

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ

**KATEDRA VODNÍHO HOSPODÁŘSTVÍ A
ENVIRONMENTÁLNÍHO MODELOVÁNÍ**



**ANALÝZA SYSTÉMU PREDIKCE PŮDNÍ VLHKOSTI
A TEPLoty NA EXPERIMENTÁLNÍM
ZEMĚDĚLSKÉM POZEMKU**

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Vedoucí práce: doc. Ing. Michal Kuráž, Ph.D

Diplomant: Bc. Mariana Hájková

2023

ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

Bc. Mariana Hájková

Voda v krajině

Název práce

Analýza systému predikce půdní vlhkosti a teploty na experimentálním zemědělském pozemku

Název anglicky

Evaluating soil water and temperature prediction system on experimental agriculture site

Cíle práce

Popis evapotraspiračních procesů v aridní oblasti San Juan, Argentina.

1. Vyhodnotit množství vody, které se na pozemku ztratí vlivem evaporace a odběrem kořenovou zónou.
2. Analýza inovativního systému predikce půdní vlhkosti a teploty pro danou lokalitu. Systém byl vyvinut v rámci výzkumných projektů fakulty.

Metodika

1. literární rešerše
2. popis modelu, vstupních parametrů
3. Spuštění modelu pro speciální syntetické úlohy.
4. Validace systému predikce půdní vlhkosti pro lokalitu San Juan, Argentina

Doporučený rozsah práce

60

Klíčová slova

evapotranspirace, Richardsova rovnice, odběr kořenovou zónou

Doporučené zdroje informací

H. Saito, J. Simunek, B. P. Mohanty: Numerical analyses of coupled water, vapour and heat transport, Vadoze Zone Journal, 2006

M. Kuraz, J. R. Bloecher: Hydrodynamics in porous medium, CULS lecture notes, <http://drutes.org/documents/notes.pdf>

M. Sakai, S. B. Jones, M. Tuller: Numerical evaluation of subsurface soil water evaporation derived from sensible heat balance, Water Resources Research, 2011

Předběžný termín obhajoby

2022/23 ZS – FŽP

Vedoucí práce

doc. Ing. Michal Kuráž, Ph.D.

Garantující pracoviště

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Konzultant

Ing. J. R. Blöcher

Elektronicky schváleno dne 2. 3. 2022

prof. Ing. Martin Hanel, Ph.D.

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 4. 3. 2022

prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.

Děkan

V Praze dne 26. 03. 2023

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci na téma: Analýza systému predikce půdní vlhkosti a teploty na experimentálním zemědělském pozemku vypracovala samostatně a citovala jsem všechny informační zdroje, které jsem v práci použila a které jsem rovněž uvedla na konci práce v seznamu použitých informačních zdrojů.

Jsem si vědoma, že na moji diplomovou práci se plně vztahuje zákon č. 121/2000 Sb., o právu autorském, o právech souvisejících s právem autorským a o změně některých zákonů, ve znění pozdějších předpisů, především ustanovením § 35 odst. 3 tohoto zákona, tj. o užití tohoto díla.

Jsem si vědoma, že odevzdáním diplomové práce souhlasím s jejím zveřejněním podle zákona č. 111/1998 Sb., o vysokých školách a o změně a doplnění dalších zákonů, ve znění pozdějších předpisů, a to i bez ohledu na výsledek její obhajoby.

Svým podpisem rovněž prohlašuji, že elektronická verze práce je totožná s verzí tištěnou a že s údaji uvedenými v práci bylo nakládáno v souvislosti s GDPR.

V Praze 31.března 2023

.....

Poděkování

Tímto bych ráda poděkovala doc. Ing. Michalu Kurážovi, Ph.D. za cenné rady, ochotu a čas, který mi při vedení práce věnoval. Dále bych chtěla poděkovat mé rodině, která pro mě byla po celou dobu studia obrovskou podporou.

Abstrakt

Proudění vody, vodní páry a transport tepla jsou v porézním prostředí úzce propojené jevy. Při tvorbě predikce půdní vlhkosti a teploty je třeba zahrnout procesy hydrodynamické i termodynamické. Dynamické modely používané pro odhad bilance vody v půdě poskytují velmi podrobnou informaci o časovém a prostorovém rozložení vody v systému půda-rostlina-atmosféra. Jejich spolehlivost však bývá ovlivněna nejistotami v okrajových podmínkách a půdních parametrech modelu. V této práci byla zhodnocena možnost využití dat z předpovědi počasí pro predikci půdní vlhkosti a teploty. Předpověď počasí obvykle zahrnuje určitou míru nepřesnosti. Ta se projevila v predikci půdní teploty, avšak vliv na půdní vlhkost byl téměř zanedbatelný. Z toho vyplývá, že chyby v predikci půdní vlhkosti byly na straně půdních hydraulických parametrů.

Klíčová slova: okrajové podmínky, hydraulická vodivost, Richardsova rovnice, retenční křivka

Abstract

Movement of water, vapor and heat in porous media are strongly coupled. When creating a soil moisture and temperature prediction, it is necessary to include both hydrodynamic and thermodynamic approaches. Dynamic models which are used to estimate water balance in soil provide detailed temporal and spatial information on water distribution of the soil-plant-atmosphere system. However, the reliability of these models may be affected by uncertainties in boundary conditions and soil parameters. In this thesis, the possibility of using weather forecast data to predict soil moisture and temperature was evaluated. Weather forecasts typically contain some level of uncertainty, which has affected the prediction of soil temperature but had little impact on soil moisture prediction. This indicates that errors in soil moisture simulation were likely caused by soil hydraulic parameters.

Keywords: boundary conditions, hydraulic conductivity, Richards equation, retention curve

Obsah

1	Úvod	10
2	Cíle práce	11
3	Teoretický základ	12
3.1	Monitoring	12
3.1.1	Měření vlhkosti	12
3.1.2	Měření teploty	15
3.2	Modelování	16
3.2.1	Proudění směsi vody a par	16
3.2.2	Hydraulické vlastnosti půdy	17
3.2.3	Transport tepla	20
3.2.4	Tepelné vlastnosti půdy	20
3.2.5	Bilance hmoty/energie	21
3.2.6	Výsledné rovnice a jejich počáteční a okrajové podmínky .	23
4	Úlohy modelace	25
4.1	Model květináč	25
4.1.1	Popis sestavy	25
4.1.2	Metodika	26
4.1.3	Výsledky	29
4.2	Vinice San Juan	33
4.2.1	Popis území	33
4.2.2	Metodika	34
4.2.3	Výsledky	39

5	Diskuze	50
5.1	Model květináč	50
5.2	San Juan	51
5.2.1	Nejistoty ve vstupních datech	51
5.2.2	Nejistoty parametrizace modelu	52
5.2.3	Nejistoty měřených veličin	53
6	Závěr	54
7	Seznam použitých zdrojů a literatury	55
	Seznam obrázků	60
	Seznam tabulek	61

1 Úvod

Vysoké tempo celosvětového populačního růstu vyvolává tlaky na zemědělství v otázce potravinové bezpečnosti. Jednou z adaptací zemědělství, která pomáhá zvyšovat produkci potravin, je využívání závlahových systémů. Mnoho regionů se v současnosti potýká s nedostatkem vody a týká se to zejména regionů, ve kterých je nárůst populace nejvýraznější. Tento nedostatek vody je často umocněn neefektivními zavlažovacími postupy. V některých suchých oblastech se až 85 % zásob sladké vody využívá výhradně pro zemědělskou činnost (Er-Raki et al., 2021). Zvláštní pozornost by proto měla být věnována optimalizaci závlah s cílem dosáhnout maximální produkce plodin a zároveň přispívat k udržitelnému rozvoji. V ideálním případě, by měla být závlaha aplikována v odpovídajícím množství, ve správný čas a na správném místě (Karandish a Šimůnek, 2016).

Znalost časové a prostorové distribuce vody v půdě je klíčovým faktorem pro efektivní využívání vodních zdrojů v zemědělství. V současnosti se pro odhad půdní vlhkosti využívají tři hlavní přístupy: přímé nebo nepřímé měření in situ, dálkový průzkum Země a hydrologická modelování. Nejpřesnější výsledky poskytují přímá měření, avšak tato metoda je časově velmi náročná a poskytuje informace pouze v bodovém měřítku. Údaje z dálkového průzkumu Země zase poskytují informace pouze o nejsvrchnější vrstvě půdního profilu (Ursulino et al., 2019).

Během posledních tří desetiletí proto byly snahy o vývoj různých modelů, které by systému půda-rostlina-atmosféra, co nejlépe popsaly. Při studiu vodní bilance půdy se běžně používají dva typy modelů, a to modely objemové bilance a modely dynamické. Modely objemové bilance fungují na principu popisu vztahů mezi vstupy, výstupy a změnou akumulovaného objemu v systému. Tyto modely jsou velmi populární, neboť jsou relativně jednoduché a vyžadují málo vstupních parametrů. (Panigrahi a Panda, 2003). V této práci byl pro odhad půdní vlhkosti využit model dynamický. Tyto modely poskytují detailnější popis interakcí mezi různými faktory, jako je tok vody, výpar a transport tepla.

2 Cíle práce

Hlavním cílem práce bylo zhodnocení přesnosti predikce půdní vlhkosti a teploty na experimentální vinici. V rámci rešerše byl poskytnut detailní popis řídicí rovnice modelu popisující proudění vody a transport tepla v porézním prostředí včetně konstitučních vztahů. Dále byla provedena první testovací úloha, která měla za cíl konfiguraci modelu pro simulaci hydrodynamických a termodynamický procesů na laboratorní 2D úloze. V hlavní části práce byla zhodnocena přesnost modelu pro predikci půdní vlhkosti a teploty na základě vstupů z předpovědi počasí. Následně byla hodnocena přesnost meteorologických předpovědí a byl posouzen jejich vliv na výsledky simulace. V závěrečné diskuzní části byly rozebrány možné nejistoty modelu.

3 Teoretický základ

3.1 Monitoring

Teplota a obsah vody v půdě hrají klíčovou roli v řadě hydrologických procesů, jako je infiltrace, doplňování zásob podzemní vody, povrchový odtok a evaporace. V kořenové zóně navíc ovlivňují i širokou škálu biofyzikálních procesů, které zahrnují růst rostlin, klíčení semen, látkovou výměnu a aktivitu půdních mikroorganismů (Bittelli, 2010; Coppola et al., 2013). Kvantifikace těchto parametrů má význam v řadě oborů, zejména v zemědělství, kde může sloužit k optimalizaci zavlažování a hnojení. Kromě toho je měření půdní vlhkosti a teploty důležité pro kalibraci hydrologických modelů.

3.1.1 Měření vlhkosti

Obsah vody v půdě se dá určit pomocí dvou veličin, kterými jsou půdní vlhkost a půdní potenciál. Vlhkost se nejčastěji vyjadřuje jako objemový obsah vody, který je definován jako poměr objemu vody k objemu půdy v jednotkách $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. Půdní potenciál je definován jako energie, kterou je voda v půdě vázána a vyjadřuje, jak snadno nebo obtížně mohou rostliny vodu z půdy získávat. Půdní potenciál se jinak nazývá kapilární sací tlak a vyjadřuje se v kPa či jako tlaková výška v metrech (Togneri et al., 2022).

V současnosti existuje několik způsobů, jakými lze měřit obsah vody v půdě. Tyto metody se podle měřené veličiny dělí na přímé a nepřímé. Volba způsobu měření závisí na požadované přesnosti a nutnosti měření opakovat.

Nepřímé metody, na rozdíl od přímých, neměří přímo obsah vody v půdě, nýbrž jiné veličiny, které jsou množstvím vody v půdě ovlivněny. Tyto veličiny jsou poté převedeny na půdní vlhkost prostřednictvím fyzikálních vztahů či kalibračních křivek. Výhodou nepřímých metod je, že jsou minimálně destruktivní, poskytují in situ měření v reálném čase a umožňují automatizovaný provoz (Topp et al., 2008; Bittelli, 2011).

Přímé metody

Principem přímých metod je separace vody z půdního vzorku a následné odvození tohoto odebraného množství. Jedním způsobem, jak toto množství odvodit, je vážení půdního vzorku před a po vysušení. Tato metoda se nazývá gravimetrická. Odebraný vzorek půdy se nejčastěji suší v troubě o teplotě 105°C po dobu obvykle 24 hodin a více, dokud hmotnost vzorku nedosáhne konstantní hodnoty (Evelt, 2008). Hmotnostní vlhkost je poté definována jako poměr ztráty hmotnosti, která je přisuzovaná vodě původně přítomné ve vzorku, k hmotnosti zcela vysušeného vzorku. Pokud byl půdní vzorek odebrán do nádoby o známém objemu, či je známá jeho hustota, může být stanovena vlhkost objemová (Gardner, 1986; Topp et al., 2008).

Přímé metody měření půdní vlhkosti jsou považovány za velmi přesné. Gravimetrická metoda se uvažuje jako referenční a často se používá pro kalibraci metod nepřímých (Bittelli, 2011). Problém s přesností může způsobit přítomnost organické hmoty v půdním vzorku. Organické částice se při vysokých teplotách rozkládají a oxidují, což znamená, že úbytek hmotnosti vzorku, nemusí být přisuzován pouze vodě. Pro velmi organické půdy se proto doporučuje sušit vzorek při teplotě kolem 50°C (Gardner, 1986).

Nevýhodou této metody je její časová náročnost a porušování půdního profilu při odebírání vzorku. Z toho důvodu není metoda vhodná pro dlouhodobé monitorování (Báťková et al., 2013).

Klasický tenzometr

Tenziometrické metody jsou jedním ze způsobů měření kapilárního sacího tlaku v nenasyceném půdním prostředí. Tenzometr je relativně jednoduché zařízení sestávající většinou z plastové trubky naplněné odvzdušněnou vodou, která je zespoda ukončena porézním keramickým tělesem umožňujícím výměnu vody mezi půdou a tenzometrem. Na horním konci je tenzometr opatřen manometrem sloužícím pro odečet hodnot sacího tlaku (Livingston a Topp, 2008).

Voda proudí ve směru klesajícího tlakového potenciálu. Pokud je tenzometr osazen do nenasycené půdy, začnou na plně nasycené keramické těleso působit

prázdné kapiláry půdního prostředí a voda bude vytékat z trubky ven. Uvnitř tenzometru pak vzniká podtlak, který je měřitelný na manometru. Naopak pokud se půdní vlhkost zvýší tenzometr nasaje vodu zpět, čímž se sníží i podtlak v nádobě (Bátková et al., 2013). Proudění vody ustává ve chvíli, kdy systém dosáhne rovnovážného stavu, tedy v moment, kdy je rozdíl tlakového potenciálu mezi půdou a tenzometrem roven nule (Young a Sisson, 2002).

Pokud má tenzometr sloužit pro zjišťování objemové vlhkosti, je nezbytné znát pro daný půdní substrát jeho retenční křivku, což je funkční závislost objemové vlhkosti na půdním potenciálu (Bátková et al., 2013). Potřeba znalosti retenční křivky je jakousi limitací v použitelnosti tenzometru. Další limitací je rozsah, pro který je možné tenzometr používat. Ten je pouze do -80 kPa, neboť v případě, kdy sací tlak klesne k hodnotě -100 kPa, začne se voda v tenzometru vypařovat a měření již není možné považovat za přesné (Young a Sisson, 2002).

Dielektrický tenzometr

Dalším způsobem, kterým lze stanovit půdní potenciál jsou dielektrické senzory. Jedná se nepřímou metodu, jejímž principem je měření relativní permitivity půdy. Zařízení sestává ze dvou keramických disků umístěných v ocelové kličce. Tyto ocelové části přenáší elektromagnetické pole na senzor, který je umístěn mezi keramickými disky o známých hydraulických vlastnostech. Tento senzor je pak schopen snímat dielektrické vlastnosti těchto keramických disků. Jelikož je relativní permitivita silně závislá na vodní složce, je možné z naměřených hodnot stanovit půdní potenciál pomocí kalibrační křivky (Bittelli, 2010; Decagon Devices, 2017).

Metoda TDR

Metoda Time domain reflectometry (TDR) je v současnosti velmi rozšířenou metodou pro měření půdní vlhkosti a elektrické vodivosti půdy (Comegna et al., 2022). TDR patří mezi metody dielektrické s vlhkost je odvozena z relativní permitivity prostředí. Tato technika je konkrétně založena na měření času, za který projde vysokofrekvenční impuls půdou a odrazí se zpět k sondě. Tato sonda je tvořena 2 nebo 3 jehlami, mezi kterými tvoří půda dielektrikum. Z času potřebný

pro vyslání a přijetí impulsu je spočítána rychlost šíření, která se mění s obsahem vody v půdě (Dobriyal et al., 2012; Bártková et al., 2013).

Předností TDR metody je její velmi vysoká přesnost odhadu půdní vlhkosti (do 2 %), má minimální požadavky na kalibraci, měření probíhá rychle a nedestruktivně a je možné ho pomocí automatizace provádět kontinuálně (Skierucha et al., 2012).

TDR senzory jsou určeny primárně pro jemnozrnný materiál. Pro vyjádření objemové vlhkosti je používána univerzální kalibrační rovnice (METER Group, 2023):

$$\theta = 3.879 \times 10^{-4} \times RAW - 0.6956, \quad (1)$$

kde θ [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$] je objemová vlhkost a RAW [-] jsou naměřená data. Přestože je tato rovnice použitelná pro celou řadu půdních druhů, může být dosaženo spolehlivějšího měření kalibrací TDR na konkrétní zeminu.

3.1.2 Měření teploty

Získávání informací o půdní teplotě je důležitým předpokladem pro modelování termodynamických procesů.

Měření teploty je vždy nepřímé, nedochází tedy k měření teploty, nýbrž veličiny, která je teplotou přímo ovlivněna. K tomuto účelu lze využít klasický rtuťový či bimetalový teploměr (Taylor a Jackson, 1986). Pro automatizovaný provoz jsou nejvhodnější senzory s termistory, které umožňují ukládání dat do dataloggerů. Termistory jsou elektronické součástky, které mění svůj elektrický odpor v závislosti na teplotě (Berard a Thurtell, 1990). Tyto články bývají součástí elektrických senzorů pro měření půdní vlhkosti či potenciálu, což umožňuje provádět měření obou veličin ve stejný čas na stejném místě.

3.2 Modelování

Proudění vody a transport tepla jsou v porézním prostředí úzce propojené jevy. Teplotní gradient má jistý vliv na proudění vody, která se poté podílí na transportu tepla. Důležitého činitele představuje v tomto propojení vodní pára. Při odpařování vody a následné kondenzaci dochází k přenosu vodní masy i tepla (Cahill a Parlange, 1998).

Při modelování proudění půdní vody a evaporace za účelem predikce půdní vlhkosti je třeba uvažovat procesy hydrodynamické i termodynamické. Hydrodynamické procesy zahrnují pohyb vody, výpar přes půdní povrch, pohyb vodní páry a odběr vody kořeny rostlin. Termodynamické pak kondukční a konvekční transport tepla, působení skupenského tepla a povrchovou bilanci energie (Kuráž, 2020). Model popsaný v této kapitole publikovali autoři Saito et al. (2006).

3.2.1 Proudění směsi vody a par

Voda se v porézním prostředí pohybuje v reakci na různé síly, které na ni působí. Součet těchto sil tvoří celkový potenciál půdní vody. Jedná se o veličinu, která popisuje energetický stav vody v půdě.

Hlavní hnací silou proudění vody v půdě je spád celkového potenciálu. Tato skutečnost je popsána Darcyho zákonem, který definoval Henry Darcy v roce 1856. Tento zákon říká, že hustota toku je přímo úměrná velikosti hydraulického gradientu, tzn. čím je rozdíl tlaků vyšší, tím rychleji voda proudí. (Kuráž a Blöcher, 2017). Pro obecný směr proudění má rovnice tvar:

$$\vec{q} = -K\nabla H, \quad (2)$$

kde \vec{q} [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] je hustota toku neboli objem vody protékající jednotkovým průřezem, K [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] je hydraulická vodivost půdního prostředí pro různé stupně nasycení a H [m] je hydraulický gradient, který představuje součet tlakového a geodetického potenciálu, tedy $H = h + z$. Znaménko mínus značí v rovnici směr proudění ve směru klesajícího tlaku.

Darcyho zákon v základním tvaru platí pouze pro izotermické podmínky, tzn., že není uvažován efekt teplotního gradientu. V případě modelování evaporace však není možné tento vliv zanedbávat. Vliv na kapalnou složku souvisí s povrchovým napětím vody. S klesající teplotou roste povrchové napětí vody a zároveň se zvyšuje sací tlak půdního prostředí, což způsobuje pohyb kapaliny ve směru klesající teploty (Cary, 1966).

Rovnici, která popisuje proudění v závislosti na hydraulickém i teplotním gradientu definovali autoři Philip a De Vries (1957). Pro kapalnou složku proudění má rovnice tvar:

$$\vec{q}_l = -K_{lh}\nabla H - K_{lT}\nabla T, \quad (3)$$

kde K_{lh} [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] je hydraulická vodivost pro kapalinu vzhledem k hydraulickému gradientu, K_{lT} [$\text{m}^2\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$] je hydraulická vodivost pro kapalinu v závislosti na teplotním gradientu a T [K] je teplota prostředí.

Obdobný zápis lze aplikovat pro proudění vodní páry rozdělením toku na složku izotermickou a neizotermickou (Philip a De Vries, 1957):

$$\vec{q}_v = -K_{vh}\nabla h - K_{vT}\nabla T, \quad (4)$$

kde K_{vh} [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] je hydraulická vodivost pro vodní páru vzhledem k tlakovému gradientu a K_{vT} [$\text{m}^2\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$] je hydraulická vodivost vzhledem k teplotnímu gradientu.

3.2.2 Hydraulické vlastnosti půdy

Izotermická vodivost pro kapalnou složku

Řešení rovnice proudění vody v porézním prostředí vyžaduje stanovení dvou hydraulických půdních charakteristik, a to retenční křivky a funkce nenasycené hydraulické vodivosti $K(h)$.

Retenční křivka je funkční závislost objemové vlhkosti θ na tlakové výšce h . Tato křivka úzce souvisí s distribucí velikosti půdních pórů (Kuráž a Blöecher, 2017). Nejpoužívanější model retenční křivky odvodil Van Genuchten (1980) a

jeho analytické vyjádření je

$$\theta_l(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + (-\alpha h)^n)^m} & h < 0 \\ \theta_s & h > 0, \end{cases} \quad (5)$$

kde θ_s [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$] je saturovaná vlhkost, která se rovná pórovitosti materiálu a θ_r [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$] je reziduální vlhkost, což je hodnota vlhkosti, při které ustává proudění vody. Empirické parametry α [m^{-1}], n [-] a m [-] jsou měřítkem rozdělení velikosti pórů, přičemž platí $m = 1 - 1/n$.

Kladné hodnoty tlakové výšky naznačují stav plného nasycení. Při tomto stavu jsou všechny póry vyplněné vodou a voda proudí rychlostí, která je rovna nasycené hydraulické vodivosti K_s (Kuráž a Blöcher, 2017). Hydraulická vodivost vyjadřuje schopnost porézního materiálu vést určitou kapalinu. Jedná se tedy o parametr, který závisí na vlastnostech půdy i kapaliny (Hubbert, 1956). V nenasyčeném prostředí je tato veličina funkcí tlakové výšky a je její hodnota je vždy menší než K_s . Analytické řešení nesaturované hydraulické vodivosti $K(h)$ bylo navrženo autorem Mualem (1976) a má zápis:

$$K_{lh}(h) = \begin{cases} K_s \frac{(1 - (-\alpha h)^{nm} (1 + (-\alpha h)^n)^m)^2}{(1 + (-\alpha h)^n)^{m/2}} & h < 0 \\ K_s & h > 0, \end{cases} \quad (6)$$

Izotermická vodivost pro plynnou složku

Hydraulická vodivost pro vodní páru je odvozena z Fricka zákona, který popisuje difuzi vodní páry vzhledem k tlakovému gradientu vztahem (Fayer, 2000):

$$q_v = -\frac{D}{\rho_l} \frac{\partial \rho_v}{\partial z} \nabla h, \quad (7)$$

kde D [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$] je difuzivita vodní páry v půdě a ρ_l a ρ_v [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$] jsou objemové hmotnosti vody (l) a vodní páry (v). Difuzivita je koeficientem molekulární difúze a pro půdní prostředí je definována jako:

$$D = \tau(\theta_s - \theta) D_a, \quad (8)$$

kde D_a [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$] je difuzivita vodní páry ve vzduchu a τ [-] je tortuozita porézního materiálu, která popisuje zakřivenost porézního prostředí. Objemovou hmotnost

vodní páry pro konkrétní saturaci lze vyjádřit jako (Fayer, 2000):

$$\rho_v = \rho_{vs} H_r, \quad (9)$$

kde ρ_{vs} [kg.m⁻³] je hustota nasycených vodních par a H_r [-] je relativní vlhkost, kterou definují autoři Philip a De Vries (1957) jako:

$$H_r = \begin{cases} \exp\left(-\frac{hMg}{RT}\right) & h < 0 \\ 1 & h > 0, \end{cases} \quad (10)$$

kde M je molekulová hmotnost vody ($M = 0.018015$ kg.mol⁻¹), g [m.s⁻²] je tíhové zrychlení a R je molární plynová konstanta ($R = 8.314$ J.mol⁻¹.K⁻¹).

Kombinací rovnic (9) a (10) s Frickovým zákonem (7) lze formulovat vztah pro hydraulickou vodivost vodní páry v závislosti na tlakovém gradientu jako:

$$K_{vh} = \frac{D}{\rho_l} \rho_{vs} \frac{Mg}{RT} H_r. \quad (11)$$

Neizotermická vodivost pro kapalnou složku

Jak bylo zmíněno v předchozí kapitole, pohyb vody v závislosti na teplotním gradientu souvisí se změnou povrchové napětí kapaliny, ale zároveň i se změnou sacího tlaku. Nimmo a Miller (1986) zavedli tzv. přírůstkový faktor G_w , který kvantifikuje teplotní závislost retenční křivky. Je to veličina, která závisí na půdním druhu a na obsahu vody v půdě. Hydraulickou vodivost vzhledem k teplotnímu gradientu definovali autoři Noborio et al. (1996) jako:

$$K_{lT} = K_{lh} \left(h G_w \frac{1}{\gamma_0} \frac{d\gamma}{dT} \right), \quad (12)$$

kde G [-] je přírůstkový faktor, γ_0 je povrchové napětí při teplotě 25°C ($\gamma_0 = 71.89$ g.s⁻²) a T [°C] je teplota. Závislost povrchového napětí na teplotě je daná vztahem:

$$\frac{d\gamma}{dT} = -0.1425 - 4.760 \times 10^{-4} T. \quad (13)$$

Neizotermická vodivost pro plynnou složku

Proces difuze je významně ovlivněn rozdílem teplot v prostředí. Částice vodní páry samovolně proudí z teplejšího místa v půdě ke chladnějšímu. Transport vodní

páry ovšem neprobíhá pouze přes vzduchem vyplněné póry, ale i prostřednictvím kapalných fází kondenzací a evaporací. To má za následek zvětšení plochy příčného průřezu dostupného pro difúzi páry a snížení tortuozity (Fayer, 2000). Autoři Philip a De Vries (1957) proto do rovnice difúze zavedli zesilující faktor η [-], který tuto skutečnost zohledňuje. Hydraulická vodivost vzhledem k teplotnímu gradientu je potom definována jako:

$$K_{vT} = \frac{D}{\rho_l} \eta H_r \frac{d\rho_{sv}}{dT}. \quad (14)$$

3.2.3 Transport tepla

Teplu se v půdním prostředí šíří kondukcí a konvekcí. Základním termodynamickým vztahem je Fourierův zákon, který říká, že tok tepla směřuje od místa s vyšší teplotou k místu s nižší teplotou a zároveň je hustota toku přímo úměrná tepelné vodivosti materiálu (Kuráž a Blöcher, 2017). Fourierův zákon uvažuje pouze kondukční vedení tepla, proto je třeba tento vztah doplnit o šíření tepla prouděním prostřednictvím vody a vodní páry a dále také o přenos latentního tepla pohybem vodní páry. Tento vztah definoval autor De Vries (1958) a má tvar:

$$\vec{q}_T = -\lambda(\theta_l)\nabla T + C_l T \vec{q}_l + C_v T \vec{q}_v + L_0 \vec{q}_v, \quad (15)$$

kde \vec{q}_T [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$] představuje tepelný tok, $\lambda(\theta_l)$ [$\text{J}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$] je tepelná vodivost půdního prostředí, C_l a C_v [$\text{J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{K}^{-1}$] je měrná tepelná kapacita vody (l) a vodní páry (v) a L_0 [$\text{J}\cdot\text{m}^{-3}$] je objemové latentní teplo vypařování dané vztahem $L_0 = L_v \rho_l$, kde L_v [$\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$] je měrné skupenské teplo vypařování a ρ_l [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$] objemová hmotnost vody (Saito et al., 2006).

3.2.4 Tepelné vlastnosti půdy

Celkový obsah tepla v jednotkovém objemu půdy závisí na obsahu vody a vodní páry a jedná se o součet citelného a latentního tepla. Obecně jej lze vyjádřit jako (Sakai et al., 2011):

$$Q_h = C_s T (1 - \theta_s) + C_l T \theta_l + C_v T \theta_v + L_0 \theta_v, \quad (16)$$

kde Q [$\text{J}\cdot\text{m}^{-3}$] je teplo, C_s , C_l a C_v [$\text{J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{K}^{-1}$] je objemová měrná tepelná kapacita pevné fáze (s), vody a páry, θ_s [$\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$] je objemový podíl pevné fáze.

Koeficientem úměrnosti je v termodynamickém zákoně tepelná vodivost λ . Je to vlastnost porézního prostředí, která se liší v závislosti na druhu půdy a obsahu vody. Obecně platí, že suchá půda má menší tepelnou vodivost, což je způsobeno tím, že voda má vyšší tepelnou vodivost než pevná složka půdy. Jedná se tedy o funkci půdní vlhkosti a pro malé tepelné toky ji lze zapsat jako (Chung a Horton, 1987):

$$\lambda(\theta) = b_1 + b_2\theta_l + b_3\sqrt{\theta_l}, \quad (17)$$

kde b_{123} [$\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$] jsou empirické regresní parametry, které jsou závislé na složení půdy. V tabulce 1 jsou uvedeny hodnoty parametrů pro základní půdní druhy.

	b_1	b_2	b_3
jíl	-0.197	-0.962	2.521
hlína	0.243	0.393	1.534
písek	0.228	-2.406	4.909
	$\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$	$\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$	$\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$

Tabulka 1: Empirické parametry pro tepelnou vodivost

3.2.5 Bilance hmoty/energie

Zákon zachování hmoty je fundamentální fyzikální zákon, který říká, že pokud do objemu přitéká rozdílne množství, než z něj vytéká, musí dojít ke změně akumulovaného objemu. Nezávisle na počtu prostorových proměnných lze zákon zapsat pomocí Laplaceova operátoru tvarem (Kuráž a Blöcher, 2017):

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -\nabla \cdot \vec{q}, \quad (18)$$

kde V [m^3] je akumulovaný objem a t [s] je čas.

Bilanční popis proudění vody a vodní páry je popsán pomocí rovnice kontinuity jako (Saito et al., 2006):

$$\frac{\partial \theta_l}{\partial t} + \frac{\partial \theta_v}{\partial t} = -\nabla \cdot \vec{q}_l - \nabla \cdot \vec{q}_v - S, \quad (19)$$

kde θ_l a θ_v [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$] je objemová vlhkost a objemový podíl vodních par, \vec{q}_l a \vec{q}_v [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$] jsou objemové toky vody a vodní páry a S [s^{-1}] představuje ztrátu reprezentovanou odběrem vody kořenovou zónou.

Obdobou zákona zachování hmoty je v termodynamice zákon zachování energie, u kterého je objem nahrazen teplem. Rovnice má potom zápis (Saito et al., 2006):

$$\frac{\partial Q_h}{\partial t} = -\nabla \cdot \vec{q}_T - S_h, \quad (20)$$

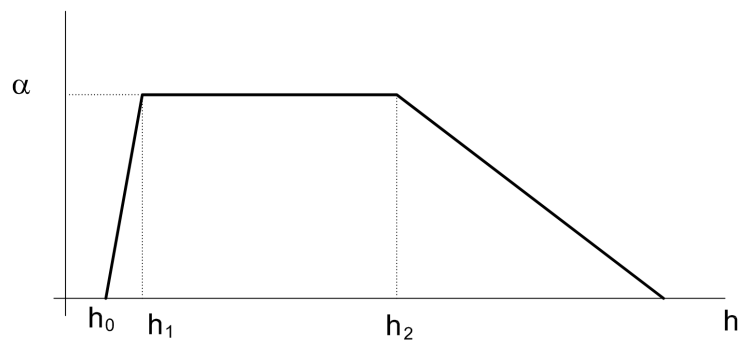
kde \vec{q}_T [$\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$] je tok tepla a S [$\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$] je tepelná ztráta či zdroj.

Odběr vody kořenovou zónou

Odběr vody kořenovou zónou je dynamický proces, který je ovlivněn řadou faktorů, jako je teplota vzduchu, vlhkost vzduchu a dostupnost vody v půdě, což je dáno hydraulickou vodivostí a tlakovou výškou. Množství odběru závisí také na vlastnostech rostliny a fázi jejího růstu (Coppola et al., 2015). Pro kvantifikaci tohoto procesu definovali autoři Feddes et al. (1976) vztah:

$$S = \alpha(h) \frac{S_{max}}{V_r}, \quad (21)$$

kde S_{max} [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$] je maximální transpirace rostliny a V_r [m^3] je objem kořenové zóny. V tomto makroskopickém přístupu je dále zavedena redukční funkce $\alpha(h)$, která nabývá hodnot 0 až 1 a její tvar závisí na limitních hodnotách tlakové výšky h_{012} , které jsou pro každou rostlinu specifické. Vyjádření redukční funkce je parné z obrázku 1.



Obrázek 1: Definice redukční funkce $\alpha(h)$ (Kuráz, 2020)

3.2.6 Výsledné rovnice a jejich počáteční a okrajové podmínky

Dosazením rovnic toků (3) a (4) do rovnice kontinuity (18) byla odvozena řídicí rovnice pro popis proudění vody a vodní páry a jedná se o obdobu Richardsovy rovnice, která je základem pro numerické modelování proudění v nenasyceném a proměnlivě nasyceném prostředí. Rovnice má výsledný zápis (Saito et al., 2006):

$$\frac{\partial \theta_l}{\partial t} + \frac{\partial \theta_v}{\partial t} = \nabla \cdot (K_{lh} + K_{vh}) \nabla h + \frac{\partial K_{lh}}{\partial z} + \nabla \cdot (K_{lt} + K_{vt}) \nabla T - S. \quad (22)$$

Řídicí rovnice pro vedení tepla byla definována kombinací rovnic (15) a (20) (Nassar a Horton, 1992):

$$(C_s(1-\theta_s) + C_l\theta_l + C_v\theta_v) \frac{\partial T}{\partial t} + L_0 \frac{\partial \theta_v}{\partial t} = \nabla \cdot \lambda(\theta_l) \nabla T - \nabla \cdot (C_l \vec{q}_l + C_v \vec{q}_v) T + \nabla \cdot L_0 \vec{q}_v - S_h \quad (23)$$

Počáteční podmínky

Počáteční podmínky definují stav systému na počátku simulace. Pro hydrodynamický model je třeba definovat počáteční hodnotu sacího tlaku h_0 a pro termodynamický zase počáteční teplotu systému T_0 (Sakai et al., 2011).

Okrajové podmínky

Okrajové podmínky popisují chování systému na hranicích výpočetní oblasti. Zpravidla rozeznáváme dva typy podmínek: Dirichletovu a Neumannovu. Dirichletova okrajová podmínka definuje hranici konkrétní hodnotou h nebo T , zatímco Neumannova podmínka je dána tokem neboli hodnotou derivace hledané funkce (Kuráš a Blöcher, 2017). V závislosti na typu úlohy lze hranici, která není ve styku s atmosférou popsat pomocí Dirichletovy i Neumannovy podmínky.

Hranice u styku s atmosférou je definována Neumannovou okrajovou podmínkou. Pro hydrodynamickou rovnici je uvažován tok daný výparem přes půdní povrch, který je definován jako (Saito et al., 2006):

$$E = \frac{\rho_{vs} - \rho_{va}}{r_h + r_s}, \quad (24)$$

kde E [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] je intenzita toku vodní páry z povrchu do atmosféry, ρ_{vs} [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$] je hustota vodních par na půdním povrchu, ρ_{va} [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$] je hustota vodních par v atmosféře, r_h [$\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$] je aerodynamický odporový koeficient a r_s [$\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$] je odporový koeficient půdního povrchu.

Pro rovnici vedení tepla je okrajová podmínka na styku s atmosférou dána tokem tepla do půdy H , který je složkou povrchové bilance energie (Saito et al., 2006):

$$R_n - H - L_0E - G = 0, \quad (25)$$

kde R_n [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$] je radiační bilance vypařujícího se povrchu, H [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$] je intenzita konvektivního toku tepla do atmosféry a G [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$] je intenzita toku tepla do půdy. Zatímco veličiny R_n a G mají kladný směr dolů, H , L a E jsou pozitivní směrem nahoru.

4 Úlohy modelace

Model popsaný v kapitole 3.2 byl implementován do open-source softwaru DRUtES (Kuráž et al., 2008). Řídící rovnice 22 a 23 jsou v softwaru řešeny numericky metodou konečných prvků pro prostorové derivace. Prostřednictvím DRUtES softwaru byl model aplikován na dvě různé úlohy: na 2D úlohu květináče a 1D úlohu na vinici v San Juan.

4.1 Model květináč

Cílem této úlohy bylo seznámení se s modelem a zhodnocení možnosti použití modelu pro 2D simulace. Úloha květináče je unikátní v tom, že se jedná o uměle vytvořené prostředí pěstebního stanu, kde je přirozené světlo nahrazeno LED osvětlením, které má konstantní hodnotu krátkovlnného solárního záření po celou dobu svitu.

4.1.1 Popis sestavy

Experimentální set up sestával z květináče, který byl umístěn v pěstebním stanu na Fakultě stavební ČVUT v Praze. Květináč byl naplněn zahradním substrátem a pro vytvoření podmínek pro praktickou aplikaci modelu byla do květináče zasazena rostlina rajčete.

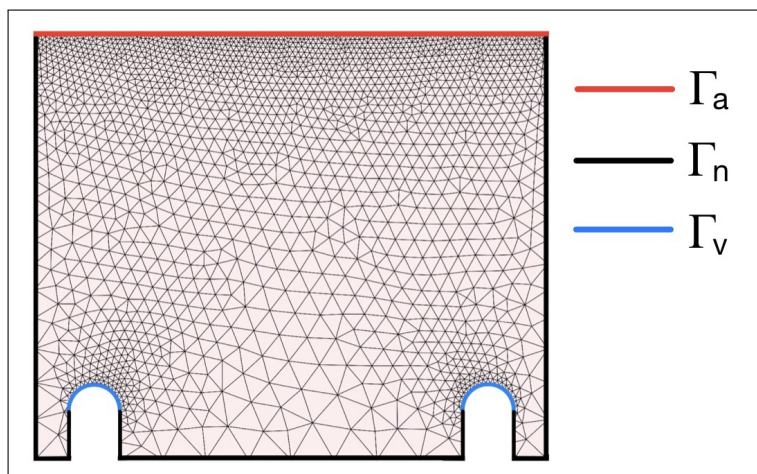
Závlaha květináče byla řešena podmokem postavením nádoby do závlahové vany. Přirozené světlo bylo uvnitř stanu nahrazeno zářivkou s dobou svitu 12 hodin. Stan byl dále vybaven odvětráváním, teploměrem a vlhkoměrem pro měření teploty a vlhkosti vzduchu, solárním článkem pro monitoring odběru elektrické energie a TDR senzorem pro snímání půdní vlhkosti.

Pro simulaci byla zvoleno období od 24.5.2022 od 5:00 do 26.5.2022 do 5:00, celkový simulovaný čas byl tedy 48 hodin. Za tuto dobu byla lampa zapnutá 2x, vždy od 8:00 do 20:00.

4.1.2 Metodika

Definice oblasti

Výpočetní dvojrozměrná oblast květináče byla reprezentována trojúhelníkovou sítí, která byla vytvořena v softwaru GMSH (Geuzaine a Remacle, 2022) Sít' tvořilo 2118 uzlů a 3994 elementů. Rozměry květináče činily 30 x 25 cm. Schéma květináče s vyznačenými okrajovými podmínkami je na obrázku 2.



Obrázek 2: Schéma květináče

Na oblasti bylo třeba definovat 3 okraje, které představovaly okrajové podmínky systému. Hranice Γ_n byla na styku zeminy s květináčem. Pro proudění vody zde byla definována podmínka nulového toku a pro vedení tepla byla uvažována Dirichletova okrajová podmínka rovnající se počáteční teplotě vzduchu. Okrajová podmínka pro hranici s atmosférou Γ_a byla definována v rovnici 24 pro proudění vody a rovnicí 25 pro transport tepla. Přes hranici Γ_v byla do květináče nasávána voda. Jednalo se tedy o hranici, která byla konstantě saturována. Jelikož zde docházelo k proudění, byla zvolena počáteční podmínka Neumannova typu s nulovou hodnotou sacího tlaku. Pro teplotu byla uvažována okrajová podmínka Dirichletova typu s hodnotou teploty vzduchu.

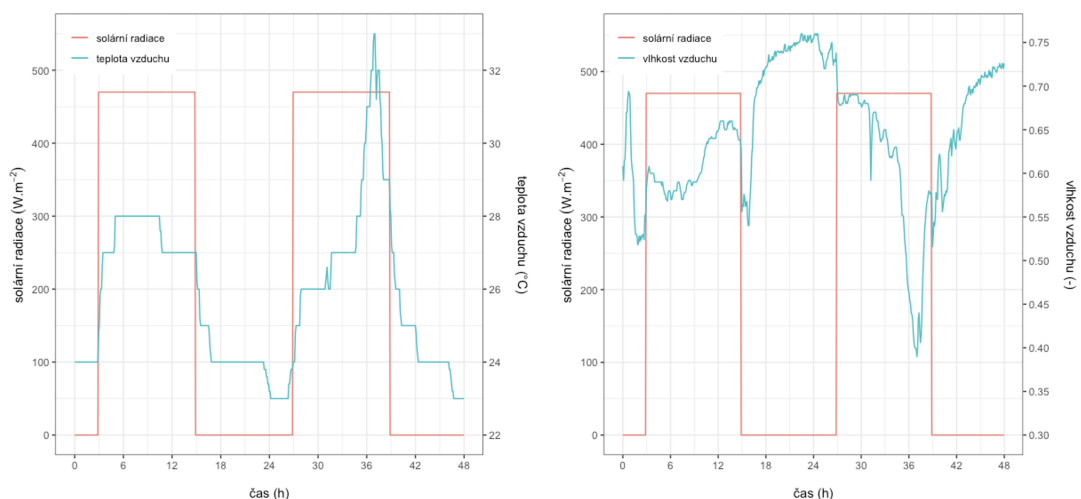
Bylo třeba zvolit počáteční podmínky pro neznámé h a T . Začátek simulace byl v 5 hodin ráno, což je 9 hodin od vypnutí světelného zdroje. Je možné předpokládat, že za tuto dobu se rozdíly teplot vyrovnaly a teplota zeminy včetně závlahové vody se blížila hodnotě teploty vzduchu. Počáteční teplota systému proto byla

uvažována stejná jako teplota vzduchu. Počáteční hodnota tlakové výšky byla rovna hodnotě geodetického potenciálu.

Vstupní hodnoty - bilance energie

Pro výpočet bilance energie bylo nezbytné vytvořit vstupní soubor *ebalnce.in*. Tento soubor musel obsah časovou řadu a zahrnovat údaje o teplotě vzduchu, vlhkosti vzduchu, rychlosti větru, oblačnosti a krátkovlnné solární radiaci, která v modelu reprezentovala intenzitu slunečního svitu. Teplota a vlhkost vzduchu byly měřeny kontinuálně přímo ve stanu a odečet hodnot probíhal automaticky každých 5 min a 21 s.

Solární články uvnitř stanu sloužily pro snímání odběru elektrické energie, díky čemuž bylo možné v poskytnutých datech identifikovat dobu, kdy byly žárovky zapnuté a vypnuté. Krátkovlnná solární radiace byla jednorázově zaměřena pomocí pyranometru APOGEE INSTRUMENTS, SN 500. Po zahřátí žárovek byla naměřena hodnota krátkovlnné radiace $S_t = 470 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Tato hodnota byla uvažována pro celý čas měření, kdy byly žárovky zapnuté. V opačném případě byla hodnota nulová. Pro rychlost větru a oblačnost byly uvažovány nulové hodnoty. Na obrázku 3 je znázorněn průběh teploty a vlhkosti vzduchu spolu s krátkovlnným zářením (solární radiací).



Obrázek 3: Průběh teploty vzduchu, solární radiace a vlhkosti vzduchu v pěstebním stanu

Vstupní hodnoty - půdní vlastnosti

Pro konfiguraci DRUtes bylo třeba nastavit hydraulické a termické charakteristiky půdy. Jelikož žádné údaje o vlastnostech použité zeminy poskytnuté nebyly, byly tyto vlastnosti stanovené na základě literární rešerše. Hydraulické vlastnosti byly převzaty z publikace od Dussailant-Jones et al. (2003), kteří jako zahradní substrát uvažovali půdu hlinito-písčitou a použili parametry, které jsou znázorněny v tabulce 2.

α	n	m	θ_s	θ_r	K_s
2.8	2.24	0.55	0.03	0.37	6.26×10^{-5}
m^{-1}	-	-	$m^3 \cdot m^{-3}$	$m^3 \cdot m^{-3}$	$m \cdot s^{-1}$

Tabulka 2: Květináč - půdní hydraulické charakteristiky

Autoři Kodešová et al. (2013) definovali pro hlinito - písčitou zeminu regresní parametry pro výpočet tepelné vodivosti, jejichž hodnoty jsou znázorněny v tabulce 3:

b_1	b_2	b_3	C_s
0.173	1.350	1.160	2.155×10^6
$W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$	$W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$	$W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$	$J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$

Tabulka 3: Květináč - půdní termické charakteristiky

V květináči byly pěstovány rajčata, muselo se tedy počítat i s odběrem vody prostřednictvím kořenové zóny. V tabulce 4 jsou vypsány parametry pro výpočet ztráty dle rovnice 21, které byly převzaty od autorů Wang et al. (2021).

h_0	h_1	h_2	h_3	S_{max}
-0.1	-0.25	-10	-160	7.4×10^{-8}
m	m	m	m	$m^3 \cdot s^{-1} \cdot m^{-3}$

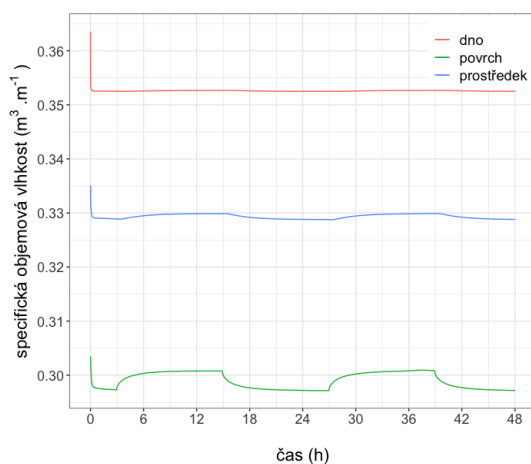
Tabulka 4: Květináč - parametry pro výpočet ztráty odběrem kořenovou zónou

4.1.3 Výsledky

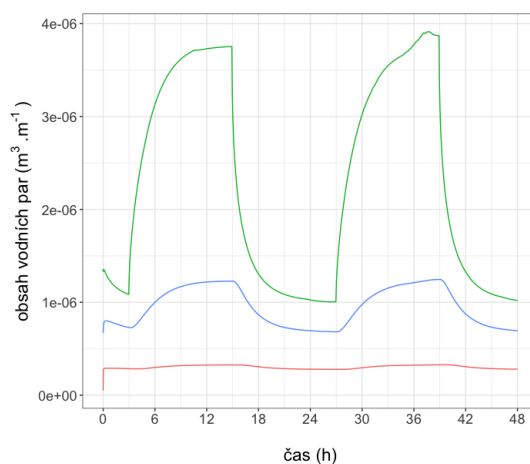
Hydrodynamické procesy

V květináči byly zvoleny 3 pozorovací body - u dna, v prostředku a na povrchu. Časové průběhy obsahu vody a vodní páry v květináči jsou zobrazeny na obrázku 4. Nepatrné výkyvy vlhkosti jsou patrné u povrchu, což je dáno zejména pohybem vodní páry. U dna a v prostředku květináče bylo téměř konstantní nasycení dané samozavlažovací funkcí květináče. Zvýšený obsah vodních par je možné pozorovat u povrchu v době, kdy jsou žárovky zapnuté, což bylo dáno zvýšenou evaporací.

Stav celé oblasti v různých časech byl vizualizován v programu GMSH. Na obrázku 5 je možné pozorovat vlhkost v čase 2 a 10 hodin od počátku simulace. V prvním případě byl světelný zdroj vypnutý. Ve druhém případě byly žárovky zapnuté a dostatečně zahřáté, neboť v tento okamžik dosahovala teplota vzduchu nejvyšších hodnot za daný úsek. I zde je vidět, že rozložení vláhy se téměř nemění. Obsah vodních par ve stejných pozorovacích časech je vidět na obrázku 8. Zde jsou již změny v rozložení patrné. U dna byl obsah vodních par téměř nulový z důvodu plného nasycení vodou.

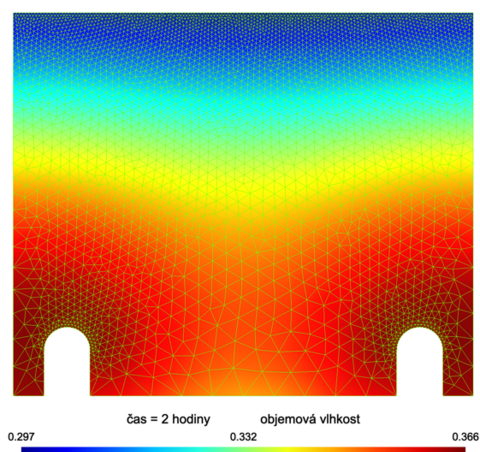


(a) obsah vody

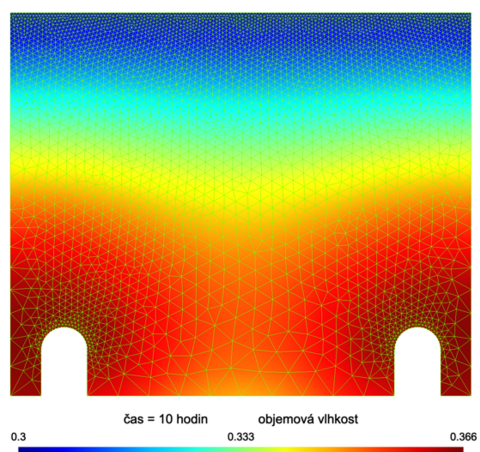


(b) obsah vodní páry

Obrázek 4: Časová závislost obsahu vody a vodní páry v květináči ve třech pozorovacích bodech

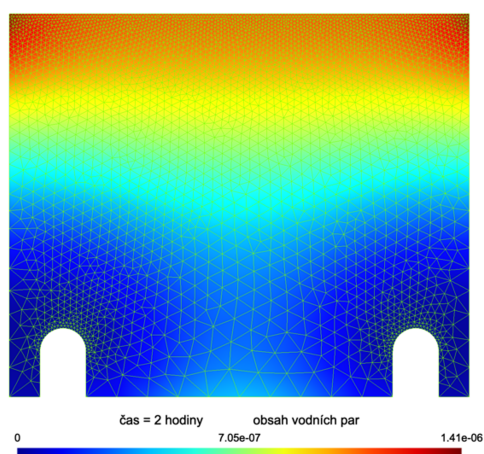


(a) světelný zdroj vypnutý

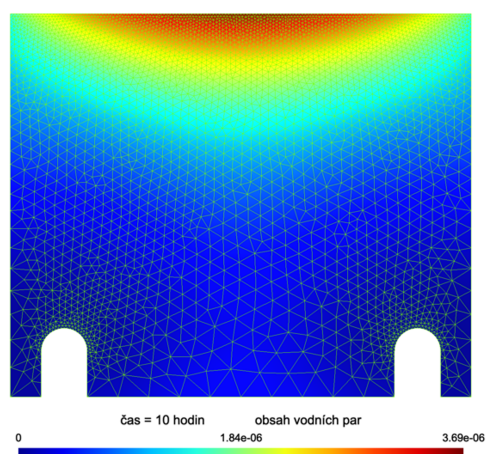


(b) světelný zdroj zapnutý

Obrázek 5: Rozložení vlhkosti v čase 2 a 10 hodin od počátku simulace



(a) světelný zdroj vypnutý



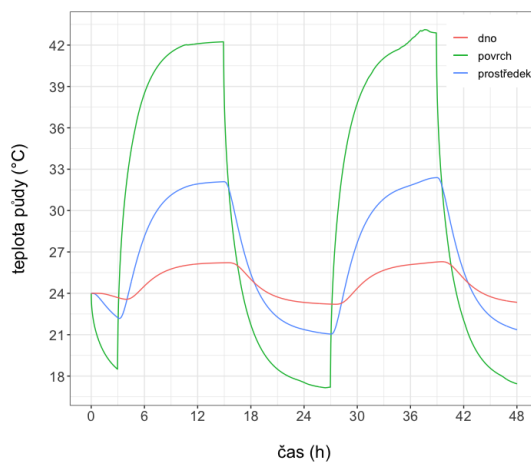
(b) světelný zdroj zapnutý

Obrázek 6: Rozložení obsahu vodních par v čase 2 a 10 hodin od počátku simulace

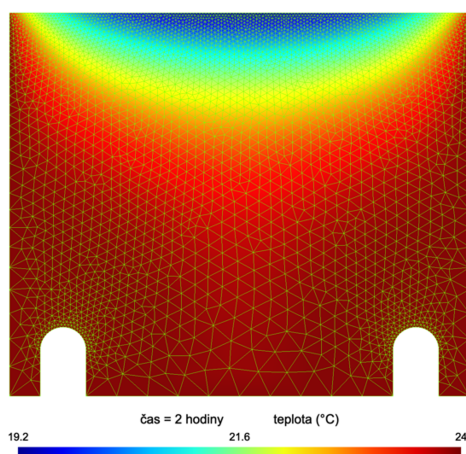
Termodynamické procesy

Jak je možné vidět na obrázku 7, vývoj půdní teploty byl velmi dynamický. Maximální teplota dosahovala na povrchu v době svitu 43 °C. V době beze svitu naopak teplota klesala pod 18 °C, což bylo o 5 °C méně, než byla naměřená teplota vzduchu. Na obrázku 8 je rozložení teploty v čase 2 a 10 hodin a na obrázku 9 v čase 24 a 37 hodin. V čase 24 hodin bylo osvětlení vypnuté a teplota vzduchu měla nejnižší hodnotu za měřený úsek, a to 23 °C. V čase 37 hodin byla teplota vzduchu nejvyšší a dosahovala skoro 33 °C, což se odrazilo i na teplotě půdního povrchu.

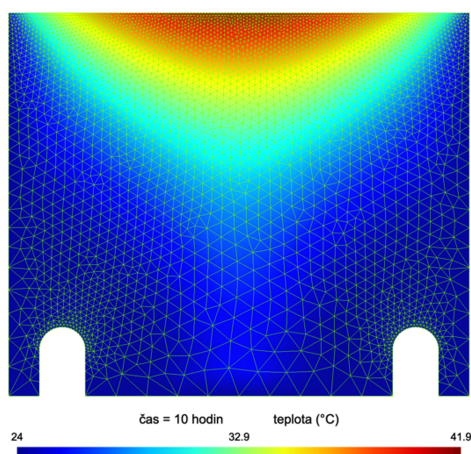
V oblasti stálé saturace byla teplota po celou dobu konstantní, to je dáno vysokou specifickou tepelnou kapacitou vody. Malé výkyvy u dna, které jsou patrné na obrázku 7 byly způsobeny umístěním pozorovacího bodu do prostředí x souřadnice.



Obrázek 7: Průběh teplot v květináče ve třech pozorovacích bodech

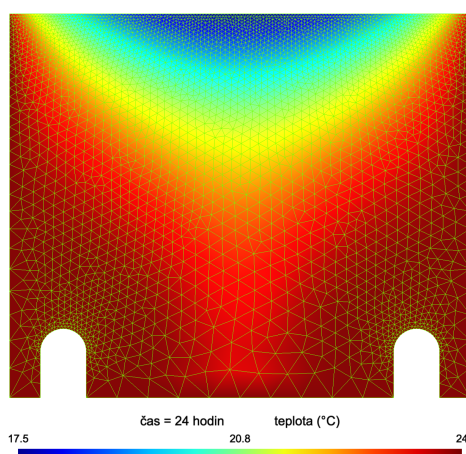


(a) světelný zdroj vypnutý

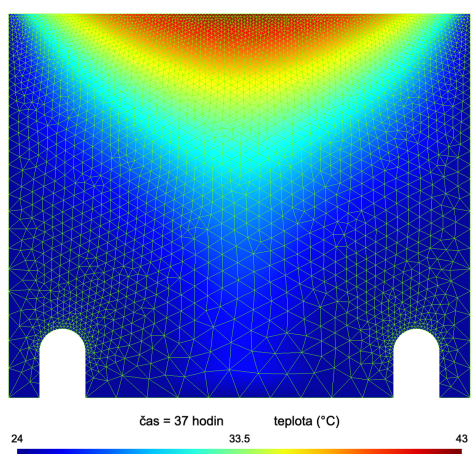


(b) světelný zdroj zapnutý

Obrázek 8: Rozložení teplot v čase 2 a 10 hodin od počátku simulace



(a) světelný zdroj vypnutý



(b) světelný zdroj zapnutý

Obrázek 9: Rozložení teplot v čase 24 a 37 hodin od počátku simulace

4.2 Vinice San Juan

Další praktickou úlohou byla simulace půdní vlhkosti, teploty a sacích tlaků na vinici v argentinské provincii San Juan. Model byl použit pro predikci těchto veličin v týdnu od 13. do 20. března 2023. Jako vstupní data byly použity informace o předpovědi počasí. Cílem této úlohy bylo posoudit přesnost predikce porovnáním simulovaných hodnot s hodnotami naměřenými. Dále byla zhodnocena přesnost předpovědi počasí a byla provedena analýza citlivosti modelu na vstupní meteorologické údaje.

4.2.1 Popis území

Provincie San Juan se nachází na západě Argentiny v regionu Cuyo. Oblast je na západě obklopena Andami a převážně pouštní krajina charakterizuje východní část provincie. Údolní oblasti jsou hojně využívané pro zemědělství a zejména pro vinohradnictví. San Juan je jedním z nevýznamnějších producentů vína v Argentině a více než polovina obdělávané půdy se využívá pro pěstování vinné révy.

V letních měsících jsou teploty v regionu velmi vysoké. Průměrně se pohybují od 20 do 34 °C a v některých dnech můžou překročit 40 °C. Zimy jsou mírnější, teploty se pohybují od 2 do 19 °C. Region Cuyo se vyznačuje nízkým a nepravidelným deštěm. Průměrný roční úhrn srážek činí pouze 100 mm, avšak v údolních oblastech může být tato hodnota o něco vyšší. Většina srážek spadne během letních měsíců, zejména v lednu, a často se vyskytují v podobě bouřek. Jedná se tedy o velmi suchý region, což znamená, že veškerá zemědělská činnost je závislá na dodávání vody v podobě závlahy. Hlavním zdrojem závlahové vody je pro 80 % obhospodařované půdy řeka San Juan. Závlaha je ve většině případů řešena plošně a pouze malé množství provozů využívá závlahu kapkovou (Salmuni et al., 2007).

Na experimentální lokalitě je uvažován půdní profil o hloubce 1 m, který je rozdělen na tři vrstvy. Nejhlubší vrstva má mocnost 20 cm a je tvořena písčitou zeminou, nad ní je 10 cm vrstva těžkého jílu a nejsvrchnější vrstvu tvoří prachovitá jílovitá hlína. Kořeny révy dosahují hloubky 50 cm (Chmeis, 2021).

4.2.2 Metodika

Definice oblasti

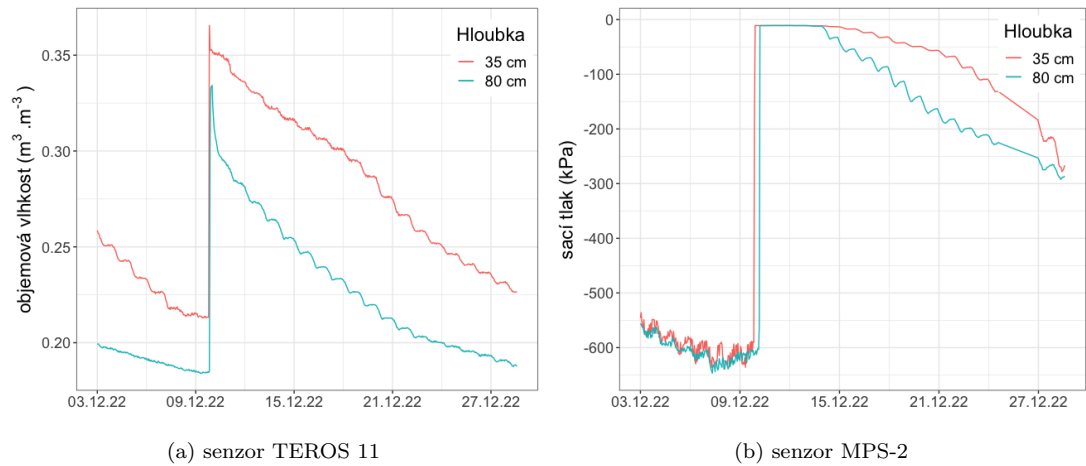
Úloha vinice byla jednorozměrná, což znamená, že oblast byla popsána pouze jednou souřadnicí, která byla v tomto případě reprezentována hloubkou půdního profilu. Tato hloubka byla ještě rozdělena na 6 intervalů podle složení půdy a výskytu kořenů a organické hmoty. Z toho plyne, že při konfiguraci DRUtES bylo nutné pro každý interval definovat samostatně hydraulické i termické parametry.

Okrajové podmínky jsou u 1D oblasti definovány jako bodové hodnoty. Na povrchu byla pro proudění i transport tepla definována atmosférická okrajová podmínka, viz. rovnice 24 a 25. V této úloze bylo zapotřebí zahrnout vliv deště, který je v modelu vyjádřen jako intenzita srážky. V moment, kdy je intenzita nenulová je okrajová podmínka na povrchu dána teplotou srážky, která je uvažována stejná jako atmosférická. U spodní hranice byla pro proudění vody zvolena Neumannova okrajová podmínka volná drenáž, která předepisuje, že na tok přes tuto hranici má vliv pouze geodetický potenciál a kapilární síly jsou zanedbány. Pro transport tepla byla hranice definována Dirichletovou okrajovou podmínkou. Celkový simulovaný čas byl 168 hodin.

Stanovení počátečních podmínek

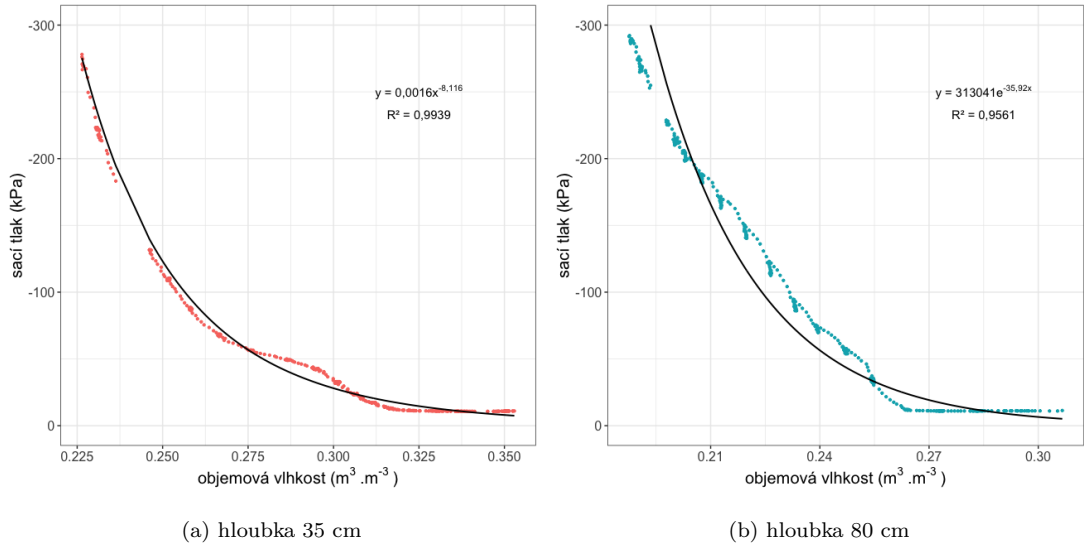
Počáteční podmínky v této úloze vycházely z naměřených hodnot a musely být definovány pro každý interval oblasti zvlášť. Na lokalitě byly používány 2 typy komerčních senzorů - TEROS 11 pro měření objemové vlhkosti principem TDR a senzor MPS-2 od Decagon Devices, Inc., který funguje jako dielektrické tenzometr a slouží pro měření sacích tlaků. Oba typy senzorů jsou opatřeny termistorem pro měření půdní teploty. Sensory byly umístěny v hloubce 35 a 80 cm a odečet hodnot probíhal automaticky každou hodinu.

Na začátku roku 2023 ovšem došlo k poruše senzorů MPS-2, čímž bylo znemožněno získávání hodnot sacích tlaků, které vstupují do DRUtES jako počáteční podmínka pro proudění vody. Přestože naměřené hodnoty objemové vlhkosti nebylo možné použít jako počáteční podmínku, byla měření ze senzorů TEROS 11 využita pro odhad sacích tlaků na základě závislosti těchto dvou veličin. Průběh vlhkosti a sacích tlaků v období, kdy byly oba typy senzorů v provozu je na obrázku 10.



Obrázek 10: Naměřené hodnoty vlhkosti a sacích tlaků v hloubce 35 a 80 cm

Regresní analýza těchto těchto veličin byla provedena pro období po závlaze, která je na obrázku 10 patrná náhlým zvýšením hodnot. Data musela být zbavena chybějících hodnot, které se vyskytovaly v měření MPS-2, a následně byly vytvořeny grafy závislosti. Grafy byly proloženy spojnicí trendů a byla vyjádřena regresní rovnice pro převod vlhkostí na tlaky. Pro hloubku 35 cm byla nejprve použita mocninná regrese, která vykazovala nejlepší koeficient determinace, a to $R^2 = 0.9939$. Pro hloubku 80 cm byla použita regrese exponenciální, u které vycházelo $R^2 = 0.9561$. Lepší hodnota R^2 pro hloubku 80 cm vycházela použitím polynomické funkce, avšak pro žádný stupeň polynomické regrese nebyla nalezena křivka, která by svým tvarem odpovídala pravděpodobnému průběhu hodnot. Výsledné křivky jsou s regresními koeficienty zobrazeny na obrázku 11. Tímto způsobem byly vytvořeny jakési retenční křivky, pomocí kterých byly odhadnuty hodnoty neznámých sacích tlaků podle naměřených objemových vlhkostí.



Obrázek 11: Křivky závislosti sacích tlaků na objemové vlhkosti proložené mocninnou (a) a exponenciální (b) funkcí

Pro získání naměřených dat v podobě použitelné pro stanovení počátečních podmínek a pro následné vyhodnocení přesnosti simulace byla vytvořena funkce v jazyce R. Záznamy z měření senzorů ve formátu JSON byly poskytnuty od *LESPROJEKT-SLUŽBY s.r.o.* (2023). Tento JSON soubor obsahoval velké množství záznamů z různých senzorů. Bylo tedy třeba vyselektovat na základě čísla id pouze relevantní data z TEROS 11 senzorů. Použitím regresních rovnic byly odvozeny sací tlaky. Funkce tedy vrací tabulku, ve které jsou hodnoty objemové vlhkosti a teploty, které byly přímo naměřené a k nim odvozené sací tlaky. Výsledná tabulka dále obsahuje datum a hodinu měření. Do DRUtES pak vstupuje teplota a sací tlak převedený na tlakovou výšku pomocí vztahu:

$$h = \frac{\psi}{\rho g}, \quad (26)$$

kde h [m] je tlaková výška, ψ [Pa] je sací tlak, ρ [kg.m⁻³] je objemová hmotnost vody a g [m.s⁻²] je tíhové zrychlení.

Konfigurace modelu

Konfigurace půdních parametrů nebyla v této práci řešena, neboť model byl na tuto lokalitu již kalibrován viz. Chmeis (2021). V hloubce 35 cm je půda tvořena prachovitou jílovitou hlínou a jsou zde přítomny kořeny. Nasycená hydraulická vodivost měla po kalibraci hodnotu $1.29 \times 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$. Hloubka 80 cm se nachází na přelomu mezi jílovitou a písčitou zemínou, mezi kterými je velký rozdíl v saturovaných hydraulických vodivostech. Písek má po kalibraci vodivost $7.4 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ a jílu $1.71 \times 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$.

Vstupní parametry - bilance energie

Pro vytvoření vstupního souboru *ebalnce.in* byla využita týdenní předpověď počasí získaná z portálu Yr, 2023. Tato data jsou poskytována v JSON formátu a obsahují informace o teplotě, relativní vlhkosti vzduchu, rychlosti větru a výšce srážky. Po uplynutí týdne bylo možné ze stránek argentinské národní meteorologické služby (SMN, 2023) stáhnout data z meteorologického pozorování. Měření jsou prováděna na meteorologické stanici u letiště v San Juan a postrádají informaci o srážkách.

Jelikož na lokalitě není měřena krátkovlnná solární radiace, musela být tato veličina dopočítána. Hodnotu přicházející solární radiace lze pro jakýkoli čas a místo spočítat s přihlédnutím k poloze Slunce na obloze pomocí rovnice (Campbell, 1985):

$$S_t = \max(G_{sc}T_t \sin(e), 0), \quad (27)$$

kde G_{sc} je solární konstanta ($G_{sc} = 1360 \text{ W.m}^{-2}$), T_t [-] je definován jako podíl naměřeného denního globálního slunečního záření S_{tm} [W.m^{-2}] a potenciálního denního extraterestrického záření R_a [W.m^{-2}], což je záření, na které nemá vliv atmosféra a je definováno jako (Allen et al., 1998):

$$R_a = 37.6d_r(\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)), \quad (28)$$

d_r [-] je inverzní relativní vzdálenost mezi Zemí a Sluncem, ω_s [rad] je hodinový úhel západu Slunce, φ [rad] je zeměpisná šířka a δ [rad] je deklinace Slunce. Neznámé veličiny v rovnici jsou definovány následovně (Allen et al., 1998):

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365}J\right), \quad (29)$$

$$\delta = 0.409 \sin\left(\frac{2\pi}{365}J - 1.39\right), \quad (30)$$

$$\omega_s = \arccos(-\tan(\varphi) \tan(\delta)), \quad (31)$$

kde J je den v roce. Poslední veličinou v rovnici 27 je úhel elevace Slunce $\sin(e)$ [rad] definovaný jako (Campbell, 1985):

$$\sin(e) = \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \cos(0.2618)(t - t_0), \quad (32)$$

kde t je uvažovaná hodina a t_0 je čas, kdy nastává pravé poledne.

Analýza citlivosti modelu na vstupní údaje

V poslední části práce byl řešen vliv jednotlivých meteorologických veličin na simulaci. Po dobu 3 týdnů v období od 17. ledna do 6. února 2023 byly stahovány týdenní předpovědi počasí a k nim příslušná pozorování. Data v JSON formátu byla převedena do tabulkové podoby a ke každé hodině záznamu byla dopočítána hodnota krátkovlnného záření dle rovnic výše. Srážky v tomto případě uvažovány nebyly. Pro předpověď i pozorování byly vytvořeny vstupní soubory *ebalnce.in*. Nejprve byly spuštěny simulace s naměřenými hodnotami a s kompletní předpovědí. Následně byl model testován vždy pro jednu meteorologickou veličinu tak, že v pozorovaných datech byla uvažovaná veličina nahrazena hodnotou z předpovědi. Tímto způsobem byl model otestován pro zhodnocení vlivu teploty, relativní vlhkosti a rychlosti větru.

Pro kvantitativní srovnání výsledných simulací byly použity statistické metriky RMSE (Root Mean Square Error) a PBIAS (Percent bias). RMSE vyjadřuje střední hodnotu odchylek predikovaných hodnot od skutečných. Obecně čím nižší

je hodnota RMSE, tím přesnější jsou předpovědi. RMSE je definováno dle vztahu Parchami-Araghi et al. (2013):

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{n}}, \quad (33)$$

kde P_i jsou predikovaná data, O_i data pozorovaná a n je počet pozorování.

PBIAS měří průměrnou tendenci simulovaných dat být větší nebo menší než jejich pozorované protějšky a je vyjádřen jako Moriasi et al. (2007):

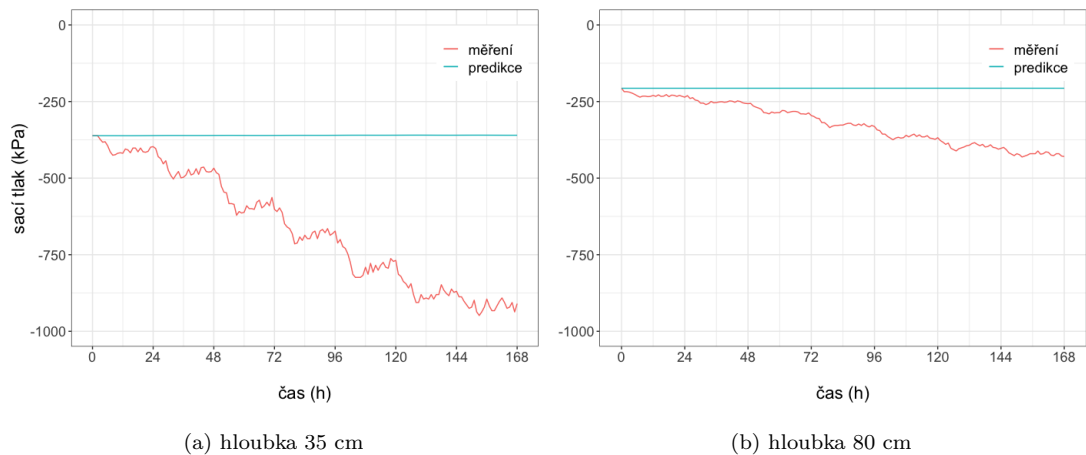
$$PBIAS = 100 \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)}{\sum_{i=1}^n O_i}. \quad (34)$$

4.2.3 Výsledky

Predikce půdní vlhkosti

Po uplynutí týdne od spuštění predikce byly staženy záznamy z TEROS 11 senzorů a byla provedena analýza, při které byly simulované a naměřené hodnoty dosazeny do grafů a porovnány.

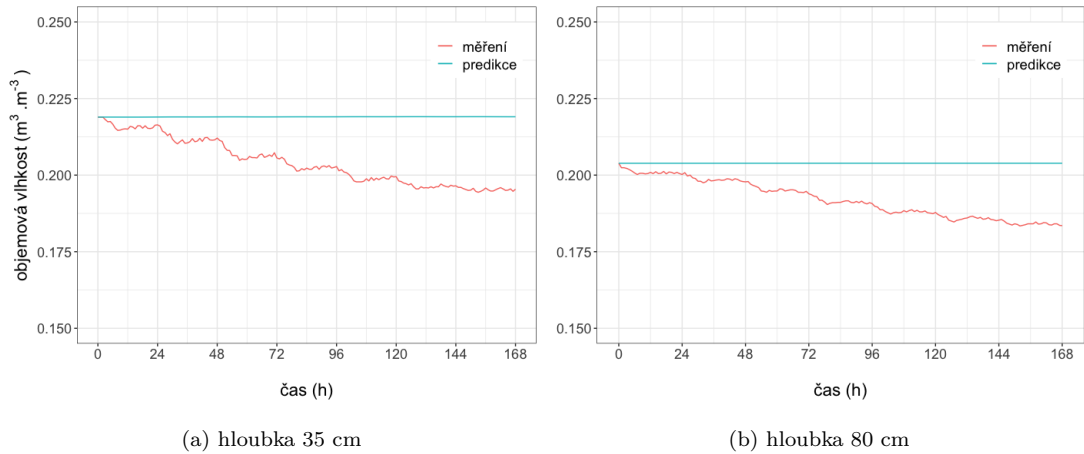
Obrázek 12 ukazuje průběh sacích tlaků. Je patrné, že křivky se vůbec neshodují. Zatímco simulované tlaky byly téměř po celou dobu simulace konstantní, měřené tlaky klesaly velmi rychle, zejména v hloubce 35 cm, kde nabývaly mnohem vyšších absolutních hodnot než v hloubce 80 cm, což se s přihlédnutím ke grafu na obrázku 10b jeví jako nesmysl. Podle tohoto grafu by měly mít tlaky v hloubce 35 cm nižší absolutní hodnotu než v hloubce 80 a dosahovat minimálních hodnot kolem -600 kPa. Je třeba mít na paměti, že hodnoty sacích tlaků nebyly měřeny přímo, ale byly odvozeny z naměřených vlhkostí. Lze tedy konstatovat, že metoda pro převod vlhkostí na tlaky nebyla u hloubky 35 cm zvolena správně.



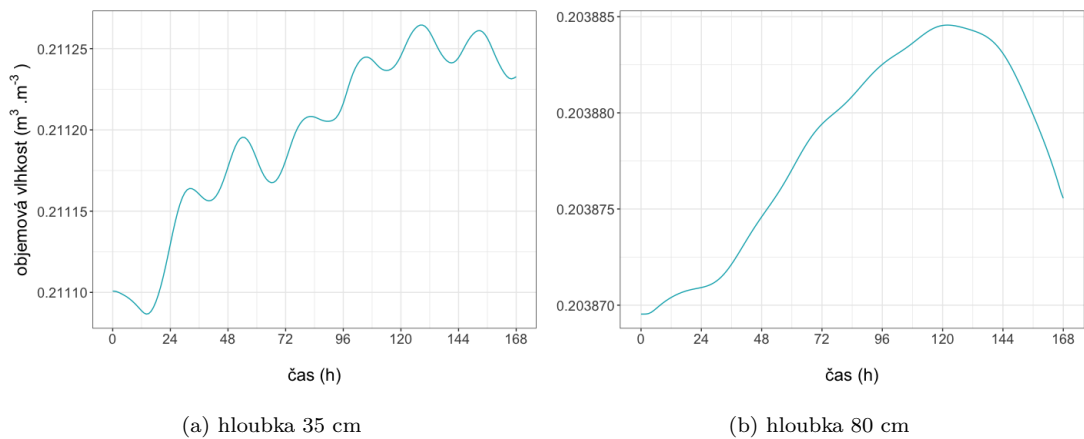
Obrázek 12: Simulované a měřené sací tlaky za období 13.3.2023 - 20.3.2023

Měřené hodnoty objemové vlhkosti, které jsou zobrazeny na obrázku 13 pochází přímo z TEROS 11 záznamu a mají proto větší vypovídací hodnotu o stavu půdní vláhy než sací tlaky. V tomto případě musely být naopak simulované tlaky aproximovány na objemovou vlhkost vyjádřením x z rovnic na obrázku 11. I zde je patrný nadhodnocený a téměř konstantní průběh simulovaných dat. Detail simulované vlhkosti je na obrázku 14, kde je vidět, že se vlhkost velmi lehce zvýšila. Tento jev nastal pravděpodobně v důsledku snížení teploty, což je patrné na obrázku 16, která měla za následek kondenzaci vodní páry. Další možnou příčinou jsou srážky z dat předpovědi počasí.

Z naměřených hodnot zase vyplývá, že celková ztráta vody byla v hloubce 30 cm $0.024 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ a v hloubce 80 cm $0.020 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. Kořeny rostlin dosahují hloubky 50 cm. Nicméně hodnoty sacích tlaků byly v zasažené hloubce v rozsahu, kdy už není voda pro vinou révu snadno dostupná. Lze tedy uvažovat, že odběr vody kořenovou zónou neměl na ztrátu vody vliv.



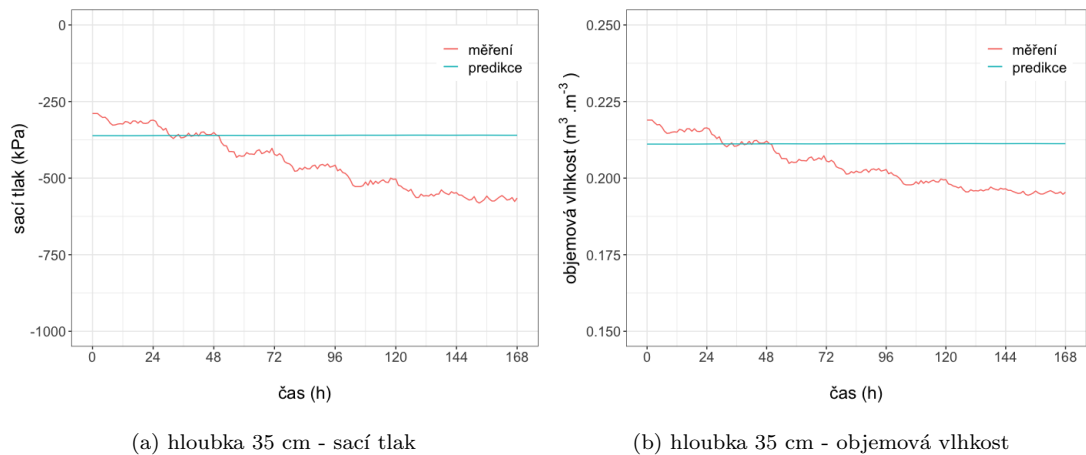
Obrázek 13: Simulované a měřené vlhkosti za období 13.3.2023 - 20.3.2023



Obrázek 14: Detail průběhu simulovaných hodnot

Úprava převodního vztahu

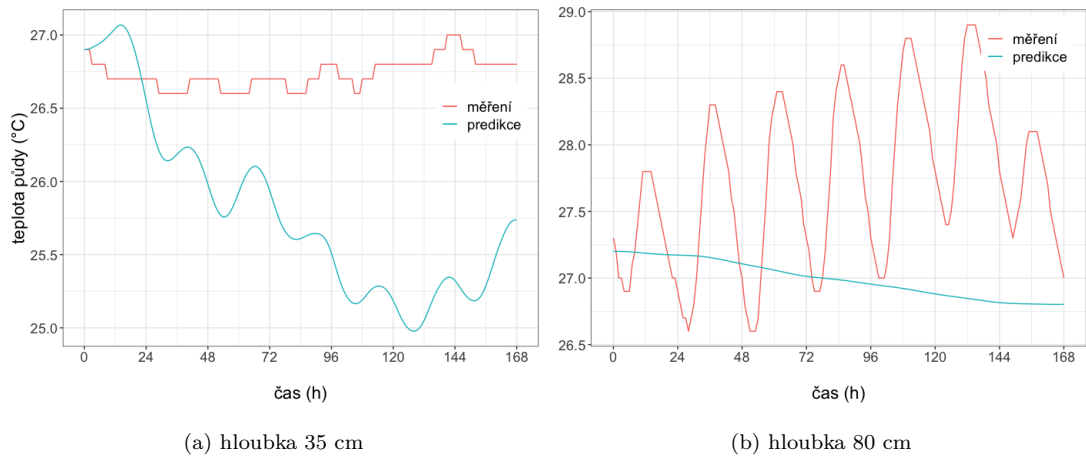
Jelikož hodnoty odvozených sacích tlaků neodpovídaly reálné situaci, musela být metoda aproximace vztahu mezi objemovou vlhkostí a sacím tlakem v hloubce 35 cm přehodnocena. Původně byla použita mocninná funkce, neboť vykazovala nejvyšší hodnotu koeficientu determinace, a to $R^2 = 0.9939$. Při použití funkce exponenciální, která byla použita i u hloubky 80 cm, vycházel koeficient determinace $R^2 = 0.9869$, avšak po aplikaci tohoto převodního vztahu na měřené vlhkosti vycházely již rozumnější hodnoty sacích tlaků, jak je vidět na obrázku 15a. Zpětná aproximace pak byla aplikována i na simulované tlaky pro získání vlhkosti, což způsobilo, že se k sobě křivky lehce přiblížily. Nepřesnost simulace je však stále patrná.



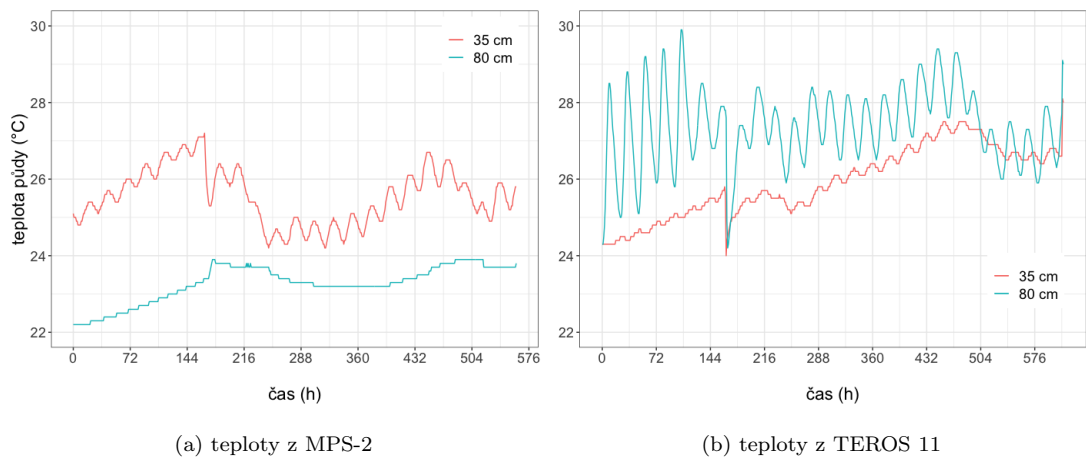
Obrázek 15: Simulované a měřené sací tlaky a vlhkosti v hloubce 35 cm po změně převodního vztahu

Predikce půdní teploty

Průběhy simulovaných a naměřených půdních teplot jsou na obrázku 16. Na první pohled je patrné, že teploty naměřené v hloubce 80 cm měly velmi zvláštní průběh a dosahovaly neobvykle vysokých hodnot. Očekává se, že u větších hloubek budou teploty více ustálené a naopak že v horních vrstvách budou výraznější diurnální změny, jak je vidět na simulovaných teplotách. Jelikož jsou k dispozici měření z prosince 2022, kdy byl senzor MPS-2 ještě v provozu, byly naměřené teploty porovnány s TEROS 11 hodnotami ze stejného období. Průběh těchto teplot je na obrázku 17. Jak je vidět, mezi senzory je velký rozdíl v teplotách v hloubce 80 cm. Pokud je uvažováno, že v hloubce 80 cm nedochází k dennímu kolísání teploty, což dokazují i autoři Pavelka et al. (2007) a Sándor a Fodor (2012), je správnější měření z MSP-2 a teploty z TEROS 11 v hloubce 80 cm nebylo možné použít pro porovnání přesnosti simulace. Chyba byla tím pádem i u počáteční podmínky, od které se průběh simulace odvíjí. Teploty v hloubce 35 cm měly průběh reálnější. Simulované teploty ve stejné hloubce byly téměř po celou dobu simulace, vyjma prvních 24 hodin, podhodnoceny. Maximální rozdíl simulovaných a naměřených hodnot byl 1.8 °C.



Obrázek 16: Simulované a měřené teploty za období 13.3.2023 - 20.3.2023

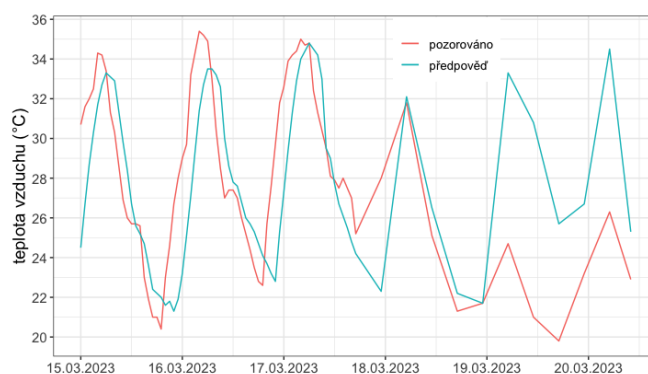


Obrázek 17: Porovnání měření teplot ze dvou typů senzorů z období 3.12.2022 - 27.12.2022

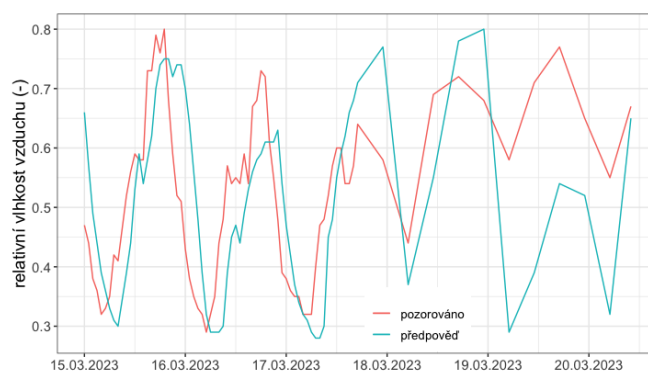
Hodnocení předpovědi počasí za simulované období

Aby bylo možné určit, zda je chyba v predikci na straně konfigurace parametrů modelu, bylo třeba nejprve analyzovat vstupní data, která definují okrajové podmínky. Bilance energie byla počítána z předpovědi počasí, které jsou doprovázeny nejistotami a jejich přesnost nemusí být příliš vysoká. Na obrázku 18 jsou vyobrazeny předpovězené a pozorované údaje o teplotě vzduchu (a), relativní vlhkosti (b) a rychlosti větru (c) za období od 15. do 20. března. Je třeba podotknout, že zatímco v prvních třech dnech byla předpověď hodinová, od 18.3. byly k dispozici předpovědi pro každých 6 hodin. Z grafů je patrné, že předpověď teploty byla v prvních čtyřech dnech lehce podhodnocena, ale jinak relativně přesná. V dalších dnech nebyl správně odhadnut výraznější pokles teploty, který reálně nastal.

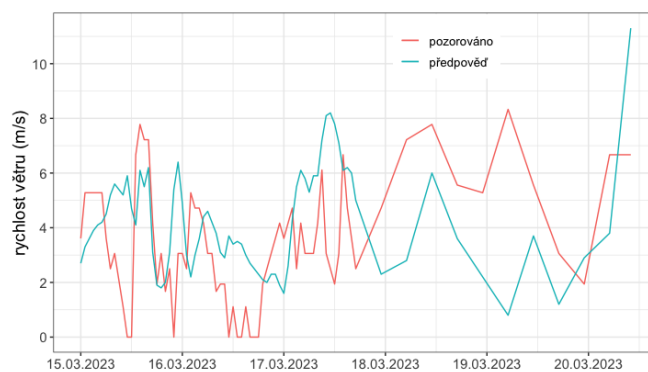
Predikce vlhkosti vzduchu byla také v prvních čtyřech dnech poměrně vysoká, ve zbytku však byla naměřená vyšší vlhkost, než se předpokládalo. Rychlosti větru nemají tak dobrou shodu, avšak je třeba mít na paměti, že predikce jsou prováděny pro širokou oblast a měření probíhají pouze na jedné lokalitě. Rychlost větru je přitom velmi závislá na topografii a dalších faktorech jako je například land use.



(a)



(b)



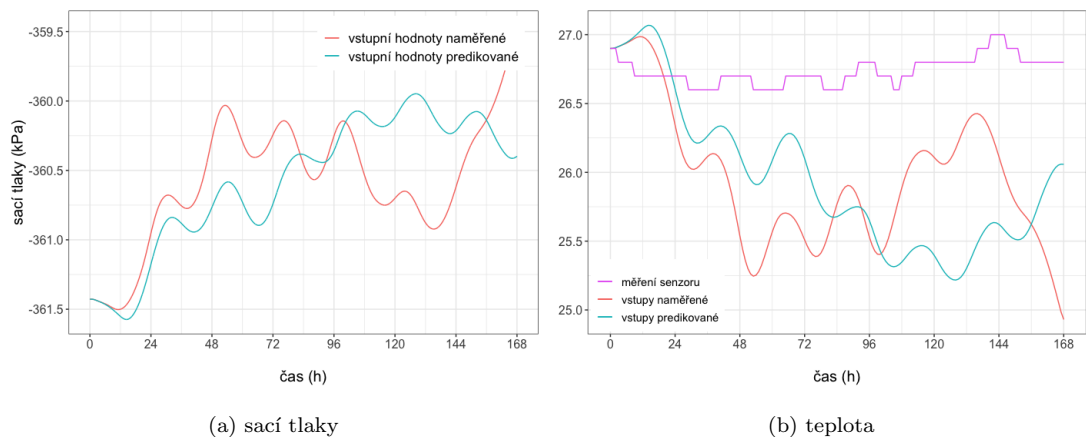
(c)

Obrázek 18: Porovnání předpovědi počasí s meteorologickým pozorováním za simulované období

V dalším kroku byla do souboru *ebalnce.in* nahrána meteorologická pozorování a model byl spuštěn pro reálně naměřená vstupní data. Na obrázku 19 je vidět,

jak se změnil průběhy sacích tlaků a půdní teploty v hloubce 35 cm vlivem změny vstupních údajů. Je zjevné, že rozdíly v meteorologických datech se odráží na výsledcích simulovaných půdních stavů. Nadhodnocená teplota vzduchu a podhodnocená relativní vlhkost měly za následek nižší simulovanou teplotu půdy o necelý 1°C. Rychlost evaporace je silně ovlivněna teplotou a mírou nasycenosti vzduchu. Pokud je teplota vzduchu vysoká a má nízkou relativní vlhkost, dochází k většímu výparu a půda se ochlazuje vlivem latentního ochlazování.

V obou simulacích nejprve došlo ke snížení půdní teploty, což v modelu vyvolalo nárůst sacího tlaku, resp. objemové vlhkosti, vlivem kondenzace vodních par. Zatímco u první simulaci půdní teplota stále klesala, v druhé simulaci došlo po 48 hodinách k ustálení a po 96 hodinách k navýšení půdní teploty, což se dělo v důsledku snížení rychlosti výparu. Zpomalení evaporace je možné odvodit i z naměřených objemových vlhkostí na obrázku 13, kde je vidět snížení rychlosti poklesu vláhy po 96 hodinách. Náhlý nárůst sacích tlaků po zhruba 135 hodinách byl nejspíše způsoben deštěm, který byl v obou simulacích uvažován z předpovědi. Toto tvrzení však nelze potvrdit, neboť chybí informace o skutečně spadlých srážkách.

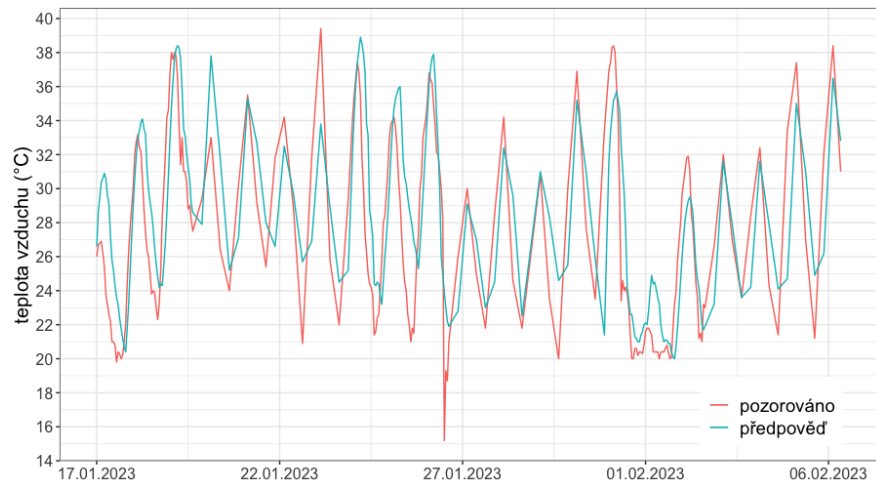


Obrázek 19: Vliv meteorologických vstupů na sací tlaky a půdní teplotu v hloubce 35 cm

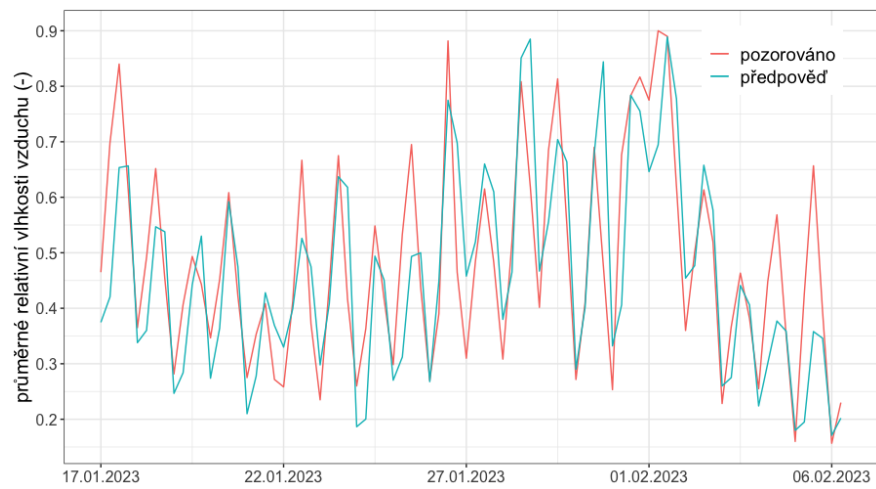
Analýza citlivosti modelu

Na obrázku 20 jsou zobrazena meteorologická pozorování a předpovědi, které byly použity pro analýzu. Data zahrnují tři týdny, přičemž pro první tři dny v každém týdnu byla předpověď hodinová a pro další 4 dny šestihodinová. V grafu 20a jsou jednotlivé dny dobře rozpoznatelné pomocí amplitud. Pozorované teploty byly zobrazeny všechny. Relativní vlhkost a rychlost větru byly průměrovány pro každých 6 hodin.

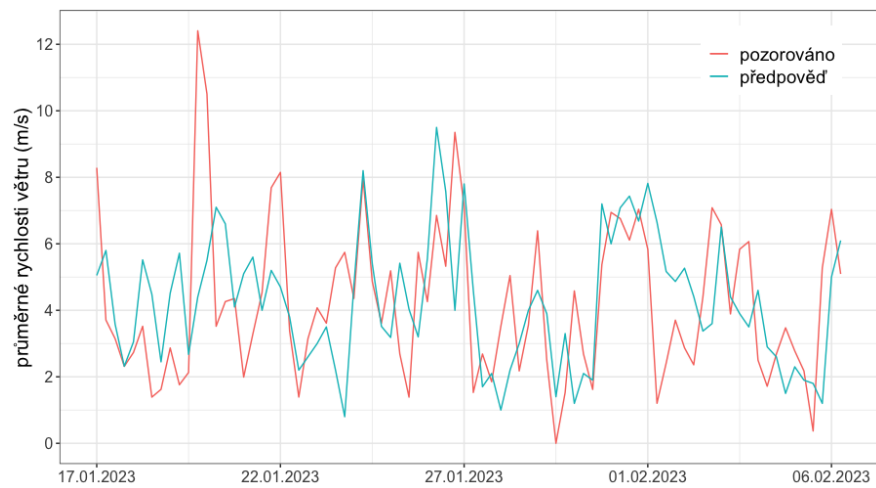
Podle tabulky 5 mají predikované teploty průměrnou odchylku 3.81 °C a z kladné hodnoty PBIAS vyplývá, že jsou v průměru o 3.5 % nadhodnocovány. Predikovaná relativní vlhkost je naopak průměrně o 3.7 % nižší než jsou skutečné hodnoty a průměrná odchylka činí 12 % vlhkosti. Rychlost větru vykazuje vyšší odchylky, a to 2.36 m/s, avšak při nahlédnutí do grafu 20c je možné vidět, že predikovaný průběh celkem dobře kopíruje průběh naměřený. Celkově se dá konstatovat, že předpověď počasí byla za toto období poměrně spolehlivá.



(a)



(b)



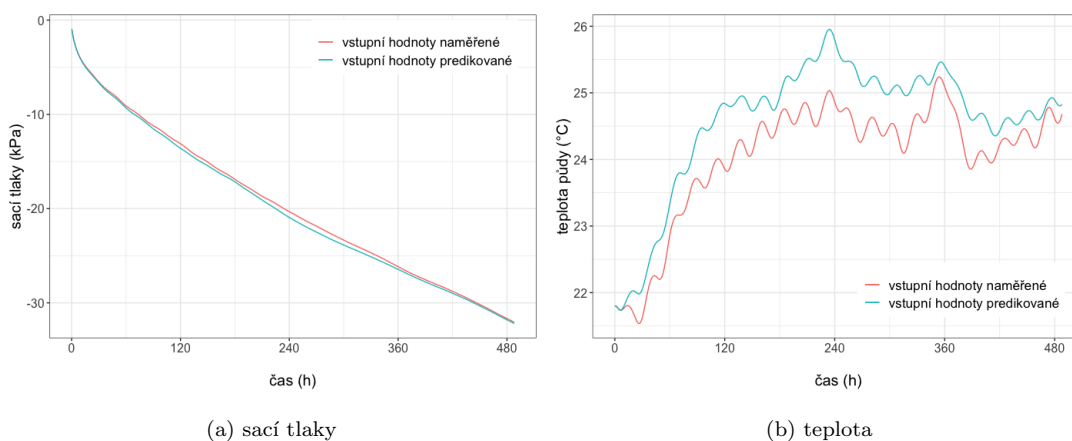
(c)

Obrázek 20: Meteorologická data za období 17.1.2023 - 6.2.2023

metrika	RMSE	PBIAS
teplota	3.61°C	3.5 %
vlhkost	0.12 (-)	-3.7 %
rychlost větru	2.36 m/s	0.5 %

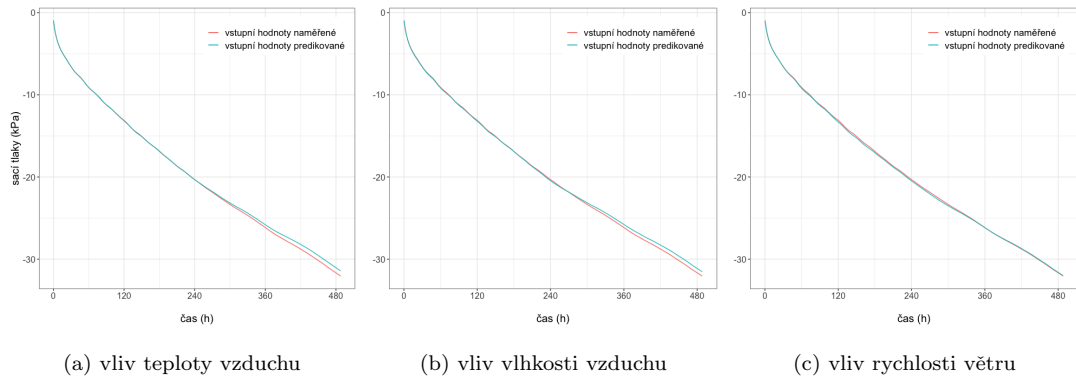
Tabulka 5: Meteorologická data - metriky

Výsledky prvních dvou simulací (první simulace byla s naměřenými vstupy a druhá s predikovanými) jsou na obrázku 21. Je zjevné, že nepřesnosti v předpovědi počasí neměly na sací tlak v hloubce 35 cm téměř žádný vliv. U půdní teploty jsou již odchylky patrné.



Obrázek 21: Vliv meteorologických vstupů na sací tlak a půdní teplotu v hloubce 35 cm

Vliv jednotlivých meteorologických veličin je pro sací tlak na obrázku 22 a příslušné metriky jsou v tabulce 6. Teplota a vlhkost vzduchu měly na sací tlak podobně velký vliv. Při nadhodnocené teplotě a podhodnocené vlhkosti byly sací tlak průměrně o 0.7 a 0.9 % nižší než hodnoty pozorované (pozn. nejedná se o hodnoty skutečně pozorované, nýbrž o hodnoty simulované, jejichž vstupem byly pozorované hodnoty). Vliv rychlosti větru je v této hloubce zcela zanedbatelný.

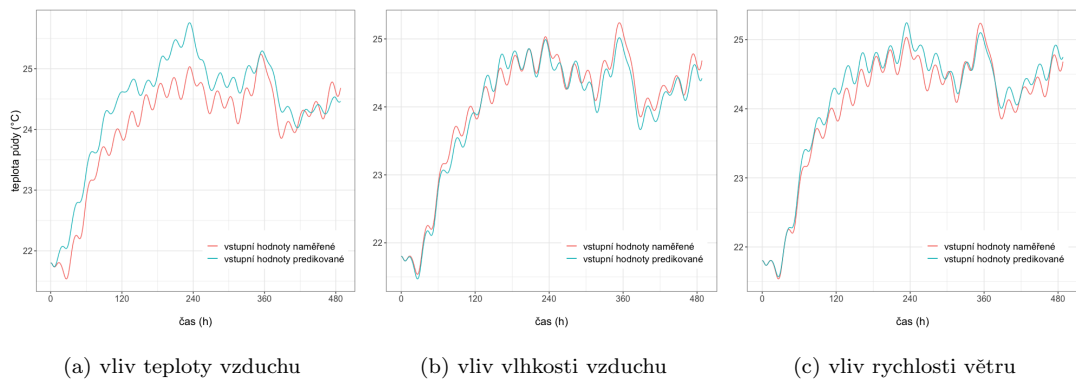


Obrázek 22: Citlivostí analýza pro sacích tlaků v hloubce 35 cm

vliv	teploty vzduchu	vlhkosti vzduchu	rychlosti větru
RMSE (kPa)	0.03	0.03	0.01
PBIAS (%)	-0.9	-0.7	0.4

Tabulka 6: Sací tlak - metriky

U půdních teplot je možné jednotlivé vlivy i dobře pozorovat, jak je patrné z obrázku 23. Hodnoty metrik jsou v tabulce 7. Jak by se dalo očekávat, největší vliv na půdní teplotu má teplota vzduchu. Nadhodnocení atmosférických teplot způsobilo v průměru nadhodnocení půdních teplot o 1,4 %. Podobně je pozorovatelná přímá závislost na vlhkosti vzduchu. Nižší předpovězená vlhkost vzduchu vedla k podhodnocení půdních teplot, což byl nejspíše výsledek simulovaného výparu. Rychlost větru měla také vliv, avšak tady byla závislost nepřímá. V předpovědi byly rychlosti spíše podhodnoceny, kdežto teploty vycházely v této simulaci průměrně o 0.5 % vyšší. To je dost pravděpodobně rovněž výsledek evaporace, neboť se zvyšující se rychlostí větru stoupá i rychlost výparu.



Obrázek 23: Citlivostí analýza pro půdní teplotu v hloubce 35 cm

vliv	teploty vzduchu	vlhkosti vzduchu	rychlosti větru
RMSE (°C)	0.43	0.15	0.17
PBIAS (%)	1.4	-0.3	0.5

Tabulka 7: Půdní teplota - metriky

5 Diskuze

5.1 Model květináč

Výsledky z modelu květináče není možné nijak ověřit. Na lokalitě sice probíhá monitoring půdní vlhkosti pomocí TDR čidla, naměřené hodnoty ovšem není možné srovnávat s výstupy z modelu, neboť TDR čidlo nebylo kalibrováno na použité zeminu a poskytuje pouze orientační informace o průběhu půdní vláh. Nicméně vlhkost bude v květináči po celou dobu víceméně konstantní, závisí pouze na dodávání vody do závlahové vany.

Teplota na povrchu květináče dosahovala v simulaci poměrně vysokých hodnot, a to kolem 43 °C. Tato hodnota ovšem není nereálná. Teplota povrchu může v aridních oblastech dosahovat i hodnot kolem 50 °C, což dokazují např. autoři Heusinkveld et al. (2004). Významným činitelem byla v této úloze krátkovlnná solární radiace, která představuje kladnou složku v energetické bilanci. Tato veličina měla po celou dobu svitu žárovek konstantní hodnotu rovnou 470 W.m⁻².

Vizualizace výsledků pomocí generátoru sítě končených prvků dává dobrou představu o prostorovém a časovém rozložení půdní vláh a teploty. Zavedením další dimenze do simulace získává model reálnější rozměr. Přesnost prostorového rozložení vláh a teploty lze upravovat mírou diskretizace spojité oblasti. Čím je síť jemnější, tím přesnější budou výsledné vizualizace. Více prvků v síti ovšem znamená i větší náročnost na processing, proto je třeba volit hustotu sítě s ohledem na velikost a heterogenitu zkoumané oblasti.

5.2 San Juan

Výsledky predikce půdní teploty a vlhkosti na lokalitě San Juan nejsou příliš uspokojivé. Je ale třeba mít na paměti, že každé modelování doprovází řada nejistot, ať už jsou to vstupní údaje, parametry modelu či model samotný. Numerické modelování hydrodynamických a termodynamických procesů je v tomto ohledu velmi komplexní. Vzhledem k vysokému množství parametrů, které do modelu vstupují vzniká i větší prostor pro chyby a nejistoty.

5.2.1 Nejistoty ve vstupních datech

Vstupní údaje definují v modelu počáteční a okrajové podmínky. Okrajová podmínka na hranici s atmosférou je vyjádřena řešením rovnice bilance energie. K tomuto účelu jsou zapotřebí meteorologická data. K predikci půdní teploty a vlhkosti byla využita předpověď počasí, která má své vlastní nejistoty. Nicméně předpovědi norského počasí jsou velmi přesné, což se ukázalo při hodnocení třítydenních dat. V týdnu, pro který se dělala predikce půdních stavů, tedy od 13. do 20. března, byla přesnost předpovědi trochu nižší, což mělo relativně velký vliv na simulovanou půdní teplotu v hloubce 35 cm, avšak zanedbatelný vliv na půdní vlhkost. Dá se konstatovat, že nepřesnost předpovědi počasí se na výsledku predikce odráží, ale rozhodně to není příčinou nepřesné predikce průběhu půdní vlhkosti. Samozřejmě závisí i na tom, pro jaký časový výhled je predikce dělána.

Přestože je průměrná roční výška srážky na lokalitě velmi nízká, jejich výskyt není možné z dat pozorovaného počasí ověřit, což zavádí do modelu další nejistotu. Norské počasí Yr (2023) má tendenci srážky nadhodnocovat, což může mít velmi zásadní vliv na modelování ztráty vody, která může být v důsledku této nepřesnosti podhodnocená.

Počáteční podmínka pro proudění vody vycházela z hodnot sacích tlaků, které byly odvozeny z měření objemových vlhkostí senzorem TEROS 11. Pro převod těchto hodnot byla vytvořena retenční křivka pro obě pozorované hloubky z období, kdy byla ještě v provozu čidla MPS-2, která měřila půdní potenciál. Přesnost těchto převodů je však sporná. Křivky byly dělány pro určitý rozsah hodnot

vlhkostí a přestože byl koeficient determinace u obou křivek vysoký, jejich přesnost se výrazně snižuje v moment, kdy je třeba převádět hodnoty mimo tento rozsah. Právě tomu tak bylo v úloze predikce. Jiné záznamy z měření senzorem MPS-2 k dispozici nebyly. Zařízení se porouchalo už dříve, a to v létě 2022. V prosinci bylo znovu zprovozněno, avšak po měsíci bylo opět vyřazeno. K dispozici byly tedy pouze měsíční měření.

5.2.2 Nejistoty parametrizace modelu

V diplomové práci autorky Chmeis (2021) byla pro vinici řešena kalibrace půdních charakteristik. Parametry pro definici tvaru retenční křivky a saturované hydraulické vodivosti pro jednotlivé vrstvy půdního profilu byly odvozeny v programu *Rosetta* na základě odhadu půdního složení. Žádný půdní rozbor, který by ověřil správnost zadaných půdních charakteristik, proveden nebyl. Termické parametry půdy byly převzaty z publikace od autorů Kodešová et al. (2013). Byly uskutečněny dvě simulace, jejichž cílem bylo nalezení optimálních hodnot hydraulických i termických charakteristik. Po nalezení vhodných parametrů byl model otestován na nové sadě vstupních dat. Výsledná přesnost simulace půdní teploty i sacích tlaků byla po kalibraci velmi dobrá. Nicméně nyní, po zhodnocení předpovědi počasí, je evidentní, že největší chyba v predikci půdní vlhkosti musela být na straně hydraulických parametru. Po dvou letech od kalibrace mohlo dojít ke změnám ve struktuře půdy a obsahu organické hmoty. Bylo by proto vhodné provést rekalibraci hydraulických parametrů.

Další nejistotu představuje odběr vody kořenovou zónou. Jedná se o proces, který zahrnuje komplexní interakce mezi rostlinou a půdou a v modelech je často velmi zjednodušován. V tomto případě je tento parametr vyjádřen hodnotou, která se mění pouze v závislosti na sacím tlaku, tedy podle toho, jak je voda pro rostlinu dostupná. V reálné situaci množství odběru vody kořenovou zónou kolísá během dne i napříč vegetačním obdobím. Tato skutečnost by mohla být v modelu zohledněna např. uvažováním nulového odběru v noci.

5.2.3 Nejistoty měřených veličin

Aby bylo možné posoudit přesnost simulace, je nutné výsledky porovnat s hodnotami naměřenými. Na lokalitě byly monitorovány pouze objemové vlhkosti, avšak výsledkem simulace byly sací tlaky. Porovnat průběhy naměřené a simulované bylo možné pouze prostřednictvím vytvořené retenční křivky, která, jak již bylo zmíněno, je přesná jenom pro rozsah hodnot, pro který byla konstruována. Spolehlivějšího převodního vztahu by mohlo být dosaženo, kdyby byly naměřené hodnoty, které jsou na obrázku 11, proloženy funkcí dle van Genuchtena.

Při analýze předpovědi počasí je zase třeba mít na paměti, že meteorologická pozorování neprobíhají přímo na lokalitě, nýbrž u letišti v San Juan. Naměřené hodnoty meteorologických veličin tedy nemusí mít dobrou vypovídající hodnotu o stavu na vinici, zejména v případě rychlosti větru. Určitě by bylo vhodné pořídit na experimentální vinici vlastní meteostanici, aby bylo možné určit, jak moc spolehlivá je předpověď počasí pro tuto lokalitu.

6 Závěr

Hlavním cílem této práce bylo vyhodnocení predikce půdní vlhkosti a teploty na vinici v San Juan. Výsledný průběh simulovaných vlhkostí moc neodpovídal průběhu vlhkostí naměřených. Zatímco predikované hodnoty měly téměř konstantní průběh a dokonce se trochu zvyšovaly, naměřené vlhkosti postupně klesaly. Je ovšem nutné podotknout, že celková naměřená ztráta vody byla pouze $0.02 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. TEROS senzor má přitom přesnost $\pm 0.03 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ pro nekalibrované půdy. Pokud je uvažováno, že TEROS měří přesně, pak buď chyba predikce vysvětlena zastaralou kalibrací půdních hydraulických parametrů. Pro další práci s modelem na lokalitě by bylo vhodné provést recalibraci, avšak prioritou by měla být oprava senzorů MPS-2, aby mohly být prováděny kontroly simulovaných sacích tlaků. Lehká nepřesnost v předpovědi počasí způsobila mírnou chybu v predikci půdní teploty. Na půdní vlhkost ovšem neměla téměř žádný vliv. Pokud by měl být model v budoucnu používán pro předpověď vlhkosti za účelem plánování závlah, může být předpověď počasí užitečným zdrojem dat pro výpočet energetické bilance.

Simulace hydrodynamický a termodynamických procesů, které probíhají v půdním prostředí, není jednoduchý úkol. Velké množství konstitučních vztahů v modelu umožňuje vytvářet simulace, které jsou hodně precizní a dobře popisují reálný stav, avšak zároveň přináší do modelu hodně nejistot.

7 Seznam použitých zdrojů a literatury

- Allen R., Pereira L. a Smith M., 1998. „FAO Irrigation and drainage paper No. 56“. In: *Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations* 56, s. 26–40.
- Berard R. G. a Thurtell G. W., 1990. „Soil temperature measurements“. In: *Remote Sensing Reviews* 5.1, s. 293–299.
- Bittelli M., 2010. „Measuring Soil Water Potential for Water Management in Agriculture: A Review“. en. In: *Sustainability* 2.5, s. 1226–1251.
- Bittelli M., 2011. „Measuring Soil Water Content: A Review“. en. In: *HortTechnology* 21.3, s. 293–300.
- Bátková K., Matula S. a Miháliková M., 2013. *Multimediální učebnice hydrope-
dologických terénních měření. 2. doplněné vydání*. Praha: Česká zemědělská
univerzita v Praze. URL: <http://hydropedologie.agrobiologie.cz> (cit.
20.02.2023).
- Cahill A. T. a Parlange M. B., 1998. „On water vapor transport in field soils“. en.
In: *Water Resources Research* 34.4, s. 731–739.
- Campbell G. S., 1985. *Soil physics with BASIC: transport models for soil-plant
systems*. en. Developments in soil science 14. Amsterdam ; New York: Elsevier.
- Cary J. W., 1966. „Soil Moisture Transport Due to Thermal Gradients: Practical
Aspects“. en. In: *Soil Science Society of America Journal* 30.4, s. 428–433.
- Chmeis A., 2021. „Prediction System for Soil Water Pressure Head“. en. Diploma
thesis. Prague: Czech University of Life Sciences.
- Chung S.-O. a Horton R., 1987. „Soil heat and water flow with a partial surface
mulch“. en. In: *Water Resources Research* 23.12, s. 2175–2186.
- Comegna A., Severino G. a Coppola A., 2022. „A review of new TDR appli-
cations for measuring non-aqueous phase liquids (NAPLs) in soils“. en. In:
Environmental Advances 9, s. 100296.
- Coppola A., Dragonetti G., Comegna A., Lamaddalena N., Caushi B., Haikal M.
a Basile A., 2013. „Measuring and modeling water content in stony soils“. en.
In: *Soil and Tillage Research* 128, s. 9–22.

- Coppola A., Chaali N., Dragonetti G., Lamaddalena N. a Comegna A., 2015. „Root uptake under non-uniform root-zone salinity“. en. In: *Ecohydrology* 8.7, s. 1363–1379.
- De Vries D. A., 1958. „Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media“. In: *Transactions, American Geophysical Union* 39.5, s. 909.
- Decagon Devices I., 2017. *MPS-2 & MPS-6 Dielectric Water Potential Sensors Operator's Manual*. Pullman WA: Decagon Devices, Inc.
- Dobriyal P., Qureshi A., Badola R. a Hussain S. A., 2012. „A review of the methods available for estimating soil moisture and its implications for water resource management“. In: *Journal of Hydrology* 458-459, s. 110–117.
- Dussaillant-Jones A., Cozzetto K., Brander K. a Potter K., 2003. „Green-Ampt model of a rain garden and comparison to Richards equation model“. In: 6, s. 891–900.
- Er-Raki S., Ezzahar J., Merlin O., Amazirh A., Hssaine B. A., Kharrou M. H., Khabba S. a Chehbouni A., 2021. „Performance of the HYDRUS-1D model for water balance components assessment of irrigated winter wheat under different water managements in semi-arid region of Morocco“. In: *Agricultural Water Management* 244, s. 106546.
- Evelt S., 2008. „Gravimetric and volumetric direct measurements of soil water content“. In: *Field estimation of soil water content: A practical guide to methods, instrumentation and sensor technology*. Vienna: International Atomic Energy Agency. Kap. 2, s. 23–37.
- Fayer M. J., 2000. *UNSAT-H Version 3.0: Unsaturated Soil Water and Heat Flow Model Theory, User Manual, and Examples*. en. Richland, WA: Pacific Northwest National Lab.
- Feddes R. A., Kowalik P., Kolinska-Malinka K. a Zaradny H., 1976. „Simulation of field water uptake by plants using a soil water dependent root extraction function“. en. In: *Journal of Hydrology* 31.1, s. 13–26.
- Gardner W. H., 1986. „Water Content“. In: *Methods of Soil Analysis*. Ed. A. Klute. John Wiley & Sons, Ltd. Kap. 21, s. 493–544.

- Geuzaine C. a Remacle J.-F., 2022. *GMSH – A three-dimensional finite element mesh generator with built-in pre- and post-processing facilities*. URL: <http://gmsh.info/>.
- Heusinkveld B., Jacobs A., Holtslag A. a Berkowicz S., 2004. „Surface energy balance closure in an arid region: role of soil heat flux“. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 122.1, s. 21–37.
- Hubbert M. K., 1956. „Darcy’s Law and the Field Equations of the Flow of Underground Fluids“. In: *Transactions of the AIME* 207.01, s. 222–239.
- Karandish F. a Šimůnek J., 2016. „A comparison of numerical and machine-learning modeling of soil water content with limited input data“. en. In: *Journal of Hydrology* 543, s. 892–909.
- Kodešová R., Vlasakova M., Fer M., Tepla D., Jakšík O., Neuberger P. a Adamovský R., 2013. „Thermal properties of representative soils of the Czech Republic“. In: *Soil and Water Research* 8.4, s. 141–150.
- Kuráž M., 2020. „Technical documentation for evaporation module of DRU_tES software package“. In: „*nepublikováno*“.
- Kuráž M. a Blöecher J., 2017. *Hydrodynamics in porous medium, CULS lecture notes*.
- Kuráž M., Mayer P. a Blöecher J., 2008. *DRU_tES – an opensource library for solving coupled nonlinear convection-diffusion-reaction equations*. URL: <http://www.drutes.org>.
- LESPROJEKT-SLUŽBY s.r.o. 2023. URL: <https://www.lesprojekt.cz/> (cit. 20. 03. 2023).
- Livingston N. a Topp G., 2008. „Soil wate potential“. In: *Soil sampling and methods of analysis*. Ed. Martin R. Carter a E. G. Gregorich. 2nd ed. Boca Raton, FL: Canadian Society of Soil Science ; CRC Press. Kap. 71, s. 963–979.
- METER Group I., 2023. *TEROS 11-12 Manual*. Pullman WA: METER Group, Inc.
- Moriasi D. N., Arnold J. G., Van Liew M. W., Bingner R. L., Harmel R. D. a Veith T. L., 2007. „Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulations“. en. In: *Transactions of the ASABE* 50.3, s. 885–900.

- Mualem Y., 1976. „A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media“. In: *Water Resources Research* 12.3, s. 513–522.
- Nassar I. N. a Horton R., 1992. „Simultaneous Transfer of Heat, Water, and Solute in Porous Media: I. Theoretical Development“. en. In: *Soil Science Society of America Journal* 56.5, s. 1350–1356.
- Nimmo J. R. a Miller E. E., 1986. „The Temperature Dependence of Isothermal Moisture vs. Potential Characteristics of Soils“. en. In: *Soil Science Society of America Journal* 50.5, s. 1105–1113.
- Noborio K., McInnes K. J. a Heilman J. L., 1996. „Two-Dimensional Model for Water, Heat, and Solute Transport in Furrow-Irrigated Soil: II. Field Evaluation“. en. In: *Soil Science Society of America Journal* 60.4, s. 1010–1021.
- Panigrahi B a Panda S. N., 2003. „Field test of a soil water balance simulation model“. In: *Agricultural Water Management* 58.3, s. 223–240.
- Parchami-Araghi F., Mirlatifi S. M., Ghorbani Dashtaki S. a Mahdian M. H., 2013. „Point estimation of soil water infiltration process using Artificial Neural Networks for some calcareous soils“. In: *Journal of Hydrology* 481, s. 35–47.
- Pavelka M., Acosta M., Marek M. V., Kutsch W. a Janous D., 2007. „Dependence of the Q10 values on the depth of the soil temperature measuring point“. In: *Plant and Soil* 292.1, s. 171–179.
- Philip J. a De Vries D., 1957. „Moisture movement in porous materials under temperature gradients“. In: *Eos, Transactions American Geophysical Union* 38.2, s. 222–232.
- Saito H., Šimůnek J. a Mohanty B. P., 2006. „Numerical analysis of coupled water, vapor, and heat transport in the vadose zone“. In: *Vadose Zone Journal* 5.2, s. 784–800.
- Sakai M., Jones S. B. a Tuller M., 2011. „Numerical evaluation of subsurface soil water evaporation derived from sensible heat balance“. In: *Water Resources Research* 47.2.
- Salmuni G. S. d., Velasco I., Fresina M. a Flores A. L., 2007. „Irrigated area determination: a case study in the Province of San Juan, Argentina“. en. In: *GeoJournal* 70.4, s. 273–279.

- Sándor R. a Fodor N., 2012. „Simulation of Soil Temperature Dynamics with Models Using Different Concepts“. en. In: *The Scientific World Journal* 2012, s. 1–8.
- Skierucha W., Wilczek A., Szyplowska A., Sławiński C. a Lamorski K., 2012. „A TDR-Based Soil Moisture Monitoring System with Simultaneous Measurement of Soil Temperature and Electrical Conductivity“. en. In: *Sensors* 12.10. Number: 10 Publisher: Molecular Diversity Preservation International, s. 13545–13566.
- SMN, 2023. *Servicio Meteorológico Nacional Argentina*. URL: <https://www.smn.gob.ar/> (cit. 20.03.2023).
- Taylor S. A. a Jackson R. D., 1986. „Temperature“. In: John Wiley & Sons, Ltd. Kap. 37, s. 927–940.
- Togneri R., Santos D. Felipe dos, Camponogara G., Nagano H., Custódio G., Prati R., Fernandes S. a Kamienski C., 2022. „Soil moisture forecast for smart irrigation: The primetime for machine learning“. In: *Expert Systems with Applications* 207, s. 117653.
- Topp G., Parkin G. a Ferré P., 2008. „Soil water content“. In: *Soil sampling and methods of analysis*. Ed. Martin R. Carter a E. G. Gregorich. 2nd ed. Boca Raton, FL: Canadian Society of Soil Science, CRC Press. Kap. 70, s. 939–961.
- Ursulino B. S., Montenegro S. M. G. L., Paiva A. C., Hugo V. R. C., Araújo D. C. d. S., Gusmão A. C. V., Neto S. M. d. S., Lassabatere L. a Angulo-Jaramillo R., 2019. „Modelling Soil Water Dynamics from Soil Hydraulic Parameters Estimated by an Alternative Method in a Tropical Experimental Basin“. en. In: *Water* 11.5, s. 1007.
- Van Genuchten M. T., 1980. „A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils“. en. In: *Soil Science Society of America Journal* 44.5, s. 892–898.
- Wang L., Ning S., Chen X., Li Y., Guo W. a Ben-Gal A., 2021. „Modeling tomato root water uptake influenced by soil salinity under drip irrigation with an inverse method“. In: *Agricultural Water Management* 255, s. 106975.

Young M. H. a Sisson J. B., 2002. „Tensiometry“. In: *Methods of Soil Analysis*.
Ed. J.H Dane a G.C. Topp. Madison, WI: Soil Science Society of America.
Kap. 3.2.2, s. 575–608.

Yr, 2023. *Yr.no*. URL: <https://www.yr.no/nb> (cit. 13.03.2023).

Seznam obrázků

1	Definice redukční funkce $\alpha(h)$ (Kuráž, 2020)	22
2	Schéma květináče	26
3	Průběh teploty vzduchu, solární radiace a vlhkosti vzduchu v pěstebním stanu	27
4	Časová závislost obsahu vody a vodní páry v květináči ve třech pozorovacích bodech	29
5	Rozložení vlhkosti v čase 2 a 10 hodin od počátku simulace	30
6	Rozložení obsahu vodních par v čase 2 a 10 hodin od počátku simulace	30
7	Průběh teplot v květináče ve třech pozorovacích bodech	31
8	Rozložení teplot v čase 2 a 10 hodin od počátku simulace	32
9	Rozložení teplot v čase 24 a 37 hodin od počátku simulace	32
10	Naměřené hodnoty vlhkosti a sacích tlaků v hloubce 35 a 80 cm .	35
11	Křivky závislosti sacích tlaků na objemové vlhkosti proložené moc- ninnou (a) a exponenciální (b) funkcí	36
12	Simulované a měřené sací tlaky za období 13.3.2023 - 20.3.2023 . .	40
13	Simulované a měřené vlhkosti za období 13.3.2023 - 20.3.2023 . .	41
14	Detail průběhu simulovaných hodnot	41
15	Simulované a měřené sací tlaky a vlhkosti v hloubce 35 cm po změně převodního vztahu	42
16	Simulované a měřené teploty za období 13.3.2023 - 20.3.2023 . . .	43

17	Porovnání měření teplot ze dvou typů senzorů z období 3.12.2022 - 27.12.2022	43
18	Porovnání předpovědi počasí s meteorologickým pozorováním za simulované období	44
19	Vliv meteorologických vstupů na sací tlaky a půdní teplotu v hloubce 35 cm	45
20	Meteorologická data za období 17.1.2023 - 6.2.2023	47
21	Vliv meteorologických vstupů na sací tlaky a půdní teplotu v hloubce 35 cm	48
22	Citlivostí analýza pro sacích tlaků v hloubce 35 cm	49
23	Citlivostí analýza pro půdní teplotu v hloubce 35 cm	49

Seznam tabulek

1	Empirické parametry pro tepelnou vodivost	21
2	Květináč - půdní hydraulické charakteristiky	28
3	Květináč - půdní termické charakteristiky	28
4	Květináč - parametry pro výpočet ztráty odběrem kořenovou zónou	28
5	Meteorologická data - metriky	48
6	Sací tlak - metriky	49
7	Půdní teplota - metriky	50