

UNIVERZITA KARLOVA

Přírodovědecká fakulta

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

2022

Lukáš Fröhlich

Univerzita Karlova

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Hydrologie a hydrogeologie

Studijní obor: Povrchová a podzemní voda



Lukáš Fröhlich

Výpar z půdy a jeho řídicí faktory

Soil evaporation and its controlling factors

Bakalářská práce

Školitel: Mgr. Martin Slavík, Ph.D.

Konzultant: Mgr. Tomáš Weiss

Praha, 2022

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta
Zadání bakalářské práce

Název práce: Výpar z půdy a jeho řídicí faktory

Student: Lukáš Fröhlich

Číslo studenta: 72991874

Studijní program: Hydrologie a hydrogeologie

Studijní obor: Povrchová a podzemní voda

Vedoucí/školitel: Mgr. Martin Slavík, Ph.D.

Předběžná náplň práce dle SIS:

Výskyt vody v porézním prostředí a její výpar hrají důležitou roli v mnoha přírodních procesech. Jedná se o velmi aktuální téma. Bakalářská práce se zaměří na rešerši dostupné literatury o výparu z porézního prostředí, konkrétně z půdy. Bude popsán výparový proces, jeho rozdělení do tří fází a vývoj intenzity výparu a prostorového uspořádání vlhkosti v půdě během těchto tří fází. Práce shrne vliv jednotlivých faktorů (např. teplota, vlhkost vzduchu, propustnost) na intenzitu výparu z půdy.

Jazyk: český

Datum zadání práce: 1. 11. 2021

Podpis studenta:

Podpis vedoucího práce :

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze 29. 7. 2022

Podpis:

Poděkování

Děkuji mému školiteli Mgr. Martinovi Slavíkovi, Ph.D. za jeho cenné rady, trpělivé vedení a připomínky při zpracování bakalářské práce.

V Praze 29. 7. 2022

Lukáš Fröhlich

Abstrakt

Výpar je jedním ze základních členů hydrologického cyklu. Ovlivňuje celou řadu přírodních procesů. Závažnost problematiky studia výparu je ještě umocněna v podmínkách klimatické změny. Tato práce je zaměřena na výpar z půdy a jeho řídicí faktory. Z dostupné literatury je popsán způsob, jakým se voda pohybuje v porézním prostředí, jsou vymezeny termíny výpar, transpirace a evapotranspirace. Je popsáno rozdělení výparového procesu z půdy do tří fází a je shrnuto, jaká intenzita výparu je pro tyto fáze charakteristická a jaký je vztah mezi výparem a prostorovým uspořádáním vlhkosti v půdě. Následně je vymezen vliv interních a externích faktorů na intenzitu výparu z půdy. Je zhodnoceno, zda tyto faktory přispívají k vyšší či nižší intenzitě výparu a za jakých podmínek se tak děje. Je posouzeno, zda míra vlivu těchto faktorů je konstantní, či se mění dle okolností a fází výparu, ve kterých faktory působí.

Klíčová slova: výpar, transpirace, evapotranspirace, fáze výparu, proudění vody, externí a interní faktory výparu

Abstract

Evaporation is one of the basic members of water cycle, affecting a wide range of natural processes. The importance of the study of evaporation is even greater under conditions of climate change. This bachelor thesis focuses on soil evaporation and its controlling factors. The way in which water moves in porous media is described, and the terms evaporation, transpiration and evapotranspiration are defined. The division of the soil evaporation process into three phases is described and relative evaporation rates characteristic for the different phases are summarized. The relationship between evaporation and the spatial distribution of moisture inside soil is explained. The influence of internal and external factors on the evaporation rate is then described. It is assessed whether these factors contribute to higher or lower evaporation rates and under which conditions this occurs. It is evaluated whether the degree of influence of these factors is constant or whether it varies according to the circumstances and the evaporation phase in which the factors operate.

Key words: evaporation, transpiration, evapotranspiration, evaporation phases, flow of underground water, external and internal factors of evaporation

Obsah

1. Úvod.....	10
2. Půdní voda	11
2. 1. Základní rozdělení	11
2. 2. Pohyb vody v půdě	12
2. 2. 1. Pohyb v saturovaném prostředí.....	12
2. 2. 2. Pohyb v nesaturovaném prostředí.....	13
3. Výpar	21
3. 1. Základní definice	21
3. 1. 1. Základní podmínky výparu.....	21
3. 2. Výpar v hydrologickém cyklu	22
3. 3. Potenciální a aktuální výpar a evapotranspirace.....	24
3. 3. 1. Výpar	24
3. 3. 2. Transpirace.....	26
3. 3. 3. Evapotranspirace.....	27
3. 3. 4. Referenční evapotranspirace.....	29
3. 4. Fáze výparu.....	30
3. 4. 1. Fáze I. Konstantní intenzita výparu	30
3. 4. 2. Fáze II. Klesající intenzita výparu	32
3. 4. 3. Fáze III. Reziduální.....	33
4. Faktory ovlivňující výpar z porézního prostředí.....	35
4. 1. Externí faktory	35
4. 1. 1. Teplota	35
4. 1. 2. Sluneční záření.....	36
4. 1. 3. Vegetační stínění.....	37
4. 1. 4. Vítr.....	38

4. 1. 5. Vlhkost vzduchu	39
4. 1. 6. Orba	39
4. 1. 7. Atmosférický tlak	41
4. 2. Interní faktory	42
4. 2. 1. Hydrofobní a hydrofilní materiály	42
4. 2. 2. Albedo půdy.....	43
4. 2. 3. Půdní textura	44
4. 2. 4. Pórovitost a propustnost.....	45
4. 2. 5. Zvlnění povrchu	47
4. 2. 6. Vliv solí.....	49
5. Diskuze	50
6. Závěr	52
7. Zdroje.....	53
7. 1. Knihy a články v odborných časopisech.....	53
7. 2. internetové zdroje	61
Seznam zkratek	62
Seznam obrázků.....	66
Seznam tabulek	66

1. Úvod

Ve své práci se zabývám výparem z porézního prostředí, konkrétně z půd. Jedná se o důležité téma, protože výpar je významným členem hydrologické bilance i vodního cyklu a ovlivňuje celou řadu přírodních procesů. V zemědělství je výpar klíčovým faktorem. Pokud se intenzita výparu zvýší, omezí to zásoby vody v půdě a sníží potenciální výnosy z pěstovaných rostlin, které jsou vystavovány stresu z nedostatku vody. Kromě zásob pro zemědělství je půdní voda zdrojem vody a živin v ní rozpuštěných pro rostliny. V aridních oblastech výpar transportuje sůl na povrch půdy a vytváří solnou krustu (Mees et al., 2006). Nedostatek vody zaviněný vysokým výparem může na povrchu půdy vytvořit také prachovou vrstvu, která podléhá větrné erozi. Nepřímo tento proces může ovlivňovat i prachové znečištění v některých oblastech a s ním spojené respirační problémy (An et al., 2018).

Klimatické změny důležitost studia výparu ještě podtrhují. Vyšší teploty zaviněné lidskou činností mohou urychlovat chemické zvětrávání a transport látek v půdě. Zemědělské postupy (orba) také ovlivňují intenzitu výparu (Schwartz et al., 2010).

Existuje celá řada přístupů, jak určovat výpar z porézního prostředí. Měření výparu se může měřit jak v terénu, tak i v laboratorních podmínkách. Například při měření vlivu větru na výpar se využívá větrných tunelů (Yamanaka et al, 1997). V terénu se často používají lyzimetry. Mnohem více se pro odhad výparu používají modely. Už v minulém století bylo zavedeno několik modelů, které se snažily zohlednit různé faktory ovlivňující výpar, a těmto faktorům se autoři věnovali ve větším detailu. V dnešní době je tudíž modelů značný počet. Je tu ale stále snaha vyvíjet další a mnohem přesnější modely. Terénní a laboratorní měření se často používají pro ověření správnosti těchto modelů.

V prvních kapitolách mé bakalářské práce se zaměřím na popis a mechanismy výparu, vysvětlím rozdíl mezi evaporací, evapotranspirací a rozdíl mezi aktuální a potenciální evaporací a evapotranspirací. Následující kapitoly věnuji popisu externích a interních faktorů ovlivňujících intenzitu výparu z porézního prostředí. Představím zde i několik vybraných způsobů určování intenzity výparu. Cílem mé bakalářské práce je na základě dostupné literatury popsat výparový proces z půdy a charakterizovat faktory ovlivňující intenzitu výparu z půdy

2. Půdní voda

2. 1. Základní rozdělení

Voda se do půdy dostává prostřednictvím srážek při procesu zvaném infiltrace. Voda se v půdě vyskytuje ve třech hlavních formách (Salamovich et al., 2020):

1. *Gravitační voda*
2. *Kapilární voda*
3. *Hygroskopická voda*

Kromě těchto tří hlavních forem se uvádí i tyto formy (Salamovich et al., 2020):

4. *Krystalizovaná nebo chemicky vázaná voda*
5. *Vodní pára*
6. *Vodní film*

Podle obsahu vody se půda dělí na saturovanou a nesaturovanou část. Po velice vydatných srážkách může půda ve svých pórech obsahovat pouze vodu (s málo výjimkami, kdy se v půdě mohou nalézat kapsy vzduchu) a je tedy plně saturovaná. Saturovaná část půdy obsahuje vodu ve všech svých pórech a bývá označována jako gravitační voda. Pokud se předtím nevypaří nebo se nezadrží pomocí kapilárních sil v pórech, dostane se až do podzemní vody. Podzemní voda se pohybuje ve větších pórech a v hloubce tvoří zvodně, což jsou souvislé plochy s prostory, které jsou plně zaplněné vodou.

Nesaturovaná část má v pórech kromě vody i půdní vzduch. Voda v této části je jen v kapilárních pórech, jež mají sílu ji vytáhnout ze saturované části nebo jako tenký vodní film okolo částecek půdy (kapilární a hygroskopická voda). Důležitým pojmem je tlaková výška. Pod hladinou podzemní vody má kladné hodnoty (na hladině podzemní vody je hodnota tlakové výšky rovna nule) a pokud je hodnota negativní, tak se voda na měřeném místě nenachází v souvislém tělese a jedná se tedy o nesaturovanou část (Vepraskas et al., 2012). Oblast kapilárních třásní někteří autoři řadí do saturované části, jiní do nesaturované části, protože kapilární třáseň má negativní tlakovou výšku, ale zároveň má póry vyplněné vodou. Někdy se oblast kapilárních třásní uvádí i jako samostatná část. Zastoupení vody v nesaturované části půdy je vyjádřeno buď jako hmotnostní vlhkost (rovnice 1):

$$w = \frac{M_w}{M_s}$$

[1]

nebo objemová vlhkost (rovnice 2):

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} = \frac{V_w}{V_s + V_w + V_a}$$

[2]

kde w znamená hmotnostní vlhkost (bez jednotky), M_w je hmotnost vody a M_s hmotnost půdy (v kilogramech). θ je objemová vlhkost, V_w a V_t je objem vody a půdy respektive, V_s je objem pevných částic a V_a objem plynu v půdě (všechny hodnoty V jsou v m^3) (Hillel, 2004).

2. 2. Pohyb vody v půdě

Pohyby vody v půdě, ať už horizontální nebo vertikální, se souhrnně nazývají perkolace. Proudění vody v saturovaných a nesaturovaných částech je rozdílné. Charakter proudění pro obě části uvádím v následujících kapitolách. Voda se v půdě pohybuje v podobě kapaliny nebo vodní páry.

2. 2. 1. Pohyb v saturovaném prostředí

V saturovaném prostředí se voda pohybuje v kapalném skupenství a jejím hlavním hnacím motorem je gravitace. Základním vzorcem pro proudění v saturovaném prostředí je Darcyho zákon. Jeho formulace byla poprvé publikována v roce 1856, právě Henrym Darcym v následné podobě (Jandora, 2005; rovnice 3):

$$Q = A \times K \times \frac{h_1 - h_2}{L}$$

[3]

nebo (rovnice 4):

$$v = K \times i$$

[4]

Pro 3D prostředí je Darcyho zákon upraven pro hodnoty gradientu ve všech směrech (rovnice 5):

$$v = -K \times \text{grad } i$$

[5]

kde Q je průtok (m^3/s), A je plocha (m^2), K je saturovaná hydraulická vodivost (m/s), L je vzdálenost (m), h_1 i h_2 jsou hydraulické výšky (m), v je objemový tok (m/s) a i je hydraulický gradient (bezrozměrný). Hydraulická výška se získává součtem tlakové a geodetické výšky (Hall et al., 1986; Jandora, 2005; rovnice 6):

$$h = \psi + z = \frac{p}{(\rho_w \times g) + z}$$

[6]

zde je p tlak (Pa), ρ_w je hustota vody (kg/m^3), g je gravitační zrychlení (m/s^2), ψ je již výše zmíněná tlaková výška (m) a z je geodetická výška (m). Geodetická výška je, stejně jako gravitační potenciál (viz oddíl 2. 2. 2.), stanovená referenční hladina, jež se vztahuje k některé úrovni (např. nadmořská výška, nepropustná vrstva atd.). Hydraulická výška představuje mechanickou energii na jednotku tíhy tekutiny v systému a tlaková výška představuje energii způsobenou tlakem tekutiny v pórech (Gorelick a Zheng, 2015).

Darcyho zákon vyjádřený v rovnici (4) lze dále upravit pro získání skutečné rychlosti proudění, kdy objemový tok je vydělen efektivní pórovitostí n_e (rovnice 7, Jandora, 2005):

$$v_s = \frac{v}{n}$$

[7]

veličina v_s se nazývá postupová rychlost (m/s) a určuje skutečné laminární proudění kapaliny v saturovaném prostředí.

2. 2. 2. Pohyb v nesaturovaném prostředí

Pohyb vody v nesaturovaném prostředí se stanovuje pomocí gradientu totálního vodního potenciálu. Ten je definován podle Půdní Vědecké Společnosti (Aslyng, 1963) jako: “Množství práce, které je třeba vykonat pro přesun jednotkového množství vody ze zvodně čisté vody o dané elevaci za atmosférického tlaku do zamýšleného

referenčního bodu systému voda – půda, a to izotermálně a reverzibilně.” (Hillel, 2004). Totální vodní potenciál se skládá z několika složek. Je vyjádřen rovnicí (8):

$$h_t = h_m + h_g + h_o + h_u$$

[8]

kde h s různými indexy (jednotkou jsou metry) představuje postupně totální potenciál, matriční potenciál, gravitační potenciál, osmotický potenciál a kinetický potenciál v pořadí, v jakém jsou uvedeny v rovnici. Z těchto veličin je možné zanedbat kinetickou složku, protože se voda v půdě pohybuje velmi pomalu a tudíž kinetická energie nemívá větší hodnoty než 10^{-7} m (Barghi, 2019). Další potenciál, jehož vliv lze ignorovat v rovnici (8), je osmotický. Ten má svůj význam při interakcích s kořeny rostlin a přeměny vody na páru. V pohybech kapalné složky je zanedbatelný, je totiž schopen fungovat jen s čistou vodou, protože osmotický potenciál je závislý na přítomnosti solí ve vodě, kde voda je v polopropustných materiálech lépe transportována než sůl v ní rozpuštěná (Hillel, 2004). Jedinými důležitými členy rovnice (8) jsou tedy matriční a gravitační potenciál. Tlakovou složku potenciálu je možné měřit např. tenzometrem, a gravitační složku je možné získat odečtem od referenční úrovně, a totální potenciál je poté součtem obou těchto hodnot.

Gravitační potenciál je závislý na pozici vody ke stanovené referenční hladině. Pokud je voda nad ní, tak je gravitační potenciál kladný a voda směřuje směrem k referenční hladině. Voda pod referenční hladinou má naopak záporný gravitační potenciál. (Hillel, 2004)

Matriční potenciál zahrnuje adsorpci na hranici styku vody,-pevné látky a síly, které jsou způsobeny tečným napětím na hranici vody a vzduchu (kapilární jev nebo někdy označován jako kapilární tlak). Adsorpční síly jsou dominantní, když nesaturovaná část půdy má nízké hodnoty vlhkosti (Barghi, 2019; Nimmo, 2006). Adsorpční schopnosti, díky kterým se nachází v půdě voda ve formě vodního filmu okolo půdních částic, jsou možné díky Van der Waalsovým silám a elektrické dvojvrstvé interakci. Mnoho půdních materiálů má kyslíkové a hydroxidové ionty, které silně reagují s vodíkovými kationty ve vodě (Barghi, 2019; Nimmo, 2006). Obecně je matriční potenciál záporný nad hladinou podzemní vody a kladný pod ní. Kapalná a plynná fáze v nesaturovaném porézním prostředí jsou v rovnováze dle následujícího vztahu (Hillel, 2004; rovnice 9):

$$h_m = R \times T_c \times \ln\left(\frac{p}{p_0}\right)$$

[9]

kde R je plynová konstanta ($8,314 \times J \times K^{-1} \times mol^{-1}$), T_c je teplota (Kelviny) a p / p_0 je relativní vlhkost vzduchu (to je poměr tlaku par atmosféry v rovnováze s nenasyceným prostředím k tlaku „nasycených“ par v rovnováze s tělesem čisté volné vody).

Významnou složkou v popisu proudění vody v nesaturovaném porézním prostředí je tzv. sací tlak. Ten je inverzní hodnotou kapilárního tlaku a v nesaturovaném prostředí nabývá kladných hodnot. Udává, o kolik je tlak vody v pórech snížen oproti atmosférickému tlaku (Ridley, 2015; Chiorean, 2017).

Podobně jako v saturované části půdy, tak i v nesaturované části, se pohyb vody zakládá na Darcyho zákonu (rovnice 5). Ten se však musí upravit na tuto podobu (rovnice 10):

$$v = \frac{-K(\theta)}{\rho \times g} \times \left(\frac{\partial h_m}{\partial h_g} - \rho \times g \right)$$

[10]

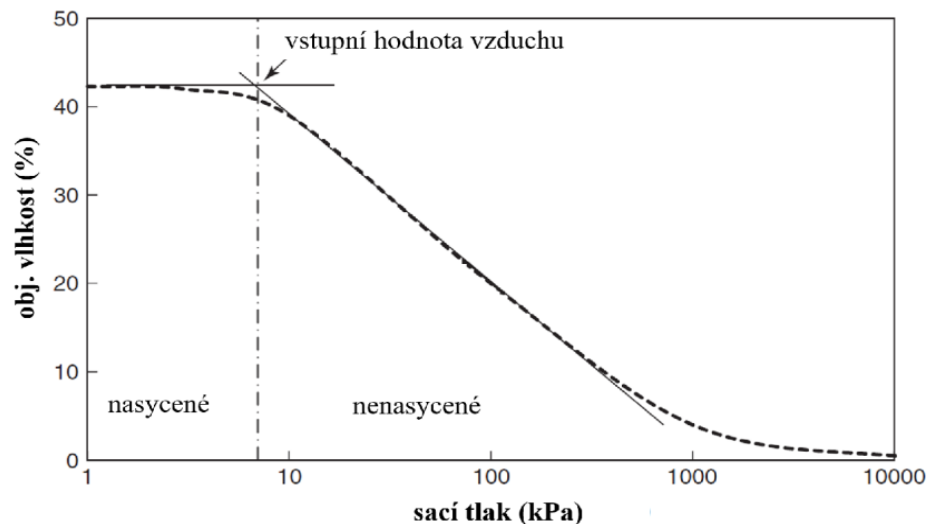
Oproti základnímu Darcyho zákonu zde hydraulická vodivost závisí na hodnotě vlhkosti a hnací silou je matriční potenciál h_m . Tato úprava Darcyho zákona se nazývá Darcyho-Buckinghamův zákon (Turturro et al, 2020). K jeho použití je nutno znát retenční křivku půdní vody (obr. 1). Retenční křivka je vyjádření rovnovážného vztahu mezi vlhkostí porézního prostředí a sacím tlakem. Základním principem retenční křivky je, že když klesá hodnota vlhkosti, tak klesá i hodnota sacího tlaku. U retenční křivky se stanovuje tzv. vstupní hodnota vzduchu. To je taková hodnota tlakové výšky, při které začíná do pórů materiálů vnikat vzduch. Přibližně ve středu křivky se nachází inflexní bod. Od inflexního bodu křivka zaujímá konvexní tvar. Tento bod má i praktické využití, protože se bere jako optimální množství vlhkosti pro orbu (Ochsner, 2017). Kromě stanovení bodu pro orbu, je sklon této křivky i indikátorem kvality půdy pro zemědělské účely. V zásadě platí, že jemnozrnné materiály mají při stejném sacím tlaku větší hodnotu objemové vlhkosti než hrubozrnné materiály (pro představu jíl proti písku). Dalším ovlivněním vlhkosti v hodnotách retenčních křivek může být hustota zeminy (Ochsner, 2017). Půda s menší hustotou má větší vlhkost než půdy s větší, ale

po překročení vstupní hodnoty vzduchu se situace obrátí. Zeminy s větší hustotou tedy mají stabilnější obsah vlhkosti a nemají tak velké výkyvy. Dnes nejběžněji používanou rovnicí pro konstrukci retenční křivky je model Mualem-van Genuchten (Han et al, 2017; Ochsner, 2017; rovnice 11):

$$\theta = \theta_r + \left(\frac{\theta_s - \theta_r}{1 + [(a \times \psi)^n]^m} \right)$$

[11]

kde θ_r je reziduální vlhkost, θ_s nasycená vlhkost, h je tlaková výška a a , m , n jsou empirické konstanty.



Obrázek 1. Obecný tvar retenční křivky (upraveno podle Briauda, 2013)

Jedním ze způsobů proudění vody v půdě je transport ve formě vodní páry. Pokud jsou na povrchu silné a vytrvalé poryvy větru, tak se vodní páry mohou šířit v proudu podobně jako kapaliny. Mnohem klasičtějším případem je ale pohyb za pomoci difuze. Pára se přesouvá z oblastí s vyšším parciálním tlakem do oblastí s nižším parciálním tlakem. Nutno podotknout, že difuze nemusí probíhat v jednom směru, ale často se šíří ve všech možných směrech. Tok vodní páry se stanovuje pomocí Fickova zákona (Hillel, 2004; rovnice 12):

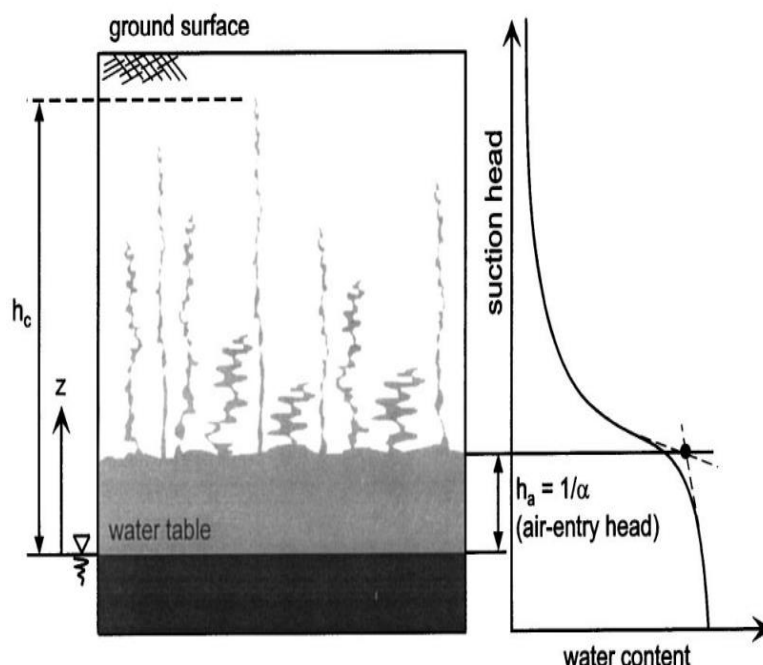
$$q_v = -D_v \times \frac{\delta \rho_v}{\delta x}$$

[12]

kde D_v je difuzní koeficient pro vodní páru ($m^2 \times s^{-1}$), ρ_v je hustota páry ($kg \times m^{-3}$). Kromě tohoto pohybu je možné pro vodní páru se zkondenzovat, tedy vrátit se do kapalné formy. Změny ve vlhkosti dané kapalnou vodou jsou mnohem rychlejší než u vodních par, byl proto popsán následující vztah (rovnice 13) pro nestacionární tok vodní páry (Hillel, 2004):

$$\frac{\delta \theta}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta x} \left(D_v \times \frac{\delta \rho_v}{\delta \theta} \times \frac{\theta \delta}{\delta x} \right)$$

[13]



Obrázek 2. Model kapilárního zdvihu (převzato z Lu a Likos, 2004)

Dalším významným procesem pohybu vody je kapilární elevace nebo deprese (obr. 2). Klíčovou veličinou v kapilárním zdvihu je povrchové napětí σ . Povrchové napětí stanovuje pro kapalinu stav, kdy dosáhne nejmenší energie k udržení svého tvaru. Působí na hladině vody nebo uzavřené hranici. Rovnice pro povrchové napětí je (Jandora, 2005; rovnice 14):

$$\sigma = \frac{\delta F}{\delta l}$$

[14]

kde σ je povrchové napětí ($\text{N}\times\text{m}^{-1}$), F jsou kohezní síly (N) a l je délka povrchu (m). Rozdíly tekutin v povrchovém napětí vytvářejí tlakovou nesouvislost na jejich rozhraní, která se nazývá kapilární tlak. Ten je definován (Gray et al, 2019; Wolff, 2013):

$$p_c = p_n - p_w \quad [15]$$

kde indexy pro p , v pořadí v jakém jsou napsány, představují kapilární tlak, smáčecí a nesmáčivé fázové průměry tlaku (v Pascalech). Rovnice (15) je vztažená na průměrné hodnoty. Kapilární tlak se v porézním prostředí dá zjistit i podle Young-Laplaceovy rovnice (Wolff, 2013):

$$p_c = \sigma \times \left(\frac{1}{r_x} + \frac{1}{r_y} \right) \quad [16]$$

kde r_x a r_y jsou hlavní poloměry zakřivení (v metrech). Rovnice (16) ukazuje, že kapilární tlak se zvětšuje tím, čím menší jsou hodnoty poloměrů pórů. Z toho plyne, že nesmáčivá fáze vysušuje velké póry. Smáčivá fáze se v tom případě stahuje směrem do menších pórů, kde jsou velké hodnoty kapilárního tlaku. Když se dominance nesmáčivé a smáčivé fáze obrátí, tak se tento stav obrátí. Kapilární tlak je tedy závislý na saturaci prostředí (Wolff, 2013).

Právě kapilární jev způsobují gravitační síly v kombinaci se silami povrchového napětí. Pokud se tyto síly vyrovnají, tak se kapilární tok zastaví. Následující vztah zobrazuje všechny veličiny (Jandora, 2005; Salamovich et al, 2020; rovnice 17):

$$P_{\text{Тяж}} = F_s \quad [17]$$

kde $P_{\text{Тяж}}$ je gravitační síla a F_s je síla povrchového napětí (N) nebo po rozepsání (rovnice 18):

$$\rho_w \times \pi \times r^2 \times h_z \times g = \sigma \times 2 \times \pi \times r \quad [18]$$

kde ρ_w je hustota vody (kg/m^3), g je gravitační zrychlení (m/s^2), r je poloměr kapiláry (m), σ je povrchové napětí (N/m) a h_z je výška kapilárního zdvihu. Zjištění výšky kapilárního zdvihu je už snadno zjistitelné z rovnice (19) (Salamovich et al, 2020; Jandora, 2005):

$$h_z = \frac{2 \times \sigma}{\rho_w \times g \times r} \quad [19]$$

Tento vztah platí pro saturované prostředí, kde vystoupá hladina má tvar hemisféry a úhel menisku má hodnotu nula. Pro oblasti s nekompletní saturací je úhel menisku, který kapalina tvoří na své hladině v póru, doplněn do rovnice (rovnice 20):

$$h_z = \frac{2 \times \sigma \times \cos\theta}{\rho_w \times g \times r} \quad [20]$$

U kapilarity je zřetelné, jak zrnitost půdy ovlivňuje výšku kapilárního zdvihu. Materiály s menšími poloměry pórů mají vyšší povrchové napětí, proto mají výšku kapilárního zdvihu přirozeně vyšší. Údaje jsou uvedené v tab. 1 (Salamovich et al, 2020; Jandora, 2005).

druh zeminy	kapilární výška (m)	druh zeminy	kapilární výška (m)
písky	0,03 - 0,1	sprašové hlíny	2,0 - 5,0
jemné písky	0,1 - 0,5	jílovohlinité zeminy	do 10,0
hlinité písky	0,5 - 2,0	Jíly	přes 50,0

Tab. 1 Kapilární výšky zemin (převzato z Jandora, 2005)

U Darcyho zákona jsme se setkali s hydraulickou vodivostí. Tato veličina je závislá na vlhkosti, čím menší vlhkost nebo tlaková výška je, tím menší má hodnotu. Tím pádem bude pro stejný typ materiálu hydraulická vodivost vždy menší v nesaturované zóně než v saturované. To je důležité při popisu proudění v nesaturované zóně pomocí Richardsovy (1931) rovnice. Ta má následující podobu v jednorozměrném horizontálním proudění (Pachepsky et al, 2003; Hillel, 2004):

$$\frac{\delta\theta}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta x} \times (K(\theta) \times \frac{\delta h}{\delta x})$$

[21]

kde θ je objemová vlhkost, h hydraulická výška, K hydraulická vodivost, x vzdálenost a t čas. Následně se proudění podle rovnice (21) upraví na difuzní tvar (Pachepsky et al, 2003; Hillel, 2004):

$$\frac{\delta\theta}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta x} \times (D(\theta) \times \frac{\delta\theta}{\delta x})$$

[22]

kde $D(\theta)$ je hydraulická difuzivita.

3. Výpar

3. 1. Základní definice

Výpar je proces, při kterém dochází ke změně skupenství z kapaliny na páru. Je jednou ze složek hydrologického cyklu a významným spotřebitelem solární energie. Při výparu dochází k mnoha procesům jako: transport tepla a hmoty, již zmíněná změna skupenství a mezifázový posun kapaliny a páry v pórových prostorech (Barghi, 2019; Hillel, 2004; Marshall, 2014; Ochsner, 2017; Shokri et al, 2010). Konečnou fází výparu je transport páry do atmosféry z těchto následujících zdrojů:

1. *Hladina povrchové vody*
2. *Půdní či horninový povrch*
3. *Povrch nebo vnitřek rostlin*
4. *Sníh a led*

Výpar z povrchu rostlin se odčleňuje od ostatních a nazývá se transpirací. Transpirace je výpar vody povrchem rostlin, nejčastěji přes stomata. Pokud je půda pokryta hustou vrstvou vegetace, tak transpirace je hlavním producentem výparu. Společně s výparem z povrchu půd se sdružuje do jednotného procesu zvaného evapotranspirace. Celkově jsou všechny tyto výše zmíněné procesy ovlivňovány jak vnějšími meteorologickými vlivy, tak i vlastními vlastnostmi daného prostředí, ze kterého výpar probíhá.

3. 1. 1. Základní podmínky výparu

K inicializaci výparu jsou třeba tři podmínky. První je přísun energie. Ten je třeba, protože voda má vysokou hodnotu latentního tepla pro výpar. Latentní teplo výparu je hodnota dodané energie v podobě tepla, která je nutná k rozbití vazeb ve vodě při její přeměně z kapalného na plynné skupenství. Tato hodnota je při 15 °C $2.5 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$. Zdrojem energie pro výpar je hlavně sluneční svit, ale i teplo z půdy samotné a půdního vzduchu, který ji vyplňuje (Barghi, 2019; Hillel, 2004; Ochsner, 2017; Yamanaka, 1997; rovnice 23):

$$R_n = L_e E + H + G$$

[23]

zde R_n (jednotka i pro následující veličiny je $\text{MJ}\times\text{m}^{-2}\times\text{d}^{-1}$) je radiační bilance, L_eE je latentní tepelný tok, tok tepla v půdě G a citelný tepelný tok do atmosféry H (Heck et al, 2020). Latentní tok je energie zachycena na povrchu při výparu nebo evapotranspirací stranou od jakékoliv změny teploty. Latentní tepelný tok je stejný jako latentní teplo výparu, takže je zodpovědné za chod výparu (ten je ještě navýšen samotnou transpirací). Citelný tepelný tok do atmosféry znázorňuje přenos tepla mezi atmosférou a půdou. Půda je přes den teplejší, takže kondukcí otepluje vzduch, který poté odváne vítr a konvekcí se energie dostane do atmosféry (přes noc je tento chod obrácen). Zemní tepelný tok naopak popisuje tok tepla mezi povrchem a níže uloženou půdou (Ochsner, 2017; Yamanaka et al., 1997). Tok tepla je vyjádřen v rovnici (Han et al., 2017; rovnice 24):

$$\frac{\delta S_h}{\delta t} = -\frac{\delta q_h}{\delta z} \quad [24]$$

kde S_h je zásoba tepla v půdě ($\text{J}\times\text{m}^{-1}$) a q_h je objemový tok tepla v půdě ($\text{J}\times\text{m}^{-2}\times\text{s}^{-1}$).

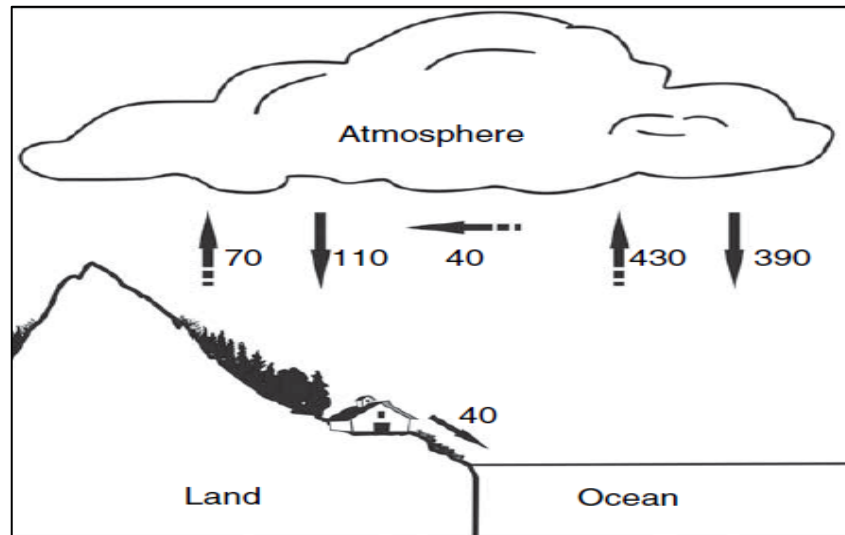
Další podmínkou je dostatečný přísun vody do půdy (voda je do půdy dodávána většinou ve formě srážek nebo zavlažování). Samotná půda musí být schopna přesouvat vodu do oblastí, kde k výparu dochází. Oblasti výparu jsou většinou v malé hloubce pod povrchem, takže tento přesun může být obtížný, pokud je hladina podzemní vody ve velké hloubce. Přesun ovlivňují ve velké míře i hydraulické vlastnosti samotné půdy (Hillel, 2004; Ochsner, 2017; Barghi, 2019).

Poslední podmínkou pro začátek výparu je koncentrační nebo jinak tlakový rozdíl mezi atmosférou a párou. K tomu, aby došlo k transportu páry pomocí difuze nebo konvekce, musí mít atmosféra nad prostředím, v němž probíhá výpar, nižší hodnotu parciálního tlakového gradientu (Barghi, 2019; Hillel, 2004; Ochsner, 2017).

3. 2. Výpar v hydrologickém cyklu

Výpar je důležitým členem hydrologického cyklu (obr. 3), který popisuje opakovanou výměnu vody mezi prostředími na této planetě. Kromě hydrosféry hydrologický cyklus zahrnuje i vodu z atmosféry, půdní a podzemní vodu a biosféru (voda v organismech). Je tedy jasné, že interaguje se všemi sférami Země (Marshall,

2014). Hydrologický cyklus se dělí na tzv. malý a velký. Malý cyklus probíhá mezi oceánem a oceánem nebo pevninou a pevninou. Velký cyklus probíhá mezi oceánem a pevninou.



Obrázek 3. Hydrologický cyklus. Hodnoty u šipek znázorňují objem vyměněné vody (v tisících km³) mezi jednotlivými složkami (převzato z Kundzewicz, 2008)

Množství vody vyměněné mezi jednotlivými pochody hydrologického cyklu dosahuje vysokých hodnot a je největším pohybem hmoty na této planetě (obr. 3; Kundzewicz, 2008). Začátek tohoto cyklu je nad oceánem, kde dochází k výparu vody z hladiny. Odhaduje se, že se z oceánu odpaří za rok průměrně 424-430 bilionů m³, z čehož se 90% tohoto výparu ani nedostane nad pevninu (Marshall, 2014). Páry poté kondenzují v atmosféře a za příhodných podmínek se vylučují v podobě srážek. Srážky se mohou někde zachytit a být odkloněny do povrchových toků (které vedou zpět do moře), nebo infiltrují do půdy. V půdě se buď voda stane součástí podzemní vody a proudí podle jejích zákonitostí (může i dlouho zůstat v nějakém kolektoru), nebo se zachytí v její nesaturované části. V poslední jmenované části se voda buď znovu vypaří, nebo ji nasají rostliny kořeny, které je ze svých pórů znovu vypouští do atmosféry pomocí transpirace (Dodds a Whiles, 2020). Na pevnině se evaporace z půdy a transpirace z rostlin často zkombinují do evapotranspirace.

Pokud je nutné zjistit, kolik vody se z pevniny znovu vrací do oceánu nebo zůstává na pevnině, tak se užívá rovnice zachování hmotnosti buď v první podobě (rovnice 25):

$$\text{Přítok} - \text{Odtok} = \text{Změna zásob}$$

nebo se dá odvodit i z bilance vody (rovnice 26):

$$\text{Srážky} - \text{Evaporace} - \text{Odtok} = \text{Změna zásob.}$$

[26]

Díky přenosu vody v rámci hydrologického cyklu se uskutečňuje několik důležitých jevů. Prvním je zásobování vodou pro naše potřeby, faunu a flóru, biochemické rozpouštění uhličitánů, solí a jiných hornin či materiálů (v podstatě chemické zvětrávání). Další je transport sedimentů, který je odhadován na 10 až 64 gigatun za rok. V atmosféře nebo litosféře na sebe voda může vázat i nečistoty nebo jiné látky (kyselé deště, znečištění nebo mineralizace vod) (Kundzewicz, 2008).

3. 3. Potenciální a aktuální výpar a evapotranspirace

3. 3. 1. Výpar

Potenciální výpar je limitující hodnota, podle které se určuje schopnost atmosféry pojmout vodní páru za ideálních podmínek, kdy výpar není limitován množstvím vody k vypařování. Tyto podmínky reflektují výpar z volné hladiny povrchové vody (Tran et al, 2015). Pro volnou hladinu může být potenciální výpar definován rovnicí (Neriah et al, 2014; rovnice 27):

$$EP = \frac{P_{Vs} - P_{V_s}}{r_{bl}}$$

[27]

kde P_{Vs} a P_{V_a} jsou saturované a parciální tlaky vodní páry a r_{bl} je hodnota odporu mezní vrstvy.

Aktuální neboli skutečný výpar reflektuje takové množství vody, které se za daných meteorologických podmínek vypaří do atmosféry ze zemského povrchu o dané vlhkosti. V půdě je mnoho podmínek, které ve většině případů znemožňují, aby výpar dosáhl úrovně potenciálního výparu. Tím nejzjevnějším je, že půda bude různě saturovaná. Proto je hodnota EP pro půdu upravována (Neriah et al, 2014; rovnice 28):

$$E = \varepsilon \times EP$$

[28]

ε znázorňuje redukční hodnotu v závislosti na míře saturace půdy. Pokud ε má hodnotu 1, tak se výpar z půdy rovná potenciálnímu výparu. Pokud má menší hodnotu, tak to ukazuje, že výpar je ovlivňován, ať už externími nebo interními vlivy (Neriah et al, 2014).

Nejpoužívanější rovnicí pro potenciální výpar je Penman-Monteithova rovnice (30), jenž je odvozena z Penmanovy (1948) rovnice (Lhomme, 1997; rovnice 29):

$$EP = \frac{\Delta(Rn - G) + \frac{\rho \times c_p \times Yu}{r_a}}{\Delta + \gamma} \quad [29]$$

Penman-Monteithova rovnice má tento tvar (Qiu et al., 1998; Aydin et al., 2005; Farahani et al., 2007; rovnice 30):

$$EP = \frac{\Delta(Rn - G) + \frac{86,4 \times \rho \times c_p \times Yu}{r_a}}{\lambda \times (\Delta + \gamma)} \quad [30]$$

kde EP je potenciální půdní výpar ($\text{kg} \times \text{m}^{-2} \times \text{d}^{-1} \approx \text{mm} \times \text{d}^{-1}$), Δ derivace tlaku nasycené vodní páry podle teploty vzduchu ($\text{kPa} \times \text{°C}^{-1}$), Rn je radiační bilance ($\text{MJ} \times \text{m}^{-2} \times \text{d}^{-1}$), G je tok tepla v půdě ($\text{MJ} \times \text{m}^{-2} \times \text{d}^{-1}$), ρ je hustota vzduchu ($\text{kg} \times \text{m}^{-3}$), c_p specifické teplo vzduchu ($\text{kJ} \text{ kg}^{-1} \text{ °C}^{-1} = 1.013$), Yu je sytostní doplněk (Pa), r_a je aerodynamický odpor ($\text{s} \times \text{m}^{-1}$), λ je latentní teplo výparu ($\text{MJ} \times \text{kg}^{-1}$), γ je psychrometrická konstanta ($\text{kPa} \times \text{°C}^{-1}$) a 86.4 je faktor pro konverzi z $\text{kJ} \text{ s}^{-1}$ na $\text{MJ} \text{ d}^{-1}$. Sytostní doplněk je množství vodní páry, které je nutné dostat do vzduchu, aby byl plně nasycen

Pro výpočet aktuálního výparu se rovnice upravují, protože ideální podmínky málokdy vydrží delší dobu. Jako ukázka jedné z možných rovnic je následující (An et al, 2018; rovnice 31):

$$E = \frac{q \times (Ts) - \rho}{r_a + r_s}$$

[31]

kde $q \times (T_s)$ je vlhkost vzduchu, který je nad půdní vodou a r_s je povrchová rezistivita povrchu půdy nebo v případě transpirace/evapotranspirace sledované rostliny/vegetace ($s \times m^{-1}$). Aktuální výpar se vždy odvozuje z potenciálních rovnic. Pokud chceme přesné hodnoty, tak je třeba měření v terénu např. pomocí lyzimetru

3. 3. 2. Transpirace

Transpirace je proces, kdy probíhá výdej vody povrchem listů rostlin. Transpirace je umožněna díky malým pórům zvaným stomaty. Ty jsou ještě opatřeny strážními buňkami, jež jsou schopné stomaty podle potřeby zavírat nebo otevírat. Činnost stomat je součástí fotosyntézy, protože rostlina skrze ně přijímá oxid uhličitý (pokud jsou otevřeny), ale zároveň přitom ztrácí i vodu ve formě vodní páry, která vzniká v interiéru rostliny. Otevření stomat je ovlivněno koncentracemi oxidu uhličitého v atmosféře, množstvím světla dopadajícího na list a množstvím vody v listu. Pohyb vody v rostlině je hnán osmotickým a turgorovým potenciálem. Osmotický je v rostlině negativní. Turgorový potenciál (h_p) má kladnou hodnotu tlaku, kterou vyvolávají elastické buněčné stěny. Ty se vyztužují a brání expanzi zaviněnou osmotickým tlakem. Vodní potenciál (h_w) se dá napsat následovně (Hillel, 2004; Ochsner, 2017; rovnice 32):

$$h_w = h_o + h_p$$

[32]

Pokud transpirace probíhá, tak v listech začne vodní potenciál klesat a voda začne proudit z kořenů do listů pomocí vodivého pletiva xylému. Vodní potenciál pro představu dosahuje v atmosféře -500 barů, v listech -15 barů, v kořenech -3 bary a v půdě -0,3 barů (jednotka bar je zde uvedena kvůli praktičnosti). Voda, která opustí rostlinu pomocí stomat, musí být nahrazována nasáváním vody a jejím transportem pomocí kořenů. To je zřizováno osmózou. Pokud je ale z nějakého důvodu osmotický potenciál v půdě menší, tak kořeny začnou vylučovat vodu. Turgorový tlak je nulový a strážní buňky se u stomat zavřou, aby limitovaly ztrátu vody transpirací (Hillel, 2004; Ochsner, 2017;).

Okrajově se dá zmínit o potenciální transpiraci. Ta má analogickou definici jako samotný potenciální výpar. Její definice je výpar vody z rostlin, pokud dostatek vody není limitujícím faktorem, rostlina je zdravá, teplota a sluneční záření mají vysokou

hodnotu a pomáhá, když je půda vlhká a vzduch velmi suchý. Výpar a transpirace se souhrnně označují jako evapotranspirace.

3. 3. 3. Evapotranspirace

Základní rovnice pro výpočet potenciálního výparu, z úvodu podkapitoly 3. 3. 1., se využívají pro odvození rovnic pro výpočty potenciální evapotranspirace. Tyto rovnice pro výpočet evapotranspirace jsou souhrnně uvedeny v tabulce 2.

Hlavní parametr	Název	Data	Rovnice
Kombinace	Penman	RH, T, U, D	$EVP = (\Delta \times R_n + \gamma \times Y_u \times W) / (\lambda \times \rho \times (\Delta + \gamma))$
	Penman-Monteith	RH, T, U, D	$EVP = (\Delta \times R_n + \gamma \times Y_u \times W) / (\lambda \times \rho \times [(\Delta + \gamma \times (1 + r_s/r_a))])$
	Pristley-Taylor	T, D	$EVP = (\alpha \times \Delta \times R_n) / (\lambda \times \rho \times (\Delta + \gamma))$
	Kimberly-Penman	RH, T, U, D	$EVP = (\Delta \times R_n + \gamma \times Y_u \times W) / (\lambda \times \rho \times (\Delta + \gamma))$
	Thom-Oliver	RH, T, U, D	$EVP = (\Delta \times R_n + 2,5\gamma \times Y_u \times W) / \lambda \times \rho \times [(\Delta + \gamma \times (1 + r_s/r_a))]$
Teplota	Thornthwaite	T, D	$EVP = 4 \times D \times L \times (10 \times T_m / I)^2 / 3$
	Blaney-Cridde	T, D	$EVP = k \times D \times (0,46 \times T_a + 8,13)$
	Hamon	T, D	$EVP = (DL/12)^2 \times \exp(T_a/16)$
	Romanenko	RH, T	$EVP = 4,5 \times (1 + T_a/25)^2 \times (1 - e_d/e_a)$
	Linacre	RH, T	$EVP = [(500 \times T_h) / (100 - A) + 15 \times (T_a - T_d)] / (80 - T_a)$
	Oudin	T	$EVP = R_e \times (T_a + 5) / (\lambda \times \rho \times 100)$ pokud $T_a + 5 > 0$
Záření	Turc	RH, T, D	$EVP = 0,027 \times (T_a / (T_a + 15)) \times (R_g \times (1 - \alpha) + 24) \times y$
	Jensen-Haise	T	$EVP = R_e \times T_a / (\lambda \times \rho_w \times 40)$
	McGuinness-Bordne	T	$EVP = R_e \times (T_a + 5) / (\lambda \times \rho \times 68)$
	Hargreaves	T	$EVP = 0,0023 \times R_e \times (T_{max} - T_{min})^{1/2} \times (T_a + 17,6) / (\lambda \times \rho)$
	Doorenbos-Pruitt	RH, T, U, D	$EVP = -0,3 + [\Delta \times R_g \times (1 - \alpha) \times W] / [\lambda \times \rho \times (\Delta + \lambda)]$
	Abstew	RH, T, D	$EVP = 0,53 \times R_g \times (1 - \alpha) / (\lambda \times \rho)$
	Makkink	T	$EVP = [0,63 \times R_g \times \Delta / (\Delta + \lambda) + 14] / (\lambda \times \rho)$

Tabulka 2. Přehled Rovnic pro potenciální evapotranspiraci. RH je relativní vlhkost, T (°C) je teplota, D je sluneční svit a U je rychlost větru (převzato z Oudin et al, 2005)

Většina veličin z tabulky je už popsána v předešlé podkapitole 3. 3. 1. Zde bude popsán zbytek neznámých veličin. R_g je globální krátkovlnné záření ($\text{MJ} \times \text{m}^{-2} \times \text{den}^{-1}$), ρ hustota vzduchu ($\text{kg} \times \text{m}^{-3}$) D_L je délka dne ($\text{hodin} \times \text{den}^{-1}$), D je jasný sluneční svit ($\text{hodin} \times \text{den}^{-1}$), α je povrchové albedo, U je rychlost větru 2 metry nad půdou ($\text{m} \times \text{s}^{-1}$) a R_e je extraterestriální záření ($\text{MJ} \times \text{m}^{-2} \times \text{den}^{-1}$). Poslední konstantou, která se nachází v některých rovnicích, je W . W má různý způsob výpočtu pro každou rovnici, v níž je uvedeno, takže zde je postupně popsán způsob jeho výpočtu v každé z nich (Oudin et al, 2005; rovnice 33):

$$W = 2,6 \times (1 + 0,536 \times U) \quad [33]$$

další je Penman-Monteith (rovnice 34):

$$E = \frac{1500}{r_a} \text{ a } r_a = \frac{208}{U} \quad [34]$$

Následující je Kimberly-Penman (rovnice 35):

$$W = [0,4 + 0,14 \times \exp(-\left(\frac{J_d - 173}{58}\right)^2)] + [0,605 + 0,345 \times \exp(-\left(\frac{J_d - 243}{58}\right)^2)] \times U \quad [35]$$

kde J_d je Juliánský den. A poslední veličina W (rovnice 36):

$$W = 2,6 \times (1 + 0,536 \times U) \quad [36]$$

Poslední tři veličiny, které je třeba vysvětlit jsou Z , která je empirická konstanta, jež se vypočítá následně (rovnice 37):

$$Z = 0,49 + 1,8 \times \left(\frac{I}{100}\right) - 0,77 \times \left(\frac{I}{100}\right)^2 + 0,67 \times \left(\frac{I}{100}\right)^3$$

[37]

a veličina I z rovnice (38):

$$I = \sum_{k=1}^{12n} \left(\frac{T_k}{5} \right)^{1,51}$$

[38]

kde T_k je průměrná měsíční teplota. Poslední veličinou, kterou je nutno definovat, je T_h , což je parametr udávající informaci o zeměpisné šířce ($^{\circ}$) a nadmořské výšce stanice (rovnice 39):

$$T_h = T_a + 0,006 \times h_e$$

[39]

kde h_e je údaj o nadmořské výšce (m).

Potenciální evapotranspirace je sloučením výparu z volné hladiny a transpirace, kdy dostupnost vody není limitujícím faktorem. To jsou ideální podmínky, které rostlina a půda nejsou schopné dlouho udržet. V terénu je evapotranspirace ovlivněna kromě meteorologických a půdních vlastností i stavem samotné rostliny (stínění, zdravotní stav atd.). Hodnoty aktuální evapotranspirace nikdy nebudou větší než potenciální evapotranspirace a z dlouhodobého hlediska budou vždy nižší.

3. 3. 4. Referenční evapotranspirace

Kromě aktuální a potenciální evapotranspirace se ještě rozeznává tzv. referenční. Rovnice pro výpočet referenční evapotranspirace (ET_{RC}) se používají v zemědělství. Jejich úlohou je vypočítat potenciální evapotranspiraci bez toho, aby se musely zaměřovat na konkrétní druh rostliny. Výsledek se nakonec vynásobí konkrétním vegetačním faktorem $k(T)$. Vegetační faktor se vztahuje k růstu rostlin, který začíná od $5^{\circ}C$. Kromě toho, že začíná rostlina růst, tak začíná od této teploty působit evapotranspirace. Ta začne stoupat až k potenciální evapotranspiraci, která nastává při $10^{\circ}C$. Teplota se měří v 0,55 metrech, protože to lépe odpovídá podmínkám, ve kterých rostliny rostou (Wright a Harding, 1993; Urban, 2017). Druhý způsob, jak se na vegetační faktor koukat, je jako souhrn faktorů, díky nimž se dá odhadnout minimální

požadavky na minimalizaci stresu v rostlinách. Tyto faktory jsou klima, stádia růstu a půda (Choudhury et al, 1994). Průměrnými hodnotami jsou stanovené standardizované hodnoty výšky 0,12 m, s fixním povrchovým odporem $70 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1}$ a albedem 0,23. Nejpresnější, pro výpočet referenční evapotranspirace, je opět rovnice odvozená od Penman-Monteithovy rovnice (McMahon et al, 2013; Ochsner, 2017; rovnice 40):

$$ET_{RC} = \frac{0.408 \times \Delta(R_n - G) + \gamma \times \frac{900}{T_a + 273} \times U \times Y_u}{\Delta + \gamma(1 + 0.34 \times U)} \quad [40]$$

a zde je vynásobena již zmíněným vegetačním faktorem (rovnice 41):

$$EP = k(T) \times ET_{RC} \quad [41]$$

3. 4. Fáze výparu

V následujícím textu se budu zabývat případem výparu z porézního prostředí bez intervence transpirace. Popíšu vývoj intenzity výparu a prostorového uspořádání vlhkosti v porézním prostředí od okamžiku, kdy je prostředí plně saturováno, až po fázi, kdy se v prostředí vytváří suchá přívěrchová vrstva. Na počátku je intenzita výparu limitována potenciálním výparem a v určité chvíli nastává okamžik, od kterého je intenzita výparu kontrolována difuzí vodní páry skrz suchou přívěrchovou vrstvu.

Dodávky energie potřebné pro výpar a kapacita atmosféry přijímat výpar se označují jako „atmospheric demand“. Kromě limitujícího faktoru energie ve formě tepla jsou další faktory, které ovlivňují výpar nedostatek kapalné vody v půdě a difuzní tok vodní páry skrz částečně suchou zónu u povrchu. Výpar z porézního prostředí bývá rozdělen na 3 hlavní fáze (obr. 4), které popisují níže. Výpar neprobíhá pouze na povrchu, ale může se přesouvat i do hloubek. Popis tohoto procesu je detailněji popsán v konkrétních fázích níže.

3. 4. 1. Fáze I. Konstantní intenzita výparu

Tato fáze výparu je ovlivňovaná hlavně atmosférickými podmínkami u povrchu půdy. Je zaznamenávána po vydatných srážkách, kdy je půda plně saturována a nejvyšších hodnot intenzity výparu je dosahováno, když je totální tepelný tok do půdy

největší (léto v dlouhém měřítku a poledne v krátkodobém). Výpar je v mnoha případech stejný nebo aspoň blízký výparu z volné hladiny (Hall et al, 1986; Wang, 2015). Jak už název napovídá, tak výpar má určitou konstantní intenzitu. Výpar je zajištěn díky přísunu vody z podzemních rezervoárů pomocí kapilárního transportu a hydraulického gradientu. Dojde k vytvoření tzv. primární výparové fronty. Ta je na počátku na povrchu porézního prostředí, když je plně saturováno. Postupně ale dochází v průběhu výparu k průniku vzduchu do pórů, tím pádem i k redistribuci vody, což zapříčiňuje klesnutí tzv. primární výparové fronty hlouběji do půdy (zatímco půda nad ní postupně více vysychá). Tato fronta je hranicí mezi saturovanou zónou (pod ní) a nesaturovanou zónou (nad ní). Důležitá je i hydraulická vodivost, která je menší se snižující se vlhkostí v půdě, tedy ovlivněna výparem. Při I. fázi se voda nejprve vypařuje z větších pórů, které nemají sílu vodu udržet adsorpčními procesy. Do těchto pórů pomalu vniká vzduch. V tomto okamžiku je ještě primární výparová fronta kapilárně propojena s povrchem a dodává mu vodu pro výpar. Jakmile dojde k narušení kapilárně propojených cest v půdě a poklesu kapilárního tlaku, tak nastupuje další část výparu. Při konci I. fáze se stanovuje charakteristická délka/hloubka výparové fronty pomocí znalosti o distribuci velikosti pórů. Délka (L_c) označuje nejzazší hloubku, v níž kapilární síly jsou schopné překonat gravitační a viskózní síly. Doba trvání I. fáze se určuje podle dvou faktorů. První je překročení vstupní hodnoty vstupu vzduchu do pórů a druhý je kritický kapilární tlak, který ještě stačí vyrovnávat gravitační a viskózní síly (Shokri et al., 2009; Or et al., 2012; Hussary et al, 2022). Rovnice je následující (Hussary et al, 2022; rovnice 42):

$$L_c = \frac{2 \times \sigma}{\rho \times g} \times \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) = \frac{L_G}{L_V} + 1$$

[42]

kde r_1 a r_2 jsou poloměry nejmenších a největších pórů (m), L_G je charakteristická gravitační délka, L_V je charakteristická délka viskózní disipace a ostatní veličiny byly už jmenovány. Zjednodušeně se dá intenzita výparu v I. fázi výparu vyjádřit tímto vztahem (Neriah et al, 2014; rovnice 43):

$$E_{s1} = \frac{P_{V_s} - P_{V_s}}{r_{s1}}$$

[43]

zde je e_{s1} výparem pro první fázi (mm za den) a r_{s1} je korespondující odpor párového toku. Ten se získává následujícím výpočtem (Neriah et al, 2014; rovnice 44):

$$r_{s1} = r_{bl} + r_{\theta surf} \quad [44]$$

kde $r_{\theta surf}$ je odpor který vyplývá ze spojení mezi specifickým obsahem vody na povrchu půdy, θ_{surf} , a difuzním odporem (vyjadřuje schopnost propouštět vodní páru difuzí).

3. 4. 2. Fáze II. Klesající intenzita výparu

Tato fáze nastává, když už půda není schopná transportovat vodu na povrch v kapalně formě, protože byly zpřetrhány kapiláry mezi primární výparovou frontou a povrchem půdy. Tím pádem výpar z půdy již není řízen pouze atmosférickými podmínkami („atmospheric demand“), ale uplatňují se i další faktory. Pohyb vody je kombinace kapilárního vztlínání a difuze vody, která je v této fázi více dominantní. Voda se pomocí kapilár už není schopna dostat až na povrch (Ochsner, 2017; Tran et al, 2015). Výpar tak již neprobíhá na povrchu, ale na stále se zahlubující tzv. sekundární výparové frontě. Nad touto frontou, tj. blíže k povrchu, se nachází suchá přípovrchová vrstva bez vody, ve které se vlhkost pohybuje jako vodní pára difuzí. Hluběji v prostředí, pod sekundární výparovou frontou, je kapilární zóna. Ta stále dodává kapalnou vodu pomocí kapilár na sekundární výparovou frontu. Pod kapilární zónou se dle teorie stále vyskytuje primární výparová fronta, která odděluje předešlé zóny od saturované části (Shokri et al., 2009; Slavík et al., 2020). Ve II. fázi výpar ovlivňují vlastnosti samotné půdy (porozita, velikost zrn, propustnost pro vodní páru atd.). Přejít mezi fázemi charakterizují dva jevy. První je redukce saturace na povrchu na nulu nebo reziduální hodnotu a s tím související vyschnutí půdy při povrchu. Druhý jev je zvýšení teploty povrchu, protože už zde nedochází k ochlazení pomocí výparu (Mosthaf, 2014; Ochsner, 2017). Výpar se postupně snižuje pouze na zlomek toho, co byl v první fázi, až dosáhne stupně, ve kterém se znovu ustálí (což už značí počátek III. fáze). I když v této fázi sice klesá intenzita výparu, tak v některých případech může být odpovědná za většinu výparu vody z půdy (to platí hlavně pro semiaridní a aridní oblasti, kde jsou I. fáze výparu velmi krátké). Výpočet výparu pro druhou fázi je stejný jako u první fáze, pouze se vymění veličina ve jmenovateli za korespondující odpor pro druhou fázi, r_{s1} , který je znázorněn následujícím způsobem (rovnice 45):

$$r_{s2} = r_{s1} + r_v$$

[45]

kde r_v je viskózní odpor suché půdní vrstvy přilehlé k půdnímu povrchu (Neriah et al, 2014).

3. 4. 3. Fáze III. Reziduální

V této fázi je intenzita výparu řízená difuzí vodní páry (Slavík et al., 2020). Nad sekundární výparovou vrstvou se nachází suchá přípovrchová vrstva. Podle Wang (2015) oproti předchozím pochodům „má výpar tendenci být maximální, když totální tepelný tok z půdy je největší“, což jsou zimní období a noci. S tím, jak obsah vody klesl, difuze postupně není schopna dopravit vodní páru na povrch půdy (do atmosféry). Intenzita výparu vody se (pokud nedojde k vnějšímu zásahu) ustálí na nízké hodnotě a nedochází k žádným výkyvům. Dochází ke snížení hydraulické vodivosti půdy na téměř nulové hodnoty. V půdě se nachází poté jen reziduální voda. Pohyb vodní páry v prostředí je řízen podle Fickova zákona (rovnice 12). Ta v upravené formě popisuje difuzní tok následujícím způsobem (Shokri et al., 2008; Shokri et al., 2009; rovnice 46):

$$E_{dif} = \theta_a^{2,5} \times \frac{D_{atm}}{n_p} \times \frac{\rho_{sat} - \rho_{\infty}}{L_{dried}}$$

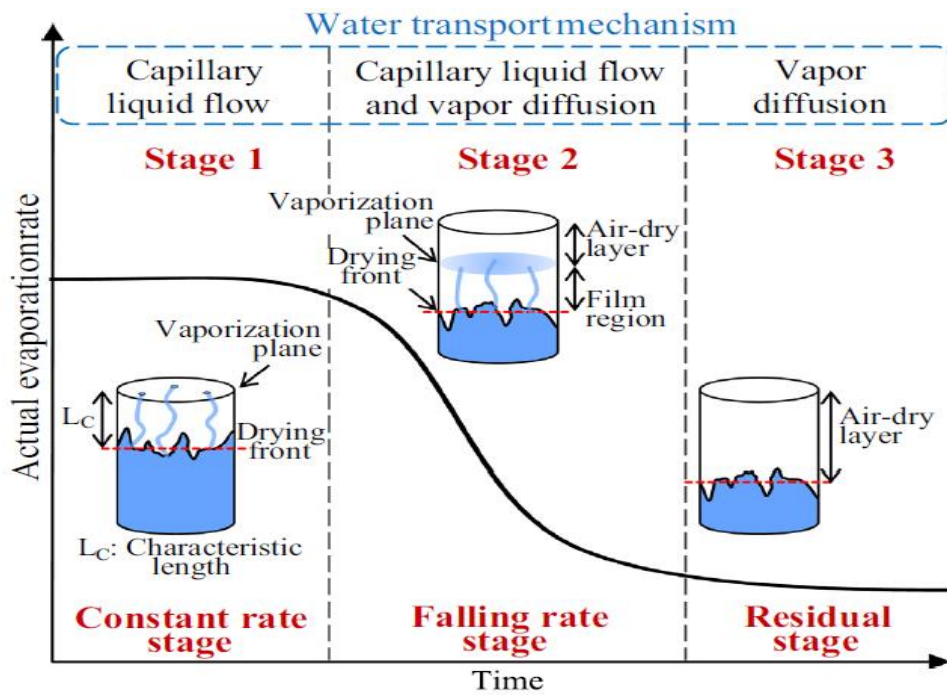
[46]

kde n_p je porozita, D_{atm} je difuzní koeficient ve volném vzduchu, θ_a je objemový obsah vzduchu (m^3) L_{dried} je délka suchá vrstvy, ρ_{sat} je saturovaná hustota vodní páry na sekundární výparové frontě a ρ_{∞} je hustota vodní páry nad povrchem. Tato fáze je dominantní hlavně v aridních a semiaridních oblastech. Podle Wang (2015; rovnice 47) se výpar během III. fáze se dá určit:

$$E_{DSL} = -a_1 \times y + a_2$$

[47]

kde y je tloušťka přípovrchové vrstvy („dry surface layer“) a_1 a a_2 jsou koeficienty půdní vody (vlhkosti) a aerodynamická charakteristika. Z rovnice tedy jasně plyne, že výpar záleží hlavně na vlhkosti prostředí a tloušťce suché vrstvy.



Obrázek 4. Křivka aktuálního výparu a jeho fází (Hussary et al., 2022)

4. Faktory ovlivňující výpar z porézního prostředí

Intenzitu výparu z porézního prostředí ovlivňuje mnoho faktorů. Tyto faktory v následujícím textu člením do dvou skupin. Tyto skupiny jsou externí a interní faktory. Externí faktory jsou hlavně meteorologické podmínky, ale řadí se sem i antropogenní příčiny. Patří mezi ně: teplota, sluneční záření, rychlost větru, vlhkost vzduchu a množství srážek. Interní faktory jsou vlastnosti půdy. Mezi interní faktory patří: hydraulická vodivost, propustnost, velikost pórů a jejich tvar, zrnitost půdních částic (jemnozrnné a hrubozrnné) a tloušťka půdní vrstvy. Tyto faktory mohou působit na výpar různou intenzitou a klidně ve vyšší míře ovlivňovat jen jednu konkrétní fázi výparu. Kapitola 4. bude tedy rozdělena na dvě části, kde se budu zabývat konkrétními faktory pro každou skupinu zvlášť (Schwartz et al., 2010; An et al., 2018; Hussary et al, 2022).

4. 1. Externí faktory

Externí faktory souvisejí nejčastěji s atmosférickými podmínkami, které ovlivňují hlavně první fázi, kdy je voda dopravována k první výparové frontě, která se nachází na půdním povrchu. Do externích faktorů se v případě orné půdy dají zařadit i antropogenní zemědělské zásahy, jako je umělé zavlažování a orba. Jejich vliv při přechodu na druhou fázi výparu většinou postupně upadá až do reziduální fáze, kdy je jejich efekt zanedbatelný (An et al., 2018; Hussary et al, 2022).

4. 1. 1. Teplota

Teplota se řadí mezi hlavní činitele, které řídí výpar. Čím vyšší je teplota vzduchu, tím větší množství vody je vzduch schopen pojmout. Teplota tak ovlivňuje sytostní doplněk, který je hlavní silou řídící výpar z porézního prostředí. Při výparu teplota ovlivňuje i parciální tlak vodních par přítomný v rovnicích (27 a 43). Čím větší teplota, tím větší hodnota parciálního tlaku a tím také větší intenzita výparu. Rovnice pro výpočet parciálního tlaku vodní páry je následující (Neriah et al, 2014; rovnice 48):

$$P_{v_s}(T) = 0,61 \times \exp \frac{T_c \times 17,27}{T_c + 273,3}$$

[48]

Kromě parciálního tlaku vodních par teplota přímo ovlivňuje i difuzní koeficient pro vodní páru uvedený v rovnici pro Fickův zákon (12). Rovnice pro výpočet koeficientu je uvedena níže (Neriah et al, 2014; rovnice 49):

$$D_v = 2,23 \times 10^{-5} \times \left(\frac{T_c + 273,15}{273,15} \right)$$

[49]

Vysoká intenzita výparu ovlivňuje i teplotu porézního prostředí, což je důležitý faktor. Porézní prostředí je v I. fázi ochlazováno díky vyšší intenzitě výparu a přítomnosti vody. Při přechodu na II. fázi výparu se však teplota prostředí zvedá, protože se snižuje výpar a s ním i chladící účinky, které výpar na prostředí má (Mosthaf et al., 2014; Heck et al., 2020).

4. 1. 2. Sluneční záření

Sluneční záření je nepostradatelnou částí, která ovlivňuje výpar. Je tedy hlavním hnacím motorem, který poskytuje energii, aby se vody z porézního prostředí vypařila. Z toho je zřejmé, že i délka dnů a změna ročních období ovlivňuje množství slunečního záření (nejvyšší hodnoty přes den v létě), které se dostane k půdě a tím pádem i velikost výparu z půdy. Co se týče ovlivnění konkrétních fází výparu, tak vyšší hodnoty záření zvyšují hodnoty pro I. fázi, ale zároveň urychlují přechod do II. fáze, která má menší hodnoty výparu. Z dlouhodobého hlediska tedy výpar může být větší při průměrné hodnotě záření, protože systém zůstane déle v I. fázi a přechod do II. fáze je pomalejší (Barghi, 2019; Heck et al., 2020). Intenzita slunečního svitu může být ovlivněna albedem (odrazivostí) půdy nebo stíněním rostlin. Tyto dva termíny budou vysvětleny níže v dalších podkapitolách. Je nutné vzít v potaz, že sluneční záření se nedostane od svého zdroje až k půdě v neporušeném stavu. Na své cestě může být odkloněno (albedo) nebo částečně pohlceno např. v atmosféře. V potaz je nutné brát i oblačnost a znečištění vzduchu (Barghi, 2019).

Jak už bylo řečeno výše, tak energie ze svitu se rozdělí mezi energii potřebnou na změnu vody z kapalně fáze do plynné (ta se vrátí do atmosféry kondukcí nebo jako dlouhovlnné záření) a energii, která zvyšuje teplotu porézního prostředí a zemského tepelného toku (G). Radiační bilanci je možné vypočítat následujícím způsobem (Heck et al., 2020; rovnice 50):

$$R_n = S_{irr} \times (1 - \alpha) + \sigma_B \times \epsilon_s \times (\epsilon_a \times T_a^4 - T_s^4) \quad [50]$$

kde S_{irr} je sluneční záření, σ_B je Stefan-Boltzmanova konstanta s hodnotou $5,67 \times 10^{-8}$ ($W \times m^{-2} \times K^{-4}$), α je povrchové albedo a ϵ_a a ϵ_s jsou atmosférická a povrchová emisivita. Sluneční záření se zjistí pomocí tohoto vztahu (Heck a et al., 2020; rovnice 51):

$$S_{irr} = 800 \times \cos\left(2 \times \pi \times \frac{t + 12}{24} + j\right) \quad [51]$$

kde t je čas v hodinách a j ($^\circ$) je úhel povrchu. Podle úhlu dopadu záření na povrch má tedy S_{irr} nejvyšší hodnotu v poledne, kdy úhel má nulovou hodnotu a nejnižší při východu a západu slunce. Díky tomu je zřejmé, že největší intenzity výparu prostředí dosáhne v rozmezí od poledne do dvou hodin odpoledne.

4. 1. 3. Vegetační stínění

Vegetační stínění brání dopadu slunečního záření na půdní povrch a tím také limituje množství energie, které může být dodáváno pro inicializaci výparu. V lesních oblastech to zachází až tak daleko, že výpar z půdy může tvořit jen zlomek z evapotranspirace, zatímco transpirace tvoří značnou většinu až nad 80 % (Shao et al., 2017). U zastíněných povrchů je prokázáno, že sice dosahují vrcholu výparu přibližně ve stejnou dobu, ale s menší intenzitou než u prosluněných povrchů. Zastíněné nebo částečně zastíněné plochy mají tedy intenzitu výparu o polovinu menší než jejich protějšek. Dokonce byly naměřeny i rozdíly v teplotě půdy $30 \text{ }^\circ\text{C}$ do dvou centimetrů mezi zastíněnými a prosluněnými povrchy (Raz-Yaseef a Rotenberg, 2010). Limitujícím faktorem výparu může být i to, že vegetace zabraňuje srážkám dostat se do půdy a tím snižuje potenciální množství vody, které se vypaří, v porovnání s oblastmi s malým zastoupením vegetace (Raz-Yaseef a Rotenberg, 2010; Shao et al., 2017; Barghi, 2019; Tezza et al., 2019). Pro zjednodušení např. v lesích kvůli omezení přichozího záření může prostorově výpar být velmi odlišný mezi 100 metrů vzdálenými body. I fáze výparu budou odlišné, protože zakryté plochy budou mít méně intenzivní a déle trvající I. fázi výparu. Pro výpočet může být použit tento vztah (Raz-Yaseef a Rotenberg, 2010; rovnice 52):

$$E_s = S_f \times E_{\text{shade}} + (1 - S_f) \times E_{\text{sun}}$$

[52]

kde E_s je prostorově zprůměrovaný výpar, S_f je část zastíněné plochy (%) a E_{shade} a E_{sun} jsou průměrné hodnoty výparu ze stíněné a prosluněné plochy.

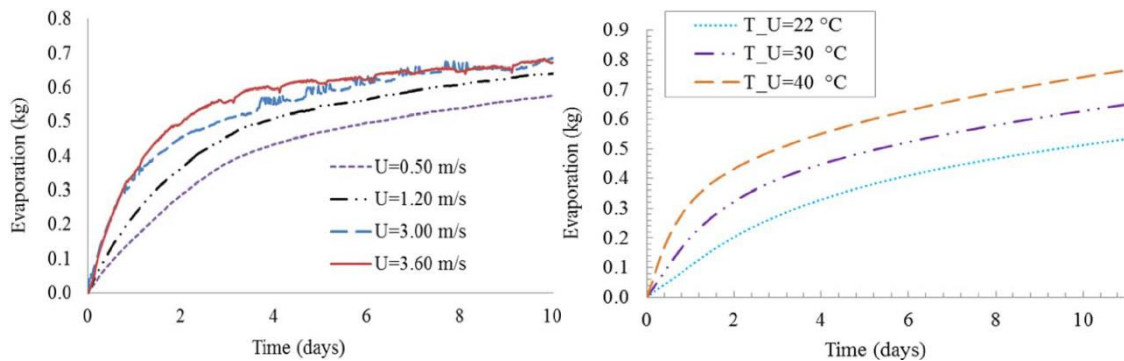
4. 1. 4. Vítr

U vlivu větru na výpar se studují hlavně tři jeho faktory. Těmito faktory jsou jeho rychlost, teplota a typ proudění (laminární nebo turbulentní). Podobně jako u slunečního záření, čím větší rychlost větru (obr. 6), tím větší intenzita výparu při I. fázi a také přechod do II. fáze. Pokud se jeho rychlost sníží, tak je proces opačný. Tento princip je zachován nezávisle na jakémkoliv typu půdy a jejích vlastnostech při přechodu mezi I. a II. fází. (Ishihara et al., 1992; Blight, 2002; Haghghi a Or, 2013). Vítr pomáhá totiž přesouvat vzduch, tím i zachovávat parciální tlakový gradient. Díky jeho působení dochází k promíchávání vrstev vzduchu s různými meteorologickými vlastnostmi (teplota, vlhkost). Z tohoto důvodu je efektivnější turbulentní proudění než laminární, protože se při něm lépe promíchávají vrstvy vzduchu. Zatímco laminární je uspořádanější a nedochází při něm k míchání vrstev vzduchu (Barghi, 2019; Heck et al., 2020). Co se rychlosti větru týče, tak jakousi pomyslnou hranicí pro trvání I. fáze výparu je rychlost 1,22 metru za sekundu (alespoň pro písčité materiály). Pokud je rychlost menší než tato hodnota (a za předpokladu, že by nedocházelo k přísunu další vody z prostředí), tak I. fáze trvá 2 až 3 dny, ale pokud je větší, tak trvá 1 až 1,5 dne (Davarzani et al., 2014).

Ve studii Shahraeeni et al. (2012) se také testovaly různé rychlosti větru a došlo se ke stejným závěrům popsaným výše. Zajímavým zjištěním bylo, že i když intenzita výparu byla jiná a primární výparová zóna se zahlubovala různou rychlostí, tak I. fáze výparu skončila vždy ve stejném rozmezí hloubky. V kombinaci se slunečním zářením, podle této studie, může výpar dosáhnout velmi vysokých hodnot a vést k rychlejší tvorbě suché přívrchové vrstvy, která limituje hodnoty výparu hlavně v jeho II. fázi (Shahraeeni et al. 2012).

Ke stejným závěrům dojdeme i v případě zvýšení teploty větru (obr. 5). Pokud je teplota vyšší, tím větší intenzitu výparu pozorujeme v porézním prostředí. Opačný děj sledujeme v koncentraci par ve vzduchu. Nízké hodnoty tohoto faktoru způsobují větší

výparový tok. Všechny předešlé jevy související s větrem přestávají mít výrazný účinek ve II. fázi výparu (Davarzani et al., 2014).



Obrázek 5. Vliv rychlosti větru a teploty na výpar (na vertikální ose uveden kumulativní výpar v kg). Vlevo hodnoty rychlosti větru (U) a vpravo hodnoty teploty (T_U) větru (převzato z Davarzani et al., 2014)

4. 1. 5. Vlhkost vzduchu

Vlhkost vzduchu je další činitel, který ovlivňuje výpar. Záleží při ní na poměru vlhkosti vzduchu (jinak také relativní nebo absolutní vlhkosti) a saturované vlhkosti porézního prostředí. Relativní vlhkost je poměr mezi okamžitým množstvím vodních par ve vzduchu a množstvím par, které by měl vzduch při plném nasycení za stejného tlaku a teploty. Tento činitel je proto závislý na ostatních výše zmíněných faktorech, jako je teplota a vítr. Pokud má teplota vysoké hodnoty, tak to zvýší i potenciální vlhkost vzduchu a ten může pojmout více vody (vodní páry) z výparu. Totéž platí u větru, který promíchává vzduch s různými hodnotami vlhkosti a napomáhá tak výparu. Pokud má relativní vlhkost vysoké hodnoty, tak to omezí výpar, protože vzduch už nemůže přijmout velké množství vody z výparu (Barghi, 2019; Farhat, 2018). Když relativní vlhkost dosáhne svého maxima, tak voda začne kondenzovat do své kapalné formy a infiltruje se zpět do prostředí. Tento případ můžeme pozorovat např. přes noc, kdy teplota klesá a tím pádem se hodnoty relativní vlhkosti zvýší.

4. 1. 6. Orba

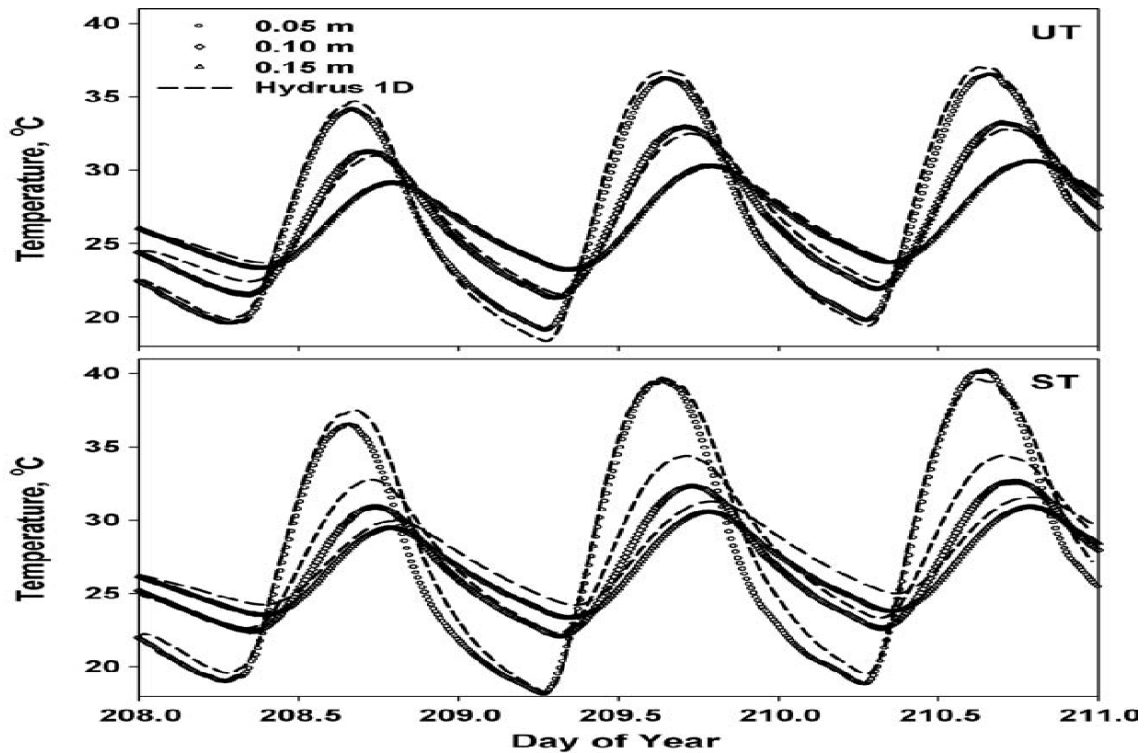
Orba je antropogenní proces, který se na půdě nejčastěji provádí na konci léta nebo v průběhu podzimu. Kvůli tomu, že orba a výpar jsou pro zemědělství oba velmi významné, bylo by dobré vědět, jak se navzájem ovlivňují. Princip je rozrušit a provzdušnit horní část půdy, tedy zvýšit pórovitost a také zahrabat hnojiva hlouběji do půdy. Tento proces je zajímavý z toho důvodu, že se jedná o externí jev, který po jeho

implementaci ovlivňuje i vlastnosti interních jevů, které se na výparu také podílejí (Brant, 2021).

Pokud je půda saturovaná v takové míře, že může nastat I. fáze výparu, tak orba odkryje vodu v horní vrstvě půdy atmosférickým účinkům a I. fáze tedy má větší hodnoty než na ploše, kde k orbě nedošlo. Tyto hodnoty mohou překročit i hodnoty potenciálního výparu (v Schwartzově et al. (2010) studii dosáhla hodnot až 120 % hodnoty vypočítané pro danou plochu bez orby). Kromě výparu má zoraná půda schopnost absorbovat větší množství srážek. Právě při nebo krátce po srážkách je jediné období, kdy má zoraná půda větší hodnotu vlhkosti než půda nezoraná (Schwartz et al., 2010).

Orba půdy zvyšuje aktivní povrch, ze kterého výpar probíhá. Tím může u zorané půdy prodloužit I. fázi výparu. Nezoraná půda má totiž rychlejší přechod do půdou limitující části výparu (II. fázi). Orba má vliv i na II. fázi výparu, protože rozruší i suchou přípovrchovou vrstvu, která má schopnost limitovat pohyb vodní páry, takže intenzitu orby ještě zvyšuje. Sekundární výparová fronta se tedy může ocitnout blíže povrchu a hodnoty výparu při druhé fázi se tím tedy zvětší. Zoraná půda má tedy v krátké době vysoké hodnoty výparu, ale po delší době se sníží a dlouhou dobu se nachází ve III. fázi. Nezoraná půda má tedy po uplynutí dané doby vyšší hodnoty výparu, přesto ale může mít nižší hodnoty kumulativního výparu až o 20 milimetrů než její protějšek v době měření (Schwartz et al., 2010).

Orba dále zvětšuje pórovitost, snižuje objemovou hmotnost, zvyšuje teplotu půdy (viz obr. 6), mění čisté záření (to mělo ze začátku u zorané půdy zvýšené míry o hodnotu celého dne, ale s časem se postupně oba případy dostaly na stejnou hodnotu) a albedo (to se zvýší, kvůli malé saturaci). Tyto děje jsou jednotlivě popsány v jiných podkapitolách kapitoly 4. (Schwartz et al., 2010; Brant, 2021).



Obrázek 6. Teplota zorané (ST) a nezorané (UT) půdy. Graf znázorňuje teplotu ve vrstvách 0,05 metru (kolečka), 0,10 metru (kosočtverce), 0,15 metru (trojúhelníky) a vypočítané pomocí Hydrus 1D (přerušovaná křivka) (Schwartz et al., 2010)

4. 1. 7. Atmosférický tlak

Dalším faktorem, jenž ovlivňuje výpar, je atmosférický tlak. Princip, kterým je ovlivňován je tzv. barometrické pumpování („barometric pumping“). Jeho princip je, že vlivem střídání dne a noci nebo přechodu různých tlakových front (ty mohou trvat několik dní), začne půda „dýchat“. Vodní pára se do atmosféry dostává, pokud je v porézním prostředí větší tlak než v atmosféře nad ním. V opačném případě se vzduch dostává do prostředí (Auer et al., 1996; Özgür a Kocak, 2015). Ovlivnění tlaku porézního prostředí na změnu tlaku na jeho povrchu barometrickým pumpováním je následující (Auer et al., 1996; rovnice 53):

$$n_p \times \frac{\partial P^d}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \times \frac{B \times P_0}{\eta} \times \frac{\partial P^d}{\partial x}$$

[53]

kde P^d je tlaková porucha (Pa), P_0 je běžný povrchový tlak (Pa) n_p je pórovitost (%), η je viskozita ($m^2 \times s^{-1}$) a B je propustnost (m^2). Pokud chceme zjistit rychlost šíření vodní

páry v porézním prostředí, tak se použije následující vztah (Auer et al., 1996; rovnice 54):

$$q_p = - \frac{B \times \partial P^d}{n_p \times \eta \times \partial x} \quad [54]$$

kde q_p je rychlost plynu (vodní páry) v porézním prostředí ($m \times s^{-1}$).

4. 2. Interní faktory

Interní faktory jsou závislé na vlastnostech půdy. Jejich vliv začíná stoupat při přechodu na druhou fázi výparového procesu. V průběhu této fáze se jejich důležitost postupně stupňuje, až začnou být dominantní složkou, která ovlivňuje výpar (An et al., 2018; Hussary et al, 2022).

4. 2. 1. Hydrofobní a hydrofilní materiály

Hydrofobní vrstva půdy má tendenci se vytvořit na povrchu půdy nebo pod ním, většinou do hloubky zhruba 8 cm. Tyto vrstvy vznikají z několika různých příčin, například: lesními požáry (půdní částice jsou obaleny voskovou suspenzí z kouře), povlakem z organické hmoty (lišejníky), minerálním složením a členitostí povrchu. Může nastat i případ superhydrofobnosti. Ten nastává, když je povrch hydrofobní a hodně členitý (USDA; 2000; Shirtcliffe et al., 2006)

Vliv hydrofobních (HO) a hydrofilních vrstev (HI) u výparu je poznat u výparových front. V půdě se vrstvy HO a HI liší právě tímto rozhraním výparové fronty. Vrstva HO má méně členitou a tím pádem jasněji definovanou hranici výparové fronty než její protějšek kvůli slabým kapilárním silám v HO vrstvě. Díky tomu dochází k zahlubování sekundární výparové fronty dříve než v HI vrstvě (Shokri et al, 2012).

Dále má HO vrstva tendenci snižovat intenzitu výparu v půdě. Její vlastnosti snižují hydraulickou vodivost a rozrušují kapilární síly, které dodávají vodu do výparové fronty. Pokud se tedy HO vrstva nachází nad HI vrstvou, tak má nejprve primární výparová fronta a po určité době i sekundární výparová fronta tendenci se umísťovat na rozhraní těchto dvou (HO a HI) vrstev. Kapilární transport dodává vodu na toto rozhraní, kde dochází k výparu a voda se šíří přes HO vrstvu pomocí difuze ve formě

vodní páry (Or et al., 2012; Shokri et al., 2008). Difuzní tok se v druhé fázi výparu v tomto případě chová podle Fickovy rovnice o difuzním toku (12).

HO vrstva snižuje intenzitu výparu z půdy. Díky tomu půda ztrácí méně vody než z HI vrstev. Je nutné při měření výparu z půdy brát v potaz rozmístění HO a HI vrstev. Podle výsledků pokusů Shokriho et al. (2008) je výpar větší, pokud je HO vrstva umístěna přímo na povrchu, než když se nachází hlouběji pod povrchem. Jak už bylo řečeno v předchozím odstavci, tak se výparové fronty umísťují na rozhraní HO-HI vrstev, z toho je zřejmé, že výpar za pomoci difuze bude větší, čím menší tloušťku bude mít suchá přípovrchová vrstva, přes kterou se vodní pára musí následně šířit. (Or et al., 2012; Shokri et al., 2008; Shokri et al., 2012). Hodnoty difuzního toku velmi slušně odpovídají rovnici (46), jež je odvozená z Fickova zákona.

4. 2. 2. Albedo půdy

Albedo je schopnost prostředí odrazet sluneční záření do atmosféry. Je to vlastně poměr mezi odraženým a přicházejícím zářením. Jeho hodnoty ovlivňují fyzické vlastnosti, jako je barva půdy (světlejší půdy mají vyšší hodnoty). Lidská činnost se na ovlivnění albeda může také podílet (viz podkapitola 4. 1. 6.). Jedním z faktorů limitujících albedo je stupeň nasycení prostředí. Čím více je porézní prostředí nasycené vodou, tím menší hodnoty albedo má, proto má vysoké hodnoty u zorané půdy, která se rychleji vysušuje (Laval a Picon, 1986; Davin et al., 2014). Albedo povrchu může ovlivnit i vrstva, která se na půdě tvoří (srážky v podobě sněhu nebo zbytky po sklizni nebo organická hydrofobní vrstva). Mezi těmito vrstvami má sníh největší hodnoty albeda. To je jeden z důvodů, proč mají polární oblasti někdy až 90% albedo (Davin et al., 2014).

Albedo má tendenci snižovat hodnoty výparu, protože brání příchodu části slunečního záření, které zásobuje výpar energií, nutnou k přechodu z kapalné vody na vodní páru. Ovlivnění radiační bilance je následující (Qiu et al., 1998; rovnice 55):

$$Rn = (1 - \alpha) \times S_{irr} + \Delta R_l$$

[55]

kde α je hodnota albeda (%) a ΔR_l je dlouhovlnná radiační bilance (obě v jednotkách $J \times m^{-2} \times s^{-1}$).

Společně s tím má albedo schopnost limitovat srážky v oblasti, protože zabraňuje konvekci, což ovlivňuje formování nebo úbytek oblačnosti (výjimkou jsou slunné dny v létě, kdy jsou nízké hodnoty oblačnosti). Díky tomu zabraňuje vniknutí většího množství srážek do porézního prostředí, tím pádem redukuje i množství vody pro výpar z prostředí (Laval a Picon, 1986; Cresswell et al., 1993; Davin et al., 2014).

4. 2. 3. Půdní textura

Půdní textura popisuje velikost částic, ze kterých je půda tvořena a podle jejich zastoupení je dále rozřazuje do půdních druhů. Existují podrobnější dělení textury, ale nejzákladnější a nejjednodušší je na jemnozem a skelet. Jemnozem se dále dělí na tři podsložky (skelet má zrna o velikosti více než 2 mm), těmi jsou (Máčka, 2012):

1. *Písek (2 až 0,02 mm)*
2. *Prach (0,02 až 0,002 mm)*
3. *Jíl (méně než 0,002 mm)*

Podle hodnoty zastoupení částic, které jsou menší než 0,01 mm (hrubý jíl) se půda rozděluje následovně (Máčka, 2012):

1. *Písčité (0-10 %)*
2. *Hlinitopísčité (10-20 %)*
3. *Písčitohlinité (20-30 %)*
4. *Hlinité (30-45 %)*
5. *Jilovitohlinité (45-60%)*
6. *Jilovité (60-75 %)*
7. *Jily (více než 75 %)*

Vliv textury na výpar je měřitelný, ale není rozhodující a zaujímá spíše menší úlohu v tomto procesu. Textura půdy ovlivňuje hlavně dobu trvání jednotlivých fází. Zdá se, že porézní prostředí s hrubšími částicemi dosahuje III. fáze výparu v kratší době. Textura souvisí s kapilární výškou (rovnice 42 a tabulka č. 1). Ta má větší hodnoty pro jemnozrné půdy a ty jsou tak déle schopny dodávat vodu při první fázi do výparové fronty. Tím prodlužují I. fázi. Také se ukazuje, že jemnozrné půdy mají méně náhlé a déle trvající II. fáze výparu než jejich protějšky. Pokud jde tedy výpar postupně, tak hrubozrné půdy mohou mít větší hodnoty výparu v I. fázi kvůli tomu, že mají větší póry, ve kterých se nachází více vody, ale jejich fáze jsou vždy velice krátké a půda

vysychá rychleji, protože nemají tak velké viskózní a adsorpční síly, aby vodu déle udržely. Proto ve výsledku mají nejvyšší hodnoty celkového výparu hlinité půdy. Hlinité půdy mají větší kapilární výšky než písčité půdy, ale menší viskózní a adsorpční síly než jílovité, které vodu zadržují (An et al., 2018; Lehmann et al., 2018; Hussary et al., 2022; Or, 2019).

V závislosti na zrnitosti záleží také na tom, jak jsou půdy s různou texturou v prostředí uspořádány. Pokud se jedná o homogenní prostředí, tak záleží pouze na tloušťce vrstvy homogenního materiálu. Čím tlustší je vrstva homogenního materiálu, tím delší a intenzivnější je I. fáze výparu (An et al., 2018). Pokud se porézní prostředí skládá z několika vrstev o různé textuře, je to o něco složitější. Pokud hrubozrný materiál překrývá jemnozrný v plně saturovaném prostředí, tak se na jejich rozhraní ustálí sekundární výparová fronta a od tohoto bodu vstoupí výpar do své II. fáze. Charakteristická délka (ta značí přechod z I. fáze výparu do II. fáze; rovnice 42) má v tomto případě tento tvar: (Shokri et al., 2010; rovnice 56):

$$L_C = L_1$$

[56]

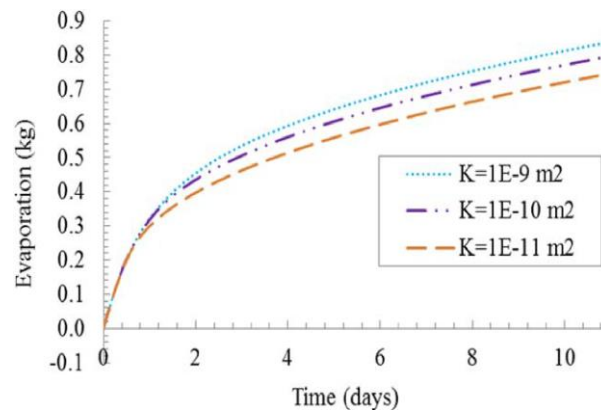
kde L_1 je charakteristická délka vrchní vrstvy.

V opačném případě může I. fáze trvat dlouhou dobu. Jemnozrný materiál má mnohem větší povrchové napětí, adsorpční síly a zároveň jsou schopny lépe odolávat atmosférickým faktorům než prostředí, u něhož tvoří vrchní vrstvu jemnozrný materiál. Díky většímu povrchovému napětí dokážou vodu udržet déle a s ní i aktivně propojené kapilární póry. Saturovaná hrubozrná část je tak schopna pomocí těchto porů déle zásobovat primární výparovou frontu a prodlužovat I. fázi. Horní jemnozrná vrstva zůstává tedy dlouho saturovaná, zatímco vzduch pomalu vniká do hrubozrné vrstvy (Shokri et al., 2010).

4. 2. 4. Pórovitost a propustnost

Propustnost tekutiny pro vodu i vodní páru je schopnost hornin propouštět tekutinu skrze své póry nebo průliny bez ohledu na fyzické vlastnosti kapaliny (Pech, 2010). V I. fázi výparu nemá v podstatě žádný vliv. Propustnost začíná ovlivňovat výpar při přechodu na II. fázi. Pokud má porézní prostředí vysoké hodnoty propustnosti, tak se nástup II. fáze výparu oddaluje. To je kvůli tomu, že vysoké hodnoty propustnosti

nezabraňují transportu vody kapilárními póry. Proto má výpar v půdě s větší propustností (obr. 7) mírně vyšší hodnoty (Davarzani et al., 2014; Mosthaf et al., 2014; Zhang et al., 2021).



Obrázek 7. Vliv propustnosti na výpar (převzato z Davarzani et al. 2014)

V souvislosti s propustností je nutné se zmínit o hydraulické vodivosti. Vztah mezi těmito veličinami je následující (rovnice 57):

$$B = -\frac{K \times \eta}{g}$$

[57]

kde K je saturovaná hydraulická vodivost, B propustnost, η kinematická viskozita ($\text{m}^2 \times \text{s}^{-1}$) a g gravitační zrychlení. Je zřejmá pozitivní korelace mezi propustností a hydraulickou vodivostí. Sama o sobě hydraulická vodivost prodlužuje I. fázi výparu a oddaluje jeho II. fázi, čím větší má hodnoty. Je to podobný proces jako u propustnosti (Iden et al., 2021).

Pórovitost popisuje, jaké procento objemu prostředí není vyplněno zeminou, ale půdním vzduchem nebo vodou. Výpočet pórovitosti je následující (Pech, 2010; rovnice 58):

$$n_p = \frac{V_p}{V_t}$$

[58]

kde n_p je porozita (%), V_p je objem pórů (m^3) a V_t je celkový objem zeminy (m^3). Mnohem důležitější je určení pórů, které aktivně umožňují pohyb vody. Efektivní pórovitost se vypočítá následně (Pech, 2010; rovnice 59):

$$n_e = \frac{V_e}{V_t}$$

[59]

zde je n_e efektivní porozita a V_e je objem efektivních pórů (m^3).

Pórovitost je jedním z hlavních činitelů, které ovlivňují intenzitu výparu. Prostředí, jež mají vysokou pórovitost (rovnice 54), mají vyšší výpar. Póry totiž poskytují tekutinám (ať už vodě nebo vzduchu, který do prostředí při výparu vniká) místo, kde se mohou uložit. To znamená, že v prostředí může být více vody a tato voda je tedy dostupná k výparu. Výpar při své I. fázi má pro prostředí s vysokou pórovitostí o něco menší hodnoty než v opačném případě, ale tato fáze trvá u nich déle, takže se celkově vypaří více vody z prostředí. Z toho důvodu také nastává III. fáze u zeminy s větší pórovitostí později než u zemin s nižší pórovitostí (Davarzani et al., 2014; Mosthaf et al., 2014).

Kromě množství vody, pórovitost také ovlivňuje termální proudění a efektivní difuzivitu v prostředí. Větší hodnota porozity snižuje předchozí dva faktory a snižuje intenzitu v I. fázi výparu a oddaluje nástup II. fáze. To je zapříčiněno tím, že nižší hodnota termální konduktivity poskytuje méně tepla, které vede z prostředí na jeho povrch. Kvůli tomu má v důsledku toho povrch nižší teplotu a nižší saturovaný tlak par. Naopak ve II. fázi jsou hodnoty výparu vyšší, kvůli většímu prostoru v pórech a vyšší efektivní difuzivitě (Mosthaf et al., 2014).

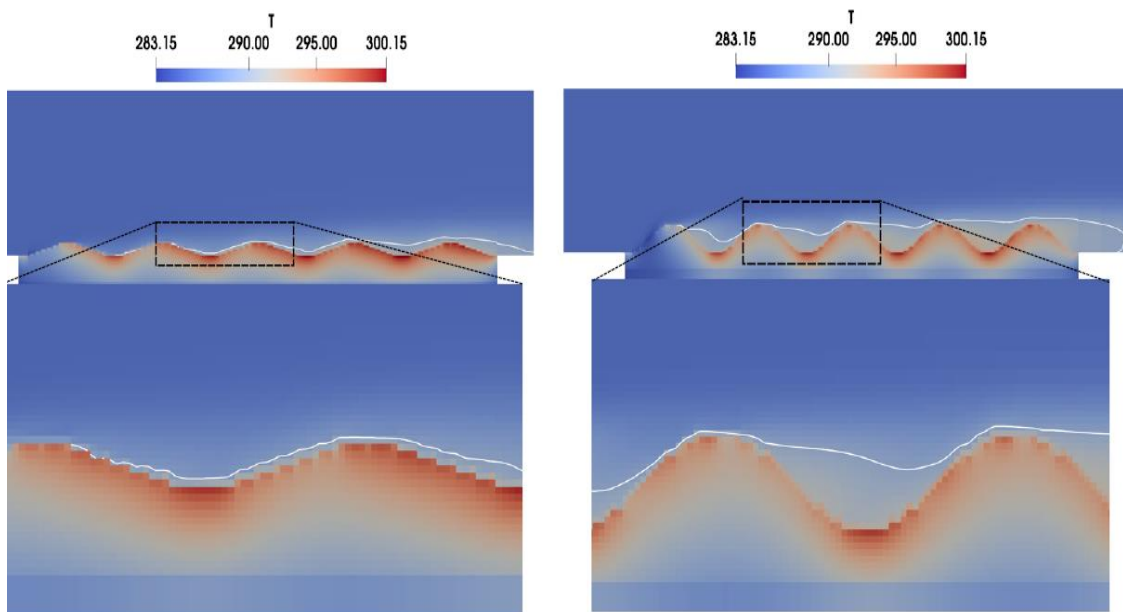
4. 2. 5. Zvlnění povrchu

Zvlnění povrchu ovlivňuje výpar mnoha způsoby. Jsou tři hlavní faktory, které zemské nerovnosti ovlivňují při výparu. První zvyšuje povrch, ze kterého výpar může pronikat. Druhý faktor ovlivňuje rychlost a způsob proudění větru. A poslední je, že vyšší zvlnění povrchu může snížit dostupnost vody v kopcích, protože kapilární síly mohou být příliš slabé na to, aby překonaly gravitaci. Kromě těchto faktorů vyvýšeniny dále vrhají stín na okolí, což limituje záření, jež se dostane k okolnímu povrchu (viz 4. 1. 3. Vegetační stínění) a sluneční záření nedopadá kolmo na povrch, takže albedo může

ovlivnit množství energie, jež se do půdy dostane. Výčlenky v mikroreliéfu jsou vzhledem ke svému okolí méně saturované. (Mosthaf et al., 2014; Gao et al., 2020).

Přirozeně je jasné, že nejvyšší rychlosti větru budou na vyvýšených místech povrchu. Vítr může být ovlivněn v těchto malých depresích/údolích, kde se vlivem překážek může změnit z laminárního na turbulentní tok. Ten však působí pouze v údolí a po jeho směru vysouší nejvíc stranu původního laminárního proudění. Avšak teplota (obr. 8), která je dominantnější při výparu než vítr, je vyšší u nižších prvků zvlnění, takže výpar je intenzivnější v malých údolích depresích. Postupně, jak den plyne, tak se slunce pohybuje a většina záření, která vyvolává vyšší teplotu (vzduchu i půdy), začne působit na opačnou stranu, než na jakou působí vítr. Na této straně začne probíhat větší intenzita výparu, protože na opačné straně už působí II. fáze výparu (Mosthaf et al., 2014).

Protože vysoké nerovnosti poskytují více aktivního povrchu, ze kterého výpar může probíhat, tak je většinou celkový výpar relativně mírně vyšší než z nižších nerovností (Mosthaf et al., 2014).



Obrázek 8. Porovnání teplot (v Kelvinech) mezi 2 cm vysokými (vlevo) nerovnostmi a 5 cm vysokými (vpravo) nerovnostmi (převzato z Mosthaf et al., 2014)

4. 2. 6. Vliv solí

Intenzita výparu z porézního prostředí může být ovlivněna i přítomností minerálů obsahujících sůl nebo pórové vody s velkou koncentrací solí. V pouštních oblastech je problém, že když se zavlažuje nějaké místo, tak při výparu voda kapilárami vytáhne solné částičky do horního profilu půdy a může zde tvořit solnou kůru (Mees a Singer, 2006).

U I. fáze výparu koncentrace solí (např. NaCl) má zpočátku limitující povahu, ale jakmile koncentrace solí přesáhne určitou hranici (pro NaCl to je 1,5 molu na kilogram), výpar ve II. fázi začne stoupat. Právě solná krusta má na povrchu největší plochu při konci I. fáze výparu (Rad a Shokri, 2012). Pokud se ale podíváme na hodnoty celkového výparu v oblastech, kde se tvoří solná kůra, tak zjistíme, že výpar je zde nižší než z holé půdy. Důvodem je, že při transportu a usazování solných částiček se pomalu narušují kapilárně propojené póry a kvůli tomu nejsou schopny dodávat vodu do výparové vrstvy, i kdyby bez solí ještě mohly. V těchto případech je solná vrstva velmi vysušená, zatímco vrstva pod ní saturovaná (Chen, 1992; Zhang et al., 2013).

5. Diskuze

Při rešerši dostupné literatury o výparu z porézního prostředí jsem došel k několika zjištěním. Výpar z porézního prostředí má ve své I. fázi stejnou nebo jen nepatrně menší hodnotu výparu než z volné hladiny (potenciální výpar). Hodnota výparu ale pomalu klesá a s ní i objem vody v prostředí. V I. fázi transportují vodu na primární výparovou frontu kapilární póry, které mají sílu překonat gravitační sílu. Poté přijde zlom a výparová fronta se začne zahlubovat a hodnoty výparu začnou klesat. Dramatický pokles v hodnotách výparu značí, že začala II. fáze výparu. Při II. fázi výparu se tvoří tzv. sekundární výparová fronta, kde voda mění skupenství na plynné a od níž se voda z prostředí dostává do atmosféry pomocí difuze. Po II. fázi nastává poslední- III. fáze výparu. Ta má konstantní charakter, stejně jako I. fáze. Hodnoty výparu jsou však minimální a v prostředí se nachází pouze reziduální voda.

Intenzitu a dobu trvání jednotlivých částí ovlivňují různé faktory. Tyto faktory člením do dvou skupin: externí a interní. Podle toho do jaké skupiny faktor patří lze i určit, kterou fázi výparu ovlivňují více. Externí faktory jsou hlavně meteorologické jevy, které ovlivňují hlavně I. fázi výparu. Naopak interní faktory ovlivňují hlavně II. fázi výparu. Výpar ve III. fázi je řízen Fickovým zákonem, tedy čím větší hloubka výparové fronty v porézním prostředí, tím nižší intenzita výparu.

Málokdy však faktory ovlivňující výpar působí jen sami o sobě. Mají tendenci se kombinovat. Například vysoké teploty a rychlost větru působící najednou výrazně zvyšují množství vody vypařené v I. fázi a také ji zkracují. Tím může nastat paradox, že i když výpar má vyšší hodnoty v I. fázi, tak celkově se vypaří více vody ve II. fázi, kvůli zkrácené délce I. fáze.

Z externích faktorů byla nejdůležitějším faktorem teplota a sluneční záření. Jak výpar postupoval, jejich vysoké hodnoty zvyšovaly intenzitu i rychlost (celkovou i konkrétních fází). Z interních faktorů usuzuji, že nejdůležitější je pórovitost, hydraulická vodivost a zrnitost. Tyto faktory nejvíce ovlivňovaly množství vody v půdě pro výpar a její transport.

Z důvodu důležitosti výparu pro zemědělství a zásobování obyvatelstva vodou bylo vyvinuto mnoho rovnic pro jeho výpočet. Rovnic pro výpočet výparu, jež se soustředí jen na konkrétní proměnné, je nesčetné množství a i dnes se stále vyvíjejí nové. Čím více jsou specializované, tak tím jsou ale více náchylné na chyby vyvolané ostatními

faktory. Proto i dnes jsou stále hojně používány na Penmanovy a Penman-Monteithovy rovnici založené modely. To platí jak pro samotný výpar, tak i pro evapotranspiraci. Tyto modely mají velké množství proměnných, takže dokážou konkrétní hodnotu velmi dobře odhadnout (což podporují měření v terénu). Je ovšem obtížné a zdlouhavé změřit všechny proměnné, proto se stále vyvíjí jednodušší, i když méně přesné.

6. Závěr

Ve své rešeršní práci se věnuji výparu z půdy a faktorům, které výpar ovlivňují. Nejprve v textu popisuji, jakým způsobem se chová a pohybuje voda v saturevaném a nesaturevaném porézním prostředí, poté objasňuji úlohu výparu v hydrologickém cyklu vody. Vymezuji termíny výpar, transpirace, evapotranspirace a jejich potenciální a aktuální období. Dále vysvětluji rozdělení výparového procesu z půdy do tří fází a shrnuji, co je pro tyto fáze podstatné a jaká intenzita výparu je pro ně charakteristická. Popisuji vztah mezi výparem a prostorovým uspořádáním vlhkosti v půdě.

Následně rozlišuji faktory ovlivňující výpar z porézního prostředí. Tyto faktory člením na externí a interní dle charakteru jejich působení. Zhodnotil jsem, zda tyto faktory přispívají k vyšší či nižší intenzitě výparu a za jakých podmínek se tak děje. Posoudil jsem, zda je míra vlivu těchto faktorů víceméně konstantní, či zda se mění v závislosti na okolnostech včetně fází výparu, během kterých faktory působí. Na několika příkladech jsem ilustroval způsoby, jakými se dá velikost výparu vypočítat – s ohledem na výparovou fázi, ve které se výparový systém nachází, a faktory, které na výparový systém působí.

Výpar z porézního prostředí je důležité téma, protože výpar je významný člen hydrologické bilance a ovlivňuje řadu přírodních procesů. Závažnost této problematiky je ještě umocněna v podmínkách klimatické změny. Výpar je důležitým faktorem, který ovlivňuje klimatické podmínky, ať už na lokální nebo kontinentální úrovni. Z lidského pohledu může ovlivňovat přísun obnovitelných zdrojů nebo i zdraví. Tudíž jeho studium je velmi žádoucí.

7. Zdroje

7. 1. Knihy a články v odborných časopisech

AN, N.; TANG, C-S.; XU, S-K.; GONG, X-P.; SHI, B.; INYANG, H. I. *Effects of soil characteristics on moisture evaporation*. Engineering geology, 2018, roč. 239, s. 126-135, DOI: 10.1016/j.enggeo.2018.03.028, ISSN: 0013-7952.

ASLYNG, H. C. *Soil physics terminology*. Int. Soc. Soil Sci. Bull, 1963, roč. 23, č. 7, s. 321.

AUER, L. H.; ROSENBERG, N. D.; BIRDSELL, K. H.; WHITNEY, W. M. *The effects of barometric pumping on contaminant transport*. Journal of Contaminant Hydrology, 1996, roč. 24, č. 2, s. 145-166, DOI: 10.1016/S0169-7722(96)00010-1, ISSN: 0169-7722.

AYDIN, M.; YANG, S. L.; KURT, N.; YANO, T. *Test of a simple model for estimating evaporation from bare soils in different environments*. Ecological Modelling, 2005, roč. 182, č. 1, s. 91-105, DOI: 10.1016/j.ecolmodel.2004.07.013, ISSN: 0304-3800.

BARGHI, H. M. *Use of capillary action to control soil moisture*. 2019. PhD Thesis. University of Birmingham.

BLIGHT, G. E. *Measuring evaporation from soil surfaces for environmental and geotechnical purposes*. Water SA, 2002, roč. 28, č. 4, s. 381-394. DOI: 10.4314/wsa.v28i4.4911, ISSN: 0378-4738.

BRIAUD, J. L. *Geotechnical engineering: unsaturated and saturated soils*. John Wiley & Sons, 2013. ISBN: 978-0-470-94856-9.

CRESSWELL, H. P.; PAINTER, D. J.; CAMERON, K. C. *Tillage and water content effects on surface soil hydraulic properties and shortwave albedo*. Soil Science Society of America Journal, 1993, roč. 57, č. 3, s. 816-824. DOI: 10.2136/sssaj1993.03615995005700030031x, ISSN: 1435-0661.

DAVARZANI, H.; SMITS, K.; TOLENE, M. T., ILLANGASEKARE, T. *Study of the effect of wind speed on evaporation from soil through integrated modeling of the*

atmospheric boundary layer and shallow subsurface. Water resources research, 2014, roč. 50, č. 1, s. 661-680. DOI: 10.1002/2013WR013952, ISSN: 1944-7973.

DAVIN, E. L.; SENEVIRATNE, S. I.; WANG, T. *Preferential cooling of hot extremes from cropland albedo management*. Proceedings of the National Academy of Sciences, 2014, roč. 111, č. 27, s. 9757-9761. DOI: 10.1073/pnas.1317323111, ISSN: 0027-8424.

DODDS, W. K.; WHILES, M. R. *Freshwater Ecology: Chapter 4 - The Hydrologic Cycle and Physiography of Groundwater Habitats*. Aquatic Ecology, 2020, 3. vydání, s. 74-93. DOI: 10.1016/B978-0-12-813255-5.00004-1, ISBN: 978-0-12-813255-5.

FARAHANI, H. J.; HOWELL, T. A.; SHUTTLEWORTH, W. J., BAUSCH, W. C. *Evapotranspiration: progress in measurement and modeling in agriculture*. Transactions of the ASABE, 2007, roč. 50, č. 5, s. 1627-1638, DOI: 10.13031/2013.23965, ISSN: 2769-3295.

FARHAT, N. *Effect of relative humidity on evaporation rates in Nabatieh region*. Lebanese Science Journal, 2018, roč. 19, č. 1, s. 59. DOI: 10.22453/LSJ-019.1.059-066, ISSN: 2413-371X.

GAO, B.; FARNSWORTH, J.; SMITS, K. M. *Evaporation from undulating soil surfaces under turbulent airflow through numerical and experimental approaches*. Vadose Zone Journal, 2020, roč. 19, č. 1, s. e20038. DOI: 10.1002/vzj2.20038, ISSN: 1539-1663.

GRAY, W. G.; BRUNING, K.; MILLER, C. T. *Non-hysteretic functional form of capillary pressure in porous media*. Journal of Hydraulic Research, 2019, roč. 57, č. 6, s. 747-759. DOI:10.1080/00221686.2019.1671520 ISSN: 0022-1686.

GORELICK, S. M.; Zheng, C. *Global Change and the Groundwater Management Challenge*. 2015, Water Resources Research, roč. 51, č. 5, s. 3031-3051. DOI: 10.1002/2014WR016825, ISSN: 1944-7973.

HAGHIGHI, E.; OR, D. *Evaporation from porous surfaces into turbulent airflows: Coupling eddy characteristics with pore scale vapor diffusion*. Water Resources Research, 2013, roč. 49, č. 12, s. 8432-8442. DOI: 10.1002/2012WR013324, ISSN: 1944-7973.

HALL, Ch.; TSE, T. K-M. *Water movement in porous building materials—VII. The sorptivity of mortars*. Building and environment, 1986, roč. 21, č. 2, s. 113-118. DOI: 10.1016/0360-1323(86)90017-X, ISSN: 0360-1323.

HAN, J.; LIN, J.; DAI, Y. *Numerical modeling of soil evaporation process and its stages dividing during a drying cycle*. Geofluids, 2017, roč. 2017, ID: 5892867, DOI: 10.1155/2017/5892867, ISSN: 1537-744X.

HECK, K., COLTMAN, E.; SCHNEIDER, J.; HELMIG, R. *Influence of radiation on evaporation rates: a numerical analysis*. Water Resources Research, 2020, roč. 56, č. 10, s. e2020WR027332. DOI: 10.1029/2020WR027332, ISSN: 1944-7973.

HILLEL, D. *Introduction to environmental soil physics*. Elsevier, 2004. DOI: 10.1016/B978-0-12-348655-4.X5000-X, ISBN: 0-12-348655-6.

HUSSARY, J.; ALOWAISY, A.; YASUFUKU, N.; ISHIKURA, R., ABDELHADI, M. *Pore structure and falling rate stage of evaporation in homogeneous sandy soil profiles*. Soils and Foundations, 2022, roč. 62, č. 2, s. 101108, DOI: 10.1016/j.sandf.2022.101108, ISSN: 0038-0806.

CHEN, X. Y. *Evaporation from a salt encrusted sediment surface-Field and laboratory studies*. Soil Research, 1992, roč. 30, č. 4, s. 429-442. DOI: 10.1071/SR9920429, ISSN: 1838-675X.

CHIOREAN, V-F. *Determination of matric suction and saturation degree for unsaturated soils, comparative study-numerical method versus analytical method*. In: IOP Conference Series: Materials Science and Engineering. IOP Publishing, 2017, roč. 245, č. 3, s. 032074. DOI: 10.1088/1757-899X/245/3/032074, ISSN: 1757-899X.

CHOUDHURY, B. J., AHMED, N. U.; IDSO, S. B.; REGINATO, R. J.; DAUGHTRY, C. S. T. *Relations between evaporation coefficients and vegetation indices studied by model simulations*. Remote sensing of environment, 1994, roč. 50, č. 1, s. 1-17. DOI: 10.1016/0034-4257(94)90090-6, ISSN: 0034-4257.

IDEN, S. C.; BLÖCHER, J. R.; DIAMANTOPOULOS, E.; DURNER, W. *Capillary, film, and vapor flow in transient bare soil evaporation (I): Identifiability analysis of hydraulic conductivity in the medium to dry moisture range*. Water Resources Research,

2021, roč. 57, č. 5, s. e2020WR028513. DOI: 10.1029/2020WR028513, ISSN: 1944-7973.

ISHIHARA, Y.; SHIMOJIMA, E.; HARADA, H. *Water vapor transfer beneath bare soil where evaporation is influenced by a turbulent surface wind*. Journal of Hydrology, 1992, roč. 131, č. 1-4y s. 63-104. DOI: 10.1016/0022-1694(92)90213-F, ISSN: 0022-1694.

JANDORA, J. *Hydraulika a hydrologie*, studijní opora, FAST VUT v Brně, 2005.

KUNDZEWICZ, Z. W. *Water Cycle*. Newnes, 2008, s. 3724-3729. DOI: 10.1016/B978-008045405-4.00766-7, ISBN: 978-0-08-045405-4.

LAVAL, K.; PICON, L. *Effect of a change of the surface albedo of the Sahel on climate*. Journal of Atmospheric Sciences, 1986, roč. 43, č. 21, s. 2418-2429. DOI: 10.1175/1520-0469(1986)043<2418:EOACOT>2.0.CO;2, ISSN: 0022-4928.

LEHMANN, P.; MERLIN, O.; GENTINE P.; OR, D. *Soil texture effects on surface resistance to bare-soil evaporation*. Geophysical Research Letters, 2018, roč. 45, č. 19, s. 10,398-10,405. DOI: 10.1029/2018GL078803, ISSN: 1944-8007.

LHOMME, J.-P. *Towards a rational definition of potential evaporation*. Hydrology and Earth System Sciences, 1997, roč. 1, č. 2, s. 257-264. DOI: 10.5194/hess-1-257-1997, ISSN: 1027-5606.

LU, N.; LIKOS, W. J. *Rate of capillary rise in soil*. Journal of geotechnical and Geoenvironmental engineering. 2004, roč. 130, č. 6, s. 646-650. DOI: 10.1061/~ASCE!1090-0241~2004!130:6~646!, ISSN: 1090-0241.

MARSHALL, S. J. *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences: The Water Cycle*. Elsevier, 2014. DOI: 10.1016/B978-0-12-409548-9.09091-6, ISBN: 9780124095489.

MCMAHON, T. A., PEEL, M. C.; LOWE, L.; SRIKANTHAN, R.; MCVICAR, T. R. *Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: a pragmatic synthesis*. Hydrology and Earth System Sciences, 2013, roč. 17, č. 4, s. 1331-1363. DOI: 10.5194/hess-17-1331-2013, ISSN: 1331-1363.

MEES, F.; SINGER, A.. *Surface crusts on soils/sediments of the southern Aral Sea basin, Uzbekistan*. Geoderma, 2006, roč. 136, č. 1-2, s. 152-159. 10.1016/j.geoderma.2006.03.019, ISSN: 0016-7061.

MOSTHAF, K.; HELMIG, R.; OR, D. *Modeling and analysis of evaporation processes from porous media on the REV scale*. Water Resources Research, 2014, roč. 50, č. 2, s. 1059-1079, DOI: 10.1002/2013WR014442, ISSN: 0043-1397.

NERIAH, B. A., ASSOULINE, S.; SHAVIT, U.; WEISBROD, N. *Impact of ambient conditions on evaporation from porous media*. Water Resources Research, 2014, roč. 50, č. 8, s. 6696-6712. DOI: 10.1002/2014WR015523, ISSN: 1944-7973.

NIMMO, J. R. *Unsaturated zone flow processes*. Encyclopedia of hydrological sciences, 2006, roč. 4, s. 2299-2322. DOI: 10.1002/0470848944.hsa161, ISBN: 9780470848944.

OCHSNER, T. *Rain or Shine: An Introduction to Soil Physical Properties and Processes*. Creative Commons Attribution, 2017. DOI: 10.22488/okstate.21.000000

OR, D.; LEHMANN, P.; SHAHRAEENI, E.; SHOKRI, N. *Advances in soil evaporation physics—A review*. Vadose Zone Journal, 2013, roč. 12, č. 4, s. 1-16, DOI: 10.2136/vzj2012.0163, ISSN: 1539-1663.

LOUDIN, L.; HERVIEU, F.; MICHEL, C.; PERRIN, CH.; ANDRÉASSIAN, V.; ANCTIL, F.; LOUMAGNE, C. *Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model?: Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall–runoff modelling*. Journal of hydrology, 2005, roč. 303, č. 1-4, s. 290-306. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2004.08.026, ISSN: 0022-1694.

ÖZGÜR, E.; KOÇAK, K.. *THE EFFECTS OF THE A ON EVAPORATION*. Acta Geobalcanica| Volume, 2015, roč. 1, č. 1, s. 17-24. DOI: 10.18509/AGB.2015.02, ISSN: 1857-9833.

PACHEPSKY, Y.; TIMLIN, D.; RAWLS, W. *Generalized Richards' equation to simulate water transport in unsaturated soils*. Journal of Hydrology, 2003, roč. 272, č. 1-4, s. 3-13. DOI: 10.1016/S0022-1694(02)00251-2, ISSN: 0022-1694.

PECH, P. *Speciální případy hydrauliky podzemních vod*. Česká zemědělská univerzita v Praze ve Výzkumném ústavu vodohospodářském TG Masaryka, 2010. ISBN: 978-80-87402-04-7.

QIU, G. Y.; YANO, T.; MOMII, K. *An improved methodology to measure evaporation from bare soil based on comparison of surface temperature with a dry soil surface*. Journal of Hydrology, 1998, roč. 210, č. 1-4, s. 93-105, DOI: 10.1016/j.enggeo.2018.03.028, ISSN: 0022-1694.

RAD, M. N., SHOKRI, N., *Nonlinear effects of salt concentrations on evaporation from porous media*, Geophysical Research Letters, 2012, roč. 39, č. 4, s. L4403, DOI: 10.1029/2011GL050763, ISSN: 1944-8007.

RAZ-YASEEF, N.; ROTENBERG, E.; YAKIR, D. *Effects of spatial variations in soil evaporation caused by tree shading on water flux partitioning in a semi-arid pine forest*. Agricultural and Forest Meteorology, 2010, roč. 150, č. 3, s. 454-462. DOI: 10.1016/j.agrformet.2010.01.010, ISSN: 0168-1923.

RIDLEY, A. M. *Soil suction—what it is and how to successfully measure it*. v: *FMGM 2015: Proceedings of the Ninth Symposium on Field Measurements in Geomechanics*. Australian Centre for Geomechanics, 2015. s. 27-46. ISBN 978-0-9924810-2-5, DOI: 10.36487/ACG_rep/1508_0.2_Ridley.

SALAMOVICH, T. E., TOLIBOVICH, I. D., SARABEK, K. A. *Calculation of the Height of Capillary Rise of Water in Soils*, International Journal of Recent Technology and Engineering (Online), 2020, roč. 8, č. 6, s. 4832-4835. DOI:10.35940/ijrte.F9060.038620, ISSN: 2277-3878. Dostupné z: <https://www.ijrte.org/wp-content/uploads/papers/v8i6/F9060038620.pdf>

SHAHRAEENI, E.; LEHMANN, P.; OR, D. *Coupling of evaporative fluxes from drying porous surfaces with air boundary layer: Characteristics of evaporation from discrete pores*. Water Resources Research, 2012, roč. 48, č. 9: W09525. DOI:10.1029/2012WR011857, ISSN: 2277-3878.

SHAO, W.; SU, Y.; LANGHAMMER, J. *Simulations of coupled non-isothermal soil moisture transport and evaporation fluxes in a forest area*. Journal of Hydrology and

Hydromechanics, 2017, roč 65, č. 4, s. 410-425. DOI: 10.1515/johh-2017-0038, ISSN: 0042-790X.

SHIRTCLIFFE, N. J., et al. *A lichen protected by a super-hydrophobic and breathable structure*. Journal of plant physiology, 2006, roč. 163, č. 11, s. 1193-1197. DOI: 10.1016/j.jplph.2005.11.007, ISSN: 0176-1617.

SHOKRI, N.; LEHMANN, P.; OR, D. *Effects of hydrophobic layers on evaporation from porous media*. Geophysical Research Letters, 2008, roč. 35, č. 19, s. L19407. DOI 10.1029/2008GL035230, ISSN: 1944-8007.

SHOKRI, N.; LEHMANN, P.; OR, D. *Critical evaluation of enhancement factors for vapor transport through unsaturated porous media*. Water resources research, 2009, roč. 45, č. 10, s. W10433. DOI: 10.1029/2009WR007769, ISSN: 1944-7973.

SHOKRI, N.; LEHMANN, P.; OR, D.. *Evaporation from layered porous media*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2010, roč 115, č. B6, s. B06204, DOI: 10.1029/2009JB006743, ISSN: 2169-9356.

SHOKRI, N.; SAHIMI, M.; OR, D. *Morphology, propagation dynamics and scaling characteristics of drying fronts in porous media*. Geophysical research letters, 2012, roč. 39, č. 9, s. L09401. DOI: 10.1029/2012GL051506, ISSN: 1944-8007.

SCHWARTZ, R. C.; BAUMHARDT, R. L.; EVETT, S. R. *Tillage effects on soil water redistribution and bare soil evaporation throughout a season*. Soil and Tillage Research, 2010, roč. 110, č. 2, s. 221-229, DOI: 10.1016/j.still.2010.07.015, ISSN: 0167-1987

SLAVÍK, M., BRUTHANS, J., WEISS, T., SCHWEIGSTILLOVÁ, J. *Measurements and calculation of seasonal evaporation rate from bare sandstone surfaces: Implications for rock weathering*. Earth Surface Processes and Landforms, 2020, roč. 45, č. 12, s. 2965-2981. DOI: 10.1002/esp.4943.

TEZZA, L.; HÄUSLER, M.; [Conceição](#), N.; FERREIRA, M. I. *Measuring and Modelling Soil Evaporation in an Irrigated Olive Orchard to Improve Water Management*. Water, 2019, roč. 11, č. 12, s. 2529. DOI: 10.3390/w11122529, ISSN: 2073-4441.

TRAN, D. T. Q.; FREDLUND, D. G.; CHAN, D. H. *Improvements to the calculation of actual evaporation from bare soil surfaces*. Canadian Geotechnical Journal, 2015, roč. 53, č. 1, s. 118-133. DOI: 10.1139/cgj-2014-0512, ISSN: 1208-6010.

TURTURRO, A. C., CAPUTO, M. C.; PERKINS, K. S.; NIMMO, J. R. *Does the Darcy–Buckingham Law Apply to Flow through Unsaturated Porous Rock?*. Water, 2020, roč. 12, č. 10, s. 2668. DOI: 10.3390/w12102668, ISSN: 2277-3878.

URBAN, L. *Odhad evapotranspirace městské zeleně v areálu Univerzitního centra energeticky efektivních budov ČVUT v Praze*. 2018. Master's Thesis. České vysoké učení technické v Praze. Vypočetní a informační centrum.

VEPRASKAS, M. J.; LINDBO, D. L.; LIN, H. *Redoximorphic features as related to soil hydrology and hydric soils*. *Hydropedology: Synergistic Integration of Soil Science and Hydrology*. Henry Lin ed. Academic Press, San Diego, 2012, s. 143-172. ISBN-13: 978-0123869418.

WANG, X. *Vapor flow resistance of dry soil layer to soil water evaporation in arid environment: An overview*. Water, 2015, roč. 7, č. 8, s. 4552-4574. DOI: 10.3390/w7084552, ISSN: 2277-3878.

WOLFF, M. *Multi-scale modeling of two-phase flow in porous media including capillary pressure effects*. 2013.

WRIGHT, I. R.; HARDING, R. J. *Evaporation from natural mountain grassland*. Journal of hydrology, 1993, roč. 145, č. 3-4, s. 267-283. 10.1016/0022-1694(93)90059-I, ISSN: 0022-1694.

YAMANAKA, T.; TAKEDA, A.; SUGITA, F.. *A modified surface-resistance approach for representing bare-soil evaporation: Wind tunnel experiments under various atmospheric conditions*. Water Resources Research, 1997, roč. 33, č. 9, s. 2117-2128. DOI: 10.1029/97WR01639, ISSN: 1944-7973.

ZHANG, J. G., XU, X. W.; LEI, J. Q.; LI, S. Y.; HILL, R. L.; ZHAO, Y. *The effects of soil salt crusts on soil evaporation and chemical changes in different ages of Taklimakan Desert Shelterbelts*. Journal of soil science and plant nutrition, 2013, roč. 13, č. 4, s. 1019-1028. DOI: 10.4067/S0718-95162013005000080, ISSN: 0718-9516.

ZHANG, W.; GAO, W.; WHALLEY, W. R.; REN, T. *Physical properties of a sandy soil as affected by incubation with a synthetic root exudate: Strength, thermal and hydraulic conductivity, and evaporation*. European journal of soil science, 2021, roč. 72, č. 2, s. 782-792. DOI: 10.1111/ejss.13007, ISSN: 1351-0754.

7. 2. internetové zdroje

BRANT, V. *Základy zpracování půdy (5): Orba (I)*. 2021, dostupné z: <https://www.agromanual.cz/cz/clanky/technologie/zaklady-zpracovani-pudy-5-orba-i>. Datum přístupu: 5. 7. 2022.

MÁČKA, Z. *PŘEDNÁŠKY O PŮDĚ: Lekce 3 Půdní vlastnosti*. 2012, dostupné z: <https://is.muni.cz/el/1431/jaro2012/Z0086/um/31835052/Lekce3.pdf>. Datum přístupu: 22. 7. 2022.

USDA. *Soil Quality Resource Concerns: Hydrophobicity*. 2000, dostupné z: https://www.nrcs.usda.gov/Internet/FSE_DOCUMENTS/nrcs142p2_051899.pdf. Datum přístupu: 14. 7. 2022.

Seznam zkratek

A	plocha (m^2)	E_{shade}	průměrné hodnoty výparu ze stíněné plochy ($mm \times den^{-1}$)
a	empirická konstanta	E_{sun}	průměrné hodnoty výparu z prosluněné plochy ($mm \times den^{-1}$)
a_1	koeficient půdní vody	F	kohezivní síly (N)
a_2	aerodynamická charakteristika	F_s	síla povrchového napětí (N)
B	propustnost (m^2)	G	zemský tepelný tok ($MJ \times m^{-2} \times d^{-1}$)
c_p	specifické teplo vzduchu ($kJ \cdot kg^{-1} \cdot ^\circ C^{-1} = 1.013$)	g	gravitační zrychlení (m / s^2)
D	jasný sluneční svit ($hodin \times den^{-1}$)	grad i	hydraulický gradient ve 3D prostředí (bezrozměrný)
DL	délka dne ($hodin \times den^{-1}$)	H	tepelný tok do atmosféry ($MJ \times m^{-2} \times d^{-1}$)
D_v	difúzní koeficient pro vodní páru ($m^2 \times s^{-1}$)	h_1 a h_2	hydraulické výšky (m)
D (θ)	hydraulická difuzivita ($m^2 \times s^{-1}$)	h_t	totální potenciál (m)
E	výpar z porézního prostředí ($mm \times den^{-1}$)	h_g	gravitační potenciál (m)
EP	potenciální výpar z porézního prostředí ($mm \times den^{-1}$)	h_m	matriční potenciál (m)
EVP	potenciální evapotranspirace ($mm \times den^{-1}$)	h_o	osmotický potenciál (m)
ET_{RC}	referenční evapotranspirace ($mm \times den^{-1}$)	h_p	turgorový potenciál (m)
E_{DSL}	výpar ve III. fázi	h_u	kinetický potenciál (m)
E_{dif}	výpar difuzí ($mm \times den^{-1}$)	h_w	vodní potenciál (m)
E_{s1}	výpar v I. fázi ($mm \times den^{-1}$)	h_e	údaj o nadmořské výšce (m)
		h_z	výška kapilárního zdvihu (m)
		I	konstanta

i	hydraulický gradient (bezrozměrný)	n_e	efektivní průvitost (%)
J_d	Juliánský den	n_p	pórovitost (%)
j	úhel povrchu ($^\circ$)	P_0	běžný povrchový tlak (Pa)
K	saturovaná hydraulická vodivost (m / s)	P^d	tlaková porucha (Pa)
$K(\theta)$	hydraulická vodivost závislá na vlhkosti ($m \times s^{-1}$)	$P_{T_{g,oc}}$	gravitační síla (N)
$k(T)$	vegetační faktor	P_{V_s}	saturovaný tlak vodní páry (Pa)
L	vzdálenost (m)	P_{V_a}	parciální tlak vodní páry (Pa)
L_1	charakteristická délka první vrstvy (m)	p	tlak (Pa)
L_c	kapilární charakteristická délka (m)	p_c	kapilární tlak (Pa)
L_{dried}	délka suché vrstvy (m)	p_n	smáčivý fázový průměr tlaku (Pa)
L_{eE}	latentní tok tepla ($MJ \times m^{-2} \times d^{-1}$)	p_w	nesmáčivý fázový průměr tlaku (Pa)
L_G	charakteristická gravitační délka (m)	p/p ₀	relativní vlhkost
L_V	charakteristická délka viskózní disipace (m)	Q	průtok (m^3 / s)
l	délka povrchu (m)	q_h	objemový tok tepla v půdě ($J \times m^{-2} \times s^{-1}$)
M _w	hmotnost vody (kg)	q_p	rychlost plynu (vodní páry) v porézním prostředí ($m \times s^{-1}$)
M _s	hmotnost půdy (kg)	q_v	tok páry (m / s)
m	empirická konstanta	$q \times (T_s)$	vlhkost vzduchu
n	empirická konstanta	R	plynová konstanta ($8,314 \times$ $J \times K^{-1} \times mol^{-1}$)
		R_e	extraterestriální záření ($MJ \times m^{-2} \times den^{-1}$)

R _g	globální krátkovlnné záření (MJ×m ⁻² ×den ⁻¹)	T _a	teplota vzduchu (°C)
R _n	radiační bilance (MJ×m ⁻² ×d ⁻¹)	T _c	teplota (K)
r	poloměr kapilár (m)	T _h	což je zeměpisná šířka stanice (°)
r _a	aerodynamický odpor (s×m ⁻¹);	T _k	průměrná měsíční teplota (°C)
r _{bl}	odpor mezní vrstvy (s×m ⁻¹)	T _s	teplota povrchu (°C)
r _s	povrchová rezistivita povrchu půdy nebo v případě transpirace/evapotranspirace sledované rostliny/vegetace (s×m ⁻¹)	t	čas (s)
r _{s1}	korespondující odpor párového toku pro I. fázi (s×m ⁻¹)	U	rychlost větru 2 metry nad půdou (m×s ⁻¹)
r _{s2}	korespondující odpor párového toku pro II. fázi (s×m ⁻¹)	V _a	objem plynu v půdě (m ³)
r _v	viskózní odpor suché půdní vrstvy (s×m ⁻¹)	V _e	objem efektivních pórů (m ³)
r _{θsurf}	odpor který vyplývá ze spojení mezi specifickým obsahem vody na povrchu půdy, θ _{surf} , a difuzním odporem (s×m ⁻¹)	V _p	objem pórů (m ³)
r _x a r _y	hlavní poloměry zakřivení (m)	V _s	objem pevných částic v půdě (m ³)
S _f	část stíněné plochy (%)	V _t	objem půdy (m ³)
S _h	zásoba tepla v půdě (J×m ⁻¹)	V _w	objem vody (m ³)
S _{irr}	sluneční záření	v	objemový tok (m / s)
T	teplota (°C)	v _s	postupová rychlost (m / s)
		W	konstanta (bezrozměrná)
		w	hmotnostní vlhkost (bezrozměrná)
		Y _u	sytostní doplněk (Pa)
		y	tloušťka přípovrchové vrstvy bez vody (m)

z	geodetická výška (m)	θ_a	objemový obsah vzduchu
Z	konstanta	θ_r	reziduální vlhkost
α	povrchové albedo (%)	θ_s	nasyčená vlhkost
γ	psychrometrická konstanta ($\text{kPa} \times ^\circ\text{C}^{-1}$)	λ	latentní teplo výparu ($\text{MJ} \times \text{kg}^{-1}$)
Δ	derivace tlaku nasycené vodní páry podle teploty vzduchu ($\text{kPa} \times ^\circ\text{C}^{-1}$)	ρ	hustota vzduchu ($\text{kg} \times \text{m}^{-3}$)
ΔR_1	dlouhovlnná radiační bilance (obě v $\text{J} \times \text{m}^{-2} \times \text{s}^{-1}$)	ρ_w	hustota vody ($\text{kg} \times \text{m}^{-3}$)
ε	redukční hodnota v závislosti na míře saturace půdy (bezrozměrná)	ρ_{sat}	saturovaná hustota vodní páry na sekundární výparové frontě ($\text{kg} \times \text{m}^{-3}$)
ε_s	povrchová emisivita	ρ_v	hustota páry ($\text{kg} \times \text{m}^{-3}$)
ε_α	atmosférická emisivita	ρ_∞	hustota vodní páry nad povrchem ($\text{kg} \times \text{m}^{-3}$)
η	kinematická viskozita ($\text{m}^2 \times \text{s}^{-1}$)	σ	povrchové napětí ($\text{N} \times \text{m}^{-1}$)
θ	objemová vlhkost (bezrozměrná)	σ_B	Stefan-Boltzmanova konstanta s hodnotou $5,67 \times 10^{-8}$ ($\text{W} \times \text{m}^{-2} \times \text{K}^{-4}$)
		ψ	tlaková výška (m)

Seznam obrázků

- Obr. 1. Obecný tvar retenční křivky – str. 14
- Obr. 2. Model kapilárního zdvihu – str. 15
- Obr. 3. Hydrologický cyklus. Hodnoty u šipek znázorňují objem vyměněné vody (v tisících km³) mezi jednotlivými složkami – str. 20
- Obr. 4. Křivka aktuálního výparu a jeho fází – str. 31
- Obr. 5. Vliv rychlosti větru a teploty na výpar (na vertikální ose uveden kumulativní výpar v kg). Vlevo hodnoty rychlosti větru (U) a vpravo hodnoty teploty (T_U) větru (převzato z Davarzani et al., 2014) - str. 36
- Obr. 6. Teplota zorané (ST) a nezorané (UT) půdy. Graf znázorňuje teplotu ve vrstvě 0,05 metru (kolečka), 0,10 metru (kosočtverce), 0,15 metru (trojúhelníky) a vypočítané pomocí Hydrus 1D (přerušovaná křivka) - str. 38
- Obr. 7. Vliv propustnosti na výpar – str. 43
- Obr. 8. Porovnání teplot (v Kelvinech) mezi 2 cm vysokými (vlevo) nerovnostmi a 5 cm vysokými (vpravo) nerovnostmi - str. 45

Seznam tabulek

- Tab. 1. Kapilární výšky zemin – str. 17
- Tab. 2. Přehled Rovnic pro potenciální evapotranspiraci. RH je relativní vlhkost, T (°C) je teplota, D je sluneční svit a U je rychlost větru – str. 24