakteristík pôd – hydraulické vlastnosti pôd. *Vodohosp. Čas.*, 34, 284 – 313.
- Velebný, V., Novák, V., Skalová, J., Štekauerová, V., Majerčák, J. (2000): *Vodný režim pôdy*. STU, Bratislava, s. 24 – 25.
- Wang, D., Normann, J. M., Lowery, B., McSweeney, K. (1994): Nondestructive determination of geometrical characteristics of soil macropores. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58, 294 – 303.

Modelování pohybu vody a pesticidů v tropických půdách

Helena Pavelková^{1,2}, Tomáš Vogel¹

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

²Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Pod Pařankou 5/30, 166 12 Praha 6

Úvod

Podzemní voda je hlavním zdrojem pitné vody na všech havajských ostrovech. Porézní vulkanické půdy jsou schopné zadržovat a propouštět velké množství vody. V minulosti bylo na Havaji zjištěno znečištění vodních zdrojů pesticidy (Gavenda et al., 1986). V současné době je vyžadováno, aby registraci pesticidů před jejich uvedením na trh předcházelo posouzení jejich chování v půdě. Účelem výzkumného projektu iniciovaného Hawaii Department of Agriculture (HDOA), ze kterého tato studie vychází, je vyhodnocení vyluhování vybraných pesticidů v tropických půdách a porovnání jejich transportu s tracerem (bromidem draselným). Ke zjištění transportu pesticidů v půdě byly provedeny experimenty na vybraných plochách. Výsledky z měření v přírodních podmínkách a z laboratoře byly porovnány s jednorozměrným modelem transportu vody a rozpuštěných látek.

Výzkumný projekt "Leaching of Selected Pesticides in Hawaii Soils as Influenced by Soil Properties and Hydrologic Conditions" je řešen na Water Resources Research Center (WRRC), University of Hawaii at Manoa (UH). Tento příspěvek je výsledkem spolupráce mezi WRRC UH a FSv ČVUT (Šanda et al., 2005b; Sněhota et al., 2005). V příspěvku jsou prezentovány dosavadní výsledky modelování transportu vody a rozpuštěných látek (atrazinu a bromidu draselného).

Experimentální plochy

K experimentu bylo vybráno pět experimentálních ploch: Poamoho, Kunia, Waimanalo (ostrov Oahu), Kula (Maui) a Mana (Kauai), které se liší hydrologickými podmínkami i vlastnostmi půdy (Šanda et al., 2005a). Průměrný roční srážkový úhrn je 500 mm (Mana) až 1500 mm (Waimanalo). Plochy se nacházejí v nadmořské výšce 3 m n. m. (Mana) až 911 m n. m. (Kula). Půdy na těchto plochách se liší teplotním i vlhkostním režimem, mineralogií a fyzikálními a chemickými vlastnostmi. Půda na plochách Poamoho a Kunia je klasifikována jako oxisol, na Waimanalu a Maně jako vertisol a na ploše Kula se nachází andisol. Půdní profil na všech plochách je hluboký s výjimkou Kuly, kde skalnaté podloží bylo zaznamenáno v hloubce pouze 75 cm.

Každá z experimentálních ploch měla rozměry 18,3 x 12,2 m a byla rozdělena na 4 stejné části. Na dvě části byla aplikována směs herbicidů a na dvě byla aplikována směs fungicidu a insekticidu. Plochy byly před aplikací pesticidů upraveny: Poamoho diskováním, Waimanalo kultivátorem a rotavátorem, Kunia vláčením, Kula rotavátorem a Mana byla odplevelena a zdiskována.

Měření

Na plochách byla instalována řada automatických měřicích zařízení k získání potřebných hydrologických dat (Šanda et al., 2005b). Všechna data byla zaznamenávána v 15-ti minutových intervalech, na Kule a Maně v 5-ti minutových.

Teplota půdy byla měřena v hloubkách 30 a 60 cm a teplota vzduchu při zemi a ve výšce 2 m s výjimkou Poamoha, kde byla měřena teplota pouze ve 30 cm pod povrchem a ve 2 m nad zemí. Automatické tenzometry byly instalovány v hloubkách 30, 60 a 90 cm, na Poamohu pouze v 30 a 60 cm a na Kule v 25,50 a 75 cm. Byly umístěny vždy v hnízdech po třech: jedno v části, kde byly aplikovány herbicidy a druhé v části s fungicidem/insekticidem. Na každé experimentální ploše byly umístěny čtyři trojice ručních tenzometrů a dvě trojice horizontálně umístěných sond TDR. Všechna tato měření probíhala po celou dobu trvání experimentu s pesticidy, tj. 16 týdnů.

Srážkoměry a anemometry byly instalovány na Waimanalu a Maně. Pro ostatní plochy byla srážková data získána z příslušných stanic od National Oceanic & Atmospheric Administration (NOAA). Evaporační pánve sledovaná v denním kroku byla instalována ve výšce 30 cm nad povrchem na všech stanovištích kromě Many.

Bylo odebráno 18 neporušených vzorků na každém stanovišti z hloubek 15, 45 a 75 cm (5,25, a 50 na Kule) a pro plochy na Oahu navíc 3 vzorky z každé hloubky 105, 135 a 135 cm (Šanda et al., 2005b). Na těchto vzorcích byly určeny charakteristiky retenčních křivek. Data pro retenční křivky byla měřena v rozmezí od nasycení do tlaku 15 barů. Dále byla stanovena pórovitost, objemová a měrná hmotnost. Pomocí diskového infiltrometru byly zjištěny při polní zkoušce průběhy funkce nenasyčené vodivosti.

Na všech plochách byl nainstalován zavlažovací systém. Byl automaticky spouštěn během 16 týdnů po aplikaci pesticidů na 2 až 4 hodiny týdně. Intenzita zavlažování byla 7,5 až 20,3 mm za hodinu.

Pesticidy

Pro experiment bylo vybráno 6 pesticidů: herbicidy atrazin, S-metolachlor, imazaquin a sulfometuron methyl, fungicid trifloxystrobin a insekticid imidacloprid (Ray et al., 2004). Před aplikací pesticidů byly odebrány porušené půdní vzorky pro určení degradačních a sorpčních vlastností pesticidů v laboratoři, čáry zrnitosti a pro zjištění základních chemických vlastností (pH, obsah organického uhlíku, fosforu, vápníku, draslíku a hořčíku). Po instalaci, kalibraci a odebrání vzorků byl aplikován bromid draselný jako konzervativní tracer a následně pesticidy. Herbicidy byly aplikovány vždy na dvě ze čtyř částí experimentální plochy a směs fungicidu a insekticidu na zbývající dvě. Po aplikaci byla spuštěna na jednu hodinu závlaha a následující den plocha pokryta pěticentimetrovou vrstvou slámy, aby se zabránilo fotodegradaci a snížila se evaporace z holé půdy. Během následujících 16 týdnů (den po aplikaci a 1., 2., 4., 8., 12. a 16. týden) byly odebrány vzorky pro laboratorní rozbor. S časem se hloubky odběru zvyšovaly.

Data

V laboratoři byly na vzorcích půdy odebraných před aplikací pesticidů zjištěny adsorpční charakteristiky pro jednotlivé pesticidy (Šanda et al., 2005b). Z lineárních adsorpčních izoterm byly určeny rozdělovací koeficienty K_d pro všechny pesticidy ($K_d = 0,05$ až $23,9$ ml/g) a podle obsahu organického uhlíku vypočteny distribuční koeficienty pro organickou hmotu K_{oc} .

Ze vzorků odebraných během 16 týdnů po aplikaci byly v laboratoři rozbořem zjištěny koncentrace pesticidů a traceru v půdním profilu pro jednotlivé experimentální plochy (Šanda et al., 2005b). Z koncentrací byla vypočtena množství pesticidů a bromidu přítomná v půdním profilu. Tato množství byla použita k odhadu míry degradace v přírodních podmínkách.

Přestože na experimentálních plochách s výjimkou Kuly převyšuje množství evaporace (data z evaporační pánve) celkové množství srážek a závlahy (viz obr. 1 a 2), předpokládá se, že aktuální evaporace bude nízká v důsledku nepřítomnosti rostlin a pokrytí experimentálních ploch vrstvou slámy. Během 16 týdnů bylo celkové množství závlahy 375 až 500 mm.

Půdy obsahují kolem 2% organického uhlíku ve vrchních vrstvách a jeho podíl s hloubkou klesá až pod 0,5%, na Kule je množství v některých vrstvách až 6%. Hodnoty pH jsou v rozmezí 5,5 až 8,5. Pórovitosti se pohybují v rozmezí 51% (Mana) až 71% (Kula). Objemová hmotnost půdy na Kule je v rozmezí 0,7 až 0,9 g/cm³, na ostatních plochách 1 až 1,5 g/cm³. S využitím programu ARC byla retenční data proložena referenčními retenčními křivkami a byly zjištěny jejich parametry. Nasycená vlhkost je v rozmezí 0,5 až 0,7, reziduální 0,3 až 0,4. Půda na stanovišti Kula vykazuje extrémně vysokou vodní kapacitu. Z infiltračních pokusů byla stanovena nasycená hydraulická vodivost 10^{-6} m/s až 10^{-5} m/s, rozdíly pro jednotlivá stanoviště jsou relativně malé.

Model

K sestavení jednorozměrných modelů transportu vody a rozpuštěných látek pro jednotlivé experimentální plochy jsme využili programů S1D a Hydrus 1D. Tyto programy využívají k popisu pohybu vody Richardsovu rovnici. Simulace transportu vody byly prozatím provedeny pro plochy Poamoho a Kula. Pro plochu Kula byl navíc simulován pohyb traseru a atrazinu v půdním profilu.

Pro modelování byly použity vstupní datové soubory naměřené s časovým krokem 15 minut. Denní data z evaporační pánve byla přepočtena podle průběhu teploty na 15ti-minutová a byla provedena úprava v souladu s omezením evaporace vrstvou slámy. Půdní profil byl rozdělen na 4 vrstvy pro Kulu a na 7 vrstev pro Poamoho, hloubky profilu byly zadány 75 cm, resp. 200 cm. Parametry hydraulických charakteristik pro oba modely ve všech vrstvách byly upřesněny pomocí inverzního modelování. Modely transportu vody byly ověřeny srovnáním simulovaných s naměřenými hodnotami sacího tlaku z automatických a ručních tenzometrů.

Hydrologické vstupy a parametry hydraulických charakteristik z modelu transportu vody pro Kulu byly použity pro model transportu atrazinu a traseru. Transportní a reakční parametry pro tyto chemikálie byly získány z výsledků laboratorních pokusů a literatury.

Výsledky a diskuse

Průběhy sacích tlaků simulované modelem proudění vody pro Kulu a jejich srovnání s měřenými sacími tlaky pomocí automatických tenzometrů pro druhou vrstvu půdního profilu (10–25 cm) jsou na obr. 3, pro druhou a čtvrtou vrstvu (10–25 cm, 61–91 cm) na Poamohu jsou na obr. 4 a 5.

Ve všech půdních vrstvách v modelu pro Kulu se sací tlakové výšky pohybují při pravidelné závlaze převážně v rozmezí -100 až -200 cm. Ihned po závlaze dochází v půdním profilu k rychlé reakci, která se projeví postupně ve všech hloubkách. Po velmi rychlém zvýšení zvolna dochází ke snižování tlaku. Pouze ve vrchních vrstvách půdního profilu dochází k výrazně dynamičtější tlakové odezvě. Obsah vody na tomto stanovišti při nasycení dosahuje až 75%, při sacím tlaku 15 barů je kolem 20%. Vzhledem k extrémně vysoké vodní kapacitě půdy však málokdy sací tlaková výška přesáhne hodnotu -50 cm. V modelu transportu vody pro Kulu byly inverzním modelováním za použití měřených sacích tlaků upřesněny hydraulické charakteristiky. Z grafu na obr. 3 je vidět, že model dobře vystihuje průběh měřených sacích tlaků v celém jejich rozsahu. Zachycuje počáteční rychlé proudění po závlaze i redistribuci vody v profilu. Malé fluktuace u tenzometrických měření jsou způsobeny vlivem teploty.

Narozdíl od Kuly se u Poamoha během experimentu sací tlakové výšky ve všech vrstvách pohybují blízko nasycení, maximálně do -100 cm. Půda na Poamohu (oxisol) je dobře agregovaná, má nízkou objemovou hmotnost (1 g/cm^3) a vysoký obsah železitých a hořečnatých oxidů. Obsahuje vysoký podíl jílovitých částic (až 75%). Při nízkých sacích tlacích se půda chová jako písčítá, naopak při vysokých tlacích je retence vody obdobná jako u jílovitých půd. V mělkých vrstvách půdy během větší závlahy nebo deště dochází k nasycení a k rychlému proudění makropóry. Sací tlakové výšky kolísají pravidelně podle závlahy od nasycení do -80 cm. V hlubších vrstvách (kolem 90 cm) je rozpětí sacích tlakových výšek je -30 až -130 cm, režim sacích tlaků je pomalejší a méně pravidelný. Sací tlakové výšky se nepohybují v pravidelném intervalu jako u mělkých vrstev. K nárůstu tlakové výšky na hodnoty kolem -30 cm není standardní závlaha dostatečná, dochází k němu až při srážkách a snížené evaporaci. V hlubších horizontech převládá proudění půdní matricí, proudění makropóry je nevýznamné. Z grafů na obr. 4 a 5 je zřejmé, že model kvalitně popisuje průběh měřených sacích tlaků. V porovnání s Kulou dochází na Poamohu k výraznému proudění makropóry, k modelování průběhu sacích tlaků by pravděpodobně bylo vhodnější použít modelu založeného na konceptu duální pórovitosti. Na obr. 4 je vidět, že krátce po aplikaci, při sacích tlacích blízkých nasycení, nastávají problémy s konvergencí a model je nestabilní. Použitím modelu s duální pórovitostí by se těmto nestabilitám předešlo.

Výsledky dosavadních pokusů při aerobních podmínkách ukazují výkyvy koncentrace některých pesticidů a bromidu v čase. Přestože se předpokládá, že koncentrace v čase bude klesat, odchylky byly pozorovány zejména ke konci pokusů. K chybě došlo pravděpodobně při přípravě vzorků nebo při rozborech v laboratoři.

Při bilancování bromidu byl na některých plochách pozorován jeho úbytek. Možnou příčinou je ztráta odtokem, adsorpce nebo neúplné získání bromidu z půdního extraktu. Na začátku pokusů také byly odebrány vzorky pouze z povrchových vrstev, zatímco bromid byl pravděpodobně rychle vyluhován do větších hloubek. Bromid během 16 týdnů byl transportován až do hloubky 2,1 m (resp. 0,7 m na Kule). Koncentrace bromidu se snížila o jeden až dva řády vzhledem k aplikované. U vzorků z Kuly byl úbytek bromidu v půdním profilu setrvalý. Pravděpodobně kvůli malé hloubce půdního profilu došlo k úniku bromidu do skalního podloží, nedošlo k jeho sorpci. Kromě Kuly ionty bromidu vykazují na všech plochách určitou míru sorpce. Jinak celkové množství v půdním profilu zůstává neměnné.

Model transportu vody pro Kulu byl rozšířen o transport rozpuštěných látek. Graf porovnávající výsledky z laboratorních rozborů s výstupy z modelu transportu bromidu je na obr. 6. Pro vybrané dny po aplikaci jsou v grafu znázorněny průměry laboratorně naměřených koncentrací bromidu ze dvou vzorků a simulované rozložení jeho koncentrace v půdním profilu. Během sledovaného období (16 týdnů) byl bromid transportován skrz celý půdní profil až do skalního podloží. Po 16 týdnech lze jeho stopy najít v téměř celém profilu. Bromid je rychle rozptýlen a jeho koncentrace po třech týdnech v žádné hloubce nepřekračuje hodnotu $0,001 \text{ g/cm}^3$. Hodnoty i průběhy naměřených a simulovaných koncentrací v půdním profilu si řádově odpovídají. Ve vrchní vrstvě půdního profilu byly naměřeny větší koncentrace bromidu než ukazuje model. V modelu dochází na začátku simulace k pomalejšímu vyluhování bromidu do větších hloubek. Pravděpodobnou příčinou je způsob zadání aplikované koncentrace do modelu transportu. Pro účely modelu je bromid aplikován s první vysokou závlahovou dávkou, ve skutečnosti byl však aplikován dříve s menším množstvím vody a zmíněná závlaha již přispěla k jeho rychlému transportu.

Atrazin byl v odebraných vzorcích zjištěn pouze do hloubky 0,6 m. Hluběji atrazin nebyl transportován, protože byl degradován nebo adsorbován. Koncentrace atrazinu se během čtyř týdnů snížila na 10% aplikované. Znovuzískaná množství atrazinu se s časem snižují, je to způsobeno jeho degradací.

Na obr. 7 je graf koncentrace atrazinu v závislosti na hloubce půdního profilu ve vybraných dnech po aplikaci. Jsou porovnány průběhy simulovaných koncentrací s průměry koncentrací změřených v laboratoři na odebraných vzorcích (průměr ze dvou vzorků pro každou hloubku a čas). Výsledky rozborů a simulované koncentrace a jejich rozložení v půdním profilu jsou srovnatelné. Degradace atrazinu probíhala na začátku experimentu velmi rychle, časem se výrazně zpomalila. Z grafu je vidět, že atrazin není transportován do skalnatého podloží v hloubce 75 cm. Hlavní množství atrazinu je zachyceno ve vrstvách do hloubky 15 cm, kde je pesticid adsorbován a postupně degradován. Výsledky modelu se shodují s výsledky rozborů. Malé odchylky v měřených a simulovaných koncentracích jsou způsobeny především použitím průměru pouze ze dvou vzorků, nepřesností při určení hloubky odběru vzorků a problémy při stanovení parametrů transportu v modelu.

Závěr

Z výsledků simulací vyplývá, že hlavní vlastností půdy, která řídí transport pesticidů na experimentálních plochách, je hydraulická vodivost. Retenční vlastnosti půdy, sorpční a degradační vlastnosti pesticidů a chemické složení určují míru degradace a rozptýlení v půdním profilu. Chemické vlastnosti pesticidů mají hlavní vliv na jejich vyluhování v tropických půdách. Vysoký obsah organického uhlíku na Kule ovlivňuje rychlost transportu a koncentraci pesticidů v hlubších horizontech. V půdách s vysokým obsahem hořčinatých a železitých oxidů (Poamoho) je použitý tracer (bromid draselný) adsorbován, což ztěžuje vzájemné porovnání vlastností těchto půd z hlediska sorpce pesticidů.

Výsledky z polních i z laboratorních degradačních a sorpčních experimentů jsou základem pro modelování transportních procesů vybraných pesticidů. Dosavadní výstupy modelování transportu ukazují, že bylo získáno velké množství kvalitních hydrologických, hydraulických a chemických dat, která poskytují celou řadu důležitých informací o chování pesticidů v půdách.

Acknowledgement

The research was funded by the Hawaii Department of Agriculture (HDOA). Additional support was provided by the research fund of the Ministry of Education of the Czech Republic (MSM 6840770002) and by the fund of the Czech Technical University in Prague for students who are leaving to study abroad (Fond ČVUT na podporu pro studenty odjíždějící na studia do zahraničí nebo za jinými aktivitami v zájmu ČVUT).

Literatura

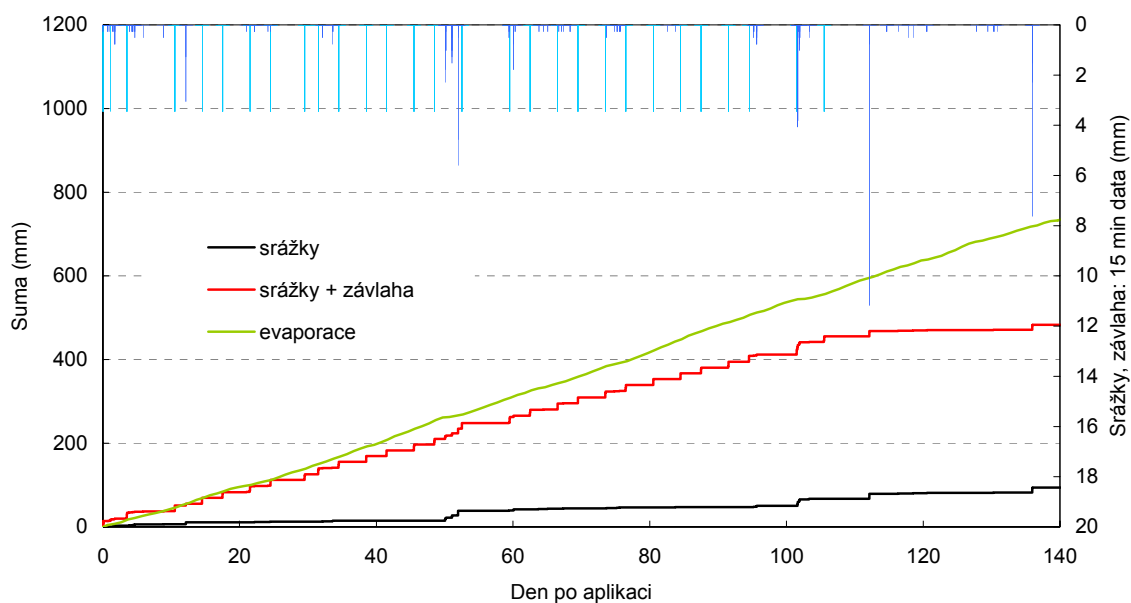
Gavenda, R. T.; Green, R. E. a Schneider R. C. (1996). Leaching of pesticides in selected Hawaii Oxisols and Andisols as influenced by soil profile characteristics. HITAGR Research Series 075, University of Hawaii, 35 p.

Sněhota, M., J. Lichwa, M. Sobotková, and C. Ray (2005). A leaching study of pesticides in tropical soils – column experiments. Draft report submitted to Hawaii Department of Agriculture by WRRRC, University of Hawaii.

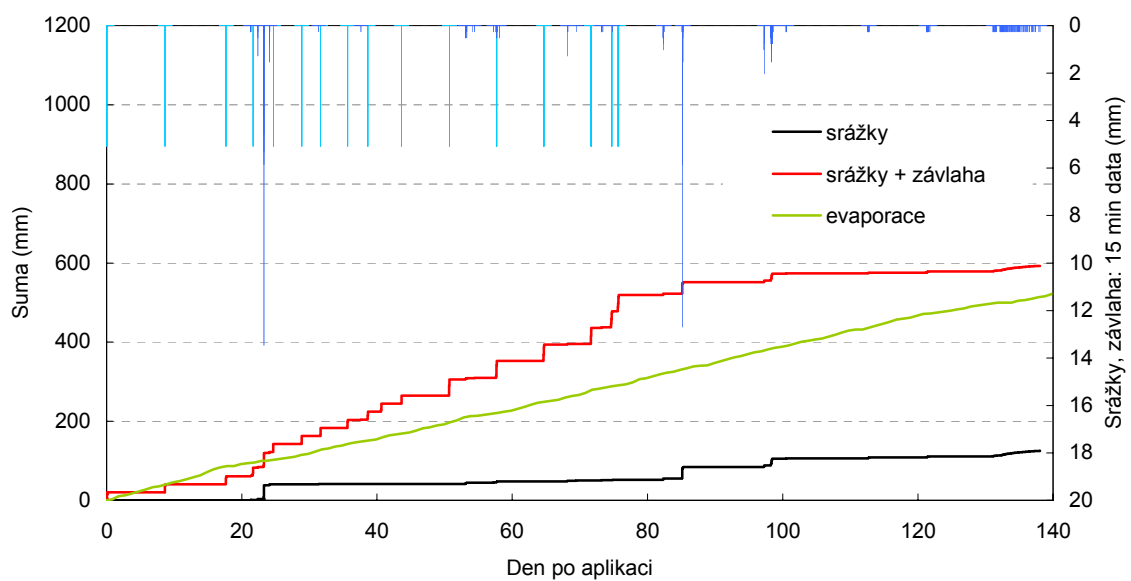
Šanda, M.; Ray, C.; Dušek, J.; Lichwa, J.; Sobotková, M.; Pavelková, H.; a Loo, B. (2005a): Field Experiments in Transport of Pesticides in Tropical Soils in Hawaii, Proceedings of the 2005 World Water and Environmental Resources Congress, May 15-19, 2005, Anchorage, Alaska

Šanda, M., C. Ray, J. Dušek, B. Loo, H. Pavelková, M. Sobotková, and J. Lichwa (2005b). Leaching of Selected Pesticides in Hawaii Soils as Influenced by Soil Properties and Hydrologic Conditions: Field and Laboratory Evaluations. Draft report submitted to Hawaii Department of Agriculture by WRRRC, University of Hawaii.

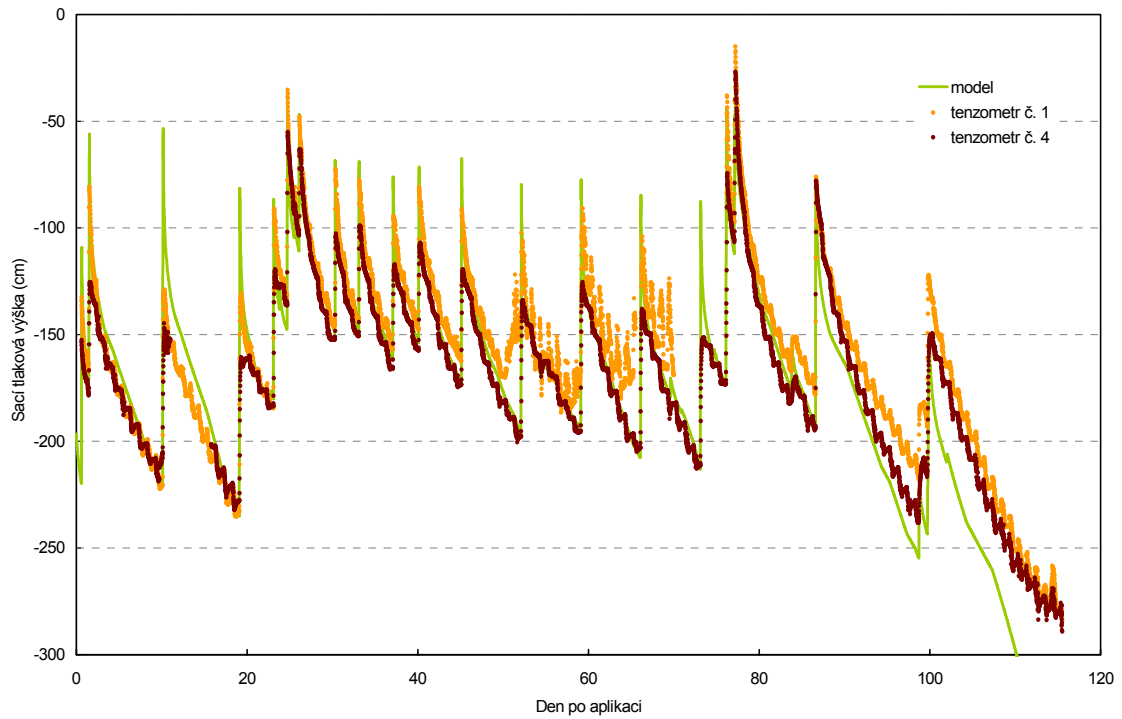
Ray, C.; Šanda, M.; Dušek, J.; Loo, B. a Green, R. (2004). Evaluating the transport of pesticides in tropical soils of Hawaii, in Proceedings of the 2004 World Water and Environmental Resources Congress 2004: Critical Transitions in Water and Environmental Resources Management, (G. Sehlke et al. eds), held in Salt Lake City, UT, June 27-July 1, American Society of Civil Engineers, Rston, VA, 10 p.



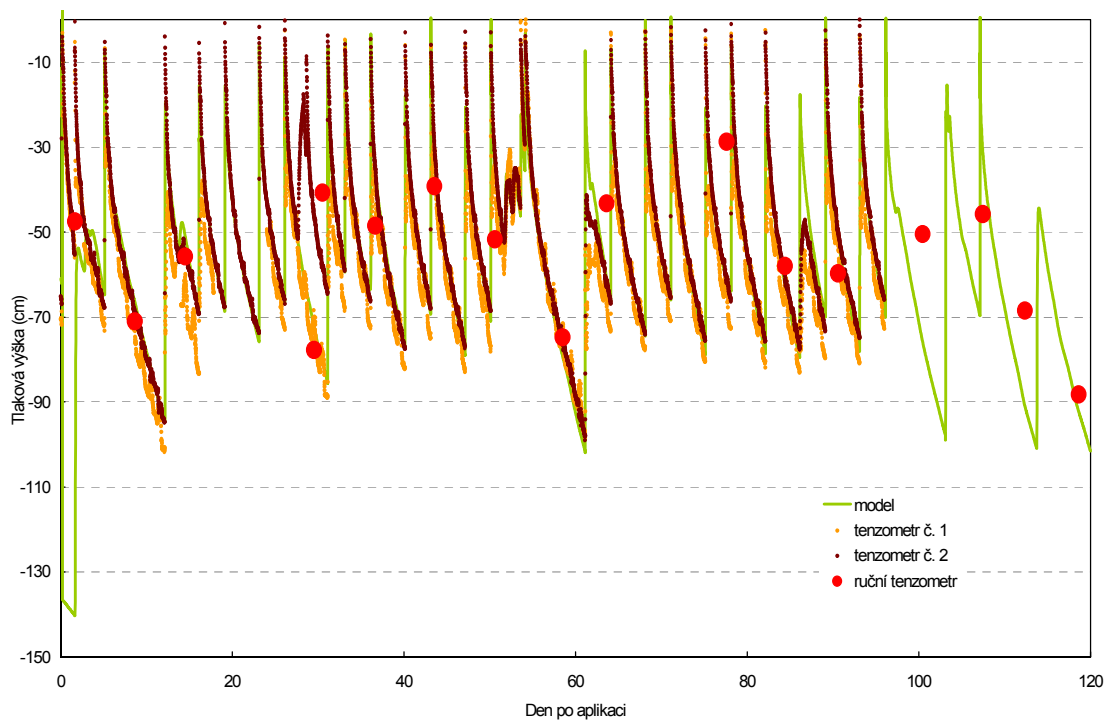
Obr. 1: Součtové čáry srážek, závlahy a evaporace na Poamohu (Oahu)



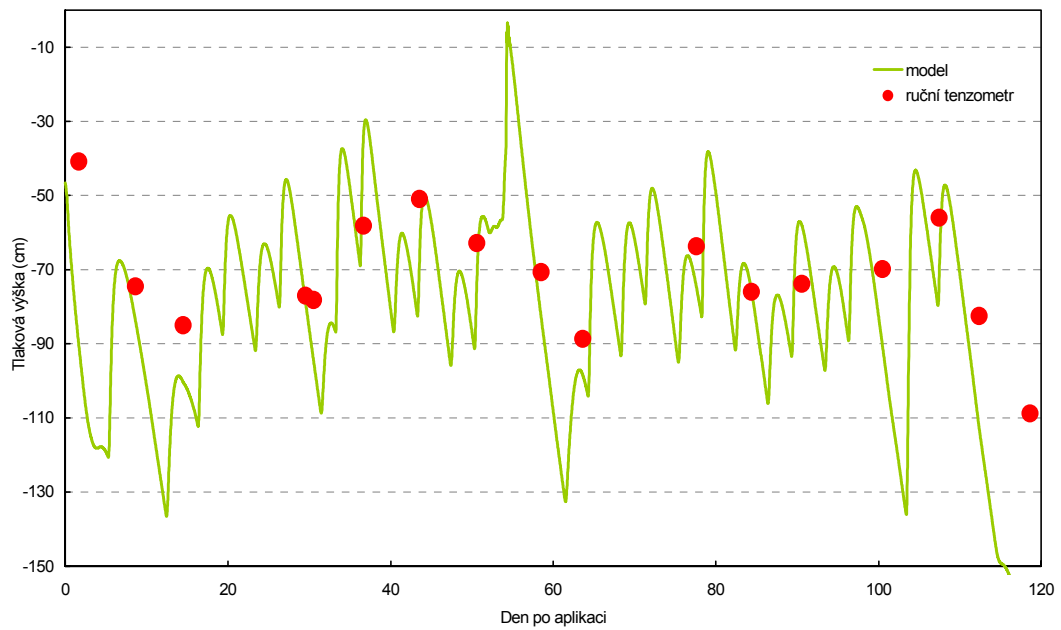
Obr. 2: Součtové čáry srážek, závlahy a evaporace na Kule (Maui)



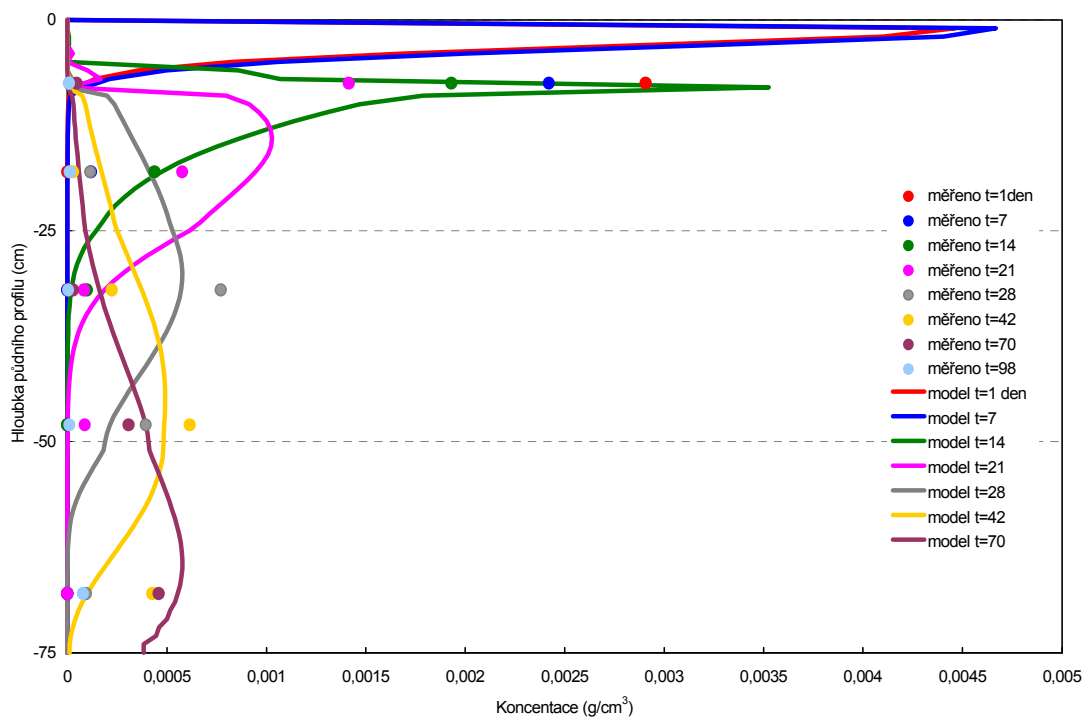
Obr. 3: Průběh měřených a modelovaných sacích tlaků na Kule v hloubce 10-25 cm



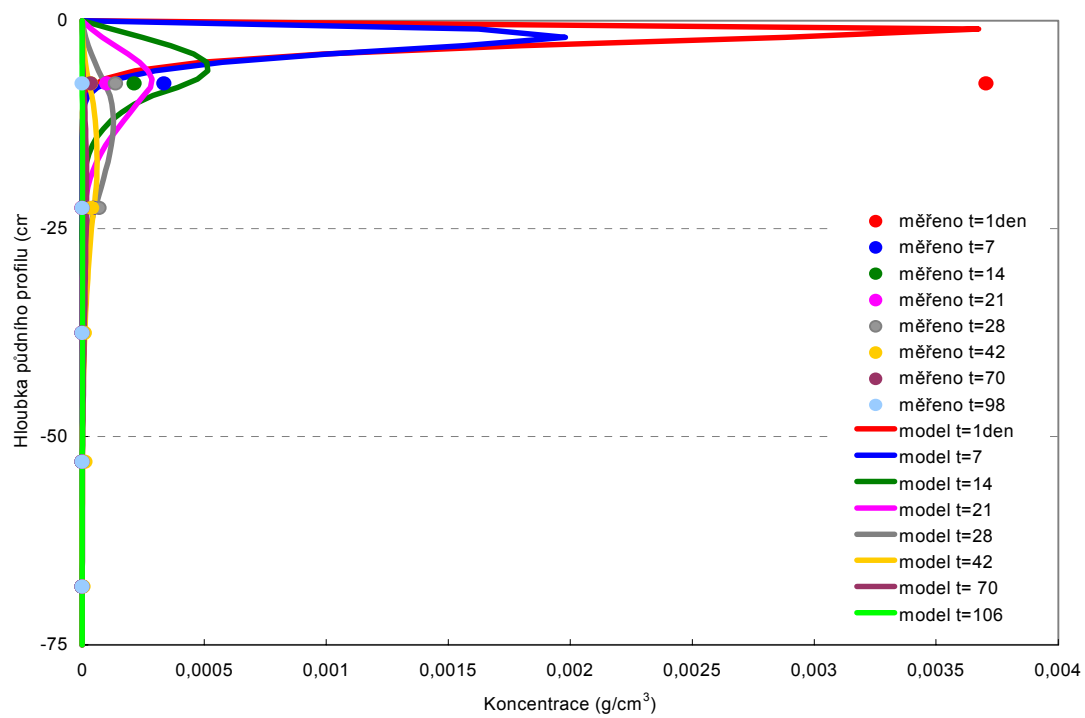
Obr. 4: Průběh měřených a modelovaných sacích tlaků na Poamohu v hloubce 10-25 cm



Obr. 5: Průběh měřených a modelovaných sacích tlaků na Poamohu v hloubce 61-91 cm



Obr. 6: Graf koncentrace bromidu v závislosti na hloubce ve vybraných časech



Obr. 7: Graf koncentrace atrazinu v závislosti na hloubce ve vybraných časech

Prostorová lokalizace a kvantifikace povrchového odtoku pomocí modelu LOREP

Vilém Pechanec¹, Pavel Cudlín²

¹Katedra geoinformatiky, Přírodovědecká fakulta Univerzita Palackého, Tř. Svobody 26,
771 46 Olomouc

²Ústav ekologie krajiny AVČR, Na Sádkách 7, 370 05 České Budějovice

Úvod

V poslední době narůstá výskyt extrémních hydrologických situací. Zvyšující se odtok z krajiny je způsoben nárůstem plochy s nízkou retenční schopností. Tyto plochy se objevují ve stále rostoucí míře jako důsledek snížené diverzity a narušení krajinné struktury v rámci povodí. Chceme-li v rámci krajinných úprav navrhovat změny struktury, které by vedly ke zvýšení retenční schopnosti povodí, je nutno posuzovat nejen procentuální zastoupení jednotlivých forem využití krajiny, ale také jejich prostorové rozložení, tvar a orientaci segmentů s přihlédnutím k fyzicko-geografickým poměrům v povodí. Teprve poté je možno volit vhodná strukturovaná opatření.

Jednou z dostupných metod řešení, je využití technologie GIS pro komplexní hodnocení krajiny a simulaci efektu navrhovaných opatření. GIS představuje velmi silný nástroj pro posouzení stavu a tvorbu alternativních scénářů, které spolu se znalostní bází, napomáhají při procesu rozhodování o místech a typu opatření.

LOREP

Komerčních GIS řešení a hydrologických modelů dnes existuje celá řada a každý má své přednosti a nevýhody. Mezi společnou negativní vlastnost řady dostupných řešení patří skutečnost, že modely nedokáží výsledek prostorově lokalizovat. Jedním z řešení, které se snaží tuto negativní vlastnost řešit, je vyvíjený model LOREP. Ten představuje nástroj k identifikaci a prostorové lokalizaci ploch s nízkou retencí s možností posouzení navržených scénářů řešení. Součástí modelu je strukturovaný katalog opatření netechnického typu pro zvýšení a podporu retence vody v krajině.

Navržený postup pro výpočet územně specifikovaného povrchového odtoku je založen na kombinaci specifických funkcí geografického informačního systému, který umožňuje pracovat s fuzzy množinami, dostupnými hydrologickými rovnicemi metody čísel odtokových křivek a prostorově distribuovaného jednotkového hydrogramu a nástroje pro podporu rozhodování EMDS.

Celý model je řešen ve 4. následných krocích: (i) stanovení objemu územně specifikovaného přímého odtoku, (ii) prostorová specifikace hydrologických zón povodí, (iii) lokalizace a zjištění příčin nízké retenční schopnosti zdrojových ploch vysokého povrchového odtoku, (iv) návržení, srovnání a doporučení vhodného opatření.

Celé řešení je napsáno v jazyce AML a určeno pro program ArcGIS. V tomto prostředí se na základě pravidel rastrové reprezentace vstupní data vyjadřují v podobě tematického rastru (= síť pixelů). Prostorové rozlišení pixelu je voleno tak, aby model byl schopen zachytit i vliv liniových prvků krajiny na utváření objemu přímého odtoku v krajině. Vliv jejich orientace ke směru povrchového odtoku je zachycen v okamžiku kombinace rastru využití území s digitálním modelem krajiny.

Stanovení objemu územně specifikovaného přímého odtoku (subproces 1)

Stanovení územně specifikovaného přímého odtoku je klíčovým prvkem pro lokalizaci ploch s kriticky nízkou retencí dešťových srážek. Tyto plochy jsou předurčeny k aplikaci vhodných opatření směřujících ke zvýšení jejich retenční schopnosti. Jádrovým procesem prezentovaného řešení je algoritmus

pro stanovení objemu přímého odtoku, který umožňuje sledovat směr povrchového odtoku v krajině a tím specifikovat vliv topologie a prostorové orientace jednotlivých složek krajiny na přímý respektive povrchový odtok.

Řešení je založeno na výpočtu povrchového odtoku na základě prostorově distribuovaných terénních parametrů publikované Maidmentem a Oliverou (1998). Základní podmínkou pro aplikaci této metody je rozdělení povodí do dílčích, pravidelných subpovodí. Základní rovnice jednotkového hydrogramu pro prostorově distribuovaný lineární systém dělený do uniformních nepřekrývajících se dílčích povodí pak nabývá tvaru vzorce 1.

$$Q(t) = \sum_{i=1}^{N_{1-w}} \int_0^{\infty} A_i I_i(\tau) U_i(t - \tau) d\tau \quad (1)$$

$Q(t)$ = přímý odtok z povodí, N_{1-w} – počet dílčích oblastí (subpovodí), A_i – plocha dílčí oblasti i , $I_i(t)$ – nadbytek srážky v dílčí oblasti i (přímý odtok v z dílčí oblasti i), $U_i(t)$ – odezva uzávěru povodí pro dílčí oblast i (flow-path response function).

Použití rovnosti vyžaduje, aby pro každou dílčí oblast (subpovodí) byla získána hodnota nadbytku srážky $I_i(t)$ a funkce odezvy povodí $U_i(t)$. Funkce odezvy povodí U_i je ve výsledku tvořena (i) redistribuční funkcí $U'(t)$ (flow-path redistribution function), která představuje překlad a přerozdělení procesů v přenosovém kanálu, zejména řeší zpoždění toku v dílčím povodí a (ii) ztrátový faktor $K_i(t)$ (flow-path loss factor), který vysvětluje ztráty podél přenosového kanálu. Výpočet funkce $U_i(t)$ popisuje vzorec 2.

$$U_i(t) = \frac{1}{2t\sqrt{\pi(t/T_i)\Delta_i}} \exp\left\{-\frac{[1-(t/T_i)]^2}{4(t/T_i)\Delta_i}\right\} K_i \quad (2)$$

$U_i(t)$ – odezva uzávěru povodí pro dílčí oblast i (flow-path response function), T_i – střední hodnota distribuce, Δ_i – rozptyl okolo průměru distribuce, K_i – ztrátový faktor.

Stanovení nadbytku srážky v dílčí oblasti je založeno na posouzení rovnováhy systému půda – voda (vzorec 3).

$$I_i(t) = \alpha_i P_e(t) \quad (3)$$

$I_i(t)$ – nadbytek srážky v dílčí oblasti (přímý odtok v z dílčí oblasti i), α_i – kompenzační index, $P_e(t)$ – nadbytek srážek (precipitation excess).

Pro výpočet nadbytku srážky se používá metoda CN-křivek, která ve svém řešení zohledňuje závislost retence povodí na hydrologických vlastnostech půd, počátečním stavu nasycenosti půd a způsobu využívání půd a hydrologických podmínkách. Podrobný popis metodiky a jejího odvození uvádí Olivera, Maidment (1998).

Prostorová specifikace hydrologických zón povodí (subproces 2)

Pro správný výběr a aplikaci vhodného opatření, zvyšujícího retenční schopnost krajinných složek, je důležité vědět, ve které z hydrologických zón povodí plochy s vysokým objemem přímého odtoku leží. Reliéf terénu svým způsobem udává ráz ekologických podmínek nejen expozicí a sklonem svahu, ale také po stránce bilance přísunu toku energie. Zohledňované charakteristiky vyjadřují dynamiku přirozených změn trofického a vodního režimu stanoviště, přítomnosti všech transportovaných látek na daném stanovišti a také přirozenou tendenci jeho dlouhodobého vývoje. Na tomto základě lze reliéf diferencovat na mozaiku stanovišť, která je vymezená následujícími morfologickými typy.

- Denudační zóna je charakterizována minimálním přísunem a výrazným odnosem látek, odolnost vůči vnějšímu zatížení je minimální (rozvodnice, náhorní plošiny, ale i celý svah).
- Tranzitně-denudační zóna je charakterizována skutečností, že přísun látek transportem je menší než jejich odnos, odolnost vnějšího zatížení je malá (konvexní svah).
- Tranzitní zóna je charakteristická skutečností, že přísun a odsun látek transportem je vyrovnaný, odolnost střední, resp. normální (rovný svah)
- Tranzitně-akumulační zóna. Zde je přísun látek transportem je větší než odsun, odolnost značná (konkávní svah).
- Akumulační zóna. Odsun látek tranzitem je minimální, odolnost vůči vnějšímu zatížení je výjimečně vysoká. (podsvahová deluvia, inundační území apod.)

Algoritmus pro vytvoření rastru hydrologických zón povodí vychází z prací Pennocka et al. (1987, 1994), kdy je prováděna klasifikaci tvarů reliéfu z kombinace prvních a druhých derivací hodnot nadmořské výšky s následnou klasifikací do 11 základních tvarů reliéfu a posléze reklasifikací do hydrologických zón.

Lokalizace a stanovení příčin nízké retenční schopnosti zdrojových ploch vysokého povrchového odtoku (subproces 3)

Dalším krokem celého přístupu je vytvoření rastru obsahujícího ve své databázi soubor informací o vybraných fyzicko-geografických poměrech pro každý pixel povodí. Mezi sledované vlastnosti patří: charakteristiky půdních poměrů (odvozeno z kódů BPEJ), vybrané charakteristiky lesních porostů, sklon terénu, forma využití země, stav vegetačního krytu a hydrologické zóna povodí. Rastr vlastností povodí je vytvořen superpozicí GIS vrstev produkující požadované informace.

V této fázi přistupuje do hlavního procesu rastr objemu přímého odtoku, který je kategorizován do 5 kategorií (velmi vysoký, vysoký, střední, nízký a velmi nízký objem odtoku; interval kategorií je závislý na velikosti srážky). Pomocí dotazovacích nástrojů vlastních prostředí GIS (tzv. map query) se vyhledávají a vybírají pixely s vysokým a velmi vysokým objemem přímého odtoku a použitím přímých dotazů na databázi rastru vlastností povodí se zjišťují územně specifikované vlastnosti povodí a stanovují se nejpravděpodobnější příčiny jejich snížené retenční funkce.

Tvorba scénářů opatření (subproces 4)

Pro navržení nejvhodnějšího opatření se využívá Katalogu opatření pro zvýšení retenční a akumulační schopnosti povodí (Kvítek, 2002). Katalog opatření je budován jako znalostní báze NetWeaver v systému EMDS. EMDS (Ecosystem Management Decision Support) integruje logický formalismus zdůvodněný na základě znalostní báze v prostředí GIS tak, aby se poskytla podpora pro rozhodování v hodnocení a posuzování krajiny z ekologického hlediska. Rozhodovací schéma EMDS je založené na bázi znalostí, která využívá fuzzy logiku, síťovou architekturu a objektový přístup.

Základní architektura objektů znalostních bází EMDS dovoluje nárůst rozvoje závislých složitých znalostních údajů. Moderní ekologické metody dnes disponují matematickými modely, které charakterizují velmi specifické závislosti mezi stavy ekosystémů a procesy v nich působící. Avšak ekosystémové znalosti jsou v přírodě i kvalitativního charakteru. Nástroje fuzzy logiky významně rozšiřují schopnost pracovat s nekompletními informacemi, které najdeme v oblasti přírodních věd. Navržená síťová architektura znalostních bází EMDS dovoluje ohodnotit vliv chybějících informací a má schopnost tvořit závěry i s neúplnými informacemi.

Toto prostředí bylo vybráno pro svou otevřenost, dostupnost (je šířeno jako freeware) a možnou integraci do GIS řešení na ESRI platformě, na kterou jsou v drtivé většině orientovány odborná pracoviště spadající pod resort MŽP. Budovanou znalostní bází je možno neustále obsahově rozšiřovat, zlepšovat rozhodovací procedury a pomocí integrovaných fuzzy množin také připravovat na situaci, kdy je třeba volit mezi několika méně vhodnými opatřeními.

Pro navrzení nejvhodnějších či nejdostupnějších opatření pro podporu retenční a akumulární schopnosti povodí je třeba vyhodnotit příčiny snížené retence a fyzicko-geografické poměry v povodí na základě informací obsažených v databázi vlastnostech povodí.

Pro každou jedinečnou kombinaci sledovaných vlastností se podle nastavené síťové architektury rozhodovacího pravidla přiřazují návrhy jednotlivých opatření. Tímto postupem se vytvoří několik možných návrhových scénářů a na jejich základě dojde k modifikaci vrstvy aktuálního využití země. Pro každý navržený scénář je vytvořena právě jedna modifikovaná vrstva využití území, která opět projde subprocesy 1 a 3.

Pro každý navržený scénář opatření je ve výsledku dostupná mapa potenciálního povrchového odtoku per pixel a tabulkové vyhodnocení. Srovnáním výsledků je vybrána nejefektivnější kombinace opatření zvyšujících retenci povodí, jež může dále sloužit jako podklad při navrhování praktických kroků v managementu území studovaného povodí. Při srovnání se klade důraz na množství pixelů zůstávající v kategorii velmi vysoký a vysoký odtok a plošný rozsah zásahu. Ve výběru je však třeba zohlednit i razanci a náročnost navržených zásahů. Těžko zatravnit silnici I. třídy stejně jako uprostřed chatové zástavby stavět akumulární nádrž.

Modelové území Všeminka

Jako modelové území pro aplikaci LOREPU bylo zvoleno povodí Všeminky. Vodní tok Všeminka je levostranný přítok řeky Dřevnice. Vlévá se do ní ve Slušovicích, kde se nachází limnigraf. Jde o povodí IV. řádu o rozloze 21,51 km² a 48% lesnatosti. Povodí Všeminky je zemědělsko-lesním povodím, v zemědělství převládá luční hospodářství. Polovinu rozlohy pokrývají lesy, více jak pětinu louky (21%), orná půda 11%. Ta je soustředěna do dolní rovinatější části povodí. Z ostatních složek významnější úlohu hraje roztroušená zeleň zaujímající 6%. Výsledek aplikace modelu přináší tab. 1.

Tab.1: Plošné výměry kategorií povrchového odtoku při homogenní celoplošné srážce 4 mm v povodí Všeminky.

Č.	Kategorie odtoku	Interval (mm)	Aktuální landuse		Navržený scénář opatření	
			Počet pixelů	Výměra (ha)	Počet pixelů	Výměra (ha)
1	velmi nízký	0 – 20	378723	946,81	390672	976,68
2	nízký	20 – 40	248047	620,12	304785	761,96
3	střední	40 – 60	119447	298,62	149490	373,73
4	vysoký	60 – 80	82954	207,39	8094	20,24
5	velmi vysoký	80 – 100	26424	66,06	2566	6,42

Závěr

LOREP představuje nástroj pro identifikaci a prostorovou lokalizaci ploch s nízkou retencí s možností posouzení navržených scénářů řešení. Součástí modelu je strukturovaný katalog opatření netechnického typu pro zvýšení a podporu retence vody v krajině. Vývoj se zaměřuje jak na metodiku, která je obecně platná pro jakákoliv malá povodí, tak i její realizace v prostředí GIS. Za přínos modelu považujeme především možnost lokalizace zdrojových ploch zvýšeného odtoku a přesné zacílení navrhovaných opatření do míst, jež tyto opatření vyžadují, s možností srovnání efektivnosti jednotlivých scénářů, které předchází definitivnímu stanovení návrhu.

K dalším přínosům modelu patří:

- Prostorové rozlišení pixelu je voleno tak aby model byl schopen zachytit i vliv liniových prvků krajiny na utváření objemu přímého odtoku v krajině. Vliv jejich orientace ke směru povrchového odtoku je zachycen taktéž.

- Pro potřeby státní správy je možno, při dostupných datech, přímo generovat seznamy dotčených katastrálních parcel a jejich vlastníků a zde je možno vyhodnocovat průchodnost realizace, tzn. že na pozemcích státních nebo obecních dojde snáze k změně využití než na pozemcích soukromě hospodářícího zemědělce. Při hodnocení je možno obecně použít jakékoliv kritérium a prostředí GISu, na kterém je celý systém budován je nám bez problému do srovnání zahrne.
- Seznamy je také možno doplnit mapovými podklady, které je možno poskytovat pro veřejné projednání či oponentní řízení apod.
- Prostředí umožňuje připravit velice kvalitní grafické prezentace zamýšlených opatření v podobě posteru s pohledy v 3D či videosekvencemi.
- Zjištěné informace je možno dále statisticky zpracovávat a to přímo v prostředí GISu nebo velmi snadno exportovat do standardních tabulkových kalkulátorů či sofistikovaných statistických programů.

Literatura

- Cudlín, P., Kovář, P., Macků, J., Kvítek, T., Malenovský, Z., Pechanec, V., Psotová, H. (2002): Metodiky navrhování preventivních protipovodňových opatření netechnického typu v hydrologických povodích. Závěrečná zpráva projektu MŽP VaV/650/2/00 „Systém opatření v hydrologických povodích ke snížení škodlivých účinků následků povodní“. [Depon. In Knihovna ÚEK AV ČR, České Budějovice] Praha: ČVUT FSv, 2002. 89 pp.
- Olivera, F., Maidment, D. R. (1998): Storm Runoff Computation Using Spatially Distributed Terrain Parameters. http://www.crwr.utexas.edu/gis/gishyd98/runoff/webfiles/impr_uh/impr_uh.htm.
- Pennock, D. J., Zebarth, B. J., DeJoung, E. (1997): Landform Classification and Soil Distribution in Hummocky Terrain Saskatchewan, Canada. *Geoderma*, 40: 297 – 315.
- Pennock, D. J., Anderson D.W., DeJoung, E. (2004): Landscape-scale in indicators of soil quality due to cultivation in Saskatchewan, Canada. *Geoderma*, 64: 1 – 19.

Úloha lesa pri tvorbe odtoku vo vegetačnom a mimovegetačnom období

Pavla Pekárová, Alojz Koníček†, Pavol Miklánek
Ústav hydrologie SAV, Račianska 75, 831 02 Bratislava 3

Úvod

Odhad ročnej odtokovej výšky zo zrážkových úhrnov patrí ku klasickým postupom v hydrologickej praxi. Cieľom predloženého príspevku bolo odvodiť závislosti medzi zrážkovými úhrnmi a odtokmi v závislosti na druhu porastu vo vegetačnom a mimovegetačnom období roka. Pri analýze boli použité merané údaje (mesačné úhrny zrážok na povodia a mesačné prietoky) z malých experimentálnych mikropovodií Prírodného hydrologického laboratória (PHL) ÚH SAV pri Pov. Bystrici za 30-ročné obdobie 1964/65–1993/94 (Pekárová a kol. 2005a).

Jednou z najdôležitejších vedeckých úloh riešených na PHL bolo skúmanie vplyvu zalesnenia povodia na ročný odtok z povodia. Napriek mnohým výskumom vo svete, stanovenie vplyvu lesa na vodnosť tokov dodnes nie je jednoznačné. Niektorí autori zastávajú názor, že zvyšovanie lesnatosti priaznivo vplýva na zvýšenie odtoku z povodia, iní, že zvyšovanie lesnatosti spôsobuje znižovanie odtoku (Valčíčák 1967, Zelený 1977, Valtýni 1980). Podľa Zachara (1984) v prípade väčších povodií zvyšovanie lesnatosti zvyšuje ročný odtok z povodia, v prípade malých povodií, zvyšovanie lesnatosti spôsobuje znižovanie ročných odtokov.

V predloženom príspevku je zhodnotený vplyv lesnatosti povodia na priemerný odtok vo vegetačnom a mimovegetačnom období v troch experimentálnych mikropovodiach ÚH SAV v povodí Mošteníka:

- Rybárik (poľnohospodárska pôda),
- Lesný (zalesnené - hrabový porast) a
- Cingel'ová (zalesnené - smrekový porast).

Príspevok nadväzuje na štúdiu Pekárová a kol. (2005b), kde bol zhodnotený vplyv lesa na ročný odtok z mikropovodií povodia Mošteník.

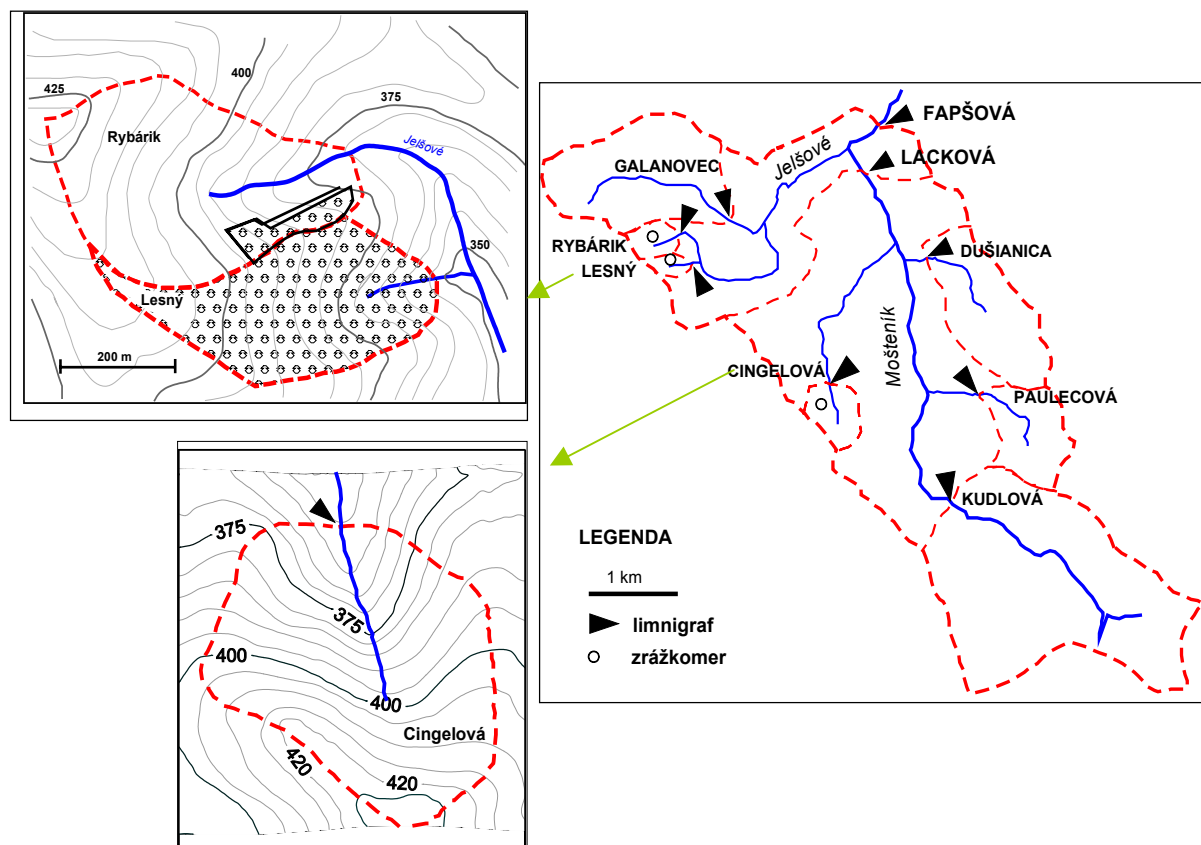
Opis povodí

Experimentálne, poľnohospodársky využívané mikropovodie Rybárik má po záverečný profil rozlohu 0,119 km². Dĺžka toku od prameňa po tento profil je 255 m, priemerný sklon toku je 9,1 %. Tvar povodia je výrazne vejárovitý, priemerný sklon povodia je 14,9 %. Experimentálne mikropovodie Lesný má po záverečný profil rozlohu 0,0864 km². Dĺžka toku od prameňa po záverečný profil je 214 m. Pôdny pokryv tvorí hnedá lesná pôda. Povodie má 90% lesnatosť s nasledujúcou druhovou skladbou: 75 % hrab, 20 % smrek, 5 % borovica. Vek porastu je 70-75 rokov, zakmenenie 0,86. Povodie Cingel'ová s plochou 0,22 km² má 95,5 % lesnatosť (ihličnatý porast – 90 % smrek, 10 % borovica), vek porastu 75–90 rokov. Priemerná nadmorská výška povodia je 382 m n.m (355–435 m n.m.). Priemerný sklon povodia je 17%. Základné hydrologické charakteristiky mikropovodií sú uvedené v tab.1., lokalizácia mikropovodií v povodí potoka Mošteník je znázornená na obr. 1.

Tabuľka 1 Základné hydrologické charakteristiky experimentálnych mikropovodií Rybárik za obdobie 1964/65–2003/04, Lesný a Cingel'ová za obdobie 1964/65–1993/94

Povodie		Rybárik	Lesný	Cingel'ová
Plocha	[km ²]	0.119	0.086	0.22
Lesnatosť	[%]	10.0	90.0	95.5
Min/Max nadm. výška	[m n.m.]	369/434	350/415	355/435
ZR – dlhodobý ročný priemer	[mm]	738	732	739
R – dlhodobý ročný priemer	[mm]	231	163	194
K – koeficient odtoku		0.313	0.223	0.263

K sledovaniu povrchového odtoku z povodí boli v záverečných profiloch mikropovodí vybudované 2 trojuholníkové merné priepady Thomson (veľký - 90° a malý - 45°), s kontinuálnym zaznamenávaním zmien hladiny vody limnigrafom Valdaj s denným chodom hodinového stroja. V každom modelovom povodí bola vybudovaná zrážkomerná stanica.



Obr. 1 Lokalizácia mikropovodí Jelšové: Rybárik, Jelšové: Lesný a Cingelová v povodí Mošteníka.

Modelovanie vplyvu vegetácie na odtok vo vegetačnom a mimovegetačnom období

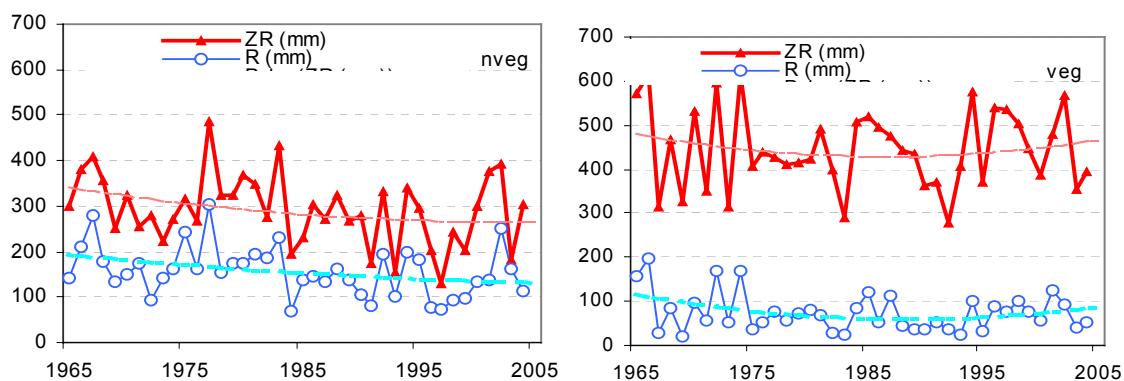
1. Vplyv vegetácie na odtok vo vegetačnom a mimovegetačnom období v povodí Rybárik

Z údajov o odtokových výškach R a zrážkových úhrnoch ZR (tabuľka 2) sme analyzovali závislosť odtoku na zrážkach v poľnohospodársky využívanom mikropovodí Rybárik zvlášť pre mimovegetačné a zvlášť pre vegetačné obdobie.

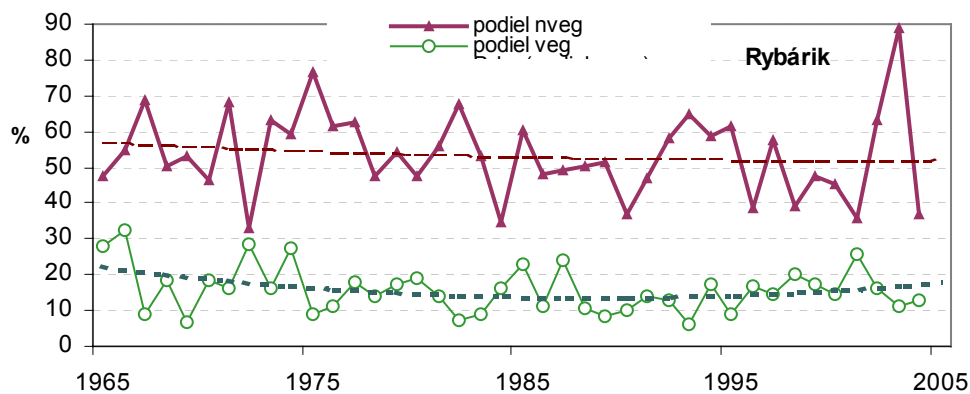
V mimovegetačnom období spadne v experimentálnom povodí Rybárik v priemere 292 mm zrážok (39,6 % ročného úhrnu), vo vegetačnom období cca 446 mm (60,4 % ročného úhrnu). Povrchovým odtokom odtečie v mesiacoch november-apríl z povodia v priemere 156 mm (67,9 % celkového ročného odtoku) - predovšetkým v čase topenia snehovej pokrývky, ku ktorému dochádza vo väčšine prípadov v mesiacoch február - marec. Priebeh meraných hodnôt odtoku a zrážok pre mimovegetačné a vegetačné obdobie je znázornený na obr. 2. Na obrázkoch je vykreslený i kvadratický trend daných veličín. V mimovegetačnom období po poklese v osemdesiatych rokoch zrážky i odtoky stúpili na pôvodné hodnoty. Vo vegetačnom období odtoky vplyvom klesajúcich zrážkových úhrnov poklesli. Na obr. 3 je vykreslený percentuálny podiel odtoku na zrážkových úhrnoch v mimovegetačnom a vo vegetačnom období.

Tabuľka 2 Zrážky, odtoky a výpar pre mimovegetačné (nv) a vegetačné (v) obdobie, povodie Rybárik

Rok	ZR _{nv} [mm]	R _{nv} [mm]	V _{nv} [mm]	podiel nveg	Rok	ZR _v [mm]	R _v [mm]	V _v [mm]	podiel veg
1965	300.4	142.0	158.4	47.3	1965	572.0	158.5	413.5	27.7
1966	382.2	209.7	172.5	54.9	1966	613.8	198.6	415.2	32.4
1967	406.9	280.7	126.2	69.0	1967	314.0	27.4	286.6	8.7
1968	356.4	176.3	180.1	49.5	1968	465.6	86.0	379.6	18.5
1969	251.8	133.9	117.9	53.2	1969	326.9	22.1	304.8	6.7
1970	322.9	150.1	172.8	46.5	1970	532.0	96.9	435.1	18.2
1971	256.3	174.7	81.6	68.1	1971	350.8	56.5	294.3	16.1
1972	277.4	90.8	186.6	32.7	1972	595.3	170.1	425.2	28.6
1973	223.8	141.3	82.5	63.2	1973	315.8	50.6	265.2	16.0
1974	270.7	160.5	110.2	59.3	1974	613.7	167.9	445.8	27.4
1975	315.9	242.1	73.8	76.6	1975	405.4	36.4	369.0	9.0
1976	265.4	162.9	102.5	61.4	1976	439.3	50.3	389.0	11.5
1977	486.4	304.0	182.4	62.5	1977	426.1	77.0	349.1	18.1
1978	322.8	153.8	169.0	47.6	1978	410.0	56.3	353.7	13.7
1979	323.1	175.9	147.2	54.5	1979	415.3	73.0	342.3	17.6
1980	367.6	173.7	193.9	47.2	1980	422.8	79.7	343.1	18.9
1981	348.7	194.6	154.1	55.8	1981	490.3	68.9	421.4	14.1
1982	276.4	187.2	89.2	67.7	1982	398.9	29.1	369.8	7.3
1983	432.2	230.1	202.1	53.2	1983	288.5	26.2	262.3	9.1
1984	194.6	67.2	127.4	34.5	1984	505.7	82.9	422.8	16.4
1985	231.7	139.4	92.3	60.2	1985	518.9	119.4	399.5	23.0
1986	302.8	146.0	156.8	48.2	1986	493.7	53.9	439.8	10.9
1987	270.3	133.2	137.1	49.3	1987	475.0	113.8	361.2	23.9
1988	324.2	162.6	161.6	50.2	1988	443.3	46.3	397.0	10.4
1989	265.1	135.9	129.2	51.3	1989	434.4	36.2	398.2	8.3
1990	279.6	103.8	175.8	37.1	1990	363.4	37.1	326.3	10.2
1991	172.9	81.0	91.9	46.9	1991	370.3	52.3	318.0	14.1
1992	332.3	192.1	140.2	57.8	1992	276.8	35.1	241.7	12.7
1993	153.4	99.4	54.0	64.8	1993	405.6	24.5	381.1	6.1
1994	338.3	198.5	139.8	58.7	1994	575.8	98.8	477.0	17.2



Obr. 2 Priebeh meraných hodnôt odtoku (R) a zrážok (ZR) pre mimovegetačné a vegetačné obdobie v povodí Rybárik.



Obr. 3 Percentuálny podiel odtoku na zrážkových úhrnoch v mimovegetačnom a vo vegetačnom období, poľnohospodársky využívané povodie Rybárik (1964/65–2003/04).

Grafické znázornenie závislosti medzi zrážkovými úhrnmi a odtokom v povodí Rybárik pre mimovegetačné obdobie (za roky 1964/65-2003/04) je na obr. 4a a pre vegetačné obdobie na obr. 4b. Závislosť odtoku od zrážok sme vyjadrili polynomicou rovnicou 2. stupňa. V mimovegetačnom období možno odtok modelovať vzťahom:

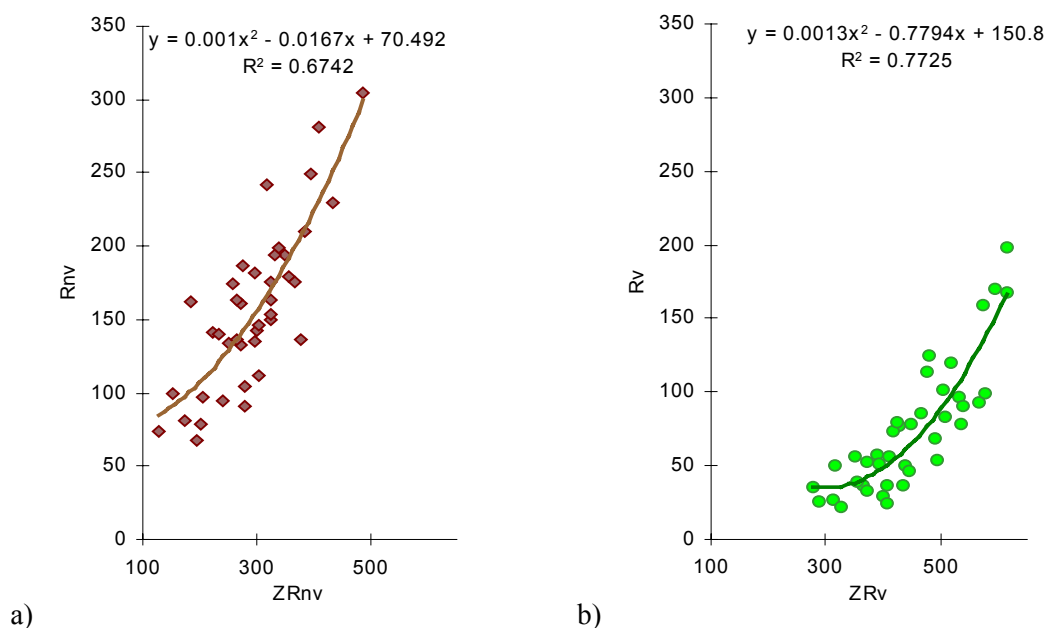
$$R_{nv} = 0,0010 ZR_{nv}^2 - 0,0167 ZR_{nv} + 70,492 \quad (1)$$

kde: R_{nv} , ZR_{nv} - sumárna výška a sumárny úhrn zrážok za mesiace november až apríl.

Vo vegetačnom období sme závislosť vyjadrili kvadratickou funkciou v tvare:

$$R_v = 0,0013 ZR_v^2 - 0,7794 ZR_v + 150,8 \quad (2)$$

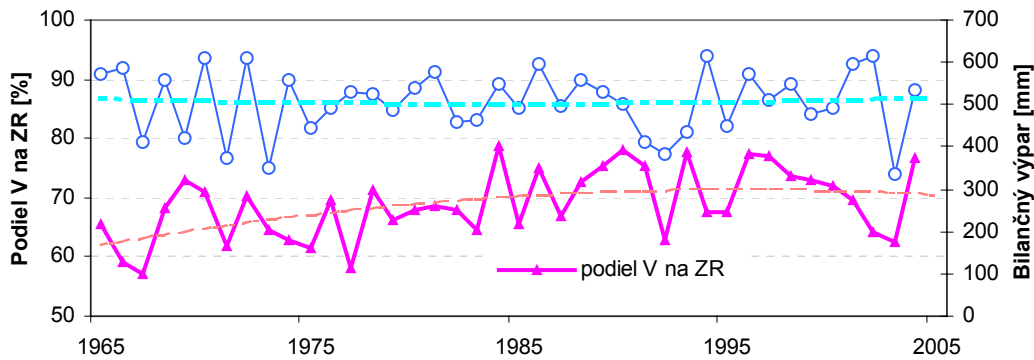
kde: R_v , ZR_v - sumárna odtoková výška a sumárny úhrn zrážok za mesiace máj až október.



Obr. 4 Závislosť odtoku (R) na zrážkach (ZR) v mimovegetačnom (a) a vegetačnom (b) období v rokoch 1964/65-2003/04 v poľnohospodárskom mikropovodí Rybárik.

Zaujímavé sú výsledky trendovej analýzy ročných hodnôt bilančného výparu. Zatiaľ čo bilančný výpar má konštantný priebeh za obdobie 1964/65–2003/04, podiel bilančného výparu na ročných zrážkových úhrnoch sa zvyšuje (obr. 5).

Vzhľadom na zložitosť zrážko-odtokových vzťahov bude potrebné venovať zvýšenú pozornosť analýze vplyvu jednotlivých druhov poľnohospodárskych plodín na výšku odtoku v jednotlivých mesiacoch vegetačného obdobia.

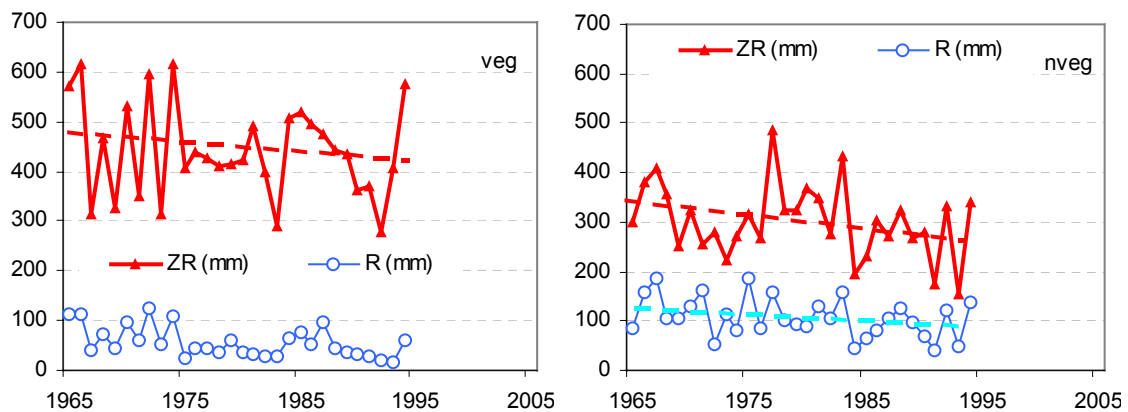


Obr. 5 Priebeh ročných hodnôt bilančného výparu a podielu bilančného výparu na ročných zrážkových úhrnoch v povodí Rybárik za 40-ročné obdobie.

2. Vplyv vegetácie na odtok vo vegetačnom a mimovegetačnom období v povodí Lesný

Analogickým spôsobom, aký bol použitý pri spracovaní údajov z povodia Rybárik, sme spracovali i údaje z povodia Lesný. V tabuľke 3 sú uvedené zrážky, odtoky a výpar pre mimovegetačné (nv) a vegetačné (v) obdobie.

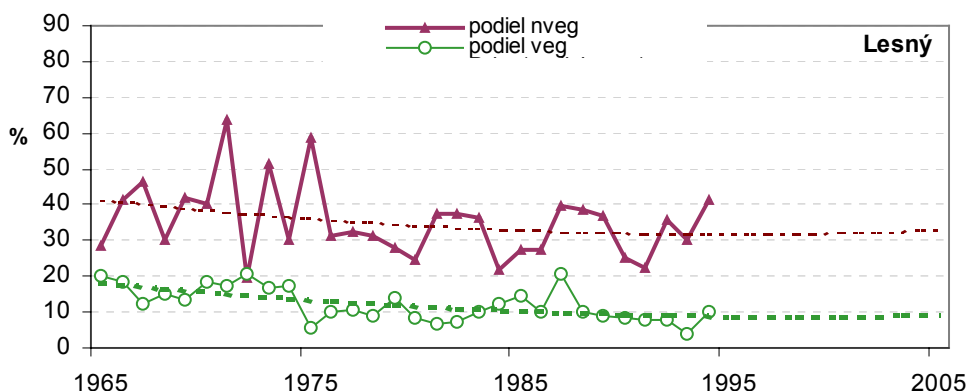
V mimovegetačnom období spadlo za obdobie 1964/65–1993/94 v experimentálnom povodí Lesný v priemere 301 mm zrážok, vo vegetačnom období cca 442 mm. Povrchovým odtokom odtečie v mesiacoch november-apríl z povodia v priemere 107 mm asi - 35% zrážok. Vo vegetačnom období odtečie iba 55,9 mm - 12,2% zrážok. Priebeh meraných hodnôt odtoku a zrážok pre mimovegetačné a vegetačné obdobie je znázornený na obr. 6. Na obrázkoch je vykreslený i kvadratický trend daných veličín. Vo vegetačnom období odtoky vplyvom klesajúcich zrážkových úhrnov poklesli. Na obr. 7 je vykreslený percentuálny podiel odtoku na zrážkových úhrnoch v mimovegetačnom a vo vegetačnom období.



Obr. 6 Priebeh meraných hodnôt odtoku (R) a zrážok (ZR) pre mimovegetačné a vegetačné obdobie v povodí Lesný.

Tabuľka 3 Zrážky, odtoky a výpar pre mimovegetačné (nv) a vegetačné (v) obdobie, povodie Lesný

Rok	ZRnv [mm]	Rnv [mm]	Vnv [mm]	podiel nveg	Rok	ZRv [mm]	Rv [mm]	Vv [mm]	podiel veg
1965	300.4	86.1	214.3	28.7	1965	572.0	114.3	457.7	20.0
1966	382.2	157.7	224.5	41.3	1966	613.8	113.1	500.7	18.4
1967	406.9	187.8	219.1	46.2	1967	314.0	39.1	274.9	12.5
1968	356.4	106.6	249.8	29.9	1968	465.6	70.5	395.1	15.1
1969	251.8	105.6	146.2	41.9	1969	326.9	43.5	283.4	13.3
1970	322.9	130.8	192.1	40.5	1970	532.0	98.2	433.8	18.5
1971	256.3	163.8	92.5	63.9	1971	350.8	60.2	290.6	17.2
1972	277.4	54.6	222.8	19.7	1972	595.3	124.2	471.1	20.9
1973	223.8	115.3	108.5	51.5	1973	315.8	52.5	263.3	16.6
1974	270.7	81.4	189.3	30.1	1974	613.7	107.1	506.6	17.5
1975	315.9	185.0	130.9	58.6	1975	405.4	23.5	381.9	5.8
1976	265.4	83.7	181.7	31.5	1976	439.3	44.4	394.9	10.1
1977	486.4	158.3	328.1	32.5	1977	426.1	45.4	380.7	10.7
1978	322.8	101.2	221.6	31.4	1978	410.0	35.9	374.1	8.8
1979	323.1	91.2	231.9	28.2	1979	415.3	58.8	356.5	14.2
1980	367.6	90.0	277.6	24.5	1980	422.8	34.6	388.2	8.2
1981	348.7	130.8	217.9	37.5	1981	490.3	32.4	457.9	6.6
1982	276.4	103.7	172.7	37.5	1982	398.9	29.9	369.0	7.5
1983	432.2	158.0	274.2	36.6	1983	288.5	29.7	258.8	10.3
1984	194.6	42.6	152.0	21.9	1984	505.7	62.5	443.2	12.4
1985	231.7	63.1	168.6	27.2	1985	518.9	75.6	443.3	14.6
1986	302.8	82.8	220.0	27.3	1986	493.7	50.9	442.8	10.3
1987	270.3	106.8	163.5	39.5	1987	475.0	98.2	376.8	20.7
1988	324.2	125.4	198.8	38.7	1988	443.3	45.6	397.7	10.3
1989	265.1	98.1	167.0	37.0	1989	434.4	38.2	396.2	8.8
1990	279.6	70.7	208.9	25.3	1990	363.4	31.0	332.4	8.5
1991	172.9	39.1	133.8	22.6	1991	370.3	29.4	340.9	7.9
1992	332.3	119.4	212.9	35.9	1992	276.8	21.0	255.8	7.6
1993	153.4	46.7	106.7	30.4	1993	405.6	15.1	390.5	3.7
1994	338.3	139.0	199.3	41.1	1994	575.8	58.6	517.2	10.2



Obr. 7 Percentuálny podiel odtoku na zrážkových úhrnoch v mimovegetačnom a vo vegetačnom období, zalesnené povodie Lesný (1964/65–1993/04).

Grafické znázornenie závislosti medzi zrážkovými úhrnmi a odtokom v povodí Lesný pre mimovegetačné obdobie (za roky 1964/65–1993/94) je na obr. 8a a pre vegetačné obdobie

na obr. 8b. Závislosť odtoku od zrážok sme vyjadrili polynomicou rovniciou 2. stupňa. V mimovegetačnom období možno odtok odhadnúť exponenciálnym vzťahom:

$$R_{nv} = 0,0774 ZR_{nv}^{1.2603} \quad (3)$$

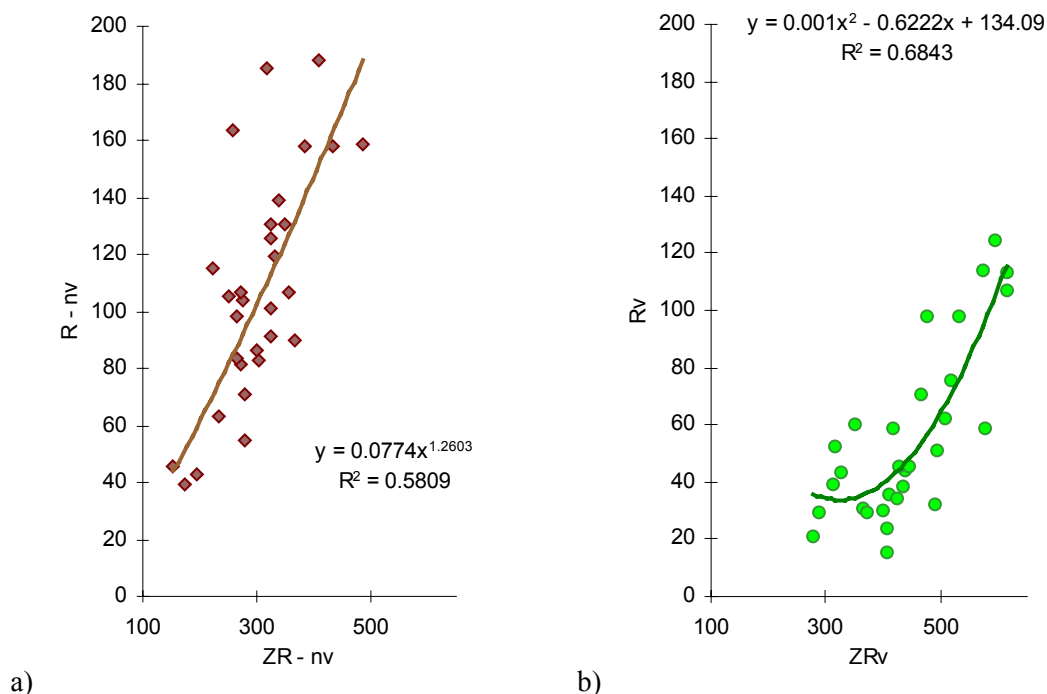
kde: R_{nv} , ZR_{nv} - sumárna výška a sumárny úhrn zrážok za mesiace november až apríl.

Vo vegetačnom období sme závislosť vyjadrili kvadratickou funkciou v tvare:

$$R_v = 0,0010 ZR_v^2 - 0,6222ZR_v + 134,09 \quad (4)$$

kde: R_v , ZR_v - sumárna odtoková výška a sumárny úhrn zrážok za mesiace máj až október.

Závislosť medzi zrážkovými úhrnmi a odtokom v povodí Lesný je menej tesná v porovnaní s povodím Rybárik. Vyplýva to pravdepodobne z nižšej presnosti merania a vyhodnocovania prietokov v povodí Lesný v mimovegetačnom období.



Obr. 8 Závislosť odtoku (R) na zrážkach (ZR) v mimovegetačnom (a) a vegetačnom (b) období v rokoch 1964/65-1993/94 v lesnom mikropovodí Lesný.

3. Vplyv vegetácie na odtok vo vegetačnom a mimovegetačnom období v povodí Cingel'ová

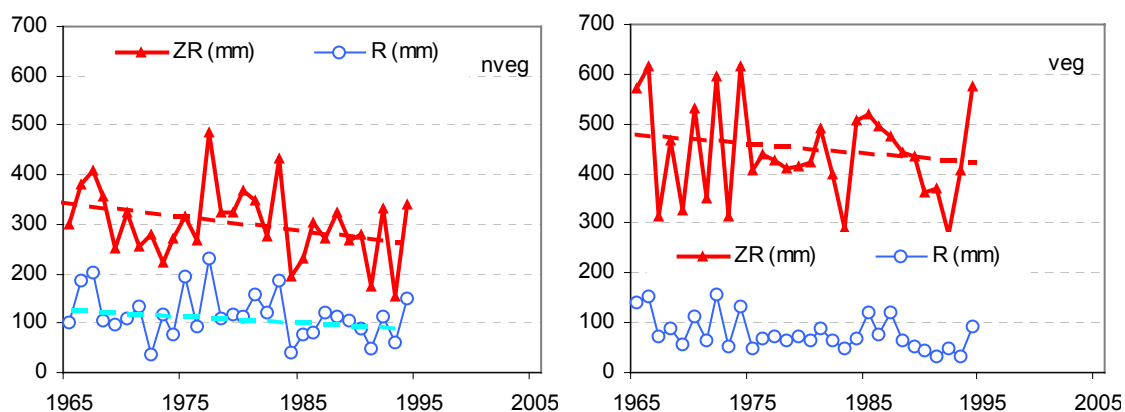
Na záver sme spracovali i údaje z povodia Cingel'ová. V tabuľke 4 sú uvedené zrážky, odtoky a výpar pre mimovegetačné (nv) a vegetačné (v) obdobie.

V mimovegetačnom období spadlo za obdobie 1964/65–1993/94 v experimentálnom povodí Cingel'ová povrchovým odtokom odtieklo z povodia v priemere 107 mm (35% zrážok). Vo vegetačnom období odtieklo iba 55,9 mm - 12,2% zrážok. Priebeh meraných hodnôt odtoku a zrážok pre mimovegetačné a vegetačné obdobie je znázornený na obr. 9.

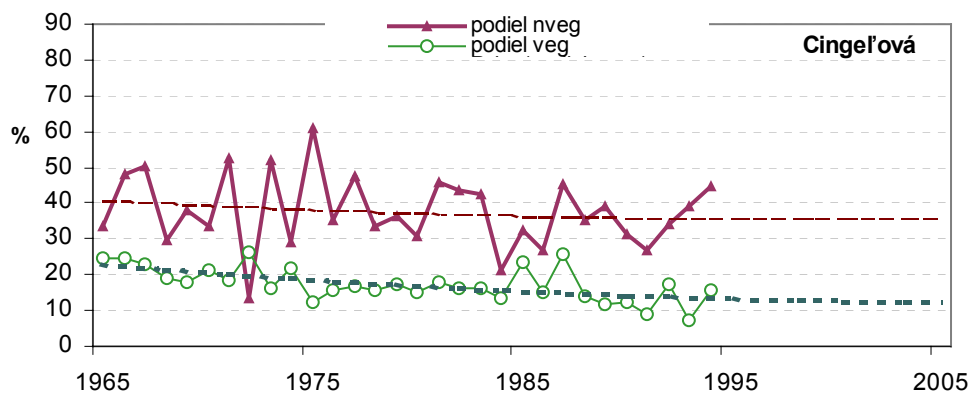
Vo vegetačnom období odtoky vplyvom klesajúcich zrážkových úhrnov poklesli. Na obr. 10 je vykreslený percentuálny podiel odtoku na zrážkových úhrnoch v mimovegetačnom a vo vegetačnom období.

Tabuľka 4 Zrážky, odtoky a výpar pre mimovegetačné (nv) a vegetačné (v) obdobie, povodie Cingel'ová

Rok	ZRnv [mm]	Rnv [mm]	Vnv [mm]	podiel nveg	Rok	ZRv [mm]	Rv [mm]	Vv [mm]	podiel veg
1965	300.4	100.7	199.7	33.5	1965	572.0	140.5	431.5	24.6
1966	382.2	184.7	197.5	48.3	1966	613.8	152.5	461.3	24.8
1967	406.9	203.9	203.0	50.1	1967	314.0	72.8	241.2	23.2
1968	356.4	105.0	251.4	29.5	1968	465.6	88.0	377.6	18.9
1969	251.8	95.8	156.0	38.0	1969	326.9	57.6	269.3	17.6
1970	322.9	108.5	214.4	33.6	1970	532.0	111.7	420.3	21.0
1971	256.3	134.7	121.6	52.6	1971	350.8	65.6	285.2	18.7
1972	277.4	37.1	240.3	13.4	1972	595.3	157.0	438.3	26.4
1973	223.8	116.8	107.0	52.2	1973	315.8	51.4	264.4	16.3
1974	270.7	78.2	192.5	28.9	1974	613.7	133.6	480.1	21.8
1975	315.9	193.1	122.8	61.1	1975	405.4	50.0	355.4	12.3
1976	265.4	93.1	172.3	35.1	1976	439.3	67.7	371.6	15.4
1977	486.4	229.8	256.6	47.2	1977	426.1	70.7	355.4	16.6
1978	322.8	107.7	215.1	33.4	1978	410.0	63.9	346.1	15.6
1979	323.1	117.4	205.7	36.3	1979	415.3	72.0	343.3	17.3
1980	367.6	113.7	253.9	30.9	1980	422.8	64.2	358.6	15.2
1981	348.7	159.1	189.6	45.6	1981	490.3	88.0	402.3	17.9
1982	276.4	121.2	155.2	43.8	1982	398.9	64.4	334.5	16.1
1983	432.2	184.7	247.5	42.7	1983	288.5	47.0	241.5	16.3
1984	194.6	41.5	153.1	21.3	1984	505.7	67.1	438.6	13.3
1985	231.7	75.3	156.4	32.5	1985	518.9	121.7	397.2	23.5
1986	302.8	82.0	220.8	27.1	1986	493.7	75.2	418.5	15.2
1987	270.3	121.8	148.5	45.1	1987	475.0	121.5	353.5	25.6
1988	324.2	114.0	210.2	35.2	1988	443.3	62.6	380.7	14.1
1989	265.1	103.5	161.6	39.0	1989	434.4	51.8	382.6	11.9
1990	279.6	88.3	191.3	31.6	1990	363.4	44.8	318.6	12.3
1991	172.9	46.7	126.2	27.0	1991	370.3	32.1	338.2	8.7
1992	332.3	113.4	218.9	34.1	1992	276.8	47.3	229.5	17.1
1993	153.4	60.4	93.0	39.4	1993	405.6	30.3	375.3	7.5
1994	338.3	151.1	187.2	44.7	1994	575.8	90.7	485.1	15.8



Obr. 9 Pribeh meraných hodnôt odtoku a zrážok pre mimovegetačné a vegetačné obdobie, povodie Cingel'ová.



Obr. 10 Percentuálny podiel odtoku na zrážkových úhrnoch v mimovegetačnom a vo vegetačnom období, zalesnené povodie Cingel'ová (1964/65–1993/04).

Grafické znázornenie závislosti medzi zrážkovými úhrnmi a odtokom v povodí Cingel'ová pre mimovegetačné obdobie (za roky 1964/65–1993/94) je na obr. 11a a pre vegetačné obdobie na obr. 11b. V mimovegetačnom období možno odtok simulovať na základe vzťahu :

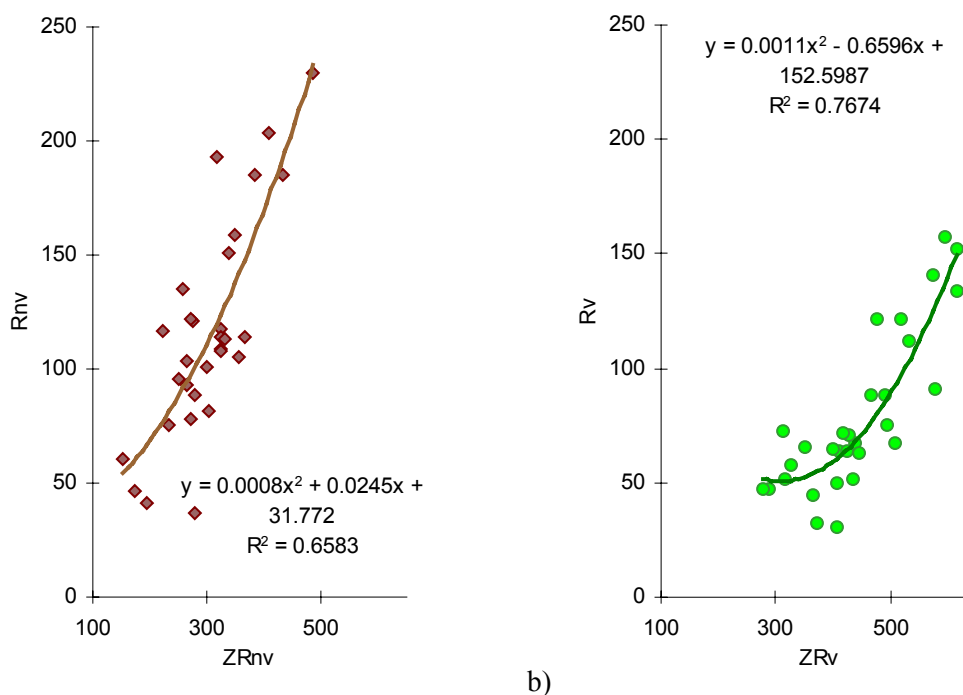
$$R_{nv} = 0,0008 ZR_{nv}^2 - 0,0245 ZR_{nv} + 31,772 \quad (5)$$

kde: R_{nv} , ZR_{nv} - sumárna výška a sumárny úhrn zrážok za mesiace november až apríl.

Vo vegetačnom období sme závislosť vyjadrili kvadratickou funkciou v tvare:

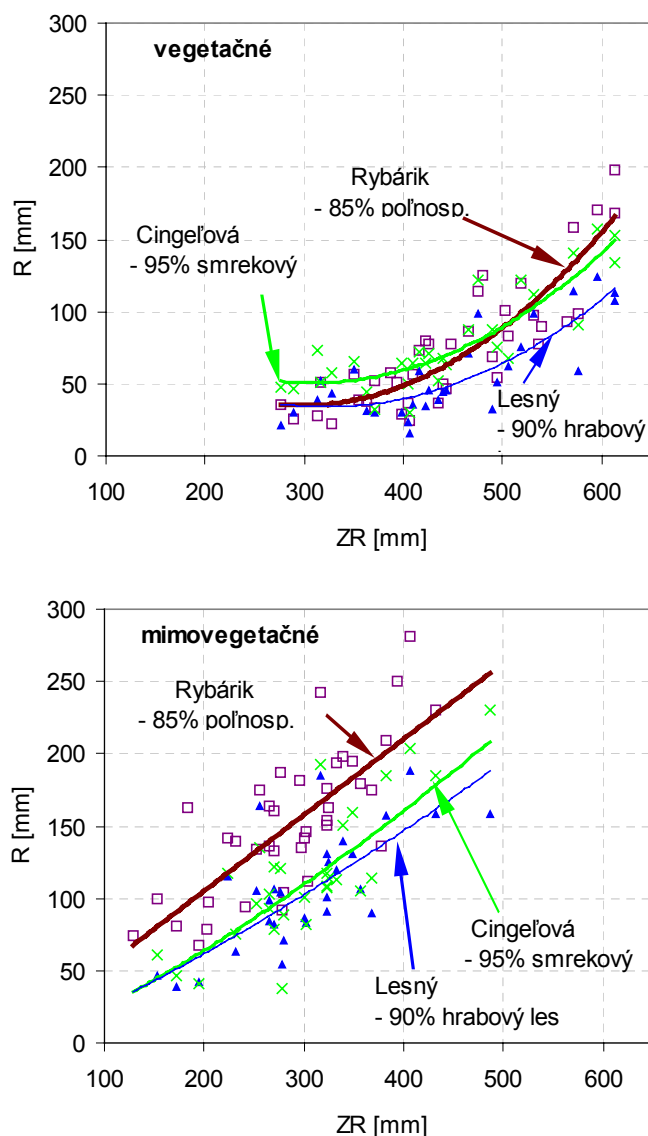
$$R_v = 0,0011 ZR_v^2 - 0,6596 ZR_v + 152,598 \quad (6)$$

kde: R_v , ZR_v - sumárna odtoková výška a sumárny úhrn zrážok za mesiace máj až október.



Obr. 11 Závislosť odtoku (R) na zrážkach (ZR) v mimovegetačnom (a) a vegetačnom (b) období v rokoch 1964/65–1993/94) v lesnom mikropovodí Cingel'ová.

Na obr. 12 môžeme vizuálne porovnať závislosť odtoku na zrážkových úhrnoch vo vegetačnom a mimovegetačnom období vo všetkých troch experimentálnych mikropovodiach ÚH SAV Rybárik (poľnohospodársky využívané), Lesný (hrab) a Cingelová (smrek).



Obr. 12 Závislosť odtoku (R) na zrážkových úhrnoch (ZR) (roky 1964/65-1993/94)
a) vo vegetačnom; b) mimovegetačnom období
v troch experimentálnych mikropovodiach ÚH SAV.

Závery

Z obrázku 12a vyplýva, že vo vegetačnom období nie je jednoznačný rozdiel v odtoku zo zalesneného a nezalesneného (poľnohospodárskeho) mikropovodia. V suchom období je odtok zo smrekového povodia Cingelová o niečo vyšší, ako z poľnohospodárskeho povodia Rybárik, ale z povodia Lesný je odtok totožný s odtokom z poľnohospodárskeho povodia Rybárik. Počas mokrých liet je odtok z poľnohospodárskeho povodia vyšší, ako zo zalesnených povodií. Jednoznačný rozdiel je prirodzene v mimovegetačnom období, a to v prospech poľnohospodársky využívaného povodia Rybárik. Odvođené rovnice (1) – (6) majú širšie využitie. Môžu byť použité na odhad podielu odtoku vo vegetačnom a mimovegetačnom období z rôzne využívaných povodií (poľnohospodárske, listnatý les, ihličnatý les). Tieto vzťahy môžu byť použité pri simulácii vplyvu poklesu (resp. rastu)

zrážkových úhrnov na pokles (rast) odtoku vo vegetačnom a mimovegetačnom období v štúdiách, venujúcich sa klimatickým zmenám.

PodĎakovanie

Spracovanie štúdie bolo podporené Agentúrou na podporu vedy a techniky prostredníctvom finančnej podpory č. APVT-51-017804 a VEGA 5055.

Literatúra

- Pekárová, P., Koníček, A., Miklánek, P. (2005a): Vplyv využitia krajiny na režim odtoku v experimentálnych mikropovodiach ÚH SAV. Rukopis monografie, VEDA, v tlači, 216 str.
- Pekárová, P., Miklánek, P., Koníček, A., (2005b): Vplyv využitia krajiny na vodnosť tokov v experimentálnych mikropovodiach ÚH SAV. In: Zborník Hydrologické dni 2005, SHMÚ, Bratislava (v tlači).
- Valčíčák, J. (1967): K otázke vplyvu lesnatosti na priemerný ročný odtok vo vybraných povodiach na území Slovenska. Vodohosp. čas. 15, 2, 133–160.
- Valtýni, J. (1980): Vplyv lesnatosti povodia na odtok. Vodohosp. čas. 28, 3, 286–297.
- Zachar, D., Krešl, J., Marko, J., Volný, S. (1984): Lesnícke meliorácie. Príroda Bratislava. 484 str.
- Zelený, V. (1977): 100 let lesnícké hydrologie na území našeho státu. Vodohosp. čas. 25, 1, 15–26.
- Zelený, V., (1979). Výsledky lesnícko-hydrologického výzkumu v experimentálních beskydských povodích. Vodohosp. Čas., 27, 6, 584–600.

Stanovení evapotranspiračních požadavků krajiny na příkladu 3D modelu ČR

Jan Pivec¹, Dalibor Moravec², Václav Brant¹

¹Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta agrobiologie, přírodních a potravinových zdrojů

²Aretin Geoinformatics s. r. o., Praha

Úvod

Evapotranspirační nároky vrstvy atmosféry přiléhající zemskému povrchu jsou jedním z nejdůležitějších aspektů vláhových poměrů stanoviště. Voda je limitujícím faktorem ovlivňujícím průběh chemických, fyzikálních a biologických procesů v krajině a v samotných ekosystémech. Vodní bilance stanoviště je dána vzájemnými interakcemi mezi jednotlivými prvky krajinného prostoru a zároveň působí na změnu těchto prvků. Zcela jednoznačně ovlivňuje progresivní a reliktové prvky a v konečné fázi působí i na změny prvků konzervativních. V důsledku ovlivnění konzervativních prvků dochází ke změnám a vzniku nových vlastností krajinného prostoru, tj. jeho struktury a kvalitativní určitosti (Kudrna, 1997). Vzájemné interakce mezi jednotlivými prvky krajinného prostoru vedou ke změnám rovnovážného stavu systémů bez ohledu na jejich hierarchické členění, či strukturu. Vodní bilance stanoviště ovlivňuje stabilitu přirozených a umělých ekosystémů z hlediska jejich struktury a funkce v krajině. Znalost vláhových poměrů stanoviště a principů jejich ovlivňování je základem pro efektivní krajinné plánování, stanovení ekologické stability krajiny a pro zemědělské a nezemědělské využívání krajiny jako přírodního zdroje. Jednou z významných složek ovlivňujících vodní bilanci stanoviště jsou ztráty vody evapotranspirací.

V rámci České republiky byla problematika stanovení potenciální evapotranspirace zpracována v pracích Tomlaina (Tomlain, 1980), který upřesnil stanovení potenciální evapotranspirace na konkrétní podmínky tehdejšího Československa a použil k vyjádření deficitu či přebytku srážek pro jednotlivé měsíce či roky poměr potenciální evapotranspirace a srážek (Epot/R). Dalším příkladem posouzení evaporačních nároků území je práce Kurpelové (Kurpelová a kol., 1975), která využila hydrotermického koeficientu Seljaninova, počítaného jako poměr srážek a výparu pro hlavní vegetační období roku pro normálovou periodu 1931 – 1960. Přínosem naší práce oproti zmiňovaným je vedle především netradičního přístupu zpracování datového souboru zejména základní posuzovaná plošná i časová jednotka a zavedení kritérií, používaných mezinárodní organizací FAO.

Materiál a metoda

Cílem práce bylo stanovit hodnoty potenciální evapotranspirace (Epot) a její relace ke srážkám (R) pro území České republiky v 3D modelu s velikostí minimální hodnocené plochy odpovídající 1 ha. Velikost minimální hodnocené plochy byla zvolena z důvodů následného využití dat za účelem srovnání vypočtených dat se skutečnými hodnotami evapotranspirace v libovolném zájmovém území ČR a možného využití stanovených výstupů v dalších odvětvích lidské činnosti. Řešení stanovení evapotranspiračních nároků v krajině je založeno na zpracování třicetileté řady měření 85 klimatologických stanic ČHMÚ v období let 1961 – 1990, tzv. normálové období, zpracovaných v rámci práce na klimatické regionalizaci České republiky publikovaných Moravcem a Votýpkou (1998 a 2003). Samotnému zpracování dat předcházela zevrubná konverze a strukturalizace dat za účelem snížení přenosu nevěrohodných a nepřesných dat do dalšího technologického postupu. Ze souboru dat byly vyňaty údaje o maximech, minimech a průměrech denních teplot vzduchu, délka slunečního svitu a hodnoty denních úhrnů srážek. Byly vypočteny pro příslušné údaje odpovídající statistické hodnoty (součty, extrémy, směrodatné odchylky, průměry a mediány). Poté byly stanoveny korelace a koeficienty kvadratické regresní funkce, určující odchylky všech mediánů pro jednotlivé stanice metodou nejmenších čtverců, určující těsnost vztahu nezávisle proměnné – nadmořské výšky stanic – a závisle proměnných, vyjádřených mediány srážkových úhrnů a následně potenciální evapotranspirace pro příslušné období. Takto získané hodnoty jednotlivých prvků byly pomocí prostorové interpolace vypočteny pro 7884495 miliónů bodů pravidelné sítě – gridu – s distancí 100 m (výměra ČR v ha). Poté byla provedena karto-

grafická transformace a výsledná vizualizace v měřítku 1 : 2000000 pomocí geografického informačního systému ARC/INFO na bázi operačního systému UNIX s použitím programování v jazyce C, C++. Plocha území ČR byla pravidelně rozdělena na deset tříd, tedy každá o přibližně desetině plochy ČR, podle námi vypočtených měsíčních hodnot úhrnů Epot [mm], poměrů R/Epot a diferencí R – Epot a dle ročních hodnot Epot, poměrů R/Epot a diferencí R - Epot pro normálovém období (1961 – 1990). Dále byly jednotlivé třídy popsány dle výsušného charakteru pomocí sedmistupňové škály od nejmýsušnější přes výsušnou, mírně výsušnou, optimálně zavlaženou, mírně vlhkou, vlhkou po nejvlhčí. Zpracování datových souborů a následné grafické výstupy byly provedeny na základě metodiky Moravce a Votýpky (2003).

Pro výpočet potenciální evapotranspirace byl použit algoritmus dle metodiky FAO – <http://www.fao.org> (upravený vzorec Penman – Monteith):

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)}$$

Kde λ = měrné teplo výparu ($2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$), ET = evapotranspirace (kg den^{-1}), Δ = sklon křivky závislosti tlaku nasycené páry na teplotě ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), R_n = radiační bilance (MJ), G = tok tepla do půdy (MJ), ρ_a = hustota vzduchu (kg m^{-3}), c_p = měrné teplo vzduchu ($1,013 \times 10^{-3} \text{ MJ kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$), e_s = tlak nasycené páry (kPa), e_a = aktuální tlak páry (kPa), r_a = aerodynamický odpor (s m^{-1}), r_s = stomatární odpor přenosu vodní páry (s m^{-1}), γ = psychrometrická konstanta ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$).

Výsledky a diskuse

Výsledkem práce jsou datové soubory hodnot Epot (mm), R (mm) a R/Epot pro minimální hodnocenou plochu 1 ha a pro minimální časovou jednotku 1 den za normálové období 1961 – 1990. Dosažené výsledky výpočtů nejlépe prezentují mapy ČR v měřítku 1: 2000000 (obr. 1 a 2). Z mapy poměrů srážek a potenciální evapotranspirace (obr. 2) vyplývají nejmýsušnější oblasti v Podkrušnohoří, středních a východních Čechách a na jižní Moravě o ploše 791210 ha, tedy desetina území republiky, kde výpar převyšuje srážky až o více jak jednu čtvrtinu, poměr R/Epot dosahuje maximálně 0,755. Optimální poměr srážek a výparu od 1,0 do 1,1 reprezentuje plocha kolem 1600000 ha, tedy asi pětina území republiky. Nejvlhčí jsou potom oblasti vrchovin a především pohoří, kde srážky představují více jak 150% potenciálního výparu o ploše stejné jako v případě oblasti nejmýsušnější. Jednotlivé kategorie poměru srážek a výparu včetně plošného zastoupení dokumentuje tabulka 1.

Tabulka 1: Klasifikace tříd dle hodnot R/Epot pro ČR včetně jejich plošného zastoupení v ha.

Třída – charakter:	R/Epot	Plocha (ha)
1 třída – nejmýsušnější	do 0,755	791210
2 třída – výsušná	do 0,850	791602
3 třída – mírně výsušná	do 0,937	784232
4 třída – mírně výsušná	do 1,001	791544
5 třída – optimálně zavlažená	do 1,061	791600
6 třída – optimálně zavlažená	do 1,120	792118
7 třída – mírně vlhká	do 1,203	791490
8 třída – mírně vlhká	do 1,331	786523
9 třída – vlhká	do 1,508	788104
10 třída – nejvlhčí	nad 1,508	776072

Použitá metoda přizpůsobuje škálu sledovaného jevu – poměru srážek a potenciální evapotranspirace – pravidelnému rozčlenění celkové sledované plochy (7884495 ha). Tedy každé z deseti tříd škály po-

měru R/E_{pot} náleží přibližně jedna desetina povrchu území republiky. Toto členění bylo zvoleno z hlediska zachycení struktury území ČR ve vztahu k poměru srážek a potenciální evapotranspirace. Grafické výstupy lze samozřejmě koncipovat i na základě jiných kritérií, např. členění dle limitních hodnot R/E_{pot} apod., dle potřeb uživatelů výstupů.

Stanovení potenciální evapotranspirace (E_{pot}) a její relace ke srážkám (R) lze považovat za jeden z vhodných způsobů kvantifikace nedostatku disponibilní vody nebo jejího přebytku v ekosystému. Lze ji určit relativně snadněji, než skutečnou evapotranspiraci, jíž je nutno měřit často složitými metodami. Současné hodnocení vztahu mezi výparem a srážkami či stanovení koeficientů zavlažení z agrotechnického hlediska hodnotí dané stanoviště na základě zpracování vstupních dat za hlavní vegetační období. Z hlediska stanovení množství disponibilní vody na stanovišti, např. ve vztahu k předpokládaným požadavkům kulturních rostlin během vegetace a provedení následných prognóz vývoje porostů, je potřebné se podrobně zabývat hodnocením kratších časových úseků v rámci vegetačního období, které však nejsou standardní v rámci meteorologických metod práce.

Závěr

V předkládané práci jsme stanovili hodnoty poměru srážek a potenciální evapotranspirace (vypočtené na základě metodiky FAO (Penman – Monteith), algoritmu Penmanova a Turcova, v předkládané práci neuváděného) v milimetrech za den pro jednotlivé měsíce a celý rok za normálové období let 1961 – 1990. Každé z deseti tříd byla přiřazena výsušná charakteristika dle sedmistupňové škály. Výsledky byly zpracovány do mapové a tabelární podoby a jsou využitelné kupř. pro potřeby agrofytoecologie, hydroopedologie a hydrologie včetně posouzení vývoje klimatu na konci minulého století.

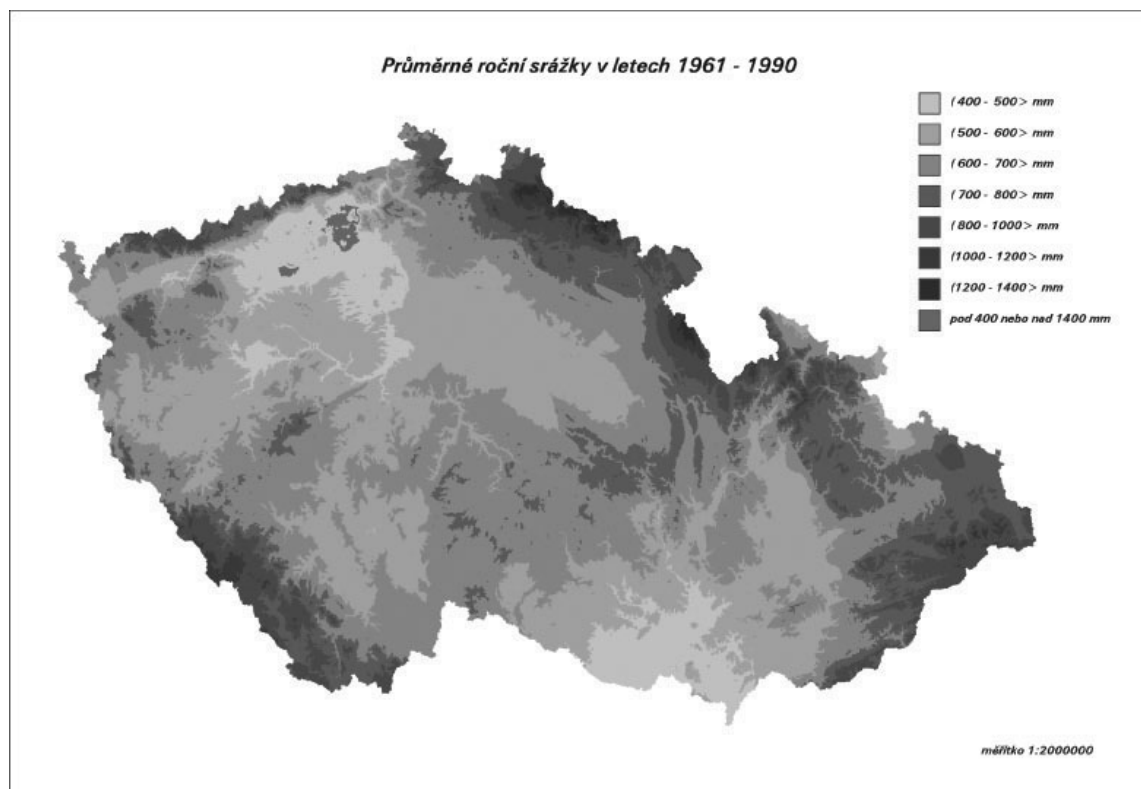
Výše uvedené výsledky mají sloužit pouze k orientačnímu přiblížení práce formou grafických výstupů. Podrobnější výsledky jsou v současné době zpracovávány do recenzované vědecké a knižní publikace.

Poděkování

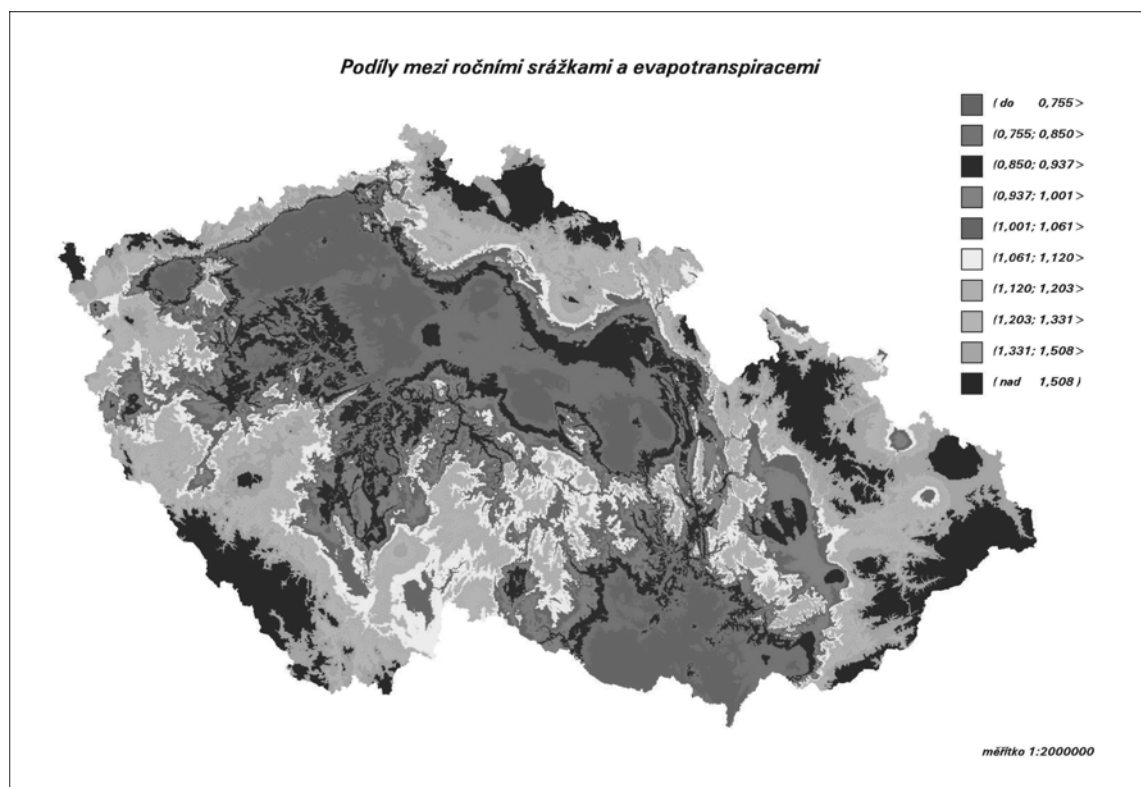
Práce vznikla v rámci projektu MSM 6046070901.

Literatura

- Kudrna K. (1979): Zemědělské soustavy. SZN Praha, druhé vydání, 719 s.
- Kurpelová, M., Coufal, L., Čulík, J. (1975): Agroklimatické podmínky ČSSR. Příroda – Bratislava, 267.
- Moravec, D., Votýpka, J. (1998): Klimatická regionalizace České republiky. Karolinum – nakladatelství Univerzity Karlovy, vydání 1, 87 s.
- Moravec, D., Votýpka, J. (2003): Regionalized modelling. Karolinum Press – Charles University publishing, 197.
- Tomlain, J. (1980): Výpar z povrchu půdy a jeho rozložení na území ČSSR. Vodohospodářský Časopis, 28(2), 170 – 205.



Obr. 1: Průměrné roční srážky v letech 1961 – 1990 v 3D modelu na území ČR.



Obr. 2: Podíl mezi ročními srážkami a evapotranspirací v letech 1961 – 1990 v 3D modelu na území ČR.

Vplyv zvýšeného prísunu dusíka a fosforu na vegetáciu v alpínskom prostredí

Jana Sedláková

Ústav krajinej ekológie SAV Bratislava, pobočka Nitra
Akademická 2, P.O.Box 23/B, 949 01 Nitra, e-mail: jana.sedlakova@savba.sk

Abstract

Responsiveness of Alpine Vegetation to increased inputs of nitrogen and phosphorus

Nowadays, growing attention is paid to potential impacts of nitrogen deposition on terrestrial and aquatic ecosystems. In some cases long-term nitrogen inputs can lead to changes in species composition and to ecosystem decline. Within the VEGA 2/4132/04 (2004-2006) project following up the NSF-0112281 (2002-2004) project we study apart from others the responsiveness of alpine vegetation to increased inputs of nitrogen and phosphorus. As a study site was selected Jalovecká dolina the valley in the West Tatra Mountains. The site represent a “dry meadow” community dominated by *Juncus trifidus* physiognomically similar to *Kobresia* communities of the southern Rocky Mountains. Experimental plots were established in May 2002. Since 2002 these plots have been fertilizing by solutions of 2, 6 and 15g N.m⁻².year⁻¹ in form of NH₄NO₃ and by solution of 5g P.m⁻².year⁻¹ in form of KH₂PO₄. A control is sprayed by water of the same amount. Experimental solutions are applied three times per year during the summer months from June to August. The article presents the first results after three years of fertilizing experiments in Jalovecká dolina the valley.

Key words: N inputs, P inputs, alpine vegetation responsiveness, Jalovecká dolina the valley

Úvod

V súčasnosti sa stále väčšia pozornosť venuje potenciálnemu vplyvu depozície dusíka na suchozemské a vodné ekosystémy, najmä v súvislosti s prenosom znečisťujúcich látok v ovzduší a globálnymi zmenami. Globálny kolobeh dusíka je v súčasnosti silne ovplyvnený antropogénnymi aktivitami, ktoré spôsobili zvýšenie mobility „reaktívnych“ foriem N v rámci i medzi terestrickými a akvatickými ekosystémami a atmosférou (VITOUSEK ET AL. 1997). Zvýšený prísun N do biosféry môže viesť k nevyváženej výžive rastlín, N saturácii ekosystému a k vyplavovaniu NO₃⁻. Dostupnosť nutrientov je významným faktorom determinujúcim druhové zloženie vegetácie. N je limitujúcim nutrientom rastu v mnohých senzitivných ekosystémoch, kde väčšina rastlinných druhov je prispôsobená na nutrient-chudobné podmienky a len v podmienkach s nízkym obsahom N v pôde je schopná úspešnej konkurencie (EGMOND ET AL. 2002).

V našej práci sa venujeme sledovaniu vnímavosti a odpovedi alpínskej vegetácie na zvýšený prísun dusíka (N) a fosforu (P). Súčasne si všimame význam variability abiotických vlastností, najmä mikroklimy a pôd, pre tok vybraných chemických prvkov. Projekt dopĺňa a rozvíja výskum, uskutočňovaný v rámci projektu National Science Foundation NSF-0112281 (2002-2004) ”Responsiveness of Alpine Vegetation to N inputs - A Comparison Between Central European and North American Sites”, riešeného v spolupráci s Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Boulder, USA. Základom výskumu sú trvalé výskumné plochy založené podľa metodiky používanej na lokalite dlhodobého ekologického výskumu (LTER) Niwot Ridge, Colorado, USA. Mikroklimatické dáta získavame prostredníctvom stacionárnej meteorologickej stanice umiestnenej priamo na výskumnej ploche. V spolupráci s Výskumnou stanicou ŠL TANAP sa meria a analyzuje atmosferická depozícia.

Výskumná lokalita

Výskumná lokalita (viď obr. 1) sa nachádza v pohorí Západné Tatry v hornej časti Jaloveckej doliny v blízkosti vrchu Salatín na hrebeni vo výške cca 1900 m n.m na kryštalickej žulovom podklade. Komplexný pohľad na primárnu a sekundárnu krajinnú štruktúru Jaloveckej doliny ako aj analýzu ohrozenosti krajiny prírodnými procesmi prezentuje KOHÚT (2005). Zaujímavé územie je súčasťou Tatranského národného parku a dolina je výskumným povodím Ústavu hydrologie SAV ako súčasť Medzinárodného hydrologického programu UNESCO.

Hlavný pôdny typ na výskumnej lokalite predstavujú železité podzoly a sprievodný pôdny typ humusovo-železité podzoly. Lokalita predstavuje spoločenstvo alpínskych lúk patriacich do zväzu *Juncion trifidi* fyziognomicky podobných spoločenstvu *Kobresia* z južných Rocky Mountains.

Výskum začal v máji 2002 založením experimentálnych plôch s rozmerom 2 x 2 m. Bolo založených päť experimentálnych plôch v piatich opakovaniach, teda celkovo 25 experimentálnych plôch. Od roku 2002 sú na výskumné plochy pravidelne aplikované roztoky s koncentráciou dusíka 2, 6 a 15g N.m⁻². rok⁻¹ vo forme NH₄NO₃ a roztok s koncentráciou fosforu 5g P.m⁻².rok⁻¹ vo forme KH₂PO₄. Na kontrolné plochy sa aplikuje voda s rovnakým objemom. Experimentálne roztoky sú aplikované trikrát ročne v mesiacoch jún, júl a august.



Obr. 1: Mapa Jaloveckej doliny s vyznačením Polianskeho potoka, miesta odberu zdrojovej vody pre postreky, klimatickej stanice a výskumných plôch (ortofotosnímka © EUROSENSE s.r.o.) (autor: KOHÚT, 2005)

Klimatické podmienky

Klimatické podmienky Západných Tatier sú podľa HOCHMUTA et al. (1981) nasledovné: Január je v nižších polohách najstudenším mesiacom v roku. V polohách nad 1200 m n. m. je častá inverzia. Teploty dosť kolíšu. Pri nízkych teplotách sú časté krátke, ale výdatné snehové zrážky. Začiatkom februára je časté oteplenie, neskôr sa striedajú snehové víchrice s veľmi výdatným snežením. V druhej polovici mesiaca býva najväčší pokles teplôt, takže február je najstudenším a najveternejším mesiacom. V marci je v Západných Tatrách najviac snehu. V apríli sa vyskytujú mimoriadne fujavice. Trvajú krátko s následným oteplením. V prvej polovici apríla mizne sneh na južnej strane Západných Tatier vo výškach pod 1300 m n. m.. Pre máj je príznačné nestále počasie a koncom mesiaca mizne sneh aj vo výškach okolo 1800 m n. m.. Koniec júla a začiatok augusta predstavuje najteplejšiu časť roka. V auguste a v septembri spadne najmenej zrážok a je minimálny výskyt vetrov. November je väčšinou chladný, vlhký a hmľistý. Zrážky sú v podobe snehu už od 800 m n. m.. Chladné dni sa striedajú s teplejšími. December je najoblačnejší mesiac v roku, vytvára sa súvislá a značná snehová pokrývka. Počet dní so snehovou pokrývkou je 160 – 200 za rok.

Podľa HOLKU, KOSTKU (1993) majú priemerné mesačne zrážky maximum v júli (137 mm) a minimum je v januári (77 mm). Dôležité je rozdelenie zrážok podľa nadmorskej výšky. Vo výške 1100 m n. m. je maximum zrážok v marci (cca 175 mm) a v septembri (cca 180 mm). Minimum je vo februári (cca 80 mm). Vo výške 1500 m n. m. dosahujú najvyššie hodnoty v auguste (cca 180 mm). Najnižšie hodnoty boli namerané v januári (cca 60 mm). Vo výške 1775 m n. m. je maximum v apríli (cca 180 mm) a minimum v januári (cca 80 mm).

Tab.1: Priemerné mesačné teploty na lokalite Salatín (1900 m n.m.). Zdroj: ÚH SAV

Priemerné mesačné teploty na lokalite Salatín (1900 m n.m.) - zdroj:ÚH SAV												
Rok	Mesiac											
	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
2002											-1,8	-5,7
2003	-8,6	-10	-6,2	-3,5	7,1	8,7	8,5	9,9	4,9	-3,2	-0,1	-4,9
2004	-11		-3,7	-1,1	0,7	5,5	7,7	8,5	3,7	2,7		

Tab.2: Priemerné mesačné zrážkové úhrny na lokalite Salatín (1900 m n.m.). Zdroj: ÚH SAV

Priemerné mesačné zrážky na lokalite Salatín (1900 m n.m.) - zdroj:ÚH SAV												
Rok	Mesiac											
	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
2003					170	92	211	44	119	78		
2004	49,6	190,3	47,7	50,5	148	196	342	202	50	85		

Metodika

V roku 2004 sme uskutočnili chemické analýzy snehovej pokrývky, zdrojovej vody pre postreky z Polianskeho potoka, pôd a nadzemnej časti vegetačného krytu.

Obsah anorganického dusíka N-an., N-NH₄⁺, N-NO₂⁻, N-NO₃⁺ a PO₄³⁻ vo vzorkách snehu a vody bol stanovený metódami absorpčnej spektrofotometrie podľa RAJTÁROVEJ (1998). Obsah anorganického dusíka N-an., N-NH₄⁺, N-NO₃⁺ v pôde bol stanovený kolorimetricky. Celkový dusík v pôde a v rastlinnom materiáli bol stanovený podľa Kjeldahla na automatickom analyzátore dusíka PRONITRO 3. Stanovenie makroprvkov Na, K, Ca a Mg ako aj mikroprvkov Fe a Mn bolo na plameňovom atómovom absorpčnom spektrofotometri Avanta. Ťažké kovy Pb, Cd, Hg a As boli stanovené na automatickom spektrofotometri EcaFlow 150GL.

Výsledky

Sneh

Z celkového hodnotenia klimatických a hydrologických pomerov Slovenska vyplýva, že veľký význam pre tvorbu zásob podzemných vôd majú zimné zrážky uložené na zemskom povrchu v podobe snehovej pokrývky, pretože v čase jarného topenia sú hlavným zdrojom dopĺňania zásob podzemných vôd, najmä v horských oblastiach (BODIŠ ET AL. 2000).

Odber snehu sme uskutočnili začiatkom apríla 2004. Vzorky snehu boli odobraté z výskumnej lokality z oblasti pri klimatickej stanici z dvoch hĺbok 0-20 cm a 20-40 cm. Ďalšia vzorka snehu pochádzala z miesta, kde v letnom období tečie Poliansky potok, ktorý slúži ako zdroj vody pre postreky výskumných plôch experimentálnymi roztokmi. Vzorky snehu boli analyzované na obsah anorganického dusíka N-an., N-NH₄⁺, N-NO₂⁻, N-NO₃⁺, PO₄³⁻, K, Ca, Na, Mg, Fe, Mn a ťažké kovy Pb, Cd, Hg, As.

Namerané pH vzoriek roztopeného snehu bolo kyslé, v intervale od 4,82 do 6,34. BODIŠ ET AL. (2000) upozorňujú po 25-ročnom pozorovaní chemického zloženia snehovej pokrývky na Slovensku na významné zistenia o značne nízkom pH roztoku z roztopeného snehu, ktorý následne reaguje najskôr s vegetačným a pôdnym pokryvom a potom s horninovým prostredím, pričom sa jeho chemické zloženie značne metamorfuje a nastávajú negatívne zmeny najmä v pôdnom profile, ako napr. znižovanie obsahu bázičných kationov a nutrientov.

Zistená celková mineralizácia roztopeného snehu bola nízka, od 5,17 do 9,73 μS. Podľa modelového rozloženia celkovej mineralizácie snehového roztoku v rokoch 1976-1995 BODIŠ, RAPANT (2002) udávajú pre oblasť výskumných plôch hodnoty od 10-12 mg.l⁻¹.

Obsah anorganického dusíka bol vo všetkých vzorkách roztopeného snehu rovnaký, a to 0,8 mg.l⁻¹. Obsah olova bol 0,0039 mg.l⁻¹, obsah kadmia 0,00002 mg.l⁻¹, obsah ortuti 0,0022 mg.l⁻¹ a obsah arzénu 0,0004 mg.l⁻¹.

Voda

V júni 2004 sme odobrali vzorku vody z Polianskeho potoka, ktorý nám slúži ako zdroj vody pre postreky experimentálnymi roztokmi. Voda v potoku mala mierne kyslé pH (pH = 6,5) a veľmi nízku konduktivitu (kond. = 31,9 μS). Obsah celkového anorganického dusíka bol 0,66 mg.l⁻¹. Obsah dusičnanového dusíka bol 0,60 mg.l⁻¹, obsah dusitanového dusíka bol 0,05 mg.l⁻¹ a obsah amónneho dusíka bol 0,01 mg.l⁻¹. Obsah fosforečnanov bol 0,40 mg.l⁻¹. Obsah draslíka bol 0,11, sodíka 0,80, horčíka 0,18 a vápnika 3,50 mg.l⁻¹. Obsah mangánu a železa bol nulový.

V júni 2004 sme tiež zisťovali pH a konduktivitu vody v prúdnici Polianskeho potoka od miesta odberu vody pre postreky až k jeho ústiu s Jaloveckým potokom. pH bolo v rozmedzí 6,5-7,1 a konduktivita v rozmedzí 31,7-40,5 μS.

Pôda

Pôda je produkt pôdotvorného procesu, ktorý ovplyvňujú pôdotvorné faktory ako materská hornina, biocenóza, klíma, výška hladiny podzemnej vody a reliéf. Pôdotvornou horninou je asi v 2/3 Jaloveckej doliny žula, v oblasti Sivého vrchu vápence a dolomity. Významnú úlohu v pôdotvornom procese má aj vegetácia, sklonitosť svahov, expozícia a klíma. Pre vznik a tvorbu pôd sú dôležité najmä zrážky a teplota (HOLKO, KOSTKA, 1993).

Hlavný pôdny typ na študijných plochách predstavujú železité podzoly a sprievodný pôdny typ humusovo-železité podzoly. Podľa PELÍŠKA (1973) horské podzoly sú rozšírené vo vyšších nadmorských výškach, najmä na zvetralinách žúl, triasových kremencoch a pieskovcoch. Podzoly

majú podľa zrnitosti piesčitohlinité až hlinité, štrkovité až kamenité charakter. Sú mierne až čerstvo vlhké s pomerne vyrovnanou dynamikou vodného režimu počas roka a sú celkom dobre prevzdušnené. Sú minerálne slabšie s hromadením surového humusu na povrchu. Miestami sa objavuje aj rašelinenie, a to najmä vo vyšších horských polohách pod kosodrevinovými porastami. Sú to pôdy prevažne hlbšie s reakciou stredne kyslou až kyslou.

Z dôvodu zachovania väčšiny plôch sme vzorky pôd odoberali vždy len z piateho opakovania každej experimentálnej plochy: 5N2, 5N6, 5N15, 5P5, 5C. Pridali sme tiež experimentálnu plochu označenú ako M, ktorá ostala bez akéhokoľvek vplyvu, teda nebola na ňu aplikovaná ani voda. Vzorky pôd boli odobraté z hĺbky 0-10 cm, vždy pred aplikáciou postreku.

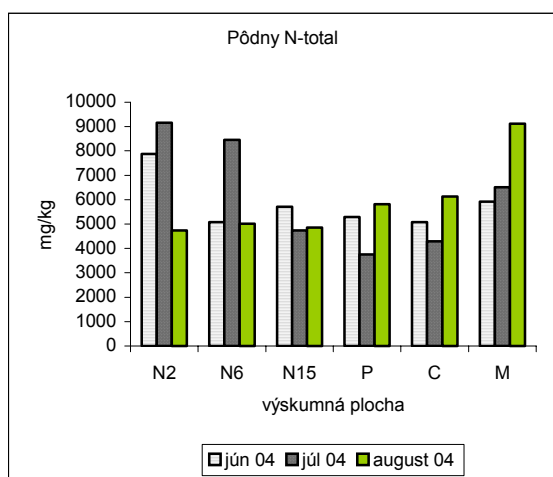
Podľa ČURLÍKA (2002) sú pre oblasť, v ktorej sa nachádzajú naše výskumné plochy charakteristické prirodzene kyslé pôdy až veľmi kyslé pôdy na minerálne chudobných substrátoch prípadne prevažne nevyvinuté pôdy bez súvislého pôdneho krytu.

Priemerná hodnota pH/H₂O pôdy bola 3,66 a pH/CaCl₂ bola 3,19. Priemerná hodnota konduktivity pôdy bola 177,38 µS. Obsah humusu bol v intervale od 8,55 do 27,83 %. Priemerné hodnoty obsahu humusu pre jednotlivé odberové plochy boli nasledovné: N2 = 20,40%, N6 = 17,42%, N15 = 15,79%, P = 14,48%, C = 13,41% a M = 21,19%.

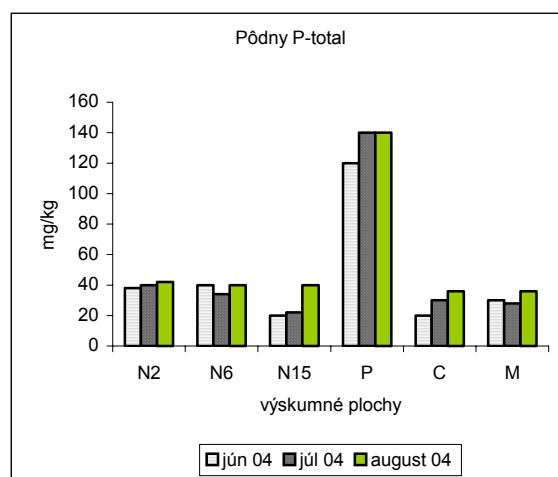
Analýzy obsahu ťažkých kovov Pb, Cd, Hg a As podľa Rozhodnutia MP SR č. 531/1994-540 nepreukázali kontamináciu pôdy. Obsah olova sa však pohyboval v intervale 36,10-81,65 mg.l⁻¹, čo znamená, že referenčná hodnota pre olovo (30 mg.kg⁻¹) bola prekročená vo všetkých vzorkách. Obsah kobaltu bol na troch plochách nulový a na ostatných v intervale od 0,178 do 1,278 mg.l⁻¹. Obsah ortuti bol v rozmedzí od 0,0212 do 0,0339 mg.l⁻¹. Obsah arzenu bol od 0,0006-0,0125 mg.l⁻¹.

Obsah celkového dusíka a celkového fosforu v pôde na jednotlivých výskumných plochách v mesiacoch jún, júl a august 2004 dokumentujú grafy 1a 2.

Graf 1: Obsah celkového dusíka (N-total) v pôde v roku 2004



Graf 2: Obsah celkového fosforu (P-total) v pôde v roku 2004

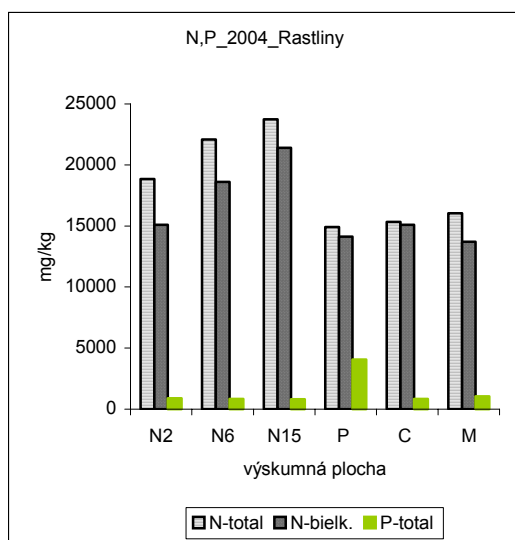


Rastliny

Po troch rokoch experimentálnej aplikácie roztokov dusíka a fosforu (2002-2004) na výskumné plochy je možné pozorovať prvé zmeny. Vegetácia na P plochách je v porovnaní s ostatnými plochami svetlejšia. Vplyv prísunu zvýšeného obsahu dusíka a fosforu sa najvýraznejšie prejavil práve na

vegetácii. Na základe uskutočnených analýz sme zistili, že obsah celkového dusíka (N-total) má na N plochách v rastlinnom materiáli vzostupný trend, od N2 po N15. Podobný trend sledujeme aj pri obsahu bielkovinového dusíka (N-bielk.). Naopak, obsah celkového fosforu (P-total) na N plochách má zostupnú tendenciu od N2 po N15.

Graf 3: Obsah celkového dusíka (N-total), bielkovinového dusíka (N-bielk.) a celkového fosforu (P-total) v nadzemnej časti rastlinného materiálu v roku 2004



Tab.3: Výsledky analýz rastlinného materiálu z výskumných plôch, august 2004.

Analýza rastlinného materiálu - august 2004							
Parameter		Výskumné plochy					
		N2	N6	N15	P	C	M
N-total	mg/kg	18840	22080	23740	14920	15340	16040
N-protein	mg/kg	15100	18600	21400	14120	15100	13700
N-prot.	%	81,15	84,24	90,14	94,64	98,44	85,41
P-total	mg/kg	900	850	800	4050	850	1050
K	mg/kg	8544,3	7994,7	6028	11384	6372	6722
Ca	mg/kg	598,6	565,2	460,76	602,5	666,8	635,5
Mg	mg/kg	738	668	622	716	673	769
Na	mg/kg	30,75	39,4	29,55	30,7	24,75	25,8
Fe	mg/kg	236	283	614	130	485	146
Mn	mg/kg	98	94	107	107	112	103
Pb	mg/kg	4,7270	2,3350	0,8180	2,4490	0,7050	1,1020
Cd	mg/kg	0,0010	0,0069	0	0,0008	0	0,0035
Hg	mg/kg	0,0025	0,0046	0,0032	0	0	0
As	mg/kg	0,0105	0,0007	0	0	0,0015	0
sušina	%	93,0	92,0	92,0	93,5	92,5	91,5

Na P plochách sme zaznamenali najnižší obsah celkového dusíka. Následkom zvýšeného prísunu fosforu bol obsah celkového fosforu výrazne zvýšený (4050 mg.kg^{-1}), štvornásobne vyšší ako na ostatných plochách (viď graf 3, tab. 3). Podobne aj obsah fosforu v pôde bol troj až šesťnásobne vyšší ako na ostatných plochách (viď graf 2). Obsah draslíka v nadzemných častiach rastlín bol taktiež zvýšený následkom použitia experimentálneho roztoku KH_2PO_4 , ktorý okrem prísunu $5 \text{ g P.m}^{-2}.\text{rok}^{-1}$ dodal na experimentálne P plochy aj približne $130 \text{ g K.m}^{-2}.\text{rok}^{-1}$.

Záver

Po troch rokoch experimentálnej aplikácie roztokov dusíka a fosforu (2002-2004) na výskumné plochy v modelovom území Jaloveckej doliny môžeme konštatovať, že prvé zmeny začínajú byť pozorovateľné práve na vegetačnom pokryve na plochách so zvýšeným prísunom fosforu.

Podrobnejšie dáta o vplyve zvýšeného prísunu dusíka a fosforu na alpínsky lúčny ekosystém, jeho biodiverzitu a kvalitu jednotlivých komponentov nám poskytnú až ďalší výskum.

PodĎakovanie

Tento príspevok vznikol ako súčasť riešenia vedeckého grantového projektu VEGA 2/4132/04 (2004-2006) „Vplyv zvýšeného prísunu dusíka a fosforu na alpínsky lúčny ekosystém“.

Literatúra

1. BODIŠ, D., RAPANT, S. 2002. Celková mineralizácia snehovej pokrývky v rokoch 1976-1995. In: Atlas krajiny Slovenskej Republiky. 1. vyd. Bratislava: Ministerstvo životného prostredia, Banská Bystrica: Slovenská agentúra životného prostredia, pp.273.
2. BODIŠ, D., LOPAŠOVSKÁ, M., LOPAŠOVSKÝ, K., RAPANT, S. 2000. Chemické zloženie snehovej pokrývky na Slovensku – výsledky 25-ročného pozorovania. In: Podzemná voda. Ročník VI., číslo 2. Slovenská asociácia hydroológov. Bratislava, pp. 162-173.
3. ČURLÍK, J. 2002. Náchylnosť pôd na acidifikáciu. In: Atlas krajiny Slovenskej Republiky. 1. vyd. Bratislava: Ministerstvo životného prostredia, Banská Bystrica: Slovenská agentúra životného prostredia, pp.280.
4. EGMOND, K., BRESSER, T., BOUWMAN, L. 2002. The European nitrogen case. *Ambio* Vol. 31, No. 2, pp. 72-78.
5. HOCHMUTH, Z. et al. 1981. Západné Tatry. Šport, Bratislava.
6. HOLKO, L., KOSTKA, Z. 1993. Výskum zložiek vodnej bilancie v horskom povodí. Liptovský Mikuláš.
7. KOHÚT, F. 2005. Prírodné procesy ohrozujúce vysokohorskú krajinu - Jalovecká dolina. Rigorózná práca. Depon in KEE FPV UKF v Nitre, Nitra, 111 pp.
8. PELÍŠEK, J. 1973. Pôdne pomery TANAP-u. In: Zborník prác o Tatranskom národnom parku, 15. Osveta, Martin, pp. 145 – 180.
9. RAJTÁROVÁ, V. 1998. Príručka zásad správnej laboratórnej praxe, ŠZU, Nitra.
10. VITOUSEK, P. M., ABER, J. D., HOWARTH, R. W., LIKENS, G. E., MATSON, P. A., SCHINDLER, D. W., SCHLESINGER, W. H., TILMAN, D. G. 1997. Human alteration of the global nitrogen cycle: sources and consequences. *Ecol. Applications* Vol. 7, No. 3, pp. 737-750.

Kolobeh vybraných látok v prírodných vodách lesného ekosystému hornej časti toku Vydrica

Igor Slaninka¹, Pavel Dlapa², Jozef Kordík¹

¹Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

²Univerzita Komenského, Katedra pedológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Úvod

Sledovanie zmien chemického zloženia životného prostredia prostredníctvom monitorovania rôznych geochemických médií (zrážky, pôdny kryt, podzemná a povrchová voda) v malých lesných povodiach predstavuje efektívny spôsob hodnotenia vývoja a zákonitostí prírodných systémov.

V príspevku sú hodnotené predbežné výsledky geochemického štúdia malého lesného povodia (6,8 km²) v blízkosti Bratislavy, lokalizovaného v hornej časti toku Vydrica (Malé Karpaty). Výhodou povodia je relatívna homogénnosť vlastností prostredia a dostupnosť údajov z dlhodobých meraní množstva zrážok ako aj odtokov z povodia. Povodie má v celej ploche charakter zmiešaného listnatého lesa. Geologické podložie je budované prakticky výlučne kryštalickými horninami. Z hydrogeologického hľadiska je dôležitá možnosť definovania hydrogeologickej rozvodnice, ktorá je prakticky totožná s rozvodnicou hydrologickou.

V rámci projektu „Monitoring procesov chemického zvetrávania“, realizovaného na ŠGÚDŠ v Bratislave, sa realizuje od roku 2001 monitoring množstiev a chemického zloženia zrážok, pôdnej, podzemnej a povrchovej vody (Liščák et al., 2001). Tento je podporený o doplnujúce výskumy vlastností geologického prostredia a pôd. Dôležitou súčasťou projektu je sledovanie chemického zloženia a vlastností pôdnej vody odoberanej z nenasýtenej zóny prostredníctvom sacieho podtlakového lyzimetra. Lyzimetre sa inštalovali v troch hĺbkových úrovniach (30, 60 a 120 cm) v pôdnom profile. Výsledky a hodnotenie analýz pôdnej vody predstavujú základ príspevku. Podrobnejšie je ďalej zvlášť rozobraná problematika zvýšenej koncentrácie dusičnanov v prírodných vodách povodia.

Metodika

V rámci prác sa sledovali zmeny chemického zloženia zrážkových, pôdnych (nenasýtená zóna), podzemných a povrchových vôd. Pre zrážky sa využili zlievané kumulované mesačné vzorky, ktoré sa zachytávajú v areáli meteorologickej stanice SHMU Malý Javorník.

Stanovenie chemického zloženia vody v nenasýtenej zóne („pôdna voda“) a sledovanie jej zmien sa realizovalo v jednej vybranej lokalite, pomocou troch sond – podtlakových lyzimetrov v troch hĺbkových úrovniach (30, 60 a 120 cm). Pri výskume sú využívané podtlakové lyzimetre firmy Ejkelkamp. Sú tvorené špeciálnou keramickou koncovkou („šálkou“) pevne spojenou s PVC rúrou. Celá sonda je uzatvorená silikonovou zátkou s hadičkou. Priemer sondy je 5cm. Sondy sú trvale zabudované v pôdnom profile. Odbery vzoriek sa realizovali nepravidelne podľa klimatických podmienok (vlhkosť pomery pôdy), so snahou dodržať mesačný interval. Odber vzoriek je realizovaný pomocou vákuovej pumpy. Povrchové vody sú sledované pri výstupe z modelového povodia v blízkosti prietokomernej stanice SHMU Vydrica-Spariská, v mesačných intervaloch. Podzemné vody sú monitorované prostredníctvom prameňa „Pod panovou lúkou“ v rovnakom čase ako povrchové vody.

Odobraté vzorky boli podrobené chemickej analýze na štandardný rozsah anorganických zložiek v hydrochemickom laboratóriu Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave.

Výsledky a diskusia

Z **geologického** hľadiska je juhovýchodná časť územia budovaná stredno- až hrubozrnnými muskoviticko-biotitickými granitmi až granodioritmi s hojným výskytom pegmatitov – aplitov, ako aj xenoli-

to biotitických svorových rúl. Naproti tomu sz. časť územia budujú jemno- až strednozrné biotitické a dvojsľudné granodiority s podstatne menším výskytom pegmatitoidov a rulových enkláv. Územie je však pomerne značne prekryté kvartérnymi sedimentmi – hlavne hlinito-kamenitými sutinami. Štruktúra hornín je prevažne typicky granitická – hypidiomorfne zrnitá, prípadne porfyricko-granitická, obalovanie starších zrn živcov biotitom – označované ako ocelárna štruktúra, indikuje miešanie dvoch magmatických tavenín, prípadné lokálne uplatnenie sa asimilačných procesov. Na minerálnom zložení sa podieľajú najmä: plagioklas, kremeň, K-živec, biotit a muskovit. Z akcesorických minerálov – zirkón, apatit a monazit. Zo sekundárnych minerálov sericit, muskovit, chlorit, epidot-zoititová skupina a Fe-Ti oxidy.

Priestorová variabilita **pôd** v povodí Vydrice je podmienená najmä substrátom a reliéfom. V území prevláda substrát tvorený svahovinami, ktoré sú geneticky späté s granitickými horninami. Tieto miestami obsahujú variabilný podiel sprašových hlín a spraší. Reliéf vplyva na intenzitu eróznodenučačných procesov a je limitujúcim faktorom rozvoja pôd na extrémne sklonitých svahoch (výskyt rankrov a rankrov kambizemných). Kambizem modálna (K_{Mm}) je najrozšírenejším pôdnym typom v povodí. Pôdy sú vyvinuté na svahovinách a podsvahových sedimentoch s rôznym obsahom skeletu (slabo až silno skeletnaté). Hĺbka pôd sa pohybuje v rozmedzí 40 až 120 cm (pôdy stredne hlboké až hlboké). Podľa obsahu humusu sú pôdy slabo humózne až humózne. Zrnitostne sú pôdy prevažne stredne ťažké. Kambizem podzolová (K_{Mp}), ktorej výskyt je podmienený najmä substrátovo, sa viaže najmä na polohy strmých svahov a hrebeňov. Bol dokumentovaný aj výskyt iných typov: Kambizem pseudoglejová (K_{Mg}), Kambizem luvizemná (K_{Ml}). Z analyzovaných pôdných profilov je zrejmé značné okyslenie pôdneho systému (pH_{H₂O} v rozmedzí 3,9 – 4,7) najmä na substrátoch chudobných na karbonáty a bázičné kationy (napríklad kremenné pegmatitové prieniky do granitoidov). Bol dokázaný nízky stupeň nasýtenia bázičnými kationmi.

Z geochemického hľadiska **sa zrážky** (vstup do povodia) prejavujú zvýšenou priemernou koncentráciou kationov K⁺, NH₄⁺ a Ca²⁺. Z aniónov sú najvýraznejšie zastúpené HCO₃⁻ ióny, ďalej SO₄²⁻, Cl⁻. Hodnota priemernej mineralizácie za hodnotené obdobie je 69,8 mg.l⁻¹. Koncentrácia väčšiny prvkov koreluje s množstvom zrážok, prípadne s počtom daždivých dní v hodnotenom období. So stúpajúcim množstvom zrážok dochádza k poklesu koncentrácie. Podobnú závislosť možno pozorovať aj s vyšším počtom daždivých dní v hodnotenom období.

Z hľadiska Palmer-Gazdovej klasifikácie možno **podzemné vody** monitorovaného prameňa zaradiť najmä k prechodným A₂ - S₂(SO₄) typom, čo indikuje najmä prevládajúce mineralizačné procesy hydrolytického rozkladu silikátov v menšej miere spojené s oxidáciou sulfidov,. Namerané boli hodnoty pH v intervale od 5,39 až po 6,22. Priemerná hodnota pH je 5,87. Z kationov sa v podzemných vodách prevažne vyskytujú Ca²⁺, Mg²⁺ a Na⁺, z aniónov najmä SO₄²⁻, HCO₃⁻, NO₃⁻. Mineralizácia vody sa pohybuje od 148 po 212 mg.l⁻¹, s priemernou hodnotou 180 mg.l⁻¹. Výdatnosť prameňa pomerne výrazne kolíše v závislosti od sezóny a s tým súvisiacich klimatických podmienok, v rozmedzí od 0,03 až po 1,2 l.s⁻¹. Priemerná výdatnosť za sledované obdobie je 0,17 l.s⁻¹. Bola pozorovaná nepriama závislosť výdatnosti prameňa a základných zložiek chemizmu vody (Na⁺, Mg²⁺, Cl⁻, HCO₃⁻), ako aj sumáru mineralizácie. To znamená, že s rastúcou výdatnosťou vo všeobecnosti klesá koncentrácia týchto zložiek.

Chemické zloženie vody **povrchového toku** Vydrica predstavuje výstup látok z modelového povodia. Na jeho tvorbe sa podieľajú najmä zloženie a vlastnosti zrážkových vôd, ktoré sú mineralizačnými procesmi metamorfované vo vegetačnom, pôdnom a horninovom prostredí a prostredníctvom prameňov odvádzané do povrchového recipientu. Mineralizácia dosahuje priemernú hodnotu 155,6 mg l⁻¹, (max. 198,7 a min. 122,4 mg l⁻¹). Z hľadiska prevládajúcich iónov možno vodu označiť ako Ca-Na-HCO₃-SO₄ typ s priemernou hodnotou pH 6,8. Špecifikom chemických vlastností vôd povrchového toku je dynamická rovnováha s vonkajším prostredím (teplotné zmeny, rovnováha s atmosférou, ovplyvňovanie biogénnou činnosťou, atď.). V období zvýšenej zrážkovej činnosti sa na tvorbe chemického zloženia povrchových vôd výraznejšie podieľa aj povrchový odtok, resp. plytký podpovrchový odtok v nenasýtenej zóne, čo spôsobuje pozorované nariedovanie niektorých látok a naopak poskytuje možnosť vyplavovania niektorých látok z mechanicky a chemicky nestabilného pôdneho pokryvu (napr. dusičnanov).

Morfologické a chemické vlastnosti **pôdy** s inštalovanými lyzimetriami boli podľa platného klasifikačného systému (Kolektív, 2000) a štandardných postupov (Čurlík, Šurina, 1991) charakterizované nasledovne.

- Oo 0-+5 cm, organogénny, terestrický, nadložný horizont (opad z listia), farba 10YR 2/2, ostrý prechod, hĺbka odberu vzoriek 0-+5 cm
- Aop 0 – 20cm, ochrický humusový horizont, farba 10YR 6.5/2.5 (10YR 3.5/2.5), navlhlý, štruktúra drobnohrudkovitá, kyprá, bez skeletu, jemnozern hlinitá, silné prekorenenie, postupný prechod, odber vzoriek 0 – 15 cm
- Aop/Bvs 20 – 30 cm, prechodný horizont, farba 7.5YR 3.5/4, navlhlý, štruktúra drobnohrudkovitá až drobno-polyedrická, kyprá, bez skeletu, jemnozern hlinitá, stredné prekorenenie
- Bvs 30 – 70 cm, kambický podzolový podpovrchový horizont, farba 10YR 6.5/3.5 (10YR 4.5/6), navlhlý, štruktúra drobnohrudkovitá až drobnopolyedrická, mierne uľahlá, bez skeletu, jemnozern hlinitá, slabé prekorenenie, postupný prechod, odber vzoriek 30 – 50 cm
- Bvg 70 – 100 cm, kambický mramorovaný horizont, farba 10YR 7/3.5 (10YR 4.5/7), hrdzavé škvrny 20 % 7.5YR 6/8 (7.5YR 5/8), sivé škvrny 5 % 10YR 8/1 (10YR 7/2.5), navlhlý, štruktúra drobnopolyedrická, mierne uľahlá, s prímiesou skeletu, jemnozern piesčito-hlinitá, odber vzoriek 80 – 100 cm
- C pod 100 cm, pôdotvorný substrát, farba 10YR 6.5/3.5 (8.75YR 4.5/7), navlhlý, nevýrazne drobnopolyedrická, s prímiesou skeletu, jemnozern piesčito-hlinitá, mierne uľahlá, odber vzoriek 100 – 120 cm

Klasifikácia pôdy: kambizem pseudoglejová (KMg), hlinitá, s prímiesou skeletu, na zvetraline granitu, hlboká. Výsledky analýz základných chemických vlastností sledovaných pôd sú uvedené v tabuľkách 1, 2 a 3.

Tabuľka 1: Pôdna reakcia v genetických horizontoch.

sonda	horizont	pH _{H2O}	pH _{KCL}	Hodnotenie
S-5 KMg	Aop	4,19	3,41	extrémne kyslá
	Bvs	4,40	3,54	extrémne kyslá
	Bvg	5,12	3,52	silne kyslá
	C	5,22	3,60	silne kyslá

Tabuľka 2: Percentuálny obsah oxidovateľného uhlíka a humusu.

sonda	horizont	%Cox	hodnotenie	%humusu	Hodnotenie
S-5 KMg	Aop	1,80	vysoký	3,10	silne humózný
	Bvs	0,48	veľmi nízky	0,83	slabo humózný
	Bvg	0,18	veľmi nízky	0,31	slabo humózný
	C	0,12	veľmi nízky	0,21	slabo humózný

Tabuľka 3: Charakteristiky sorpčného komplexu.

sonda	horizont	H (mmol/100g)	S (mmol/100g)	T (mmol/100g)	V (%)
S-5 KMg	Aop	9,8	2,6	12,4	21
	Bvs	6,6	2,2	8,8	25
	Bvg	5,2	7,0	12,2	57
	C	4,2	11,0	15,2	72

Základný pedologický a pedogeochemický výskum bol doplnený o charakterizáciu pôdnej vody v nenasýtenej zóne pomocou podtlakových lyzimetrov. V tabuľke 4 sú uvedené základné štatistické ukazovatele pre vybrané chemické zložky v troch hĺbkových úrovniach – 30, 60 a 120 cm.

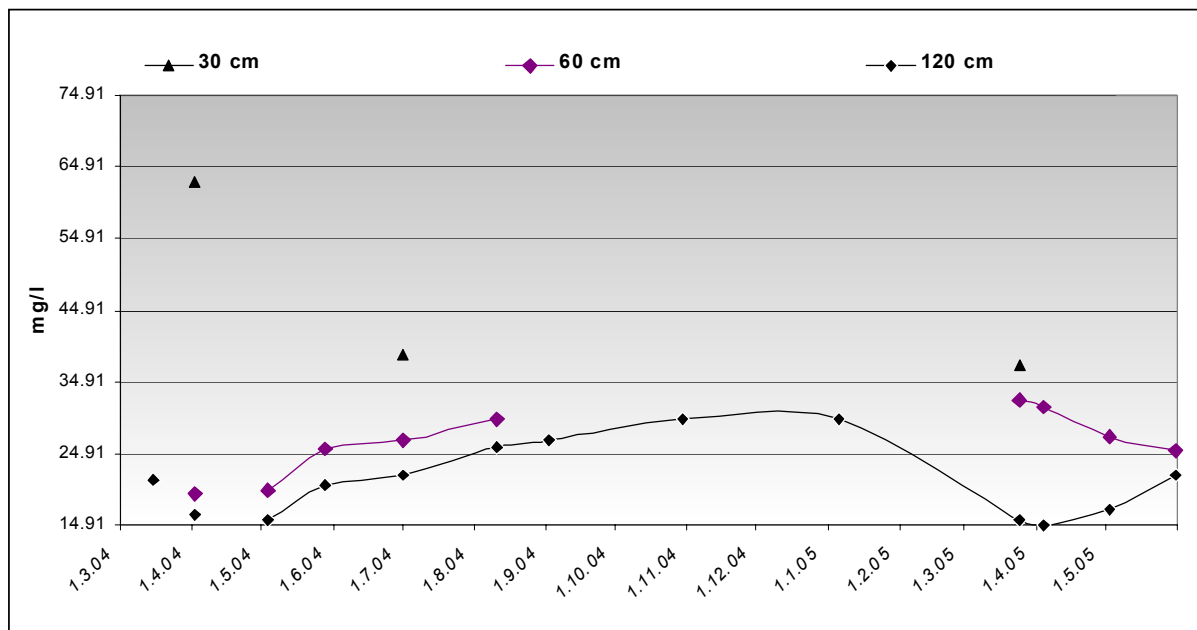
Tabuľka 4: Základné štatistické parametre chemického zloženia pôdnej vody v nenasýtenej zóne.

hĺbka	ukazovateľ	priemer	št. od-	medián	min.	max.	N
30	pH	4.41	0.7	4.15	3.87	5.96	8
	vodivosť	365.13	185.41	374.5	153	641	8
	NH ₄ ⁺	1.063	-	-	0.784	1.342	2
	PO ₄ ³⁻	0.083	0.032	0.087	0.048	0.11	4
	SO ₄ ²⁻	-	-	-	-	-	-
	Ca ²⁺	35.39	15.64	35.12	18.91	62.68	6
	Cl ⁻	8.81	3.67	7.59	5.02	12.98	5
	Mg ²⁺	5.69	2.62	5.65	3.04	10.35	6
	SiO ₂	23.11	3.91	24.96	18.62	25.76	3
	NO ₃ ⁻	143.12	65.16	130.34	80.03	250.34	6
	Al	3.168	1.727	4.079	0.936	4.667	6
	Na ⁺	2.75	0.65	2.58	2.04	3.9	6
	K ⁺	10.19	6.97	7.48	4.56	23	6
	Fe	0.096	0.07	0.07	0.041	0.227	6
Mn	3.955	2.056	3.839	1.67	6.32	6	
60	pH	5.54	0.42	5.52	4.9	6.56	17
	vodivosť	331.24	163.39	287	214	810	17
	NH ₄ ⁺	1.597	2.543	0.25	0.006	6.59	12
	PO ₄ ³⁻	0.328	0.761	0.101	0.02	2.842	13
	SO ₄ ²⁻	22.22	9.68	18.3	12.75	45.25	12
	Ca ²⁺	25.62	9.03	26.78	6.95	43.57	13
	Cl ⁻	6.88	3.76	5.18	3.88	16.11	12
	Mg ²⁺	4.84	1.74	5.07	1.42	8.15	13
	SiO ₂	16.94	4.16	17.89	9.51	22.13	10
	NO ₃ ⁻	79.76	47.09	96.16	0.47	124.52	13
	Al	0.52	1.013	0.114	0.048	3.66	13
	Na ⁺	3.31	0.94	3.39	1.53	5.02	13
	K ⁺	19.67	18.38	15.23	0.38	60.9	13
	Fe	0.151	0.262	0.038	0.007	0.831	13
Mn	2.023	4.371	0.094	0.028	14.89	13	
120	pH	5.47	0.46	5.43	4.3	6.6	22
	vodivosť	263.36	63.62	253	174	363	22
	NH ₄ ⁺	0.175	0.217	0.058	0.006	0.718	13
	PO ₄ ³⁻	0.088	0.04	0.101	0.021	0.145	16
	SO ₄ ²⁻	59.96	31.7	55.15	23.45	111.1	13
	Ca ²⁺	22.58	5.62	21.9	14.91	30.07	17
	Cl ⁻	7.79	6.57	6.27	2.71	29.49	15
	Mg ²⁺	10.29	2.7	10.03	6.72	13.83	16
	SiO ₂	26.85	7.05	26.51	18.45	42.37	14
	NO ₃ ⁻	30.75	16.71	35	0.13	51.44	17
	Al	0.133	0.085	0.11	0.05	0.369	16
	Na ⁺	6.91	2.07	6.61	4.04	10.57	17
	K ⁺	0.78	0.47	0.64	0.35	2.36	17
	Fe	0.054	0.063	0.038	0.005	0.266	16
Mn	0.104	0.111	0.069	0.025	0.44	16	

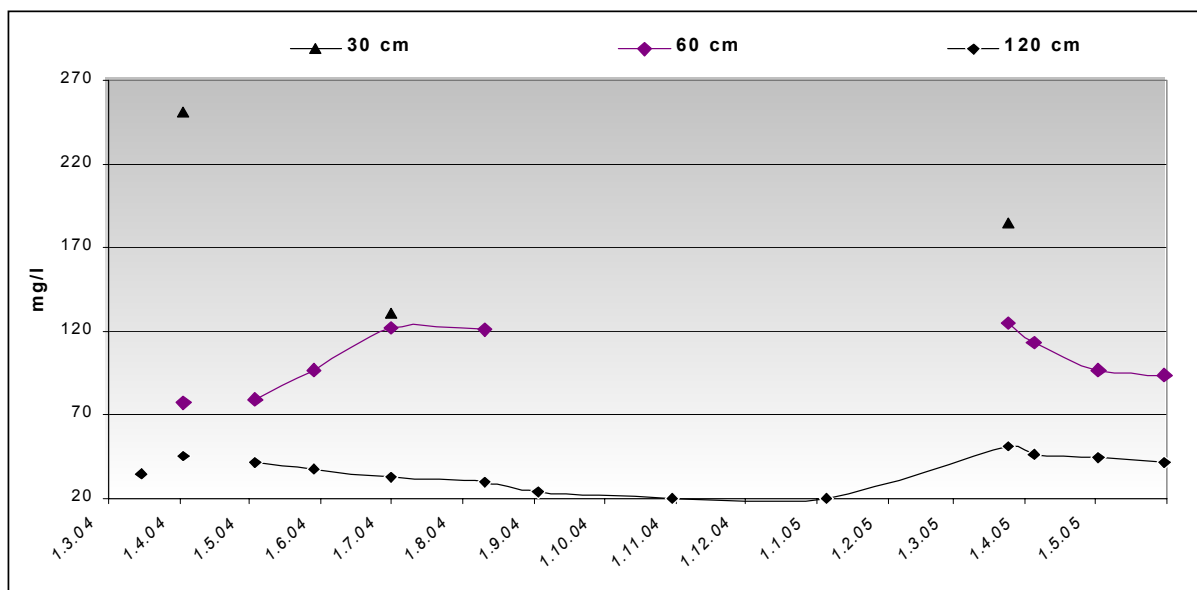
Chemický stav pôdneho systému a pedochemické procesy v pôde prebiehajúce sú v pôdach záujmového územia podmienené charakterom chemických reakcií a procesov, ktoré neutralizujú protóny vstupujúce do pôdy (Dlapa, 2003).

Vyhodnotením oboch postupov na charakterizáciu pôdneho profilu a pôdnej vody možno konštatovať, že vo vertikálnom smere dochádza k pomerne výraznej zmene vlastností. pH pôdy a pôdneho roztoku je najnižšie v hornej časti kde dosahuje hodnoty okolo 4,41. V strednej časti pH stúpa na priemernú

hodnotu 5,54 a v najhlbšej časti opäť mierne poklesne na 5,47. Zmeny je možné vysvetliť zmenou zloženia pôdneho profilu ako aj redukčnými procesmi v strednej časti profilu, ktoré majú neutralizačný účinok (Bolt, Bruggenwert, 1978). Pri pôdnej vode dochádza aj k zmene koncentrácie rozpustených látok (celkovej mineralizácie), kde je možné vidieť jednoznačný pokles koncentrácie rozpustených látok smerom nadol. Príčiny poklesu koncentrácie pôdneho roztoku pri postupnej acidifikácii pôd v dôsledku zníženia koncentrácie iónov HCO_3^- , pri nízkych hodnotách pH pôdy, opísal Ulrich (1983). Zo sledovaných chemických zložiek je smerom nadol sledovateľný pokles priemerných hodnôt NO_3^- , Al a Mn, čo je však zaujímavé aj koncentrácia Ca^{2+} . Naopak rastie koncentrácia Na^+ a Mg^{2+} . Pomerne konzervatívne sú koncentrácie chloridov. V strednej časti sú maximálne koncentrácie Fe, K^+ a NH_4^+ . Tieto zmeny súvisia s vlhkosťným režimom pôd, výparom, intenzitou a typom pedochemických procesov ako aj biologickou aktivitou v pôde.

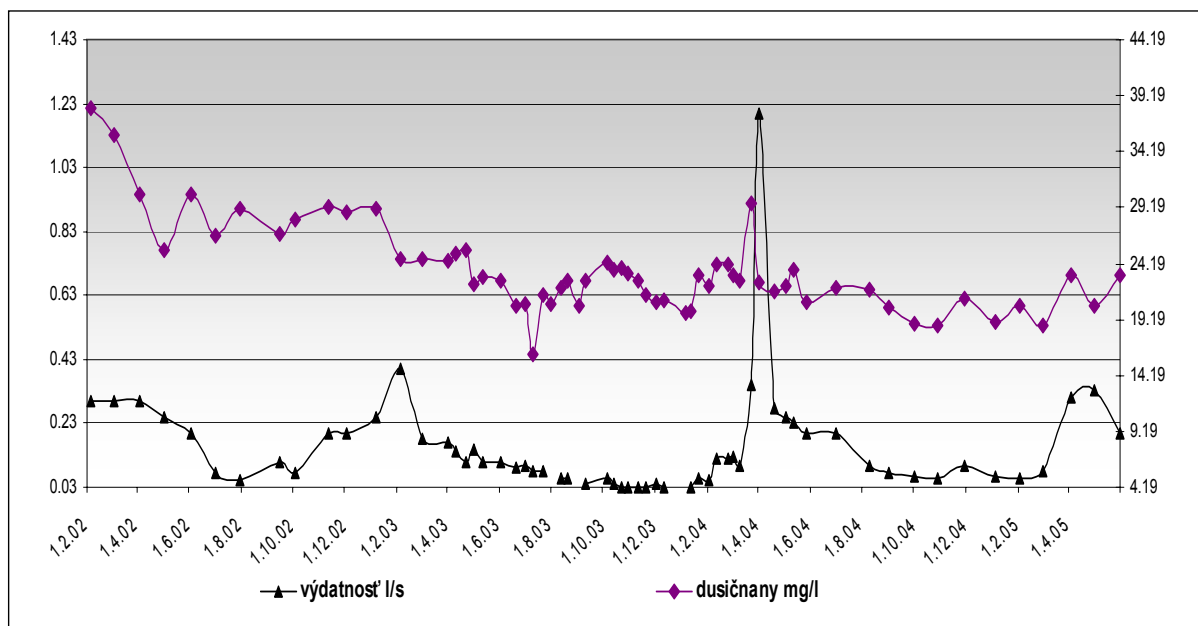


Obr. 1: Sezónne zmeny koncentrácie vápnika v pôdnej vode nenasýtenej zóny v rôznych hĺbkach.

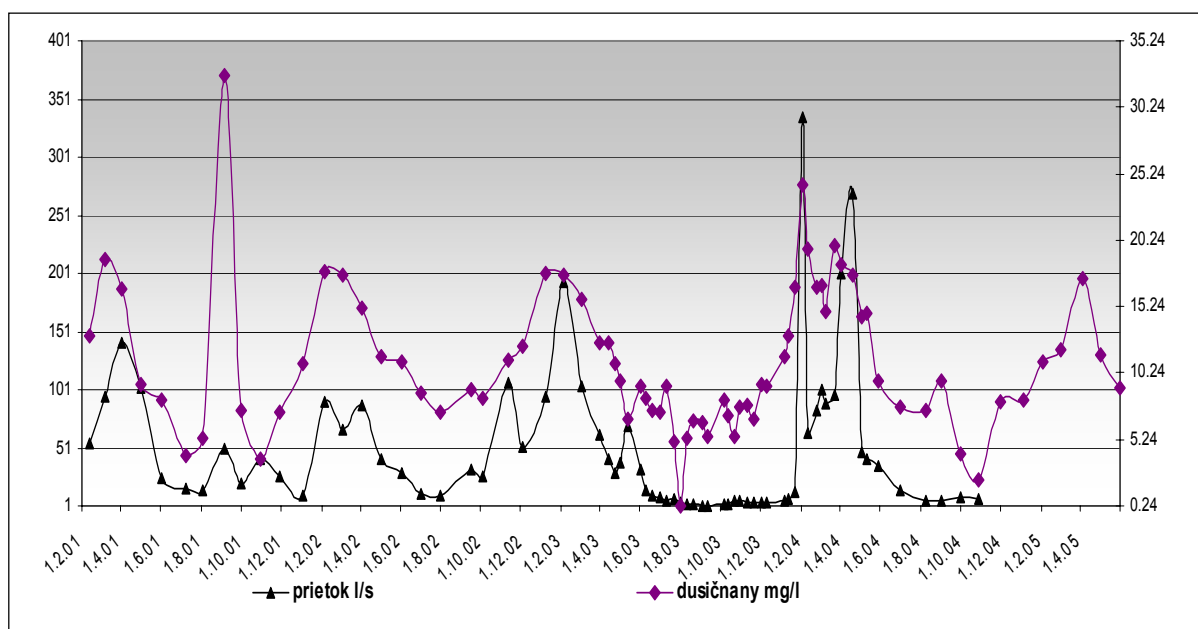


Obr. 2: Sezónne zmeny koncentrácie dusičnanov v pôdnej vode nenasýtenej zóny v rôznych hĺbkach.

Priamy odber pôdnej vody pomocou lyzimetra umožňuje sledovanie dynamiky vlastností pôdneho profilu počas roka a určenie vplyvu sezónnych zmien, prípadne aj dlhodobých trendov vývoja. Nevýhodou je veľká závislosť na klimatických podmienkach, resp. na vlhkosti pôdneho profilu. V suchých (najmä letných) obdobiach dochádza k výraznému poklesu vlhkosti pôdy a tým k znemožneniu odberu pôdnej vody najmä v najvrchnejšej časti profilu (30 cm). Vzhľadom k tomu sú údaje z vrchnej časti profilu neúplné.



Obr. 3: Sezónne zmeny koncentrácie dusičnanov v podzemnej vode prameňa „Pod panovou lúkou“.



Obr. 4: Sezónne zmeny koncentrácie dusičnanov v povrchovej vode potoka Vydrica.

Na obr. 1 a 2 sú uvedené príklady sezónnych zmien chemického zloženia pôdneho roztoku. Obr. 1 ukazuje koncentráciu vápnika v pôdnom roztoku počas roka 2004 a na začiatku roka 2005. Koncentrácia vápnika kolíše, pričom v jarnom období dosahuje polovičné hodnoty z letnej koncentrácie.

Na obr. 2 je dokumentovaná zmena koncentrácie dusičnanov v pôdnej vode v rôznych hĺbkových úrovniach počas roka. Napriek krátkemu časovému radu je možné zistiť obohatenie pôdneho roztoku o dusičnany v jarnom období, kedy dochádza k premývaniu pôdneho profilu a súčasne nedochádza k viazaniu a odberu dusičnanov biologickou aktivitou. Tento proces je pravdepodobne podporený zvýšenou aciditou pôdneho profilu a nižším obsahom humusových látok. Výsledným efektom tohto procesu v mierke celého povodia je výrazné kolísanie koncentrácie dusičnanov v odtoku z územia v povrchovej vode toku Vydrica. Na obr. 4 je časový priebeh koncentrácie dusičnanov spolu s priemerným denným prietokom v čase odberu vzorky. Je možné identifikovať výraznú priamu závislosť medzi koncentráciou dusičnanov a prietokom, kedy najmä v jarnom období (ale aj v čase intenzívnych búrok) výrazne stúpa hodnota koncentrácie dusičnanov vo vode. Tento fakt je prakticky opačný v porovnaní s priebehom časových kriviek ostatných makrozložiek. Efekt vymývania sa prejavil aj v sledovanom prameni (obr. 3), ale len v menšej miere. Dôvodom je oveľa vyšší podiel plytkého podpovrchového odtoku pre povrchovú vodu, v porovnaní s hlbším obehom podzemnej vody. Na druhej strane je možné v časovej krivke koncentrácie dusičnanov v podzemnej vode vidieť postupný pokles. Monitoring prameňa začal krátko po odlesnení časti infiltračnej oblasti prameňa, čo pravdepodobne spôsobilo eutrofizáciu pôd a intenzívnejšie vymývanie dusičnanov z pôdneho profilu. Podobný vplyv odlesnenia a následného zníženia odberu iónov koreňovým systémom drevín opísali napríklad Baumler a Zech (1999) alebo Williams et al. (1997).

Záver

V modelovom povodí hornej časti toku Vydrica boli monitorované množstvá a kvalita prírodných vôd. Modelové územie je situované v blízkosti Bratislavy v oblasti Malých Karpát Rozloha modelového územia je 6,8 km². Územie je budované kryštalinikom. Kambizem modálna (KMm) je najrozšírenejším pôdnym typom.

V území sa monitorujú zrážkové, podzemné a povrchové vody. Významným doplnkom je monitorovanie pôdnej vody v nenasýtenej zóne spolu s klasickým pôdnym výskumom. Z pedogeochemického výskumu vyplynula hrozba acidifikácie a novej degradácie lesných pôd.

Na sledovanie pôdnej vody sa použila metóda odberu pomocou podtlakového lyzimetra. Sledujú sa tri hĺbkové úrovne – 30, 60 a 120 cm. Použitelnosť podtlakových lyzimetrov je limitovaná vlhkosťou pôdneho profilu. Z časových sezónnych kriviek je zrejماً výrazná zmena chemického zloženia pôdneho roztoku v závislosti na klimatických podmienkach. Dôsledkom je aj výrazná zmena chemického zloženia najmä povrchových, ale v menšom rozsahu aj podzemných vôd. Zmeny sa prejavujú v kolísaní koncentrácií chemických zložiek v prírodných vodách. Vo väčšine prípadov sa koncentrácia makrozložiek v odtekajúcich povrchových vodách znižuje s vzrastajúcim prietokom. Výnimkou je najmä koncentrácia dusičnanov, ktorý sa naopak s rastúcim prietokom zvyšuje. Je to zapríčinené vysokým podielom plytkého podpovrchového, resp. povrchového odtoku ktorý vymýva dusičnany z pôdneho profilu.

PodĎakovanie

Autori ďakujú za poskytnutie finančných prostriedkov z projektu VEGA 1/0619/03.

Literatúra

- Baumler, R.; Zech, W. (1999): Effects of forest thinning on the streamwater chemistry of two forest watersheds in the Bavarian Alps. *Forest Ecology and Management* 116, 1–3: 119 – 128.
- Bolt, G. H., Bruggenwert, M. G. M. (1978): *Soil Chemistry. A Basic Elements*. Elsevier, Amsterdam.
- Čurlík, J., Šurina, B. (1998): *Príručka terénneho prieskumu a mapovania pôd*. VÚPÚ Bratislava.
- Dlapa, P. (2003): Geochemical factors affecting aluminium solubility in acid soils. *Phytopedon (Bratislava)*, Vol. 2, No. 2, pp. 8 – 16.
- Kolektív (2000): *Morfogenetický klasifikačný systém pôd Slovenska*. VÚPOP Bratislava.

- Liščák, P., Slaninka, I., Bodiš, D., Dlapa, P., Kohút, M., Kordík, J. (2001): Monitoring zvetrávania, In: Klukanová, A. (ed.), Čiastkový monitorovací systém geologických faktorov životného prostredia Slovenskej republiky, manuskript, archív ŠGÚDŠ, Bratislava.
- Slaninka, I., Bodiš, D., Dlapa, P. (2002): Monitoring procesov zvetrávania v hornej časti povodia potoka Vydrica. In: Ďurža, O., Rapant, S. (ed.): Geochémia 2002, ŠGÚDŠ Bratislava, 128 – 133.
- Ulrich, B. (1983): Soil acidity and its relations to acid deposition. In: Ulrich, B., Pankrath, J. (ed.): Effects of accumulation of air pollutants in forest ecosystems in Europe. *Adv. Env. Science*, 2, 189 – 272.
- Williams, M. R., Fisher, T. R., Melack, J. M. (1997): Solute dynamics in soil water and groundwater in a central Amazon catchment undergoing deforestation. *Biogeochemistry* 38, 303 – 335.

Velké neporušené vzorky ze dvou horských povodí: Infiltrační experimenty a snímky počítačovou tomografií

Michal Sněhota¹, Michal Dohnal¹, Milena Císlerová¹ a Miroslav Tesař²

¹ČVUT v Praze, Fakulta stavebního inženýrství, Praha, Česká Republika

²Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Pod Paťankou 5, 166 12 Praha 6, Česká republika

Úvod

Pro adekvátní predikci infiltrace v nenasyceném půdním prostředí je zapotřebí znát hydraulické charakteristiky půdy: retenční čáru a funkci hydraulické vodivosti. Metody určování funkce nasycené hydraulické vodivosti odhadem z retenční čáry (Mualem, 1976) nejsou pro některé půdy spolehlivé. V heterogenních půdách dochází k výskytu preferenčního proudění, při kterém je tok vody při infiltraci soustředěn do propojených oblastí vysoké vodivosti – preferenčních cest. Z tohoto důvodu není možné proudění vody v takových půdách uspokojivě simulovat v jedné doméně pomocí Richardsovy rovnice. Cestou k simulování infiltrace v podmínkách preferenčního proudění jsou modely založené na přístupu duální propustnosti. Komplikací je u těchto modelů vyšší počet parametrů. Každá doména má v tomto modelu vlastní retenční čáru a funkci hydraulické vodivosti a další parametry charakterizují komunikaci domén a jejich podíl. Jednou z metod získání takového souboru hydraulických charakteristik je provádění infiltračních experimentů na neporušených vzorcích půdy v laboratoři a jejich následné vyhodnocení inverzním modelováním.

V tomto příspěvku jsou uvedeny postupy a výsledky infiltračních experimentů provedených na dvou velkých neporušených vzorcích půd odebraných v oblastech horských oblastí České republiky. Cílem experimentů bylo především zjistit charakter proudění a pomocí inverzního modelu odhadnout hydraulické charakteristiky půdních vzorků. Tato měření byla součástí ověřovací série pokusů prováděných pomocí automatizované experimentální aparatury vyvinuté na pracovišti ČVUT.

Materiál a metody

Půdní vzorky

Dva velké neporušené půdní monolity byly odebrány ve dvou lokalitách v horských oblastech České republiky. Monolit označený v dalším textu jako vzorek KR byl odebrán v travním porostu v experimentálním povodí Modrý Důl (Krkonoše) v nadmořské výšce 1060 m n.m. Převládajícími půdními typy v lokalitě odběru jsou podzol humuso-železitý a hnědá půda podzolová s mělkou humusovou vrstvou. Neporušený vzorek byl odebrán ze svrchního horizontu pod prokořeněnou humusovou vrstvou z hloubky 5-10 cm až 30-35 cm. Půdní monolit, který bude označován jako vzorek KH byl odebrán v lokalitě Korkusova Hut' (Šumava). Vzorek byl odebrán z druhého půdního horizontu z hloubky 40 – 65 cm. Jedná se o kyselou hlinitopísčitou půdu (District Cambisol). Půda z lokality Korkusova Hut' vykazuje preferenční proudění a časovou variabilitu hydraulických charakteristik (Císlerová *et al.*, 1988, *et al.*, 1990; Císlerová *et al.* 2002, Robovská, 2000; Sněhota and Císlerová, 2001).

Vzorky byly odebrány do plastových válců opatřených ocelovým břitem. Rozměry neporušených vzorků byly zvoleny co největší tak aby se jejich rozměry co nejvíce přibližovaly reprezentativnímu elementárnímu objemu zkoumaných půd. Zároveň byla maximální výška omezena tloušťkou půdních horizontů. Byla zvolena výška vzorků 25 cm a průměr 18,9 cm. V případě lokality KR byl z velmi mělkého půdního horizontu odebrán vzorek který také obsahoval tenkou povrchovou vrstvu humusu. Bylo rozhodnuto nezmenšovat délku vzorku KR, aby výsledky byly srovnatelné s experimenty provedenými v téže sérii a vzorek byl nadále uvažován jako dvouvrstvý. Základní charakteristiky vzorků jsou uvedeny v tabulce 1. Nízká objemová hmotnost vzorku KR je způsobena přítomností humusové vrstvy a významného obsahu organické hmoty (kořenového systému) ve svrchní vrstvě půdy.

Tabulka 1:

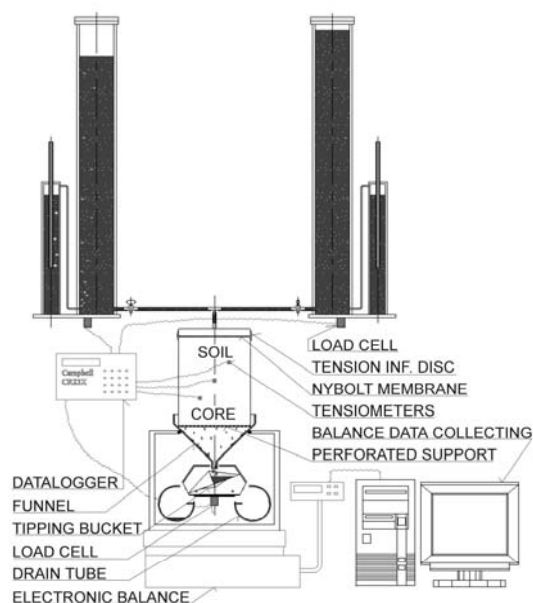
Vzorek	Rozměry				Objemová hmotnost	
	d [cm]	S [cm ²]	h [cm]	V [cm ³]	ρ_d [g/cm ³]	
KH	18.9	280.4	25.0	7010.3	1.458	
KR	18.9	280.4	25.0	7010.3	0.89	

Infiltračně-výtokové experimenty

Koncepce laboratorních infiltračně-výtokových experimentů s diskovým infiltrometrem, která byla použita v této studii, byla popsána Robovskou (2001). V tomto uspořádání voda infiltruje pomocí disku do vzorku shora a vytéká ze vzorku přes jeho dolní okraj. Vzorek je zesponu podepřen perforovanou destičkou, která umožňuje přístup atmosférickému tlaku ke spodnímu okraji.

Experiment se pro oba vzorky sestával z několika podtlakových infiltrací po kterých následovalo vysoušení vzorku na původní přirozenou vlhkost. Pro každou infiltraci byla nastavena konstantní tlaková výška v disku v rozsahu malých podtlaků, nebo přetlaků. Pro vzorek KH byly provedeny infiltrace s tlakovými výškami -9, -6, -3, -1, a +1 cm. Na vzorku KR byly infiltrace provedeny s tlakovými výškami -7, -3 a -1 cm vodního sloupce.

Metoda měření a měřicí aparatura byly podrobně již popsány Sněhotou et al. (2002). Zde bude popis omezen na základní seznámení s experimentální sestavou. Infiltrace byly prováděny pomocí disku, který je modifikací infiltračního disku navrhovaného Clothierem (1992) nebo Perrouxem (1988). Kontaktní plochu disku tvořila membrána *NYBOLT (120HD, 40)*. Disk byl propojen s dvojicí mariotteových lahví, které zajišťovaly zásobování vodou při nastavené konstantní tlakové výšce. Kumulativní infiltrace byly kontinuálně měřeny vážením úbytku hmotnosti vody v zásobních mariotteových lahvích. Voda vytékající ze vzorku byla soustředěna do elektronicky váženého překlápěcího průtokoměru, kterým byl kontinuálně měřen kumulativní výtok. Do vzorků byly horizontálně instalovány 3 tensometry do hloubek -7,5, -12,5 a -17,5 cm pod povrchem vzorku. V případě vzorku KR byly osazeny další dva tensometry ve vzdálenosti 2 cm pod horním okrajem a 2 cm nad dolním okrajem vzorku. Důvodem pro instalaci tensometrů k hornímu okraji byla přítomnost humusové vrstvy v této části vzorku, ve které bylo třeba získat údaje o vývoji sacích tlakových výšek během infiltrace. Tensometr instalovaný v blízkosti spodního okraje měl postihnout vliv spodní okrajové podmínky na proudění vody ve vzorku.



Obrázek 1: Schéma automatizované experimentální aparatury (Sněhota et al. 2002)

Všechna elektronické sensory byly propojeny do systému automatizovaného sběru dat jehož ústředním bodem byl data logger CR23X (Campbell Scientific, UK). Schéma automatizované experimentální sestavy je prezentováno na obrázku 1.

Každá infiltrace byla zahájena přiložením zavodněného infiltračního disku na povrch vzorku. Po počátečním syčení vzorku vodou začalo docházet k výtoku. V následujícím quasi ustáleném stavu stále docházelo k mírnému zvyšování hmotnosti vzorků. Infiltrace dále pokračovala v trvání dvojnásobku až trojnásobku doby mezi začátkem infiltrace a začátkem výtoku a pak byla ukončena. Po ukončení infiltrace, která byla provedena prostým sejmutím disku, půdní vzorek volně gravitačně drénoval a byl následně přirozeně vysoušen na počáteční vlhkost potřebnou pro další infiltrační proces.

Snímkování počítačovou tomografií (CT)

Počítačová tomografie je založena na měření útlumu rentgenového záření při jeho průchodu materiálem. Fyzikální podstata metody, a princip CT snímkování byly v literatuře mnohokrát popsány, například *Duliem (1999)*, proto zde budou uvedeny jen stručně. Relativní útlum rentgenového paprsku je exponenciálně závislý na součinu lineárního koeficientu útlumu a vzdálenosti. Lineární koeficient útlumu kompozitního materiálu odpovídá průměru koeficientů útlumu jednotlivých složek, váženému podílem složek na celkovém objemu. Konvenčně se ve výstupech z CT používají Hounsfieldovy jednotky (HU), které jsou lineární transformací lineárního koeficientu útlumu. Dvourozměrný obraz je snímán tak, že zkoumaným objektem protupuje vějířovitý svazek paprsků rentgenového nebo gama záření, a detektory umístěnými za objektem je měřen jejich útlum. Zdroj záření i detektory jsou umístěny na společném rotoru a pohybují se okolo zkoumaného objektu. Z hodnot útlumu získaných z různých směrů je rekonstruován dvourozměrný snímek o tloušťce odpovídající průměru paprsku.



Obrázek 2: Vzorky KH (vlevo) a KR (vpravo) na snímcích pořízených počítačovou tomografií. Světlé odstíny představují voxely s nejvyšší hustotou (šterková zrna), nejtmaší odstíny mají voxely s nízkou makroskopickou hustotou (humusová vrstva, velké póry).

Možnosti snímkování půdy počítačovou tomografií byly představeny v práci *Hopmanse et al. (1994)*, kteří demonstrovali schopnost zjišťování prostorové a časové variability vlhkosti a prostorové variability pórovitosti půdy snímkováním pomocí CT. CT snímkování bylo také využito pro 3D rekonstrukci tvaru a velikosti makropóru v půdním vzorku (*Pierret et al., 2001*). *Císlerová a Votrubová (2002)* zkoumaly vztah mezi vlastnostmi CT snímků a charakterem proudění vody ve vzorcích hlinitopísčité půdy a jemného písku.

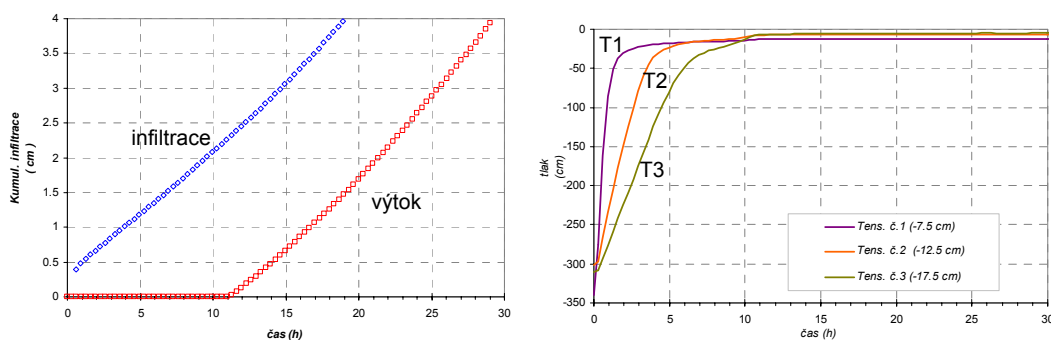
Snímky prezentované v tomto příspěvku byly pořízeny lékařským skenerem Siemens SOMATON PLUS IV. Přímým výstupem snímkování byly soubory formátu IMA, přičemž každý soubor představoval jeden řez (kolmý k ose vzorku) o tloušťce 1mm. Krok snímkování byl 1mm. Rastr matrice 512x512 byl shodný pro oba vzorky. Velikost voxelu byla 0.40 x 0.40 x 1 mm respektive 0.41 x 0.41 x 1 mm pro vzorky KH a KR. Trojrozměrné reprezentace snímků obou vzorků jsou představeny na obrázku 2.

Analýzou CT snímků bylo zjištěno:

- Půda vzorku KH obsahuje vertikálně orientované a často propojené oblasti vysoké pórovitosti
- Přejít mezi humusovou vrstvou a pod ní ležícím horizontem je poměrně ostrý. Humusová vrstva zasahuje poklesem do hloubky asi 6 cm na straně protilehlé umístění tensometrů.
- Oba vzorky obsahují velké množství nepravidelně uložených štěrkových zrn.

Výsledky experimentů

Výsledkem experimentů je sada časových záznamů kumulativních infiltrací a tlakových výšek pro každý vzorek a každou infiltraci. Příklad naměřených kumulativních toků a tlakových výšek pro vzorek KH je uveden v obr. 2. Výsledky experimentů na vzorku KH byly již dříve podrobně prezentovány (*Sněhota et al. 2002*). Výsledky jsou konsistentní v tom smyslu, že ze záznamů tlakových výšek umístěnými v různých výškových úrovních je patrný postup čela zvlhčení. Infiltrační rychlosti byly za podmínek blízkých nasycení (okrajová podmínka $h = -1$ cm) ve fázi kvazi ustáleného proudění o jeden řád vyšší než při okrajové podmínce $h = -9$ cm. V oblasti kvazi ustáleného proudění byl při všech infiltracích s použitím disku patrný stálý vzrůst infiltračních rychlostí.



Obrázek 2: Kumulativní infiltrace a výtok (graf vlevo). Záznam sacích tlakových výšek v tensometrech (graf vpravo) při infiltraci s tlakem na horním okraji $h = -6$ cm provedené na vzorku KH.

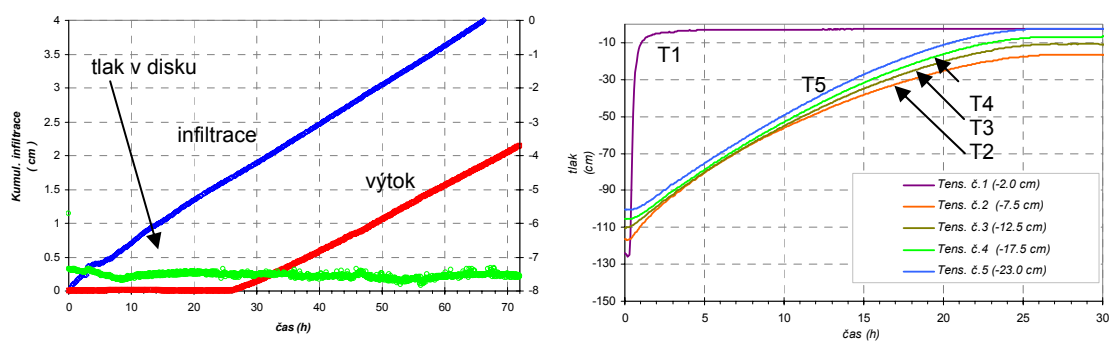
Výsledky experimentů na půdním vzorku KR se liší především vývojem sacích tlakových výšek měřených tensometry. Při infiltraci s okrajovou podmínkou $h = -7$ cm (viz obr. 3a) došlo vlivem zvlhčení půdy brzy ke zvýšení tlakové výšky v tensometru T1 umístěném 2 cm pod povrchem vzorku. Hodnota sací tlakové výšky se po 5 hodinách infiltrace ustálila na hodnotě blízké -2 cm. Ostatní tensometry překvapivě nezaznamenaly zřetelný postup čela zvlhčení náhlým vzrůstem sací tlakové výšky. Hodnoty jimi měřených sacích tlaků se zvyšovaly jen velmi zvolna, v době prvních 25 hodin po počátku experimentu. Pořadí, ve kterém tlakové výšky vzrůstaly, bylo stejné jako před zahájením infiltrace, kdy je vlhkost ve vzorku byla ve stavu rovnováhy. Taková dynamika sacích tlakových

výšek by odpovídala sycení půdního vzorku vodou zdola nahoru. Při infiltraci s horní okrajovou podmínkou $h = -3$ cm se náznak popsaného jevu rovněž vyskytl v případě tensometrů T3, T4 a T5 umístěných v hloubkách -12.5, -17.5 a -23.0 cm pod povrchem. Tensometry T1 a T2 dobře zaznamenaly postup čela zvlhčení. Výsledky infiltrace při okrajové podmínce $h = -1$ cm mají znaky ne-Richardsovského preferenčního proudění: velmi rychlý začátek výtoku (dříve než došlo k ustálení hodnot všech tensometrů) a postupný nárůst výtokové rychlosti vlivem zapojování domény půdní matrice do proudění.

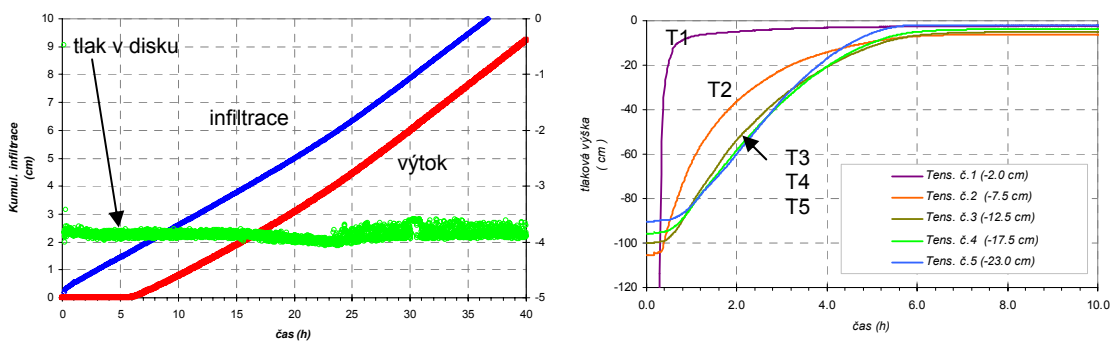
Při všech infiltracích došlo k mírnému zvyšování infiltračních rychlostí ve fázi kvazi ustáleného proudění. Nejvýznamněji se infiltrační rychlosti zvyšovaly při infiltraci s okrajovou podmínkou $h = -3$ cm.

Při infiltracích provedených na vzorku KR byly měřeny také tlakové výšky v disku. Výsledky těchto kontrolních měření jsou uvedeny v obr. 3. Bylo zjištěno, že tlak v disku slabě osciluje a že tyto oscilace tlakových výšek nepřekračují 0,5 cm vodního sloupce.

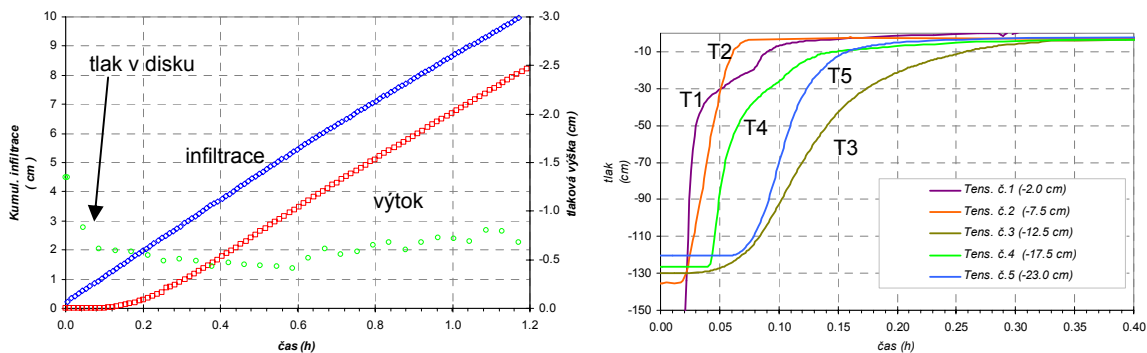
a)



b)



c)

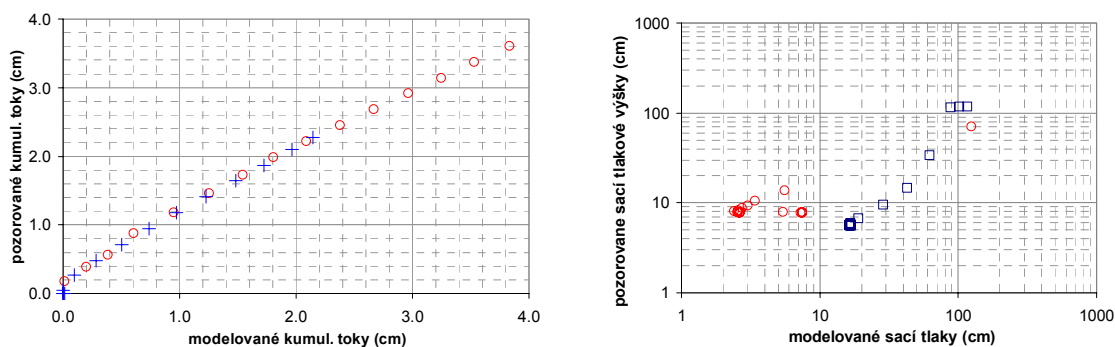


Obrázek 3: Kumulativní infiltrace, výtok a tlakové výšky v disku (graf vlevo). Záznam sacích tlakových výšek v tensometrech při infiltraci s tlakovou výškou na horním okraji a) $h = -7$ cm, b) $h = -3$ a c) $h = -1$ cm provedené na vzorku KR (graf vpravo).

Inverzní modelování

Hydraulické charakteristiky půdních vzorků byly zjišťovány inverzním modelováním. Simulace byly provedeny pomocí kódu S_1D_Dual, který je novou generací modelu HYDRUS 5 (Vogel et al., 1996). Tento model zahrnuje koncepci duální propustnosti (Gerke a van Genuchten, 1993), ve které je v každé doméně řešeno Richardsovy rovnice pro nenasyčené proudění vody. Hydraulické charakteristiky jsou zavedeny v tomto modelu zavedeny podle van Genuchtena (1980). Cílem inverzního modelování je minimalizovat neshodu mezi naměřenými a simulovanými daty. Optimalizace parametrů byla provedena pomocí komerčního programu PEST (Waterloo Hydrogeologic), který využívá Levenberg-Marquardtův algoritmus. Z celkových 6 parametrů hydraulických charakteristik byly optimalizovány 3 parametry α , n a K_s pro každou doménu proudění. Optimalizací parametrů bylo pro experiment na vzorku KH dosaženo dobré shody měřených a simulovaných hodnot, pro jednotlivé infiltrace. Pro každou infiltraci byla získána vlastní sada parametrů. Výsledky byly podrobně prezentovány Dohnalem et al., (2003).

Simulace na vzorku KR byly provedeny pouze v jedné doméně, vzhledem k tomu, že vzorek bylo třeba uvažovat dvouvrstvý. V tomto případě by použití modelu duální propustnosti znamenalo závažné komplikace při optimalizaci parametrů vzhledem k dvojnásobnému počtu optimalizovaných parametrů. Příklad výsledků optimalizace je uveden v obrázku 5. Obecně bylo dosahováno lepší shody naměřených vs. modelovaných hodnot pro toková data než pro sací tlakové výšky.



Obrázek 5: Porovnání měřených dat a výstupů modelu pro infiltraci s okrajovou podmínkou -7 cm. Graf vlevo: kumulativní infiltrace (body) a kumulativní výtok (křížky). Graf vpravo: tlakové výšky v hloubkách -2.0 (body) a -7.5 cm (čtverce).

Závěry

Výsledky experimentů představují komplexní soubor dat, který obsahuje časový vývoj toků a sacích tlakových výšek během infiltrace do neporušeného půdního vzorku ve stavu blízkém nasycení. Tento soubor je doplněn prostorovou informací o vnitřním uspořádání půdních vzorků získanou snímkováním počítačovou tomografií.

Bylo zjištěno že ve stavu blízkém nasycení u obou vzorků docházelo k preferenčnímu proudění. Infiltrace do půdního vzorku KR byla silně ovlivněna přítomností povrchové vrstvy humusu. Při infiltraci s podtlakem $h = -7$ cm tensometry ve spodní části vzorku zaznamenaly obrácený postup zvlhčení směrem vzhůru, přestože infiltrace byla prováděna shora. Vysvětlením může být vliv hydraulické bariéry, vynikající na ostrém rozhraní vrstev, na proudění ve vzorku. V případě vzniku hydraulické bariéry by docházelo k vzrůstu tlaku v oblasti humusové vrstvy. Při překročení určitého kritického tlaku, by voda začala pronikat bariérou jen malou částí plochy průřezu vzorku. Takto vzniklá preferenční cesta zjevně nezasáhla tensometry instalované ve vzorku KR. V dolní části vzorku, v blízkosti spodního okraje, který je až do okamžiku lokálního nasycení (s dosažením atmosférického tlaku) nepropustný, docházelo k redistribuci vlhkosti z preferenční cesty do půdní matrice a k jejímu pomalému kapilárnímu vztlínání zpět vzhůru půdní matricí. Tento vzestupný pohyb čela zvlhčení byl již tensometry zaznamenán.

Při infiltracích s vyššími tlakovými výškami na horním okraji nebyl vliv hydraulické bariéry výrazný.

Inverzním modelováním bylo dosaženo dobré shody měřených a simulovaných dat modelem duální pórovitosti pro jednovrstvý vzorek KH. Horší výsledků bylo dosaženo v případě dvouvrstvého vzorku KR, zejména díky velkému množství parametrů dvou půdních vrstev, nutnosti použití jednodoménového modelu a efektům vznikajícím na rozhraní vrstev. Nadějnou cestou k modelování jevů pozorovaných na vzorku KR by bylo použití trojrozměrného modelu s využitím informace o vnitřních uspořádání vzorku z CT snímků.

Výsledky infiltračních experimentů provedených na velkých půdních monolitech zdůraznily netriviální charakter proudění ve zkoumaných heterogenních půdách ve stavech blízkých nasycení vodou. Bude třeba vyvinout další úsilí k lepšímu objasnění jevů vznikajících na zvláště rozhraních půdních vrstev. Zjištěné efekty jsou z hydrologického hlediska klíčové, nezanedbatelnou roli mají při popisu transportu látek v půdním profilu.

Poděkování

Tento projekt byl podpořen grantem Grantové Agentury AV S2060104.

Literatura

- Císlerová, M., J. Simunek, T. Vogel, 1988. Changes of steady state infiltration rates in recurrent ponding infiltration experiments. *Journal of Hydrology*, 104:1-16.
- Císlerová, M., J. Votrubová, T. Vogel, M. H. G. Amin, L. D. Hall, 1999. Magnetic resonance imaging and preferential flow in soil. In van Genuchten, M.Th.; Leij, F.J. (Eds.) *Proc. Int. Workshop on Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media*. Riverside, CA, 397-412.
- Císlerová, M., J. Votrubová, 2002. CT derived porosity distribution and flow domains, *Journal of Hydrology*, Vol. 267 (3-4) 186-200
- Duliu, O.G., 1999. Computer axial tomography in geosciences: an overview, *Earth-Science Reviews*, 48(4):256-281.
- Dohnal, M., 2003 CT assisted dual-permeability evaluation of a laboratory column experiment. EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Nice, France, April 2003.
- Gerke a van Genuchten 1993. A dual porosity model for simulating the preferential movement of water and solute in structured porous media. *Water Resour. Res.* 29(2), 305-319.
- Hopmans, J.W., Císlerová, M., and Vogel, T., 1994. X-Ray Tomography of Soil Properties. In: *Tomography of Soil-Water-Root Processes*, SSSA Special publication no. 36. SSSA, Madison.
- Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12, 513-526.
- Robovská, A., 2001. Měření hydraulických charakteristik pomocí diskového tlakového infiltrometru na velkých laboratorních vzorcích. Ph.D. dissertation thesis, CTU in Prague, 2001
- Sněhota, M., A. Robovská, M. Císlerová, 2002. Automated set-up designed to measure hydraulic parameters in heterogeneous soil close to saturation. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 50(3):247-257.

- Pierret, A., Capowiez, Y., Belzunces, L., and Moran, C.J., 2002. 3D reconstruction and quantification of macropores using X-ray computed tomography and image analysis. *Geoderma*, 106 (3-4): 247-271.
- van Genuchten M. Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 44, 892-898
- Vogel, T., K. Huang, R. Zhang, a M. Th. Van Genuchten, 1996. The HYDRUS code for simulating one-dimensional water flow, solute transport and heat movement in variably saturated media, Version 5.0, Research report No. 140, U.S. Salinity Lab. ARS, USDA Riverside, CA

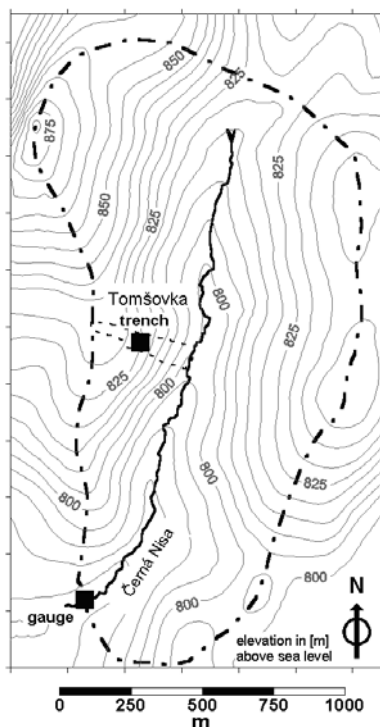
Terénní infiltrační experiment stopováním fluorescenční barvy

Martin Šanda, Milena Císlerová a Tomáš Pícek
Fakulta stavební, ČVUT, Thákurova 7, Praha 6

Úvod

V Jizerských horách probíhá dlouhodobě hydrologický výzkum na několika experimentálních povodích. Detailně sledovaným územím je horní část povodí Černé Nisy po limnigrafický profil Uhlířská. Experimentální povodí zaujímá plochu 1.87 km². Průměrná nadmořská výška povodí je 822 m n.m., měrný profil Uhlířská je ve výšce 774 m n.m. Povodí leží v oblasti s nejvyšším srážkovým úhrnem v ČR, převyšujícím 1300 mm/rok. Průměrná roční teplota je 6.5°C. Území dnešního experimentálního povodí bylo v kalamitních těžbách počátkem osmdesátých let z 50% odlesněno.

Půdní profily na svazích povodí Uhlířská vzniklé na zvětralém žulovém substrátu patří do skupiny kambizemí se základním označením hnědé půdy kyselé, s půdním podtypem oglejené půdy zrašelinělé. Z hlediska textury jde o půdy hlinito-písčité až písčito-hlinité. Půdní profil je zpravidla tvořen 5 cm vegetačního krytu, 15-20 cm zrašelinělé humusové vrstvy černé barvy, 10 cm přechodové oglejené šedočerné jílovito-hlinité vrstvy, 30 cm hnědé či okrové hlinito-písčité vrstvy a 30 cm eluviální žlutohnědé vrstvy, která plynule přechází do zvětralého žulového substrátu (Šanda, 1999).



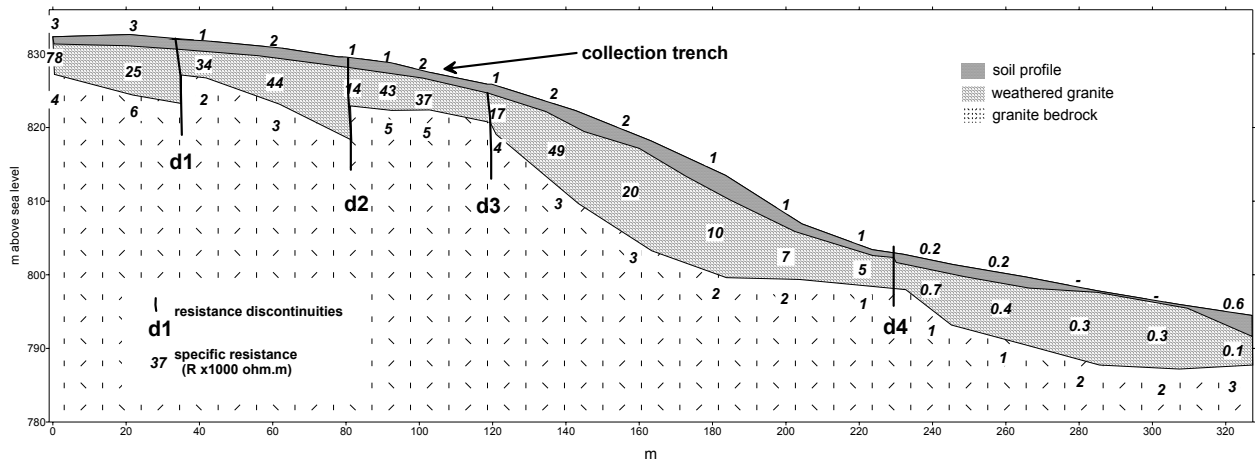
Obr. 1: Mapa povodí Uhlířská

Popis svahové lokality Tomšovka

Terénní experimenty a kontinuální měření a pozorování, prováděná na experimentálním povodí, jsou koncipována s cílem vysvětlit mechanismus odtoku z mělkého půdního profilu (Šanda, 2004). Pro tyto

účely byla v roce 1996 vytýčena výzkumná plocha na zcela odlesněném svahu Tomšovka. Důvodem pro studium prostorově vymezeného území je extrémní heterogenita povodí, ve kterém procesy v proměnlivě nasyceném půdním prostředí nemohou být detailně a s uspokojivou přesností popsány na celém povodí. Plocha Tomšovka se nachází zhruba v polovině délky povodí na východním svahu (obr. 1).

Vrtné práce na svahu potvrdily, že svahový půdní profil na bázi žuly je velmi mělký, v průměru dosahuje hloubky 1 m a je tvořený hnědou půdou s významným procentem skeletu. Účelem geofyzikálního průzkumu metodou vertikálního elektrického sondování pak bylo přispět ke stanovení úrovně podloží na experimentální ploše (obr. 2)



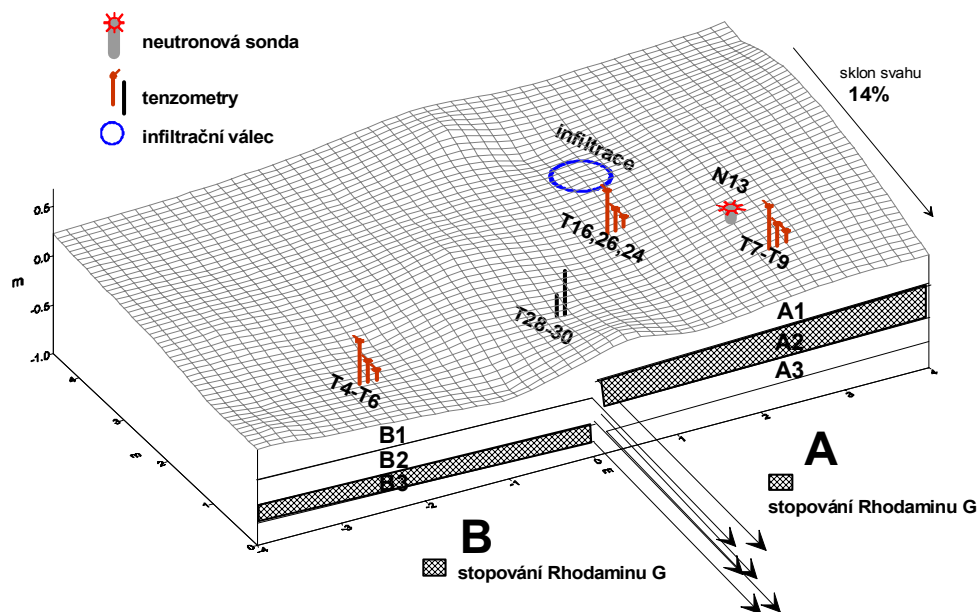
Obr. 2: Specifikace geologické struktury pomocí vertikálního elektrického sondování

K ohodnocení variability povrchových infiltračních rychlostí půdního prostředí byla v povodí provedena série výtopových infiltračních pokusů (Císlarová et al., 1998). Hydraulická vodivost povrchových vrstev se pohybuje v rozmezí hodnot od 10^{-6} m.s^{-1} až 10^{-3} m.s^{-1} .

Na experimentálním svahu proběhl odběr půdních vzorků pro měření retenční čáry půdní vlhkosti, pórovitosti a specifické objemové hustoty. Celkem byl měřením získán soubor 95 retenčních čar, ze kterého jsou stanoveny referenční retenční křivky (Vogel et al., 1991).

Kontinuální monitorování vodního režimu na svahu

Ke sledování srážkoodtokových poměrů a provádění infiltračně-odtokových experimentů na svahu byl na experimentálním transektu v místě se sklonem 14% vybudován sběrný objekt pro zachycení vody odtékající z jednotlivých vrstev půdního profilu (Císlarová et al., 1997). Sběrný objekt se skládá ze dvou sekcí (A, B), každé o délce 4 m a šířce 1 m, umístěných vedle sebe v příkopu hloubky cca 80 cm. Pro každou sekci byl příkop vystrojen v horních dvou horizontech (zrašelinělý horizont Ah a B horizont tmavě hnědé půdy) nerezovými plechy. Dno příkopu, které je vymezeno horním okrajem zvětralinového pláště, bylo zabetonováno. Celkem je sbírán odtok ze tří půdních horizontů obou segmentů příkopu (A,B) a digitálně zaznamenávána jeho intenzita. Mikropovodí experimentálního příkopu je též vybaveno automatickými tenzometry ve kterých je půdní sací tlak snímán v intervalu 10 minut (obr. 3)



Obr. 3: Sběrný příkop pro podpovrchový odtok s měřením půdního sacího tlaku

Terénní výtopový experiment s chemickým stopovačem

Úkolem terénního experimentu s chemickým stopovačem je sledovat prostorovou heterogenitu podpovrchového proudění na odlesněném svahu. Při navrhování experimentu bylo přihlédnuto k výsledkům obdobného tracerového experimentu provedeného v roce 1998 ve stejné lokalitě (Šanda et al, 1999), během kterého byl jako stopovač použit roztok NaCl.

Pro infiltrační experimenty byl použit infiltrační válec instalovaný v roce 1997 a dále používaný i v roce 1998, kdy bylo v této lokalitě prováděno obdobné měření (Kundratová, 1999). Průměr válce byl 0.35 m a hloubka zaražení 0.15 m. Infiltrační válec byl situován výškově 0.3 nad hranou sběrného příkopu ve vzdálenosti 2.9 m. Dlouhodobé zapuštění válce v půdním profilu zajistilo utěsnění jeho stěn. V místě experimentu byl nepřímou geofyzikální metodou (VES) proveden odhad hloubky půdního profilu a zvětralého podloží v rozmezí 4-5 m pod povrchem.

K výtopové infiltraci bylo použito zásobovací zařízení pracující na principu Mariottovy láhve se dvěma válcovými zásobníky o celkovém objemu 85 litrů. Režim, kdy je jeden zásobník v provozu a druhý doplňován, umožňuje kontinuální časově neomezený výtoku kapaliny ze zařízení za stálého tlaku. Pro infiltrační experiment byla použita voda čerpaná z Černé Nisy. Vodní režim během experimentu byl monitorován pomocí půdních tenzometrů. V ose spádnice mezi válec a příkop ve vzdálenosti 1.8 m od příkopu (tj. 1.1 m od válce) byla do stávající trojice tenzometrů instalována tlaková čidla pro automatický záznam hydraulických podmínek experimentu (obr. 3).

Odtok z půdních horizontů ve sběrném objektu byl zaznamenáván překlopnými průtokoměry. Na výtokový profil horizontu A2 a B3 byly současně připojeny i fluorometry Turner 10-AU s průtočnou kyvetou. Při výběru horizontů, do kterých byly fluorometry instalovány, byly využity poznatky o tvorbě odtoku v průběhu dřívějších infiltračních experimentů se stopovací látkou.

Celková koncepce experimentu je znázorněna na obr. 4.



Obr. 4: Koncepce infiltračně odtokového experimentu s detekcí fluorescenčního barviva Rhodamin G

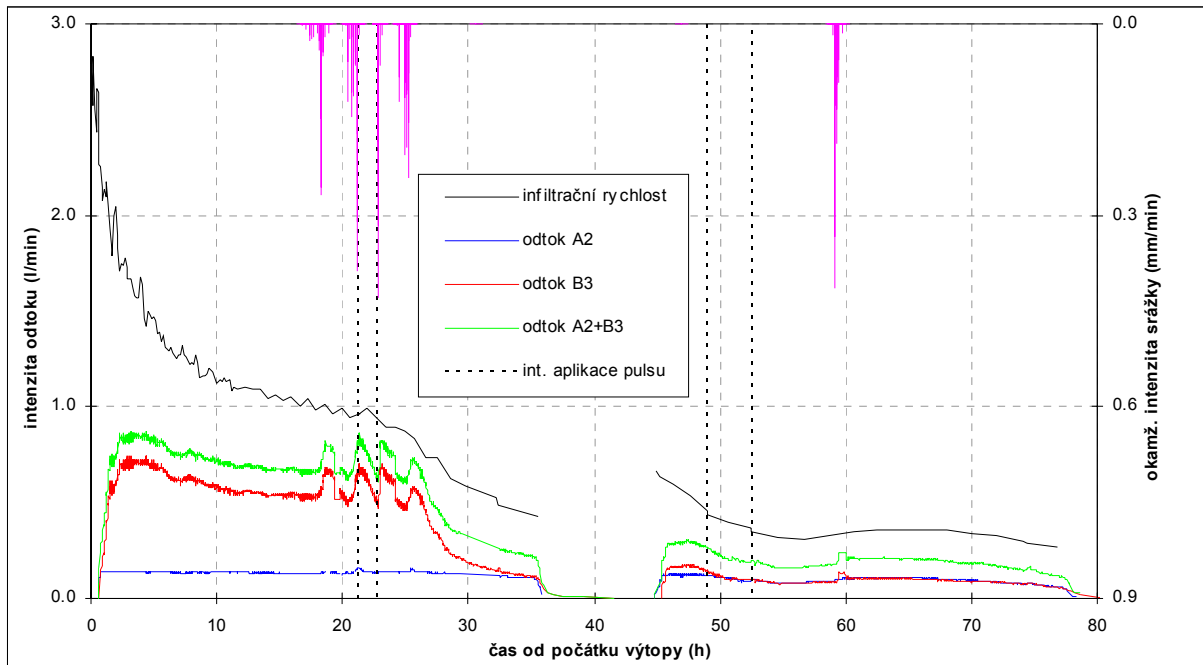
Výtopová infiltrace a měření odtoku

Infiltrační experiment byl prováděn jako klasická jednoválcová výtopa vody ve válci, ve kterém je hladina udržována v konstantní úrovni pomocí Mariottovy láhve. Válec byl na počátku zavodňován vodou neobsahující stopovací látky až do doby, kdy došlo k relativnímu ustálení infiltrační rychlosti. Celkově byl experiment koncipován jako dvě dlouhodobé bodové výtopy, mezi kterými je infiltrace vody přerušena.

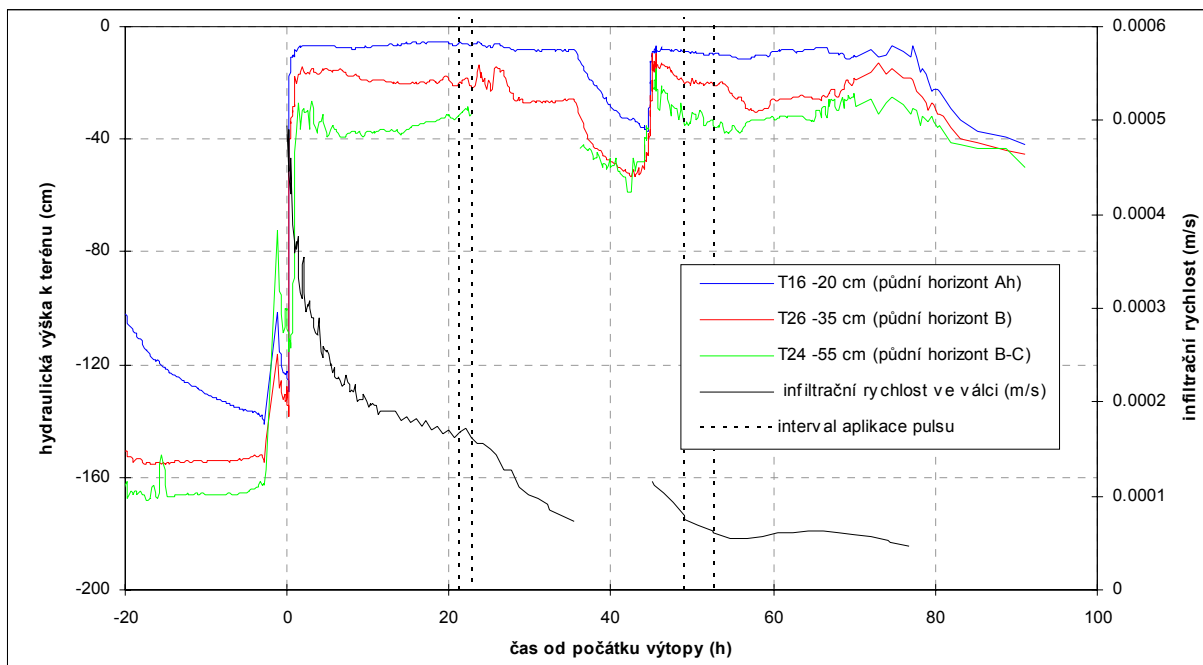
Každý z experimentů trval přibližně 35 hodin. Během prvního infiltračního experimentu (16.8.-17.8.) bylo zainfiltrováno 2200 l, infiltrační rychlost poklesla 6,6krát z $4,9 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ na $7,4 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$. Během druhého experimentu, který následoval po přerušení infiltrace na dobu 8.5 hodiny, bylo zainfiltrováno jen 705 l, infiltrační rychlost poklesla již pouze 1,5krát z $1,1 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ na $7,4 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ (obr.5). Během prvního dne experimentu (17.8.99) došlo ke srážkové činnosti o celkové úhrnu 15.5 mm. Celkově však bylo předcházející období velmi suché, za období 15.7.-15.8.99 spadlo jen 27 mm srážek.

Odtok byl pozorován ve dvou prostorově nesousedících horizontech A2 a B3 (obr. 3). Odtok z půdního profilu lze charakterizovat jako velmi rychlou odezvu na výtopovou infiltraci. U horizontu A2 lze u

prvního experimentu pozorovat odtok již po 34 minutách, u B3 po 37 min od počátku infiltrace. U druhého experimentu dochází k opětovnému výtoku z horizontu A2 za 26 min, z horizontu B3 za 63 min. V horizontu B2 došlo jen ke sporadické tvorbě odtoku v množství, které nebylo měřitelné. V ostatních horizontech nebyl odtok zaznamenán vůbec.



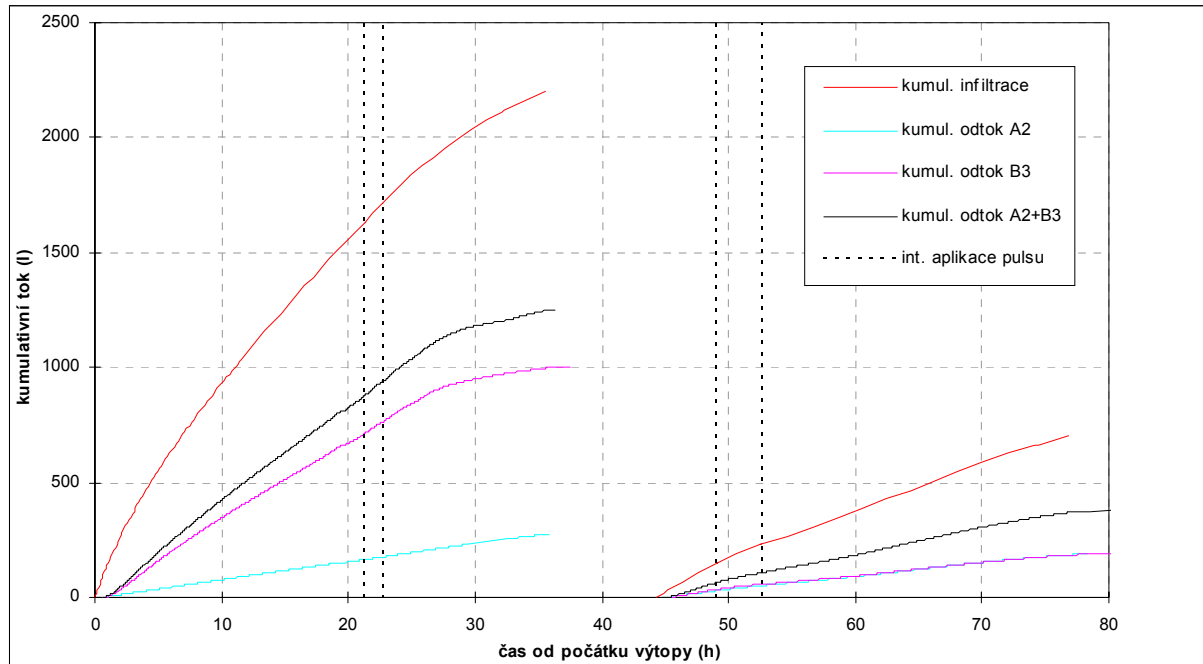
Obr. 5: Infiltrační rychlost a odtok půdními horizonty



Obr. 6: Tenzometrická měření 1m od infiltračního válce

Ze záznamu tenzometrů je patrná okamžitá reakce v podobě poklesu sacího tlaku v oblasti infiltračního válce (obr.6). Po dobu celého experimentu klesá hydraulická výška směrem do hloubky půdního profilu, což vypovídá o sestupném směru proudění. U měření v hlubokém tenzometru T24 (-55 cm p.t.) došlo pravděpodobně k výpadku čidla v období prvního experimentu.

Celkové množství infiltrované vody a součtové čáry odtoku z jednotlivých horizontů vykresluje obr. 7.



Obr. 7: Porovnání objemu infiltrace a podpovrchového odtoku

Celkově odtéklo horizonty A2+B3 během prvního experimentu 57% infiltrovaného množství vody, během druhého experimentu 53%. Průběh odtoku je v horizontech A2 a B3 tvarově podobný. Během prvního experimentu odtéká horizontem B3 80% celkového měřeného odtoku, (tj. horizontem A2 - 20%). Během druhého experimentu odtéká každým horizontem přibližně shodné množství 50% odtoku. Variabilita odtoku v čase je větší u horizontu B3 (hlubší horizont -75 cm p.t.), především v odezvě na srážku během prvního dne. Průběh odtoku v horizontu B2 (střední horizont -42 cm p.t.) je poměrně rovnoměrný, především během prvního experimentu.

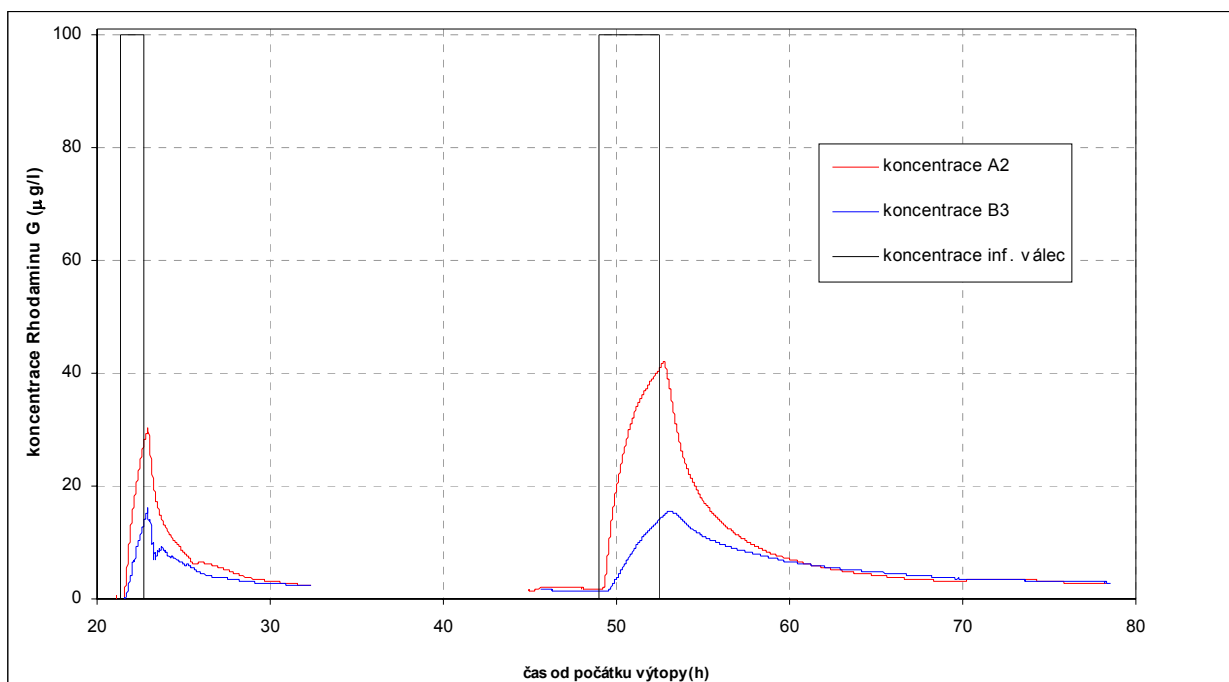
Aplikace a detekce stopovací látky

Chemický roztok Rhodaminu G byl připraven jako předem stanovená hmotnost látky v daného objemu o koncentraci 8500 ug/l. Odebráním 100 ml tohoto koncentrátu a zředěním v soustavě dvou Mariottových lahví o celkovém objemu 85 l vznikla počáteční koncentrace 100 ug/l Rhodaminu G. Před aplikací pulsu do profilu byly oba použité fluorometry nakalibrovány na tuto hodnotu počáteční koncentrace pomocí vzorku odebraného z Mariottovy láhve. Kalibrace pozadí byla provedena na vzorku vody odtékající z jednotlivých sběrných horizontů před výtokem traceru. Hodnota pozadí byla nastavena jako 0 ug/l Rhodaminu G.

Dávky byly aplikovány do výtopové infiltrace jako dlouhodobý ostře ohraničený puls koncentrace Rhodaminu G, s celkovým objemem rovným obsahu dvou zásobních válců Mariottovy láhve. V nepřetržitě pokračující výtopové infiltraci byly následující válce naplněny již čistou vodou. Chemický puls byl aplikován v období, kdy z krátkodobého hlediska byla infiltrační rychlost již poměrně ustálená. Z

celkového průběhu experimentu je však patrné, že infiltrační rychlost mírně klesala po celou dobu experimentu. Tato skutečnost je dána infiltrováním do neohrazeného trojrozměrného prostoru a při tomto typu experimentů ji nelze zabránit. V prvním experimentu byl puls aplikován za 21,5 hodiny od počátku infiltračního experimentu, v druhém případě za 4,8 hod od počátku druhého infiltračního experimentu. Doba infiltrace jedné pulzní dávky koncentrace Rhodaminu G je dána zasáknutím konstantního objemu roztoku při momentální infiltrační rychlosti. První puls látky trval 84 min, druhý 208 min.

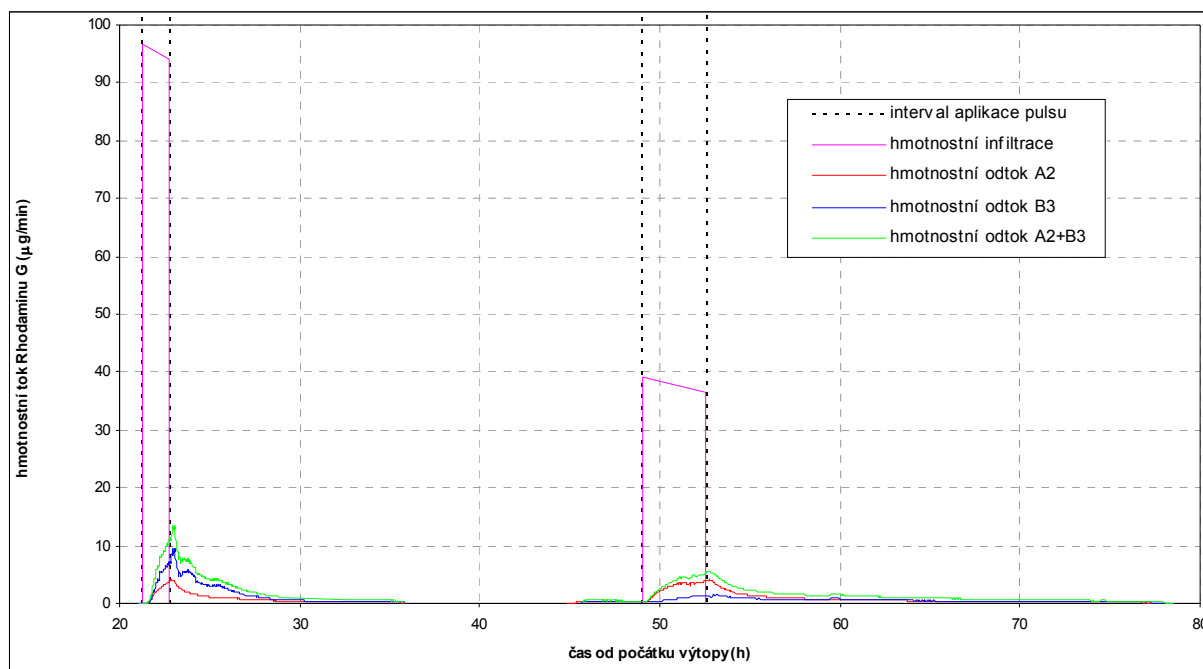
Z hlediska kvantifikace látkového množství chemického stopovače byly pokusy založeny na průběžné detekci koncentrace průnikových čar Rhodaminu G ve vodě odtékající ze sběrných horizontů pomocí fluorometrů Turner 10-AU. Vynesení časových posloupností koncentrací byly získány průnikové čáry stopovače pro každý měřený horizont (obr. 8).



Obr. 8: Průnikové křivky Rhodaminu G

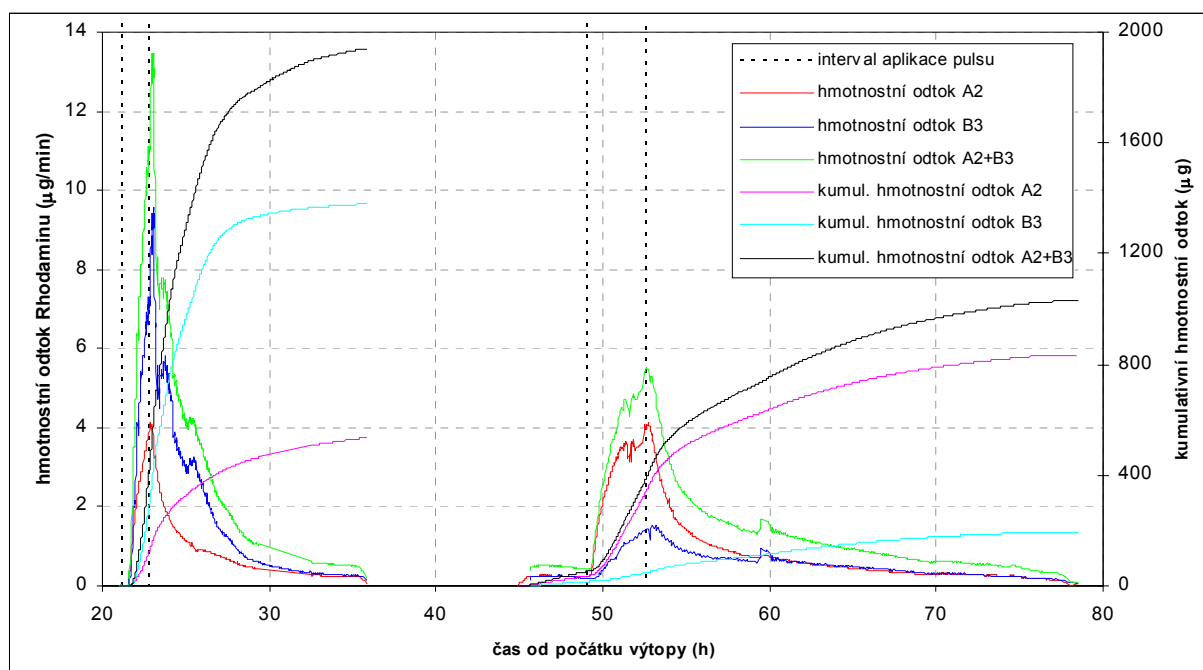
Zvýšení koncentrace na výtoku bylo zaznamenáno v každém z odtokových horizontů ve velmi krátké době po aplikaci příslušné dávky koncentrace. U prvního experimentu je pozorován průnik chemické látky v horizontu A2 po 14 min, v horizontu B3 po 16 min, v případě druhé dávky v A2 po 11 minutách a v horizontu B3 po 22 min. Tvary průnikových křivek, měřených na výtoku z horizontů A2 a B3 jsou si vzájemně podobné. Vyšší koncentrace byly naměřeny v horizontu A2, kde koncentrace dosáhla 29% během prvního experimentu a v druhém případě 41% koncentrace dávky. Pro horizont B3 v obou dnech vyteklo přibližně 15% vstupní koncentrace dávky. Experimenty bylo nutné z časových a organizačních důvodů ukončit při výrazně vyšší koncentraci, než bylo původní pozadí na hodnotě 2,3 µg/l (A2 i B3) pro první infiltrační experiment a 2,8 µg/l (A2 i B3) v druhém pokusu.

Celkový průběh intenzity infiltrace chemického stopovače a časová odezva jeho hmotnostního odtoku je zobrazena na obr. 9.



Obr. 9: Porovnání intenzity hmotnostní infiltrace a odtoku Rhodaminu G

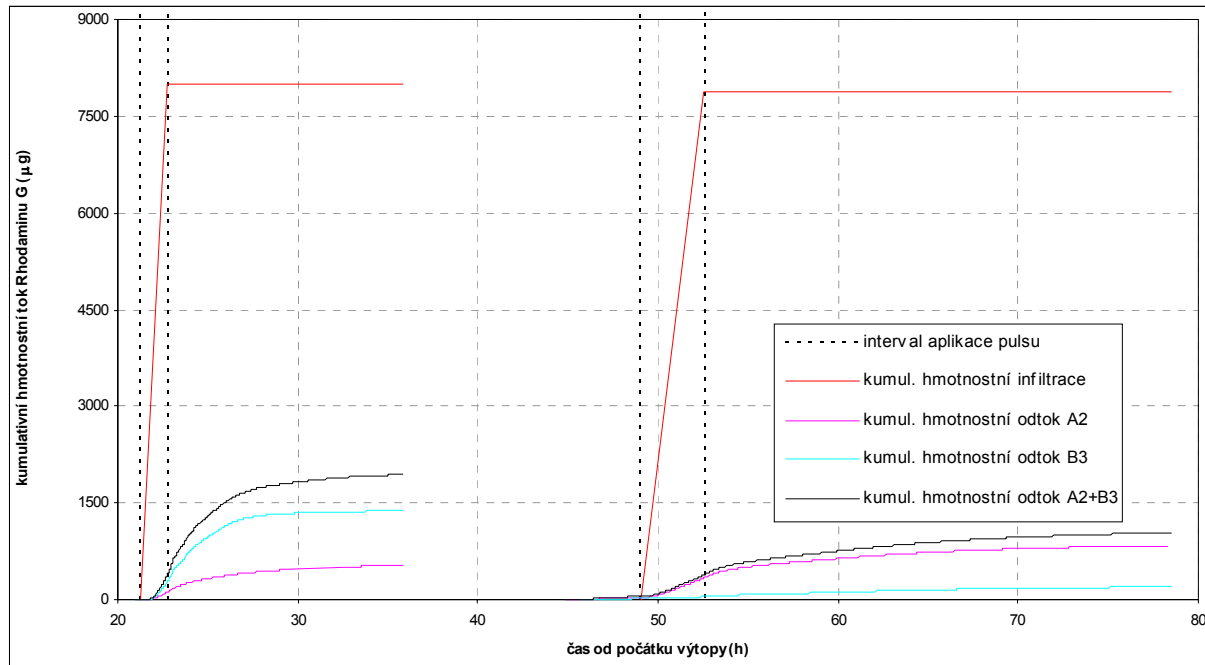
Detailní pohled na strukturu intenzity a celkového množství odtoku stopovací látky podává obr. 10.



Obr. 10: Průběhy hmotnostního odtoku Rhodaminu G

Z porovnání celkového aplikovaného množství a celkového odeklého hmotnostního množství Rhodaminu G (obr. 11) lze konstatovat, že během prvního experimentu odešlo sběrnými horizonty jen 22% aplikované dávky, v druhém případě 13% aplikované dávky. Pro jednotlivé horizonty jsou

odpovídající poměry vůči celkovému množství pro horizont A2 7% při první dávce a 11% při druhé dávce. U horizontu B3 vyteklo z první dávky 17%, a jen 2.5% z druhé dávky.



Obr. 11: Porovnání celkového hmotnostní infiltrace a odtoku Rhodaminu G

Závěry

Při infiltračním tracerovém experimentu s roztokem Rhodaminu G jako stopovací látkou byl s použitím dvou fluorometrů pořízen kontinuální okamžitý záznam průběhu koncentrace na výtoku ze dvou horizontů jímáných ve sběrných žlabech ve stěně pozorovacího příkopu. Z hlediska uspořádání experimentů a funkčnosti měřících přístrojů, byl průběh experimentu bezchybný a využití fluorometru Turner 10-AU lze pro experimenty tohoto typu jednoznačně doporučit. Experimenty byly uskutečněny v prostředí, které bylo velice detailně popsáno na základě dříve prováděných měření. Výsledky plně potvrdily dřívější závěry o existenci výrazného preferenčního proudění a o závislosti charakteristik proudění na počátečním nasycení půdního profilu.

Oba experimenty byly provedeny v odlišných počátečních vlhkostních podmínkách ovlivňujících časový průběh infiltrace a časoprostorový průběh podpovrchového odtoku s prvky preferenčního proudění. Tvar průnikových křivek obou experimentů je podobný, řádově vypovídající o podílech odtoku z povodí (mělký rychlý podpovrchový odtok a hluboký podzemní oběh) v závislosti na infilraci vody do půdního profilu. Od kvantitativního vyhodnocení průnikových čar bylo upuštěno, jelikož významná část kontaminantu proudí mimo oblast sběrných příkopů vlivem hloubky založení příkopu vysoko nad nepropustným podložím. Vzhledem k tomu, že u takto koncipovaného terénního experimentu není zřejmé, jak velká oblast se na proudění ve skutečnosti podílí, bylo by jakékoliv detailní číselné vyhodnocení příliš spekulativní.

Odtok z povodí, kde je půdní profil tvořen zvětrávajícím krystalinickým substrátem je podmíněn do velké míry půdní vlhkostí a existencí preferenčních cest. Studování preferenčních cest a jejich vlivu na odtok z povodí na experimentálních povodích v Jizerských horách je součástí širšího výzkumu na Fakultě stavební

ČVUT, kde zastupuje oblast velkého měřítka a navazuje na studium preferenčních cest v laboratorním a mikroskopickém měřítku.

Poděkování

Výsledky této studie byly získány v rámci řešení grantového projektu S2060104 Grantové agentury Akademie věd ČR.

Literatura

- Císlarová, M., Šanda, M., Blažková, Š., Mazáč, O., Grünwald, A., Zeithammerová, J. a Tachecí, P. (1997). Monitorování procesů proudění vody v půdním profilu na experimentální ploše svahu v povodí Uhlířská. zpráva úkolu VaV/510/3/96, DÚ 01, část 8, VÚV T.G.M., ČVUT, Praha.
- Kundratová, J. (1999). Infiltrační tracerové experimenty na svahu v povodí Uhlířská, diplomová práce, ČVUT, Praha.
- Šanda, M. (1999). Tvorba podpovrchového odtoku na svahu. Doktorská disertační práce. ČVUT, Praha.
- Šanda, M. and Císlarová, M. (1998). Observations of subsurface hillslope flow processes in the Jizera Mountains region, Czech Republic. Conference European River Basins "Catchment hydrological and biochemical Processes in changing environment", Liblice, Czech Rep.
- Šanda, M., Kundratová, J. and Císlarová, M., (1999). Pondered infiltration chloride tracer tests in field. Geophysical Research Abstracts, 24th General Assembly EGS, vol. 1, no. 2, pp. 314, ISSN: 1029 – 7006.
- Šanda, M., Vogel, T. Císlarová, M. (2004). Euromediterranean Conference. Hydrograph formation in the hillslope transect. "Progress in Surface and Subsurface Water Studies at the Plot and Small Basin Scale", Turin, Italy.
- Vogel, T., Císlarová, M. and Hopmans, J.W. (1991). Porous media with linearly variable hydraulic properties, Water Resources Research, 27 (10), 2735-2741.

Štúdium vplyvu teploty a kalcitu na stálosť vodoodpudivosti piesčitej pôdy

Ivan Šimkovic¹, Pavel Dlapa¹, Ľubomír Lichner²

¹Univerzita Komenského, Katedra pedológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

²Ústav hydroológie SAV, Račianska 75, 831 02 Bratislava

Úvod

Vodoodpudivosť pôd je veľmi rozšíreným javom, ktorý spôsobujú povlaky amfifilných zlúčenín, t.j. molekúl, ktoré majú hydrofilné a hydrofóbne časti (de Jonge et al., 1999; Doer et al., 2000). Vodoodpudivosť je vlastnosť pôd, ktorá je variabilná ako z časového, tak aj z priestorového hľadiska. Vodoodpudivé vlastnosti pôd sa môžu meniť vmilimetrovej (Hallett et al., 2004) a centimetrovej (Gerke et al., 2001) mierke, alebo aj v mierke parcely (Dekker a Ritsema, 2000). Vodoodpudivosť vplyva napríklad na distribúciu a dynamiku vlhkosti v pôdach (Dekker a Ritsema, 2000), proces evapotranspirácie (Novák, 1995), retenčnú kapacitu koreňovej zóny pôd (Balkovič et al. 2004), ale môže tiež zapríčiniť oneskorené klíčenie rastlín a znížiť výnos z úrod v súvislosti s nerovnomerným rastom poľnohospodárskych plodín na poliach (McKissock et al., 2000). Vodoodpudivosť pôdných agregátov však môže mať aj priaznivé vplyvy, lebo môže zvyšovať ich stabilitu (Piccolo a Mbagwu, 1999) alebo zabraňovať vylúhovaniu rozpustených organických zlúčenín (Zhang et al., 2004).

Najčastejšie hydrologické a pedologické dôsledky vodoodpudivosti pôd sa spájajú so zníženým množstvom vody, ktorá infiltruje do pôdy, čo má za následok zvýšený povrchový odtok (Doerr et al., 2000). Počas dažďa s dostatočnou intenzitou možno pozorovať Hortonovské povrchové prúdenie, ktoré vzniká vtedy, keď intenzita zrážky prekročí rýchlosť infiltrácie vody do pôdy (Hlavčová et al., 2001). Lokalizácia a frekvencia preferovaných ciest (makropórov otvorených na povrchu pôdy) určuje plošný rozsah povrchového prúdenia (Imeson et al., 1992; Shakesby et al., 2000). Drsnosť pôdných povrchov spomaľuje rýchlosť povrchového odtoku a tým zvyšuje tzv. rezidenčné časy. Zvýšené rezidenčné časy majú za následok zvýšenú infiltráciu do vodoodpudivých pôd (Rehák a Hraško, 1990). V prípade, že povrchovo odtekajúca voda je nejakým spôsobom znečistená, môže mať tento jav tiež nepriaznivý vplyv na kvalitu priľahlých vodných tokov (Pekárová a Pekár, 1996; Lennartz et al., 1997).

Množstvo fyzikálnych, chemických, mineralogických a mikrobiologických vlastností pôd môže byť ovplyvnených lesnými požiarimi (Neary et al., 1999; Certini, 2005). Vodoodpudivosť pôdy je jednou z nich. Kyslé pôdy sú náchylnejšie na to, aby sa stali vodoodpudivými v porovnaní s alkalickými. Niektoré súčasné štúdie na lokalitách s vápenatými pôdami zasiahnutých požiarimi síce poukázali na ich vodoodpudivé vlastnosti, uvádza sa v nich však, že úroveň vodoodpudivosti nedosiahla až takú úroveň aká bola zaznamenaná na pôdach kyslých (Mataix-Solera a Doerr, 2004; Mataix-Solera et al., 2005). Úroveň vodoodpudivosti na pôdach postihnutých požiarom môže byť dostatočná na to aby významne ovplyvnila rast vegetácie, hlavne vo vzťahu k jej obnoveniu resp. regenerácii po požiari. V závislosti na teplote, ktorá sa pri zahriatí dosiahne (DeBano et al., 1976) a na dĺžke jej pôsobenia (Doerr et al. 2004), môže požiar vyvolať prípadne zvýšiť vodoodpudivosť alebo naopak zbaviť pôdu vodoodpudivých vlastností. Výskyt pôdnej vodoodpudivosti na spálených územiach je dôležitým faktorom, pretože požiarom zasiahnuté pôdy neraz dočasne prídu o vegetačný kryt a množstvo vody, ktoré predtým infiltrovalo do pôdy, teraz odtečie. Aj množstvo vody dostupnej pre obnovu rastlinného porastu je kontrolované a určované faktormi, ako sú pôdna zrnitosť, stabilita pôdných agregátov a v neposlednom rade aj úroveň vodoodpudivosti a jej priestorová distribúcia. Cieľom tejto štúdie bolo zhodnotiť schopnosť kalcitu zmierniť vodoodpudivosť piesočnatých pôd.

Materiál a metódy

Vzorky pôd boli odobraté na Záhorí neďaleko obce Sekule. Pôdy s pridaným kalcitom aj pôvodné boli zahrievané v laboratórnych podmienkach, aby mohol byť pozorovaný vplyv teploty na stálosť vodoodpudivosti. Skúmaný pôdny typ regozem bola po zrnitostnej stránke piesočnatým pôdnym druhom. Na vzduchu vysušená pôda bola umiestnená do sklenenej nádoby a zmiešaná s kalcitom. Tri vzorky o

výslednej hmotnosti 25g obsahovali 0, 1 a 15 hmotnostných % CaCO_3 . Vzorky boli opatrne miešané počas 2 minút pri 30 rpm, aby došlo k premiešaniu kalcitu s pôdou. Vzniklá zmes bola umiestnená do Petriho misiek a stálosť vodoodpudivosti, charakterizovaná časom vniku kvapky vody do pôdy *WDPT*, sa sledovala pomocou *WDPT* testu. Čas vniku kvapky vody do pôdy je mierou pretrvávania vodoodpudivosti povrchu pôdy a má teda vzťah k hydrologickým dôsledkom hydrofóbnosti, lebo veľkosť povrchového odtoku je ovplyvnená časom, potrebným na infiltráciu kvapiek dažďa (Doerr, 1998).

Vplyv tepla na vodoodpudivosť bol skúmaný na vzorkách s pridaným kalcitom a tiež na vzorkách pôvodných pri teplotách 50, 100, 150, 200, 250 a 300 °C. Teplota 50 °C bola vybraná ako teplota, ktorá sa môže bežne vyskytnúť na nepokrytom povrchu pôd počas horúcich letných dní (Doerr a Thomas, 2000). Teploty 100, 150, 200, 250 a 300 °C boli zvolené na simuláciu teplotného vplyvu horenia trávnych porastov, krovín prípadne vplyvu lesných požiarov na pôdnu vodoodpudivosť (Garcia-Corona et al., 2004). Vzorky boli umiestnené do sterilizátora BD 53 (Binder GmbH, Tuttlingen, Germany) pri teplote 20 °C. Teplota bola následne zvýšená na požadovanú úroveň a jej pôsobeniu vzorky vystavené počas doby 20-tich minút. Potom bola úroveň teploty vrátená na hodnotu 20°C a vzorky vybrané a ich vodoodpudivosť zmeraná pomocou *WDPT* testu. Pri teplote 50 °C bola zvolená doba dvoch týždňov na simuláciu vplyvu dlhých letných horúčav na vodoodpudivosť pôdy. Do vzoriek bola tiež pridaná destilovaná voda a celá zmes opatrne premiešaná tak aby sa dosiahla rovnomerná vlhkosť ($w = 60\%$) v celom objeme. Fáza schnutia prebiehala pri laboratórnej teplote 20 °C. Po dosiahnutí $w = 0$ boli vzorky vystavené podmienkam spomínaných teplôt ktoré mali predstavovať vplyv dlhých letných horúčav a vplyv požiarov vegetácie (trávy, krovie, les) na vodoodpudivosť.

WDPT test spočíval v umiestnení troch kvapiek destilovanej vody na povrch každej zo skúmaných pôdnych vzoriek a čas v sekundách potrebný pre ich infiltráciu bol zmeraný a zaznamenaný. Objem každej kvapky predstavoval $58 \pm 5 \mu\text{l}$. Štandardná výška s ktorej kvapka pri teste dopadla na povrch pôdy bola 10 mm aby sa tak minimalizoval kráterový efekt na povrchu vzorky. Množstvo vyparujúcej sa vody z kvapiek počas testu bolo zanedbané z hľadiska na krátkosť času, voľného vystavenia kvapiek okolitej atmosfére (Gerke et al., 2001). U vzoriek na základe získaných výsledkov boli rozlišované nasledovné úrovne vodoodpudivosti: pôda zmáčavá resp. hydrofilná ($\text{WDPT} < 5 \text{ s}$); mierne ($\text{WDPT} = 5 - 60 \text{ s}$), silne ($\text{WDPT} = 60 - 600 \text{ s}$), veľmi silne ($\text{WDPT} = 600 - 3600 \text{ s}$) a extrémne ($\text{WDPT} > 3600 \text{ s}$) vodoodpudivá pôda (Dekker a Ritsema, 2000).

Výsledky a diskusia

Na vzduchu vysušené piesčité pôdy, použité v experimentoch, boli pôvodne veľmi silne vodoodpudivé ($\text{WDPT} = 2233 \text{ s}$). Po pridaní 1 a 15 % kalcitu čas vniku kvapky vody do pôdy klesol na 867 s a 35 s. Pridaný kalcit mal za následok pokles stálosti vodoodpudivosti tak v nenavlhčených vzorkách pôdy, ako aj po pridaní vody a následnom vysušení (tab. 1 a 2). Bolo tomu tak predovšetkým pri vyššom obsahu CaCO_3 . Kalcit sa pri pokusoch ukázal byť efektívnym prostriedkom na znižovanie vodoodpudivosti pôd.

U nenavlhčených vzoriek s obsahom 0 a 1 % pridaného kalcitu došlo najprv k poklesu úrovne vodoodpudivosti pri ich zahriatí na 50 a 100 °C. Pri ďalšom zahrievaní na 150, 200 a 250 °C došlo potom k relatívne prudkému nárastu vodoodpudivosti. Zvyšovanie teploty u nezvlhčených vzoriek s množstvom pridaného kalcitu 15 % hmotnosti na 50, 100, 150, 200 a 250 °C malo od počiatku za následok zvyšovanie úrovne vodoodpudivosti. Vzájomný vzťah medzi stálosťou vodoodpudivosti (dĺžka času nameraného pri *WDPT* teste) a stúpajúcou teplotou T je prezentovaný na obr. 1 pre obsahy 0, 1 a 15 % kalcitu.

Po navlhčení došlo u všetkých vzoriek k strate vodoodpudivosti a neobjavila sa ani počas fázy ich schnutia. Po tepelnom impulze hydrofóbnosť vzoriek narástla avšak nedosahovala úroveň pred navlhčením okrem vzoriek s 0 a 1 % obsahom pridaného CaCO_3 . Tento čiastočný opätovný nárast vodoodpudivosti je pravdepodobne spojený s orientáciou amfifilických látok. Ak pôda vykazuje vodoodpudivosť

vé vlastnosti hydrofilné časti molekúl sú orientované smerom k minerálu (pôdne častice) a hydrofóbne časti opačne. Pri zmáčavých vlastnostiach pôd je tomu naopak. Pri náraste hydrofóbnosti pôd táto zmena orientácie amfifilických molekúl nie je spojená len s poklesom vlhkosti ale súvisí aj s pôsobením tepelného impulzu počas zahrievania (Doerr a Thomas, 2000). Zahriatie vzoriek na 300 °C spôsobilo stratu vodoodpudivých vlastností u všetkých vzoriek a pravdepodobne aj rozklad zlúčenín zodpovedných za ich vodoodpudivosť. Pridaný kalcit o množstve 15 hmotnostných % efektívne znížil pravdepodobnosť na znovu objavenie sa vodoodpudivých vlastností u vzoriek aj po fáze navlhčenia a vysušenia pôd čo môže vysvetľovať zriedkavý výskyt vodoodpudivých vlastností u vápenatých pôd. Pôda s 15 % obsahom kalcitu sa stala silne vodoodpudivou ($WDPT = 160$ s) iba po vystavení vzorky tepelnému impulzu 200 °C počas doby 20-tich minút.

Tabuľka 1: Výsledky WDPT testu pred navlhčením pôdnych vzoriek

Vzorka	$WDPT$ [s]						
	$T = 20$ °C	50 °C	100 °C	150 °C	200 °C	250 °C	300 °C
0 % $CaCO_3$	2233	1462	1340	17840	50400	50400	1
1 % $CaCO_3$	867	473	720	26900	50400	50400	1
15 % $CaCO_3$	35	40	267	4860	13980	913	2

Tabuľka 2: Výsledky WDPT testu po cykle navlhčenia a vysušenia

Vzorka	$WDPT$ [s]						
	$T = 20$ °C	50 °C	100 °C	150 °C	200 °C	250 °C	300 °C
0 % $CaCO_3$	4	13	779	1890	50400	39040	1
1 % $CaCO_3$	2	22	32	332	50400	41820	1
15 % $CaCO_3$	1	2	4	9	160	6	1

V obr. 1 a až c možno pozorovať vzájomnú závislosť teploty a $WDPT$ pri pôdach s rôznym chemickým zložením. Takéto grafické znázornenie môže byť použité pri charakteristike látok znižujúcich alebo zosilňujúcich vodoodpudivosť. To si však vyžaduje ďalší výskum v danej oblasti.

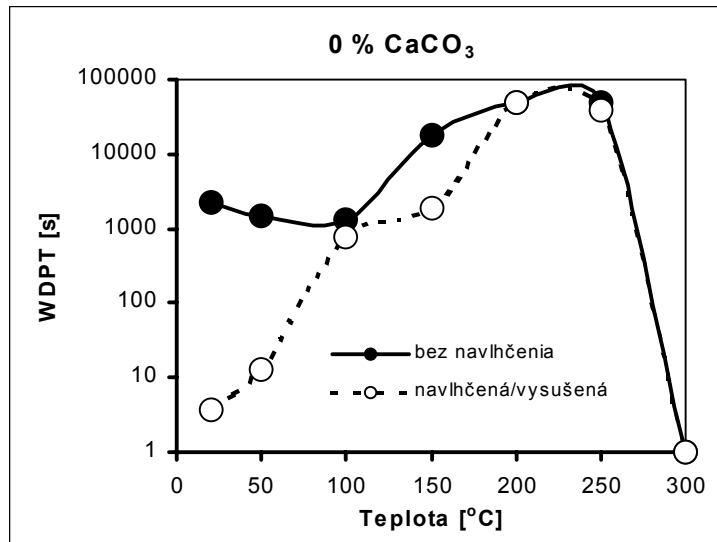
Závery

Bolo zistené, že kalcit efektívne znižuje možnosť opätovného objavenia sa vodoodpudivých vlastností u pôd, ktoré sú spôsobené ohrevom pôdy po fáze zvlhčenia a následného vysušenia pôd, čo môže vysvetľovať zriedkavý výskyt tohto fenoménu na vápenatých pôdach. Závislosť $WDPT$ a teploty sa mení pri rozličnom chemickom zložení pôd čo vyplýva aj z grafického zobrazenia, ktoré sa môže použiť pri hodnotení schopnosti chemických zlúčenín vplývať na úroveň vodoodpudivosti pôd.

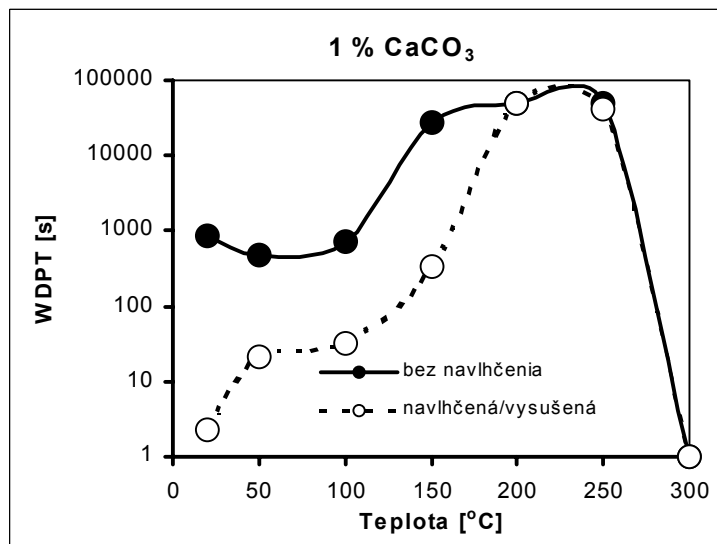
Podakovanie

Autori ďakujú za poskytnutie finančných prostriedkov z GUK/2005 č.198, Grantovej agentúre VEGA (projekty č. 1/0619/03 a 2/3032/23) a Agentúre pre vedu a techniku SR (projekt č. APVT-51-6502).

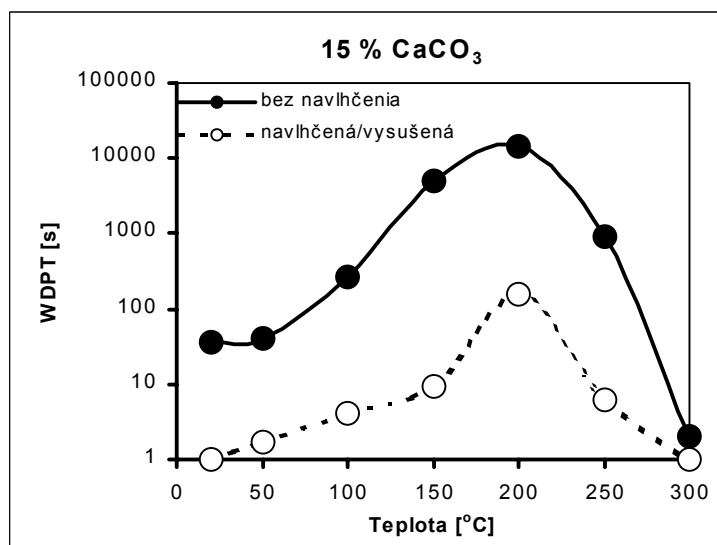
a)



b)



c)



Obr. 1. Vplyv dodania tepla na *WDPT* piesčitej pôdy z lokality Sekule a) bez prídavku kalcitu, b) s 1 % kalcitu, c) s 15 % kalcitu, pred a po cykle navlhčenia a vysušenia

Literatúra

- Balkovič, J., Orfánus, T., Skalský, R. (2004): Potential water storage capacity of the root zone of cultural phytocoenoses in the Záhorská nížina lowland – a quantification of soil accumulation function. *Ekologia–Bratislava*, 23: 393 – 407.
- Certini, C. (2005): Effects of fire on properties of forest soils: a review. *Oecologica*, 143: 1 – 10.
- Cisar, J. L., Williams, K. E., Vivas, H. E., Haydu, J. J. (2000): The occurrence and alleviation by surfactants of soil-water repellency on sand-based turfgrass systems. *J. Hydrol.*, 231 – 232: 352 – 358.
- DeBano, L. F., Savage, S. M., Hamilton, D. A. (1976): The transfer of heat and hydrophobic substances during burning. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40: 779 – 782.
- De Jonge, L. W., Jacobsen, O. H., Moldrup, P. (1999): Soil water repellency: effects of water content, temperature, and particle size. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 63: 437 – 442.
- Dekker, L. W., Ritsema, C. J. (2000): Wetting patterns and moisture variability in water repellent Dutch soils. *J. Hydrol.*, 231 – 232: 148 – 164.
- Dlapa, P., Doerr, S. H., Lichner, L., Šír, M., Tesař, M. (2004): Alleviation of soil water repellency: effect of kaolinite and Ca-montmorillonite. *Plant, Soil Environ.*, 50: 358 – 363.
- Doerr, S. H. (1998): On standardizing the „Water Drop Penetration Time“ and the "Molarity of an Ethanol Droplet" techniques to classify soil hydrophobicity: a case study using medium textured soils. *Earth Surf. Process. Landforms* 23: 663 – 668.
- Doerr, S. H., Blake, W. H., Shakesby, R. A., Stagnitti, F., Vuurens, S. H., Humphreys, G. S., Wallbink, P. (2004): Heating effects on water repellency in Australian eucalypt forest soils and their value in estimating wildfire soil temperatures. *Int. J. of Wildland Fire*, 13: 157 – 163.
- Doerr, S. H., Shakesby, R. A., Walsh, R. P. D. (2000): Soil water repellency: its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. *Earth-Science Reviews*, 51: 33 – 65.
- Doerr, S. H., Thomas, A. D. (2000): The role of soil moisture in controlling water repellency: new evidence from forest soils in Portugal. *J. Hydrol.*, 231 – 232: 134 – 147.
- García-Corona, R., Benito, E., de Blas, E., Varela, M. E. (2004): Effects of heating on some soil physical properties related to its hydrological behaviour in two north-western Spanish soils. *Int. J. Wildland Fire*, 13 (2): 195 – 199.
- Gerke, H. H., Hangen, E., Schaaf, W., Huttel, R. F. (2001): Spatial variability of potential water repellency in a lignitic mine soil afforested with *Pinus nigra*. *Geoderma*, 102: 255 – 274.
- Hallett, P. D., Nunan, N., Douglas, J. T., Young, I. M. (2004): Millimeter-scale spatial variability in soil water sorptivity: scale, surface elevation, and subcritical repellency effects. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 68: 352 – 358.
- Hlavčová, K., Holko, L., Szolgay, J. (2001): Tvorba a modelovanie odtoku na svahoch a z malých povodí. *Životné Prostredie*, 35: 126 – 132.
- Imeson, A. C., Verstraaten, J. M., Van Mullingen, E. J., Sevink, J. (1992): The effects of fire and water repellency on infiltration and runoff under Mediterranean type forests. *Catena*, 19: 345 – 361.
- Kostka, S. J. (2000): Amelioration of water repellency in highly managed soils and the enhancement of turfgrass performance through the systematic application of surfactants. *J. Hydrol.*, 231 – 232: 359 – 370.
- Lennartz, B., Louchart, X., Voltz, M., Andrieux, P. (1997): Diuron and simazine losses to runoff water in Mediterranean vineyards. *J. Environ. Qual.*, 26: 1493 – 1502.
- Lichner, L., Babejová, N., Dekker, L. W. (2002): Effects of kaolinite and drying temperature on the persistence of soil water repellency induced by humic acids. *Rostl. Vyr.*, 48: 203 – 207.
- Ma'shum, M., Oades, J. M., Tate, M. E. (1989): The use of dispersible clays to reduce water-repellency of sandy soils. *Aust. J. Soil Res.*, 27: 797 – 806.
- Mataix-Solera, J., Arcenegui, V., Guerrero, C., Úbeda, X., Doerr, S. H., González, J., García-Orenes, F., Herrero, M. (2005): Soil water repellency distribution and persistence in burned and unburned calcareous forest soils, eastern Spain. *Geophysical Research Abstracts*, 7: 00413.
- Mataix-Solera, J., Doerr S. H. (2004): Hydrophobicity and aggregate stability in calcareous topsoils from fire-affected pine forests in southeastern Spain. *Geoderma*, 118: 77 – 88.

- McKissock, I., Walker, E. L., Gilkes, R. J., Carter, D. J. (2000): The influence of clay type on reduction of water repellency by applied clays: a review of some West Australian work. *J. Hydrol.*, 231 – 232: 323 – 332.
- Neary, D. G., Klopatek, C. C., DeBano, L. F., Ffolliott, P. (1999): Fire effects on belowground sustainability: a review and synthesis. *Forest Ecol. Manag.*, 122: 51 – 71.
- Novák, V. (1995): Vyparovanie vody v prírode a metódy jeho určovania. Veda, Bratislava, 260 s.
- Pekárová, P., Pekár, J. (1996): The impact of land use on stream water quality in Slovakia. *J. Hydrol.*, 180: 333 – 350.
- Piccolo, A., Mbagwu, J. S. C. (1999): Role of hydrophobic compounds of soil organic matter in soil aggregate stability. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 63: 1801 – 1810.
- Rehák, Š., Hraško, J. (1990): Soil cover differentiation and soil water regime formation as affected by relief morphometry (in Slovak). *Vodohosp. Čas.*, 38: 317 – 326.
- Shakesby, R. A., Doerr, S. H., Walsh, R. P. D. (2000): The erosional impact of soil hydrophobicity: current problems and future research directions. *J. Hydrol.*, 231 – 232: 178 – 191.
- Zhang, B., Peng, X. H., Zhao, Q. G., Hallett, P. D. (2004): Eluviation of dissolved organic carbon under wetting and drying and its influence on water infiltration in degraded soils restored with vegetation. *Eur. J. Soil Sci.*, 55: 725 – 737.

Interpretácia morfometrických parametrov georeliéfu z hľadiska povrchového odtoku

Ivan Šimonides

Slovenská poľnohospodárska univerzita v Nitre, Fakulta záhradníctva a krajinného inžinierstva,
Katedra krajinného plánovania a pozemkových úprav, Hospodárska 7, 949 76 Nitra

Úvod

Reliéf je hlavným diferenciálnym faktorom krajinnokoekologických procesov. Oproti ostatným zložkám krajiny je veľmi presne zachytený na topografických mapách rôznych mierok a pritom ľahko porovnateľný so situáciou v teréne. Na hodnotenie parametrov reliéfu sú vypracované metódy, ktoré sú využiteľné na spracovanie bežne dostupných topografických máp (Krcho, 1973,1986; Miklós a kol., 1990).

Morfometrické parametre, resp. ich interpretácia majú uplatnenie hlavne v krajinskej ekológii, v krajinnokoekologickom plánovaní, v hydrológii, klimatológii apod.

Teoretické východiská výpočtu morfometrických parametrov reliéfu

Nadmorská výška bodu je funkciou polohy vo zvolenej súradnicovej sústave, na báze ktorej možno definovať (a následne vypočítať) všetky sekundárne bodové morfometrické parametre (Minár, 1998). Vzhľadom na bezprostredné praktické využitie (možnosť výpočtu parametrov digitálneho modelu reliéfu v prostredí GIS) budeme v ďalšom uvažovať hodnotu nadmorskej výšky ako funkciu polohy bodu v kartografickej súradnicovej sústave (v mape):

$$H_A = z = f(x_A, y_A)$$

kde $H_A = z$ je hodnota nadmorskej výšky v bode A a x_A, y_A sú kartografické súradnice bodu A v kartografickej súradnicovej sústave $[0, X, Y]$.

Výpočet parametrov sa najčastejšie uskutočňuje v maske 3x3 bunky (obr. 1), kde z predstavuje atribút bunky (nadmorskú výšku), i je príslušný stĺpec a j príslušný riadok gridu. Z hľadiska mapovej algebry sa jedná o fokálne (ohniskové) funkcie, kde hodnota atribútu strednej bunky výstupného gridu je funkciou hodnôt jej bezprostredného okolia vstupného gridu (Tuček, 1998).

Sklon reliéfu

Medzi sekundárne morfometrické parametre patrí sklon reliéfu. Má dve zložky: gradient G – maximálny pomer zmeny výšky a aspekt A – azimutovú orientáciu gradientu G . V našich podmienkach je zaužívaný pojem sklon pre gradient a expozícia (orientácia) pre aspekt, preto ich budeme v ďalšom texte takto používať.

Sklon reliéfu je možné definovať ako uhol, ktorý zvierajú dotyková rovina k bodu A reliéfu s horizontálnou rovinou. Funkcia má tvar (Krcho, 1990)

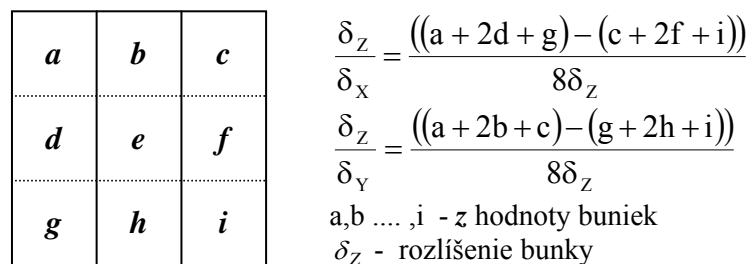
$$\gamma_N = \arctg \sqrt{z_x^2 + z_y^2}$$

z $i-1, j+1$	z $i, j+1$	z $i+1, j+1$
z $i-1, j$	z i, j	z $i+1, j$
z $i-1, j-1$	z $i, j-1$	z $i+1, j-1$

Obr. 1 Maska pre výpočet charakteristík reliéfu

kde γ_N je sklon v stupňoch a $z_x = \frac{\delta z}{\delta x}$, $z_y = \frac{\delta z}{\delta y}$ sú parciálne derivácie.

V gride sa tento výpočet uskutoční tak, že parciálne derivácia v smere osi X sa vypočíta podľa vzorca $\frac{\delta z}{\delta x} = \frac{(Z_{i+1,j} - Z_{i-1,j})}{2 \delta_x}$, kde $Z_{i+1,j}$ a $Z_{i-1,j}$ sú výšky buniek napravo a naľavo od stredovej bunky a δ_x je šírka bunky (vzdialenosť medzi stredmi buniek). Podobne sa vypočíta aj parciálna derivácia v smere osi Y. Aby boli eliminované veľké výškové rozdiely (a tým aj veľké vypočítané rozdiely medzi susednými bunkami), výpočet sa uskutočňuje zo z hodnôt viacerých buniek. Takýto postup je použitý napr. v ArcInfo (obr.2), kde parciálne derivácie sa počítajú zo z hodnôt 6 buniek, pričom plný susedia majú dvojnásobnú váhu.



Obr. 2 Algoritmus výpočtu parciálnych derivácií funkcie SLOPE v ArcInf (Upravené podľa ESRI)

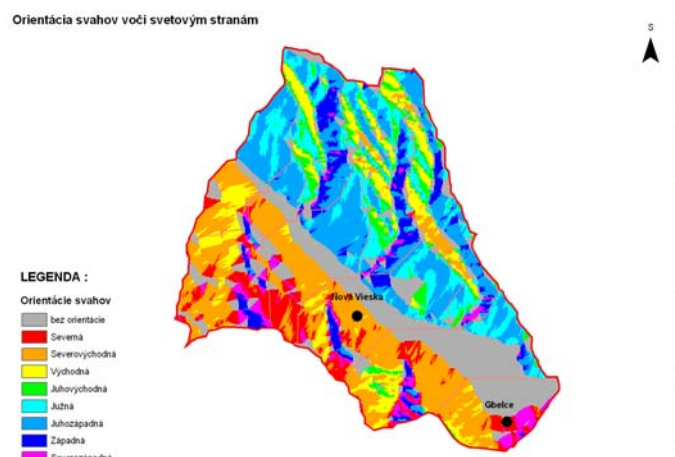
Hodnota sklonu reliéfu je kľúčovým morfometrickým parametrom určujúcim okamžitú intenzitu gravitačne podmienených procesov prebiehajúcich na zemskom povrchu.

Expozícia stanovuje orientáciu reliéfu voči svetovým stranám (Obr.3). Je definovaná vzťahom (Krcho, 1990):

$$A_N = \arctg \frac{z_y}{z_x}$$

kde A_N je expozičia vyjadrená v stupňoch a z_x , z_y sú zmeny výšok buniek v smere osi x a y.

Sklon a expozičia sa zaraďujú medzi morfometrické parametre I. rádu, pretože pre ich výpočet boli použité prvé derivácie funkcie. Sklon hrá najvýznamnejšiu úlohu pri determinácii transportných procesov na svahoch, hlavne tých kde transportné médium predstavuje voda. Vyjadruje sa v stupňoch alebo percentách, pričom uhol sklonu 45° predstavuje 100 percent. Pre potreby krajinnoekologického plánovania sa konštruujú areály s rovnakými intervalmi sklonov. Počet a šírka týchto intervalov sa stanovuje na základe toho, kedy dochádza k zmene veličiny alebo procesu (tzv. kritická hodnota), ktorá závisí od daného



Obr. 3 Orientácia reliéfu (svahov) voči svetovým stranám

prvku georeliéfu, v tomto prípade sklonu. Stanovenie intervalov bude rozdielne z hľadiska geomorfologického, topoklimatického, lesohospodárskeho, poľnohospodárskeho alebo stavebného. Iná bude škála sklonov pri modelovaní procesov povrchového odtoku, alebo stanovení vhodnosti územia pre socioekonomické aktivity ako napr. zástavba a pod. V prípade stanovenia náchylnosti územia na vodnú eróziu sa hodnota kritického sklonu pohybuje od 1°- 10°, väčšinou však od 3°- 7°. Erózia sa exponenciálne zväčšuje s rastúcim sklonom, avšak len po hranicu intervalu 8°- 10°, od ktorej s ďalším narastaním sklonu opäť klesá (Morgan, 1995). Efekt sklonu svahu je taktiež znásobovaný resp. tlmený hĺbkou pôdy, stupňom erózneho poškodenia, dĺžkou, expozíciou a tvarom svahu (geometrickou formou) a zvlášť veľký význam má spádnicová a horizontálna krivosť (Moore, Burch, 1996). Význam sklonu sa nesmie podceňovať ani v najnižších polohách so zarovnaným reliéfom, kde hrá významnú rolu pri vzniku erózných procesov na menej priepustných a menej odolných pôdach.

Expozícia v kombinácii so sklonom majú veľký význam predovšetkým v mikroklimatických podmienkach, kde určujú množstvo slnečnej energie dopadajúcu v konkrétnom bode územia, ale aj pri vplyve reliéfu na veterné podmienky alebo expozícia a zatienie proti zdrojom znečistenia (Miklós a kol., 1990). Význam expozície sa zvyšuje hlavne pri vyšších hodnotách sklonu. Na výslných častiach svahov, kde dochádza k zhoršovaniu pôdnych vlastností a oslabovaniu vegetačnej pokrývky sa zvyšuje aj erózne riziko. Vegetačná pokrývka chráni povrch pôdy pred priamym nárazom dažďových kvapiek a znižuje rýchlosť povrchového odtoku. Zachytáva uvoľnené častice a tak limituje transportnú kapacitu odtekajúcej vody. Spolu so sklonom slúži tento topografický atribút pre výpočet celkového úhrnu slnečnej radiácie dopadajúcej na povrch, ktorá je podmieňujúcim faktorom evapotranspiračných procesov a obehu vody v krajine (Moore, a kol., 1991). Orientácia svahov je významným faktorom pri modelovaní topoklimatických podmienok územia a konštrukcii topoklimatických máp, ktoré poskytujú dôležitú informáciu o miestnych vplyvoch vlastností krajiny na klímu.

Krivosti reliéfu

Krivosti reliéfu patria medzi morfometrické parametre II. rádu. Pre ich výpočet sú použité druhé derivácie funkcií (zmena zmeny). Zvyšovanie rádu derivácie však spôsobuje geometrický nárast strednej výpočtovej chyby a pri parametroch III. rádu klesá presnosť výpočtu do tej miery, že sa fakticky nepoužívajú (Minár, 1998).

Krivosti predstavujú priestorové zmeny veľkosti sklonu v definovanom smere. Záporná hodnota tejto zmeny charakterizuje konkávne formy, kladná zmena konvexné formy, nulová lineárnu formu. Krivosti rozdeľujeme na:

$(K_N)_n \equiv \omega$	normálovú krivosť v smere spádových kriviek
$(K_N)_t$	normálová krivosť v smere dotyčníc k vrstevniciam
K_r	horizontálnu (vrstevnicovú) krivosť.

Nakoľko normálová krivosť v smere dotyčníc k vrstevniciam $(K_N)_t$ má to isté priestorové rozloženie ako horizontálnu krivosť K_r , len má iné hodnoty, budeme v ďalšom texte používať iba normálovú krivosť v smere spádových kriviek a horizontálnu krivosť.

Normálová krivosť predstavuje vlastne lokálny efekt priestorovej zmeny sklonu reliéfu v smere spádnice. Spádnica je myslená čiara na reliéfe, orientovaná vždy v smere maximálneho sklonu povrchu. Normálová krivosť má potom vplyv na toky látok a energie na svahu. V miestach s konvexnými tvarmi reliéfu ($\omega > 0$) dochádza k zrýchľovaniu tokov, v častiach konkávných ($\omega < 0$) k ich spomaľovaniu. V miestach, kde je krivosť konštantná ($\omega = 0$), nastáva stav dynamickej rovnováhy (Minár 1998). Takáto krivosť sa označuje ako lineárna.

Horizontálna krivosť, tiež krivosť vrstevníc je priestorová zmena sklonu v smere vrstevníc. Tento morfometrický parameter vplýva na sústreďovanie (konvergenciu) gravitačne podmienených tokov v konkávných formách reliéfu ($K_r < 0$) a rozptyľovanie (divergencia) v konvexných formách reliéfu ($K_r > 0$). Pri $K_r = 0$ dochádza k smerovej paralelnosti tokov gravitačne podmienených tokov.

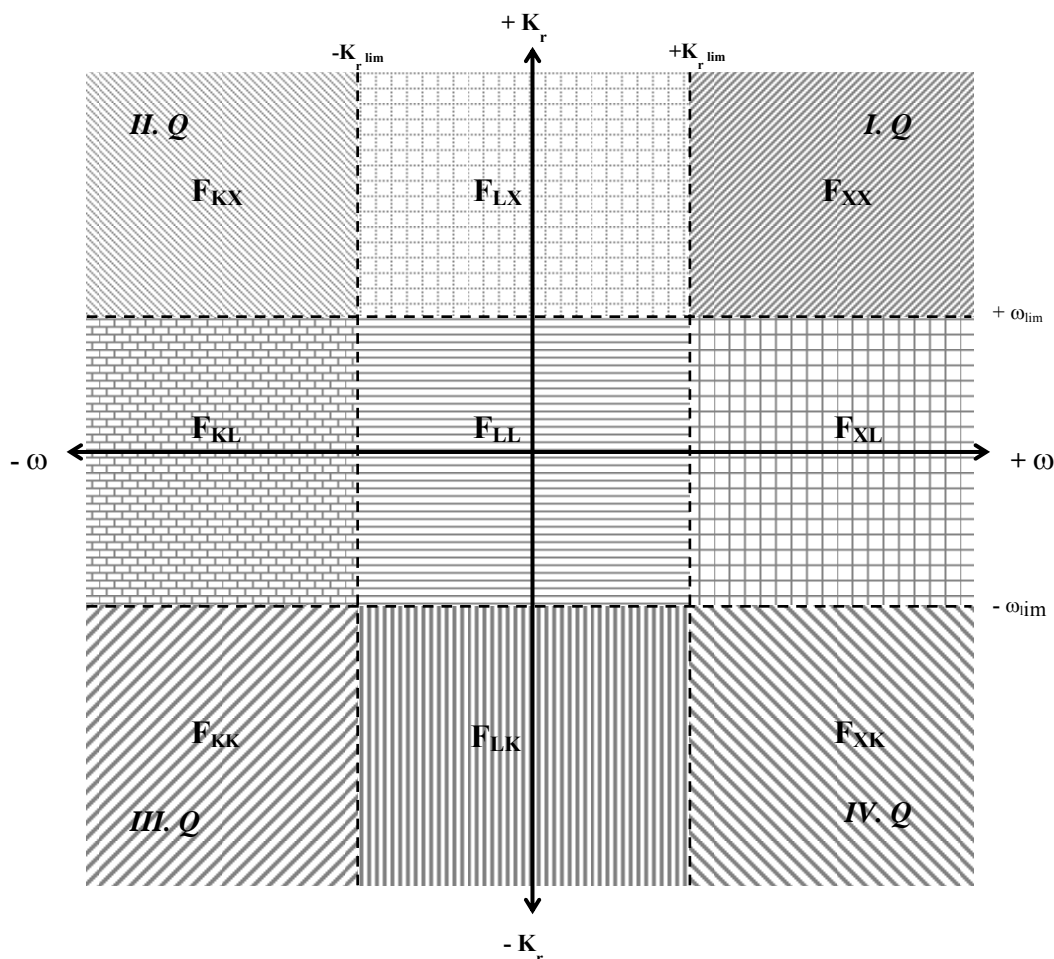
Na základe normálovej krivosti ω a horizontálnej krivosti K_r a ich znamienok (\pm) možno v každom bode reliéfu (bunke gridu) stanoviť a kvantitatívne charakterizovať jeho celkové geometrické formy. Ak vytvoríme súradnicový systém $(0, \omega, K_r)$, každý bod georeliéfu má v ňom tzv. abstraktný (fázový) priestor. Pomocou tohto priestoru sú podľa jeho štyroch kvadrantov (Q) – podľa znamienok $\pm \omega, \pm K_r$ – určené **základné geometrické formy reliéfu** (Miklós a kol., 1990):

- | | | |
|----|-----------------------------------|----------------------------------|
| 1. | I. Q: ($\omega > 0, K_r > 0$) | konvex-konvexné formy F_{XX} , |
| 2. | II. Q: ($\omega < 0, K_r > 0$) | konkáv-konvexné formy F_{KX} , |
| 3. | III. Q: ($\omega < 0, K_r < 0$) | konkáv-konkávne formy F_{KK} , |
| 4. | IV. Q: ($\omega > 0, K_r < 0$) | konvex-konkávne formy F_{XK} . |

Abstraktným priestorom sú určené aj formy georeliéfu s lineárnymi zložkami ω, K_r , pre ktoré je $\omega = 0$ alebo (a) $K_r = 0$. K základným štyrom geometrickým formám georeliéfu teda patrí ešte päť foriem, pre ktoré platí

- | | | |
|----|---------------------------|----------------------------------|
| 5. | ($\omega > 0, K_r = 0$) | konvex-lineárne formy F_{XL} , |
| 6. | ($\omega = 0, K_r > 0$) | lineár-konvexné formy F_{LX} , |
| 7. | ($\omega < 0, K_r = 0$) | konkáv-lineárne formy F_{KL} , |
| 8. | ($\omega = 0, K_r < 0$) | lineár-konkávne formy F_{LK} , |
| 9. | ($\omega = 0, K_r = 0$) | lineár-lineárne formy F_{LL} . |

Za takéto formy môžeme považovať aj také formy, kde absolútna hodnota ω, K_r menšia ako zvolená určitá zvolená limitná hodnota $\omega_{lim}, K_{r lim}$. To znamená, že formy u ktorých je $|\omega| < |\omega_{lim}|$ a $|K_r| < |K_{r lim}|$ môžeme považovať za formy s lineárnou krivosťou. Potom môžeme na spojitých oblastiach reliéfu rozlíšiť deväť možných geometrických foriem (obr. 4).

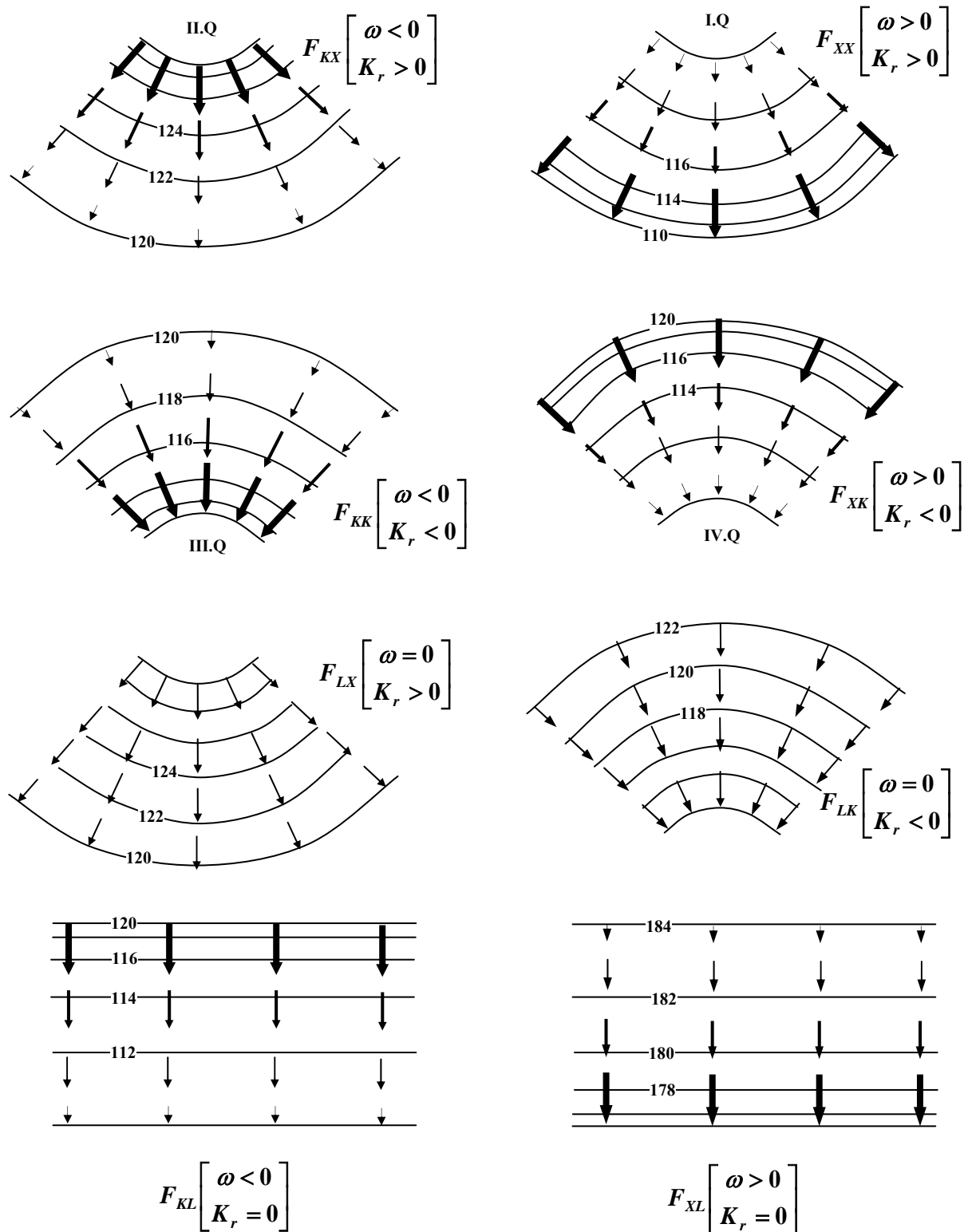


Obr. 4 Abstraktný priestor $(0, \omega, K_r)$ ľubovoľného bodu na reliéfe.
(upravené podľa Miklós a kol., 1990)

Uvedené formy reliéfu je možné interpretovať z hľadiska priebehu svahovej modelácie a odtokového režimu nasledovne:

- FXX formy urýchľujúce a rozptyľujúce odtokový režim,
- FKX formy spomaľujúce a rozptyľujúce odtokový režim,
- FKK formy spomaľujúce a sústred'ujúce odtokový režim,
- FXX formy urýchľujúce a sústred'ujúce odtokový režim,
- FLX formy vyrovnávajúce a rozptyľujúce odtokový režim,
- FXL formy urýchľujúce a vyrovnávajúce odtokový režim,
- FKL formy spomaľujúce a vyrovnávajúce odtokový režim,
- FLK formy vyrovnávajúce a sústred'ujúce odtokový režim.

Podrobnejšie určenie geometrických foriem reliéfu ma veľký význam z hľadiska procesov svahovej modelácie na základe priestorových diferenciácie hydrologických procesov (podmienok pre infiltráciu vody, jej odtok, prípadne retenciu vody) a teda aj z hľadiska vodnej erózie pôdy (Krcho, Rehák 1999). Obe tieto typy krivosti a ich kombinácie je možné v GIS z digitálneho modelu vypočítať. Vplyv krivosti reliéfu na eróziu ohrozenosť pôd v prostredí GIS na Slovensku spracovala napr. Sobocká, Jambor (1997), Sobocká (1998) a i. Graficky sú formy reliéfu zobrazené na obr. 5



Obr. 5 Vplyv foriem reliéfu na priebeh procesov svahovej modelácie a odtokového režimu (upravené podľa Miklós a kol., 1990)

Pri výpočte plošného morfometrického parametru – tzv. prispievajúcej plochy (integrovaná plocha podľa Miklósa a kol.,1990), je každej bunke gridu priradený atribút predstavujúci počet buniek jej povodia. Pri známom rozlíšení gridu a teda aj ploche bunky je možné zistiť plochu takéhoto povodia. Má vysokú vypovedaciu hodnotu z hľadiska objemu povrchového odtoku. Prispievajúca plocha je podkladom pre výpočet ďalších morfometrických parametrov ako je špecifická prispievajúca plocha, ktorá vyjadruje veľkosť prispievajúcej plochy na jednotku vrstevnice, resp. na šírku bunky gridu.

Disperzná plocha je parametrom, ktorý pre ľubovoľný bod na svahu s konvexnou horizontálnou krivosťou udáva veľkosť plochy, na ktorej sa povrchový odtok bude rozptyľovať. Uvedený parameter má význam z hľadiska usadzovania transportovaného materiálu, ale napríklad aj šírenia znečistenia. Parameter je možné odvodiť len na svahoch s konvexnou horizontálnou krivosťou.

Zložený topografický index (Compound Topographic Index – CTI, predtým označovaný ako Wetness index) je funkciou prispievajúcej plochy a sklonu pre daný bod reliéfu. Pre index sa používajú aj synonymá agradačný index a akumulčný index.

Index energie toku (Stream Power Index – SPI) vyjadruje súčin prispievajúcej plochy a sklonu. Indikuje potenciálnu energiu pre transport sedimentov.

Uvedené parametre reliéfu niektorí autori (napr. Moore, 1992) rozdeľujú na primárne (Tab. 1), vypočítané pre každú bunku priamo s digitálneho modelu reliéfu a zložené (odvodené), ktoré sú odvodené z primárnych parametrov reliéfu (Tab.2).

Terminológia nie je ujednotená a pre ten istý morfometrický parameter sa používajú rôzne synonymá, napr. prispievajúca plocha - contributing area – upslope area - catchment area.

Tab. 1 Primárne atribúty DMR

Parameter	Symbol	Jednotka
Sklon	α	stupne, %
Expozícia	A_N	stupne
Normálová krivosť v smere spádových kriviek	$(K_N)_n \equiv \omega$	m^{-1}
Normálová krivosť v smere dotyčníc k vrstevniciam	$(K_N)_t$	m^{-1}
Horizontálna krivosť	K_r	m^{-1}
Smer odtoku		nominálny kód (1-128)
Dĺžka odtokovej dráhy		m
Prispievajúca plocha	A_C	m^2
Disperzná plocha	A_D	m^2

Tab. 2 Sekundárne atribúty DMR

Parametre	Definícia
Špecifická prispievajúca plocha	$SA_C = A_C /$ jednotka vrstevnice alebo rozlíšenie bunky
Špecifická disperzná plocha	$SA_D = A_D /$ jednotka vrstevnice alebo rozlíšenie bunky
Topografický index (vlhkostný index-Wetness index, agradačný index, akumulčný index)	CTI = $\ln(SA_C/\alpha)$ pre stupne resp. CTI = $\ln(SA_C/(S*100))$ pre %
Degradačný index (Index disperzie)	CTI = $\ln(SA_D/\alpha)$ pre stupne resp. CTI = $\ln(SA_D/(S*100))$ pre %
Index energie toku (Stream power index)	SPI = $SA_C * \tan \alpha$ resp. SPI = $SA_C * (S*100)$
Index transportnej kapacity sedimentov	$T = (SA_C/22.12)^{m*} (\sin \alpha/0,0896)^n$
Zmena špecifickej prispievajúcej plochy v smere odtokovej dráhy	$\delta SA_C / \delta s$
Zmena transportnej kapacity sedimentov v smere	$ED = \delta T / \delta s$

Pod'akovanie

Tento príspevok vznikol s podporou vedeckej grantovej agentúry MŠ a SAV - VEGA (Projekt 1/0593/03)

Literatúra

- Krcho, J. 1973. Morphometric analysis of relief on the basis of geometric aspect of field theory. In: Acta geogr. Univ. Comeniana, Geogr.phys., Nr.1, SPN Bratislava, 1973, s. 11-233.
- Krcho, J. 1986. Geometric forms of the georelief and their hierarchic levels. In: Geografický čas. SAV, 38, 2-3, 1986, s. 210-235.
- Krcho, J. 1990. Morfometrická analýza a digitálne modely georeliéfu. Bratislava : VEDA, 1990, 432 s.
- Krcho, J. – Rehák Š. 1999. Priestorové a štrukturálne aspekty poľnohospodárskej krajiny. In: Vedecké práce VÚZH v Bratislave, 24, 1999, s. 115-141.
- Miklos, L. - Krcho, J. - Hrnčiarová, T. - Matečný, I. - Kozová, M. 1990. Interpretácia morfometrických vlastností reliéfu v krajinnoekologickom plánovaní LANDEP. Ústav krajinej ekológie SAV, Bratislava, 1990, 94 s.
- Minár, J. 1998. Georeliéf a geoeologické mapovanie vo veľkých mierkach. Habilitačná práca. Univerzita Komenského, PF, Bratislava, 1998, 164 s.
- Moore, I. D. 1992. Terrain Analysis Programs for the Environmental Sciences: TAPES. In: Agricultural Systems & Information Technology, Vol. 4, no. 2, 1992, s. 37-39.
- Moore, I. D. - Burch, G. J. 1986. Modelling Erosion and Deposition: Topographic effects. In: Transactions of the ASAE, 29, 1986, s. 1624-1640.
- Moore, I.D., Grayson, R.B., Ladson, A.R., 1991. Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological and biological applications. Hydrological processes, 5, p. 3-30
- Morgan, R.P.C., 1995. Soil erosion and conservation, Longman Group Limited, Harlow, England, pp. 198.
- Sobocká, J. 1998. Vlastnosti reliéfu a erodibility pôdy. In: Trvalo udržateľná úrodnosť pôdy a protierózna ochrana. Zb referátov z odbornej konferencie, VÚPÚ Bratislava, Nitra-Sielnica, 1998, s. 317-322.
- Sobocká, J. - Jambor, P. 1997. Diagnostics and location of erodible soils and antierosion proposal on example of SE-Danubian lowland part. In: Landscape and Urban Planning, Elsevier, 7, 1997, s. 28-32.
- Tuček, J. 1998. Geografické informační systémy. Praha : Computer Press, 424 s.

Transpirace rostlin a autoregulace hydrologického cyklu

Miloslav Šír¹, Lubomír Lichner², Miroslav Tesař¹

¹Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Pod Patankou 30/5, 166 12 Praha 6,
msir@mereni.cz, miroslav.tesar@iol.cz

²Ústav hydrologie SAV, Račianska 75, 83102 Bratislava, lichner@uh.savba.sk

Úvod

Země je globálním autoregulačním systémem. Zdrojem organizační informace pro autoregulaci je degradace Zemí pohlcené nízkoentropické sluneční energie na vysokoentropické teplo zpětně vyzařované Zemí do vesmíru. Takto produkovaná entropie odpovídá informačnímu zisku asi $1,16 \cdot 10^{38}$ bit·s⁻¹ (Roland-Mieskowski, 2002). O povaze autoregulačních mechanismů se vedou zásadní vědecké diskuse. Jejich jádrem je spor o roli biotických procesů (Kirchner, 2002, 2003; Lovelock, 2003; Volk, 2002, 2003a, 2003b). Lovelock a Margulisová formulovali teorii (Lovelock, Margulis, 1974; Lovelock, 1979, 2001, 2003), že autoregulace v planetárním měřítku je emergentní vlastností bioty (teorie Gaia).

Autoregulace klimatu se děje na dvou časových úrovních: (1) Pomalá autoregulace spočívá v proměně chemického složení zemské atmosféry tak, aby její snižující se skleníkový efekt kompenzoval zvětšující se svítivost Slunce (za 3,4 miliardy let o asi 30 %). Teorie Gaia tvrdí, že autoregulační proměnu chemického složení atmosféry provádějí půdní mikroorganismy a rostliny. (2) Rychlá autoregulace je založena na kondenzačně-evaporačním cyklu. Podle teorie Gaia je autoregulační funkce kondenzačně-evaporačního cyklu zajišťována transpirací terestrických rostlin. Důsledkem autoregulace klimatu je skutečnost, že dlouhodobě stabilní střední teplota povrchu Země je 288 K, což je o 33 K více, než odpovídá rovnovážné radiační teplotě 255 K, jak plyne z energetické bilance Země (Kleidon, Lorenz, 2004).

Základem rychlé autoregulace zemského klimatu je vhodné rozdělení zemským povrchem pohlcené sluneční energie na zjevné a latentní teplo (Pokorný, 1997, 2001, Ripl, 1995). Zjevné teplo je teplo vyzařené z povrchu bezprostředně po pohlcení slunečního záření, takže okamžitě ohřívá vzduch. Latentní teplo je teplo spotřebované na výpar vody. Do latentního tepla se sluneční energie „uschová“ aniž by došlo k okamžitému zvýšení teploty ovzduší. Latentní teplo se uvolní až při následné kondenzaci páry. K ní dochází na chladnějších místech na Zemi nebo v atmosféře, je-li pára spolu se vzduchem odváta z místa výparu. Nebo v chladnější době, např. když Země chladne v noci. V důsledku uvolnění latentního tepla se ovzduší zahřeje. Tímto mechanismem se (1) zvětšuje střední teplota Země, (2) zmenšují zeměpisné rozdíly teploty zemského povrchu zapříčiněné různým osluněním, (3) zmírňují výchytky teplot dne a noci. Teorie Gaia tvrdí, že biotický proces – transpirace rostlin – rozděluje pohlcenou sluneční energii na zjevné a latentní teplo v lepším poměru, z hlediska autoregulace, než prostý výpar.

Kondenzačně-evaporační děj příklání hydrologický režim většinou do podoby typických, jen málo odlišných, ročních cyklů. Přesto se však občas vyskytne rok se zcela netypickým průběhem srážkové činnosti. Tomu pak odpovídá i pozměněný průběh odtoku. V hydrologickém cyklu pevnin lze rozlišit dva odlišné režimy: (1) biotický režim ovlivněný transpirující vegetací, (2) abiotický režim, který nastupuje ve třech typických situacích: (i) nedostatek vody v cyklu způsobuje zastavení transpirace rostlin, (ii) nedostatek tepla v cyklu způsobuje snížení transpirace rostlin, (iii) přebytek vody v cyklu vede k hydraulickému kolapsu retence vody v půdě.

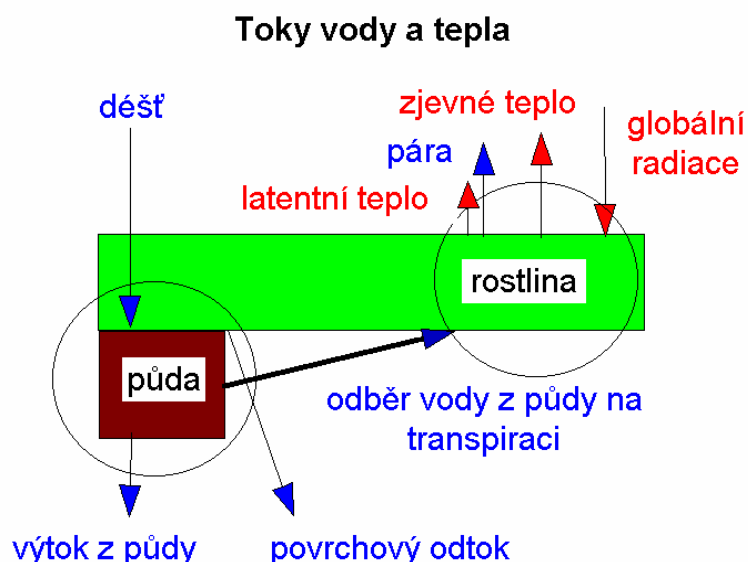
Pohyb atmosféry a hydrologický cyklus Země pohání sluneční radiace, která dopadá na Zemi plošně a časově nerovnoměrně. Celkový zářivý příkon Země je v průměru $1,23 \cdot 10^{17}$ W. V okolí vlnových délek odpovídajících záření těles s teplotou Slunce a Země je atmosféra Země dobře propustná, a proto je tento výkon opět vyzařen, takže se průměrná teplota Země nemění. Země je v dynamicky rovnovážném stavu, kdy vyzařuje tolik energie, kolik pohltí. V důsledku odlišnosti teploty dopadající energie ze Slunce 5760 K a teploty energie vyzařované povrchem Země 288 K dochází k produkci entropie při

transformaci slunečního záření na teplo. Vztaheno na 1 m² Země je hustota entropického toku 0,9 W·m⁻²·K⁻¹ (Kleidon, Lorenz, 2004) až 1,05 W·m⁻²·K⁻¹ (Weiss, 1996). Lidstvo spotřebovává energii přibližně 10¹³ W, čímž produkuje entropii 6·10⁻⁵ W·m⁻²·K⁻¹ (Maršík, Dvořák, 1998).

Měřítkem autoregulační funkce bioty je zvýšení produkce entropie oproti poměrům bez života, příp. bez autoregulační funkce života (Kleidon et al., 2000; Kleidon, 2002, 2004; Kleidon, Lorenz, 2004; Lenton, 2002; Lenton, Wilkinson, 2003). Na povrchu Země jsou podstatným zdrojem entropie fázové přeměny vody. Jedna z těchto přeměn, výpar v důsledku transpirace rostlin, je biologicky řízeným procesem. To zásadně odlišuje transpiraci od evaporace – prostého výparu z vody, povrchu rostlin nebo půdy – řízené fyzikálně. V našem příspěvku studujeme rozdíly mezi biotickým cyklem (aktuální transpirace je vždy rovna potenciální, výpar je řízen rostlinami) a převážně abiotickým hydrologickým cyklem (aktuální transpirace je rovna potenciální jen v 39 % dní, v 61 % dní je aktuální transpirace nulová) na lokalitě Zábrod – louka na Šumavě v extrémně teplé vegetační sezóně roku 1992. Měřítkem odlišnosti cyklů je produkce entropie ve světlé části dne při degradaci slunečního záření na povrchu Země porostlém živým rostlinným krytem. Prostá evaporace není studována. Stejně není uvažována výměna tepla mezi půdou a atmosférou.

Model povrchových dějů v hydrologického cyklu

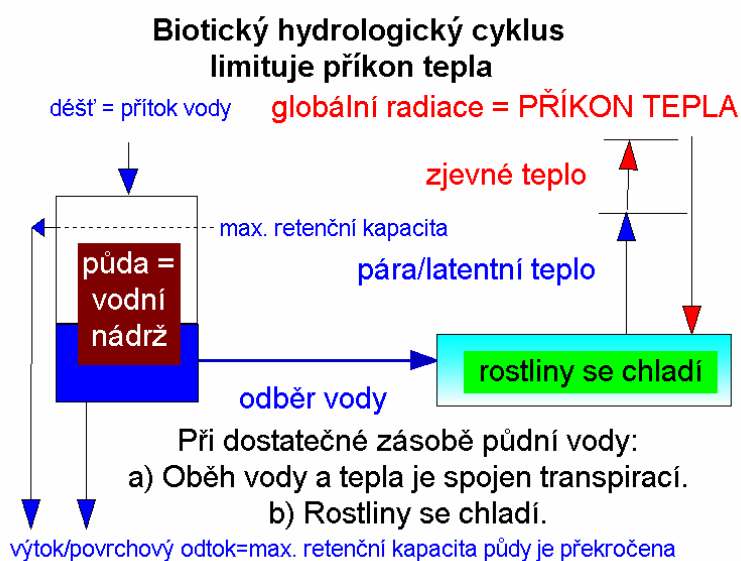
Hydrologický cyklus na povrchu Země – výměna vody mezi půdou, rostlinami a atmosférou – je studován na základě úvah o transformaci slunečního záření v latentní a zjevné teplo na zemském povrchu krytém živou vegetací. Vazby oběhu vody a tepla mezi atmosférou, půdou a rostlinami ukazuje obr. 1 (ohřívání a ochlazování půdy je zanedbáno). Hybatelem oběhu vody je příkon globální radiace na rostlinný kryt. Ten v kombinaci s teplem ve vzduchu způsobuje ohřívání rostlin. Z ohřátých rostlin vyzařuje do atmosféry zjevné teplo. Pokud odvod zjevného tepla z porostu není dostatečný, brání se rostliny přehřátí nad určitou optimální teplotu transpirací (Pražák a kol., 1994). Při ní dochází k ochlazení rostlin a přízemní vrstvy vzduchu vlivem odběru skupenského výparného tepla (latentního tepla). Rostliny čerpají vodu pro transpiraci z kořenové zóny půdy. Je-li vody v půdě nedostatek, k transpiraci nedochází, rostliny se nechladí, a dochází proto k zahřívání atmosféry. Toto těsné spojení oběhu vody a tepla mezi atmosférou, půdou a rostlinami – retenčně-evapotranspirační jednotka RETU – tvoří základ hydrologického cyklu pevnin v teplé části roku (Eliáš et al., 2000, 2002, Šír et al., 2004a).



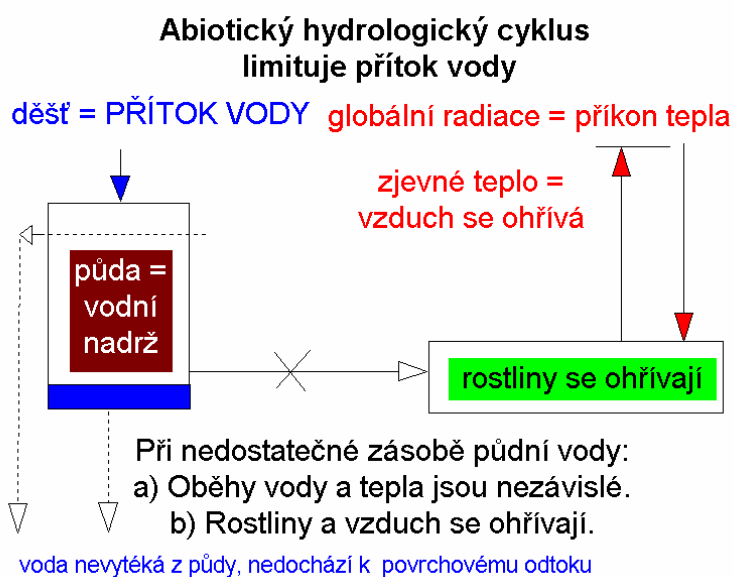
Obr. 1: Oběh vody a tepla mezi atmosférou, půdou a rostlinami.

Obr. 1 ukazuje, že v RETU je jediná vazba oběhu vody a tepla, a to odběr vody z půdy na transpiraci rostlin. Je-li v půdě dostatek vody, mohou rostliny transpirovat dle svých potřeb. Půda slouží jako

nádrž chladiwa a rostliny se chovají jako chladič, kterým se snižuje teplota listů. Potřeba transpirační vody je určována fyziologickými nároky rostlin. Oběh vody je tedy úplně určen reakcí rostlin na příkon tepla ze slunečního záření. V takovém případě se jedná o biotický hydrologický cyklus (obr. 2). Naproti tomu, pokud je vody v půdě málo, rostliny netranspirují, takže jejich životní aktivita se v hydrologickém cyklu nijak neprojevuje. Jedná se tedy o abiotický hydrologický cyklus (obr. 3). Příkon slunečního záření nezpůsobuje oběh vody, takže oběhy tepla a vody jsou navzájem nezávislé. Veškeré pohlcené sluneční záření se mění ve zjevné teplo. Hydrologický cyklus v přechodovém klimatu, typickém pro přírodní podmínky ČR, se skládá z úseků biotických (v půdě je dostatek vody) a abiotických (půda je proschlá). Z hlediska vodního režimu půd koincidují biotické úseky hydrologického cyklu s perkolačními fázemi a abiotické úseky s výsušnými oddíly akumulčních fází (Tesař et al., 2001). Vodní režim půd spoluurčuje rovněž vodní režim celého povodí a formování odtoku (Tesař et al., 2004a, b). Životní aktivita rostlin tedy prostřednictvím transpirace a chlazení/ohřívání atmosféry určuje podobu vodního hospodářství krajiny (Šír et al., 2004b).



Obr. 2: Biotický hydrologický cyklus.



Obr. 3: Abiotický hydrologický cyklus.

Produkce entropie

V hydrologickém cyklu působí dva dominantní povrchové procesy, při kterých dochází k produkci entropie – přeměna slunečního záření na zjevné teplo a přechodná „úschova“ slunečního záření do latentního tepla. V obou procesech se zvětšuje vlnová délka záření vyzářeného oproti vlnové délce záření pohlceného. Vlnová délka se udává pomocí radiální teploty povrchu, ze kterého energie vyzáří. Sluneční záření má teplotu 5760 K (Kleidon, Lorenz, 2004). Produkce entropie se vypočte ze vztahu (1).

$$s = Q_{\text{out}}/T_{\text{out}} - Q_{\text{in}}/T_{\text{in}} \quad (1)$$

Kde Q_{in} – pohlcená energie, T_{in} – teplota pohlcené energie, Q_{out} – vyzářená energie, T_{out} – teplota vyzářené energie, s – produkce entropie. Diference $Q_{\text{out}} - Q_{\text{in}}$ je dána změnou tepla obsaženého v porostu. Vztah (1) lze přímo použít k výpočtu produkce entropie při transformaci slunečního záření na zjevné teplo. Porost pohltí sluneční záření Q_{in} o teplotě $T_{\text{in}} = 5760$ K a bezprostředně vyzáří jako zjevné teplo Q_{out} z povrchu o teplotě porostu T_{out} .

Latentní teplo odnímá energii z výparného povrchu, ta se následně při kondenzaci uvolňuje zpět do atmosféry. Z hlediska produkce entropie jsou možné dva pohledy na evaporačně-kondenzační cyklus: (a) Na skupenskou přeměnu vody v páru se užije sluneční záření o teplotě $T_{\text{in}} = 5760$ K, pára v chladnější atmosféře zkondenzuje, čímž se uvolní teplo při teplotě T_{out} rovné teplotě vzduchu. (b) Na skupenskou přeměnu vody v páru se užije teplo obsažené v rostlinném krytu o teplotě T_{in} jeho povrchu, pára v chladnější atmosféře zkondenzuje, čímž se uvolní teplo při teplotě T_{out} rovné teplotě vzduchu. Domníváme se, že v případě, kdy se voda vypařuje transpirací rostlin způsobenou dopadem slunečního záření na listy, lépe vystihuje transformaci energie a produkci entropie pohled (a). Ještě nutno uvážit, že evaporačně-kondenzační cyklus je ve skutečnosti nelokální a nesynchronní, protože pára často zkondenzuje na jiném místě a v jiném čase, než se voda vypařila. Proto slouží vzorec (1) jen k přibližnému odhadu produkce entropie v evaporačně-kondenzačním cyklu.

Celková produkce entropie je součtem produkce entropie při transformaci slunečního záření na zjevné a latentní teplo. Zjevné teplo, latentní teplo, teplo obsažené v porostu a teplota porostů se stanovuje pomocí teorie chlazení rostlin (Pražák a kol., 1994). V jejím rámci se předpokládá, že rostliny regulují teplotu listů výparem vody tak, aby nepřekročila hodnotu 25 °C. Pro výpočet se užívají měřené hodnoty teploty přízemní vrstvy vzduchu, globální radiace a tenzometrického tlaku půdní vlhkosti v kořenové zóně. Je-li tenzometrický tlak v kořenové zóně menší než -60 kPa, transpirace se zastavuje v důsledku nedostatku vody.

Tab. 1: Charakteristiky studovaného časového období (27.5. až 30.9.1992) na ploše Zábrod – louka.

sezóna	1992
trvání	27.5. – 30.9.
počet dní	127
srážky (mm)	204
průměrná teplota vzduchu (°C) od 5 do 20 hod	14,3
globální radiace (MJ·m ²)	2210
pohlcená globální radiace (MJ·m ²)	1658
odražená globální radiace (MJ·m ²)	552

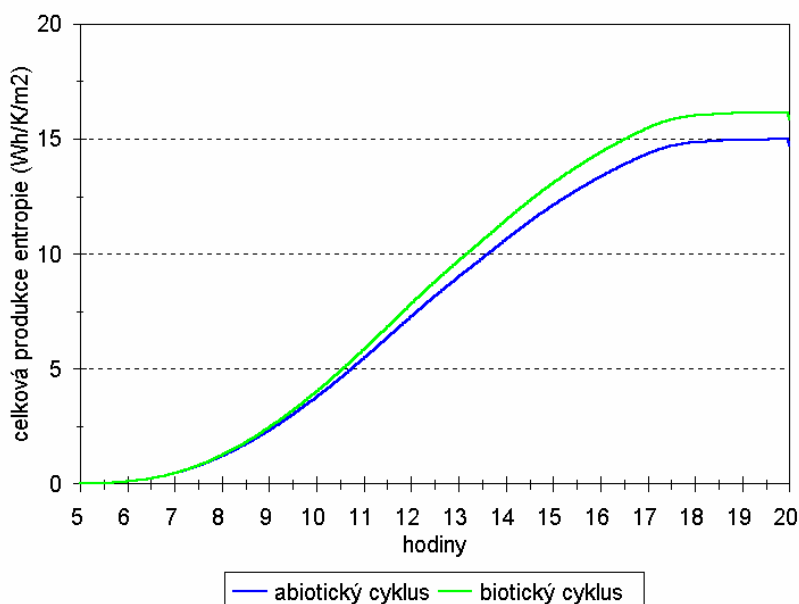
Experimentální plocha

Experimentální plocha Zábrod – louka se nachází v oblasti Vimperské vrchoviny, která svou jihovýchodní částí zasahuje do CHKO a NP Šumava. Území je součástí moldanubického masivu. Lokalita je využívána jako trvalý travní porost, v roce 1976 byla odvodněna systematickou trubní drenáží, genetický půdní představitel je hnědá půda kyselá slabě oglejená. Poloha: 13° 41' 45'' východní délky, 49°

04' 15'' severní šířky, 788 m n. m. Na experimentální ploše jsou osazeny automatické monitorovací stanice pro kontinuální měření teploty vzduchu, půdy, tenzometrických tlaků v půdě, vlhkosti půdy a chodu srážek. Globální radiace se měří v blízké meteorologické stanici ČHMÚ na Churáňově.

Výsledky

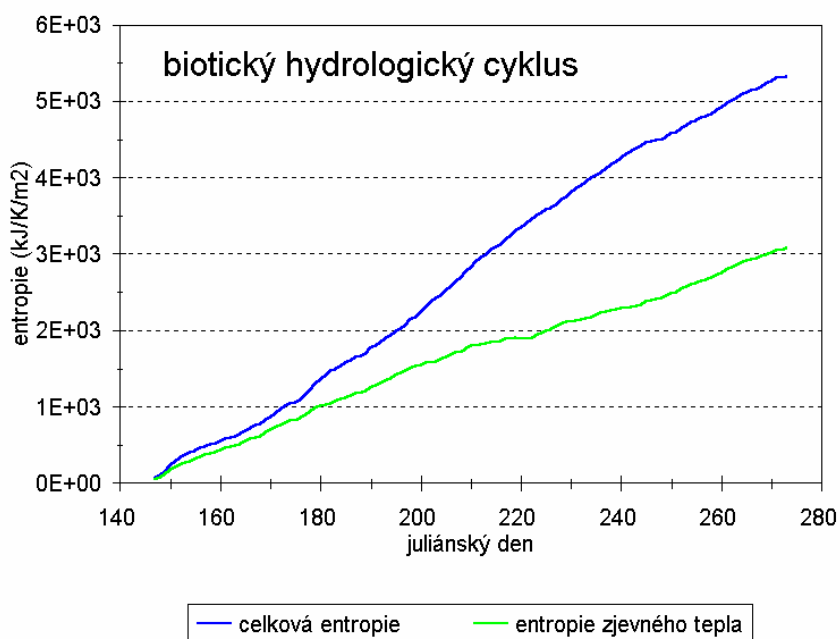
Ve vegetační sezóně 27.5. až 30.9.1992 na experimentální ploše Zábrod – louka byla vypočtena produkce entropie pro povrchové procesy v převážně abiotickém ($ET/PET = 0,39$) a zcela biotickém hydrologickém cyklu ($ET/PET = 1$). Charakteristiky sezóny přináší tab. 1. Celá sezóna byla vyjimečně teplá a suchá. Při výpočtu biotického hydrologického cyklu byl ignorován nedostatek půdní vody, takže výpočet zjevného tepla, latentního tepla a teploty rostlinného krytu vycházel z potenciální transpirace. V převážně abiotickém hydrologickém cyklu se uvažovala skutečná transpirace. Zdrojem transpirační vody byly zejména srážky. V tab. 2 a obr. 4 jsou výsledky výpočtu pro typický den 3.8.1992. Tab. 3, obr. 5 a obr. 6 přinášejí souhrnné výsledky za celé období 27.5. až 30.9.1992. Produkce entropie je počítána pro denní období od 5 do 20 hodin.



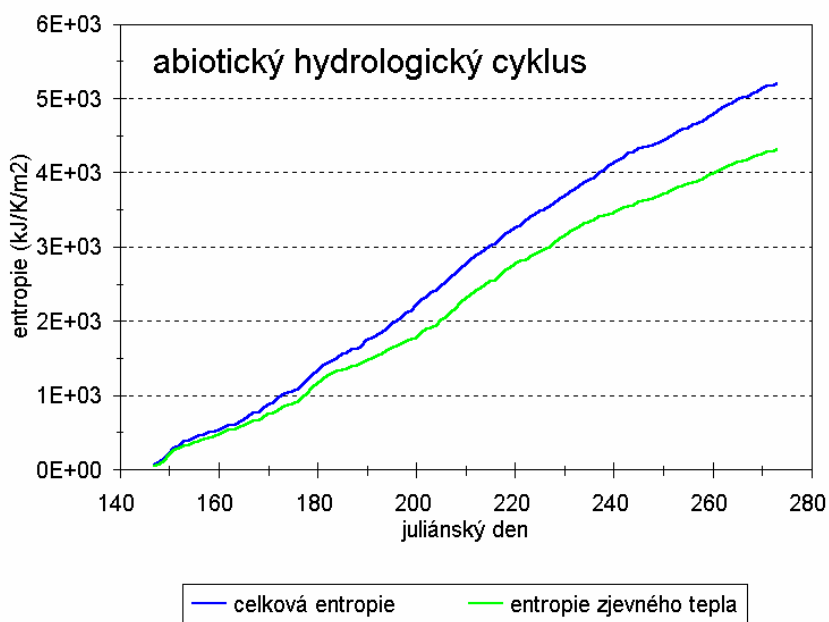
Obr. 4: Součtová čára celkové produkce entropie dne 3.8.1992 od 5 do 20 hodin na ploše Zábrod – louka v biotickém a abiotickém hydrologickém cyklu.

Tab. 2: Produkce entropie dne 3.8.1992 na ploše Zábrod – louka.

3.8.1992 od 5 do 20 hodin	biotický cyklus	abiotický cyklus
potenciální transpirace PET (mm)	7,8	7,8
aktuální transpirace ET (mm)	7,8	0
ET/PET (-)	1	0
latentní teplo LE ($MJ \cdot m^{-2}$)	14,61	0
zjevné teplo H ($MJ \cdot m^{-2}$)	3,29	17,90
entropie latentního tepla ($Wh \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$)	15,47	0
entropie zjevného tepla ($Wh \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$)	0,67	14,97
celková entropie ($Wh \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$)	16,14	14,97



Obr. 5: Součtová čára celkové produkce entropie a entropie zjevného tepla v období 27.5. až 30.9. 1992 od 5 do 20 hodin na ploše Zábrod – louka v biotickém hydrologickém cyklu.



Obr. 6: Součtová čára celkové produkce entropie a entropie zjevného tepla v období 27.5. až 30.9. 1992 od 5 do 20 hodin na ploše Zábrod – louka v abiotickém hydrologickém cyklu.

Tab. 3: Produkce entropie v období 27.5. až 30.9.1992 na ploše Zábrod – louka.

27.5. – 30.9.1992 od 5 do 20 hodin	biotický cyklus	abiotický cyklus
potenciální transpirace PET (mm)	310	310
aktuální transpirace ET (mm)	310	121
ET/PET (-)	1	0,39
latentní teplo LE (MJ·m ⁻²)	698	274
zjevné teplo H (MJ·m ⁻²)	958	1382
průměrná hustota toku entropie latentního tepla (W·m ⁻² ·K ⁻¹)	0,34	0,14
průměrná hustota toku entropie zjevného tepla (W·m ⁻² ·K ⁻¹)	0,47	0,66
průměrná hustota toku celkové entropie (W·m ⁻² ·K ⁻¹)	0,81	0,80

Diskuse a závěr

V příspěvku je studován rozdíl v biotickém cyklu (aktuální transpirace je vždy rovna potenciální, výpar je řízen rostlinami) a převážně abiotickém hydrologickém cyklu (aktuální transpirace je rovna potenciální jen v 39 % dní, v 61 % dní je transpirace nulová) v období 27.5. až 30.9.1992 od 5 do 20 hodin na lokalitě Zábrod – louka.

Produkce entropie v povrchových procesech ve zcela biotickém hydrologickém je vyšší o 2,2 % než produkce entropie v téměř abiotickém hydrologickém cyklu na téže lokalitě ve shodném období. V extrémně teplém dni byla větší dokonce o 7,2 %. Produkce entropie 0,80 až 0,81 W·m⁻²·K⁻¹ v povrchových procesech v hydrologickém cyklu v teplé části roku a světlé části dne je blízká střední hustotě entropického toku Země 0,9 až 1,05 W·m⁻²·K⁻¹ stanovené z astrofyzikálních výpočtů jako roční průměr pro celou Zemi.

Tím je dokázáno, že ve světlé části dne v teplém období roku vedou povrchové procesy v biotickém hydrologickém cyklu k větší produkci entropie než v cyklu abiotickém a to v rámci jednoho dne (tab. 2) i vegetační sezóny trvající 127 dní (tab. 3). Znamená to, že transpirace jako biotický proces rozděluje pohlcenou sluneční energii na zjevné a latentní teplo v poměru, který vede k větší produkci entropie ve srovnání s abiotickými podmínkami. Je proto pravděpodobné, že autoregulační funkce bioty při rychlé autoregulaci klimatu v měřítku povodí je potvrzena.

Poděkování

Výzkum podporuje AVČR (IBS2060104, AV0Z20600510). Za dlouholetou a podnětnou diskusi autoři děkují A. Chlebkovi, M. Jařabáčovi a J. Pokornému.

Literatura

- Eliáš, V., Kubík, F., Lichner, L., Pražák, J., Syrovátka, O., Šír, M., Tesař, M. (2000): Retenčně evapotranspirační jednotka. In: Bucek, J., Tesař, M. (eds.) Sborník konference Hydrologické dny 2000 – Nové podněty a vize pro příští století, Plzeň 18. – 21. září 2000. ČHMÚ, Praha, 299 – 306.
- Eliáš, V., Tesař, M., Šír, M., Syrovátka, O. (2002): Stabilita a extremalizace hydrologického cyklu pramenných oblastí. In: Patera, A., Váška, J., Zezulák, J., Eliáš, V. (eds.): Povodně: prognózy, vodní toky a krajina. Fakulta stavební ČVUT v Praze a Česká vědeckotechnická vodohospodářská společnost, Praha, 363 – 385.
- Kirchner, J. W. (2002): The Gaia hypothesis: Fact, theory, and wishful thinking. *Climatic Change*, 52, 391 – 408.
- Kirchner, J. W. (2003): The Gaia hypothesis: Conjectures and refutations. *Climatic Change*, 58, 21 – 45.
- Kleidon, A., Fraedrich, K., Heimann, M. (2000): A green planet versus a desert world: Estimating the maximum effect of vegetation on the land surface climate. *Climatic Change*, 44, 471 – 493.

- Kleidon, A. (2002): Testing the effect of life on Earth's functioning: How Gaian is the Earth system? *Climatic Change*, 52, 383 – 389.
- Kleidon, A. (2004): Beyond Gaia: Thermodynamics of life and Earth system functioning. *Climatic Change*, 66, 271 – 319.
- Kleidon, A., Lorenz, R. D. (2004): Entropy production by Earth system processes. In: Kleidon, A., Lorenz, R. D. (eds.) *Non-equilibrium thermodynamics and the production of entropy: life, Earth and beyond*. Springer Verlag, Heidelberg.
- Lenton, T. M. (2002): Testing Gaia: The effect of life on Earth's habitability and regulation. *Climatic Change*, 52, 409 – 422.
- Lenton, T. M., Wilkinson, D. M. (2003): Developing the Gaia theory. *Climatic Change*, 58, 1 – 12.
- Lovelock, J. E. (1979): *Gaia*. Oxford University Press. Oxford.
- Lovelock, J. E. (2001): *Gaia – nový pohled na život na Zemi*. Abies, Tulčák.
- Lovelock, J. E. (2003): Gaia and emergence. *Climatic Change*, 57, 1 – 3.
- Lovelock, J. E., Margulis, L. (1974): Atmospheric homeostasis by and for the biosphere: the Gaia hypothesis. *Tellus*, 26, 2 – 10.
- Maršík, F., Dvořák, I. (1998): *Biotermodynamika*. Academia, Praha.
- Pokorný, J. (1997): Opomíjená makroenergetika krajiny. *Ekologie a společnost*, VII(6), 5 – 7.
- Pokorný, J. (2001): Dissipation of solar energy in landscape – controlled by management of water and vegetation. *Renewable Energy*, 24, 641 – 645.
- Pražák, J., Šír, M., Tesař, M. (1994): Estimation of plant transpiration from meteorological data under conditions of sufficient soil moisture. *J. Hydrol.*, 162, 409 – 427.
- Ripl, W. (1995): Management of water cycle and energy flow for ecosystem control – the energy-transport-reaction (ETR) model. *Ecological Modelling* 78, 61 – 76.
- Roland-Mieskowski, M. (2002): *Life on Earth – flow of energy and entropy*. Digital Recordings – advanced R&D, Canada. www.digital-recordings.com
- Šír, M., Lichner, L., Tesař, M., Syrovátka, O. (2004a): Retention – evapotranspiration unit. XXIInd Conference of the Danubian Countries of the Hydrological Forecasting and Hydrological Bases of Water Management, 30 August – 2 September 2004, Brno, Czech Republic, Conference Abstracts and CD ROM.
- Šír, M., Tesař, M., Lichner, L., Syrovátka, O. (2004b): Vegetační porost krajiny a vodní hospodářství. *Vodní hospodářství*, 8, 234 – 237.
- Tesař, M., Šír, M., Dvořák, I. J., Lichner, L. (2004a): Influence of vegetative cover changes on the soil water regime in headwater regions in the Czech Republic. In: Herrmann, A., Schroeder, U. (eds.) *Studies in Mountain Hydrology. IHP/HWRP-Berichte, Heft 2*, Koblenz, 57 – 72.
- Tesař, M., Šír, M., Pražák, J., Lichner, L. (2004b): Instability driven flow and runoff formation in a small catchment. *Geologica Acta*, 2(1), 147 – 156.
- Tesař, M., Šír, M., Syrovátka, O., Pražák, J., Lichner, L., Kubík, F. (2001): Soil water regime in headwater regions – observation, assessment and modelling. *J. Hydrol. Hydromech.*, 49(6), 355 – 375.
- Volk, T. (2002): Toward a future for Gaia theory. *Climatic Change*, 52, 423 – 430.
- Volk, T. (2003a): Seeing deeper into Gaia theory. *Climatic Change*, 57, 5 – 7.
- Volk, T. (2003b): Natural selection, Gaia, and inadvertent by-products. *Climatic Change*, 58, 13 – 19.
- Weiss, W. (1996): The balance of Earth. *Continuum Mech. Thermodyn.*, 8, 37 – 51.

Porovnání dvou modelů transpirace lesa

Miloslav Šír¹, Jan Čermák², Naděžda Naděždina², Valerij Naděždin², Miroslav Tesař¹

¹ Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Pod Paťankou 30/5, 166 12 Praha 6

² Ústav ekologie lesa, Mendlova univerzita, Zemědělská 3, 613 00 Brno

Úvod

Článek se zabývá dvěma modely transpirace lesa – modelem s regulací a modelem bez regulace. Jádro *modelu s regulací* je představa, že fyzikálním mechanismem transpirace je rostlinou aktivně regulovaný výpar vody. Regulační pravidlo zní: výparem se disipuje ta část tepla z tepelného ekvivalentu pohlceného slunečního záření, která by způsobila přehřátí rostliny nad 25 °C. Model má pět fyzikálních parametrů, které jsou v zásadě měřitelné. Naproti tomu *model bez regulace* je založen na názoru, že transpirací je disipován určitý pevně daný podíl (cca 45 %) tepelného ekvivalentu slunečního záření. Model má jeden fyzikální parametr, rovněž měřitelný. Oba modely byly užity k výpočtu denních sum transpirace lužního lesa na stanovišti Pohansko u Břeclavi v období 1.5. až 30.9. 1998 ve světlé části dne mezi 5. a 20. hodinou. Parametry modelů byly získány kalibrací s užitím denních sum transpirace ve stejném období. Výsledky výpočtů jsou porovnány s měřenými údaji. Z hlediska shody s měřeními jsou oba modely vyhovující a rovnocenné. V článku se diskutují jejich fyzikální rozdíly, argumenty v jejich prospěch i neprospěch. Je vytyčen program dalšího zkoumání fyzikálního mechanismu transpirace.

Metody měření a vyhodnocení transpirace

Transpirační tok ve kmenech byl měřen metodou tepelné bilance (Čermák et al., 1973). Metoda poskytuje okamžitou hodnotu toku vody v kmenech v rozmezí 0,05 až 0,6 m³/s při nejistotě ±10 %. Měření proběhlo na devíti reprezentativních stromech (*Quercus robur* L.) o průměru 40 až 80 cm ve výšce 130 cm. Stromy, vysoké 30 až 40 m, tvoří plně zapojený porost. Metoda výpočtu plošné transpirace z měřených transpiračních toků ve kmenech je popsána v práci Čermáka et al. (2004).

Experimentální oblast

Měření transpiračního proudu v kmenech stromů proběhlo v lužním lese v údolní nivě na soutoku Dyje s Moravou v katastru obce Pohansko asi 10 km daleko od Břeclavi. Stanoviště je kryto 2 až 3 m mocnou těžkou půdou, nachází se 50 až 100 m od říčního břehu. Stromy o výšce 30 až 40 m tvoří souvislý zapojený porost (*Quercus*, *Fraxinus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Aldus*, *Populus*) s bohatým podrostem (*Cornus*, *Crataegus* a další). Stromy jsou dobře zásobeny vodou, takže neustávají vodním stresem. V širším okolí se nachází orná půda, na níž se pěstují obilniny. Jedná se o teplou klimatickou oblast v nadmořské výšce 176 m n. m. V oblasti probíhá dlouhodobý experimentální výzkum ekologie lesa (Čermák et al., 1982, 2001a, 2001b, Penka et al., 1985, 1991).

Modely transpirace

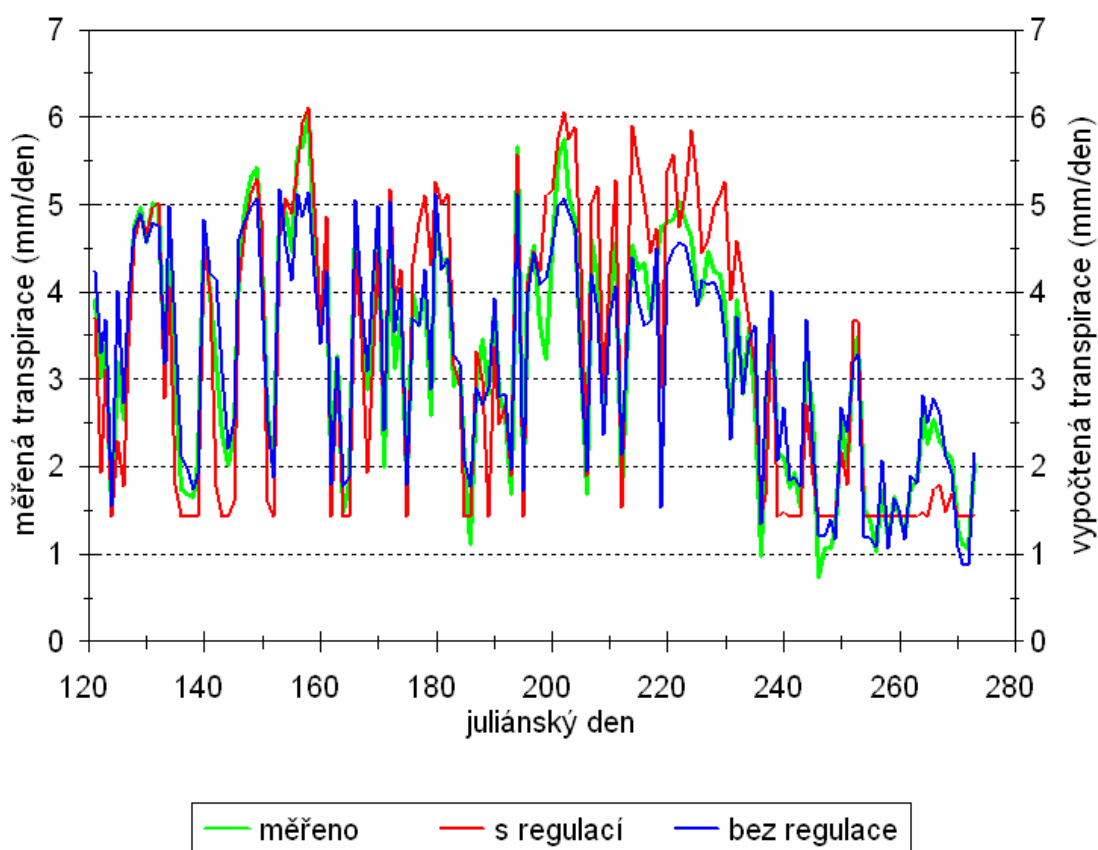
Byly analyzovány dva modely transpirace:

1. *S regulací* (Pražák et al., 1994, 1996): ET se počítá jako množství vody, jehož výpar zabrání přehřátí rostliny nad 25° C. Přitom se uvažuje, že rostlina se ohřívá tepelným ekvivalentem 75 % globální radiace dopadlé na porost. A dále, že se ohřívá/chladí okolním vzduchem, když výměna tepla je dána vzorcem 15 W/m^2 krát rozdíl teplot rostliny a vzduchu. K tomu se musí ještě přidat dvě podmínky: a) minimální tok je $0,2976 \cdot 10^{-4} \text{ mm/s}$ (odpovídá 1,5 mm/den), b) maximální tok je $1,39 \cdot 10^{-4} \text{ mm/s}$ (odpovídá 7 mm/den). Tyto limity byly odhadnuty z měřených dat. Jsou to tedy další parametry modelu.
2. *Bez regulace*: ET se počítá jako množství vody, které se vypaří okamžitým použitím 43,5 % tepelného ekvivalentu globální radiace dopadlé na porost. Neuvažuje se žádná regulace výparu. Také se neřeší ohřívání/ochlazování rostlin vzduchem. Neřeší se ani pohlcení/odraz radiace.

Parametrizaci obou modelů v přehledu uvádí tab. 1.

Tabulka 1: Parametrizace dvou modelů transpirace.

parametry modelu	s regulací	bez regulace
optimální teplota rostliny	25 °C	neřeší se
pohltivost globální radiace	75 % (ohřeje rostlinu)	43,5 % (přímo se „odpaří“)
koef. výměny tepla mezi rostlinou a vzduchem	15 W/m ²	neřeší se
minimální tok	0,2976e-4 mm/s	neřeší se
maximální tok	1,39e-4 mm/s	neřeší se



Obr. 1: Denní úhrny transpirace měřené a počítané modelem s regulací a modelem bez regulace na stanovišti Pohansko od 1.5. do 30.9. 1998.

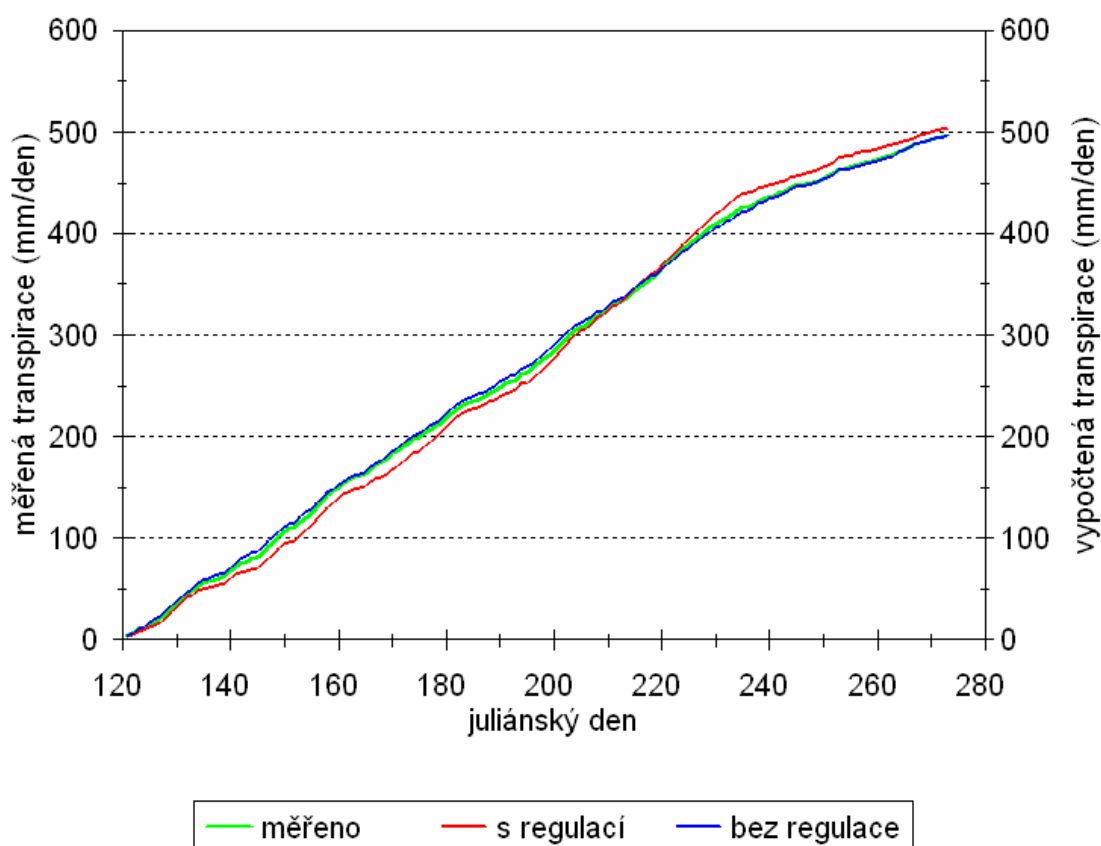
Výsledky

Pomocí obou modelů transpirace byly vypočteny denní sumy transpirace v období 1.5. až 30.9. 1998 na stanovišti Pohansko ve světlé části dne od 5 do 20 hodin. Pro výpočty nebyly k dispozici denní průběhy teplot a globální radiace. Obojí bylo proto rekonstruováno z řídkých měření. Denní průběh teploty ze tří hodnot v 7, 14 a 21 hodin (lineární aproximace mezi nimi). Denní průběh globální radiace z denní sumy (aproximace ve tvaru klobouku, jehož tvar byl získán z dat měřených na stanovišti Churáňov na Šumavě v bezoblačném dni). Nejistota výpočtů denní sumy transpirace, plynoucí z rekonstrukce meteorologických dat, je asi 10 % denní sumy. Nejistota byla odhadnuta na základě citlivostní analýzy, když byl v řadě výpočtů měněn tvar klobouku globální radiace.

Hodnoty parametrů modelů (tab. 1) byly získány kalibrací s užitím denních sum transpirace v období 1.5. až 30.9. 1998 na stanovišti Pohansko. Hodnoty parametrů jsou fyzikálně opodstatněné, leží v obvyklých mezích a jsou v souladu s nezávislými měřeními. Porovnání vypočtených (od 5 do 20 hodin) a naměřených (po celých 24 hodin) transpirací ukazují obr. 1, 2 a 3 v denním kroku a v sezónních součtech. Celosezónní výsledky ukazuje tab. 2.

Tabulka 2: Celosezónní výsledky (1.5. až 30.9. 1998) získané dvěma modely transpirace.

	kWh/m ²	%
příkon globální radiace	720	100
z toho použito na transpiraci (to je latentní teplo)	320	45
a zbytek ohřál rostliny a vzduch (to je zjevné teplo)	400	55
transpirace	500 mm	3,3 mm/den

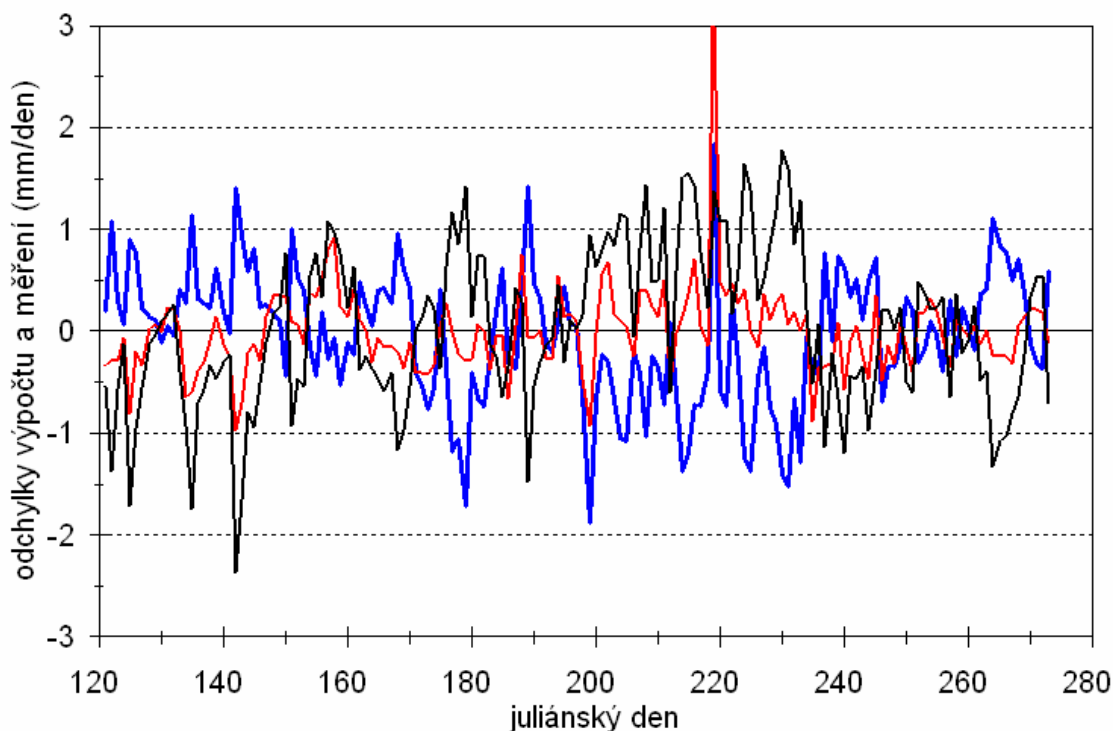


Obr. 2: Sezónní součtová čára denních úhrnů transpirace měřené a počítané modelem s regulací a modelem bez regulace na stanovišti Pohansko od 1.5. do 30.9. 1998.

Diskuse

Odchytky mezi měřeními a vypočtenými denními úhrny transpirace jsou vcelku malé (obr. 1, 2), a hlavně nesoustavné (obr. 2, 3). Nejistota, která zatěžuje měření i výpočet, je mnohem větší, než je typický rozdíl cca 1,5 mm/den mezi měřeními a vypočtenými denní úhrny transpirace (obr. 3). Proto lze tvrdit, že oba modely jsou, co do shody s měřením, rovnocenné.

Celosezónní výsledky (tab. 2) jsou realistické, rozdělení teplotního ekvivalentu globální radiace na zjevné teplo a latentní teplo dobře odpovídá publikovaným výsledkům (Šír et al., 1997). V tab. 2 vidíme, že v analyzovaném roce 1998 v Pohansku byla sezónní suma zjevného tepla 400 kWh/m²/sezóna. To je neobvykle těsná shoda s průměrnou hodnotou 408 kWh/m²/sezóna zjištěnou na povodí Liz v letech 1983 až 1994 (Šír et al., 1997). Připomeňme, že Pohansko je lužní les v nadmořské výšce 176 m n.m. obklopený žírnými lány a Liz je dospělý smrkový les v nadmořské výšce 828 až 1074 m n.m. obklopený lesnatou Šumavou.



Obr. 3: Rozdíly mezi denními úhrny transpirace měřenými a vypočtenými modelem s regulací a modelem bez regulace na stanovišti Pohansko od 1.5. do 30.9. 1998.

Koncepce obou modelů je diametrálně odlišná.

1. *Model s regulací* rostlině přisuzuje *aktivní* regulační mechanismus, který v závislosti na teplotě listů transpiraci zapíná a zase vypíná.
2. *Model bez regulace* znamená, že rostlina *pasivně* reaguje transpirací tak, že disipuje cca 45 % tepelného ekvivalentu radiačního toku. A to asi bez ohledu na jeho hustotu (v analyzované sezóně se vyskytly dny s extrémně velkým i dosti malým příkonem) a aktuální teplotu listů (v analyzované sezóně se vyskytly dny se studeným i horkým vzduchem).

Tyto koncepce jsou věcně neslučitelné, neboť se zásadně odlišují v názoru, co je hnací silou transpirace. V modelu s regulací je hnací silou energie ve formě tepla, v modelu bez regulace to je energie ve formě fotonů.

Formuluje proto hypotézu o transpiraci takto: *Transpirace je pasivní odpovědí rostliny na dopad toku fotonů, kdy určitý pevně daný podíl toku fotonů je užít na pohon transpiračního proudu v kmeni, tedy na dopravu vody proti gravitaci. Co se míní souslovím užít na pohon?* (1) Musí být k dispozici energie, potřebná ke skupenské přeměně vody v páru (na výparném povrchu). Tato energie může mít strukturu s vysokou entropií. Tedy může to být teplo. (2) Musí být k dispozici energie, která působí proti tíze

vody. Tato energie musí mít dostatečně nízkou entropii. V případě fotonů jsou oba požadavky splněny – jedná se o vysokoenergetické záření o nízké entropii.

ad 1. Teplo je ve cca dvojnásobném nadbytku k dispozici, neboť pohlcení slunečního záření rostlinou produkuje *odpadní teplo*. Připomeňme, že latentní teplo spotřebovává jen asi 45 % z tepelného ekvivalentu sluneční radiace (tab. 2). A že toto teplo se tak jako tak nakonec zase vyzáří do vesmíru.

ad 2. Aby se transpirace plně vysvětlila, je třeba se vyrovnat s požadavkem (2). Tedy najít fyzikální mechanismus, kterým nízkoentropická energie fotonů *odevzdá* negentropii nějakému transportnímu procesu dopravujícímu vodu proti gravitaci.

Závěr a výhledy

Výsledky, uvedené v tomto článku, svědčí o tom, že transpiraci lužního lesa dostatečně vysvětluje *model bez regulace*, parametrizovaný jedinou konstantou. Mohlo by to znamenat, že transpirace je hnána příkonem fotonů na listy bez ohledu na jejich teplotu. Tudíž *model s regulací* nevystihuje fyzikální podstatu transpirace, navíc je zbytečně složitý – má pět parametrů.

V dalším pokračování je třeba hledat další argumenty a protiargumenty k oběma modelům transpirace.

1. S daty v denních úhrnech: vypočítat ET na více klimaticky, porostově a půdně odlišných stanovištích a otestovat, zda jediný modelový parametr modelu bez regulace (to je oněch cca 45 %) platí všude.
2. Zabývat se denním chodem ET. K tomu je třeba mít vedle měřené ET také měřený denní chod teplot vzduchu a globální radiace.
3. Znovu prověřit koncepci klimatické konstanty, jak je popsána v práci (Šír et al., 1997).
4. Provéřit, zda je popis transportu vody při transpiraci, jak ho přináší práce Tributsche et al., (2005), fyzikálním vysvětlením transportu vody rostlinou v *modelu bez regulace*.

Poděkování

Výzkum podporuje AVČR (IBS2060104, AV0Z20600510) a LDF MZLU (VZ MSM 6215648902 01/02/01).

Literatura

- Čermák J., Deml M., Penka M. 1973: A new method of sap flow rate determination in trees. *Biologia Plantarum* (Praha) 15(3): 171 – 178.
- Čermák J., Úlehla J., Kučera J., Penka M. 1982: Sap flow rate and transpiration dynamics in the full-grown oak (*Quercus robur* L.) in floodplain forest exposed to seasonal floods as related to potential evapotranspiration and tree dimensions. *Biologia Plantarum* (Praha) 24(6): 446 – 460.
- Čermák, J. Kučera, J. Prax A., Bednářová E., Tatarinov F., Nadyezhdin V. 2001a: Long-term course of transpiration in a floodplain forest in southern Moravia associated with changes of underground water table. *Ekologia* (Bratisl.) Vol. 20, Suppl. 1: 92 – 115.
- Čermák J., Prax A. 2001b: Water balance of the floodplain forests in southern Moravia considering rooted and root-free compartments under contrasting water supply and its ecological consequences. *Ann. Sci. For.* 58: 1 – 12.
- Čermák J., Kučera J., Nadezhdina N. 2004: Sap flow measurements with some thermodynamic methods, flow integration within trees and scaling up from sample trees to entire forest stands. *Trees, Structure and Function*, 18: 529–546.
- Penka M., Vyskot M., Klimo E., Vašíček F. (eds.) 1985: Floodplain Forest Ecosystem: I. Before Water Management Measures. Academia, Praha, 466 p.
- Penka M., Vyskot M., Klimo E., Vašíček F. (eds.) 1991: Floodplain Forest Ecosystem: II. After Water Management Measures. Academia/Elsevier, Praha, 630 p.
- Pražák J., Šír M., Tesař M. 1994: Estimation of plant transpiration from meteorological data under conditions of sufficient soil moisture. *J. Hydrol.*, 162: 409 – 427.

- Pražák J., Šír M., Tesař M. 1996: Parameters determining plant transpiration under conditions of sufficient soil moisture. *J. Hydrol.*, 183: 425 – 431.
- Šír M., Tesař M., Pražák J. 1997: Estimations of seasonal potential transpiration. In: Diekkrüger, B., Richter, O. (eds) *Landschaftsökologie und Umweltforschung*, Vol. 25, 281 – 284. Institut für Geographie und Geoökologie der Technischen Universität Braunschweig, Germany.
- Tributsch T., Nadezhdina N., Čermák J. 2005: Selforganized coupling of solar evaporation to tensile water flow in trees studied during a solar eclipse. Manuscript submitted.

Vplyv rôznych hraničných podmienok na vodný režim pôd

Vlasta Štekauerová, Viliam Nagy, Katarína Stehlová, Vladimír Mikulec
Ústav hydrologie, Slovenská akadémia vied, Račianska 75, 831 02 Bratislava

Úvod

Zmena hydrologického cyklu na Zemi úzko súvisí so zmenou klímy spôsobenou globálnym otepľovaním zemskej atmosféry. Menia sa podmienky pre prírodné ekosystémy a pre poľnohospodársky obrábané oblasti. V rámci Slovenska sa klimatickými zmenami zaoberá viac pracovísk. Boli poskytnuté nové scénáre klimatickej zmeny pre Slovensko vypracované na základe výstupov prepojených modelov všeobecnej cirkulácie atmosféry. Na tieto očakávané zmeny reagujú jednak povrchové vodné zdroje a tiež zásoby vody v pôde (Stehlová, Mikulec, 2004ab; Mikulec a kol., 2003; Mikulec a kol., 2001; Štekauerová, Nagy, 2001, 2002; Šútor a kol., 2002; Šútor a kol. 2002). Na Slovensku sa v niektorých oblastiach čoraz častejšie stretávame so zrážkami dosahujúcimi extrémne hodnoty alebo s dlhými bezzrážkovými obdobiami. V prvom prípade vznikajú záplavy a v druhom prípade je neúnosne vysušaná pôda. Vodný režim pôdy, ktorý determinuje produkčnú schopnosť pôdy, závisí od prítoku a odtoku vody do, resp. z nenasýtenej oblasti pôdy. Priamo je zásoba vody v nenasýtenej oblasti pôdy ovplyvnená prenosom vody cez jej hornú a dolnú hranicu pôdy. Dolná hranica je zvyčajne vymedzená hladinou podzemnej vody. Hornú hranicu tvorí povrch pôdy s porastom alebo bez porastu. Reaguje priamo na meteorologické a klimatické podmienky prostredníctvom evapotranspirácie, resp. je miestom, ktoré umožňuje vtekanie vody zo zrážok do nižších vrstiev pôdneho profilu.

Pri extrémnych meteorologických zmenách horná vrstva pôdy, resp. priamo jej povrch, mení základné fyzikálne a hydrofyzikálne vlastnosti. Pri veľkých suchách vytvára málo vodivú vrstvu pôdy, ktorá nie je schopná odvieť väčšiu zrážku do nižších vrstiev, aj keď sú v tejto vrstve relatívne veľké gradienty vlhkostného potenciálu. Aj menšia zrážka presakuje pod povrch pôdy len veľmi pomaly, väčšinou býva rýchlo vyparovaná. Pri väčších zrážkach sa vytvára záplava, niekedy len lokálna. Voda zo záplavy môže odtiecť preferovanými cestami do hlbokých pôdnych horizontov, obtečúc horizonty, ktoré sú dôležité pre zásobovanie porastov. Niekedy môže odtiecť voda preferovanými cestami až do podzemných vôd. Vysušenie pôd podporuje tvorbu preferovaných ciest tvorbou puklín. Ak pri väčších záplavách voda neodtečie, vytvára sa na povrchu vrstva vody, ktorá bráni prenikaniu vzduchu do pôdy a mení povrchovú štruktúru pôdy. Mení sa jej objemová hmotnosť a ďalšie jej fyzikálne a hydrofyzikálne vlastnosti. Ak pôda nie je poľnohospodársky obrábaná, alebo inak upravovaná, tieto zmeny majú nevratný charakter. Ak hladiny podzemných vôd neovplyvňujú prenosy vody v pôdnych horizontoch dôležitých pre porast, je porast odkázaný len na vodu, ktorá pritečie do tejto oblasti cez povrch pôdy.

Vplyv týchto javov na vodný režim pôd, resp. na zásobu vody v nenasýtenej oblasti pôdy možno kvantifikovať buď monitorovaním vlhkosti pôdy v celom profile nenasýtenej oblasti pôdy (Štekauerová a kol., 2004; Štekauerová, Nagy, 2001; Štekauerová, Šútor, 2000) alebo matematickým modelovaním. V prípade matematického modelovania vodného režimu pôdy je okrem iných parametrov potrebné zadať hodnoty hornej hraničnej podmienky, t.j. hodnoty objemových vlhkostí povrchovej vrstvy pôdy na začiatku modelovania procesu pohybu vody do pôdy. Od presnosti určenia tejto hraničnej podmienky závisia aj hodnoty nenasýtených hydraulických vodivostí povrchovej vrstvy pôdy a teda rýchlosť vtoku vody do pôdy (Šútor a kol., 2002; Šútor, Štekauerová, 2004; Mikulec, Skalová, 2002; Mikulec, 2004).

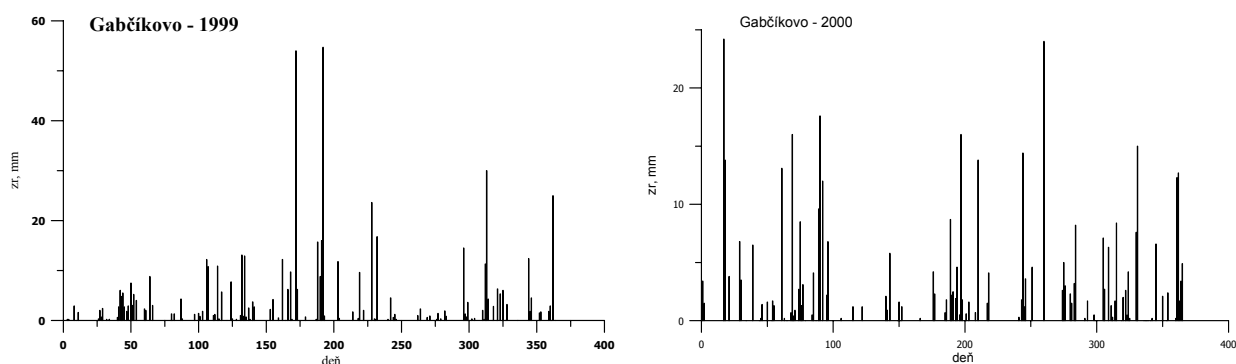
V praxi sa na určenie objemových vlhkostí pôdy pomerne často používa ešte vážková metóda, ktorá nám dovoľí určiť hmotnostnú vlhkosť pôdy v nedefinovanom objeme pôdy. Objemová vlhkosť pôdy je potom vypočítaná pomocou hmotnostnej vlhkosti pôdy a redukovej objemovej hmotnosti pôdy. Redukovaná objemová hmotnosť pôdy sa zvyčajne určuje len raz, poprípade sa použije hodnota vybraná z už hotových databáz.

V práci bude získaná zmena redukovanej hmotnosti povrchovej vrstvy pôdy a zmena vlhkosti vrchných pôdnych profilov počas rokov 1999 a 2000. Ďalej bude v uvedených rokoch hodnotený vodný režim pôd, resp. ich povrchovej vrstiev, v prípade vplyvu hladiny podzemnej vody a absencie tohoto vplyvu.

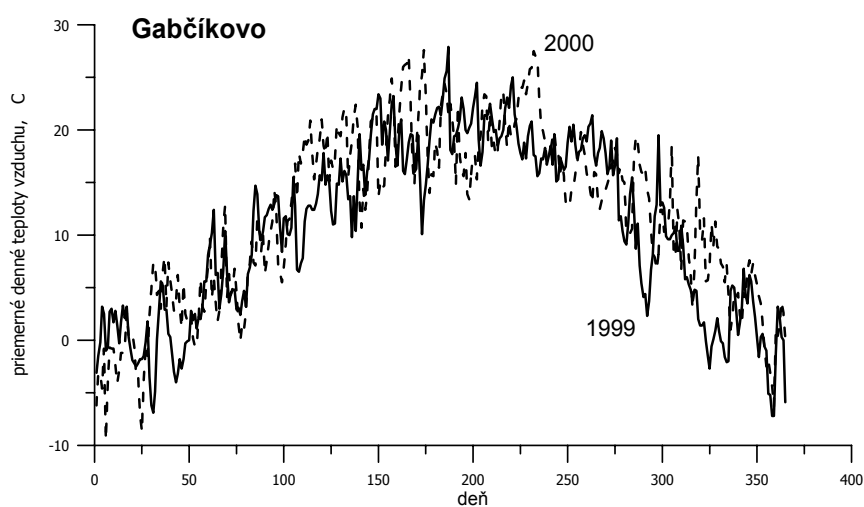
Popis lokalít

Z lokalít Žitného ostrova boli vybrané 3 lokality v ktorých nepretržite prebieha monitoring vlhkostných profilov v zóne aerácie pôdy a hladiny podzemnej vody od roku 1999. Vlhkosť pôdneho profilu bola monitorovaná metódou neutrónovej sondy s diskretizáciou 10 cm vždy od povrchu pôdy až po hladinu podzemnej vody. Lokality sa nachádzajú na území ovplyvnenom vodným dielom Gabčíkovo. Jedná sa o Čižskú Radvaň, Bodíky a Kráľovskú Lúku. Lokality sa rozkladajú na pravom aj ľavom brehu Dunaja. Oblasť v blízkosti Dunaja sa vyznačuje značnou nehomogenitou, ktorá sa prejavuje zvrstvenosťou pôdneho profilu.

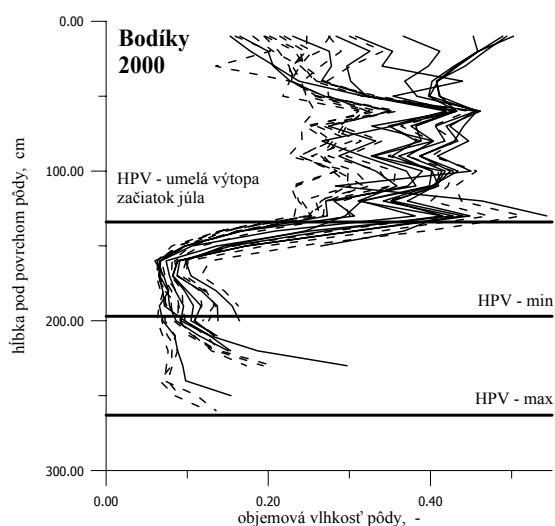
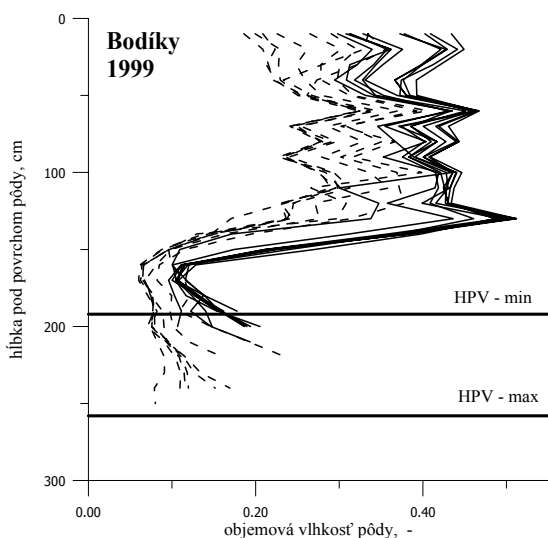
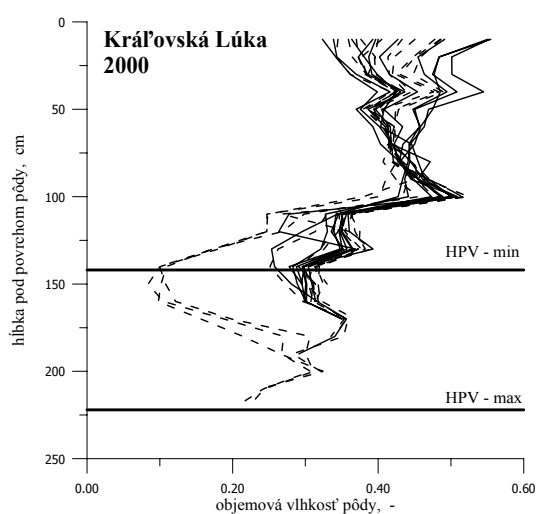
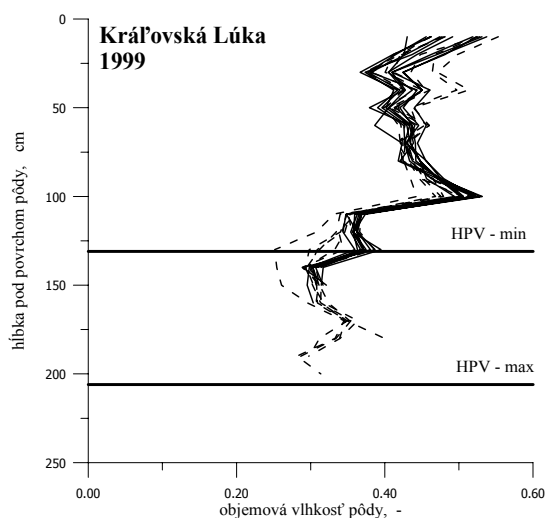
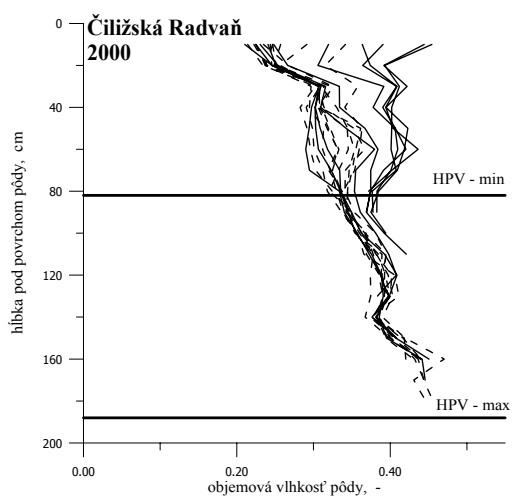
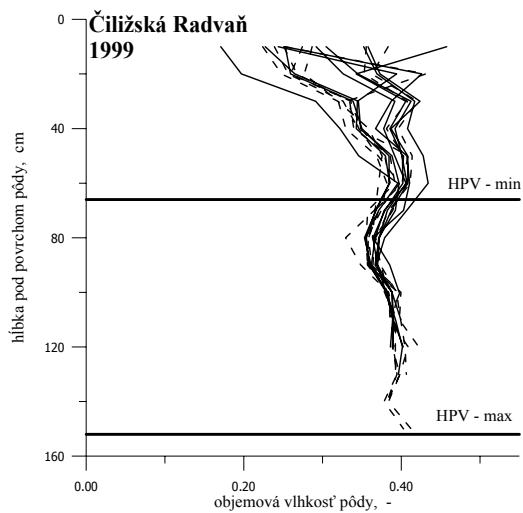
Roky 1999 a 2000 boli vybrané aj z toho dôvodu, že to boli dva dosť odlišné vzhľadom na zrážky a teploty. Meteorologická stanica v Gabčíkove zaznamenala 592,9 mm zrážkovej vody v roku 1999 s tým, že zrážka bola počas roka zaznamenaná 113-krát a 437,8 mm zrážkovej vody za rok 2000 s frekvenciou 115-krát, obr. 1. Takže v roku 2000 spadlo menej zrážok ako rok 1999. Keďže je frekvencia dažďa porovnateľná, intenzita jednotlivých dažďových príhod bola menšia v roku 2000. Podľa merania teplôt vzduchu bol rok 2000 vo vegetačnom období teplejší ako rok 1999, obr. 2.



Obr. 1: Denné zrážky v rokoch 1999 a 2000 merané na meteorologickej stanici Gabčíkovo.



Obr. 2: Priemerné denné teploty vzduchu v °C merané na meteorologickej stanici Gabčíkovo v rokoch 1999 (—) a 2000 (— — —).



Obr. 3: Vývoj vlhkosťných profilov v lokalitách Čiližska Radvaň, Kráľovská Lúka a Bodíky v rokoch 2000. V jednotlivých obrázkoch sú vyznačené hranične hodnoty hladín podzemných vôd, ktoré boli namerané v rokoch 1999 a 2000.

V Čilízskej Radvani je poľnohospodársky obrábaná pôda. V pôdnom profile neprichádza k striedaniu vrstiev, ale pôda postupne prechádza z ílovitohlinitej na hlinitú, piesočnatú a asi v hĺbke 160 cm na štrkové podložie. Hladina podzemnej vody sa v priebehu roku pohybuje poväčšine nad štrkovým podložíom, resp. aj nad úroveňou vrstvy piesku z čoho vyplýva, že vodný režim pôd je hladinou podzemnej vody ovplyvňovaný.

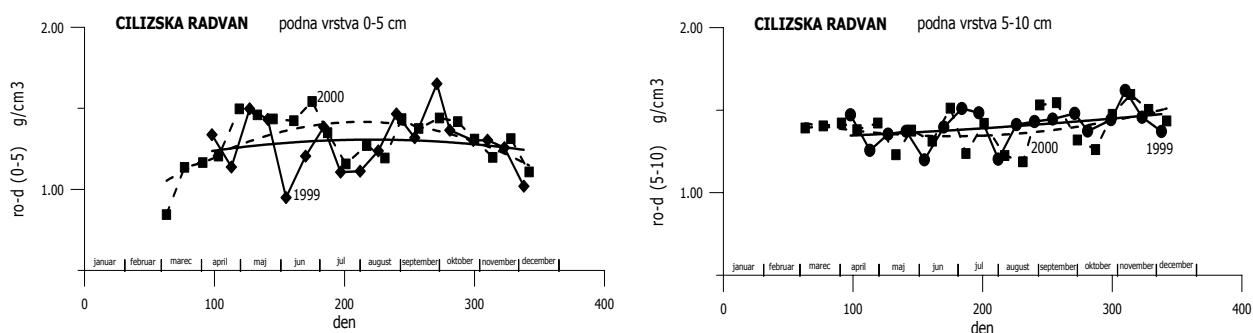
Kráľovská Lúka patrí do lesného ekosystému. Čo sa týka striedania pôdných vrstiev je pôdny profil menej homogénny ako v prípade Čilízskej Radvane. Na povrchu pôda hlinitá prechádza postupne na pôdu ílovitohlinitú a asi od hĺbky 100 cm pod povrchom pôdy začína postupne prechádzať na piesočnaté podložie. Hladina podzemnej vody sa v tomto pôdnom profile pohybovala tak, že vodný režim pôd bol podobne ako v lokalite Čilízska Radvaň v priebehu roka hladinou podzemnej vody ovplyvňovaný.

Iným prípadom je lokalita Bodíky, ktorá tiež patrí do lesného ekosystému. Bodíky majú skôr hlinitý do hĺbky 120 cm zvrstvený nehomogénny pôdny profil prechádzajúci do piesočnatej pôdy a v 150 cm do štrkového podložia. Od roku 2000 sa v tejto lokalite aplikuje na začiatku leta umelá výtopa, ktorá z časti zasahuje aj Kráľovskú Lúku.

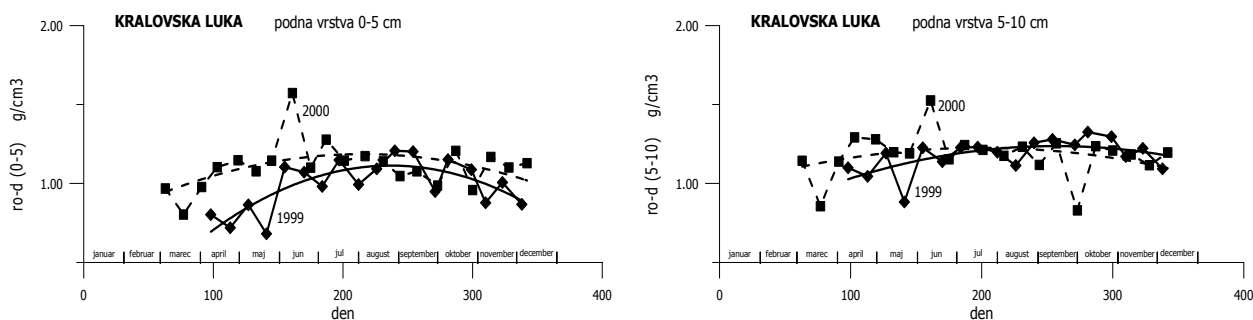
Podrobný popis lokalít spolu s hydrofyzikálnymi charakteristikami je uvedený v práci Šútor a Štekauerová, 2000. Na obrázku 3 je zobrazený vývoj vlhkosťných profilov vo všetkých troch lokalitách získaný monitoringom počas rokov 1999 a 2000. Aj z ich priebehu je možné spraviť uzávery o zvrstvení a nehomogenite pôdneho profilu v týchto lokalitách.

Zmena redukovanej objemovej hmotnosti pôdy v priebehu rokov 1999 a 2000

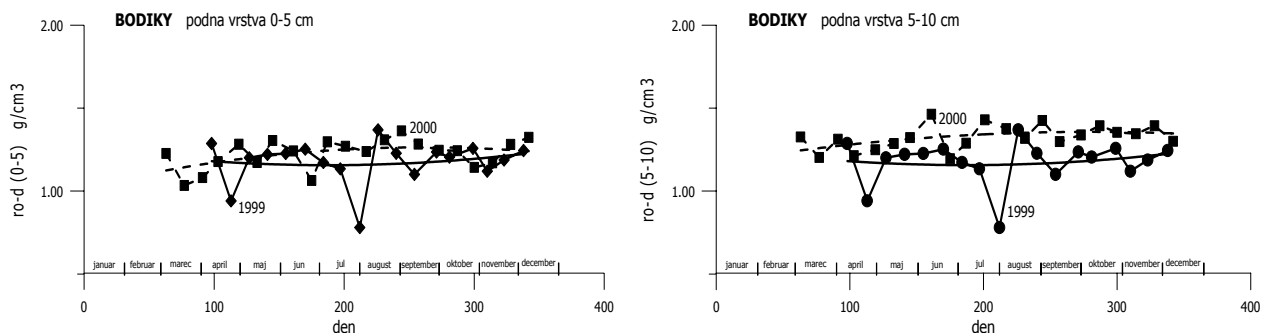
V dňoch kedy boli monitorované vlhkosti pôdneho profilu v lokalitách Čilízska Radvaň, Kráľovská Lúka a Bodíky boli v mieste monitorovania odobraté vzorky pôdy do Kopeckého valčekov z vrstiev 0 – 5 cm a 5 – 10 cm za účelom gravimetrického stanovenia objemovej vlhkosti. Zmeny ich hodnôt redukovaných objemových hmotností pôdy v jednotlivých lokalitách v rokoch 1999 a 2000 sú na obrázkoch 4, 5 a 6.



Obr. 4: Priebeh redukovaných objemových hmotností pôdy v Čilízskej Radvani v rokoch 1999 a 2000.



Obr. 5: Priebeh redukovaných objemových hmotností pôdy na Kráľovskej Lúke v rokoch 1999 a 2000.



Obr. 6: Priebeh redukovaných objemových hmotností pôdy v Bodíkoch v rokoch 1999 a 2000.

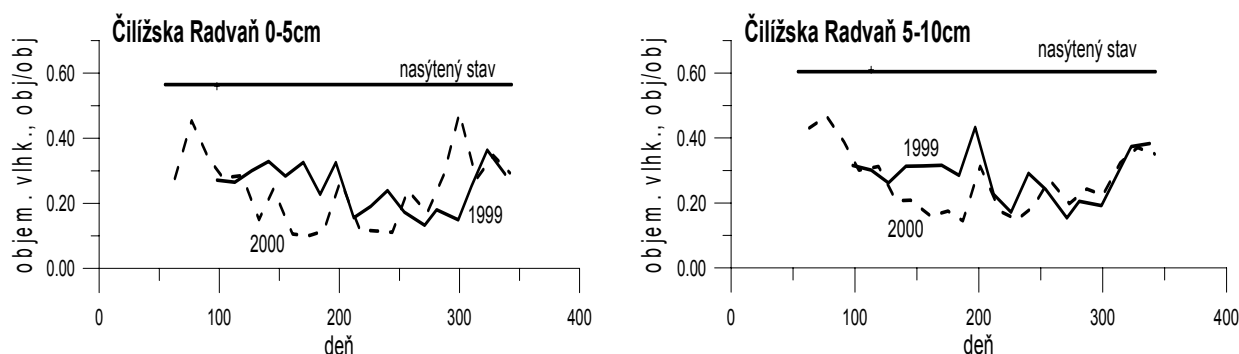
V Čilízskej Radvani sa v roku 1999 menila redukovaná objemová hmotnosť vrstvy pôdnej vrstvy 0 – 5 cm od 0,94 g/cm³ do 1,6519 g/cm³, čo je dosť veľký rozsah. Tento rozdiel je za prvé spôsobený priestorovou nehomogenitou, za druhé, istý trend zmeny počas roka je možné pripísať povrchovej úprave poľnohospodárskej pôdy. Existuje tu aj viacero faktorov. Avšak, ak pri určovaní objemovej vlhkosti pôdy (čo tvorí hornú hraničnú podmienku pri matematickom modelovaní) použijeme hmotnostnú vlhkosť pôdy a redukovanú objemovú hmotnosť dostaneme napríklad pre hmotnostnú vlhkosť pôdy 0,3 g/g, objemovú vlhkosť pôdy v intervale 0,2848 obj/obj až 0,4956 obj/obj. A to je dosť veľký rozdiel. V roku 2000 sa redukovaná objemová hmotnosť pôdy menila od 1,1987 g/cm³ do 1,6188 g/cm³.

Podobne to platí pri ostatných lokalitách pre pôdnu vrstvu 0 – 5 cm. Na Kráľovskej Lúke sa mení redukovaná objemová hmotnosť v rozsahu 0,6809 až 1,2073 g/cm³ v roku 1999 a 0,8035 až 1,5722 g/cm³ v roku 2000. V Bodíkoch to bolo v roku 1999 od 0,78 až 1,3682 g/cm³ a v roku 2000 od 1,0334 až 1,3629 g/cm³.

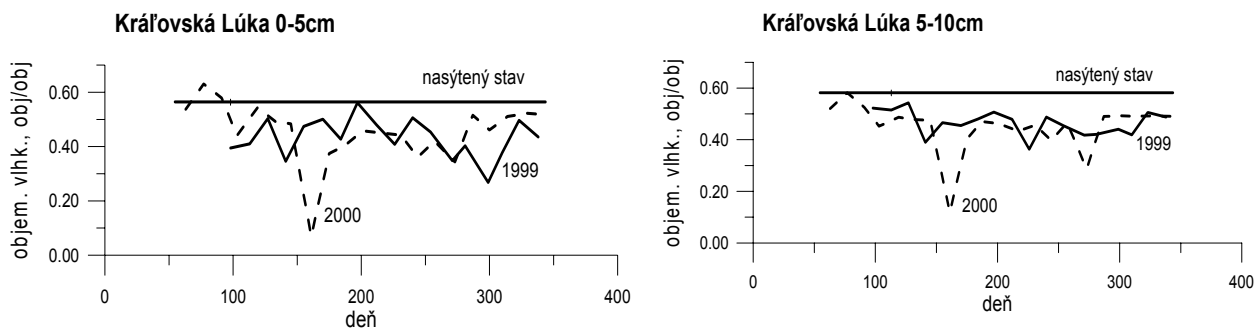
Pomerne veľké intervaly redukovaných objemových hmotností pôdy boli namerané aj pre pôdnu vrstvu 5 – 10 cm ale menšie ako pre vrstvu 0 – 5 cm.

Zmeny vlhkosti horných pôdnych vrstiev v priebehu rokov 1999 a 2000

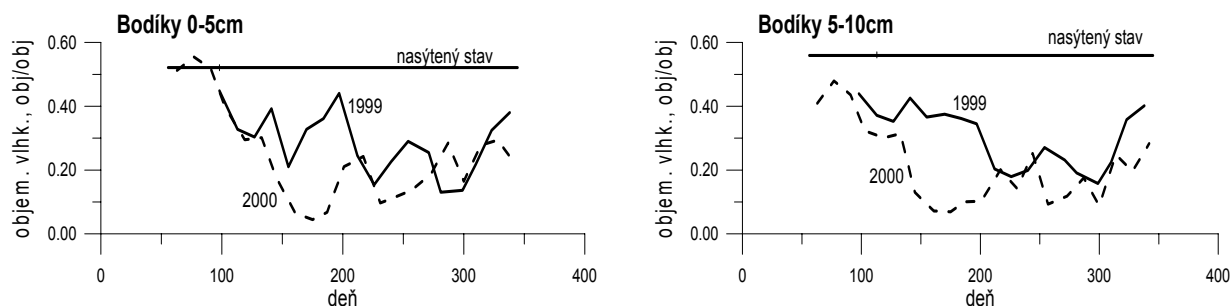
Na obrázkoch 7, 8 a 9 sú zobrazené priebehy objemových vlhkostí vrstiev pôdy 0 – 5 cm a 5 – 10 cm v rokoch 1999 a 2000 v lokalitách Čilízska Radvan, Kráľovská Lúka a Bodíky. Pre zrovnanie je v obrázkoch zobrazená aj vlhkosť, pri ktorej pôdna vrstva nasýtená vodou.



Obr. 7: Priebeh objemových vlhkostí pôdnych vrstiev 0 – 5 cm a 5 – 10 cm v Čilízskej Radvani v rokoch 1999 a 2000.



Obr. 8: Priebeh objemových vlhkostí pôdných vrstiev 0 – 5 cm a 5 – 10 cm na Kráľovskej Lúke v rokoch 1999 a 2000.



Obr. 9: Priebeh objemových vlhkostí pôdných vrstiev 0 – 5 cm a 5 – 10 cm v Bodíkoch v rokoch 1999 a 2000.

Čo sa týka množstva vody v priebehu obidvoch rokov je na tom najlepšie Kráľovská Lúka. Je to lesný ekosystem a pôdny profil je počas väčšiny roka dotovaný aj vodou od hladiny podzemnej vody. V Bodíkoch sa hladina podzemnej vody pohybuje v štrkovom podloží a jej kontakt s vyššími vrstvami pôdy je prerušený.

V Čilízskej Radvani je možné predpokladať že zvýšená evapotranspirácia z povrchu pôdy znižuje vlhkosť vrchných vrstiev pôdy (Šútor a kol., 2004). Vzhľadom na to, že povrch pôdy v tejto lokalite je ovplyvnený orbou a inými poľnohospodárskymi činnosťami je potrebné predpokladať, že aj nasýtená vlhkosť pôdy sa počas roka mení.

Záver

Bola získaná sezónna závislosť redukovanej hmotnosti povrchovej vrstvy pôdy a zmena vlhkosti vrchných pôdných profilov počas rokov 1999 a 2000 v lesných ekosystémoch a v poľnohospodársky obrábannej pôde. Ďalej bol v uvedených rokoch hodnotený vplyv hladiny podzemnej vody v týchto rôznych lokalitách.

PodĎakovanie

Táto práca bola podporovaná z projektu VEGA č. 2/5018/25 a Agentúrou na podporu vedy a techniky na základe Zmluvy č. APVT-51-0448/02 a Zmluvy č. APVT-51-019804.

Literatúra

MIKULEC, V. (2004): Impact of saturated hydraulic conductivity of soils on numerical simulation of soil water movement. Pollution and water resources Columbia University seminar proceedings, Slovak

- Academy of Sciences Institute of Hydrology, s. 193 – 202.
- MIKULEC, V., SKALOVÁ, J., ČISTÝ, M. (2001): Vplyv rôznych klimatických situácií na modelovaný vodný režim pôdy. *Acta Hydrologica Slovaca*, ÚH SAV, Bratislava, 2/2, 139 – 148.
- MIKULEC, V., SKALOVÁ, J. (2002): Evaluation of Simulated Soil Water Regime in the Aeration Zone and Determination of the Impact Rate of Individual Boundary Conditions on its Characteristics. Prvé pôdoznalecké dni v SR, Račková dolina, Vysoké Tatry, Societas Pedologica Slovaca, CD-ROM.
- MIKULEC, V., STEHLOVÁ, K., ŠTEKAUEROVÁ, V. (2003): Využitie matematického modelovania pri riešení vplyvu nožnej klimatickej zmeny na zásobu vody v pôde v lokalite Bodíky v časovom horizonte 2010. *Advanced Simulation of Systems – ASIS 2003, XXVth International Autumn Colloquium*, MARQ, Ostrava, Česká republika, s. 85 – 90.
- STEHLOVÁ, K., MIKULEC, V. (2004): Zhodnotenie prognózy modelovanej zásoby vody v zóne aerácie pôdy v horizonte 2010 na lokalite bodíky. *Acta Hydrologica Slovaca*, 5, 1, 157 – 164.
- STEHLOVÁ, K., MIKULEC, V. (2004): Využitie matematického modelovania pri riešení vplyvu nožnej klimatickej zmeny na zásobu vody v pôde v lokalite Bodíky v časových horizontoch 2010, 2030 a 2075. *Vodohosp. Spravodajca, Združenie zamestnávateľov vo vodnom hospodárstve na Slovensku*, 6 – 7, 22 – 24.
- ŠTEKAUEROVÁ, V., NAGY, V. (2002): Influence of climate conditions on security necessary water for vegetation in various ecosystems. *Polution and water resources Columbia University Seminar Proceedings, The Hungarian Academy of Sciences, Department of Earth, Sciences and Agricultural Science, Budapest, Hungary*, s. 324 – 337.
- ŠTEKAUEROVÁ, V., ŠÚTOR, J. (2000): Úloha monitoringu pri numerickej simulácii vodného režimu zóny aerácie pôdy. *Acta Hydrologica Slovaca*, 1, 2, 203 – 212.
- ŠTEKAUEROVÁ, V., NAGY, V. (2001): Vplyv klimatických podmienok na zabezpečenosť porastu vodou v lokalitách Bač a Bodíky. *Acta Hydrologica Slovaca*, 2, 1, 58 – 63.
- ŠTEKAUEROVÁ, V., NAGY, V., MANIAK, S. (2004): Vlhkostné pomery pôd na obidvoch stranách. In *Acta Hydrologica Slovaca*, 5, 2, 168 – 176.
- ŠÚTOR, J., ŠTEKAUEROVÁ, V. (2000): Hydrofyzikálne charakteristiky pôd Žitného ostrova. *UH SAV, ÚH SAV, Bratislava*, 170 s.
- ŠÚTOR, J., MAJERČÁK, J., ŠTEKAUEROVÁ, V. (2002): Quantification of water store in soil aeration zone in agricultural ecosystems using data files from numerical simulation. *Polution and water resources, Columbia University Seminar Proceedings, The Hungarian Academy of Sciences, Department of Earth, Science and Agricultural Science, Budapest, Hungary*, s. 352 – 361.
- ŠÚTOR, J., ŠTEKAUEROVÁ, V., MAJERČÁK, J. (2002): Klimatické zmeny a vodný režim zóny aerácie pôd v nížinných oblastiach Slovenska. I. Analýza vplyvu zvýšenia priemerných mesačných úhrnov zrážok. *Acta Hydrologica Slovaca*, 3, 1, 129 – 142.
- ŠÚTOR, J., MAJERČÁK, J., ŠTEKAUEROVÁ, V. (2004): Potenciálna (E_0) a aktuálna evapotranspirácia (E_a) ako rozborové charakteristiky vodného režimu zóny aerácie pôdy. *Acta Hydrologica Slovaca*, 5, 2, 177 – 186.
- ŠÚTOR, J., ŠTEKAUEROVÁ, V. (2004): Numerickej simulácii ako alternatíva k experimentálnemu stanoveniu charakteristik infiltrácie vody do pôdy. *Acta Hydrologica Slovaca*, 5, 1, 149 – 156.

Stanovenie aktívneho horizontu zóny aerácie pôdy ako významného fenoménu pre jej bilanciu vody

Július Šútor

Ústav hydrologie SAV, Račianska 75, 838 11 Bratislava, sutor@uh.savba.sk

Úvod

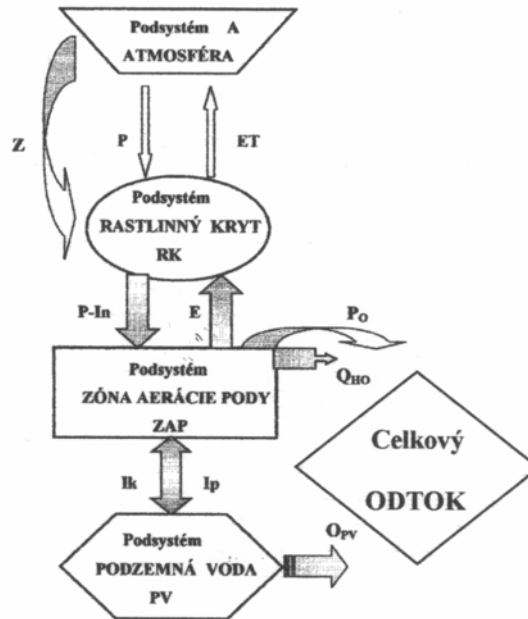
Hranicou medzi podsystemom vegetačný pokryv a podsystemom zóna aerácie pôdy je povrch pôdy. Povrch pôdy je týmto definovaný ako horná hranica zóny aerácie pôdy. Dolnou hranicou je hladina podzemnej vody. Bez prítomnosti hladiny podzemnej vody stanovenie dolnej hranice je vážnym hydrologickým problémom. Táto hranica je dynamická. Mení sa v čase v dôsledku interakcie procesov pohybu vody v nenasýtenej zóne pôdy s prítokom vody infiltráciou a odtokom vody procesom evapotranspirácie. Nepresné určenie dolnej hranice výrazne vplýva na stanovenie vodnej bilancie zóny aerácie pôdy, pretože táto bilancia je viazaná na jej mocnosť (hrúbku).

V predkladanom referáte sa analyzuje problematika stanovenia aktívneho horizontu (mocnosti) zóny aerácie pôdy. Za týmto účelom sa využívajú výsledky monitoringu zásob vody v zóne aerácie pôdy z lokalít Žitného ostrova.

Zóna aerácie pôdy ako podsystem systému povodia

Pohyb vody v povodí je spravidla schematizovaný, kde jednotlivé schémy sú založené na vyjadrení povodia ako systému. Zo systémovej analýzy sa berú do úvahy hlavne poznatky o systémoch so sústredenými alebo s rozloženými parametrami. Čo sa týka zapojenia retencie a dynamiky vody v zóne aerácie pôdy do jej reálnej funkcie v hydrologickom cykle, najpriaznivejšou schémou so všetkých známych schém je schéma pohybu vody v systéme povodia podľa Dooga (1967), a to napriek značnej časovej odľahlosti od jej publikovania. Uvedená analýza pohybu vody v systéme povodia evokuje dať do súladu súčasné poznatky o retencii a dynamike vody v zóne aerácie pôdy s jej funkciou v hydrologickom cykle v rozmeroch povodia. Berúc do úvahy túto skutočnosť, schému systému povodia s rozloženými parametrami môžeme prepracovať vzhľadom na kontinuálny pohyb vody od atmosféry priľahlej k vegetačnému pokryvu, v nadväznosti na pohyb vody vo vegetačnom pokryve, pohyb vody v zóne aerácie pôdy a vo vodonosnom horizonte pod hladinou podzemnej vody (pohyb vody v riečnej, resp. v kanálovej sieti sa nahrádza okrajovými podmienkami pre filtračné prúdenie podzemnej vody na hraniciach vodonosného horizontu) a takto definovaný systém pomenovať systémom atmosféra-vegetačný pokryv – zóna aerácie pôdy – podzemná voda (ďalej len A-VP-ZAP-PV). Predložený kreovaný systém (Šútor, 2003) je v súlade s definíciami systému v rôznych vedných oblastiach (Doodge, 1967; Karplus, 1958; Hillel, 1977; Kraijenhoffer van de Leur, 1966, 1973; Beven-Kirby, 1979; Ishaq-Huff, 1979) a môže sa schematicky vyjadriť tak, ako sa uvádza na obr. 1.

Predložená schéma pozostáva zo štyroch podsystemov: atmosféra, vegetačný pokryv, zóna aerácie pôdy, podzemná voda a celkový odtok (povrchový aj podzemný). Uvádzajú sa väzby, resp. interakčné procesy medzi jednotlivými podsystemami, kde: P – zrážky, Z – horizontálne zrážky, ET – evapotranspirácia, I_n – intercepcia vegetačného krytu, E – evaporácia z povrchu pôdy, P_o – povrchový odtok, Q_{ho} – hypodermický odtok, I_p – penetrácia vody do podzemnej vody, I_k – kapilárny prítok od hladiny podzemnej vody, O_{pv} – odtok podzemnej vody. Vyznačené spolupôsobenie medzi zónou aerácie pôdy a podzemnou platí v prípade, keď medzi nimi existuje hydraulický kontakt. V opačnom prípade tok vody I_p predstavuje penetráciu vody do nižšie položených geologických štruktúr. Takto kreovaný systém povodia prioritizuje problematiku retencie vody, ktorá sa zo zrážok v povodí akumuluje, oproti schémam systému povodia uvádzaných vo vyššie citovanej literatúre, kde v centre pozornosti je odtok vody z povodia, t.j. transformácia zrážok na odtok.



Obr.1. Schematizácia systému povodia s rozloženými parametrami (A-VP-ZAP-PV) (Šútor,2003).

Pre jednoduchosť ďalšej analýzy úlohy a funkcie zóny aerácie pôdy, ako podsystemu systému povodia, sa orientujeme na jej pozíciu v nížinných podmienkach.

V nížinných podmienkach je povrchový a hypodermický odtok nulový, t.j. $P_o = 0$ a $Q_{ho} = 0$ a horizontálne zrážky sa zanedbávajú a teda aj $Z = 0$. Okrem toho, vzájomné spolupôsobenie podzemnej vody s vodou v zóne aerácie pôdy je determinované polohou jej hladiny, pretože podzemná voda je referenčnou úrovňou pre vyjadrenie celkového potenciálu vody vyskytujúcej sa v zóne aerácie pôdy. Gradient celkového potenciálu je hybnou silou pohybu vody a jeho hodnota nad a pod ňou určuje smer pohybu vody. Režim hladiny podzemnej vody je určovaný väzbou podzemnej vody s riečnou, resp. kanálovou sieťou v území. Pre uvedené zjednodušenia systému povodia v podmienkach nížiny možno formulovať nasledovnú rovnicu bilancie vody.

Bilancia vody v zóne aerácie pôdy

Pri bilancovaní objemu vody v zóne aerácie pôdy v uvedenom systéme povodia v určitom časovom období sa vychádza z jednoduchej bilančnej rovnice (1). Predpokladajme, že v čase t_0 objem vody v zóne aerácie pôdy zodpovedá hodnote W_0 a v čase t hodnote W_t (v oboch prípadoch vyjadrené v mm vodného stĺpca). Berúc do úvahy, že na tvorbe, resp. zmenách zásob vody v zóne aerácie pôdy sa podieľajú toky vody cez jej hranice (t.j. keď priamy vplyv na vodný režim má poloha hladiny podzemnej vody a vegetačný pokryv), objem vody v čase t môžeme vyjadriť nasledovne:

$$W_t = W_0 + I_k + I_i - E - T - I_p, \quad (1)$$

kde W_0 – východiskový obsah vody v zóne aerácie pôdy, W_t – časový horizont v hydrologickom roku, I_k – kapilárny prítok vody, I_i – prítok vody infiltráciou zo zrážok, E – odtok vody fyzikálnym výparom vody z povrchu pôdy za dt , T – odtok vody výparom z rastlinného krytu, t.j. transpiráciu, I_p – odtok vody zo zóny aerácie priesakom do nižších horizontov, resp. do hladiny podzemnej vody. Integrálny objem vody W_t pre vymedzené geometrické hranice zóny aerácie pôdy a relevantný časový horizont môžeme stanoviť aj z rozdelenia obsahu vody po výške zóny aerácie pôdy získaného buď priamym monitoringom, resp. z numerickej simulácie na matematickom modeli, a to využitím vzťahu (2)

$$W_t = \int_{z_d}^{z_p} \Theta(z, t) dz \quad (2)$$

kde z_p – horná hranica zóny aerácie (povrch pôdy), z_d – dolná hranica zóny aerácie, z – súradnica polohy jednotlivých horizontov zóny aerácie pod povrchom pôdy, t – časový horizont v hydrologickom roku, napr. číslo dňa od začiatku roka, Θ – obsah vody v pôde, v mm vodného stĺpca.

Ďalej sa upresňuje vyjadrenie I_i ako rozdiel úhrnu zrážok P a intercepcie I_{in} , t.j. $I_i = P - I_{in}$. Za týchto predpokladov zmena objemu vody v zóne aerácie pôdy v časovom intervale $(t - t_0)$ je vyjadrená rozdielom medzi členmi rovnice (1), ktoré vyjadrujú prítok $(I_k + I_i - I_p)$ a odtok $(E + T + I_{in})$ vody cez jej hranice, t.j.

$$(W_t - W_0) = (I_k + P - I_p) - (E + T + I_{in}) \quad (3)$$

Ďalší postup výpočtu je závislý na poznaní, resp. určení hodnôt členov rovnice (3) pre hodnotený časový interval.

Interakčné procesy podsystemov atmosféra (A) – vegetačný pokryv (VP) – nenasýtená zóna (NZ) – podzemná voda (PV), prebiehajúce cez ich vymedzené hranice, determinujú kontinuálny pohyb vody v definovanom systéme A-VP-NZ-PV.

Vymedzenie hraníc zóny aerácie pôdy

Vážnym problémom v systéme A-VP-ZAP-PV je vymedzenie hraníc zóny aerácie pôdy, a preto je tomuto fenoménu venovaná prvoradá pozornosť. Ako bolo uvedené, rozhodujúcou hranicou medzi podsystemom vegetačný pokryv a podsystemom zóna aerácie pôdy je povrch pôdy. Táto hranica je výrazným prechodom charakteru zákonitostí pohybu vody nad povrchom pôdy a pod ním. Súčasne je hornou hranicou nenasýtenej zóny. Jej geometrické vymedzenie nerobí podstatné ťažkosti. Rozdeľujúcou hranicou podsystemov zóna aerácie pôdy a podzemná voda je jej voľná hladina. Je to izobara atmosférického tlaku vody, ktorú konvenčne považujeme za izobaru nulového tlaku (referenčná úroveň) vzhľadom na energetický stav vody v uvedených podsystemoch. Nad jej úrovňou sa voda v zóne aerácie pôdy nachádza spravidla pri záporných tlakoch a pod ňou pri kladnom hydrostatickom tlaku. Takto definovaná hranica podsystemov je dolnou hranicou nenasýtenej zóny.

Oproti hornej hranici nenasýtenej zóny je jej dolná hranica, vzhľadom na geometrické vymedzenie, vážnym problémom. Táto hranica je dynamická. Mení sa v čase v dôsledku interakcie procesov pohybu vody v nenasýtenej zóne s filtračným prúdením podzemnej vody pod jej hladinou.

Z dôvodov systematičnosti ďalšej analýzy zaoberajme sa najprv situáciou keď je hladina podzemnej vody tak hlboko, že nie je vytvorený hydraulický kontakt medzi ňou a nenasýtenou zónou, t.j. hladina podzemnej vody sa nepodieľa na vodnej bilancii zóny aerácie pôdy a dolnú hranicu podsystemu NZ je potrebné definovať iným vhodným konvenčným spôsobom. Tu sa rozoznávajú dva prípady.

Prvý prípad. Ak hodnota pomeru $P / E_0 \leq 1$ (kde P – ročný úhrn zrážok, E_0 – ročný úhrn potenciálnej evapotranspirácie), potom dolná hranica zóny aerácie pôdy je významnou hydrologickou charakteristikou udávajúcou hĺbku obratu zrážkovej vody naspäť do atmosféry. V súlade s uvedeným môžeme predpokladať existenciu *horizontu* nenasýtenej zóny, kde tieto procesy prebiehajú. Budagovskij (1964) nazýva tento horizont *výpočtovou vrstvou* „sumárneho výparu“, pod ktorým sa rozumie súčet výparu (evaporácie) a transpirácie, teda hodnota evapotranspirácie. V tomto prípade objem vody vo vytýčenom horizonte zóny aerácie pôdy má funkciu výlučne zdroja vody pre rastlinný kryt. Pre vodnú bilanciu v týchto podmienkach platí rovnica (4):

$$P = E + (W_2 - W_1) \quad (4)$$

kde P je úhrn zrážok, E aktuálna evapotranspirácia, $(W_2 - W_1)$ zmena obsahu vody v zóne aerácie pôdy o danej mocnosti (W_1 – objem vody na začiatku a W_2 na konci bilancovaného časového intervalu). Jednotlivé členy rovnice sú vyjadrené v mm vodného stĺpca.

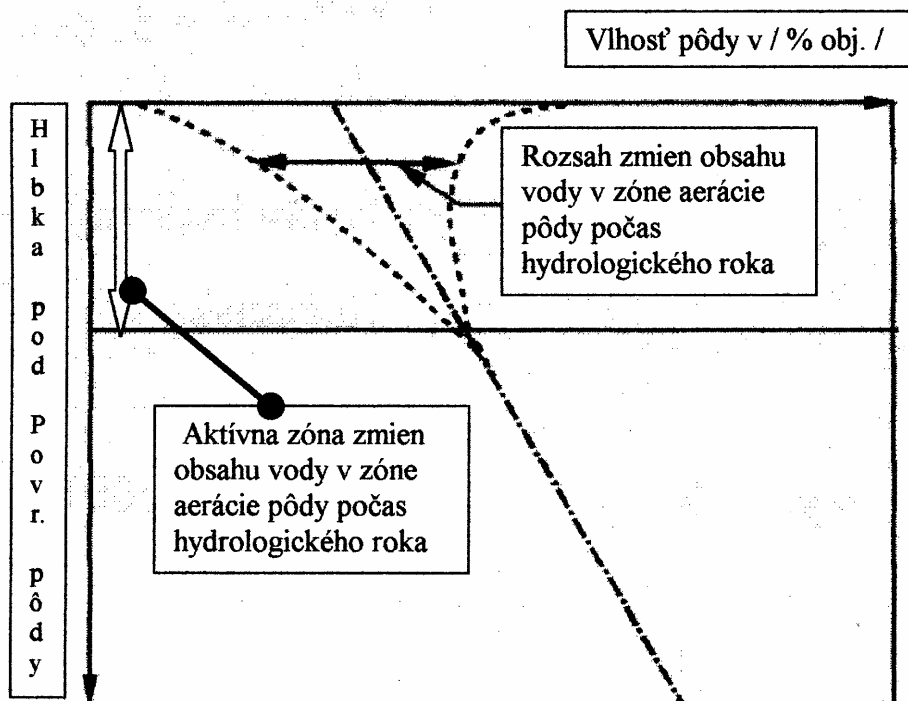
Druhý prípad. Ak hodnota pomeru $P / E_0 > 1$, zóna aerácie pôdy má funkciu zdroja vody pre rastlinný kryt a súčasne má funkciu transformácie prebytočnej vody v pôde na prienik do hlbších horizontov geologických štruktúr, resp. funkciu transformácie zrážok na podpovrchový odtok. Odber vody rastlinným krytom sa realizuje v horizonte zóny aerácie pôdy, ktorý sa nazýva jej „aktívnym horizontom“ (Šútor, 2003).

Aktívny horizont pôdy je definovaný ako oblasť zóny aerácie pôdy pri jej povrchu, v ktorej sa obsah vody mení so zrážkami a evapotranspiráciou. Schematizujúce zobrazenie aktívneho horizontu zóny aerácie pôdy sa uvádza na obr. 2. Je viacero faktorov, ktoré vplyvajú na hrúbku (mocnosť) aktívneho horizontu zóny aerácie pôdy. Dva, z mnohých ostatných, sú : existencia privilegovaných ciest a existencia pieskových podložných vrstiev (resp. vrstiev s relatívne vyššou vodivosťou v porovnaní s vrstvou nadložnou) a šošoviek o väčšej priepustnosti, ktoré môžu prepúšťať vodu z povrchu pôdy pod pôdny profil (by pass flow). Iná je situácia na sklonoch, kde sa favorizuje laterálny vnútro-pôdny odtok. Dolný okraj aktívneho horizontu je súčasne dolnou hranicou zóny aerácie pôdy.

V týchto podmienkach pri bilancovaní objemu vody v zóne aerácie pôdy sa vychádza z bilančnej rovnice nasledovného tvaru

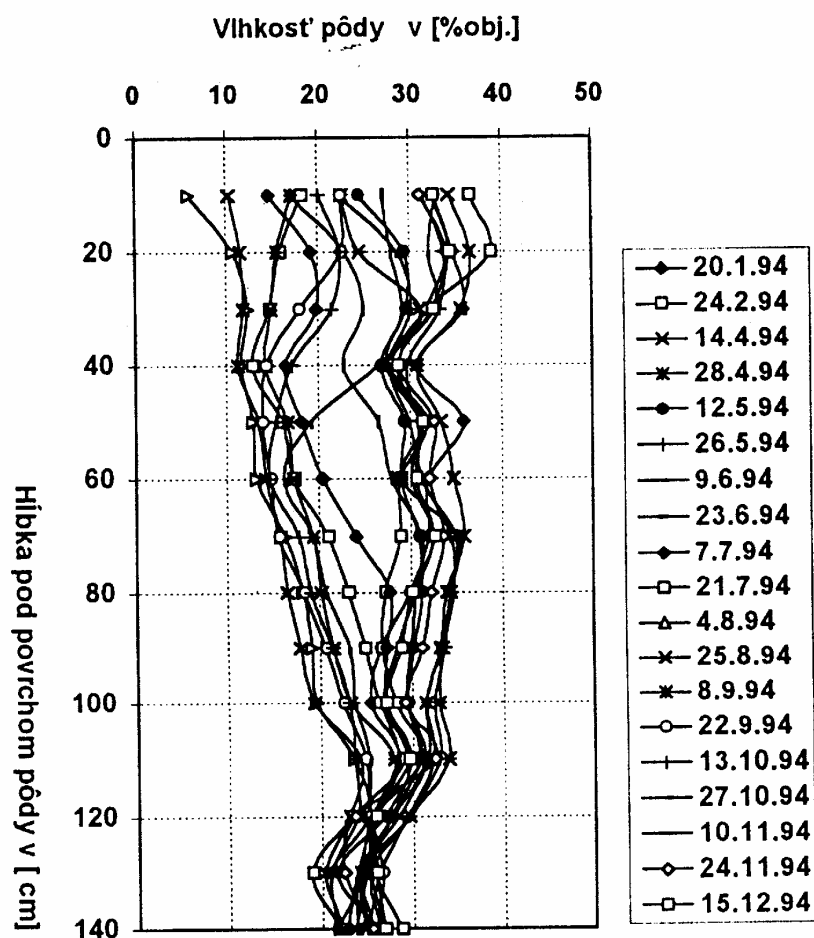
$$P = E + O + (W_2 - W_1), \quad (5)$$

ktorá predstavuje rovnicu (4) pridaním člena O, kvantifikujúceho odtok vody zo zóny aerácie pôdy do nižších geologických štruktúr.



Obr. 2: Aktívny horizont zóny aerácie pôdy.

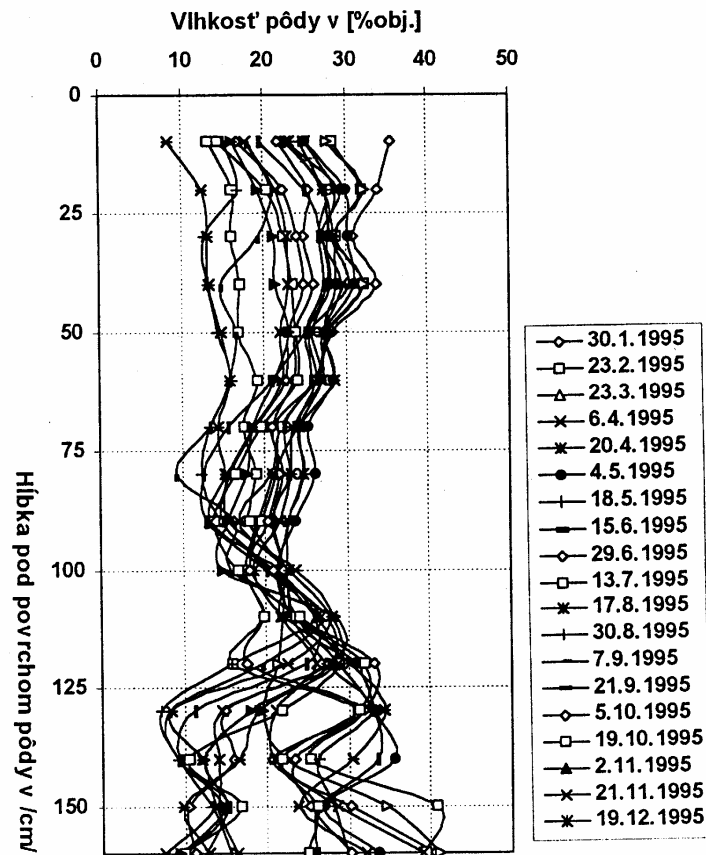
V uvedených dvoch prípadoch sú definované hĺbky zóny aerácie pôdy polohou dolného okraja aktívneho horizontu, t.j. jej dolnou hranicou. Je to hĺbka s dôležitým hydrologickým významom. Jej hodnota závisí od intenzívnosti prebiehajúcich procesov.



Obr. 3: Rozdelenie obsahu vody po výške zóny aerácie pôdy na lokalite Trstená v období od 20.1. do 15.12. 1994, mocnosť zóny aerácie pôdy 140 cm (Šútor, 1998).

V prípade evapotranspirácie, táto na danej lokalite je signifikantne závislá od rozvinutia koreňového systému vegetačného pokryvu. Zvlášť výrazne tento faktor vystupuje do popredia pri kvantifikácii bilancie vody v poľnohospodárskych ekosystémoch v nížinných oblastiach. V týchto podmienkach sa dostatočne presne stanovuje aktívny horizont zóny aerácie pôdy priamym monitoringom. Takýto prípad sa uvádza na obr. 3, kde je vizualizované rozdelenie vlhkosti po výške pôdneho profilu na lokalite Žitného ostrova. Z chodov vlhkosti v jednotlivých horizontoch je vidieť, že interval vlhkosti $< \min - \max >$ sa s hĺbkou postupne zužuje, až v hĺbke 120, 130 a 140 cm zostáva konštantný. Teda hĺbka 120 cm zodpovedá dolnej hranici aktívneho horizontu zóny aerácie pôdy na tejto lokalite v roku 1994. Chod hodnôt objemu vody v uvedenej hĺbke formuluje okrajovú podmienku pre stanovenie charakteristík vodného režimu zóny aerácie pôdy numerickou simuláciou na matematickom modeli vodného režimu a vodnej bilancie. Matematické modely využívané za týmto cieľom u nás, t.j. HYDRUS, GLOBAL, DAISY, MOVOREP a DINUND (Šútor, Štekauerová, 2000), pracujú s denným krokom a dolná okrajová podmienka je stanovená vlhkosťným potenciálom zodpovedajúcim bodom vlhkostnej retenčnej čiary pre hodnoty obsahu vody na dolnom okraji aktívneho horizontu zóny aerácie pôdy. Pre podmienky rozdelenia vlhkosti po výške pôdneho profilu je to hĺbka 130 cm a bez ujmu na presnosti možno brať konštantnú hodnotu vlhkosťného potenciálu odpovedajúcu vlhkosti 35 %. Voľba akejkoľvek inej hĺbky, ako hĺbky dolnej hranici aktívneho horizontu, je pre stanovenie vodnej bilancie závä-

dzajúce, a to z toho dôvodu, že bilančná rovnica (3) je geometrický viazaná na aktívny horizont zóny aerácie pôdy.



Obr. 4: Rozdelenie obsahu vody po výške zóny aerácie pôdy na lokalite Mliečno v období od 30.1. do 19.12. 1994, mocnosť zóny aerácie pôdy 160 cm (Šútor, 1998).

Ak má zóna aerácie pôdy hydraulický kontakt s podzemnou vodou, tak potom je spojitá hladina podzemnej vody jej dolnou hranicou. V spracovaných materiáloch sa hladina podzemnej vody udáva v nadmorskej výške. Podobne je aj plošné spracovanie priebehu hladín podzemnej vody vo forme hydroizohyps (Radčenko, 1984). Preto tieto údaje priamo neposkytujú informáciu o dolnej hranici zóny aerácie pôdy. Jej horná hranica je determinovaná, napr. digitálnou mapou reliéfu povrchu pôdy, ktorá podobne ako hydroizohypsy, je udávaná v nadmorskej výške. Dolná hranica zóny aerácie pôdy je potom kvantifikovateľná jej hĺbkou pod povrchom pôdy, a to ako rozdiel nadmorskej výšky reliéfu povrchu pôdy a polohy hladiny podzemnej vody v danom záujmovom území (taktiež v nadmorskej výške). V dôsledku zvltnosti a členitosti povrchu reliéfu pôdy a spojitého priebehu hladiny podzemnej vody mocnosť zóny aerácie pôdy (daná vzdialenosťou povrchu pôdy od dolnej hranice zóny aerácie pôdy) preukazuje v priestore územia značnú variabilitu. Táto variabilita je pomenovaná ako priestorová variabilita mocnosti zóny aerácie pôdy. Pretože režim hladiny podzemnej vody má dynamický charakter v čase, potom následne aj mocnosť zóny aerácie na tom istom stanovisku preukazuje v zmysle jej definície variabilitu v čase.

Táto variabilita majúca pôvod v kolísaní hladiny podzemnej vody (ako dolnej hranici zóny aerácie pôdy) je pomenovaná ako časová variabilita zóny aerácie pôdy. Časová a priestorová variabilita mocnosti zóny aerácie pôdy má priamy vplyv na stanovenie jej zásob a dynamiky počas vegetačného obdobia, resp. hydrologického roku.

V týchto podmienkach obsah vody sa mení so zrážkami, evapotranspiráciou a interakčnými tokmi vody medzi zónou aerácie pôdy a hladinou podzemnej vody. Ide o proces perkolácie vody do hladiny podzemnej vody a kapilárny prítok od nej. Charakteristický chod rozdelenia vlhkosti pre túto situáciu je dokumentovaný údajmi z monitoringu na obr. 4. Porovnaním s rozdelením vlhkosti na obr. 3 je rozdiel zrejmý. Dolná časť zóny aerácie je pod silným vplyvom kapilárneho toku vody od hladiny podzemnej vody. K relatívne nižším hodnotám obsahu vody prispieva drenážny účinok hladiny podzemnej vody, t.j. jej pokles a zvyšovanie je determinované kapilárnym prítokom.

Pre numerickú simuláciu vodného režimu aktívneho horizontu zóny aerácie pôdy sa ako dolná okrajová podmienka berie potenciál na voľnej hladine podzemnej vody, t.j. $h_w = 0$. Nad voľnou hladinou vody rozdelenie vlhkosti, ako počiatočná podmienka pre numerickú simuláciu, sa môže brať rozdelenie odpovedajúce rovnovážnemu stavu, t.j. vlhkostnej retenčnej čiare.

Záver

Aktívny horizont pôdy je definovaný ako oblasť zóny aerácie pôdy, v ktorej sa objem vody počas hydrologického roku mení so zrážkami a evapotranspiráciou. Inými slovami, je to oblasť interakcie podsystemov atmosféra a vegetačný pokryv s podsystemom zóna aerácie pôdy, t.j. s procesmi jej tvorby a dynamiky zásob vody. Schematizujúce zobrazenie aktívneho horizontu zóny aerácie pôdy sa uvádza na obr. 2. Adekvátne stanovenie hraníc aktívneho horizontu zóny aerácie pôdy má priamy vplyv na stanovenie zásob vody výpočtom z bilančnej rovnice typu (3). Ak sa do výpočtu uvažuje s menšou mocnosťou aktívneho horizontu ako je in situ na danej lokalite a v danom časovom horizonte, potom výpočtom zásob vody oproti monitorovaným hodnotám sa získavajú nižšie hodnoty a vice versa. Obecne, voľba akejkoľvek inej hĺbky, ako hĺbky dolnej hranici aktívneho horizontu, je pre stanovenie vodnej bilancie zavádzajúce, a to z toho dôvodu, že bilančná rovnica (3) je geometricky viazaná na aktívny horizont zóny aerácie pôdy.

V uvedenom príspevku sú analyzované hranice aktívneho horizontu zóny aerácie pôdy a dokumentované s využitím údajov získaných priamym monitoringom na lokalitách Žitného ostrova, t.j. z lokality Trstená na Ostrove (obr. 3) a lokality Mliečno (obr. 4).

PodĎakovanie

Táto práca bola podporovaná Agentúrou pre podporu vedy a techniky prostredníctvom finančnej podpory č. APVT-51-044802

Literatúra

- Beven, K. J., M. J. Kirby (1979): Consideration on the development and validation of a simple physically-base, variable contributing area model of catchment hydrology. In: Surface and sub-surface hydrology (Edit. H. J. Morel-Seytoux), Fort Collins, Colorado, USA, s. 23 – 36.
- Budagovskij, A. I. (1964): Isparenie počvennoj vodka počvoj. Izd. Nauka, Moskva.
- Doodge, F. C. I. (1967): The hydrologic Circle as a closed system. In: Proc. Int. Hydrol. Symp., Fort Collins.
- Hillel, D. (1977): Computer simulation of soil-water dynamics: A compendium of recent work. Ottawa, IDRC, 214 s.
- Ishaq, A. M., D. D. Huff (1979): Hydrologic source areas. B. Runoff simulations. In: Modeling hydrologic processes (Ed. H. J. Morel-Seytoux), Fort Collins, Colorado, USA, p. 511 – 523.
- Karplus, W. J. (1958): Analog simulation. McGraw-Hill Book Comp., New York, 312 s.
- Kraijenhoff van de Leur, D. A. (1973): Rainfall-runoff relations and watershed runoff In: Drainage principles and applications II. Theories of field drainage and watershed runoff. Wageningen, s. 245 – 320.
- Kraijenhoff van de Leur, D. A. (1966): Runoff models with linear elements. In: Recent trend sin hydrograph syntesis. Versl. En Meded. Comm. Hydrol. Onderz. TNO 13, The Hague, 107 s.

- Prigogine, I. (1967): Introduction to Thermodynamics of Irreversible Processes. Wiley Interscience, New York, 254 s.
- Radčenko, I., J., Šútor, J., Němec (1976). Výskum drenážneho prúdenia podzemnej vody na poľnom modeli. Vodohosp. Čas., 24 s.
- Šútor, J., V. Štekauerová (2000): Hydrofyzikálne charakteristiky pôd Žitného ostrova. ÚH SAV – ASCO, Bratislava, 164 s.
- Šútor, J., M. Gomboš, R. Mati, J. Ivančo (2002): Charakteristiky zóny aerácie pôd Východoslovenskej nížiny, ÚH SAV – ASCO Bratislava, 217 s.
- Šútor, J. (1998): Monitorovanie, spracovávanie a interpretácia zásob vody v zóne aerácie povrchnej vrstvy Žitného ostrova [Výskumná správa z monitoringu za roky 1989 – 1997], ÚH SAV, Apríl 1998, zv. I. až zv. III., 300 s.
- Šútor, J. (2003): Retencia a dynamika vody v zóne aerácie pôdy ako súčasť hydrologického cyklu. I. Pohyb vody v povodí v systémovej interpretácii. Acta Hydrologica Slovaca, 4, 1, 10 – 20.

Vplyv porastu na dynamiku zásob vody v zóne aerácie pôdy

Július Šútor¹, Milan Gomboš², Rastislav Mati³

¹ Ústav hydrológie SAV, Račianska 75, 838 11 Bratislava,

² Ústav hydrológie SAV, Bratislava, pracovisko VHZ, Hollého 42, 071 01 Michalovce

³ Oblastný výskumný ústav agroekológie, Špitálska 071 01 Michalovce

Úvod

Na dynamike zásob vody v zóne aerácie sa podieľajú zložky kvantifikujúce interakciu podsystemu „zóne aerácie pôdy“ (ZAP) s podsystemami „atmosféra“ a „vegetačný pokryv“ (A-VP). Sú to: $E_t = E_a + T_a + P$ (kde E_t – aktuálna evapotranspirácia, T_a – aktuálna transpirácia, E_a – aktuálna evaporácia a P zrážky). Integrálny dopad týchto zložiek determinuje chod zásob vody v zóne aerácie pôdy. Tento dopad možno sledovať priamym monitoringom.

Cieľom tohoto príspevku je kvantifikácia vplyvu rôznych druhov porastu na dynamiku zásob vody v zóne aerácie pôdy. Za týmto účelom sa využívajú výsledky monitoringu vlhkosti pôd v podmienkach Žitného ostrova a Východoslovenskej nížiny.

Bilancia vody v zóne aerácie pôdy a jej monitoring

Pri bilancovaní objemu vody v zóne aerácie pôdy (tj. hodnotení vlhkostného stavu pôdy) v nížinných oblastiach v určitom časovom období (Šútor, 1997; Šútor, 2000) sa vychádza z jednoduchej bilančnej rovnice (1). Predpokladajme, že v čase t_0 objem vody v zóne aerácie pôdy zodpovedá hodnote W_0 a v čase t hodnote W_t (v oboch prípadoch vyjadrené v mm vodného stĺpca). Berúc do úvahy, že na tvorbe, resp. zmenách zásob vody v zóne aerácie pôdy sa podieľajú toky vody cez jej hranice (t.j. keď priamy vplyv na vodný režim má poloha hladiny podzemnej vody a vegetačný pokryv aktívneho horizontu zóny aerácie pôdy), zmenu objemu vody $\Delta W = (W_t - W_0)$ v časovom intervale $\Delta t = (t - t_0)$ môžeme vyjadriť nasledovne

$$(W_t - W_0) = I_k + P - E - T - I_p, \quad (1)$$

kde W_0 – východiskový obsah vody v zóne aerácie pôdy, W_t – obsah vody v uvažovanom časovom horizonte v hydrologickom roku, I_k – kapilárny prítok vody, P – prítok vody zo zrážok, E – odtok vody v dôsledku fyzikálneho výparu vody z povrchu pôdy, T – odtok vody výparom z rastlinného krytu, t.j. transpiráciou, $E+T = E_0$ (tiež E_0 alebo E_a, E_r), I_p – odtok vody zo zóny aerácie priesakom do nižších horizontov, resp. do hladiny podzemnej vody.

Zložky vodnej bilancie, uvedené na pravej strane rovnice, sa podieľajú na zmene obsahu vody v zóne aerácie pôdy $\Delta W = (W_t - W_0)$ svojim priebehom v uvedenom časovom intervale $\Delta t = (t - t_0)$. Zmenu obsahu vody ΔW možno na záujmovom území kvantifikovať priamym monitoringom vo vertikále zóny aerácie pôdy (napr. meraniami metódou neutrónovej sondy) t.j. v ich časovom a priestorovom prejave – samozrejme v závislosti od frekvencie meraní a od rozloženia meracích bodov na povrchu záujmového územia. ΔW možno určovať taktiež stanovením jednotlivých členov bilančnej rovnice uvedených na pravej strane rovnice (1). Pre určenie hodnôt týchto členov, resp. zložiek vodnej bilancie, sa využívajú dva metodické postupy. Prvý je založený na priamych metódach ich stanovenia *in situ* na záujmovej lokalite, resp. území. Druhý prístup je výpočtový. Je založený na numerickej simulácii vodného režimu s využitím jeho matematického modelu.

Rezultujúci účinok procesov vyjadrených v rovnici (1) členmi na jej pravej strane predstavuje chod integrálneho objemu vody v zóne aerácie pôdy vo vymedzenom časovom horizonte, napr. počas hydrologického roku, vegetačného obdobia, alebo iným záujmom vytýčeného obdobia. Tento chod na danej lokalite, resp. v sieti stanovišť organizovaného monitoringu, môže byť analyzovaný z rôznych aspektov, ktorý je determinovaný cieľmi a zámermi okruhom používateľov týchto informácií.

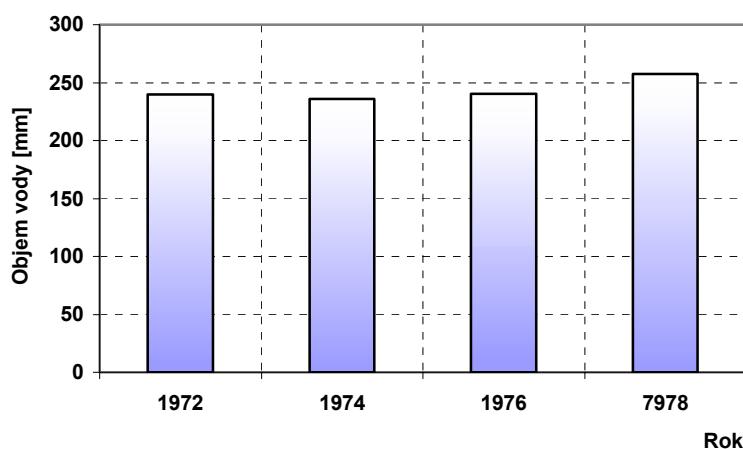
Dynamika zásob vody v zóne aerácie pôdy je v centre pozornosti

- ekológov pre potrebu hodnotenia zásob vody pre zásobovanie rastlinného krytu vodou,
- geografov z hľadiska hodnotenia retenčných vlastností jednotlivých horizontov pôdného profilu,
- hydroológov pre získanie, stanovenie smeru pohybu vody v zóne aerácie pôdy ako časti hydrologického cyklu,
- odborníkov pre ochranu podzemných vôd proti znečisteniu prienikom znečisťujúcich látok z pôdného profilu,
- odborníkov závlahového hospodárstva pre zefektívnenie závlah poľnohospodársky využívaných plôch.
- krajinného inžinierstva pre kvantifikáciu akéhokoľvek navrhovaného zásahu do prírodného prostredia.

V ďalšom je príspevok orientovaný na analýzu a kvantifikáciu chodu zásob vody v zóne aerácie pôdy pod rôznymi porastami na jej povrchu. Signifikantnosť problematiky interakcie zásob vody v zóne aerácie pôdy s rastlinným je dokumentovaný jej účasťou pri formulovaní vedného odboru – ekohydrologie (Witte et al., 2004; Zalewski et al., 1997).

Metodický postup a výsledky

Priamym monitoringom obsahu vody vo vertikále zóny aerácie s diskretizáciou po 10 cm od jej povrchu až do hĺbky 80 cm na lokalite v Milhostove (nachádzajúcej sa na Východoslovenskej nížine) v rokoch 1972, 1974, 1976 a 1978 (Šútor a kol.; Šútor, Mati, 1993, 1994; Gomboš a kol., 1999) pod porastom d'ateliny, bol získaný súbor údajov o priebehu vlhkosti v jednotlivých vrstvách pedoprofilu a chod integrálneho objemu vody v 80 cm horizonte. Pre jednotlivé mesiace vegetačného obdobia (apríl až september) bol stanovený priemerný objem. Grafické zobrazenie sa uvádza na obr. 1.



Obr. 1: Integrálny objem vody v zóne aerácie pôdy na lokalite Milhostov vo vegetačnom období rokov 1972, 1974, 1976 a 1978 pod porastom d'ateliny, mocnosť zóny aerácie 80 cm.

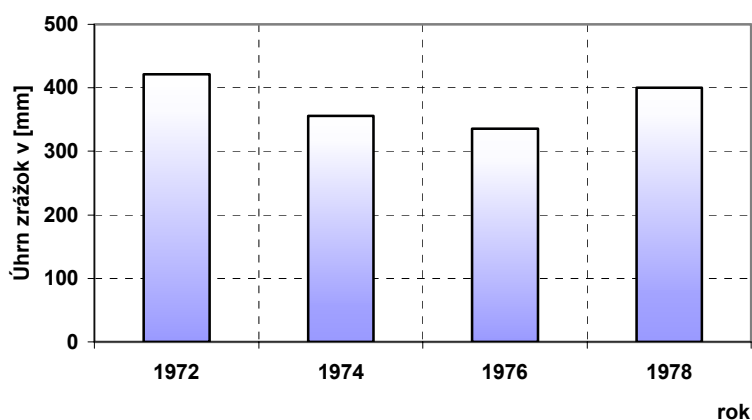
Pri porovnávaní hodnôt objemu vody v 80 cm horizonte zóny aerácie pôdy zodpovedajúci jednotlivým vybraným hydrolimitom s priemernými hodnotami monitorovaného objemu vody v uvedených rokoch bola získaná nerovnosť

$$307,2 \text{ mm (PVK)} > 257,51 \text{ mm (MON-1978)} > 240,24 \text{ mm (MON-1976)} > 239,53 \text{ mm (MON-1972)} > 236,16 \text{ mm (MON-1974)} > 217,6 \text{ mm (BZD)} > 153,6 \text{ mm (BV)}$$

Keď berieme do úvahy aritmetický priemer monitorovaných údajov za uvedené 4 roky získava sa prehľadnejšia nerovnosť v tvare

$$307,2 \text{ mm (PVK)} > 243,36 \text{ mm (MON)} > 217,6 \text{ mm (BZD)} > 153,6 \text{ mm (BV)}$$

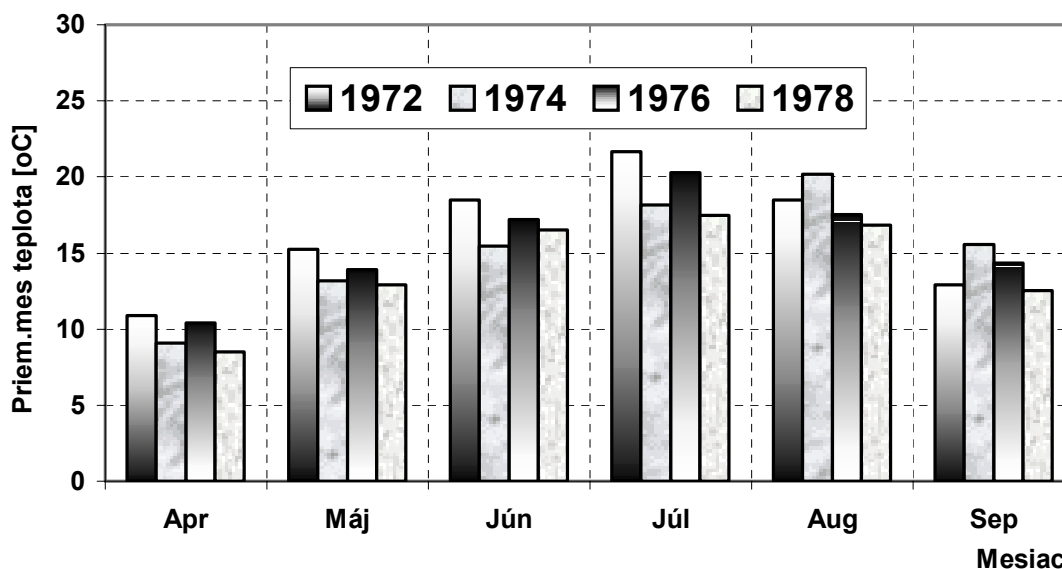
Táto nerovnosť poukazuje na skutočnosť, že v uvedených rokoch na záujmovej lokalite bola zásoba objemu vody v zóne aerácie pôdy dostatočná, ak nie podľa rôznych kritérií optimálna, pre zásobovanie vegetačného krytu, tj. rastu d'ateliny.



Obr. 2: Zrážkové úhrny na lokalite Milhostov pre vegetačné obdobie rokov 1972, 1974, 1976 a 1978.

Pre posúdenie dopadu zrážkových úhrnov na ročné priemery objemu vody (obr. 1) sa na obr. 2 uvádzajú zrážkové úhrny pre vegetačné obdobie v rokoch relevantných k obr. 1. Možno pozorovať slabú väzbu medzi úhrnmi zrážok objemu vody, avšak tendencia je zrejmá. Roky 1972 a 1978 sú v oboch prípadoch rozdielne od údajov v rokoch 1974 a 1978. No v rokoch 1972 a 1978 by sa čakalo opačný pomer hodnôt.

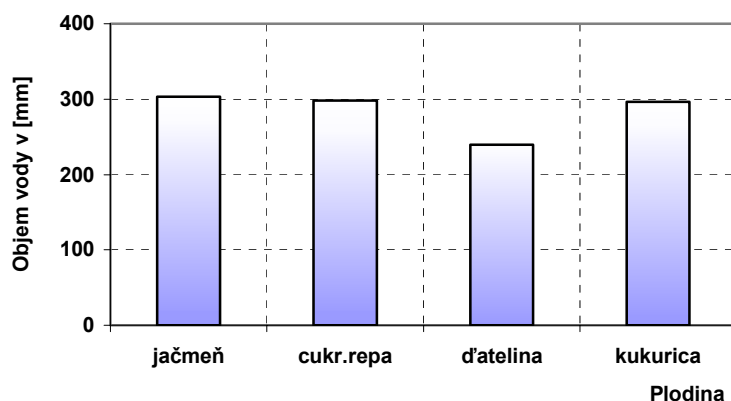
Ďalším výrazným pôsobiacim faktorom sú teploty. Na obr. 3 sa pre danú lokalitu uvádzajú priemerné mesačné teploty vegetačného obdobia. Relatívne najnižšie hodnoty mesačných



Obr. 3: Priemerné mesačné teploty vegetačného obdobia na lokalite Milhostov v rokoch 1972, 1974, 1976 a 1978.

priemerných teplôt okrem mesiaca jún sú v roku 1978. Najvyššie v prvých štyroch mesiacoch v roku 1972. Hľadať vzťah medzi priemernými mesačnými teplotami a integrálnym rozdelením objemu vody nie je jednoduché, jednoznačný.

Pre záujmovú lokalitu Milhostov bol vyhodnotený i druh porastu na priemerný ročný objem vody v zóne aerácie pôdy. Výsledok pre porast jačmeňa, cukrovej repy, ďateliny a kukurice a rok 1972 sa uvádza na obr. 4.



Obr. 4: Integrálny objem vody v zóne aerácie pôdy na lokalite Milhostov vo vegetačnom období roku 1972 pod porastom jačmeňa, cukrovej repy, ďateliny a kukurice, mocnosť zóny aerácie 80 cm.

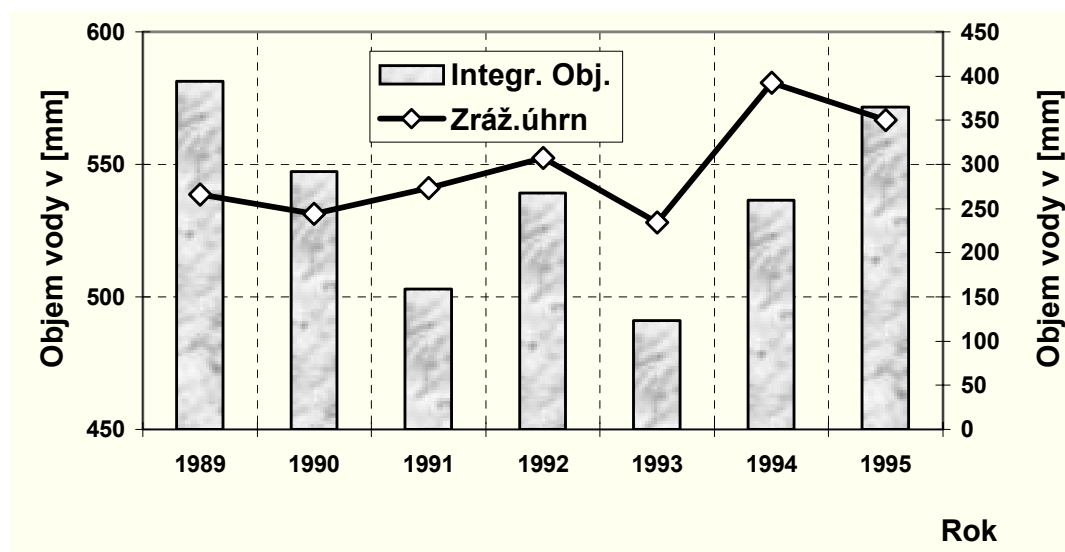
Hodnoty objemu vody pre uvedené podmienky obr. 4 a jednotlivé hydrolimity pôdy sú nasledovné

$$307,20\text{mm (PVK)} > 217,60\text{mm (BZD)} > 153\text{mm (BV)}$$

Pri porovnávaní hodnôt objemu vody v 80cm horizonte zóny aerácie pôdy zodpovedajúce jednotlivým hydrolimitom s priemernými hodnotami monitorovaného objemu vody bola získaná nerovnosť

$$307,20\text{mm (PVK)} > 303,00 \text{ mm (jačmeň)} > 298,25 \text{ mm (cukrová repa)} > 296,54\text{mm (kukurica)} > > 239,53 \text{ mm (ďatelina)} > 217,60\text{mm (BZD)} > 153\text{mm (BV)}$$

Uvedená nerovnosť potvrdzuje, že monitorované hodnoty obsahu vody sa pohybujú medzi objemom vody zodpovedajúcim poľnej vodnej kapacite (PVK) a bodu zníženej dostupnosti (BZD). Čo potvrdzuje, že pestované plodiny boli dostatočne zásobované vodou zo zóny aerácie pôdy.



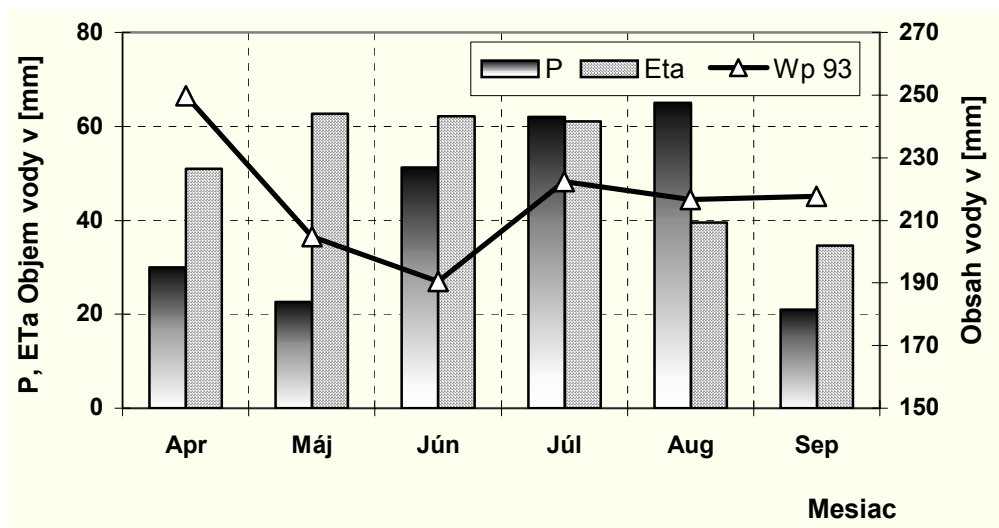
Obr. 5: Integrálny objem vody v zóne aerácie pôdy na lokalite Trstená na Ostrove vo vegetačnom období rokov 1989 až 1996 pod porastom kukurice, mocnosť zóny aerácie 100 cm.

Ďalšia analýza je venovaná údajom integrálneho objemu vody v zóne aerácie pôdy na lokalite Trstená na Ostrove (Šútor, 1997; Šútor, 2000), mocnosť zóny aerácie 100 cm. Táto lokalita sa nachádza na ľavobrežnom území derivačného kanála VDD Gabčíkovo. Uvádzané výsledky sú z rokov monitoringu 1989 až 1995. Na uvedenej lokalite v tomto období bola pestovaná kukurica.

Na obr. 5 sa uvádzajú priemerné mesačné hodnoty objemu vody v zóne aerácie pôdy získaných monitoringom počas siedmich rokov, od roku 1989 do roku 1995. Spolu s týmito hodnotami sa uvádza aj chod zrážkových úhrnov za vegetačné obdobie jednotlivých rokov. Jedine rok 1993 preukazuje väzbu so zrážkami. Pokles zrážok signalizuje aj relatívne najnižší objem vody v zóne aerácie pôdy v analyzovaných rokoch.

Vo všetkých prípadoch, tj. v Milhostove i v Trstenej na Ostrove, bol analyzovaný chod priemerných mesačných hodnôt objemu vody vo vegetačnom období v jednotlivých rokoch. Takéto údaje však nemôžu dať vyčerpávajúcu odpoveď na otázku vzťahu vegetačného pokryvu a jeho druhovej skladby so zásobami vody v zóne aerácie pôdy. Dávajú veľmi dôležitú odpoveď, či rastlinný kryt vo vegetačnom období mal k dispozícii dostatočný zdroj vody zo zóny aerácie pôdy alebo nie. Ak by sme takýmto metodickým postupom spracovávali súbory údajov získané numerickou simuláciou, s využitím prognózovaných meteorologických a klimatických údajov, potom získané súbory údajov možno hodnotiť, či sú alebo nie sú, postačujúce pre zásobovanie vodou rastlinného krytu v prognózovanom období.

Z obr. 5 sa ukazuje možná väzba úhrnu zrážok s priemerným objemom vody v zóne aerácie pôdy v roku 1993. V ďalšom túto situáciu analyzujeme cez hodnoty členov bilančnej rovnice (1), s využitím úhrnu zrážok, aktuálnej evapotranspirácie a priemerných mesačných chodov objemu vody v zóne aerácie pôdy. Chod uvedených členov v roku 1993 sa v grafickej spracovanej forme uvádza na obr. 6.



Obr. 6: Mesačné úhrny zrážok (P), aktuálnej evapotranspirácie (Eta) a chod priemerných mesačných hodnôt objemu vody v zóne aerácie pôdy (Wp) v jednotlivých mesiacoch vegetačného obdobia roku 1993 na lokalite Trstená na ostrove.

Na uvedenom chode objemu vody spotrebovanom aktuálnou evapotranspiráciou pozorovať väzbu s chodom zásob vody v zóne aerácie pôdy. V mesiacoch kde evapotranspirácia prevyšuje zrážkové úhrny (Apr, Máj, Jún) objem vody v zóne aerácie klesá so stúpajúcou hodnotou evapotranspirácie. V septembri sice tento jav nepozorujeme, pretože zrážky koncom augusta eliminuje odber vody evapotranspiráciou.

Záver

Pre analýzu väzby rastlinného krytu s chodom zásob vody v zóne aerácie pôdy sa využívajú priamym monitoringom získané súbory údajov z lokality Milhostov (Východoslovenská nížina) v rokoch 1972 až 1978 a z lokality Trstená na Ostrove (Žitný ostrov, ľavobrežné územie derivačného kanála VDD Gabčíkovo) v rokoch 1989 až 1995.

Dynamika zásob vody v zóne aerácie pôdy v nížinných podmienkach je kreovaná zrážkami, infiltráciou, evapotranspiráciou, kapilárnym výstupom a prienikom vody do nižšie položených geologických štruktúr. Z hľadiska bilancie vody v zóne aerácie pôdy nie je možné obecné posudzovať vzťah rastlinného krytu s chodom objemu vody pomocou súboru údajov o objeme vody získaný priamym monitoringom. No možno hodnotiť zásobovanie rastlinného krytu vodou počas vegetačného obdobia. Dostupnosť vody zo zóny aerácie pôdy pre rastlinný kryt sa posudzuje podľa vybraných kritérií. Tieto zodpovedajú výskytu zásoby vody v intervaloch vymedzených hydrolimitmi, t.j. poľnou vodnou kapacitou (PVK), bodom zníženej dostupnosti (BZD) a bodom vädnutia (BV). Tento metodický postup dáva dôležitú odpoveď, či rastlinný kryt vo vegetačnom období mal k dispozícii dostatočný zdroj vody zo zóny aerácie pôdy alebo nie. Táto skutočnosť je dokumentovaná v súvislosti s výsledkami uvedenými na obr. 1 a obr. 4.

Ak by sme takýmto metodickým postupom spracovávali súbory údajov získané numerickou simuláciou, s využitím prognózovaných meteorologických a klimatických údajov, potom získané súbory údajov možno hodnotiť, či sú alebo nie sú, postačujúce pre zásobovanie vodou rastlinného krytu v prognózovanom období.

Hodnotenie vzťahu medzi rastlinným krytom a zásobami vody v zóne aerácie pôdy, na báze bilančnej rovnice (1) v nížinných podmienkach, je adekvátne s využitím úhrnu zrážok, aktuálnej evapotranspirácie a priemerných mesačných chodov objemu vody v zóne aerácie pôdy. Chod uvedených členov v roku 1993 na lokalite Trstená na Ostrove sa v grafickej forme uvádza na obr. 6.

Tento metodický postup je možný, napr. s využitím numerickej simulácie vodného režimu zóny aerácie pôdy na matematickom modeli vodného režimu pôdy.

PodĎakovanie

Táto práca bola podporovaná Agentúrou pre podporu vedy a techniky prostredníctvom finančnej podpory č.APVT-51-044802

Literatúra

- Gomboš, M., Ivančo, J., Mati, R., Pavelková, D. (1999): Výsledky merania pôdnej vlhkosti v ťažkých pôdach na Východoslovenskej nížine. In: Zb. z III. Vedeckej konferencie „Vplyv antropogénnej činnosti na vodný režim nížinného územia“. Michalovce-Zemplínska Šírava, s. 258 – 261.
- Šútor, J. (1997): Monitorovanie, spracovávanie a interpretácia zásob vody v zóne aerácie pokryvnej vrstvy Žitného ostrova. [Správa za roky 1989-1997], zv. I., II., a III., Ústav hydrológie SAV, Bratislava, 320 s.
- Šútor, J. (2000): Hodnotenie a interpretácia obsahu vody v zóne aerácie pôdy s využitím monitoringu. Acta Hydrologica Slovaca, 2, 1, 143 – 154.
- Šútor, J., M. Gomboš, R. Mati, J. Ivančo (2002): Charakteristiky zóny aerácie pôd Východoslovenskej nížiny. ÚH SAV – ASCO Bratislava, 217 s.
- Šútor, J., Ivančo, J., Gomboš, M., Mati, R. (2004): Hodnotenie vplyvu vegetačného pokryvu na dynamiku zásob vody v zóne aerácie pôdy. Acta Hydrol. Slovaca, 5, 2, 187 – 195.
- Šútor, J., Mati, R. (1993): Vplyv porastu na dynamiku zásob vody v zóne aerácie. In: zborník z konf. o VSN, PbaH Košice-Michalovce, s. 126 – 132.
- Šútor, J., Mati, R. (1994): Zásoby vody v zóne aerácie pôd východoslovenskej nížiny a ich dynamika. Zborník vedeckých prác OVÚA Michalovce, s. 14 – 25.

- Šútor, J., Mati, R., Gomboš, M., Ivančo, J., Kotorová, D. (2000) :K problémom vodného režimu ílovitohlinítých pôd. Zborník vedeckých prác OVÚA č.16, Michalovce, s. 231 – 242.
- Witte, J., P., Meuleman, M.-A. F. M., van der Schaaf , S., Raterman, B. (2004): Eco-hydrology and biodiversity. In: Fedes, R. A. et al. (eds.): Unsaturated-zone Modeling. Kluwer Academic Publishers, s. 301 – 330.
- Zalewski, M., Janauer, G. A., Jolankai, G. (1997): Ecohydrology: a new paradigm for the sustainable use of aquatic resources. UNESCO, Paris. IHP-V Technical Document in Hydrology no. 7.

Dynamika mělké hladiny podzemní vody v různých částech povodí Uhlířská

Pavel Tachecí

KHH FSv ČVUT a VÚV T.G.M.; současná adresa: DHI Hydroinform a. s., Na Vrších 5, Praha 10, p.tacheci@dhi.cz

Povodí Uhlířská

Na počátku 80. let založil Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ) síť sedmi experimentálních povodí v Jizerských horách. Jedním z nejsledovanějších je Uhlířská (1.87 km², 886 až 776 m n. m., viz. obr. 1). Geografické souřadnice povodí jsou: 50° 49' severní šířky a 15° 08' východní délky. Povodí se nachází na jižních svazích Jizerských hor, hlavní orientace údolí je ve směru sever-jih. Svahy mají proměnný sklon mezi 5 a 20 %. Povodí tvoří pramennou oblast řeky Černá Nisa (číslo hydrologického pořadí 2-04-07-016), která se asi 300 m pod závěrovým profilem vlévá do nádrže Bedřichov. Roční úhrn srážek v oblasti patří k nejvyšším na území ČR (klimatická stanice Bedřichov, Nová louka: 1373 mm/rok, 1901-1950), průměrná roční teplota mírně převyšuje 4.4°C. Jizerské hory náleží do chladné klimatické oblasti (okrsek mírně chladný, Podnebí ČSSR, 1960).

Van den Akker a van Haselen (1995) klasifikují povodí Uhlířská jako typické geliflukční údolí s působením eroze z tání sněhu a ledu v době meziledové a s transportem materiálu po svahu, především promyvem jemných částic a stékáním po svahu do vrchní vrstvy ve dně údolí. Typický je výskyt nestratifikované půdy a konvexně-konkávní tvar svahů. Na svazích údolí se prakticky výlučně vyskytuje půdní profil, který lze zařadit do skupiny hnědých půd kyselých. Jde o hlinito-písčité až písčito-hlinité půdy s příměsí skeletu, často velmi hrubého, bez výrazné struktury (Císlarová et al., 1997). Podloží je tvořeno žulovým krystalinikem, velmi pravděpodobně značně rozpukaným (Šanda, 1999). Typický půdní profil je hluboký 60-90 cm a skládá se z 5 cm humusu, 20-25 cm černohnědého Ah horizontu, 20-25 cm hnědého Bv horizontu a 20-50 cm světle hnědého (do šeda či do žluta zbarveného) C horizontu. V něm rychle vzrůstá s hloubkou výskyt částic zvětralé žuly. Pravidelně byly v profilu nacházeny kořeny, částečně rozložené zbytky větví a jiných pozůstatků kácení a navětralé kameny až balvany.

Ve dně údolí převládá půdní profil tvořený 10-15 cm zrašeliněného humusu, pod nímž se nachází rašelina o mocnosti 10 až více než 350 cm. Pod vrstvou rašeliny byl pravidelně nalezen šterkopísek s šedou až modrou jílovitou výplní. Několikrát (především u paty svahu) se podařilo dosáhnout šterkopískové vrstvy bez výplně pod výše popisovanou modrou jílovou vrstvou. Podrobnější popis povodí, klimatických a dalších charakteristik i vybavení měřicí technikou lze nalézt např. v publikaci Tachecí (2002).

Pozorovací síť piezometrů

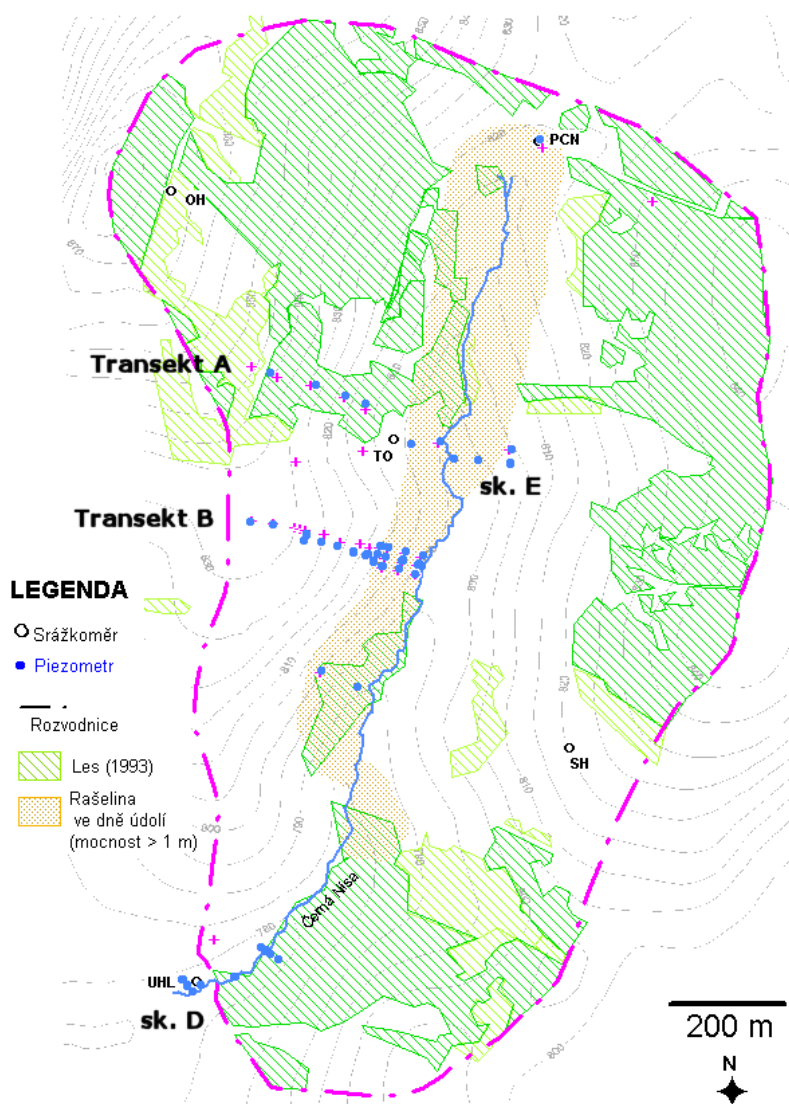
Pro pozorování hladin podzemní vody na povodí Uhlířská byla vybudována síť 77 mělkých piezometrů (hloubka 14 až 590 cm) instalovaných v různých částech povodí (van den Akker a van Haselen 1995, Císlarová et al. 1997, Císlarová et al. 1998, Tachecí et al. 1999, Tachecí et al. 2000, Tachecí et al. 2001, Tachecí, 2002). Piezometry byly rozmístěny s cílem popsat změny polohy hladiny podzemní vody ve dvou hlavních půdních prostředích: na svazích (transekty A a B a protilehlý svah, skupine E) a v dnové části údolí (část transektu A, a další piezometry v různých částech povodí – skupina C). Samostatnou skupinu (D) tvoří 17 piezometrů instalovaných v oblasti limnigrafu Uhlířská.

Všechny piezometry jsou vybaveny PVC trubkou průměru 40 mm, některé perforací dolních 0.5 m délky trubky. Nad terénem je trubka opatřena krytem. Měření hladiny podzemní vody se provádí během vegetační sezóny (duben – říjen) ručně pomocí spouštěné Rangovy píšťaly, obvykle v intervalu

čtrnáct dní. Počet měření v jednotlivých letech obsahuje následující tab. 1. Od roku 2000 je na piezometrech P17 a P20 prováděn automatizovaný záznam s krokem 1 hodina.

Tab. 1: Počet provedených měření na piezometrech

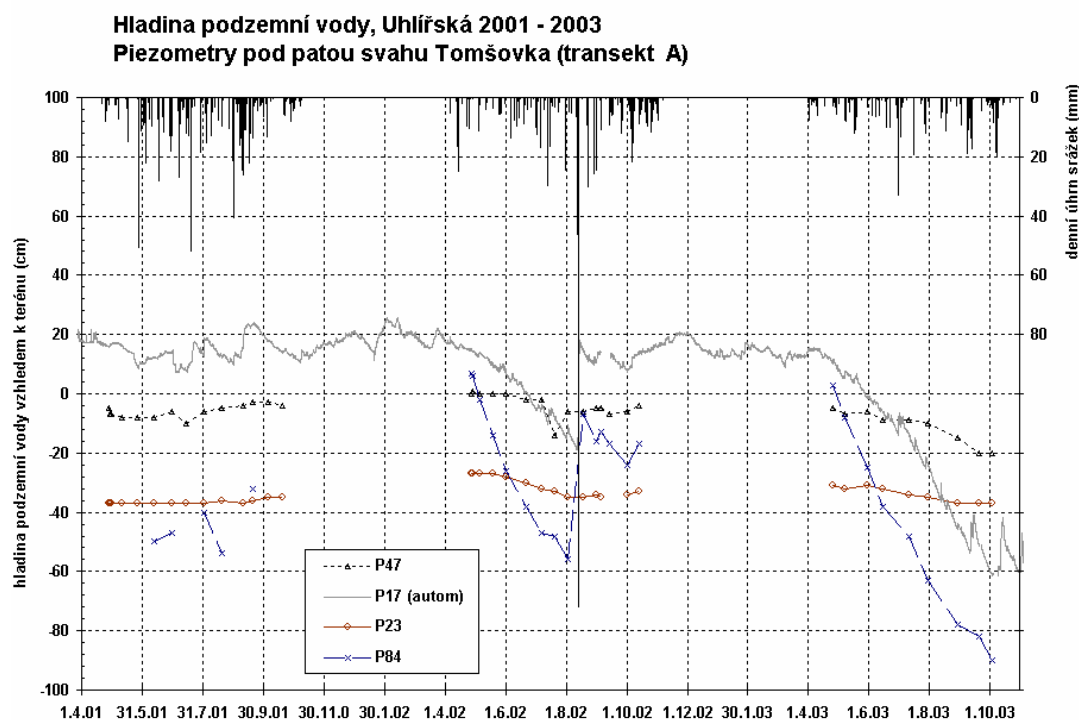
rok	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004
počet měření	9	26	18	15	14	15	9	4



Obr. 1: Povodí Uhlířská, poloha piezometrů. Stav porostu k r. 1993.

Ve sledovaném souboru hydrologických let 1997-2004 se vyskytlo několik extrémů, což se projevuje i na zachyceném průběhu hladin mělké HPV. Jsou zde zastoupeny roky teplotně průměrné (2003, 2004 a 1997) a silně až extrémně nadprůměrné (2002, 1999, 1998, 2000). Vůbec nejteplejší ve srovnávacím souboru (1961-2004) je rok 2001. Vyskytl se jeden srážkově bohatý rok (1997), průměrné (2001, 2000, 1999, 2002), jeden velmi suchý rok (2004) a také nejsušší v celém srovnávacím souboru (2003). Chod srážek během jednotlivých vegetačních sezón byl dosti rozdílný, v některých letech značně nevyrovnaný či s výskytem extrémních srážkových úhrnů (2002).

Ukázky měřených hodnot hloubky hladiny mělké podzemní vody vzhledem k terénu jsou na obr. 2. Kromě ručních měření (body) je vykresleno i automatizované celoroční měření na piezometru P17. Spojnice mezi jednotlivými body hodnot měřených ručně jsou provedeny pouze pro snazší orientaci. Vybraný interval 2001 – 2003 zahrnuje srážkově průměrnou sezónu 2001, výskyt extrémní srážky v srpnu 2002 a extrémně suchou sezónu 2003. Zobrazené piezometry leží v dolní části transektu A v rašelinné oblasti, viz obr. 5.



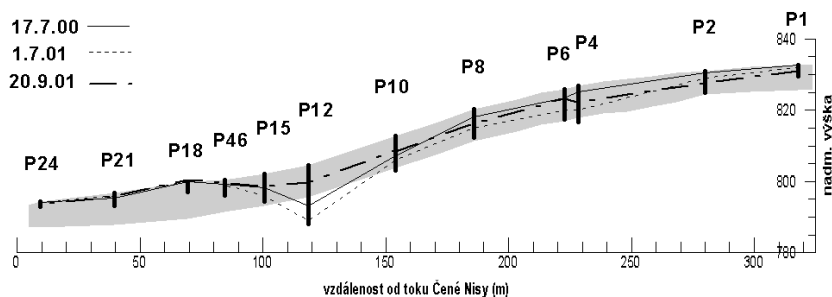
Obr. 2: Příklady měřených hloubek hladiny podzemní vody v dolní části transektu A

Piezometry umístěné na svazích v hnědé půdě kyselé

Na svahu Tomšovka (transekt A) a je rozmístěno 16 piezometrů (P1-P16) podél svahu. Devět piezometrů je zakončeno v hloubce menší než 30 cm, pět v hloubkách 50 až 100 cm, dva hlouběji než 100 cm. Dosažení větších hloubek nebylo možné vzhledem k výskytu kamenů a úlomků žuly v půdním profilu. Hladiny mělké podzemní vody v piezometrech na svahu lze měřit pouze během tání a v případech významných srážkových epizod. Na svahu s dospělým lesním porostem (transekt B) bylo rozmístěno šest piezometrů: P34 (33 cm), P35 (50 cm), P36 (48 cm), P37 (36 cm), P85 (88 cm) a P86 (109cm). P34 a P35 jsou umístěny na přechodu svahového a rašelinného typu půdního profilu. V piezometrech v horní a ve střední části svahu se hladiny podzemní vody vyskytují zřídka, obdobně jako na transektu A.

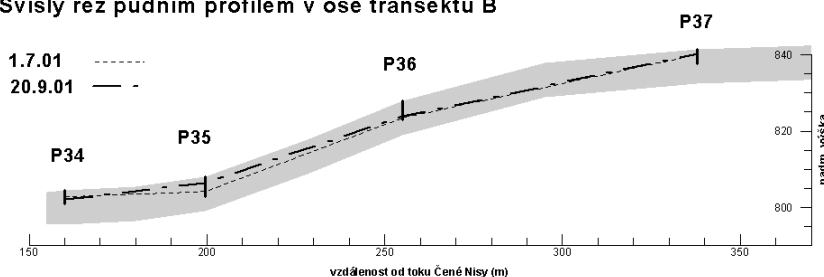
Pro porovnání jsou vybrány tři výrazné letní srážkové epizody, kdy proběhlo měření přímo během srážky či těsně po ní. Na obr. 3 a obr. 4 je možno porovnat změny hloubky hladiny podzemní vody podél svahu. Obrázky jsou v převýšeném měřítku, kdy povrch terénu je znázorněn podle měřítka v pravé části, zatímco hloubky piezometrů (černé svislé čáry), hloubky hladiny podzemní vody a mocnost půdy je znázorněna 10x převýšeně. P12 je hluboký 162 cm, P1 28 cm. Šedý pruh znázorňuje sledované půdní horizonty o celkové mocnosti 0.6 až 1.2 m. Na obr. 3 je znázorněn celý transekt A včetně rašelinné oblasti u toku, (měřená hladina je zde blízko povrchu), zatímco v případě transektu B (obr. 4.) tato část není znázorněna (nejsou zde instalovány piezometry). Na vodorovné ose je vzdálenost od toku. Je zřejmé, že během srážkových epizod (a tání sněhu) se hladina vyskytuje mělce pod povrchem po celé délce obou transektů A i B. Piezometry P46, P18, P21 a P24 jsou umístěny v rašelinné oblasti, kde se hladina podzemní vody vyskytuje u povrchu po celý rok.

Hloubka HPV měřená v piezometrech, 2000 - 2001 Svislý řez půdním profilem v ose transektu A



Obr. 3: Hladiny podzemní vody během dvou vybraných epizod, transekt A, vertikální řez

Hloubky HPV měřené v piezometrech, 2000 - 2001 Svislý řez půdním profilem v ose transektu B



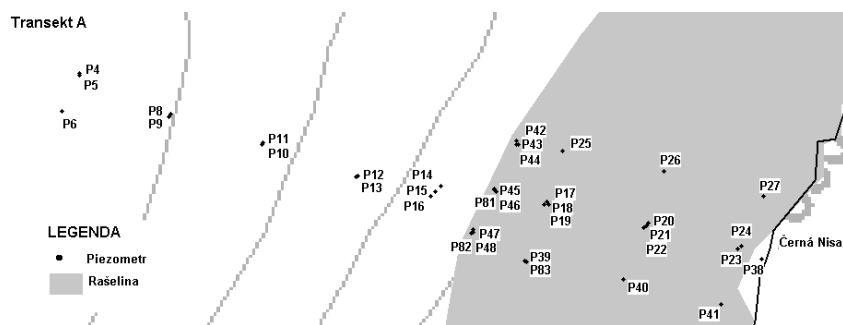
Obr. 4: Hladiny podzemní vody během tří vybraných epizod, transekt B, vertikální řez

Na šesti piezometrech ve svahu protilehlém k transektu B (skupina E), v oblasti s mělkým pokryvem rašeliny bylo měření prováděno v období 1997 - 2003. P73 je zakončen v hloubce 27 cm, P70, P71 a P73 v rozmezí 64 až 80 cm, P74 je hluboký 162 cm a P30 155 cm. V piezometru P30 byla v sezónách 1997 a 1998 změřena největší amplituda polohy hladiny podzemní vody (+17 až -70 cm). Piezometr je umístěn ve vzdálenosti asi 150 m od toku. V září 1998 však byl v těsné blízkosti vyhlouben odvodňovací příkop. Ojedinele byly změřeny hladiny nad okolním terénem i v dalších piezometrech této skupiny.

Dynamika podpovrchového proudění v oblasti limnigrafu Uhlířská (skupina D) byla sledována v období září 1997 až říjen 1998 ve třinácti mělkých piezometrech (P51- P67). Piezometry jsou rozmístěny ve dvou příčných profilech kolmých na osu toku. Hladiny podzemní vody v piezometrech v bezprostřední blízkosti koryta (P51, P52, P55-58, P65-67, umístěné v náplavových lavicích) kolísají v těsné závislosti na vodním stavu v toku. Piezometry vzdálenější od toku (P54, P59 - P61, P63 a P64) jsou zakončeny ve štěrkopískové vrstvě pod vrstvou jílovitého písku (hloubka 75 až 250 cm). Hladina zde kolísá obdobně jako v případě P17 a P20 pod svahem Tomšovka nebo P30 na protilehlém svahu. Na rozdíl od nich však hladina zůstává pod úrovní terénu, obvykle od 20 do 100 cm. V případě sklonitějšího pravého břehu (P59 a P60) je zřejmě možné použít analogii se spodní částí svahu Tomšovka, ovšem bez rašelinných vrstev ve dně údolí (vodní tok je zde boční erozí zaklesnut přímo do svahu).

Piezometry umístěné v rašelině ve dně údolí

V různých částech povodí je v oblastech s rašelinným typem půdního profilu umístěno celkem 29 piezometrů. Ve čtvercové síti dvanácti stanovišť v oblasti pod svahem Tomšovka (transekt A) je v hnízdech spolu s tenzometry a výpažnicemi pro měření vlhkosti neutronovou sondou osazeno 24 piezometrů (obr. 5) v hloubkách od 26 cm po 590 cm. V oblasti se nachází rašelinné vrstvy o mocnosti 0-100 cm, pod nimiž je obvykle vrstva šedomodrého jílovitého písku (až 75 cm), pod níž byly v některých případech nalezeny vrstvy žlutohnědého hlinitého písku (viz např. van den Akker a van Haselen, 1995)



Obr. 5: Rozmístění piezometrů v dolní části transektu A (šedě vyznačena rašelinná oblast)

Piezometry lze přibližně rozdělit do dvou skupin podle hloubky a vrstvy, do které zasahují, čemuž odpovídají rozdíly v měřených hloubkách hladiny podzemní vody během sezóny. Větší skupinou jsou relativně mělké piezometry, které jsou zakončeny v rašelinných vrstvách, případně v málo propustných vrstvách přímo pod rašelinou. Hladina v nich během sezóny kolísá málo (většinou méně než 10 cm) nebo lze nalézt velmi mírný sestupný trend během vegetační sezóny. V extrémně suché sezóně 2003 došlo výjimečně k poklesu až o 25 cm. Bezprostředně po extrémní srážce (172 mm dne 13.8.2002) zde nebyl pozorován významný vzestup hladiny podzemní vody (měření 18.8.2002), během následujících týdnů bylo pozorováno v některých piezometrech malé zvýšení hladiny asi o 5 cm.

Druhou skupinou jsou piezometry, ve kterých bylo během sezóny zjištěno kolísání hladiny podzemní vody v závislosti na předchozím srážkovém úhrnu a to až o 104 cm (P84), obvykle však do 30 cm. Jde o hlubší piezometry: P84 (590 cm), P20 (199 cm), P17 (133 cm), P19 (109 cm), P39 (89 cm), P27 (80 cm) a P40 (79 cm). Uvnitř této skupiny lze dále diferencovat: hladiny měřené v P19 jsou v těsné korelaci k hladinám v P17, velmi dobře také k P17 korelují hladiny v P39 a P40. Průběh hladin v P20 v základních rysech odpovídá průběhu v P17, je zde však zřetelný posun v čase a transformace v oblasti maximálních měřených hodnot. V P84 byla po tání hladina podobně jako v P17 a P20 asi 5 cm nad terénem, během suchých období poklesá až více než 90 cm pod terén (srpen 2003). Před extrémní srážkou v srpnu 2002 zde byla naměřena hladina 56 cm pod terénem, po této srážce jen 7 cm pod povrchem. Lze předpokládat, že v piezometrech této skupiny je měřena napjatá hladina podzemní vody v propustnějších vrstvách pod méně propustnými vrstvami šedomodrého horizontu (je zřejmé především na P17, P20 a P84). V hlubších piezometrech jsou změny výraznější.

Další dva piezometry v rámci sítě stanovišť pod svahem Tomšovka (P24 a P38) je nutno analyzovat samostatně. P24 je velmi mělký (14 cm), hladinu zde lze nalézt pouze ve vlhčím období. P38 se nachází přímo na břehu Černé Nisy, hladina se zde mění podle aktuální hladiny vody v toku. V různých částech povodí je v rašelinných oblastech jednotlivě rozmístěno dalších 5 piezometrů (P28 – P33). Hladina podzemní vody v nich kolísá málo, obdobně jako v případě první skupiny pod svahem Tomšovka.

Měření hladin podzemní vody s kontinuálním záznamem

V květnu 2000 byla instalována na piezometry P17 a P20 tlaková čidla vybavená dataloggerem, sestava fy. GEOMON. Tlak sloupce vody a teplota vody jsou měřeny v hodinovém intervalu a obojí se ukládá do dataloggeru. P17 (hloubka 133 cm) je vzdálen asi 20 m a P20 (hloubka 199 cm) zhruba 55 m od paty svahu, viz obr. 5.

Na obr. 2 je vykreslen průběh měřené hladiny podzemní vody v piezometru P17. Během mimovegetačního období a srážkově normální sezóny se hladina nachází asi 20 cm nad terénem. V případě extrémně suchého léta 2003 poklesla až na 60 cm pod úroveň terénu. Ve srážkově bohatším období se hladina v piezometru P20 nachází poblíž úrovně terénu. Ze záznamu hladin podzemní vody

s hodinovým krokem bylo možno odhadnout prodlevu výskytu maximálního zvýšení hladiny podzemní vody v obou piezometrech po výraznějších srážkových epizodách. V letních měsících je hladina v piezometru P20 zakleslá hlouběji a vzestupy hladiny vlivem srážkových úhrnů obvyklé velikosti jsou jen minimální, což zvětšuje možnost chyby. Odhad byl proto proveden na základě čtrnácti vybraných srážkových epizod v letech 2000 - 2004. Průměrná doba mezi těžištěm srážky a maximem zvýšení hladiny podzemní vody je rozdílná v obou piezometrech: v případě P17 činí asi 22 hodin, u P20 přibližně tři dny. V jednotlivých případech se časové intervaly liší v závislosti na předchozích podmínkách, celkovém srážkovém úhrnu, dosažených intenzitách srážky i dalších faktorech. Zřetelné urychlení lze sledovat v případech srážkově bohatších období, kdy je také hladina vody v piezometrech na počátku sledované epizody výše. V piezometru P17 se hladina začíná zvyšovat již během hodiny následující po vypadnutí výraznějšího srážkového úhrnu. Je zřejmé, že rychlost proudění, zachycená změnami hladiny v P17 je dostatečná na to, aby formovala sestupnou větev hydrogramu odtoku v případě větších úhrnů srážek a přispívala do kulminace v případě vícedenních srážkových epizod.

Závěry

Hladina vody v rašelinných vrstvách ve dně údolí se mění jen velmi málo a to i v extrémně suchých letech. Po celé období je v hloubce do 20 cm pod povrchem, což odpovídá zjištěním z ostatních měření.

Pozorované zvýšení hladiny podzemní vody v piezometrech na svazích v transektech A a B během výraznějších srážkových epizod a tání dobře odpovídá zjištěním z měření na tenzometrech (např. Tachecí a Šanda 2003, Šanda 1999, Tachecí 2002). Hladina se mění paralelně po celé délce obou pozorovaných svahů. Z předchozích prací je také zřejmé, že srážková voda na svazích povodí Uhlířská rychle infiltruje do spodních horizontů půdního profilu a pak rychlým hypodermickým odtokem odtéká k patě svahu. Z měření hladin podzemní vody na piezometru P17 v dolní části transektu A vyplývá, že proudění hlubšími propustnějšími vrstvami pod vrstvami rašeliny může přispívat do sestupné větve odtokového hydrogramu, v případě delší srážkoodtokové epizody i do kulminace. Hladina podzemní vody nad úrovní terénu byla opakovaně pozorována i v piezometrech na dalších místech povodí - ve spodních částech svahů (skupina E, skupina D). V piezometru P20 bylo zjištěno maximální zvýšení v průměru asi 3 dny po srážkové epizodě. Porovnání průběhů hladiny v obou automatizovaných piezometrech ukazuje na transformaci odtoku ve vrstvách s nižší propustností. V obou piezometrech se čas počátku i maxima zvýšení hladiny měnil výrazně podle předchozích podmínek (nasycení povodí).

Tímto mechanismem by bylo možné vysvětlit rychlou odtokovou odezvu povodí, přestože na svazích není obvykle pozorován plošný povrchový odtok. Odtoková vlna je pravděpodobně formována rychlým soustředěným odtokem příkopy z rašelinných ploch (10 až 15% plochy povodí) a rychlým hypodermickým odtokem ze svahů, který dotuje buď přímo recipient nebo se propustnějšími vrstvami pod rašelinou propaguje k toku. O jaký typ proudění v těchto vrstvách jde (v úvahu připadá pístové proudění vytlačující „starou“ vodu nebo nasycené proudění směsí staré a nové vody) je možné zjistit pomocí stopovačů.

Měření hladiny podzemní vody bylo prováděno v různých částech povodí Uhlířská a dovoluje tak do jisté míry aplikovat na celé povodí předchozí zjištění o formování odtoku ve dvou hustě měřených transektech A a B. Doplnuje tak další měřicí techniky (měření vlhkosti půdy pomocí neutronové sondy a měření sacích tlaků v půdě pomocí tenzometrů) popsané předchozích publikacích.

Poděkování

Práce provedené na povodí Uhlířská byly financovány z grantů IG ČVUT 3097416 a IG ČVUT FSv 3097K1412 a IG ČVUT 309804201. Dále byly finančně podpořeny grantem VaV/510/3/96

„Ekologické aspekty ochrany vodního bohatství,, - DÚ 01 „Výzkum transportních procesů v povodí dotčeném náhlými změnami“ a grantem Ministerstva školství ČR OK373 (Zajištění účasti ČR v projektu EUROTAS), jejichž nositelem je VÚV T.G.M. Praha (Ing. Šárka Blažková, DrSc) a dále úkolem VÚV T.G.M. Praha č. 1395 (zadavatel MŽP ČR): Výzkum degradace lesních půd v důsledku imisí na povodňový odtok v Jizerských horách.

Pro analýzu a prezentaci byla využita také srážková a průtoková data měřená ČHMÚ OEXH, pracoviště Jablonec n. N., jejichž zpracování uvádí Tachecí (2002).

Literatura

- Císlarová, M., Šanda, M., Vogel T., Tachecí, P., Grünwald, A., Zeithammerová, J., Stodolovská A., Votrubová J., Kunderatová J., a Píček T. (1998). Výzkum transportních procesů v povodí dotčeném náhlými změnami odtokových poměrů. Zpráva úkolu VaV/510/3/96, DÚ 01, část 8, VÚV T. G. M. a ČVUT FSV, Praha
- Císlarová, M., Šanda, M.: Blažková, Š., Mazáč, O., Grünwald, A., Zeithammerová, J. a Tachecí, P. (1997). Monitorování procesů proudění vody v půdním profilu na experimentální ploše svahu v povodí Uhlířská. zpráva úkolu VaV/510/3/96, DÚ 01, část 8, VÚV, ČVUT, Praha
- Šanda, M. (1999): Tvorba podpovrchového odtoku na svahu, 1999b, Doktorská disertační práce, ČVUT FSV.
- Tachecí, P. (2002): Hydrologický režim malého horského povodí a odhad účinků změny porostu. Doktorská disertační práce, ČVUT FSV
- Tachecí, P., Šanda, M. a Kulasová, A. (1999). Měření vlhkosti půdy neutronovou sondou a sledování hldin podzemní vody (součást zprávy Blažková, Š. et al.: projekt EUROTAS. Zpráva za rok 1999, VÚV T.G.M., Praha.)
- Tachecí, P., Šanda, M. a Kulasová, A. (2000). Měření vlhkosti půdy neutronovou sondou a sledování hldin podzemní vody (součást zprávy Blažková, Š. et al.: projekt EUROTAS. Zpráva za rok 2000, VÚV T.G.M., Praha.)
- Tachecí, P., Šanda, M. a Kulasová, A. (2001). Měření vlhkosti půdy neutronovou sondou a sledování hldin podzemní vody (součást zprávy Blažková, Š. et al.: projekt EUROTAS. Zpráva za rok 2001, VÚV T.G.M., Praha.)
- van den Akker, M.F.A. a van Haselen, C.O.G. (1995). Hydrogeological reconnaissance of the Jizera Mountains, WAU, Wageningen, ČHMÚ Praha,
- Tachecí, P. a Šanda, M. 2003. Dynamika půdní vody na svazích povodí Uhlířská. Konference s mezinárodní účastí „Hydrologie půdy v malém povodí“, Praha

Usazené srážky a chemismus malého horského povodí

Miroslav Tesař¹, Miloslav Šír¹, Daniela Fottová²

¹ Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Pod Paťankou 30/5, 166 12 Praha 6

² Česká geologická služba, Klárov 2/131, 118 21 Praha 1

Úvod

Vysoké rychlosti větru, dlouhé časové intervaly ponoru lesních porostů do mlhy či větrem hnané nízké oblačnosti a skladba jehličnatých porostů v horských oblastech mají za následek vysoké depozice mlžné a oblačné vody na vegetační porost. Z tohoto důvodu představuje depozice vodního aerosolu z větrem hnané mlhy či nízké oblačnosti na zemský povrch, nejčastěji na vegetační porost, důležitý látkový a vodní vstup v mnoha horských oblastech (obecně s nadmořskou výškou nad 800 m n.m.) (Fuzzi a Orsi, 1985; Kantor, 1981, 1983; Lovett et al., 1982; Lovett, 1988; Vong et al., 1991; Waggoner et al., 1969).

Mineralizace vod z usazených srážek je podstatně vyšší, až řádově, než mineralizace vod, které dopadají na zemský povrch ve formě srážek padajících (déšť, sníh). Množství usazených srážek je velmi proměnlivé a přesně nekvantifikovatelné. V místech s vyšší nadmořskou výškou a v pobřežních oblastech může podíl látek přenesených usazenými srážkami dokonce převýšit transport spojený se srážkami padajícími.

Usazené srážky (skryté, horizontální) lze dělit na kapalné a tuhé. Jiné dělení přináší práce (Brechtel, 1990), která rozlišuje horizontální srážky „deposited“ (rosa, jíní a jinovatka) a „collected“ (mlha, oblačná voda a námraza). Mezi horizontální srážky se podle naší literatury (Bednář, 1989) řadí: rosa, zmrzlá rosa, jíní, jinovatka, námraza a ledovka. Studie (Moldan, 1992) řadí k horizontálním srážkám ještě vodu usazenou z větrem hnaných nízkých oblaků a mlhy. Ledovka by však měla být pokládána spíše za padající srážku, neboť se tvoří mrznutím kapek deště nebo mrholení na zemském povrchu a předmětech. Podrobný popis jednotlivých druhů usazených srážek, včetně podmínek pro jejich vznik, přináší Strnad et al., 1988.

Otázkou výskytu horizontálních srážek v Čechách a na Moravě se zabývá práce (Coufal, 1968), která přináší četnosti dní s usazenými hydrometeory za období 1956 – 1965. Statistickým hodnocením četnosti výskytu a trvání jednotlivých typů usazených srážek ve sledovaných oblastech se zabývá práce (Tesař et al., 2004). Z hodnocení 40-ti leté řady vyplývá zřetelná nehomogenita, jež by mohla poukazovat na změnu klimatu.

Experimentální lokality

Od konce osmdesátých let do současnosti byla vybudována monitorovací síť pro sledování usazených srážek ve vybraných horských a podhorských oblastech a v několika urbanizovaných lokalitách. Příkladem monitorovaných urbanizovaných oblastí je Praha (stanice Libuš a Ruzyně), Liberecko (centrum Jablonce nad Nisou) a Mostecko (stanice Kópisty u Mostu). Jako horské a podhorské lokality byly vybrány Šumava, Jizerské hory, Krkonoše a Milešovka. Povodí Liz na Šumavě představuje relativně čistou oblast, zatímco Jizerské hory (povodí Uhlířská) a Krkonoše (povodí Modrý potok) reprezentují oblasti s vysokým imisním zatížením.

Na Šumavě jsou usazené srážky zkoumány od roku 1988 na vrcholové stanici Churáňov (1123 m n.m.). Pro stanovení vodní bilance slouží blízké povodí Liz (0,99 km², 828 – 1074 m a.s.l.). Od roku 2003 jsou v povodí Liz odebrány vzorky stoku po kmenech ve smrkovém a bukovém porostu. V Jizerských horách probíhá monitoring od roku 1998 na povodí Uhlířská (1,87 km², 775 – 886 m a.s.l.). V Krkonoších se sledují usazené srážky na vrcholu Studniční hory, na nejvyšším bodě povodí Modrý potok (2,62 km², 1010 – 1554 m a.s.l.). Druhá monitorovaná lokalita leží ve východních Krkonoších na Labské louce ve výšce 1370 m n.m. Odběr vzorků mlhy a nízké oblačnosti v Krkonoších probíhá od roku 1999. Všechna vybraná povodí jsou zařazena do sítě GEOMON spravované ČGS v Praze

(Fottová, 2003). Vzorke povrchové vody, podkorunových srážek a celkových srážek na volné ploše jsou odebírány a analyzovány podle stanovené metodiky.

Metodika odběru a analýz vzorků mlžné a oblačné vody

Vzorke vody z nízké oblačnosti či mlhy ve sledovaných horských povodích byly získány aktivním odběrovým přístrojem (Daube et al., 1987) a pasivním odběrovým zařízením (Grunow, 1952, Nagel, 1956). Oba přístroje mj. umožňují odhadnout množství kapalné vody v 1 m³ oblačné vody a mlžné vody.

Odebrané vzorky oblačné a mlžné vody se skladují v polyetylenových lahvích při teplotě 4 °C ve tmě. Nejprve byly odběrné lahve vypláchnuty 6N HCl a potom několikrát destilovanou vodou. V co nejkratším možném termínu následovaly chemické rozboru odebraných vzorků (pH bylo měřeno pomocí elektrody Radiometer GK-2401C, fluoridy byly stanoveny iontově selektivní elektrodou, chloridy, nitráty a sulfáty iontovou chromatografií (HPLC), amonium spektrofotometricky, základní kationty metodou plamenného AAS a těžké kovy za použití metody AAS (ETAAS).

Výsledky a diskuse

Roční úhrn usazených srážek byl odhadnut pro horskou a podhorskou oblast Jizerských hor a Šumavy pomocí mikrometeorologického depozičního modelu (Lovett et al., 1982; Lovett, 1984, 1988). Výsledky aplikace modelu v našich podmínkách byly publikovány (Eliáš et al., 1995; Eliáš a Tesař, 1993; Tesař, 1993; Tesař et al., 1995, 2004). Modelové odhady byly provedeny s parametry rostlinného patra zadanými podle práce (Lovett a Reiners, 1986) pro obdobný stav porostu. Dále byly tyto odhady provedeny pro střední roční meteorologické podmínky trvající při výskytu mlhy (Strnad et al., 1988). Hodnota celkové roční depozice z větrem hnané nízké oblačnosti a mlhy na vegetační porost byla finálně odhadnuta v práci (Tesař et al., 2004) jako 10 % celkového ročního úhrnu vertikálních srážek pro oblast Šumavy a Jizerských hor a 15 až 20 % pro oblast Krkonoš.

Vzorke mlžné a oblačné vody, odebrané pomocí aktivních a pasivních odběrových zařízení, byly chemicky analyzovány. Výsledky analýz pro oblast Šumavy (1994 – 2003) uvádí tab. 1, zatímco tab. 2 shrnuje odhady roční vodní a látkové depozice formou usazených a padajících srážek. Tab. 3 představuje výsledky analýz pro oblast Jizerských hor (1999- 2003) a odhady roční vodní a látkové depozice formou usazených a padajících srážek pro stejnou oblast a období shrnuje tab. 4. Tab. 5 přináší výsledky analýz pro západní část Krkonoš (2000 – 2003) a odhady roční vodní a látkové depozice formou usazených a padajících srážek pro stejnou oblast a období shrnuje tab. 6. Obdobné zpracování pro východní část Krkonoš (2000 – 2003) uvádí tab. 7 a 8. Tab. 3 až 8 jsou uvedeny v příloze na CD.

Z výsledků v tab. 1 až 8 je zřejmý význam usazených srážek z hlediska ekologického i přes poměrně malý, přesto však rovněž nezanedbatelný, přínos vodohospodářský. To je dokumentováno faktory obohacení uvedenými pro horské lokality na Šumavě, v Jizerských horách a Krkonoších. Je patrná vysoká mineralizace vzorků vody odebrané z mlhy a nízké oblačnosti. Faktor obohacení pro oblast Šumavy dosahuje hodnot do 12,3, pro oblast Jizerských hor do 23,4, pro západní Krkonoše do 13,0 a pro východní Krkonoše do 15,2. Nejnižší mineralizaci, a tudíž i faktory obohacení, vykazují vzorky odebrané na Šumavě. Výsledky hodnocení chemických analýz pro horskou oblast Krkonoš, kde bylo provedeno seskupení do dvou datových souborů podle místa odběru, jsou překvapivě homogenní a rovněž překvapivý je poměrně velký rozdíl mezi vzorky odebranými v povodí Uhlířská v Jizerských horách a na Labské louce v Krkonoších, třebaže jsou tyto lokality poměrně málo od sebe vzdálené. Nižší hodnoty pro oblast Krkonoš mohly být zapříčiněny nařazením mlžné vody vertikálními srážkami při vysokých rychlostech větru ve hřebenových partiích při použití pasivního odběrového zařízení.

Ještě průkazněji vyznívá význam usazených srážek z tabulek uvádějící odhady roční vodní a látkové depozice ve vztahu k padajícím srážkám. Je z nich zřejmé, že látková depozice formou větrem hnané nízké oblačnosti a mlhy na vegetační porosty malého horského povodí tvoří významnou, někdy dokonce podstatnou, část celkové mokré depozice.

Tab. 1: Chemismus mlžné a oblačné vody ve srovnání s chemismem vertikálních (bulk) srážek pro oblast Šumavy (stanice Churáňov a Liz pro hydrologické roky 1994 až 2003).

Iont	Jednotky	Chemismus mlžné vody Churáňov (228 vzorků)			Chemismus srážek (bulk) Liz (118 vzorků)			Faktor obohac. 1)/2)
		Min. Hodnota	Max. hodnota	Median 1)	Min. Hodnota	Max. hodnota	Vážený průměr2)	
pH	[-]	3,3	7,1	4,2	3,6	6,9	4,8	1,1
H ⁺	[μg.l ⁻¹]	0,08	457,09	67,63	0,12	251,19	28,57	2,4
Cond.	[μS/cm]	3,48	687,00	131,00	1,00	209,00	21,83	6,0
Na ⁺	[mg.l ⁻¹]	0,01	19,27	0,40	0,01	1,36	0,15	2,6
K ⁺	[mg.l ⁻¹]	0,00	17,69	0,53	0,01	4,31	0,19	2,8
NH ₄ ⁺	[mg.l ⁻¹]	0,00	42,30	7,78	0,01	11,07	0,63	12,3
Mg ²⁺	[mg.l ⁻¹]	0,00	4,20	0,18	0,01	1,14	0,06	3,2
Ca ²⁺	[mg.l ⁻¹]	0,01	22,21	1,00	0,01	9,80	0,32	3,1
F ⁻	[mg.l ⁻¹]	0,00	0,45	0,05	0,01	0,20	0,02	3,0
Cl ⁻	[mg.l ⁻¹]	0,00	13,28	1,06	0,05	2,84	0,33	3,2
NO ₃ ⁻	[mg.l ⁻¹]	0,32	178,77	17,36	0,13	26,10	2,14	8,1
SO ₄ ²⁻	[mg.l ⁻¹]	0,31	77,60	16,11	0,25	27,73	2,03	8,0
Mn	[μg.l ⁻¹]	0,20	530,00	22,00	2,00	103,00	7,66	2,9
Zn	[μg.l ⁻¹]	10,00	814,00	98,00	5,00	115,00	20,97	4,7
Fe	[μg.l ⁻¹]	50,00	900,00	90,00	0,00	260,00	24,59	3,7
Al	[μg.l ⁻¹]	10,00	1220,00	100,00	5,00	210,00	33,17	3,0
As	[μg.l ⁻¹]	0,50	13,80	1,70	0,25	7,70	0,44	3,9
Cd	[μg.l ⁻¹]	0,04	33,20	0,56	0,02	12,80	0,21	2,6
Pb	[μg.l ⁻¹]	0,50	525,00	12,30	0,20	19,50	1,56	7,9
Cu	[μg.l ⁻¹]	0,20	91,00	6,45	0,10	2382,00	46,99	0,1

Tab. 2: Roční látková a vodní depozice formou usazených a vertikálních srážek v oblasti Šumavy pro období 1994 – 2003.

	Roční depozice formou mlhy [kg.km ² .rok ⁻¹]	Roční depozice formou srážek [kg.km ² .rok ⁻¹]	Podíl mlžné depozice [%]
H ⁺	6,03	25,48	23,7
Na ⁺	35,68	134,97	26,4
K ⁺	46,83	170,13	27,5
NH ₄ ⁺	693,66	562,80	123,3
Mg ²⁺	16,06	49,61	32,4
Ca ²⁺	88,98	288,36	30,9
F ⁻	4,53	15,17	29,9
Cl ⁻	94,37	297,74	31,7
NO ₃ ⁻	1548,07	1911,72	81,0
SO ₄ ²⁻	1436,88	1806,03	79,6
Mn	1,96	6,83	28,7
Zn	8,74	18,69	46,8
Fe	8,03	21,93	36,6
Al	8,92	29,57	30,2
As	0,15	0,39	38,6
Cd	0,05	0,19	26,2
Pb	1,10	1,39	79,0
Cu	0,58	41,90	1,4
voda [mm]	89,20	891,70	10,0

Tab. 3: Chemismus mlžné a oblačné vody ve srovnání s chemismem vertikálních (bulk) srážek pro oblast Jizerských hor (povodí Uhlířská pro hydrologické roky 1999 až 2003).

Iont	Jednotky	Chemismus mlžné vody (69 vzorků)			Chemismus srážek (bulk) (60 vzorků)			Faktor obohac. 1)/2)
		Min. Hodnota	Max. hodnota	Median 1)	Min. Hodnota	Max. hodnota	Vážený průměr2)	
pH	[-]	3,1	7,5	5,5	3,9	6,4	4,64	1,2
H ⁺	[μg.l ⁻¹]	0,03	870,96	2,96	0,43	125,89	23,49	0,1
Cond.	[μS/cm]	30,80	2810,00	203,00	8,60	122,30	25,80	7,9
Na ⁺	[mg.l ⁻¹]	0,15	227,70	5,33	0,04	2,62	0,41	13,1
K ⁺	[mg.l ⁻¹]	0,18	36,10	1,88	0,02	2,08	0,17	11,3
NH ₄ ⁺	[mg.l ⁻¹]	1,93	64,89	9,77	0,01	7,39	0,76	12,8
Mg ²⁺	[mg.l ⁻¹]	0,17	48,10	1,45	0,01	1,35	0,12	12,4
Ca ²⁺	[mg.l ⁻¹]	1,35	188,90	8,24	0,06	3,89	0,54	15,2
F ⁻	[mg.l ⁻¹]	0,05	66,62	0,51	0,01	0,38	0,03	17,7
Cl ⁻	[mg.l ⁻¹]	0,41	221,00	4,71	0,08	3,73	0,74	6,4
NO ₃ ⁻	[mg.l ⁻¹]	0,57	925,00	45,70	0,15	11,82	2,53	18,1
SO ₄ ²⁻	[mg.l ⁻¹]	4,68	240,00	25,40	0,25	19,23	2,57	9,9
Mn	[μg.l ⁻¹]	9,00	2255,00	82,00	0,00	106,00	6,73	12,2
Zn	[μg.l ⁻¹]	31,00	5300,00	206,50	0,00	172,00	45,50	4,5
Fe	[μg.l ⁻¹]	50,00	2490,00	140,00	0,00	100,00	16,30	8,6
Al	[μg.l ⁻¹]	10,00	18180,00	440,00	5,00	500,00	50,84	8,7
Cd	[μg.l ⁻¹]	0,04	77,50	4,69	0,02	1,80	0,20	23,4
Pb	[μg.l ⁻¹]	0,40	278,00	7,25	0,20	70,00	3,16	2,3
Cu	[μg.l ⁻¹]	1,30	350,00	26,20	0,10	44,00	4,32	6,1

Tab. 4: Roční látková a vodní depozice formou usazených a vertikálních srážek v oblasti Jizerských hor pro období 1999 – 2003.

	Roční depozice formou mlhy [kg.km ² .rok ⁻¹]	Roční depozice formou srážek [kg.km ² .rok ⁻¹]	Podíl mlžné depozice [%]
H ⁺	0,33	26,47	1,3
Na ⁺	600,69	459,88	130,6
K ⁺	211,88	187,80	112,8
NH ₄ ⁺	1100,97	858,22	128,3
Mg ²⁺	163,42	132,05	123,8
Ca ²⁺	928,65	609,49	152,4
F ⁻	57,60	32,58	176,8
Cl ⁻	530,82	831,36	63,8
NO ₃ ⁻	5150,39	2846,89	180,9
SO ₄ ²⁻	2862,58	2897,58	98,8
Mn	9,24	7,59	121,8
Zn	23,27	51,28	45,4
Fe	15,78	18,37	85,9
Al	49,59	57,30	86,5
Cd	0,53	0,23	233,6
Pb	0,82	3,56	23,0
Cu	2,95	4,87	60,7
voda [mm]	112,70	1127,00	10,0

Tab. 5: Chemismus mlžné a oblačné vody ve srovnání s chemismem vertikálních (bulk) srážek pro oblast záp. Krkonoš (stanice Labská bouda a povodí Modrý potok pro hydrolog. roky 2000 až 2003).

Iont	Jednotky	Chemismus mlžné vody Labská bouda (42 vzorků)			Chemismus srážek (bulk) Modrý potok (48 vzorků)			Faktor obohac. 1)/2)
		Min. Hodnota	Max. hodnota	Medián 1)	Min. Hodnota	Max. hodnota	Vážený průměr2)	
pH	[-]	3,7	7,1	4,4	4,3	7,9	4,8	0,9
H ⁺	[μg.l ⁻¹]	0,07	218,78	40,27	0,01	53,70	16,17	2,5
Cond.	[μS/cm]	25,00	420,00	100,45	4,00	312,00	15,46	6,5
Na ⁺	[mg.l ⁻¹]	0,33	16,80	1,36	0,02	24,51	0,28	4,9
K ⁺	[mg.l ⁻¹]	0,06	5,74	0,42	0,01	4,19	0,12	3,6
NH ₄ ⁺	[mg.l ⁻¹]	1,39	29,79	4,54	0,01	33,36	0,52	8,7
Mg ²⁺	[mg.l ⁻¹]	0,11	3,35	0,38	0,01	0,45	0,06	6,9
Ca ²⁺	[mg.l ⁻¹]	0,24	21,09	1,71	0,03	1,15	0,23	7,6
F ⁻	[mg.l ⁻¹]	0,02	0,53	0,10	0,01	0,25	0,02	4,9
Cl ⁻	[mg.l ⁻¹]	0,40	18,50	1,55	0,08	31,50	0,58	2,7
NO ₃ ⁻	[mg.l ⁻¹]	3,29	102,00	17,00	0,13	12,10	1,31	13,0
SO ₄ ²⁻	[mg.l ⁻¹]	1,71	39,40	10,29	0,25	6,33	1,55	6,6
Mn	[μg.l ⁻¹]	6,00	204,00	20,55	2,00	375,00	9,14	2,2
Zn	[μg.l ⁻¹]	15,00	228,00	49,00	5,00	308,00	26,22	1,9
Fe	[μg.l ⁻¹]	50,00	180,00	50,00	0,01	25,00	6,56	7,6
Al	[μg.l ⁻¹]	10,00	810,00	160,00	5,00	180,00	30,76	5,2
Cd	[μg.l ⁻¹]	0,12	4,55	0,78	0,02	0,65	0,13	5,9
Pb	[μg.l ⁻¹]	0,40	30,00	5,60	0,02	9,80	1,68	3,3
Cu	[μg.l ⁻¹]	0,20	190,00	5,80	0,40	76,50	2,26	2,6

Tab. 6: Roční látková a vodní depozice formou usazených a vertikálních srážek v oblasti západních Krkonoš pro období 2000 – 2003.

	Roční depozice formou mlhy [kg.km ² .rok ⁻¹]	Roční depozice formou srážek [kg.km ² .rok ⁻¹]	Podíl mlžné depozice [%]
H ⁺	11,99	27,97	42,8
Na ⁺	404,74	480,80	84,2
K ⁺	124,99	203,04	61,6
NH ₄ ⁺	1351,10	901,10	149,9
Mg ²⁺	113,09	95,63	118,3
Ca ²⁺	507,41	389,58	130,2
F ⁻	30,67	36,35	84,4
Cl ⁻	461,28	998,10	46,2
NO ₃ ⁻	5059,20	2266,21	223,2
SO ₄ ²⁻	3062,30	2688,76	113,9
Mn	6,12	15,81	38,7
Zn	14,58	45,36	32,1
Fe	14,88	11,35	131,1
Al	47,62	53,22	89,5
Cd	0,23	0,23	101,1
Pb	1,67	2,91	57,3
Cu	1,73	3,90	44,2
voda [mm]	297,60	1730,20	17,5

Tab. 7: Chemismus mlžné a oblačné vody ve srovnání s chemismem vertikálních (bulk) srážek pro oblast vých. Krkonoš (stanice Studniční hora a povodí Modrý potok pro hydrol. roky 2000 až 2003).

Iont	Jednotky	Chemismus mlžné vody Studniční hora (32 vzorků)			Chemismus srážek (bulk) Modrý potok (48 vzorků)			Faktor obohac. 1)/2)
		Min. Hodnota	Max. hodnota	Median 1)	Min. Hodnota	Max. hodnota	Vážený průměr2)	
pH	[-]	3,5	6,9	4,4	4,3	7,9	4,8	0,9
H ⁺	[μg.l ⁻¹]	0,12	316,23	39,28	0,01	53,70	16,17	2,4
Cond.	[μS/cm]	34,10	661,00	102,10	4,00	312,00	15,46	6,6
Na ⁺	[mg.l ⁻¹]	0,23	13,76	1,65	0,02	24,51	0,28	5,9
K ⁺	[mg.l ⁻¹]	0,06	27,45	0,53	0,01	4,19	0,12	4,5
NH ₄ ⁺	[mg.l ⁻¹]	1,93	81,59	6,85	0,01	33,36	0,52	13,2
Mg ²⁺	[mg.l ⁻¹]	0,08	3,22	0,43	0,01	0,45	0,06	7,8
Ca ²⁺	[mg.l ⁻¹]	0,20	6,95	1,91	0,03	1,15	0,23	8,5
F ⁻	[mg.l ⁻¹]	0,02	0,33	0,07	0,01	0,25	0,02	3,2
Cl ⁻	[mg.l ⁻¹]	0,29	15,30	2,26	0,08	31,50	0,58	3,9
NO ₃ ⁻	[mg.l ⁻¹]	0,30	44,80	19,95	0,13	12,10	1,31	15,2
SO ₄ ²⁻	[mg.l ⁻¹]	3,71	34,40	12,45	0,25	6,33	1,55	8,0
Mn	[μg.l ⁻¹]	3,60	189,00	26,50	2,00	375,00	9,14	2,9
Zn	[μg.l ⁻¹]	25,00	101,00	52,00	5,00	308,00	26,22	2,0
Fe	[μg.l ⁻¹]	7,00	1110,00	50,00	0,01	25,00	6,56	7,6
Al	[μg.l ⁻¹]	12,00	290	114,00	5,00	180,00	30,76	3,7
Cd	[μg.l ⁻¹]	0,17	3,35	0,53	0,02	0,65	0,13	4,0
Pb	[μg.l ⁻¹]	0,40	50,50	7,50	0,02	9,80	1,68	4,5
Cu	[μg.l ⁻¹]	0,70	110,00	5,30	0,40	76,50	2,26	2,3

Tab. 8: Roční látková a vodní depozice formou usazených a vertikálních srážek v oblasti východních Krkonoš pro období 2000 – 2003.

	Roční depozice formou mlhy [kg.km ² .rok ⁻¹]	Roční depozice formou srážek [kg.km ² .rok ⁻¹]	Podíl mlžné depozice [%]
H ⁺	11,69	27,97	41,8
Na ⁺	491,04	480,80	102,1
K ⁺	156,54	203,04	77,1
NH ₄ ⁺	2038,56	901,10	226,2
Mg ²⁺	127,97	95,63	133,8
Ca ²⁺	568,42	389,58	145,9
F ⁻	19,95	36,35	54,9
Cl ⁻	673,32	998,10	67,5
NO ₃ ⁻	5937,12	2266,21	262,0
SO ₄ ²⁻	3705,12	2688,76	137,8
Mn	7,89	15,81	49,9
Zn	15,48	45,36	34,1
Fe	14,88	11,35	131,1
Al	33,93	53,22	63,7
Cd	0,16	0,23	69,4
Pb	2,23	2,91	76,7
Cu	1,58	3,90	40,4
voda [mm]	297,60	1730,20	17,5

Vzhledem k již dlouhé řadě měření usazených srážek v horské oblasti Šumavy (od roku 1988) bylo možné provést vyhodnocení chemismu mlžné vody ve srovnání s vertikálními srážkami (tab. 1) a srovnání průměrných koncentrací jednotlivých chemických komponent zjištěných v jednotlivých rocích s průměrnými hodnotami zjištěnými ve srážkové vodě (typu bulk), v podkorunových srážkách a v povrchovém odtoku. Tato data jsou k dispozici v rámci projektu GEOMON (Fottová, 2003) za období od roku 1994 do současnosti pro povodí Liz, Uhlířská i Modrý potok.

Průběh mediánových a průměrných hodnot chemismu mlžné a oblačné vody ve srovnání s chemismem vertikálních srážek na volné ploše typu „bulk“ (vážené průměry), podkorunových srážek (vážené průměry) a povrchového odtoku (průměrné hodnoty) pro oblast Šumavy (stanice Churáňov a povodí Liz) pro hydrologické roky 1994 až 2003 uvádí grafy na obr. 1a až 1h. Hodnoty pH na obr. 1a vykazují po celé hodnocené období značně nižší hodnoty v mlžné vodě ve srovnání se srážkami na volné ploše, se srážkami podkorunovými a s povrchovým odtokem, přičemž průběh odpovídá dle očekávání srážkám podkorunovým, které zřejmě rovněž vykazují obohacení vodou vyčesanou rostlinným patrem z nízké oblačnosti a mlhy (obr. 1a). Obr. 1b až 1h ukazují průběhy NH_4 , NO_3 , SO_4 , Ca, Mg, Na a K v mlžné a oblačné vodě, v srážkách na volné ploše a v povrchovém odtoku. Mlhové vody vykazují značně vyšší průměrné koncentrace NH_4 , NO_3 , SO_4 pro celé srovnávané období 1994 – 2003 ve srovnání se srážkami na volné ploše, se srážkami podkorunovými a s povrchovým odtokem, přičemž srovnávání byly hydrologické roky.

Grafy na obr. 2a až 2c v příloze na CD znázorňují průběh mediánových hodnot NH_4 , NO_3 a SO_4 v mlžné a oblačné vodě ve srovnání s obsahy těchto iontů ve srážkách na volné ploše typu „bulk“ (vážené průměry), v podkorunových srážkách (vážené průměry) a v povrchovém odtoku (průměrné hodnoty) pro oblast Jizerských hor (povodí Uhlířská) pro hydrologické roky 1999 až 2003. Obdobné grafy na obr. 3a až 3c rovněž v příloze na CD uvádí totéž pro oblast východních a západních Krkonoš (povodí Modrý potok) pro hydrologické roky 2000 až 2003. Rovněž grafy na obr. 2 a 3 ukazují značně vyšší koncentrace NH_4 , NO_3 , SO_4 pro srovnávané období ve srovnání se srážkami na volné ploše, se srážkami podkorunovými a s povrchovým odtokem, přičemž srovnávání byly hydrologické roky.

V horské oblasti Krkonoš s podařilo díky vysoké depozici mlžné a oblačné vody odebrat vzorky v pravidelných čtrnáctidenních intervalech. Bylo proto možné provést srovnání průběhu průměrných koncentrací znečišťujících látek v mlze opět ve srovnání se srážkami na volné ploše, podkorunovými srážkami a povrchovým odtokem v uzávěrovém profilu. Příklad pro obsah iontů NH_4 , NO_3 a SO_4 je znázorněn v obr. 4a až 4c. Na těchto grafech je zajímavý shodný trend průběhu koncentrací ve východních i západních Krkonoších a je opět patrná výrazně vyšší koncentrace znečišťujících látek v mlze proti padajícím srážkám.

Závěry

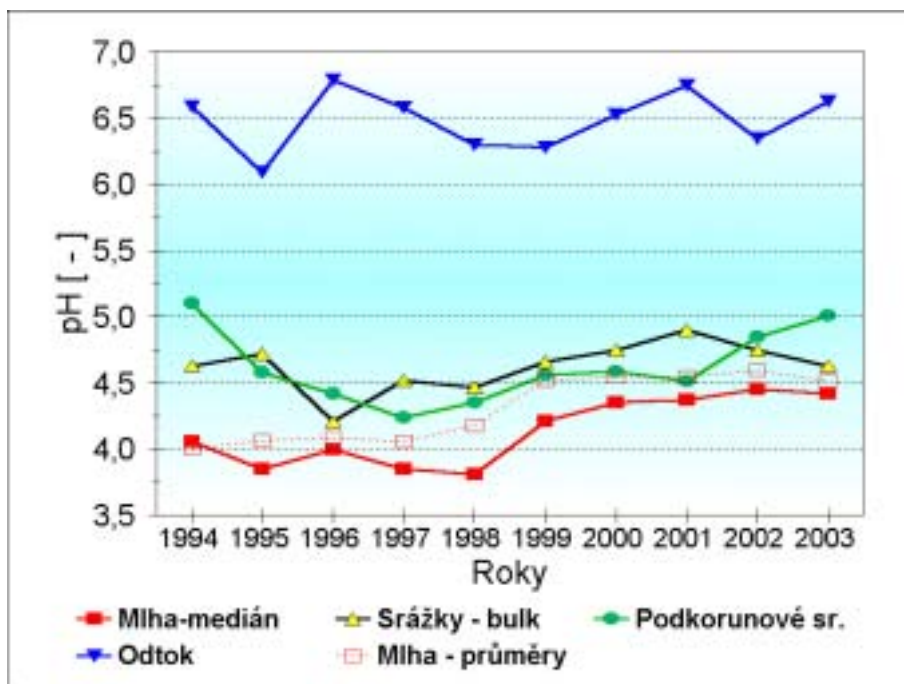
Na základě uvedených výsledků lze konstatovat, že koncentrace sledovaných složek jsou vyšší, a to až řádově, ve vzorcích vody odebraných z mlžné a oblačné vody oproti koncentracím ve vodě srážkové. Poměr koncentrací sledované složky ve vodě mlžné a srážkové (faktor obohacení) dosahuje na Šumavě hodnot do 12, v Jizerských horách do 23 a v Krkonoších do 15. Na základě hodnocení množství sledovaných látek deponovaných za rok na jednotku plochy formou usazených a vertikálních srážek pro horské oblasti Šumavy (1994 – 2003), Jizerských hor (1999 – 2003) a Krkonoš (2000 – 2003) je patrné, že přes poměrně malý vodohospodářský význam usazených srážek (10 - 20 %), je jejich vliv ekologický významný, někdy srovnatelný a někdy dokonce vertikální srážky převyšující. Vliv usazených srážek je neopomenutelný, a to jak z hlediska vodohospodářského (navýšení vodní bilance), tak zejména z hlediska ekologického (přenášená množství látek). Usazené srážky představují navýšení srážkového úhrnu o cca 10 % pro oblast Šumavy a Jizerských hor a 15 až 20 % pro oblast Krkonoš.

Poděkování

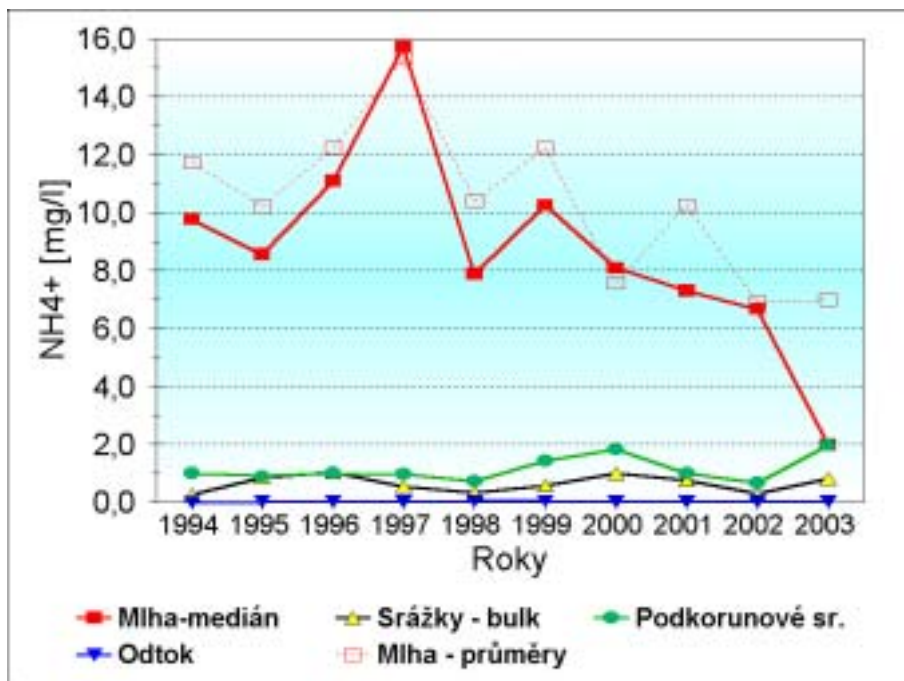
Práce vznikla za finanční podpory Akademie věd České republiky (Výzkumný záměr č. AV0Z20600510) a Grantové agentury AV ČR (projekt č. IAA3042301).

Literatura

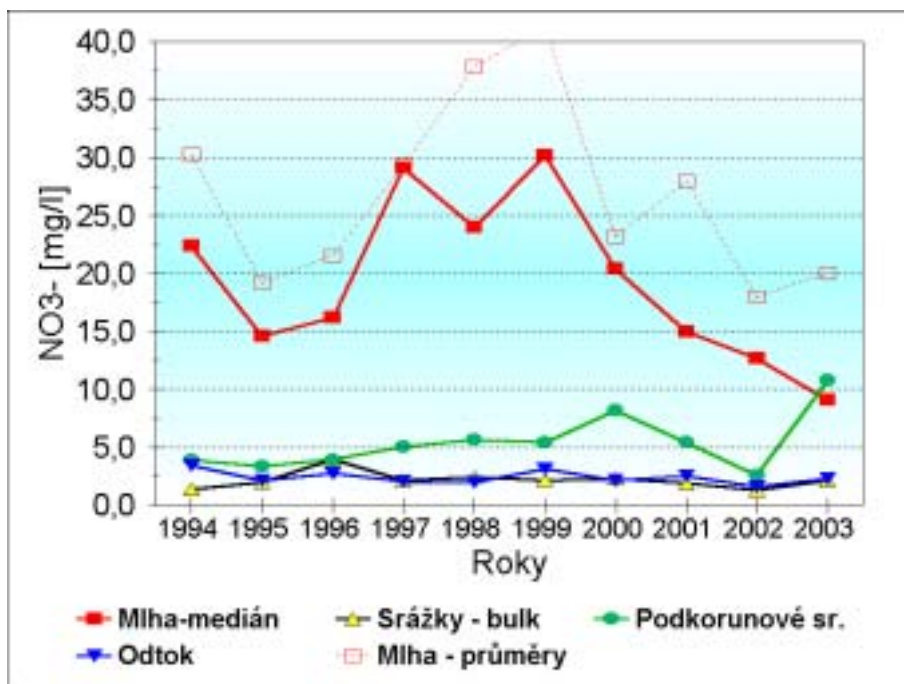
- Bednář, J.: Pozoruhodné jevy v atmosféře. Praha, Academia, 1989.
- Brechtel, H.M.: Precipitation deposition situation in the Signatory States. United Nations Conference on Trade and Development, Geneva 10 (Chapter 2, ECE Interim Report on Cause Effect Relationships), Hann, Munden, Germany, 1990.
- Coufal, L.: Příspěvek k otázce výskytu horizontálních srážek v Čechách a na Moravě. Meteorologické zprávy, 2, 1968, 42 – 44.
- Daube, B., Kimball, K.D., Lamar, P.A., Weathers, K.C.: Two new ground-level cloud water sampler designs which reduce rain contamination. Atmospheric environment, 4, 1987, 893 – 900.
- Eliáš, V., Tesař, M., Buchtele, J.: Occult precipitation: sampling, chemical analysis and process modelling in the Šumava Mts. (Czech Republic) and in the Taunus Mts. (Germany). Journal of Hydrology, 166, 1995, 409 – 420.
- Eliáš, V., Tesař, M.: Horizontal precipitations: The input important from hydrological and ecological point of view. J. Hydrol. Hydromech., 42, 1994, 101 – 103.
- Fottová, D.: Trends in sulphur and nitrogen deposition fluxes in the Geomon network, Czech Republic, between 1994-2002. Water, Soil and Air Pollution, Kluwer Academic Publishers 150, 2003, 73-87.
- Fuzzi, S., Orsi, G.: Wet deposition due to fog in the Po valley, Italy. Journal of Atmospheric Chemistry, 3, 1985, 289 – 296.
- Grunow, J.: Nebelniederschlag. Ber. Deutsch. Wetterd. U.S. Zone 7, Bad Kissinger. No. 42, 1952, 30 – 34.
- Kantor, P.: Intercepce horských smrkových a bukových porostů. Lesnictví 27(2), 1981, 171 – 192.
- Kantor, P.: Intercepční ztráty smrkových a bukových porostů. Vodohosp. Čas., 31(6), 1983, 643 – 651.
- Lovett, G.M., Reiners, W.A., Olson, R.K.: Cloud droplet deposition in subalpine balsam fir forest: Hydrological and chemical inputs. Science, 218, 1982, 1303 – 1304.
- Lovett, G.M.: Rates and mechanisms of cloud water deposition to a subalpine balsam fir forest. Atmospheric Environment, 18 (2), 1984, 361 – 371.
- Lovett, G.M., Reiners, W.A.: Canopy structure and cloud water deposition in subalpine coniferous forests. Tellus, 38B (5), 1986, 319 – 327.
- Lovett, G.M.: A comparison of methods for estimating cloud water deposition to a New Hampshire (U.S.A.) subalpine forest. M.H. Unsworth and D. Fowler (eds.), Acid Deposition at High Elevation Sites, 1988, 309 – 320.
- Moldan, B.: Atmosférická depozice na území Československa v období 1976 – 1987. Národní klimatický program ČSFR, 4, Praha, 1992.
- Nagel, J.F.: Fog precipitation on Table Mountain. Q.J.R. Meteorol. Soc., 82, 1956, 452 – 460.
- Strnad, E., Tesař, M., Šír, M., Kubík, F.: Základní charakteristiky chodu mlhy na Churáňově 1976 – 1987. Meteorologické zprávy, 4, 1988, 109 – 119.
- Tesař, M.: Cloud and fog water deposition in the Šumava Mts. (Czech Republic). A model estimate of water flux and deposition of chemical compounds to mountainous spruce stand. Acta Universitatis Carolinae Geologica 37, 1993, 57 – 72
- Tesař, M., Eliáš, V., Šír, M.: Preliminary results of characterization of cloud and fog water in the mountains of Southern and Northern Bohemia. J. Hydrol. hydromech., 43 (6), 1995, 412 – 426.
- Tesař, M., Šír, M., Fottová, D.: Usazené srážky jako významný příspěvek k atmosférické depozici ve vybraných horských a urbanizovaných oblastech ČR. Sborník semináře: „Atmosférická depozice 2004“ (Eds.: Šír, M. a Tesař, M.), 29.-30.6. 2004, Tejmlov, Česká republika, ISBN 80-02-011659-9, s. 95 – 101.
- Thorne, P.G., Lovett, G.M., Reiners, W.A.: Experimental determination of droplet impaction on canopy components of balsam fir. Journal of Applied Meteorology, 21(10), 1982, 1413 – 1416.
- Vong, R.J., Sigmon, J.T., Mueller, S.F.: Cloud water deposition to Appalachian forests. Environ. Sci. Technol. 25(6), 1991, 1014 – 1021.
- Waggoner, P.E., Furnival, G.M., Reifsnyder, W.E.: Simulation of the microclimate in a forest. Forest Sci., 15, 1969, 37 – 45.



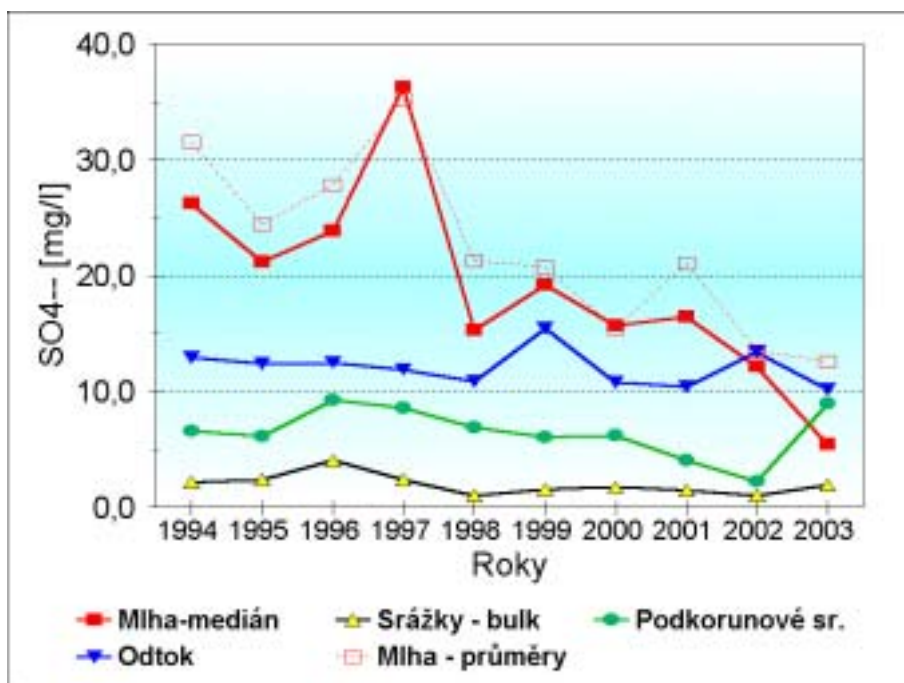
Obr. 1a: Průběh mediánových a průměrných hodnot pH mlžné a oblačné vody ve srovnání s pH vertikálních srážek na volné ploše typu „bulk“ (vážené průměry), podkorunových srážek (vážené průměry) a povrchového odtoku (průměrné hodnoty), pro oblast Šumavy (stanice Churáňov a povodí Liz) pro hydrologické roky 1994 až 2003.



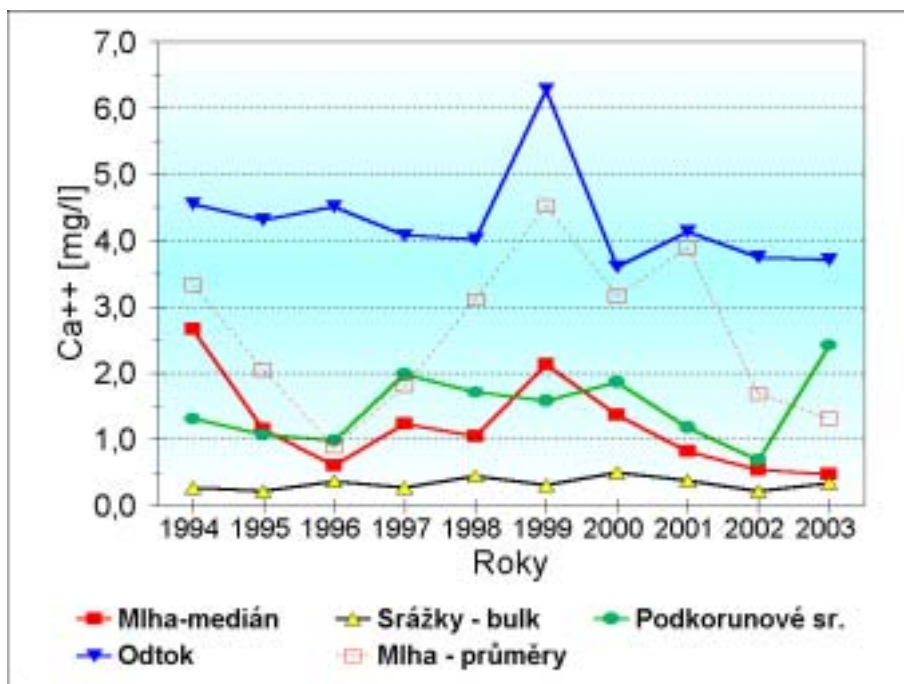
Obr. 1b: Průběh mediánových a průměrných hodnot NH_4^+ mlžné a oblačné vody ve srovnání s obsahem NH_4^+ ve vertikálních srážkách na volné ploše typu „bulk“ (vážené průměry), v podkorunových srážkách (vážené průměry) a v povrchovém odtoku (průměrné hodnoty), pro oblast Šumavy (stanice Churáňov a povodí Liz) pro hydrologické roky 1994 až 2003.



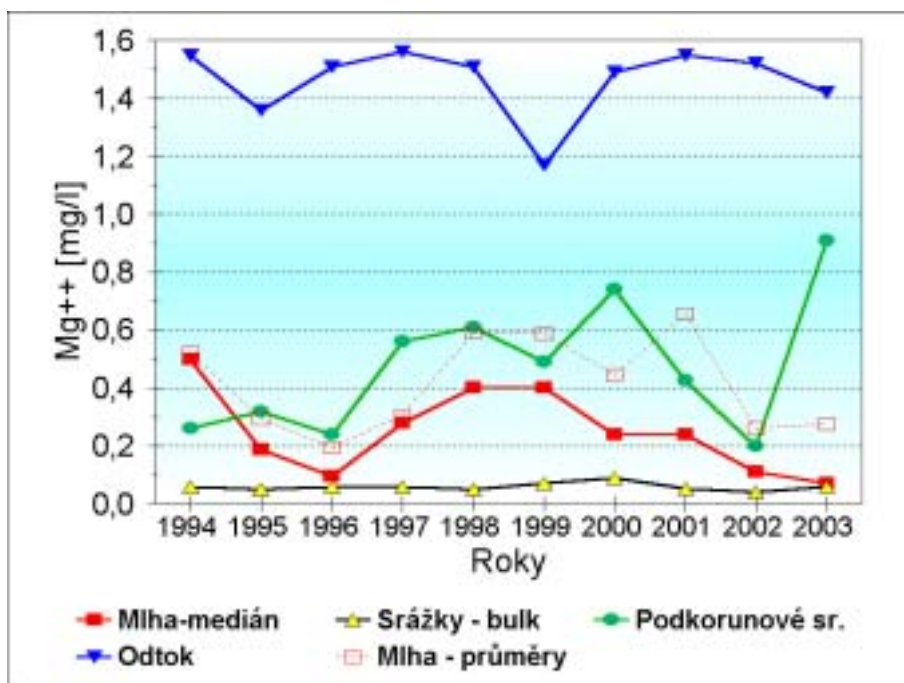
Obr. 1c: Průběh mediánových a průměrných hodnot NO₃⁻ mlžné a oblačné vody ve srovnání s obsahem NO₃⁻ ve vertikálních srážkách na volné ploše typu „bulk“ (vážené průměry), v podkorunových srážkách (vážené průměry) a v povrchovém odtoku (průměrné hodnoty), pro oblast Šumavy (stanice Churáňov a povodí Liz) pro hydrologické roky 1994 až 2003.



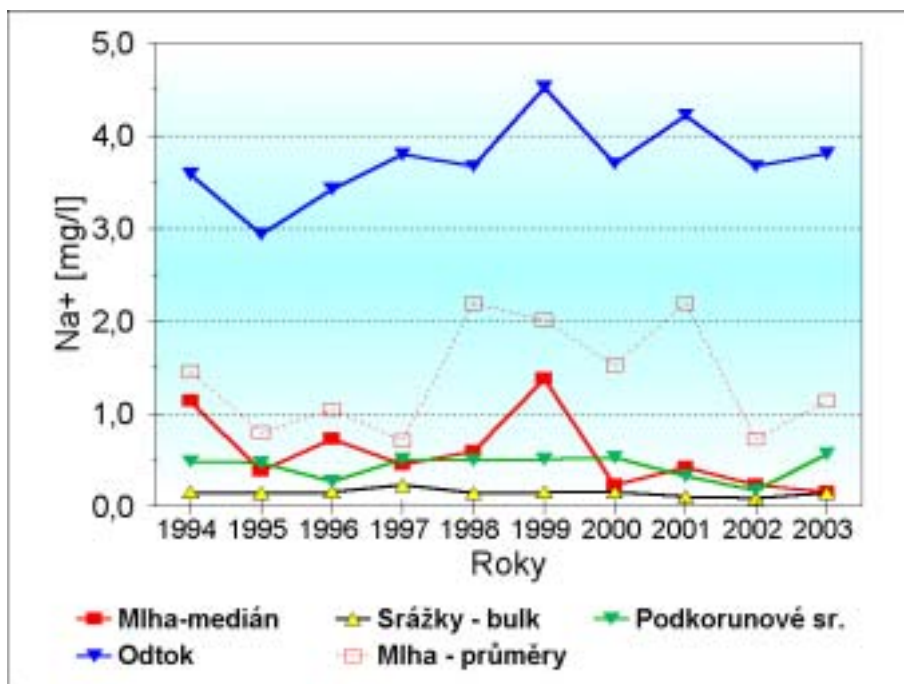
Obr. 1d: Průběh mediánových a průměrných hodnot SO₄²⁻ mlžné a oblačné vody ve srovnání s obsahem SO₄²⁻ ve vertikálních srážkách na volné ploše typu „bulk“ (vážené průměry), v podkorunových srážkách (vážené průměry) a v povrchovém odtoku (průměrné hodnoty), pro oblast Šumavy (stanice Churáňov a povodí Liz) pro hydrologické roky 1994 až 2003.



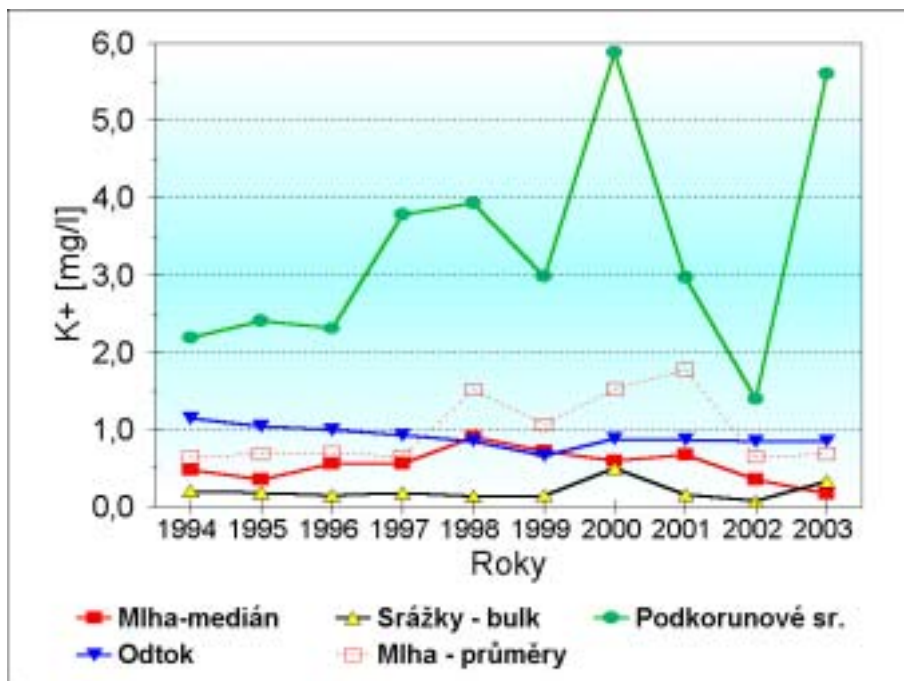
Obr. 1e: Průběh mediánových a průměrných hodnot Ca^{2+} mlžné a oblačné vody ve srovnání s obsahem Ca^{2+} ve vertikálních srážkách na volné ploše typu „bulk“ (vážené průměry), v podkorunových srážkách (vážené průměry) a v povrchovém odtoku (průměrné hodnoty), pro oblast Šumavy (stanice Churáňov a povodí Liz) pro hydrologické roky 1994 až 2003.



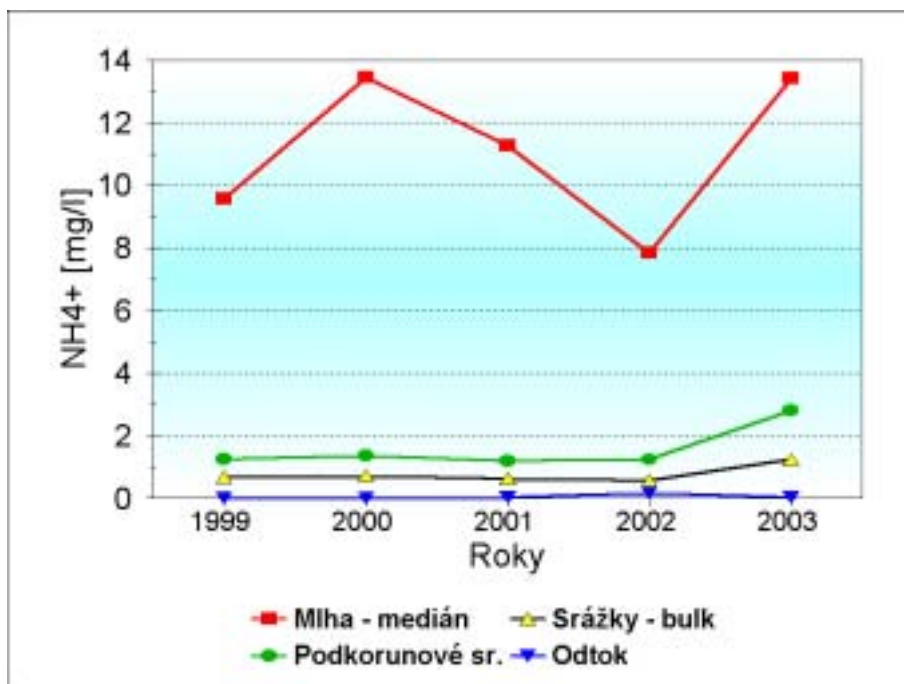
Obr. 1f: Průběh mediánových a průměrných hodnot Mg^{2+} mlžné a oblačné vody ve srovnání s obsahem Mg^{2+} ve vertikálních srážkách na volné ploše typu „bulk“ (vážené průměry), v podkorunových srážkách (vážené průměry) a v povrchovém odtoku (průměrné hodnoty), pro oblast Šumavy (stanice Churáňov a povodí Liz) pro hydrologické roky 1994 až 2003.



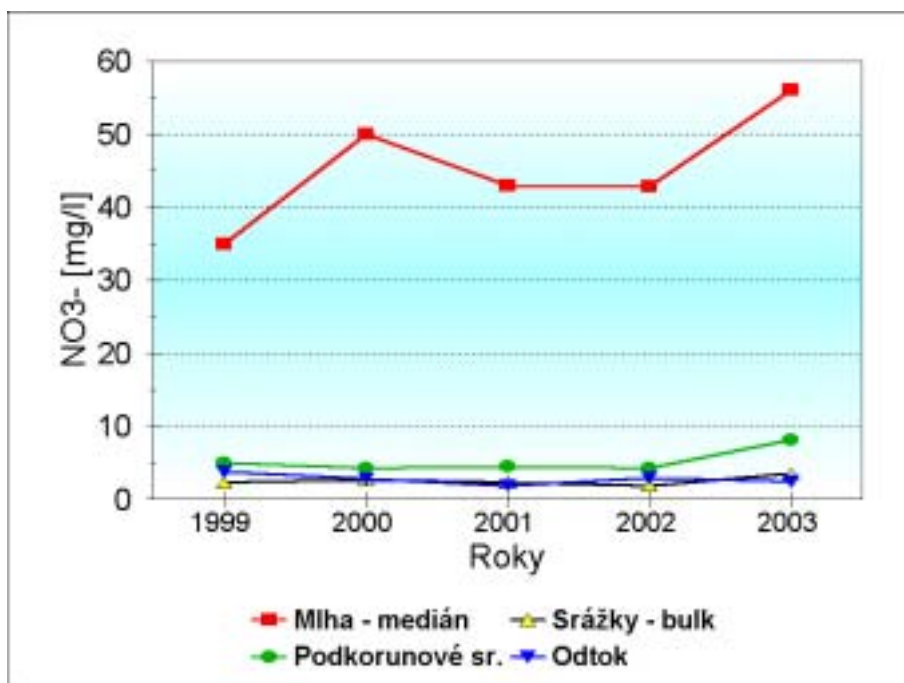
Obr. 1g: Průběh mediánových a průměrných hodnot Na^+ mlžné a oblačné vody ve srovnání s obsahem Na^+ ve vertikálních srážkách na volné ploše typu „bulk“ (vážené průměry), v podkorunových srážkách (vážené průměry) a v povrchovém odtoku (průměrné hodnoty), pro oblast Šumavy (stanice Churáňov a povodí Liz) pro hydrologické roky 1994 až 2003.



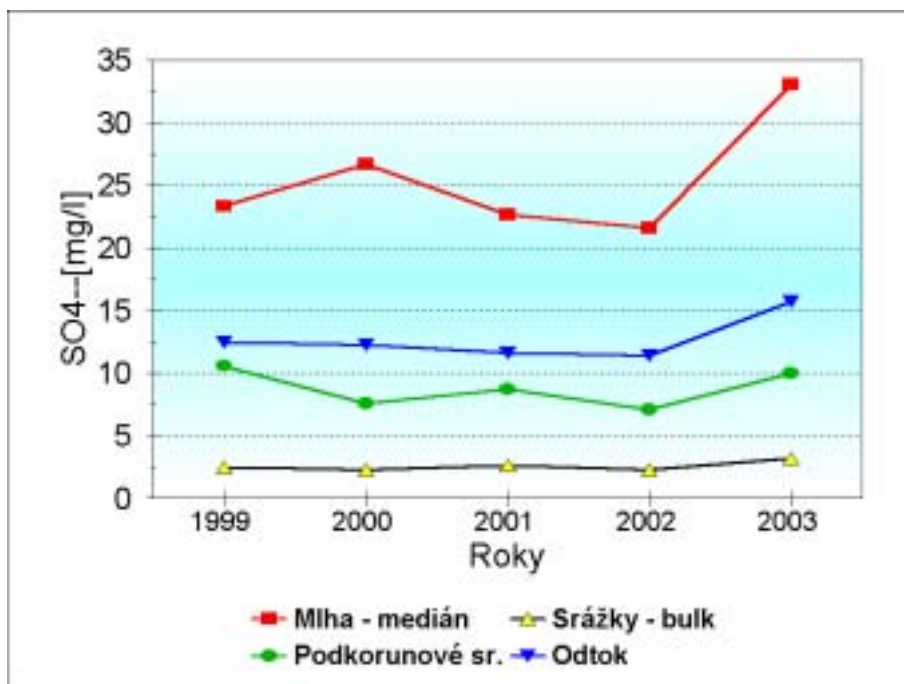
Obr. 1h: Průběh mediánových a průměrných hodnot K^+ mlžné a oblačné vody ve srovnání s obsahem K^+ ve vertikálních srážkách na volné ploše typu „bulk“ (vážené průměry), v podkorunových srážkách (vážené průměry) a v povrchovém odtoku (průměrné hodnoty), pro oblast Šumavy (stanice Churáňov a povodí Liz) pro hydrologické roky 1994 až 2003.



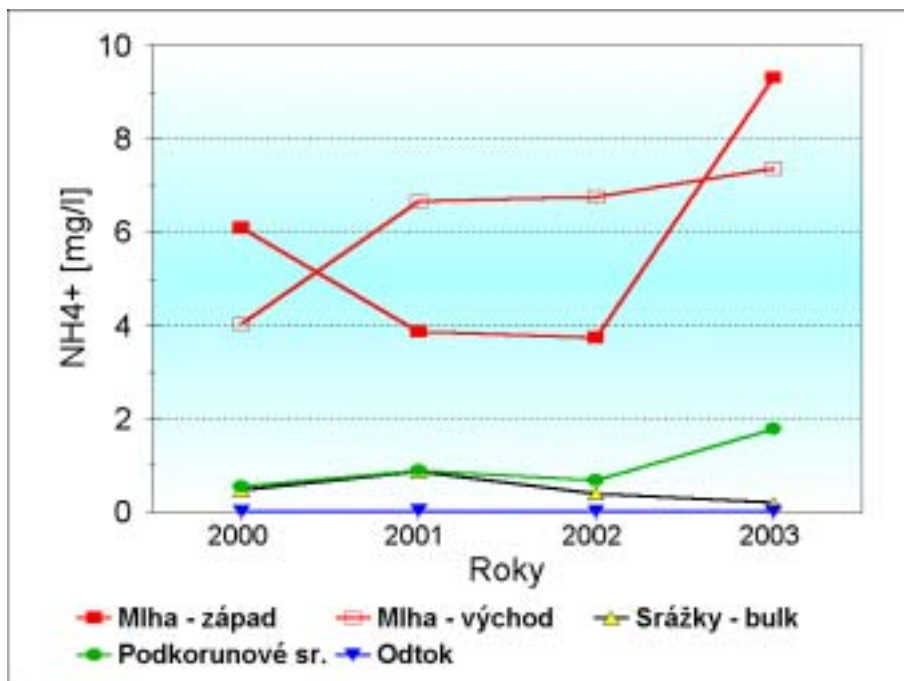
Obr. 2a: Průběh mediánových hodnot NH_4^+ mlžné a oblačné vody ve srovnání s obsahem NH_4^+ ve vertikálních srážkách na volné ploše typu „bulk“ (vážené průměry), v podkorunových srážkách (vážené průměry) a v povrchovém odtoku (průměrné hodnoty), pro oblast Jizerských hor (povodí Uhlířská) pro hydrologické roky 1999 až 2003.



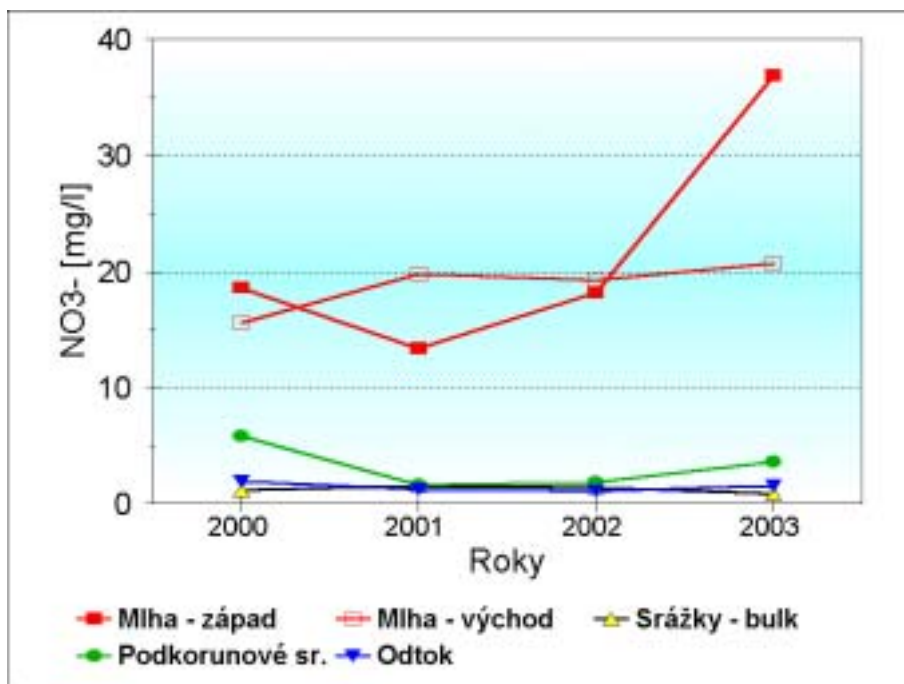
Obr. 2b: Průběh mediánových hodnot NO_3^- mlžné a oblačné vody ve srovnání s obsahem NO_3^- ve vertikálních srážkách na volné ploše typu „bulk“ (vážené průměry), v podkorunových srážkách (vážené průměry) a v povrchovém odtoku (průměrné hodnoty), pro oblast Jizerských hor (povodí Uhlířská) pro hydrologické roky 1999 až 2003.



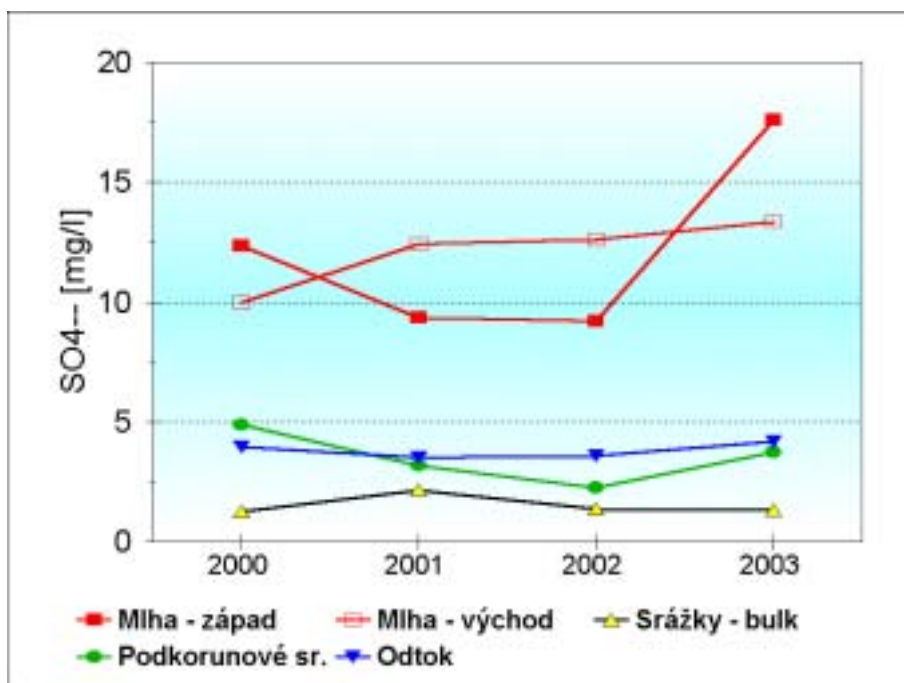
Obr. 2c: Průběh mediánových hodnot SO₄²⁻ mlžné a oblačné vody ve srovnání s obsahem SO₄²⁻ ve vertikálních srážkách na volné ploše typu „bulk“ (vážené průměry), v podkorunových srážkách (vážené průměry) a v povrchovém odtoku (průměrné hodnoty), pro oblast Jizerských hor (povodí Uhlířská) pro hydrologické roky 1999 až 2003.



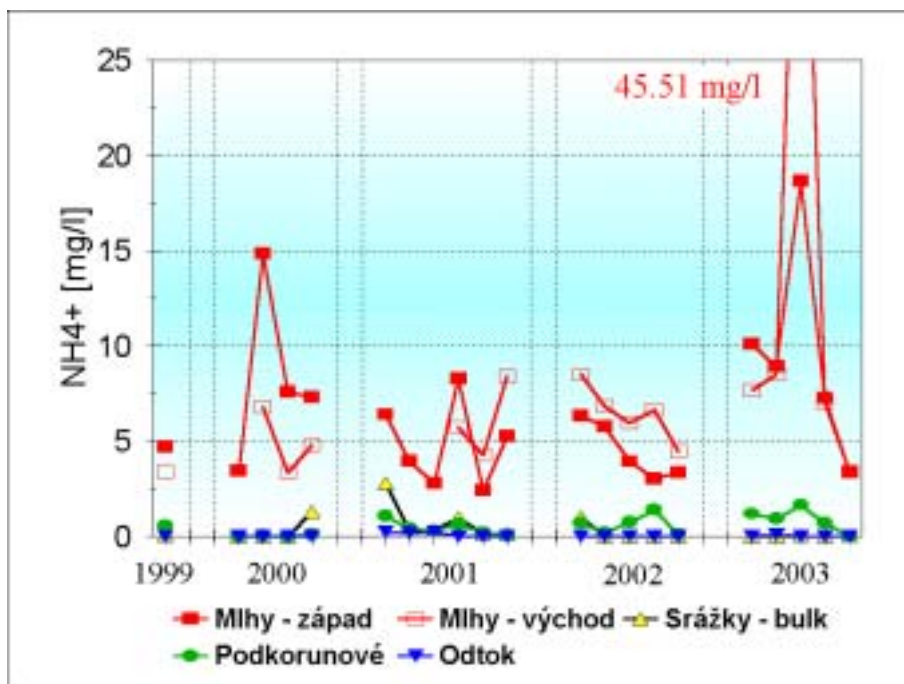
Obr. 3a: Průběh mediánových hodnot NH₄⁺ mlžné a oblačné vody ve srovnání s obsahem NH₄⁺ ve vertikálních srážkách na volné ploše typu „bulk“ (vážené průměry), v podkorunových srážkách (vážené průměry) a v povrchovém odtoku (průměrné hodnoty), pro oblast Krkonoš (západ – Labská bouda; východ – Studniční hora a povodí Modrý potok) pro hydrologické roky 2000 až 2003.



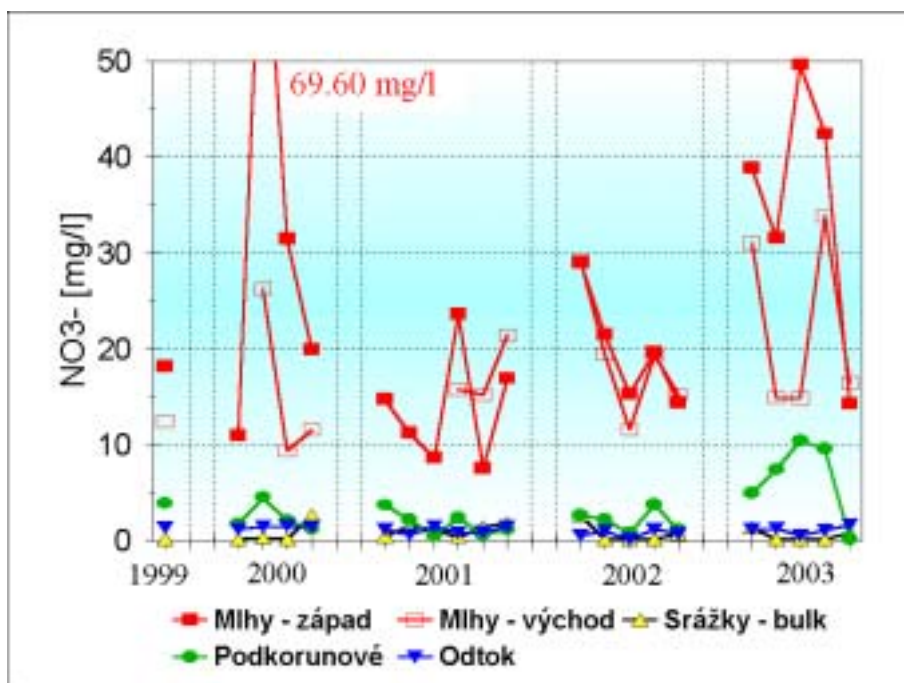
Obr. 3b: Průběh mediánových hodnot NO₃⁻ mlžné a oblačné vody ve srovnání s obsahem NO₃⁻ ve vertikálních srážkách na volné ploše typu „bulk“ (vážené průměry), v podkorunových srážkách (vážené průměry) a v povrchovém odtoku (průměrné hodnoty), pro oblast Krkonoš (západ – Labská bouda; východ – Studniční hora a povodí Modrý potok) pro hydrologické roky 2000 až 2003.



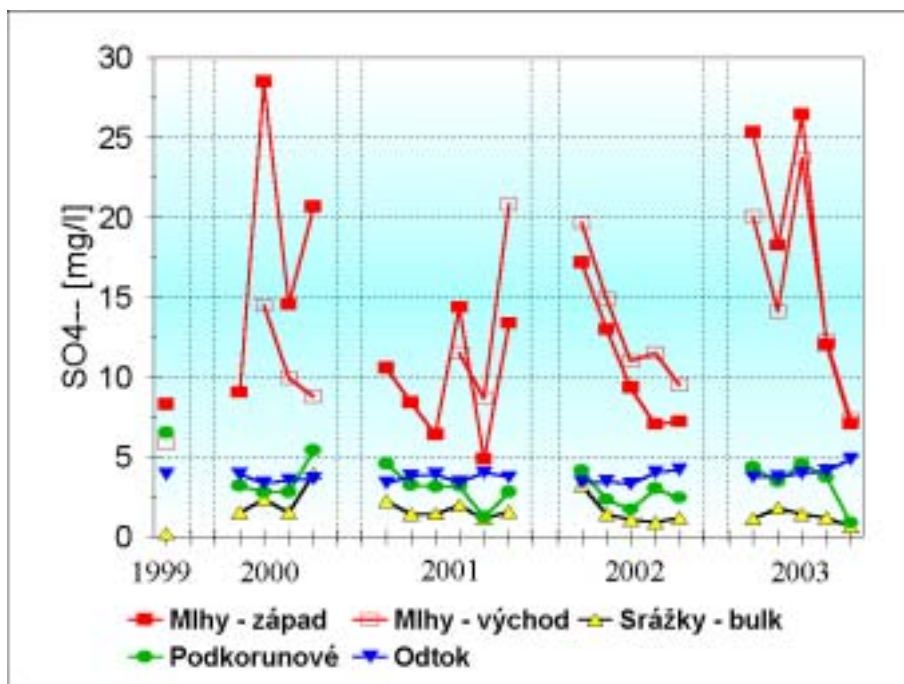
Obr. 3c: Průběh mediánových hodnot SO₄²⁻ mlžné a oblačné vody ve srovnání s obsahem SO₄²⁻ ve vertikálních srážkách na volné ploše typu „bulk“ (vážené průměry), v podkorunových srážkách (vážené průměry) a v povrchovém odtoku (průměrné hodnoty), pro oblast Krkonoš (západ – Labská bouda; východ – Studniční hora a povodí Modrý potok) pro hydrologické roky 2000 až 2003.



Obr. 4a: Měsíční průběh mediánových hodnot NH_4^+ mlžné a oblačné vody ve srovnání s obsahem NH_4^+ ve vertikálních srážkách na volné ploše typu „bulk“ (vážené průměry), v podkorunových srážkách (vážené průměry) a v povrchovém odtoku (průměrné hodnoty), pro oblast Krkonoš (západ – Labská bouda; východ – Studniční hora a povodí Modrý potok) pro hydrologické roky 2000 až 2003.

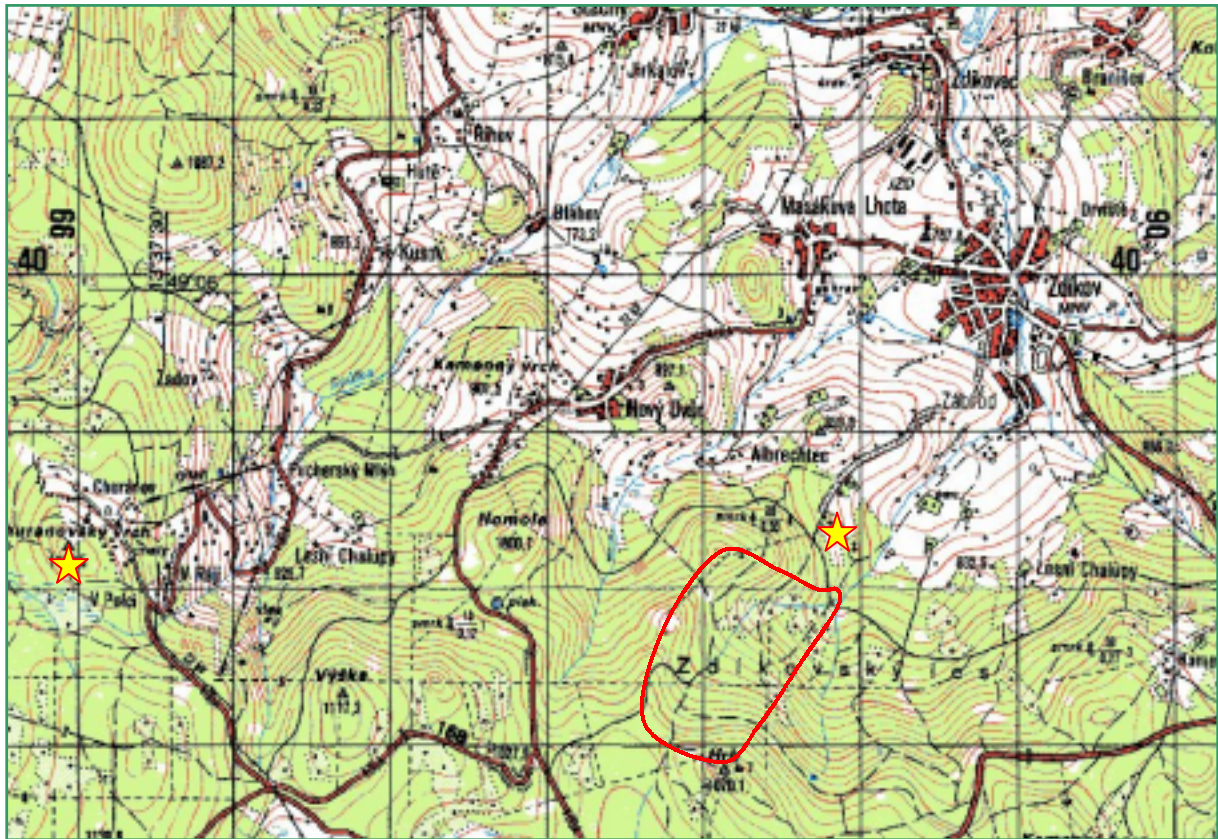


Obr. 4b: Měsíční průběh mediánových hodnot NO_3^- mlžné a oblačné vody ve srovnání s obsahem NO_3^- ve vertikálních srážkách na volné ploše typu „bulk“ (vážené průměry), v podkorunových srážkách (vážené průměry) a v povrchovém odtoku (průměrné hodnoty), pro oblast Krkonoš (západ – Labská bouda; východ – Studniční hora a povodí Modrý potok) pro hydrologické roky 2000 až 2003.



Obr. 4c: Měsíční průběh mediánových hodnot SO_4^{2-} mlžné a oblačné vody ve srovnání s obsahem SO_4^{2-} ve vertikálních srážkách na volné ploše typu „bulk“ (vážené průměry), v podkorunových srážkách (vážené průměry) a v povrchovém odtoku (průměrné hodnoty), pro oblast Krkonoš (západ – Labská bouda; východ – Studniční hora a povodí Modrý potok) pro hydrologické roky 2000 až 2003.

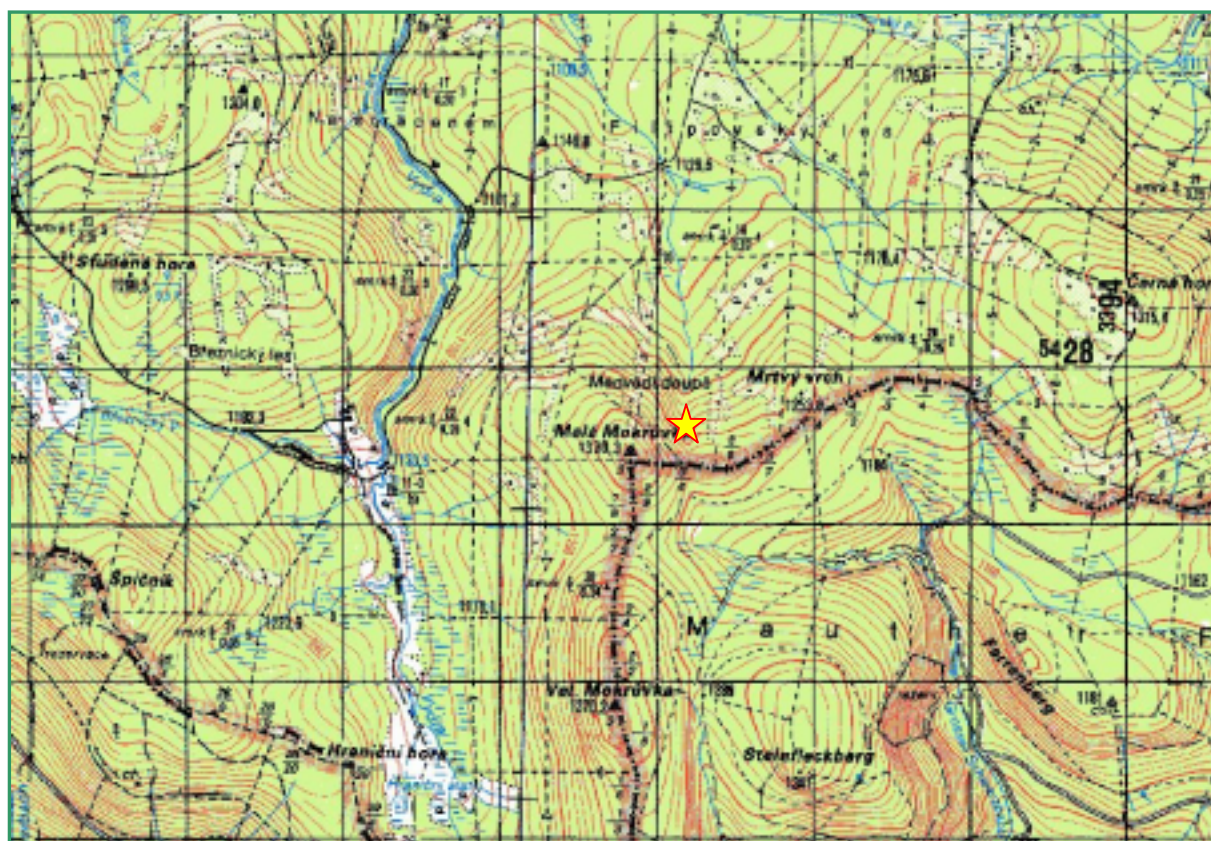
Příloha I: Lokality na Šumavě – Churáňov 1123 m n.m. a povodí Liz



Aktivní a pasivní mlhoměr na stanici Churáňov (1123 m n.m. a povodí Liz (0,99 km², 828 – 1074 m n.m.).



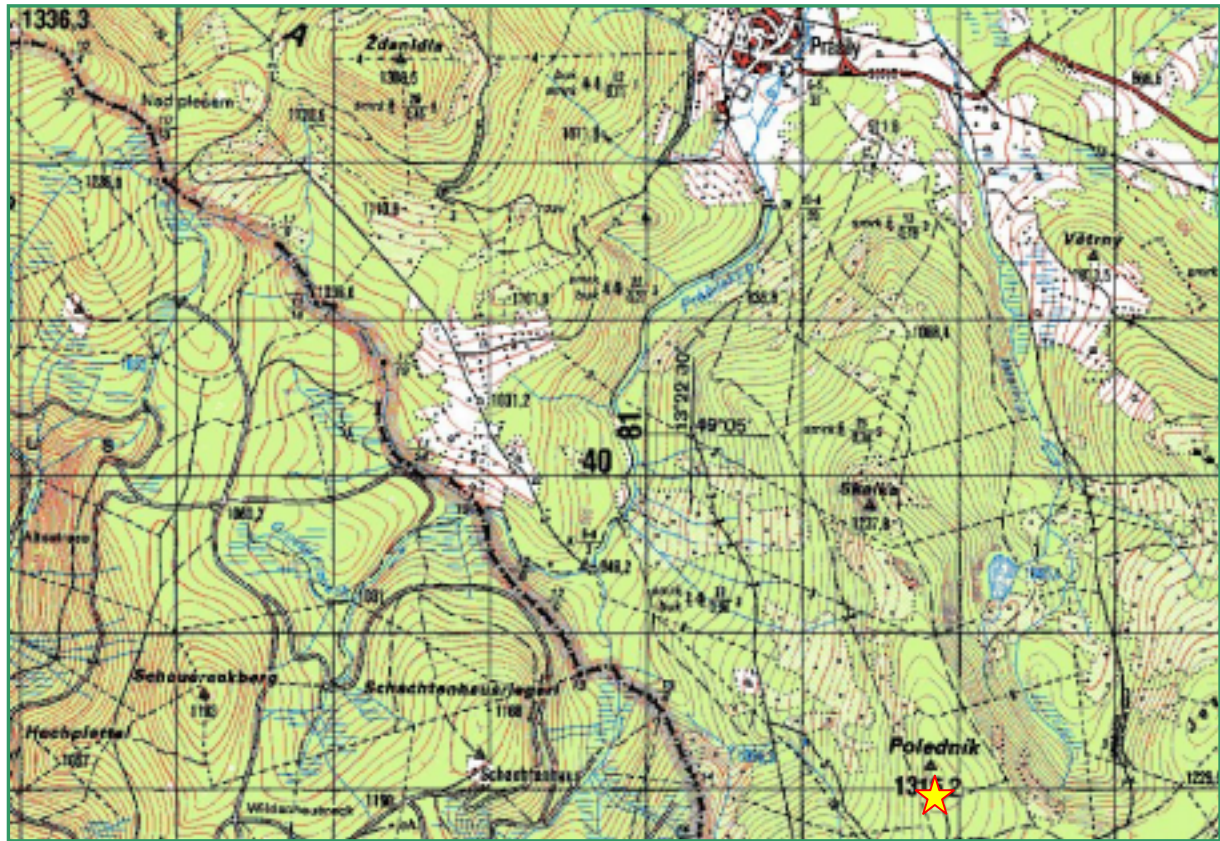
Příloha II: Lokality na Šumavě – Malá Mokrůvka 1300 m n.m.



Pasivní mlhoměr na Malé Mokrůvce v nadmořské výšce cca 1300 m



Příloha III: Lokality na Šumavě – Poledník 1300 m n.m.



Pasivní mlhoměr na ochozu rozhledny na Poledníku



Příloha IV: Lokality v Jizerských horách – Nová louka a povodí Uhlířská



V povodí Uhlířská (1,87 km², 775 – 886 m n.m.) jsou osazeny dva pasivní mlhoměry a na Nové Louce aktivní mlhoměr.



Pasivní mlhoměr v povodí Uhlířská



Aktivní mlhoměr na Nové Louce u Bedřichova



Pasivní a aktivní mlhoměr v centru Jablonce n./Nisou

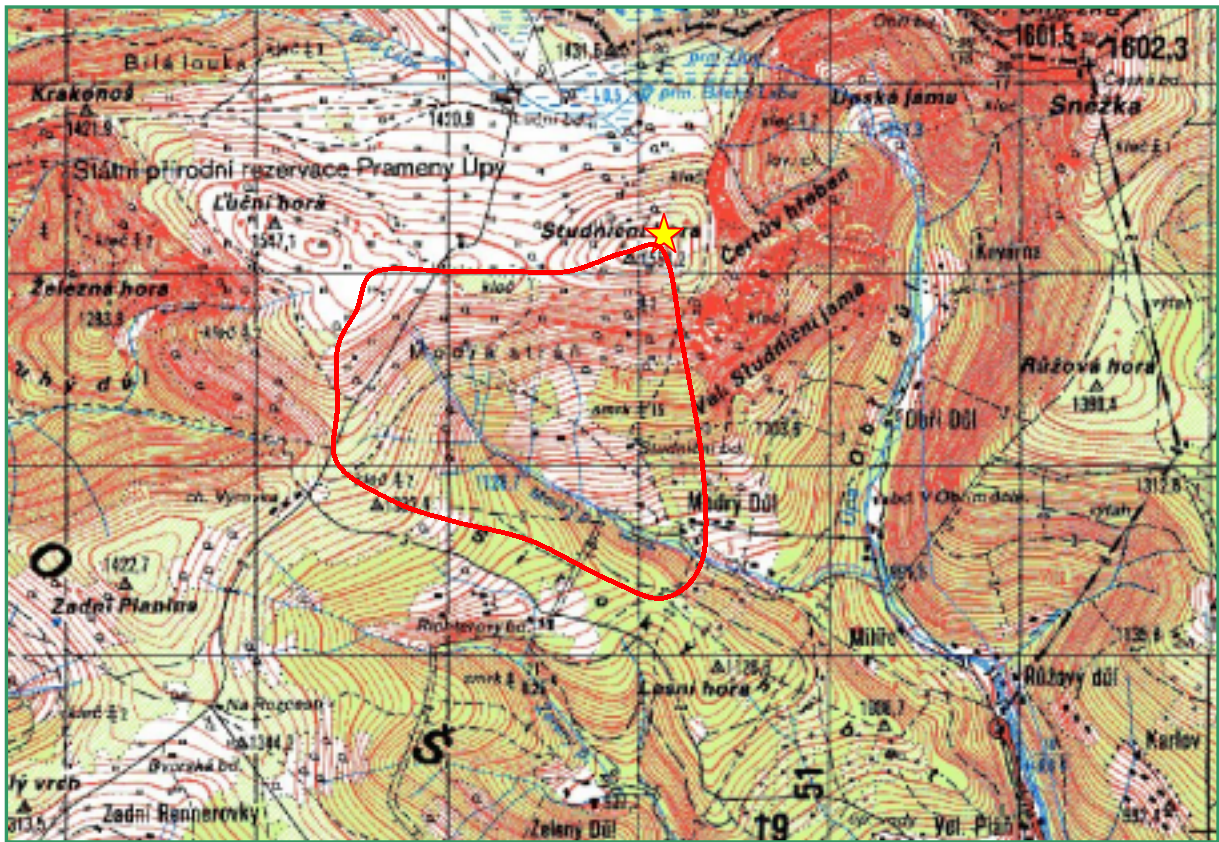
Příloha V: Lokality v Krkonoších – západní část (Labská louka)



Pasivní mlhoměr na Labské louce



**Příloha VI: Lokality v Krkonoších – východní část
(Studniční hora a povodí Modrý potok)**



Studniční hora (1554 m n.m.) s osazeným pasivním mlhoměrem a povodí Modrý potok (2,62 km², 1010 – 1554 m n.m.).



Catchment runoff generation - flow separation model

Tomáš Vogel

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

Tvorba odtoku v povodí - model lokální separace: V příspěvku je diskutováno použití numerického modelu proudění v proměnlivě nasyceném pórovitém prostředí při studiu procesů spojených s tvorbou lokálního odtoku. Prezentovaný model umožňuje detailní analýzu transformačního účinku půdního profilu v průběhu srážkoodtokových událostí. Modelování preferenčního proudění je založeno na principu duálního kontinua. Model je použit: (1) k separaci přebytečné srážkové vody při infiltraci do půdní matrice a systému makropórů (pokud dochází k překročení infiltrační kapacity půdního povrchu a v důsledku toho ke stékání přebytečné vody po povrchu), (2) k simulaci procesu redistribuce infiltrované vody v půdním profilu s uvažováním vlivu preferenčních cest a (3) k simulaci tvorby mělkého nasyceného podpovrchového odtoku.

Introduction

Overland flow and shallow saturated subsurface flow are two important components of catchment response to intensive rainfall (see Figure 1). Overland flow takes place whenever rainwater is prevented from infiltrating through the soil surface to deeper soil horizons. This occurs in situations when the infiltration capacity of the soil surface is exceeded (Hortonian overland flow) or when the rain falls on a fully saturated soil profile (saturation overland flow). Hortonian overland flow is quite rare phenomenon on natural vegetated surfaces. Its occurrence is mostly related to extreme rainfall intensities or to soil surfaces with limited permeability (e.g. due to freezing, formation of soil crust, soil hydrophobicity, etc.). Saturation overland flow is produced when the soil becomes saturated from below, e.g. near the bottom of hillslopes or near river banks. Overland flow appears in a form of a thin sheet flow or, more often, it concentrates to small rivulets formed within the surface micro-relief.

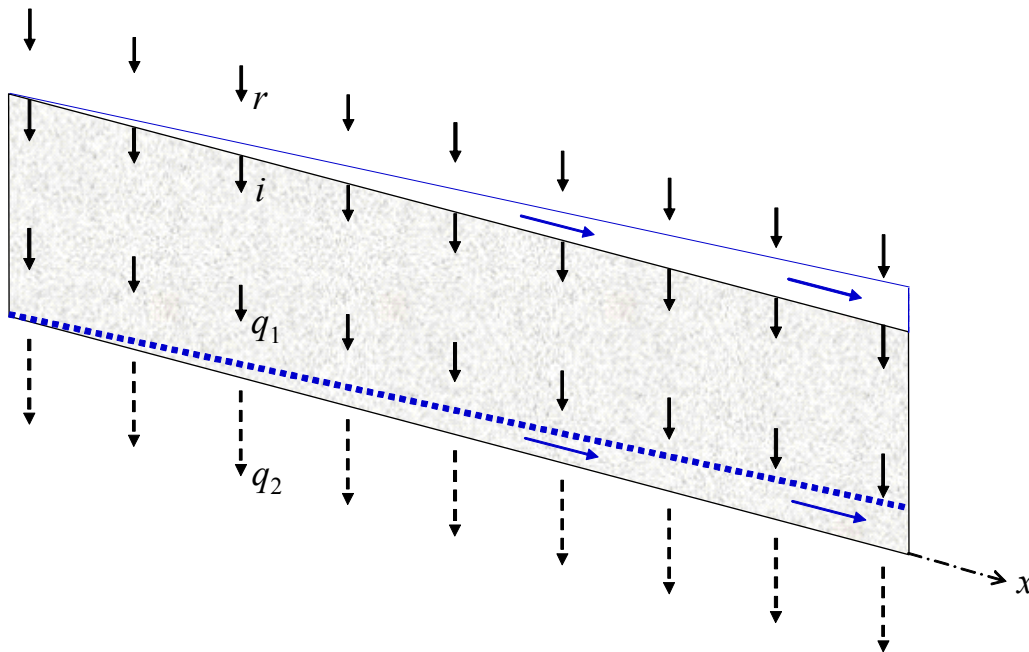


Fig. 1: Flow in a shallow hillslope soil in response to a rainstorm.

Shallow saturated subsurface flow occurs when soil water builds up at the interface between the upper soil horizon and less permeable lower soil horizon or bedrock. The mobility of water involved in

shallow saturated subsurface flow is determined by hydraulic properties of porous medium above the flow impeding interface. The flow velocity may be significantly increased if continuous preferential pathways oriented downslope are present (Císlerová et al., 2002).

The purpose of this paper is to outline a simple, yet relatively realistic, model of runoff generation for a shallow hillslope soil. The discussion is focussed on problems associated with the flow separation both at the soil surface and at the impervious (or semi-pervious) soil - bedrock interface.

Flow separation at the soil - atmosphere interface

Mathematical description of flow over the inclined soil surface is usually based on two equations: the continuity equation and the momentum balance equation. The continuity equation can be written, in its simplest form, as

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = r - i \quad (1)$$

where h is the depth of overland flow (m), Q is the discharge per unit width (m^2/s), r is the rainfall intensity (m/s), and i is the infiltration rate (m/s).

Instead of applying the full momentum balance equation, simplified approaches are frequently used, namely diffusion wave or kinematic wave approach. In the kinematic wave model, a single-valued relationship between h and Q is used instead of the momentum balance. The $Q(h)$ relationship is often derived from Darcy-Weisbach or Chezy equation.

For rainfall intensities lower than the saturated hydraulic conductivity of the soil surface (K_s), the infiltration rate is equal to the rainfall intensity (neglecting interception by vegetation), i.e. $r - i = 0$. Under such conditions, no surface runoff is produced. For heavy rainstorms, for which $r > K_s$ for a sufficiently long period of time, the rainfall intensity exceeds the infiltration capacity of the soil and the excess water ($r - i$) ponds on the soil surface. The locally generated amount of rainfall excess serves as a source for overland flow (see Figure 1).

For soils containing network of preferential paths, the effective infiltration capacity may be significantly enhanced. Provided that the preferential network is in contact with the soil surface, the excess water may continue to infiltrate, even though the infiltration capacity of the soil matrix is exceeded.

Flow separation at the soil - bedrock interface

Shallow saturated subsurface flow is mainly driven by gravity forces, which are proportional to local slope. However, because of highly transient nature of the flow, pressure forcing is also important, especially for the building-up and fading-away stages of saturated subsurface flow episodes.

In analogy to overland flow, the continuity equation for shallow saturated subsurface flow can be written as:

$$\Theta \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_1 - q_2 \quad (2)$$

where Θ is the effective porosity (-), h is the variable depth of saturated subsurface flow (m), Q is the downslope flow rate per unit width of the hillslope (m^2/s), q_1 and q_2 are soil water fluxes above and below soil - bedrock interface respectively (m/s). The flux q_2 represents seepage to deeper horizons (see Figure 1).

The saturated subsurface flow rate can be approximated using Darcy's law together with Dupuit assumption. This leads to the complementary equation for Q :

$$Q = -Kh \left(\frac{\partial h}{\partial x} + \frac{dz}{dx} \right) \quad (3)$$

where K is the effective saturated hydraulic conductivity (m/s), dz/dx is the local slope of the soil - bedrock interface. Combination of the continuity equation (2) with the discharge formula (3) provides diffusion wave model of shallow saturated subsurface flow.

The local production of subsurface runoff is equal to the difference between the soil water fluxes q_1 and q_2 . For impervious bedrock, the q_2 is equal to zero and the runoff production is directly equal to q_1 .

Preferential flow model – dual continuum approach

The above defined fluxes i , q_1 and q_2 can be determined by means of a variably saturated soil water flow model. This can be done either by using a single continuum approach (e.g. solving one-dimensional Richards equation in a vertical flow domain), or, in case that the effects of preferential flow are significant, by applying a dual continuum approach.

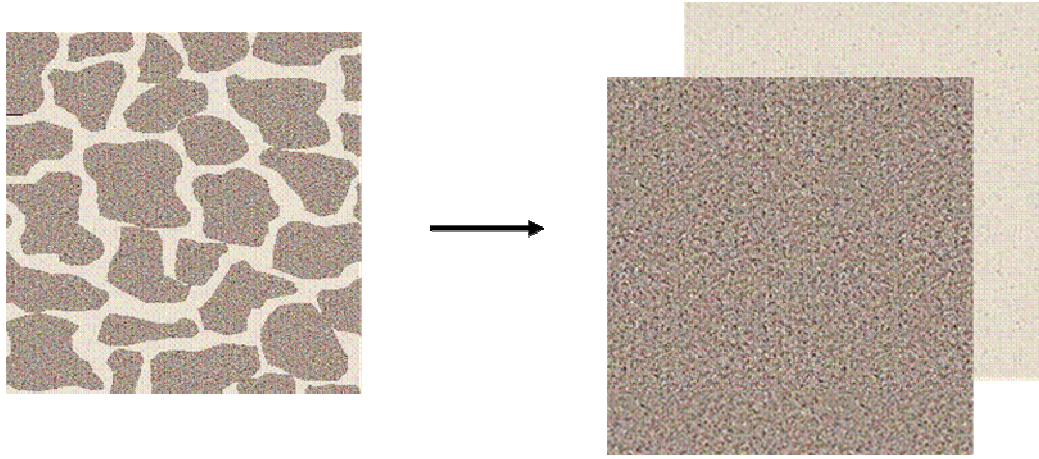


Fig. 2: Dual continuum approach - internally structured porous medium is decomposed into two flow domains: the matrix domain and the preferential flow domain.

The dual continuum approach is based on the assumption that the flow of water takes place in a system, which consists of two parallel flow domains: the soil matrix domain and the preferential flow domain (see Figure 2). The dual continuum approximation, adopted in this study, closely follows the dual porosity model of Gerke and van Genuchten (1993). In this model, the flow of water in each of the two domains is described by Richards equation. The two governing equations are coupled by transfer term, which allows for dynamic exchange of water between the preferential flow domain and the soil matrix domain. In case of one-dimensional flow, the pair of governing equations can be written in the following form (Vogel et al., 2000):

$$\begin{aligned} w_f C_f \frac{\partial h_f}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(w_f K_f \left(\frac{\partial h_f}{\partial z} + 1 \right) \right) - w_f S_f - \alpha_w (h_f - h_m) \\ w_m C_m \frac{\partial h_m}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(w_m K_m \left(\frac{\partial h_m}{\partial z} + 1 \right) \right) - w_m S_m + \alpha_w (h_f - h_m) \end{aligned} \quad (4)$$

where m is the subscript which denotes the soil matrix domain, f is the subscript which denotes the preferential flow domain, h is the soil water pressure head (m), K is the unsaturated hydraulic conductivity (m/s), C is the differential soil water capacity (1/m), S is the local root water uptake (1/s), α_w is the soil water transfer coefficient (1/s/m), w_m , w_f are the volumetric fractions of the pore space occupied by the respective flow domains.

Model applications

Two applications of the above outlined modelling approaches are presented in the following paragraphs. The first application deals with the issue of surface runoff production, the second one illustrates the use of the dual continuum model for estimation of the subsurface runoff production. In both cases, the dual continuum soil water flow model is used to determine the transient values of the soil water fluxes at the upper and lower boundaries of the soil profile.

One-dimensional variably saturated flow of soil water is simulated by S1D DUAL code, which is an extended version of HYDRUS 5 (Vogel et al., 1996). The S1D DUAL code is designed to simulate flow and transport in dual continuum systems.

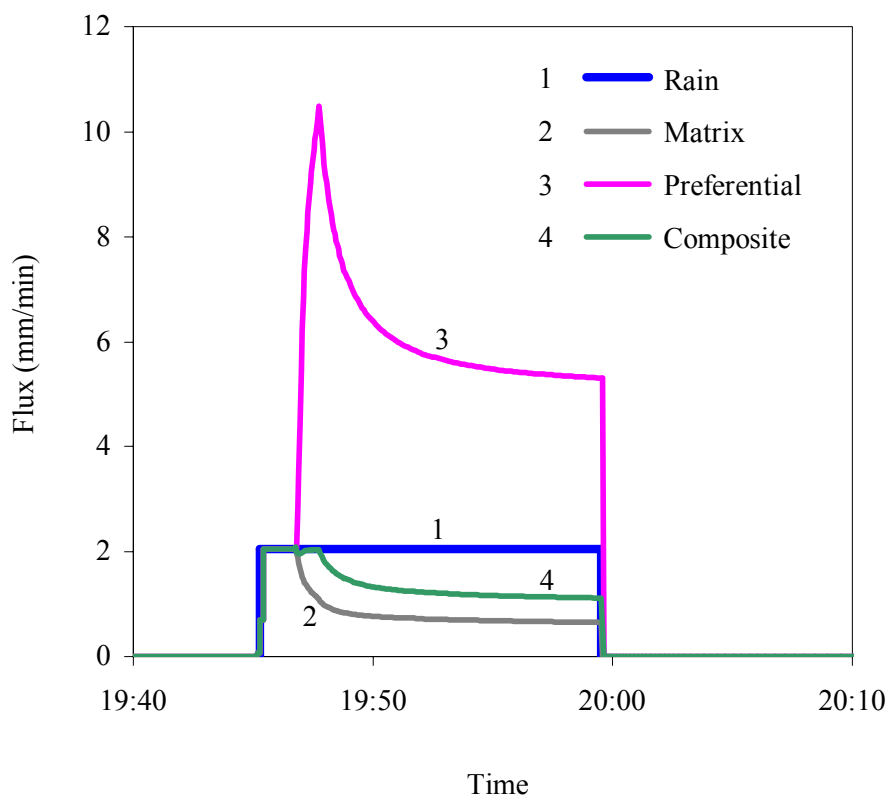


Fig. 3: Simulated infiltration rates at the soil surface during a rainstorm. The storm is represented by a single pulse starting at 19:45 and lasting for about 15 min. Soon after the beginning of the rainfall, the soil matrix infiltration capacity is exceeded and the excess rainwater is redirected to the preferential flow domain. The composite infiltration rate is calculated as 90% of the matrix contribution plus 10% of the preferential flow contribution.

In the first application, the S1D DUAL code is used to simulate soil surface fluxes during a rainstorm. Figure 3 shows the mechanism of rainwater separation during the period of extreme rainfall event. The event lasted for about 15 min. The average rainfall intensity during the storm was about 2 mm/min. Shortly after the beginning of the storm, the infiltration capacity of the matrix is exceeded and the surface flux in the matrix gradually decreases, eventually reaching the value of the saturated hydraulic

conductivity of the soil matrix (K_{sm}). The excess water from the surface of the matrix is diverted to the preferential flow domain. Since in this case the soil matrix occupies 90% of the total porosity and the preferential domain occupies the remaining 10% (according to the volumetric fractions w_m and w_f), the rainwater from a large part of the surface area is redirected into a small fraction of the surface area. This makes the infiltration rate in the preferential flow domain substantially larger than the rainfall intensity. After a short period of time, the capacity of the preferential flow domain is exceeded as well, and the composite infiltration rate gradually decreases, eventually reaching the value of the composite saturated hydraulic conductivity ($K_s = w_m K_{sm} + w_f K_{sf}$).

Unlike in the previous illustrative example, in which the analysis of the surface flow separation was carried out for a silt loam soil (the hydraulic properties of the soil were taken from the study of [Ray et al., 2004](#)), the following analysis is done for a sandy loam soil (from Tomšovka site, Uhlířská catchment, Jizera Mountains, classified as Dystric Cambisol). For this soil, the effective surface infiltration capacity is practically never exceeded, although overland flow can still occur due to the return flow mechanism (as saturation overland flow).

In this case, the S1D DUAL code is applied to data observed in the Uhlířská catchment in summer 2000 ([Šanda et al., 2001](#)). The variably saturated flow of soil water in a 75 cm deep soil profile is simulated for a period of May 1st to October 31st. [Figure 4b](#) shows the simulated soil profile responses to the sequence of rainfall-runoff events plotted in [Figure 4a](#). The space-time distribution of soil water pressure clearly reveals distinct episodes of shallow saturated subsurface runoff. The simulated soil water pressure development is in a relatively good agreement with the pressure observations recorded by tensiometers near the experimental trench (not shown in this paper).

The simulated fluxes at the depth of 75 cm are compared with the observed hillslope discharge rates in [Figure 5](#). The discharge from a hillslope segment was observed in an experimental trench ([Šanda et al., 2001](#)). The discharge rates were converted to specific rates. The conversion was made by assuming uniform distribution of outflow along the trench and by estimating effective contributing length of the hillslope above the trench (in this case 25 m). It is obvious that the fast responses of the soil profile to the rainstorm events can hardly be explained by the outflow rates calculated for the soil matrix domain. Much better agreement with the measured hillslope discharges is achieved for the preferential flow domain. The remaining discrepancies may be attributed to our limited knowledge of the hydraulic properties of the network of preferential pathways and its strong spatial variability.

The results seem to support our working hypothesis that the soil water flux at the lower boundary of the preferential flow domain can be identified with the local saturated subsurface runoff production ($q_1 - q_2$), while the matrix flux can be used as an estimate of q_2 (percolation to deeper horizons).

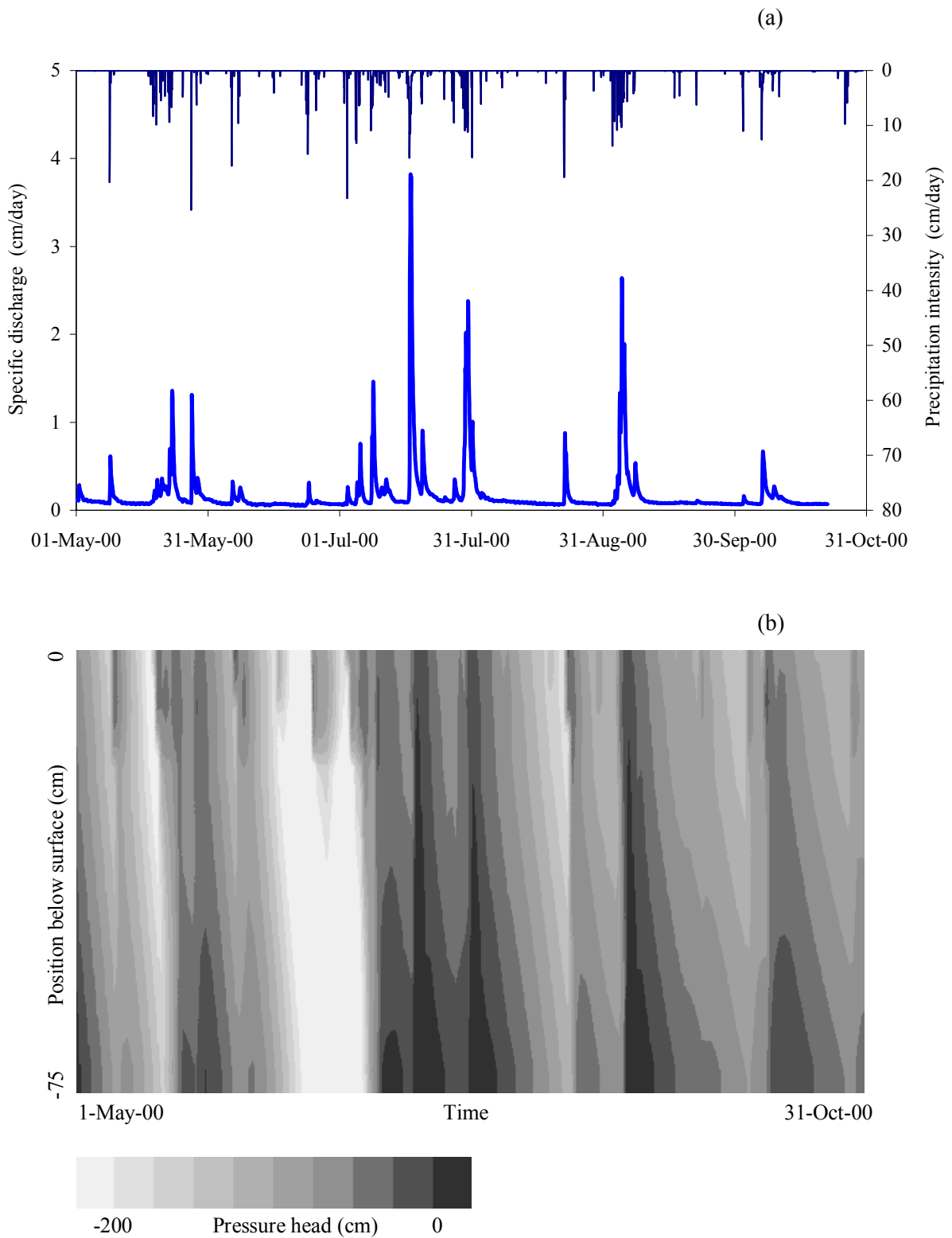


Fig. 4: Soil water dynamics in the Uhlířská catchment, Jizerské hory: (a) observed rainfall intensity and streamflow hydrograph (*Source: Czech Hydrometeorological Institute*), (b) simulated space-time development of soil water pressure.

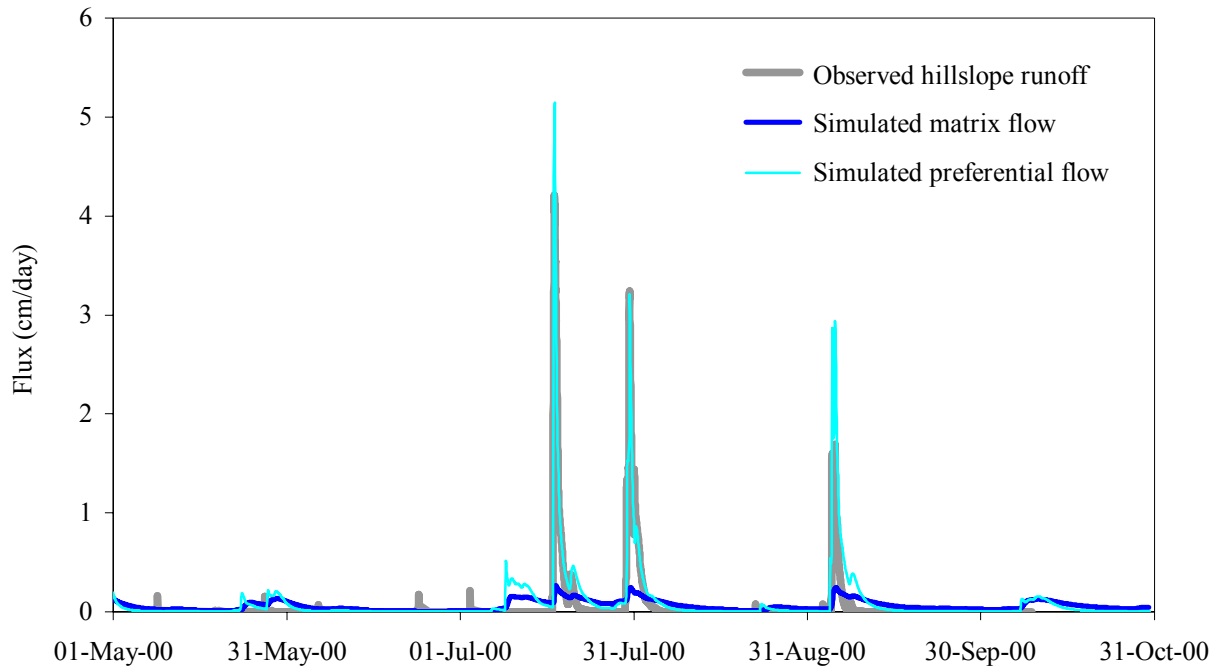


Fig. 5: Comparison of the observed hillslope discharge with the simulated soil matrix flow and preferential flow.

Summary

A simplified one-dimensional approach to modelling shallow saturated flow in a hillslope segment was developed and tested against observed rainfall-runoff data. The proposed approach takes into account the accelerating effect of preferential pathways and attempts to explain the mechanism of surface and subsurface runoff generation in a physically sound way. Although the model was not able to reproduce the observed hillslope discharges perfectly, it seems to mimic relatively well the overall behaviour of the real system.

Acknowledgements

The research is funded under the EU FP6, project No. 505428 “AquaTerra”, and the Grant Agency of the Czech Republic project No. 205/05/2312.

References

- Císlarová, M., T. Vogel, J. Votrubova, A. Robovska (2002): Searching Below Thresholds: Tracing the Origins of Preferential Flow Within Undisturbed Soil Samples, 265-274, Geophysical Monograph Series Volume 129, Water, Mass and Energy Transfer in the Biosphere, Edited by P.A.C. Raats, D.E. Smiles, and A. Warrick, AGU, Washington DC.
- Gerke H. H. and van Genuchten, M. Th. (1993): A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media. *Water Resour. Res.*, 29(2), 305–319, AGU.
- Ray, C., T. Vogel, J. Dusek (2004): Modeling depth-variant and domain-specific sorption and biodegradation in dual-permeability media, *Journal of Contaminant Hydrology*, 70, 63-87, Elsevier.
- Šanda, M., P. Tachecí, A. Kulasová, (2001): Zajištění provozu tenzometrů, sběrných příkopů a lyzimetrů v experimentálních povodích, Progeo s.r.o., VÚV T.G.M., ČHMÚ, Výzkumná zpráva, Praha.

- Vogel, T., Huang, K., Zhang, R. and van Genuchten, M.Th., (1996): The HYDRUS code for simulating One-Dimensional Water Flow, Solute Transport, and Heat Movement in Variably-Saturated Media, Version 5.0, Research Report No. 140, U.S. Salinity Lab., ARS, USDA, Riverside, CA.
- Vogel, T, Gerke, H. H., Zhang, R. and van Genuchten, M. Th. (2000): Modeling flow and transport in a two-dimensional dual-permeability system with spatially variable hydraulic properties, *J. Hydrol.*, 238, 78-89, Elsevier.

Změny charakteru infiltrace v souvislosti s výskytem půdní vodoodpudivosti

J. Votrubová¹, K. Kosugi², T. Mizuyama²

¹ Ústav pro hydrodynamiku, Akademie věd České republiky, Praha, ČR

² Laboratory of Erosion Control, Graduate School of Agriculture, Kyoto University, Kyoto, Japan

Abstrakt

Po dobu tří let (2001-2004) byla monitorována vlhkost v půdním profilu 50 cm × 50 cm na zalesněném svahu experimentálního povodí Fudoji v centrálním Japonsku. V lokalitě se vyskytuje hnědá půda kyselá na podloží silně zvětralé žuly. Profil byl osazen 25 vlhkostními čidly (CS615 Water Content Reflectometer, Campbell Scientific, Inc.) v síti 5×5, s rozestupy 10 cm. Vlhkost byla snímána v intervalu 5 minut. Cílem studie bylo posouzení dlouhodobé časové stability infiltračního procesu v přírodních podmínkách. Analýza získaných dat odhalila změny v charakteru infiltrace, a to především v oblasti u povrchu. Tato změna nastala v souvislosti s výrazným vysušením půdy v letním období. Charakter a okolnosti pozorovaných změn nasvědčovaly, že mohly vzniknout jako důsledek výskytu půdní vodoodpudivosti. Proto bylo zahájeno měření vodoodpudivosti půdy. WDPT test byl aplikován jak na půdu v přirozeném stavu (neporušené vzorky přirozené vlhkosti), tak na vysušenou jemnozrnnou frakci (standardní postup stanovení potenciální vodoodpudivosti). Tato měření probíhala od jara 2003 do léta 2004 a potvrdila možnost vzniku silně hydrofobních podmínek v dané lokalitě. Přímá souvislost mezi vodoodpudivostí a změnou charakteru infiltrace je velmi pravděpodobná, jednoznačně však nebyla prokázána, jelikož v době překryvu obou měření nedošlo k výraznému vysušení povrchu půdy a nebyly zaznamenány ani změny v infiltraci, ani výrazná vodoodpudivost.

Charakteristika sledované lokality

Výzkum byl prováděn na svahu experimentálního území Fudoji (čti fudódži), ve kterém pracovní skupina Kjótské university provádí dlouhodobý průzkum procesu tvorby odtoku (Asano et al., 2002, Uchida et al., 2003a, 2003b, 2004). Lokalita se nachází na jihu prefektury Šiga v centrálním Japonsku v horách Tanakami (35°N, 136°E) v nadmořské výšce 530 m.n.m. Průměrná roční teplota ovzduší je 10,9°C, měsíční průměry se pohybují od -1,0°C v únoru do 24,2°C v srpnu. Průměrný roční úhrn srážek činí 1712 mm. Oblast je pokryta dospělým smíšeným lesem přirozené skladby, kde je dominantní cypřiš (*Chamaecyparis obtusa*) doplněný především duby (*Quercus mongolica*, *Quercus salicina*). Podrost je tvořen nízkým bambusem.

Horninové podloží tvoří žula, která je ve vrchní vrstvě silně zvětralá. Půda pokrývající svahy byla označena jako hnědá půda kyselá, její mocnost se pohybuje v rozmezí 60 – 120 cm. Zde sledovaný profil se nachází ve střední části svahu o celkové délce 25 m a průměrném sklonu 27°. Svah je orientován k severovýchodu.

Monitorování vlhkosti – metodika

Vybraný profil kolmý na svah byl osazen 25 vlhkostními čidly CS615 Water Content Reflectometer (Campbell Scientific, Inc.), která pracují na principu TDR (Time Domain Reflectometry). Pruty čidel, které se vtlačují do půdy, byly z důvodů obtíží při instalaci zkráceny z původní délky 30 cm na délku 10 cm. Čidla byla instalována v síti 5×5 (5 vrstev po 5 čidlech) s rozestupy 10 cm v obou směrech. Horní vrstva čidel byla instalována pod rozhraním horizontů A a B v průměrné hloubce 19 cm. Instalace proběhla na konci roku 2000. Měření bylo zahájeno v únoru 2001. Kontinuální záznam je k dispozici pro období od srpna 2001 do dubna 2004. Čtení byla zaznamenávána každých 5 minut pomocí datalogru CR10 (Campbell Scientific, Inc.).

Kalibrační vztah mezi čtením čidel a objemovou vlhkostí půdy byl stanoven na základě laboratorních měření provedených po ukončení monitorování v terénu. Pro tento účel byly použity hutněné vzorky půdy odebrané přímo ze sledovaného profilu.

Měření vodoodpudivosti - metodika

Měření vodoodpudivosti bylo zahájeno na jaře 2003. Testování bylo prováděno na vzorcích odebíraných v 9 sadách odebíraných mezi červnem 2003 a srpnem 2004 v blízkosti profilu, kde probíhalo monitorování vlhkosti (ve vzdálenosti 2 – 5 m). V terénu byly odebírány neporušené 100-cm³ vzorky. Jednotlivé sady byly typicky tvořeny 15 vzorky, které byly odebírány ve třech vrstvách nad sebou (L1: 0 – 5 cm pod povrchem, L2: 7 – 12 cm pod povrchem, L3: 14 – 19 cm pod povrchem); 5 vzorků v rozestupu 10 cm z každé vrstvy.

Vzorky pak byly testovány v laboratoři metodou WDPT (Water Drop Penetration Time), při které je na povrch vzorku aplikována kapka vody a měří se doba jejího vsakování (Doerr, 1998). Při testování byla aplikovány kapky destilované vody o objemu 0,05 ml. Nejprve byl každý vzorek testován v přirozeně vlhkém stavu a to v pěti postupně odkrývaných řezech; každý řez byl testován 7 kapkami. Výsledky jsou měřítkem skutečné vodoodpudivosti půdy (actual hydrophobicity). Poté byly vzorky vysušeny při pokojové teplotě a byla z nich oddělena hrubá frakce. Z jemnozeme (zrna < 2 mm) byly připraveny porušené vzorky (jeden pro každý původní vzorek), které byly opět testovány, každý s použitím 11 kapek. Výsledky získané pro vysušenou půdu jsou ukazatelem potenciální vodoodpudivosti (potential hydrophobicity).

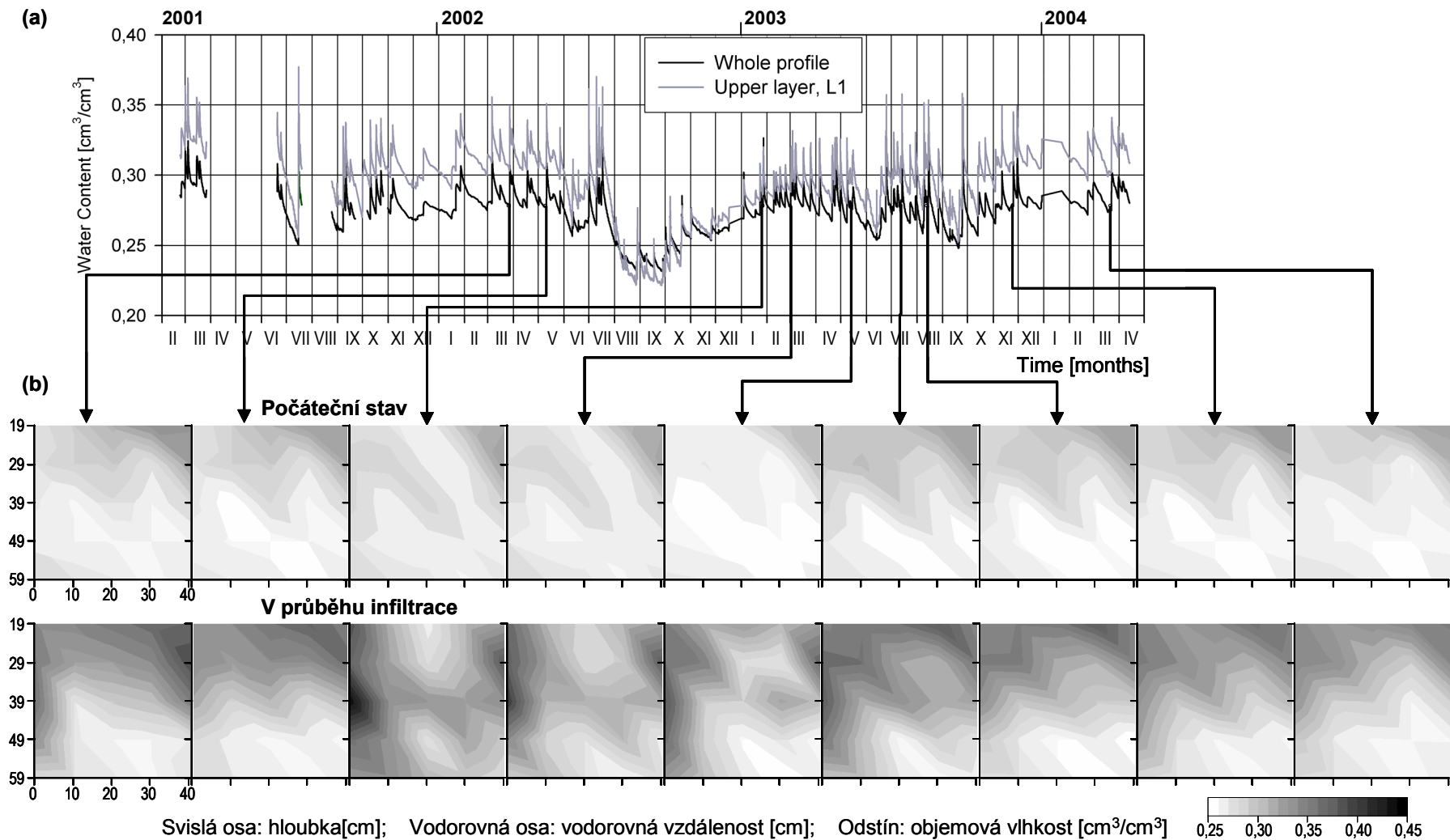
Časový průběh půdní vlhkosti

Na obr. 1a je zachycen časový průběh vlhkosti sledovaného profilu za celou dobu monitorování, od února 2001 do dubna 2004. Kromě průměrné vlhkosti celého profilu (průměr všech 25 čidel) je zde prezentována také průměrná vlhkost ve vrchní vrstvě (průměr 5 čidel instalovaných v hloubce 19 cm). Výsledky sledují základní roční kolísání vlhkosti půdy s maximem v období únor-březen a minimem v období srpen-září.

Je patrné, že v roce 2002 došlo v letním období vyschnutí půdy k mimořádně výraznému vyschnutí. V následujícím období (podzim-zima 2002-2003) bylo sledováno postupné dosycování půdního horizontu, přičemž úroveň vlhkosti celého profilu dosažená v období jarního maxima se už neliší od hodnot zaznamenaných v předešlém a následujícím roce. Pokud však porovnáme rozložení vlhkosti v profilu (obr. 1b), zjistíme, že na jaře 2003 je větší množství vody zadrženo ve spodní části profilu, zatímco vrchní vrstvy jsou sušší.

Změny charakteru infiltrace

Na obr. 1b je prezentováno rozložení vlhkosti v monitorovaném profilu pro vybrané infiltrační události (infiltrace vyvolané přirozenými srážkami). Pro každou infiltraci je v horním řádku představen počáteční stav profilu a pod ním je vyneseno rozložení vlhkosti v průběhu infiltrace. Srovnávané infiltrace byly vybrány tak, aby jejich počáteční podmínky byly podobné. Rozložení vody v profilu v průběhu infiltrací se po období vysušení profilu, tedy po létu 2002, výrazně změnilo. Oproti předešlému stavu bylo pozorováno výrazné obtékání části profilu. Konkrétně se jedná o střední část horních dvou vrstev, která při infiltracích zůstává suchá, zatímco voda protéká po stranách profilu. Jedná se tedy o preferenční proudění. Tento charakter infiltrace se pak postupně měnil tak, že voda při jednotlivých infiltracích začala postupně shora zvlhčovat střední část profilu. Od léta 2003 se pak charakter infiltrace vrátil k původnímu stavu bez výrazného preferenčního proudění v horní vrstvě.

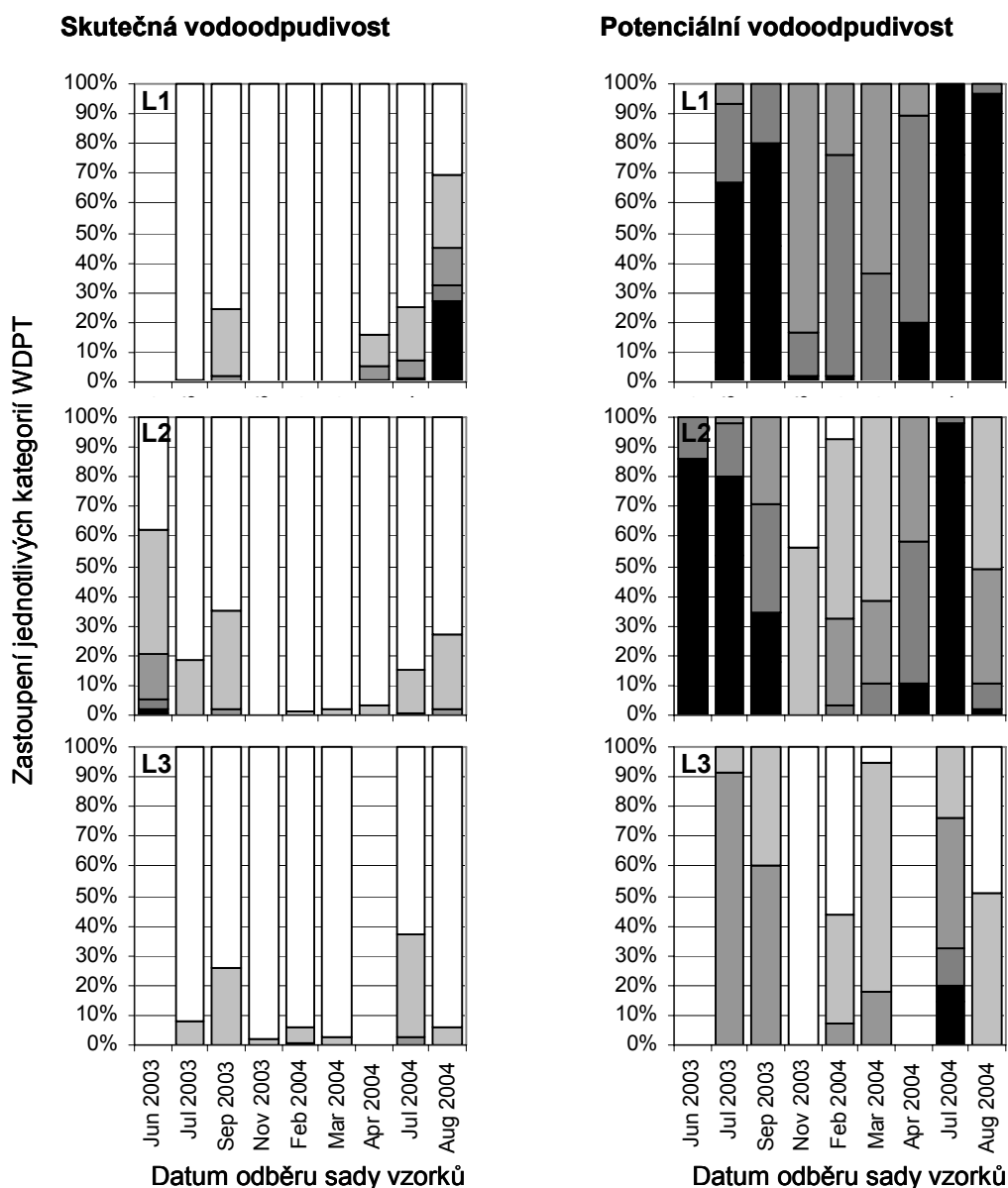


Obr. 1: (a) Časový průběh vlhkostních podmínek ve sledovaném profilu; udána je průměrná vlhkost celého profilu(černá) a průměrná vlhkost ve vrchní vrstvě (šedá). (b) Rozložení vlhkosti v profilu pro vybrané infiltrace: horní řada znázorňuje stav před infiltrací, dolní řada stav v průběhu infiltrace.

Časový průběh půdní vodoodpudivosti

Obr. 2 představuje procentní rozložení hodnot WDPT naměřených pro jednotlivé sady vzorků. Časový sled WDPT hodnot pozorovaných u vlhkých vzorků, tedy vodoodpudivost za přirozených podmínek (skutečná vodoodpudivost), naznačuje sezónní kolísání se zvýšenými hodnotami v letních měsících. Přitom hydrofobní podmínky jsou nejvýraznější ve vrchní vrstvě, což souvisí pravděpodobně jak s vyšším obsahem organických látek, tak s intenzivnějším prosycháním povrchu půdy. Přitom je zajímavé si povšimnout, že v rámci měření byl zachycen i stav, kdy téměř 50% půdní hmoty v povrchové vrstvě bylo shledáno vodoodpudivou (WDPT > 1 min) (Doerr et al., 1996). Hodnoty WDPT pro vysušené a proseté vzorky (potenciální vodoodpudivost) jsou výrazně vyšší, běžně dosahují úrovně odpovídající označení velmi silně až extrémně vodoodpudivá půda. I zde je patrné sezónní kolísání a výrazný klesající trend s hloubkou.

Kategorie hodnot WDPT: ■ >30 min ■ 10-30 min ■ 1-10 min ■ 5-60 s ■ <5 s



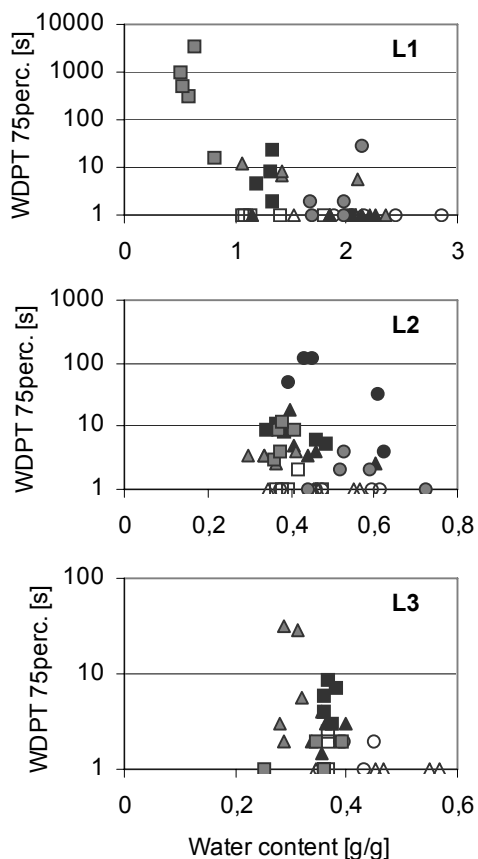
Obr. 2: Intenzita vodoodpudivosti zjištěná pro jednotlivé sady vzorků (rozlišené datem odběru) v přirozeně vlhkém stavu (levý sloupec) a po vysušení (pravý sloupec). Každý graf sumarizuje výsledky pro vzorky z jedné vrstvy (L1 – L3).

Vztah vodoodpudivosti k vlhkostním podmínkám

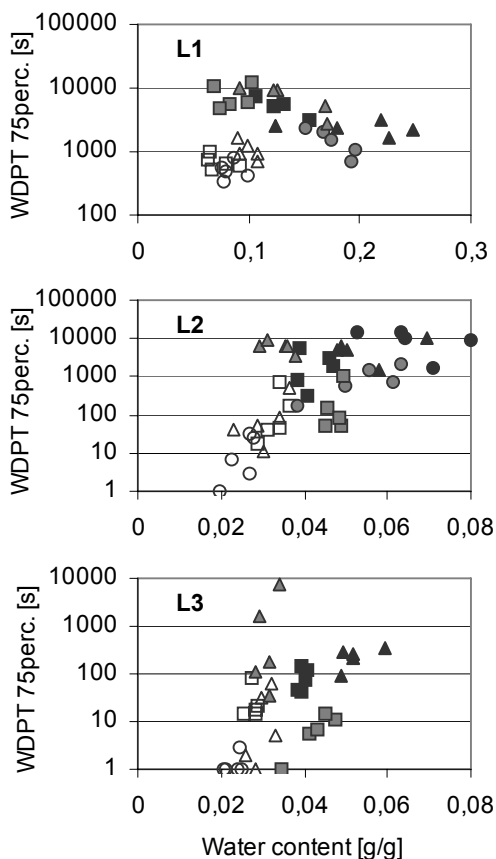
Pokud srovnáme naměřenou úroveň vodoodpudivosti pro půdu v přirozeném stavu s vlhkostními podmínkami (obr. 3, skutečná vodoodpudivost), vztah mezi vlhkostí a vodoodpudivostí sice není jednoznačný, ale lze říci, že vyšší vodoodpudivost souvisela spíše se suššími podmínkami. Jedná se o předpokládaný trend (Doerr et al., 2000).

Data odběrů: ● VI.03 ▲ VII.03 ■ IX.03 ○ XI.03 △ II.04 □ III.04 ● IV.04 ▲ VII.04 ■ VIII.04

Skutečná vodoodpudivost



Potenciální vodoodpudivost



Obr. 3: Závislost mezi vlhkostí půdních vzorků a jejich vodoodpudivostí, vyjádřenou 75-tým percentilem všech WDPT hodnot naměřených pro daný vzorek. Jednotlivé grafy sumarizují výsledky z jednotlivých vrstev (L1 až L3). Výsledky pro vlhké vzorky (skutečná vodoodpudivost) jsou prezentovány v levém sloupci, výsledky pro vysušenou půdu (potenciální vodoodpudivost) jsou prezentovány vpravo. Tvary bodů určují jednotlivé sady vzorků (rozlišené datem odběru).

Stejně srovnání u výsledků získaných pro vysušené vzorky naznačuje podobný trend pouze u půdy z povrchové vrstvy (L1), zatímco pro u hlubších vrstev je tendence opačná; výraznější vodoodpudivost zde byla naměřena u vzorků s vyšší vlhkostí. Tento zdánlivě nelogický výsledek souvisí se skutečností, že vzorky byly vysušeny při pokojové teplotě, takže výsledná vlhkost vzorků byla ovlivněna sezónním kolísáním teplot a vzdušné vlhkosti a vzorky odebrané a testované v létě byly tedy vlhčí. Ve výsledcích pro L1 vystupuje jakoby odděleně podskupina vzorků odebíraných v letních měsících a v rámci této podskupiny byl zaznamenán trend zvýšené vodoodpudivosti pro sušší vzorky. V rámci této podskupiny tedy nelze vyloučit vliv úrovně vysušení na sledovanou vodoodpudivost. V celku však i pro L1 platí, že letní vzorky byly vlhčí. Díky tomu lze vyloučit vliv kvality vysušení na

pozorované sezónní kolísání potenciální vodoodpudivosti. Zvýšená potenciální vodoodpudivost letních vzorků souvisí pravděpodobně s vyšší koncentrací organických sloučenin vyvolávajících vodoodpudivost v důsledku kombinace zvýšené intenzity biologických pochodů v letním období s vyšší intenzitou evapotranspirace, která působí proti transportu látek do hlubších vrstev.

Závěr

Přímá souvislost mezi vodoodpudivostí a změnou charakteru infiltrace je velmi pravděpodobná, jednoznačně však nebyla prokázána, jelikož v době překryvu obou měření nedošlo k výraznému vysušení povrchu půdy a nebyly zaznamenány ani změny v infiltraci, ani výrazná vodoodpudivost. Bylo potvrzeno, že v letním období na daném typu lokality může docházet k situaci, kdy je povrchová vrstva půdy silně vodoodpudivá. Za takových podmínek lze předpokládat, že k infiltraci vody dochází především podél strukturou definovaných preferenčních cest (podél kořenů, podél chodeb živočichů, případně pod lokálními depresiemi).

Poděkování

Projekt byl financován grantem Japonské společnosti pro podporu vědy P-02342.

Literatura

Asano, Y., T. Uchida a N. Ohte, residence times and flow paths of water in steep unchannelled catchments, Tanakami, Japan, *J. Hydrol.*, 261, 173 – 192, 2002.

Doerr, S. H., R. A. Shakesby a R. P. D. Walsh, Soil water repellency: its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance, *Earth-science Rev.*, 51, 33 – 65, 2000.

Doerr, S. H., On standardizing the ‘water drop penetration time’ and the ‘molarity of an ethanol droplet’ techniques to classify soil hydrophobicity: a case study using medium textured soils, *Earth Surf. Process. Landforms*, 23, 663 – 668, 1998.

Doerr, S. H., R. A. Shakesby a R. P. D. Walsh, Soil hydrophobicity variations with depth and particle size fraction in burned and unburned Eucalyptus globulus and Pinus pinaster forest terrain in the Águeda Basin, Portugal, *Catena*, 27, 25 – 47, 1996.

Uchida, T., Y. Asano a T. Mizuyama, Role of upslope soil pore pressure on lateral subsurface storm flow dynamics, *Water Resour. Res.*, 40, W12401, doi:10.1029/2003WR002139, 2004.

Uchida, T., Y. Asano, N. Ohte a T. Mizuyama, Seepage area and rate of bedrock groundwater discharge at a granitic unchanneled hillslope, *Water Resour. Res.*, 39(1), 1018, doi: 10.1029/2002WR001298, 2003a.

Uchida, T., Y. Asano, N. Ohte a T. Mizuyama, Analysis of flowpath dynamics in a steep unchannelled hollow in the Tanakami Mountains of Japan, *Hydrol. Process.*, 17, 417 – 430, 2003b.