

JIHOČESKÁ UNIVERZITA
V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH

ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA

Katedra krajinného managementu

**Metody stanovení evapotranspirace a
její hodnoty v České republice**

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Vypracoval: Tomáš Houdek

Vedoucí bakalářské práce: Ing. Václav Bystřický

Studijní obor: Pozemkové úpravy a převody nemovitostí

Studijní program: B4106 Zemědělská specializace

České Budějovice 2012

JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH
Zemědělská fakulta
Akademický rok: 2009/2010

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE
(PROJEKTU, UMĚLECKÉHO DÍLA, UMĚLECKÉHO VÝKONU)

Jméno a příjmení: **Tomáš HOUDEK**
Osobní číslo: **Z08611**
Studijní program: **B4106 Zemědělská specializace**
Studijní obor: **Pozemkové úpravy a převody nemovitostí**
Název tématu: **Metody stanovení evapotranspirace a její hodnoty v České republice**
Zadávající katedra: **Katedra krajinného managementu**

Z á s a d y p r o v y p r a c o v á n í :

Práce bude mít charakter literární rešerše s následujícím rámcovým obsahem:
Rozdělení a druhy výparů.
Faktory ovlivňující evapotranspiraci.
Metody stanovení evapotranspirace.
Hodnoty evapotranspirace v ČR.

Rozsah grafických prací: dle potřeby
Rozsah pracovní zprávy: 30-40 stran
Forma zpracování bakalářské práce: tištěná/elektronická

Seznam odborné literatury:

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M. Crop evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements). FAO Irrigation and drainage paper no. 56, FAO 1998, Rome.

Brutsaert, W. Hydrology: An introduction. Cambridge University Press, 2005, 605 s.

Foken, T. Micrometeorology. Springer Berlin Heidelberg, 2008, 308 s.

Novák, V. Vyparovanie vody v prírode a metódy jeho určovania. VEDA, vydavateľstvo SAV, Bratislava, 1995, 260 s.

časopisy: Hydrology and earth system sciences, Water resources research, Agricultural and forest meteorology, atd.

Vedoucí bakalářské práce: Ing. Václav Bystřický
Katedra krajinného managementu

Datum zadání bakalářské práce: 15. března 2010

Termín odevzdání bakalářské práce: 15. dubna 2011



prof. Ing. Miloslav Šoch, CSc.
děkan

JIHOČESKÁ UNIVERZITA
V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH
ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA
studijní oddělení
Studentská 13 ④
370 05 České Budějovice

L.S.



prof. Ing. Tomáš Kvítek, CSc.
vedoucí katedry

V Českých Budějovicích dne 15. března 2010

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci zpracoval samostatně a použitou literaturu jsem citoval. Dále prohlašuji, že v souladu s § 47b zákona č. 111/1998 Sb. v platném znění souhlasím se zveřejněním své bakalářské práce, a to v nezkrácené podobě (v úpravě vzniklé vypuštěním vyznačených částí archivovaných Zemědělskou fakultou JU) elektronickou cestou ve veřejně přístupné části databáze STAG provozované Jihočeskou univerzitou v Českých Budějovicích na jejích internetových stránkách.

V Českých Budějovicích 13.4.2012

.....

Tomáš Houdek

Poděkování

Děkuji vedoucímu mé bakalářské práce Ing. Václavu Bystřickému, za prvotní motivaci, odborné vedení, cenné rady a připomínky, které mi v průběhu psaní bakalářské práce ochotně poskytoval. Dále pak děkuji rodině a přátelům za stálý optimismus a podporu po celou dobu mého studia. Dík patří i spolužákům, se kterými jsem v průběhu studia prožil mnoho nezapomenutelných a neopakovatelných okamžiků.

Abstrakt: Tento dokument se zabývá metodami stanovení evapotranspirace a jejími hodnotami dosahovanými na území České republiky. Pro lepší chápání této problematiky je v úvodu vysvětlen pojem evapotranspirace. První část této práce rozebírá výpar, jeho druhy a dělení. V této práci jsou dále uváděny faktory ovlivňující evapotranspiraci. Největší část této rešerše řeší metody používané při stanovení evapotranspirace. Nalezneme zde podrobněji zpracované přímé i nepřímé metody stanovení. Poslední část této práce uvádí a porovnává úhrny potenciální evapotranspirace dosahované na území České republiky na základě odlišných početních metod.

Klíčová slova: evapotranspirace, výpar, evaporace

Abstract: This paper deals with methods for determining evapotranspiration and its values achieved in the Czech Republic. For a better understanding of these issues is explained in the introduction to the concept of evapotranspiration. The first part of this paper discusses evaporation, its types and division. In this thesis are also presented factors affecting evapotranspiration. The largest part of this search addresses the methods used for determining evapotranspiration. Here we find treated in more detail the direct and indirect methods of estimation. The last part of this paper presents and compares the potential evapotranspiration totals achieved in the Czech Republic on the basis of different numerical methods.

Key words: evapotranspiration, vapour, evaporation

Obsah

1 Úvod.....	9
2. Evaporace.....	11
2.1 Fyzikální podstata evaporace.....	12
2.2 Vypařování vody podle kinetické teorie.....	13
2.3. Výparnost.....	14
2.4. Rozdělení a druhy výparů.....	15
2.4.1 Výpar z volné vodní hladiny.....	16
2.4.2 Výpar ze sněhu a ledu.....	18
2.4.3 Výpar z půdy.....	19
2.4.4 Výpar z povrchu rostlin.....	23
2.4.5 Vypařování z urbanizovaných území.....	24
3. Stanovení výparu měřením a vybrané výparoměry.....	25
3.1 Wildův výparměř.....	25
3.2 Rónův rozdílový výparoměř.....	25
3.3 Picheův výparoměř.....	26
3.4 Výparoměř GGI 3000.....	27
3.5 Šemerův výparoměř.....	27
3.6 Plovoucí výparoměř.....	28
3.7 Výparoměř Rakačeva.....	28
3.8 Výparoměř GGI-500.....	29
4. Metody stanovení evapotranspirace.....	32
4.1 Rozdělení metod.....	32
4.2 Měření evapotranspirace.....	33
4.2.1 Měření evapotranspirace lyzimetry.....	33
4.3 Metody výpočtu evapotranspirace.....	36
4.3.1 Výpočet evapotranspirace v polních podmínkách metodou bilance vody v půdě.....	36
4.4 Mikrometeorologické metody výpočtu vypařování.....	38
4.4.1 Metoda turbulentní difuze.....	38
4.4.2 Výpočet evapotranspirace metodou bilance energie.....	39
4.4.3 Výpočet potenciálního vypařování kombinovanou metodou.....	43
4.5 Výpočet potenciální evapotranspirace empirickými rovnicemi.....	44
4.5.1 Turcova rovnice.....	45
4.5.2 Linacreova rovnice.....	45

4.5.3 Thornthweiteova metoda	46
4.5.4 Ivanovova metoda.....	47
4.5.5 Tichomirova rovnice.....	48
4.5.6 Bacaova rovnice.....	48
4.6 Výpočet evapotranspirace kombinovanou metodou.....	48
4.6.1 Metoda výpočtu evapotranspirace podle Budyka a Zubenokové ..	49
4.6.2 Výpočet transpirace idealizovaného porostu kombinovanou metodou (Penman-Monteithova rovnice)	50
4.7 Faktory ovlivňující evapotranspiraci	52
4.7.1 Vítr	53
4.7.2 Atmosferický tlak	53
4.7.3 Kvalita vypařující se vody	54
4.7.4 Tvar hladiny	54
5. Hodnoty evapotranspirace na území České republiky.....	55
6. Závěr	60
7. Seznam literatury	61

1 Úvod

Evapotranspirace je fyzikální proces, kterým se voda z kapalného či tuhého stavu přeměňuje na vodní páru. Termín evapotranspirace vznikl spojením slov evaporace (výpar z půdního nebo vodního povrchu nezakrytého vegetací) a transpirace (výdej vody z vegetace). Vyjadřuje se jako vrstva vody v milimetrech, která se za určitý čas uvolní do atmosféry.

Při popisu evapotranspirace je třeba rozlišovat potenciální a aktuální výpar. Charakteristika potenciální evapotranspirace hovoří o velikosti výparu, která by nastala v daném místě pokrytém souvislým vegetačním porostem za podmínky nelimitujícího přísunu vody. Je to tedy maximální možný výpar a transpirace za daných podmínek stanoviště a aktuálních klimatických podmínek a vyjadřuje schopnost okolního vzduchu přijímat další vodu. Aktuální evapotranspirace představuje množství vody, které se skutečně odpaří a které probíhá v reálných přírodních podmínkách a její stanovení je velice obtížné. Hodnoty potenciální evapotranspirace jsou vždy vyšší a nejvyšší rozdíly jsou vždy ve vegetačním období.

Správné stanovení potenciální evapotranspirace je jedním ze základních úkolů nejen při bilancování zásob vláhy v půdě, a to jak pro potřeby přípravy návrhových podkladů pro závlahové stavby, tak případně i při přímém řízení závlahového režimu. Údaje o časovém a prostorovém rozložení potenciální evapotranspirace jsou důležitými vstupními údaji pro celou řadu projektových studií v lesním a vodním hospodářství, zemědělství, energetice a v ochraně životního a přírodního prostředí (Zánik, 1997).

Jak uvádí Penka (1985), v naší i zahraniční odborné literatuře se lze setkat s nejrůznějšími vztahy používanými k tomuto účelu v nejrůznějších podmínkách. Tyto vztahy uvažují v závislosti na své složitosti s různými meteorologickými veličinami, popřípadě jinými doplňujícími informacemi ohledně charakteru klimatu příslušné lokality. Ne vždy je totiž možno získat údaje potřebných meteorologických veličin potřebné k výpočtu pomocí některé z metod vycházejících z konceptu Penmana, které bývají považovány za nepřesnější s ohledem na současný stav vědeckého poznání.

Měření evaporace a transpirace porostu má význam pro studium toků vody a energie a energie v přirozených rostlinných společenstvech a na zemědělských

plochách. K měření se používá celá řada metod, v praxi se nejčastěji využívá tzv. lyzimetrů, nádob naplněných půdou, kde se pěstují zkoumané plodiny, v ekofyziologii jsou to aerodynamické metody, založené na měření profilu koncentrací vodní páry v sérii různých výšek nad porostem. Nejčastěji se používá měření pod travnatým povrchem, a to u 41 % všech lyzimetrů, naopak nejméně pod lesním porostem, pouze u 1 %. (Šantrůček, 2003).

Evapotranspirace představuje jednu z nejvýznamnějších ztrátových složek vodní bilance lesního porostu. Měření evapotranspirace nebo jejích složek (transpirace, evaporace, intercepce) se může uskutečňovat v různých měřítkách, od jednotlivých listů přes celé stromy, konkrétní porost až po celé povodí. Vzhledem k tomu, že každý způsob měření reprezentuje jiné časové a prostorové měřítko, vnáší rozdílné chyby a přesnost, je často srovnání jednotlivých technik velice obtížné (Wilson a kol., 2001).

2. Evaporace

Dle Penky (1985) se pojmem evaporace označuje množství vypařené vody za určitý časový interval. Pro proces vypařování je charakteristická vysoká spotřeba energie.

Monteith (1967) přirovnává proces vypařování k obchodní transakci: mokré povrch „předává“ svému okolí vodu ve formě vodní páry výměnou za energii. Za každý gram vody při teplotě 20°C dostává vypařující povrch 2450 J energie. Energie může být dodána vypařujícímu povrchu slunečním zářením nebo sem může být přivedena prouděním teplého vzduchu z okolí s vyšší teplotou. Na ohřátí 1 gramu vody o jeden stupeň Celsia při 20°C je zapotřebí jen 4,18 J. Na ohřátí 1 gramu vody z 0°C na bod varu potřebujeme 418 J, což je 5,86-krát méně než množství energie potřebné na vypaření 1 g vody. Proto proces vypařování vody má zásadní význam nejen v cyklickém oběhu vody Země, ale také v jeho energetickém koloběhu (Acevodo, 1975).

Koloběh vody na Zemi je procesem neustálé obnovy. Vodopády, vodní pára, mraky, déšť, prameny, řeky, moře, oceány, ledovce, to vše tvoří nepřerušovaný cyklus. Množství vody na Zemi je neměnné. Všechny živočišné i rostlinné druhy pijí stejnou vodu. Voda je zázračná věc a lze jí pozorovat ve všech skupenstvích. Jako kapalinu, jako plyn i jako pevnou látku (Stegman, 1975).

Podle Spencera (1970) je vypařování procesem spotřebovávajícím energii, je tedy termodynamickým procesem. Pro termodynamické procesy je charakteristické, že makroskopický stav libovolné látky je charakterizován dvěma termodynamickými proměnnými – teplotou a tlakem. Protože změny atmosferického tlaku na daném místě jsou malé, i jejich vliv na teplotu fázových přeměn může být často zanedbatelný. Evaporace je tvořena fyzickými procesy, které v blízkosti zemského povrchu přeměňují vodu z kapalného nebo pevného stavu na atmosférickou páru.

Jak uvádí Sommer (1985) evaporace zahrnuje výpar vody v kapalném skupenství z řek a jezer, půdy a z povrchu vegetace. Pod evaporaci spadá také sublimace (přechod z pevné fáze do plynné). Vypařovat se může každá látka, jejíž molekuly mají dostatečné množství energie potřebné na změnu skupenství. Předmětem této bakalářské práce je vypařování vody v přírodě, ale také z umělých antropogenních struktur, které nás obklopují.

Z toho, co bylo uvedeno, je zřejmé, že právě evaporace je procesem, prostřednictvím kterého jsou vodní a energetický cyklus vzájemně propojené a podmíněné.

Při stanovení výparu se můžeme držet metod přímých, to znamená měřením přístroji – výparoměry, nebo metod nepřímých, to je výpočtem empirickými vzorci pro jednotlivé druhy výparu. V poslední době jsou rozpracovány metody, které vycházejí z určení turbulentního toku vláh a tepla, popř. z tepelné bilance aktivního povrchu (Cowan, 1965). V současné době nejsou k dispozici uspokojivé metody verifikace celého evaporačního procesu, které bychom mohli realizovat v operativním měřítku. Na světě existuje celá řada vzorců od nejjednodušších až po ty nejsložitější, které jsou součástí různých matematických modelů, řešících kromě vlastní evaporace (evapotranspirace), též vlhkostní poměry v půdě, problematiku vláhových deficitů v půdě pod různými plodinami (porosty), resp. otázky hydrologické bilance v krajině (Možný, 2005).

Podle Krešla (2001) je výpar rozhodující složkou vodní bilance v převážné části zemského povrchu. V ČR výpar představuje v průměru 70% celkového množství. Novák (1995) uvádí evapotranspiraci jako souhrnný výpar z rostlin (transpirace) a z ostatních povrchů (evaporace). Význam spočívá v aktivní schopnosti rostlin aktivně ovlivňovat množství odpařené vody a tím ovlivňovat své okolí. Transpirace probíhá prostřednictvím průduchů, kterých je na listech rostlin 100 až několik set na mm^2 . Každý průduch je zvlášť regulován, z tohoto pohledu funguje vegetace jako velmi účinné klimatizační zařízení, reagující na jakoukoli změnu okolního prostředí. Evapotranspirací se může z 1 m^2 odpařit 3 – 6 litrů vody za den, z míst bez vegetace je to přibližně pouze 1 litr.

2.1 Fyzikální podstata evaporace

Každá molekula na povrchu vody je přitahována sousedními molekulami. Rychlost neuspořádaného pohybu jednotlivých molekul v povrchu kapaliny se neustále mění. V určitém okamžiku mohou některé molekuly dosáhnout tak velké rychlosti, že přitažlivé síly blízkých molekul již nestačí rychlé molekuly udržet v povrchu. Tyto molekuly opustí kapalinu a stávají se molekulami páry (Sommer, 1985). Výparem rozumíme množství vody, které přechází ze stavu kapalného nebo

tuhého do skupenství plynného. Fyzikálně přesněji představuje výpar přechod z vodní hladiny na vodní páru (Al-Khafas, 1977).

Koloběh vody na Zemi je procesem neustálé obnovy. Vodopády, vodní pára, mraky, déšť, prameny, řeky, moře, oceány, ledovce, to vše tvoří nepřerušovaný cyklus. Množství vody na Zemi je neměnné. Všechny živočišné i rostlinné druhy pijí stejnou vodu. Voda je zázračná věc a lze jí pozorovat ve všech skupenstvích. Jako kapalinu, jako plyn i jako pevnou látku (Stegman, 1975).

2.2 Vypařování vody podle kinetické teorie

Vypařování vody si vysvětlujeme podle kinetické teorie jako děj, při kterém molekuly vody, jejichž energie je tak veliká (díky jejich rychlosti), že převyšuje kohezní síly, prorazí povrchovou vrstvu a unikají do prostoru. Se zvyšováním teploty se zvyšuje také rychlost molekul, takže přibývá molekul, které mohou překonat vliv vzájemné přitažlivosti a uniknout z kapaliny – vypařit se. Opačný tok molekul z ovzduší do kapaliny je kondenzace (Bauer a Stegman, 1975).

Množství tepla, jehož je zapotřebí, aby se 1 g vody přeměnil při dané teplotě ve vodní páru je tzv. skupenské teplo vypařování – je dáno vztahem:

$$\text{pro vodu: } L = 1239,3 - 2,91 t \text{ (J.g}^{-1}\text{)}$$

$$\text{pro led a snůh: } L = 2872,1 - 2,91 t \text{ (J.g}^{-1}\text{)}$$

kde: t – teplota vypařujícího se povrchu kapaliny ve $^{\circ}\text{C}$

Současné představy o procesu vypařování jsou založené na kinetické teorii vypařování, která byla poprvé publikována Šulejkienem (1926) a rozvinuta Babkinem (1984), Chrigijanem (1978), Budagovským (1989) a dalšími.

Kinetická teorie předpokládá, že molekuly vody jsou v nepřetržitém, chaotickém pohybu. Rychlosti pohybu jsou rozdělené v širokém intervalu rychlostí a toto rozdělení může být vyjádřeno Maxwellovou funkcí. Například, střední kvadratická rychlost molekul kyslíku (nejpravděpodobnější rychlost) při 0°C je 461 ms^{-1} (nadzvuková rychlost), počet srážek za sekundu je 4,29109 a střední volná dráha molekuly (dráha mezi dvěma srážkami) je 10 - 6cm.

Molekuly na povrchu hladiny vody v monomolekulární vrstvě (rozměr molekuly vody je přibližně $2,7210^{-8}$ m) jsou přitahované jedním směrem – do kapaliny a mají relativně nízkou volnou energii. Molekuly vody, které se nacházejí pod touto povrchovou vrstvou mají relativně vysokou volnou energii a můžou překonat energetickou bariéru a vyletět do atmosféry (Novák, 1995). Pro překonání energetické bariéry spotřebuje molekula vody energii, která se rovná skupenskému teplu vypařování pro jednu molekulu (W). Vypařující se kapalina ztrácí molekuly s nejvyšší kinetickou energií. Primární kinetická energie molekul vody se snižuje, což znamená, že voda se ochlazuje. Snižování teploty vody vede k snižující se rychlosti vypařování, protože maximum rozdělení energií molekul se přesouvá k nižším hodnotám (Nash, 1989).

Schilling a Kiniry (2007) se shodují na tom, že pro udržení rychlosti vypařování je potřebné zabezpečit transport energie k vypařujícímu povrchu. Tok energie k vypařujícímu povrchu zvyšuje kinetickou energii molekul vody a tím i jeho teplotu. Rozdělení rychlostí (a tím i volné energie) molekul se mění, střední kvadratická rychlost molekul se zvyšuje. Takto se zvýší i rychlost vypařování.

Vypařující se molekuly vody pokračují v chaotickém pohybu i ve vzduchu a jejich část se vrací zpět do kapaliny. Poměr mezi počtem vypařujících a kondenzujících molekul závisí na počtu molekul ve vrstvě vzduchu, přiléhajících k vypařujícímu povrchu. V přírodě, když je vodní pára těsně nad vypařujícím povrchem nasycená, efektivní vypařování přestává. To znamená, že počet molekul vody, opouštějících kapalinu a do ní vstupujících z atmosféry, je rovný (Císlarová, 1989). Vypařování kapaliny je složitý jev a jeho kvantifikace metodami kinetické teorie je složitá, jelikož molekuly kapaliny splňují požadavky jen přibližně (velká hustota molekul, jejich konečné rozměry).

Použití kinetické teorie pro proces vypařování umožňuje pochopit tento proces v závislosti na faktorech, které ho podmiňují.

2.3. Výparnost

Základním předpokladem pro výpar je přítomnost vody. Bez vody není výpar. Předpoklady pro výpar však existují na Zemi neustále. Na Sahaře není výpar jen

proto, že tam není voda. Je nutno tedy rozlišovat mezi výparem, tj. skutečným množstvím odpařené vody, a množstvím vody, které by se za daných geofyzikálních podmínek mohlo na určitém místě vypařit. Tento možný, potenciální výpar, popř. schopnost prostředí odpařovat vodu, nazýváme výparnost (Novák, 1975).

Při dostatku vody je výpar roven výparnosti, v opačném případě se hodnota výparu snižuje. Tato skutečnost má velký význam při výparu z půdy a transpiraci. V běžné hydrotechnické praxi se považuje za výparnost výpar z volné vodní hladiny. Uvědomíme-li si však, že výpar je závislý na teplotě vypařujícího se povrchu, tedy na jeho tepelné bilanci, nemůže existovat jakási obecná výparnost, ale každý aktivní povrch musí mít sobě odpovídající výparnost, již pak správněji definujeme jako výpar, kdy vlhkost vzduchu se na hranici s vypařujícím povrchem rovná maximální vlhkosti odpovídající teplotě tohoto povrchu (Bavel, 1966).

Výparnost je funkcí čtyř základních meteorologických faktorů:

1. tepelné bilance vypařujícího povrchu
2. teploty vzduchu
3. vlhkosti vzduchu
4. koeficientu intenzity výměny (vnější difúze)

2.4. Rozdělení a druhy výparů

V přírodě rozlišujeme výpar podle charakteru vypařujícího povrchu, a to:

- výpar z volné hladiny vodní
- výpar ze sněhu a ledu
- výpar z půdy
- výpar z povrchu vegetace
- výpar z urbanizovaných území

Mluvíme-li tedy o výparu v povodí, máme na mysli celkový výpar, nazývaný také výpar klimatický.

V běžných podmínkách lze velmi těžko rozlišit výpar z holé půdy, z povrchu vegetace a transpiraci. Proto se vyjadřuje souhrnným pojmem evapotranspirace (Váša, 1976). Určit velikost výparu v přírodě patří dosud k nejobtížnějším úkolům v hydrologii vůbec. Dosavadní metody měření výparu umožňují stanovit spíše výparnost, popř. výpar za daných modelových, většinou nutně zjednodušujících podmínek (nejčastěji např. při přívodu dostatku vody k vypařujícímu povrchu), určených technickými možnostmi. Při stanovení výparu se můžeme držet metod přímých, to znamená měřením přístroji – výparoměry, nebo metod nepřímých, to je výpočtem empirickými vzorci pro jednotlivé druhy výparu. V poslední době jsou rozpracovány metody, které vycházejí z určení turbulentního toku vláh a tepla, popř. z tepelné bilance aktivního povrchu (Cowan, 1965).

Nash (1989) uvádí, že hodnotu výparu ovlivňují především klimatické podmínky a půdní poměry. Konkrétně je významná půdní vlhkost, intenzita vzlínání vody v půdě, reliéf (sklon, expozice, nadmořská výška), hloubka hladiny spodní vody, teplota vzduchu a teplota půdy, vítr, vlhkost vzduchu a atmosférický tlak. Na vodou nasycených půdách závisí výpar na pohybu vzduchu, většinou dosahuje hodnoty 10 až 15 mm denně. V podmínkách lesních porostů je výše výparu z povrchu půdy silně ovlivněna vegetační vrstvou.

2.4.1 Výpar z volné vodní hladiny

Z fyzikálního hlediska je vypařování z vodní hladiny nejjednodušším případem tohoto procesu. V porovnání s vypařováním z jiných povrchů jeho intenzita není limitována nedostatkem vody a vypařování z vodní hladiny může být označeno jako potenciální. To znamená, že intenzita vypařování je podmíněna atmosférickými podmínkami. V porovnání s jinými vypařujícími povrchy, má voda nízký součinitel odrazu (albedo) pro krátkovlnné záření (Nash, 1989).

Jeho podstata spočívá v tom, že zvyšováním teploty vody se zvyšuje rychlost vodních molekul a ty, které získaly dostatečnou kinetickou energii, (i když jsou přidržovány ostatními – soudržnost kapaliny, povrchové napětí), vyletují z hladiny a dostávají se do atmosféry. Molekuly, které unikly z kapalně fáze, se srážejí s molekulami obsaženými ve vzduchu. Odrazem některé z nich se mohou společně

s těmi, které kondenzovaly díky velkým rychlostem, dostat z atmosféry zpět do původního prostředí (do vody) (Bednář a Zikmunda, 1985).

Při přímých metodách měření výparu z volné vodní hladiny se používají výparoměry, tj. nádoby určitého obsahu a výparné plochy, u nichž se vypařené množství vody stanoví buď váhově (váhový úbytek se přepočítává na objemový a výška sloupce vypařené vody podle relace $1 \text{ g vody} = 1 \text{ cm}^3 \text{ vody}$), nebo měřením výšky odpařené vody (Možný, 2003).

Hodnoty výparu stanovené výparoměry se blíží tím více skutečným poměrům v přírodě, čím je větší objem a zvláště plocha výparoměru, a čím více jeho konstrukce a umístění odpovídá přírodním podmínkám. Při menších plochách udává výparoměr větší hodnoty a je nutno naměřené hodnoty výparu redukovat opravným koeficientem (Szeicz a Long, 1969). Dle Možného (2005) se v ČR používá v meteorologických budkách Wildův výparoměr, který je konstruován na principu poštovní listovní váhy. Volně na meteorologických stanicích se používá standardní výparoměr navržený Šermerem, který je do určité míry modifikovaným ruským výparoměrem GGJ – 3000 (o výparné ploše 3000 cm^2 , výšce $68,5 \text{ cm}$) a upraveným objemovým měřením výparu. Mimo to se na vybraných stanicích používá výparoměrný bazén s výparnou plochou 20 m^2 , který je $100 - 140 \text{ cm}$ hluboký, zapuštěný v zemi. Na vodních nádržích se používá plovoucí výparoměr, kde výparoměrná plocha je umístěna na voru, který nese zároveň meteorologickou budku a dešťoměr. U všech volně umístěných výparoměrů je nutno měřit zároveň i srážky (Novák, 1987).

Při přímých metodách měření výparu z volné vodní hladiny se používají výparoměry, tj. nádoby určitého obsahu a výparné plochy, u nichž se vypařené množství vody stanoví buď váhově (váhový úbytek se přepočítává na objemový a výška sloupce vypařené vody podle relace $1 \text{ g vody} = 1 \text{ cm}^3 \text{ vody}$), nebo měřením výšky odpařené vody (Možný, 2003).

Hodnoty výparu stanovené výparoměry se blíží tím více skutečným poměrům v přírodě, čím je větší objem a zvláště plocha výparoměru, a čím více jeho konstrukce a umístění odpovídá přírodním podmínkám. Při menších plochách udává výparoměr větší hodnoty a je nutno naměřené hodnoty výparu redukovat opravným koeficientem (Szeicz a Long, 1969).

Dle Možného (2005) se v ČR používá v meteorologických budkách Wildův výparoměr, který je konstruován na principu poštovní listovní váhy. Volně na meteorologických stanicích se používá standardní výparoměr navržený Šermerem, který je do určité míry modifikovaným ruským výparoměrem GGJ – 3000 (o výparné ploše 3000 cm², výšce 68,5 cm) a upraveným objemovým měřením výparu. Mimo to se na vybraných stanicích používá výparoměrný bazén s výparnou plochou 20 m², který je 100 – 140 cm hluboký, zapuštěný v zemi.

Na vodních nádržích se používá plovoucí výparoměr, kde výparoměrná plocha je umístěna na voru, který nese zároveň meteorologickou budku a dešťoměr. U všech volně umístěných výparoměrů je nutno měřit zároveň i srážky (Novák, 1987).

2.4.2 Výpar ze sněhu a ledu

Dlouho se předpokládalo, že výpar ze sněhu a ledu je z hlediska vodní bilance málo významný. Výsledky měření ukázaly, že výpar ze sněhu a ledu může být významný pro vodní bilanci daného území. Z pevného skupenství vody – ledu a sněhu, probíhá výpar většinou přímo (bez přechodu do stavu kapalného), tj. sublimací. Výpar ze sněhu a ledu je dosud velmi spoře prostudován (Bastiansen, 1989). Jelikož maximální teplota, kterou může mít povrch sněhu je 0°C, může výpar probíhat jen tehdy, je-li rosný bod nad 0°C. Výpar se s poklesem teploty snižuje. Evaporace vody ze sněhu je vlivem velmi velké plochy větší než u ledu (Penka, 1985). Znat hodnoty výparu ze sněhu je velmi důležité, např. u předpovědí objemu odtoku ze sněhu v období jarního tání. Proto se v poslední době otázkám výzkumu tohoto druhu výparu věnuje značná pozornost. Výpar ze sněhu ovlivňuje hlavní měrou sluneční radiace, fyzikální vlastnosti sněhu, jako například hustota, tepelná vodivost atd., dále vítr a situování zasněženého povrchu vůči světovým stranám (Matejka, 1992). Výpar ze sněhu je určován úbytkem tíhy sněhových vzorků v nádobách umístěných pod širým nebem. Výsledky jsou však zkresleny radičním ohříváním nádob, které pak způsobují urychlení tání. Voda, jež z nádoby neodtéká, prosycuje vzorek sněhu, takže vodní hodnota sněhu v nádobě neodpovídá průměru ve skutečnosti. Protože výpar z vody je za jinak stejných podmínek větší než ze

sněhu a ledu, předpokládá se, že hodnoty získávané přístroji jsou oproti skutečnosti značně vyšší.

Množství molekul, které se v určité jednotce času dostává z kapalného prostředí do plynného, je přímo závislé na napětí vodních par těsně nad hladinou. Obdobně množství molekul, které vnikly za určitou jednotku času do kapalné fáze z atmosféry, je přímo závislé na napětí vodních par ve vzduchu. Intenzita výparu je tedy závislá na rozdílu těchto napětí. Jestliže je vzduch teplejší než voda, je tlak nasycených par větší než napětí par bezprostředně při hladině. Ve vzduchu bude probíhat kondenzace přebytečné vláhy. Zpravidla je ve vzduchu přítomno velké množství kondenzačních jader, takže přebytečná vláha může kondenzovat např. ve formě mlhy. Poněvadž je za této situace vzduch ohříván teplejší vodou, vznikají podmínky pro rozptýlení mlhy konvekci a výpar z vodní hladiny může pokračovat. Tak si vysvětlujeme, že i v zimním období může být výpar z volné vodní hladiny nějaké větší nádrže poměrně vysoký (Brutsaert, 1982).

Současné výzkumy vypařování ze sněhu a ledu ukázaly, že ve skutečnosti se nepozoruje přímá fázová přeměna – sublimace – pevná fáze (led, sníh) na plynnou fázi (vodní páru). Po dobu vypařování je vypařující těleso pokryté tenkou vrstvou kapalné vody, která se vypařuje. Skupenské teplo vypařování z ledu nebo sněhu je součtem skupenského tepla tání a skupenského tepla vypařování. Důsledek je ten, že skupenské teplo sublimace je vyšší než skupenské teplo vypařování (Možný, 2003).

2.4.3 Výpar z půdy

Výparem z povrchu země rozumíme v první řadě výpar z půdy bez vegetačního krytu. (Penka, 1985).

Sleduje se pro zjednodušení podmínek za účelem vyšetření výparu z půdy s vegetačním krytem, čili zjištění velikosti evapotranspirace. Výpar z půdy se děje prostřednictvím půdní vody a to převážně vody kapilární, která s sebou přináší i soli, které mohou při intenzivním výparu způsobit zasolení půdy (Gažovič, 1976).

Novák (1995) tvrdí, že matematické vyjádření výparu z půdy pomocí vzorců je velmi obtížné, a proto se používá výpočet výparu z volné hladiny a výsledky se

redukuje různými koeficienty. V půdách nasycených po celou dobu výparu můžeme převádět dlouhodobé hodnoty výparu z volné hladiny H_v na výpar z půdy nepokryté rostlinami H_p pomocí následujících koeficientů

Pro lehké a jemné písky $H_p = H_v \cdot 3,38$

Pro střední půdy (hlíny) $H_p = 0,9 H_v \cdot 3,39$

Pro těžké půdy (jíly) $H_p = 0,75$ až $0,85 H_v \cdot 3,40$

V půdách, které nejsou nasyceny vodou po celou dobu výparu, bude výpar menší a bude záviset hlavně na teplotním potenciálu vzduchu a půdy, kapilárním potenciálu půdy a srážkách (Kolar, 1976).

Zjišťování výparu z povrchu holé půdy se provádí zřídka. Obvykle určujeme tzv. evapotranspiraci, což je globální výpar z půdy i rostlin, které na ní rostou. Nejčastěji se měření provádí půdními výparoměry nevelkých rozměrů. Poněvadž zpravidla vždy jde o měření výparů z bloku půdního vzorku, jenž byl vyňat (vyříznut) z celku, výsledné hodnoty ne zcela odpovídají skutečnosti. Pro určení výparu užíváme v těchto případech výparoměru Rykačeva, výparoměru Popova, hydraulického výparoměru a kompenzačního výparoměru (Velebný, 1989).

Podle Poljakova činil průměrný roční úhrn výparu z písčitých půd 189mm, hlinitopísčitých půd 390mm a rašeliny 323mm. Obdělané pole má např. o 15 až 22% menší výpar než pole neobdělané. Novák (1995) udává hodnoty indexů pro různé půdní reliéfy (při výparu ze silně zvlněné půdy $i = 1,00$, z půdy s drsným povrchem $i = 0,88$ a z rovne půdy $i = 0,82$) a současně odlišuje i barvu půdy (výpar z tmavé půdy $i = 0,90$ a ze světlé půdy $i = 0,75$). Zastínění půdy snižuje značně výpar z půdy, může činit až 20%. Vlivem malé rychlosti pohybu vzduchu v mikroklimatu se vzduch nasytí vodními parami na hodnotu rosného bodu a další výpar tudíž nemůže nastat. Výpar z půdy je velmi složitý jev, který ač studován řadou autorů dodnes není teoreticky dostatečně dopracován a patří vedle transpirace k nejobtížnějším partiím výparu vůbec.

V současné době se stanoví výpar z půdy v podstatě metodou pomocí měření lyzimetry, metodou vodní bilance, metodou gradientních měření, popř. metodou

tepelné bilance nebo konečně kombinací obou posledních metod – kombinovanou metodou (Bednář, 1985). Výpar z půdy ochuzuje vegetační vrstvu o zásoby půdní vláhy, která chybí rostlinám, nepostačí-li se, kapilárním výstupem ze zásob podzemní vody, ztráty doplňovat. Při trvalém intenzivním výparu přináší vystupující kapilární voda s sebou i soli, které po odpaření vody zůstávají na povrchu půdy a ve vegetačním horizontu, což vede k postupnému zasolení a tedy k znehodnocení půdy pro zemědělství (Menenti, 1989).

Výpar z půdy je tím větší, čím:

- je větší teplota vzduchu a půdy
- je rychlejší pohyb vzduchu
- je větší sytostní deficit (doplněk)
- je nižší barometrický tlak
- je menší hustota a bujnost vegetace
- je tmavší půda
- je méně půda kyprá
- je méně půda drobtovité struktury
- je jemnější zrnitost půdy
- je vyšší stupeň vlhkosti půdy
- je hladina podzemní vody blíže povrchu země
- je půdní reliéf vlnitější

Přímou metodou je stanovení hodnot výparu pomocí lyzimetrů – nádob velkého objemu (i několik desítek m³) s půdním monolitem. Výpar z povrchu půdy se pak stanoví buď váhově, nebo hydraulicky, či u tzv. kompenzačních výparoměrů, zjištěním množství vody potřebného k udržení uměle vytvořené hladiny podzemní vody o stejné výši (Ellen a kol., 2011). Naměřené hodnoty výparu se blíží hodnotám skutečným tím více, čím větší objem má používaný půdní monolit, zvláště pak čím více se daří vytvořit v monolitu vláhové poměry shodné s poměry v půdě. Nedostatkem těchto výparoměrů je nutnost dopravovat monolit k váhám,

omezená velikost půdních monolitů, nutnost umělé hladiny podzemní vody a nemožnost plynule sledovat průběh výparu (Kutílek, 1975).

Matematické vyjádření výparu z půdy vzorcem není možné (vyjma zcela obecného), neboť jak povaha činitelů, jež výpar ovlivňují ukazuje, je jejich matematické vyjádření samo o sobě obtížné až nemožné. Jsme tedy odkázáni jen na empirické hodnoty (Šír, 1986).

Metoda vodní bilance vychází z bilanční rovnice:

$$H_{EP} = Z_P - Z_K - H_S - H_{OP} - H_{OS} \text{ (mm.t}^{-1}\text{)}$$

kde: Z_K, Z_P – zásoba vody na konci a na začátku sledovaného časového úseku

H_S – srážkový úhrn za časový úsek t

H_{OP} – povrchový odtok za časový úsek t

H_{OS} – podzemní odtok za časový úsek t

Zásoby vody se stanoví z vlhkosti půdy ; zásoba vody se určuje po 10 – 20 cm vrstvách objemově nebo váhově (jež jednoduchým přepočtem – vynásobením redukovanou objemovou váhou – se převede na váhu objemovou) do celkové hloubky 80 – 150 cm. Srážkový úhrn se měří ombrometrem. Povrchový odtok stanovíme přímým měřením na odtokových ploškách, popř. při malém sklonu plochy jej zanedbáváme. Podzemní odtok H_{OS} se určuje nejobtížněji a spolu se zjištěním zásoby vody v půdě rozhoduje o přesnosti dosažených výsledků podle této metody. Pýcha podle Němce (1965) stanovil tuto veličinu jako rozdíl mezi polní vodní kapacitou půdy a součtem srážek a zásoby půdní vláhy. Nevýhodou této metody kromě pracnosti je možnost stanovení výparu jen za delší časové období.

Ellen a kol. (2010) uvádí, že sledování výparu v krátkých intervalech (např. hodinových) umožňuje metoda gradientních měření založená na určení proudu vodní páry z povrchu půdy do atmosféry, při níž se stanoví teplota a vlhkost vzduchu ve dvou výškách (nejčastěji ve výšce 0,5 a 0,2m) a rychlost větru v určité výšce (1,0 m, popř. 2,0 m). Širší použití této metody omezuje zatím obtížnost stanovení koeficientu turbulentnosti. Zvláště obtížné je její použití ve vegetačním krytu, kde je nesnadné určit koeficient drsnosti a velikost mezní vrstvy.

Proto nadějnější se zdá kombinovaná metoda, zvláště pro denní sledování výparu.

Tato metoda vychází z rovnice tepelné bilance:

$$R = P + LE + B \quad (\text{zdroj: Možný, 2005})$$

kde: R – radiační bilance na úrovni vypařující plochy

P – turbulentní proud tepla (tepelná výměna vypařujícího se povrchu s atmosférou)

LE – množství tepla spotřebovaného na výpar (L je skupenské teplo vypařování směřující od půdy do atmosféry)

B – přítok nebo ztráta tepla tepelnou výměnou mezi povrchem a níže ležícími vrstvami

půdy a vody

2.4.4 Výpar z povrchu rostlin

Při výparu z povrchu rostlin nemáme na mysli transpiraci, ale vypařování vody do ovzduší, která se po výskytu předchozích horizontálních nebo vertikálních srážek zachytí na listech rostlin, stromů apod. Výpar z povrchu vegetace je velký, protože např. plocha listů stromu mnohonásobně přesahuje jeho půdorys. Pro ilustraci uvádím, že např. 1 ha vzrostlého bukového lesa 44 let starého se dle výzkumných poznatků rovná ploše 715 ha půdy a např. 1 ha louky je ekvivalentní 22 až 28 ha půdy. Zadržování vody na povrchu vegetace, tzv. intercepce, má značný hydrologický význam a podle některých poznatků zadrží smrky 40% srážek, borovice 24%, buky 20% (bez listů) atd. (M. Sommer, 1985).

Hodnoty výparu z povrchu vegetace jsou velmi nesnadno zjistitelné a slouží jen k představě o velikosti tohoto výparu (Szeicz a Long, 1969).

Výpar z povrchu vegetace závisí na:

- druhu vegetace (byliny, dřeviny, opadavé nebo neopadavé stromy apod.)
- vlastnostech povrchu (hustota porostu, zápoj a věk stromů, druhy stromů apod.)

- vydatnosti deště
- síle větru (vítr podporuje výpar, ale současně stírá vodu nebo sníh z částí rostlin)
- zda předchází mlha nebo drobný či silný déšť
- na teplotě zvláště při sněhových srážkách

2.4.5 Vypařování z urbanizovaných území

Brutsaert (1982) tvrdí, že se urbanizovaná území odlišují od jiných typů území vysokým podílem nepropustných povrchů (dlažděné, asphaltové, betonové povrchy a střechy), což způsobuje vysoký povrchový odtok z těchto ploch a snižuje přenos vody do podloží. Po dobu trvání srážky se na nich vytváří tenká vrstva vody, která se poměrně rychle vypaří. Vysoká rychlost vypařování vody v tenké vrstvě je způsobena též relativně vysokými teplotami nepropustných povrchů především v letním období. V tomto období je rychlost vypařování z tenkých vrstev vyšší než z jakéhokoli jiného povrchu. Z fyzikálního hlediska je vypařování z tenkých vrstev vody identické s vypařováním z volné hladiny.

Z hlediska vodní bilance je dynamika vody urbanizovaného území zrychlená důsledkem snížené akumulace vody v půdní vrstvě a zvýšeného povrchového odtoku (Nash, 1989).

3. Stanovení výparu měřením a vybrané výparoměry

V této kapitole bude pojednáno o přímých způsobech měření výparu za použití přístrojů.

Jak uvádí Brutsaert (1982) výpar můžeme měřit z volné vodní hladiny nebo z povrchu půdy. Výpar z volné vodní hladiny měříme pomocí Wildova výparoměru, Rónova výparoměru, Pichleova výparoměru, výparoměrem GGI 3000, Šermerova výparoměru nebo plovoucího výparoměru. Na úvod je dobré zdůraznit, že součástí každé výparoměrné stanice je výparoměr a současně i srážkoměr, aby bylo možné zjistit množství spadlých srážek v intervalu mezi měřeními. Měření výparu se nejčastěji provádí denně v 7:00 hod.

3.1 Wildův výparměř

Jsou v podstatě nerovnoramenné váhy. Na kratším rameni se zalomenou pákou je miska s plochou 250 cm^2 , do které nalijeme 480 cm^3 vody, 15 mm pod horní okraj nádoby. Druhé rameno s protizávažím je spojeno s ručičkou, která ukazuje na stupnici výšku vypařené vody s přesností 0,1mm. Tento druh výparoměru bývá instalován v meteorologických budkách (Novák, 1985).

3.2 Rónův rozdílový výparoměr

Podle Císloerové (1989) je Rónův výparoměr přístroj, který byl dříve užíván jako standardní výparoměr československé služby. Je umístěn na volném prostranství. Je to nádoba o obsahu 42 l, kruhového průřezu o ploše 2000 cm^2 , výšky 25 cm, v němž je umístěna konev, do které může voda z výparoměrné nádoby přetéci násoskou. Horní otvor násosky umožňuje přesné výškové urovnání hladiny 5 cm pod okrajem výparoměrné nádoby. Měření výparu se provádí tím, že uzavřeme kohoutek násosky a naplníme výparoměr tak, aby se násoska zahltila. Pak po uklidnění hladiny (za větrného počasí přikryjeme poklicí) otevřeme kohoutek a přebytečná voda nám přeteče do konve. Hladina se nám ustálí v úrovni horního otvoru násosky a přístroj je připraven k měření. Kohoutek necháme otevřen.

Jestliže zjistíme na druhý den ráno v 7 hod, že v předchozích 24 hodinách se srážky nevyskytly, postupujeme tak, že po uzavření kohoutku na násosce do výparoměru dolijeme takové množství vody v litrových dávkách, aby se násoska zahltila. Po otevření kohoutku část vody přeteče. Její množství opět změříme kalibrovanou nádobou. Výpar pro tento případ je dán rozdílem vody dolité do výparoměrné nádoby a přeteklé do konve.

Jestliže zjistíme ze srážkoměru, že v předchozích 24 hodinách pršelo, měříme tak, že do nádoby přelijeme dešťovou vodu z konve, (pokud násoskou přetekla) a ještě dolijeme (je-li třeba) určité množství celých litrů, aby opět došlo k zahlcení násosky. Otevřením kohoutku dojde k přelití přebytečného množství do konve, které změříme (Sommer, 1985).

Výpar je potom dán výrazem:

$$V(\text{mm}) = S + (V_d - V_p)$$

kde S je srážkový úhrn za uplynulých 24 hod. měřený srážkoměrem,

V_d voda dolitá do výparoměru

V_p voda přeteklá z výparoměru

Z velikosti příčného řezu nádoby vyplývá, že 1 litr se rovná pětimilimetrové vrstvě vody v přístroji.

3.3 Picheův výparoměr

Fišák (1994) popisuje Picheův výparoměr jako skleněnou kalibrovanou, nahoře zatavenou trubici o průměru kolem 10 mm a délce asi 30 cm. Trubice se naplní destilovanou vodou až po přesně zabroušený okraj a na otvor se pomocí nerezavějícího pružného drátku s očkem upevní kotouček filtračního papíru o průměru asi 30mm. Do kotoučku filtračního papíru se předtím propíchnou uprostřed dírka, aby do trubice mohl vnikat na místo odpařené vody vzduch. Trubice se poté obrátí a pověsí za očko na vhodný závěs. Po kratší době, potřebné k navlhčení

papírového kotoučku odečteme počáteční stav hladiny a po určité době stav konečný. Výpar je dán rozdílem obou čtení. Jak uvádí literatura, množství odpařené vody z kotoučků bývá někdy blízké výparu z volné hladiny.

3.4 Výparoměr GGI 3000

Podle Budagovského (1986) je umístěn buď na měrném pozemku nebo jako plovoucí na hladině (k tomu účelu je upraven plovák). Při měření výparu na pozemku se výparoměr instaluje tak, aby jeho horní okraj byl 75mm nad povrchem půdy. Výparoměr GGI 3000 představuje kovovou nádrž s průřezem 3000cm². Nádrž se naplní až do úrovně hrotu jehly 75 mm pod okraj nádoby. Výpar se měří vždy v 7 a v 19hod. speciální objemovou nádobkou vysokou 6 cm s průřezem 20cm². Ve stěně nádoby je otvor uzavřený klapkou. Při měření nasadíme nádobku na osu nádrže a na 40 – 50 vteřin otevřeme klapku za účelem vyrovnání vodních hladin ve výparoměru a nádobce. Pak otvor uzavřeme, nádobku vyjmeme a zachycenou vodu zjistíme v odměrce s přesností 0,1 cm³, což odpovídá vrstvě vody v objemové nádobce 0,05 mm. Rozdíl objemů vody v nádobce ve dvou za sebou následujících pozorovacích termínech udává hodnotu výparu v mm za uvedený časový interval).

3.5 Šemerův výparoměr

Nahradil dříve používaný a dnes již méně vhodný výparoměr Rónův. Je modifikací přístroje GGI, má však určitá vylepšení. Objemová nádobka se nasazuje na lůžko, opatřené třemi hroty, takže je vždy fixována velmi přesně. Nádobka je navíc opatřena vnějším obalem, tím dochází k úplnému uklidnění hladiny v byretce. Po zvednutí byretky voda z prostoru mezi oběma plášti vyteče. Měření tímto výparoměrem prokázala velmi dobré výsledky. Proto se přístroj uvedeného typu zavádí do sítě výparoměrných stanic. Zapouští se do země tak, že okraj nádoby je vyvýšen nad okolním rovným terénem o 20 cm, přičemž bezprostředně kolem nádoby je terén zvýšen až do úrovně 5 cm pod okrajem. Výparoměrná plocha je obdobně jako u přístroje GGI rovna 3000 cm²(Kolek, 1962).

3.6 Plovoucí výparoměr

Abychom alespoň zčásti měřili výpar za podmínek bližších skutečnosti, umísťujeme výparoměry na hladině nádrže prostřednictvím voru. Vor má trojúhelníkový tvar, je upevněn na laně v jednom vrcholu, takže se vždy orientuje tímto vrcholem proti větru a vlnám, a tak se omezuje kolíbání voru. Výparoměr je ponořen do vody, okraj nádoby vyčnívá jenom 5 cm nad hladinou. Hladina v nádrži i v nádobě je tedy ve stejné úrovni. Podobně jako u výparoměrů umístěných na suchu musí být i zde instalován srážkoměr. Na voru je instalována meteorologická budka s normálním vybavením přístroji, takže kromě výparu se měří i ostatní základní meteorologické prvky, které sledovaný jev výrazně ovlivňují. Zatím se nepodařilo odstranit vylévání, popř. vnikání vody do výparoměru při větších vlnách. Kýváním voru a výparoměru dochází ke smáčení stěn přístroje a tím i ke zvýšení výparu. Ani v tomto případě není teplotní režim vody v nádrži a ve výparoměru totožný. To vše je zdrojem chyb, takže získané údaje nepostihují přesně velikost výparu z nádrže (Novák, 1985).

3.7 Výparoměr Rakačeva

Se skládá z vnější plechové nádoby A zapuštěné do země, z nádoby B, která se do A zasouvá a má na horním obvodu výčnělky. Na tuto nádobu B, ve které je určité množství vody a teploměr. Třetí nádoba C s perforovaným dnem je dlouhá 40 cm, takže půdorys výparoměrné plochy je roven 1000 cm^2 . V nádobě C je uložen monolit půdy na vrstvě dřevěného uhlí, které tím, že je hygroskopické, odebírá vlhkost z prostoru nad hladinou vody ve skřínce B, předává ji monolitu, a tak alespoň přibližně modeluje doplňování vláh v monolitu ze zásob podzemních vod vztlínáním. Velikost výparu z monolitu se určí z váhové bilance nádob B a C s uvážením kapalných srážek, zachycených ve srážkoměru (Kolek, 1962).

Nedostatek výparoměru Rakačeva (izolování vzorku půdy od okolí) je částečně odstraněn u výparoměru, jenž byl kombinován s lizymetrem V.P.Popova. V soupravě jsou tři shodné válcové nádoby o průřezu 800 cm^2 (výšce 25 nebo 50 cm), nebo 250 cm^2 (výšce 75 nebo 100 cm). Dna nádob jsou síťová. Do těchto nádob se vkládají přesně vyříznuté půdní monolity v původním složení a vrstvení. Jako celek i

s monolitem se zasouvají do vnějších pouzder. Dvě z nich jsou stejně hluboké jako vnitřní nádoby a opatřené rovněž síťovými dny, takže monolity ve vnitřních nádobách se dotýkají povrchu půdy ve dně, a tak může dojít k vyrovnání vlhkosti. Třetí vnitřní nádoba se zasouvá do vnějšího pouzdra o 5 cm hlubšího s pevným dnem. Na dno se pokládá 5 cm vysoká miska opatřená nálevkou, do níž se shromažďuje srážková voda, prosáklá monolitem. V tomto pouzdru bilancí zjistíme množství vody z půdy vypařené tak, že určíme změnu hmotnosti monolitu a zvážíme srážkový úhrn i množství monolitem prosáklé vody (vše odpovídá období mezi jednotlivými měřeními). Poněvadž uložení monolitu v pouzdře s miskou neumožňuje doplňování vláhy z okolní půdy, nádoba se ponechává v tomto pouzdře pouze jeden den a po měření (večer) se vymění s monolitem, umístěným v pouzdře, ve kterém dochází k regeneraci vláhy půdního bloku (Kemel, 1996). Třetí nádoba je neustále ve stejném pouzdře (nevyměňuje se), je vážena při každém pozorovacím termínu, a tak slouží pro kontrolu (Budagovskij, 1986).

3.8 Výparoměr GGI-500

Souprava se skládá ze dvou výparoměrů, dešťoměru a vah. Dva výparoměry se používají pro zvýšení spolehlivosti výsledků. Vnitřní válec má světlost 252,3 mm (plochu 500 cm²) a výšku 50 cm. Děrované dno je odnímatelné. Válec s půdou má hmotnost 40 – 50 kg. Vnější pouzdro, které se zapouští do země má vnitřní průměr 267 mm a výšku 530 mm. Má plné dno. Na dno vnější nádoby se opět klade sběrná nádobka. V blízkosti instalovaného srážkoměru se nachází záchytná plocha (500 cm²) v úrovni okolního terénu. Půdní monolit se vyměňuje zpravidla 1x, v suchých oblastech dvakrát za měsíc. Vnitřní nádobou (po odejmutí děrovaného dna) se vyřízne půdní monolit a po připevnění dna se celek zasune do nádoby vnější. Váží se každých pět dní s přesností na 5 g (Velebný, 1989).

Vypařené množství se určí z rovnice:

$$E = S - (y + \dot{y}) + c(g_1 - g_2)$$

Kde E je výpar [mm]

S srážkový úhrn [mm]

y, y' je voda prosáklá, případně odteklá po povrchu [mm]

g_1, g_2 je změna hmotnosti monolitu odpovídající období mezi dvěma měřeními [g]

c převodní součinitel (např. při ploše $0,3 \text{ m}^2$ $c = 1/300$)

I když je tímto výparoměrem dosahováno vcelku dobrých výsledků, má stále následující nedostatky: nelze výpar pozorovat plynule, popř. v kratších intervalech, přesnost vah není stálá, je nutné zařízení na dopravu těžkých výparoměrů k vahám, při dopravě hrozí nebezpečí poškození monolitu (přirozené zvrstvení).

Uvedené nedostatky jsou odstraněny u tzv. hydraulického výparoměru. Nádoba s půdním monolitem je uložena na systému plováků, plovoucích v podzemní nádrži s půdorysnou plochou mezikruží. Změna váhy monolitu je určována změnou vertikální polohy s přesností $\pm 0,1$ mm vypařené vody, případně větší. Přitom je možné použít bez ztráty na přesnosti výparoměry větší a těžší. Nevýhodou je však jejich složitost a vysoká cena (Kemel, 1996).

Abychom mohli určit vliv polohy hladiny podzemní vody na výpar, konstruuji se tzv. kompenzační výparoměry. Jsou to 1,5 – 2,0 m hluboké výparoměry o ploše $0,3 \text{ m}^2$ a více. Zapouštějí se do betonové válcové nádoby. Vhodnou úpravou zařízení je třeba dosáhnout toho, aby hladina vody v monolitu mohla být ustálena v různých požadovaných úrovních. Ztráty výparem se určují z množství vody dolité, srážkového úhrnu a přebytečné vody vyteklé z výparoměru. Kromě toho se výparoměr pro kontrolu váží (Peterka a Kolek, 1962).

Z popisu všech uvedených výparoměrů vyplývá, že přístroje neudávají skutečnou hodnotu výparu, ale tzv. výparnost, což je výpar měrný za schematizovaných, zjednodušených podmínek. Tak např. u Rónova, Šermerova přístroje i výparoměru GGI pozorujeme zpravidla hodnoty větší skutečného výparu. Je to tím, že přístroje mají poměrně malou výparoměrnou plochu, takže stačí i slabý pohyb vzduchu na odvátí nasycené vrstvy vzduchu nad hladinou a tím zvýšení výparu oproti skutečnosti. Správnou hodnotu výparu obdržíme použitím převodních

součinitelů, jež lze získat porovnáním údajů ze standardních přístrojů a z výparoměrného bazénu.

Schilling a Kiniry (2007) uvádějí, že závislost mezi velikostí výparoměrné plochy a převodním koeficientem vypracoval Davydov. Z ní vyplývá, že u výparoměřů s průměrem 3,5 m a větším se již hodnota převodního součinitele prakticky rovná jedničce. Pak už se výparnost velmi blíží výparu.

4. Metody stanovení evapotranspirace

4.1 Rozdělení metod

V současnosti je rozpracováno mnoho metod měření a výpočtu evapotranspirace. Tyto metody se vzájemně liší podle toho, pro jaký vypařující povrch jsou používány, podle časového intervalu pro který je potřeba určit intenzitu vypařování. Výběr metody je závislý také na požadované přesnosti určení výparu. Ve většině případů o tom, jaká metoda se použije, rozhoduje kvalita a množství dosažitelných vstupních údajů, potřebných pro výpočet (Eric a kol., 2011).

Metody stanovení evapotranspirace je možné rozdělit na:

I. metody měřením

II. metody výpočtem.

I. Metodami měření je možné označit ty metody, kterými je možné měřit evapotranspiraci z daného vypařujícího povrchu přímo. To znamená úhrn výparu je možné odečíst z měřícího přístroje, bez použití dodatečných výpočetních úkonů. Mezi zařízení na měření evapotranspirace patří lyzimetry. Výparoměry se používají na měření výparu z vodní hladiny. Podle výše uvedeného sem nepatří metoda vodní bilance, ani metoda pulzová (Novák, 1995).

Dle Nováka (1995) je možné metody výpočtu evapotranspirace rozdělit na:

1. metody bilance vody systémů ze kterých se voda vypařuje. Jsou to nejstarší a nejjednodušší metody výpočtu. Princip těchto metod spočívá ve vyčíslení členu označujícího výpar z rovnice bilance vody, přičemž ostatní členy této rovnice se určí nezávislým způsobem.

2. Mikrometeorologické metody výpočtu vypařování jsou založené na analýze rozdělení meteorologických prvků v přízemní vrstvě atmosféry. Mezi mikrometeorologické metody patří:

a) Metoda turbulentní difuze (gradientní, aerodynamická metoda). Metoda je založená na poznatku, že intenzita přenosu měřené substance je úměrná gradientu této substance.

b) Metoda bilance energie je založená na určení množství energie, potřebného na fázovou přeměnu kapalné vody na vodní páru.

c) Kombinací metody turbulentní difuze a metody bilance energie se získá rovnice pro výpočet vypařování, tzv. kombinovanou metodou. Umožňuje odstranit některé nedostatky obou uvedených metod.

d) Metoda pulzů (eddy correlation method) je založená na měření pulzů vertikálních komponentů proudění vzduchu a vlhkosti vzduchu. Vyžaduje komplikovaný měřicí a vyhodnocovací systém, proto se používá jen v omezeném rozsahu.

3. Metody výpočtu vypařování, založené na řešení rovnic přenosu vody v kořenové vrstvě půdy. Zpravidla se používá na výpočet výparu z neporostlé půdy za jednoduchých okrajových podmínek (konstantní vlhkost povrchové vrstvy půdy). Základem je zpravidla rovnice Richardse. Pro použití v přírodních podmínkách je málo vhodná, použitelná je pro opis procesů sušení pórovitých prostředí.

4. Metoda založená na řešení systému rovnic přenosu vody a tepla v porostu. Specifikem této metody je, že umožňuje určit vertikální rozdělení rychlosti vypařování a toku tepla v porostu, stejně jako strukturu evapotranspirace.

5. Použití empirických závislostí mezi intenzitou potenciálního vypařování a některým meteorologickým prvkem (prvky), respektive údaji z výparoměrů. Používají se tehdy, když není k dispozici dostatek údajů pro použití jiných metod. Výsledky mají aproximativní charakter, což je způsobené schematizací vztahů mezi faktory ovlivňujícími vypařování a intenzitu výparu.

4.2 Měření evapotranspirace

4.2.1 Měření evapotranspirace lyzimetry

Možný (2005) popisuje lyzimetr jako nádobu naplněnou zeminou, může být pokrytá porostem a uložena v terénu tak, aby imitovala některé vlastnosti prostředí, v kterém je lyzimetr instalován. Lyzimetry jsou určeny především ke studiu vztahů mezi půdou, porostem a atmosférou v přírodních podmínkách. Jejich použití jako zařízení na měření evapotranspirace okolního prostředí je spojeno se značnými komplikacemi, které vyplývají z rozdělení mezi vlastnostmi lyzimetru a vlastnostmi

systemu půda-porost-atmosféra v okolí lyzimtru. Lyzimetry byly původně určené na měření evapotranspirace a označovali se jako výparoměry.

Aby se voda z lyzimtru vypařovala rovnoměrnou intenzitou jako z okolní plochy, musí mít půda v lyzimtru také porost, který v něm roste a má své vlastnosti jako má půda a porost v okolí lyzimtru. Splnění těchto požadavků je velmi obtížné. Půda v lyzimtru by měla mít takovou strukturu, jako má půda v okolí. Tomuto požadavku vyhovuje půda s nenarušenou strukturou – půdní monolit. Bylo popsáno mnoho originálních technik odebrání velkých půdních monolitů, avšak riziku jeho porušení se principiálně nedá vyhnout. Jak je lyzimetr velký, nebo půda není dostatečně soudržná, odebrat neporušený vzorek půdy pro lyzimetr je velmi obtížné. V takovém případě se do lyzimtru ukládá půda po vrstvách tak, aby uložení vrstev a objemová hmotnost půdy byla podobná, jako v původním profilu (Novák, 1995).

Lyzimetr by měl být dostatečně velký, aby umožňoval rozvoj podzemní a nadzemní části porostu porovnatelný s okolím. Kritická bývá často hloubka lyzimtru. Minimální hloubka lyzimtru musí být taková, aby umožnila typický rozvoj kořenového systému. V podmínkách střední Evropy je maximální hloubka kořenového systému polnohospodářských plodin 1 – 2 m. Kromě toho je potřebné zabezpečit stejný chod obsahu vody v půdě v lyzimtru a v jeho okolí. Podle měření chodu vlhkosti půdy po dobu vegetačního období je v našich zeměpisných šířkách se roční změny vlhkosti půdy projevují do hloubky dvou metrů. Musíme si uvědomit, že chod obsahu vody ovlivňuje růst kořenů a intenzitu transpirace. Někteří konstruktéři se snaží nahradit interakci půdy v lyzimtru s půdou pod lyzimtrem drenážním otvorem. Toto řešení je nevhodné především proto, že dříve než začne voda vytékat přes drenážní otvor ve dně lyzimtru, musí se v lyzimtru nejprve vytvořit hladina vody, až potom nastane odtok z lyzimtru. V okolí lyzimtru se však nasycená oblast půdy nevytvoří. Někteří konstruktéři se pokusili simulovat vlhlostní potenciál na úrovni dna lyzimtru podtlakovým zařízením (Kemel, 1996).

Podle Fišákova tvrzení (1994) musí být plocha lyzimtru dostatečně velká, aby se snížil vliv takzvaného okrajového efektu na minimum. Okrajový efekt lyzimtru je změna jeho vlastností způsobená rozhraním půdy a lyzimtru. Okrajový efekt lyzimtru se podle Proška a Bureše (1986) projevuje:

-ve změně teplotního režimu půdy v lyzimetru v blízkosti bočních stěn a dna. Už Pruitt a Angus (1960) navrhli nahřívání nebo ochlazování stěn lyzimetru, podle teplot půdy v okolí.

-V rozdílné hustotě kořenů způsobené ohraničením kořenového systému stěnami, nebo dnem lyzimetru. V přirozených podmínkách se kořenové systémy vyvíjejí tak, aby byla hustota kořenů rovnoměrná. V lyzimetru je pravděpodobně hustota kořenů v blízkosti stěn vyšší. Oba výše uvedené vlivy se zmenšují se zvětšováním plochy lyzimetru. Pozornost je potřebné věnovat okrajům lyzimetru z hlediska barvy a jejich převýšením nad okolní půdou. Výška převýšení je zpravidla menší než 5 cm, barva okraje je bílá (Kemel, 1996).

Hustota porostu, index listové pokrývky a vertikální rozdělení biomasy by měli být v lyzimetru podobné, jako v jeho okolí. Při pohledu na plochu, v které je instalován lyzimetr, by neměla být viditelná nehomogenita porostu. Výška porostu by měla být rovná na celé ploše, aby se nedeformovalo pole rychlostí proudění vzduchu nad porostem (Novák, 1995).

Podle způsobu měření změny obsahu vody v lyzimetru se tyto metody mohou rozdělit na vážitelné a kompenzační. Rostliny rostou v kovové nádobě se zeminou, která je umístěna v šachtě na bloku, který váží kovový kontejner. Šachta je spojená s měřicí šachtou, v které je umístěné registrační zařízení. Samotný prvek, měřicí změnu hmotnosti kontejneru může být hydraulický, tenzometrický nebo se může použít klasický pákový systém.

Vážitelné lyzimetry mohou dosáhnout pozoruhodné přesnosti určování hmotnosti lyzimetru. Lyzimetrem s plochou povrchu 30 m^2 a hloubkou 0,91 m může být určena změna obsahu vody ekvivalentní 0,03 mm vody a je vhodný pro měření denních chodů evapotranspirace. Reprezentativnost údajů získaných měřeními na takovémto lyzimetru však musí být důsledně provedená (Novák, 1995).

Výpočet evapotranspirace, nebo srážek pomocí lyzimetru je podle Možného (2003) jednoduchý. Změna hmotnosti lyzimetru za určitý čas (kg) se dělí plochou povrchu lyzimetru (m^2) a získá se úbytek (evapotranspirace) nebo přírůstek (srážka) výšky vrstvy vody za vybranou časovou jednotku. Kompenzační lyzimet se může použít na měření evapotranspirace v oblastech s vysokou úrovní hladiny podzemních vod. V kompenzačních lyzimetrech se snížení simulované hladiny podzemních vod

způsobené evapotranspirací „kompenzuje“ – nahradí přítokem vody z kalibrované nádoby která se měří. Předpokládá se, že množství dodané vody do lyzimetru se rovná množství vypařené vody v uvažovaném časovém intervalu. Kompenzační lyzimetry jsou určeny především na studium vlivu rozdílných hloubek simulovaných hladin podzemních vod na vodní režim lyzimetru a porostu. Pro kompenzační lyzimetry to platí ve větší míře než pro lyzimetry vážitelné. (Kemel, 1996).

Možný (2005) uvádí, že nejpřesnější měření potenciální evapotranspirace se provádí v rámci ČHMÚ ve velkém gravitačním lyzimetru. Měření bylo zahájeno již v r. 1991 a postupně se stále zdokonaluje. Jedná se o monolitický typ lyzimetru o výparoměrné ploše 2 m². Měření se provádí na střední půdě pod standardním trávničkem (pravidelně sečeném). Regulace vlhkosti půdy v nádobě se dosahuje prostřednictvím periodických závlah. Měření probíhá ve vegetačním období (duben až říjen), každý den v 7 h SEČ se změní množství přirozeně i uměle dodané vody a množství odtéké vody z půdy. Vlhkost půdy v nádobě se monitoruje kontinuálně, s registrací po 10 minutách. Kromě observatoře, ČHMÚ dalšími lyzimetry nedisponuje, proto se jeví jako perspektivní metoda stanovující potenciální evapotranspiraci z výsledků měření výparu z volné vodní hladiny.

4.3 Metody výpočtu evapotranspirace

4.3.1 Výpočet evapotranspirace v polních podmínkách metodou bilance vody v půdě

Novák (1995) tvrdí, že rovnice bilance vody v půdě pro určení evapotranspirace relativně homogenní oblasti se obvykle píše pro vertikální válec půdy s jednotkovou plochou příčného řezu. Předpokládá se, že přenos vody probíhá jen ve vertikálním směru:

$$V_f - V_i = P - I - O - E \pm Q \quad (\text{zdroj: Možný, 2003}).$$

V_f - obsah vody v půdě na konci časového intervalu, m³

V_i - obsah vody v půdě na začátku časového intervalu, m³

P - srážkový úhrn za časový interval na jednotku plochy povrchu půdy, m³

E - úhrn evapotranspirace za daný časový interval z jednotkové plochy povrchu půdy, m³

I – percepce ze srážek povrchem rostlin, m³

Q – objem vody, který přes dolní hranici bilancovaného objemu půdy, m³

O – povrchový odtok, m³

Protože povrchový odtok z rovinných oblastí po dobu vegetačního období je ojedinělý, metoda bilance vody v půdě se nejčastěji používá během bezesrážkového období. Měření povrchového odtoku je možné na sklonitých územích speciálně vybavených pro tento účel. Odtoková plocha musí být ohraničená tak, aby se zabránilo přítoku vody z okolí. Povrchový odtok je směřován do měřeného profilu a tam měřen. Pro zabezpečení reprezentativnosti měření je potřebné, aby odtoková plocha nebyla příliš malá. Maximální rozměry odtokové plochy jsou dány požadavky na homogenitu území (Novák, 1995).

Komplikace způsobuje určení přítoku, nebo odtoku přes dolní hranici kořenové oblasti půdy. Problém se zjednoduší, tím že se bilancuje tak hluboký půdní profil, aby bylo možné zanedbat přenos vody přes dolní hranici objemu půdy. Hloubka takto definovaného půdního profilu závisí na vlastnostech půdy, meteorologických charakteristikách dané lokality a na délce časového intervalu, v kterém se vykoná vodní bilance vrstvy půdy. Dolní hranice vrstvy půdy se zanedbatelnými tokami vody přes ní je přibližně tam, kde se po dobu bilancovaného období vlhkost půdy nemění. Upozorňuji, že je to jen přibližná metoda, protože také při neměnění se vlhkosti půdy může přes danou vrstvu probíhat ustálený proces vody přes tuto hranici. Tloušťka vrstvy půdy, ve které se během roku mění obsah vody je v podmínkách střední Evropy asi 1,5 – 2,5 m (Penka, 1985).

Možný (2003) tvrdí, že přítomnost hladiny podzemní vody v blízkosti kořenové oblasti znemožňuje výpočet evapotranspirace pomocí rovnice vodní bilance, tak jak je výše uvedená.

Za předpokladu, že intercepce, povrchový odtok a přenos vody přes dolní hranici bilancovaného objemu půdy může být zanedbaný, rovnice bilance vody se potom zjednoduší na:

$$E = V_f - V_i + P \quad (\text{zdroj: Eric a kol. 2011}).$$

Po dobu bezesrážkového období člen P se rovná nule. V takovém to případě je postačující určit rozdělení vlhkostí půdy ve vertikálním směru od povrchu půdy až

po dolní hranici vrstvy půdy a z nich vypočítat obsah vody V_f a V_i ve výše uvedené rovnici. Tento jednoduchý postup má svoje úskalí, jak chceme dosáhnout přijatelný výsledek. Nejčastějším problémem je určení reprezentativních vlhkostních profilů, protože vlhkosti půdy jsou v horizontální úrovni stochasticky rozdělené. Příčinou těchto rozdělení ve vlhkostech půdy je prostorová variabilita hydrofyzikálních charakteristik půd. Je proto nevyhnutelné odměřit více vlhkostních profilů současně. Podle Budagovského (1964) chyba určení obsahu vody v půdě za období kratší než dekáda, je porovnatelná s určovanou veličinou, to je změnou obsahu vody v půdním profilu (Novák, 1995).

Pro zabezpečení požadované přesnosti určení obsahu vody v půdním profilu je potřebné určit potřebný počet měření vlhkosti půdy tak, aby byla dosáhnuta požadovaná přesnost s určitou pravděpodobností. Při výpočtu požadovaného počtu měření je postačující přesnost 10 % s 90 % pravděpodobností dosažena tohoto výsledku. Metoda vodní bilance je vhodná pro určování úhrnu vypařování za delší časový interval. Délka tohoto intervalu závisí na průměrných denních úhrnech výparu. Čím vyšší jsou intenzity vypařování, tím kratší může být tento časový interval, protože jeho délka závisí na citlivosti použitých metod měření vlhkosti půdy. Změna vlhkosti půdy musí být mimo chyb měření danou metodou. Použití tzv. neutronové sondy může snížit chyby určení obsahu vody způsobené prostorovou variabilitou vlhkostí půdy v porovnání s běžnou vázkovou metodou. Časový interval by neměl být kratší než 5 dní, protože denní hodnoty ani úhrny vypařování touto metodou změřit nelze. Z analýzy výsledků vyplývá, že evapotranspirační úhrn může být určený s přesností vyšší než 20% za období delší než jeden měsíc (Budagovskij, 1981).

4.4 Mikrometeorologické metody výpočtu vypařování

4.4.1 Metoda turbulentní difuze

Metoda turbulentní difuze je založená na analýze profilů přiměřených hodnot meteorologických charakteristik přízemní vrstvy atmosféry (Parcevaux, 1990).

Jak zmiňuje Šantůček (2003), při odvození rovnice pro výpočet evapotranspirace metodou turbulentní difuze se vychází z rovnice rozdělení vlhkosti

vzduchu a z rovnice rozdělení rychlosti větru v přízemní vrstvě atmosféry.

Kombinací obou rovnic dostaneme výraz pro intenzitu evapotranspirace:

$$E = \frac{\rho_a \kappa^2 [q(z_1) - q(z)] [u(z) - u(z_1)]}{\left[\ln \left(\frac{z}{z_1} \right) \right]^2}$$

(zdroj: Novák, 1995).

z, z_1 – dvě úrovně nad vypařujícím povrchem, kde se měří měrné vlhkosti vzduchu q a rychlost větru u .

Jakmile se na místo měření vlhkosti q používá tlak vodní páry e (hPa), potom pro výšky $z = 0,2$ m a $z_1 = 2,0$ m, $\rho_a = 1,29$ kg m⁻³ a $\kappa = 0,41$ dostaneme E v mm h⁻¹:

$$E = 0,079(u_2 - u_{0,2})(e_{0,2} - e_2)$$

Náhodné chyby měření intenzit evapotranspirace metodou turbulentní difuze jsou 1,5 – 2,5-krát větší než při použití metody energetické bilance. Náhodné chyby při metodě turbulentní difuze vznikají především při měření vlhkosti vzduchu, kde se vyžaduje velké množství měření v časovém intervalu 10 – 20 minut. Proto se nedoporučuje používat tuto metodu (Možný, 2003).

4.4.2 Výpočet evapotranspirace metodou bilance energie

Šantůček (2003) uvádí, že intenzita evapotranspirace se vypočítá z rovnice bilance energie aktivního povrchu, na kterém proběhla fázová přeměna kapalné vody na vodní páru. Jakmile se v rovnici zanedbá spotřeba energie na fotosyntézu a změna tepelné kapacity porostu, potom je možné pro výpočet intenzity evapotranspirace E použít zjednodušenou rovnici bilance

$$E = LE + H + G \quad (\text{zdroj: Novák, 1995}).$$

R – radiační bilance vypařujícího povrchu (povrch vody, půdy), nebo porostu, W m⁻²

G – intenzita toku tepla do půdy, H – intenzita konvektivního (turbulentního) toku tepla z aktivního povrchu do atmosféry, W m⁻²

E – intenzita toku vodní páry z vypařujícího povrchu do atmosféry, kg m⁻²s⁻¹

L – skupenské teplo vypařování, ($L = 2,45 \cdot 10^6$ J kg⁻¹ pro $T = 20^\circ\text{C}$).

Jak tvrdí Šantůček (2003), hodnoty členů rovnice bilance energie je možné získat měřením nebo výpočtem. Další postup výpočtu je zvolený tak, aby bylo možné určit potřebné veličiny co nejjednodušším způsobem.

Popsanou metodu energetické bilance aktivního povrchu je podle Nováka (1995) možné použít pro určení denních hodnot a denních úhrnů evapotranspirace. Minimální doporučený časový interval, pro který je možné určit úhrn evapotranspirace, je asi 10 minut, protože jsou potřebné naměřené hodnoty meteorologických charakteristik přízemní vrstvy atmosféry.

4.4.2.1 Měření charakteristik prostředí

Používané zařízení

Metodika měření spočívá v měření radiační bilance (R), teploty vzduchu (T) a rychlosti větru (u). Dále jsou nevyhnutelné měření charakteristik vrchní vrstvy půdy – vlhkosti (θ), objemové hmotnosti (ρ) a rozdělení teploty v půdě a na jejím povrchu (T) (Kemel, 1996).

Radiační bilance může být měřená některým z mnohých typů bilancometrů. Je jich zapotřebí umístit nad vypařující povrch. Výška umístění závisí na vlastnostech vypařujícího povrchu. Neporostlá půda nebo hustý, relativně homogenní porost umožňují umístění bilancometru blíže k aktivnímu povrchu. Je obvyklé umístit bilancometr blíže k aktivnímu povrchu. Je obvyklé umístit bilancometr do výšky 1.0 m nad povrchem vyššího porostu. Na meteorologických observatořích je bilancometr umístěný nad krátkým střiženým trávnickem nejčastěji ve výšce 1.5 nebo 2.0 m nad porostem. Při měření radiační bilance nad řídkým porostem nebo nad lesem je potřebné umístit bilancometr tak, aby měřil toky energie charakterizující vypařující povrch. Příliš vysoko umístění bilancometr může zahrnout také vyzařování vrstvy atmosféry mezi povrchem a bilancometrem, což snižuje přesnost měření. Z porovnávacích měření vyplývá, že rozdíly mezi měřenými hodnotami radiačních bilancí v těch samých podmínkách různými typy přístrojů byly až 60 W m^{-2} .

Teplotu vzduchu T lze změřit aspiračními teploměry nebo aspiračními psychometry, měří se však jen teplota na suchém teploměru.

Rychlost proudění vzduchu se měří anemometry různého typu. Samozřejmě opět je výhodné měřit anemometry s elektrickým výstupem. Největší nevýhodou používaných anemometrů je jejich malá citlivost při malých rychlostech proudění vzduchu, vyvolaná setrvačnými vlastnostmi točivých elementů, ale především mechanickými převody, jejichž odpor je při malých rychlostech větru značný. Proto je při malých rychlostech proudění vzduchu výhodné měřit rychlost anemometrii bez mechanických převodů. Většina metod výpočtu evapotranspirace vyžaduje rozvinutou turbulenci v přízemní vrstvě atmosféry, čehož se zpravidla dosahuje jen při rychlostech vyšších než 2.0 m s^{-1} . Tyto rychlosti větru jsou dobře měřitelné také mechanickými anemometry (Novák, 1995).

Teplotu povrchu půdy je třeba měřit mimořádně opatrně vzhledem k velkým změnám teplot v povrchové vrstvy půdy. To znamená, že je měříme půdními teploměry v povrchové vrstvě, případná extrapolace teplot z jejich rozdělení v půdním profilu je nepřijatelná. Naopak, měření teploty povrchu půdy položením teploměru na povrch půdy dává fyzikálně neinterpretovatelnou veličinu. Měření teplot povrchu půdy a rozdělení teploty pod povrchem půdy, vlhkosti půdy a její objemové hmotnosti je možné vynechat, když se pro určení toků tepla do půdy použijí snímače tepelného toku (soil – heat plates) (Eric a kol. 2011). Jsou to destičkovité prvky, které se vloží do půdy kolmo na směr tepelného toku. Jejich tepelná vodivost je blízká vodivosti půdy. Rozdíl teplot na horní a dolní ploše destičky generuje elektrický proud v termočláncích, umístěných na horní a dolní ploše destičky snímače. Tok tepla je úměrný rozdílu teplot, součinitel úměrnosti je kalibrační konstanta snímače tepelného toku. Samotný snímač, vložený pod povrch půdy deformuje tepelné pole a kondenzace vody případně infiltrující srážky deformují pole vlhkostí i teplot v okolí snímače, což způsobuje nepřesnosti při měření tepelného toku. Proto je zapotřebí snímače často kontrolovat. Snímače tepelného toku je potřebné uložit v hloubkách od 1 do 5 cm pod povrchem neporostlé půdy. Jakmile je porost relativně hustý, je postačující umístit snímače těsně pod povrch půdy. Je však potřebné dbát na jejich umístění vzhledem k prostorové variabilitě hustoty porostu. Doporučuje se použít několik snímačů umístěných v jedné úrovni na různých místech pod povrchem půdy.

Metodika měření

Měří se v předem stanovených termínech, pravidelně rozložených v průběhu 24 hodin. Časové intervaly mezi termíny měření by neměli být menší než 1 hodina, ale ne větší než 3 hodiny. Doporučuje se časový interval 3 hod a termíny měření by měly být: 01, 04, 07, 10, 13, 16, 19, 22 hod. Měření (např. průměrné rychlosti větru, teplot vzduchu) by mělo trvat minimálně 10 a maximálně 2 minut, rovnoměrně rozdělených kolem termínů měření (Nash, 1989).

Asi 10 minut před předepsaným termínem měření se spustí anemometry, na kterých se odečítají údaje po ukončení měření (asi 20 minut), výsledkem je průměrná rychlost proudění vzduchu za daný časový interval. Potom je potřebné zapnout aspirační teploměry a odčítat teploty na obou úrovních. Výhodná je cyklická záměna teploměrů po dobu měření za účelem vyloučení systematických chyb přístrojů. Je nutné vykonat alespoň 8 odečtení.

Mezi jednotlivými měřeními vlhkostí se měří teploty v půdním profilu (stačí jedno měření v důsledku pomalých změn teplot půdy) a teploty povrchu půdy, kde se vykoná nejméně 10 odečtení hodnot. Dále se změní radiační bilance, přičemž se vykoná znova nejméně 10 odečtení tak, aby R bylo charakteristické pro daný časový úsek, což je důležité při rychlých změnách oblačnosti. Údaje na galvanometru (ručičkovém nebo lépe digitálním) se neperiodicky mění v důsledku neustálých změn R , v závislosti na změnách rychlosti větru a oblačnosti a proto musí být z hlediska jejich výběru náhodnými. Při vizuálním odčítání na galvanometru jsou to první hodnoty při pohledu na galvanometr. Po ukončení těchto měření, což trvá asi 20 mimu, odečítáme údaje na anemometrech.

Po ukončení měření je třeba zhodnotit naměřené údaje a předběžně je zpracovat. Tato procedura umožňuje odhalit chybné přístroje, resp. Nevhodnou metodiku měření. Zpracování údajů spočívá ve výpočtu průměrných hodnot T , u , R v jednotlivých výškách, kde se měřilo.

Automatické systémy měření rozdělení meteorologických charakteristik přízemní vrstvy atmosféry umožňují jejich kontinuální měření, nebo měření v předem zvolených časových intervalech. Zápis a zpracování údajů je možné naprogramovat (Sogard, 1995). V takovém případě už není možné pro metodiku měření využít klasické metodické postupy uvedené výše, ale je potřebné vypracovat každý měřicí systém zvláštním postupem.

4.4.2 Přesnost měření evapotranspirace

Přesnost vyčíslených hodnot evapotranspirace závisí na metodice měření, na přesnosti použitých měřících zařízení, tak jako na tom, jak jsou splněné podmínky použitelnosti daných metod. Pro přesnost určení E je rozhodující přesnost měření radiační bilance. Proto přesnost výpočtu evapotranspirace metodami, kde je dominantní radiační bilance, je malá po dobu období s malými hodnotami R . To znamená, že po dobu zamračených dnů a hlavně v noci, je potřebné počítat se značnými relativními chybami. Je to proto, že hodnoty R jsou porovnatelné s chybami měření R bilancometrem (Penka, 1985).

Na základě existujících odhadů můžu říct, že metodou bilance energie můžeme vyčíslit intenzitu evapotranspirace s chybou, která nepřevyšuje 30 % v denních hodinách. V noci, respektive v období s malou hodnotou radiační bilance R , můžeme vypočítat E v časovém intervalu větším než 5 dní s chybou, nepřesahující 10 % (Tarner 1990).

4.4.3 Výpočet potenciálního vypařování kombinovanou metodou

Metody založené na výpočtu evapotranspirace bilancí energie vypařujícího povrchu a takzvaná kombinovaná metoda jsou použitelné pro libovolný vypařující povrch – pro vodní hladinu, neporostlou i porostlou půdu.

Této metody můžeme použít na výpočet denních chodů, denních i vícedenních úhrnů výparu s přesností postačující pro použití v hydrologii. Zásadním nedostatkem těchto metod je, že vyžadují nestandardní meteorologické údaje.

To znamená, že je potřebné získat měřením vertikální rozdělení teplot vzduchu, rychlostí větru, vlhkosti vzduchu a radiační bilanci nad vypařujícím povrchem.

Takovéto měření se ve standardní meteorologické praxi nevykonávají a na jejich určení je potřebné organizovat speciální měření. Proto použití výše uvedených metod je ohraničené na oblast výzkumu (Penka, 1985).

Popsanou kombinovanou metodu výpočtu evapotranspirace je možné podstatně zjednodušit pro výpočet vypařování z mokrého nebo vlhkého horizontálně

homogenního povrchu, který se často označuje jako „velký list“, (big leaf). Intenzita vypařování v takových podmínkách se označuje termínem potenciální vypařování.

Proces vypařování může být označený jako potenciální vypařování (transpirace, evapotranspirace), jakmile jsou splněné tyto základní podmínky:

1. Intenzita potenciální evapotranspirace z dané půdy, porostu nebo jiného povrchu je určena jen meteorologickými podmínkami v přízemní vrstvě atmosféry, obsah vody v půdě nezpůsobuje snížení rychlosti evapotranspirace.
2. Vzduch těsně nad vypařujícím povrchem je nasycený vodními parami a parciální tlak vodních par je funkcí jen teploty vypařujícího povrchu.

Metodu výpočtu potenciální evapotranspirace, založené na výše uvedených předpokladech navrhl Penman. Penmanův návrh znamenal zásadní pokrok při rozvoji metod výpočtu potenciální evapotranspirace. Jeho postup byl použitý Monteinem (1956) pro kvantitativní vyjádření transpirace porostů.

4.5 Výpočet potenciální evapotranspirace empirickými rovnicemi

Mikrometeorologické metody výpočtu evapotranspirace vyžadují údaje, které je možné získat jen pomocí speciálního přístrojového vybavení, které není běžně dostupné. Proto bylo navrženo množství empirických a poloempirických rovnic, které umožňují přibližné určení potenciální evapotranspirace (Novák, 1995).

V této kapitole budou uvedeny nejpoužívanější rovnice, které jsou jednoduché a dostatečně prověřené. Potřebné údaje pro výpočet je možné získat standardními měřeními, proto mohou být použité širokým okruhem zájemců. Tzn. „empirické“ rovnice výpočtu potenciální evapotranspirace nebo potenciálního výparu jsou rovnice založené na empiricky získaných závislostech mezi potenciální evapotranspirací a hodnotou jedné, nebo několika meteorologických charakteristik.

Důležité je uvědomit si, že empirické rovnice jsou založené na výsledcích měření v konkrétních podmínkách. Jejich použití v jiných podmínkách si vyžaduje kalibraci v těchto podmínkách. Empirické rovnice by se měli používat pro výpočet

potenciální evapotranspirace v časovém intervalu, pro který byly kalibrovány a který je uvedený u každé rovnice. Všeobecně, nejkratší časový interval pro použití empirických rovnic je jeden den – nejdelší jeden rok (Židek in Novák, 1995).

Použití empirických rovnic můžeme označit jako kvalifikovaný odhad a počítáme je v případech, kdy není možné použít jiné, přesnější metody – metodu energetické bilance, nebo kombinovanou metodu (Penmanova rovnice) (Kemel, 1996).

4.5.1 Turcova rovnice

Je to jedna z nejčastěji používaných rovnic pro výpočet potenciální evapotranspirace hustých porostů, především trávy (Turc, 1989). Používá se pro výpočet denních úhrnů potenciální evapotranspirace pro dny s kladnými průměrnými denními teplotami vzduchu ve výšce meteorologické budky. Turcova rovnice je vztah potenciální evapotranspirace, průměrnou denní teplotou vzduchu, průměrnou denní hodnotou intenzity krátkovlnného záření na horní hranici atmosféry a trváním slunečního svitu po denní dobu.

$$E_o = 0.013 \frac{T}{T + 15} (Q_o + 50) \quad (\text{zdroj: Novák, 1995}).$$

E_o – potenciální evapotranspirace, [cm d⁻¹]

T – průměrná denní teplota vzduchu ve výšce $z_2 = 2.0$ m [°C]

Q_o – průměrná denní intenzita krátkovlnného záření dopadajícího na vypařující povrch, [MJ m⁻² d⁻¹].

$$Q_o = Q_A \cdot \left(0.18 + 0.62 \frac{s_1}{s_0} \right)$$

Q_A – průměrná denní intenzita krátkovlnného záření dopadajícího na horní hranici atmosféry, [MJ m⁻² d⁻¹]

s_1, s_0 – trvání slunečního svitu a maximální možné trvání slunečního svitu, [h]

4.5.2 Linacreova rovnice

Linacreova rovnice je vhodná pro výpočet potenciální evapotranspirace hustých porostů, pro časový interval minimálně 5 dní:

$$E_o = \frac{[500 \cdot T_m / (100 - \varphi)] + 15(T - T_d)}{T - 80} \quad (\text{zdroj: Novák, 1995}).$$

$$T_m = T + 0,006 \cdot h$$

E_o – potenciální evapotranspirace, [mm⁻¹ d]

T – průměrná teplota v uvažovaném období, [°C]

φ – geografická šířka (ve stupních)

T_d – průměrná teplota rosného bodu v uvažovaném období, [°C]

h - nadmořská výška, [m].

4.5.3 Thornthweiteova metoda

Thornthwaite navrhl metodu výpočtu potenciální evapotranspirace za předpokladu, že průměrné měsíční hodnoty, jsou kladné. Její předností je, že umožňuje výpočet evapotranspirace území, kde je k dispozici minimum meteorologických informací (Novák, 1995).

Tato metoda využívá rovnici pro výpočet potenciální evapotranspirace po dobu „ideálního“ měsíce (30 dní):

$$E_o = 1,6 \left(\frac{10 \cdot T_m}{I} \right)^a \quad [\text{mmd}^{-1}] \quad (\text{K.E. Schilling a J.R. Kiniry 2007})$$

E_o – potenciální evapotranspirace za ideální měsíc, [cm měsíc⁻¹]

T_m – průměrná měsíční teplota vzduchu, [°C]

I – teplotní index, získaný součtem dvanácti hodnot měsíčních indexů t.j.:

$$I = \sum_{j=1}^{12} i_j$$

$$i_j = (T_j/5)^{1,514}$$

T_j – průměrná měsíční teplota vzduchu pro danou lokalitu, [°C].

Exponent a je vypočítaný s využitím členu I , typického pro danou lokalitu:

$$a = (0,0675 \cdot I^3 - 7,71 \cdot I^2 + 1792 \cdot I + 47239) \cdot 10^{-5}$$

K.E. Schilling a J.R. Kiniry (2007) doporučují výpočet průměrné potenciální evapotranspirace za měsíc se skutečným počtem dní, pomocí rovnice:

$$E_o = 0.535 \cdot f \left(\frac{10 \cdot T_m}{l} \right)^a \quad [mmd^{-1}]$$

f – korekční faktor, závislý na délce měsíce a na zeměpisné šířce.

$$f = k \cdot s_o$$

s_o – maximální trvání slunečního svitu po denní dobu, [h]

k – součinitel

Hodnoty E_o , pro období kratší než jeden měsíc mohou být vypočítané násobením výsledku částí měsíce. Spolehlivost takto získaných výsledků je snižena. Evapotranspirace za delší období než jeden měsíc může být získaná součtem měsíčních hodnot.

Podle Kemela (1996) je výhodou této metody to, že bere do úvahy jen teplotu vzduchu, jejím nedostatkem je snížená přesnost vypočítaného odhadu. Hodnoty E_o vypočítané metodou Thornthweitha pro chladné období roku jsou obvykle nadhodnocené.

4.5.4 Ivanovova metoda

Ivanov navrhl jednoduchou rovnici pro výpočet měsíčních hodnot potenciální evapotranspirace z trávy. Potřebné údaje jsou průměrná měsíční teplota vzduchu a relativní vlhkost vzduchu:

$$E_o = 0.0018(25 + T_m)^2 (100 - r) \quad (\text{zdroj: Možný, 2005}).$$

E_o – úhrn potenciální evapotranspirace za měsíc, [mm]

T_m – průměrná měsíční teplota vzduchu, [°C]

r - průměrná měsíční relativní vlhkost vzduchu, [%].

Výsledky porovnání empirických metod a metod energetické bilance ukazují, že Ivanovova rovnice patří mezi nejvhodnější metody výpočtu potenciální evapotranspirace z travnatého povrchu (Možný, 2005).

4.5.5 Tichomirova rovnice

Vhodnou rovnicí pro výpočet výparu z vodních ploch je rovnice Tichomirova (Novák 1995):

$$E_o = 0.375 \cdot d_2 (1 + 0.2u_2)$$

E_o - denní úhrn výparu z vodní hladiny, [mmd-1]

u_2 - rychlost větru ve výšce 2.0 m nad hladinou vody, [ms⁻¹]

d_2 - sytostní doplněk ve výšce 2.0 m nad hladinou vody, [hPa].

4.5.6 Bacaova rovnice

Podle tvrzení Císlerové (1989) je vypařování z vodní hladiny měřitelné poměrně jednoduše, výparoměry. Existuje velké množství empirických rovnic, které zevšeobecnují výsledky měření z výparoměrů. Jednou z vhodných metod pro určení výparu z vodní hladiny za dekádu je Bacaova empirická rovnice

$$E_o = d \sqrt{u} + 0.09 \cdot Q_o \quad (\text{Zdroj: Novák, 1995}).$$

E_o - dekáda suma výparu vody z vodní hladiny, [mm]

d - průměrný měsíční sytostní doplněk vzduchu, [hPa]

u - průměrná měsíční rychlost větru, [ms⁻¹]

Q_o - průměrná denní suma záření dopadající na povrch Země za uvažované období, [MJ m⁻² d⁻¹].

4.6 Výpočet evapotranspirace kombinovanou metodou

Kombinovaná metoda určení evapotranspirace a její složek je založená na simultánním řešení soustavy rovnic popisujících ustálený tok tepla a vodní páry nad vypařujícím povrchem spolu s rovnicí energetické bilance na úrovni vypařujícího povrchu (Penka, 1985).

Metoda turbulentní difuze pro výpočet evapotranspirace, která byla popsána, je založena na řešení soustavy dvou rovnic – rovnice ustáleného přenosu tepla a vodní páry nad vypařujícím povrchem. Metoda bilance energie je založena na řešení rovnice bilance energie za vybraný časový interval. Lepších výsledků lze při

určování intenzity evapotranspirace dosáhnout kombinací obou metod výpočtu evapotranspirace. Tato metoda se často označuje jako kombinovaná metoda (Novák, 1995).

4.6.1 Metoda výpočtu evapotranspirace podle Budyka a Zubenokové

Metoda výpočtu evapotranspirace navržená Budykem a Zubenokovou (1974) je modifikací kombinované metody. Jejím základem je potenciální evapotranspirace vypočtená podle Budyka (1974). Aktuální evapotranspirace se vypočítá z empirické závislosti mezi poměrnou evapotranspirací E/E_o a vlhostí půdy.

Úhrn potenciální evapotranspirace E_o se vypočítá ze vztahu:

$$E_o = \rho_a \cdot D \cdot (q_{uo} - q) \quad (\text{Zdroj: Možný, 2005}).$$

D – součinitel rychlosti turbulentního přenosu mezi úrovní vypařujícího povrchu a úrovní měření v meteorologické budce, m s^{-1}

q_{so} , q – měřená vlhkost vzduchu nasyceného vodní parou při teplotě vypařujícího povrchu a měřená vlhkost vzduchu ve výšce 2 m (na úrovni meteorologické budky)

Metoda určení součinitele D už byla popsána. Novák (1995) použil průměrné hodnoty $D = 0.003 \text{ ms}^{-1}$ pro letní období, $D = 0.006 - 0.007 \text{ ms}^{-1}$ pro zimní období. Neznámou veličinou je závislost $q_{so} = f(T_s)$, protože teplota vypařujícího povrchu je těžko měřitelná. Je ji možné vypočítat ze soustavy rovnic vyjadřujících tok vodní páry, turbulentní tok tepla a bilanci energie vypařujícího povrchu. Interaktivní procedurou (Tomlain in Novák, 1995) je možné vypočítat teplotu vypařujícího povrchu T_s a pomocí něj z Magnusovy rovnice měřenou vlhkost vzduchu nasyceného vodní parou, $q_{so} = f(T_s)$.

Aktuální evapotranspirace E se vypočítá z rovnice:

$$E = E_o \cdot \frac{V}{V_o} \quad (\text{Zdroj: Možný, 2005}).$$

V – průměrný obsah vody ve vrchní (zpravidla metrové) vrstvě půdy za uzavřený časový interval, mm

V_o – „kritický“ obsah vody ve vrchní vrstvě půdy, určí se jako obsah vody v kořenové oblasti půdy pro „kritickou“ vlhkost θ_{kl}

Obsah vody v půdě V se určí z rovnice bilance vody v uvažovaném časovém intervalu:

$$P = E + O + (V_2 - V_1) \quad (\text{Zdroj: Možný, 2005}).$$

V_1, V_2 – obsah vody ve vrchní vrstvě půdy na začátku a na konci uvažovaného období.

Tato metoda je fyzikálně opodstatněná a osvědčila se při výpočtu potenciální tzv. „klimatické“ evapotranspirace. Byla úspěšně použita pro výpočet průměrných měsíčních hodnot potenciální a aktuální evapotranspirace mnohých lokalit území Čech a Slovenska a výsledky byly zpracované v mapové formě (Novák 1995).

4.6.2 Výpočet transpirace idealizovaného porostu kombinovanou metodou (Penman-Monteithova rovnice)

Penman-Monteirova rovnice je podle Penky (1985) vhodná na výpočet vypařování z libovolného horizontálního homogenního mokrého povrchu, kdy jediným odporem vůči proudění vodní páry je aerodynamický odpor mezi vypařujícím povrchem a definovanou úrovní nad vypařujícím povrchem, kde se měří meteorologické charakteristiky atmosféry. Jakmile je povrch takového „listu“ suchý, ale rostlina je dostatečně zásobená vodou, transpiraci z idealizovaného „velkého listu“ se suchým povrchem je možné vypočítat z modifikované Penman-Monteirovi rovnice. Protože, jak je list na povrchu suchý a voda se vypařuje z mezofylových buněk pod povrchem listu, odpor vůči přenosu vodní páry z listu skrz průduchy na povrchu listu může být charakterizovaný dodatečným odporem – odporem průduchů r_s . Současně probíhá také vypařování skrz kutikulu. Váša a Gažovič (1976) zmiňují, že při určování odporu průduchů je obtížné oddělit toky vodní páry skrz průduchy od toků vodní páry přes kutikulu. Protože toky vodní páry přes průduchy jsou řádově větší než toky vodní páry přes kutikulu, je oprávněné hovořit především o vypařování vody přes průduchy listů.

Intenzitu toku vodní páry z mezofylových buněk, přes průduchy do definované úrovně v atmosféře je možné podle koncepce van Honerta napsat

$$LE = \frac{\rho_a \cdot c_p \cdot e_{so} - e}{\gamma \cdot r_a + r_s} \quad (\text{zdroj: Novák, 1995})$$

e_{so} , e – napětí nasycených vodních par těsně nad vypařujícím povrchem (mezofylové buňky pod průduchy při teplotě povrchu, která se rovná teplotě listu T_s a napětí vodních par v definované úrovni atmosféry při teplotě T , [Pa]

r_s – odpor průduchů pro přenos vodní páry, $m^{-1}s$

r_a – aerodynamický odpor mezi povrchem listu a definovanou úrovní v atmosféře, předpokládá se rovnost odporu pro tok vodní páry a tok tepla, $m^{-1}s$.

Jak podotýká Novák (1995), překážkou použití této rovnice pro výpočet transpirace je potřeba zjištění teploty povrchu listu, T_s . Odhlédneme-li od technických komplikací spojených s jejím měřením, je to veličina, která se na meteorologických stanicích neměří (Šír, 1986). Novák (1995) tvrdí, že je výhodné eliminovat teplotu povrchu listu použitím další rovnice, která obsahuje neznámou T_s . Vhodnou je rovnice ustáleného, konvektivního přenosu tepla z aktivního povrchu do atmosféry.

$$H = \rho_a \cdot c_p \frac{T_s - T}{r_a} \quad (\text{Zdroj: Novák, 1995}).$$

Třetím výrazem je podle Brutsaerta (2005) rovnice bilance energie vypařujícího povrchu. Změnou napětí nasycených vodních par ($e_{so} - e_o$) při malé změně teplot ($T_s - T$) je vhodné vyjádřit podle Monteitha takto:

$$\Delta = \frac{e_{so} - e_o}{T_s - T} \quad (\text{Zdroj: Možný, 2005}).$$

e_o – napětí nasycených vodních par ve vzduchu při teplotě T , hPa

Po substituci rovnice $H = \rho_a \cdot c_p \frac{T_s - T}{r_a}$ do rovnice $LE = \frac{\rho_a \cdot c_p \cdot e_{so} - e}{\gamma \cdot r_a + r_s}$, uvažující rovnici zachování energie a rovnici $\Delta = \frac{e_{so} - e_o}{T_s - T}$ je možné eliminovat neznáme H , T_s a e_{so} a vyjádřit transpiraci z listu:

$$LE = \frac{\Delta (R - G) + \rho_a \cdot c_p \frac{(e_o - e)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left[1 + \left(\frac{r_s}{r_a} \right) \right]} \quad (\text{Zdroj: Možný, 2005}).$$

Tato rovnice se označuje jako Penman-Monteithova rovnice. Je základním nástrojem pro výpočet transpirace ze suchého porostu definovaného jako „velký list“,

neuvažuje se prostorové členění porostu. Základním problémem je určení odporu průduchů r_s (Kemel, 1996).

Když se určuje vypařování z mokrého „listu“, člen r_s se rovná nule a rovnice může být použita pro výpočet vypařování vody z mokrého porostu (intercepční voda). Po vypaření vody z povrchu listu, je transpirace opět řízená fyziologicky, prostřednictvím odporu r_s .

Novák (1995) tvrdí, že v případě, kdy je porost optimálně zásobený vodou a průduchy listů jsou maximálně otevřené, odpor průduchů vůči přenosu vodní páry je minimální $r_s = r_{s,min}$. Pro tento případ, je možné rovnici napsat ve tvaru:

$$LE_o = \frac{(R-G) + \rho_a \cdot c_p \cdot (e_o - e) / r_a}{\Delta + \gamma \left[1 + \frac{r_{s,min}}{r_a} \right]} \quad (\text{Zdroj: Novák 1995}).$$

LE_o – potenciální transpirace idealizovaného listu, optimálně zásobovaného vodou. Někdy se označuje jako „reference crop evaporation“.

4.7 Faktory ovlivňující evapotranspiraci

Určení transpirace měřením intenzity proudění roztoku v xylému rostlin. Metoda je založena na předpokladu, že tepelná energie dodaná do vodivých pletiv rostliny je přenášena prouděním roztoku těmito pletivy. Z výsledků měření rychlosti šíření se teplotní vlny a z vlastností pletiva, je možné určit rychlost proudění roztoku rostlinou. Tato rychlost se přibližně rovná transpiraci (Novák, 1995).

Kapalina se vypařuje při každé teplotě. Rychlost vypařování však není vždy stejná. Jeden z rozhodujících činitelů, na kterém je výpar bezprostředně závislý, je rozdíl v napětí par. Mezi důležité z ostatních faktorů můžeme zařadit i teplotu vody a vzduchu, atmosferický tlak a kvalitu vody (Hurtalová, 1987).

Bastiansen (1989) tvrdí, že s teplotou vody vzrůstá i výpar. Poněvadž výpar je úměrný rozdílu napětí par vody a vzduchu, nemění se velikost výparu při stejném (a současném) vzrůstu teploty vzduchu a vody. Aby výpar mohl pokračovat, je nutné, aby vodě bylo dodáváno teplo (výparem totiž dochází k ochlazení). Velikost výparu je rovněž ovlivňována teplotou vzduchu. Určovat však výpar jen na základě teploty vzduchu není dost dobře možné. Droogers (2000) řadí mezi nejvýznamnější meteorologické parametry ovlivňující evapotranspiraci sluneční záření. Považuje ho

za největší energetický zdroj schopný přeměňovat vodu z kapalné fáze na páru. Množství slunečního záření závisí také na hustotě vzduchu a na oblačnosti, protože jí oblaka pohlcují a odrážejí. Hlavním činitelem pro přenos páry je vlhkost vzduchu. Průběh přenesení vodní páry do okolního vzduchu je závislý na rychlosti větru a vzdušné turbulenci. Rychlejší výměna větru nad odpařovací plochou zvyšuje evapotranspiraci. S rostoucí nadmořskou výškou a tím snižováním atmosférického tlaku se vypařování zvyšuje. Přímé měření evapotranspirace je velmi obtížné, metody jsou velmi drahé a vyžadují odbornou obsluhu. Proto využíváme k měření evapotranspirace nepřímé metody, které dokážou evapotranspiraci vyčíslit díky znalosti hydrometeorologických dat běžně měřených na klimatických stanicích. Relativně snadno lze měřit aktuální výpar pomocí výparoměrů, které měří výpar z volné vodní hladiny. V posledních padesáti letech bylo vyvinuto několik výpočtových metod určení evapotranspirace. Mezi ty nejpřesnější patří Penmanova a Penman-Monteithova metoda.

4.7.1 Vítr

Vítr se uplatňuje tím, že molekuly vody, jež se dostaly do ovzduší, odnáší z prostoru nad vodní hladinou. Vlhký vzduch je tak nahrazován suchým, jenž je schopen další vlhkost přijmout. Zatímco ke zvýšení výparu z malých výparoměrů stačí jen nepatrný pohyb vzduchu, na velkých vodních plochách je nutný vítr o značné rychlosti a vznik turbulentního proudění zasahujícího do vyšších vrstev atmosféry. Kromě toho pohybu vzduchu umožňuje dodání další energie pro výpar ze vzdušných hmot, jež dříve než zasáhly rozsáhlou vodní plochu se při proudění nad teplým povrchem země prohřály na vyšší teplotu. Naopak chladný vzduch může snížit velikost výparu, nebo dokonce způsobit kondenzaci, jestliže bylo dosaženo určitého stupně ochlazení (Brutsaert, 1982).

4.7.2 Atmosferický tlak

Stern (1967) uvádí, že s poklesem atmosférického tlaku vzrůstá výpar (při zachování jinak stejných podmínek). Vysvětlení spočívá v tom, že při nižším tlaku je

nad hladinou menší počet molekul vzduchu, takže nedochází tak často ke srážce s dalšími molekulami vody a jejich návratu do původního prostředí. Vztah mezi barometrickým tlakem a výparem rovněž není dosud jasně patrný.

4.7.3 Kvalita vypařující se vody

Dalším faktorem ovlivňujícím velikost výparu z volné vodní hladiny je kvalita vypařující se vody. Výpar z mořské vody v závislosti na obsahu soli je menší než z vody sladké. Tak se např. uvádí, že za jinak stejných podmínek je výpar ze slané mořské vody nižší oproti vodě říční asi o 2 až 3%. V průměru připadá na jednoprocentní vzrůst měrné tíhy pokles výparu o 1%. Tato závislost platí až do dosažení maximální koncentrace, které obvykle odpovídá měrná tíha 1,30 (Stern, 1967).

4.7.4 Tvar hladiny

Podle Nashe (1989) tvar hladiny rovněž ovlivňuje velikost výparu. Nad zakřivenými vodními plochami je výpar menší než u ploch rovinných. Je to tím, že nad zakřivenými plochami je výpar napětí par menší. Touto skutečností jsou v přírodě podmíněny závažné jevy. Tak si např. vysvětlujeme, že trvá poměrně dlouho než se i velmi jemné vodní částičky rozptýlené ve vzduchu (mlha, mrholení) vypaří. Narůstání vodních kapiček v atmosféře a tím vznik mraků a útvarů s velkým obsahem vody je rovněž dán a podmíněn touto skutečností.

5. Hodnoty evapotranspirace na území České republiky

Referenční evapotranspirace představuje hodnoty srovnatelné s výparem z volné vodní hladiny. Velmi se blíží hodnotám potenciálním, tzn. Maximálně možným za optimálních vláhových podmínek. Ze stejných důvodů jako u výparu z volné vodní hladiny byly zpracovány mapy průměrné referenční evapotranspirace za rok a letní půlrok, sezony jaro, léto, podzim a vybraný měsíc červenec.

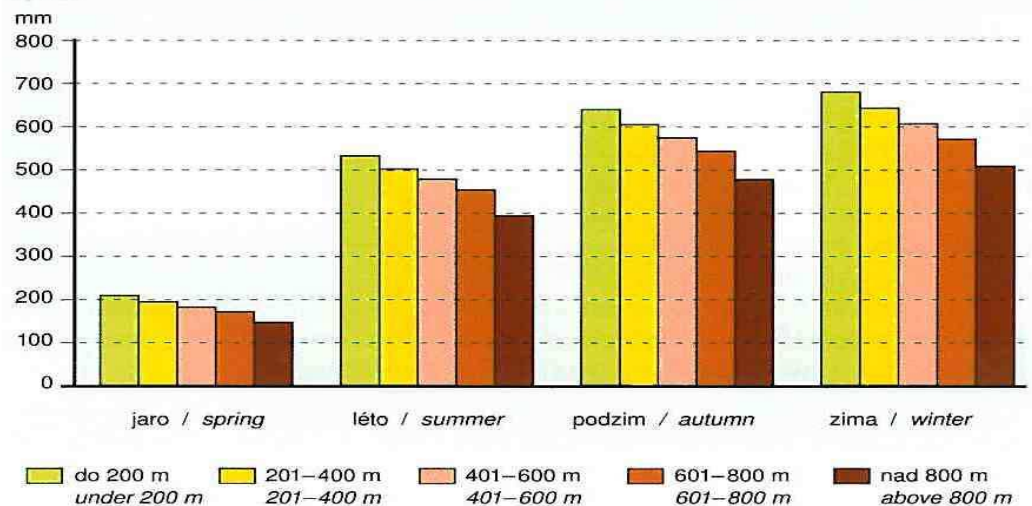
Vzhledem ke skutečnosti, že referenční evapotranspirace se pohybuje přibližně v rozmezí od 450 do 750 mm. Měsícem s nevyššími hodnotami referenční evapotranspirace je stejně jako u výparu z volné vodní hladiny červenec s dlouhodobým průměrným výparem i přes 120 mm. V jednotlivých letech však může být vzhledem k příznivým povětrnostním podmínkám i vyšší. Vzhledem ke skutečnosti, že referenční evapotranspirace se počítá pomocí základních meteorologických prvků, nemusíme se vždy setkat s výraznou vazbou na nadmořskou výšku. Toto platí i pro počítaný výpar z volné vodní hladiny. Celoroční dlouhodobá referenční evapotranspirace se pohybuje přibližně v rozmezí od 450 do 750 mm. Měsícem s nejvyššími hodnotami referenční evapotranspirace je stejně jako u výparu z volné vodní hladiny červenec s dlouhodobým průměrem i přes 120 mm. V jednotlivých letech však může být vzhledem k příznivým povětrnostním podmínkám i vyšší (Tolasz a kol., 2007).

Níže uvedené grafy zaznamenávají: průměrné kulminované úhrny referenční evapotranspirace podle výškových stupňů, průměrné sezónní a roční úhrny referenční evapotranspirace podle výškových stupňů, průměrné měsíční úhrny referenční evapotranspirace podle výškových stupňů, průběh ročního úhrnu referenční evapotranspirace na stanicích Kuchařovice a Lysá hora. Z grafů můžeme vyvodit závěr, že nejvyšších hodnot dosahuje referenční evapotranspirace na území naší republiky v letním období, naopak nejnižší úhrny vykazuje zima.

Z níže uvedených map zobrazujících sezónní úhrny referenční evapotranspirace (jaro, léto, podzim), průměrný úhrn referenční evapotranspirace v letním půlroce (duben – září), a průměrný roční úhrn referenční evapotranspirace je patrné, že evapotranspirace dosahuje na území ČR vyšších hodnot v nížinách, než v horských oblastech.

Graf 4.16 Průměrné kumulované úhrny referenční evapotranspirace podle výškových stupňů

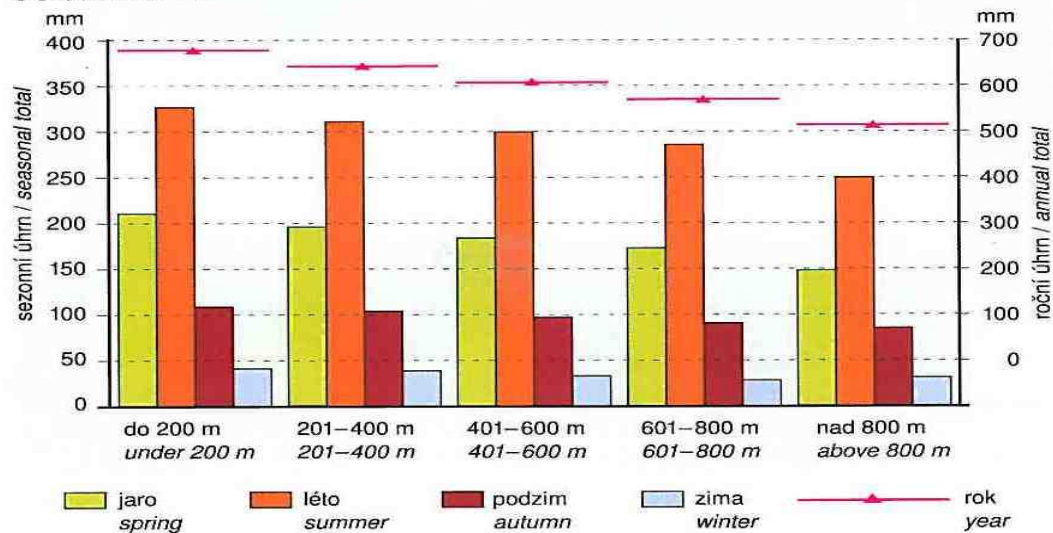
Graph 4.16 Average accumulated reference evapotranspiration totals by elevation zones



(Zdroj: Tolasz a kol., 2007)

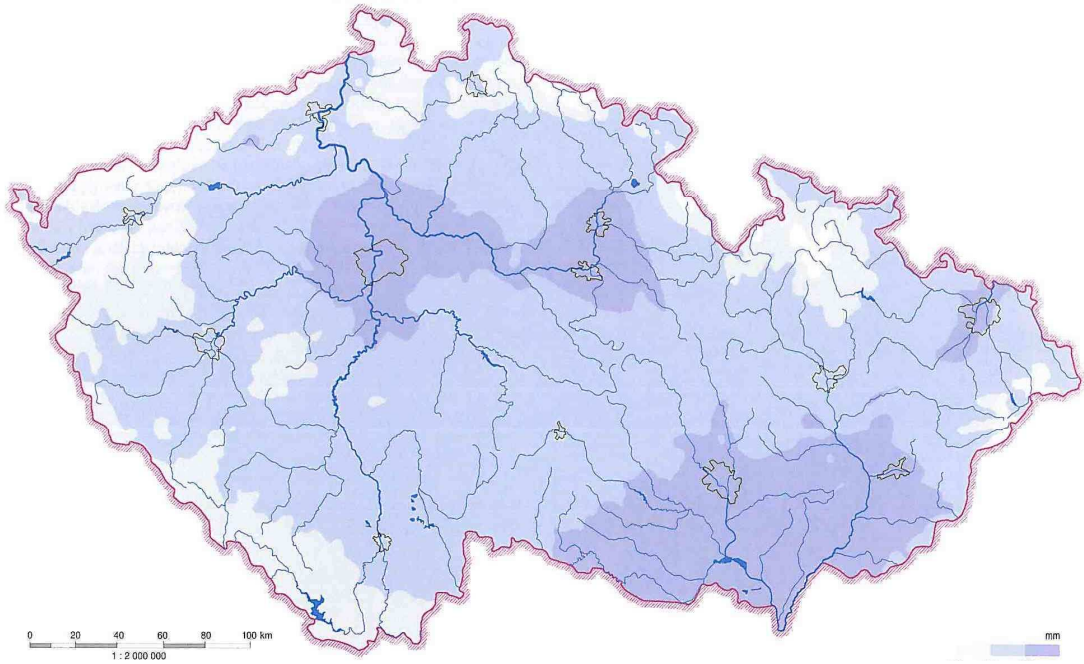
Graf 4.15 Průměrné sezonní a roční úhrny referenční evapotranspirace podle výškových stupňů

Graph 4.15 Average seasonal and annual reference evapotranspiration totals by elevation zones



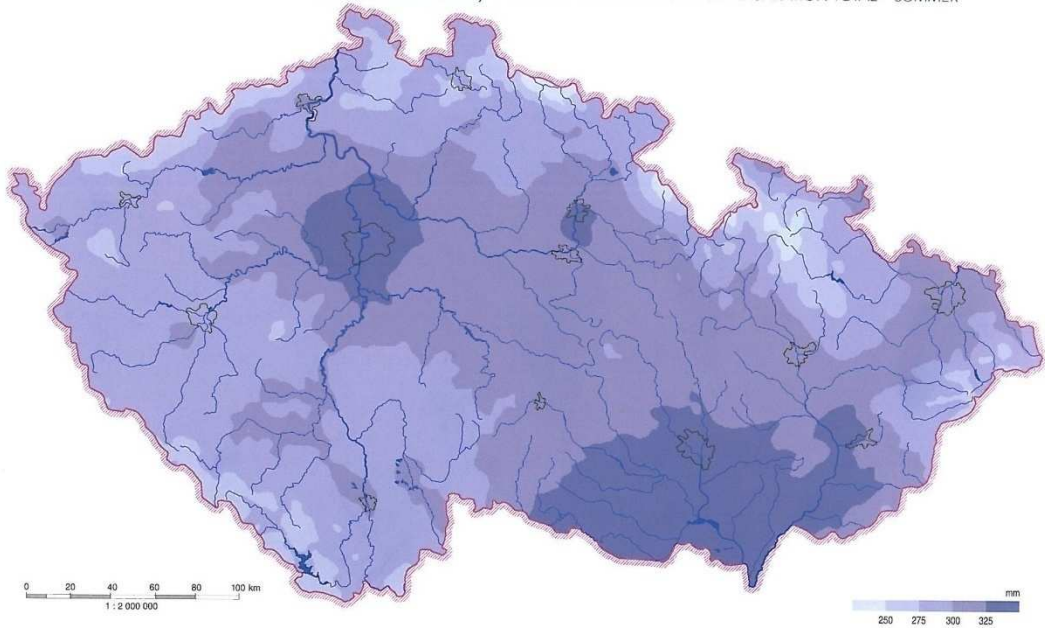
(Zdroj: Tolasz a kol., 2007)

SEZONNÍ ÚHRN REFERENČNÍ EVAPOTRANSPIRACE – JARO / SEASONAL REFERENCE EVAPOTRANSPIRATION TOTAL – SPRING



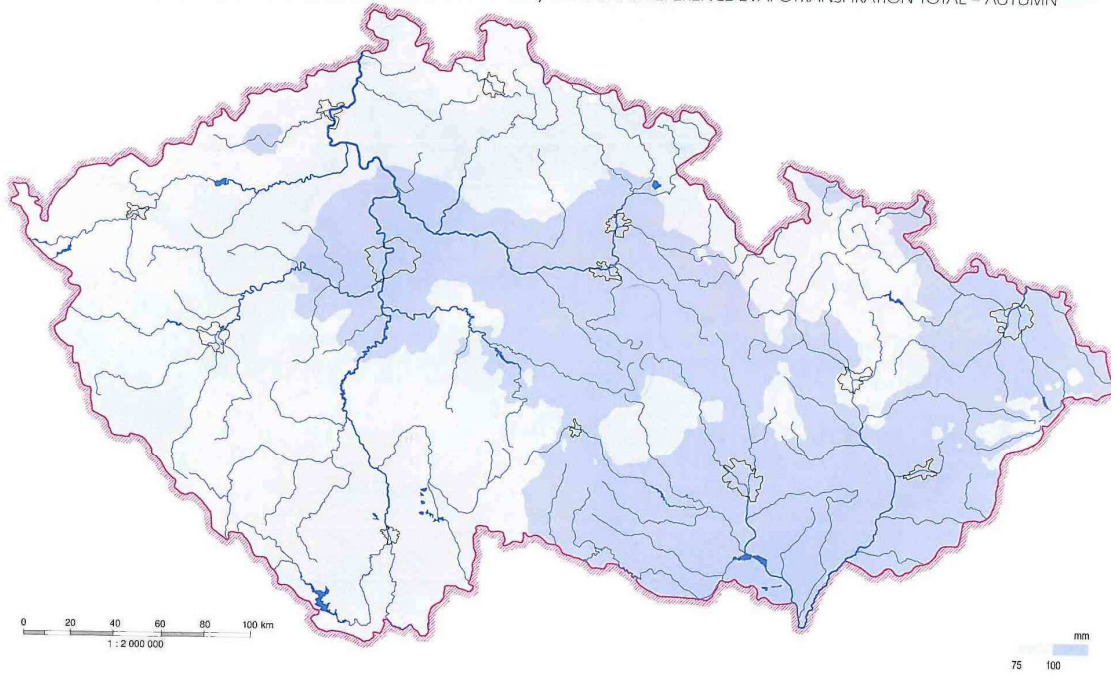
(Zdroj: Tolasz a kol., 2007)

SEZONNÍ ÚHRN REFERENČNÍ EVAPOTRANSPIRACE – LÉTO / SEASONAL REFERENCE EVAPOTRANSPIRATION TOTAL – SUMMER



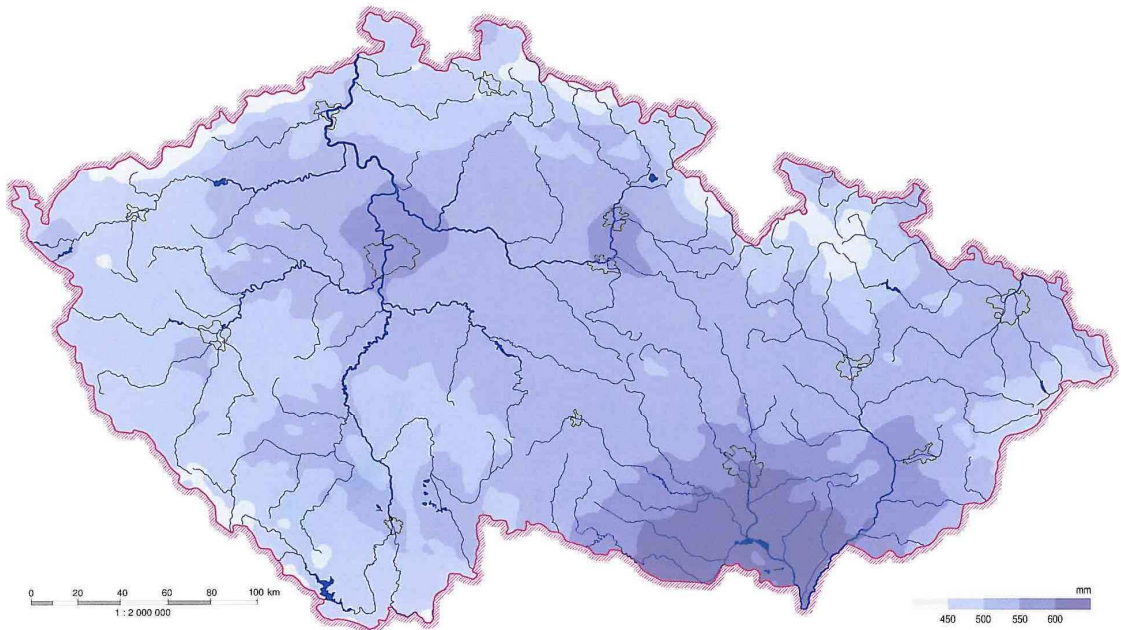
(Zdroj: Tolasz a kol., 2007)

SEZONNÍ ÚHRN REFERENČNÍ EVAPOTRANSPIRACE – PODZIM / SEASONAL REFERENCE EVAPOTRANSPIRATION TOTAL – AUTUMN



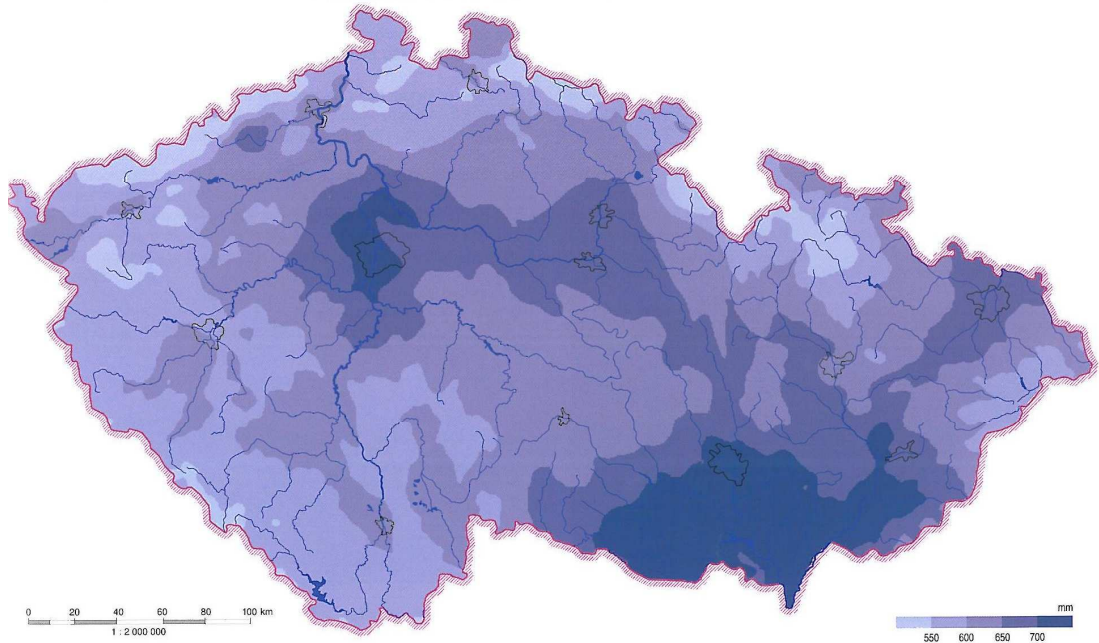
(Zdroj: Tolasz a kol., 2007)

PRŮMĚRNÝ ÚHRN REFERENČNÍ EVAPOTRANSPIRACE V LETNÍM PŮLROCE (DUBEN – ZÁŘÍ) / AVERAGE REFERENCE EVAPOTRANSPIRATION TOTAL DURING THE SUMMER HALF-YEAR (APRIL – SEPTEMBER)



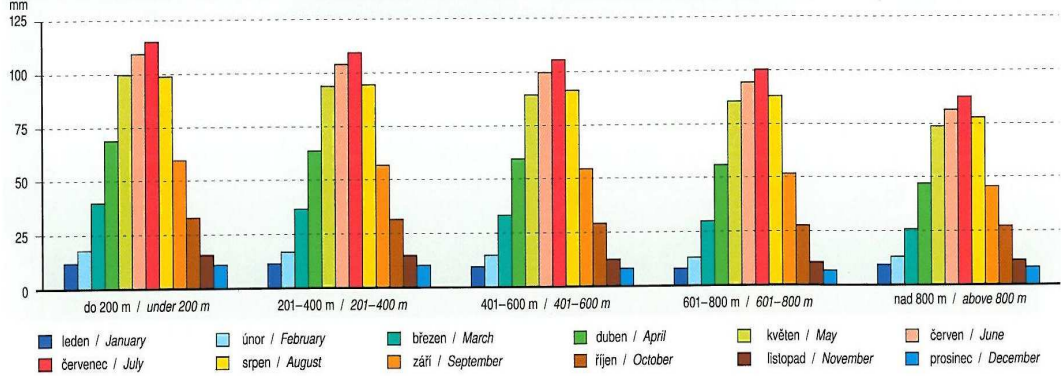
(Zdroj: Tolasz a kol., 2007)

PRŮMĚRNÝ ROČNÍ ÚHRN REFERENČNÍ EVAPOTRANSPIRACE / AVERAGE ANNUAL REFERENCE EVAPOTRANSPIRATION TOTAL



(Zdroj: Tolasz a kol., 2007)

Graf 4.17 Průměrné měsíční úhrny referenční evapotranspirace podle výškových stupňů
Graph 4.17 Average monthly reference evapotranspiration totals by elevation zones



(Tolasz a kol., 2007)

Graf 4.18 Průběh ročního úhrnu referenční evapotranspirace na stanicích Kuchařovice a Lysá hora
Graph 4.18 Variation of annual reference evapotranspiration total at Kuchařovice and Lysá hora stations



(Zdroj: Tolasz a kol., 2007)

6. Závěr

Stanovení evapotranspirace je složitý úkol. Jak již bylo zmíněno, metod jak tuto veličinu stanovit je mnoho.

Evapotranspirace je jedním z nejdůležitějších meteorologických proměnných pro hodnocení vodních požadavků plodin a jejich závlahových potřeb. Stávající síť meteorologických stanic po celém světě nestačí zachytit prostorovou heterogenitu této proměnné. Kromě toho mnoho stanic nezaznamenává všechny potřebné proměnné, aby mohly vypracovat odhady evapotranspirace.

Je nutno zdůraznit, že výpar, (evaporace, evapotranspirace) jako jeden ze tří základních prvků hydrologické bilance (srážky, odtok, výpar), patří vzhledem k vzájemně velmi složité interakci ve smyslu - půda x rostlina x atmosféra - k nejkomplicovanějším a nejobtížněji stanovitelným prvkům v přírodě.

ČHMÚ standardně měří výpar z volné vodní hladiny na vybraných stanicích, měření evapotranspirace se provádí pouze experimentálně v rámci probíhajících grantových projektů a data nejsou ukládány do centrální databáze, takže nejsou pro veřejnost přístupná. V atlasu podnebí České republiky jsou zpracovány hodnoty výparu z volné vodní hladiny a počítané hodnoty referenční evapotranspirace.

7. Seznam literatury

Acevodo, E., (1975), The growth of maize under field conditions as affected by its water relations. PhD Thesis, Univ. of Calif., Davis., s.114-122

Al-Khafas, S., (1977), Observed and computed water content distribution in layered soil under cotton. PhD. Thesis, New Mexico State Univ., Las Cruces., s.61-63

Bastiansen, W.G.M., Kabat, P., Menenti, M., (1989), A new simulation model of bare soil evaporation in arid regions (EWADES) ICW Note 1988, Wageningen., s.112-118

Bauer, A., Stegman, E., (1975), Soil, water and plant relationships. North Dakota State Univ., Cooper Extension Service Circulars, s.70-74

Bavel van, C.H.M., (1966), Potential evaporation: The combination concept and its experimental verification. Water Resources Res. 2, s.17-29

Bednář, J., Zikmunda O., (1985), Fyzika mezní vrstvy atmosféry. Praha, Academia, s.22-25

Benetin, J., Červenková J., (1966), Proces sušenia pody vo vzťahu k jej hydrokřtantám. Vodohosp. čas., s.14-19.

Bichele, Z.N., Moldau, Ch.A., Ross J.K. (1980), Matematičeskoje modelirovanie evaporacii, Leningrad, Gidrometeoizdat. s.111-119

Brutsaert, W., (1982), Evaporation into the atmosphere. Doortrecht, D. Reidel Publication company., s.48-69

Brutsaert, W., (2005), Hydrology An Introduction – cambridge university Press, s.140-152

Budagovskij, A.I., (1986), Utočnenie modelej isparenija počvennych vod. Vodnyje Resursy, N.5 s.22-23

Budyko, M.I., Zubenok, L.I., (1961), Opredelenie isparenija s poverchnosti suši. Izvestija AN SSR, Ser. Geograf., s.12-14

Císlarová, M., (1989), Inženýrská hydrologie. Praha, s.49 - 53

Cowan, I.R., (1965), Transport of water in the soil-plant-atmosphere system. J.Applied Ecology, 2, s.221-239

Douglasa, E.M., Jacobsb J.M., Sumnerc D.M., Ram L. Rayb, (2010), A comparison of models for estimating potential evapotranspiration for Florida land cover types, *Journal of Hydrology*, č. 382, s. 64-71

Droogers, P., (2000), Estimating actual evapotranspiration using a detailed agro-hydrological model Original Research Article, s 82-88 *Journal of Hydrology*, č. 229, s. 50 -58

Fišák, J., (1994), Návod pro pozorovatele meteorologických stanic. Metodický předpis č.11, Praha, 114 s.

Havlíček, V., Coufal, V., Špánik, F., Uhrecký, I., Klabzuba, J., Kurfuerst, J., Prošek, P., Bureš, R.,(1986) *Agrometeorologie*. Státní zemědělské nakladatelství, Praha

Kemel, M., (1996), *Klimatologie, meteorologie, hydrologie*. Vydavatelství ČVUT, Praha, s. 82-89

Kolar, J.J. (1976), Soil water uptake by alfalfa. *Agronomy J.*, s.68

Kopáček, J., Bednář, J., (2005), *Jak vzniká počasí?* Nakladatelství Karolinum, Univerzita Karlova v Praze, s. 60-74

Kutílek, M. (1975), Stacionární výpar ze zvrstvené půdy. *Vodohosp. čas.*, 23, s.164-175

Matejka, F., Huzulák, J., (1992), Simulation of the soil-water dynamics in the root zone during the vegetation period. I. Simulation model. *J.Hydrol.Hydromech*, s. 40

Možný, M., (2003), Automatizace měření výparu z volné vodní hladiny. *Meteorol. Zprávy*, 56, 5, s. 150-155.

Možný, M., (2005), Problematika měření evapotranspirace v ČHMÚ.

Možný, M., Bareš, D., (2005), Problematika agrometeorologických měření v ČHMÚ

Nash, J.E. (1989), Potential evaporation and „the complementary relationship“ *J. of Hydrology*, 111, s.1-7

Novák, V., (1995), *Vyparovanie vody v prírode a metody jeho určovania*, vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava s. 158 - 191

- Novák, V., Hurtalová, T.** (1987), Metóda výpočtu súčiniteľa rýchlosti turbulentného prenosu a jej využitie pre výpočet potenciálnej evapotranspirácie. Vodohosp. Čas., s.3-12
- Parcevaux, S. et al.**, (1990), Dictionnaire encyclopédique d'agrometeorologie. Editions CILF, Paris, s. 149-154
- Penka, M.**, (1985), Transpirace a spotřeba vody rostlinami, Academia Praha s.71-79
- Peterka, V. Kolek, J.**, (1962), Praktická Agrometeorologia. Bratislava, SVPL. s.6
- Rose, C.W., Stern, W.R.** (1967), Determination of withdrawal of water from soil by crop roots as a function of depth and time. s.11-19
- Sellers, W.D.** (1965), Physical climatology. Chicago, Chicago Univ., Press., s.34-35
- Schilling, K.E., Kiniry, J.R.**, (2007), Estimation of evapotranspiration by reed canarygrass using field observations and model simulations Original Research Article, Journal of Hydrology, č.337, s. 356-363
- Slyter, R.O.** (1967), Plant – water relationships. London, New York. Acad. Press.
- Sommer, M.** (1985), Hydrologie, SNTL – Nakladatelství technické literatury s.33-36
- Spencer, W.F.** (1970), Distribution of pesticides between soil, water and air, Wiley-Blackwell, s.129
- Szeicz, G., Long, J.F.** (1969), Surface resistance of crop canopies. s.122
- Šantrůček, J.** (2003), Vodní režim rostlin. In.: Fyziologie rostlin. Academia, Praha, s.52-88.
- Šír, M., Císlerová, M., Vogel, T.** (1986), Numerická simulace pohybu kapaliny. Vodohosp. čas., s.190 – 204
- Tolasz R. a kol.**, (2007), Atlas podnebí Česka, Český hydrometeorologický ústav, Olomouc, s. 145 – 161
- Váša, J., Gažovič, F.** (1976), Evaporation – measurement on the IHD stations. Czechoslovak Nat. Committee for Hydrol., Water Res. Inst. s.72-75
- Velebný, V., Novák, V.** (1989), Hydropedológia. Edičné stredisko SVŠT, Bratislava s.12-14

Whisler, F.D., Klute, A., Millington, R.J. (1968), Analysis of steady-state evapotranspiration from a soil column. s.167-168

Wilson, K. B., Hanson, P. J., et al., (2001), A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance. *Agricultural and Forest Meteorology* 106(2): 153-168

Wooda E.F., Ferguson C.R., Fisher J.B., (2011), Global estimates of evapotranspiration for climate studies using multi-sensor remote sensing data: Evaluation of three process-based approaches, *Remote Sensing of Environment*, č. 115, s.801–823