Limity numerického modelování pro určení zdrojů podzemní vody na současných případech z ČR

Jiří Bruthans, Martin Lanzendörfer

Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Albertov 6, Praha 2. CZ 128 40

Email: bruthans@natur.cuni.cz

Hydraulické numerické modely a jejich silné a slabé stránky

Matematické, potažmo numerické, modelování je ve své podstatě jen důsledný popis zvolených kvantitativních veličin a jejich přesně definovaných vzájemných vztahů. Onen matematický důraz na přesnost je předurčující: Na jedné straně z matematických modelů dělá bezkonkurenční, až zázračný, nástroj, jak zužitkovat draze nabytou experimentální zkušenost. Na druhé straně prakticky vždy pracuje se značně zjednodušeným obrazem reality, se zjednodušenými vztahy. Zejména ale, a to je třeba mít stále na paměti: model sám o realitě nikdy nic neví – „ví“ jen to, z čeho byl námi sestaven, a jenom to nám zase dá nazpět. Nic míň a nic víc.

Hydraulický numerický model (dále numerický model) umožňuje integrovat velké množství různých informací (o hladinách podzemní vody, průtocích na povrchových tocích, míře čerpání z vrtů, vč. změn v čase, geometrii propustných vrstev, transmisivitě prostředí atd.) do jediného provázaného rámce. Numerické modelování je unikátní v tom, že veškerá data v něm obsažená i jejich interakce jsou uvažovány, takže vhled vytvořený správně zpracovaným hydraulickým modelem vč. korektních vstupních dat je teoreticky nejdokonalejším pohledem/zpracováním takových dat jaké je v současnosti představitelné. K tomu je však nutno dodat, že v hydraulice podzemní vody vlastně nikdy nejsou k dispozici všechna data, která je potřeba do byť i nejjednoduššího smysluplného modelu vložit. Mnoho z údajů ve skutečnosti zkušeně odhadujeme, intuitivně interpolujeme, některé i hádáme.

V tomto příspěvku chceme blíže rozebrat dva aspekty použití numerických modelů v hydrogeologické praxi, které mohou vést k výrazným problémům, pokud si jich uživatel výsledků modelů není vědom:

1) Zatímco numerický model je vždy formulován tak, aby jeho výsledek byl jednoznačně určený vstupními daty (rozuměj: pro daný model a daná vstupní data dostanu vždy stejný výsledek), tuto vlastnost nelze v žádném případě otočit. (Vzácnou a sofistikovanou výjimkou jsou tzv. inverzní úlohy.) Výsledek modelu (např. geometrie hladiny v prostoru) není unikátní: stejný či téměř stejný výsledek lze získat značně různým nastavením vstupních parametrů. To je dále komplikováno tím, že klíčová vstupní data jsou známa se značnými nepřesnostmi (např. hodnoty transmisivity či hydraulické vodivosti), nebo jsou odhadovány bez jakýchkoli měření (např. propustnosti dna povrchových toků). Z uvedených důvodů nelze snadno usuzovat na to, že některá data či některé parametry modelu byly zvoleny správně, jen proto, že jejich dosazení vedlo k očekávanému výsledku numerické simulace.
2) Kontrola výsledků numerického modelu vůči realitě je často obtížná i proto, že dokumentace modelů vytvářených v běžné praxi obvykle neobsahuje veškerá data nutná pro posouzení, zda byl konceptuální model a další vstupní data na kterém je

numerické modelování postaveno korektní. Například často chybí rozložení transmisivity/hydraulické vodivosti v prostoru, obvykle chybí informace o distribuci propustnosti dna koryt. Přetoky přes hranice modelu jsou podány jen souhrnně, bez rozdělení na jednotlivé části hranic modelu. Výsledky numerických modelů tedy často nejsou plně přezkoumatelné ani experty v oboru hydrogeologie.

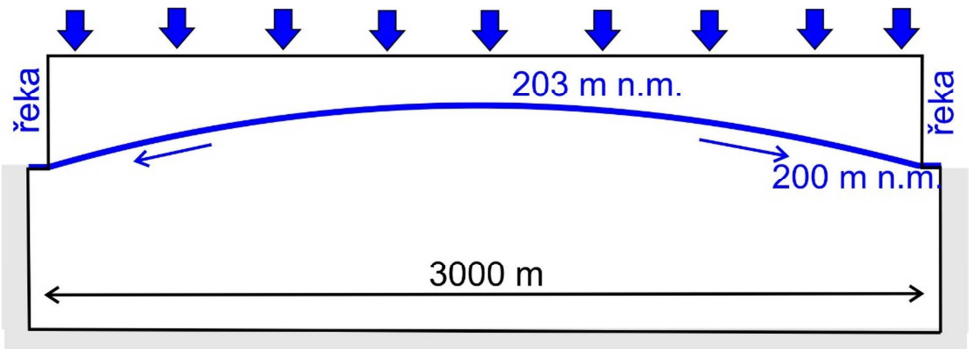
Z těchto dvou bodů plyne, že výsledky numerických modelů stojí a padají s kvalitou vstupních dat a s kvalitou a morální integritou zpracovatele modelu (bez plné přezkoumatelnosti je nutné do značné míry věřit tvůrci modelu). Toto je významnou slabinou využití výsledků numerických modelů v praxi.

Ukázky jak velmi různá vstupní data generují stejný výstup numerického modelu

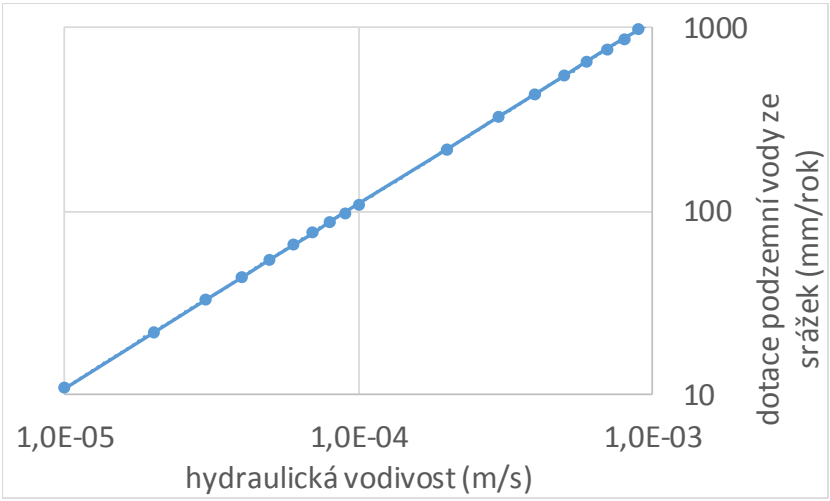
V dalším textu jsou ukázány dva jednoduché modelové příklady vypočtené jednak analyticky jednak za pomoci 3D numerického modelu ve FEFLOW. V obou případech je zobrazován průběh hladiny podzemní vody, protože hladiny ve vrtech představují snadno a přesně měřitelný ukazatel, na nějž se numerické modely obvykle kalibrují.

Nejednoznačnost parametrů modelových řešení ilustruje první příklad: Dejme tomu, že v území, které je dotované pouze ze srážek a odvodňované do řek v okolí (obr. 1a), bychom chtěli na základě porovnání spočtené a naměřené výšky hladiny podzemní vody usuzovat na intenzitu doplňování podzemní vody. V principu tak lze postupovat, protože spočtená výška hladiny (např. ve středu modelované oblasti) je ryze rostoucí funkcí intenzity doplňování; je tedy v tomto případě možné zvolit intenzitu doplňování tak, aby spočtená výška hladiny odpovídala té naměřené. Výsledek však závisí také na hodnotě hydraulické vodivosti, a to tak, že změna hydraulické vodivosti o jeden řád odpovídá stejně velké změně intenzity doplňování, při zachování výšky hladiny.

Protože údaje o hydraulické vodivosti či transmisivitě v reálných oblastech ČR mají značný rozptyl, určování míry dotaze z hydraulických modelů je nutně velmi nepřesné, zejména v oblastech kde nelze s dostatečnou přesností měřit odtok podzemní vody do povrchových toků (řeky) a infiltraci je tak v drtivé většině případů možné (nutné) určit přesněji jinými přístupy (z odtoku z povodí, hydrologických modelů apod.), než z numerických modelů. Dotace podzemní vody ze srážek by měla být do modelů proto vždy zadávána z nezávislých hodnověrných zdrojů.

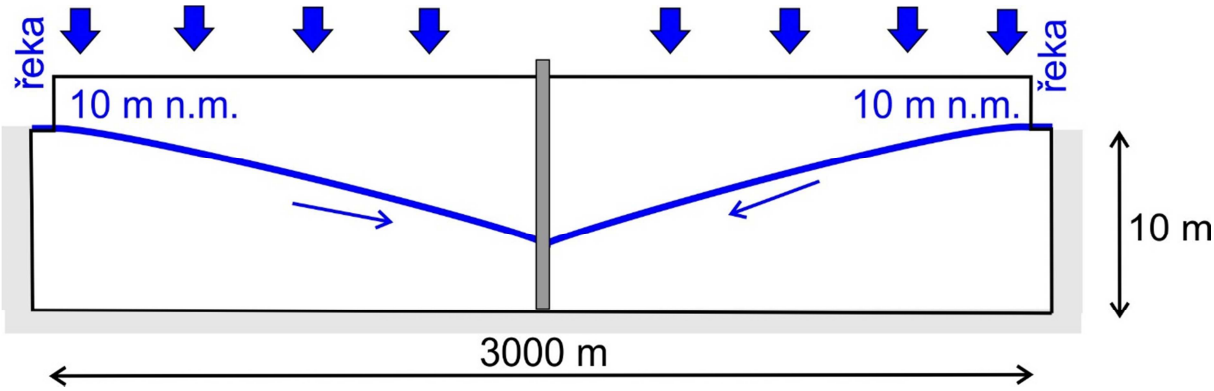


Obr. 1a. Model 1. Modelová oblast s dotací pouze ze srážek, ohraničená na obou stranách řekou. Hladina podzemní vody modře, izolátor šedě, kolektor bíle. Modré šipky ukazují dotaci podzemní vody ze srážek.

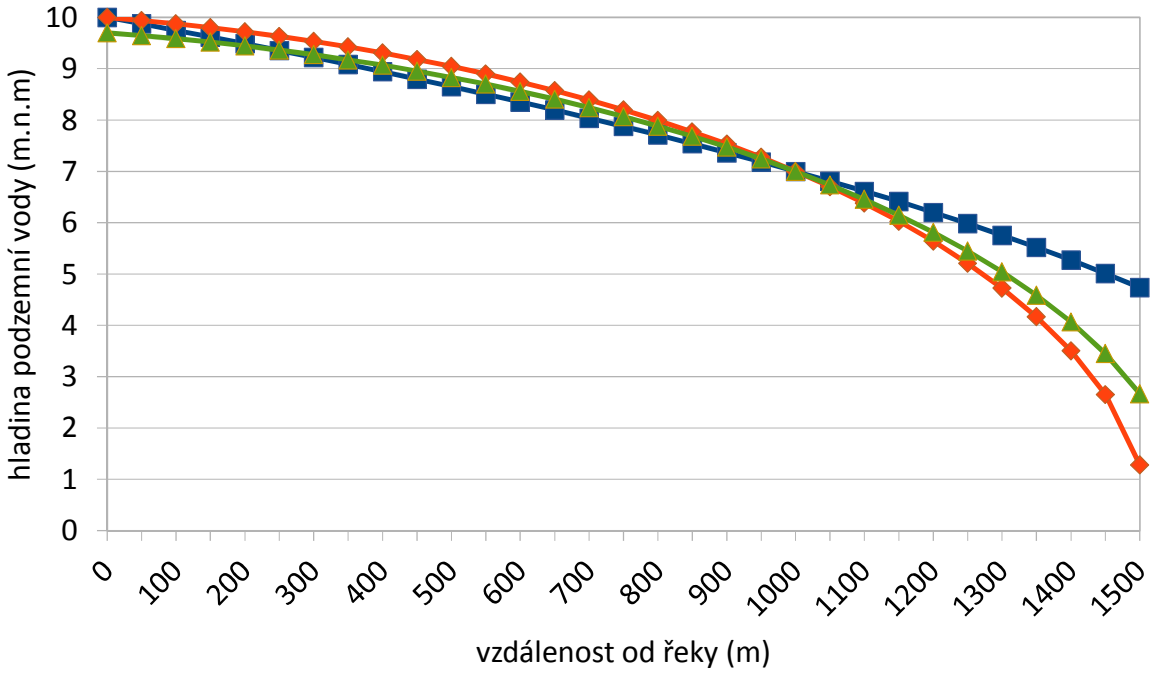


Obr 1b. Vztah mezi velikostí hydraulické vodivosti a dotací podzemní vody ze srážek pro modelový příklad 1a. Každá z kombinací hydraulické vodivosti a dotace podzemní vody ze srážek ležících na linii v grafu povede ke stejnému průběhu hladiny jako v obr. 1a.

Druhým příkladem je modelová oblast mezi paralelními říčními rameny 3 km vzdálenými, mezi kterými je situována linie jímacích vrtů s čerpáním 30 l/s na 1 km délky řadu (obr. 2a). Přes velmi různé nastavení vstupních dat (řádový rozdíl v dotaci ze srážek, různá infiltrace z řeky a různé hydraulické vodivosti) lze získat velmi podobný průběh hladiny podzemní vody mezi řekou a jímacími vrty. Parametry v Tabulce 1 byly zvoleny tak, aby výška hladiny ve vzdálenosti 1000 m od řeky odpovídala vždy stejné zvolené hodnotě (obr. 2b). Větší odlišnosti mezi modelovými variantami se v tomto příkladu projevují až v blízkosti jímacích vrtů.



Obr. 2a. Model 2. Modelová oblast obdobná předchozí s tím, že uvnitř oblasti je linie vrtů odebírající 30 l/s na 1 km délky řadu. Hladina podzemní vody modře, izolátor šedě, kolektor bíle. Modré šipky ukazují dotaci podzemní vody ze srážek.



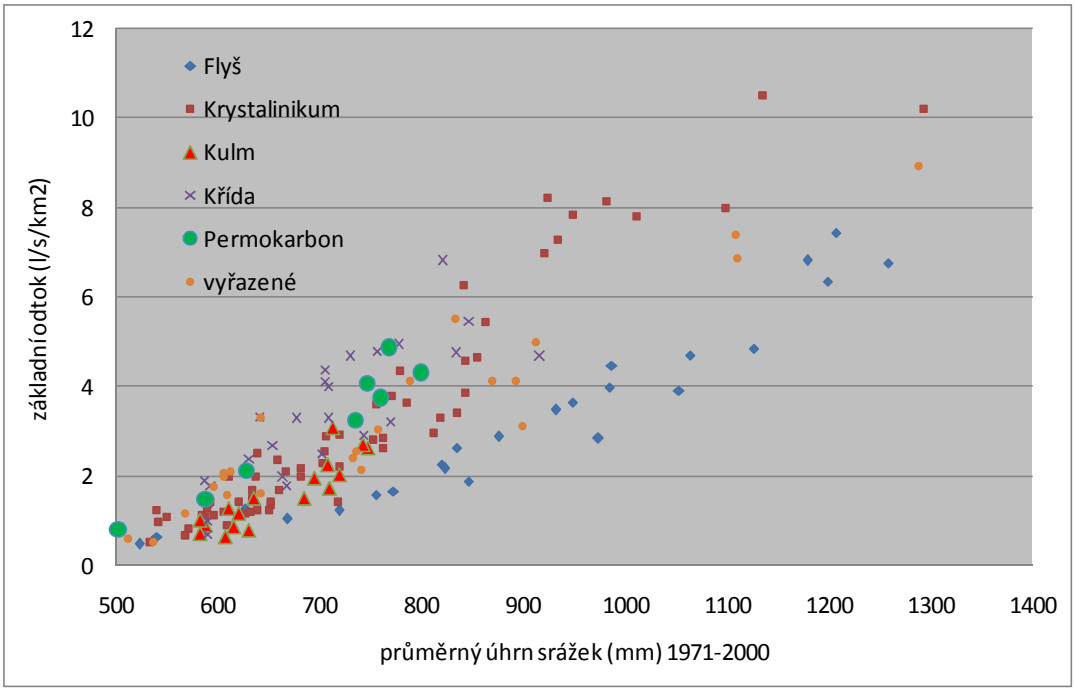
Obr. 2b. Modelová hladina podzemní vody pro tři různé varianty vstupních parametrů (viz tab. 1)

Tab. 1 Varianty zobrazení v obr. 2b. Tyto varianty jsou uvažovány v obr. 2b.

variata	dotace podz. vody ze srážek (mm/rok)	propustnost koryta řeky	tok z řeky (l/s/km délky toku)	hydraulická vodivost (m/s)
1	25	dokonalá	14	5,6E-04
2	250	dokonalá	3	2,7E-04
3	250	snížená	3	3,1E-04

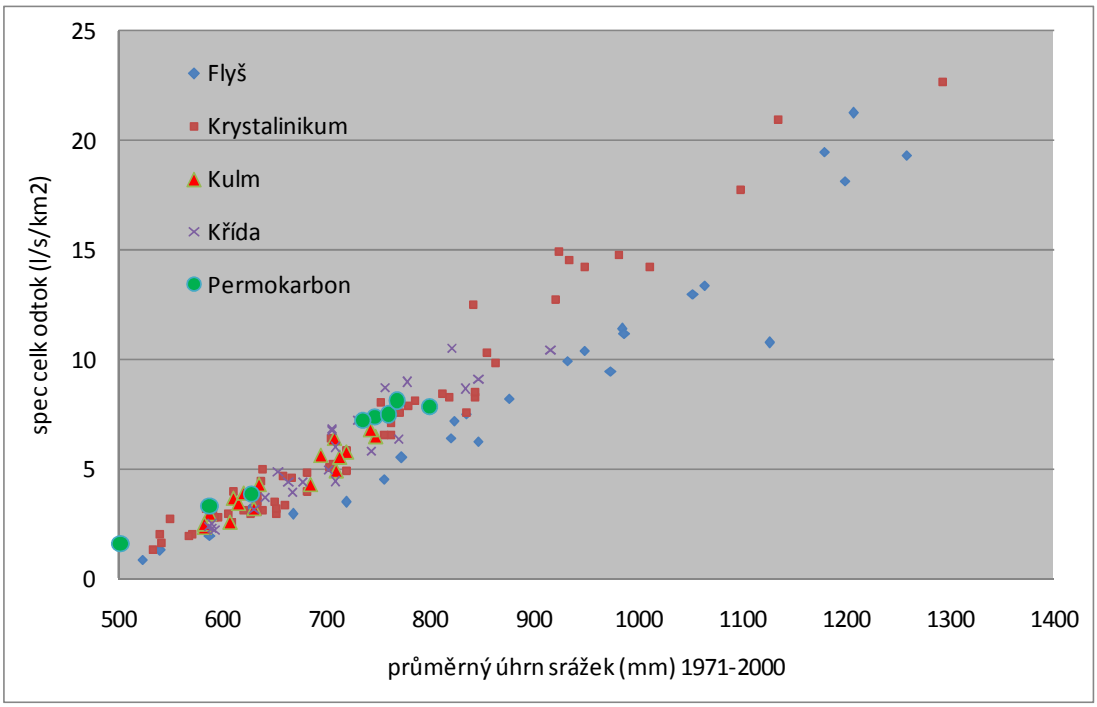
Vstupní data modelů: otázky věrohodnosti

Pro tvorbu zdrojů podzemní vody (dotace ze srážek) je uvažován základní odtok, což je relativně stálá složka odtoku. Rychlý odtok, který po ukončení srážkového období rychle vyznívá, není uvažován (Krásný et al. 2012). Hodnotu specifického základního odtoku je nutné získat z věrohodných zdrojů. Na základě analýzy dat ČHMÚ se ukázalo (Bruthans a Soukup 2011), že existuje poměrně těsný vztah mezi dlouhodobým průměrným úhrnem srážek a základním odtokem (obr. 3). Ze znalosti dlouhodobého průměrného úhrnu srážek v dané oblasti tak lze určit možný rozsah základního odtoku.



Obr 3. Vztah mezi průměrným úhrnem srážek a specifickým základním odtokem – všechna povodí v ČR (Bruthans a Soukup 2011) na základě dat ČHMÚ.

V nejpropustnějších oblastech v ČR se ale může základní odtok blížit celkovému odtoku, protože v takových povodích se velká většina nebo i veškerá voda vsakuje a odtéká pomalu z pramenů (např. povodí Košáteckého potoka). Podobná situace může být v některých kvartérních hydrogeologických rajonech, kde při absenci málo propustných povodňových hlin se může základní odtok blížit celkovému odtoku. Dlouhodobý průměrný celkový odtok má rovněž úzký vztah k úhrnu srážek v daném povodí (obr. 4).



Obr. 4 Vztah mezi průměrným úhrnem srážek a specifickým celkovým odtokem – všechna povodí v ČR (Bruthans a Soukup 2011) na základě dat ČHMÚ

Pokryvy spraše a jiných málo propustných materiálů jsou někdy pokládány za natolik nepropustné, že neumožňují infiltraci vod ze srážek a rozsah mocnějších sprašových pokryvů je pak ztotožněn s územím, kde nedochází k dotaci podzemní vody (tvorbě základního odtoku). Tento předpoklad je obvykle mylný. Je nutné si uvědomit, že při jímání podzemní vody je klíčovým ukazatelem míra propustnosti vodonosné vrstvy (kolektoru) v horizontálním směru, kdy značné množství vody protéká poměrně tenkými (typicky jen desítky metrů mocnými) vodonosnými vrstvami s relativně vysokou intenzitou proudění. Naopak dotace kolektoru ze srážek se odehrává přes obrovskou plochu území (desítky km^2) a tak i naprosto nepatrná intenzita dotace na jednotku plochy (desítky mm/rok) vede k sumárně značným průtokům celkovou plochou. A protože intenzita dotace je na jednotku plochy extrémně nízká, může být extrémně nízká i vertikální propustnost materiálu, který přitom bude přesto schopen toto množství vody propouštět. Aby pokryv spraše zabránil dotaci ze srážek do podložních kvartérních štěrků, musela by vertikální rychlost proudění sestupující podzemní vody ve spraši být nižší, než je intenzita dotace ze srážek (odpovídá základnímu odtoku). Specifický základní odtok 2 $l/s/km^2$ odpovídá roční dotaci 63 mm/rok, neboli v SI jednotkách pouhých 2 x 10^{-9} m/s.

Lze v tomto případě použít jednoduchý hydraulický výpočet. Je dobře známo z infiltračních zkoušek, že rychlost infiltrace při vsakovacích experimentech je z počátku vysoká a postupně se ustaluje na nižší hodnotě, která zhruba odpovídá vertikální nasycené hydraulické vodivosti (Domenico and Schwartz 1998). Jde o souhru dvou protichůdných faktorů, kdy hydraulická vodivost nenasyceného materiálu je sice řádově nižší, než nasyceného materiálu, ale zároveň jsou v nenasycené zemině přítomné extrémní hydraulické gradienty díky kapilaritě, které převyšují vliv nižší hydraulické vodivosti (Domenico and Schwartz 1998). Nejnižší rychlost infiltrace (průsaku materiálem) tedy nastává za plné saturace materiálu. Tuto rychlost průsaku v lze spočítat jako násobek (Domenico and Schwartz 1998):

$v = k \cdot I$

kde:

v je rychlost vertikálního proudění vody spraší (m/s)

k je vertikální hydraulická vodivost spraše (m/s)

I je hydraulický gradient (bezrozměrné)

Protože proudění směřuje víceméně vertikálně dolů, platí, že hydraulický gradient je roven 1 a proto rychlost sestupného proudění:

$v = k$

Hydraulická vodivost spraší dosahuje obvykle 3 x 10^{-8} až 1 x 10^{-5} $m.s^{-1}$, nejčastěji v řádu 10^{-7} $m.s^{-1}$ (Holtz a Gibbs 1951, Malý 1975, Hušpauer a Mikuš 1996, Hušpauer 2000, Li et al. 2018) a je tedy řádově vyšší než průměrná intenzita dotace podzemní vody ze srážek (nižší jednotky 10^{-9} m/s v nižších a středních polohách). Lze tedy s vysokou mírou pravděpodobnosti předpokládat, že spraš přes svou relativně velmi nízkou propustnost je stále dostatečně propustná, aby umožnila dotaci kolektorů v nízko položených oblastech. Jinak by se ostatně ve spraši tvořily trvalé zavěšené hladiny což se běžně neděje.

Významným zdrojem podzemní vody mohou být povrchové toky, pokud je jejich dno dostatečně propustné a existuje hydraulický spád směrem od povrchového toku do okolní podzemní vody. U menších toků, kde lze očekávat relativně velké ztráty vodnosti povrchových toků do náplavů, je nejpřesnějším způsobem postupné profilování průtoků, kdy

se v krátkém časovém období za ustálených vodních stavů změří průtoky na bodech podle vodního toku. Ze změn průtoku na následných profilech se určí ztráty/přítoky do toku v daném úseku mezi profily. U větších toků jsou však ztráty obvykle pod úrovní chyby měření. V takovém případě je třeba znát intenzitu průsaku říčním dnem z bodových měření a z násobku ztrát na jednotku plochy × plocha dna daného úseku toku určit celkové ztráty.

V případě povrchových vodních toků jsou ale jen vzácně k dispozici měření propustnosti řečišť a parametry použité v modelech jsou tak ve velké většině případů pouze odhadovány. To může vést k chybám odhadovaných přítoků do modelové oblasti z vodních toků v rámci několika řádů. Existuje řada zahraničních prací, které popisují techniky pro měření intenzity reálného průsaku přes říční dno i vertikální hydraulické vodivosti dnových sedimentů (Libelo a MacIntyre 1994, Landon et al. 2001, Fox et al. 2003, Kelly a Murdoch 2003, Brodie et al. 2009, Vogt et al. 2009). V ČR by taková měření měla být na lokalitách, kde se uvažuje intenzivnější doplňování podzemní vody prováděna (např v místech s indukovanými zdroji podzemní vody). Jedná se o jednu z největších slabin řady modelů, protože přítoky z povrchových toků do podzemních vod jsou na větších tocích obvykle pouze odhadovány modeláři.

V řadě pánevních struktur či kvartérních rajonů v ČR se předpokládá významný podíl dotace podzemní vody přítoky z okolního krystalinika či silně cementovaných hornin. Přítoky mohou v zásadě probíhat dvěma způsoby: 1) Přes povrchové vodní toky, které drénují krystalinikum/silně cementované horniny a v prostoru pánví zčásti ztrácí své vody. Tímto způsobem může být do pánví přinášeno významné množství vody, jeho množství lze měřit postupy popsanými výše; 2) Skrytým přetokem podle zlomů a puklin. Druhý způsob je možné považovat za spíše okrajový, protože krystalinikum a silně cementované horniny jsou významně propustné pouze v přípovrchové zóně a rozvodnice podzemní vody do značné míry kopírují povrchovou topografii (Krásný et al. 2012).

Závěr

Numerické modely představují cenný nástroj pro komplexní hodnocení hydrogeologické situace a umožňují posuzovat různé zásahy do vodního režimu a předvídat jejich dopady. K získání věrohodných výsledků modelů, zejména s ohledem na ocenění přírodních zdrojů jednotlivých jímacích území či dané oblasti je ale nezbytně nutné stavět model na věrohodných datech. Výsledek modelu není ničím víc než přetvořením vstupních dat. Vstupní data zde plně determinují výsledek. Nepřesné anebo neznámé hodnoty vstupních parametrů (zejména dotace ze srážek, infiltrace z toků, přítoky z okolí pánví) představují hlavní limit pro míru věrohodnosti numerického modelování. Výsledek i vstupní data každého numerického modelu je proto třeba velmi pečlivě z těchto hledisek kontrolovat zda odpovídají realitě.

Literatura

Brodie R.S., Baskaran S., Ransley T., Spring J. (2009): Seepage meter: progressing a simple method of directly measuring water flow between surface water and groundwater systems. Australian Journal of Earth Sciences 56: 3-11

Bruthans J., Soukup J. (2011): Vyhodnocení některých parametrů, návrh úprav regionalizace základního odtoku a poznámky k metodice stanovení přírodních zdrojů.- MS ČGS Praha 19str.

Domenico P., Schwartz W. (1997): Physical and chemical hydrogeology (secound edition) . – John Wiley and sons, Inc. New York p. 1-497.

Fox G. (2003): Estimating Streambed and aquifer Parameters from a Stream/aquifer Analysis Test. Hydrology Days 2003: 68-79

Holtz W.G., Gibbs H.J. (1951): Consolidation and related properties of Loessial Soils ASTM Spec. Tech. Publ. No 126 pp 9-26

Hušpauer M. (2000): Miskovice dům pečovatelské služby. – Geoservis Kutná Hora, str. 12. P101412.

Hušpauer M. a Mikuš M. (1996): Miskovice bytová malometrážní výstavba. – Geoservis Kutná Hora, str. 12, P101386.

Kelly S. E., Murdoch L.C. (2003): Measuring the hydraulic conductivity of shallow submerged sediments. Ground Water 41(4): 431-439

Krásný et al. (2012): Podzemní vody České republiky. 1143 str.

Landon M K., Rus D., L., Harvey F. E. (2001): Comparison on Instream methods for Measuring Hydraulic Conductivity in sandy Streambeds. Ground Water 39(6): 870-885

Li Y., He S., Deng X., Xu Y. (2018): Characterization of macropore structure of Malan loess in NW China based on 3D pipe models constructed by using computed tomography technology. Journal of Asian Earth Sciences 154: 271-279.

Libelo E. L., MacIntyre W.G. (1994): Effects of surface-water movement on seepage-meter measurements of flow through the sediment-water interface. Applied hydrogeology 4/94: 49-54

Malý J. (1975): Náklo-Pňovice, lokalita Senice na Hané, Dílčí zpráva o podrobném hydrogeologickém průzkumu jímacího území I. Část, MS Geotest n.p. Brno 69 str. P24503

Vogt T., Schnieder P., Hahn-Woerle L., Cirpka O. A. (2010): Estimation of seepage rates in a loosing stream by means of fiber-optic high-resolution vertical temperature profiling. Journal of hydrology 380: 154-164