VADÓZNÍ ZÓNA A MODELOVÁNÍ ODTOKU Z POVODÍ

Milena Císlerová

V České kotlině kolem 60% všech půd vzniklo místním zvětráváním krystalinického podkladu vedoucím ke vzniku písčito hlinitých heterogenních půd patřících do skupiny Cambisolů, s častým výskytem i jinde v Evropě. S těmito půdami se můžeme setkat na svazích našich horských a podhorských oblastí. Jde ve většině případů o zdrojové oblasti - pahorkatiny s vyšší nadmořskou výškou, se kterou úměrně roste také srážková činnost. Půdní profil je mělký, dosahuje zpravidla hloubky mezi 60 až 150 cm, hranice se zvětralým skalním podložím je pozvolná, bez přítomné stálé hladiny podzemní vody. V příspěvku seznámíme s výsledky studia hydrologie svahu v malých povodích na krystaliniku. Pro formování odtoku je typická velmi rychlá reakce na srážky. Jen vyjímečně dochází k povrchovému odtoku, všechna srážková voda infiltruje a formou mělkého hypodermického odtoku odtéká. Bylo zjištěno, že rychlá transformace srážek je zde způsobena výrazným preferenčním prouděním celou vadózní zónou. Popis vzniku preferenčního proudění a jeho podílu na tvorbě odtoku hraje při určování jednotlivých složek hydrogramu odtoku klíčovou roli, což je nutné respektovat při modelování odtoku z malých povodí. Systematický výzkum těchto jevů je zaměřen na hledání experimentální metody na detekci a měření charakteristik preferenčního proudění v heterogenních půdách, na parametrizaci hydraulických vlastností půdy pomocí inverzního modelování, na nedestruktivní visualizaci preferenčního proudění (CT a MR snímkování) a na vývoj adekvátních numerických simulačních modelů proudění a transportu látek v pórovitém prostředí. Cílem je reálnější předpověď důležitých procesů: vzniku odtoku, formování povodní a doplňování zásob podzemní vody a v neposlední řadě transportu rozpuštěných látek.

Klíčová slova: vadózní zóna, tvoba odtoku, preferenční proudění, heterogenní půda

Vadoze zone and the runoff simulation. *In the Czech basin about 60% of soil types was formed by weathering of the cristalline bedrock resulting in heterogeneous sandy loams (Distric Cambisols). They may be found on hillslopes of Czech mountanious ridges and hills, and are of a freequent occurence elsewhere in Europe. In majority, they appear in source areas – hills of the higher elevation above the sea level and linearly growing precipitation. The soil profile is shallow, usually between 60 to 150 cm. The transition zone to the decayed bedrock is gradual, the groundwater level is usually not present within the soil profile. Results of the presented research has been focused on the hydrology of hillslope in small watershed on Cristallinicum. A very fast reaction to the rainfall is typical here in the discharge formation. The surface outflow appears rarely, all rainfall water infiltrates and moves downwards in the form of a shallow hypodermic flow. It was found that the fast transformation of rainfall is due to the significant preferential flow through the whole vadose zone. Description of the preferential flow formation and its impact on the outflow formation plays a key role in the evaluation of particular elements of the outflow hydrograph. It should be taken in account when the outflow from these small watersheds is simulated. A systematic study is focused on the evaluation of experimental methods to detect preferential flow, to determine hydraulic characteristics of heterogeneous soils exhibiting preferential flow, to parametrize soil hydraulic properties of these soils by means of inverse simulation models of flow and solute transport in porous media. The aim is the improved prediction of important processes: outflow and flood events formation, suplement of subsurface water reservoirs and the transport of pollutants.*

Key words: vadose zone, outflow formation, preferential flow, heterogeneous soil

---

ÚVOD

Popsáním zákonitostí srážkoodtokových vztahů v povodí se zabývá již několikátá generace hydrologů, často s překvapivě přesnými odhady a výsledky. Pokud sledujeme prostou hydrologickou bilanci, existuje celá řada spolehlivých nástrojů, které je možno aplikovat. Pokud se zabýváme zároveň popisem transportních procesů, zejména v souvislosti s tvorbou významějších odtokových událostí, velmi často se setkáme se situací, ve které je klíčové co nejpřesnější určení pole rychlostí a kterou stále nejsme schopni uspokojivě simulovat.

V posledních dvou dekádách bylo zjištěno, že v řadě zdrojových povodí, kde je mělký svahový půdní profil tvořen hrubě písčitými půdami kambizemí, vzniklých místním zvětráním krystalinického podloží, hydrologickou bilanci ovlivňuje velmi významně mělké podpovrchové proudění po svahu.

Vzhledem ke skutečnosti, že v České kotlině patří do této skupiny téměř 60 % celkové plochy, jde o významnou skutečnost.

Odtok ze svahu je obvykle tvořen třemi složkami: povrchovým odtokem, mělkým, podpovrchovým tokem a výtokem podzemních vod. Kterákoliv z těchto složek se v reakci na srážky za určitých podmínek může stát dominantní. Vedle dalších faktorů závisí velikost jednotlivých složek a jejich poměr z velké míry na hydraulických vlastnostech pórového prostředí tvořeného půdními a podložními formacemi. K poznání mechanismu tvorby odtoku po svahu je nezbytně nutná detailní znalost vodního režimu půdního profilu. Zatímco pohyb vody v půdní matrici je obvykle relativně pomalý, má na formování odtokového hydrogramu dominantní podíl v přírodních podmínkách obvyklé, rychlé preferenční proudění. V experimentálních povodích, kde půdy vykazují preferenční proudění (např. Tesař, 2001), byly zaznamenány velmi rychlé reakce na srážku, vyznačující se strmým nárůstem a rychlou kulminací. Zároveň jsou zde mnohem vyšší odtokové koeficienty u jednotlivých epizod. Z hydrologického pohledu je tradičně vliv nenasycené zóny přirovnáván ke vlivu retenční nádrže, zmírňující a zpomalující transformaci srážek. V důsledku preferenčního proudění se tato představa ukázala jako velmi vzdálená realitě. K zpřesnění našich znalostí je nezbytné věnovat opět pozornost nenasycenému proudění v mělkých podpovrchových půdních a zeminových vrstvách, včetně jevů souvisejících s rychlým preferenčním prouděním.

Na Fakultě stavební ČVUT v Praze probíhá komplexní výzkum hydrologie svahu v malých povodích na krystaliniku. Systematická pozornost je věnována popisu preferenčního proudění v laboratorním i v terénním měřítku a jeho podílu na tvorbě odtoku při určování jednotlivých složek hydrogramu odtoku. Souběžně jsou vyvíjeny experimentální metody na detekci a měření charakteristik preferenčního proudění v heterogenních půdách. Silným nástrojem pro parametrizaci hydraulických vlastností půdy je inverzní modelování, aplikované jednak na infiltračně výtokových experimentech na velkých neporušených vzorcích, jednak na souborech dat měřených na experimentálním povodí. Velmi detailní studium dynamiky proudění je prováděno pomocí nedestruktivní visualizace proudění ve vzorcích půdy (CT a MR snímkování). Komplexní přístup doplňuje vývoj adekvátních numerických simulačních modelů proudění a transportu látek v pórovitém prostředí. Cílem této prezentace je souhrnně představit problematiku preferenčního proudění ve vadózní zóně s hrubě písčitým půdním profilem.

VZNIK PREFERENČNÍHO PROUDĚNÍ A MĚŘÍTKO REV

Základní hydraulickou charakteristikou půdy, jejíž hodnota může být zatížena preferenčním prouděním do té míry, že již dále nevystihuje proudění v půdním profilu je nasycená hydraulická vodivost. Je známá velká variabilita hydraulických vodivostí s koeficientem variace kolem sta procent. Často je možné setkat se s názorem, že vyhodnocení variability nasycené hydraulické vodivosti je dostačující i k popsání preferenčního proudění. Důvod, proč tomu tak není, lze nalézt při mapování 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 rychlosti, která se uplatňuje v transportní advekčně disperzní rovnici. Je to rychlost proudění vztažená ke skutečné průřezové ploše, dané pórovitostí. Vzhledem k tomu, že póry vyplňují pouze část plochy vzorku, případně infiltračního válce a proteklé množství zůstává konstantní, 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 odpovídají rozměry REA i REV pragmaticky rozměrům neporušeného vzorku použitého k měření (odběrný válec, případně infiltrační válec).

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 3 až 20 krát vyšší. Pokud je popsaný 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. U typu proudění, zjištěného popsaným způsobem, je evidentně dominantní preferenční proudění, u kterého je převažující hnací silou gravitace. Z hlediska hydrologické bilance jsou z tohoto pohledu významné skutečnosti, že srážka zasákne v takovém prostředí mnohem hlouběji a do větší vzdálenosti, než lze standardním měřením zjistit a dále, že retenční kapacita půdy je využita pouze z malé části. V hrubě písčitých půdách 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.

Současně s preferenčním prouděním probíhá klasické matriční proudění v půdě, způsobené dominantně kapilárními silami. Nejvýraznější rozdíl je časové měřítko obou typů proudění. Zatímco u preferenčního proudění proběhnou dominantní procesy v řádu minut, u matričního proudění jde často o dny, případně i týdny, výrazně se uplatňuje při redistribuci a při srážkách nízkých intezit. 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. V půdách se širokým zrnitostním spektrem, jako je většina kambizemí, existence obou typů proudění v jednom pórovém prostoru vede obvykle k nestabilitě hydraulických charakteristik, z velké části jde o efekty způsobené vzduchem uzavřeným v pórech, značnou roli hraje také smáčivost povrchu pevné fáze, vše potom přímo závisí na počáteční nasycenosti půdního profilu a na časovém průběhu intenzity srážek. Nestabilita zejména hydraulických vodivostí a ustálených infiltračních rychlostí je nadále předmětem studia (v tomto sborníku viz Sněhota a Císlerová, 2005), ve stávajících simulačních modelech se s ní dosud nepracuje. Ke zjištění parametrů preferenčního proudění a hydraulických charakteristik obou domén proudění je třeba věnovat pozornost jak laboratorním tak terénním experimentům.

LABORATORNÍ EXPERIMENTY URČENÉ K DETEKCI PREFERENČNÍHO PROUDĚNÍ

Výše popsané efekty byly původně zjištěny při terénních výtopových infiltracích (Císlerová et al., 1988) a později potvrzeny v laboratoři (Císlerová et al., 1990). K prokázání původních hypotéz byla provedena řada nezávislých experimentů respektujících volbou okrajových podmínek přírodní poměry. V několika odlišných prostorových měřítcích byly 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, případně na nestabilitu geometrie pevné fáze (Císlerová et al., 1990). Pokud však má být uvážen vliv preferenčního proudění při řešení inverzní úlohy k vyšetření hydraulických parametrů obou domén proudění, to znamená preferenčního a matričního proudění, je třeba dále sledovat jejich podíl, který není neměnný. Jak již bylo zmíněno, preferenční proudění se projevuje již v měřítku menším než půdní vzorek, na úrovni propojených větších pórů, umožňujících gravitační proudění. K vyhodnocení podílu preferenčního proudění při infiltraci bylo použito neinvazivního snímkování. Trojrozměrné snímky struktury pevné fáze byly pro jednotlivé vzorky pořízeny pomocí počítačové tomografie (Císlerová 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. Unikátní informace o charakteru proudění v hrubě písčitých půdách byly získány s využitím nukleární magnetické rezonance ke snímkování vody proudící ve vzorcích během infiltračně výtokového experimentu (Císlerová et al., 2002; Císlerová a Votrubová, 2002; Votrubová et al., 2003; Sněhota, 2003). Bylo zjištěno, že k rychlému proudění dochází pouze v malé části vzorku obsahující spojité cesty větších pórů. Toto zjištění potvrdilo oprávněnost zavedení dvou domén proudění. Potvrdila se závislost ustálené infiltrační rychlosti na počátečním nasycení, což je v rozporu s Richardsovskou teorií. Na základě dosud získaných zkušeností jsou tyto jevy způsobeny geometrií pórů zkoumané půdy, vyznačující se širokým spektrem poloměrů a vedoucí k proměnlivosti lokálních pórových rychlostí v měřítku mnoha řádů. Na MR snímcích je vidět, že při tom dochází k víceméně náhodnému uzavírání nespojité fáze půdního vzduchu ve některých pórech v závislosti na historii plnění vzorku, což je důvodem již zmíněné nestability (Sněhota a Císlerová, 2005). Při experimentech se prokázaly nedozírné možnosti využití metody MRI pro detekci a zejména kvantifikaci preferenčního proudění. Zmíněnými jevy se nadále chceme zabývat.

TERÉNNÍ SLEDOVÁNÍ PREFERENČNÍHO PROUDĚNÍ

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. Teoreticky se nabízí možnost vyhodnocování průnikových čar tracerových experimentů s využitím konzervativních značkovačů, avšak většina výsledků takových experimentů nesplnila očekávání (např. Šanda, 1999), zejména kvůli neurčitelné hranici oblasti proudění a tokům přes hranici.

Preferenční proudění v půdním profilu písčité hlíny v terénním měřítku je již řadu let sledováno na svahovém transektu experimentální plochy Tomšovka v experimentálním povodí Uhlířská (podrobný popis viz Šanda, 1999; Tachecí, 2002; v tomto sborníku viz Šanda et al., 2005).
Během sedmi vegetačních a pěti mimovegetačních období zde bylo zaznamenáno více než 20 významných srážkoodtokových událostí. Lze je rozdělit do dvou skupin podle doby trvání a podle celkového odteklého množství: na události vyvolané letními krátkými a vydatnými srážkami z bouřkové činnosti a události způsobené podzimními delšími dešti s nižší intenzitou. (podrobnější údaje v tomto sborníku viz Šanda et al., 2005). Vzestupné větve 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. Odtokové jevy jsou ve vztahu půdního sacího tlaku a okamžité intenzity odtoku velmi variabilní a to jak během jedné epizody z důvodu hystereze mezi vzestupnou a sestupnou větví hydrogramu, tak i mezi jednotlivými epizodami. Půdní profil je převážně nenasycený, přesto je půdní vlhkost téměř trvale blízká nasycení, což má zásadní vliv na formování podpovrchového odtoku. Sací tlaky, kontinuálně sledované tenzometry, většinou dále setrvávají na hodnotách dosažených během předchozích srážek, které nezpůsobily odtok, i když se půdní profil během nich dosycoval. Jelikož ale nebylo dosaženo plného nasycení a cesty proudění nebyly spojitě zaplněny vodou, ke drénování půdního profilu zde nedošlo. V takové situaci může potom k počátku často velmi intenzivního odtoku přispět srážka velmi malé intenzity a úhrnu. Jakmile se půdní profil nasytí, zapojují se preferenční cesty a tak po dosažení bodu nasycení půdního profilu, bez významného poklesu sacího tlaku, dochází k okamžitému rychlému odtoku.

Přímá příčinná vazba odtoku a stavu půdní vlhkosti nalezena nebyla vzhledem k nejednoznačnosti vztahu vzestupné a poklesové větve hydrogramu odtoku a celkové vodní zásoby půdy. Přesto lze z průběhu závislosti usuzovat, že půdní prostředí je hlavním kontrolním prvkem, který významně ovlivňuje velikost a průběh odtoku v recipientu. 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).

SIMULACE

Popis proudění v půdním profilu obvykle vychází z obecné Richardsovy rovnice proudění vody v pórovitém prostředí, odvozené s využitím mechaniky kontinua. Bilancuje se stupeň nasycení pórového prostoru reprezentující doménu proudění. Nevýhodou tohoto přístupu je silná nelinearita Richardsovy rovnice, projevující se při numerickém řešení restrikcí, týkající se prostorové diskretizace. Nepříjemná je závislost na měřítku pozorování. Pokud hledáme realistický popis proudění vody v přírodních podmínkách v terénním měřítku, obecný předpoklad, že půda představuje jednodoménový systém se ukázal jako neadekvátní. V posledních letech byla vyvinuta řada dvou-doménových modelů proudění vody v pórovitém prostředí (např. Gerke and van Genuchten, 1993; Vogel et al., 2000), umožňujících simulovat pohyb mobilní složky vodních zásob v půdním profilu. Tento koncept uvažuje dvě domény proudění pro dva systémy pórů: doménu půdní matrice a doménu rychlého preferenčního proudění (PF-domain). V modelu se potom řeší dvě Richardsovy rovnice, pohyb v každé doméně je řešen zvlášť, vzájemná interakce obou domén je zprostředkována pomocí zvláštního členu. Použití simulačních modelů postavených na principu dvou domén umožňuje výrazně přesnější simulaci srážko odtokových epizod včetně uvážení preferenčního proudění.

Rozsáhlý soubor měřených dat a poznatky získané z infiltračně výtokových experimentů a z vizualizace neporušených vzorků (Robovská, 2001; Votrubová, 2002; Sněhota, 2003) umožňují simulaci vodního režimu vadózní zóny se zaměřením na modelování preferenčního proudění a jeho vlivu na tvorbu povrchového a podpovrchového odtoku. K tomuto účelu byla použita 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, v tomto sborníku viz Vogel, 2005). Kombinuje lokální vertikální proudění simulované jednorozměrným modelem proměnlivě nasyceného proudění v duálním pórezním prostředí s Boussinesquovou rovnicí, použitou k vyjádření hypodermického odtoku po svahu. Ve srovnání s modelem S_2D_Dual (Vogel et al., 2000), který lze k řešení stejného problému velmi dobře využít, poskytuje v některých případech méně přesné výsledky. Velkou výhodou je ale mnohem větší flexibilita vzhledem k tomu, že limitující podrobná diskretizace domény proudění, která velmi komplikuje realizaci některých velkých úloh simulovaných modelem S_2D_Dual, se u modelu HYPO týká pouze vertikálního směru. Velmi podrobná diskretizace domény proudění je hlavní překážkou také při aplikaci trojrozměrného modelu řešícího transientní proudění v půdním profilu v terénním měřítku. Přesto, že se v nové verzi tohoto programu využívají při výpočtu paralelní procesory, pro rozsáhlejší úlohy je zatím málo vhodná. Nejrozsáhlejší úlohou byla simulace trojrozměrného proudění ve vzorku s využitím popisu struktury získané z CT snímku a srovnání výsledků s výsledky modelu S_1D_Dual, standardně používaného k inverznímu vyšetření hydraulických parametrů obou domén proudění (v tomto sborníku viz Dušek et al., 2005). Simulace jsou provedeny pro soubor dat změřených při infiltračně výtokových experimentech na neporušených vzorcích v laboratoři. Důležitou roli při určování hydraulických parametrů obou domén proudění plní inverzní modelování. Jde v současnosti o jedinou metodu, pomocí které lze z měřených dat tyto údaje získat. Aplikace metody inverzního modelování ke stanovení hydraulických parametrů půd pro účely numerického modelování jsou prováděny jak v měřítku laboratorního experimentu, tak v měřítku půdního profilu (v tomto sborníku viz Dohnal et al., 2005), získané výsledky umožňují realizaci simulací terénních experimentů.

ZÁVĚR

Ve zdrojových oblastech povodí na krystaliniku hraje půdní profil podstatnou roli při tvorbě hydrogramu odtoku. Podrobným sledováním všech složek vodní bilance na experimentální ploše Tomšovka v povodí Uhlířská, s podporou výsledků získaných na laboratorních vzorcích, byly identifikovány jednotlivé fáze vodního režimu, výrazně odlišné pro plnění a prázdnění půdního profilu. Ve zkoumaných půdách se potvrdil význam preferenčního proudění ve vztahu k velikosti a časovému průběhu rychlého odtoku v odezvě na srážku. Z výsledků laboratorních metod a

nedestruktivních vizuálních technik byl prokázán vznik preferenčního proudění již v měřítku menším, než je velikost vzorků užívaná ke stanovení nasycených hydraulických vodivostí. Toto preferenční proudění se potom výrazně propaguje do všech větších měřítek, což má významné dopady na celou vodní bilanci a zejména na řešení inženýrských úloh. K simulaci hydrogramu odtoku ve vadózní zóně je v tomto případě možné doporučit modely popisující proudění v proměnlivě nasyceném pórézním prostředí založené na koncepci duální propustnosti, které respektují odlišný charakter proudění v doméně preferenčních cest a v půdní matrici. Jsou zároveň vhodné k řešení transportu látek. Ke stanovení hydraulických parametrů půd pro účely numerického modelování lze využít výsledky aplikace inverzního modelování, a to jak v měřítku podrobného laboratorního experimentu tak v měřítku terénního sezóního měření.

Poděkování

Výzkum byl průběžně podporován z výzkumného projektu MŽP VaV Labe IV. V tomto příspěvku jsou shrnuty společné výsledky pracovního týmu, jehož členy, uvedenými v abecedním pořádku, jsou: Dr. Gao M.H.Amin, Prof. Milena Císlerová, Ing. Jaromír Dušek, Ing. Michal Dohnal, Prof. Laurance D. Hall (University of Cambridge, UK), Miroslav Hrnčíř, Ing. Vlaďka Jelínková, Ing. Helena Pavelková, Dr. Alice Robovská, Dr. Michal Sněhota, Martina Sobotková, Dr. Martin Šanda, Prof. Tomáš Vogel, Dr. Jana Votrubová (AVČR ÚH) a David Zumr.

Literatura

Císlerová, M., J. Šimůnek, and Vogel, T. (1988): Changes of steady-state infiltration rates in recurrent ponding infiltration experiments, J. Hydrol., 104, 1–16.

Císlerová, 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.

Císlerová, 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.

Císlerová, M., a Votrubová, J. (2002): CT derived porosity distribution and flow domains, J. Hydrol., 267, 186–200.

Dušek, J., Dohnal, M., Vogel, T., Březina, J., Sněhota, M. a Císlerová, M. (2005): Porovnání dvou přístupů k modelování proudění vody v heterogenním půdním vzorku (tento sborník).

Dohnal, M., Dušek, J., Vogel, T., Sněhota, M. a Císlerová, M. (2005): Určování hydraulických parametrů modelu duální permeability inverzním modelováním (tento sborník).

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 Císlerová, M. (2005): Nestabilita proudění pozorovaná na úrovni representativního elementárního objemu půdy (tento sborník).

Šanda, M. (1999): Tvorba podpovrchového odtoku na svahu. Doktorská disertace, ČVUT FSv Praha.

Šanda M. a Císlerová, 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. Císlerová, 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., Hrnčíř, M., Novák, L. a Císlerová, M. (2005): Variabilita srážkoodtokových vztahů v půdním profilu (tento sborník).

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 (tento sborník).

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., Císlerová, 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, 10.1029/2003 WR002222.

Autor

Milena Císlerová, CTU, Faculty of Civil Engineering, Dept. of Drainage, Irrigation and Landscape Engineering, Thákurova 7, 166 29 Prague, Czech Republic, cislerova@fsv.cvut.cz

URČOVÁNÍ HYDRAULICKÝCH PARAMETRŮ MODELU DUÁLNÍ PERMEABILITY INVERZNÍM MODELOVANÍM

Michal Dohnal, Jaromír Dušek, Tomáš Vogel, Michal Sněhota, Milena Císlerová

Pohyb vody v nenasyceném půdním prostředí je důležitou součástí formování hydrogramu odtoku stejně jako celého hydrologického cyklu. Půdní pórovité prostředí je přirozeně heterogenní, navíc může obsahovat makropóry a další preferenční cesty. Preferenční proudění v nenasycené zóně je předmětem zájmu mnoha studií a bylo prokázáno v řadě půdních typů ve střední Evropě. Kvalitní předpověď množství vody a jejího pohybu v půdě vykazující preferenční proudění vyžaduje koncepčně správný a výkonný numerický model. V naší práci jsme použili přístup duální permeability předpokládající, že pórovité prostředí sestává ze dvou paralelních domén odlišných hydraulických vlastností. Platnost Richardsovy rovnice se předpokládá v obou doménách, jejichž vzájemnou komunikaci umožňuje přenosový člen. Model duální permeability byl optimalizován ve smyslu metody nejmenších čtverců Levenberg-Marquardtovým algoritmem. Cílem inverzního modelování bylo nalézt sadu parametrů modelu pro níž by byly odchylky mezi měřeními a simulovanými odezvami modelu minimální. V článku jsou prezentovány dva odlišné případy optimalizace modelu duální permeability – laboratorní infiltračně-výtokový experiment a sezónní změny půdní vlhkosti v terénu. Diskutovány jsou především možnosti formulování cílové funkce, jednoznačnost inverzního problému a problematika citlivosti optimalizovaných parametrů.

Klíčová slova: inverzní modelování, preferenční proudění, duální permeabilita, Levenberg-Marquardtova metoda, režim půdní vlhkosti

The movement of subsurface water in the vadose zone is an important part of the runoff formation and the hydrological cycle as a whole. Natural porous medium is in principal heterogeneous. In addition, it may contain macropores and other preferential pathways. Preferential flow of water in the unsaturated zone is a subject of interest in many studies and has been observed in a variety of soil types in Central Europe. To predict quantitatively water fluxes in the soils, which exhibit preferential flow effects, adequate conceptual model and efficient numerical code have to be used. In our study, dual-permeability approach is applied, in which the porous medium is supposed to consist of two flow domains with different hydraulic properties. In this approach, Richards' equation is assumed to be valid for each of the two domains, allowing local non-equilibrium conditions between the flow domains. The dual-permeability forward simulator (S1D Dual code) was optimized by non-linear weighted least-squares routine based on the Levenberg-Marquardt algorithm. The optimization procedure was used to minimize the discrepancies between the simulated and the measured values. Inverse modeling was carried out to find an optimal set of parameters for the simulation model. Two fundamentally different cases are presented – the optimization of the laboratory infiltration-outflow experiment on a large undisturbed soil sample, and inverse modeling of a field soil-water regime. The formulation of the objective function, the uniqueness of the inverse problem, and the sensitivity of the estimated hydraulic parameters are discussed.

Key words: inverse modeling, preferential flow dual-permeability, Levenberg-Marquardt algorithm soil water regime

---

ÚVOD

Pohyb vody v nenasyceném půdním prostředí je důležitou součástí hydrologického cyklu. Půdní pórovité prostředí je přirozeně heterogenní formací obsahující preferenční cesty různých typů (Beven a German, 1982). Ve střední Evropě jsou silně heterogenní půdy s výskytem preferenčního proudění častým jevem (Císlerová et al., 1990). Kvalitní předpověď množství a pohybu vody v půdě vykazující preferenční proudění vyžaduje fyzikálně adekvátní numerický model. Klasická řešení Richardsovy rovnice v tomto případě selhávají. Atraktivní možností je tudíž využití některého z modelů duální permeability. Optimalizace takových modelů má celou řadu společných rysů s inverzí modelů jednoduché pórovitosti. Nicméně už samotná zdvojená parametrizace (dvojnásobný počet parametrů) u přístupu Gerkeho a van Genuchtena (1993a) je logicky zdrojem nejednoznačnosti a nestability inverzního řešení (v případě duální permeability - Simunek et al., 2003; obecně – Russo et al., 1991). Důležitým faktorem je také nutnost kvantifikace podílu preferenční domény proudění.

V případě one-step výtokového experimentu se objevují doporučení, která lze zobecnit i na obdobné úlohy v kombinaci s modely duální permeability. Hodnocení vhodnosti one-step experimentu z inverzního hlediska jsou však někdy protichůdná (Eching et al, 1994; Mous 1994; Zürmuhl 1996). Nicméně v oblasti konstrukce cílové funkce se shodují - samotná výtoková data k docílení jednoznačnosti inverzní úlohy nepostačují (např. Kool et al., 1985) - kombinace výtokových dat s vlhkostmi (Parket et al., 1985) či tenzometrickými měřeními (Kool a Parker, 1988) v cílové funkci zvětšuje pravděpodobnost nalezení jednoznačného řešení.

Výběr hydraulického modelu a vhodných parametrů významně ovlivňují úspěšnost optimalizačního procesu. Russo (1988) porovnal různé hydraulické modely při one-step výtokovém experimentu a za nejvhodnější označil parametrický model van Genuchtena (1980). Toorman et al. (1992) dosáhli slibných výsledků optimalizací parametrů α, n a K_s van Genuchtenova parametrického modelu.

Cílem práce je na příkladech laboratorního experimentu a terénního měření demonstrovat možnosti řešení některých specifických problémů optimalizace modelu duální permeability. Především (i) představit alternativy zjištění vzájemného poměru domén proudění, (ii) analyzovat tenzometrická měření z pohledu jejich využitelnosti v cílové funkci, a (iii) diskutovat citlivost, limity a zkorelovanost optimalizovaných parametrů.

MATERIÁL A METODY

Optimalizační analýzy byly prováděny a prezentované poznatky demonstrovány aplikacemi v případě laboratorního experimentu a terénních měření sacích tlaků.

Laboratorní infiltračně-výtokový experiment

K laboratornímu experimentu byl použit velký neporušený vzorek půdy. 25 cm vysoký vzorek o průměru 18.9 cm, byl odebrán po stržení povrchové vrstvy tloušťky 40 cm z druhého horizontu hrubé písčitohlinité půdy z oblasti Korkusovy Huti na Šumavě. Půda v oblasti odběru se klasifikuje jako Kambisol. Detaily odběru popisuje Sněhota et al. (2002). Následně byl na vzorku vykonán infiltračně-výtokový experiment pro měření funkce hydraulické vodivosti. Při experimentu byla použita sestava umožňující plně automatický sběr dat (Sněhota et al. 2002). V průběhu infiltrace byl na vrchním okraji osazen podtlakový infiltrační disk, který umožňoval nenasycené proudění vzorkem. Pro měření tlakových výšek v neporušeném půdním válci byly v hloubkách 7.5 cm, 12.5 cm a 17.5 cm pod horním okrajem vzorku instalovány tři tenzometry. Tlakové výšky udržované podtlakovým infiltračním diskem během jednotlivých experimentálních běhů byly postupně: -1 cm, -3 cm, -6 cm a -9 cm. Na závěr byla na vzorku provedena výtopová infiltrace s přetlakem 1 cm. Časový krok sběru dat závisel na aktuální dynamice probíhajícího procesu a pohyboval se mezi 5 a 60 sekundami.

Vnitřní pórová struktura půdního vzorku byla vizualizována pomocí rentgenové počítačové tomografie (CT). Výstupem snímkování jsou horizontální řezy (2D snímky) vzorkem. Následně byl z 2D snímků konstruován 3D snímek. Výsledné rozlišení bylo 0.4 x 0.4 mm v horizontální rovině a 1 mm ve směru vertikálním. Intenzita signálu během snímkování je dána v relativních Hounsfieldových jednotkách (HU), které se pohybují od 0 pro dutiny až do 4095 pro nejhustší části vzorku. Výsledný CT snímek se neomezuje pouze na informaci o rozdělení pevné fáze, ale poskytuje také informaci o rozdělení oblastí s nízkou hustotou (velkých pórů). Zjednodušeně lze předpokládat, že tyto oblasti jsou potenciálními preferenčními cestami.

Sezónní měření půdních sacích tlaků

Terénní měření sacích tlaků pocházejí z povodí Uhlířská. Experimentální povodí Uhlířská (plocha 1.87 km^2, průměrná roční teplota 6.5 ^{o}C a roční srážkový úhrn 1379 mm) v Jizerských horách s kontinuálním monitorováním vlivu odlesnění na vodní režim se nachází v horní části povodí Černé

Nisy. V rámci tohoto malého horského povodí je provozován experimentální svah Tomšovka (Šanda, 1999; Tachecí, 2000). Na zvětralém žulovém substrátu zde vznikly hnědé půdy kyselé ze skupiny Kambisolů. Z hlediska textury se jedná o půdy hlinito-písčité až písčito-hlinité s příměsí skeletu. Typické zvrstvení půdního profilu představuje pod silně prokořeněnou svrchní vrstvou se nacházející zrašelinělá humusová černá vrstva na níž navazuje okrová hlinito-písčitá vrstva, následována eluviální žlutohnědou přecházející do zvětralého žulového substrátu. Na experimentálním svahu probíhá celá řada kontinuálních měření (měření meteorologických veličin, lyzimetrická měření, monitorování půdních sacích tlaků a měření podpovrchového odtoku). Automatická měření půdních sacích tlaků tenzometry probíhají vždy ve třech různých hloubkách odpovídajích příslušným vrstvám půdního profilu v místě instalace. Lyzimetrických měření (Tachecí, 2002) bylo využito ke kontrole kumulativních hodnot potenciální evapotranspirace vypočtených metodou Penman-Monteitha.

Matematický model

Přímé modelování bylo ve všech případech prováděno na bázi konceptu duální permeability. Přístup duální permeability (Gerke a van Genuchten, 1993a) zahrnutý do modelu HYDRUS 5 (Vogel et al., 1996) ve smyslu Vogel et al. (2000) předpokládá, že médium je složeno ze dvou samostatných domén s různými hydraulickými vlastnostmi. Domény spolu mohou komunikovat vzájemnou výměnnou vody a v ní rozpuštěných látek. Proudění vody i transport rozpuštěných látek probíhá simultánně v obou paralelních doménách. I v rychlé doméně se předpokládá proudění v pórech jako laminární a shoda s kapilárním modelem – používá se Richardsova rovnice.
Pórovité prostředí je možné popsat výrazy:

$$\varepsilon = w_f \varepsilon_f + w_m \varepsilon_m \tag{1}$$

$$\theta = w_f \theta_f + w_m \theta_m \tag{2}$$

$$q = w_f q_f + w_m q_m \tag{3}$$

indexy m a f značí vlastnosti popisující pomalou doménu (matrix) a doménu rychlou (fracture), w_f je objemový podíl rychlé domény a w_m je objemový podíl domény pomalé vyjádřitelný $w_m = 1 - w_f$. V jednotlivých výrazech je ε pórovitost [L^3L^{-3}], θ vlhkost [L^3L^{-3}], q je hustota toku [LT^{-1}]. Parametrizace hydraulických charakteristik Vogel et al. (2001) byla použita v modelu modifikací výrazů van Genuchtena (van Genuchten, 1980; Mualem, 1976). Následující dvojice Richardsových rovnic popisuje proudění vody v duálním pórovitém prostředí:

$$C_f \frac{\partial h_f}{\partial t} = \operatorname{div}\left(\mathbf{K}_f \operatorname{grad} h_f\right) + \operatorname{div}\left(\mathbf{K}_f \operatorname{grad} z\right) - \frac{\Gamma_w}{w_f} \tag{4}$$

$$C_m \frac{\partial h_m}{\partial t} = \operatorname{div}\left(\mathbf{K}_m \operatorname{grad} h_m\right) + \operatorname{div}\left(\mathbf{K}_m \operatorname{grad} z\right) - \frac{\Gamma_w}{w_m}, \tag{5}$$

kde h je tlaková výška [L], $\mathbf{K}$ je tensor hydraulické vodivosti [LT^{-1}], C je specifická hydraulická kapacita [L^{-1}], z je souřadnice [L], t čas [T] a Γ_w je přenosový člen [T^{-1}], který zprostředkovává výměnu mezi doménami. Výměna vody mezi pomalou a rychlou doménou je úměrná rozdílu tlaků v nich:

$$\Gamma_w = \alpha_w \left(h_f - h_m\right), \tag{6}$$

kde α_w je přenosový koeficient [$L^{-1}T^{-1}$], pro který Gerkem a van Genuchten (1993b) odvodili semi-empirický výraz:

$$\alpha_w = \gamma_w \frac{\beta}{d^2} K_a, \tag{7}$$

kde a je charakteristická délka [L] a β je bezrozměrný geometrický koeficient. Opravný součinitel γ_w nabývá obvykle pro různé hydraulické vlastnosti a počáteční podmínky hodnoty 0.4. K_a je efektivní hydraulická vodivost [$L^{-1}T^{-1}$] poblíž rozhraní nebo na rozhraní mezi doménami určovaná Gerkem a van Genuchten (1996):

$$K_a(h) = 0.5\left[K_a\left(h_f\right) + K_a\left(h_m\right)\right] \tag{8}$$

Inverzní modelování

Inverzní úloha byla řešena na bázi Levenberg-Marquardtova algoritmu (Doherty et al., 1995). Hydraulické parametry byly optimalizovány ve smyslu metody nejmenších čtverců.

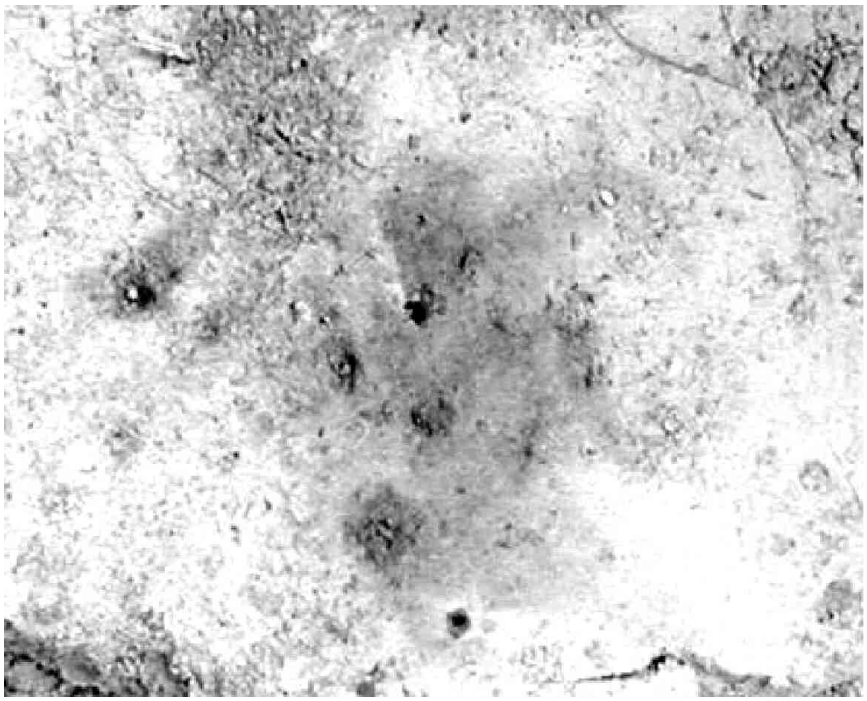
$$OF = \sum_{i=1}^{N} \left(y_i - y_i^* \right) w_i \left(y_i - y_i^* \right) \tag{9}$$

V definici cílové funkce (9) je výraz $\left(y_i - y_i^* \right)$ odchylkou mezi modelovanou a měřenou hodnotou a w_i představuje váhu odpovídající měření *i*. *N* je potom počet měření identifikovaných v cílové funkci.

VÝSLEDKY A DISKUSE

Využití modelů duální permeability je mnohdy nezbytností. Jejich optimalizace ale stále ještě není rutinní záležitostí. Zvláštností, které řešení inverzní modelování duální permeability přináší, je celá řada – kvantifikace podílu preferenční domény proudění, formulace cílové funkce s ohledem na použitelnost tenzometrických měření, rozdílné citlivostní schéma oproti modélům jednoduché pórovitosti aj.

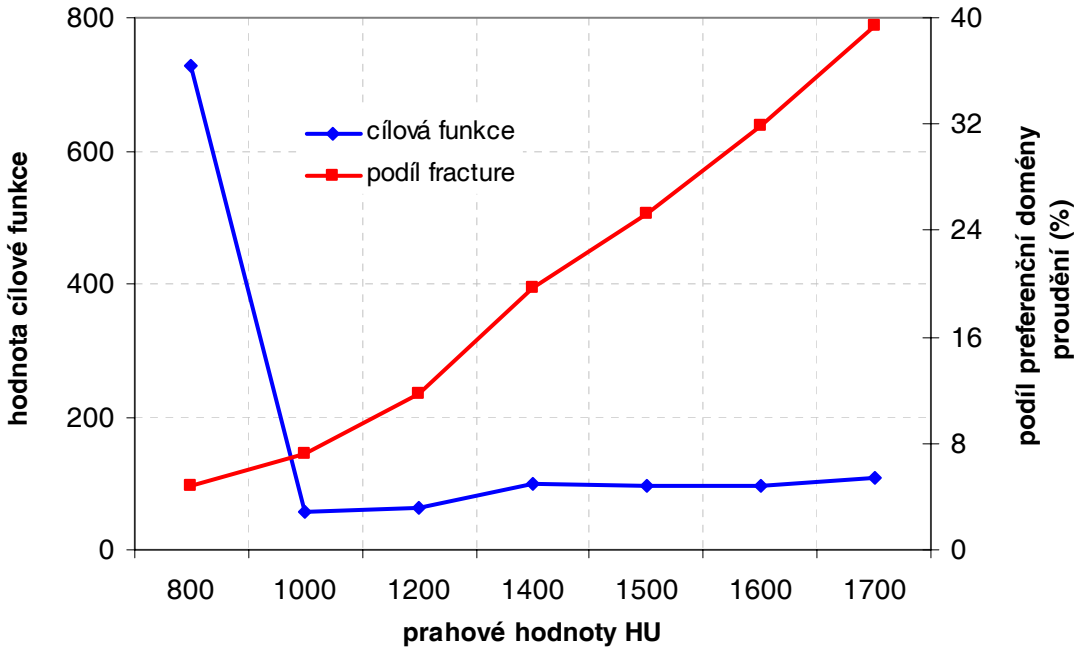
Počáteční odhad hraje klíčovou roli ve všech úlohách inverzního modelování, zjištění podílu preferenční domény proudění v systému nevyjímaje. V terénních aplikacích je možné využít kvantifikace podílu na základě digitálního snímkování domény proudění (obr. 1) po provedení tracerového experimentu (Dohnal et al., 2004a).



Obr. 1 Digitální snímek domény proudění použitý ke kvantifikaci podílu preferenční cest pro účely matematického modelování (černozem, experimentální stanoviště Macov, Slovensko).

Fig. 1 Digital snapshot of flow domain used for quantifying the fraction of the preferential pathways (chernozem, experimental station Macov, Slovakia).

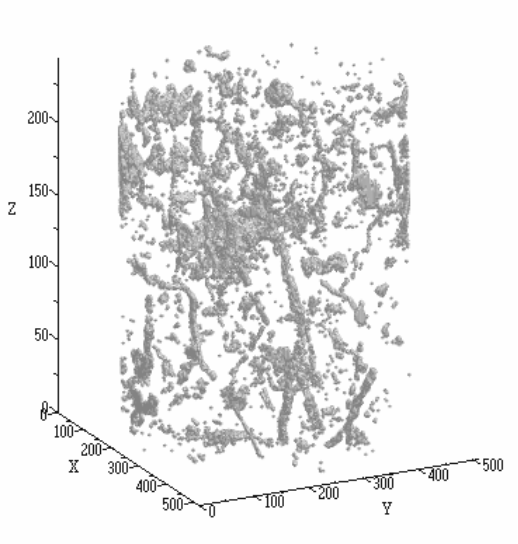
V laboratorním měřítku přibývají k tracerovému experimentu možnosti neinvazivního zobrazení domény proudění. Například CT snímkování poskytující informaci o rozdělení hustoty uvnitř vzorku umožňuje po určení prahové hustoty zjistit příslušný podíl preferenční domény. U obou zmiňovaných způsobů by mělo následovat inverzní ověření správnosti podílu rychlé domény. Vzhledem k tomu, že podíl preferenční domény nemá po celou dobu optimalizačního procesu dostatečnou citlivost je pro jeho inverzní určení vhodným řešením sekvenční optimalizace. To znamená postupná optimalizace jednotlivých přednastavených podílů rychlé domény v intervalu teoreticky možných hodnot. Příklad výsledeku sekvenční optimalizace podílu preferenčních cest v případě matematického modelování infiltračně-výtokového experimentu na velkém neporušeném vzorku je na obr. 2.



Obr. 2 Výsledek sekvenční optimalizace podílu rychlé domény v případě modelování podtlakové infiltrace.

Fig. 2 Sequential optimization result of the preferential flow domain portion in the case of infiltration modeling.

Cílová funkce byla tvořena tenzometrickými měřeními ve třech hloubkách vzorku a vtokem a výtokem na jeho horním respektive spodním okraji. Z grafu plyne, že nejnižší hodnota cílové funkce připadá prahu mezi doménami 1000 HU, který odpovídá 7.24% preferenční domény. Od 7 procent rychlé domény je systém dostatečně duální (optimalizací je možno dosáhnout výrazné minimalizace odchylek tokové části cílové funkce) – hodnota cílové funkce se už řádově nemění. Potenciální preferenční cesty (voxely s hodnotou HU nižší než 1000) jsou zobrazeny na obr. 3.



Obr. 3 Rekonstruovaný 3D snímek půdního vzorku. Zobrazeny jsou oblasti s nízkou hustotou (HU <1000).

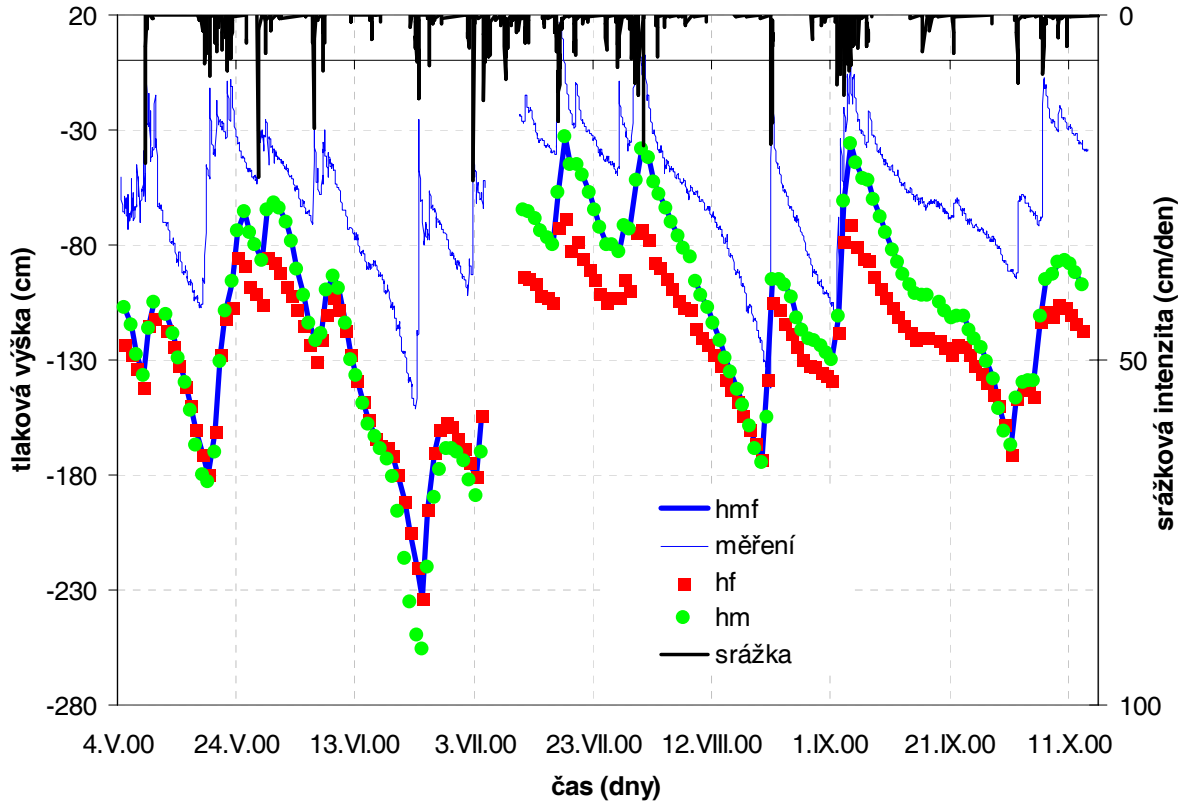
Fig. 3 Three dimensional binarized image of the low-density regions of a soil sample with threshold equal to 1000 HU.

Rozhodnutí jaké doméně a za jakých okolností odpovídají tenzometrická měření případně zahrnutá do cílové funkce představuje další důležitý problém spojený s přístupem duální permeability. Poněkud obecněji lze problém rozdělit na problematiku co vlastně tenzometr měří a problém jak měřenou realitu identifikovat s matematickým modelem. Finsterle a Faybishenko (1999) zjišťovali co tenzometr měří v rozpukaném skalním masívu. Analýzou provedeného laboratorního experimentu a numerické studie došli k závěru, že tenzometr při zvlčování odráží především tlak v puklinách a při vysušování dominuje tlak v matrici. Aplikujeme-li tento přístup v modelu duální permeability identifikujeme v cílové funkci tlak:

$$h_{mf} = \max\left(h_f, h_m\right) \tag{10}$$

kde h_{mf} je tlak, který měří tenzometr a h_f, h_m jsou tlakové výšky v puklinách a v matrici. V případě simulací sezonních tenzometrických měření dochází k zvlhčování a vysušování opakovaně, tudíž můžeme demonstrovat parciální užitečnost tohoto přístupu (obr. 4). Především dvě srážkové epizody po 13.6.2000 jsou lépe popsány tlakem v puklinách, přičemž matrice zůstává po dobu cca 20 dní sušší. Zbylá období jsou přesněji určena sací tlakovou výškou v matrici.

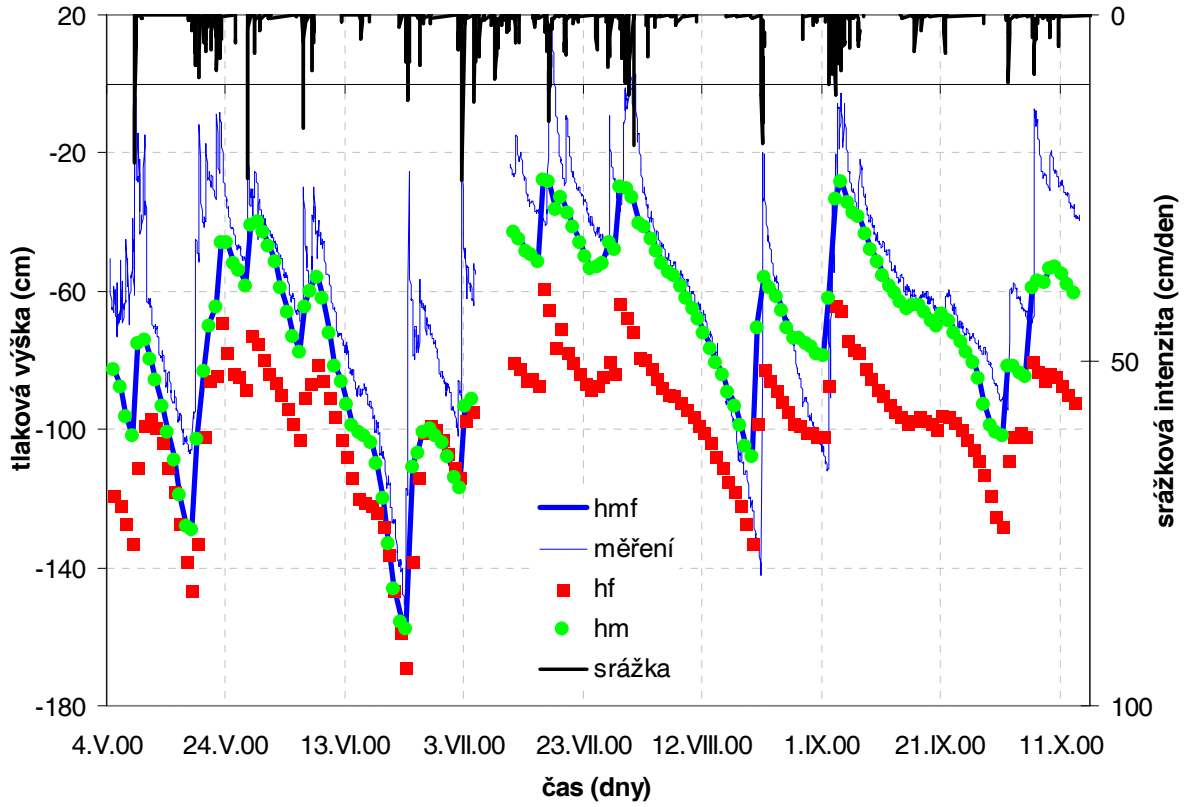
Použitý přístup, byť přinesl ve všech testovaných případech lepší výsledky, nevystihuje realitu. Samotné měření je ovlivněno v čase se měnícími nejistotami spojenými s teplotním závislostí, kalibrací čidel a kontaktem keramiky se zeminou. Z pohledu modelu duální permeability je klíčová adekvátnost modelu, především zahrnutí či nezahrnutí hystereze hydraulických charakteristik a nastavení komunikace obou domén. Efekt všech jmenovaných nejistot může být zaměňován nebo vzájemně neoddělitelně propojen s problematikou co tenzometr měří.



Obr. 4 Porovnání různých způsobů identifikace tenzometrů v modelu duální permeability na příkladě sezónních změn půdních sacích tlaků v roce 2000. Měřené tlakové výšky v hloubce 41 cm pod povrchem jsou znázorněny tenkou modrou čarou, simulované maximum z tlaků v matrici (zelené tečky) a v puklinách (červené čtverečky) je vyneseno silnou modrou čarou.

Fig. 4 Comparison of different approaches used to identify tensiometric measurements in dual-permeability model. Measured pressure head variations at a depth of 41 cm in 2000 are represented by a thin blue line. Simulated maximum from the pressure in matrix (green dots) and fracture (red square symbol) domain is portrayed by a thick blue line.

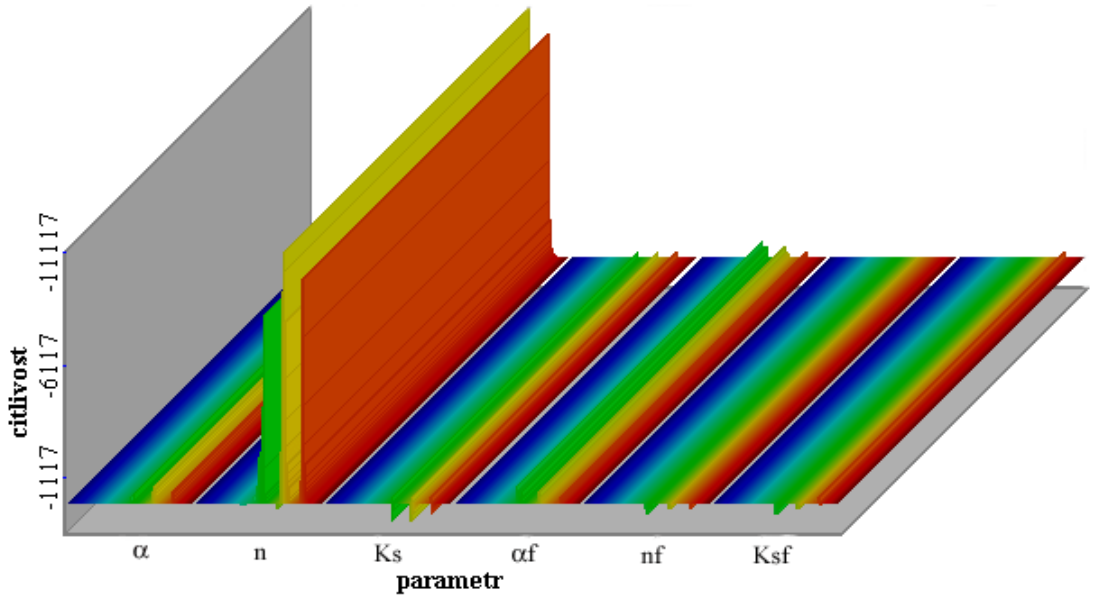
Optimalizace sezónních změn vlhkosti v případě přiřazení tenzometrických měření v cílové funkci tlaku v matrici nebo maximu tlaků v obou doménách umožňuje dosáhnout téměř totožný výsledek (obr. 5). V obou případech má optimalizace potenciál nalézt minimum se srovnatelnou hodnotou cílové funkce. Rozdílná identifikace měření v modelu se projeví v rozdílných hodnotách optimalizovaných parametrů. Považujeme-li jeden z přístupů za adekvátnější musí být nutně jedna sada „optimálních“ parametrů správnější, což implikuje ztrátu jednoznačnosti inverzní úlohy díky neadekvátnosti modelového přístupu. Přiřazení tenzometrických měření do preferenční domény je až na krátké období sucha před srážkou z konce srpna (21.8.2000) nevyhovující.



Obr. 5 Optimalizované změny půdních sacích tlaků v sezóně 2000. Měřené tlakové výšky v hloubce 41 cm pod povrchem jsou znázorněny tenkou modrou čarou, maximum z tlaků v matrici (zelené tečky) a v puklinách (červené čtverečky) je vyneseno silnou modrou čarou.

Fig. 5 Optimized pressure head development in year 2000. Measured pressure heads at a depth of 41 cm are represented by a thin blue line. Maximum from the pressure in matrix (green dots) and fracture (red square symbol) domain is portrayed by a thick blue line.

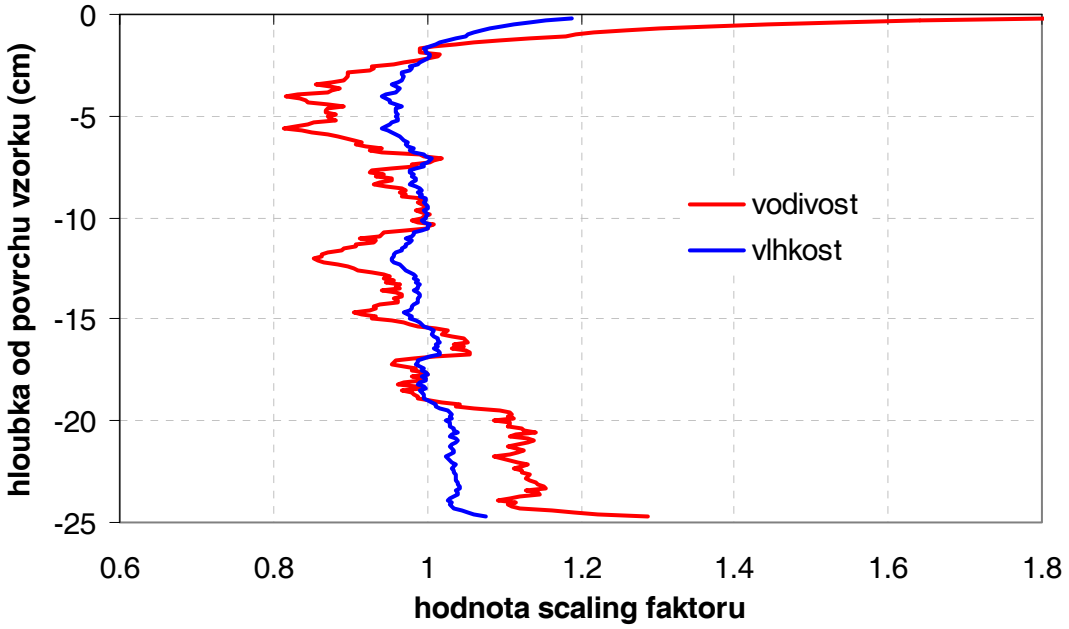
Zabýváme-li se pouze prouděním vody obsahuje model 5 parametrů: nasycenou hydraulickou vodivost K_s, empirické parametry α a n, reziduální vlhkost θ_r, a nasycenou vlhkost θ_s. U dvoudoménového modelu je počet parametrů dvojnásobný. Navíc přistupuje nutnost kvantifikovat podíl preferenční domény a vzájemnou komunikaci obou domén. Výběr parametrů určených k optimalizaci je třeba provádět se zřetelem na minimalizaci jejich počtu a maximalizaci jejich citlivosti během inverzního řešení. Dalším kritériem rozhodujícím o zařazení do optimalizačního schématu je případná neúnosná zkorelovanost nebo naopak potřeba určení parametru přes jeho nízkou citlivost (charakteristiky puklin, podíl preferenční domény). V případě inverzního řešení prezentovaného laboratorního experimentu bylo optimalizovaných parametrů celkem šest - K_s, α a n v obou doménách. Ostatní parametry modelu byly fixovány na svých počátečních odhadech založených na měření. Citlivost parametrů v preferenční doméně je díky malému podílu domény vůči matrici velmi nízká (obr. 6). Tato skutečnost kalibraci modelu významně komplikuje. Volba mezí, v rámci kterých je hledána optimální parametická sada, se řídí fyzikální smysluplností, konvergencí modelu a „rozumnou blízkostí“ počátečnímu odhadu nutnou k dosažení minima cílové funkce. U modelu duální permeability je neméně důležité zajištění preferenčnosti jedné z domén po celou dobu inverzního řešení.



Obr. 6 Citlivosti optimalizovaných parametrů na jednotlivé příspěvky cílové funkce během optimalizace experimentálního běhu -1 cm. Modrá barva značí toková data v cílové funkci, zelená, žlutá a červená představují tenzometrické příspěvky cílové funkcě v hloubkách – 7.5cm, 12.5 cm a 17.5 cm.

Fig. 6 Sensitivity of optimized parameters to objective function contribution. Each individual measurement is represented by own colour. Blue colour indicates inflow and outfow information, green stands for measurements of the first tensiometer (at the depth of 7.5 cm below the top surface), yellow stands for second (at the depth of 12.5 cm), and red colour stands for third tensiometer (at the depth of 17.5 cm).

Nejen v terénních aplikacích je časté komplikované zvrstvení půdního profilu. Každá další vrstva zmnožuje počet parametrů. Jejich citlivost nezávisí pouze na mocnosti vrtstvy a během procesu se mění v čase. V přirozeném půdním profilu vrstvy většinou nepřechází jedna do druhé skokově a tudíž neodpovídá diskretizace profilu v modelu realitě nebo se dále neúnosně komplikuje. Řešení jak jednoduše invertovat problém s zvrstveným profilem pomocí náhradních parametrů a zároveň zachovat proporce mezi jednotlivými vrstvami poskytuje poměrná parametrizace (Vogel et al., 1991). Metoda scalingu Vogel et al. (1991) je založena na konceptu podobných prostředí. Optimalizace zvrstveného profilu pomocí scaling faktorů byla použita v prezentovaném případě sezónních změn půdních sacích tlaků na povodí Uhlířská. Optimalizovanými parametry byly scaling faktory vodivosti a tlakové výšky na horním a spodním okraji řešené oblasti. (Dohnal et al., 2004b).



Obr. 7 Vnesená variabilita vlhkosti a vodivosti půdního vzorku do modelu duální permeability odvozená na základě informace z CT snímkování. Znázorněny jsou změny vlhkosti a vodivosti po výšce vzorku pro pomalou doménu proudění.

Fig. 7 Variability about water content (blue line) and hydraulic conductivity (red line) for the matrix domain in a dual-permeability approach is depicted. Information is derived from CT scanning.

Kromě zmiňovaného usnadnění optimalizace zvrstveného profilu, může další využití spočívat v upscalingu hydraulických charakteristik z měřítka laboratoře do terénu a v neposlední řadě vnesení variability. Informace z CT snímků mohou být pro modelování využity k odvození scaling faktorů vlhkosti po výšce půdního vzorku, které představují variabilitu půdní vlhkosti po výšce vzorku (obr. 7). Z nich lze následně vypočíst scaling faktory vodivosti (obr. 7) podle zjednodušeného Kárman-Koženého vzorce (Hillel, 1998).

SHRNUTÍ

Určování hydraulických parametrů modelu duální permeability inverzním modelováním představuje komplexní problém. K tradičním obtížím inverzního řešení Richardsovy rovnice přistupují zvláštnosti spojené s dualitou systému. Na souboru dat z laboratorního infiltračně-výtokového experimentu a sezónní dynamiky půdní vlhkosti v terénu byla představena některá specifická řešení inverzní úlohy v případě modelu duální permeability.

Demonstrovány byly možné přístupy ke kvantifikaci podílu preferenční domény proudění a jejich využití a verifikace prostředky inverzního modelování. V terénních aplikacích se jedná o digitální snímkování postupně vykopávané výtopové infiltrace doplněné o reflexní barvivo, v laboratorních podmínkách je možné využít neinvazivního zobrazení domény proudění pomocí počítačové tomografie. CT snímkování poskytuje informaci o rozdělení hustoty uvnitř vzorku a umožňuje po určení prahové hustoty zjistit příslušný podíl preferenční domény.

Tvorba cílové funkce při optimalizaci modelu duální permeability se řídí stejnou logikou jako v případě neduálních systémů. Ovšem u tenzometrických měření je nutné rozhodnout, které doméně měření přísluší. Provedli jsme numerickou analýzu identifikace tenzometrických měření v modelu duální permeability. Tenzometrická měření byla přiřazena maximu z tlaků v matrici a preferenční

doméně proudění. Použitý přístup přinesl ve všech testovaných případech lepší výsledky, ale problematika vyžaduje další zkoumání.

Formulována byla kritéria výběru parametrů modelu duální permeability k optimalizaci. Volba parametrů by se měla řídit ohledem na minimalizaci jejich počtu a maximalizaci jejich citlivosti během inverzního řešení, jejich zkorelovaností nebo nutností určení přes relativně nízkou citlivost. Jako životaschopný scénář se jeví v případě kvalitní informace o nasycené vlhkosti optimalizace parametrů α, n a K_s v obou doménách proudění. Diskutovány byly alternativy využití scaling faktorů v duálním modelu. Metoda scalingu může být využita k optimalizaci zvrstveného profilu, upscalingu hydraulických charakteristik z měřítka laboratoře do terénu a vnesení variability.

Poděkování

Podpora tohoto výzkumu byla poskytnuta z prostředků 6. rámcového programu Evropské unie - Water Cycle and Soil Related Aspects - AQUATERRA (No. 505428) a projektu Grantové agentury České republiky 205/05/2312.

Literatura

Beven, K.J., P. Germann (1982): Macropores and water flow in soils, Water Resources Research, 18, 1311–1325.

Císlerová, M., T.Vogel, J.Simunek (1990): The infiltration-outflow experiment used to detect flow deviations, Field-Scale Water and Solute Flux in Soils, K. Roth, H. Fluhler, W.A. Jury, J.C. Parker (editors), Monte Verita, Birkhauser Verlag, Basel, 109-117.

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., M. Císlerová, T. Vogel, J. Dušek, V. Štekauerová, L. Lichner, V. Nagy (2004): Modelování infiltrace do půdy s makropóry, Sborník 15. slovensko - česko - poľský seminár „ Fyzika vody v pôde (Zemplínská Šírava).

Dohnal, M., J. Dušek, T. Vogel, M. Šanda (2004b): Určování půdních hydraulických charakteristik a jejich variability inverzním modelováním, XII. posterový deň s medzinárodnou účasťou: Transport vody, chemikálií a energie v systéme pôda – rastlina – atmosféra (Bratislava/Slovensko), 25.11.

Eching, S.O., J.W. Hopmans (1994): Unsaturated hydraulic conductivity from transient multistep outflow and soil water pressure data, Soil Sci. Soc. Am. J. 58, 687–695.

Finsterle, S., B. Faybishenko (1999): What does tensiometer measure in fractured rock?, in Proceedings of the International Workshop on Characterization and Measurements of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, edited by M.Th. van Genuchten, F.J. Leij, L. Wu, pp. 761–768, Univ. of Calif., Riverside.

Genuchten, van M.Th., A closed Form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils, Soil Sci. Soc. Am. J. 44, 892-898, 1980.

Gerke, H. H., and M. Th. van Genuchten, A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media, Water Resources Research, 29, 305-319, 1993a.

Gerke, H. H., M. Th. van Genuchten (1993b): Evaluation of a first-order water transfer term for variably saturated dual-porosity flow models, Water Resour. Res., 29(4), 1225-1238, 10.1029/92WR02467.

Gerke, H. H., M. Th. van Genuchten (1996): Macroscopic representation of structural geometry for simulating water and solute movement in dual-porosity media, Advances in Water Resources 19, 343-357.

Hillel, D. (1998): Environmental Soil Physics. Academic Press.

Kool, J.B., J.C. Parker, M.Th. van Genuchten (1985): Determining soil hydraulic propeties form one-step outflow experiment by parameter estimation. I – Theory and Numerical Studies, Soil Sci. Soc. Am. J. 49, 1348-1353.

Kool, J.B., J.C. Parker (1988): Analysis of the inverse problem from transient unsaturated flow, Water Resources Research 24, No. 6, 817-830.

Mous, S.L.J. (1994): On identification of nonlinear systems, Koninklijke Bibliotheek, Den Haag, p. 40–57.

Mualem, Y. (1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media, Water Resources Research, Vol. 12, p.513-522.

Parker, J.C., J.B. Kool, M.Th. van Genuchten (1985): Determining soil hydraulic propeties form one-step outflow experiment by parameter estimation. II – Experimental Studies, Soil Sci. Soc. Am. J., 49, 1354-1359.

Russo, D. (1988): Determining soil hydraulic properties by parameter estimation: On the selection of a model for the hydraulic properties, Water Resources Research, Vol. 24, 453–459.

Russo, D., U. Shani and J. C. Parker (1991): Analysis of infiltration events in relation to determining soil hydraulic properties by inverse problem methodology, Water Resources Research, Vol. 27, 1361–1373.

Sanda, M. (1999): Subsurface runoff generation on a slope (in Czech), Ph.D. thesis, Czech Technical University in Prague, Prague.

Simunek, J., N. J. Jarvis, M. Th. van Genuchten, A. Gärdenäs (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.

Tacheci, P. (2002): Hydrological regime of small mountainous catchment and assessment of vegetation change effect (in Czech), Ph.D. thesis, Czech Technical University in Prague, Prague.

Toorman, A.F., P.J. Wierenga and R.G. Hill (1992): Parameter Estimation of Hydraulic Properties from One-step Outflow Data, Water Resources Research, Vol. 28, No. 11: 3021–3028.

Vogel, T., Císlerová, M., and J.W. Hopmans (1991): Porous media with linearly variable hydraulic properties, Water Resources Research 27, 2735–2741.

Vogel, T., K. Huang, R. Zhang, and 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., 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.

Vogel, T., M.Th. van Genuchten, M. Cislerova (2001): Effect of the shape of soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions, Advances in Water Resources, 24, 133–144.

Zurmühl, T. (1996): Evaluation of different boundary conditions for independent determination of hydraulic parameters using outflow methods, Workshop On advanced methods to determine hydraulic properties of soils, Thurnau, Germany – 10.-12.6.

Autoři

Michal Dohnal, Katedra hydrauliky a hydrologie, Fakulta Stavební ČVUT, Thákurova 7, Praha 6, 166 29, dohnalm@mat.fsv.cvut.cz

Jaromír Dušek, Katedra hydrauliky a hydrologie, Fakulta Stavební ČVUT, Thákurova 7, Praha 6, 166 29, dusek@mat.fsv.cvut.cz

Tomáš Vogel, Katedra hydrauliky a hydrologie, Fakulta Stavební ČVUT, Thákurova 7, Praha 6, 166 29, vogel@fsv.cvut.cz

Michal Sněhota, Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství, Fakulta Stavební ČVUT, Thákurova 7, Praha 6, 166 29, michal.snehota@fsv.cvut.cz

Milena Císlerová, Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství, Fakulta Stavební ČVUT, Thákurova 7, Praha 6, 166 29, cislerova@fsv.cvut.cz

PREPOJENIE MODELOV POVRCHOVEJ A PODZEMNEJ VODY PROSTREDNÍCTVOM INTERAKČNÝCH FUNKCIÍ

Renáta Dulovičová,

Príspevok sa zaoberá porovnaním výpočtu priesaku z koryta toku do zvodneného kolektora podzemnej vody v jeho okolí (alebo naopak) pomocou modelu prúdenia podzemnej vody SKOKY a pomocou tzv.interakčných funkcií, pričom sa berie do úvahy vplyv vzájomnej interakcie povrchových a podzemných vôd. Kľúčovou hydraulickou veličinou pri tomto procese je vtok z okolitej podzemnej vody do koryta povrchového toku (alebo výtok z koryta toku do okolitej podzemnej vody), ktorý je udávaný ako prítok (výtok) $\boldsymbol{q}$ *v* $m^3.s^{-1}$ *cez plochu dna koryta, pripadajúci na bežný meter dĺžky koryta - tzv.špecifický prietok* $\boldsymbol{q}$ *v* $m^2.s^{-1}$*. Veľkosť tohto prietoku určuje mieru účinku povrchového toku na okolitú podzemnú vodu a naopak, účinok okolitej podzemnej vody na povrchový tok. Prietok* $\boldsymbol{q}$ *vystupuje v modeli ako vstupná veličina (pre povrchovú vodu) alebo ako hraničná podmienka (pre podzemnú vodu). Naším cieľom bolo nájsť prostriedok spolupráce oboch modelov, pretože ich výstupy sú ovplyvňované práve prietokom* $\boldsymbol{q}$ *v* $m^2.s^{-1}$ *a preto boli zostavené interakčné funkcie. Ich úlohou je zjednodušiť výpočty pomocou hydrodynamických modelov tak, aby sa tieto dali využívať samostatne, bez vzájomnej závislosti, pričom bude vplyv interakcie plne akceptovaný. Interakčné funkcie umožnia zistiť hodnotu prietoku* $\boldsymbol{q}$ *bez toho, aby sa musel opakovane použiť hydrodynamický model, pretože ak sa raz pre daný povrchový tok zostavia, nahradia pri modelovaní prúdenia v tomto povrchovom toku vlastne model podzemnej vody. Naopak, pri modelovaní prúdenia podzemnej vody tieto nájdené interakčné funkcie nahrádzajú model povrchovej vody. Výpočty boli robené pre vybrané symetrické profily koryta s rôznymi geometrickými a hydraulickými parametrami a taktiež pre niektoré profily kanálovej siete na Žitnom ostrove.*

Kľúčové slová: špecifický prietok, prítok a odtok podzemnej vody, interakcia povrchovej a podzemnej vody, hydrodynamický model, interakčná funkcia

Interconnection of surface a groundwater models by interaction formulas. *This contribution deals with comparison of computation of infiltration from channel to saturated groundwater collector (or reversal) by hydrodynamic model SKOKY and by interaction formulas, with full acceptation of the influence of mutual interaction between surface and groundwater. Inlet from surrounding groundwater to open channel (or outlet from open channel to surrounding groundwater) is key hydraulic characteristic in this process. This characteristic is given as inlet (outlet)* $\boldsymbol{q}$ *in* $m^3.s^{-1}$ *over the channel bottom area which is fallen to one meter of length channel – it is so called „specific discharge“* $\boldsymbol{q}$ *in* $m^2.s^{-1}$*. Intensity of this characteristic determines the degree of open channel impact to surrounding groundwater and reversal, surrounding groundwater impact to open channel. Discharge* $\boldsymbol{q}$ *constitutes as input characteristic (for surface water) or as boundary condition (for groundwater). The aim was to find the exchangeable instrument between surface water flow and ground water flow hydrodynamic models, because their outputs are influenced just by this characteristic* $\boldsymbol{q}$ *in* $m^2.s^{-1}$*, it means to built up the interaction functions for each selected cross-section profile and verify them. The task of interaction function consists of simplification of computation of recharge to open channels bed with full acceptation of the influence their mutual interaction with ground water. It means to reduce the computations by hydrodynamic models so that they could be used separately, without their mutual dependence, but wit full acceptation of interaction influence. Interaction formulas enable to find the discharge value* $\boldsymbol{q}$ *without repeated application of hydrodynamic models, because if they are once built up for one open channel, they substitute the groundwater hydrodynamic model at flow simulation in this channel and reversal. The calculations were made for symmetrical cross-section profiles with various geometrical and hydraulic parameters and for several profiles of channel network at Žitný ostrov.*

Key words: specific discharge, groundwater input and output, interaction between surface and groundwater, hydrodynamic model, interaction formula

---

Úvod

Prúdenie povrchových a podzemných vôd bolo až donedávna sledované oddelene. No ukázalo sa, že podzemné a povrchové vody sa výraznou mierou navzájom ovplyvňujú nielen v kvantite, ale aj v kvalite. Interakciu podzemnej a povrchovej vody možno chápať ako interakciu medzi povrchovým tokom a zvodneným prostredím v jeho okolí. Možno povedať, že väčšina povrchových vodných

zdrojov je v interakcii so zdrojmi podzemných vôd. Táto interakcia môže nadobúdať mnoho foriem. V niektorých prípadoch povrchové vodné zdroje získavajú vodu a obsah látok v nej zo systému podzemných vôd, a naopak, v iných prípadoch býva povrchový vodný zdroj zase zdrojom prítoku vody a látok do podzemnej vody a ovplyvňuje jej vodnosť a kvalitu (Burger, Čelková,2004). Znečistenie povrchového zdroja môže spôsobiť degradáciu kvality podzemnej vody (Velísková, 2002), a naopak, znečistenie zdroja podzemnej vody môže mať za následok znečistenie povrchového toku. V súčasnosti existuje množstvo prác o interakcii povrchových a podzemných vôd v poriečnych oblastiach, ktoré reprezentuje rozsiahle množstvo výsledkov, dosiahnutých analytickými, numerickými, terénnymi a chemickými metódami výskumu.

Teoretické východiská a metodika výpočtu

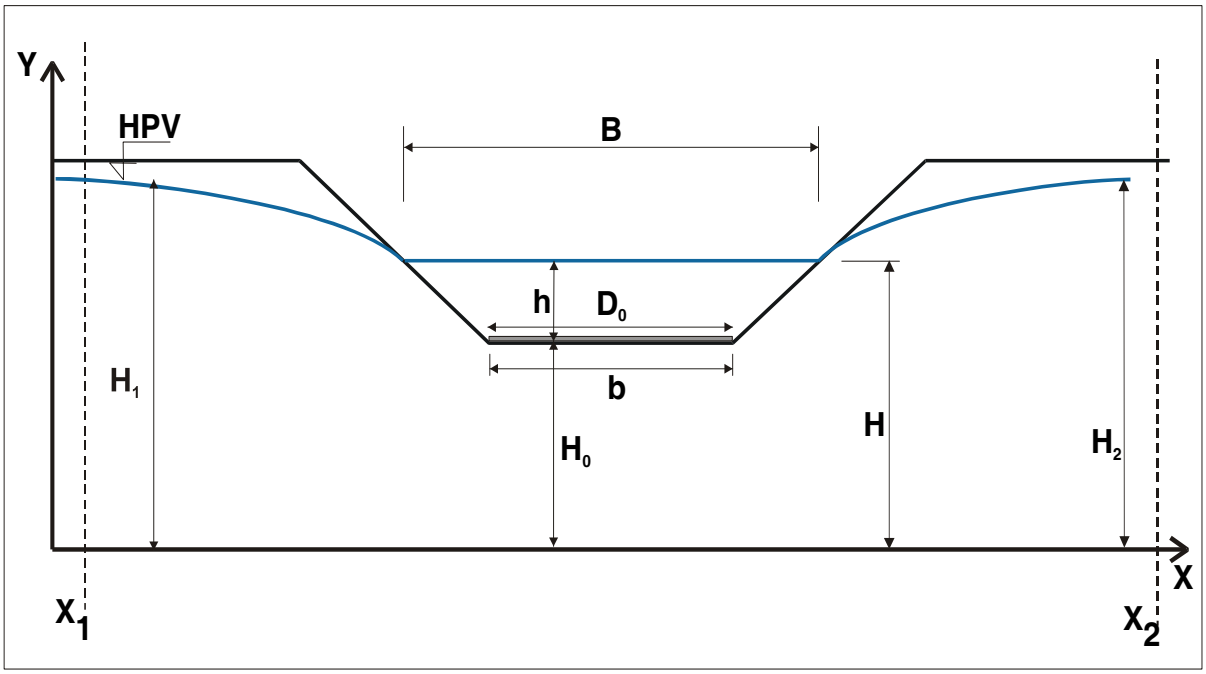
Pri modelovaní pohybu vody a látok v systéme povrchových a podzemných vôd vo vzájomnej interakcii si v prvom rade musíme uvedomiť, že ide o časovo rozdielne procesy prúdenia (rádový rozdiel medzi rýchlosťami prúdenia podzemných a povrchových vôd) a o existenciu kvalitatívne odlišných vlastností prostredia v povrchových a podzemných vodách (rádovo rozdielne koeficienty filtrácie prostredia podzemných vôd a nánosov v koryte povrchového toku). Hydrodynamické 2-D modely a 3-D modely, ktoré používame pri modelovaní prúdenia podzemných a povrchových vôd vo vzájomnej interakcii (SKOKY), sú schopné tieto časovo rozdielne procesy prúdenia povrchových a podzemných vôd tolerovať a zosúladiť pritom časovo odlišné úseky výpočtov pre povrchové a podzemné vody s dostatočnou spoľahlivosťou.
Z pohľadu akceptovania vzájomnej interakcie podzemných a povrchových vôd je dôležitá výmena množstva vody medzi povrchovým tokom a bazénom podzemnej vody, ktorá prebieha cez styčné plochy medzi nimi (cez dno a svahy koryta povrchového toku alebo nádrže). Pri procese tejto výmeny je kľúčovou hydraulickou veličinou priesak z okolitej podzemnej vody do koryta povrchového toku (alebo priesak z koryta toku do okolitej podzemnej vody). Tento je udávaný ako množstvo vody presakujúce cez plochu dna a svahy koryta $\boldsymbol{q}$ ($m^3.s^{-1}$), pripadajúce na bežný meter dĺžky koryta. V podstate je to o špecifický priesak $\boldsymbol{q}$ v $m^2.s^{-1}$, ktorý možno popísať rovnicou :

$$q_{bm} = \frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} \qquad (1)$$

Veľkosť tohto priesaku vyjadruje mieru účinku povrchového toku na okolitú podzemnú vodu a naopak. Priesak $\boldsymbol{q}$ vystupuje v modeli pre povrchovú vodu ako vstupná veličina, v modeli pre podzemnú vodu ako okrajová podmienka.
Ako východzí vzťah pre priesak podzemnej vody do koryta toku alebo priesak vody z koryta toku do okolitej podzemnej vody s ohľadom na ich vzájomnú interakciu uvádza Kosorin (2001) všeobecný vzťah:

$$q_{bm} = a_1\varphi_1 + a_2\varphi_2 + a_3\varphi_3 + \ldots. + a_i\varphi_i \qquad (m^2.s^{-1}) \qquad (1a)$$

kde $\boldsymbol{\varphi_1, \varphi_2\ldots., \varphi_i}$ sú interakčné funkcie
Každá jedna z nich reprezentuje pomery v jedinom priečnom profile povrchového toku . To znamená, že v tomto profile existujú veličiny konštantné, ktoré neovplyvňujú veľkosť infiltrovaného množstva $\boldsymbol{q}$ v čase a vyjadrujú len polohu daného profilu na toku, a potom veličiny premenlivé, ktoré sa v danom profile v čase menia a teda rozhodujú o veľkosti prítoku (odtoku). Konštantnými veličinami sú geologické vlastnosti prostredia v mieste profilu a geometrické parametre tohoto profilu na toku. Premenlivými veličinami sú meniace sa hĺbky vody a premenlivé hrúbky nánosov v koryte. Jedna interakčná funkcia s rovnakými parametrami $\boldsymbol{a_i}$ teda reprezentuje taký úsek koryta toku, pozdĺž ktorého sú geologické vlastnosti prostredia rovnaké a zároveň sa nemenia geometrické parametre prietočného profilu koryta. V závislosti od variability geologického prostredia a geometrických parametrov koryta si volíme počet interakčných funkciií. Čím je geológia prostredia a geometria prietočného profilu v priestore a v čase premenlivejšia, tým vyšší počet interakčných funkcií musíme zostaviť.



Obr.1 Schéma I.variantu stavu hladiny podzemnej vody ovplyvnenej interakciou s povrchovou vodou pre symetrický profil koryta s výškou hladiny h (šírka nánosu D_0 je symetrická po celej šírke dna koryta, hrúbka nánosu v koryte je d)

Fig.1 Figure of the I-st variant of groundwater level condition effected by mutual interaction between surface and groundwater for symetrical profile with water depth h (width of silt D_0 is symetrical across whole bottom width, silt thickness is d)

Interakčné funkcie by mali teda obsahovať zahrnutie vplyvu premenlivých veličín na veľkosť prítoku (odtoku), to znamená, že budú závisieť od hladiny vody v koryte a zároveň od hladiny podzemnej vody v jeho okolí - pozri obr.1. Túto závislosť vyjadrujú nasledovné vzťahy (2) – Dulovičová (2003):

$$\varphi_1 = H_1^{\,2} - H^2 , \qquad \varphi_2 = H_2^{\,2} - H^2 ,$$

$$\varphi_3 = H_1^{\,1/2} - H^{\,1/2} , \qquad \varphi_4 = H_2^{\,1/2} - H^{\,1/2} ,$$

$$\varphi_5 = H_1 - H , \qquad \varphi_6 = H_2 - H$$

$$\varphi_7 = H_1^{\,3/2} - H^{\,3/2} , \qquad \varphi_8 = H_2^{\,3/2} - H^{\,3/2} ,$$

…

$$\varphi_i = f\,(h, H_0, H_1, H_2) \quad (2)$$

kde H_1 je hladina podzemnej vody vo vstupnom profile (X_1) v (m), H_2 je hladina podzemnej vody vo výstupnom profile (X_2) v (m), pričom tieto profily sú v symetrickej vzdialenosti od stredu koryta toku,

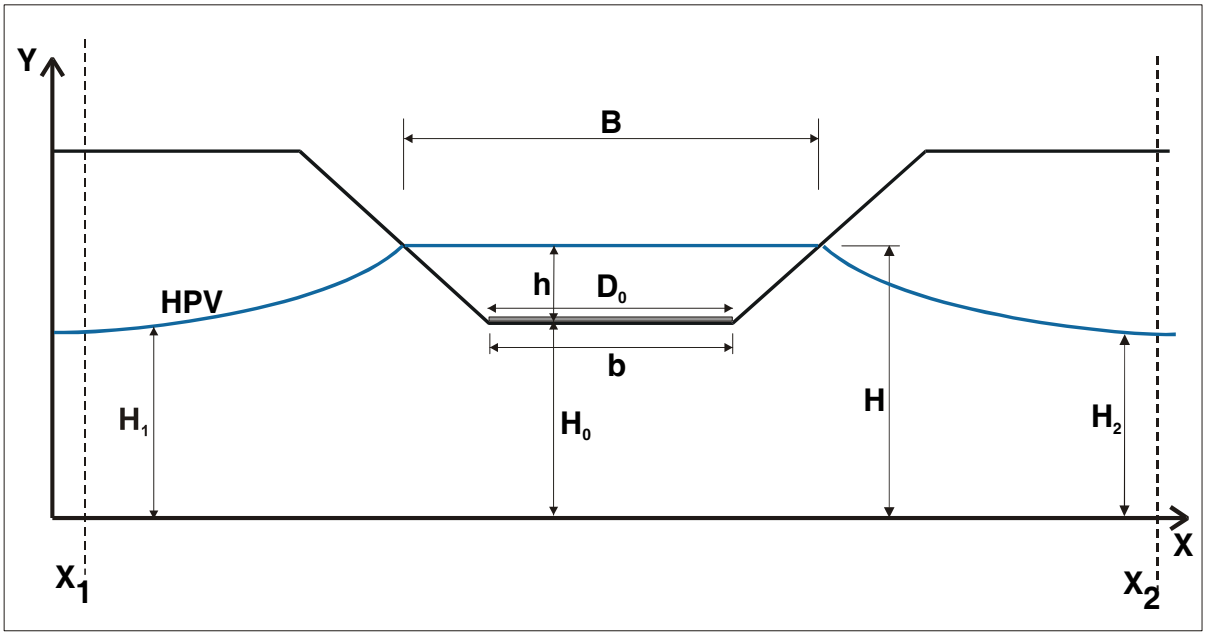
$H = H_0 + h$ je súčet hrúbky vodonosnej vrstvy od dna koryta po nepriepustné podložie a hĺbky vody v koryte,

$\boldsymbol{a_1, a_2, \ldots, a_i}$ – hľadané parametre interakčných funkcií daného profilu, ktorých počet volíme v závislosti od počtu interakčných funkcií, s ohľadom na požadovanú presnosť simulácie interakcie. Zohľadnenie geológie prostredia v mieste profilu na toku a geometrie tohoto profilu vyjadruje nasledovná závislosť:

$$a_i = f_i\,(H_0, b, k, k_n) \qquad i=1,2,3\ldots \qquad (3)$$

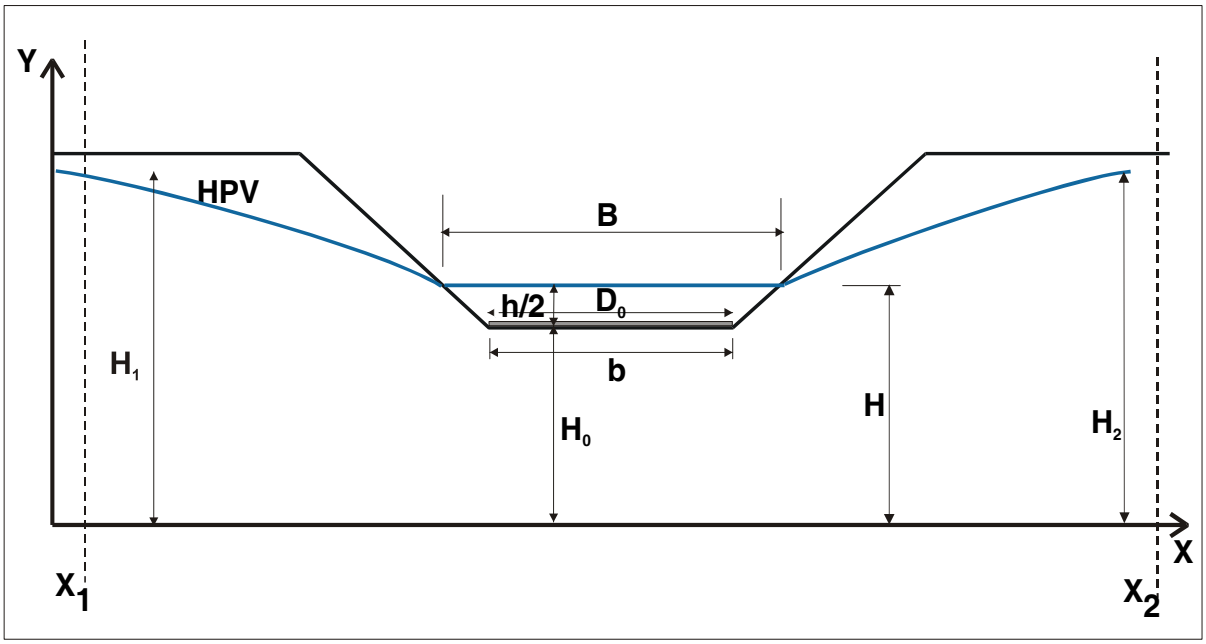
kde $\boldsymbol{k}$ je koeficient filtrácie zvodneného prostredia a $\boldsymbol{k_n}$ je koeficient filtrácie dnového nánosu koryta v jednom úseku jedného profilu.

Pre výpočet parametrov a_i je potrebné zvoliť si niekoľko variantov hĺbok povrchovej a podzemnej vody v danom profile (hraničných podmienok)– pozri obr.1, obr.2, obr.3, obr.4.



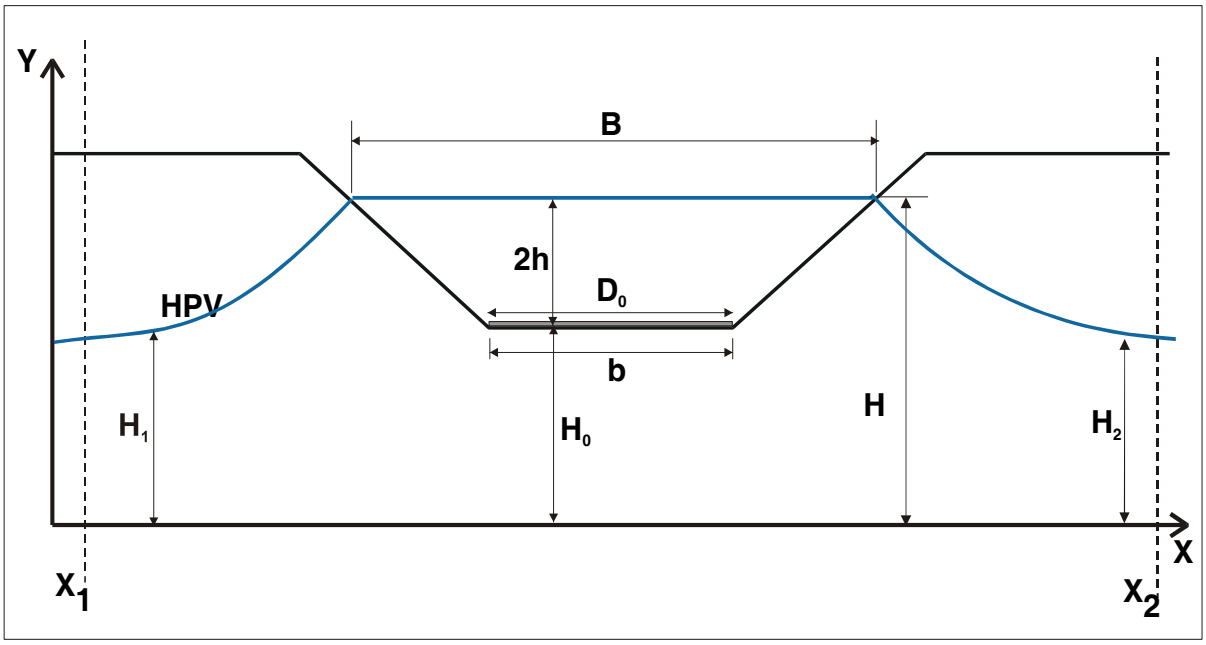
Obr. 2 Schéma II. variantu stavu hladiny podzemnej vody ovplyvnenej interakciou s hladinou povrchovej vody v symetrickom profile koryta s hladinou h

Fig. 2 Figure of the II-nd variant of groundwater level condition effected by mutual interaction between surface and groundwater for symetrical profile with water depth h



Obr.3 Schéma III. variantu stavu hladiny podzemnej vody ovplyvnenej interakciou s povrchovou vodou pre symetrický profil koryta s výškou hladiny h/2

Fig.3 Figure of the III-th variant of groundwater level condition effected by mutual interaction between surface and groundwater for symetrical profile with water depth h/2



Obr.4 Schéma IV. variantu stavu hladiny podzemnej vody ovplyvnenej interakciou s hladinou povrchovej v symetrickom profile koryta s výškou hladiny 2h

Fig.4 Figure of the IV-th variant of groundwater level condition effected by mutual interaction between surface and groundwater for symetrical profile with water depth 2h

Vybrané varianty dosadíme do rovnice (1a) a dostaneme taký počet nezávislých lineárnych rovníc, koľko variantov polohy hladín sme zvolili. Na pravú stranu týchto rovníc za prietok dosadíme vždy hodnotu q_{bmi}, vypočítanú pomocou hydrodynamického modelu SKOKY pre dané hraničné podmienky (polohy hladín). Úlohou je teda zistiť zo systému lineárnych rovníc neznáme parametre a_i. Keď ich riešením systému zvoleného počtu lineárnych rovníc získame, tým sme vlastne zostavili požadovanú interakčnú funkciu pre daný profil. Overenie platnosti získanej interakčnej funkcie môžeme urobiť tak, že si zvolíme tzv. "overovací" variant polohy hladiny podzemnej vody (novú hraničnú podmienku), pre ktorý vypočítame modelom SKOKY hodnotu q_{iov}. Túto potom porovnávame s hodnotou prietoku, vypočítanou pomocou našej získanej interakčnej funkcie. Ak je rozdiel týchto dvoch hodnôt zanedbateľný (do 10%), môžeme považovať zvolený počet variantov polôh hladín za postačujúci. Ak nie (viac ako 20 %), je potrebné pridať ďalšie varianty polohy hladín povrchovej a podzemnej vody, tým zvýšiť aj počet interakčných funkcií a ich ďalšie závislosti (vo vzťahoch (2)). Forma týchto závislostí nie je rozhodujúca, na presnosť výpočtu vplýva len ich počet - Dulovičová (2003).

Interakčné funkcie pre symetrické profily

Pre symetrické profily, t.j. pre profily so symetricky rozdeleným prítokom (odtokom) do podzemnej vody, symetrickými geometrickými parametrami profilu a symetricky rozdelenou geológiou prostredia v jeho okolí sa nám vzťahy (2) zredukujú na polovičný počet, čo je spôsobené symetriou $H_1 = H_2$. Potom sa vzťahy (1) a (2) transformujú na nasledovné:

$$q_{bm} = a_1\varphi_1 + a_2\varphi_2 + a_3\varphi_3 + a_4\varphi_4 \quad (m^2.s^{-1}) \qquad (4)$$

kde $\varphi_1 = H_1^2 - H^2$, $\varphi_2 = H_1^{1/2} - H^{1/2}$, $\varphi_3 = H_1 - H$, $\varphi_4 = H_1^{3/2} - H^{3/2}$ (5)

Za prietok q_{bm} na ľavej strane rovnice (4) dosádzame len polovičnú hodnotu z hodnoty prietoku, získaného výpočtom pomocou modelu SKOKY, nakoľko uvažujeme so symetrickým rozdelením

prítoku (odtoku) na obidve strany koryta. Geometrické, hydraulické a geologické pomery na oboch stranách symetrického koryta považujeme za rovnaké.
V rámci tohto príspevku boli použité štyri varianty vzájomnej polohy hladín podzemnej vody a hladiny v koryte povrchového toku, schematicky zobrazené na obr.1,2,3,4. Ako prvý je uvažovaný variant symetrického obojstranného prítoku podzemnej vody do symetrického profilu koryta. Druhý uvažovaný variant je symetrický obojstranný odtok zo symetrického profilu koryta toku do okolitej podzemnej vody. Pre obidva tieto varianty pritom platí, že hladina podzemnej vody vo vstupnom profile X_1 (H_1) je zhodná s hladinou podzemnej vody vo výstupnom profile X_2 (H_2), t.j. $H_1 = H_2$ a zároveň hĺbka vody v koryte je h. Ako tretí variant bol uvažovaný obojstranný symetrický prítok podzemnej vody do toku so zhodnými hĺbkami podzemnej vody $H_1 = H_2$ a s hĺbkou v koryte $h/2$. Ako štvrtý variant bol uvažovaný symetrický obojstranný odtok z koryta toku s hladinou v koryte $2h$ a zhodnými hĺbkami podzemnej vody $H_1 = H_2$.
Hodnota prietoku s akceptovaním vplyvu vzájomnej interakcie podzemnej a povrchovej vody je pre variant obojstranného prítoku do toku s výškou hladiny v koryte h:

I.variant: $q_I = +q_1 + q_2$ $(m^2.s^{-1})$

Hodnota prietoku pre variant obojstranného odtoku z koryta s výškou hladiny h je:

II.variant: $q_{II} = - q_1 - q_2$ $(m^2.s^{-1})$

Hodnota prietoku pre variant obojstranného prítoku podzemnej vody do koryta s hladinou $h/2$ je:

III.variant: $q_{III} = +q_1 + q_2$ $(m^2.s^{-1})$

Hodnota prietoku pre variant obojstranného odtoku z koryta s výškou hladiny $2h$ je:

IV.variant: $q_{IV} = - q_1 - q_2$ $(m^2.s^{-1})$

kde $\boldsymbol{q}$ je výsledný odtok (prítok) z (do) koryta, $\boldsymbol{q_1}$ je prietok cez vstupný profil X_1 a $\boldsymbol{q_2}$ je prietok cez výstupný profil X_2.

Tab.1 Prítok (odtok) do (z) symetrického koryta toku s hľbkou h = 10,0 m pre I.- IV.variant hladiny podzemnej vody v jeho okolí

Tab.1 Inlet (outlet) to (from) symetrical profile with depth h = 10,0 m for I.- IV.variant of groundwater level in its surroundings

	I.variant	**II.variant**	**III.variant**	**IV.variant**
Prietok cez profil X_1 $\|q_1\|$ $[m^2.s^{-1}]$	0,113593	0,149351	0,142372	0,246221
Prietok cez profil X_2 $\|q_2\|$ $[m^2.s^{-1}]$	0,113300	0,148890	0,142062	0,244467
Výsled.prítok (odtok)do(z) koryta toku q_i $[m^2.s^{-1}]$	0,226893	-0,298242	0,284434	-0,490688
Symetria $q_i/2$ $[m^2.s^{-1}]$	0,113447	-0,149121	0,142217	-0,245344

Číselné hodnoty prietokov vo vstupnom profile X_1 a výstupnom profile X_2 počítame pomocou modelu SKOKY, ktorý zo svojich výstupných súborov poskytuje okrem iného aj hodnoty horizontálnych zložiek rýchlostí v jednotlivých vrstvách od nepriepustného podložia po úroveň hladiny podzemnej vody v sledovanom profile. Prietoky cez profily X_1 a X_2 pre zvolené priečne prierezy koryta toku s konštantnými geometrickými a hydraulickými parametrami sú na základe rovnice kontinuity spočítané pre varianty I. – IV. v tab.1 a tab.2 pomocou algoritmu, uvedeného v Dulovičová (2002).

Tab.2. Prítok (odtok) do (z) symetrického koryta kanála SVII v profile č.1- km 3,0 s hľbkou h = 2,0 m pre I.-IV. variant hladiny podzemnej vody v jeho okolí

Tab.2. Inlet (outlet) to (from) symetrical profile at Channel SVII in km 3,0 with depth h = 2,0 m for I.-IV.variant of groundwater level in its surroundings

	I.variant	**II.variant**	**III.variant**	**IV.variant**
Prietok cez profil X_1 $\|q_1\|$ $[m^2.s^{-1}]$	0,006627	0,002426	0,006894	0,008916
Prietok cez profil X_2 $\|q_2\|$ $[m^2.s^{-1}]$	0,006634	0,002306	0,006822	0,008563
Výsled.prítok (odtok)do(z) koryta toku q_i $[m^2.s^{-1}]$	0,012972	-0,004732	0,013715	-0,017478
Symetria $q_i/2$ $[m^2.s^{-1}]$	0,006486	-0,002366	0,006858	-0,008739

Pre rôzne hľbky vody v koryte toku sú uvedené aj hodnoty tzv."overovacích" prietokov, t.j. prietokov pri nových hraničných podmienkach - tab.3 a tab.4.

Tab.3 Overovací prítok (odtok) do (z) symetrického koryta kanála SVII v profile č.1- km 3,0 s hľbkou h = 2,0 m I.-IV. variant hladiny podzemnej vody v jeho okolí

Tab.3 Verificated inlet (outlet) to (from) symetrical profile at Channel SVII in km 3,0 with depth h = 2,0 m for I.- IV.variant of groundwater level in its surroundings

	I.variant	**II.variant**	**III.variant**	**IV.variant**
Prietok cez profil X_1 $\|q_1\|$ $[m^2.s^{-1}]$	0,006967	0,002172	0,007066	0,003497
Prietok cez profil X_2 $\|q_2\|$ $[m^2.s^{-1}]$	0,006530	0,002035	0,006998	0,003238
Výsled.prítok (odtok)do(z) koryta toku q_i $[m^2.s^{-1}]$	0,013497	-0,004206	0,014063	-0,006735
Symetria $q_i/2$ $[m^2.s^{-1}]$	0,006748	-0,002103	0,007031	-0,003368

Výpočet parametrov interakčných funkcií $\boldsymbol{a_i}$ bol robený maticovou metódou riešenia sústavy lineárnych rovníc, ktorá vychádza z predpokladu, že vektor riešenia sústavy ($\boldsymbol{a_i}$) je rovný súčinu inverznej matice k matici koeficientov sústavy rovníc a vektora pravých strán sústavy rovníc ($\boldsymbol{q_i}$). Je uvedený pre rôzne hľbky v koryte v tab.5 a tab.6.

Tab.4 Overovací prítok (odtok) do (z) symetrického koryta toku s hľbkou h = 10,0 m pre I.-IV. variant hladiny podzemnej vody v jeho okolí

Tab.4 Verificated inlet (outlet) to (from) symetrical profile with depth h = 10,0 m for I.- IV.variant of groundwater level in its surroundings

	I.variant	**II.variant**	**III.variant**	**IV.variant**
Prietok cez profil X_1 $\|q_1\|$ $[m^2.s^{-1}]$	0,055802	0,111080	0,121456	0,236585
Prietok cez profil X_2 $\|q_2\|$ $[m^2.s^{-1}]$	0,055586	0,110820	0,121212	0,234970
Výsled.prítok (odtok)do(z) koryta toku q_i $[m^2.s^{-1}]$	0,111388	-0,221899	0,242669	-0,471555
Symetria $q_i/2$ $[m^2.s^{-1}]$	0,055694	-0,1109495	0,1213345	-0,235777

Tab.5 Tabuľka výpočítaných parametrov interakčnej funkcie a_{1-4} pre symetrické koryto s hľbkou h = 10,0 m

Tab.5 Calculated parameters of interaction function $\boldsymbol{a_{1-4}}$ for symetrical profile with depth h = 10,0 m

Matica koeficientov sústavy rovníc				**$q_{i=1-4}/2$** $[m^2.s^{-1}]$	**$a_{i=1-4}$**
1100	0,67489	10	111,205	0,1134467	$1{,}7470.10^{-4}$
-900	-0,74651	-10	-100,571	-0,1491208	21,903553
1575	1,037763	15	162,889	0,1422172	-3,036246
-2000	-1,42141	-20	-211,776	-0,2453441	0,139236

Tab.6 Tabuľka výpočítaných parametrov interakčnej funkcie a_{1-4} pre symetrické koryto kanála SVII v profile 1 – km 3,0 s hľbkou h = 2,0 m

Tab.6 Calculated parameters of interaction function $\boldsymbol{a_{1-4}}$ for symetrical profile at Channel SVII in km 3,0 with depth h = 2,0 m

Matica koeficientov sústavy rovníc				**$q_{i=1-4}/2$** $[m^2.s^{-1}]$	**$a_{i=1-4}$**
357,2	18,89944	2	1687,826	0,006486	$-2{,}296.10^{-4}$
-349,2	18,6866	-2	1631,446	-0,002366	0,006932
175,1	18,74025	1	1645,421	0,006858	0,043469
-706,4	18,7924	-4	1659,796	-0,008739	$-7{,}671.10^{-5}$

Tab.7 prezentuje overenie platnosti interakčných funkcií už spomenutým spôsobom, to znamená zvolením novej varianty polohy hladiny podzemnej vody (novej hraničnej podmienky) a následným vypočítaním novej hodnoty prietoku $\boldsymbol{q_{iov}}$ pomocou modelu SKOKY(tzv.overovací prietok). Porovnanie prietokov, spočítaných pomocou interakčných funkcií s parametrami $\boldsymbol{a_i}$ a tzv.overovacích prietokov (v poslednom stĺpci tab.7) vypovedá o spoľahlivosti výpočtu so zvoleným počtom parametrov a tým aj o presnosti simulácie.

Tab. 7 Overovanie platnosti interakčných funkcií pre symetrické profily s hĺbkou h = 2 m; 10 m

Tab. 7 Verification of interaction functions validity for symetrical profiles with depth h = 2 m; 10 m

I.variant

h [m]	H_0 [m]	$H = H_0 + h$ [m]	$H_1 = H_2 = H_0 + 2 . h$ [m]
2	86,3	88,3	90,3
10	40	50	60
$\varphi_1=H_2^2-H^2$ [m]	$\varphi_2=H_2^{1/2}+H^{1/2}$ [m]	$\varphi_3=H_2-H$ [m]	$\varphi_4=H_2^{3/2}+H^{3/2}$ [m]
357,2	18,89944	2	1687,826
1100	0,674899	10	111,20461
a_1	a_2	a_3	a_4
$1,2958.10^{-4}$	0,006932	0,043468	$-7,6706. 10^{-5}$
$1,7470.10^{-4}$	21,903553	-3,036246	0,139236

$q_{I.} = a_1.\varphi_1+a_2.\varphi_2+a_3.\varphi_3+a_4.\varphi_4$ $[m^2.s^{-1}]$	$q_{I..over.}$ zo SKOKY $[m^2.s^{-1}]$	ROZDIEL
0,00649	0,00675	0,00026
0,096114	0,055694	0,04042

II.variant

h [m]	H_0 [m]	$H = H_0 + h$ [m]	$H_1 = H_2 = H_0$ [m]
2	86,3	88,3	86,3
10	40	50	40
$\varphi_1=H_2^2-H^2$ [m]	$\varphi_2=H_2^{1/2}+H^{1/2}$ [m]	$\varphi_3=H_2-H$ [m]	$\varphi_4=H_2^{3/2}+H^{3/2}$ [m]
-349,2	18,68659	-2	1631,4461
-900	-0,74651	-10	-100,5712
a_1	a_2	a_3	a_4
$1,2958.10^{-4}$	0,006932	0,043468	$-7,6706. 10^{-5}$
$1,7470.10^{-4}$	21,903553	-3,036246	0,139236

$q_{II.} = a_1.\varphi_1+a_2.\varphi_2+a_3.\varphi_3+a_4.\varphi_4$ $[m^2.s^{-1}]$	$q_{II..over.}$ zo SKOKY $[m^2.s^{-1}]$	ROZDIEL
-0,00237	-0,00210	0,00026
-0,14920	-0,11095	0,03825

III.variant

h [m]	H_0 [m]	$H = H_0 + h /2$ [m]	$H_1 = H_2 = H_0 + 2.h$ [m]
2	86,3	87,3	88,3
10	40	45	60
$\varphi_1=H_2^2-H^2$ [m]	$\varphi_2=H_2^{1/2}+H^{1/2}$ [m]	$\varphi_3=H_2-H$ [m]	$\varphi_4=H_2^{3/2}+H^{3/2}$ [m]
175,6	18,74025	1	1645,421
1575	1,03776	15	162,88882
a_1	a_2	a_3	a_4
$1,2958.10^{-4}$	0,006932	0,043468	$-7,6706. 10^{-5}$
$1,7470.10^{-4}$	21,903553	-3,036246	0,139236

$q_{III.} = a_1.\varphi_1+a_2.\varphi_2+a_3.\varphi_3+a_4.\varphi_4$ $[m^2.s^{-1}]$	$q_{III..over.}$ zo SKOKY $[m^2.s^{-1}]$	ROZDIEL
0,00686	0,00703	0,00017
0,142192	0,121334	0,02086

IV.variant

h [m]	H_0 [m]	$H = H_0 + 2.\ h$ [m]	$H_1 = H_2 = H_0$ [m]
2	86,3	90,3	86,3
10	40	60	40
$\varphi_1=H_2^2-H^2$ [m]	$\varphi_2=H_2^{1/2}+H^{1/2}$ [m]	$\varphi_3=H_2-H$ [m]	$\varphi_4=H_2^{3/2}+H^{3/2}$ [m]
-706,4	18,79241	-4	1659,7956
-2000	-1,42141	-20	-211,77579
a_1	a_2	a_3	a_4
$1,2958.10^{-4}$	0,006932	0,043468	$-7,6706.\ 10^{-5}$
$1,7470.10^{-4}$	21,903553	-3,036246	0,139236

$q_{IV.} = a_1.\varphi_1+a_2.\varphi_2+a_3.\varphi_3+a_4.\varphi_4$ $[m^2.s^{-1}]$	$q_{IV..over.}$ zo SKOKY $[m^2.s^{-1}]$	ROZDIEL
-0,00874	-0,00337	0,00537
-0,245315	-0,235778	0,00954

Záver

V rámci tohto príspevku boli robené výpočty pre vybrané vzorové profily koryta toku s rôznymi geometrickými a hydraulickými parametrami a tiež pre vybrané profily kanála SVII, ktorý je jedným z troch hlavných kanálov kanálovej siete Žitného ostrova. Z rozdielu prietokov, počítaných interakčnými funkciami a prietokov pre zmenené hraničné podmienky hladiny podzemnej vody, počítaných modelom SKOKY v tab.7 je vidieť, že zvolený počet parametrov pre symetrické profily v prípade vybraných profilov na kanáli SVII poskytuje lepšie výsledky spoľahlivosti ako u vzorových profilov. Pre tieto profily bude teda potrebné ďalej zvyšovať počet parametrov, to znamená pridávať ďalšie varianty polohy hladiny podzemnej vody a následne ďalšie interakčné funkcie, nakoľko aktuálny počet parametrov nie je postačujúci na to, aby mohol byť výpočet pomocou interakčných funkcií považovať za spoľahlivo platný pre daný prierez koryta toku a variabilné vstupné dáta. V ďalšej etape overovania platnosti interakčných funkcií pripravujeme porovnanie počítaných prietokov pomocou modelu SKOKY a pomocou interakčných funkcií s reálnymi prietokmi na ďalších kanáloch kanálovej siete Žitného ostrova.

Poďakovanie

Štúdia vznikla v rámci riešenia projektu APVT č.51-044802 a grantového projektu VEGA č.2/5054/25. Autorka týmto ďakuje za finančnú podporu z týchto projektov.

Literatúra:

Burger, F, Čelková, A. (2004): Určenie napájania a drénovania zvodneného aluviálneho systému v suchom období pre modelovanie prúdenia podzemnej vody. In: Acta Hydrologica Slovaca, roč.5, č.2, ÚH SAV, Bratislava, s.358-365

Burger, F, Čelková, A. (2004): Simulácia procesov napájania zvodneného systému v podmienkach sucha. In: Acta Hydrologica Slovaca, roč.5, č.2, ÚH SAV, Bratislava, s. 348-357

Dulovičová, R. (2003): Interakčné funkcie ako nástroj vyjadrenia vzájomnej interakcie povrch.a podzem.vôd, Acta Hydrolog. Slovaca, roč.4, č.1, ÚH SAV, 107-115

Dulovičová, R. (2002): Overovanie vzťahu pre výpočet výmenných tokov pri vzájomnej interakcii podz. a povrch.vôd pre symetrické profily, Acta Hydrolog. Slovaca, roč.3, č.1, ÚH SAV, 2002, 69-75

Kosorin, K. (2001): K metodickým a aplikačným problémom modelovania pohybu povrchových a podzemných vôd vo vzájomnej interakcii, Acta Hydrologica Slovaca , roč.2, č.2, ÚH SAV, 308-312

Kosorin, K. (2002): Prenosové javy v singularitách pórovitého prostredia, Acta Hydrologica Slovaca, roč.3, č.2, ÚH SAV, 224-231

Kosorin, K. – Dulovičová, R. (2000): K metodickým problémom viacrozmernej počítačovej simulácie pohybu povrch.a podzem.vôd, Acta Hydrolog.Slovaca, roč.1, č.1, ÚH SAV, 217-221

Projekt APVT č. APVT-51-044802 (2003): Vplyv sucha na vodný režim a biodiverzitu nížinných oblastí Slovenska a návrh opatrení, Čiastková úloha.č.2 - Zhodnotenie možností a návrh regulácie hladinového režimu podzem.vôd prostredníctvom kanálovej a riečnej siete, Agentúra na podporu vedy a techniky

Velísková, Y. (2002): Charakteristiky priečneho zmiešavania v povrchových tokoch. Časť II. Vplyv geometrických parametrov koryta, strednej rýchlosti prúdenia a trecej rýchlosti, Acta Hydrolog. Slovaca roč.3, č.1, ÚH SAV, 76-80

Renáta Dulovičová

Renáta Dulovičová, Ústav hydrológie SAV, Račianska 75, 831 02 Bratislava, dulovicova@uh.savba.sk

POROVNÁNÍ DVOU PŘÍSTUPŮ K MODELOVANÍ PROUDĚNÍ VODY V HETEROGENNÍM PŮDNÍM VZORKU

Jaromír Dušek, Michal Dohnal, Tomáš Vogel, Jan Březina, Michal Sněhota, Milena Císlerová

Příspěvek porovnává dva modely preferenčního proudění vody v půdě. Oba modely jsou založeny na Richardsově makroskopickém přístupu. Tento přístup je však aplikován principiálně odlišným způsobem. První – jednorozměrný model - využívá princip duální permeability. Druhý - trojrozměrný model – pracuje s trojrozměrnou prostorovou variabilitou reálného prostředí. Vzorek heterogenní půdy z Korkusovy Huti (Šumava) byl podroben snímkování pomocí rentgenové počítačové tomografie (CT) s rozlišením 0.4 mm v horizontální rovině a s 1 mm krokem ve vertikálním směru. Rozložení scaling faktorů pro hydraulickou vodivost v celém neporušeném půdním vzorku, které se získalo z CT měření, bylo následně použito pro transientní simulace proudění vody. Informace z CT se pro 1D duální simulaci vyčíslila jako průměrná hodnota scaling faktoru hydraulické vodivosti přes celý horizontální řez. Kromě toho CT data sloužila k identifikaci pórové domény duálního systému, tj. domén půdní matrice a preferenčních cest. Pro oba modelové přístupy byly předpokládány totožné počáteční a okrajové podmínky. K porovnání obou modelů se použily simulované intenzity odtoku z půdního vzorku. Z výsledků simulací plyne, že technika zahrnutí informací z CT do 1D duálního modelu nereprodukuje odtok tak přesně jako původní informace v 3D modelu. To je způsobeno hlavně průměrovací technikou použitou ke stanovení hydraulických charakteristik 1D modelu. Vhodnější technika zahrnutí CT snímkování do modelu bude předmětem dalšího zkoumání.

Klíčová slova: hydraulické vlastnosti, pórovité prostředí, model proudění, scaling, rentgenová tomografie, duální permeabilita

Our contribution aims at evaluating two numerical models capable of simulating preferential flow effects. Both models assume the validity of Richards' macroscopic approach, however, they differ conceptually. In a comparative study, we utilize 3D single-permeability and 1D dual-permeability model. Highly heterogeneous sandy loam soil from Korkusova Hut (Šumava Mountains) was subject to CT imaging with the spatial resolution of 0.4 mm in the horizontal plane and 1 mm in the vertical direction. The CT-derived distribution of scaling factors for hydraulic conductivity within undisturbed soil sample was used for simulations of transient water flow. For 1D dual-permeability model, the CT information is evaluated by averaging the scaling factors in individual horizontal slices through the sample. In addition, the CT data of the sample were used for the pore domain identification, i.e. distinguishing between the matrix and the preferential domain in the dual-permeability system. Identical initial and boundary conditions were applied for both modeling approaches. Simulated water outflow rates were used to compare the models. The simulation results suggest that the CT data inclusion into 1D dual-permeability model does not reproduce the outflow rates as accurately as the original CT information in 3D model. This is due to the averaging procedure used to establish the domain specific properties of the 1D model. More suitable techniques for the inclusion of CT data into 1D dual-permeability will be proposed in the near future.

Key words: soil hydraulic properties, porous media, flow model, scaling, x-ray tomography, dual-permeability

---

ÚVOD

Věrohodné simulace proudění vody a pohybu chemických látek v heterogenním pórovitém prostředí v půdní fyzice stále představují poměrně náročný úkol. Jedním z hlavních problémů je získání efektivních hydraulických parametrů pro simulovanou výpočetní oblast. Půdní charakteristiky se obvykle měří na neporušených vzorcích. Tento klasický přístup nemusí zahrnovat procesy, které ovlivňují proudění na prostorově nižších úrovních. Císlerová a Votrubová (2002) odhalily preferenční proudění doprovázené nestabilitou čela zvlhčení právě na nižší úrovni.

Každá půda je v zásadě heterogenní pórovitý systém; pouze z důvodu zjednodušujících předpokladů jsou přírodní půdy považovány za homogenní. Rentgenová počítačová tomografie (CT) je vhodnou neinvazivní metodou k popsání půdní struktury na úrovni blízké pórům a půdním zrnům. Spojitost půdních pórů a jejich struktura tak může být poměrně snadno rekonstruována. Navíc je v rámci CT

měření možné popsat vysoce vodivé cesty v půdním vzorku, které jsou důležité pro vznik preferenčního proudění.

CT skenování půdních vzorků je založeno na útlumu rentgenových nebo gamma paprsků. Metoda CT snímkování vytváří digitální mapu, ve které jsou uloženy hodnoty lineárního útlumového koeficientu (the linear attenuation coefficient) v daném objektu (Duliu, 1999). Získaná CT informace má velmi často vysoké prostorové rozlišení – v řádu 0.01-0.5 mm. CT skenování je také alternativní metodou k zjištění lokální hustoty (Pralle *et al.*, 2001) nebo chemického složení vzorku. V minulosti bylo CT snímkování úspěšně aplikováno k měření půdní vlhkosti (Phogat *et al.*, 1991; Pu a Zhu, 1998), objemové hmotnosti (Rogasik *et al.*, 1999; Olsen *et al.*, 1999), monitorování interakcí systému rostlina-půda (Aylmore, 1993; Pierret *et al.*, 2003) nebo k odhadu pórovitosti vzorku (Phogat a Aylmore, 1989; Grevers *et al.*, 1989; Pierret *et al.*, 2002). V práci Phogat a Aylmore (1996) byla určena hydraulická vodivost pórovitého prostředí a půdních agregátů právě pomocí CT snímkování. Mikromodely (pore-network models) v kombinaci s třírozměrnou vizualizací půdní struktury sloužily k získání hydraulických charakteristik (Vogel a Roth, 2001).

Císlerová *et al.* (1993) simulovali pohyb vody v heterogenní půdě s použitím přístupu lineárního scalingu (Vogel *et al.,* 1991) a dosáhli blízké shody mezi simulovanými a měřenými intenzitami odtoku. V této studii jsme využili obdobný přístup a dále jsme ho rozšířili. Koncept scalingu je možné využít k vnesení CT informace do numerických modelů, tak že každý výpočetní uzel v simulované oblasti je popsán vlastními hydraulickými parametry. Tím je reprodukován heterogenní režim proudění v daném půdním vzorku. Dohnal *et al.* (2003; 2004) využili informaci získanou z CT snímkování k identifikaci hydraulických parametrů duálního pórovitého systému inverzním modelováním.

Jedním z možných přístupů zahrnutí preferenčního proudění je použití modelu založeném na dualitě pórovitého prostředí. Koncept duální permeability předpokládá existenci dvou vzájemně komunikujících pórových domén se zcela odlišnými hydraulickými parametry. Pohyb vody v obou doménách proudění je popsán Richardsovou rovnicí.

V příspěvku jsme se především zaměřili na porovnání dvou rozdílných modelových přístupů k simulování proudění vody v heterogenním půdním vzorku. První model je založen na řešení klasické Richardsovy rovnice v třírozměrném tvaru, kdežto druhý použitý numerický model využívá koncept duální permeability v jednorozměrném tvaru. K zavedení heterogenního režimu proudění vody bylo využito CT snímkování. Krátce diskutováno je zkreslení a redukce CT informace pro účely modelování.

MATERIÁL A METODY

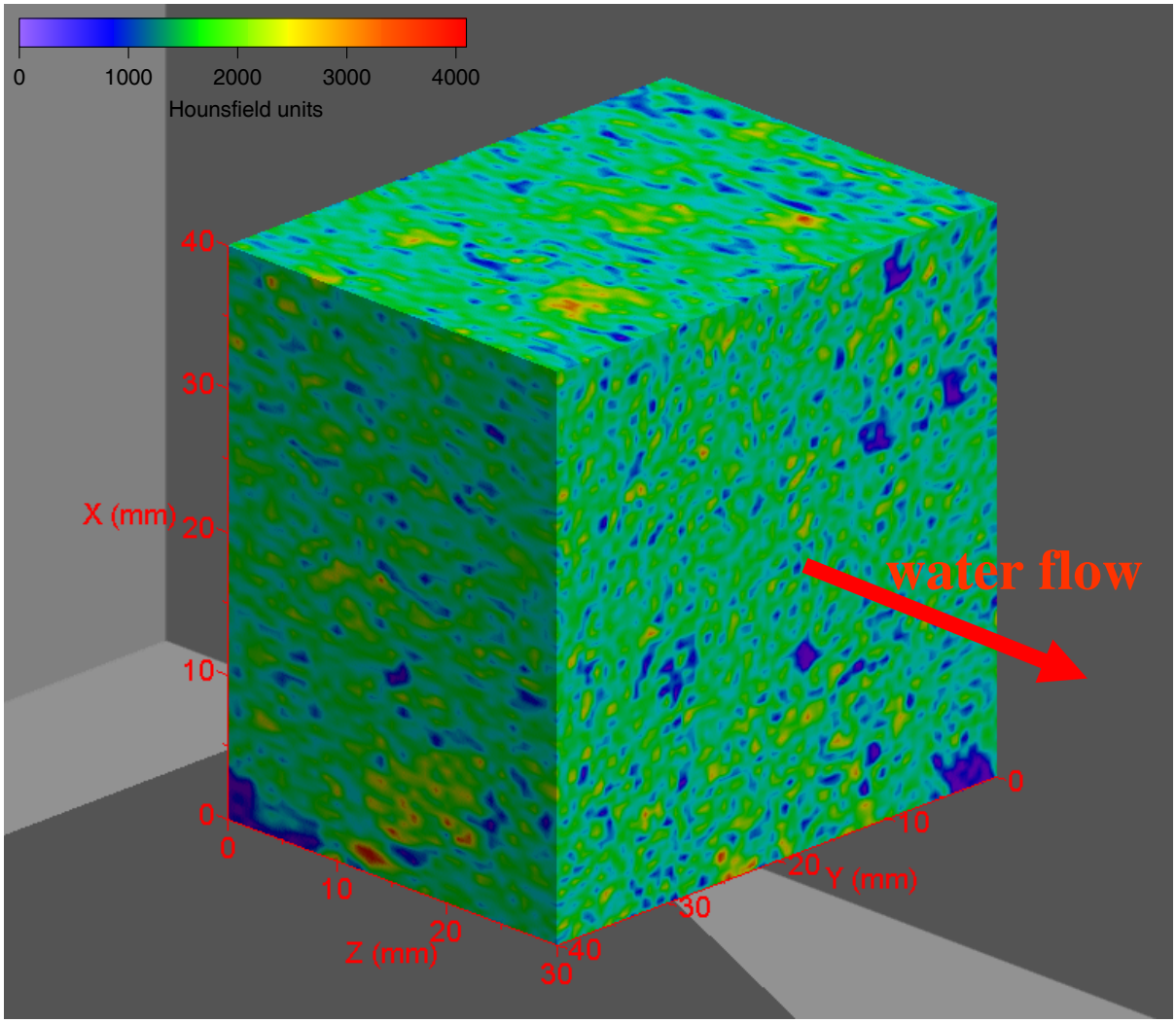
CT snímkování

Hrubé hlinito písčité půdy v oblasti Korkusovy Huti bývají klasifikovány jako Kambisoly. Půdy jsou charakteristické širokým spektrem půdních částic, velikostí pórů a dobře vyvinutou vnitřní strukturou (Votrubová *et al.*, 2003). Z druhého horizontu byl odebrán velký neporušený půdní vzorek. Válcový segment (průměr 18.9 cm a výška 25 cm) označený KHXL3 byl podroben snímkování pomocí rentgenové počítačové tomografie (Sněhota, 2003).
Studovaná půda vykazuje nestabilitu proudění a preferenční efekty. Tracerový a laboratorní infiltračně-výtokový experiment společně s nukleární magnetickou rezonancí prokázali nestabilitu čela zvlhčení (Císlerová *et al.*, 1988; 1990; 2002). Z uvedených důvodů klasická Richardsova rovnice k popisu proudění vody nepostačuje.

Snímkování půdního vzorku KHXL3 bylo provedeno lékařským skenerem Siemens SOMATON PLUS IV. Z horizontálních řezů v rovině XY byl konstruován 3D snímek. Vzdálenost horizontálních řezů byla 1 mm. Rozlišení skeneru v rovině řezu bylo 0.4 x 0.4 mm. Nejmenší měřená část – voxel –

má tedy velikost 0.4 x 0.4 x 1 mm. Vyhodnocení snímků bylo provedeno pomocí programů napsaných autory v jazyce FORTRAN a rutin v MATLABu.

CT snímkování poskytuje informaci o vnitřní struktuře pórů včetně jejich propojenosti. Výstupem měření jsou intensity (útlumy) signálu v relativních Hounsfieldových jednotkách (HU). Nejhustší oblasti vzorku mají hodnotu HU 4095, dutinám odpovídá HU rovno nule. V případě zkoumané půdy lze zjednodušeně předpokládat linearitu vztahu mezi pórovitostí a měřenými hodnotami HU, tudíž hodnotám HU = 4095 značí nulovou pórovitost a HU = 0 maximální hodnotu pórovitosti. Oblasti s vysokou pórovitostí je možné považovat za potenciální preferenční cesty.



Obr. 1 Rozdělení hodnot HU v půdním vzorku o objemu 4.004 x 4.004 x 3 cm^3. Červená barva značí nejhustší pevné částice vzorku (HU = 4095); prázdné voxely s HU = 0 jsou pak znázorněny fialovou barvou.

Fig. 1 HU values distributed within a 4.004 x 4.004 x 3 cm^3 subsample are shown. Red color represents the heaviest part of the sample (HU = 4095) while violet color are empty voxels with HU = 0.

Ze střední části původního půdního vzorku (KHXL3) jsme vybrali podoblast o velikosti 4.004 x 4.004 x 3 cm, která byla předmětem numerické studie. Rekonstruovaný 3D snímek zmiňované podoblasti je na obr. 1, šipka naznačuje směr proudění vody částí vzorku při simulacích.

Alternativní parametrizace

Abychom v modelu zohlednili heterogenitu zjištěnou CT snímkováním počítali jsme scaling faktor hydraulické vodivosti každého voxelu/výpočetního uzlu z Carman-Koženého vzorce (Bear and Verruijt, 1987; Hillel, 1998).

$$\alpha_K = \frac{voxel\ porosity^3}{1 - voxel\ porosity^2} \Big/ \frac{total\ porosity^3}{1 - total\ porosity^2} \tag{1}$$

kde celková pórovitost (-) odpovídá průměrné pórovitosti půdního vzorku.

Scaling faktor α_K poskytuje informaci o vnitřní variabilitě hydraulické vodivosti uvnitř domény proudění. Z důvodu snížení enormní výpočetní náročnosti 3D simulací s originální rezolucí CT dat byly testovány scénáře využívající techniky redukce uzlů (Dušek *et al.,* 2004; 2005). Redukční technika spočívá v obskočení CT informace příslušející sudým uzlům, čímž je dosaženo snížení počtu výpočetních uzlů. Dušek *et al.,* 2004; 2005 prokázali, že tento přístup umožňuje dosáhnout obdobných výsledků simulací jako s originálním rozlišením CT informace.

Na bázi variability pórovitosti uvnitř vzorku byly odvozeny z Carman-Koženého výrazu příslušné scaling factory. Hydraulická vodivost K jednotlivého voxelu/uzlu je potom definována

$$K = \alpha_K K^* \tag{2}$$

kde K^* je referenční hodnota hydraulické vodivosti. Hodnota scaling faktoru α_K závisí na celkové pórovitosti, tudíž jeho maximální hodnota se případ od případu mění.

U jednorozměrných simulací modelem duální permeability mohou CT data sloužit ke dvěma účelům (1) zjištění objemového podílu obou domén vzhledem k celkovému pórovému prostoru, (2) a vyhodnocení prostorové variability hydraulické vodivosti po výšce vzorku. Práhová hodnota HU mezi doménami byla určena na základě citlivostní analýzy. Relevantní objemový podíl preferenční domény byl následně dopočítán z CT dat. Každému uzlu příslušné domény proudění byl přiřazen scaling faktor hydraulické vodivosti (pod zvoleným prahem HU rychlé doméně, nad ním doméně pomalé). Hodnoty α_K byly počítány jako průměry všech uzlů z odpovídající roviny snímkování.

U 3D simulací má každý výpočetní uzel v modelové oblasti vlastní scaling faktor hydraulické vodivosti. Neboli hydraulická vodivost se uzel od uzlu mění podle hodnoty scaling faktoru α_K zjištěného z rentgenové počítačové tomografie. Naproti tomu v jednorozměrném případě je pro výpočet scaling faktoru vodivosti použita CT informace zprůměrovaná do jednoho bodu v každém řezu kolmém na směr proudění.

3D model

Pomocí definovaných scaling faktorů α_K pro jednotlivé uzly jsme schopni simulovat nestabilní proudové pole. Proudění vody v proměnlivě nasyceném pórovitém prostředí se řídí Richardsovou rovnicí (Hillel, 1998)

$$C\frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \cdot (\mathbf{K}\nabla h) + \nabla \cdot (\mathbf{K}\nabla z) \tag{3}$$

kde h je tlaková výška (L), $\mathbf{K}$ je tenzor hydraulické vodivosti (LT^{-1}), C je specifická kapacita (L^{-1}), z je vertikální prostorová souřadnice orientovaná směrem nahoru (L), a t značí čas (T).

Výpočetní oblast byla diskretizována metodou konečných elementů (MKE). Použita byla paralelní verze 3D modelu pracující na superpočítači IBM. Paralelní numerický kód umožňuje distribuovat řešení na několik procesorů a tím podstatně redukovat potřebný výpočetní čas. Matice MKE byly řešeny metodou konjugovaných gradientů na bázi knihovny PETSc (Portable, Extensible Toolkit for

Scientific Computation). 3D simulace byly prováděny v Centru intezivních výpočtů Českého vysokého učení technického v Praze.

Validace 3D modelu byla provedena pomocí referenčního 1D modelu HYDRUS (Vogel *et al.*, 1996). Testováno bylo několik počátečních a okrajových podmínek při simulování proudění vody homogenním a zvrstveným profilem. Výsledky 1D a 3D simulací se ve všech testovaných případech výborně shodovaly.

Horní okrajová podmínka byla Dirichletova. Tlaková výška h = +1 cm má simulovat podmínky při výtopové infiltraci. Na spodním okraji řešené oblasti se uvažovala výronová plocha, voda může opouštět vzorek pouze při plném nasycení. Boční stěny půdního segmentu byly uvažovány jako nepropustná hranice. Tlakové pole bylo na začátku experimentu v celé oblasti konstantní (h = -150 cm). Počet výpočetních uzlů přesáhl 80 tisíc.

1D model duální permeability

Půdy s výskytem preferenčního proudění vyžadují adekvátní modelové přístupy. Koncept Gerkeho a van Genuchtena (1993a) rozděluje takové prostředí na dvě kontinua popsaná dvojící Richardsových rovnic

$$C_f \frac{\partial h_f}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_f \left(\frac{\partial h_f}{\partial z} + 1 \right) \right) - \frac{\Gamma_w}{w_f} \tag{4a}$$

$$C_m \frac{\partial h_m}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_m \left(\frac{\partial h_m}{\partial z} + 1 \right) \right) + \frac{\Gamma_w}{w_m} \tag{4b}$$

kde indexy m a f značí matrici (pomalou doménu) respektive pukliny (preferenční, rychlou doménu). V rovnicích 4a, 4b: h je tlaková výška (L), K je hydraulická vodivost (LT^{-1}), C specifická kapacita (L^{-1}), z je prostorová souřadnice (L), a Γ_w je přenosový člen (T^{-1}), který kontroluje výměnu vody mezi doménami proudění. w_m a w_f jsou objemové podíly matrice a preferenční domény s podmínkou $w_m + w_f = 1$.

Komunikace mezi doménami se řídí přenosovým členem prvního řádu a je uměrná rozdílu tlaků v obou doménách.

$$\Gamma_w = \alpha_w (h_f - h_m) \tag{5}$$

α_w je přenosový koeficient ($L^{-1}T^{-1}$) zavedený Gerkem a van Genuchtenem (1993b). Ray *et al.*, (2004) formulovali přenosový koeficient

$$\alpha_w = \alpha_{ws} K_{ar} \tag{6}$$

kde α_{ws} je přenosový koeficient při plném nasycení a K_{ar} odpovídá relativní nenasycené hydraulické vodivosti rozhraní mezi matricí a preferenční doménou. Hodnota K_{ar} se pohybuje mezi 0 a 1 v závislosti na stupni nasycení v okolí rozhraní.

Počáteční a okrajové podmínky byly stejné jako v případě 3D simulace výtopové infiltrace, tj. předepsaná tlaková výška na horním okraji a výronová plocha na spodním okraji půdního segmentu. Výška segmentu byla 3 cm. Diskretizace domény proudění byla pravidelná po 1 mm a odpovídala tloušťce horizontálních řezů při CT snímkování.

Hydraulické parametry

Půdní hydraulické parametry modifikovaného van Genuchtenova modelu (Vogel *et al.*, 2001) byly odvozeny z laboratorních měření. Hydraulické charakteristiky (retenční čára a nasycená hydraulická

vodivost) zjištěné klasickým způsobem jsou kompozitními parametry celého systému – půdní matrice i preferenčních cest.
Kompozitní nasycená hydraulická vodivost a vlhkost duálního systému zahrnuje v přístupu Gerkeho a van Genuchtena (1993a) příspěvky z obou domén

$$K_s = K_{sm} w_m + K_{sf} w_f \tag{7a}$$

$$\theta_s = \theta_{sm} w_m + \theta_{sf} w_f \tag{7b}$$

kde K_{sm} a K_{sf} je nasycená vodivost matrice respektive preferenční domény proudění. Stejným způsobem se vypočte kompozitní objemová vlhkost θ_s (7b) kde θ_{sm} a θ_{sf} jsou nasycené vlhkosti příslušných domén.

Objemový podíl rychlé domény w_f byl odvozen z CT měření. Odhad nasycené hydraulické vodivosti matrice byl založen na infiltračně-výtokových experimentech (Sněhota, 2003); při experimentálním běhu s nastaveným sacím tlakem h = -5 cm na horním okraji lze předpokládat, že se proudění odehrává převážně v půdní matrici (Dohnal *et al.,* 2003; 2004).

Tab. 1 Hydraulické parametry pro 1D duální a 3D model

Tab. 1 Soil hydraulic parameters for 1D dual-permeability and 3D modeling

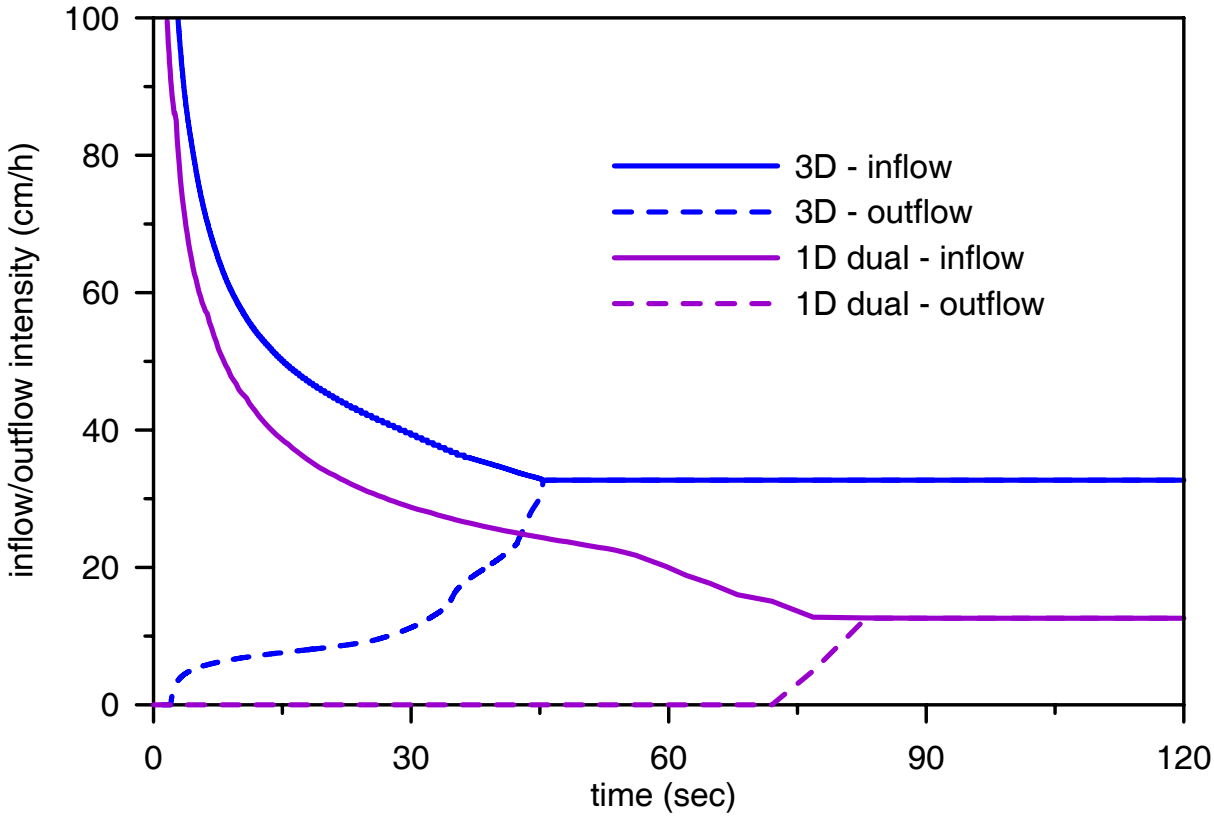
Porová doména	θ_r ($cm^3\ cm^{-3}$)	θ_s ($cm^3\ cm^{-3}$)	α (1/cm)	n (-)	K_s (cm/hod)	w_f (-)
1D matrice	0.030	0.5398	0.080	1.172	3	
1D pukliny	0.045	0.8371	0.145	2.680	75	0.09
3D	0.031	0.5666	0.080	1.172	9.5	

Hydraulické parametry použité k jednorozměrným simulacím duální permeability a 3D simulacím jsou v Tab. 1. Nasycené vlhkosti obou domén jsou v jednorozměrném případě odvozeny z CT měření. Parametry 3D modelu se od matrice duálního modelu liší pouze hodnotami nasycené vodivosti a vlhkosti. Hodnoty K_s, θ_s a θ_r ve 3D simulacích respektují kompozitní přístup dle rovnic 7. Hydraulické vlastnosti preferenční domény proudění modelu duální permeability lze uvažovat obdobné hrubě zrnitému pórovitému materiálu (Gerke a van Genuchten, 1993a; 1996; Köhne *et al.*, 2002; Gerke a Köhne, 2004).

VÝSLEDKY A DISKUZE

Velké množství výpočetních uzlů trojrozměrné simulace (vzdálenost uzlů přibližně 1 mm uvnitř domény proudění o velikosti 4×4×3 cm) klade vysoké nároky na výpočetní kapacitu a čas. Extrémní heterogenita, kdy se hodnoty α_K dvou sousedních uzlů řádově lišily, nezpůsobovala konvergenční potíže, což svědčí o mimořádné robustnosti výpočetního algoritmu.

Z tracerových experimentů Císlerová *et al.* (1988; 1990; 2002) prokázali, že se podíl puklin u zkoumané půdy pohybuje mezi 3 a 12%. V HU jednotkách toto rozmezí procentuálního podílu koresponduje s prahovými hodnotami HU= 600 až HU = 1100. Vypočtené scaling factory α_K se pro různé prahy významně neliší. Na základě citlivostní analýzy jsme v našem případě zjistili, že je preferenční doména tvořena voxely jejichž hodnota HU je menší než 1000. Tomu odpovídá podíl rychlé domény w_f = 9%.



Obr. 2 Infiltrační a výtokové intenzity simulované 3D modelem a 1D duálním modelem. Tlustá čára přísluší intenzitě na vtoku, přerušovaná pak rychlosti výtokové.

Fig. 2 Simulated infiltration and outflow rates. Bold lines denote infiltration fluxes through the upper boundary (pressure head boundary condition), dashed lines represent outflow rates from the bottom boundary (seepage face).

Porovnání dvou modelových přístupů pomocí simulovaných infiltračních a výtokových rychlostí je zobrazeno na obr. 2. Výsledky 3D simulace vykazují vyšší infiltrační a výtokové rychlosti. Počátek výtoku nastává podstatně dříve (2 sekundy po začátku simulace) než u simulace s přístupem duální permeability. Poměr ustalených infiltračních rychlostí 1D a 3D simulací je přibližně 2.5.

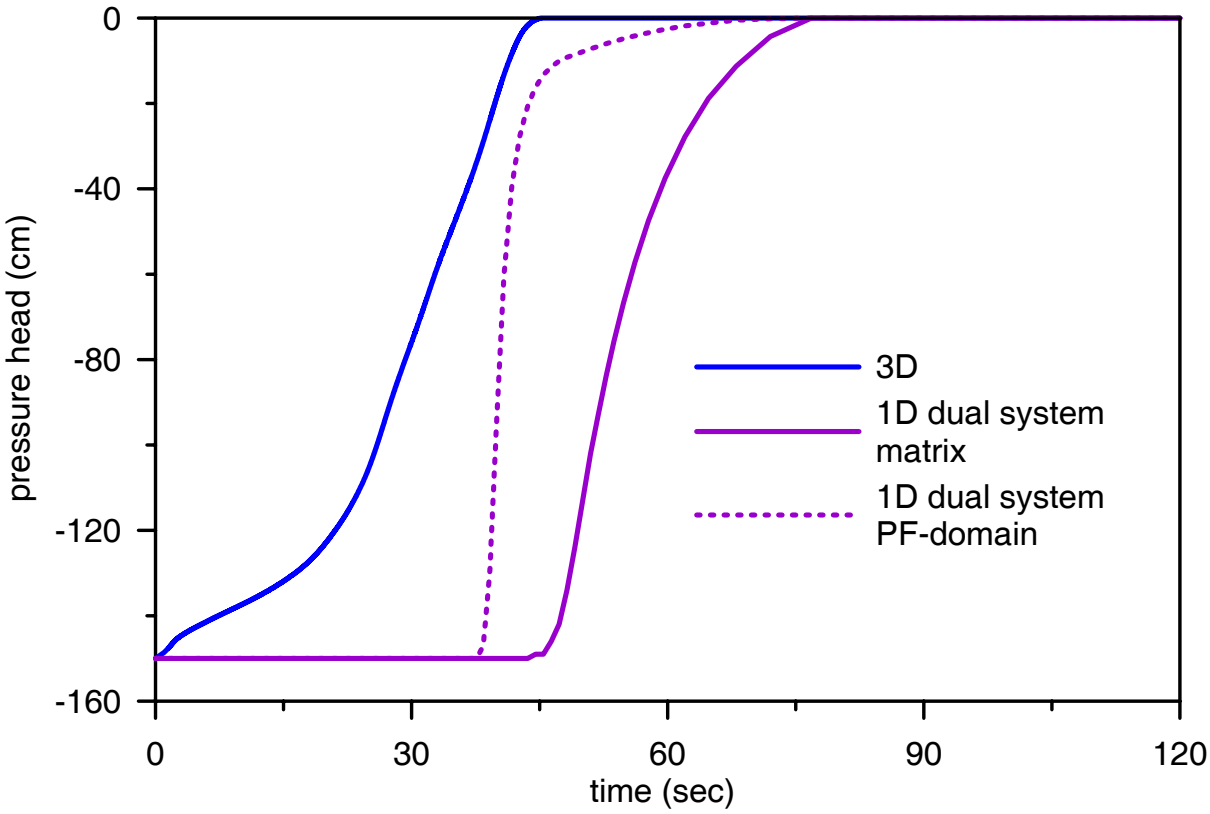
V přístupu duální permeability kontroluje přenosový koeficient α_{ws} načasování počátku výtoku. Pro zachování preferenčního charakteru proudění je vhodné nastavit α_{ws} o několik řádů menší než je hodnota nasycené hydraulické vodivosti v matrici (Gerke and Köhne, 2004). V naší 1D simulaci duální permeability jsme α_{ws} nastavili na 0.001 $cm^{-1}s^{-1}$.

V jednorozměrném případě jsou scaling faktory α_K velmi vyhlazené. V důsledku toho není proudění simulacemi věrně reprodukováno. Informace o struktuře půdy a spojitosti vodivých cest je silně ovlivněna a zjednodušena.

Na obr. 3 je vývoj tlakové výšky na spodním okraji výpočetní oblasti. V případě 3D simulace nastává výtok ze simulovaného půdního segmentu před úplným nasycením spodní vrstvy. Nasycení ($h \geq 0$ cm) je pouze lokální, k výtoku přispívá pouze několik uzlů. Střední hodnota tlakové výšky ze všech uzlů na spodním líci zůstává v tomto čase stále negativní. U 1D duálního systému lépe koresponduje s 3D výsledky simulovaná tlaková výška na spodním okraji rychlé domény. Přesto je reakce rychlé domény oproti 3D simulaci významně zpožděna.

Příčinou nepravidelného čela zvlhčení (obr. 4) je heterogenní trojrozměrné pole vodivostí. Čelo zvlhčení dosáhlo spodní líc skrze extrémně vodivé spojité cesty již 5 sekund po začátku simulace.

Laterální expanze z preferenčních cest do méně vodivého okolí dále zkracuje čas potřebný k dosažení ustálené výtokové rychlosti.



Obr. 3 Tlaková výška na spodním okraji simulované oblasti v průběhu infiltrace. Pro 3D model je vypočtena jako střední hodnota ze všech uzlů na průsakovém líci.

Fig. 3 Simulated pressure head at the bottom boundary of the flow domain during infiltration. In the case of the 3D model, the value of pressure head is averaged over the seepage face boundary nodes.

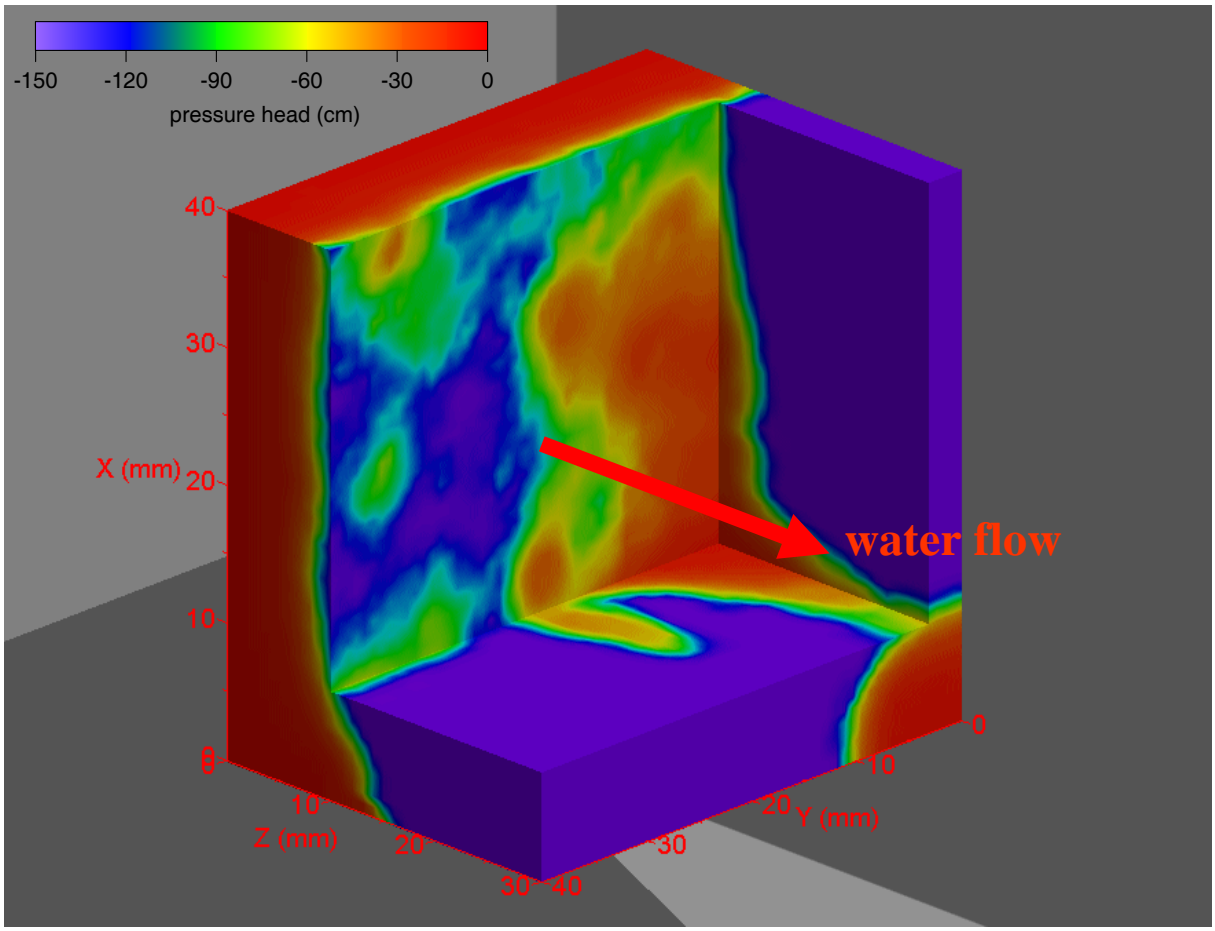
SHRNUTÍ

Nereálné předpovědi proudění vody v heterogenním pórovitém prostředí mohou mít v přirodních vědách závažné důsledky. V naší studii jsme simulovali výtopový experiment s poměrně vysokými intenzitami toku. Podobný, ne tak zřetelný, charakter proudění lze očekávat také v méně kontrastních podmínkách.

V příspěvku jsme ukázali, že Richardsova rovnice v kombinaci s přístupem scalingu je schopna predikovat pohyb vody v extrémně heterogenním půdním prostředí. Známe-li rozdělení porovitosti ve studovaném půdním vzorku, je možné simulovat preferenční proudění na makroskopické úrovni. K věrnějšímu napodobení heterogenního pórovitého systému slouží data získaná z CT snímkování.

Použití 3D přístupu je však poměrně těžkopádné a složitě aplikovatelné při komplexnějších řešeních inženýrských problémů. Jednorozměrný model duální permeability je také atraktivním prostředkem umožňujícím postižení preferenčních efektů a navíc snáze využitelným v hydrologické praxi.

V případě použití CT snímků jako zdroje variability do 1D duálního modelu jsme zjistili, že použitá průměrovací technika pro každou z výpočetních domén nereprezentuje věrně původní heterogenní systém. Budoucí vývoj bude směřovat k nalezení přesnější interpretace dat z CT snímkování pro účely 1D modelování. K ověření správnosti zvoleného přístupu se osvědčila validace proti 3D simulaci.



Obr. 4 Simulované tlakové pole ve výřezu modelované oblasti po 5 sekundách po začátku infiltrace.

Fig. 4 The cutout of the simulated pressure head field within the subsample at 5 seconds after the beginning of the simulation.

PODĚKOVÁNÍ

Autoři by rádi poděkovali Centru intenzivních výpočtů ČVUT v Praze za možnost simulovat náročné 3D výpočty na superpočítačové paralelní síti. Tento výzkum byl podpořen projektem MŽP VaV 650/05/03 a Výzkumným centrem CIDEAS (No. 1M680470001).

LITERATURA

Aylmore, L.A.G. (1993): Use of computer assisted tomography in studying water movement around plant roots, Adv. Agron., 49, 1–54.

Bear, J., a Verruijt, A. (1987): Modelling groundwater flow and pollution, D. Riedel Comp.

Císlerová, M., J. Šimůnek, a Vogel, T. (1988): Changes of steady-state infiltration rates in recurrent ponding infiltration experiments, J. Hydrol., 104, 1–16.

Císlerová, 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.

Císlerová, M., Vogel, T., Nieber, J.L. (1993): 3D numerical simulation of infiltration-outflow in heterogeneous soils, in Advances in Water Sciences I, edited by V. Novák and J. Šútor, 75–79, Stará Lesná, Slovensko.

Císlerová, 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. Monogr. Ser. ,vol. 129, edited by P.A.C. Raats, D.E. Smiles, and A. Warrick, 265–274, AGU, Washington, D. C.

Císlerová, M., a Votrubová, J. (2002): CT derived porosity distribution and flow domains, J. Hydrol., 267, 186–200.

Dohnal, M., Sněhota, M., Vogel, T., Císlerová, M. (2003): Využití informací z CT snímků ke stanovení hydraulických charakteristik heterogenní půdy inverzním modelováním, in Transport vody, chemikálií a energie v systéme pôda – rastlina – atmosféra, Bratislava. (In Czech with English abstract)

Dohnal M., Sněhota M., Vogel T., a Císlerová, M. (2004): Inverse dual-permeability simulation of a laboratory column experiment: application of CT derived heterogeneity, in EUROSOIL 2004 (Freiburg/Germany), 4.-12.9.

Duliu, O.G. (1999): Computer axial tomography in geosciences: an overview, Earth-science reviews 48, 265–281.

Dušek, J. Dohnal, M., Březina, J., Sněhota, M., Císlerová, M., Vogel, T. (2004): Effect of CT image resolution and spatial averaging on three-dimensional heterogeneous water flow, 12th International Poster Day, Transport of Water, Chemicals and Energy in the System Soil-Crop Canopy-Atmophere, Bratislava.

Dušek, J., Dohnal, M., Březina, J., Sněhota, M., Vogel, T, Císlerová, M. (2005): Using CT-determined heterogeneity for 3D modeling of soil water flow, EGU General Assembly, Geophysical Research Abstracts Volume 7.

Gerke, H.H., a van Genuchten, M.Th. (1993a): 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., a van Genuchten, M.Th. (1993b): Evaluation of a first-order water transfer term for variably saturated dual-porosity flow models, Water Resour. Res., 29, 1225–1238.

Gerke, H. H., a van Genuchten, M.Th. (1996): Macroscopic representation of structural geometry for simulating water and solute movement in dual-porosity media, Adv. in Water Resour., 19, 343–357.

Gerke, H.H. a Köhne, J.M. (2004): Dual-permeability modeling of preferential bromide leaching from a tile-drained glacial till agricultural field, J. Hydrol., 289, 239–257.

Grevers, M.C.J., DeJong, E., Arnaud, R.J. (1989): The characterization of soil macroporosity with CT scanning, Can. J. Soil Sci., 69, 629–637.

Hillel, D. (1998): Environmental Soil Physics, Academic Press.

Köhne, J.M., Köhne, S., a Gerke, H.H. (2002): Estimating the hydraulic functions of dual-permeability models from bulk soil data, Water Resour. Res., 38, 10.1029/2001 WR000492.

Olsen, P.A., Binley, A., Henry-Poulter, S., Tych, W. (1999): Characterizing solute transport in undisturbed soil cores using electrical and X-ray tomographic methods, Hydrological Processes 13, 211–221.

Pierret A., Capowiez Y., Belzunces, L., Moran, C.J. (2002): 3D reconstruction and quantification of macropores using X-ray computed tomography and image analysis, Geoderma 106, 247–271.

Pierret, A., Kirby, M., Moran, C. (2003): Simultaneous X-ray imaging of plant root growth and water uptake in thin-slab systems, Plant and soil 255, 361–373.

Phogat, V.K., Aylmore, L.A.G. (1989): Evaluation of soil structure by using computer assisted tomography, Aust. J. Soil Res. 27, 313–323.

Phogat,V.K., Aylmore, L.A.G., Schuller, R.D. (1991): Simultaneous measurement of the spatial distribution of soil water content and bulk density, Soil Sci. Soc. Am. J., 55, 908–915.

Phogat, V.K., Aylmore, L.A.G. (1996): Computation of hydraulic conductivity of porous materials using computer-assisted tomography, Aust. J. Soil Res., 34, 671–678.

Pralle, N., Bahner, M.L., Benkler, J. (2001): Computer tomographic analysis of undisturbed samples of loose sands, Can. Geotechnical J., 38, 770–781.

Pu, Y.B., Zhu, Y.L. (1998): Application of computer tomography to the nondestructive dynamical experimental research on frozen soil, Progress in Natural Science 8, 506–508.

Ray, C., Vogel., T., Dusek, J. (2004): Modeling depth-variant and domain-specific sorption and biodegradation in dual-permeability media, J. Contam. Hydrol., 70, 63–87.

Rogasik, H., Crawford, J.W., Wendroth, O., Young, I.M., Joschko, M., Ritz, K. (1999): Discrimination of soil phases by dual energy x-ray tomography, Soil Sci. Soc. Am. J., 63, 741–751.

Sněhota, M. (2003): Evaluation of infiltration-outflow experiment using MRI, PhD. thesis, Czech Technical University in Prague.

Vogel, T., Císlerová, M., a Hopmans, J.W. (1991): Porous media with linearly variable hydraulic properties, Water Resour. Res., 27, 2735–2741.

Vogel, T., Huang, K., Zhang, R., 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., van Genuchten, M.Th., a Císlerová, M. (2001): Effect of the shape of soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions, Adv. in Water Resour., 24, 133–144.

Vogel, H.-J., Roth, K. (2001): Quantitative morphology and network representation of soil pore structure, Adv. in Water Resour, 24, 233–242.

Votrubová, J., Císlerová, 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, 10.1029/2003 WR002222.

Autoři

Jaromír Dušek, ČVUT, Fakulta Stavební, Katedra hydrauliky a hydrologie, Thákurova 7, 166 29 Praha, Česká republika, dusek@mat.fsv.cvut.cz

Michal Dohnal, ČVUT, Fakulta Stavební, Katedra hydrauliky a hydrologie, Thákurova 7, 166 29 Praha, Česká republika

Tomáš Vogel, ČVUT, Fakulta Stavební, Katedra hydrauliky a hydrologie, Thákurova 7, 166 29 Praha, Česká republika

Jan Březina, Matematický institut AVČR, Žitná 25, 115 67 Praha, České republika

Michal Sněhota, ČVUT, Fakulta Stavební, Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství, Thákurova 7, 166 29 Praha, Česká republika

Milena Císlerová, ČVUT, Fakulta Stavební, Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství, Thákurova 7, 166 29 Praha, Česká republika

HYDROGRAFICKÁ ANALÝZA POVODÍ S VYUŽITÍM GIS

Jan Kopp

Hydrografická analýza povodí tvoří důležitou součást analytického hodnocení povodí. Součástí hydrografické analýzy jsou analýzy geometrických, morfometrických a topologických vlastností povodí a hydrografické sítě. V příspěvku je uveden přehled možností využití nástrojů GIS při hydrografické analýze. Použití konkrétních metod je ukázáno na příkladu analýzy povodí Lučního potoka.

Klíčová slova: hydrografická analýza, GIS, analýza povodí

Hydrographic analysis of drainage basin with GIS application. *The hydrographic analysis is important part of the drainage basins analytical evaluations. The hydrographic analysis consists of geometry, morphometry and topology of the drainage area and river network. In the article are describe some methods of hydrographic analysis with GIS application. The use of concrete methods was made by the example of the drainage area analysis of the Luční potok stream.*

Key words: hydrographic analysis, GIS, drainage area analysis

---

VÝZNAM HYDROGRAFICKÉ ANALÝZY POVODÍ

Hydrografická analýza povodí zahrnuje soubor metod vymezujících geometrické, morfometrické a topologické vlastnosti povodí a říční sítě (Wilhelm 1993, Knighton 1998). Při hydrografické analýze jsou matematickými metodami hodnoceny topografické charakteristiky (1) povodí jako základní územní hydrologické jednotky a (2) hydrografické sítě jako souboru funkčně propojených odtokových linií.

Hydrografické ukazatele patří k základním fyzickogeografickým charakteristikám povodí. V hydrologické praxi mají hydrografické charakteristiky důležité postavení, protože se používají jako proměnné regresních vztahů pro nepřímé odvození charakteristik odtokového procesu (např. Kašpárek, Jedličková, Halenková 1980, Kopp 2003), jako fyzickogeografické parametry pro hydrologickou regionalizaci (např. Grešková 1998, Solín 1998, Solín aj. 2000) nebo jako vstupní parametry hydrologického modelování (např. Trizna a Kyzek 2002, Kolejka aj. 2003). Antropogenní přeměna povodí může být hodnocena prostřednictvím hydrografických změn (např. Langhammer a Vajskreb 2004). Hydrografická analýza má ovšem využití i mimo hydrologii, zejména ve fluviální geomorfologii, při výzkumu vodní eroze nebo jako součást morfostrukturní analýzy území (např. Crave a Davy 1997, Jedlička a Mentlík 2002, Voženílek a Demek 2000, Bíl 2003, Housarová a Mentlík 2004). Existuje celá řada hydrografických charakteristik vyjádřených různě definovanými způsoby (tab. 1).

Z hydrografických charakteristik mají nejtěsnější vazbu k odtoku parametry vyjadřující sklonitostní poměry povodí a vodního toku. Vztah mezi 100-letým specifickým odtokem (q_{100}) a fyzickogeografickými podmínkami povodí na území ČR podrobně analyzovali Kašpárek, Jedličková, Halenková (1980). Hodnotili 82 povodí v Čechách s plochou povodí do 500 km^2 ve vztahu k těmto charakteristikám: plocha povodí, nadmořská výška závěrového profilu, absolutní spád, délka toku, náhradní sklon povodí, koeficient tvaru povodí, lesnatost, průměrná roční srážka, průměrný specifický odtok. Výsledky ukázaly, že významný je vztah mezi q_{100} a náhradním sklonem povodí a dále specifickým odtokem. Náhradní sklon povodí (J) je definován: $J = H \cdot \sqrt{P} \cdot 100$ (%), kde H je absolutní spád mezi závěrovým profilem a výškou počátku údolnice a P je plocha povodí. Největší váhu sklonu povodí přisuzují také výsledky dalších výzkumů (Kříž 2000, Grešková 2001).Vzhledem k významnosti tohoto faktoru je ovšem vhodné zaměřit pozornost na výstižnější vyjádření morfometrie povodí pomocí přesnějších ukazatelů jako je střední sklon povodí nebo hypsografický integrál (Bíl 2003).

Tab. 1 Přehled hydrografických charakteristik

Tab. 1 View of hydrographic characteristics

Hydrografické vlastnosti	**Hydrografická charakteristika**	**Příklady vyjádření**
geometrické	rozměry povodí	plocha povodí délka toku délka povodí šířka povodí
	tvar povodí	koeficient tvaru povodí koeficient vývoje rozvodnice
	křivolakost toku	koeficient meandrovitosti koeficient křivolakosti
	typologie říční sítě	koeficient nesouměrnosti povodí hustota říční sítě
topologické	uspořádání říční sítě	magnitudo topologický typ říční sítě
morfometrické	podélný profil toku	spád toku střední podélný sklon
	hypsometrie povodí	střední volumetrická výška hypsometrický integrál
	sklonitost	náhradní sklon povodí střední sklon povodí
	orientace svahů	směr odtoku expozice svahů
dynamické	změny hydrografické sítě	změny délky toku změny křivolakosti změny podélného sklonu

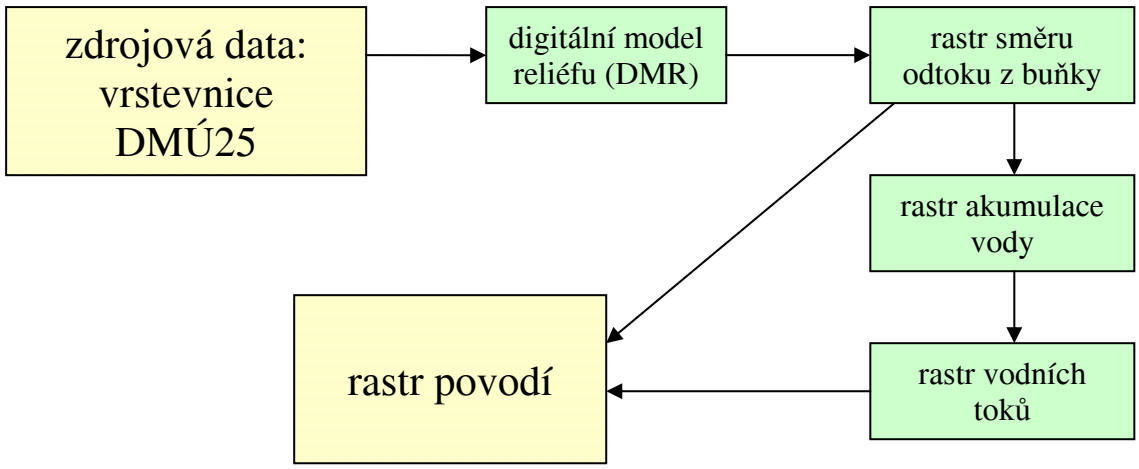
VYUŽITÍ GIS PŘI HYDROGRAFICKÉ ANALÝZE

Geografické informační systémy (GIS) nabízejí efektivní zjišťování většiny hydrografických charakteristik. Postupy, které jsou bez použití GIS časově náročné nebo nepřesné, lze provádět rychle a s přesností odpovídající podrobnosti vstupních dat (Novotná 1999). Zvýšená kvalita zjištěných hydrografických parametrů (např. Kappler 1999, Bíl 2003), pak pozitivně ovlivňuje kvalitu výsledných aplikací, například hydrologického modelování.

Jako vstupní data pro hydrografickou analýzu území je zapotřebí především vrstevnicový podklad umožňující vytvořit digitální model reliéfu (DMR), dále digitalizovaná hydrografická síť a orografická rozvodnice. Prakticky lze vycházet pouze z DMR, přičemž jeho analýzou lze vymezit teoretickou polohu hydrografické sítě a příslušné rozvodnice. Tento postup je vhodný zejména v případě, že hodnotíme povodí se silně antropogenně přeměněnou hydrografickou sítí a chceme rekonstruovat původní přírodní hydrografické podmínky.

Jako velmi efektivní se jeví využití GIS při morfometrické analýze povodí. Nástroje GIS většinou umožňují provádět tvorbu DMR a jeho základní rastrové hodnotící výstupy (hypsometrie, sklony a orientace svahů) přímo pomocí standardních funkcí programů. Analýzou generovaných rastrů lze získat informace například o sklonitosti v povodí pro potřeby hodnocení potenciální eroze, o podmínkách tvorby odtoku či tání sněhu nebo informace pro morfostrukturní analýzu povodí.
Rozšířené možnosti přináší použití modulu hydrologické analýzy (HA), který na základě DMR modeluje povrchový odtok za předpokladu, že je směr odtoku ovlivňován pouze reliéfem. Podrobný popis použití modulu HA uvádí práce Jedličky a Mentlíka (2002). Na obrázku 1 je uvedeno základní schéma algoritmu pro případ, kdy je cílem vymezit na základě DMR jednotlivá povodí. Hydrografické

informace ovšem poskytují i dílčí rastry generované modulem. Rastr směru odtoku lze využít k analýze převládajícího směru odtoku například v souvislosti s erozními procesy v povodí. Analýza rastru akumulace vody vypovídá o koncentraci odtoku v povodí a může sloužit jako podklad pro návrh opatření na podporu retence vody. Generovaný rastr vodních toků částečně umožňuje posoudit antropogenní změny v hydrografické síti. Uvedená využití modulu HA jsou příkladem aplikačních možností hydrografické analýzy v GIS s návazností na modelování hydrologických procesů.



Obr. 1 Schéma postupu vymezení povodí s využitím modulu hydrologické analýzy
Zdroj: upraveno podle Jedličky a Mentlíka (2002)

Fig. 1 Chart of drainige area delimitation with module of hydrologic analysis application

VYBRANÉ HYDROGRAFICKÉ ANALÝZY POVODÍ LUČNÍHO POTOKA

Vybrané hydrografické analýzy v GIS byly použity v rámci komplexního ekohydrologického hodnocení povodí Lučního potoka (Kopp 2004). Luční potok (č. h. p. 1-10-02-103) ústí do Radbuzy zleva na jejím 9,0 ř. km v místě vzdutí vodní nádrže České údolí. Vzhledem k antropogenně podmíněným změnám hydrografické sítě se setkáváme s různým vymezením vlastního povodí Lučního potoka. Zásadní komplikace ve vymezení povodí vyplývají z existence kanálu převádějícího vodu z Vejprnického potoka do Lučního potoka, tedy z povodí Mže do povodí Radbuzy.

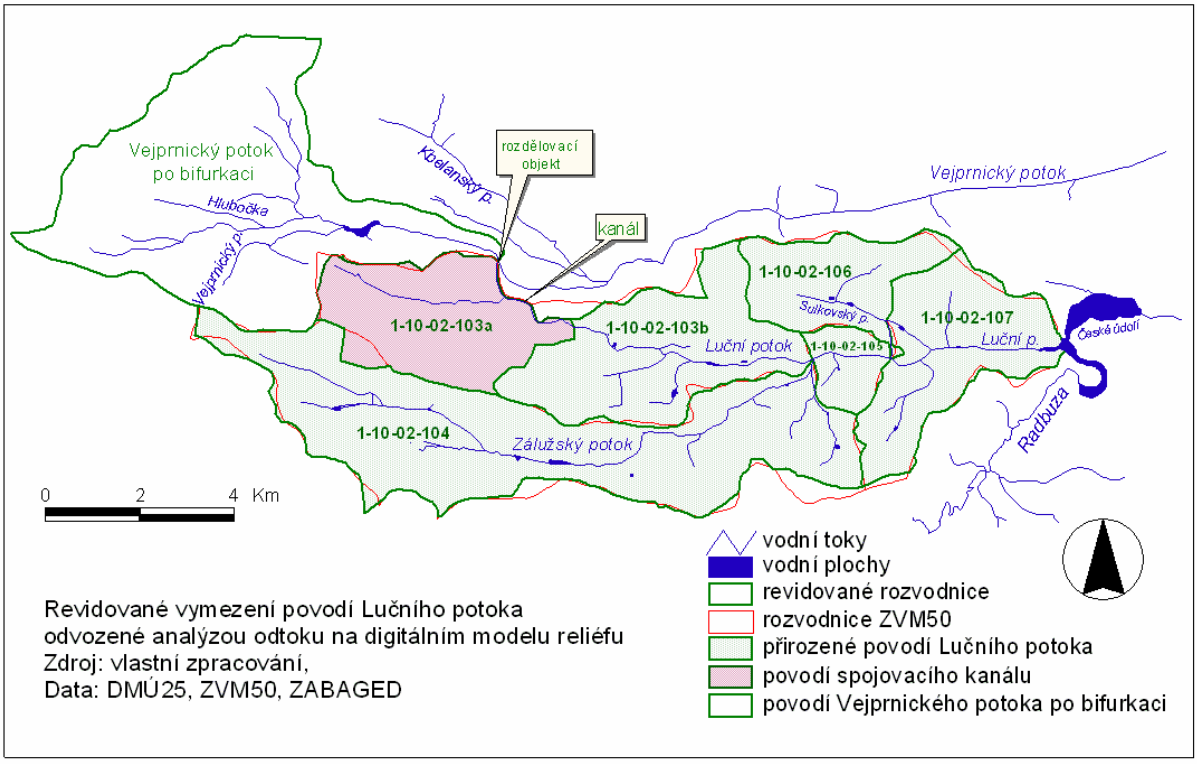
Revize vymezení povodí byla provedena pomocí analýzy DMR v prostředí ArcView GIS 3.1 s rozšířením Spatial Analyst a 3D Analyst. Vlastní vymezení proběhlo jako aplikační využití modulu hydrologické analýzy (HA). Tento modul byl implementován v programovacím jazyce Avenue K. Jedličkou z Fakulty aplikovaných věd ZČU pro potřeby geomorfologických výzkumů (Jedlička a Mentlík 2002). Aplikace modulu HA na povodí Luční potoka byla provedena nejen za účelem vymezení povodí, ale také pro potřeby odvození přirozené říční sítě a dalších charakteristik fluviálního systému.

Za zdroj výškopisných dat byl zvolen vrstevnicový obsah digitální mapy 1 : 25 000 (DMÚ25). Jeho výhodou oproti relativně podrobnějším podkladům z digitální topografické mapy 1:10 000 ZABAGED je především absence nespojitých vrstevnicových linií a vzájemná snadná slučitelnost jednotlivých listů mapy, pokrývajících dané území. Předpokládaná nevýhoda DMÚ25, tedy vzdálenost vrstevnic 5 m (oproti 2 m pro ZABAGED) je pouze relativní. Vrstevnice v mapě 1:10 000 jsou totiž odvozené, nikoliv konstruované na základě přesnějších výškopisných měření. Přesto byl i vrstevnicový obraz ze ZABAGEDU použit ke konečné korekci vymezení povodí.

Z vrstevnic ve vektorové reprezentaci byl vytvořen digitální model reliéfu v podobě TIN (Triangulated Irregular Network), avšak pouze s ohledem na vrstevnice. Linie vodních toků nebyly použity jako orografické linie, protože by to odporovalo cílům analýzy: vymezení přirozené sítě vodních toků a jejich povodí. TIN byl následně převeden na rastr o velikosti buňky 2 x 2 m. Tato podrobnost se ukázala v každém případě jako dostatečná, vzhledem k vstupním datům až příliš podrobná. Pro některé další analýzy reliéfu povodí byl proto používán také rastr 10 x 10 m.

Po převedení TIN do rastrové podoby byl modulem HA odvozen rastr směru odtoku z buňky a dále rastr akumulace vody (podrobněji Jedlička a Mentlík 2002). Rastr akumulace vody vyjadřuje pro každou buňku hodnotu, která odpovídá počtu jejích zdrojových buněk z hlediska povrchového odtoku. Rastr vodních toků byl vytvořen na základě výběru 1 % všech buněk s nejvyšší hodnotou z rastru akumulace vody (1 % horní kvantil). Stanovení 1 % jako prahové hodnoty bylo provedeno empiricky. Pro výsledný rastr vodních toků byl zkonstruován rastr povodí. Ten vznikl přiřazováním buněk z rastru směru odtoku k jednotlivým buňkám vodních toků. Výsledným produktem je tedy rastr povodí odpovídající svojí přesností zdrojovým datům a zvolené velikosti rastru.Výhodou uvedeného postupu je, že se jedná o vymezení, které není ovlivněno antropogenními změnami v povodí, pokud nejsou zahrnuty do vstupních vrstevnicových dat. V případě DMÚ25 vyjadřují vrstevnice pouze rozsahem významné antropogenní tvary v povodí.

Výsledný rastr povodí posloužil jako základ vymezení orografických rozvodnic, především v území, které je postiženo antropogenními změnami říční sítě. Konečné stanovení rozvodních linií bylo provedeno korekcí rozvodnic odvozených modulem HA podle vrstevnic mapy 1:10 000 (ZABAGED). Ve sporných případech došlo i k posouzení situace v terénu, například při vedení části rozvodnice umělého kanálu, protože jeho existenci samozřejmě model neindikoval. Výsledné vedení rozvodnic podává zpřesněný obraz o rozvodnicích povodí Lučního potoka, včetně jeho subpovodí. Celá analýza byla zároveň prováděna pro celé sousední povodí Vejprnického potoka. Porovnání polohy vymezených rozvodnic s rozvodnicemi digitální Základní vodohospodářské mapy (ZVM50) umožňuje obrázek 2. Zjištěné plochy povodí v konfrontaci s údaji Základní vodohospodářské mapy a Hydrologických poměrů (HMÚ 1965) uvádí tabulka 2.



Obr. 2 Revidované vymezení povodí Lučního potoka

Fig. 2 Revised delimitation of the Luční potok drainage area

Tab. 2 Revize rozlohy povodí s využitím GIS

Tab. 2 Audit of drainage area with GIS application

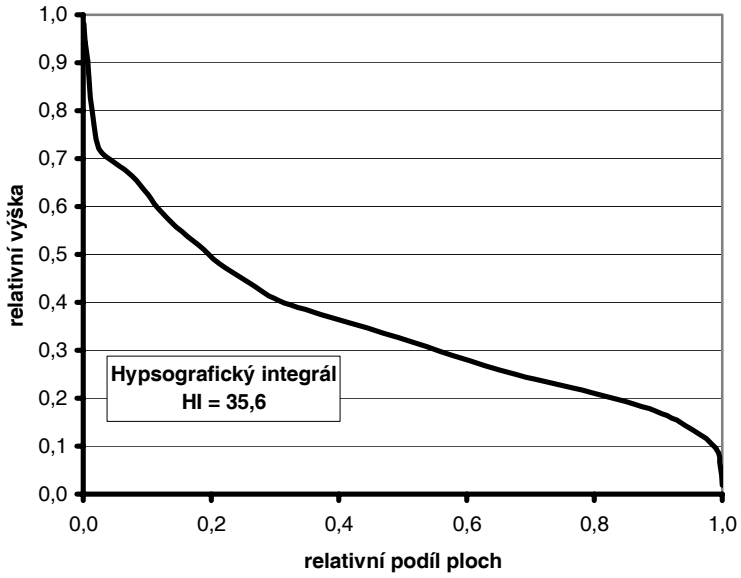
Povodí	Zjištěná rozloha (km^2)	Oficiální rozloha (km^2)
Luční potok - přírodní podmínky	58,779	61,819[x]
Luční potok - včetně povodí kanálu	68,990	69,835

Zdroj: výsledky vlastního vymezení, ZVM50, [x]HMÚ (1965)

Hypsometrie povodí

Povodí Lučního potoka charakterizuje velmi malá výšková členitost. Nejvyšším bodem povodí je vrchol Železného vrchu (443 m n. m.) na západní hranici povodí. Většina dalších vrcholů v povodí nedosahuje ani 400 m. Vzhledem k erozní bázi ve výšce 312 m má tedy povodí celkově velmi nízkou energii reliéfu.

S využitím digitálního modelu reliéfu byla zkonstruována hypsografická křivka pro povodí Lučního potoka podle přírodních poměrů. Na základě průběhu hypsografické křivky v relativních souřadnicích byl vypočítán hypsografický integrál. Jeho velikost by měla korespondovat s geomorfologickým stářím území. Vzhledem k zjištěné hodnotě hypsografického integrálu 35,6 (resp. 0,356) lze reliéf povodí klasifikovat na hranici stádia zralosti a stáří, která je charakterizována hodnotou 36,5 (Strahler in Bíl 2003). Toto zjištění odpovídá geomorfologickému vývoji modelového povodí (Kopp 2004).



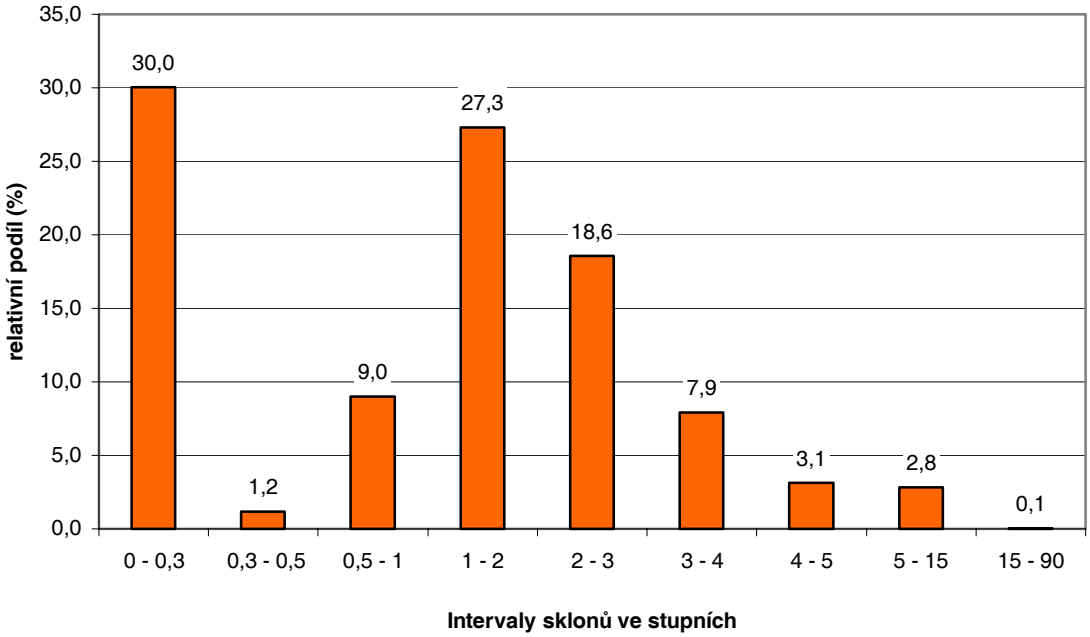
Obr. 3 Hypsometrický integrál povodí Lučního potoka

Fig. 3 Hypsomeric integral of the Luční potok drainage area

Analýza sklonitosti povodí

S využitím standardních funkcí programu ArcView GIS 3.1 byla odvozena mapa sklonů svahů v povodí Lučního potoka (Kopp 2004). Klasifikace sklonů vychází ze zásad geomorfologického mapování (Demek 1972, Voženílek 2001). Stupnice pro klasifikaci tříd sklonů byla upravena vzhledem k četnosti výskytu některých hodnot (podrobnější pro plochý reliéf, méně podrobné pro sklonitý reliéf). Statistické rozložení sklonů svahů v povodí Lučního potoka ukazuje obr. 3. Průměrný sklon reliéfu povodí (zjištěný váženým průměrem podle počtu buňek gridu) je 1,7°.

Téměř třetinové zastoupení na ploše povodí má plochý reliéf, charakterizovaný jako rovina (0-0,5°). V této kategorii najdeme nejen potoční nivy a nivu Radbuzy u ústí potoka, ale též některé úseky plochého rozvodí. Nejvýznamnější rozšíření má rovina v prostoru mělkého rozvodí mezi Vejprnickým a Lučním potokem v místě, kde jsou povodí spojena umělou „bifurkací".



Obr. 4 Relativní zastoupení sklonů reliéfu v povodí Lučního potoka
Zdroj: vlastní zpracování na základě DMR

Fig. 4 Relative representation of relief slopes of the Luční potok drainage area

Mírné sklony svahů v intervalu 0,5 - 2° mají v povodí podíl mírně převyšující třetinu celkové rozlohy. Jejich výskyt navazuje na rozšíření rovin jak na rozvodí nebo na okraji nivy tak v mělké sníženině ve střední části povodí Lučního potoka. Riziko fluviální eroze se zvyšuje v dalších kategoriích svahů. Téměř 30 % zastoupení mají svahy v kategorii 2 - 5°. Tato sklonitost svahů se vyskytuje nejčastěji ve střední části svahů mělkých údolí. Ohrožení fluviální erozí u orné půdy souvisí s charakteristikami půd, délkou nepřerušeného svahu a způsobem využití. Tzv. kritický sklon svahu na středně odolných půdách se pohybuje od 3 do 5° (podle různých autorů in Holý 1978). Potenciální kritické ohrožení na orné půdě v povodí Lučního potoka je charakteristické pro kategorii svahů o sklonu 5 - 15°. Tyto svahy jsou sice zastoupeny jen na necelých 3 % povodí, ovšem ne vždy jsou zalesněny nebo zatravněny. Svahy se sklonem vyšším než 15° se v povodí vyskytují jen ojediněle. Vznikají na antropogenních akumulačních tvarech, jako jsou montánní haldy. Digitální model reliéfu z DMÚ25 nezahrnuje antropogenní změny reliéfu provedené v souvislosti s výstavbou dálnice. Zde můžeme také najít svahy s velkou sklonitostí. Uvedené antropogenní tvary jsou nejvíce ohroženy erozními procesy, zvláště v případech tvarů nových, nepokrytých vegetací.

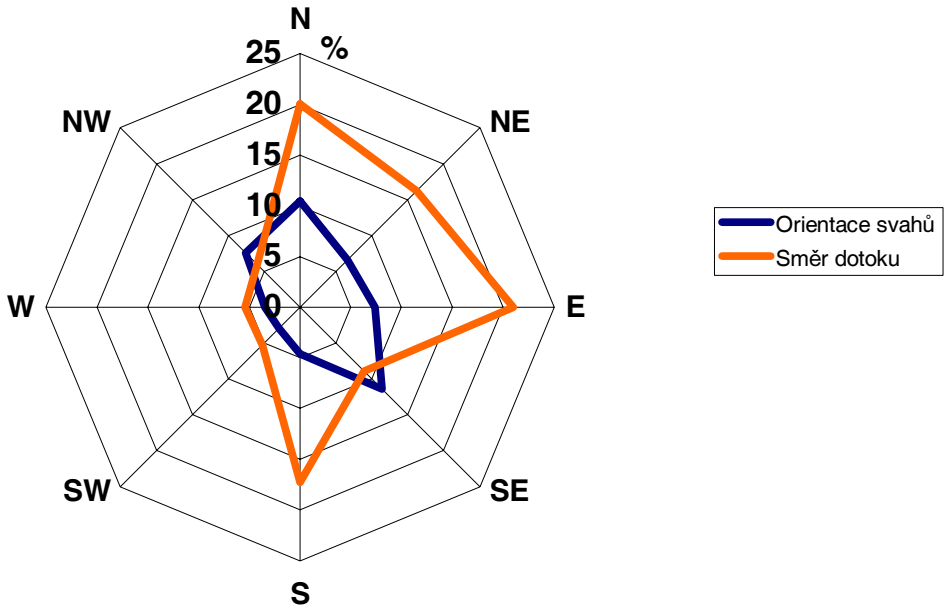
Analýza orientace svahů a směru odtoku

Další analýza reliéfu byla zaměřena na posouzení orientace svahů vůči světovým stranám. Orientace svahů spolu s jejich sklonem určuje potenciální přímý odtok vody, resp. směr a potenciální rychlost odtoku. Expozice svahu určená sklonem a orientací, ovlivňuje proces tání sněhové pokrývky, výskyt potenciální vegetace atd. Vzhledem k převažujícím mírným sklonům svahů v povodí Lučního potoka jsou výsledky analýzy orientace svahů nejpodstatnější pro určení směru odtoku. Výsledky získané standardní funkcí v programu ArcView GIS 3.1 jsem porovnával s hodnocením směru odtoku zjištěném s využitím modulu hydrologické analýzy (Jedlička a Mentlík 2002, Voženílek 2001). Odlišnost výsledků získaných oběma postupy vyplývá především z rozdílu v určení orientace svahu (resp. směru odtoku) v případech, kdy vykazují sousední gridové buňky stejné hodnoty. V modulu

hydrologické analýzy je směr odtoku určen podle hodnot v širším okolí buňky (Voženílek 2001). U roviny naopak orientace není určována.Vzhledem k výraznému zastoupení rovin v povodí, z toho vyplývají i značné rozdíly ve výsledcích obou analýz (obr. 5).

V povodí celkově převládá orientace svahů v sektoru severním až jihovýchodním (azimut 337,5 - 0 - 157,5°). Největší četnost má směr jihovýchodní (112,6 -157,5°). Ve směru odtoku se nejvýrazněji uplatňuje směr na východ (azimut 67,6 – 112,5°), následován směry severním a jižním. Uvedené zjištění koresponduje s celkovým uspořádáním říční sítě. Hlavní směr toků je orientován na východ, včetně odtoku v plochém reliéfu. Svahy mělkých údolí pak určují subsekventní směr odtoku na sever a na jih. Západní orientace svahů se v povodí uplatňuje jen minimálně.

Provedená základní morfometrická analýza určuje potenciální vliv reliéfu na vznik přímého odtoku, případně s tím spojené procesy fluviální eroze. Výsledky ve formě gridu lze použít jako jeden ze vstupních podkladů pro případné podrobnější analýzy v detailním měřítku. Práce s gridem o velikosti buňky 10 – 2 m, je pro celé povodí (70 km^2) operačně náročná a nemusí být ani potřebná v celém rozsahu. Pro detailní analýzy je ovšem třeba dalších informací v digitální podobě: charakteristiky půd, využití země, způsob hospodaření apod. Touto cestou lze například s převodem na čísla odtokových (CN) křivek vymezit plochy v povodí s nízkou retencí (Pechanec 2003) nebo modelovat erozní procesy (Janeček aj. 2002).



Obr. 5 Relativní zastoupení orientace svahů a směrů odtoku v povodí Lučního potoka
Zdroj: vlastní zpracování na základě DMR

Fig. 5 Relative representation of slopes orientation and drain determinations of the Luční potok drainage area

Rekonstrukce přírodní hydrografické sítě

Protože nelze původní stav hydrografické sítě doložit zobrazením na mapách, byla na základě digitálního modelu reliéfu provedena rekonstrukce původního přírodního stavu říční sítě před středověkými úpravami. Využití modulu hydrologické analýzy (HA) umožňuje odvodit předpokládané polohy koryta z rastru vodních toků. Protože byl rastr vodních toků odvozen z rastru akumulace odtoku, vyjadřuje pravděpodobné polohy koryt v přírodní krajině za předpokladu, že je odtok ovlivňován pouze reliéfem. Postup tedy zanedbává heterogenity v lesním pokryvu přírodní krajiny povodí. Modelujeme vlastně povrchový odtok a přepokládáme, že podzemní odtok dotuje rastrové buňky vodou stejným způsobem jako povrchový odtok. Další okruh nepřesností při použití uvedeného postupu souvisí s podrobností vstupních dat pro DMR. Použitá výškopisná data z DMÚ25 jsou použitelná pro odvození odtoku ve výchozím měřítku 1 : 25000. Podrobnější určení polohy koryt není

možné očekávat. Výškopisná data by měla zobrazovat reliéf bez antropogenních tvarů. Při použití modulu HA se ukázalo, že je výsledek značně závislý na volbě velikosti rastru. Pro výslednou analýzu byla proto zvolena velikost rastrové buňky co nejpodrobnější (2 x 2 m).

Rastr akumulace odtoku se ukázal jako dobré vodítko pro rekonstrukci říční sítě v místech předpokládaného antropogenních změn. Detailní umístění koryta nedokáže modul HA na základě vstupních dat určit. Problematické je především vymezení polohy koryta v plochém území. Například v nivách ukazuje rastr akumulace odtoku více paralelních koryt vedle sebe, což je způsobeno konstrukcí modulu HA. Z uvedených důvodů byla říční síť upravena na základě znalosti říční sítě z pozdějšího období (např. podle map stabilního katastru). V problematických částech povodí byla provedena také kontrolní analýza modulem HA na podkladě dat ZABAGED (1:10000), ovšem výsledky nepřinesly podstatně nové informace. V nivách bylo koryto vedeno podle současné polohy. Vzhledem k přirozené dynamice změn polohy koryta v nivě nemá přesnější rekonstrukce smysl.

ZÁVĚR

Použití GIS umožňuje provádět efektivní hydrografickou analýzu povodí. Výsledné hydrografické parametry lze považovat za kvalitní fyzickogeografické ukazatele, které je možné použít v dalším hydrologickém výzkumu ve vazbě na modelování odtokového procesu. Tím se otevřely další směry detailního výzkumu směřující k zobecnění poznatků o vztahu hydrografických a odtokových poměrů povodí na našem území. Ověřené vztahy potom mohou sloužit v hydrologické praxi. Dnešní možnosti použití GIS přitom posouvají kvalitu praktických aplikací na vyšší úroveň.

Literatura

Bíl, M. 2003. Hypsometrická analýza v prostředí GIS. In Sborník 20. výroční fyzickogeografické konference. Brno : PřF MU Brno, s. 87-90.

Crave, A., Davy, P. 1997. Scaling relationships of channel networks at large scales: Examples from two large-magnitude watersheds in Brittany, France. Tectonphysics 269, s. 91-111.

Demek, J. (ed.) aj. 1972. Manual of detailed geomorfological mapping. Praha : Academia, 343 s.

Grešková, A. 1998. Regionalizácia charakteristík malej vodnosti v hydrológii a hydrogeografii. Geografický časopis, 50, 2/1998, s. 157-174.

Grešková, A. 2001. Úloha fyzickogeografických faktorov při vzniku povodní v malých povodiach. In: Geografie XII, Sborník prací pedagogické fakulty Masarykovy univerzity. Sv. 161, řada přírodních věd, č. 21. Brno : MU Brno, s. 297 - 301.

HMÚ 1965. Hydrologické poměry ČSSR. 1. vyd. díl 1. Praha : HMÚ. 414 s.

Housarová, M., Mentlík, P. 2004. Srovnání vybraných morfometrických charakteristik některých glaciálně podmíněných forem reliéfu oblasti Šumavy a Bavorského lesa. Miscellanea Geographica 10. Plzeň : ZČU v Plzni. s. 129-144.

Janeček, M. aj. 2002. Ochrana zemědělské půdy před erozí. Praha : ISV nakladatelství, 199 s. ISBN 80-85866-86-2.

Jedlička, K., Mentlík, P. 2002. Hydrologická analýza a výpočet základních morfometrických charakteristik povodí s využitím GIS. In Geoinformatika : sborník z XX. sjezdu ČGS, Ústí nad Labem : UJEP, 2002, s.46-58.

Kappler, O. 1999. Gestaltsmasse für die Bewertung von Landschaftsräumen. In Mannheimer Geographische Arbeiten 49, s. 17-35.

Knighton, D. 1998. Fluvial Forms and Processses. A New Perspective. London : Arnold, 383 s. ISBN 0-34-66313-8.

Kolejka, J. aj. 2003 Digitální model krajiny – pojem konstrukce a použití. In Sborník 20. výroční fyzickogeografické konference. Brno : PřF MU Brno, s. 91-99.

Kopp, J. 2003. Povodňové riziko v povodí malých vodních toků na území Plzeňského kraje. In: Herber, V. (ed.) Fyzickogeografický sborník, 1, Brno : PřF MU Brno, s. 135-141.

Kopp, J. 2004. Ekohydrologické hodnocení povodí v příměstské krajině - případová studie povodí Lučního potoka : disertační práce. Praha: Univerzita Karlova v Praze. 266 s.

Kříž, H. 2000. Vliv geografických podmínek na extrémní hydrologické jevy v povodích. In Hydrologické dny : 5. národní konference pod záštitou UNESCO. I. Díl, Praha : ČHMÚ, s. 95-101.

Langhammer, J. a Vajskebr, V. 2004. Historické změny říční sítě v povodí Otavy. In Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní [CD ROM]. Praha : PřF UK Praha, s. 150-169.

Novotná, M. 1999. Geografické informační systémy v regionální geografii. In Teoreticko-metodologické problémy geografie, príbuzných disciplín a ich aplikácie. Bratislava : Univerzita Komenského. s. 229-233.

Pechanec, V. 2003. Identifikace a prostorová lokalizace ploch s nízkou retencí. Geoinfo speciál 2003, s. 70-72.

Solín, L. 1998. Hydrologické regionálne členenia územia: súčasný stav a problémy. Geografický časopis, 50, 2/1998, s. 139-156.

Solín, L. aj. 2000. Small basins of Slovakia and their physical characteristics. Publikácia Slovenského výboru pre hydrológiu 6. 1. vyd. Bratislava : Geografický ústav SAV. 36 s. ISBN 80-68365-2-8.

Trizna, M., Kyzek, F. 2002. Modelovanie špecifických zrážkovo-odtokových situácií vo vybranom povodí. In Proměny krajiny a udržitelný rozvoj : sborník z XX. sjezdu ČGS, Ústí nad Labem : UJEP, s. 56-72.

Voženílek, V. aj. 2001. Integrace GPS/GIS v geomorfologickém výzkumu. Olomouc : Univerzita Palackého v Olomouci, 185 s.

Voženílek, V., Demek, J. 2000. Modelling of soil erosion hazards as a response of land use changes. Geografie - sborník ČGS, 105, č. 2, s. 166-176.

Wilhelm, F. 1993. Hydrogeographie. Braunschweig : Westermann, 227 s. ISBN 3-14-160279-4.

Autor

Jan Kopp, katedra geografie, Západočeská univerzita v Plzni, Veleslavínova 42, 30619 Plzeň, kopp@kge.zcu.cz

SIMULACE TVORBY ODTOKU VE DVOU GEOCHEMICKY KONTRASTNÍCH POVODÍCH ZÁPADNÍCH ČECH MODELEM SACRAMENTO (SAC-SMA)

Pavel Krám, Josef Buchtele, Marie Buchtelová

Hydrologické poměry na dvou malých lesních povodích Slavkovského lesa byly simulovány srážko-odtokovým předpovědním modelem Sacramento. Podloží povodí Lysina je tvořeno leukogranitem chudým na bazické kationty, zatímco povodí Pluhův Bor je tvořeno serpentinitem s extrémně vysokým obsahem hořčíku. Z toho důvodu je povrchový odtok z Lysiny chronicky kyselý, zatímco odtok z Pluhova Boru je slabě kyselý, neutrální až alkalický (podle hydrologické situace). Simulována byla tvorba průměrných denních odtoků v letech 1989-2002. Složka podzemní vody tvořila v celkovém potočním odtoku z povodí celých 55% na povodí Lysina, ale pouze 37% na povodí Pluhův Bor. Podíl půdní vody byl na Lysině 37% a na Pluhově Boru 52%. Dlouhodobý podíl povrchové ("nové") vody byl nižší (7%) na Lysině než na Pluhově Boru (11%). Vyšší zastoupení "nové" vody a nižší podíl "staré" vody při tvorbě odtoku z povodí Pluhův Bor ve srovnání s povodím Lysina byl způsoben zejména nižší propustností půd a hornin na Pluhově Boru.

Klíčová slova: hydrologický model, srážko-odtokové modelování, tvorba odtoku, lesní povodí, acidifikace

Runoff generation simulations at two geochemically contrasting catchments in western Bohemia by the Sacramento (SAC-SMA) model. *Hydrology at two small forest catchments of the Slavkov Forest was simulated with a rainfall-runoff forecasting Sacramento model. The Lysina catchment is underlain by base cation poor leucogranite however Pluhův Bor is underlain by magnesium extremely rich serpentinite. Therefore the streamwater runoff is chronically acidic at Lysina and slightly acidic, neutral to alkaline at Pluhův Bor (according to hydrologic conditions). Generation of the medium daily runoff was simulated for the period of 1989-2002. Mean portions of groundwater in the total streamwater runoff from the catchments were 55% at Lysina and 37% at Pluhův Bor. The proportion of soil water was 37% at Lysina and 52% at Pluhův Bor. Long-term mean proportions of surface ("new") water were 7% at Lysina and 11% at Pluhův Bor. Higher proportion of "new" water and lower proportion of the "old" groundwater in the streamwater runoff at Pluhův Bor in comparison to Lysina was caused by lower permeability of soils and bedrocks at Pluhův Bor.*

Keywords: hydrologic model, rainfall-runoff modeling, streamwater generation, forest catchment, acidification

---

ÚVOD

Tvorba odtoku z malých lesních povodí je velmi komplikovaný fyzikální proces, který je těžké skutečně objektivně zahrnout do předpovědních hydrologických a případně i hydrochemických modelů (Bonell 1993, McDonnell 2003).

Denní úhrny srážek a denní průměrné teploty vzduchu na dvou malých lesních povodích Slavkovského lesa v západních Čechách byly použity pro modelování průměrných denních průtoků v monitorovaném období v letech 1989-2002. Modelování srážko-odtokových procesů v časovém kroku jednoho dne bylo realizováno se záměrem praktického počítačového simulování denních odtoků a zjištění případné rozdílnosti mechanismu tvorby odtoku v kontrastních geochemických podmínkách. Slavkovský les se nachází uprostřed takzvaného lázeňského trojúhelníku tvořeného Karlovými Vary, Mariánskými Lázněmi a Františkovými Lázněmi. Toto území se vyznačuje značnou pestrostí geochemických poměrů (Malenovský et al. 2004) a extémně rychlým snižováním antropogenního znečištění povrchových vod sírany v 90. letech 20. století (Majer et al. 2005).

POPIS POVODÍ

Obě zkoumaná povodí jsou zalesněná převažně smrkovými monokulturami (smrkem ztepilým, *Picea abies*). Plocha povodí Lysina je větší (0,273 km^2) než plocha povodí Pluhův Bor (0,216 km^2). Rozpětí nadmořských výšek je 829-949 m n.m. (Lysina) a 690-804 m n.m. (Pluhův Bor). Průměrné srážkové

úhrny za sledované období jsou 953 mm (Lysina), respektive 783 mm (Pluhův Bor), průměrný úhrn podkorunových srážek je 715 mm (Lysina), respektive 529 mm (Pluhův Bor). Není tedy divu, že průměrný roční odtok v závěrovém profilu povodí je vyšší na Lysině (432 mm) než na Pluhově Boru (253 mm). Povodí Lysina ležící na podloží budovaným světlou žulou (leukogranitem) reprezentuje velmi zranitelné území vzhledem ke kyselé atmosférické depozici. Naopak povodí Pluhův Bor, jehož podloží je tvořeno na hořčík bohatou silikátovou horninou hadcem (serpentinitem), je schopno neutralizovat kyselé vstupy z atmosféry (Krám et al. 1997, Hruška a Krám 2003,). Z toho důvodu je povrchový odtok z Lysiny celoročně kyselý, zatímco odtok z Pluhova Boru je sice při zvýšených průtocích slabě kyselý, ale při základním odtoku až alkalický (Krám et al. 2003, Shanley et al. 2004, Laudon et al. 2005).

POPIS MODELU

Hydrologické poměry byly simulovány modelem Sacramento Soil Moisture Accounting (SAC-SMA), spojeným s Andersonovým sněhovým modelem (Burnash 1995). Jedná se o koncepční srážko-odtokový model, se shrnutými vstupními daty a parametry, který již byl úspěšně použit k simulaci vodního režimu v řadě malých povodí (Buchtele et al. 1996, 2000a,b, 2004, Hrkal et al. 2002). Model reprezentuje povodí jako soustavu vertikálně a horizontálně uspořádaných nádrží, v nichž je voda zadržována (intercepcí), odčerpávána (evapotranspirací) nebo vsakována (infiltrací do hlubších zón) a kde na závěr odtéká v šesti různých formách ze závěrového profilu povodí (Burnash 1995).

VÝSLEDKY SIMULACÍ A DISKUZE

Model byl implementován tak, aby byla vyrovnaná bilance odtoku za celé simulované období (Obr.1). Míra kalibrační shody mezi měřenými a simulovanými průtoky byla na sledovaných dvou povodích přijatelná. Složka podzemní vody (PRM + SUP) tvořila v celkovém potočním odtoku z povodí celých 55% na povodí Lysina, ale pouze 37% na povodí Pluhův Bor (Obr. 2). Podíl půdní vody (INT) byl na Lysině 37% a na Pluhově Boru 52%. Dlouhodobý podíl povrchové ("nové") vody (SUR + DIR + IMP) byl nižší (7%) na Lysině než na Pluhově Boru (11%). Vyšší zastoupení "nové" vody a nižší podíl "staré" vody při tvorbě odtoku z povodí Pluhův Bor ve srovnání s povodím Lysina byl způsoben zejména nižší propustností půd a hornin díky vyššímu obsahu málo propustných jílů na povodí Pluhův Bor. Tyto počítačově simulované proporce složek odtoku na povodí Lysina jsou ve hrubé shodě s dříve publikovanými hodnotami (Buzek et al. 1995) získanými chemickým rozčleněním hydrogramu založeném na stabilním izotopu kyslíku (^{18}O) a koncentraci organických kyselin (stará podzemní voda: 56%, stará půdní voda: 40%, nová voda povrchového odtoku: 4%).

Podle výsledků simulací modelem Sacramento jsou kulminační povodňové odtoky silně ovlivňované komponentou reprezentující přímý povrchový odtok z dočasně nasycených oblastí (DIR). Týká se to zejména extrémní povodně z 12. a 13. srpna roku 2002 (Obr. 3).

I relativně malý podíl podzemní vody byl schopen efektivně neutralizovat kyselý atmosférický vstup do povodí Pluhův Bor. To ukazuje na mimořádný pufrační potenciál substrátu vzniklého na podložním serpentinitu. Ani zjevně delší doba zdržení vody v povodí Lysina nestačila na neutralizaci kyselé depozice díky na báze velmi chudému podzolizovanému substrátu vzniklém na leukogranitu.

Poděkování

Tento výzkum byl podpořen Grantovou agenturou České republiky (526/01/1135, 205/03/0468). Autoři děkují J. Hruškovi, D. Fottové a V. Bláhovi za dlouhodobou spolupráci, V. Kmínkovi a J. Václavkovi za pravidelný terénní monitoring na sledovaných povodích.

Literatura

Bonell, M. (1993) Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. Journal of Hydrology, 150: 217-275.

Buchtele, J., Eliáš, V., Tesař, M. and Herrmann, A. (1996) Runoff components simulated by rainfall-runoff models. Hydrological Sciences Journal, 41: 49-60.

Buchtele, J., Buchtelová, M., Gallart, F., Latron, J., Llorens, P., Salvany, C. and Herrmann, A. (2000a) Rainfall-runoff processes modelling using the Sacramento and Brook models in the Cal Rodó catchment (Pyrenees, Spain). UNESCO Technical Documents in Hydrology, Paris, 37: 15-22.

Buchtele, J., Buchtelová, M., Tesař, M. a Kulasová, A. (2000b) Porovnávání simulací vodního režimu v povodích s různými geomorfologickými podmínkami a antropogenním ovlivněním. Sborník konf. Hydrologické dny 2000 – Nové podněty a vize pro příští století, Plzeň,18.–21.9.2000, II. díl, 397-406.

Buchtele, J., Košková, R. a Jařabáč, M. (2004) Vyšetřování vodního režimu ve dvou experimentálních povodích v Beskydech. Sborník workshopu Adolfa Patery 2004 - Extrémní hydrologické jevy v povodích, 10.11.2004. České vysoké učení technické, fakulta stavební, Praha, 173-180.

Burnash, J.C.R. (1995) The NWS River Forecast System – Catchment Modeling. In: Singh, V.P. (ed.) Computer Models of Watershed Hydrology, Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, 311-366.

Buzek, F., Hruška, J. and Krám, P. (1995) Three-component model of runoff generation, Lysina catchment, Czech Republic. Water, Air, and Soil Pollution 79: 391-408.

Hrkal, Z., Buchtele, J., Tikkanen, E., Käpaho, A. and Šantrůček, J. (2002) The role of groundwater in the acidification of the hydrosphere – examples from small catchments in the Bohemian Massif. NGU-Bulletin, Norwegian Geological Survey, Trondheim, 439: 99-105.

Hruška, J. and 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., Hruška, J., Wenner, B.S., Driscoll, C.T. and 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. and Bishop, K. (2003) Monitoring and modeling of long-term changes of streamwater chemistry in two small catchments with contrasting vulnerability to acidification. UNESCO Technical Documents in Hydrology, Paris, 37: 197-202.

Laudon, H., Hruška, J., Köhler, S. and 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. and 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.

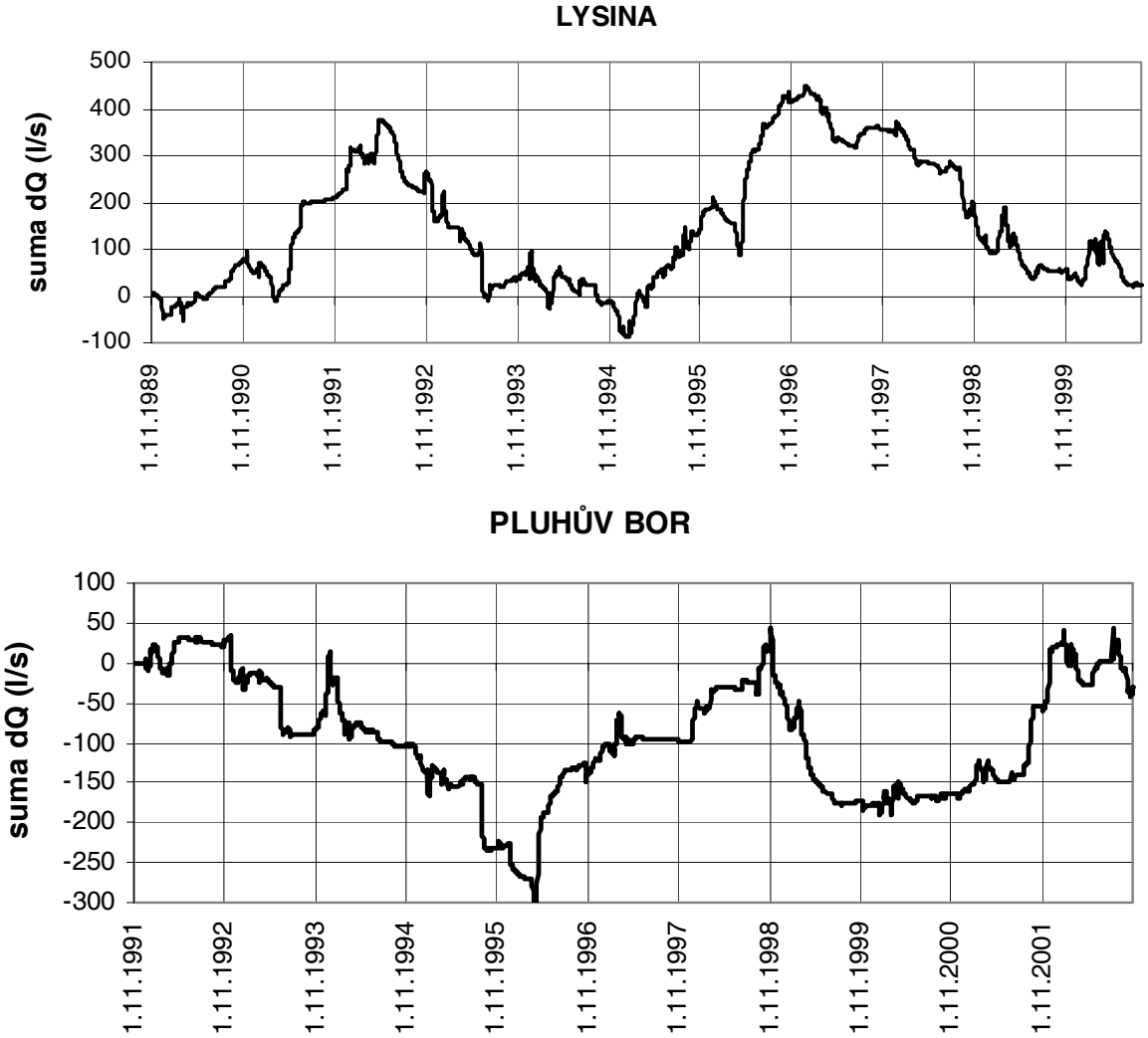
Malenovský, Z., Cudlín, P. a Krám, P. (2004) Vliv geologického podloží na chřadnutí smrčin v západních Čechách: vyhodnocení 21 petrograficky homogenních povodí Slavkovského lesa metodami dálkového průzkumu Země na 7 různých horninách. Atmosférická depozice 2004 (eds. M. Šír a M. Tesař), Ústav pro hydrodynamiku Akademie věd ČR, Praha, 49-56.

McDonnell, J.J. (2003) Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area concept of rainfall-runoff response. Hydrological Processes, 17: 1869-1875.

Shanley, J.B., Krám, P., Hruška, J. and 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.

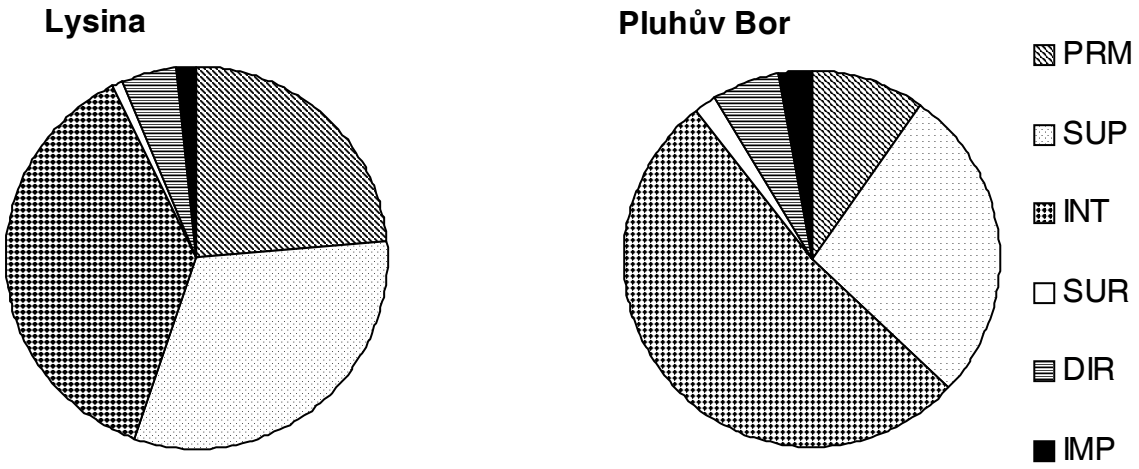
Autoři

Pavel Krám, Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha 1, ČR, kram@cgu.cz
Josef Buchtele a Marie Buchtelová, Ústav pro hydrodynamiku, Akademie věd ČR, Pod Paťankou 5, 166 12 Praha 6, ČR; buchtele@ih.cas.cz, buchtelova@ih.cas.cz



Obr. 1 a,b Akumulované diference mezi pozorovanými a simulovanými denními odtoky na dvou sledovaných povodích

Fig. 1 a,b Accumulated differences between observed and simulated daily runoff values at two monitored catchments

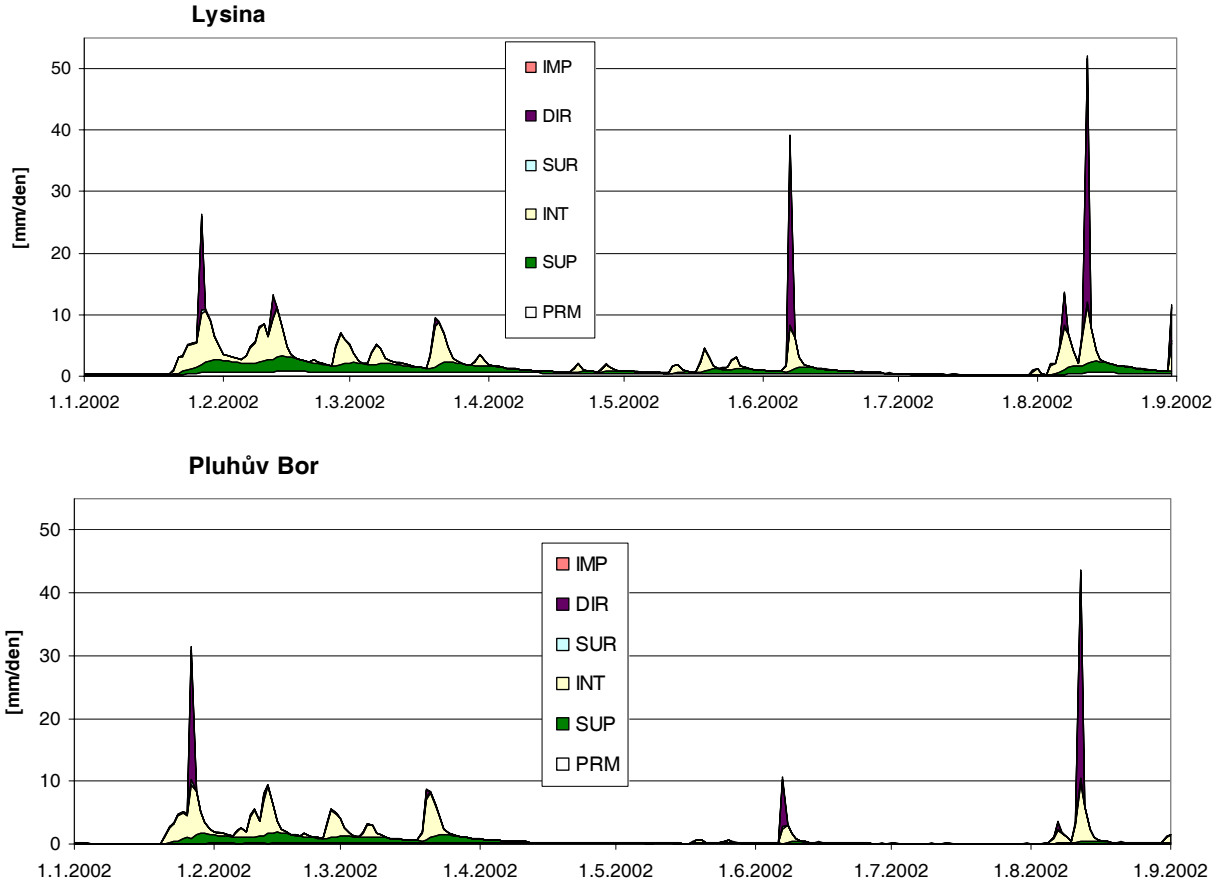


PRM- primární odtok z hlubších kolektorů podzemních vod, **SUP**- dodatkový odtok z mělkých kolektorů podzemních vod, **INT**- interflow (podpovrchový odtok půdou), **SUR**- povrchový (plošný) odtok, **DIR**- přímý povrchový odtok z dočasně nasycených oblastí, **IMP**- povrchový odtok z permanentně nepropustných oblastí

PRM- primary deep groundwater flow (baseflow), **SUP**- supplementary shallow groundwater flow (baseflow), **INT**- interflow (soilwater flow), **SUR**- surface (sheet) water flow, **DIR**- direct overland (surface) flow from temporally saturated areas, **IMP**- overland flow from permanently impervious areas

Obr. 2 Dlouhodobé průměrné podíly simulovaných složek odtoku na dvou sledovaných povodích

Fig. 2 Long-term mean proportions of simulated runoff components at two monitored catchments



PRM- primární odtok z hlubších kolektorů podzemních vod, **SUP**- dodatkový odtok z mělkých kolektorů podzemních vod, **INT**- interflow (podpovrchový odtok půdou), **SUR**- povrchový (plošný) odtok, **DIR**- přímý povrchový odtok z dočasně nasycených oblastí, **IMP**- povrchový odtok z permanentně nepropustných oblastí

PRM- primary deep groundwater flow (baseflow), **SUP**- supplementary shallow groundwater flow (baseflow), **INT**- interflow (soilwater flow), **SUR**- surface (sheet) water flow, **DIR**- direct overland (surface) flow from temporally saturated areas, **IMP**- overland flow from permanently impervious areas

Obr.3a,b Denní podíly simulovaných složek odtoku na dvou sledovaných povodích

Fig. 3a,b Daily proportions of simulated runoff components at at two monitored catchments

TEORIE SLOŽITOSTI V HYDROLÓGII

Karel Nacházel

Složitost jako důležitá charakteristika řešení mnoha vědeckých a odborných problémů, projektů, modelů a predikcí. Hlavní zdroje složitosti řešení úloh. Historický vývoj a vznik teorie složitosti, její vazby na systémové a další teorie. Vznik matematiky složitosti jako nástroje pro řešení složitých úloh. Hlavní problémové oblasti matematiky složitosti. Význam složitosti pro zkoumání zákonitostí přírodních jevů a rozvíjení moderní hydrologie. Problematika chování dynamických systémů v přírodě, nelinearity, samoorganizace s přechodem do nových struktur a nových oblastí chování systémů, neurčitost systémů. Objasnění principů topologie, deterministického chaosu a fraktální geometrie jako významných problémových oblastí matematiky složitosti. Možnosti propojení klasické topologie s teorií fuzzy množin a s teorií dynamických systémů. Využití v dynamické meteorologii, v hydrologii, odhady extrémních fází odtoku.

Klíčová slova: teorie složitosti, matematika složitosti, neurčitost, chování dynamických systémů, nelinearita, samoorganizace, topologie, deterministický chaos, fraktální geometrie

***Complexity theory in hydrology**. The paper deals with the complexity as an important characteristics of the solution of many scientific and special problems, projects, models and predictions. This study presents the main complexity sources of the solution of different tasks. The study analysis historical development and origin of the complexity theory, its relation to the system theory and others. It is possible to regard complexity mathematics as instrumental for the solution of complicated tasks. The main fields of complexity mathematics are discussed in this paper. The meaning of the complexity theory lies in the investigation of natural phenomena regularity and in the modern hydrology development. The study presents problems of dynamic systems behaviour in nature, non-linearity, self-organization with change-over to the new structure and to the new area of systems behaviour and also systems uncertainty. The paper also mentions the principles of topology, deterministic chaos and fractal geometry as important fields of the complexity theory. The theory has numerous application in meteorology and hydrology.*

Key words: Complexity theory, Complexity mathematics, Uncertainty, Dynamic systems behaviour, Non-linearity, Self-organization, Topology, Deterministic chaos, Fractal geometry.

---

1. Úvod

Složitost nám často dělá starosti v běžném životě při zvládání různých úkolů, povinností nebo situací. V odborném a vědeckém světě prostupuje řešením mnoha problémů, projektů, modelů, predikcí a dalších výzkumných úkolů. Složitost lze proto považovat za důležitou charakteristiku řešení. Nepodaří-li se nám ji v dané chvíli zvládnout, musíme zvolit postup jednodušší, méně nákladný, rychlejší, avšak za cenu výsledku pouze přibližného, méně obecného, daného předpoklady řešení. To současně vyvolává potřebu dalšího výzkumu. Obtíže mohou vzniknout též tím, že složitost zpravidla nevystupuje jako jediná charakteristika, ale spojuje se s dalšími charakteristikami, např. s důvěryhodností, neurčitostí řešení a j. Pak vzniká principiální otázka, jaké řešení bude optimální. V naší nedávné studii jsme ukázali význam zkoumání vzájemných vztahů mezi těmito charakteristikami (Nacházel, 2003 a,b).

Význam řešení složitých úloh a jejich vývoj lze dobře ukázat na příkladu hydrologie. V její historii lze zaznamenat řadu vývojových etap s rozvíjením nových metodických postupů, které přispívaly k řešení aktuálních vodohospodářských úkolů. V poslední době se ve světě i u nás věnovala velká pozornost odhadu charakteristik extrémních povodní a dalších katastrofických jevů. Výzkum tu přinesl nejen nové výsledky, ale i cenné podněty k řešení složitých a dosud nedostatečně prozkoumaných otázek. Patří k nim např. nestacionární tendence ve výskytu extrémních fází odtokového procesu, jeho ovlivnění klimatickou změnou a dalšími antropogenními faktory, problematika operativního řízení vodních děl v podmínkách neurčitosti a d. (Hladný, Nacházel, 2001).

Složitost je dána především charakterem dané úlohy, požadovaným cílem jejího řešení, kvalitou a rozsahem vstupních podkladů, úrovní rozpracovanosti metodických postupů potřebných právě pro řešení dané úlohy a výpočetní náročností. Všechny tyto charakteristické znaky se mohou v jednotlivých úlohách a disciplínách lišit. Přesto se tu vynořuje otázka, zda některé problémové oblasti nemají společný teoretický základ, na kterém by bylo možno rozvíjet aplikace. Podstatná je tu též otázka adekvátního matematického aparátu pro řešení těchto problémů.

V tomto příspěvku si klademe jen skromný cíl. Nejdříve shrneme krátce, ale v širších souvislostech vývoj tzv. teorie složitosti , která zatím do našeho vodního hospodářství pronikla jen ve velmi omezené míře. Pak naznačíme možnosti jejího využití pro řešení některých složitých úloh v hydrologii. Cílem příspěvku je tedy dát podnět k dalšímu vodohospodářskému výzkumu v této oblasti.

2. Vznik a dosavadní vývoj teorie složitosti

V přírodních vědách složitost vždy souvisela především s podstatou přírodních jevů, chápáním a objasňováním jejich geneze, s pronikáním matematických metod do jejich popisu, holistickými a systémovými koncepcemi. Literatura tu odhaluje dávný vývoj od newtonovské mechaniky, která vytvářela deterministický, kauzální a lineární obraz světa bez možnosti řešit složitost velkých oblastí přírody (Isaac Newton, 1642-1727) přes mechanistické postupy rozvíjené hlavně Pierrem-Simonem Laplaceem (1749–1827) až po současný matematický popis dynamických systémů včetně vzájemných vazeb mezi jejich prvky (Capra, 2004), (Prigogine, Stengersová, 2001), (Coveney, Highfield, 2003).

Vývoj řešení složitých problémů byl významně ovlivněn objevem teorie tepla a zákonů termodynamiky na počátku 19. století. Zrod teorie složitosti se často dává do souvislosti právě s těmito výzkumy.V roce 1811 získal Jean-Joseph Fourier cenu Francouzské akademie věd za matematický popis šíření tepla v pevných látkách. Poté v roce 1824 poprvé formuloval francouzský fyzik Sadi Carnot druhý zákon termodynamiky pro technologii tepelných strojů. Podle tohoto zákona se v každém uzavřeném systému zvětšuje entropie, systém proto směřuje k větší neuspořádanosti (Prigogine, Stengersová, 2001), (Capra, 2004).

Další vývoj teorie složitosti však nebyl jednoduchý a přímočarý. Teprve výzkumy na konci 19. století (Bruns, Poincaré) začaly ukazovat, že nelze vystačit s dřívějšími mechanistickými představami o přírodě a že dynamický svět není homogenní a redukovatelný na integrovatelné soustavy[1], ale chová se jako soubory vzájemně se ovlivňujících bodů (objektů). Objevné tu byly především práce francouzského matematika a fyzika Henri Poincarého (1854-1912), který studoval složité vlastnosti topologických útvarů a jejich transformaci při zachování některých vlastností, tedy invariantní struktury. Poincaré patrně jako první zahlédl stopy chaosu, který se ovšem začal systematicky zkoumat až v 60. letech minulého století (Capra, 2004).

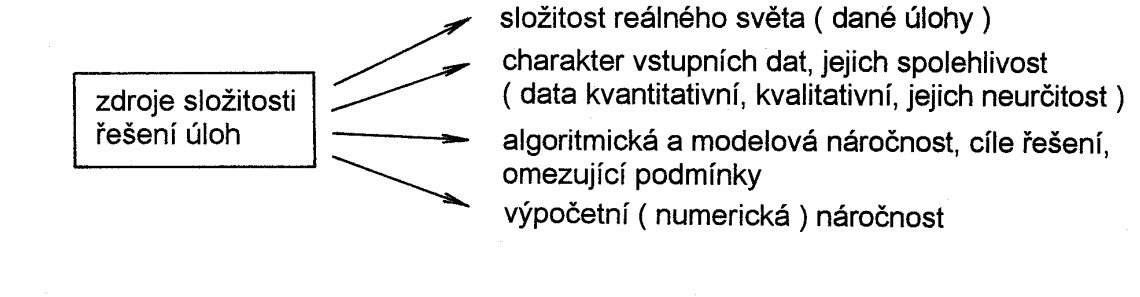
K rozvoji řešení složitých úloh významně přispěly též systémové teorie a koncepce. K novým poznatkům dospěl ve 40. letech 20. století rakousko-americký biolog Ludwig von Bertalanffy, který poukázal na to, že klasická termodynamika se zabývá uzavřenými rovnovážnými systémy nebo systémy blízkými rovnováze a není vhodná pro popis otevřených systémů, kde entropie (a tedy neuspořádanost) může klesat a druhý zákon termodynamiky zde nemusí platit. Bertalanffy však neměl v té době pro takové rozšíření termodynamiky otevřených systémů vhodný matematický aparát. Nová formulace termodynamiky tak musela čekat až do 70. let, kdy se podařilo nositeli Nobelovy ceny Ilyovi Prigoginovi přehodnotit dosavadní vědecké názory na řád a uspořádanost systémů pomocí nové matematiky a rozpracovat teorii disipativních struktur s nelinearitami a nestabilitami. Zde lze tedy

[1] Integrovatelné soustavy, rozvinuté Pierrem-Simonem Laplaceem, vycházely ze zjednodušené představy dynamického systému jako souboru volných bodů (objektů), jejichž chování bylo navzájem nezávislé. Deterministický vývoj každého bodu v dynamickém systému byl určen trajektorií pro dané počáteční podmínky, které však ve skutečnosti předem neznáme. Vývoj bylo možno podle toho odvozovat směrem do budoucnosti i minulosti (Prigogine, Stengersová, 2001), viz též poznámka ve studii (Nacházel, 2005).

spatřovat počátek novodobé etapy rozvoje teorie složitosti (v angl. literatuře complexity) a též matematiky složitosti.

K tomu jen krátce poznamenejme, že nové systémové přístupy, rozvíjené v první polovině 20. století, nevyústily hned ve formální matematickou teorii, kterou by bylo možno snadno aplikovat na řešení složitých systémů s mnoha vazbami mezi jejich prvky. Přispěly však ke vzniku nového způsobu myšlení, nového jazyka, nových koncepcí. Z tohoto klimatu se pak začínají od 70. let vynořovat systémové modely a vhodný matematický jazyk. Dlouholetý vývoj teorie složitosti tak postupně vedl ke zrodu matematiky složitosti jako nástroje pro řešení zejména složitých nelineárních úloh. Podstatný význam tu měl rozvoj výkonných počítačů, které umožňovaly řešit dříve nezvládnutelné úlohy.

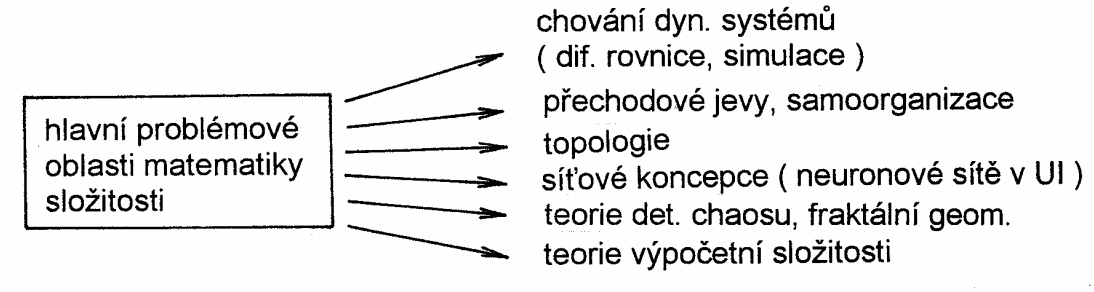
Hlavní zdroje složitosti řešení úloh jsme přehledně vyjádřili na obr.1. Skladba těchto zdrojů může být v jednotlivých úlohách různá, sledovat lze i vývoj jejich řešení. Hranice mezi zdroji složitosti nemusí být samozřejmě ostrá, zdroje složitosti se mohou překrývat.



Obr.1 Hlavní zdroje složitosti různých úloh.

Fig.1 The main complexity sources of different tasks.

Na obr.2 jsou uvedeny hlavní problémové oblasti matematiky složitosti. Připojíme k nim jen několik poznámek, které nám přiblíží jejich náplň. Nelineární diferenciální rovnice pokrývají široký rozsah různých typů chování dynamických systémů, lze tu modelovat mnohonásobně propojené zpětnovazební smyčky. Prigogine rozsáhle studoval strukturálně nestabilní systémy, kritické body nestability (nazývané „bifurkační body“) a přechod do nových struktur a nových oblastí chování systémů. Tuto schopnost otevřeného systému lze chápat jako jeho samoorganizaci, pro kterou je charakteristické nelineární propojení prvků systému. Výzkumy však ukázaly, že i některé lineární diferenciální rovnice mohou uspokojivě simulovat složité chování systémů. Někteří autoři usuzují, že klíčovou charakteristikou přírodních jevů je rozpoznání jejich neurčitosti, která může zvětšit složitost jejich řešení (Prigogine, Stengersová, 2001), (Capra, 2004).



Obr.2 Hlavní problémové oblasti matematiky složitosti.

Fig.2 The main problem areas of complexity mathematics.

Použití diferenciálních rovnic pro popis chování některých dynamických systémů však nemusí být vždy vhodné. Např. pro řešení vodohospodářských soustav jsou zpravidla vhodnější diskrétní simulační modely, které lze snáze odvodit pro obvyklé diskrétní vstupy a diskrétní krok řízení. Usnadňují též optimalizaci řešení na počítači podle různých kritérií a adaptaci na měnící se podmínky. Z toho lze odvodit, že při formalizaci je třeba vycházet z charakteru daného systému, jeho vstupů a cílů řešení.

Představa systému ve tvaru sítě prvků (objektů), které si navzájem předávají a transformují informaci, vznikla poprvé ve 20. letech 20. století, kdy ekologové začali studovat potravní řetězce. V polovině minulého století pak kybernetika usilovala o pochopení funkce mozku jako nervové sítě a hledala matematické prostředky pro její zjednodušenou simulaci. Za první se tu považuje práce W. McCullocha a W.Pittse z roku 1943, kteří odvodili jednoduchý model neuronu. V 80. letech se pak tyto nové přístupy rozvinuly do poměrně rozsáhlé teorie matematických modelů umělých neuronových sítí, která se dnes stala jedním vývojovým směrem umělé inteligence s nadějnými aplikacemi v mnoha oborech a též v hydrologii a ve vodním hospodářství. Za základní vlastnost sítí lze považovat nelinearitu mezi vstupy a výstupy. Tu však umělá síť zvládá na rozdíl od tradičních metodických přístupů (např. teorie regresních modelů) velmi efektivně a lze ji proto využít pro řešení složitých vztahů mezi proměnnými (např. pro řešení srážkoodtokových vztahů).

Topologie je matematickou disciplínou, která se zabývá takovými vlastnostmi složitých geometrických útvarů, které se při transformaci nemění. K důležitým úlohám tu patří transformace (zobrazení) jednoho topologického prostoru do druhého za podmínek homomorfizmu. Tyto metodické přístupy lákají především k hlubšímu studiu vzniku a vývoje extrémních jevů v hydrologii a meteorologii. Nebyly tu však zatím rozpracovány ani ověřeny. Na výzkum tak čeká aktuální, ale náročné téma. Vrátíme se k němu ještě v dalším odstavci.

Na obr.1 jsme přiřadili k hlavním zdrojům složitosti i výpočetní (numerickou) náročnost a na obr.2 adekvátní teorii výpočetní složitosti. Tato teorie porovnává složitost algoritmů podle doby, potřebné k nalezení řešení, a podle velikosti použité paměti. Algoritmus je pak v této teorii tím lepší, čím potřebuje kratší dobu k řešení a čím menší paměť počítače zabere. Čas, potřebný k vyřešení dané úlohy s určitým počtem parametrů, se aproximuje nějakou funkcí (zpravidla polynomiální), závisející na počtu těchto parametrů. Podle toho se pak rozlišují různé třídy úloh, popř. i úlohy neřešitelné v rozumném čase. Teorii výpočetní složitosti lze využít např. při řešení rozhodovacích a optimalizačních úloh vycházejících ze souborů mnoha variant, ze kterých se hledá řešení nejlepší podle požadovaného kritéria. Posuzování výpočetní složitosti je důležité i v některých vývojových směrech umělé inteligence (Mařík, Štěpánková, Lažanský, 2001).

Přes rozvoj teorie složitosti a jejího matematického aparátu se mnohé složité problémy v technických a ekonomických disciplínách dosud řeší nezávisle na jejích metodách. K rychlejšímu rozvoji tu může přispět těsnější spolupráce mezi základním a aplikovaným výzkumem, vzájemné ovlivňování a vyhledávání společných metodických postupů i v nepříbuzných vědních oborech a směřující k řešení speciálních problémů.

3. Metody řešení vybraných složitých úloh

Z širokého okruhu složitých úloh jsme vybrali jen problémovou oblast deterministického chaosu a problémovou oblast topologie, které mají pro aplikace v hydrologii a vodním hospodářství perspektivní význam. V omezeném příspěvku nelze vyčerpávajícím způsobem popsat metodické postupy, které jsou v obou případech dosti obsáhlé. Omezili jsme se proto na základní principy a zájemce o tyto vývojové směry odkazujeme na speciální literaturu.

3.1 Teorie deterministického chaosu, fraktální geometrie

Pro popis náhodných veličin v různých přírodních, technických a ekonomických systémech se zprvu využívaly jen metody teorie pravděpodobnosti a teorie náhodných procesů. Jejich statistické charakteristiky se odvozují na podkladě pozorovaných hodnot v minulosti. Avšak hodnoty samotných veličin v nejbližší budoucnosti nelze stanovit přesně, nejvýše je lze odhadnout za jistých předpokladů. Řešení úloh, ve kterých se tyto veličiny vyskytují, je proto zatíženo neurčitostí.

Uvedené metody mají důležité místo v mnoha vědních disciplínách, kde stochastické modely jsou základním podkladem pro řešení daného problému. Připomeneme si tu jen systémové teorie, zejména teorii řízení, která se m.j. zabývá problematikou řízení systémů ovlivněných působením poruchových veličin. Hlavním cílem regulace je pak zmenšit, popř. vyrovnat vliv těchto veličin na regulované veličiny.

Rychlý rozvoj teorie složitých systémů v posledních asi 30 letech přinesl řadu nových výsledků a poznatků. Např. se ukázalo, že podstatný význam má nelinearita deterministických modelů, která může plodit neuspořádaný a nepředvídatelný stav v následujícím okamžiku. Systém je sice popsán deterministicky, ale v čase se chová chaoticky. Představa tohoto nového typu chování některých systémů byla tehdy velice překvapivá, podobně jako opačný případ dynamiky, kdy v nahodilém chování systému může za jistých okolností vzniknout jeho nové uspořádání, nový řád.

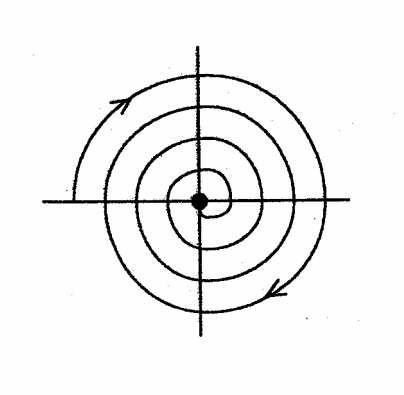
Jinou zajímavou vlastností složité dynamiky byla značná, někdy až extrémní citlivost systému i na malé změny počátečních podmínek. Z toho byl odvozen poznatek, že dlouhodobá predikce u takových systémů je nereálná. Týž problém vzniká u nepřesných počátečních dat, kde se ztrácí praktický smysl predikce vzhledem k jejich nejistotě. Pro tyto složité jevy v dynamice některých systémů se začal užívat poněkud neobvyklý, ale dnes už ve světě zcela běžný termín deterministický chaos. K tradičnímu členění systémů na deterministické a stochastické tak lze dnes přiřadit třetí skupinu – systémy s chaotickým chováním[2].
Deterministický chaos původně popsal americký meteorolog Edward Lorenz (1963), když chtěl vyjádřit chaotickou dynamiku konvektivního proudění v atmosféře. Tím dal podnět k prudkému rozvoji teorie chaosu, který změnil v některých směrech náš pohled na svět a chápání různých jevů. Především se ukázalo, že chování jednoduchých systémů může být velmi složité a naopak velmi složité systémy lze mnohdy popsat jednoduchými modely. Dalším poznatkem bylo zjištění, že chaotické chování může nastat u každé soustavy s nelinearitami. Avšak ne každý nelineární systém musí vést k chaotickému chování.

Výzkum chaotického chování některých systémů odhalil i pozoruhodné geometrické vlastnosti trajektorií ve fázovém prostoru. Fázovým (někdy nazývaným též stavovým) prostorem se rozumí abstraktní prostor, který vznikne projekcí všech relevantních proměnných na systém ortogonálních os. Každé proměnné tak odpovídá jedna osa (fázový prostor může mít proto teoreticky nekonečně mnoho dimenzí). Vývoj systému v čase (jeho dynamiku) lze pak popsat posloupností bodů ve fázovém

[2] Historický vývoj chápání a výkladu chaotických jevů lze sledovat už od starých primitivních národů. Starověké národy se snažily vysvětlit základní otázky vzniku světa, podstatu prostoru, času nebo vesmírných jevů prostřednictvím mýtů, legend a náboženství a vnést do nich určitý řád. Bohatá mytologie staré Číny, Indie, Persie a jiných zemí (dochovaná však mnohdy jen ve fragmentech původních písemností, v tzv. zlomcích) ukazuje, že chaos se tehdy chápal široce podle povahy diskutované otázky a mohl zahrnovat různé neznámé, neurčité, neuspořádané, nepředvídatelné či nevysvětlené jevy. Tak tu vystupuje např. pustý a prázdný postor, v němž nebylo možno nic určitého rozeznat, prostor oddělující nebe a zemi, stvoření světa vejcem, které bylo obklopeno temným chaosem a j. Nám bližší předsokratovská filozofie, považovaná za nejranější období řecké filozofie (období zhruba od poloviny 6. stol. až 4. stol. př.n.l.), usilovala o výklad světa přírody. Původní řecký termín „chásma“ byl spojen s představou velké větrné propasti (temnoty), ve které jsou prameny a hranice všech věcí. Tyto představy se staly zřejmě pozdější specifikací termínu „cháos“, který pak přijímal další významy (např. voda jako jedna ze základních pralátek nebo vše, co nemělo určitý tvar a d.). (Kirk, Raven, Schofield, 2004), (Stőrig, 1991), (Cave, 1994).

prostoru, nazývanou trajektorií. V teorii dynamických systémů se dokazuje, že trajektorie mohou konvergovat k charakteristickým geometrickým útvarům, které se nazývají atraktory. Atraktory mohou být velmi jednoduché (např. bod u kyvadla tlumeného třením nebo nějaká křivka a j.), které nejsou závislé na počátečních podmínkách. Existují však systémy s velmi složitou strukturou atraktorů, připomínající podivuhodné orientální obrazce. V těchto případech se hovoří o podivných (chaotických) atraktorech. Atraktory mohou mít kromě citlivosti na volbu počátečních podmínek i fraktální strukturu. Vrátíme se k ní ještě v dalším textu.

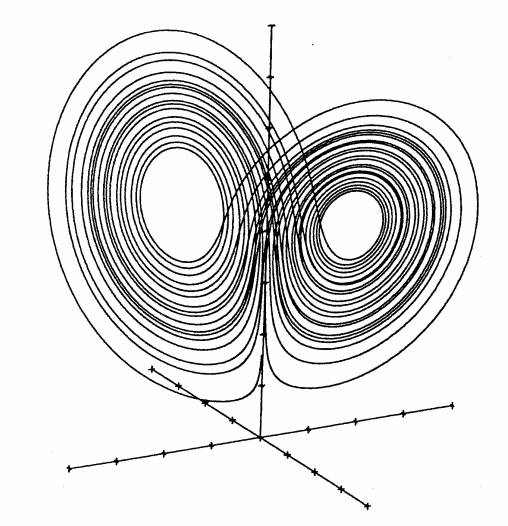
Na obr.3 je jednoduchý příklad atraktoru kyvadla, které rovnoměrně ztrácí energii třením. Všechny trajektorie se spirálovitě zavíjejí dovnitř k bodu, který představuje ustálený stav (bez pohybu). Na dvě osy se vynášejí úhel a rychlost kyvadla.



Obr.3 Atraktor kyvadla.

Fig.3 Attractor of the pendulum.

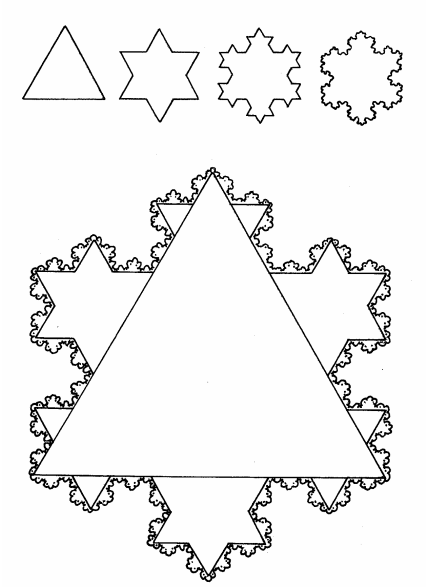
Na obr. 4 je znázorněn složitější Lorenzův atraktor ve tvaru dvojité spirály, která má tři rozměry.



Obr.4 Lorenzův atraktor.

Fig.4 Lorenz´s attractor.

Na obr. 5 je příklad fraktálové struktury, kterou odvodil jako první v roce 1904 švédský matematik Helge van Koch. Křivka se zkonstruuje tak, že vyjdeme z trojúhelníka o stranách délky 1. Doprostřed každé strany přidáme další trojúhelník třetinové velikosti a postup stále opakujeme. Délka křivky se tak stále zvětšuje do nekonečně (3 x 4/3 x 4/3 ...), ohraničuje však plochu s konečným obsahem, tj. kruhu opsaného původnímu trojúhelníku (Gleick, 1996).



Obr.5 Fraktálová struktura (Kochova křivka).

Fig.5 The structure of the fractals (the curve described by Helge van Koch).

Nereálnost dlouhodobých predikcí u chaotického chování, kterou jsme již zmínili, vedla k orientaci vývoje na krátkodobé predikční modely, vycházející z experimentálních dat o chování systému v čase (Drahoš, Punčochář, 2002).

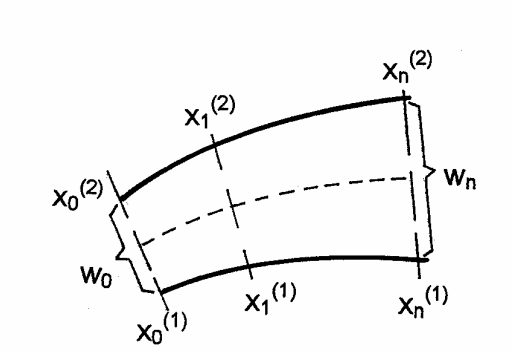
V souvislosti s chaotickým chováním systémů a složitými vlastnostmi jejich atraktorů se studuje další zajímavá otázka, a to fraktální struktura přírodních objektů (útvarů). Počátek těchto výzkumů se zpravidla klade na začátek 80. let min. století, kdy Benoit Mandelbrot ukázal na složitost a členitost některých přírodních objektů, které vykazují značnou vzájemnou podobnost při jejich geometrickém zobrazení v různém měřítku. Tak se zrodil nový pojem „soběpodobnost“ (self-similarity), který vyjadřuje při jisté idealizaci podobnost jednotlivých částí studovaného objektu a celku. Jako příklady lze uvést zobrazení členitého pobřeží úsečkami v různém měřítku, podobnost struktury větví a celého stromu, elementární soběpodobnost lze demonstrovat na jednoduchém členění úseček, čtverců nebo jiných geometrických útvarů. Samotný pojem fraktál (z lat. fractus, odvozeného od slovesa frangere – zlomit) tedy vyjadřuje členění složitého útvaru na dílčí části (zlomky) s jistou podobností.
Řešení fraktální struktury nemusí být ovšem jednoduchou úlohou. Lze ukázat, že tu někdy nepostačuje aparát klasické euklidovské geometrie, ale je třeba aplikovat složitější topologické přístupy k transformaci útvarů v prostoru, kterými se zabývá neeuklidovská geometrie (Hlavatý, 1949).

Důležitou úlohou v teorii deterministického chaosu je identifikace struktury časových chronologických řad pozorovaných veličin, která má odpovědět na otázku, nakolik je jejich chování chaotické nebo pouze náhodné a jakými matematickými prostředky ho lze popsat. Pro identifikaci se používají dva základní typy kvantifikátorů, popisujících jednak dynamiku chaotického chování, jednak geometrii atraktoru.

Podrobnější informaci o teorii deterministického chaosu a fraktální geometrii lze nalézt v řadě zahraničních i domácích prací. U nás jsou dostupné např. (Coveney, Highfield, 2003), (Drahoš, Punčochář, 2002), (Gleick, 1996), (Horák, Krlín, Raidl, 2003), (Miláček, 2003), (Štrunc, 2002a,b) a j.

Kvantifikátory chaosu

Dynamika chaotického chování se popisuje pomocí Ljapunovových koeficientů. Definují se jako logaritmus míry přibližování nebo vzdalování dvou sousedních trajektorií vývoje. Předpokládá se přitom, že trajektorie vycházejí z málo odlišných počátečních podmínek (obr.6).



Obr.6 Vzdálenost dvou sousedních trajektorií vývoje.

Fig.6 The distance of two neighbouring trajectories of the development.

Pro rostoucí body vývoje $n = 1, 2, ..., N$ lze sestavit posloupnost vzdáleností trajektorií $\{w_0, w_1, ..., w_N\}$. Ljapunovův exponent pro dvě sousední vzdálenosti je definován výrazem

$$\lambda = \frac{1}{n} \log_2 \frac{w_{n+1}}{w_n} \tag{1}$$

a pro všech N vzdáleností se pak tento exponent vyjadřuje střední hodnotou

$$\lambda = \lim_{N\to\infty} \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N} \log_2 \frac{w_{n+1}}{w_n} \tag{2}$$

Je zřejmé, že pro $\lambda<0$ ($w_{n+1}<w_n$) se obě trajektorie sbližují a vývoj je stabilní, naopak pro $\lambda>0$ se vzdalují.

Pro jednodimenzionální úlohu platí jednoduchý vztah $x_{n+1} = f(x_n)$.
Položíme-li $x_1 = x_0 + \varepsilon$, $w_0 = \varepsilon$, $w_1 = f(x_0 + \varepsilon) - f(x_0)$,

$$\text{dostaneme} \quad \frac{w_1}{w_0} = \frac{f(x_0+\varepsilon) - f(x_0)}{\varepsilon} = \frac{df}{dx}\Big|x_0 \tag{3}$$

$$\lambda = \lim_{N\to\infty} \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N} \log_2 \frac{df(x_0)}{dx} \tag{4}$$

Geometrická struktura trajektorií ve fázovém prostoru se posuzuje pomocí tzv. fraktální dimenze. Jde o exponent, který vyjadřuje vztah mezi počtem náhradních elementárních geometrických útvarů N a jejich rozměrem ε. Pro pokrytí křivky jednotkové délky potřebujeme např. $N\sim 1/\varepsilon$ úseček, pro pokrytí plochy pak $N\sim 1/\varepsilon^2$ čtverců, pro pokrytí třírozměrného prostoru $N\sim 1/\varepsilon^3$ krychlí atd. Obecně tedy můžeme tento vztah vyjádřit výrazem

$$N(\varepsilon) = \frac{1}{\varepsilon^d} \text{ , kde } \varepsilon^d \text{ znamená objem hyperkrychle,} \tag{5a}$$

$$\text{a odtud } \log N(\varepsilon) = d \,.\, \log \frac{1}{\varepsilon} \tag{5b}$$

$$\text{neboli } d = \lim_{\varepsilon\to 0} \frac{\log N(\varepsilon)}{\log 1/\varepsilon} \tag{6}$$

Číslu $d = d_k$ se říká kapacitní dimenze, které však nemusí být celé. Pak se hovoří o fraktální (zlomkové) dimenzi a o fraktální struktuře.

Kromě fraktální dimenze se často používá tzv. bodová (též lokální) dimenze. Její definice vychází z pravděpodobnosti výskytu dvojice bodů trajektorie systému v nějaké elementární oblasti kolem bodu ve fázovém prostoru. Tuto oblast zpravidla tvoří (obecně ve vícerozměrném prostoru) hyperkrychle se stranou ε nebo hyperkoule s poloměrem ε.
Jestliže jsou tedy dány ve fázovém prostoru body vývoje
$x_1 , x_2 , \ldots, x_N$, můžeme pro každý z nich nejdříve vypočítat rozdíl
$\Delta_{mn} = x_n - x_m$, $m = 1 , 2 , \ldots, M$, $M << N$, kde x_m je bod trajektorie ve vzdálenosti m, a poté pravděpodobnosti

$$P_n(\varepsilon) = \frac{1}{N}\sum_{m=1}^{M}(\| \Delta_{mn} \| < \varepsilon), \text{ kde v závorce je logická funkce s hodnotou 0 nebo 1.} \qquad (7)$$

Bodová dimenze se pak definuje výrazem

$$d_b = \frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N}\lim_{\varepsilon\to 0}\frac{\log P_n(\varepsilon)}{\log \varepsilon} \qquad (8)$$

Obdobně se definuje tzv. korelační dimenze. V tomto případě je třeba spočítat počet bodů uvnitř kružnice s poloměrem r.

$$d_k = \lim_{r\to 0}\frac{\log \sum_i p_i^2}{\log r} \qquad (9)$$

Limita $r \to 0$ požaduje co nejjemnější dělení fázového prostoru.

Zajímavé výsledky nelineární analýzy meteorologických řad uvádí naše literatura (Horák, Krlín,Raidl, 2003). Analýzu chaotické struktury srážkových řad lze nalézt v časopiseckém příspěvku (Sivakumar et al., 2001), ve kterém jsou obsáhlé odkazy na další zahraniční práce z oblasti hydrologie. Výklad náhodných a chaotických jevů v mechanice je uveden ve skriptu Miláčka (2003). Pro rozvíjení dalšího výzkumu jsou tu četné podněty a naznačeny otevřené otázky. Základním předpokladem zkoumání chaotické struktury chronologických hydrologických řad je uspokojivá spolehlivost dat, velmi krátký krok (hodiny, den) a větší délka řady. Tento požadavek může v hydrologii bránit širším aplikacím, protože většina vodohospodářských úloh se řeší na podkladě řad průměrných ročních nebo měsíčních průtoků, které poskytuje ČHMÚ v rámci standardních hydrologických údajů. Pro kratší krok mnohdy chybějí měřené či zpracované údaje. Řešení problematiky chaosu v hydrologii bude proto vyžadovat především přípravu dostupných a spolehlivých dat.

3.2 Topologie

Topologie jako odnož geometrie se začala rozvíjet během 19. století, svého rozkvětu se dočkala ve 20. století a zejména pak v 50. letech. Zkoumá vlastnosti geometrických útvarů, které se nemění deformací, otáčením nebo stlačováním, a to i ve vícerozměrných prostorech.

Ústředním pojmem je tu topologický prostor. Rozumí se jím dvojice $\langle X, t\rangle$, kde X je daná neprázdná množina prvků (bodů) a t je systém jejích podmnožin. Topologie studuje vlastnosti tohoto systému podmnožin, zobrazení jednoho topologického prostoru do druhého, invariantní vlastnosti prostorů, metrické prostory a další úlohy. Jde tedy o matematickou disciplínu, která zkoumá s využitím aparátu teorie množin vlastnosti složitých útvarů v prostoru, jejich vzájemné vztahy a zobrazení (transformace). K důležitým úlohám tu patří nalezení podmínek, za kterých lze např. dva prostory pokládat za homomorfní, tedy takové, které mají nějakou společnou topologickou vlastnost (tzv. invariant). Existuje-li homomorfismus mezi topologickými prostory, hovoří se o relaci ekvivalence na třídě těchto prostorů nebo krátce o topologicky ekvivalentních prostorech (Bureš, 1971).

Na první pohled je zřejmé, že pro zkoumání dynamiky hydrologických a meteorologických procesů se tu nabízí matematický aparát, který nepochybně umožňuje řešit dosti složité úlohy. Hydrologie i meteorologie pracují s velkými objemy dat, která popisují vývoj stochastických, nelineárních a dynamických procesů v prostoru a čase. Cílem řešení je tu zejména odhad odtokové odezvy a jejího extrému. Základním problémem je tu synergický efekt při sdružování několika příčinných faktorů, které se vyvíjejí v čase (Nacházel,2005).

Je pozoruhodné, že záhy po objevu teorie fuzzy množin (Zadeh, 1965) se začaly vynořovat práce propojující ji s topologií (Chang, 1968), (Michálek, 1975). Tak vznikla fuzzy topologie, která zkoumá v topologickém prostoru systémy fuzzy podmnožin, jejich vlastnosti a transformace. Její výhodou je možnost studovat vlastnosti složitých útvarů v prostoru i v případě, kdy je nelze všechny kvantifikovat. Pokud budeme řešit dynamiku meteorologických charakteristik a vývoj synoptických situací, bude třeba si ujasnit míru podrobnosti vyjádření lingvistických proměnných množinou jejich lingvistických hodnot (tzv. termů), dále univerzum, na kterém jsou tyto hodnoty definovány, a způsob odvození jejich funkcí příslušnosti. Nezbytný tu bude výzkum, protože s fuzzifikací v této oblasti máme zatím málo zkušeností.

Pro popis chování složitých systémů se tu ještě nabízí spojení topologie s teorií dynamických systémů. Topologické transformace útvarů ve fázovém prostoru mohou přispět k objasnění chaotických vlastností těchto systémů. I tyto možnosti bude třeba ověřit ve výzkumu.

Aplikace metodických postupů topologie ve vodním hospodářství není zatím příliš široká. V literatuře lze nalézt příklady topologického vyjádření složité struktury vodohospodářských soustav, popř. její zobrazení pomocí grafů. Topologie byla využita též v metodách umělé inteligence při hledání optimální struktury umělých neuronových sítí a řešení srážkoodtokových vztahů. Často se tu hovoří o topologii neuronových sítí a její automatické optimalizaci na počítači (Nacházel, Starý, Zezulák a kol., 2004).

4. Závěry

Složitost je důležitou charakteristikou mnoha úloh, která ovlivňuje kvalitu a spolehlivost výsledku jejich řešení, dobu a náklady na zpracování. Často vyvolává potřebu dalšího výzkumu. Složitost řešení závisí především na charakteru problému, požadovaném cíli řešení, kvalitě a rozsahu vstupních podkladů, stavu poznání dané problematiky, rozpracovanosti metodických postupů a výpočetní náročnosti.

Potřeba rozvíjet metodické postupy řešení složitých úloh v rámci výzkumu vyplývá hlavně z jejich aktuálnosti a významu pro praxi. Při zjednodušeném řešení je třeba zvažovat jeho důsledky na kvalitu výsledku a další postup zpracování úkolu. Jde tu tedy o přípustnost takového řešení.

Teorie složitosti se v minulosti vyvíjela postupně v rámci různých vědních oblastí. Přitom se ukázalo, že v některých oborech lze využít společné nebo příbuzné matematické formalizmy, které přispívají k objasnění chování složitých jevů. K problémovým oblastem matematiky složitosti patří např. chování dynamických systémů, nestabilita systémů, chaotická dynamika, fraktálové struktury a d. Jejich aplikace lze nalézt v současné době ve fyzice, chemii, astronomii, meteorologii, ale též v medicíně (neurologii), biologii a v dalších oborech.

V hydrologii a vodním hospodářství řešíme řadu složitých úkolů, které nám dělají stále starosti a mají přitom značný praktický význam. Patří k nim např. predikce extrémních hydrologických situací na podkladě působení příčinných faktorů, operativní řízení vodních děl a jejich soustav v podmínkách neurčitosti, nehomogenita hydrologických dat a metodika jejich zpracování po roce 1980, plánování vodního hospodářství se zřetelem ke globálním nejistotám a d. Pro řešení těchto úkolů bude prospěšné

rozpracovat a ověřit ve výzkumu nové metody a usilovat o přípravu počítačových programů, umožňujících v praxi rutinní aplikaci.

Studie byla zpracována za podpory grantového projektu GAČR reg.č. 103/04/0352 „Teorie operativního řízení vodohospodářských soustav za povodňových situací“.

Literatura

Bureš,J. (1971): Úvod do topologie. Fakulta mat. fyz. UK v Praze. SPN, Praha, 106 s.

Capra,F.(2004): Tkáň života. Nová syntéza mysli a hmoty. Překlad z angl. orig. The Web of Life. A New Synthesis of Mind and Matter. Nakl. ACADEMIA, Praha, 296 s.

Coveney,P., Highfield,E. (2003): Mezi chaosem a řádem. Hranice komplexity: hledání řádu v chaotickém světě. Překlad z angl.orig. Frontiers of Complexity. Mladá fronta, Praha, 432 s.

Drahoš,J., Punčochář,M. (2002): Fraktály a chaos: další z vědeckých revolucí 20. století? In: Sborník Myšlenky na zlomu tisíciletí. Nakl. VUTIUM, Brno, s. 255-277.

Gleick,J. (1996): Chaos: Vznik nové vědy. Překlad z angl.orig. Chaos: Making a New Science. Ando Publishing, Brno, 352 s.

Hladný,J., Nacházel,K. (2001): Historický vývoj, výsledky a perspektivy odhadu charakteristik povodňových vln. In: Sborník Vývoj metod pro odhad extrémních povodní. ČVTVHS, ČNVH, ČHMÚ Praha, s. 7-23.

Hlavatý,V. (1949): Úvod do neeuklidovské geometrie. JČMF, Praha, 228 s.

Horák,J., Krlín,L., Raidl,A. (2003): Deterministický chaos a jeho fyzikální aplikace. Nakl. ACADEMIA, Praha, 440 s.

Chang,C.L. (1968): Fuzzy Topological Spaces. Journal of Mathematical Analysis and Applications, 24, s. 182-190.

Kirk,G.S., Raven,J.E., Schofield,M. (2004): Předsókratovští filosofové. Kritické dějiny s vybranými texty. Překlad z angl.orig. The Presocratic Philosophers, nakl. Cambridge University Press, 1983. Nakl. OIKOYMENH, Praha, 664 s.

Mařík,V., Štěpánková,O., Lažanský,J. a kol. (2001): Umělá inteligence (3). Nakl. ACADEMIA, Praha, 328 s.

Michálek,J. (1975): Fuzzy Topologies. Kybernetika, 11, s. 345-354.

Miláček,S. (2003): Náhodné a chaotické jevy v mechanice. Vydav. ČVUT, Praha, 141 s.

Nacházel,K. (2003a): Problematika vzájemných vztahů mezi složitostí, důvěryhodností a neurčitostí matematických modelů ve vodním hospodářství. Část 1: Formulace problematiky, motivace jejího zkoumání, metodologie. Vodohosp.Čas., roč. 51, č.2, s. 85-96.

Nacházel,K. (2003b): Problematika vzájemných vztahů mezi složitostí, důvěryhodností a neurčitostí matematických modelů ve vodním hospodářství. Část 2: Aplikace. Vodohosp.Čas., roč. 51, č.4, s. 274-280.

Nacházel,K. (2005): Můžeme v hydrologii sdružovat neurčité informace a znalosti? Vodohosp.Čas., roč. 53, č. 1, s.30-43.

Nacházel,K., Starý,M., Zezulák,J. a kol. (2004): Využití metod umělé inteligence ve vodním hospodářství. Nakl. ACADEMIA, Praha, 320 s.

Prigogine,I., Stengersová,I. (2001): Řád z chaosu. Nový dialog člověka s přírodou. Překlad z angl. orig. Order out of Chaos. Man´s New Dialogue with Nature. Mladá fronta, Praha, 320 s.

Sivakumar,B., Sorooshian,S., Gupta,H.V., Gao,X. (2001): A chaotic approach to rainfall disaggregation. Water Resources Research, Vol. 37, No. 1, s. 61-72.

Störig,H.J. (1991): Malé dějiny filozofie. Překlad z něm. orig. Kleine Weltgeschichte der Philosophie in zwei Bänden. Verlag W.Kohlhammer GMBH Stuttgart 1990. Nakl.Zvon, Praha, 512 s.

Štrunc,M. (2002a): Svět nelineárních jevů. In: Sborník Myšlenky na zlomu tisíciletí. Nakl. VUTIUM, Brno, s. 220-222.

Štrunc,M. (2002b): Udivující samoorganizace. In: Sborník Myšlenky na zlomu tisíciletí. Nakl. VUTIUM, Brno, s. 225-253.

Tajemství času a vesmíru (1994): Překlad z angl. orig. Janet Cave, Time and Space, Time-Life Books, Amsterdam 1989. Nakl. GEMINI, Praha, 144 s.

Zadeh,L.A. (1965): Fuzzy Sets. In: Information and Control, 8, s. 338-353.

Autor

Karel Nacházel, ČVUT – Fakulta stavební, Thákurova 7, 166 29 Praha 6, milecova@fsv.cvut.cz

APLIKACE HYDROLOGICKÉHO MODELU WETSPA V POVODÍ POLEČNICE

Kateřina Uhlířová, Tomáš Dostál, Florimond De Smedt, Okke Batelaan

Abstrakt: Modelování srážko-odtokových vztahů je v současné době velmi aktuální záležitost. Na pracovišti Katedry hydromeliorací je výzkum zaměřen mimo jiné i na vliv retenční schopnosti krajiny a různých technických opatření na povodňové průtoky. Je snaha řešit problémy v zájmovém území povodí Polečnice, kde opakovaně dochází k povodňovým situacím. Cílem je nalezení nejnebezpečnějších lokalit z hlediska povrchového odtoku v povodí Polečnice, doporučení pro zvýšení retence území, posouzení kritických míst a profilů v povodí. V tomto povodí byly již v minulosti některé jevy simulovány pomocí hydrologického prostředku WMS, kde se využívaly především empirické metody. V příspěvku je podrobně popsán model WetSpa, který je převážně fyzikálně založen, a jeho první aplikace pro dané povodí. V budoucnosti bude tento model také využit pro řešení srážko-odtokové situace v povodí a návrh opatření. Také bude vyhodnocena praktická využitelnost obou modelů, včetně doporučení pro jejich aplikaci.

Klíčová slova: Modelování srážko-odtokových procesů, WetSpa, GIS, předpověď povodní

Application of Hydrologic Model WetSpa in the Polecnice Catchment *Nowadays the rainfall-runoff modelling is an important concern. The research (at the Department of Drainage, Irrigation and Landscape Engineering) is focused on the influence of retention capacity of the catchment and some technical measures to extreme outflows. The aim is to find the solution of repeated flooded catchment of Polecnice stream, to find up the critical source areas of the production of surface runoff, recommendation for increasing the retention capacity of the area, adjudication of critical profiles (points) in the basin and suggestion their adjustments. There were already simulated some effects using hydrologic interface WMS, where mostly the empiric methods are used. Model WetSpa, that is almost physically based, and its first application for Polecnice catchment are described in detail in this report. In future the model will be also used for finding the solution of rainfall-runoff situation of the basin and for suggestion of measures. Practical utilizabibility including the recommendation for their application will be interpreted.*

Key words: Rainfall-runoff modelling, WetSpa, GIS, Flood prediction

---

HYDROLOGICKÉ SIMULAČNÍ PROSTŘEDKY

Po povodních v letech 1997 a 2002 vzrostl význam protipovodňové ochrany a s tím spojené zaměření na výzkum vlivu retenční schopnosti krajiny a různých technických opatření na povodňové průtoky. Výzkum tímto směrem usnadňují i různé hydrologické simulační prostředky. Ve světě proto vzniká množství takovýchto modelů, které se snaží popisovat reálné přírodní procesy nejrůznějšími způsoby. Jelikož se jedná o složitou problematiku dochází ke konfrontaci mezi přesností popisu procesů a jednoduchostí a dostupností vstupních dat. Nejzákladnější rozdělení modelů je tedy na modely empirické a modely fyzikálně založené. Empirické metody vycházejí z dlouhodobého experimentálního sledování vlivu jednotlivých hydrologických faktorů a zjednodušeněji popisují složité procesy. Z toho vyplývá, že i náročnost na vstupní data není příliš vysoká. Fyzikálně založené modely se snaží o přesný popis hydrologických procesů, které vycházejí z diferenciálních rovnic proudění, rovnic zachování hmoty a energie atd. Se zvyšující se požadovanou přesností narůstá i poptávka po detailnějších datech jak z hlediska prostorového rozlišením, tak z hlediska potřeby většího množství informací. Samozřejmě je snaha skombinovat výhody obou metod a tak vznikají modely, které jsou částečně fyzikálně založené, ale obsahují i empirické parametry.

APLIKACE MODELŮ V ZÁJMOVÉM POVODÍ

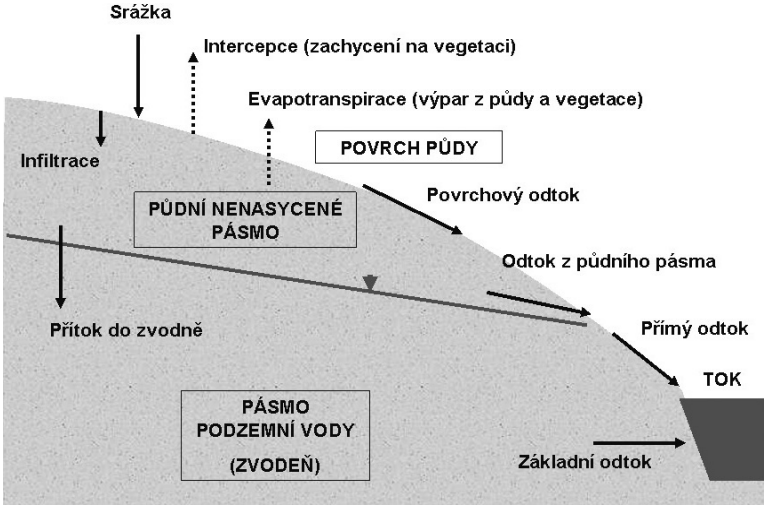
V zájmovém povodí Polečnice již byly pomocí hydrologického prostředku WMS 6.1 (Watershed Modeling System) simulovány průběhy odtoků při povodních v létě 2002 a také některé vlivy retenčních prvků a technických opatření (jako např. změna využití území, vliv drsnosti a velikosti koryta, vliv rozlití toku do inundace s různou drsností, transformace odtoku malou vodní nádrží). V tomto případě byly použity empirické vztahy pro výpočet hydrogramů odtoků, jako například metoda čísel odtokových křivek (CN) a metoda jednotkového hydrogramu (UH). [2]
Díky spolupráci s Vrije Universiteit Brussel (VUB) se podařilo seznámit s modelem WetSpa Extension (dále jen WetSpa), který je založen na převážně fyzikálních principech. Nabízí se tedy otázka, který model, popř. typ modelu je pro které konkrétní případy vhodnější. Zatím je práce s modelem WetSpa v počáteční fázi. V budoucnu bude snaha o porovnání nejen přesnosti výsledků z jednotlivých modelů, ale i způsobu práce s modely, přípravou vstupních dat, uživatelskou přístupností, omezeních atd.

Charakteristika zájmového povodí

Zájmové území povodí Polečnice leží v jižních Čechách. Jeho rozloha je 198 km^2. Lesy pokrývají bezmála 50%, téměř třetinu pokrývají trvalé travní porosty a zbytek připadá na lad ve vojenském prostoru (11%), ornou půdu (8%) a intravilán (2%). Přestože využití území je z hydrologického pohledu příznivé, dochází k opakovaným problémům s vybřežováním toku a k následnému ohrožování předměstí Českého Krumlova, kde se Polečnice vlévá do Vltavy. Příčinou je možnost střetu odtokových vln z dílčích podpovodí Polečnice a Chvalšinského potoka, které mají podobný charakter a velikost. Toto povodí se tedy zdá příhodné pro zpracování studie, která by posoudila vliv různých typů přirozených či technických retenčních prvků v povodí na pozitivní ovlivnění odtokových charakteristik. Hledá se proto vhodný nástroj pro řešení této problematické oblasti. [2]

MODEL WETSPA

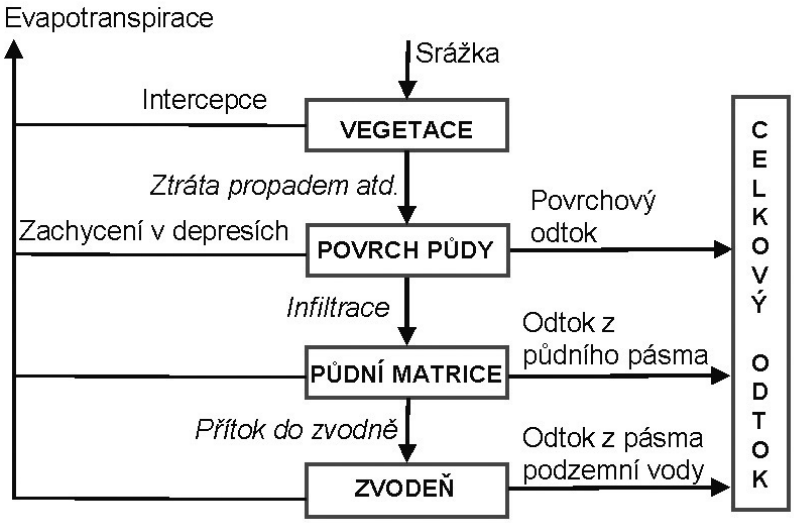
WetSpa Extension je hydrologický model s distributivním přístupem v měřítku povodí. Je založený na GIS a naprogramován jako nadstavba ArcView. Byl vytvořen na Vrije Universiteit Brussel (De Smedt a kol., 2000; Liu a kol., 1999, 2002, 2003). Model je fyzikálně založen a simuluje kontinuálně v čase i prostoru hydrologické procesy jako srážky, tání sněhu, intercepci, akumulaci v depresích, povrchový odtok, infiltraci, evapotranspiraci, perkolaci, odtok z půdní nenasycené vrstvy, odtok z pásma podzemní vody atd., tak jak je znázorněno na Obr. 1.
Model počítá s prostorově rozdělenými hydrologickými a geofyzikálními charakteristikami povodí, a proto je vhodný pro zkoumání vlivu využití území na hydrologické chování toku a povodí a pro modelování předpovědi povodní



Obr. 1 Přehled procesů simulovaných modelem WetSpa

Struktura modelu

Pro tyto procesy je zachován princip zachování hmoty a energie v každé buňce rastru. Schéma těchto procesů na úrovni buňky je zřejmé z Obr. 2.



Obr. 2 Schéma modelu WetSpa

Model používá několik vrstev k znázornění principu zachování rovnováhy objemu vody a energie pro každou buňku rastru. Bere v úvahu tyto procesy: srážky, infiltraci, tání sněhu, akumulaci v depresích, infiltraci, evapotranspiraci, perkolaci, povrchový odtok, odtok z nenasycené půdní vrstvy a odtok z pásma podzemní vody. Simulované hydrologické systémy se sestávají ze 4 kontrolních objemů: vegetační pásmo, povrch půdy, kořenová zóna a pásmo podzemní vody.
Objem srážky, který spadne z atmosféry, je zmenšen o intercepci. Zbývající srážka dosáhne zemského povrchu a je rozdělena na dvě části, které závisejí na pokryvu země, typu půdy, sklonu, velikosti srážky a předcházející vlhkosti půdy. První část vyplní v počátečním stádiu terénní deprese a zároveň odtéká po povrchu, zatímco zbylá část se vsakuje do půdy. Infiltrovaná část srážky může zůstat jako půdní vlhkost v kořenné zóně a pohybovat se laterálně jako odtok z nenasyceného půdního pásma, nebo může prosáknout dále a doplnit zásobu podzemní vody, což záleží na vlhkostním podílu půdy. Podzemní voda v dané buňce odtéká laterálně, což závisí na množství podpovrchové zásoby a recesním koeficientu (recession coef.). Předpokládá se, že perkolace půdní vrstvy obohacuje podpovrchovou zásobu a odtok z kořenné zóny přispívá povrchovému odtoku a pak společně směřují k závěrovému profilu. Celkový odtok z každé buňky je stanoven jako součet povrchového odtoku, odtoku z kořenné zóny a odtoku z pásma podzemní vody. K evaporaci dochází u vody zachycené na vegetaci, v terénních depresích a z půdního povrchu, zatímco transpirace je výpar z rostlin skrz kořenový systém.
Vodní rovnováha pro intercepci obsahuje srážky, výpar a propad. Vodní rovnováha pro akumulaci v depresích obsahuje propad, infiltraci, výpar a povrchový odtok. Vodní rovnováha v půdním sloupci zahrnuje infiltraci, evapotranspiraci, perkolaci a mělké podpovrchové proudění. Vodní rovnováha pro podpovrchovou zásobu obsahuje dodatek podzemní vody, hlubokou evapotranspiraci a rovnoběžné (laterální) podzemní proudění. Obr. 2 ukazuje schématicky strukturu modelu na úrovni buňky. [1]

Vstupní data

Model pro svou funkci potřebuje digitální prostorově orientovaná data, která popisují dané území, a hydrometeorologické informace.

Základní charakteristiky území

Model používá prostorově georeferencovaná data. Tato data slouží jako vstup pro odvození parametrů modelu, která jsou pak použita ve vlastním výpočtu. Tato příprava dat probíhá v GIS ArcView.

V modelu jsou použité tři základní vstupy a to: topografická digitální mapa, mapa využití území a mapa půdních typů. Ostatní digitální data jsou volitelná v závislosti na dostupnosti, účelu a přesnosti požadované projektem.

1. **Digitální model terénu** (Digital Elevation Model - DEM) je rastrová mapa nadmořských výšek, která vznikla z bodové či vrstevnicové topografické mapy.
2. **Mapa využití území** - Informace o využití území jsou obvykle získány pomocí dálkového průzkumu Země. Z důvodů simulací hydrologických procesů rozlišuje model WetSpa 14 různých kategorií využití území (např. orná půda, jehličnatý les, listnatý les, travní porost, atd.)
3. **Mapa půdních typů** - Kódový systém, který používá model WetSpa, je založen na trojúhelníkovém diagramu půdních textur, který je charakterizován poměrem zastoupení prachu, jílu a písku (Klasifikace USDA – U.S. Department of Agriculture). Je možné odlišit 12 tříd (např. písčitá, hlinitopísčitá, hlinitá, jílovitá atd.)
4. **Volitelná digitální data** jsou nepovinná a slouží jako doplňující zpřesňující informace (např. umístění srážkoměrů, hydrografická síť, hlavní komunikace, hranice povodí, kanalizační systém atd.)

Hydrometeorologická data

Základní vstupní požadavky se skládají z meteorologických dat, dat o průtocích pro kalibraci a validaci modelu, z kalibrovatelných parametrů modelu a počátečních podmínek,. Základem meteorologických dat jsou srážky a potenciální evapotranspirace. Teplotní data nejsou nutná, pokud se nemodeluje tání sněhu. V případě počítání potenciální evapotranspirace Pentan-Monteith rovnicí jsou potřeba další meteorologická data: teplota vzduchu, sluneční svit, relativní vlhkost vzduchu a rychlost větru. Data musí mít stejné časové rozlišení, jako je výpočetní krok modelu (např. 1 hodinu, 1 den atd.).
Přehled potřebných dat

1. **Srážky**
2. **Potenciální evapotranspirace**
3. **Průtok** (m3/s)
4. **Doplňková meteorologická data** (Teplota, a data potřebná k výpočtu PET.)

Příprava dat

Jak již bylo řečeno, proces přípravy dat pro výpočet probíhá v GIS ArcView. Ze tří základních vrstev jsou pomocí předdefinovaných procedur a tabulkových hodnot, získaných z odborné literatury, vytvořena řada prostorově definovaných charakteristik.

Z digitálního modelu terénu se získají tyto prostorové charakteristiky: směr proudění, akumulace proudění, síť toků, pořadí toků, sklon, hydraulický poloměr, rozdělení na podpovodí.
Land use je základem pro mapy hloubky kořenů, maximální a minimální intercepční kapacity a Manningova drsnostního koeficientu.
A půdní mapa je podkladem pro tyto charakteristiky: hydraulická vodivost, pórovitost, zůstatková vlhkost, pórový index, bod vadnutí, vodní polní kapacita, počáteční vlhkost.
Kombinací výše zmíněných vlastností je možno vytvořit tyto charakteristiky pro následný výpočet: rychlost proudění, doba doběhu do závěrového profilu povodí a podpovodí, potenciální koeficient odtoku, kapacita zachycení v depresích.
Některé z výše zmíněných charakteristik, vytvořených v ArcView a uložených jako ASCII soubor, jsou pak základem pro výpočet jednotkových hydrografů a výsledných hydrogramů odtoku.

Kalibrace modelu

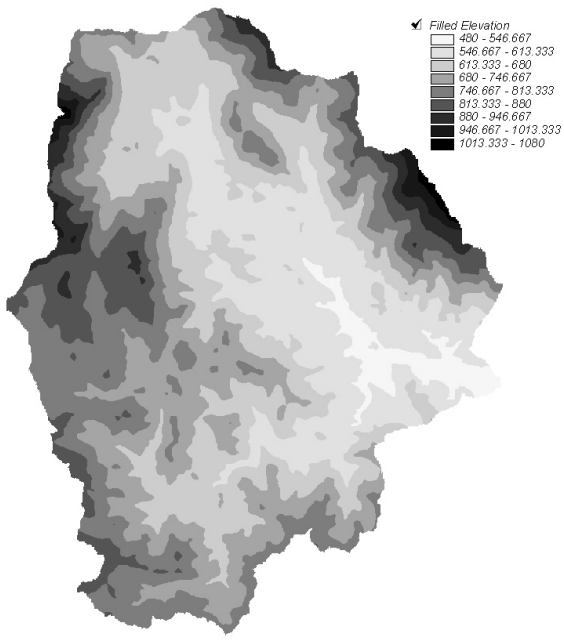
Pro správný chod modelu je třeba jeho kalibrace a následná validace. K tomu slouží změna parametrů, které mají buď fyzikální nebo empirický základ. Těchto parametrů je 11, v případě modelování nezimního období je jich potřeba pouze 8. Dále je možné změnit i některé parametry v preprocesingu.

Kalibrace může být buď manuální a nebo je pro doladění možné použít automatickou kalibraci pomocí programu PEST (Parameter Estimation). Namodelované výsledky odtoků jsou pak porovnávány s měřenými odtoky se snahou docílit co nejmenšího rozdílu. K tomu slouží i statistické vyhodnocení, které je možné použít.

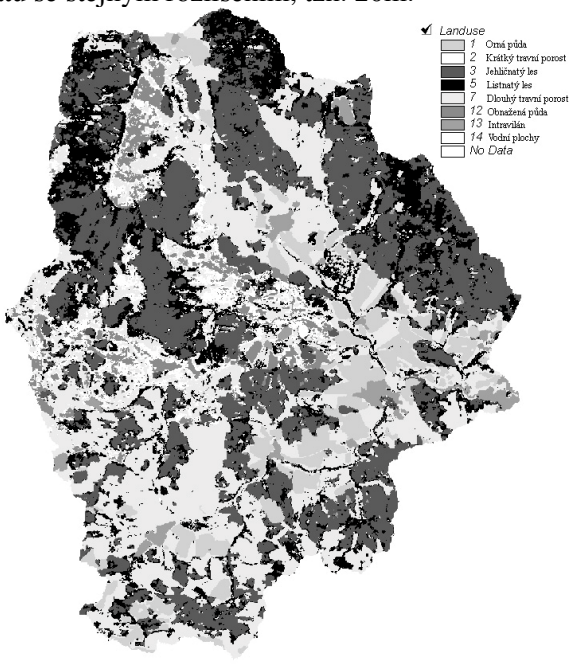
Použitá data pro povodí Polečnice

1) **Digitální model terénu** (Digital Elevation Model - DEM) – Zdrojem byl DMÚ 25, M 1:25 000 (VTOPÚ): vrstevnice s ekvidistantou 5m. Výsledkem je rastrová mapa s rozlišením 20m. (Obr. 3)
2) **Mapa využití území** byla získána vyhodnocením družicového snímku Landsat ETM+ (rozlišení 30m – 3 spektra R, IR1, IR2; doba snímku srpen-září 2000). Bylo rozlišeno 8 různých kategorií využití území (orná půda, jehličnatý les, listnatý les, krátký travní porost, dlouhý travní porost, holá půda, intravilán a vodní plochy) (Obr.4)
3) **Mapa půdních typů** byla vytvořena na základě mapy BPEJ (bonitované půdně ekologické jednotky) M 1 : 5 000 (VÚMOP) a mapy KPP (komplexní průzkum půd) M 1:200 000 (ČZU). Zatřídění do klasifikace USDA (U.S. Department of Agriculture) proběhlo s pomocí konzultace Doc. Kuráže. Celkem bylo rozlišeno 7 půdních typů.
4) **Srážky, měřené odtoky a data pro potenciální evapotranspiraci** – použita data z automatické srážkoměrné stanice Černá v Pošumaví (digitální minutové průběhy + denní úhrn); zdroj: ČHMÚ. Srážka se předpokládá konstantní po celé ploše povodí. Odtoková data byla získána z limnigrafické stanice Český Krumlov (závěrový profil povodí) ve formě stavu hladiny v lomových bodech a příslušných měrných křivek (ČHMÚ). Potenciální evapotranspirace byla spočtena z denních hodnot (srážky, sluneční svit, rychlost větru, vlhkost vzduchu, teplota vzduchu) podle Penmana. Z denního úhrnu potenciální evapotranspirace byl vytvořen hodinový průběh. Použité časové rozlišení pro všechny řady je jedna hodina. Snaha o kalibraci a validaci je pro data z období 2000 – 2002.

Použitelná data musí být všechna rastrového formátu se stejným rozlišením, tzn. 20m.



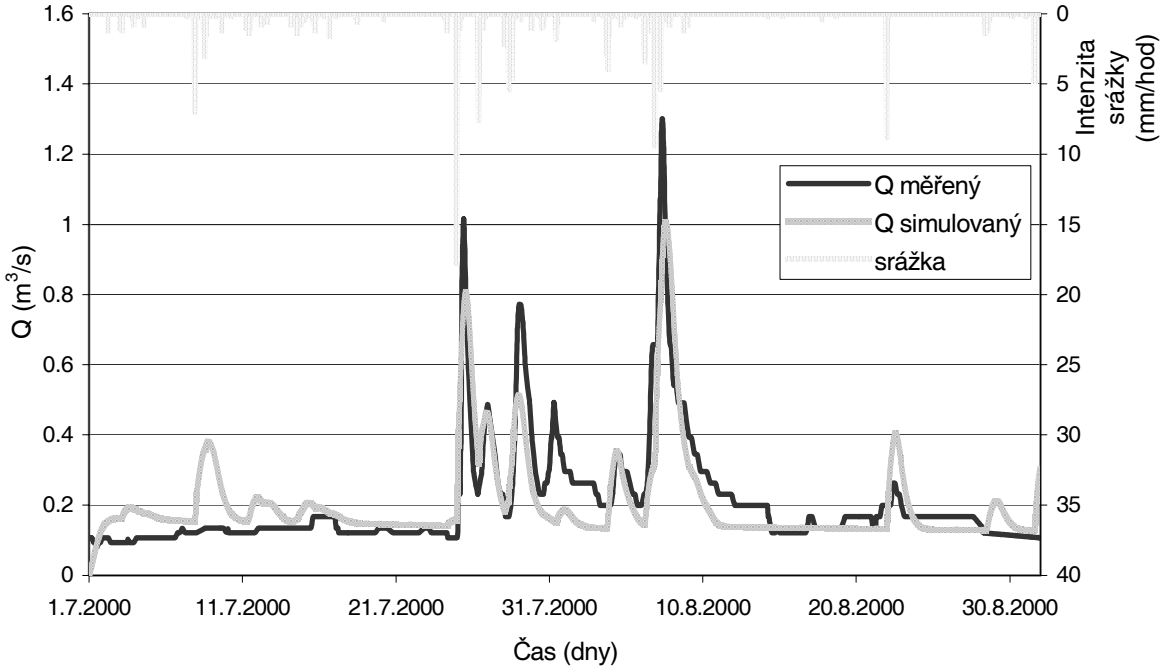
Obr. 3 Digitální model terénu použitý v modelu WetSpa



Obr.4 Mapa využití území

Dosažené výsledky

Po kalibraci globálních parametrů pro období 1.7.-31.8. 2000 bylo dosaženo hydrogramu odtoku (Obr. 5). Shoda s měřeným odtokem je poměrně dobrá. V současné době probíhá validace na dalších srážkách z let 2000-2002.



Obr. 5 Porovnání odtoku měřeného a simulovaného modelem WetSpa v období 1.7.-31.8. 2000

SHRNUTÍ

Nejdůležitější závěr je, že model WetSpa je použitelný pro dané povodí. Nejznatelnější rozdíly mezi modely WetSpa a WMS jsou:

- WetSpa je na rozdíl od WMS více fyzikálně založen, a tak je například schopen rozlišit jednotlivé složky povrchového odtoku.
- WetSpa je kontinuální a je schopen pracovat v delším časovém měřítku, kdežto WMS je model epizodní.
- WetSpa je o trochu náročnější na vstupní data (potřebuje např. navíc data k výpočtu potenciální evapotranspirace)
- WMS je více uživatelsky příjemné (např. výsledný hydrogram je možné ihned po skončení simulace jednoduše zobrazit)
- Kalibrace modelu WetSpa je díky osmi globálním parametrům poměrně náročný proces, a jeho postup by měl být v budoucnosti optimalizován.

Další zaměření

Zatím je aplikace modelu WetSpa v počátečním stadiu, ale jsou zřejmé další směry, kterými se ubírat:

- Dokončit kalibraci a validaci modelu na datech z období 2000-2002.
- Nalezení optimálního způsobu kalibrace a validace.
- Simulování různých scénářů vlivu retenčních prvků.
- Nalézt kritické zdrojové plochy v povodí, co se týče produkce povrchového odtoku ze srážky.
- Posoudit jednotlivé části povodí z hlediska jejich produkce povrchového odtoku a doby doběhu – posouzení nebezpečí souběhu a kumulace kulminací z jednotlivých podpovodí.
- Vytipování vhodných retenčních území v řešeném povodí s posouzením jejich kapacity.

- Posouzení vhodnosti způsobu úpravy a údržby koryt z hlediska jejich drsnosti, rychlosti proudění a setkávání kulminací odtokových vln z jednotlivých částí povodí.
- Nalezení kritických profilů v povodí a orientační návrh jejich úpravy s cílem minimalizace následných povodňových škod.
- Doporučení vhodných lokalit pro instalaci čidel systému včasné ochrany.
- Porovnání s výsledky z WMS.
- Podrobnější srovnání modelů včetně vyhodnocení jejich praktické využitelnosti.

Literatura

[1] Liu, Y.B., De Smedt F. (2004): WetSpa Extension – Documentation and User Manual, Department of Hydrology and Hydraulic Engineering, Vrije Universiteit Brussel, Belgium

[2] Uhlířová, K., Dostál, T. (2004): Aplikace modelu WMS v povodí Polečnice in Workshop 2004 – Extrémní hydrologické jevy v povodích

Autoři

Kateřina, Uhlířová, Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství, Fakulta stavební, ČVUT v Praze, Thákurova 7, Praha 6, 166 29, uhlirova@fsv.cvut.cz

Tomáš, Dostál, Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství, Fakulta stavební, ČVUT v Praze, Thákurova 7, Praha 6, 166 29, dostal@fsv.cvut.cz

Florimond, De Smedt, Department of Hydrology and Hydraulic Engineering, Vrije Universiteit Brussel, Pleinlaan 2, 1050 Brussels, Belgium, fdesmedt@vub.ac.be

Okke, Batelaan, Department of Hydrology and Hydraulic Engineering, Vrije Universiteit Brussel, Pleinlaan 2, 1050 Brussels, Belgium, batelaan@vub.ac.be

Poděkování

Řešení bylo podpořeno projektem KONTAKT (ČVUT Praha– VUB Brusel) "Structured approach to surface runoff generation and flood risk assessment“

MOŽNOSTI PROPOJENÍ GIS S HYDROLOGICKÝMI A HYDROGEOLOGICKÝMI MODELY

Jan Unucka , Jiří Horák , Naďa Rapantová

GIS je tradičně spojován s představou zobrazení digitálních prostorových dat ve formě interaktivní mapy a s možností dotazování nad jejími objekty. Hlavní přínos GIS však spočívá v silných nástrojích automatizovaného zpracování prostorových dat, možnostech analytických operací, modelování a simulací. Výstupy pak mohou být velmi názorně prezentovány, což významně usnadňuje jejich interpretaci.

Tyto systémy mohou sloužit jako vhodný preprocesor pro předzpracování dat vstupujících do numerických modelů a současně i jako postprocesor pro zobrazení výsledků modelování.

Mezi hlavní hydrologické aspekty potenciálu GIS patří zejména zjednodušená či automatizovaná schematizace povodí, možnost generování speciálních map akumulace a drah odtoku, topografického indexu, infiltračního deficitu apod. Po vygenerování průběhu odtoku hydrologickým modelem skýtá GIS možnost vizualizace záplavových či jinak ohrožených zón.

V rámci projektu TRANSCAT byl připraven prototyp srážko-odtokového modelu pro povodí Bělé (číslo 2-04-04) v prostředí HEC-HMS. Rámcově lze metodiku schematizace shrnout do použití metody SCS (CN křivky), Clarkova jednotkového hydrogramu, kinematické vlnové aproximace pro 1D i 2D proudění v korytech a na plochách povodí a recesní metody (metody separace hydrogramu). Pro tání sněhu a odtok ze sněhu byl vytvořen program v prostředí Visual Studio .NET, který používá metody stupeň/den a Anderson, jelikož HEC-HMS metodiky výpočtů odtávání nepodporuje. V současnosti se využívá ArcGIS a GRASS GIS pro preprocesing, postprocesing a pro některé hydrologické výpočty.

Připravuje se také hydrogeologický model proudění podzemní vody v nasycené zóně pro kvartérní sedimenty u Mikulovic, který bude využívat i simulaci komunikace s povrchovým tokem Bělé. Model je vytvářen v prostředí GMS a rovněž využívá preprocesingu dat z ArcGIS.

Interakce s hydrologickými modely umožňuje věrohodnější kalibraci hydrogeologického modelu, neboť jednotlivé složky rovnice hydrologické bilance jsou vzájemně validovány. Komplexnosti může být dosaženo při zapojení modelů proudění v nenasycené zóně (např. systém UNSAT Suite), které simulují i ostatní složky rovnice hydrologické bilance – tj. evapotranspiraci, povrchový odtok a efektivní infiltraci.

Vytvoření digitálního modelu území se správou všech významných faktorů v GIS přináší významné výhody v operativní možnosti předzpracování potřebných dat, výpočtu vhodných ukazatelů, využití škály výkonných prostorových analýz, zahrnutí většího počtu faktorů a samozřejmě i v prezentaci výsledků. Prostřednictvím GIS se rovněž otevírá možnost integrovaného využití aktuálních dat DPZ při hodnocení území.

Klíčová slova: GIS, ArcGIS, GRASS, HEC-HMS, GMS, MODFLOW, hydrologické modelování, hydrogeologické modelování, vizualizace dat

Possibilites of the linking GIS with hydrologic and hydrogeologic models. *GIS is traditionally put together with the notion of visualization of the spatial geographic data in mode of the interactive maps with possibilities of querying map objects. But the main contribution of GIS consists in the tools of the automatic spatial data processing, analysis, simulation and modeling. At last but not least the power of GIS lies in the practically unlimited possibilities of the data and modeling output visualization.*

So, these systems can serve as suitable preprocessor of the data incoming in the common numerical models equally as postprocessor for the visualization in the form of maps, 3D models, cross-sections and others.

The support of the catchment schematization, creating of the special maps (flow accumulation, flow direction, topographical index, infiltration deficit etc.) is among the main hydrological aspects of the GIS potential. After model computation of the discharge volume and water stage level GIS can visualize flood or endangered zones on the digital terrain model.

The prototype of hydrological model was prepared in the framework of TRANSCAT project with using of the rainfall-runoff modeling software HEC-HMS. Methodic of prototype schematization uses SCS method (CN curves), Clark's unit hydrograph, kinematic wave approximation in 1D (channel routing) and 2D (overland flow) and recession method for the baseflow. In Visual Studio .NET was developed program for snowmelt computations, which uses degree/day and Anderson methods, because snowmelt computations aren't supported in HEC-HMS itself. Studying of the potential of GRASS GIS for the hydrological modeling runs nowadays. Now this GIS system runs as pre- and postprocessor.

Integration of GIS (both ESRI and GRASS platform), hydrological models (HEC-HMS), hydrogeological models (MODFLOW) and landscape ecology models in the integrated client-server system with open source software utilization (Linux, Apache) that will allows decision making of its users.

Hydrogeological model is prepared now. Model will use the solution of water routing in the saturated zone in the quartenary sediments nearby Mikulovice. It is developed in GMS software with using of ArcGIS preprocessing.
Interaction of the hydrological and hydrogeological models brings possibility of the comparision and validation of the model outputs and better calibration of the both models itself. Complex solution can be achieved by implementing of model of routing in the unsaturated zone (f.e. UNSAT suite). The connected pack of such models can bring the complete solution of the hydrologic balance equation.
Creation of the digital model of the whole area with the possibility of managing all important factors in GIS environment brings the possibility of the operative data preprocessing, calculation of the efficient indicators, utilization of the scale of the spatial analysis tools, including of the bigger amount of indicators and substantial data visualization refinement. Using of GIS also brings possibility of the remote sensing utilization.

Key words: GIS, ArcGIS, GRASS, HEC-HMS, GMS, MODFLOW hydrological modeling, hydrogeological modeling, data visualization

---

GIS A JEHO POTENCIÁL PRO PODPORU HYDROLOGICKÉHO MODELOVÁNÍ

Pojem geografický informační systém je používán pro označení počítačových systémů, orientovaných na zpracování geografických dat, prezentovaných především ve formě různých map (Rapant 2002).

Analytické funkce GIS jsou zpravidla děleny do 4 skupin (upraveno podle Aronoff 1989):
1. Údržba a analýzy geometrické složky dat
2. Údržba a analýzy atributové složky dat
3. Integrované analýzy geometrické a atributové složky dat
4. Výstupní formátování

Hlavní přínos GIS spočívá ve schopnosti integrované analýzy prostorových dat, v silných nástrojích automatizovaného zpracování prostorových dat, možnostech analytických operací, modelování a simulací. Právě tyto schopnosti jsou tím hlavním, co GIS odlišuje od programů pro automatické mapování a CAD systémů. Rozsah analytických funkcí pro integrované analýzy prostorových dat je značně široký, jedna z možných kategorizací rozlišuje (Horák 96):
1) klasifikační operace
2) překryvné operace
3) analýzy okolí
4) analýzy spojitosti

Můžeme konstatovat, že všechny typy se uplatňují v hydrologických aplikacích. Protože naším cílem není podat úplný systematický přehled jednotlivých možností, uvedeme jen hlavní příklady.

Již v úvodu můžeme konstatovat, že GIS představuje vhodné prostředí pro komunikaci s hydrologickými a hydrogeologickými modely a současný trend u těchto modelů směřuje k vytváření distribuovaných a semidistribuovaných modelů s využitím pre- a postprocesingu v GIS software. Zvláště významná je možnost rozsáhlé přípravy vstupů pro hodnocenou oblast.

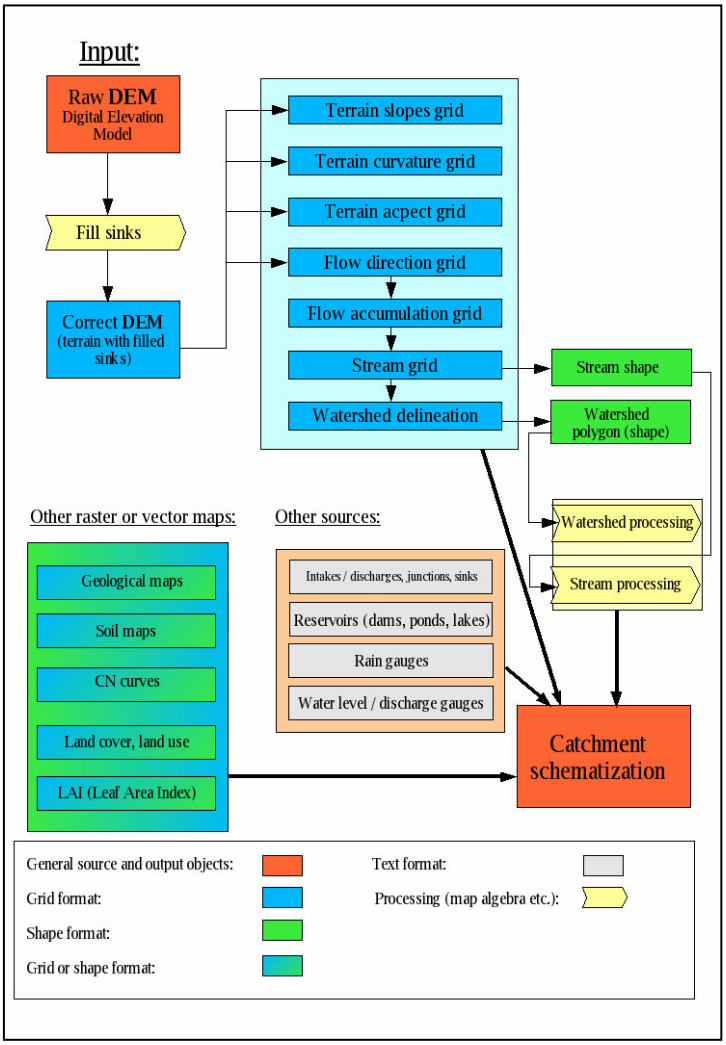
Oblast preprocesingu dat

Ad 2) Překryvné operace jsou založeny na překryvu vrstev či jednotlivých geoprvků (v objektovém modelu), geometrickém vyřešení úlohy (např. rozklad polygonů) a následné logické či aritmetické operace s atributy.
Tyto operace se uplatňují např. při stanovování infiltračního deficitu, popis faktorů a jejich adjustace v oblasti pedologie, vegetačního pokryvu a dalších. Může být provedena klasifikace infiltračních zón na základě charakteristik typů pokryvu zpracováním katastrálních map a letecké ortofotomapy, dat bonitovaných půdně-ekologických jednotek (BPEJ), geomorfologické analýzy z digitálního modelu terénu a z analýzy horninového složení pásma aerace včetně stanovení hydropedologických charakteristik.

Ad 3) Analýzy okolí oceňují charakteristiky oblasti kolem určeného místa (ohniska) a jsou zvláště cenné pro ohodnocení charakteru lokální oblasti. Vedle stanovení ohniska operace (u rastrového modelu se jím stává postupně každá buňka) je nutné specifikovat okolí kolem každého ohniska (4-sousedství, 8-sousedství, okolí definované vzdáleností a/nebo směrem od ohniska a okolí vymezené polygonem na jiné vrstvě tzv. zónou) a stanovit funkci, která se provádí na elementech ve vymezeném okolí.
Pro hydrologické aplikace mají zcela zásadní význam operace nad DMT jako je určování sklonu, orientace, drenáže, insolace apod.). Velký potenciál nabízí systém GRASS GIS, který poskytuje i sofistikovanější operace nad DMT, jako je výpočet LS faktoru (*length and slope* = délka a sklon) pro revidovanou univerzální rovnici ztráty půdy (RUSLE) a tvorby rastru topografického indexu (*topidx* $=A/\tan\beta$, A – přispívající plocha, β – tangens rovinné vzdálenosti a převýšení) pro simulaci v prostředí TOPMODEL (Beven, 2001). (viz obr.4).

GIS se výrazně uplatňuje jako interpolační a kalibrační nástroj. To je důležité pro tvorbu rastrové vrstvy s odhady množství srážek (především na základě interpolace hodnot ze srážkoměrné sítě).

Základní výbava interpolačních nástrojů v řadě případů nestačí. Pokud není k dispozici geostatistický modul ArcGISu, je vhodné využít napojení na některé externí systémy jako je WinSurfer nebo GSTAT, případně potřebné procesy naprogramovat.



Obr. 1 Obecný postup schematizace povodí

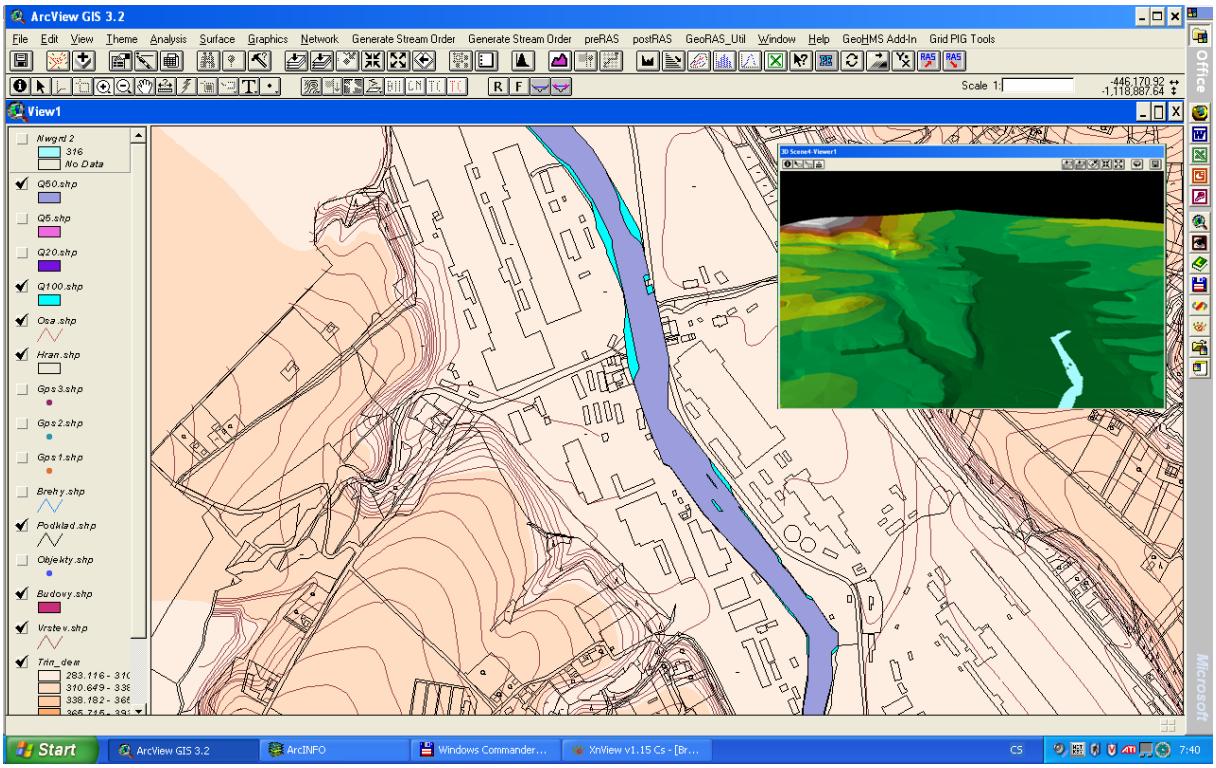
Ad 4) Analýzy spojitosti využívají k dosažení výsledku akumulace hodnot v procházené oblasti, kde se získávají průběžné výsledky krok za krokem. Typický způsob práce předpokládá nejdříve ocenění atributu a pak modelování, kde každý krok představuje pohyb v prostoru - např. segment 100 m podél toku. Průběžný výsledek může být kvantitativní (např. kumulativní vzdálenost, čas) nebo kvalitativní (jsou či nejsou body viditelné ?).
Řadíme zde mimo jiné síťové funkce a funkce šíření. Právě ty bývají základem automatizované schematizace povodí. Je možné např. generovat speciální mapy akumulace a dráhy odtoku.

Obecný postup schematizace je uveden na obr.1. Cílem je vytvoření schematizovaného povodí s hydrografickou sítí, hlavními rozvodnicemi, rozvodnicemi dílčích subpovodí a závěrovým profilem.

Oblast postprocesingu dat

Zde můžeme zařadit výstupní formátování, tedy obecněji řečeno různé formy vizualizace dat.
Výstupy v GIS mohou být velmi názorně prezentovány, což významně usnadňuje jejich interpretaci. Např. po vygenerování průběhu odtoku hydrologickým modelem skýtá GIS možnost vizualizace záplavových či jinak ohrožených zón (Maidment, D. et Djokic, D. (2000)) (obr.2). Opět se nabízí široká paleta software včetně free (HEC-GeoRAS) a open source software (GRASS/NVIZ). Limitujícím faktorem je v každém případě rozlišení gridu, pro vizualizaci záplavových zón je vhodné zjemnit informaci o příčných profilech a inundacích (psaný podélný profil, geodetické či GPS měření).

Extenze HEC-GeoRAS vyžaduje ArcView 3.2 a 3D Analyst. Samotná vizualizace a postprocesing je shrnut do volby menu PostRAS. V prostředí GRASS slouží jako vizualizační nástroj 2.5D a 3D modul NVIZ (viz. např. obrázek č. 5). Představuje vyzrálé prostředí, které je plně konkurenceschopné např. modulu ESRI ArcScene. Je zde možnost vizuální transformace (rotace, změna převýšení, centra a elevace pohledu, náklon, změna azimutu a deklinace osvětlení území ad.). Na 3D modely je možno nakládat vektory a stanovovat jejich relativní převýšení vůči samotnému DMT.

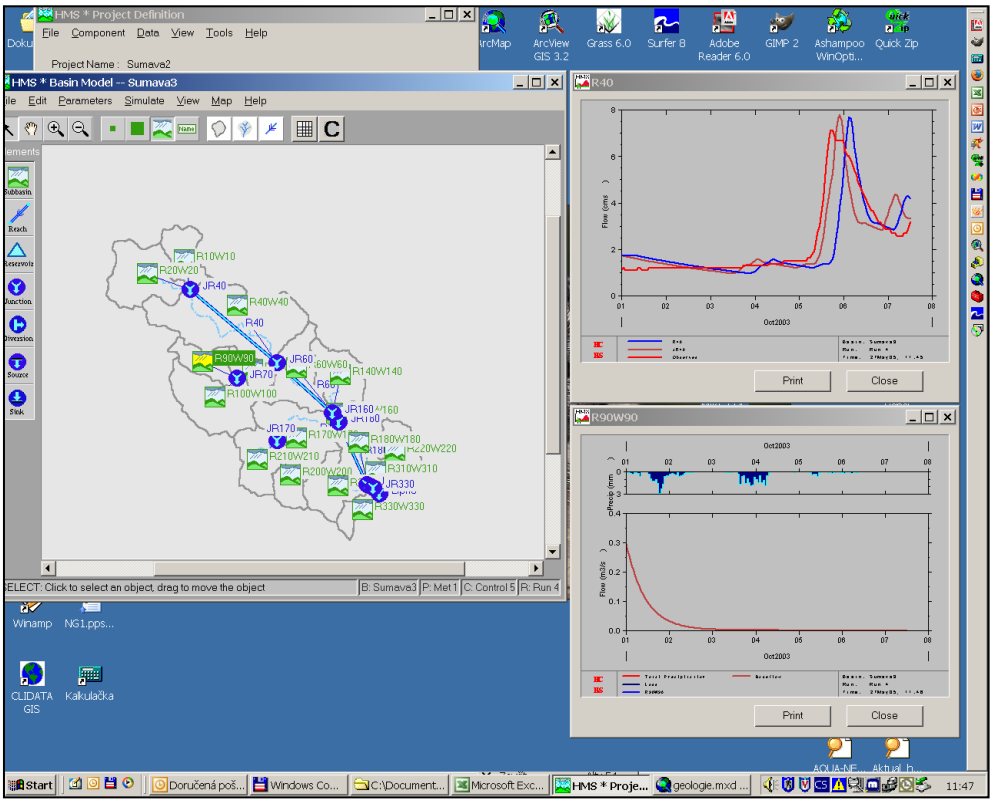


Obr. 2 Vizualizace záplavových zón v prostředí ArcView 3D Analyst/HEC-GeoRAS

Srovnání postupu a výstupů S-O modelování ze 2 různých systémů

V rámci testování jednotlivých možností byla v rámci projektu TRANSCAT provedena schematizace povodí v rámci rozdílných GIS platforem, konkrétně ArcView (s některými operacemi v ArcGIS) + HEC-HMS a GRASS GIS. V prvním případě se používá i HEC-GeoHMS, nadstavba ArcView, která slouží pro preprocesing dat. Jiný modul, HEC-DSSVue, je možno využít coby operativní databáze hydrometeorologických dat.
Byl připraveny prototyp srážko-odtokových (dále jen S-O) modelů pro povodí Bělé (číslo hydrol. pořadí 2-04-04, III. řád, pravostranné přítoky Kladské Nisy v Jeseníku) v prostředí HEC-HMS a GRASS GIS, pro povodí horní Vltavy po ústí do nádrže Lipno (1-06-01) pouze v prostředí ESRI a HEC-HMS (obr. 3).

Obě povodí byla v rámci tvorby modelu kalibrována pro málo vodné až středně vodné epizody (do Q_2) k zajištění jemnější odezvy na srážkový impuls na povodí (viz obr. 3). Druhým důvodem je pak znatelný nedostatek stanic s operativním přenosem v povodí Bělé, takže v případě např. konvektivních srážek může být kvalita předpovědi tímto faktorem citelně zatížena.



Obr. 3 Výstup z modelu povodí horní Vltavy (profil Lenora, červená čára – měřený Q)

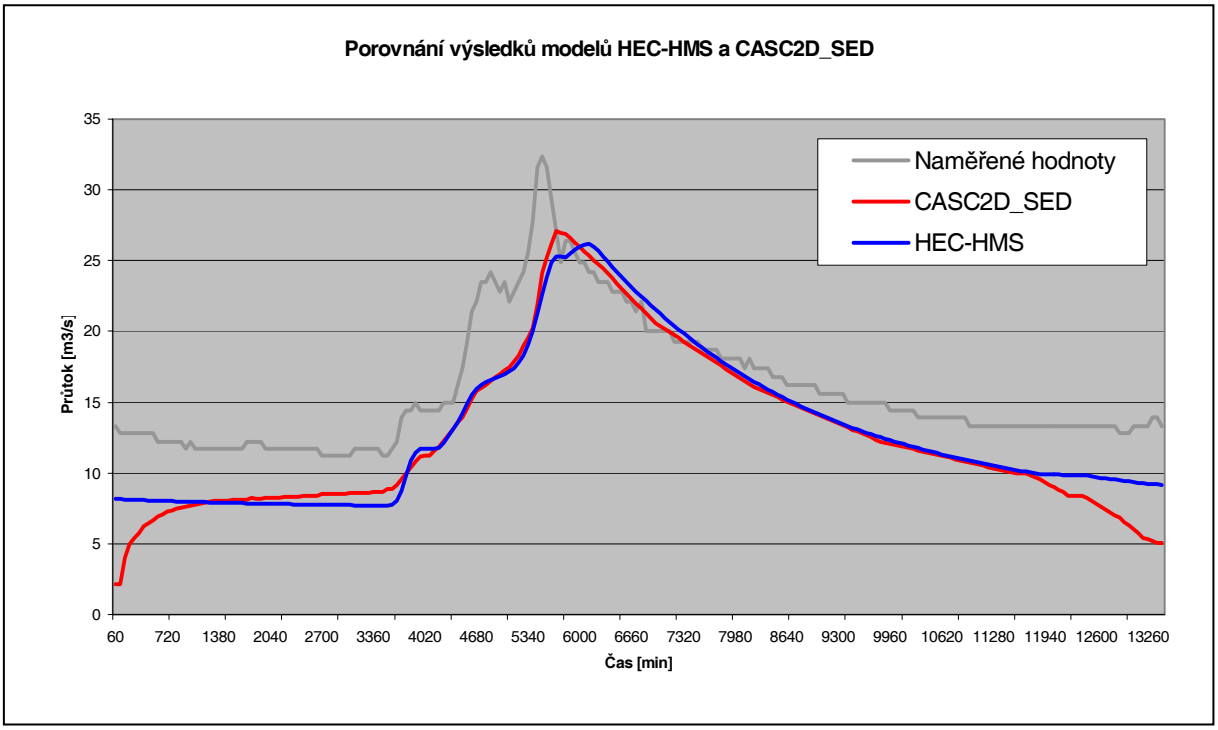
Lze říci, že základní postup a dílčí mapový výstup je v rámci obou systémů téměř shodný a lze jej shrnout do těchto kroků:

1. hydrologická verifikace DMT (odstranění mezer (*gaps*) a propadů (*sinks*))
2. analýza směru odtoku (*flow direction grid*)
3. analýza akumulace odtoku (*flow accumulation grid*)
4. analýza sítě akumulace odtoku (popř. export do vektoru hydrografické sítě)
5. tvorba subpovodí (*subbasins*), popř. polopovodí (*halfbasins*) pro orientovaný graf výpočetních algoritmů
6. tvorba samotného schématu povodí a případný export do S-O modelu, jen v případě HEC-GeoHMS zcela automatizovaně

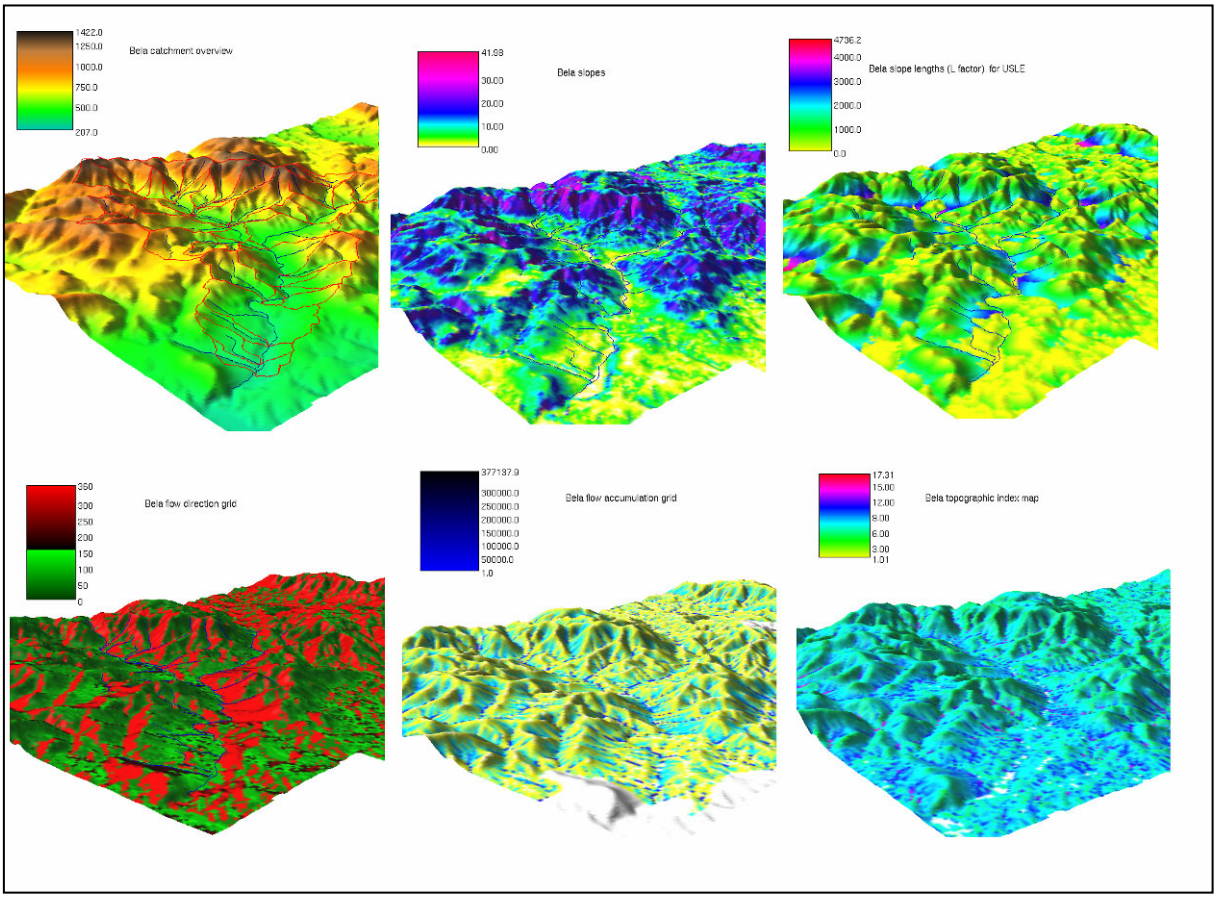
Některé výsledky jsou zobrazeny na obr. 5.

HEC-HMS používá metodu SCS (*Soil Conservation Service*, tzv. CN křivky), modifikovaný Clarkův jednotkový hydrogram semidistribuovaný pro jednotlivé geomorfologické jednotky či subpovodí, kinematickou vlnovou aproximaci pro 1D i 2D proudění v korytech a na plochách povodí a recesní metody (metody separace hydrogramu) pro základní odtok.

Pro spojitou simulaci přímého odtoku z povodí v 2D slouží v GRASS GIS modul r.hydro.CASC2D („kaskádový hydrologický model“). Srovnání výstupů tohoto modelu spolu s měřeným Q a výstupem z modelu HEC-HMS znázorňuje obrázek č. 4. Protože r.hydro.CASC2D neumožňuje zadat do okrajových podmínek počáteční ustálený Q, simulace zde startuje od průtoku nulového.



Obr č. 4 Srovnání výstupů z modelů CASC2D, HEC-HMS a měřených Q na profilu Mikulovice



Obr. 5 Postup schematizace povodí v GRASS GIS (pořadí zleva: 1. DMT, 2. sklony terénu, 3. délky svahů, 4. rastr směrů odtoku, 5. rastr akumulace odtoku, 6.rastr topografického indexu TOPMODEL)

Zhodnocení výsledků

Výsledky jsou uspokojivé a jak naznačuje obrázek č. 4, modely vykazují poměrně dobrou shodu s měřeným Q v rámci zvolené epizody, rovněž pak mezi sebou s přihlédnutím k určitým odlišnostem v použitých metodikách výpočtu.

Pro vylepšení kvality a operability předpovědí v současnosti náš tým řeší několik dílčích úkolů. Zde můžeme jmenovat např. tvorbu dalších mapových vrstev využitelných pro samotné výpočty (shapefile pro Green & Ampt a SMA metody a testování dalších možností jak samotného HEC-HMS, tak GRASS GIS.
U modelu povodí Bělé probíhá revize metodik infiltrace a transformace srážek. Metoda CN křivek jako typická „event metoda" je postupně nahrazována metodou Green & Ampt a výhledově (SMA – ***S**oil **M**oisture **A**ccounting*).

Na druhou stranu je v prostředí GRASS prováděna analýza potenciálu u dalších modulů, jako jsou ***r.watershed, r.water.fea, r.cn*** a další. Modul ***r.cn*** generuje CN křivky z rastrových souborů hydrologických skupin půd a land use pro SCS metodu. Modul zohledňuje i faktor AMC (***A**ntecedent **S**oil **M**oisture **C**onditions* = předchozí vláhové podmínky) pro generování správné modifikace CN křivky.

Pro tání sněhu a odtok ze sněhu byl vytvořen program v prostředí Visual Studio .NET, který používá metody stupeň/den a alternativně metodu Andersona, jelikož HEC-HMS do verze 2.2.2 metodiky výpočtů odtávání sněhové pokrývky nepodporuje.

Očekávaná nová verze HEC-HMS 3.0 má krom ostatních předpokládaných vylepšení disponovat modulem pro odtáváním sněhu, takže jeden z dalších kroků bude srovnávání výstupu z námi naprogramovaného modulu pro odtávání sněhu (degree/day, Anderson) a vnitřního modelu HEC-HMS (nejspíše degree/day).

Tab. 1 Srovnání možností GIS v pre- a postprocesingu

Druh operace s prostorovými daty	ArcView 3.2 [1]	ArcGIS 8.x, 9.x	GRASS[2] (název modulu)
fill sinks (hydrologická verifikace DMT)	●	●	● (r.fill.dir)
flow direction grid (rastr směru odtoku)	●	●	● (r.fill.dir. r.kineros)
flow accumulation grid (rastr akumulovaného odtoku)	●	●	● (r.fill.dir, r.flow, r.kineros, r.terraflow)
stream grid/stream lines (odtoková síť)	●	●	● (r.flow, r.kineros)
watershed grid/watershed polygons (generování subpovodí)	●	●	● (r.watershed, r.water.outlet)
infiltrace/počáteční ztráta na povodí	●	●	● (r.hydro.CASC2D, r.cn, r.water.fea)
parametry jednotkového hydrogramu (doba koncentrace ad.)	●	-	● (r.agnps. r.hydro.CASC2D)
topografický index (TOPMODEL)	-	-	●
interpolace bodových dat (srážky ad.)	●	●	● (r.surf.*, s.surf.rst)
vizualizace výsledků na digitální mapě (vektor/rast/TIN/3D)	●/●/●/● [3]	●/●/●/●	●/●/-/● (NVIZ)

[1] s rozšířením Spatial Analyst, HEC-GeoHMS

[2] verze 5.3, 5.4 a 6.0.1

[3] 3D Analyst a HEC-GeoRAS

Jak je patrné z tabulky č. 1, jak platforma ESRI, tak platforma GRASS nabízí prakticky kompletní možnosti schematizace povodí, preprocesingu a postprocesingu pro potřeby hydrologického

modelování. Odlišnosti jsou spíše v uživatelském rozhraní a v tom, zda je preprocesing poloautomatizovaný a jednotný (HEC-GeoHMS, HEC-GeoRAS), či je tato činnost prováděna v oddělených modulech (GRASS, software ESRI bez speciálních extenzí). Jelikož lze obě základní platformy skriptovat, tato činnost může být zautomatizována uživatelem.
Co se týče odchylek ve výpočtech, tyto jsou v případě gridů typu integer zanedbatelné a u gridů s plovoucí desetinnou čárkou hluboko pod úrovní chyb v ostatních vstupech (srážky) a rozlišovací schopností uživatele.

HYDROGEOLOGICKÉ MODELOVÁNÍ

Jedním z faktorů ovlivňujících hydrologické modelování je i komunikace s nasycenou zónou (Beven 2001, Buchtele 1990, Kantor et al. 2003, Kovář 1990), proto se ukazuje jako potřebné v místech, kde dochází k významné komunikaci, kombinovat hydrologické modely s hydrogeologickými.

Kombinace hydrologických a hydrogeologických modelů nemá smysl provádět systematicky v celém území. Zpravidla neexistuje plošný soulad hydrogeologické struktury s povodím, a to především u plošně rozsáhlých a geologicky pestrých území. Kromě toho model proudění podzemních vod je náročný na vstupní data, vyžaduje značnou geologickou prozkoumanost území, což je finančně náročné v geologicky složitých oblastech typu Českého masívu či Karpatské soustavy. Proto se provádí vývoj hydrogeologického modelu proudění podzemní vody a řešení interakce povrchových a podzemních vod pouze lokálně, zpravidla v kvartérních nivách řek.

Typickým příkladem takovéto aplikace je i budovaný hydrogeologický model v povodí Bělé. Zájmová oblast se nachází v oblasti Bělské pahorkatiny, která představuje typický denudační podhorský terén. Kvartérní sedimenty jsou proto soustředěny hlavně v údolním systému řeky Bělé od Jeseníku po Mikulovice.

S výjimkou kvartérních sedimentů z hydrogeologického hlediska převládá v oblasti puklinový oběh podzemních vod. V úzkém pásmu údolní nivy řeky Bělé mezi Jeseníkem a Mikulovicemi má rozhodující význam průlinová propustnost mělkého freatického oběhu podzemních vod. Průlinový oběh mělkých podzemních vod existuje dále v kvartérním pokryvu od Jeseníku až po Mikulovice.
Údolí Bělé je mezi Jeseníkem a Písečnou poměrně měkce modelované, založené snad v silně porušených horninách na širším zlomovém pásmu a lemované velkými akumulacemi svahovin. Mezi Písečnou a Širokým Brodem je údolí výrazně zakleslé, o 40 až 60 m pod úroveň okolních terasových plošin a svahů, zaříznuté do skalního podkladu, budovaného rulami a ortorulami, dále metasedimenty a metavulkanity devonské vrbenské skupiny a variskými granitoidy. Od Širokého Brodu se údolí znovu rozevírá a má dobře vyvinutý terasový systém (obr. 6).

Hydrogeologický model byl sestaven s primárním cílem zpřesnit základní odtok, drénovaný řekou Bělou, což jednoznačně zvyšuje spolehlivost srážkoodtokových modelů. Vybudovaný model může v budoucnu řešit i případné střety zájmů v oblasti ochrany podzemních vod mělkého freatického oběhu, které nejsou v zájmové oblasti využívány pro hromadné, ale spíše pro individuální zásobování obyvatel pitnou vodou.

Model je sestavován v prostředí GMS 5.0 numerickým modelem MODFLOW 2000 na bázi metody konečných rozdílů. Pre/postprocesor GMS velmi dobře komunikuje s ArcGIS, přičemž v řadě funkcí v přípravě modelových dat je GIS podstatně flexibilnější.

Sestavení koncepčního modelu, jakož i vymezení zájmové oblasti bylo provedeno v prostředí ArcGIS. Možnosti prostorové vizualizace v GIS s využitím digitálního modelu terénu a geologických a hydrogeologických map jsou při tvorbě koncepčních modelů nezastupitelným přínosem. Vymezení modelové oblasti je patrné z obr. 7. S výjimkou hydraulicky umělé severní hranice, na které předpokládáme odtok podzemních vod kvartérním kolektorem k severu, je modelová oblast vymezena rozsahem kvartérního pokryvu. Na hranici kvartérního pokryvu nepředpokládáme okrajovou podmínku II.typu – nulový přítok, nýbrž III.typu, neboť jistý přestup podzemních vod z krystalinika a

vod povrchového odtoku je v horském reliéfu pravděpodobný. Jeho hodnota bude kalibrovaným parametrem. Dále předpokládáme dotaci ze srážek, která bude odhadnuta na základě výpočtu modelem proudění v nenasycené zóně HELP v prostředí UNSAT Suite.

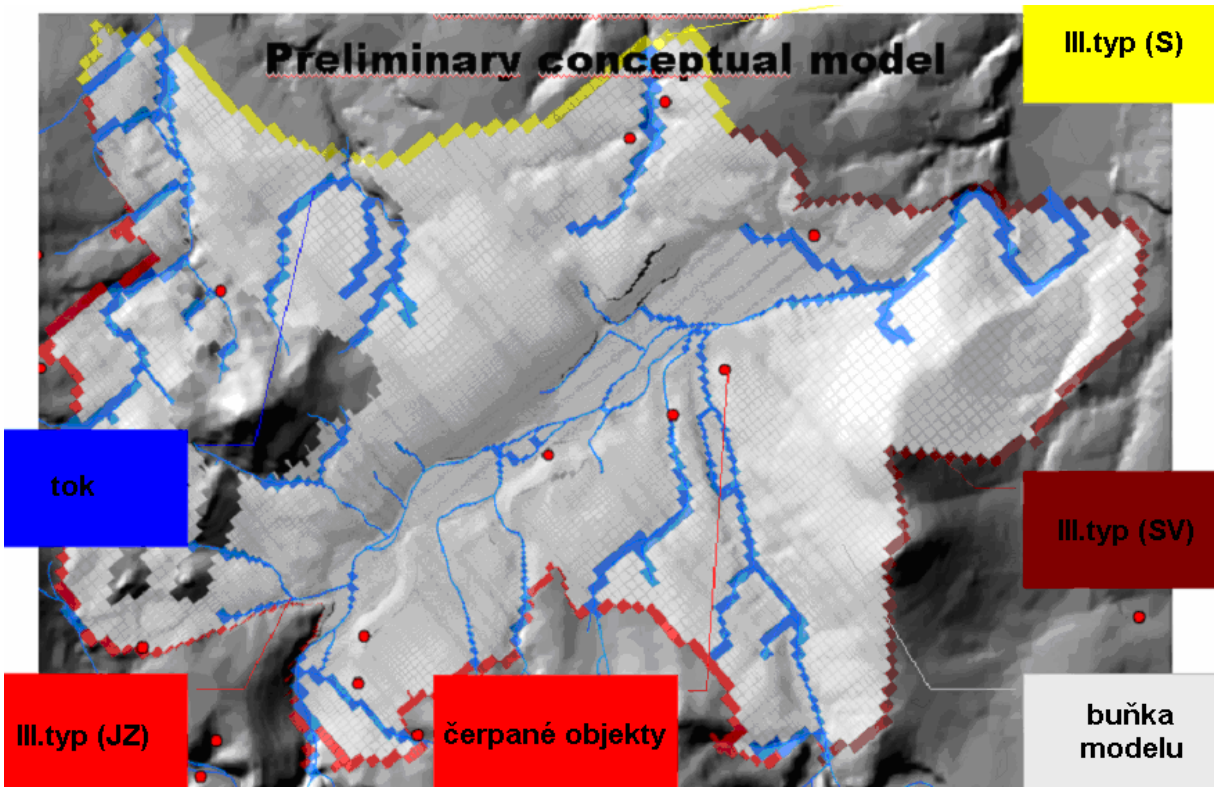
Koncepčně byla vymezena jedna hydrostratigrafická jednotka, tvořená kvartérními fluviálním, deluviálními a proluviálními sedimenty bez ohledu na jejich genezi, neboť tvoří spojitou zvodeň. Předpokládáme hydraulické odpory na přetoku mezi terasovými stupni, které byly vymezeny na základě digitálního modelu terénu a prověřovány terénní rekognoskací (obr. 6 a 7).

Interakce povrchových a podzemních vod bude v MODFLOW 2000 simulována pomocí tzv. funkce STREAM, která kombinuje III. typ okrajové podmínky – drenáž podzemní vody řekou s prouděním v korytě. Na vstupu do a výstupu z modelové oblasti je bilanční kontrolou průtok v povrchových tocích. Kalibrace modelu na hladiny podzemních vod a současně na průtoky v povrchových tocích významně zvyšuje spolehlivost modelových výsledků.

V současné době probíhají práce na stanovení kalibračních cílů tj. měření hladin podzemních vod na dostupných objektech a měření průtoků v tocích na zvolených profilech.
Výsledky kalibrovaného modelu budou integrovány v prostředí distribuovaného systému TRANSCAT DSS.



Obr. 6 Koryto řeky Bělé s vyvinutými terasovými stupni

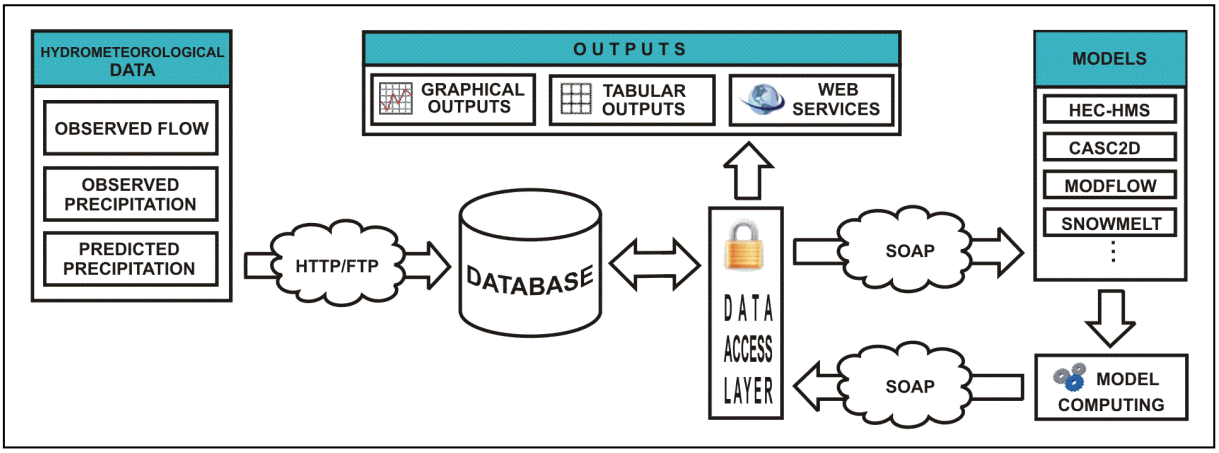


Obr. 7 Modelová oblast s vyznačením modelové sítě a okrajových podmínek

TECHNICKÉ ŘEŠENÍ PROPOJENÍ

Podpora rozhodování ve vodním hospodářství v systému TRANSCAT je založena především na informacích o předcházejících, aktuálních a nastávajících hydrometeorologických podmínkách v daném povodí, které jsou vhodným způsobem zpracovány a interpretovány koncovému uživateli. Jedním z hlavním výstupů systému je ***předpověď průtoků*** (resp. výšek hladin) na vybraných místech vodního toku, v závislosti na vstupních informacích dodávaných hydrologickému modelu – měřené průtoky, měřené srážky a předpovídané srážky.
Všechny tyto funkce a nástroje jsou k systému připojovány jako zásuvné moduly, což umožňuje snadné vytvoření a připojení libovolného dalšího modulu obsahující požadovanou funkcionalitu. Většina modulů ve stávajícím systému je koncipovaných jako webové služby a jsou použitelné i mimo systém samotný (např. získání předpovídaných srážek z GFS modelu, vytvoření hydrogramu ze zaslaných hodnot a podobně).

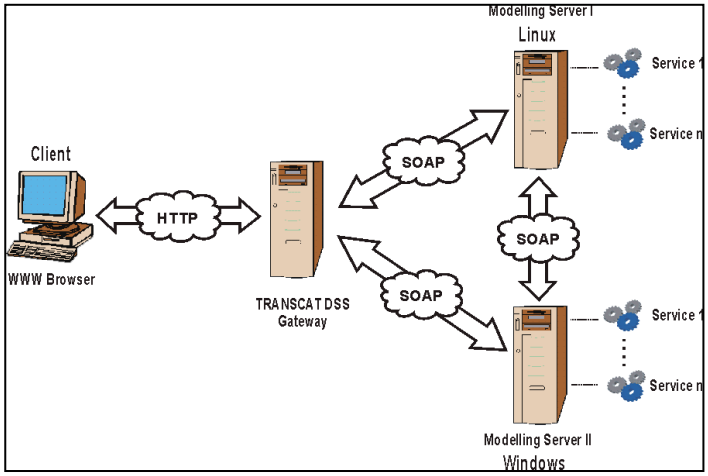
Nejpodstatnější operativní části systému je modelovací subsystém, který zajišťuje kontinuální výpočty a vzájemnou spolupráci modelů uvedených v předchozích pasážích textu.



Obr. 8 Procesy při hydrologickém a hydrogeologickém modelování

Jak ukazuje obr. 8, data potřebná pro jednotlivé modely jsou nejprve od jednotlivých poskytovatelů těchto dat přes síť Internet importována do společné databáze. V této databázi jsou mimo jiné uchovávány i informace o datech samotných (metadata), na základě nichž jsou exportována vybraná data pro jednotlivé modely. Tato data jsou zapisována do vstupních datových souborů jednotlivých modelů, které pak jsou v závislosti na intervalu aktualizace vstupních dat automaticky přepočítávány a výsledky modelů zapisovány zpět do databáze. Data v databázi jsou pro všechny modely sdílené a jeden model tak může jako vstup použít výstup z modelu jiného. Dohromady pak tento subsystém tvoří díky rozhraní (interface), postaveným nad jednotlivými modelovacími nástroji, integrovaný model zahrnující všechny potřebné hydrologické, hydrogeologické a jiné modely. Rozhraní tohoto subsystému jednak obsluhuje jednotlivé modely (zajišťuje automatickou nebo uživatelem definovanou změnu parametrů, umožňuje jejich automatizované spouštění), tak i zajišťuje vzájemnou komunikaci a kooperaci mezi nimi.

Důležitou součásti subsystému je služba „***Data Access Layer***“, která umožňuje zjednodušený autorizovaný přístup k databázi prostřednictvím protokolu SOAP (webová služba). Jak ukazuje obr. 9, systém TRANSCAT je systém distribuovaný – to znamená, že jednotlivé modelovací nástroje nemusejí být nutně součástí jediného výpočetního stroje, ale mohou se nacházet na různých počítačových serverech v celé síti Internet. Tato služba pak zajišťuje sdílení databáze pro všechny součásti tohoto subsystému.



Obr. 9 Schéma architektury distribuovaného servisně orientovaného systému hydrologického a hydrogeologického modelování v rámci projektu TRANSCAT

Díky modularitě celého systému a servisně orientované architektuře je možné systém propojit s jinými systémy či nástroji pro podporu rozhodování, jako je Mulino DSS (mDSS), Mediator, Prodec a jiné, a vyžádat si potřebná data pro multikriteriální nástroje.

ZÁVĚR

Dosavadní práce prokázaly vysokou operabilitu GIS coby nástroje ke kompletní schematizaci a preprocesingu povodí. V případě absence určitých specielních vrstev (CN křivky apod.) GIS opět disponuje nástroji pro generování těchto geodat. Pokud externí modelovací software je schopen komunikace s GIS softwarem (např. import ASCII rastrů), efektivita stavby semidistribuovaného či distribuovaného S-O modelu je pak řádově vyšší. GIS též se nabízí možnosti využít tzv. scénářů odtokové situace, např. generováním různých gridů infiltračního deficitu, drsnosti povrchu či hydraulické vodivosti.

Pokud máme hodnotit i „akceschopnost" softwarové kombinace v rutinním provozu, zde se z důvodu jednoduchosti použití nabízí kombinace ESRI/HEC-HMS. Tato kombinace je nejlépe schopna automatizovaného provozu, byť HEC-HMS nedisponuje API rozhraním, což však lze řešit využitím dalších softwarových prostředků (Girder). GIS GRASS a jeho nástroje pro hydrologické modelování představují velmi výkonný balík, navíc s možnosti automatizace pomocí skriptování nebo zásahem do programového kódu (open source). Protože však všechny výpočty probíhají nad rastrovými vrstvami, je zde nezanedbatelný faktor výpočetní náročnosti. I přes pokročilé úpravy uživatelského rozhraní od verze 5.7 a 6.0.1 GRASS zatím stále představuje spíše vědecký analytický nástroj než jednoduchý program pro operativní spouštění hydrologických předpovědí. Zde spatřujeme též potenciál námi předkládaného klientského rozhraní, kdy jsou nastavení a volby programových prostředků skryty pod zjednodušeným webovým formulářem.

V oblasti napojení hydrologických a hydrogeologických modulů můžeme rámcově konstatovat, že modulární systém celého řešení představuje reálný potenciál pro určitou komunikaci těchto modelů. Z uvažovaných výhod takového propojení lze uvážit např. verifikaci kalibračních parametrů pro základní odtok či proudění v nasycené zóně, lepší nastavení počátečního podzemního Q v rámci semidistribuovaného S-O modelu apod. Dále můžeme jmenovat testování metodik základního odtoku a infiltrace na povodí, testování okrajových podmínek apod. Rovněž vzájemné porovnání výstupů z modulu HELP/UNSAT a zvolených metod infiltrace (CN, Green & Ampt, SMA) může výhledově zlepšit řešení schematizace nenasycené zóny a vybrat pro tuto zónu metodiku nejvhodnější.

V neposlední řadě lze s potěšením říci, že free a open source software představuje zajímavou alternativu standardních a zavedených komerčních řešení a určitě si zasluhuje naši bližší pozornost.

Literatura

Anderson, E.A.: Development and testing of snowpack energy balance equations. Water Resources Research 3, 1968.

Bedient, Philip B., Huber, Wayne C. (2002): Hydrology and floodplain analysis. 3rd edition. Prentice Hall, 2002.

Beven, K. J. (2001): Rainfall-runoff modelling. The Primer. John Wiley & Sons Chichester, 2001.

Buchtele, J. (1990): Vliv předpokládaných klimatických změn na vodní zdroje. Vodohospodářský časopis č.4, Praha 1990.

Burrough P.A., McDonnell Rachael A.: Principles of Geographical Information Systems. Oxford University Press, 1998. 333 stran. ISBN 0-19-823366-3.

Doležal F., Kodešová R., Kulhavý Z., Soukup M. - Studium hydrologické funkce systémů odvodnění zemědělských půd pomocí simulačního modelování. Hydrologické dny Plzeň. IX.2000

Chow, V.T.: Handbook of applied hydrology. McGraw-Hill New York, 1964.
Hrádek F.et Kuřík P.: Hydrologie. Skripta ČZU Praha, 2002.
Kantor P. et al. (2003): Lesy a povodně. Souhrnná studie. MŽP Praha, 2003.
Kovář, P. (1990): Využití hydrologických modelů pro určování maximálních průtoků na malých povodích. VŠZ Praha, 1990.
Kulhavý Z., Kovář P. – Využití modelů hydrologické bilance pro malá povodí. Metodická pomůcka - Uživatelský výstup projektu NAZV - EP 7062: Hodnocení vlivu zemědělského hospodaření na odtokové poměry malých povodí aplikací metod matematického modelování. VÚMOP Praha, II.2000, ISSN 1211-3972
Maidment, D. et Djokic, D. (2000): Hydrologic and hydraulic modelling support with Geographic Information Systems. ESRI Press Redlands, 2000.
Neruda M., Neruda R.: Porovnání kvantitativních a kvalitativních vlastností vody pomocí metody neuronových sítí, Konference Extrémní hydrologické jevy v povodích, 12. 11. 2002, Česká vědeckotechnická vodohospodářská společnost, Praha.
Přenosilová, E.: Důsledky klimatických změn na hospodaření s vodou v nádržích. NKP č.16. ČHMÚ Praha, 1994.
Rapantová, N., Grmela, A ., Vojtek D., Tylčer, J..:Assessment of natural and artificial recharge in the urban and industrial areas. XXXIII. Congress IAH. Mexico, 2004. ISBN: 970-32-1749-4.
Voženílek, V.: Time and Space in Network Data Structures for Hydrological Modelling. In Craglia M., Onsrud H.: Geographic Information Research - Trans-Atlantic Perspectives. Olomouc: Univerzita Palackého Olomouc, 1999, s. 189-202.
http://www.geomin/unibo.it/orgv/hydro/music/index2.htm
http://www.transcat-project.net/

Rapant, P. (2002): Úvod do geografických informačních systémů. Skripta PGS. Program celoživotního vzdělávání "Geoinformatika a geoinformační technologie". VŠB – TU Ostrava, 2002. 110 str. http://gis.vsb.cz/Publikace/Skripta_sylaby/U_GIS/UGIS.pdf
Horák, J. (1996): Zpracování dat v GIS II, skripta pro PGS, VŠB Ostrava 1996

AUTOŘI

Jan Unucka, ČHMU, pobočka Ostrava, K Myslivně 3, 70800 Ostrava-Poruba, unucka.j@chmi.cz

Jiří Horák, VŠB-Technická univerzita Ostrava, Institut geoinformatiky, 17.listopadu 15, 70833 Ostrava-Poruba, jiri.horak@vsb.cz

Naďa Rapantová, VŠB-Technická univerzita Ostrava, Institut geoinformatiky, 17.listopadu 15, 70833 Ostrava-Poruba, nada.rapantova@vsb.cz

HODNOTY KOEFICIENTU PRIEČNEJ DISPERZIE NA RIEKE HRON V ÚSEKU BANSKÁ BYSTRICA - ŠALKOVÁ

Yvetta Velísková

V príspevku je opísaný spôsob stanovenia koeficientov priečnej disperzie ϵ_y na základe výsledkov tzv. zmiešacích pokusov vykonaných v rámci terénnych meraní v tejto lokalite. Ďalej je v príspevku popísaný spôsob korekcie hodnôt týchto koeficientovvyužitím modelu MODI. Na základe tejto metódy boli stanovené hodnoty priečnych disperzných koeficientov na úseku rieky Hron medzi zaústením toku Istebník a mostom v Banskej Bystrici-Šalkovej (obr.1). Táto lokalita bola vybratá z dôvodu relatívne častého výskytu ekologických havárií. Pomer priemernej šírky koryta k priemernej hĺbke v danom useku spĺňa podmienku širokého plytkého toku, preto mohla byť na vyhodnocovanom úseku na vyhodnotenie priečnych disperzných koeficientov aplikovaná metóda publikovaná Demetracopoulosom a Stefanom (1983), ktorej použitie je limitované touto podmienkou. Pozdĺžny sklon tohto riečneho úseku je v rozmedzí (0,001–0,006). Metóda Demetracopoulosa a Stefana (1983) však dáva vo všeobecnosti nadhodnotené výsledky priečnych disperzných koeficientov, čo sa potvrdilo aj pri stanovovaní ϵ_y na rieke Ondave (Pekárová - Velísková, 1998). Preto bolo potrebné hodnoty týchto koeficientov korigovať. Na tento účel bol použitý dvojrozmerný simulačný model MODI, ktorý je schopný numericky simulovať disperziu látok v prirodzenom povrchovom toku s neprizmatickým korytom za podmienok ustáleného prúdenia. Za účelom overenia hodnôt ϵ_y stanovených z terénnych meraní boli modelom MODI simulované zmiešavacie pokusy vykonané na sledovanom úseku Hrona. Namerané rozdelenie koncentrácie stopovacej látky po šírke profilu bolo porovnávané s výsledkom simulácie. Výsledky sú zhrnuté v tabuľke 1. Konečné hodnoty ϵ_y korešpondujú s hodnotami týchto veličín, ktoré boli publikované inými autormi pre podobné podmienky prúdenia a typ prirodzeného toku. Ich poznanie a korektné hodnoty dávajú záruku reálnosti predpovedí šírenia látok v tomto úseku horného Hrona v budúcnosti.

Kľúčové slová: koeficient priečnej disperzie, povrchové toky, znečistenie, numerická simulácia, terénne merania

Transverse dispersion coefficient values at the Hron River between Banská Bystrica - Šalková. *The paper deals with the method of transverse dispersion coefficient statement from field measurement and with a way of correction of their values through the numerical model MODI. The transverse dispersion coefficients were determined by this method at about 4 km long part of the Hron River: from the confluence of the Hron River and the Istebnik stream to the bridge in Banská Bystrica-Šalková. You can see it in Fig. 1. This locality has been chosen for relatively frequent occurrence of ecological accidents.. The ratio of a width and a mean depth at this part was from 40 to 70, so it was able to apply the method published by Demetracopoulos and Stefan (1983). The river slope at this part is in the range (0,001–0,006). There was found out that the applied method gives overestimated results of transverse dispersion coefficients, what was confirmed also in the case of ϵ_y determination on the Ondava River (Pekárová - Velísková, 1998). So the values of coefficients had to be corrected. For this purpose there was applied the 2-dimensional numerical model of dispersion MODI. This model can simulate the spreading of pollutant under conditions of steady flow in natural non-prismatic channels. There were simulated field measurements with tracer at the monitored part of the Hron River by this model. The distributions of tracer concentration from field measurements were compared with simulated distribution. The summary of result values of these coefficients is in Tab.1. The resultant values of transverse dispersion coefficient correspond with values published by other authors for similar flow conditions and types of open channel. The knowledge of correct values of these characteristics guarantees rightness of pollution spreading prediction at this part of the Hron River in future.*

Key words: transverse dispersion coefficient, surface stream, pollution, numerical simulation, field measurement

---

ÚVOD

Poznanie mechanizmu a charakteristík prenosových procesov v povrchovom toku je dôležité z viacerých aspektov. Pri používaní matematického modelovania sa nezaobídeme bez poznania mechanizmu tohto procesu a pri numerických modeloch zasa bez poznania charakteristík, ktoré sú ich vstupnými dátami. Metódami matematického modelovania a použitím numerických modelov je možné veľmi efektívne posúdiť rozličné situácie na tokoch, či už je to transport plavenín a s ním súvisiace

zanášanie v toku, alebo šírenie kontaminantov v povrchových tokoch, či riešenie iného problému súvisiaceho s kvalitou povrchových tokov. V súčasnosti sa preto mocnými nástrojmi pri riešení takýchto vodohodpodárskych úloh stávajú numerické modely. Tie si však vyžadujú pre simuláciu reálnej situácie reálne hodnoty vstupných dát. Väčšina hydrodynamických modelov simulujúcich disperziu v toku vyžaduje ako vstupnú hodnotu koeficienty disperzie, príp. koeficienty zmiešavania. Priečne zmiešavanie je jedným zo základných procesov určujúcich charakter zmiešavania. I v súčasnosti je však jeho určenie či už výpočtom z charakteristík toku alebo z priameho merania pri daných podmienkach problematické. Predkladaný príspevok opisuje jednu z možných ciest, ako sa s týmto problémom vysporiadať.

ZÁKLADNÉ TEORETICKÉ VÝCHODISKÁ

Existuje veľký počet matematických modelov na výpočet šírenia látok v toku. Vzhľadom na prístup zvolený pri zostavovaní matematických modelov môžeme ich rozdeliť do dvoch skupín: modely vychádzajúce z analýzy časových radov a modely vychádzajúce z hydrodynamického prístupu. Prvá skupina modelov využíva meraním získané koncentrácie látok na konštrukciu viac alebo menej zložitých štatistických predpovedných schém na danom toku. Hydrodynamický prístup riešenia procesu zmiešavania v povrchových tokoch vychádza z advekčno-difúznej rovnice:

$$\frac{\partial(hC)}{\partial t}+\frac{\partial(uhC)}{\partial x}+\frac{\partial(vhC)}{\partial y}+\frac{\partial(whC)}{\partial z}=\frac{\partial}{\partial x}\left(\varepsilon_x h\frac{\partial C}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\varepsilon_y h\frac{\partial C}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(\varepsilon_z h\frac{\partial C}{\partial z}\right), \qquad (1)$$

kde: h - hĺbka [m],
C - hmotnostná koncentrácia látky vo vode [kg m^{-3}],
u,v,w - zložky vektora rýchlosti prúdenia [m s^{-1}],
t - čas [s],
x, y, z - priestorové súradnice bodu [m] (x – pozdĺžna horizontálna, y – priečna horizontálna, z –vertikálna),
ε_x, ε_y, ε_z - koeficienty turbulentnej difúzie v smere daných súradnicových osí [m^2.s^{-1}].

Numerické modely vychádzajúce z riešenia tejto rovnice pre korektné riešenie danej konkrétnej situácie potrebujú ako vstupné údaje geomorfologické charakteristiky toku, údaje o prietokovom alebo hladinovom režime a neodmysliteľne aj zmiešavacie charakteristiky, resp. charakteristiky disperzie na danom úseku povrchového toku, ktoré sú vlastne priestorovo spriemerovaným vyjadrením difúznych koeficientov v rovnici (1). Riešenie tejto úlohy ako trojrozmernej by bolo značne náročné. Pri riešení takýchto úloh sa väčšinou uvažuje, že hodnota koeficienta ε_z vo zvislici je konštantná, i keď tento predpoklad nie je potvrdený ani teoreticky, ani experimentálnymi pokusmi (Okoye, 1970). Určitým opodstatnením použitia tohto predpokladu je ale to, že v prípade použitia strednej hodnoty ε_z nedôjde k závažným chybám. Rovnica (1) sa obyčajne eliminuje na dvojrozmernú aj z toho dôvodu, že vzhľadom na ostatné smery pri prúdení v prirodzených tokoch premiešanie po zvislici prebieha pomerne rýchlo (prirodzené toky vo väčšine prípadov spĺňajú podmienku plytkých širokých tokov). Pri riešení disperzných procesov v tokoch ako dvojrozmernej úlohy sa dominantnou stáva priečna disperzia (Říha, Daněček, Glac, 1997). Z tohto dôvodu sa teda venuje pozornosť práve priečnemu disperznému koeficientu. Pri určení hodnôt tohto koeficienta však vznikajú problémy. Teoretické vzťahy na určenie hodnoty tohto koeficienta zatiaľ nie sú k dispozícii a tak možno využívať len experimentálne zistené hodnoty. Tie sa v niektorých prípadoch vyhodnocujú vo forme bezrozmerného koeficienta priečnej disperzie, a to vo forme:

$$a=\frac{\varepsilon_y}{u_* h}\quad , \qquad (2)$$

kde u_* - trecia rýchlosť [m s^{-1}].

Hodnota bezrozmerného koeficienta priečnej disperzie umožňuje istú variabilitu hodnoty tohto koeficienta vzhľadom na podmienky prúdenia v toku. V niektorých prípadoch a bez predchádzajúcich skúseností však nie je ľahké a ani možné stanoviť pre konkrétne úseky toku pri platných podmienkach prúdenia v ňom správnu a platnú hodnotu priečneho disperzného koeficienta ani pomocou vzťahu (2).

OPIS LOKALITY A PODMIENOK MERANIA

Koeficienty priečnej disperzie boli vyhodnocované na cca 4 km dlhom úseku rieky Hron medzi zaústením toku Istebník a mostom v Banskej Bystrici–Šalkovej. Táto lokalita je zaujímavá hlavne z kvalitatívneho hľadiska hodnotenia toku, keďže tento úsek Hrona býva postihovaný relatívne častými ekologickými haváriami. Lokalita je vyznačená na obr. 1. Pomer šírky koryta k priemernej hĺbke bol v rozmedzí od 40 do 70-násobku, a preto bolo možné považovať koryto za široké a plytké, čo je predpoklad aplikovateľnosti metódy použitej na stanovenie priečneho disperzného koeficienta z terénnych meraní. Pozdĺžny sklon toku v tomto úseku bol v rozmedzí 0,001 až 0,0026. V rámci vyhodnocovaného úseku sa vytypovali dve časti toku s rozdielnym smerovým vedením: pravotočivá zákruta a priamy úsek. V každej sledovanej časti bolo zvolené miesto vypúšťania stopovacej látky a 4 profily, v ktorých bolo zmerané rýchlostné pole hydrometrovaním, hĺbky po šírke profilu a pri zmiešavacích pokusoch rozdelenie koncentrácie stopovača. Merania boli vykonané v troch rôznych obdobiach s rozdielnymi prietokovými pomermi (6,7 $m^3 s^{-1}$ až 21,97 $m^3 s^{-1}$). Každé meranie osobitne bolo však vykonané za ustáleného stavu.



Obr. 1 Vyhodnocovaný úsek Hrona

Fig. 1 The part of the Hron River, which was evaluated.

SPÔSOB STANOVENIA KOEFICIENTA PRIEČNEJ DISPERZIE

Stanovenie $\in_y$ z výsledkov terénneho merania

Disperzné charakteristiky v toku možno v teréne merať zmiešavacími pokusmi buď s konštantným zdrojom stopovacej látky, alebo okamžitým injektovaním tejto látky do toku (vo veľmi krátkom časovom intervale). Prvý spôsob je presnejší, ale vyžaduje si zložitejšie dávkovacie zariadenie

a nepomerne väčší objem stopovacej látky. Druhý spôsob je náročnejší napr. na meraciu techniku a zohratosť meracej skupiny pri meraní prechádzajúceho oblaku stopovača. Pri našich terénnych meraniach bol použitý konštantný zdroj stopovacej látky a spôsob stanovenia koeficientu priečnej disperzie zodpovedal metóde, ktorú uvádzajú Demetracopoulos a Stefan (1983). Metóda a jej aplikácia boli podrobne opísané už skôr v práci Velískovej a Kohutiara (1992b). Z dôvodu lepšej prehľadnosti a zabezpečenia lepšej zrozumiteľnosti, príp. kontinuity riešenia uvádzam základné črty tejto metódy.

Zmiešavanie nesenej látky v toku možno rozdeliť do štyroch základných etáp. V prvej etape je určujúcim zmiešavacím mechanizmom moment od nerovnakej rýchlosti vtekajúcej látky vzhľadom na rýchlosť vody v toku. Pri zmiešavacích pokusoch, kedy stopovacia látka voľne vteká do toku, možno túto etapu zanedbať. Druhá etapa je charakterizovaná úplným vertikálnym premiešaním stopovača. Dĺžka tohto úseku býva orientačne rovná 100- až 200-násobku hĺbky toku, prípadne môže byť určená podľa vzťahov odvodených rôznymi autormi. Tieto vzťahy obyčajne vyjadrujú funkčnú závislosť zmiešavacej dĺžky od šírky toku, priemernej rýchlosti prúdenia, strednej hĺbky a príp. priečneho disperzného koeficienta. Tretia etapa trvá od premiešania stopovača po hĺbke toku po jeho úplné premiešanie po šírke toku. Štvrtá etapa je charakterizovaná jedine pozdĺžnymi gradientmi koncentrácie.

V tretej etape zmiešavania, ktorá je v širokých tokoch dominantná (a z hľadiska určenia priečneho disperzného koeficienta tiež), možno zmeny koncentrácie stopovacej látky vyjadriť dvojrozmernou advekčno-difúznou rovnicou v tvare:

$$\frac{\partial}{\partial x}(u\,h\,C)+\frac{\partial}{\partial y}(v\,h\,C)=\frac{\partial}{\partial x}\left(\varepsilon_x h\frac{\partial C}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\varepsilon_y h\frac{\partial C}{\partial y}\right) \tag{3}$$

Nahradením ťažko dostupných lokálnych hodnôt rýchlostí, hĺbky a koeficientov turbulentnej difúzie ich priestorovo spriemerovanými hodnotami (U, H, $\in_x$, $\in_y$), zanedbaním zmien rýchlostí v priečnom smere a za predpokladu, že pozdĺžna turbulentná difúzia je vzhľadom na advekciu zanedbateľná, sa rovnica (2) zredukovala na tvar:

$$U\frac{\partial C}{\partial x}=\in_y \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \quad . \tag{4}$$

Podrobný postup riešenia tejto rovnice je opísaný v spomínanej publikácií Velísková, Kohutiar (1992b). Výsledný vzťah pre vyčíslenie priečneho disperzného koeficienta medzi dvoma susednými meranými profilmi má tvar:

$$\in_y=\frac{U}{2}\,\frac{\Delta\sigma^2}{\Delta x} \quad , \tag{5}$$

kde $\Delta\sigma^2$ - zmena smerodajnej odchýlky na Δx.

Treba spomenúť, že predpokladom uvedeného výpočtu je existencia obdĺžnikového koryta. Toky v prírode sa však s takýmto tvarom priečneho prierezu nevyskytujú, a tak je potrebné transformovať tvar sledovaného koryta na obdĺžnikový pravouhlý prierez so šírkou B_t a hĺbkou H_t podľa vzťahov:

$$B_t=\frac{\int d\,S_{hl}}{L} \qquad\qquad H_t=\frac{\int dV}{\int d\,S_{hl}} \tag{6}$$

kde $\int d\,S_{hl}$ - plocha hladiny [m^2],

L - dĺžka sledovaného úseku [m],

$\int dV$ - objem sledovaného úseku toku [m^3].

Podľa tejto stručne opísanej metódy boli na základe výsledkov zmiešavacích pokusov vykonaných priamo v teréne na konkrétnej lokalite vyhodnotené priečne disperzné koeficienty pre sledovanú časť Hrona. Ich hodnoty sú zhrnuté v tab. 1.

Stanovenie $\in_y$ z výsledkov simulácie

Ako bolo spomenuté už v úvode tohto príspevku, matematické modelovanie a numerické modely sa stávajú v súčasnosti neodmysliteľným nástrojom pri riešení vodohospodárskych problémov, a to zvlášť pri problémoch súvisiacich s ekológiou. Práve matematické modelovanie disperzie kontaminantov v tokoch možno účinne využiť pri stanovení a overení disperzných charakteristík povrchového toku.

Za účelom overenia hodnôt koeficienta priečnej disperzie, ktoré boli stanovené z výsledkov zmiešavacích pokusov v terénnych podmienkach metódou Demetracopoulosa a Stefana (1983), bol použitý numerický model MODI. Je to model, ktorý je schopný dvojrozmerne simulovať disperziu látok v prirodzenom povrchovom toku s neprizmatickým korytom za podmienok ustáleného prúdenia. Založený je na riešení dvojrozmernej formy advekčno-difúznej rovnice (1) a na koncepte tzv. prúdových trubíc. Tento koncept vychádza z toho, že tok po šírke je rozdelený na sústavu trubíc nerovnakej šírky, ale s rovnakým prietokom (Yotsukura, Sayre, 1976). Ďalej model využíva myšlienku rozdelenia trubíc na elementy nerovnakej dĺžky (Luk, Lau, Watt, 1990). Tým sa síce stratí možnosť spojiť model disperzie s modelom neustáleného prúdenia v toku, ale zároveň sa odstráni veľmi nepríjemná vlastnosť diferenčných schém – numerická difúzia – a to tým, že dĺžky týchto elementov sú tvorené tak, aby sa hodnota Courantovho čísla rovnala 1. Podrobný opis modelu MODI a jeho vlastností je publikovaný v práci Velísková, Kohutiar (1992a).

Modelom MODI boli simulované zmiešavacie pokusy vykonané na sledovanom úseku Hrona. Ako vstupné údaje do modelu boli použité namerané rozdelenia rýchlostí a hĺbok v jednotlivých meraných profiloch a stanovené koeficienty priečnej disperzie (podľa Demetracopoulosa a Stefana (1983)). Namerané rozdelenie koncentrácie stopovacej látky po šírke profilu bolo porovnávané s výsledkami simulácie. Na obr. 2 a 3 je pre ilustráciu zobrazená časť výsledkov.

Z porovnania nameraného a simulovaného rozdelenia koncentrácie stopovacej látky po šírke toku v jednotlivých profiloch sledovaných úsekov rieky Hron (obr. 2, 3) bolo jasné, že stanovené hodnoty koeficienta priečnej disperzie treba korigovať. Základ tvorili namerané hodnoty koncentrácií stopovača v toku počas terénnych meraní v jednotlivých úsekoch a sériach (v rámci každého úseku boli vykonané 3 série pokusov pri rôznych prietokových pomeroch). V rámci úseku boli potom postupne navrhované opravené hodnoty $\in_y$ a s nimi následne nasimulované šírenie stopovača. Na základe celej série simulácií boli potom stanovené nové hodnoty priečneho disperzného koeficienta v každom úseku a pre každú sériu zmiešavacích pokusov zvlášť. Z takto zostaveného súboru výsledkov simulácií bola vybraná jedna pre každý úsek a sériu, ktorá najlepšie korešpondovala s nameraným rozdelením koncentrácie stopovača v danom úseku a sérii pri terénnych meraniach. Výsledok vybranej simulácie je uvedený v rámci každého obrázka. Konečné hodnoty koeficienta priečnej disperzie $\in_y$ na sledovanom úseku Hrona sú uvedené v tabuľke 1.

Keďže jednotlivé série pokusov v rámci sledovaných úsekov boli realizované za rozdielnych prietokových pomerov, nemožno porovnávať hodnoty $\in_y$ získané z jednotlivých sérii pokusov ani pre rovnaký úsek. Hodnota koeficienta priečnej disperzie je totiž ovplyvnená hydraulickými parametrami toku, ktoré sa pri zmene prietokových pomerov menia (Kališ, 1972; Sumer, Fischer, 1977; Lau, Krishnappan, 1977; Fischer et al., 1979; Velísková, 2002). Niektorí autori z týchto dôvodov vo svojich prácach preto ani neuvádzajú hodnotu $\in_y$, ale len hodnotu bezrozmerného koeficienta priečnej

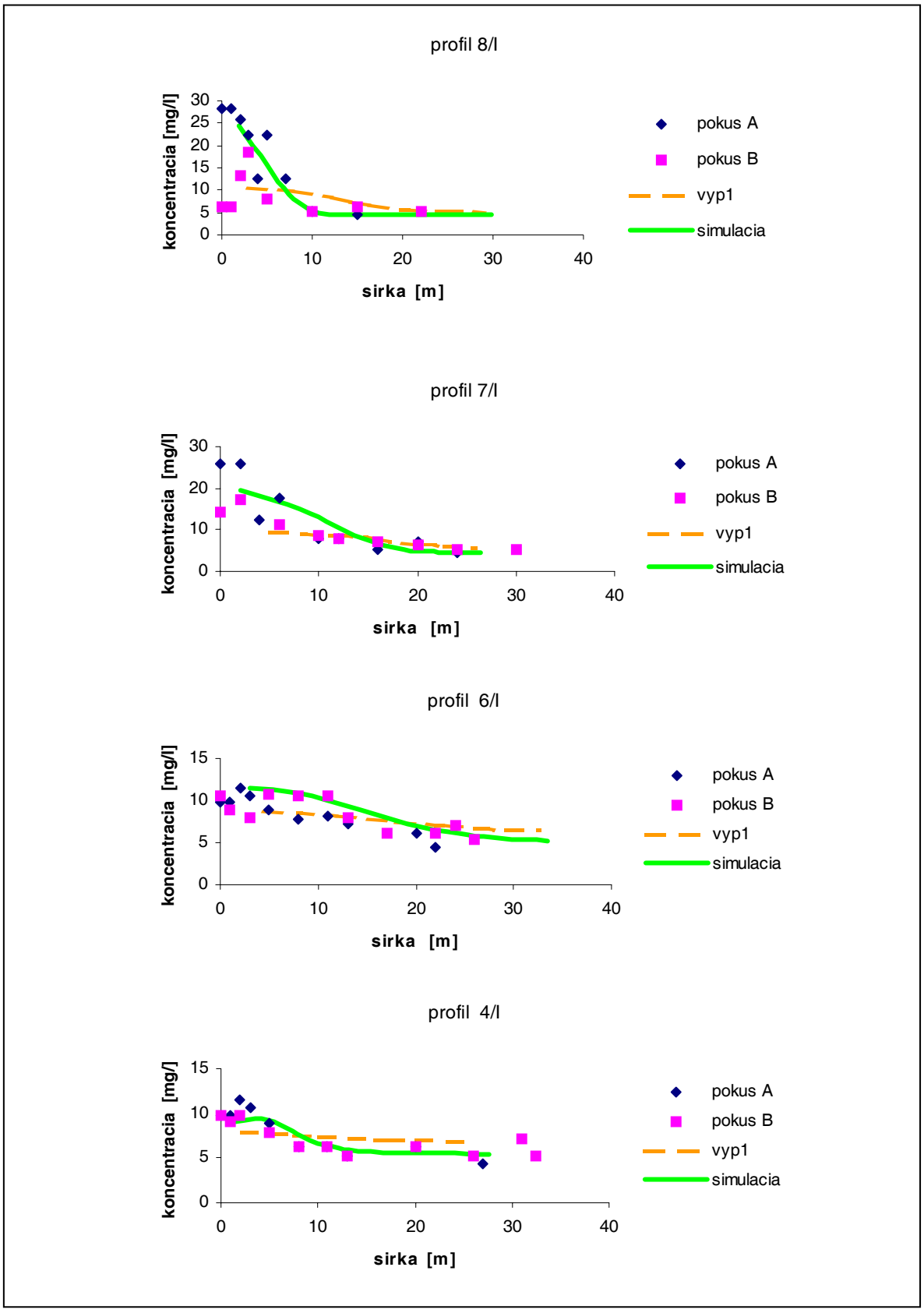
Tab. 1 Namerané a vypočítané hodnoty priečnych disperzných koeficientov na sledovanom úseku Hrona

Tab. 1 Measured and calculated values of transverse dispersion coefficients at the monitored part of the Hron River

		1. séria pokusov	2. séria pokusov	3.séria pokusov
úsek I. (so zákrutou)	terénne merania (Demetracopoulos, Stefan) $\in_y^M$ [$m^2 s^{-1}$]	0,403 0,403 0,165 0,197 0,197	1,3 1,3 1,061 0,896 0,896	1,242 1,242 0,612 0,860 0,860
	model MODI $\in_y^S$ [$m^2 s^{-1}$]	0,05 0,02 0,30 0,10 0,02	0,03 0,01 0,20 0,05 0,01	0,03 0,01 0,20 0,06 0,02
	a [–]	0,49 0,2 2,50 1,45 0,20	0,49 0,20 2,55 1,45 0,20	0,49 0,20 2,55 1,45 0,20
		1. séria pokusov	2. séria pokusov	3.séria pokusov
úsek II. (priama)	terénne merania (Demetracopoulos, Stefan) $\in_y^M$ [$m^2 s^{-1}$]	0,145 0,145 0,407 0,044 0,044	0,727 0,727 0,361 0,333 0,333	0,863 0,863 0,078 0,044 0,044
	model MODI $\in_y^S$ [$m^2 s^{-1}$]	0,01 0,02 0,01 0,01 0,01	0,006 0,013 0,007 0,006 0,005	0,007 0,015 0,007 0,008 0,008
	a [–]	0,09 0,20 0,19 0,15 0,27	0,09 0,20 0,19 0,15 0,27	0,09 0,20 0,19 0,15 0,27

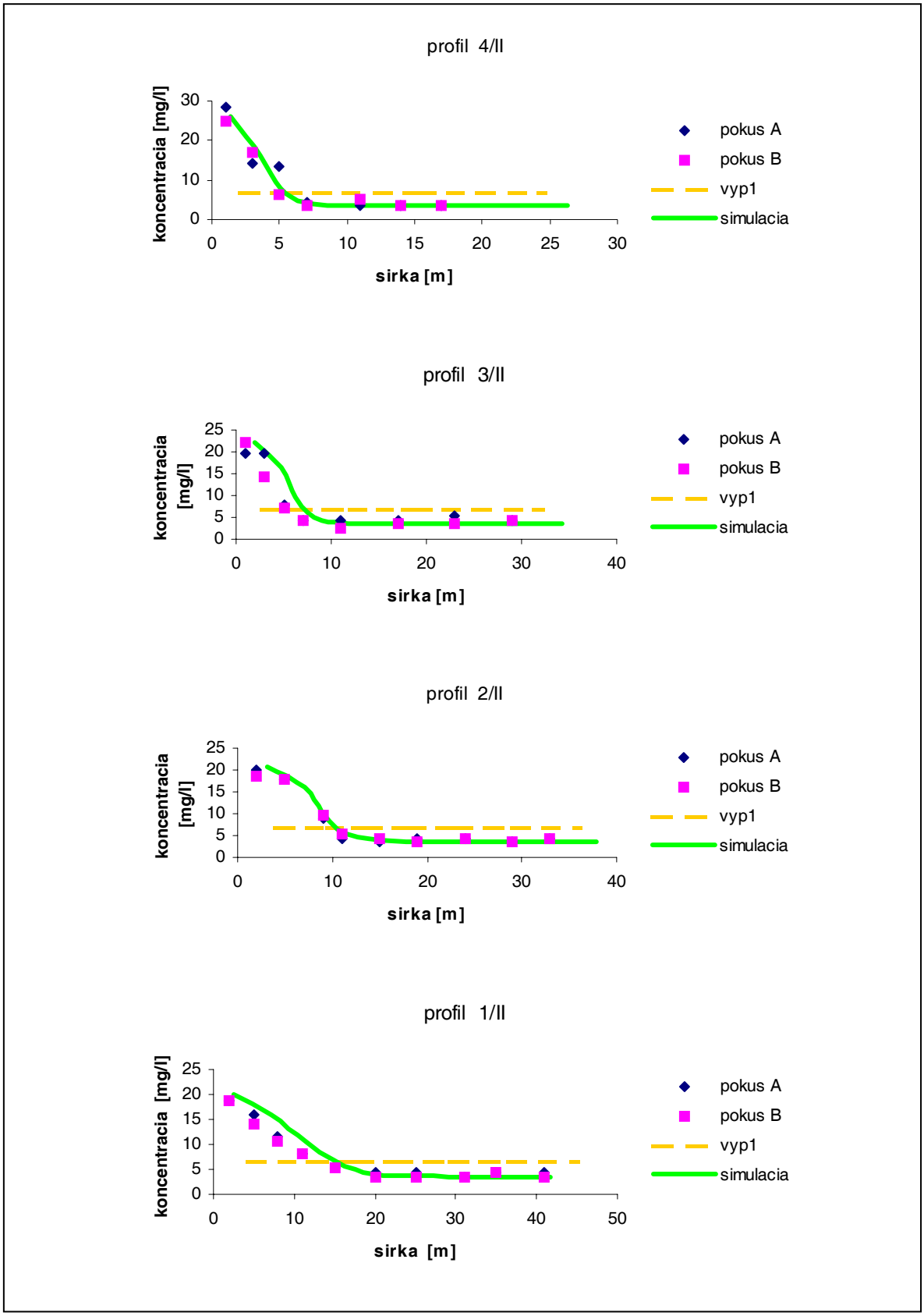
disperzie *a*. Preto z konečných hodnôt $\in_y$ boli následne vyčíslené hodnoty bezrozmerného koeficienta priečnej disperzie *a* podľa rovnice (2) – pozri tabuľku 1.

Vo všeobecnosti môžeme konštatovať, že v prvom úseku koeficient priečnej disperzie, i jeho bezrozmerná forma, dosahuje v priemere vyššie hodnoty ako v druhom úseku, čo je ale pravdepodobne spôsobené smerovým vedením toku (Fischer, 1979; Yotsukura, Sayre, 1976), keďže prvý úsek charakterizuje pravotočivá zákruta a druhý sa nachádza v priamej časti.



Obr. 2 Grafické zobrazenie rozdelenia koncentrácie stopovača v úseku I („vyp1“ – hodnota $\in_y$ stanovená metódou Demetracopoulosa a Stefana)

Fig. 2 The graphical presentation of the tracer concentration in the part I („vyp1“ –$\in_y$ estimated by the Demetracopoulos a Stefan method)



Obr. 3 Grafické zobrazenie rozdelenia koncentrácie stopovača v úseku II („vyp1“ – hodnota $\in_y$ stanovená metódou Demetracopoulosa a Stefana)

Fig. 3 The graphical presentation of the tracer concentration in the part II („vyp1“ –$\in_y$ estimated by the Demetracopoulos a Stefan method)

ZÁVER

V predkladanom príspevku je opísaný spôsob stanovenia hodnôt koeficienta priečnej disperzie na cca 4 km dlhom úseku rieky Hron medzi zaústením toku Istebník a mostom v Banskej Bystrici-Šalkovej. Koeficienty priečnej disperzie boli v prvom kroku stanovované z terénnych meraní. V druhom kroku boli ich hodnoty overované a korigované aplikáciou numerického modelu MODI, ktorý je schopný dvojrozmerne modelovať disperziu nesených látok v prirodzenom povrchovom toku. Pri terénnych meraniach aplikovaná metóda stanovenia priečneho disperzného koeficienta publikovaná Demetracopoulosom a Stefanom (1983) využíva konštantný zdroj stopovacej látky a je aplikovateľná pre široké plytké korytá. Na základe tejto metódy boli z výsledkov terénnych meraní určené hodnoty priečnych disperzných koeficientov. Spomínaná metóda však dáva vo všeobecnosti nadhodnotené výsledky týchto koeficientov, čo sa potvrdilo aj pri stanovení $\in_y$ na rieke Ondave (Pekárová, Velísková, 1998), kde pôvodne stanovená priemerná hodnota $\in_y = 0{,}149\ m^2\ s^{-1}$ sa zmenila na $\in_y = 0{,}011\ m^2\ s^{-1}$ ($a = 0{,}892$). Preto hodnoty koeficientov priečnej disperzie stanovené z terénnych meraní metódou Demetracopoulosa a Stefana (1983) boli použitím numerického modelu následne korigované. Výsledky sú zhrnuté v tabuľke 1. Konečné hodnoty $\in_y$ korešpondujú s hodnotami týchto veličín, ktoré boli publikované inými autormi pre podobné podmienky prúdenia a typ prirodzeného toku. Ich poznanie a korektné hodnoty dávajú záruku reálnosti predpovedí šírenia látok v tomto úseku horného Hrona v budúcnosti.

Poďakovanie
Spracovanie štúdie bolo podporené Agentúrou na podporu vedy a techniky prostredníctvom finančnej podpory č. APVT-51-044802 a č. APVT-51-017804, ako aj z projektu VEGA č. 2/5054/25.

Literatúra

Demetracopoulos, A.C., Stefan, H.G. (1983): Transverse mixing in wide and shallow river. Case study. J.Environ. Emgineering ASCE, *109*, No. 3, 685−699.

Fischer, H.B. et al. (1979): Mixing in inland and coastal waters. New York, Acad.Press.

Kališ, J. (1972): Příčné mísení v otevřených tocích. Vodohosp. Čas., 20, č. 5, 535−566.

Lau, Y.L., Krishnappan, B.G. (1977): Transverse dispersion in rectangular channels, J. Hydraul. Div. Proc. Am. Soc., Civ. Eng., 103, 1173−1189.

Luk, G.K.Y., Lau, Y.L., Watt, W.E. (1990): Two-dimensional mixing in rivers with unsteady pollutant source. J. Environ. Eng. ASCE, 116, No. 1.

Okoye, J.K. (1970): Characteristics of transverse mixing in open-channel flows. California Institute of technology, Pasadena, California.

Pekárová, P., Velísková, Y. (1998): Modelovanie kvality vody v povodí Ondavy, VEDA, ÚH SAV, Bratislava.

Říha, J., Daněček, J., Glac, F. (1997): Vliv disperze na průběh koncentrací látek v toku. J. Hydrol. Hydromech., 45, 1-2, 69−80.

Sumer, S.M., Fischer, H.B. (1977): Transverse mixing in partially stratified flow. J. Hydraul. Div., Proc. Am. Soc. Chem. Eng., 103, 587−600.

Velísková, Y., Kohutiar, J. (1992a): K dvojrozmernému modelovaniu disperzie v prirodzených korytách. Vodohosp. Čas., 40, č. 5, 409−424.

Velísková, Y., Kohutiar, J. (1992b): Určenie koeficientov priečneho zmiešavania v širokých plytkých tokoch. Vodohosp. Čas., 40, č. 6, 506−516.

Velísková, Y. (2002): Charakteristiky priečneho zmiešavania v povrchových tokoch. 2. Vplyv geometrických parametrov koryta, strednej rýchlosti prúdenia a trecej rýchlosti. Acta Hydrologica Slovaca, 3, č. 1, 76−80.

Yotsukura, N., Sayre, W.W. (1976): Transverse mixing in natural channels. Water Resour. Res., 12, No. 4, 695−704.

Autor

Ing. Yvetta Velísková, PhD.
Ústav hydrológie SAV
Račiansja 75
831 02 Bratislava 3
Slovenská republika
E-mail: Yvetta.Veliskova@savba.sk

SIMULÁCIA TRANSPORTU KONZERVATÍVNEHO ZNEČISTENIA V POVRCHOVÝCH TOKOCH

Yvetta Velísková

Modely, ktoré sa používajú na simuláciu šírenia znečistenia v toku využívajú buď jednoduchú bilančnú rovnicu aplikovanú na sledovanom úseku toku alebo vo väčšine vychádzajú z riešenia advekčno-difúznej rovnice. Obsahom príspevku je porovnanie výsledkov simulácie šírenia sa znečistenia v toku Ondavy troma numerickými modelmi:

1. *modelom SIRENIE;*
2. *modelom MODI;*
3. *modelom WQMCAL.*

Nasimulované výsledky boli porovnané s meranými hodnotami koncentrácií fosforečnanov v toku. Zdrojom tejto látky bolo vyústenie mestskej kanalizácie zo Svidníka do toku Ondavy.
Z porovnania výsledkov simulácií s meranými hodnotami fosforečnanov v Ondave pod Svidníkom vyplýva, že model WQMCAL a SIRENIE je možné použiť na rýchly, ale hrubý odhad šírenia sa vlny znečistenia v toku. Na detailnejšie zobrazenie možnej situácie na toku v prípade úniku znečistenia je vhodnejší model MODI, ktorý je však aj náročnejší na vstupné údaje.

Kľúčové slová: numerická simulácia, znečistenie, povrchové toky, modelovanie, terénne merania

Simulation of pollution spreading in open channels. *Simulation models of pollution spreading in open channels are based on balance equation applied at a section of channel or they are based on solution to advection-diffusion equation. The paper deals with the comparison of results from three types of transverse-mixing model:*

1. *SIRENIE*
2. *MODI*
3. *WQMCAL.*

The results of simulation were compared with measured values of phosphate concentration along real part of open channel (the Ondava River between Svidník and Stropkov). The results of comparison show that it is possible to use WQMCAL and SIRENIE for prompt, but rough estimate of pollution spreading in channel. However, for more detailed analysis it is better to use MODI, which is more accurate. On the other hand, MODI requires as well as more detailed input data than previous models.

Key words: numerical simulation, pollution, surface water, open channels, field measurement

---

ÚVOD

Vzhľadom na existenciu a rozmiestnenie urbanizovaných oblastí pozdĺž povrchových tokov sa neustále zväčšuje potreba vedieť tieto toky hodnotiť či už z hľadiska kvantitatívneho alebo kvalitatívneho. Z hľadiska kvantitatívneho sú to hlavne povodne, ktoré v poslednom období ohrozujú životy a majetok ľudí sídliacich v okolí tokov. Z hľadiska kvalitatívneho sú to problémy, ktoré vyplývajú z používania povrchových tokov ako recipientov odpadových vôd na jednej stane, no a na druhej mnohé povrchové toky môžu byť zdrojmi úžitkovej vody. V mnohých prípadoch sa ale stávajú dokonca aj zdrojmi pitnej vody alebo majú v svojich príbrežných oblastiach zdroje pitnej vody, ktoré môžu svojou kvalitou ovplyvňovať.
Riešenie kvalitatívnych zmien v povrchových tokoch úzko súvisí s transportom látok v týchto tokoch a s poznaním mechanizmu zmiešavania nesených látok s vodou. Neodmysliteľným prostriedkom riešenia úloh spojených s problémami kvality povrchových vôd je v dnešnej dobe práve matematické a numerické modelovanie.

MOŽNOSTI URČENIA KONCENTRÁCIÍ ZNEČISŤUJÚCICH LÁTOK V TOKU

Modely kvality vody v toku môžeme rozdeliť na:

- modely, ktoré vychádajú z riešenia jednoduchej bilančnej rovnice

- modely postavené na základe analytických riešení advekčno-difúznej rovnice
- modely postavené na základe numerického riešenia advekčno-difúznej rovnice.

Jednoduchá bilančná rovnica

V prípade ustáleného stavu na toku (s konštantným prietokom a koncentráciou nemeniacou sa v čase) sa na výpočet koncentrácie c znečisťujúcej látky v recipiente využíva jednoduchá bilančná rovnica v tvare (Jólankai, 1992):

$$c = \frac{c_o Q_o + c_p Q_p}{Q_o + Q_p} \tag{1}$$

kde: c_o - pôvodná koncentrácia znečisťujúcej látky v recipiente [kg.m^{-3}];
c_p - koncentrácia znečisťujúcej látky [kg.m^{-3}];
Q_o - prietok v recipiente [m^3.s^{-1}];
Q_p - výdatnosť (prietok) znečisťujúcej látky vtekajúcej do toku [m^3.s^{-1}].

Advekčno-difúzna rovnica a jej analytické riešenia

Mnohé modely šírenia znečistenia v toku vychádzajú zo základnej advekčno-difúznej rovnice:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + v_x \frac{\partial c}{\partial x} + v_y \frac{\partial c}{\partial y} + v_z \frac{\partial c}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \in_x \frac{\partial c}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \in_y \frac{\partial c}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \in_z \frac{\partial c}{\partial z} \pm \alpha . c \pm F , \tag{2}$$

kde: t - čas [s],
$c(x, y, z, t)$ - koncentrácia látky [kg.m^{-3}],
$\in_x , \in_y , \in_z$ - koeficient disperzie v pozdĺžnom, priečnom a vertikálnom smere [m^2.s^{-1}],
v_x , v_y , v_z - stredná profilová rýchlosť prúdenia recipientu [m.s^{-1}],
α - reakčný koeficient (rozpadu, samočistenia) látky [s^{-1}],
$F(x, y, z, t)$ - funkcia, reprezentujúce zdroje znečistenia [kg.m^3.s^{-1}],
x, y, z - priestorová premenná [m].

V ďalšej časti sú uvedené používané analytické riešenia tejto rovnice pre konkrétne podmienky prúdenia a zdroje znečistenia.

Priečna disperzia z kontinuálneho bodového zdroja

Za podmienok, že znečisťujúca látka má konzervatívny charakter, po hĺbke toku je dokonale premiešaná, pri zanedbaní zmien rýchlosti v priečnom smere (pri širokých plytkých tokoch splnené), a za predpokladu, že hĺbka v koryte je konštantná a pozdĺžna disperzia je vzhľadom na advekciu zanedbateľná, možno vzťah (2) pre kontinuálny bodový zdroj znečisťujúcej látky zjednodušiť na tvar:

$$v_x \frac{\partial c}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial y} \left(\in_y \frac{\partial c}{\partial y} \right). \tag{3}$$

V danom prípade popisuje rovnica (3) šírenie sa znečistenia v priečnom smere v profile nekonečne širokom. Analytické riešenie tejto rovnice pri centrálnom zdroji bodového znečistenia s výdatnosťou M má tvar:

$$c = \frac{M}{2h\left(\pi \in_y v_x x\right)^{1/2}} \; exp\left(- \frac{v_x}{4 \in_y x} y^2 \right), \tag{4}$$

kde M - prítok znečisťujúcej látky [kg.s^{-1}].

V reálnych prípadoch samozrejme nemôžeme uvažovať s nekonečne širokým tokom. Akonáhle znečistenie dosiahne breh, je potrebné do riešenia zahrnúť brehový efekt. V prípade plného brehového efektu a bodového zdroja znečistenia vo vzdialenosti y_o od brehu má analytické riešenie tvar:

$$c = \frac{M}{2h\left(\pi \in_y v_x x\right)^{1/2}} \sum_{n=-\infty}^{\infty} \left\{ exp\left[-\frac{v_x}{4 \in_y x}\left(y - y_o + 2nB\right)^2 \right] + exp\left[-\frac{v_x}{4 \in_y x}\left(y + y_o - 2nB\right)^2 \right] \right\}, \tag{5}$$

kde y_o -vzdialenosť zaústenia zdroja znečistenia do toku od brehu $y = 0$ [m].

Toto riešenie vychádza z práce Starosolszkého (1987), ktorý uvádza riešenie pre priečne šírenie znečistenia z kontinuálneho, centrálne umiestneného zdroja. Vychádzajúc z uvedeného riešenia pre centrálny zdroj bola rovnica upravená pre zdroj znečistenia vo vzdialenosti y_o od brehu.

Pozdĺžna disperzia z okamžitého bodového zdroja

V prípade priamych úsekov prirodzených tokov s dostatočným sklonom, ktoré vo väčšine prípadov spĺňajú podmienku širokých plytkých korýt, je pozdĺžna zložka rýchlosti prúdenia v_x v toku rozhodujúca. Zložky rýchlosti v_y a v_z možno zanedbať. Potom za predpokladu konzervatívnosti kontaminantu, jeho dokonalého premiešania v priečnom smere a ustáleného rovnomerného stavu v toku možno rovnicu (2) zjednodušiť na tvar:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \in_x \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} - u\frac{\partial c}{\partial x} \tag{6}$$

kde u - priemerná profilová rýchlosť [m.s^{-1}];

$\in_x$ - koeficient pozdĺžnej disperzie (platný pre celý priečny profil).

Analytické riešenie tejto rovnice pri počiatočnej podmienke $c(x,0) = 0$ (pre $t=0$), okrajovej podmienke $c(0, t) = 0$ (*pre* $x=0$) a pri množstve vstupujúceho bodového znečistenia G má tvar:

$$c = \frac{G}{2A\left(\pi \in_x t\right)^{1/2}} exp\left(-\frac{\left(x - ut\right)^2}{4 \in_x t} \right), \tag{7}$$

kde G - množstvo znečisťujúcej látky v [kg], ktoré sa jednorázovo („okamžite“) dostalo do toku.

Samočistenie

Pre vyjadrenie nekonzervatívnosti látok, ako aj pre zmeny BSK, príp. rozpusteného kyslíka, bol vo svete zostavený celý rad modelov. V praxi sa najviac používajú modely vychádzajúce zo Streeterovej-Phelpsovej rovnice I. rádu:

$$\frac{dc(t)}{dt} = -\alpha . c(t). \tag{8}$$

Za predpokladu ustáleného rovnomerného prúdenia v toku a kontinuálneho zdroja znečistenia rieky v sledovanom úseku pre $c(t)$ platí:

$$c(t) = c_o(t).e^{-\alpha.t} \tag{9}$$

Využitie existujúcich modelov kvality vody je podmienené správnym určením parametrov toku, disperzných koeficientov, ako aj reakčných koeficientov.

Priečna a pozdĺžna disperzia z bodového zdroja znečistenia

Dvojrozmerná forma advekčno-difúznej rovnice s uvážením samočistenia má tvar:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + v_x \frac{\partial c}{\partial x} = \in_x \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} + \in_y \frac{\partial^2 c}{\partial y^2} - \alpha.c\,, \tag{10}$$

Riešenie rovnice (10) pri plnom zohľadnení brehového efektu pre bodový zdroj znečistenia má tvar (Pekár, Pekárová a Mendel, 1991; Pekárová a Pekár, 1993):

$$c(x,y,t) = \frac{G}{4\pi ht\left(\in_x \in_y\right)^{1/2}}.exp\left[-\frac{(x-v_x t)^2}{4\in_x t}\right].exp(-\alpha.t)\,.$$

$$.\sum_{n=-\infty}^{\infty}\left\{exp\left[-\frac{(y-y_o-2nB)^2}{4\in_y t}\right]+exp\left[-\frac{(y+y_o+2nB)^2}{4\in_y t}\right]\right\}, \tag{11}$$

kde: B - šírka toku,
y_o - vzdialenosť zdroja znečistenia od brehu y=0.

Analytické riešenie rovnice (10) vychádza z prác Starosolszkého (1987) a Jolánkaia (1997).

Numerické modely

Pri každom doteraz spomínanom analytickom riešení advekčno-difúznej rovnice sa uvažovalo s určitými zjednodušujúcimi predpokladmi, príp. s okrajovými podmienkami, ktoré limitovali použitie výsledných analytických riešení.

Je množstvo prípadov, kedy rovnica (2) nemá priame analytické riešenie. Vtedy je vhodné a možné ju riešiť numericky pomocou rôznych numerických metód (napr. diferenčné metódy, metóda konečných prvkov, metóda hraničných prvkov, metóda charakteristík, metóda konečných objemov a pod.). Výsledkom takého postupu je numerický model, ktorý v závislosti na okrajových podmienkach s určitou presnosťou dokáže simulovať prenos znečistenia v toku.

V príspevku sú porovnané výsledky simulácie šírenia sa znečistenia s rovnakými parametrami v rovnakom úseku toku Ondavy troma numerickými modelmi:

4. modelom SIRENIE;
5. modelom MODI;
6. modelom WQMCAL.

Nasimulované výsledky boli porovnané s meranými hodnotami koncentrácií fosforečnanov v toku Ondavy. Zdrojom tejto látky bolo vyústenie mestskej kanalizácie zo Svidníka do toku Ondavy.

Opis modelov

Model SIRENIE je založený na rovniciach (5) a (11). Týmto modelom je možné simulovať priečne šírenie znečistenia do toku z kontinuálneho zdroja i z okamžitého bodového zdroja znečistenia (Mendel a kol. 1992).

Model MODI bol vyvinutý na ÚH SAV autormi Velísková a Kohutiar. Model je založený na numerickom riešení dvojrozmernej formy advekčno-difúznej rovnice (2), ktorá vychádza z predpokladu, že zmiešavanie vo vertikálnom smere je možné zanedbať. Tento predpoklad je platný pre široké plytké toky, v ktorých zmiešavanie v horizontálnom smere prevláda nad vertikálnym, čo je pri väčšine prirodzených tokoch splnené. Model MODI využíva koncept tzv. prúdových trubíc. Tento koncept vychádza z často používanej súradnicovej sústavy Yotsukuru a Sayra (1976), ktorá rozdeľuje tok po šírke na sústavu trubíc nerovnakej šírky, ale s rovnakým prietokom. Model je schopný dvojrozmerne simulovať zmiešavacie procesy v neprizmatických korytách pri ustálenom prúdení. Pri simulácii šírenia látok nekonzervatívneho charakteru na dlhších úsekoch toku je možné zohľadniť vplyv samočistiacich procesov. Zdroje znečisťujúcich látok môžu byť simulované aj s neustáleným výtokom, a situované môžu byť v ľubovoľnom mieste posudzovaného úseku toku. Vstupné údaje modelu MODI pre ľubovoľný úsek akéhokoľvek povrchového toku sú pomerne dostupné. Je to popis posudzovaného úseku toku priečnymi a rýchlostnými profilmi v charakteristických miestach posudzovaného úseku a hodnotami koeficienta priečnej disperzie, príp. reakčného koeficienta. Podrobný opis a východiská modelu MODI sú uvedené v práci Velísková (1995).

Programový balík WQMCAL je založený na jednoduchých analytických riešeniach rovníc redukcie, disperzie a transportu znečistenia. Preto sú výpočty veľmi rýchle a vyžadujú iba základné charakteristiky opisujúce tok (zvyčajne prietoková plocha A, priemerná rýchlosť toku u, šírka toku B, priemerná hĺbka toku h, charakteristiky udávajúce množstvo znečistenia - koncentrácia alebo množstvo znečisťujúcej látky, počiatočná koncentrácia c_o a pod).

POROVNANIE VÝSLEDKOV SIMULÁCIÍ S NAMERANÝMI HODNOTAMI

Terénne experimenty boli vykonávané v rokoch 1990–1993 v experimentálnom povodí Ondavy po nádrž Veľká Domaša. Ich cieľom bolo určenie koeficientov priečnej a pozdĺžnej disperzie, ako aj určenie koeficientov samočistenia pre fosforečnany a dusičnany v toku Ondavy.

Na obr. 1 je znázornená schéma modelovaného úseku - sútok Ondavy s Ladomírkou vo Svidníku, naznačené je vyústenie mestskej kanalizácie, ako aj odberné profily A, B, C. V týchto profiloch bol tok hydrometrovaný a s krokom 1 m boli v zameraných profiloch odoberané vzorky vody (júl 1992). Podrobný opis experimentov možno nájsť v prácach Pekárovej a Pekára (1993), Mendela a Pekárovej (1995) a Pekárovej a Velískovej (1998).

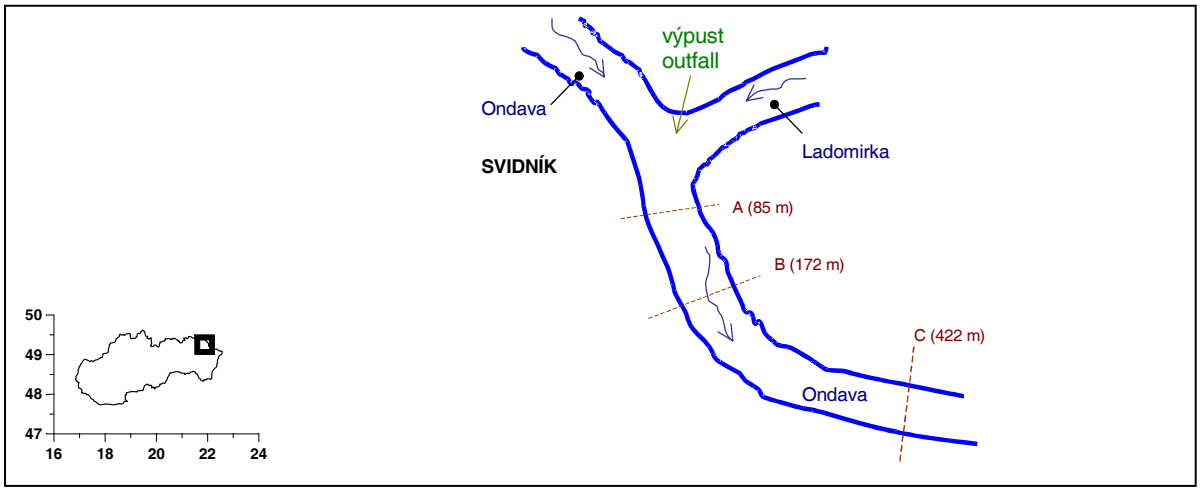
Výsledky experimentálnych meraní v povodí Ondavy boli použité v tejto štúdii na porovnanie s výsledkami už spomínaného modelu SIRENIE založenom na rovnici (5) autora Pekára (Pekár, Pekárová a Mendel., 1991; Pekárová a Pekár, 1993), modelu MODI založenom na numerickom riešení dvojrozmernej formy rovnice (2) (Velísková a Kohutiar, 1992; Velísková, 1995) a programového balíka WQMCAL[1] (Jolánkai, 1997).

Na obr. 2 sú vykreslené nasimulované hodnoty koncentrácií fosforečnanov troma modelmi**,** ako aj merané hodnoty získané počas experimentálnych meraní na toku Ondava.

ZÁVER

Priebehy nasimulovaných koncentrácií fosforečnanov modelmi WQMCAL a SIRENIE môžeme považovať za veľmi tesné, a to hlavne v profile C (x = 422m). Odchýlky v hodnotách vyplývajú z chýb zaokrúhľovania: model WQMCAL neumožňuje zadanie desatinných hodnôt.

[1] Programový balík spracovaný Dr. G. Jolánkaiom, je súčasťou záverečnej správy zhrňujúcej výsledky riešené v rámci Medzinárodného hydrologického programu V. projektu 8.1, ktorá vyšla v roku 1997 pod názvom Basic river water quality models (Technical Documents in Hydrology, No.13). Disketa s programom je súčasťou uvedenej správy.



Obr. 1. Schéma simulovaného úseku toku.
Zaústenie odpadových vôd a odberné profily A, B, C (vzdialenosť odberného profilu od zaústenia mestskej kanalizácie).

Fig. 1. Scheme of simulated stream part.
Outfall of wastewater and sampling profiles A, B, C (distance from outfall of urban sewerage system).

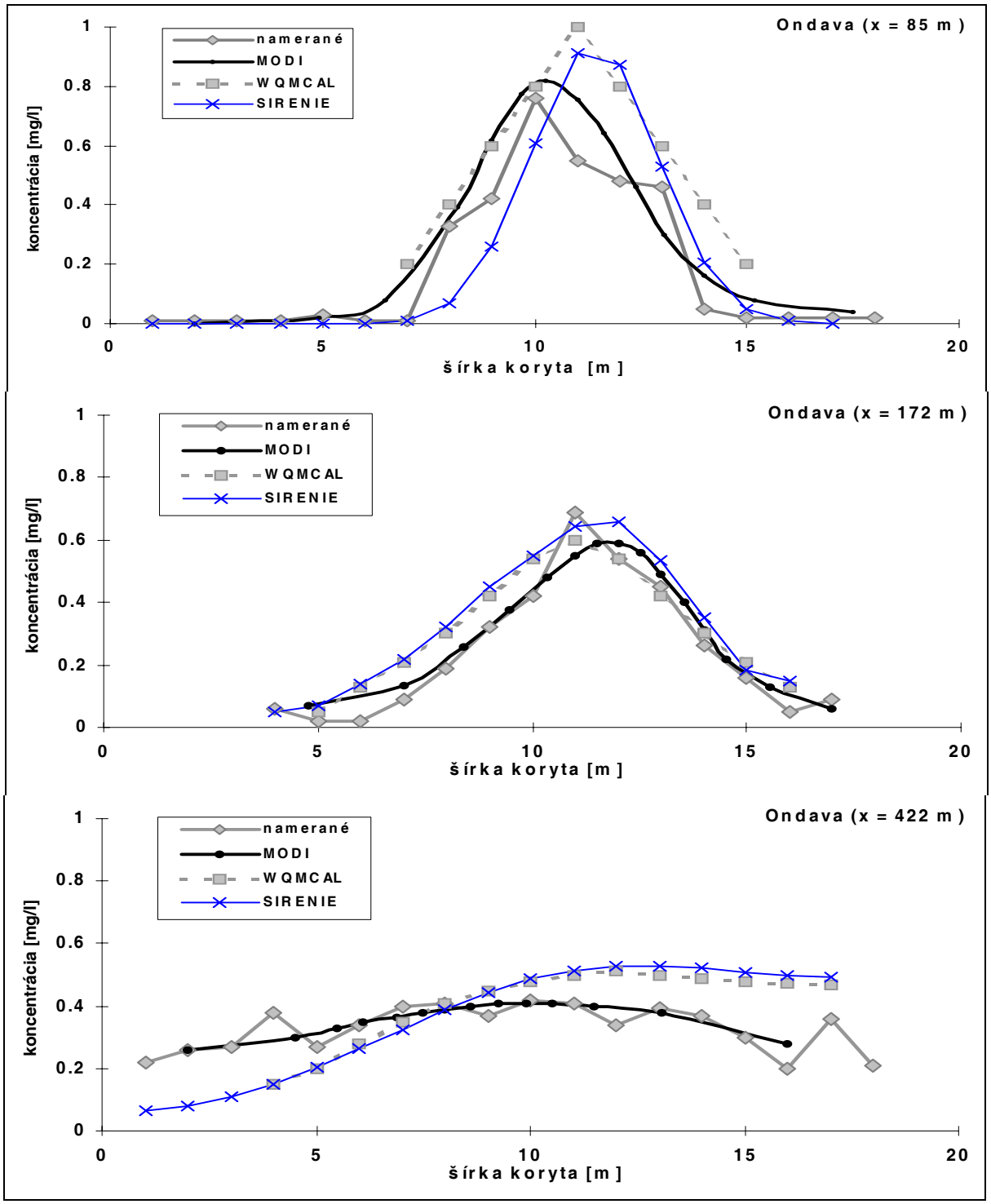
Korešpondovanie výsledkov oboch modelov pravdepodobne vyplýva z toho, že oba tieto modely sú založené na analytických riešeniach diferenciálnych rovníc. Na obr. 2 je možné ďalej pozorovať, že výsledky simulácie priečneho premiešavania v toku pri danom priečnom disperznom koeficiente $0{,}0126 m^2.s^{-1}$ sú posunuté vzhľadom na namerané hodnoty koncentrácií. Toto posunutie sa dá voľne interpretovať v tom zmysle, že reálne premiešavanie znečistenia v toku prebieha, resp. sa deje rýchlejšie ako pri simulovaní tohto deja. Je to pravdepodobne spôsobené tým, že ani jeden z týchto modelov nezohľadňuje rozdelenie rýchlosti po šírke prietočného profilu, čo môže v tomto smere ovplyvňovať výsledky vzhľadom na skutočnosť, že sledovaný úsek vykazuje mierne zakrivenie trasy toku.

Model MODI dosahuje vzhľadom na svoju detailnejšiu štruktúru, hydrodynamický prístup vyžadujúci zadanie morfológie koryta a rýchlostných profilov lepšie výsledky. Jeho zhoda s nameranými hodnotami by sa dala prípadne ešte zlepšiť podrobnejším delením oblasti na jednotlivé výpočtové elementy. Pri riešení konkrétnych úloh týkajúcich sa šírenia znečistenia v povrchových tokoch je táto podrobná simulácia opodstatnená do toho okamihu, než dôjde k úplnému premiešaniu kontaminantu po šírke toku.

Z porovnania výsledkov simulácií s meranými hodnotami fosforečnanov v Ondave pod Svidníkom vyplýva, že model WQMCAL a SIRENIE je možné použiť na rýchly, ale hrubý odhad šírenia sa vlny znečistenia v toku. Je možné ním operatívne simulovať rôzne havarijné situácie na tokoch (úniky rôznych množstiev znečistenia). Na detailnejšie zobrazenie možnej situácie na toku v prípade úniku znečistenia je vhodnejší model MODI, ktorý je však aj náročnejší na vstupné údaje oproti spomínaným dvom.

Výsledky tejto štúdie potvrdzujú nutnosť a opodstatnenosť i naďalej sa zaoberať problematikou simulácie transportu znečistenia v povrchových tokoch, pretože i keď modely simulujú realitu s rôznym stupňom presnosti, nie je možné zanedbať fakt, že pri skutočnej havárii v reálnom toku je možné ich aplikáciou odhadnúť rýchlosť postupu vlny znečistenia a jej šírenie, vytypovať miesta odberov vzoriek vody v toku, ako i miesta pre hydrometrovanie toku. Na druhej strane, výsledky štúdie, a nielen tejto, ale aj napr. štúdie Kosorina a Dulovičovej (Kosorin, Dulovičová, 2000) potvrdzujú, že pri výbere a aplikácii numerických modelov je potrebné poznať ich štruktúru, vedieť z čoho vychádzajú a akým spôsobom riešia daný problém, aby sa dala posúdiť správnosť ich použitia.

Poďakovanie
Spracovanie štúdie bolo podporené Agentúrou na podporu vedy a techniky prostredníctvom finančnej podpory projektu č. APVT-51-006502 a č. APVT-51-017804, ako aj z projektu VEGA č. 2/5054/25.



Obr. 2 Porovnanie nameraného a vypočítaného rozdelenia koncentrácí fosforečnanov v toku Ondavy (profily A, B a C sú rozmiestnené podľa obr.1).

Fig. 2 Comparison of measured values and phosphate concentration distribution acquired from simulations at the Ondava River (the cross-section A, B, C are situated according to fig.1).

Literatúra

Jolánkai, G. (1992): Hydrological, chemical and biological precesses of contaminant transformation and transport in river and lake system. IHP-IV. Technical Documents in Hydrology, UNESCO, Paris, 147 str.

Jolánkai, G. (1997): Basic river water quality models. IHP-V. Technical Documents in Hydrology 13. UNESCO, Paris, 52 str.

Kosorin, K., Dulovičová, R. (2000): K metodickým problémom viacrozmernej počítačovej simulácie pohybu povrchových a podzemných vôd. Acta Hydrologica Slovaca, 1, 217-222.

Mendel, O., Pekár, J., Pekárová, P. (1992): Modelovanie priečneho šírenia sa znečistenia vody v toku rieky. Vodohosp. Čas., 40, 2, 113–134.

Pekár, J., Pekárova, P., Mendel, O. (1991): A model of transverse spreading of water pollution in the river. In "Mathematical Modelling in Engineering", Technical University Praha, 64–66.

Pekárová, P., Mendel, O. (1995): The Influence of Municipal Sewage in the Ondava River. In: Proceedings of the International UNESCO-IHP Workshop "The Role of Water in Urban Planning", Wageningen and Emscher region, March 29. - April 2. 1993, (Ed. Hans van Engen, Dietrich Kampe, Sybrand Tjallingii), Backhuys Publishers, Leiden, 270–274.

Pekárová, P., Pekár, J. (1993): Experimentálne metódy určenia koeficientov matematického modelu pozdĺžnej disperzie a samočistenia. Vodohosp. čas., 41, 6, 398–411.

Pekárová, P., Velísková, Y. (1998): Modelovanie kvality vody v toku Ondavy. VEDA, Bratislava, 254 str.

Starosolszky, Ö. (1987): Applied surface hydrology. WRP. 141–149.

Velísková, Y., Kohutiar, J. (1992): Two-dimensional model of dispersion in natural channel. Vodohosp. Čas. 40, 5, 409–424.

Velísková, Y. (1995): Posudzovanie disperzných vlastností povrchových tokov pri dvojrozmernej idealizácii, KDP, ÚH SAV.

Yotsukura, N., Sayre, W.W. (1976): Transverse mixing in natural channels, WRR, Vol. 12,No. 4, 695–704.

Autor

Ing. Yvetta Velísková, PhD.
Ústav hydrológie SAV
Račiansja 75
831 02 Bratislava 3
Slovenská republika

E-mail: Yvetta.Veliskova@savba.sk

MODELOVÁNÍ HYPODERMICKÉHO ODTOKU

Tomáš Vogel

Hypodermický odtok často vzniká na rozhraní mezi dobře propustnou povrchovou vrstvou půdy a následující méně propustnou půdní vrstvou či horninovým podložím. K tvorbě mělkého nasyceného proudění dochází pouze při vydatných srážkách a má tedy výrazně tranzientní charakter. Odtok může být urychlen přítomností preferenčních cest (např. půdních makropórů). K simulaci proudění ve svahovém segmentu je použita kombinace modelu jednorozměrného vertikálního proměnlivě nasyceného proudění v systému s duální pórovitostí a modelu jednorozměrného nasyceného proudění podél rozhraní mezi půdními vrstvami. Pro vybranou letní sezónu je analyzována shoda simulovaných a měřených odtokových hydrogramů pozorovaných v průběhu významných srážkoodtokových epizod.

Klíčová slova: odtok ze svahu, hypodermický odtok, proudění v proměnlivě nasyceném prostředí, difuzní vlna, kinematická vlna, preferenční proudění, dynamika půdní vody, srážkoodtokové epizody

***Modelling shallow subsurface runoff**. Shallow subsurface runoff usually takes place at the interface of well permeable surface soil layer and less permeable underlying soil or bedrock strata. This type of flow is often encountered in hillslopes of mountain or upland catchments. Normally, it occurs for a short period of time as an immediate response to intense rainfall events. Within the proposed conceptual model, the flow in a hillslope segment can be regarded as superposition of two components: one-dimensional vertical component (combination of variably saturated matrix flow and preferential flow) and one-dimensional downhill component (saturated flow along impervious or semi-pervious soil-bedrock interface). Simulated hillslope runoff is compared with the measured runoff hydrographs observed during major rainfall-runoff episodes of a selected summer season.*

Key words: hillslope runoff, shallow subsurface flow, variably saturated flow, diffusion wave, kinematic wave, preferential flow, soil water dynamics, rainfall-runoff episodes

---

ÚVOD

Exaktní, fyzikálně založený popis proudění ve svahovém segmentu, se všemi přírodními nepravidelnostmi a komplexní mnohoúrovňovou heterogenitou, je s našimi současnými znalostmi prakticky nemožné. Proto se využívají podstatně zjednodušené modelové přístupy a pracovní hypotézy, které vedou k pouze přibližným řešením. Cílem modelování je kvalifikovaná kvantitativní předpověď chování systému (např. v extrémních podmínkách).

Pohyblivost vody, která se zúčastní hypodermického proudění, je určena hydraulickými vlastnostmi pórovitého prostředí nad nepropustným podložím nebo méně propustnou půdní vrstvou. Rychlost proudění může být výrazně zesílena, pokud jsou přítomny spojité preferenční cesty orientované podél svahu. Intenzita proudění do značné míry závisí na gravitačních silách úměrných místnímu sklonu. Avšak, vzhledem k transientnímu charakteru proudění, není zanedbatelný ani vliv tlakových sil, zvláště při vzniku a odeznívání podpovrchové odtokové epizody.

V tomto příspěvku jsou diskutovány dva modely proudění ve svahovém segmentu: (i) dvourozměrný model proudění ve svislém řezu vedeném spádnicí terénu, (ii) zjednodušený model kombinující jednorozměrné vertikální proudění v proměnlivě nasyceném půdním profilu s jednorozměrným nasyceným prouděním po nepropustném nebo málo propustném horninovém podloží nebo rozhraní půdních vrstev (viz obr. 1).

Stručně jsou popsány dva přístupy k modelování jednorozměrného hypodermického odtoku: (i) model difuzní vlny a (ii) model kinematické vlny.

MATERIÁL A METODY

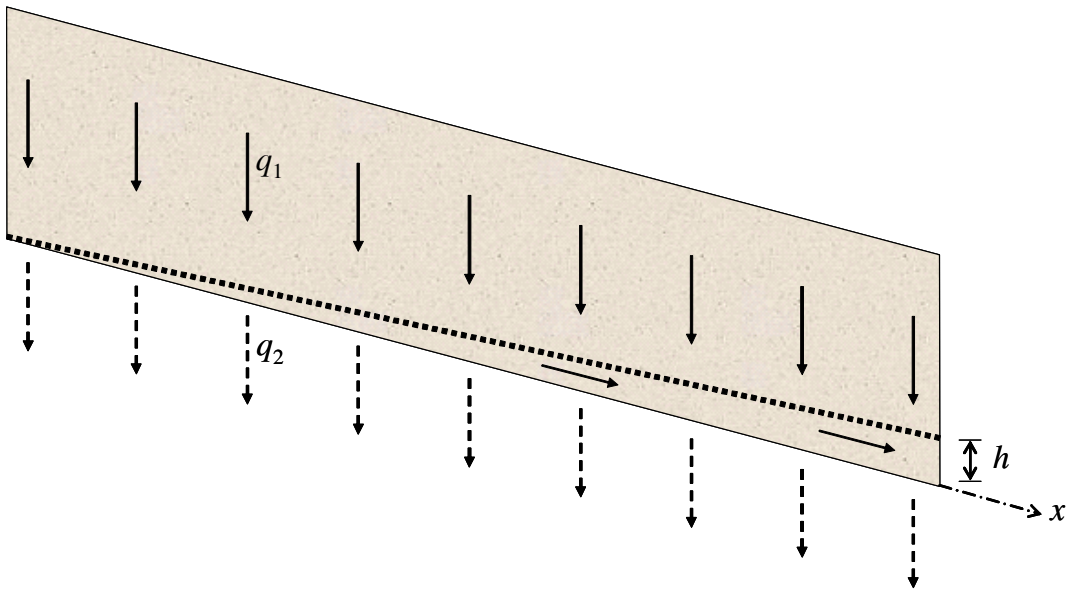
Experimentální lokalita

Ke studiu tvorby podpovrchového odtoku jsou využívána data z experimentálního povodí Uhlířská v Jizerských horách. Výsledky simulací jsou porovnávány s odtokovými hydrogramy pozorovanými na svahové lokalitě Tomšovka.

V povodí Uhlířská jsou dlohodobě monitorovány základní meteorologické a hydrologické veličiny. Povodí spravuje Český hydrometeorologický ústav. Experimentální výzkum zde provádějí také: Výzkumný ústav vodohospodářský T.G.M., Stavební fakulta ČVUT, Ústav pro hydrodynamiku AVČR a další instituce.

Plocha povodí je 1.87 km^2, nadmořská výška závěrového profilu 776 m.n.m., průměrná délka svahů 450 m. Půdní profil je mělký a značně heterogenní. Na svazích je převládajícím půdním typem Kambisol na zvětralém žulovém podkladu, ve dně údolí Histosol. V půdě pokrývající svahy povodí Uhlířská byly opakovaně pozorovány projevy preferenčního proudění (Císlerová et al., 2002).

Podpovrchový odtok je měřen nad nejstrmější částí svahu v lokalitě Tomšovka (Šanda et al., 2001). Voda vytékající ze svahu je zachycována v experimentálním příkopu. Sklon svahu nad příkopem je přibližně 14%. Příkop je rozdělěn na dvě samostatné sekce (označené jako A a B) a tři jímací horizonty. Výtok z jednotlivých sekcí a horizontů je měřen odděleně překlopnými průtokoměry. Na svahu jsou monitorovány změny tlaku půdní vody pomocí tenzometrů.



Obr. 1 Proudění ve svahovém segmentu vyvolané přívalovou srážkou. Proudění je rozloženo do vertikální složky (jednrozměrné proudění v proměnlivě nasycené půdě) a složky odvádějící vodu dolů po svahu (jednorozměrné nasycené proudění podél nepropustného nebo polopropustného spodního okraje segmentu). V případě propustného podloží dochází k prosakování vody do hlubších horizontů.

Fig. 1 Flow in a hillslope segment in response to a rainstorm. The flow is decomposed into one-dimensional vertical component (variably saturated soil water movement) and one-dimensional downhill component (saturated flow along the impervious or semipervious lower boundary of the segment). In case of permeable subsoil or bedrock, vertical discharge to deeper horizons occurs.

Model dvourozměrného proudění v proměnlivě nasyceném prostředí

K popisu vertikálního rovinného proudění vody v proměnlivě nasyceném svahovém segmentu je možno použít dvorozměrnou Richardsovu rovnici (např. Freeze & Cherry, 1979):

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

kde h je tlaková výška půdní vody (m), $\mathbf{K}$ je tenzor hydraulické vodivosti (m/s), C je specifická kapacita (1/m), z je vertikální prostorová souřadnice orientovaná kladně směrem vzhůru (m), t je čas (s). Po zavedení vhodných počátečních a okrajových podmínek můžeme pomocí této řídící rovnice simulovat proudění ve svahovém segmentu a vypočítat tak odtokové odezvy svahu na konkrétní srážkové epizody.

V případě, že je proudění v půdním profilu významně urychlováno díky přítomnosti preferenčních cest (např. vlivem makropórů), můžeme v dvourozměrném modelu napodobit přirozenou variabilitu pórovitého prostředeí prostorovou variabilitou hydraulických vlastností prostředí. Nejjednodušším variantou této metody je použití náhodně nebo deterministicky generovaného pole hydraulických vodivostí. Pomocí tohoto pole se vytvoří v oblasti proudění zóny zvýšené vodivosti, které v modelu zastupují preferenční cesty. Fyzikálně realističtější alternativou je nahrazení jednodoménového popisu proudění dvoudoménovým (Vogel et al., 2000). Proudění pak může být popsáno dvojicí řídících rovnic, zvlášť pro doménu půdní matrice a zvlášť pro doménu preferenčního proudění. Proudění tak probíhá ve dvou paralelních, vzájemně komunikujících doménách. Komunikace je zajištěna pomocí společného přenosového členu v řídících rovnicích proudění.

Detailní simulace dynamiky půdní vody ve svahovém půdním profilu pomocí dvourozměrného modelu klade, bez ohledu na přítomnost či nepřítomnost preferenčního proudění, značné nároky na výpočetní prostředky použité k numerickému řešení řídící rovnice proudění. Pro svahy delší než několik desítek metrů tyto nároky stále ještě přesahují současné možnosti běžných osobních počítačů.

Model difuzní vlny

Teto model je založen na kombinaci jednorozměrného vertikálního proudění s jednorozměrným hypodermickým odtokem. Při dostatečně vydatném dešti voda infiltruje půdním profilem verikálně až k nepropustnému podloží (nebo k hornímu okraji méně propustné půdní vrstvy), kde se postupně vytváří nasycená oblast. V této oblasti voda proudí ve směru určeném lokálním sklonem spodního okraje nasycené oblasti (ten se obvykle příliš neliší od sklonu terénu). Proměnlivě nasycené vertikální proudění je dobře popsáno jednorozměrnou Richardsovou rovnicí, zatímco hypodermický odtok můžeme aproximovat jednorozměrnou rovnicí difuzní vlny.

Kombinací Darcyho zákona s Dupuitovým předpokladem hydrostatického rozdělení tlaku po výšce nasycené oblasti proudění získáme:

$$Q = -Kh\left(\frac{\partial h}{\partial x} + \frac{dz}{dx}\right) \quad (2)$$

kde Q je lokální specifický průtok jednotkovou šířkou svahu (m^2/s), h je hloubka hypodermického proudu, tj. vertiální rozsah nasycené oblasti proudění (m), K je efektivní nasycená hydraulická vodivost (m/s), dz/dx je lokální sklon svahu (-).

Rovnici kontinuity pro hypodermické proudění můžeme napsat ve tvaru:

$$\Theta\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = R \quad (3)$$

kde Θ je efektivní pórovitost (m^3/m^3), R je intenzita vertikálního přítoku srážkové vody na jednotkovou šířku a jednotkovou délku svahu (m/s).

Dosazením specifického průtoku do rovnice kontinuity získáme rovnici s jedinou závisle proměnnou *h*:

$$\Theta \frac{\partial h}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x}\left(Kh\left(\frac{\partial h}{\partial x} + \frac{dz}{dx} \right) \right) = R \qquad R = q_1 - q_2 \qquad (4)$$

což je rovnice difuzní vlny (Zároveň je zřejmé, že tato rovnice je obdobou jednorozměrné Boussinesqovy rovnice).

Model kinematické vlny

Na model kinematické vlny můžeme nahlížet jako na zvláštní případ obecnějšího modelu difuzní vlny. Přístup založený na principu kinematické vlny je použitelný za předpokladu, že gravitační síly dominují nad silou tlakového gradientu.V takovém případě může být tlakový gradient zanedbán, tj.: $\partial h/\partial x = 0$. Pro hypodermický odtok pak dostáváme:

$$Q = -Kh\frac{dz}{dx} \qquad (5)$$

Tato rovnice zprostředkuje jednoznačný funkční vztah mezi odtokem a hloubkou hypodermického proudu. Funkci $Q(h)$ můžeme využít k náhradě časové derivace h v rovnici kontinuity za časovou derivaci Q:

$$\Theta \frac{dh}{dQ}\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = R \qquad (6)$$

tj.:

$$\frac{1}{c}\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = R \qquad (7)$$

což je rovnice kinematické vlny. V této rovnici je c rychlost postupu kinematické vlny, často označovaná jako kinematická celerita. V případě hypodermického proudění je celerita definována výrazem:

$$c = \frac{1}{\Theta}\frac{dQ}{dh} = -\frac{K}{\Theta}\frac{dz}{dx} = \frac{K}{\Theta}\sin\alpha \qquad (8)$$

kde α je úhel sklonu svahu. Celerita představuje rychlost postupu libovolné změny proudění, jako je náhlá změna průtoku, dále po proudu. Je zřejmé, že pro hypodermický odtok platí jednoduchý vztah mezi kinematickou celeritou a rychlostí proudění:

$$c = \frac{v}{\Theta} \qquad (9)$$

kde $v = Q/h$ je průměrná rychlost proudění. V jednoduchých případech může být rovnice kinematické vlny řešena analyticky (např. pro konstantní hodnoty K, Θ, α a R). Ve složitějších případech je třeba použít numerické řešení.

Pro velmi krátké svahy může být hypodermický odtok přibližně určen ze vztahu:

$$Q \approx R\,L \tag{10}$$

kde L je přispívající delka svahu (m). Tento vztah platí přesně pro ustálené proudění.

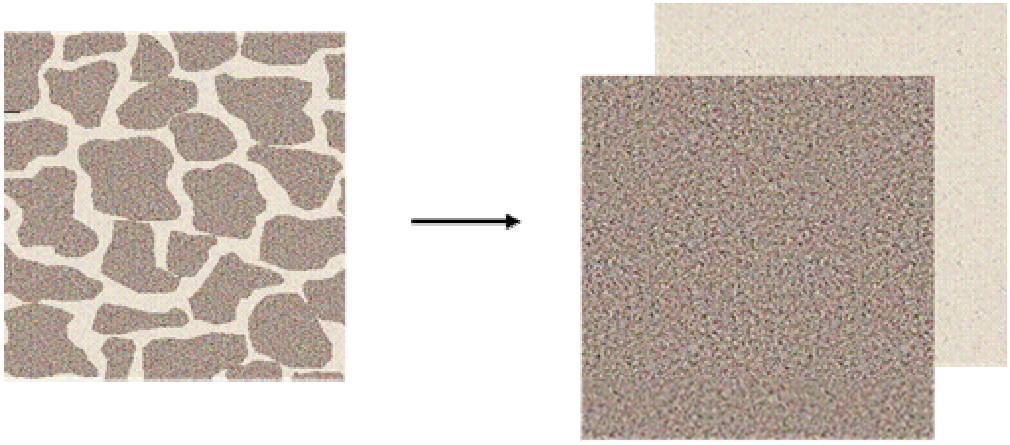
Použití modelu kinematické vlny při modelování podpovrchového odtoku diskutuje např. Beven (2001). Algoritmy pro řešení rovnic difuzní a kinematické vlny jsou zahrnuty do numerického modelu HYPO (Vogel, 2002).

Model preferenčního proudění – princip duálního kontinua

Preferenční proudění může významně urychlit hypodermický odtok. Často je efektivní hydraulická vodivost K, vystupující v rovnici difuzní vlny, určena právě vodivostí sítě preferenčních cest. Příspěvek vodivosti půdní matrice bývá menší nebo dokonce zanedbatelný. Preferenční cesty urychlují také vertikální pohyb vody v půdním profilu, reprezentovaný v rovnici difuzní vlny intenzitou vertikálního přítoku R.

Intenzitu přítoku R můžeme určit pomocí modelu vertikálního pohybu vody v proměnlivě nasyceném půdním profilu, tj. numerickým řešením jednorozměrné Richardsovy rovnice. Je-li podstatná část přítoku způsobena preferenčním prouděním, musí být tato řídící rovnice doplněna ještě rovnicí popisující proudění v síti preferenčních cest.

Poměrně jednoduchý model paralelního proudění vody v půdní matrici a v síti preferenčních cest vznikne aplikací metody duálního kontinua, která bývá také označována jako metoda duální pórovitosti (Gerke & van Genuchten, 1993) nebo duální propustnosti.



Obr. 2 Princip duálního kontinua – vnitřně strukturované pórovité prostředí je nahrazeno dvěma doménami proudění: doménou půdní matrice a doménou preferenčního proudění.

Fig. 2 Dual-continuum approach – internally structured porous medium is decomposed into two flow domains: the matrix domain and the preferential flow domain.

Princip duálního kontinua vychází z představy, že proudění vody probíhá ve dvou paralelních doménách: doméně půdní matrice a doméně preferenčního proudění (viz obr. 2). Proudění v každé z obou domén je popsáno Richardsovou rovnicí. Obě rovnice jsou vzájemně propojeny prostřednictvím přenosového členu, který umožňuje dynamickou výměnu vody mezi doménou preferenčního proudění a půdní matricí. V případě jednorozměrného proudění nabývá dvojice řídících rovnic následujícího tvaru:

$$w_f C_f \frac{\partial h_f}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(w_f K_f \left(\frac{\partial h_f}{\partial z} + 1 \right) \right) - w_f S_f - \alpha_w (h_f - h_m)$$
$$w_m C_m \frac{\partial h_m}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(w_m K_m \left(\frac{\partial h_m}{\partial z} + 1 \right) \right) - w_m S_m + \alpha_w (h_f - h_m) \quad (11)$$

kde m je index označující doménu půdní matrice, f je index označující doménu preferenčního proudění, h je tlaková výška (m), K je nenasycená hydraulická vodivost (m/s), C je diferenciální kapacita půdní vody (1/m), S je lokální intenzita kořenové extrakce (1/s), α_w je přenosový koeficient (1/s/m), w_m a w_f jsou objemové podíly příslušných domén.

K simulaci jednorozměrného proudění v proměnlivě nasyceném pórovitém prostředí je použit model S1D DUAL. Tento model je rozšířenou verzí modelu HYDRUS 5 (Vogel et al., 1996). Model S1D DUAL umožňuje výpočet proudění a transportu látek v pórovitém prostředí s preferenčními cestami.

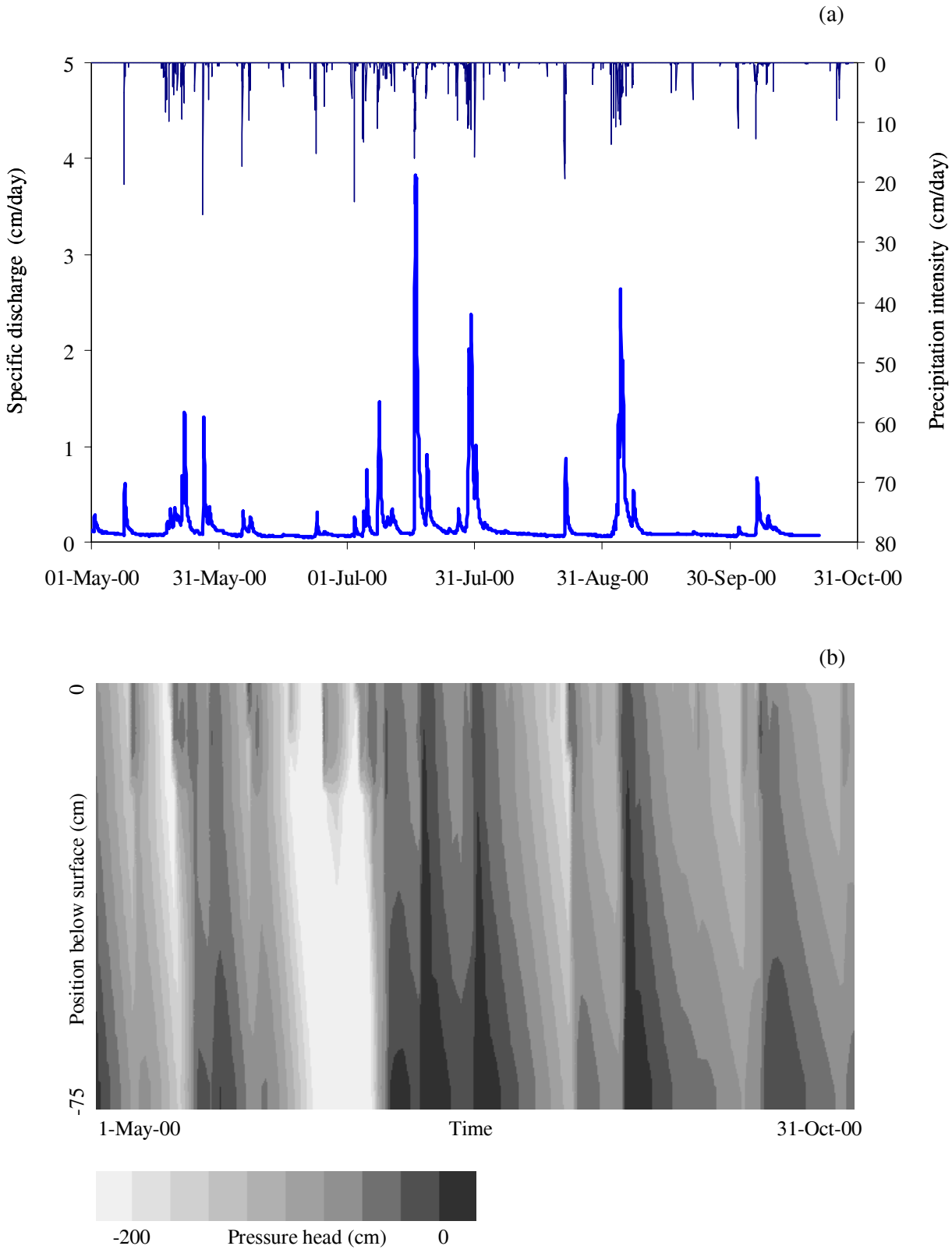
Simulace hypodermického proudění

Simulace hypodermického odtoku pomocí modelu difuzní nebo kinematické vlny probíhá ve dvou krocích. V prvním kroku se simuluje vertikální proudění v půdnm profilu pomocí modelu S1D DUAL. Předpokládá se, že voda vytékající ze spodního okraje domény půdní matrice prosakuje dále do hlubších horizontů (q_2 v obr. 1), zatímco výtok z domény preferenčního proudění přispívá k hypodermickému odtoku (q_1 - q_2 v obr. 1). Ve druhém kroku se simuluje vlastní hypodermický odtok pomocí modelu HYPO.

VÝSLEDKY A DISKUSE

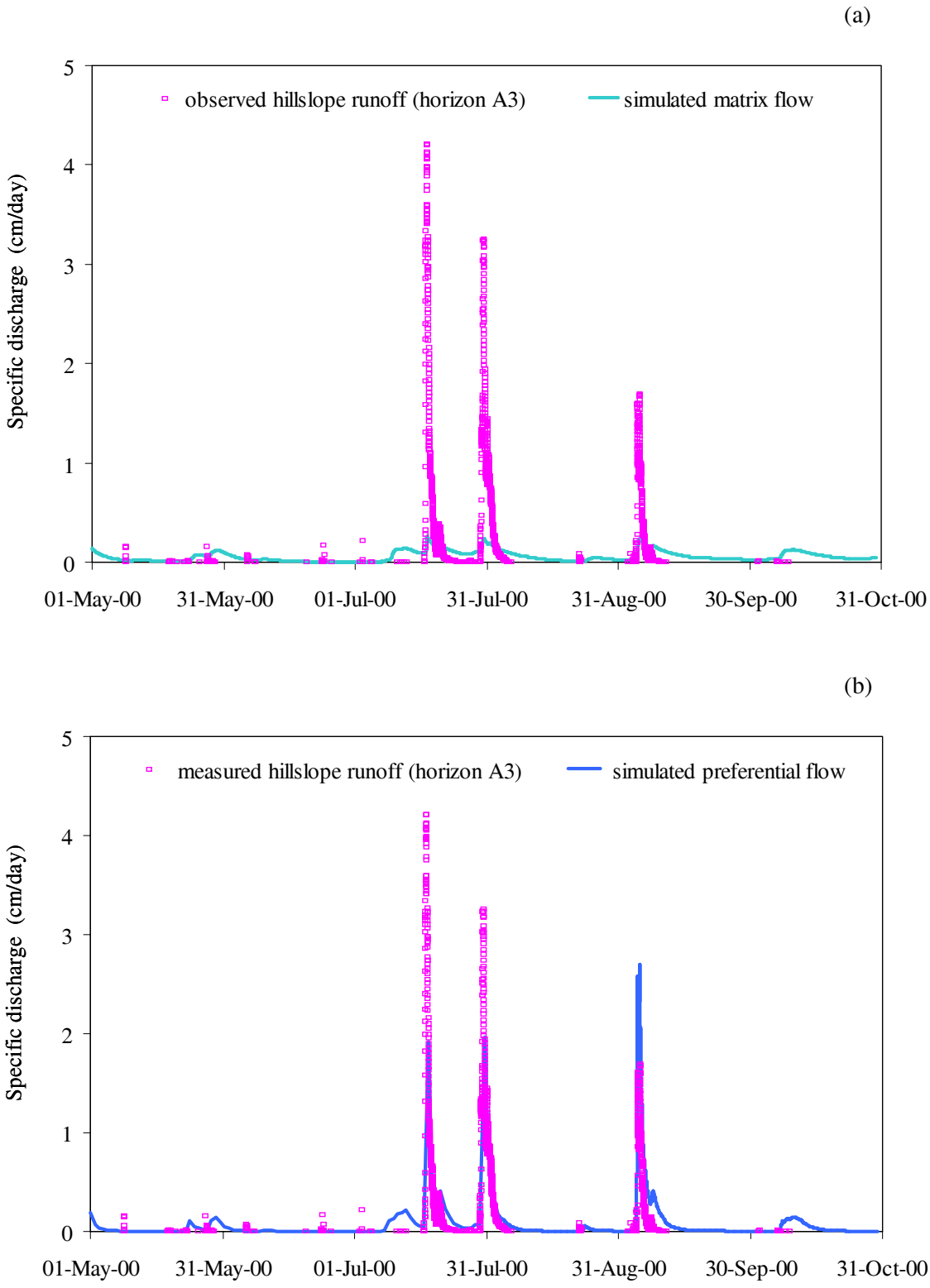
Popsaný model proudění je použit k simulaci tvorby podpovrchového odtoku na povodí Uhlířská. Srovnání výsledků simulací s měřenými hydrogramy je provedeno pro letní sezónu roku 2000. Obr. 3b ukazuje simulovanou odezvu půdního profilu vyvolanou sérií srážkoodtokovýchvých událostí (viz obr. 3a). Časoprostorové rozdělení tlaku půdní vody ukazuje zřetelně ohraničené epizody nasyceného podpovrchového odtoku. Simulovaný vývoj tlaku se vcelku dobře shoduje s pozorovaným průběhem tlaků zaznamenaným tenzometry umístěnými v blízkosti experimentálního příkopu (srovnání zde není prezentováno).

V obr. 4 jsou porovnávány simulované výtoky z půdní matrice a z domény preferenčního proudění s měřenými přítoky do experimentálního příkopu. Přítok do příkopu v litrech za časovou jednotku je převeden na specifický přítok v centimetrech za časovou jednotku. Při převodu se předpokládalo rovnoměrné rozdělení přítoku podél jímací stěny příkopu a přispívající délka svahu nad příkopem byla odhadnuta na 25 m. Z obrázku je zřejmé, že reakci půdního profilu na srážky nelze vysvětlit na základě simulace proudění v samotné půdní matrici bez uvážení preferenčních cest. Přiměřené shody s měřením je dosaženo teprve přidáním výtoku z domény preferenčního proudění. Zbývající rozdíly mohou být vysvětleny především nedostatkem informací o hydraulických vlastnostech sítě preferenčních cest a její značnou prostorovou variabilitou.



Obr. 3 Dynamika půdní vody v povodí Uhlířská: (a) pozorované srážky a odtokový hydrogram v závěrovém profilu povodí, (b) simulovaný časoprostorový vývoj tlaku půdní vody.

Fig. 3 Soil water dynamics in Uhlířská catchment: (a) observed precipitation and streamflow hydrograph at the catchment outlet, (b) simulated space-time development of soil water pressure.



Obr. 4 Porovnání pozorovaných a simulovaných výtoků ze svahu: (a) výtok z půdní matrice, (b) výtok z domény preferenčního proudění.

Fig. 4 Comparison of observed and simulated hillslope discharges: (a) soil matrix discharge, (b) discharge from preferential flow domain.

ZÁVĚR

Byl vyvinut zjednodušený model hypodermického odtoku ze svahového segmentu. Model umožňuje simulovat mechanismus tvorby podpovrchového odtoku a bere v úvahu urychlující účinek preferenčních cest. Model byl testován na reálných datech. Výsledky simulací jsou porovnávány s pozorovanými hydrogramy podpovrchového odtoku. Srovnání potvrzuje zásadní význam preferenčního proudění při tvorbě podpovrchového odtoku v dané lokalitě. Přes poměrně významné rozdíly mezi simulovanými a měřenými průběhy odtoku (rozdíly jsou hlavně ve velikosti kulminačních odtoků) můžeme konstatovat, že model v mnoha ohledech úspěšne napodobuje chování reálného systému.

Poděkování

Výzkum je financován z prostředků Grantové agentury ČR (č. grantu: 205/05/2312) a institucionální podpory výzkumných záměrů FSv ČVUT poskytované Ministrstvem školství, mládeže a tělovýchovy ČR (č. VZ: MSM 6840770002).

Literatura

Beven, K. (2001): Rainfall-Runoff Modelling: The Primer, John Wiley, Chichester.

Císlerová, 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 Biosfere, Edited by P.A.C. Raats, D.E. Smiles, and A. Warrick, AGU, Washington DC.

Freeze, R. A., and J.A. Cherry (1979): Groundwater, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J..

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.

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.

Vogel, T. (2002): One-dimensional saturated subsurface flow code HYPO (unpublished software documentation).

Autor

Tomáš Vogel, Fakulta stavební ČVUT, Katedra hydrauliky a hydrologie, Thákurova 7, 166 29 Praha 6, vogel@fsv.cvut.cz.