

VPLYV PORASTOV POĽNÝCH PLODÍN NA SEZÓNNU DYNAMIKU PÔDNEJ VLNKOSTI

František Matejka
Tatjana Hurtalová
Jaroslav Rožnovský

Summary:

Seasonal changes in the soil water content in the root zone of the maize stand growing at the experimental field at Žabčice (49° 01' N, 16° 37' E, 179 m a. s. l.) were simulated during the growing period of 2000 by means of a mathematical model which balanced precipitation, water uptake by roots and soil evaporation from the soil layer with depth 0 – 60 cm. Results of model simulations were compared with measurements of soil water content carried out by drying and weighing of soil samples. Compared data sets are closely related and the standard deviation of differences between measured and simulated values is comparable with experimental data error. It followed from analysis of the governing model equations that the water uptake by roots is strongly affected by the root-shoot ratio. The results of model simulation indicated that the rise of the root-shoot ratio had as a result an increase in the rate of the soil water uptake and faster drying of the soil. It was found out that the seasonal reduction of the soil water content in the root zone beneath the stand with high root-shoot ratio was greater in comparison with situation below stands with lower root-shoot ratio growing under the same environmental conditions. The influence of plant characteristics on soil water content in the root zone has been manifested very intensively when plants suffered by water stress. On the other hand, when canopies are well supplied with soil water, the evapotranspiration is governed by atmospheric factors and plants have only a small effect on the soil water content in the root zone.

Key words: soil water content, maize stand, evapotranspiration, mathematical model.

Úvod

Obsah vody v povrchových vrstvách pôdy významným spôsobom ovplyvňuje nielen vodnú bilanciu pôdy a vodný režim rastlinných porastov, ale aj časovú variabilitu tlaku, teploty a vlhkosti vzduchu v hraničnej vrstve atmosféry (Rind, 1982; Delworth a Manabe, 1988). Zmeny pôdnej vlhkosti, najmä jej veľkoplošné anomálie, môžu mať za následok tiež výskyt klimaticky extrémnych javov, a to aj vo väčšom priestorovom meradle (Namias, 1963; Rowntree a Bolton, 1983; Walker a Rowntree, 1977). Vzhľadom na tieto súvislosti môže byť pôdna vlhkosť interpretovaná aj ako určitá bioklimatologická charakteristika, prostredníctvom ktorej sa realizujú viaceré interakcie medzi vegetáciou a jej pôdnym a atmosférickým prostredím. Z fyziologického, hydrologického a meteorologického hľadiska je teda potrebné získať čo najviac poznatkov o dynamike pôdnej vlhkosti

a tiež aj o príčinách jej časovej a priestorovej variability.

Vlhkosť pôdy v nenasýtenej zóne pôdneho profilu sa vyznačuje veľkou priestorovou variabilitou a vykazuje tiež značné sezónne zmeny (Baranowski a kol., 1994; Bednarek a kol., 2000; Walczak a Usowicz, 1994). Okrem iných faktorov prispievajú k tejto variabilite významným spôsobom aj samotné porasty. V tejto súvislosti sa napríklad zistilo, že vlhkosť pôdy pod hustým a zapojeným porastom pšenice bola v porovnanom období nižšia než vlhkosť pôdy pod riedkym porastom zemiakov na susednom poli (Usowicz a kol., 1996). Podobných príkladov možno nájsť v odbornej literatúre mnoho, no vo väčšine prípadov ide o kvantitatívne formulované zistenia, ktoré nedokážu identifikovať konkrétne biometrické charakteristiky, majúce najväčší význam pre dynamiku pôdnej vlhkosti v koreňovej zóne. Práce tohto typu sú založené na spracovaní výsledkov meraní pôdnej vlhkosti vo viacerých

hlbkach pôdneho profilu. Tieto merania vykonávané v poľných podmienkach sú limitované technickými možnosťami použitých metód a sú vždy veľmi náročné na čas (Majerčák a Novák, 1992).

Existuje však aj početná skupina prác, ktorých autori analyzovali dynamiku pôdnej vlhkosti v nenasýtenej zóne pôdneho profilu kvantitatívne, s použitím metód matematického modelovania (prehľad poskytuje Feddes a kol. (1988). Základom modelov tohto typu je vo väčšine prípadov numerické riešenie Richardsovej nelineárnej parciálnej diferenciálnej rovnice pre transport vody v nenasýtenej zóne pôdneho profilu (Richards, 1931). Použitím tohto prístupu simulovali dynamiku vody v koreňovej zóne počas vegetačného obdobia viacerí autori prác (Antonopoulos, 1977; Majerčák a Novák, 1992; Jackson, 2003; Morgenstern a Kloss, 1995 a iní).

Vplyv rastlinného porastu na dynamiku vody v koreňovej zóne je v Richardsovej rovnici vyjadrený jej posledným členom reprezentujúcim intenzitu odberu vody koreňmi rastlín. Teda, použiteľnosť Richardsovej rovnice pre analýzu vplyvu porastu na vlhkosť pôdy v koreňovej zóne závisí od toho, do akej miery zodpovedajú hodnoty tohto člena skutočnosti. Pre porasty poľných plodín sa obvykle predpokladá, že intenzita odberu vody koreňmi rastlín sa rovná transpirácii a teda, parametrizuje sa vlastne vplyv rastlinného porastu na transpiráciu. Táto myšlienka bola už tiež úspešne realizovaná viacerými autormi. Nasledovania hodným príkladom takýchto snáh môže byť práca kolektívu autorov Bichele a kol., 1980, ktorí pri analýze vplyvu vegetácie na transpiráciu rešpektovali celý komplex fyziologických charakteristík. Ich výsledky môžu byť východiskovým bodom aj pre kvantifikáciu vplyvu rastlinných porastov na vlhkosť pôdy v koreňovej zóne a identifikáciu biometrických charakteristík, ktoré tento proces najvýznamnejšie ovplyvňujú. Hľadanie odpovedí na takto formulované otázky je cieľom tohto príspevku.

Teoretické predpoklady

Matematický model použitý v pre riešenie daného problému kombinuje a rozvíja výsledky prác Bichele a kol., (1980); Choudhury a Monteith, (1988); Wallace, (1995). Model vychádza z Darcyho zákona, rovnice kontinuity a predpokladu, že zásoby vody v rastline sú zanedbateľné, teda intenzita odberu vody koreňmi

sa rovná intenzite transpirácie. V jednorozmernom prípade pre vertikálny pohyb vody q v nenasýtenej zóne platí

$$q = -\frac{k}{\rho_w g} \text{grad } \Psi \quad (1)$$

kde ρ_w je hustota vody, k je koeficient nenasýtenej hydraulickej vodivosti pôdy, g je gravitačné zrýchlenie a Ψ je vodný potenciál pôdy. Medzi koeficientom hydraulickej vodivosti pôdy a jej vodným potenciálom existuje závislosť, ktorú možno vyjadriť empirickým vzťahom (Wild a Ohmura, 1997)

$$k = a(-\Psi)^{-b} \quad (2)$$

v ktorom koeficienty a , b závisia od druhu pôdy. Označme priemerný polomer koreňov r a ich strednú vzdialenosť $2d$. Nech $\Psi(x)$ je vodný potenciál pôdy vo vzdialenosti x od osi koreňa. Potom intenzita odberu vody segmentom koreňa s jednotkovou dĺžkou je

$$q' = -\frac{2\pi x a (-\Psi(x))^{-b}}{\rho_w g} \frac{d(\Psi(x))}{dx} \quad (3)$$

Označme ďalej vodný potenciál pôdy vo vzdialenosti r od osi koreňa ako $\Psi(r)$, vodný potenciál pôdy vo vzdialenosti d od osi koreňa ako Ψ_S . Po separácii premenných a integrácii rovnice (3) s použitím vzťahu (2) dostaneme

$$q' \int_r^d \frac{dx}{x} = -\frac{2\pi a}{\rho_w g} \int_{\Psi_R}^{\Psi_S} (-\Psi)^{-b} d\Psi \quad (4)$$

Veličina q' vynásobená celkovou dĺžkou koreňov jednej rastliny l_R zrejme vyjadruje množstvo vody odobratej koreňmi jednej rastliny za jednu sekundu. Koreňový systém je však často charakterizovaný plochou koreňov S_R a nie ich celkovou dĺžkou. Ak uvážime, že $S_R = 2\pi r l_R$, potom transpiráciu N rastlín rastúcich na jednom štvorcovom metri možno vyjadriť ako

$$E_T = \frac{aN S_R}{\rho_w g r \ln(d/r)} (\Psi_S^b - \Psi_R^b) \quad (5)$$

Vodný potenciál koreňov Ψ_R však nemožno priamo merať, preto je ako vstup do modelu

nevhodný. Táto veličina však môže byť eliminovaná použitím van Honertovho vzťahu (Honert, 1948), ktorý považuje transpiráciu za úmernú rozdielu potenciálov koreňa a listu

$$E_T = \frac{1}{g} \frac{\Psi_R - \Psi_L}{r_p} \quad (6)$$

Po vyjadrení potenciálu koreňa Ψ_R z van Honertovho vzťahu a jeho následnom dosadení do rovnice (5) dostávame

$$\frac{1}{-\Psi_S} = \frac{1}{-gr_p E_T - \Psi_L} + \beta E_T \quad (7)$$

kde parameter

$$\beta = \frac{gr \ln(d/r)}{aNS_R} \quad (8)$$

môže byť považovaný za integrálnu charakteristiku rozvoja koreňového systému. Vzhľadom na to, že priemerná plocha listov jednej rastliny S_L vynásobená hustotou porastu N sa rovná indexu listovej pokrývnosti LAI, možno parameter β vyjadriť alternatívne aj ako

$$r_c = r_0 \exp(-m\Psi_L) \left(LAI + \frac{1}{\tau} \ln \frac{1 + \frac{n}{Q\tau}}{1 + \frac{n}{Q\tau} \exp(-\tau LAI)} \right) \quad (10)$$

Odvodenie vzťahu (10) bolo už skôr podrobne popísané (Matejka a Hurtalová, 2003). Symbol r_0 v ňom označuje minimálnu rezistenciu prieduchov, ktorej hodnoty pre väčšinu poľných plodín možno nájsť v literatúre, m , n sú koeficienty, charakterizujúce citlivosť prieduchového aparátu k zmenám vodného potenciálu listov a globálneho žiarenia dopadajúceho na porast. Vzťahy (7), (9) a (10) tvoria systém troch nelineárnych algebraických rovníc s neznámymi Ψ_L , r_c a E_T , ktorý môže byť považovaný za submodel vodného režimu homogénneho rastlinného porastu.

Penman-Monteithova rovnica môže byť použitá aj pre výpočet aktuálneho výparu z pôdy pod porastom, za predpokladu, že namiesto re-

$$\beta = \frac{gr \ln(d/r)}{a LAI (S_R / S_L)} \quad (8a)$$

Intenzita transpirácie E_T však súčasne závisí aj od rezistencie porastu pre prenos vodnej pary a od atmosferických faktorov podľa Penman-Monteithovho vzťahu (Monteith, 1965)

$$LE_T = \frac{\Delta r_a R_v + \rho c_p D_b}{\Delta r_1 + \gamma (r_a + r_c)} \quad (9)$$

kde Δ je derivácia tlaku nasýtenej vodnej pary podľa teploty, γ je termodynamická psychrometrická konštanta, symboly r_a a r_c znamenajú po rade atmosferickú rezistenciu a rezistenciu porastu pre prenos vodnej pary, D_b je sýtosťný doplnok v referenčnej hladine nad porastom a R_v je radiačná bilancia porastu.

Na základe postupu, ktorý navrhli Choudhury a Monteith, (1988), možno rezistenciu porastu pre prenos vodnej pary vyjadriť v závislosti od vodného potenciálu listov Ψ_L , indexu listovej pokrývnosti LAI, globálneho žiarenia dopadajúceho na porast Q a extinkčného koeficientu τ takto

zistencie porastu r_c dosadíme do vzťahu (9) rezistenciu povrchu pôdy, namiesto radiačnej bilancie porastu R_v bude v rovnici rozdiel medzi radiačnou bilanciou pôdy a tokom tepla do pôdy a konečne, sýtosťný doplnok D_b ako aj atmosferická rezistencia r_a sa budú vzťahovať k vrstve vzduchu pod porastom. Takto vykonaný výpočet výparu z pôdy pod porastom umožňuje stanoviť evapotranspiráciu ako súčet transpirácie a výparu z pôdy. Pri aplikácii popísaného modelu na daný konkrétny prípad možno pôdny profil vertikálne rozdeliť na vhodný počet vrstiev a celkový odber vody koreňmi vyjadriť ako sumu vody odobratej z jednotlivých vrstiev.

Pre riešenie zadaného problému však stačí akceptovať zjednodušujúci predpoklad, podľa ktorého je vlhkosť pôdy v koreňovej zóne v celom pôdnom profile rovnaká. Za tohto predpokladu submodel umožňuje stanoviť sezónnu dynamiku obsahu vody v koreňovej zóne a simulovať časové zmeny vlhkosti pôdy v závislosti od environmentálnych faktorov ale aj od biometrických charakteristík porastu.

Experimentálne podklady

Experimentálne podklady potrebné pre stanovenie evapotranspirácie a jej zložiek boli získané v rastovom období roku 2000 v Žabčiciach (Česká republika, $\phi = 49^{\circ}01'$, $\lambda = 16^{\circ}37'$, 179 m n. m.) na pokusných plochách Mendelovej poľnohospodárskej a lesníckej univerzity. Pokusný porast tvorila kukurica (*Zea mays* L.), kultivar STIRA. Predplodinou bola ozimná pšenica. Kukurica bola vysiatá 6. mája 2000 na ploche 0,55 ha s hustotou 12 rastlín/m². Pokusné pole nebolo zavlažované a vplyv podzemnej vody na vlhkosť pomery v koreňovej zóne bolo možné zanedbať, takže jediným zdrojom vody pre porast boli atmosférické zrážky.

Experimentálna plocha leží v teplom agroklimatickom makroregióne s miernou zimou (Rožnovský a Svoboda, 1995). Charakteristiky porastu, spolu s podrobným popisom pôdnych a klimatických podmienok danej lokality, boli už skôr publikované (Rožnovský a Valentová, 2001). Pôdu v danej lokalite možno charakterizovať ako ílovito-hlinitú. Hodnoty poľnej vodnej kapacity sa v najvyššej jednometrovej vrstve pôdy pohybujú okolo 38 - 39% obj., kým bod trvalého vädnutia bol stanovený na 21% obj. (Eitzinger a kol., 2003).

Na tejto experimentálnej ploche boli počas celého vegetačného obdobia roku 2000 vykonávané nepretržité automatizované mikroklimatické profilové merania rýchlosti vetra, teploty a vlhkosti vzduchu. Súčasne s profilovými meraniami boli pri použití pyranometra CM 6B automaticky zaznamenávané hodnoty globálneho žiarenia vo výške 12 m nad povrchom pôdy. Pre meranie toku tepla do pôdy pod porastom kukurice boli použité dva snímače typu HFT-3. Namerané hodnoty boli registrované pomocou meracej ústredne typu CR10x naprogramovanej na snímanie hodnôt meraných prv-

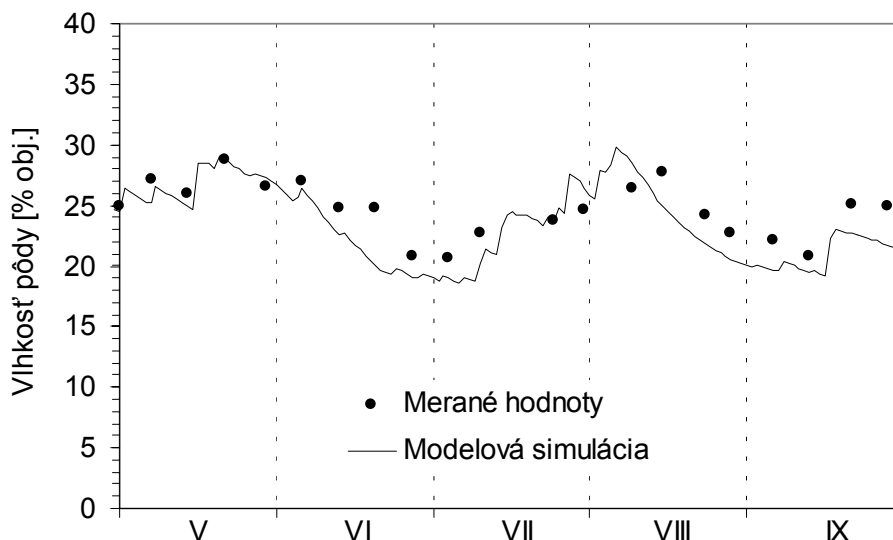
kov v intervaloch desať sekúnd a na ukladanie štvrt hodinových priemerov na pamäťové médium. Radiačná bilancia bola vypočítaná z meraných hodnôt globálneho žiarenia s využitím poznatkov o existencii tesného štatistického vzťahu medzi globálnym žiarením a radiačnou bilanciou (Fritschen, 1967; Gay, 1971; Nkemdirim, 1973).

Pôdna vlhkosť bola zisťovaná vážením pôdnych vzoriek odoberaných v týždňových intervaloch zo štyroch vrstiev pôdneho profilu do hĺbky 60 cm. V rovnakých intervaloch bola meraná priemerná výška porastu a na základe hodnoty slnečného žiarenia absorbovaného v poraste bol určovaný index listovej pokrývnosti. Denné úhrny zrážok boli zisťované štandardnou metódou.

Výsledky a diskusia

Bilancovaním obsahu vody v najvyššej vrstve pôdy o hrúbke 60 cm boli na základe modelovej simulácie denných súm evapotranspirácie vypočítané hodnoty obsahu vody v pôde pre obdobie máj – september 2000. Vzhľadom na nedostatok zrážok a nízku pôdnu vlhkosť sa prvé vývojové fázy porastu oneskorovali, takže vyparujúci povrch až do začiatku júna tvorila prevažne holá pôda. Výsledky modelových simulácií obsahu vody vo vrstve pôdy 0-60 cm pod porastom kukurice v rastovom období roku 2000 boli porovnané so zodpovedajúcimi hodnotami pôdnej vlhkosti stanovenými gravimetricky vo vybraných dňoch sledovaného rastového obdobia. Takéto porovnanie je prezentované v grafickej forme na obrázku č. 1.

Z obrázku vidieť, že súlad medzi simulovanými obsahmi vody v pôde a zodpovedajúcimi hodnotami stanovenými vážením odoberaných vzoriek je celkom uspokojivý. Vykonaná štatistická analýza viedla k záveru, podľa ktorého sú porovnávané hodnoty tesne korelované a systematická chyba ich rozdielov je malá. Popísaný model teda možno využiť pre splnenie cieľov tohto príspevku, keďže poskytuje širokú škálu možností kvantitatívnej analýzy parciálnych závislostí sezónnej dynamiky obsahu pôdnej vody v koreňovej zóne od jednotlivých environmentálnych faktorov ako aj od biometrických charakteristík porastu.

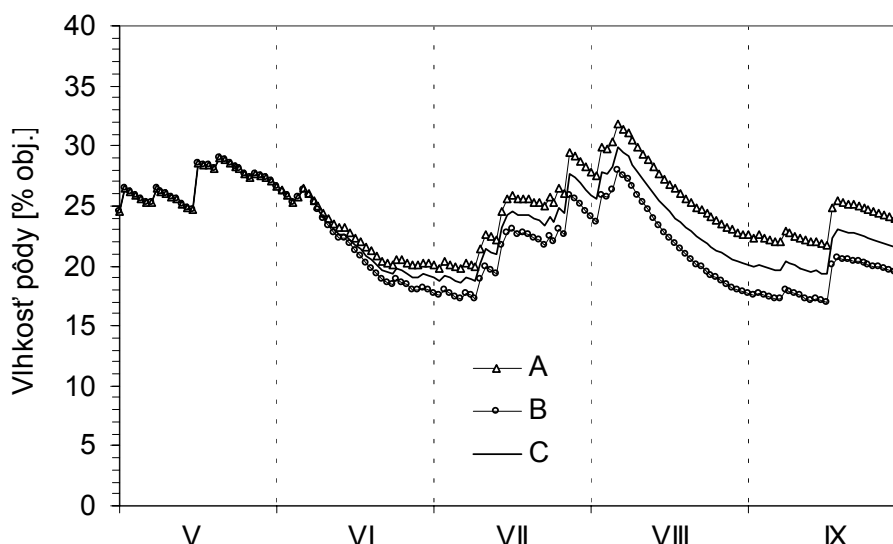


Obr. 1. Modelová simulácia vlhkosti pôdy v koreňovej zóne porastu kukurice v rastovom období roku 2000 (čiara) porovnaná s výsledkami meraní (body).

Okrem toho treba zdôrazniť, že matematické modely vo všeobecnosti slúžia aj ako istá inventarizácia našich poznatkov o danom probléme (Bichele a kol., 1980). V tomto prípade zo vzťahov (8a), (9) a (10) priamo vyplýva, že najvýznamnejšie charakteristiky porastu, ktoré ovplyvňujú obsah vody v pôde sú rezistencia porastu a rozvoj jeho koreňového systému, čo spolu s indexom listovej pokrývnosti rozhodujúcim spôsobom ovplyvňuje intenzitu evapot-

ranspirácie, odber vody koreňmi, ako aj dynamiku pôdnej vlhkosti.

Výsledky vykonaných simulačných výpočtov ukázali, že sezónna dynamika pôdnej vlhkosti silne závisí od hodnôt parametra β zo vzťahu (8a). Túto skutočnosť ilustruje obr. 2, na ktorom sú znázornené výsledky modelovej simulácie zmeny obsahu vody v pôde pri polovičnej a dvojnásobnej hodnote parametra β v porovnaní s reálnou situáciou.



Obr. 2. Modelová simulácia vlhkosti pôdy v koreňovej zóne porastu kukurice v rastovom období roku 2000 pre hodnotu pomeru plochy koreňov ku ploche listov zmenšenú na polovicu (čiara A), resp. zväčšenú na dvojnásobok (čiara B) v porovnaní s reálnou situáciou (čiara C).

Je zřejmé, že snížení hodnoty parametra β znamená intenzivnější odber vody koreňmi rastlín, čo sa v konečnom dôsledku prejaví rýchlejším sezónnym poklesom obsahu vody v pôde. Dalo by sa teda povedať, že hodnota parametra β kvantifikuje schopnosť porastu efektívne čerpať vodu z pôdy. Zo vzťahu (8a) pritom vyplýva, že snížení hodnoty parametra β môže byť zapríčinené zvýšením hustoty koreňov alebo rastom indexu listovej pokrývnosti, prípadne zvýšením hodnoty pomeru medzi plochou koreňov a plochou listov. Z hľadiska porastu teda tieto faktory rozhodujúcim spôsobom určujú intenzitu transpirácie, intenzitu odberu vody koreňmi ako aj dynamiku vlhkosti pôdy.

S cieľom vyjadriť názornejšie vplyv zmien biometrických charakteristík porastu na evapotranspiráciu boli modelovo simulované parciálne závislosti intenzity odberu vody koreňmi od hodnôt pomeru plochy koreňov ku ploche listov. Tieto simulačné výpočty boli vykonané pre zapojený porast kukurice s indexom listovej pokrývnosti $LAI = 3 \text{ m}^2/\text{m}^2$, s konštantnou hodnotou priemerného polomeru koreňov $r = 1 \text{ mm}$ a zodpovedajúco sa meniacu hodnotu plochy koreňov. V snahe separovať vplyv atmosférického prostredia na simulovanú závislosť, boli ako vstupné údaje do modelu v tomto prípade použité meteorologické údaje typické pre jasný letný deň v Žabčiciach. Získané výsledky svedčia o tom, že pokiaľ je porast dostatočne zásobený pôdnou vodou, odber vody koreňmi prakticky nezávisí od pomeru plochy listov ku ploche koreňov. Avšak v prípade porastu trpiaceho vodným stresom, intenzita odberu vody koreňmi citlivo reaguje na zmeny hodnôt pomeru plochy listov a plochy koreňov (obr. 3, horná časť).

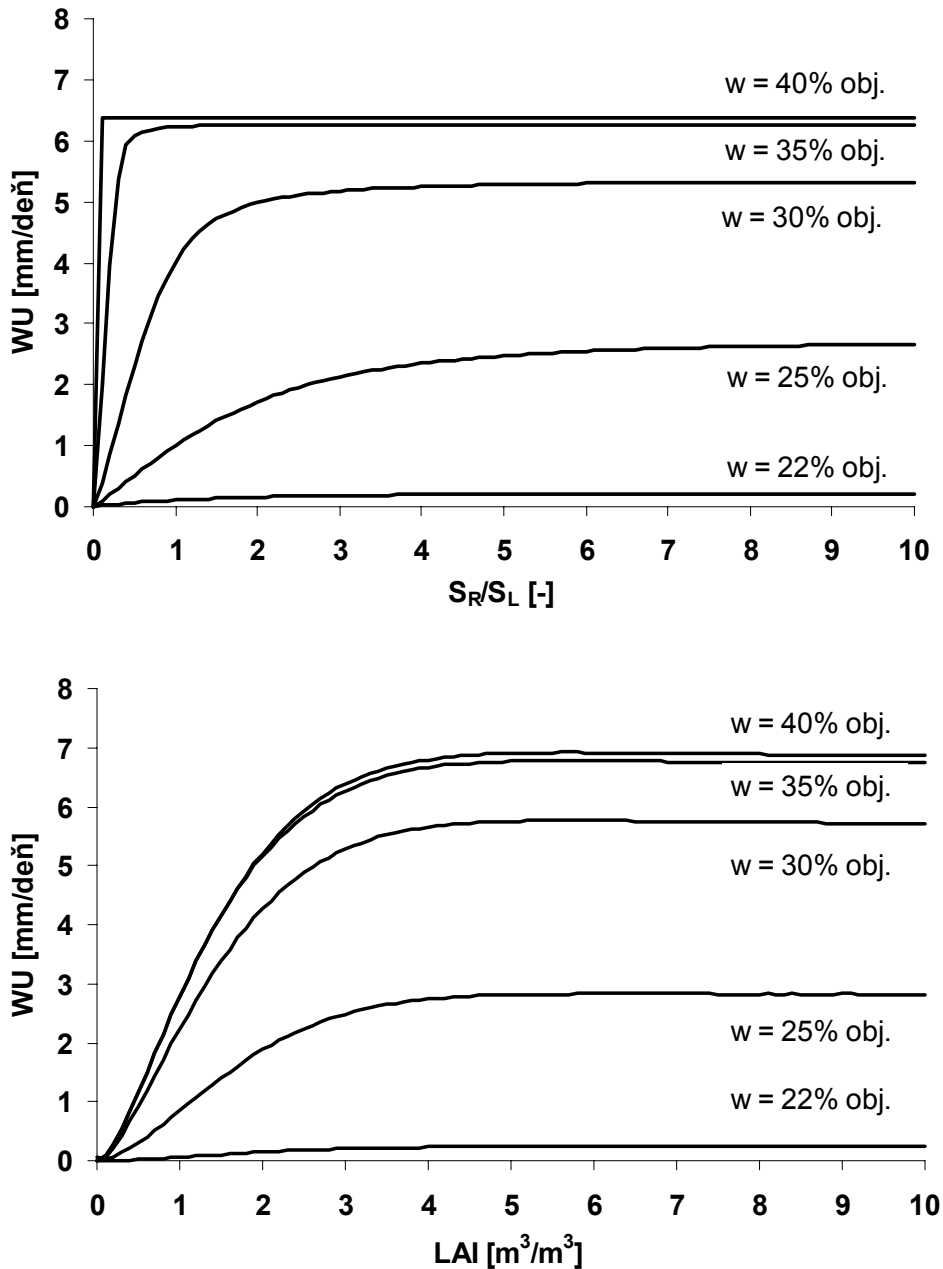
Na tomto mieste vzniká celkom odôvodnená otázka, ako vplyva samotný index listovej pokrývnosti, predstavujúci vyparujúcu plochu porastu, na intenzitu odberu vody koreňmi. Pre ozrejmienie podstaty tohto problému boli vykonané ďalšie modelové simulácie, pri ktorých sa na vstupe modelu menila hodnota indexu listo-

vej pokrývnosti, pomer plochy koreňov ku ploche listov mal stále konštantnú hodnotu rovnú jednej a ostatné vstupné parametre boli rovnaké ako v predchádzajúcich simulačných výpočtoch. Získané výsledky poukazujú na skutočnosť, že intenzita odberu vody koreňmi spočiatku rastie s rastom indexu listovej pokrývnosti. Keď sa však porast zapojí, zmeny indexu listovej pokrývnosti už takmer nevplyvajú na intenzitu odberu vody koreňmi (obr. 3, dolná časť).

Záver

Navrhnutý matematický model dokázal uspokojivo kvantifikovať sezónnu dynamiku obsahu vody v pôde v závislosti od environmentálnych faktorov ako aj od biometrických charakteristík porastu. Výsledky modelových simulácií poukázali na význam rozvoja koreňového systému ako činiteľa ovplyvňujúceho intenzitu odberu vody koreňmi a následne vplyvajúceho aj na dynamiku vlhkosti pôdy v koreňovej zóne. Zistilo sa, že sezónny pokles obsahu vody v pôde pod porastom s vysokou hodnotou pomeru plochy koreňov ku ploche listov je väčší v porovnaní so situáciou pod porastom s nízkou hodnotou tohto pomeru rastúcim v rovnakých pôdnych a atmosférických podmienkach. Charakteristiky koreňového systému spolu s indexom listovej pokrývnosti a hydrofyzikálnymi parametrami pôdy významným spôsobom ovplyvňujú intenzitu odberu vody koreňmi a v dôsledku toho aj vlhkosť pôdy v koreňovej zóne. Ukázalo sa, že vplyv zmien biometrických parametrov rastlín na intenzitu odberu vody koreňmi sa prejavuje zvlášť výrazne vtedy, keď porast trpí vodným stresom. Naproti tomu, ak je porast dobre zásobený pôdnou vodou, evapotranspirácia závisí hlavne od atmosférických činiteľov a rastliny majú len malý vplyv na dynamiku vody v koreňovej zóne.

Pod'akovanie. Autori ďakujú Grantovej agentúre VEGA (projekt č. 2/5006/25) a Národnej agentúre pro zemědělský výzkum (projekt QF 3100) za finančnú podporu pri riešení uvedených projektov.



Obr. 3. Parciálne závislosti denných súm odberu vody koreňmi od pomeru plochy koreňov ku ploche listov (S_R/S_L) a od indexu listovej pokrývnosti (LAI) simulované v prípade jasného letného dňa pre rôzne hodnoty vlhkosti pôdy (w).

Literatúra:

- [1] ANTONOPOULOS, V. Z., 1997: Simulation of soil moisture dynamics on irrigated cotton in semi-arid climates. *Agric. Water Management*, 34, 233-246.
- [2] BARANOWSKI P., KOSSOWSKI J., USOWICZ B., 1994: Spatial variability of soil water content in cultivated fields. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 405, 9-19.
- [3] BEDNAREK H., KOŁODZIEJ J., LINIEWICZ K., 2000: Wybrane cechy intercepcji opadów atmosferycznych w łańcach niektórych roślin uprawnych. *Acta Agrophysica*, 34, 19-28.
- [4] BICHELE, Z., MOLDAU, H., ROSS, J., 1980: Matematičeskoje modelirovanije transpiracii i fotosinteza rasteńij pri nedostatke počvennoj vlagi. *Gidrometeoizdat, Leningrad*, 222 p.
- [5] CHOUDHURY, B. J., MONTEITH, J. L., 1988: A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surface. *J. R. Meteorol. Soc.*, 114, 373-398.
- [6] EITZINGER, J., ŠTASTNÁ, M., ŽALUD, Z., DUBROVSKÝ, M., 2003: A simulation study of the effect of soil water balance and water stress on winter wheat production under different climate change scenarios. *Agric. Water Management*, 61, 195-217.
- [7] DELWORTH, L.T., MANABE, S., 1988: The influence of potential evaporation on variabilities of simulates soil wetness and climate. *Journal of Climate*, Vol. 1, 523-547.
- [8] FEDDES, R. A., KABAT, P., VAN BAKEL, P., T. BRONSWIJK, J., B., HALBERTSMA, J., 1998: Modelling soil water dynamics in the unsaturated zone – state of art. *J. Hydrol.*, 100, 69-111.
- [9] FRITSCHEN, L. J., 1967: Net and solar radiation relations over irrigated field crops. *Agric. Meteorol.*, 4, 55-62.
- [10] GAY, L. W., 1971: The regression of net radiation upon solar radiation. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioclimatol.*, Ser. B, 19, 1-14.
- [11] HONERT, T.H., 1948: Water transport in plants as a catenary process. *Discuss Faraday Soc.*, 3, 146-153.
- [12] JACKSON, S., H., 2003: Comparison of calculated and measured volumetric water content at four field sites. *Agric. Water Management*, 58, 209-222.
- [13] MAJERČÁK, J., NOVÁK, V., 1992: Simulation of the soil-water dynamics in the root zone during the vegetation period. *Vodohosp. Čas.* 40, 3, 299-315.
- [14] MATEJKA, F., HURTALOVÁ, T., 2003: Mathematical modelling of surface resistance and evapotranspiration rates at agricultural sites. *Contrib. Geophys. And Geodesy*, Vol. 33, No. 3, 191-212.
- [15] MONTEITH, J. L., 1995: Evaporation and environment. In: G.E.Fogg (Editor), *The State and Movement of Water in Living Organisms*. New York, Academic Press, 205-234.
- [16] MORGENSTERN, M., KLOSS, R., 1995: Simulation of the soil water balance on the „Intensive loam site“. *Ecol. Modelling*, 81, 41-52.
- [17] NAMIAS, J., 1963: Surface-atmospheric interactions as fundamental causes of droughts and other climatic fluctuations. *Arid Zone Research*, Vol. 20, 345-359.
- [18] NKEMDIRIM, L. C., 1973: Radiative flux relations over crops. *Agric. Meteorol.*, 11, 229-242.
- [19] RICHARDS, R. A., 1931: Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1, 318-333.
- [20] ROŽNOVSKÝ, J., SVOBODA, J., 1995: Agroklimatologické charakteristiky oblasti Žabcic. *Folia*, Series A, Brno, Mendel Agricultural and Forestry University, 49 p.
- [21] ROŽNOVSKÝ, J., VALENTOVÁ, B., 2001: Effect of maize stand on soil heat flux. *Contrib. Geophys. and Geodesy*, 31, 477-482.
- [22] RIND, D., 1982: The influence of ground moisture conditions in North America on summer climate as modeled in the GISS GCM. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1487-1494.
- [23] ROWNTREE, P. R., BOLTON, J. R., 1983: Simulation of the atmospheric response to soil moisture anomalies over Europe. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 109, 501-526.
- [24] USOWICZ B., KOSSOWSKI J., BARANOWSKI P., 1996: Spatial variability of soil thermal properties in cultivated fields. *Soil and Tillage Research*. 39, 85-100.
- [25] WALCZAK R., USOWICZ B., 1994: Variability of moisture, temperature and thermal properties in bare soil and in crop field. *Int. Agrophysics*, 8, (1), 161-168.

- [26] WALLACE, J. S., 1995: Calculating evaporation: resistance to factors. *Agric. Forest Meteorol.* 73, 353-366.
- [27] WALKER, J. M., ROWNTREE, P. R., 1997: The effect of soil moisture on circulation and rainfall in a tropical model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 103, 29-46.
- [28] WILD, M., OHMURA, A., 1997: GCM-Simulated fluxes in climate change experiments. *J. Climate*, 10, 3093 - 3110.