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

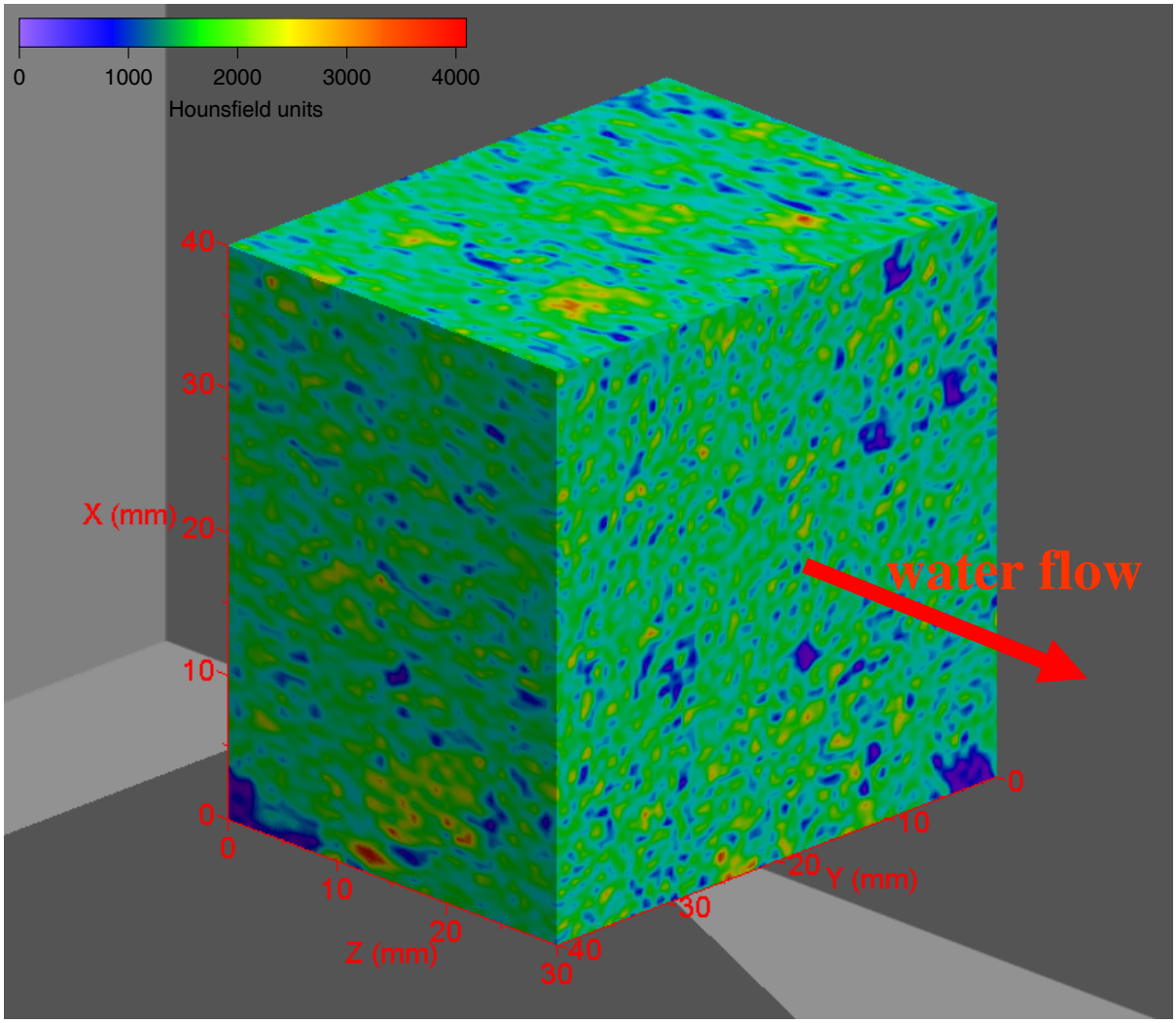
CT snímkování

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

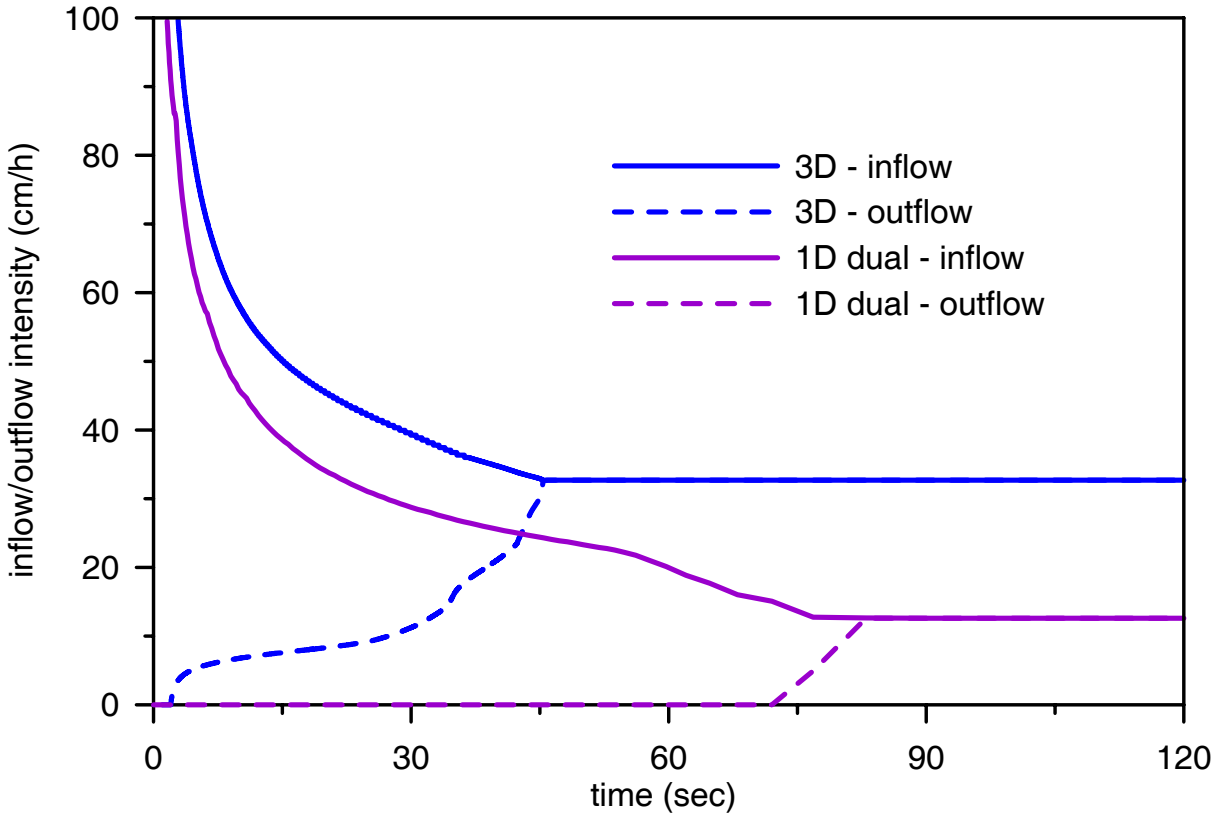
Porová doména	θ_r ($cm^3\ cm^{-3}$)	θ_s ($cm^3\ cm^{-3}$)	α (1/cm)	n (-)	K_s (cm/hod)	w_f (-)
1D matrice	0.030	0.5398	0.080	1.172	3	
1D pukliny	0.045	0.8371	0.145	2.680	75	0.09
3D	0.031	0.5666	0.080	1.172	9.5	

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.

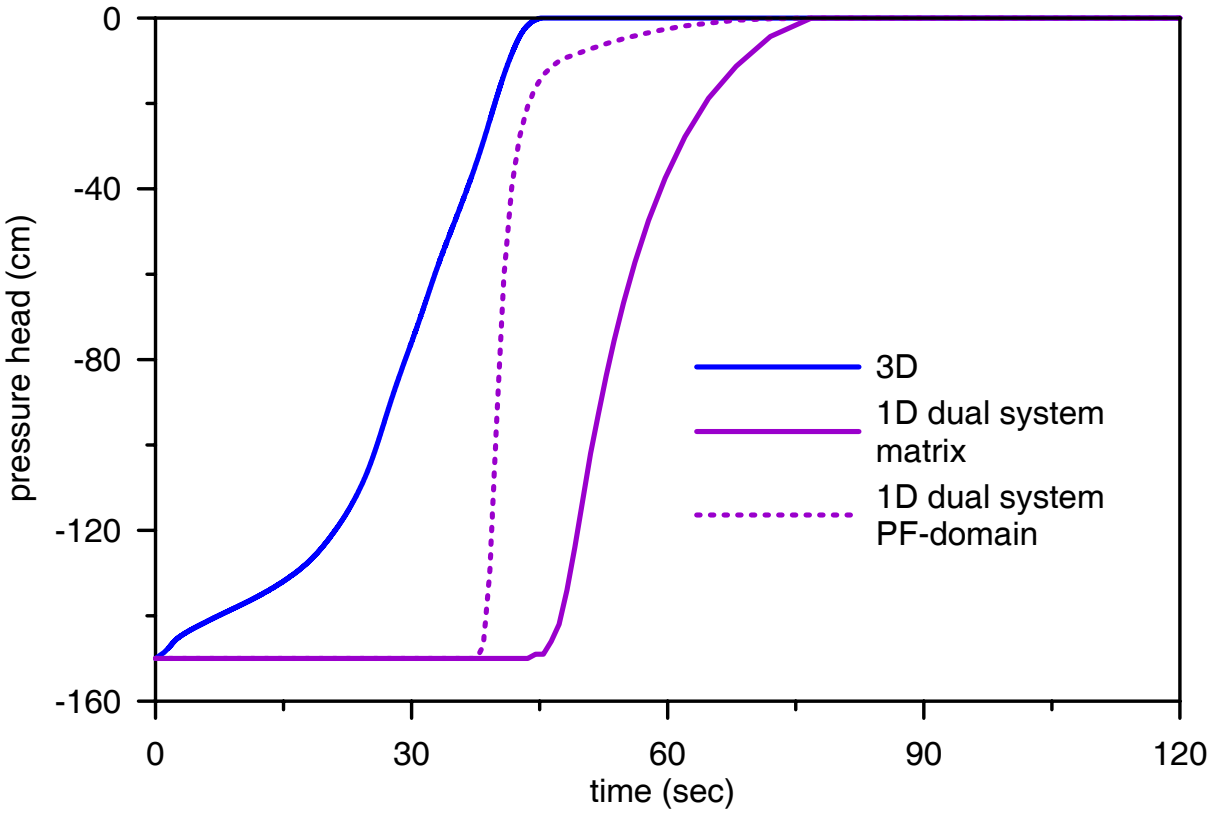
V přístupu duální permeability kontroluje přenosový koeficient α_{ws} načasování počátku výtoku. Pro zachování preferenčního charakteru proudění je vhodné nastavit α_{ws} o několik řádů menší než je hodnota nasycené hydraulické vodivosti v matrici (Gerke and Köhne, 2004). V naší 1D simulaci duální permeability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

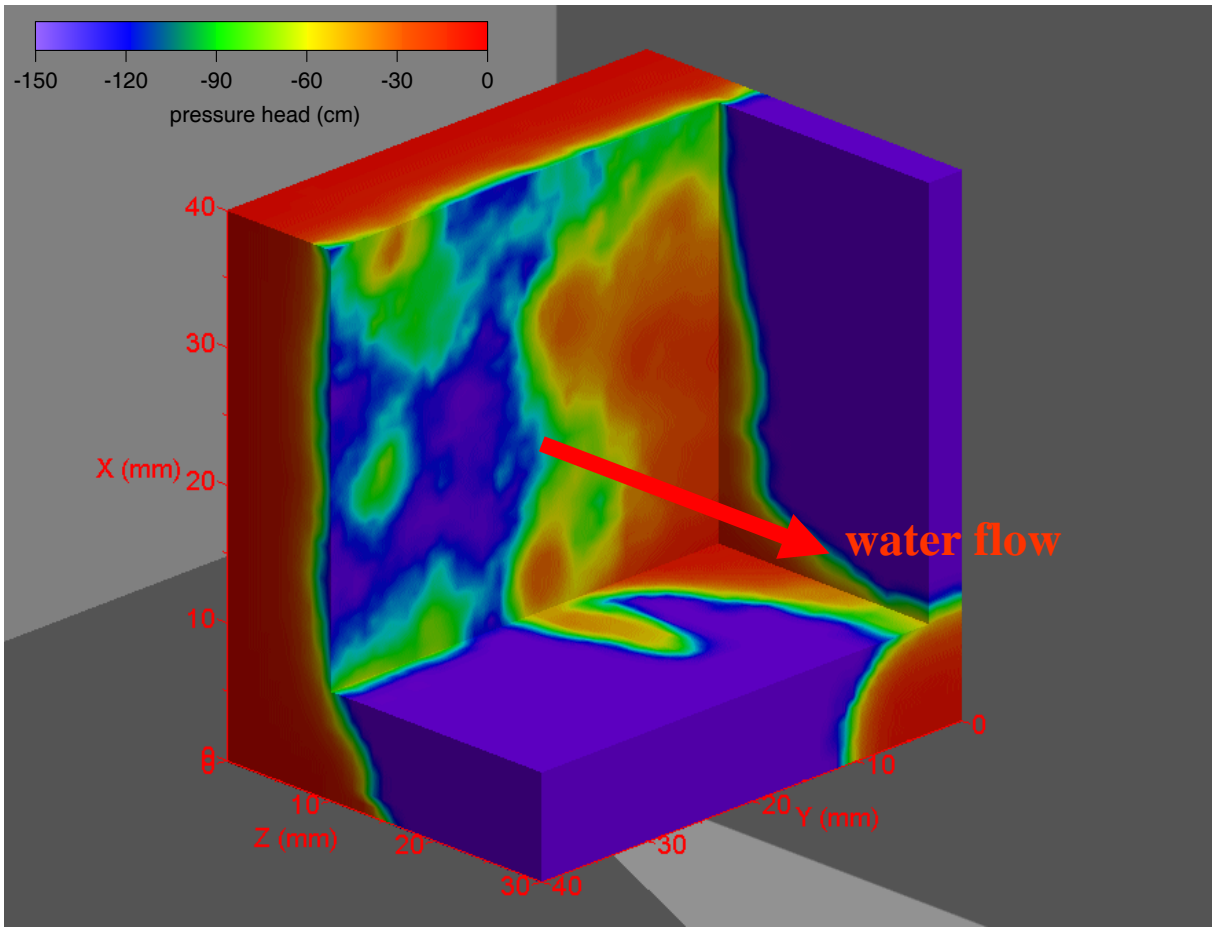
SHRNUTÍ

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