

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA UNIVERZITY KARLOVY

Katedra fyzické geografie a geoekologie



PROBLEMATIKA URČENÍ EVAPOTRANSPIRACE

(bakalářská práce)

Anna Macounová

Vedoucí práce: RNDr. Jan Daňhelka Ph.D.

2007

Magist. práce  
Vědecký ústav  
Pražská univerzita (Česko)

10. 8. 2007  
(14. 8. 2007)

Prohlašuji, že jsem zadanou bakalářskou práci vypracovala sama a že jsem uvedla veškeré použité informační zdroje.

Praha, 14.8. 2007



## **ABSTRACT**

This work presents physical geographical characteristics of Litavka River basin from the point of view of geology, geomorphology and soil characteristics. Hydrology, hydrography, climate and phytogeography are described more in detail.

The main aim of the work is to describe methods of evapotranspiration estimation and modelling. The work describes the methods of the estimation and calculation potential and actual evapotranspiration and influence of evapotranspiration on the hydrological models.

**Key words:** Evapotranspiration, Litavka River, Hydrological models

## OBSAH

1	Úvod.....	7
2	Fyzickogeografická charakteristika povodí Litavky.....	8
	2.1. Morfologický vývoj povodí Litavky.....	8
	2.2. Geologie.....	8
	2.3. Geomorfologické poměry.....	9
	2.4. Říční terasy Litavky.....	13
	2.5. Pedologické poměry.....	13
	2.6. Hydrologické poměry.....	14
	2.6.1. Přítoky Litavky.....	15
	2.6.2. Vodní díla v povodí Litavky.....	17
	2.7. Klimatická charakteristika.....	20
	2.8. Fytogeografie.....	22
	2.8.1. Biogeografické členění.....	26
	2.9. Chráněná území.....	26
3	Evapotranspirace.....	27
	3.1. Potenciální a aktuální evapotranspirace.....	28
	3.2. Parametry ovlivňující evapotranspiraci.....	29
	3.2.1. Meteorologické parametry.....	29
	3.3. Přímé měření evapotranspirace.....	33
	3.4. Metody výpočtů potenciálního výparu a evapotranspirace.....	35
	3.4.1. Radiační metoda.....	35
	3.4.2. Metoda Blaney-Criddle.....	36
	3.4.3. Penmanova metoda.....	36
	3.4.4. Penman – Monteithova metoda.....	36
	3.4.4.1. Referenční evapotranspirace.....	38
	3.4.5. Bowenova metoda.....	39
	3.4.6. Aerodynamická metoda.....	40
	3.4.7. Priestley-Taylorova metoda.....	40
	3.4.8. Výpočet aktuální evapotranspirace.....	41
	3.5. Problémy určení evapotranspirace.....	44
4	Vliv evapotranspirace v hydrologických modelech.....	46
	4.1. Hydrologické modely.....	46

4.2. Vliv vegetace na povrchový odtok.....	47
4.3. Příklad vyhodnocení použití ET v hydrologickém modelu.....	48
5 Závěr.....	50
6 Seznam použité literatury.....	51

## OBRÁZKY A TABULKY

Obr. 2.1 – Přehledná mapa povodí Litavky.....	11
Obr. 2.2 – Litavka u Králova Dvora.....	15
Obr. 2.3 – Vodní nádrž Pilská.....	17
Obr. 2.4 - Hydrologické členění a orografie Litavky.....	19
Obr. 2.5 – Graf měsíčních průměrných, minimálních a maximálních teplot na stanici Neumětely.....	21
Obr. 2.6 – Graf měsíčních průměrných, minimálních a maximálních hodnot srážkových úhrnů na stanici Neumětely .....	22
Obr. 2.7 - Land use povodí Litavky.....	24
Obr. 2.8 – Land use povodí Litavky .....	25
Obr. 3.1 - Hydrologický cyklus.....	28
Obr. 3.2 – Závislost hodnoty tlaku nasycení $e^0$ (T) na teplotě vzduchu ( $^{\circ}\text{C}$ ) .....	31
Obr. 3.3 – Porovnání typického vzájemného vztahu denního chodu teploty vzduchu a relativní vlhkosti vzduchu při konstantním tlaku vodní páry 2,4 kPa.....	31
Obr. 3.4 - Vliv rychlosti větru na evapotranspiraci v závislosti na klimatických podmínkách...32	
Obr. 3.5 – Rozměry kruhového výparoměru Class –A –Pan.....	34
Obr. 3.6 – Schéma automatického lyzimetru .....	34
Obr. 3.7 - Charakteristika hypotetického vegetačního pokryvu a vztahu měřených meteorologických prvků k hodnotám uvažovaným na povrchu .....	39
Obr. 3.8 - Typický $k_c$ pro různé typy vegetace ve vrcholné fázi.....	42
Obr.3.9 – Extrémní rozsah hodnot $k_c$ jako důsledku klimatických podmínek a počasí .....	43
Obr. 3.10 - Vliv evaporace na $k_c$ .....	43
Obr.3.11 - Typické rozpětí $k_c$ pro různá vegetační období .....	44
Obr. 4.1 - Průměrné měsíční hodnoty evapotranspirace pro povodí Litavky.....	49
Tab. 2.1 - Geomorfologické členění povodí Litavky .....	12
Tab. 2.2 - Přítoky Litavky .....	16
Tab. 2.3 - Vodní díla v povodí Litavky .....	17
Tab. 2.4 - Vodoměrné stanice povodí Litavky .....	18
Tab. 2.5 – N-leté průtoky vodoměrných stanic povodí Litavky.....	18
Tab. 3.1 - Koeficient $k_c$ pro různé druhy plodin .....	41
Tab. 4.1 – Průměrné měsíční hodnoty evapotranspirace pro povodí Litavky .....	48

# 1 ÚVOD

Evapotranspirace je jedním ze základních procesů hydrologického cyklu z pohledu globálního i z hlediska povodí. S ohledem na rostoucí potřebu modelování klimatu i modelování odtoku je třeba se problematikou, která jinak bývá často schematizována, či opomíjena, podrobněji zabývat.

Cílem této práce je zhodnocení faktorů ovlivňujících evapotranspiraci v povodí Litavky a představení problematiky určení evapotranspirace. Práce je rozdělena do tří částí. První se bude věnovat obecné fyzickogeografické charakteristice povodí Litavky. Zhodnocena bude geologická stavba, geomorfologické poměry, půdní charakteristika, podrobněji říční síť v povodí a celková hydrologická charakteristika. Důležitou částí práce bude charakteristika klimatických podmínek, které mají velký vliv na výpar vody z povodí. Stejně tak vliv vegetace na evapotranspiraci je velmi významný, proto mu bude věnována podrobnější pozornost.

V druhé části práce bude popsána role evapotranspirace v hydrologickém cyklu. Popsána bude evapotranspirace potenciální, aktuální a referenční a způsoby přímého měření a výpočtu pomocí různých metod. Zmíněny budou problémy s měřením – nedostatky vstupních dat a měřících stanic. Krátce bude zmíněna rovněž role evapotranspirace v hydrologických modelech.

V závěru práce bude stručně srovnána na modelovém případě evapotranspirace odvozena na základě dat naměřených v povodí Litavky metodou Penman-Monteith a odhad potenciální evapotranspirace použitý v hydrologickém modelu Sacramento v měsíčním kroku.

Práce bude sloužit jako základ navazující diplomové práce zpracovávané v rámci magisterského studia.

## 2 FYZICKOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA POVODÍ LITAVKY

### 2.1 Morfologický vývoj povodí Litavky

Ve třetihorách byly směry vodních toků v oblasti brdské části středních Čech úplně jiné než v současnosti, ale jejich přesná poloha není známa. K dnešnímu uspořádání vodních toků a povodí došlo zřejmě díky tektonické činnosti na rozhraní miocénu a pliocénu. V pliocénu řeka Litavka tekla Hostomickou kotlinou (Balatka, Sládek, 1962).

### 2.2 Geologie

Z hlediska geologického členění zasahuje povodí Litavky do oblasti Barrandienu. To je přibližně území mezi Prahou a Domažlickem tvořené usazenými horninami starohorního a prvohorního stáří, přičemž usazeniny prvohorního stáří se vyskytují v Brdech v tzv. Příbramsko-jinecké pánvi. Ordovické, silurské a devonské usazeniny se vyskytují v oblasti mezi Prahou a Plzní v tzv. Pražské pánvi. Centrální část Barrandienu je tvořena ordovickými uloženinami. Kromě sedimentů jsou v povodí Litavky zastoupeny i vulkanické horniny, které tvoří desítky kilometrů dlouhý pás JZ-SV směru probíhající severně od Berouna a Zdic označovaný jako Komárovský vulkanický komplex, který je tvořen bazalty, bazaltovými tufy a tufity, granuláty a andezity (Geologie Berounska, 2007). Nejmladší oblastí jsou devonské a silurské souvrství Českého krasu (vápence, břidlice, vložky pískovců nebo bazaltové vulkanity) (Chlupáč, 1988).

Hlavní sedimentační prostor Brdské oblasti je Příbramsko-jinecká pánev. Je vyplněna převážně kambrickými sedimenty (Mísař, 1983), které vyplňují deprese vzniklé po kadomských horotvorných procesech. Dno pánve vlivem tektoniky výrazně klesalo, takže se přenášený materiál hromadil zejména ve spodním kambriu až v mocnostech několika tisíc metrů (Chlupáč, 1988).

Hřebeny jsou tvořeny letenským souvrstvím, které tvoří střídající se drobové a křemenné pískovce, droby a prachovce. Na úpatí hřebenů se vyskytují mocné vrstvy deluviálních sedimentů s vápnitými povlaky na povrchu (Chlupáč, 1988).

Křivoklátská vrchovina a Hořovická pahorkatina patří mezi akumulární oblasti s dominantním zastoupením písكوšterkových říčních teras, spraší, navátých písků a dalších sedimentů. Málo odolné horniny ordoviku tvoří podklad Hořovické brázdy a jihozápadním směrem se táhnou až k hranicím povodí na JZ od Hořovic. Převládající horninou jsou břidlice a droby proterozoika s vložkami silicitů – bulžníků, které tvoří nápadné skalní výchozy, např. na svahu Vystrkova u Jinců. Jihovýchodně od Hořovic se nachází Felbabka,



což je lokalita v břidlicích jineckého souvrství středního kambria, které je známé nálezy trilobitů (Geologie Berounska, 2007).

Na území Karlštejnské vrchoviny zasahují pískovce, jílovce a slínovce svrchní křídly, jenž tvoří reliktní ostrůvky. Poměrně četná jsou ložiska vápenců, vápnité jsou i sedimenty údolních niv, které místy dosahují i 8 až 10 m mocnosti (Chlupáč, 1988).

### **2.3 Geomorfologické poměry**

Povodí řeky Litavky se nachází v provincii Česká vysočina. Převážná část území náleží k Poberounské subprovincii, pouze okrajová část JV od Příbrami náleží k Českomoravské subprovincii do celku Středočeské pahorkatiny. V rámci Poberounské subprovincie území zasahuje do Brdské oblasti a celků Brdská vrchovina, Hořovická pahorkatina a Křivoklátská vrchovina (Balatka, Kalvoda, 2004).

**Brdská vrchovina** má protáhlý tvar území ve směru JZ-SV a rozkládá se na pravém břehu Berounky východně od Rokycan až k soutoku Berounky s Vltavou. Geologicky náleží velká většina Brdské vrchoviny k Barrandienu. Brdská vrchovina se podle nadmořské výšky dělí na šest geomorfologických jednotek. Ty jsou odlišné díky své geologické stavbě, která ovlivňuje tvrdostí jednotlivých souvrství jejich tvar. Jednotky jsou různě odolné vůči denudaci a zvětrávání (Demek, 1965). Brdská vrchovina tvoří pramennou oblast Litavky. Dělí se do podcelků Brdy, Hřebeny a Příbramská vrchovina.

**Brdy** tvoří nejvyšší část Brdské vrchoviny. Jsou tvořeny kambrickými slepenci a ordovickými křemenci. Charakteristické jsou zde oblé vrcholy a široké hřbety převážně barrandienského směru, rozčleněné širokými údolními. Zalesněný povrch Brd má průměrnou výšku 650-750 m n.m. Nejvyšší vrchol vystupuje nad 800 m n. m. - Tok (861 m). Dalším významným vrcholem je Brdo (773 m). Od svého okolí jsou Brdy téměř na všech stranách výrazně ohraničeny příkrými strukturními svahy. Severovýchodní část Brd protíná hluboké průlomové údolí Litavky, která odvádí vody nižší Příbramské vrchoviny k severu do Hořovické brázdy.

**Hřebeny** plynule na SV přeházejí z Brd. Jejich nejvyšším vrcholem v povodí je Písek (691 m).

**Příbramská vrchovina** se rozkládá na jihovýchodním úpatí Brd v okolí Příbrami. Nejvyšší vrcholy jsou vysoké okolo 600 m n. m. Od ostatních Brd je oddělují výrazné svahy.

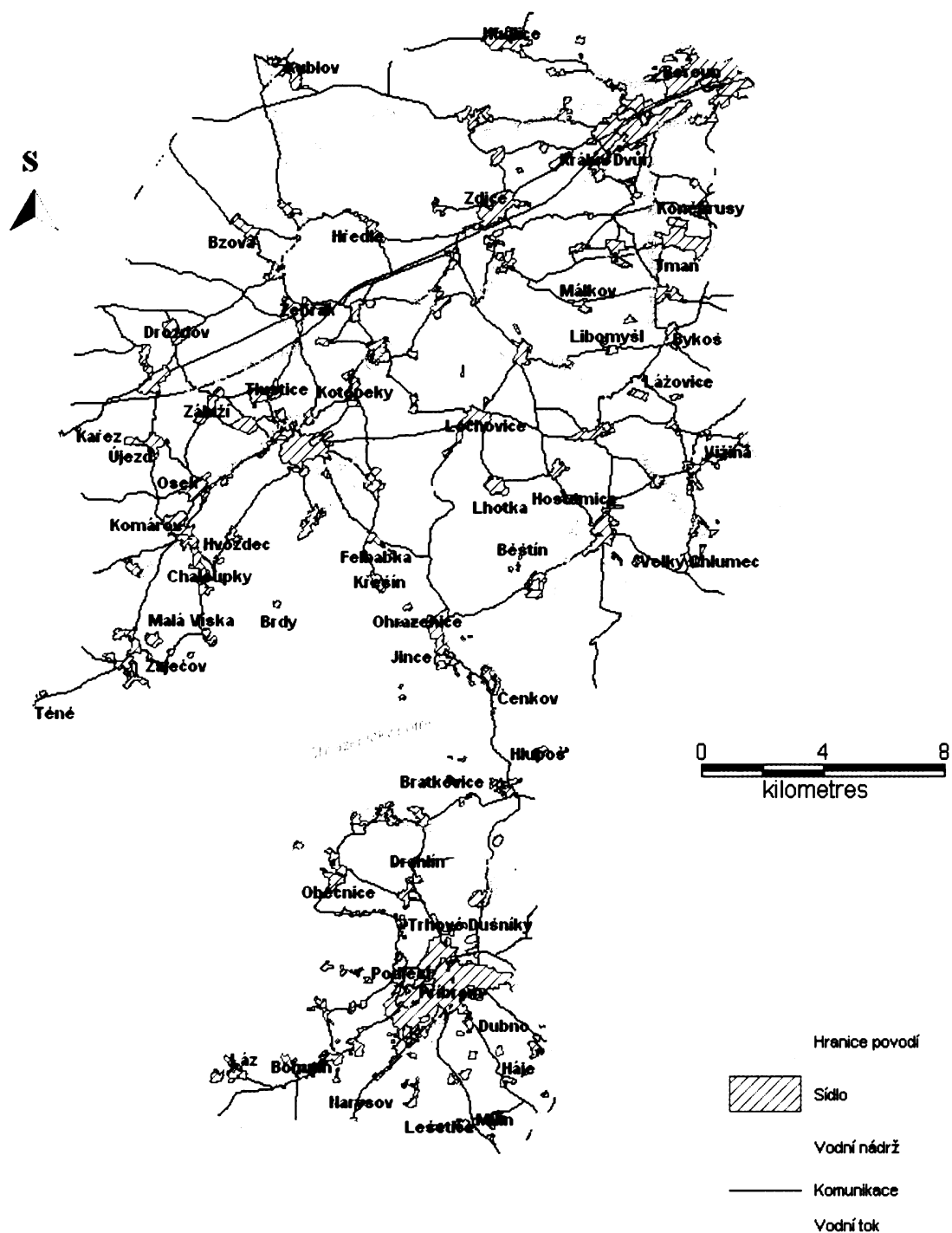
Základní rysy reliéfu Brdské vrchoviny jsou tvořeny variským vrásněním, jímž byla ukončena sedimentace devonských hornin. Po ústupu moře zde působila intenzivní denudace, přerušována pouze místně omezenými záplavami (Demek, 1965).

Střední část toku Litavky protéká Hořovickou pahorkatinou a to zejména jejím podcelkem Hořovickou brázdou.

**Hořovická brázda** je erozní deprese procházející téměř středem Brdské vrchoviny JZ-SV směrem. Ve východní části je vidlicovitě rozvětvena a ohraničuje tak území Karlštejnské vrchoviny. Omezení Hořovické brázdy je velmi výrazné, především v její východní části. Výškové rozdíly mezi dnem brázdy a sousedními vrcholy Hřebenů jsou 200 až 250 m. Dno brázdy je široké a ploché, s celkovým sklonem k SV. Největší šířky dosahuje brázda u Hořovic před svým rozvětvením, a to 7 až 8 km. Směrem k JZ se brázda zužuje a přechází v mělké otevřené údolí mezi jihozápadním okrajem Křivoklátské vrchoviny a Brdy.

**Křivoklátská vrchovina** zasahuje do povodí Litavky Zbirožskou vrchovinou na severu území. Je to oblast charakteristická reliéfem krátkých hřbetů a hlubokých údolí potoků. Přiléhá k Hořovické brázdě a je tvořena algonkickými břidlicemi, které tvoří reliéf denudačních plošin a mírně ukloněných svahů (Demek, 1965).

# OBEČNÁ MAPA POVODÍ LITAVKY



Obr 2.1 – Přehledná mapa povodí Litavky

Tab. 2.1 - Geomorfologické členění povodí Litavky, (Balatka, Kalvoda, 2004).

provincie subprovincie oblast celek podcelek okrsek

Česká vysočina

V Poberounská

VA Brdká oblast

VA-3 Křivoklátská vrchovina

VA-3A Zbirožská vrchovina

VA-3A-c Hudlická vrchovina

VA-3A-d Brdatka

VA-4 Hořovická pahorkatina

VA-4A Hořovická brázda

VA-4A-a Holoubkovská kotlina

VA-4A-b Komárovská brázda

VA-4A-c Zdická brázda

VA-4A-d Hostomická kotlina

VA-5 Brdská vrchovina

VA-5A Brdy

VA-5A-a Třemošenská vrchovina

VA-5A-c Strašická vrchovina

VA-5B Hřebeny

VA-5B-a Studenská vrchovina

VA-5C Příbramská vrchovina

VA-5C-a Třebská pahorkatina

VA-5C-b Pičínská pahorkatina

II Česko-moravská

IIA Středočeská pahorkatina

IIA-1 Benešovská pahorkatina

IIA-1B Březnická pahorkatina

IIA-1B-c Milínská vrchovina

## **2.4 Říční terasy Litavky**

V údolí řeky Litavky, stejně jako na ostatních přítocích Berounky, je vyvinuto 3-5 říčních pleistocenních teras.

Od Lochovic provázejí Litavku tři pleistocenní terasy v relativních výškách 35 až 70 m, 17 až 40 m a 5 až 18 m nad řekou. U Lochovic a Libomyšle jsou značně rozšířeny pliocenní štěrky ve výši kolem 375 m (75 až 95 m relativní výšky). V pliocénu tekla Litavka Hostomickou brázdou od Lochovic k Řevnicům, a teprve v době svrchní terasy byla pirátstvím odvedena do dnešního údolí mezi Zdicemi a Berounem. Příčné údolí Litavky v Brdech vzniklo asi zpětnou erozí (Balatka, Sládek, 1962).

Červený potok byl podle rozšíření štěrků z třetihor a počátku pleistocénu mocným přítokem Litavky, na konci třetihor byl však ochuzen pirátstvím o četné přítoky (Balatka, Sládek, 1962).

## **2.5 Pedologické poměry**

V celém povodí Litavky se nejvíce vyskytují kambizemě. Jako mateční substrát se zde uplatňují téměř všechny horniny skalního podkladu (žuly, ruly, svory, fylity, čediče, pískovce, břidlice, atd.). Kambizemě se vyskytují nejvíce v nadmořské výšce 450 až 800 m n. m. a jsou vázány na členitý reliéf. Pod mělkým humusovým horizontem leží hnědá až rezivě hnědá poloha, ve které probíhá intenzivní vnitropůdní zvětrávání. Vyskytují se zde tři typy kambizemí a to typická, kyselá a silně kyselá (Němeček, Tomášek, 1983).

Kambizem typická se nachází hlavně na břidlicích do nadmořské výšky 400 m, tj. hlavně v severní části území ve Zbizožské vrchovině a nižší části Brdské vrchoviny. Jsou to půdy s nižším obsahem humusu, nižší půdní reakcí a zhoršenými sorpčními vlastnostmi.

Kambizem kyselá se nejčastěji vyskytuje mezi 400 až 600 m, tj. ve vyšších polohách Zbizožské vrchoviny. Je morfologicky podobná typickým půdám, ale s vysokým poklesem půdní reakce a nízkým nasycením sorpčního komplexu.

Kambizem silně kyselá má oproti předchozímu typu silně kyselou reakci, sorpční komplex je extrémně nenasyčen. Nejhojnější výskyt je nad 600 m n. m., a tudíž ji můžeme nalézt ve vyšších polohách Brdské vrchoviny, v pramenné oblasti a oblasti horního toku Litavky.

Dalším častým půdním typem jsou pseudogleje. Jejich půdotvorným substrátem jsou často sprašové hlíny, jíly nebo odvápněné slínovce. Pod humusovým horizontem je mocný oglejený horizont bělošedě zbarvený s výskytem železitých bročků. Nachází se hlavně

v oblasti Jinců, jižní části Hořovické brázdy a také ve Zbirožské vrchovině, v méně členitém terénu, kde nedochází k dostatečnému odvodnění (Němeček, Tomášek, 1983).

V oblasti soutoku Litavky s Beroučkou, okolí Hostomic a Suchomastů se vyskytují půdy illimerizované. Jejich typický výskyt je od 250 do 500 m n. m. Pod humusovým horizontem leží mocný horizont eluviální, zpravidla silně vybělen. Přechází v rezivohnědý iluviální horizont, který zasahuje hluboko do matečního substrátu. U illimerizovaných půd je velmi časté oglejení. Jílem obohacený horizont je těžko propustný, a tedy zadržuje srážkovou vodu.

V Karlštejské vrchovině na vápencích se vyskytují rendziny. Hlavním půdotvorným procesem je humifikace a zvětrávání. Jsou mělké, kamenité, se středním až vyšším obsahem humusu.

V pramenné oblasti, v oblasti vojenského prostoru Jince a v nivních oblastech menších toků, se nacházejí gleje. Mají mělký humusový horizont, někdy zrašelinělý. Pod ním je glejový horizont, který je trvale ovlivněný vysokou hladinou podzemní vody.

Pro okolí větších říčních toků (Litavka, Červený potok, Suchomastský nebo Stroupínský potok) jsou typické fluvizemě – nivní půdy. Půdotvorným substrátem jsou zde nivní uloženiny. Je zde velmi nevýrazný humusový horizont a pod ním mateční substrát, tvořený naplaveným materiálem. Tyto půdy jsou velmi mladé.

Rankery, které jsou typické pro střední a vyšší polohy členitého reliéfu můžeme najít v Brdské oblasti a Hořovické brázdě. Půdotvorným substrátem jsou kamenitá až balvanitá deluvia nekarbonátových hornin. Jsou charakteristické mocným humusovým horizontem, který přechází přímo do substrátu (Tomášek, 2000).

## **2.6 Hydrologické poměry**

Povodí Litavky má protáhlý tvar od jihu k severu, tímto směrem teče také řeka Litavka. Povodí je nesouměrné, protože Litavka většinu významnějších přítoků přijímá z levé strany.

Litavka je řekou 4. řádu s celkovou délkou 53,74 km, s plochou povodí 629,4 km<sup>2</sup> a průtokem u ústí 2,71 m<sup>3</sup>/s. Pramení ve výšce 765 m nad mořem na svazích Brd ve výcvikovém vojenském prostoru (VVP) Jince, asi 2 km severovýchodně od Nepomuku. Prvních několik kilometrů teče z Brd jihovýchodním směrem přes obec Láz, poté se před Bohutínem stáčí k severovýchodu až severu. Protéká Březovými Horami (západní předměstí Příbrami), Trhovými Dušníky a za Bratkovicemi vstupuje do hlubokého, 12 km dlouhého údolí, oddělujícího centrální Brdy od jejich východní části – Hřebenů. Před Lochovicemi

vytéká Litavka opět do otevřené krajiny a stále severním směrem teče přes Libomyšl a Chodouň ke Zdicím, kde se obrací k severovýchodu. Přebes Králův Dvůr protéká do Berouna, kde v nadmořské výšce 218 m ústí zprava do Berounky na jejím 35. km (ShoCart, 2004, Povodí Vltavy s.p., 2007).



*Obr. 2.2 – Litavka u Králova Dvora (Fotogalerie Králův Dvůr, 2007).*

### **2.6.1 Přítoky Litavky**

Pravostranný přítok Suchomastský potok o délce 11 km se do Litavky vlévá u Králova Dvora na jejím 3,5 ř. km.

Levostranným přítokem na 3,9 ř. km v Králově Dvoře je Dibří (Běstínský potok) s délkou 9,4 km.

Počapelský potok se vlévá v obci Počaply na 4,9 km toku Litavky. Jeho délka činí 5,9 km.

Nejvýznamnějším přítokem je levostranný Červený potok o délce 28,7 km, plocha jeho povodí je 224,5 km<sup>2</sup>, průměrný průtok 0,89 m<sup>3</sup>/s. Červený potok se vlévá do Litavky ve Zdicích na jejím 8,8 ř. km. Pramení na území Vojenského újezdu Brdy ve výšce 700 m n.m.. Na potoce jsou průtočné rybníky Pod Valdekem, Dráteník a Červený a také vodní nádrž Zásalská.

Červený potok přijímá některé významnější přítoky: Stroupínský potok (délka 21,5 km, plocha 134,5 km<sup>2</sup>) – jeho přítoky Vraní potok (4,9 km), Kublovský potok (8 km), Drozdovský potok (6 km), Cerhovický potok (6,9 km), Tihava neboli Dražovský potok (6,7 km), Jalový potok (10,8 km) a další.

Do Litavky se z pravé strany vlévá ještě Chumava (18,7 km), plocha povodí 77,6 km<sup>2</sup>, průměrný průtok 0,35 m<sup>3</sup>/s, která se do Litavky vlévá v Libomyšli na 14,4 ř. km ve

výšce 278 m n.m., pramení ve výšce 571 m n. m., a jejími přítoky jsou Šiberna (6,2 km), Lážovický potok (5,3 km) a Novodvorský potok (6 km).

Významným pravostranným přítokem je Příbramský potok s délkou 17,5 km, vlévá se v Trhových Dušníkách na 38,8 ř. km, jeho přítoky jsou Jeruzalémský potok (3,2 km) a Sázkový potok (3,8 km).

Levostranný Obecnický potok s 8,4 km, jenž se do Litavky vlévá na 42,3 ř. km ve Lhotě u Příbramě.

Levostranným přítokem je také Pilský potok o délce 7,1 km (SchoCart, 2004).

Tab. 2.2 - Přítoky Litavky, (ShoCart, 2004, Povodí Vltavy s.p., 2007).

Tok IV. řádu	Tok V. řádu	Tok VI. řádu	Tok VII. Řádu	L/P	Délka (km)	plocha (km <sup>2</sup> )	průtok (m <sup>3</sup> /s)	říční km
Litavka					53,7	629,4	2,7	
	Suchomastský potok			P	11,9	29,7		3,5
	Dibří			L	9,4	23,4		3,9
	Počapelský potok			L	5,9	7,0		4,9
	Červený potok			L	28,7	224,0	0,9	8,8
		Stroupínský potok			19,7	134,0		
			Vraní potok	L	4,9	7,1		
			Kublovský potok	L	7,9	25,9		
			Drozdovský potok	L	5,5	12,1		
			Cerhovický potok	L	6,1	9,1		
			Tihava	P	6,7			
			Jalový potok	P	10,8			
	Chumava			P	16,9	77,6	0,4	14,4
		Řeřich			3,6			
		Šiberna			6,2			
		Lážovický potok			5,3			
		Novodvorský potok			6,3			
	Podlužský potok			L	8,8	19,7		18,6
	Ohrazenický potok			L	7,6	22,3		27,0
	Drahlínský potok			L	4,7	7,6		34,3
	Příbramský potok			P	10,9	86,2		38,8
		Jeruzalémský potok			3,2			
		Sázkový potok			3,8			
	Obecnický potok			L	8,4	18,3		42,3
	Pilský potok			L	6,3	9,9		49,0



## 2.6.2 Vodní díla v povodí Litavky

V oblasti Brd byla vybudována v průběhu uplynulých dvou staletí soustava vodohospodářských děl Láz, Pílská a Obecnice. Všechna tato vodní díla slouží jako zdroj pitné vody pro příbramskou aglomeraci. V současné době se nacházejí ve vojenském prostoru Brdy. Původně to byly rybníky, z nichž se vedla voda systémem otevřených příkopů do Příbrami, voda se používala v dolech (Pribramsko.net, 2007).

Tab. 2.3 - Vodní díla v povodí Litavky (Pribramsko.net, 2007, ShoCart, 2007).

Vodní dílo	Tok	Říční kilometr	m n.m.	Hráz				
				délka (m)	výška (m)	šířka (m)	objem (tis. m3)	plocha (ha)
Láz	Litavka	51,37	643	245	15,7	5	829	15,5
Pílská	Pílský potok	3,5	672	380	19	5	1600	20,79
Jince	Ohrazenický potok	6	370					
Obecnice	Obecnický potok	4,1	566	365	14	4	542	12
Záskalská	Červený potok	19,9	440					
Dráteník	Červený potok	18,65	410					5,1
Suchomasty	Suchomastský potok	1,47	260					



Obr. 2. 3 – Vodní nádrž Pílská (Moravec, 2007).

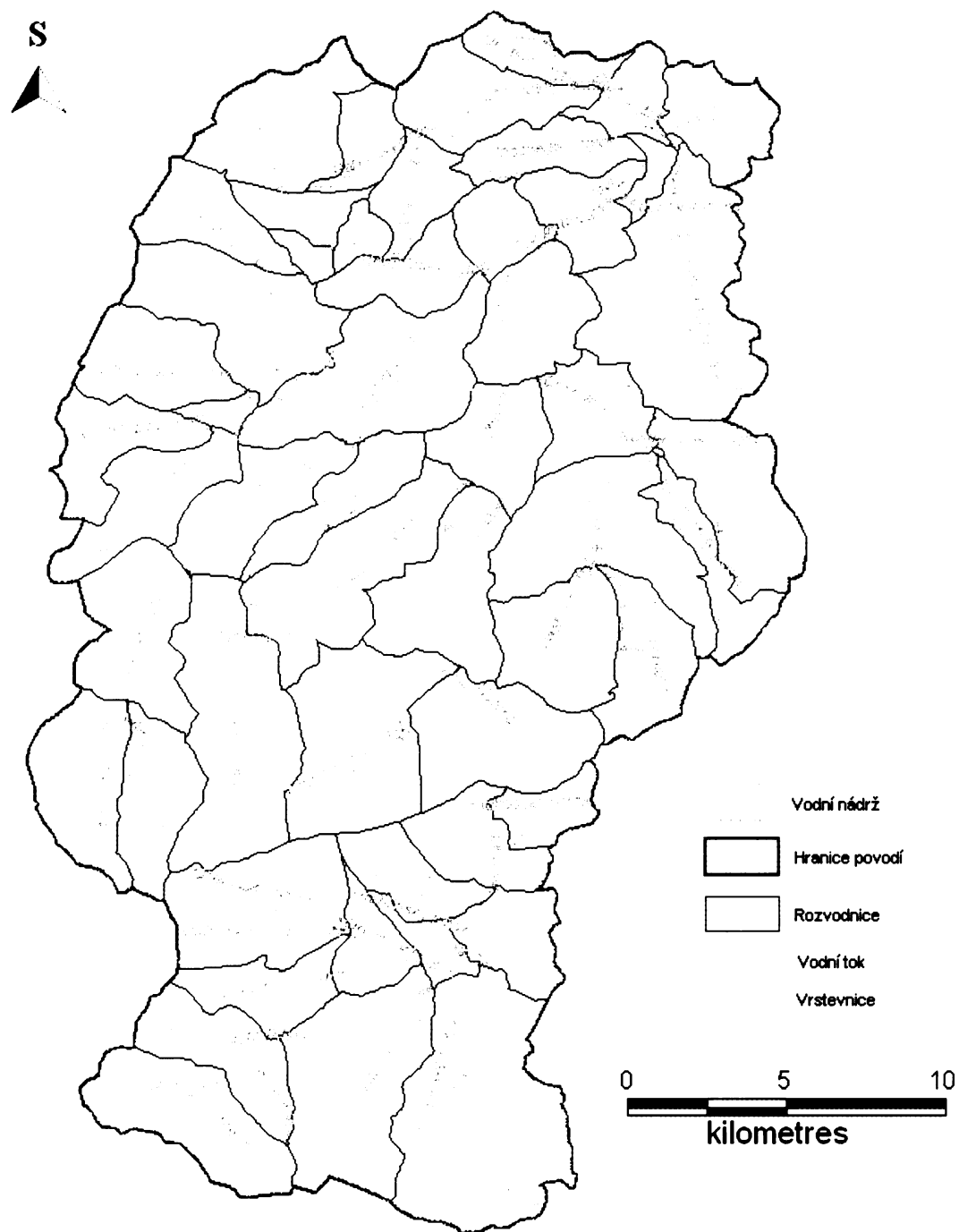
Tab. 2.4 - Vodoměrné stanice povodí Litavky (Povodí Vltavy s.p., 2007).

Stanice	Tok	Průměrný roční průtok [m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ]	Průměrný roční stav [cm]	Nula vodočtu [m n. m. ]	A [km <sup>2</sup> ]
Čenkov	Litavka	0,86	25	381,1	157,16
Beroun	Litavka	2,57	53	218,27	628,96

Tab. 2.5 – N-leté průtoky vodoměrných stanic povodí Litavky (Povodí Vltavy s.p., 2007).

Stanice	Tok	N-leté průtoky [m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ]						
			Q1	Q2	Q5	Q10	Q20	Q50
Čenkov	Litavka	10,3	17,8	31,8	45,5	62,2	89,2	114
Beroun	Litavka	28,5	55,2	100	142	190	263	327

# POVODÍ LITAVKY



Obr 2.4 - Hydrologické členění a orografie Litavky

## **2.7 Klimatická charakteristika**

Do povodí Litavky zasahují tři klimatické oblasti podle Quittovy klasifikace, chladná, mírně teplá a teplá. Chladná oblast CH 7 se nachází v nejvyšších oblastech Brd. Mírně teplé oblasti MT 3, MT 5 a MT 7 zasahují do Příbramské vrchoviny, jižní části Hořovické brázdy a oblasti Hřebenů. Mírně teplá oblast MT 11 zaujímá Karlštejnskou a Zbirožskou vrchovinu. Do obou vrchovin také okrajově zasahuje teplá oblast T2, která však hlavně zaujímá oblast severní části povodí Litavky.

Nejchladnější částí povodí (CH 7) jsou Brdy, a to díky vyšším nadmořským výškám. Průměrné lednové teploty jsou zde mezi -3 až -4 °C, červencové dosahují 15 až 16 °C. Roční průměrný úhrn srážek dosahuje asi 500 až 600 mm ve vegetačním období a 350 až 400 mm v zimním období.

Nejteplejší oblastí je Hořovická brázda v severní části povodí Litavky, která patří do teplé oblasti T2. Průměrné lednové teploty jsou zde -2 až -3 °C, červencové 18 až 19 °C a průměrné roční srážky jsou 350 až 400 mm ve vegetačním období a 200 až 300 mm v zimním období.

Klimatická klasifikace území podle Köppena odpovídá typu Dfb, což je boreální klima, a Cfb – podnebí listnatých lesů mírného pásma.

Průměrná roční teplota vzduchu se liší podle nadmořské výšky. V jihozápadní oblasti povodí Litavky, nejvyšších polohách Brd, to je 5 až 6 °C, horní tok v oblasti VVP Jince má průměrnou teplotu 6 až 7 °C, střední tok v okolí Hořovic a Hostomic 7 až 8 °C a dolní tok v okolí Zdic a Berouna 8 až 9 °C. Teplota se zvyšuje ve všech ročních obdobích směrem k severní části povodí, která je níže položena, nejteplejším měsícem je červenec, kdy je průměrná teplota v severní části povodí Litavky 18 až 19 °C, a naopak nejstudenějším měsícem je leden, kdy teploty v pramenné oblasti Brd dosahují -4 až -3 °C (Tolasz a kol., 2007).

**Srážkové úhrny** v povodí Litavky také korespondují s nadmořskou výškou. Nejvíce srážek spadne v pramenné oblasti Brd, kde roční průměr dosahuje 700 až 800 mm. Úhrny se snižují směrem k ústí, kde průměr dosahuje 500 až 550 mm. Nejdeštivějším měsícem je červen, kdy spadne průměrně 80 mm, a nejsušším je leden, kdy průměrný úhrn dosahuje 35 mm. V jednotlivých ročních obdobích vypadne 15 až 30 % celkových ročních srážek, což znamená poměrně vyrovnaný roční chod řadící území k oceánickému typu podnebí.

**Průměrný sezónní počet dní se sněhem** se opět odvíjí od nadmořské výšky, ve vyšších oblastech Brd to je 80 až 90 dní, v nižších polohách počet dní klesá na 60 až 70.

Nejvíce sněhových srážek je v prosinci 10 až 16 sněhových dní, opět podle nadmořské výšky.

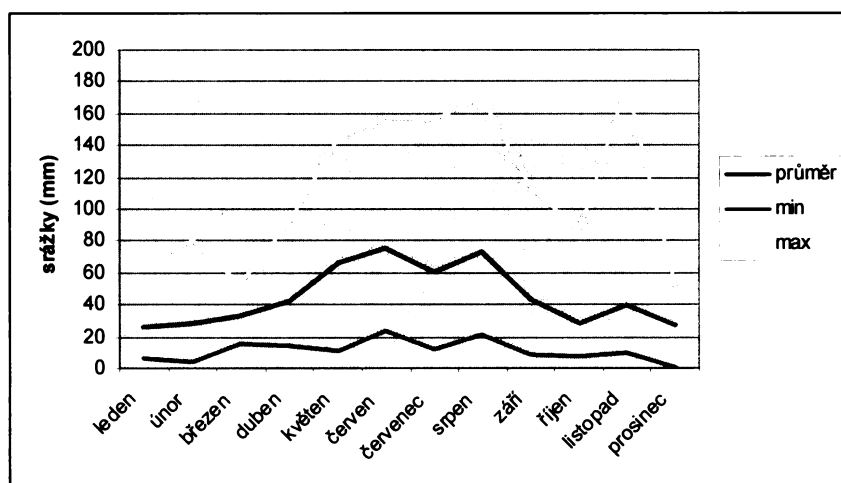
**Vlhkost vzduchu** je ovlivňována několika faktory. Je způsobena výparem vody, který je hlavní složkou koloběhu vody v přírodě a hlavním zdrojem vodní páry v atmosféře. Množství vodní páry ve vzduchu je označeno jako vlhkost vzduchu. Mění se v čase a prostoru v závislosti na radiačních a všeobecně cirkulačních poměrech. Relativní vlhkost vzduchu je dána poměrem aktuálního obsahu vodní páry ve vzduchu a maximálního možného obsahu vodní páry při dané teplotě. Vlhkost vzduchu roste s nadmořskou výškou a její roční chod je opačný než roční chod teplot. V povodí Litavky jsou hodnoty průměrné relativní vlhkosti vzduchu 75 až 85 %.

**Tlak vodní páry** je dílčím tlakem vodní páry obsažené ve vzduchu, udává se v hPa. Prostorové rozložení hodnot tlaku vzduchu odpovídá rozložení průměrných teplot vzduchu. Hodnoty v zájmovém území stoupají od pramenné oblasti k ústí od 7,5 do 9 hPa. Nejvyšší průměrné hodnoty jsou v červenci, 14 hPa a nejnižší v lednu 4,5 hPa.

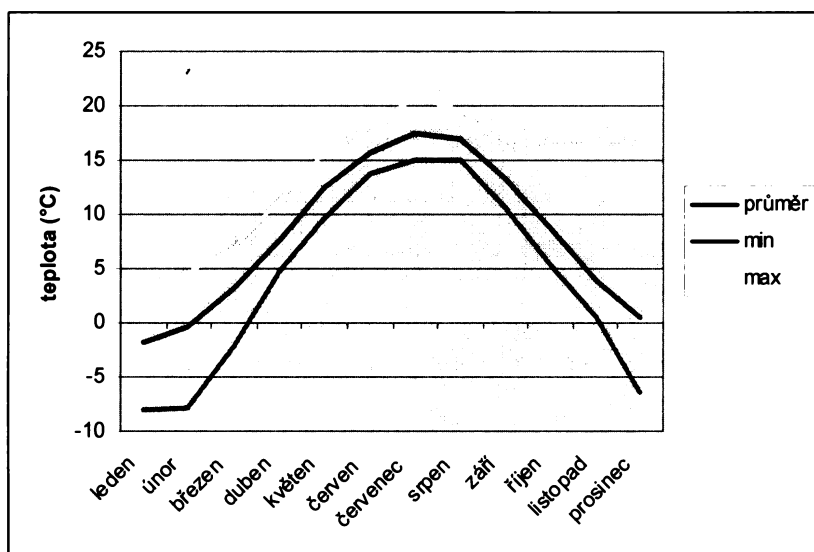
**Sytostní doplněk** určuje, jaké množství vodní páry chybí k nasycení vzduchu při dané teplotě a jeho roční chod odpovídá teplotě. Hodnoty se pohybují v rozmezí 3 až 4,5 hPa (Tolasz a kol., 2007).

Na území povodí Litavky se nachází šest srážkoměrných stanic a to v Podlesí, Zaječově, Hvozdcí, Rpetech, Zdicích a Berouně.

Klimatologické stanice se nacházejí v Příbrami a Neuměteli. V obou je automatická základní stanice měřící teplotu vzduchu a půdy, vlhkost vzduchu, rychlost a směr větru, sluneční svit, srážky, sněhovou pokrývku a atmosférické jevy (ČHMÚ, 2007).



Obr. 2.5 – Graf průměrných, minimálních a maximálních měsíčních hodnot srážkových úhrnů na stanici Neumětely (jedná se o stanici částečně ležící ve srážkovém stínu Brd).



Obr. 2.5 – Graf průměrných, minimálních a maximálních měsíčních teplot na stanici Neumětely (jedná se o stanici částečně ležící ve srážkovém stínu Brd).

## **2.8 Fytogeografie**

Vegetace v povodí hraje pro evapotranspiraci velmi důležitou roli. Od půdního pokryvu se odvíjí její hodnoty a celkový průběh vodní bilance. Kořenovým systémem stejně jako organickou hmotou v půdě roste pórovitost a díky tomu je větší infiltrace. Vegetace také zpomaluje povrchový odtok, což umožňuje vodě se více vsakovat a odpařovat.

Potenciální vegetace v povodí Litavky je tvořena převážně acidofilními bučinami a jedlinami, které tvoří bikovou bučinu. Dále se zde vyskytují acidofilní bikové jedlové, březové a borové doubravy – biková a / nebo jedlová doubrava. V okolí Jinců jsou nejčastější dubohabřiny a lipové doubravy – černýšová dubohabřina. Tyto porosty jsou dnes změněny na smrkové či borové monokultury.

Na pastvinách nebo na trvalých travních porostech se vyskytují suchomilné sekundární trávníky (PP Na horách). Vyskytují se zde xerothermní rostliny jako pelyněk ladní, chrpa porýnská, rozchodník skalní. U Křešína je lokální výskyt teplomilného koniklece lučního českého.

Hořovická brázda byla již od doby prvního osídlení z velké části odlesněna a na úživných horninách roste xerothermní květena (chráněné území Stará Ves). Jsou zde teplomilné druhy jako devaterníček šedý, kosatec bezlistý, rudohlávek jehlancovitý.

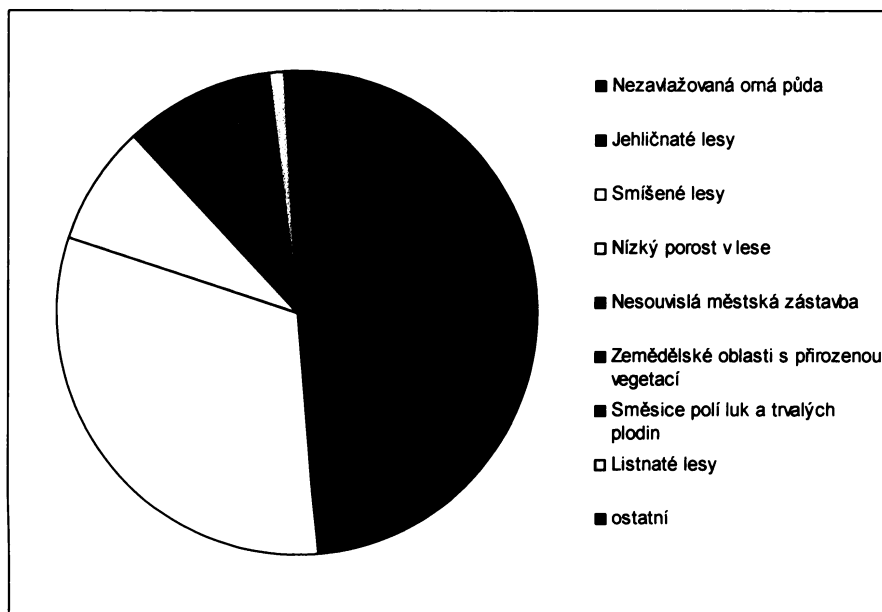
**Černýšová dubohabřina** (*Melampyro nemorisi* – *Carpinetum*) má druhové složení tvořeno převážně stinnými dubohabřinami s dominantním dubem zimním a habrem, s častou

příměsí lípy, dubu letního. Ve vyšších a inverzních polohách se také vyskytuje buk a jedle. V keřovém patře mají zastoupení mezofilní druhy opadavých listnatých lesů. Bylinné patro určují mezofilní druhy bylin nebo trav. Vyskytuje se nejčastěji ve výškách 250-450 m n. m., jen zřídka osídluje v jižních oblastech výšky do 550 m n. m. (např. Křivoklátsko). Typické dubohabřiny představovaly klimatický klimax mezofilních stanovišť rovin nebo mírných svahů. Rozsah plochy této potenciální vegetace utrpěla hlavně díky odlesňováním prováděného už od začátku neolitu.

**Acidofilní bučiny a jedliny (Luzulo-Fagion) – Biková bučina (Luzulo Fagetum)** má jednoduchou vertikální strukturu a je tvořena stromovým a bylinným patrem. Stromové patro je zastoupeno bukem s příměsí dubu zimního, méně dubu letního, nebo lípy srdčité. V bylinném patře jsou zastoupeny bika hajní (*Luzula luzuloides*) nebo metlička křivolaká (*Deschampsia flexuosa*). Vyskytuje se v nadmořských výškách 450 až 850 m n. m.. Přirozené lesní bukové porosty s příměsí klenu bývají často nahrazeny smrkovými nebo modřínovými monokulturami.

**Biková a/nebo jedlová doubrava (Luzulo albidae-Quercetum petraeae, Albieta-Quercetum)** sdružuje acidofilní bikové a jedlové doubravy blízkého druhového složení. V bikové doubravě je dominantní dub zimní, dále je zde příměs listnáčů jako je bříza, habr, buk, jeřáb či lípa srdčitá. Na sušších stanovištích to může být příměs borovice. Keřové patro je vyvinuto slabě, patro bylinné určují (sub)acidofilní a mezofilní lesní druhy. Pestré je patro mechové. Jedlová doubrava má druhově podobnou garnituru, kromě výskytu dubů a přítomnosti jedle a několika změn v patře bylinném. Vyskytují se až do výšky 700 m n. m., což se týká hlavně chladnomilnějších jedlových doubrav. Lesy blízké přirozeným zabírají méně než 1% plochy. Maloplošně jsou zachovány uvnitř lesních komplexů (např. CHKO Křivoklátsko). Značná část lesů je přeměněna na jehličnaté kultury, případně akátiny či kultury dubu červeného (Culek, 2003).

Lesní porosty v povodí Litavky zabírají celkem 40 % území, z toho je 31 % jehličnatých, 8 % smíšených a 0,8 % listnatých (Zdroj geografických dat pro GIS – archiv PřF UK, 2007). Jehličnaté lesy se nejvíce vyskytují v souvislém porostu ve VVP Jince a na Hřebenech, lesy smíšené v Křivoklátské vrchovině na SZ území. Mají velký vliv na evapotranspiraci neboť intercepce ovlivňuje povrchový odtok z území. Nejvíce vody zadržují lesy jehličnaté (zadrží až 60% spadlého deště), méně listnaté a smíšené (cca 30%). Odtok je tedy lesem ovlivňován v pramenné části povodí oblasti VVP Jince.



*Obr. 2.7 – Land use povodí Litavky (%) (Zdroj geografických dat pro GIS – archiv PřF UK).*





### **2.8.1 Biogeografické členění**

Povodí Litavky je součástí hercynské podprovincie a je tvořeno třemi bioregiony - Karlštejnským, Křivoklátským a Slapským bioregionem. Největší podíl území zabírá Karlštejnský bioregion tvořený vápencovou vrchovinou, je zde rozsáhlé krasové území charakteristické vápnomilnou biotou. Dominující vegetací je teplomilná doubrava a dubohabřina, dále skalní stepi, suťové lesy a vápnomilné bučiny. Dominuje 2. buko-dubový a 3. dubovo-bukový vegetační stupeň. Tato oblast je centrem středočeské subendemické a endemické fauny, typičtí jsou netopýři. Biota je termofytická, v Hořovické brázdě mezofytická.

Většina Křivoklátského bioregionu je tvořena vrchovinou na algonkických břidlicích a starých živných vyvělinách. Biota patří do 2. bukovo-dubového až 4. bukového vegetačního stupně. Jádro regionu je charakteristické lesy, na značné ploše s přirozenou skladbou dřevin. Bioregion náleží do mezofytika, vegetační stupeň suprakolinní až submontánní.

Slapský bioregion je tvořen převážně žulovou pahorkatinou. Do povodí Litavky zasahuje jen velmi malou částí jihovýchodně a jihozápadně od Příbrami a dominuje zde 3. dubovo-bukový a 4. bukový vegetační stupeň.

### **2.9 Chráněná území**

Na území povodí Litavky se nachází šest přírodních památek (PP), čtyři národní přírodní památky (NPP) a zasahují sem dvě chráněné krajinné oblasti (CHKO). Jde o CHKO Český kras s NPP Klonk, NPP Kotýz, NPP Zlatý kůň a NPR Koda a CHKO Křivoklátsko s PP Trubínský vrch, PP Vraní skála a PP Stará ves. Dále jsou zde samostatné přírodní památky PP Vinice, PP Na horách a PP Otmíčská hora.

V roce 1978 byla vyhlášena CHKO Křivoklátsko a je typická přirozenými lesními porosty s typickou teplomilnou florou a faunou. Která je přizpůsobena místním teplým mezoklimatickým podmínkám. CHKO zasahuje do pramenných oblastí některých levostranných přítoků Litavky (Počapelský potok a Stroupinský potok).

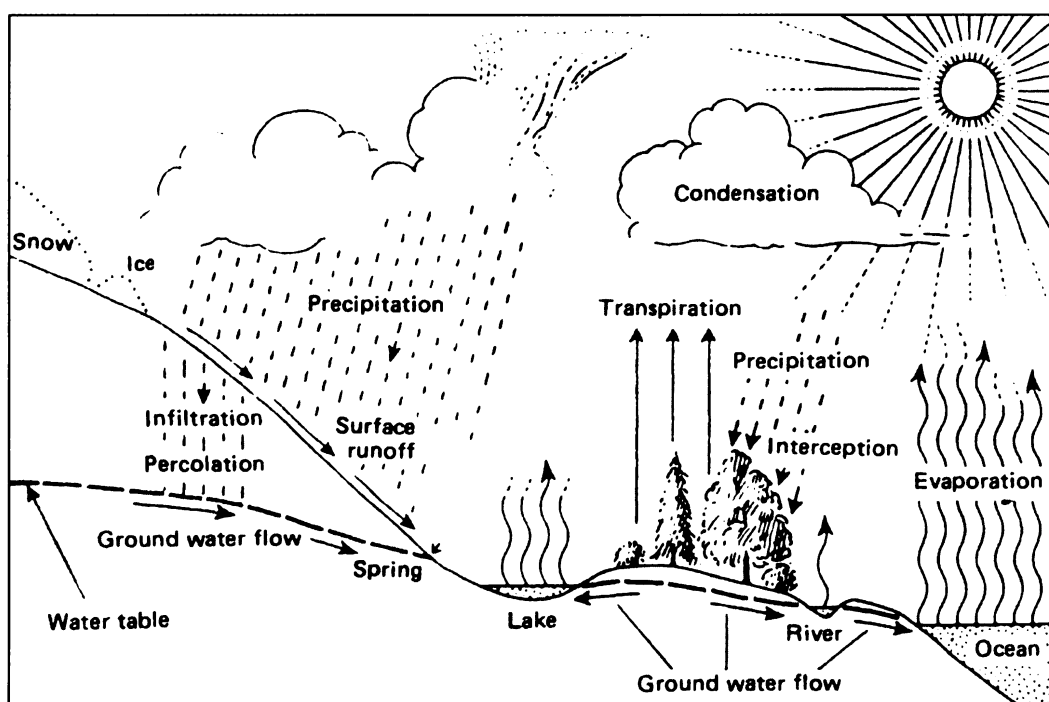
CHKO Český kras byla založena v roce 1972 a charakteristické pro ni je vápencové podloží, které zde tvoří převážnou část geologické stavby. Jsou zde krasové kaňony a rokle, mnoho jeskyň, kde rostou dubové háje s neobvyklou bohatostí bylinného patra. Do povodí Litavky zasahuje na povodí Suchomastského potoka (AOPK ČR, 2007).

### 3 EVAPOTRANSPIRACE

Evapotranspirace je fyzikální proces, kterým se voda z kapalného či tuhého stavu přeměňuje na vodní páru. Jde zároveň o primární proces, kterým se voda dostává do hydrologického cyklu. Společně se srážkami a odtokem se podílí na hydrologické bilanci v krajině a společně s odtokem a intercepcí tvoří ztrátovou složku. Příjmovou složku tvoří srážky, povrchový a podpovrchový přítok vody (Tolasz a kol., 2007).

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 (měřeno v milimetrech), která se za určitý čas uvolní do atmosféry z povrchu povodí. V mnoha prostředích má evapotranspirace dominantní vliv na vodní bilanci v povodí (Allen a kol., 1998).

Hodnotu evaporace ovlivňují především klimatické podmínky a půdní poměry. Konkrétně je významná půdní vlhkost, intenzita vzlínání vody v půdě, reliéf (sklon, expozice, nadmořská výška), hloubka hladiny podzemní vody, teplota vzduchu a teplota půdy, vítr, vlhkost vzduchu či atmosférický tlak. Jemná struktura půdy úhrnný výpar zvyšuje, stejně jako tmavá barva půdního povrchu. Na vodou nasycených půdách závisí výpar na pohybu vzduchu, dosahuje hodnoty až 10 - 15 mm za den, v podmínkách zemědělských půd dosahuje výše několika desetin až 15 mm denně. V podmínkách lesních porostů je výše výparu z povrchu půdy silně ovlivněna krytem půdy vegetací, tj. složením, strukturou a zápojem porostu. Lesy mají relativně velice nízký podíl výparu vzhledem k výparu referenčnímu z vodní hladiny, průměrně kolem 10 % (louky 25 %, pole 45 %, obnažená půda 100 %). Podmínky pro výpar jsou silně ovlivňovány také pěstebními opatřeními, např. holoseč aj. (Klimo, 1994).



Obr 3.1 - Hydrologický cyklus: Snow – sníh, Ice – ledovec, Precipitation – srážky, Surface runoff – povrchový odtok, Infiltration – infiltrace, Percolation – perkolace, Ground water flow – proud podzemní vody, Water table - vodní hladina, Spring - potok, Lake – jezero, River – řeka, Ocean – oceán, Evaporation – evaporace, Condensation – kondenzace, Transpiration - transpirace (Technische Universität Berlin, Fachgebiet Wasserwirtschaft und Hydroinformatik, 2007).

### **3.1 Potenciální a aktuální evapotranspirace**

Při popisu evapotranspirace (ET) je třeba striktně odlišovat mezi potenciální a aktuální evapotranspirací. Potenciální evapotranspirace je velikost evapotranspirace, 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. Probíhá v reálných přírodních podmínkách a její stanovení je velice obtížné (Allen a kol., 1998). Potenciální ET se stanovuje mnohem jednodušeji než ET aktuální, a její hodnoty jsou vždy vyšší. Nejvyšší rozdíly mezi aktuální a potenciální ET jsou hlavně ve vegetačním období (duben až září), naopak v zimě jsou hodnoty velmi podobné.

Vztah mezi potenciální  $E_p$  a aktuální  $E_a$  evapotranspirací je vyjádřen rovnicí:

$$E_a = k_s k_c E_p, \quad (\text{rov. 3.1})$$

kde  $k_s$  = půdní koeficient pro  $E_a$ ,  $k_s (0 \leq k_s \leq 1)$

$k_c$  = koeficient půdního pokryvu, jehož hodnota se mění podle vzrůstu vegetace,  $k_c (0,2 \leq k_c \leq 1,3)$

Aktuální ET je také možno odhadnout na základě hodnot potenciální ET. Stanovení potenciální ET je snadnější než v případě ET aktuální. Hodnota aktuální ET je závislá především na dostatečném zdroji vody. Když vegetace není schopná absorbovat vodu z půdy, pak je aktuální ET menší než potenciální. Vztah mezi nimi je dán půdní vlhkostí.

$$E_a = E_p \quad \text{pro } h \geq h_{FC} \quad (\text{rov. 3.2})$$

$$E_a = E_p \left[ \frac{h - h_{WP}}{h_{FC} - h_{WP}} \right], \quad \text{pro } h_{WP} < h < h_{FC}$$

$$E_a = 0, \quad \text{pro } h \leq h_{WP},$$

kde  $h$  = obsah půdní vláh

$h_{FC}$  = obsah půdní vláh odpovídající polní kapacitě

$h_{WP}$  = obsah půdní vláh odpovídající bodu vadnutí

(Technische Universität Brlin, Fachgebiet Wasserwirtschaft und Hydroinformatik, 2007)

## **3.2 Parametry ovlivňující evapotranspiraci**

### **3.2.1 Meteorologické parametry**

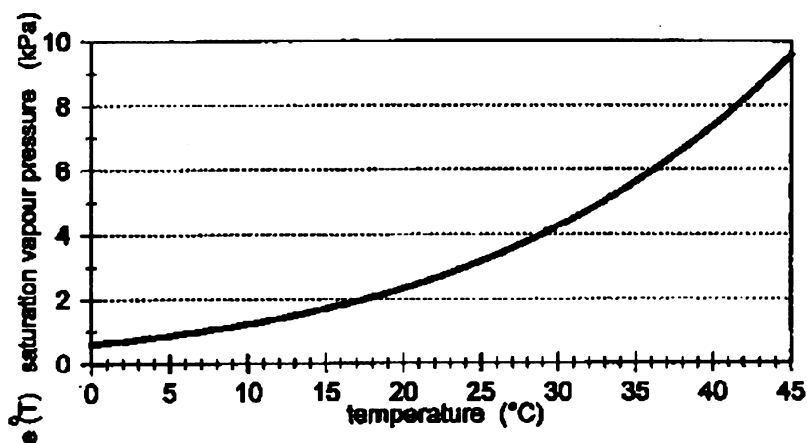
Na následujících řádcích bude popsán vliv některých nejvýznamnějších meteorologických prvků na evapotranspirační proces.

**Sluneční záření** – proces evapotranspirace je závislý na množství energie dodané k vypařování. Sluneční záření je největší energetický zdroj a je schopný přeměňovat vodu z kapalně fáze na páru. Množství energie dostupné k vypařování závisí na lokalitě a ročním období ovlivňující postavení Slunce nad horizontem, a tedy sklon dopadu slunečních paprsků. Radiační potenciál se tudíž mění se zeměpisnou šířkou a roční dobou. Současně množství záření závisí také na hustotě vzduchu a na oblačnosti, neboť mraky záření pohlcují a odrážejí. Samozřejmě že ne všechna radiační energie se spotřebuje na vypařování, podstatná část se spotřebuje na ohřívání atmosféry a půdy.

**Teplota vzduchu** – sluneční energie pohlcená atmosférou a teplo vyzařované zemí ovlivňují teplotu vzduchu. Teplo z okolního ovzduší přenáší energii na vegetaci a ovlivňuje míru evapotranspirace. Při slunném teplém dni se vypaří evapotranspirací mnohem více vody než při zataženém, chladném počasí. Kvůli nelineárním hodnotám vlhkosti požadované v Penman-Monteith rovnici se průměrná teplota vzduchu v určitém období vypočte jako průměr maxima a minima teploty vzduchu za stejné období.

**Vlhkost vzduchu** - hlavní činitel pro přenos páry díky rozdílu mezi tlakem vodní páry ve vegetaci a na zemském povrchu a okolním vzduchem. Dobře zavlažovaná půda v suchých oblastech spotřebuje velké množství vody právě na výpar díky nízké vlhkosti vzduchu. Ve vlhkých tropických regionech, přes vysoký přísun energie, vysoká vlhkost vzduchu evapotranspiraci snižuje. V takovém prostředí je vzduch blízko nasycení, a tak nemůže pojmout další vodu, a díky tomu je míra evapotranspirace nižší než v aridních oblastech. Obsah vody ve vzduchu může být určen několika způsoby. V agrometeorologii se pro jeho vyjádření používají charakteristiky tlaku vodní páry, rosného bodu a relativní vlhkosti vzduchu.

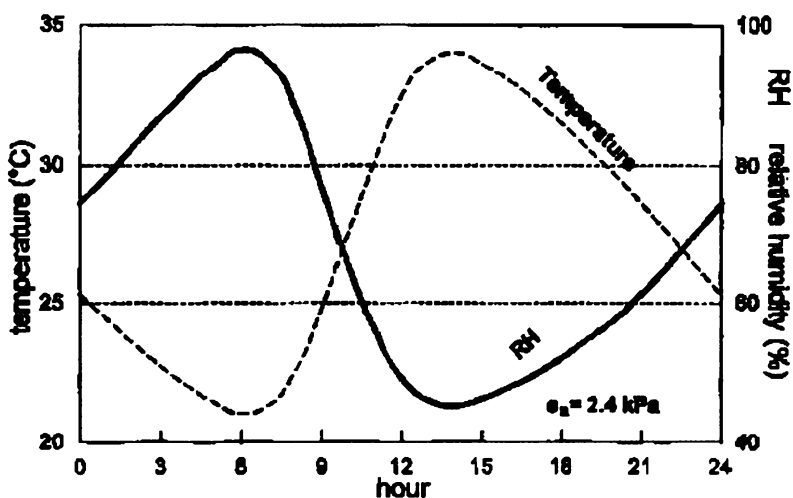
**Tlak vodní páry** – přispívá k celkovému atmosférickému vzduchu. Obsah vody ve vzduchu má přímý vztah k hodnotě částečného tlaku, který vyvíjí na zemský povrch. V momentě, kdy je vzduch nasycený a nemůže přijímat žádnou další vodu, odpovídá tlak vodní páry tzv. tlaku nasycení vodní páry. Množství vodních molekul ve vzduchu závisí na teplotě. Čím vyšší je teplota vzduchu, tím větší množství vodní páry je schopen pojmout a tím je tedy vyšší hodnota tlaku nasycení vodní páry. Když vzduch není nasycený, je skutečný tlak vodní páry nižší než tlak nasycené vodní páry. Rozdíl mezi těmito dvěma tlaky se nazývá deficit tlaku vodní páry nebo sytostní doplněk a udává přesně skutečnou kapacitu vzduchu pro pojmnutí vypařované vody.



Obr. 3.2 – Závislost hodnoty tlaku nasycení  $e^o(T)$  na teplotě vzduchu ( $^{\circ}\text{C}$ ) (Allen a kol., 1998).

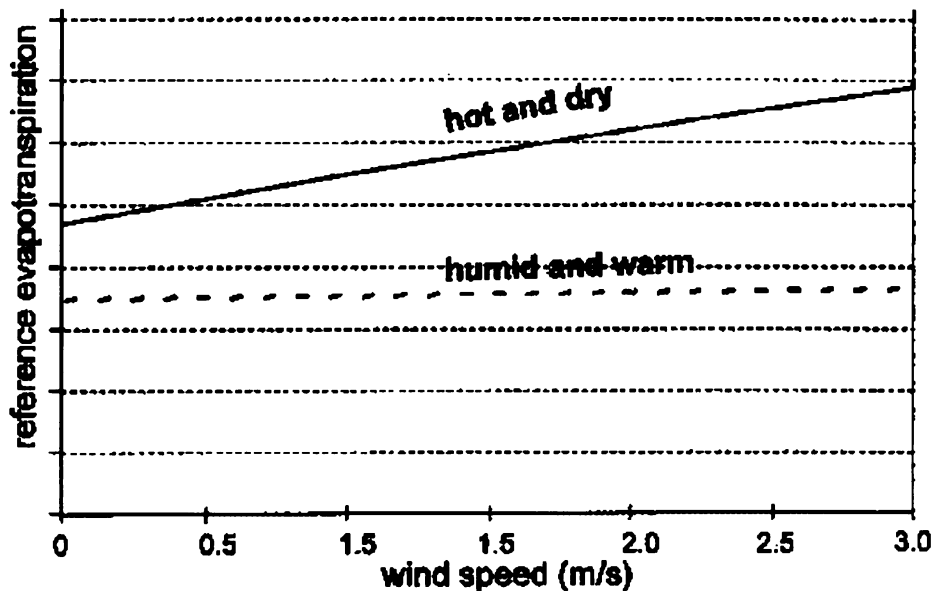
**Rosný bod** – teplota rosného bodu je teplota, na kterou je třeba vzduch ochladit, aby se stal nasyceným. Sušší vzduch má větší rozdíly mezi teplotou vzduchu a rosným bodem.

**Relativní vlhkost** – představuje stupeň nasycení vzduchu jako poměr aktuálního a nasyceného tlaku vodní páry za stejné teploty. Obvykle je uváděna v procentech, neboť hodnota je velmi malá. I když je skutečný tlak vodní páry relativně malý během dne, relativní vlhkost kolísá mezi maximem při východu slunce a minimem brzy odpoledne. Změna relativní vlhkosti vzduchu vyplývá z toho, že tlak nasycení vodní páry je dán teplotou vzduchu. Relativní vlhkost vzduchu se tak mění během dne podobně jako teplota vzduchu (Allen a kol., 1998).



Obr. 3.3 – Porovnání typického vzájemného vztahu denního chodu teploty vzduchu a relativní vlhkosti vzduchu při konstantním tlaku vodní páry 2,4 kPa, (Allen a kol., 1998).

**Rychlost větru** – průběh přenesení vodní páry do okolního vzduchu je závislý na rychlosti větru a vzdušné turbulenci. Rychlejší výměna větru nad odpařovací plochu zvyšuje ET. Když se voda odpařuje, vzduch nad vypařovací plochou se stává nasyceným, pokud tento vzduch není neustále prouděním větru nahrazován suchým vzduchem, klesá schopnost vzduchu akceptovat vypařovanou vodní páru.



Obr. 3.4 - Vliv rychlosti větru na evapotranspiraci v závislosti na klimatických podmínkách: „hot and dry“ – sucho a horko, „humid and warm“ – vlhko a teplo, (Allen a kol., 1998).

**Atmosférický tlak** – Vypařování se zvyšuje ve vysokých nadmořských výškách, a to díky nízkému atmosférickému tlaku jako projevu psychometrické konstanty. Pro zjednodušení se počítá se stálým tlakem za teploty 20 °C.

$$P = 101,3 \left( \frac{293 - 0,0065z}{293} \right)^{5,26} \quad (\text{rov. 3.3})$$

P = atmosférická tlak

z = nadmořská výška

**Skupenské teplo vypařování** – energie, která je potřeba k přeměně jednotky hmotnosti vody ze stavu kapalného do stavu plynného za konstantního tlaku a konstantní teploty. Hodnota skupenského tepla se mění s teplotou. Při vysokých teplotách je potřeba



méně energie na přeměnu než při nízkých teplotách. Hodnota latentního tepla 2,45 MJ/kg je platná pro teplotu 20 °C.

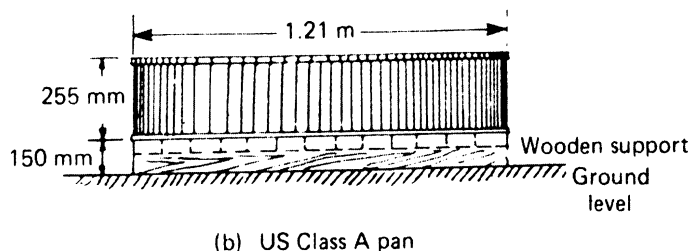
Evapotranspirace je tedy vysoká v horkém suchém počasí kvůli suchému vzduchu a množství energie dostupné jak z přímého slunečního záření, tak ze skupenského tepla. Za těchto okolností může vzduch pojmout velké množství vodní páry. Na druhou stranu v humidních podmínkách míru evapotranspirace snižuje oblačné počasí a vysoká vlhkost vzduchu (Allen a kol., 1998).

### **3.3 Přímé měření evapotranspirace**

Aktuální evapotranspirace je velmi obtížně stanovitelná, ale hraje velmi důležitou roli v hydrologické bilanci. Má značné denní a sezónní výkyvy a je závislá na mnoha faktorech. Jsou to především radiace, teplota vzduchu, vlhkost vzduchu a rychlost větru. Dále ji ovlivňují půdní a vegetační faktory – typ a druh půdy, vývojové stádium zemědělských plodin na obhospodařovaných pozemcích, způsob obdělávání, výška porostu aj.. Některé přírodní i umělé podmínky půdního prostředí jako půdní salinita, nízká úrodnost, omezené používání umělých hnojiv, nepropustné půdní horizonty, nadměrný výskyt škůdců, vedou ke snížení evapotranspirace (Allen a kol., 1998).

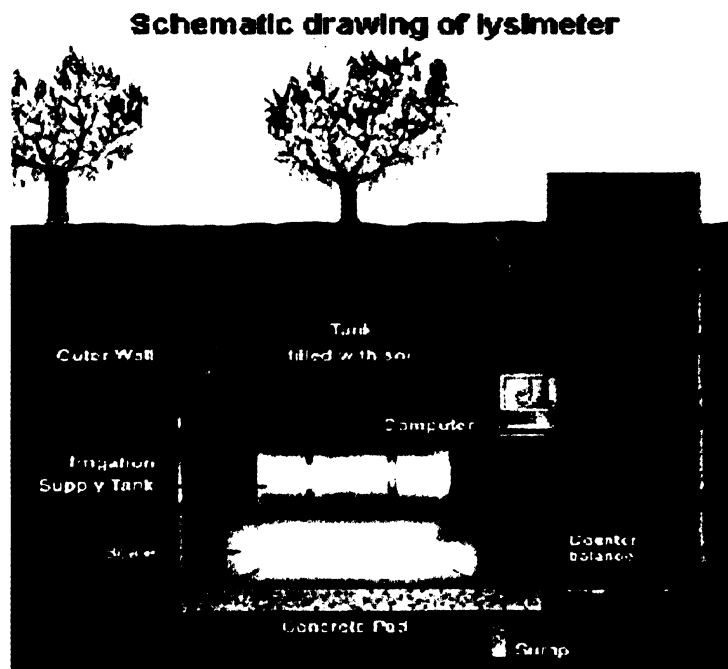
Přímé měření evapotranspirace je kvůli specifickým podmínkám fyzikálních parametrů velmi obtížné. Měřicí metody jsou drahé a vyžadují odbornou obsluhu. Proto se k měření využívají nepřímé metody, které dokáží evapotranspiraci vyčíslit díky znalosti hydrometeorologických dat běžně měřených na klimatických stanicích.

Relativně snadno lze měřit aktuální výpar. Na vybraných meteorologických stanicích se instalují výparoměry, které měří výpar z volné vodní hladiny. Kontinuálně se registrují úbytky vody výparem i vzestupy hladiny vlivem srážek. Nejčastěji se používá výparoměr Class-A-Pan o ploše 1,15 m<sup>2</sup> (Obr. 3.5). Pro stanovení evapotranspirace na základě hodnoty výparu je však výhodnější použití měření výparoměru EWM s menší zachytnou plochou 0,3 m<sup>2</sup> (korelační koeficient  $r = 0,892$ ), než z Class-A-Pan, kde je nutné provést poměrně složité korekce pro eliminaci vlivu větru (ČHMÚ, 2007).



Obr. 3.5 – Rozměry kruhového výparoměru Class –A –Pan, (Technische Universität Brlin, Fachgebiet Wasserwirtschaft und Hydroinformatik, 2007).

Na speciálních plochách je měřen také výpar z půdy. Půdní výparoměry – lyzimetry (Obr. 3.6), jsou založené na změně hmotnosti bloku půdy a vegetace dané změnou obsahu vody. Velikost plochy lyzimetru do značné míry ovlivňuje přesnost měření, doporučení WMO (World Meteorological Organization) udává plochu minimálně 2 m<sup>2</sup>. Výsledná evapotranspirace se získává výpočtem z rovnice hydrologické bilance. U lyzimetru se registruje množství přirozeně i uměle dodané vody včetně oteklé vody z půdy, měří se také půdní vlhkost.



Obr. 3.6 – Schéma automatického lyzimetru, „tank filled with soil“ – izolovaná nádoba vyplněná půdou, „Irrigation supply tank“ – zásoba vody pro závlahu, „scale“ - váha, (Technische Universität Brlin, Fachgebiet Wasserwirtschaft und Hydroinformatik, 2007)

Vzhledem k potížím s měřením evapotranspirace se pro její stanovení využívají více nepřímé metody. Jedná se například o tzv. virtuální lyzimetry založené na matematických modelech využívajících výsledků mikroklimatických měření v porostech, nebo výpočetní metody, využívající standardní meteorologická data, nebo měření výparu z volné vodní hladiny. ČHMÚ využívá pro odhad evapotranspirace metodu Penman-Monteith, jako perspektivní se jeví využít pro zpřesnění tohoto výpočtu měření výparu z volné vodní hladiny (ČHMÚ, 2007).

Také se dá měřit celkový výpar, tzn. z půdy i vegetace, je měřitelný evapotranspirometry (Tolasz a kol., 2007).

### **3.4 Metody výpočtů potenciálního výparu a evapotranspirace**

Za posledních padesát let bylo vyvinuto několik metod určení evapotranspirace, které byly odvozeny v různých podnebných podmínkách. Ukázalo se, že není možné zjišťovat evapotranspiraci globálně jediným způsobem. Pod záštitou FAO (Food and Agriculture Organization) byly prezentovány čtyři metody. Blaney-Criddle, radiační metoda, Penmanova metoda a měření výparometrem, které jsou vhodné pro výpočet potenciální evapotranspirace. Pro určení aktuální evapotranspirace je nejvhodnější metoda Penman-Monteith. Dále jsou popsány další vhodné metody pro určování evapotranspirace.

#### **3.4.1 Radiační metoda**

Radiační metoda je vhodná jen pro lokality s dostatečně velkým slunečním zářením, vysokou teplotou vzduchu a relativně malou oblačností. Vliv rychlosti větru a vlhkosti vzduchu v rovnici je relativně menší. Energetické radiační metody vycházejí především z množství dostupné energie dotující fyzikální procesy v těsné blízkosti zemského povrchu. Zdrojem této energie může být sluneční záření, radiace zemského povrchu nebo radiace odražená od atmosféry zpět k zemskému povrchu. Základní rovnice energetické bilance zemského povrchu, kterou radiační metoda využívá, se snaží co nejpřesněji vyhodnotit latentní teplo a podle jeho velikosti pak definovat intenzitu evapotranspirace (Allen a kol., 1998).

#### **3.4.2 Metoda Blaney-Criddle**

Metoda Blaney-Criddle je využitelná tam, kde jsou z meteorologických prvků k dispozici pouze údaje o teplotě vzduchu. Omezená data však limitují její použitelnost pouze na odhad ET pro delší časová období (dekáda či měsíc), nikoliv pro denní či hodinový

krok. Tato metoda byla původně odvozena pro aridní podmínky západní části Spojených států (Gupta, 2001).

$$U = \sum K_t K_c t_m \frac{P}{100}, \text{ kde} \quad (\text{rov. 3.4})$$

$U$  = evapotranspirační spotřeba (inch za měsíc)

$K_t$  = klimatický koeficient odvozený od průměrné měsíční teploty vzduchu

$K_c$  = koeficient růstové fáze vegetace

$t_m$  = průměrná měsíční teplota ( $^{\circ}\text{F}$ )

$p$  = podíl období na celkovém ročním počtu hodin denního svitu (%)

$K_t = 0,0173t_m - 0,314$ , pro  $t_m < 36^{\circ}\text{F}$  platí  $K_t = 0$ .

### **3.4.3 Penmanova metoda**

Penmanova metoda byla vyhodnocena jako nejpřesnější a dosahuje uspokojivých výsledků po dostatečné kalibraci hodnot větru. Poměrně přesná je v suchých i vlhkých klimatických podmínkách. Tato metoda byla jako jediná doporučena k standardnímu využívání. Má vysokou spolehlivost v různém prostředí i pro krátkodobé sledování.

Základní rovnice je odvozena pro výpar z volné hladiny:

$$E_p = \left( \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) E_r + \left( \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \right) E_a, \text{ kde} \quad (\text{rov. 3.5})$$

$$E_r = \frac{R_n - G}{\lambda}, \text{ kde} \quad (\text{rov. 3.6})$$

$E_o$  = evaporace z volné vodní hladiny

$\Delta$  = sklon křivky tlaku nasycené vodní páry při aktuální teplotě

$\lambda$  = skupenské teplo výparné

$R_n$  = intenzita toku radiace

$G$  = intenzita toku tepla v povrchové vrstvě vody

$\gamma$  = psychometrická konstanta

$E_a$  = aerodynamický evaporační ekvivalent

### **3.4.4 Penman – Monteithova metoda**

Penman-Monteith je modifikovaná Penmanova metoda a je závislá na několika parametrech (radiace, tepelný tok v půdě, deficit tlaku vodní páry ve vzduchu, hustota

vzduchu za konstantního tlaku, vztah tlaku nasycení vodní páry a teploty, aerodynamický odpor aj.). Monteith modifikoval Penmanovu rovnici pro výpočet evapotranspirace zavedením stomatálního odporu. Dále zavedl aerodynamický odpor, který vyjadřuje odpor při transportu vodní páry od vypařujícího se povrchu. Ten se řídí rychlostí větru a typem povrchu, resp. typem vegetačního krytu oblasti. Tato metoda je vhodná pro následné určení aktuální evapotranspirace. Vztah je dán rovnicí (rov. 3.7):

$$ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)}, \text{ kde} \quad (\text{rov. 3.7})$$

ET = evapotranspirace

$R_n$  = radiální bilance zemského povrchu [ $\text{W}/\text{m}^2$ ],

G = tok tepla v půdě [ $\text{kJ}/\text{m}^2/\text{s}$ ],

$(e_s - e_a)$  = sytostní doplněk [kPa],

$\rho_a$  = relativní vlhkost vzduchu

$\rho_a = 1,293$  [ $\text{kg}/\text{m}^3$ ],

$c_p$  = specifické teplo vzduchu  $c_a = 1005,50$  [ $\text{J}/\text{kg}/\text{K}$ ],

$\Delta$  = sklon koexistenční křivky fázového diagramu [ $\text{kPa}/^\circ\text{C}$ ],

$\tilde{\gamma}$  = psychometrická konstanta  $\gamma = 0,0663$  [ $\text{kPa}/^\circ\text{C}$ ]

$r_s$  = stomatální odpor [s/m]

$r_a$  = aerodynamický odpor [s/m]

Tato metoda umožňuje výpočet evapotranspirace pro různá časová období (měsíc, dekáda, den, hodina, apod.). Podle metodiky FAO je potřeba pro zjednodušení rovnice použít následující data:

- průměrná denní teplota vzduchu [ $^\circ\text{C}$ ], počítaná z maximální a minimální teploty vzduchu jako jejich součet dělený dvěma (pro dílčí výpočty jsou nutné extrémní denní teplotní údaje).

- průměrná denní relativní vlhkost vzduchu [%], počítaná z maximální a minimální relativní vlhkosti vzduchu (pro dílčí výpočty jsou nutné extrémní denní údaje o vlhkosti vzduchu).

- denní trvání slunečního svitu [hod].
  - průměrná denní rychlost větru, počítaná ze tří termínů 07, 14, 21 hod. [m/s].
- (Allen a kol., 1998)

Výsledkem je následně uvedená rovnice (rov.3.8) referenční evapotranspirace.

### **3.4.4.1 Referenční evapotranspirace**

Je hodnota evapotranspirace (ET) hypotetického vegetačního pokryvu, který je velmi blízký standardnímu travnímu porostu s konstantní výškou (0,12 m), plným zápojem a optimálními vláhovými podmínkami během celého roku (Obr. 7). Nejpoužívanější výpočetní metodou ET je metodika FAO založena na modifikovaném Penman–Monteith postupu (Monteith, 1965). Pro přesnost jejího výpočtu mají velký význam správně odhadnuté vlastnosti vypařujícího rostlinného pokryvu. U výpočtů v denním kroku jsou vstupními údaji např. průměrná teplota vzduchu (°C), průměrná relativní vlhkost vzduchu (%), trvání slunečního svitu (h) a průměrná rychlost větru (m/s) a další. Referenční evapotranspirace představuje hodnoty srovnatelné s výparem z volné hladiny. Velmi se blíží hodnotám potenciálním (Tolasz a kol., 2007).

Výpočet referenční evapotranspirace podle metodiky FAO je následující:

$$ET_o = \frac{0,408 * \Delta * (R_n - G) + \gamma * \frac{900}{T + 273,16} * u_2 * (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma * (1 + 0,34 * u_2)}, \text{ kde} \quad (\text{rov. 3.8})$$

$ET_o$  = referenční evapotranspirace

$R_n$  = radiace na povrchu hypotetického povrchu

$G$  = tok tepla v půdě

$T$  = teplota vzduchu ve 2 m

$u_2$  = rychlost větru ve 2 m

$e_s$  = tlak nasycení vodní páry

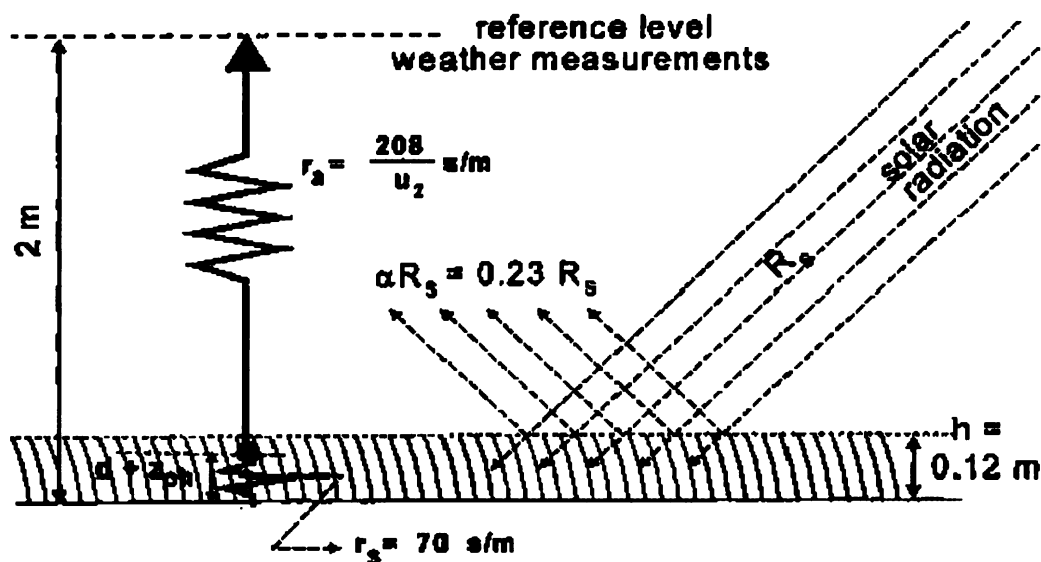
$e_a$  = tlak vodní páry

$e_s - e_a$  = sytostní doplněk

$\Delta$  = sklon křivky napětí vodních par při dané teplotě vzduchu

$\gamma$  = psychometrická konstanta

(Allen a kol., 1998)



Obr. 3.7 - Charakteristika hypotetického vegetačního pokryvu a vztahu měřených meteorologických prvků k hodnotám uvažovaným na povrchu,  $r_a$  – radiální ztráta,  $u_2$  – rychlost větru ve  $2 \text{ m}$ ,  $\alpha R_s$  – albedo,  $R_s$  – sluneční radiace (Allen a kol., 1998).

### 3.4.5 Bowenova metoda

Další metodou pro výpočet evapotranspirace je Bowenova metoda, založena na kombinaci aerodynamické metody a metody energetické bilance. V energetické bilanci se tok senzibilního tepla  $H_s$  těžko vyčísľuje. Lze však předpokládat, že velikost toku tepla spotřebovaného na výpar  $LE$  a toku senzibilního tepla  $H_s$  budou úměrné. Tato úměra je vyjádřena Bowenovým poměrem  $\beta$  (Gupta, 2001):

$$\beta = \frac{H_s}{LE} \quad (\text{rov. 3.9})$$

Bowenova metoda je vyjádřena rovnicí:

$$LE = \frac{R - G}{1 + \beta}, \text{ kde} \quad (\text{rov. 3.10})$$

$L$  = skupenské teplo vypařování

$E$  = intenzita vypařování

$R$  = radiální bilance vypařujícího povrchu nebo porostu

$G$  = intenzita toku tepla do půdy

### **3.4.6 Aerodynamická metoda**

Další důležitý faktor při stanovení evapotranspirace je schopnost přenosu vodní páry z povrchu země. Je ovlivněna vlhkostním gradientem vzduchu blízko povrchu a rychlostí větru nad povrchem. Tyto dva procesy jsou analyzovány spojením rovnic pro hmotu a pohyb ve vzduchu. Rovnice předpokládá, že ET je úměrná rozdílu tlaku nasycení vodní páry o teplotě povrchu a aktuálního tlaku vodní páry v atmosféře. Poprvé byla zapsána Daltonem v roce 1802 takto:

$$E_a = M(e_s - e_a)u_z, \text{ kde} \quad (\text{rov. 3.11})$$

$E_a$  = evapotranspirace aerodynamickou metodou

$M$  = koeficient přenosu hmoty

$e_s$  = tlak nasycení vodní páry

$e_a$  = tlak vodní páry

$e_s - e_a$  = sytostní doplněk

$u_z$  = rychlost větru

$$M = 0,622 \frac{\rho_a C_E}{\rho_w P}, \text{ kde} \quad (\text{rov. 3.12})$$

$\rho_w$  = hustota vody

$\rho_a$  = hustota vzduchu

$P$  = atmosférický tlak

$C_E$  = hodnota evaporačního koeficientu, lze zanedbat

(Gupta, 2001)

### **3.4.7 Priestley-Taylorova metoda**

Evaporace na rozsáhlých území je řízena energetickou bilancí a Priestley a Taylor upravili Penmanovu rovnici (Gupta 2001):

$$E = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r, \text{ kde} \quad (\text{rov. 3.13})$$

$E_r$  = míra evaporace

$\gamma$  = psychometrická konstanta

$\alpha = 1,3$

$\Delta$  = sklon křivky tlaku nasycené vodní páry při aktuální teplotě



### 3.4.8 Výpočet aktuální evapotranspirace

Aktuální evapotranspiraci ( $E_a$ ) lze spočítat pomocí evapotranspirace potenciální ( $E_p$ ), kterou lze určit snadněji. Jejich vzájemný vztah je dán vzorcem:

$$E_a = k_s k_c E_p, \text{ kde} \quad (\text{rov. 3.14})$$

$$k_s = \text{půdní koeficient pro } E_a, \quad k_s (0 \leq k_s \leq 1)$$

$$k_c = \text{koeficient půdního pokryvu, jehož hodnota se mění podle vzrůstu vegetace,} \\ k_c (0,2 \leq k_c \leq 1,3)$$

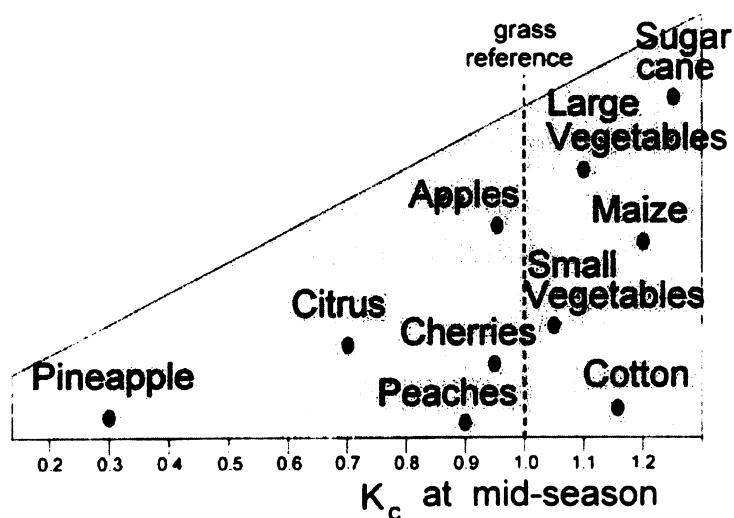
Ve vztahu je velmi důležitý koeficient půdního pokryvu a půdní koeficient. Koeficient půdního pokryvu ( $k_c$ ) má rozdílné hodnoty pro travnatý či polní porost. Také různé plodiny mají různý koeficient (Tab. 1). Další vliv na  $k_c$  má vegetační sezóna, během jejíž doby se  $k_c$  mění. Hlavní faktory ovlivňující  $k_c$  jsou typ půdního pokryvu, klima, půdní výpar a fáze vegetace. Hodnota koeficientu  $k_c$  je vztažena k referenční evapotranspiraci travního porostu (Allen a kol., 1998).

Tab. 3.1 - Koeficient  $k_c$  pro různé druhy plodin (Allen a kol., 1998).

Plodina	Kc - fáze vegetace			maximální výška plodiny (m)
	počáteční	střední	konečné	
<b>Olejniny</b>	<b>0,35</b>	<b>1,15</b>	<b>0,35</b>	
slunečnice		1,0-1,15	0,35	2,00
<b>Obilí</b>	<b>0,30</b>	<b>1,15</b>	<b>0,40</b>	
ječmen		1,15	0,25	1,00
oves		1,15	0,25	1,00
pšenice		1,15	0,25-0,4	1,00
kukuřice		1,20	0,6-0,35	2,00
proso		1	0,3	1,5
rýže	1,05	1,2	0,9-0,6	1

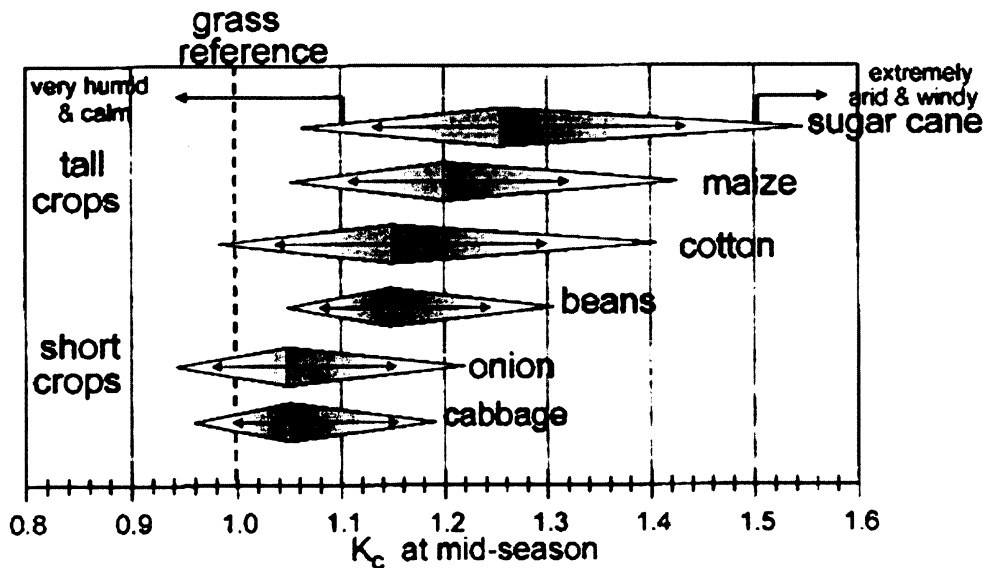
Typ půdního pokryvu ovlivňuje  $E_a$  kvůli rozdílnému albedu, výšce plodin, aerodynamickým vlastnostem a vlastnostem listů a stomat, také proto je evapotranspirace ze vzrostlé vegetace odlišná od potenciální. Činitelé, kteří jsou příčinou koeficientu  $k_c$  vyššího než 1, jsou těsný rozstup sazenic nebo vysoký vzrůst plodin a vegetace.  $K_c$  je často

o 5 až 10% vyšší než u referenční evapotranspirace (kde  $k_c = 1$ ) a dokonce i o 15 až 20% vyšší u vysokých plodin jako je kukuřice nebo cukrová třtina (Obr 3.8).



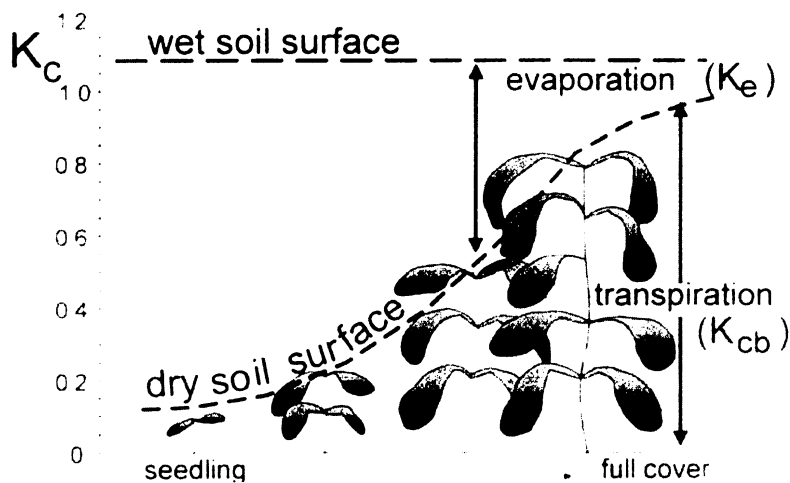
Obr. 3.8 - Typický  $k_c$  pro různé typy vegetace ve vrcholné fázi vegetace (Allen a kol., 1998). Pineapple – ananas, citrus – citrusy, Peaches – broskvoň, Cherries – peckoviny, Apples – jabloň, small vegetables – nízké druhy zeleniny, Large vegetables – vysoké druhy zeleniny, cotton – bavlna, Maize – kukuřice, Sugar cane – cukrová třtina, grass reference – referenční travní porost.

**Klima** – typické hodnoty  $k_c$  jsou za podmínek sub-humidního prostředí, s průměrnými denními minimy relativní vlhkosti vzduchu 45% a větrem 2 m/s. Změna větru způsobí změnu aerodynamického odporu a tím také hodnotu  $k_c$ . Zvláště tam, kde jsou plodiny značně vyšší než hypotetická plodina. Aerodynamické podmínky zvyšují koeficient aktuální evapotranspirace vůči potenciální, zvyšuje se s rostoucí rychlostí větru a snižující se relativní vlhkostí vzduchu (Obr. 3.9). Změny v klimatických podmínkách a počasí mají mnohem větší vliv na vyšší vegetaci než na nízkou.



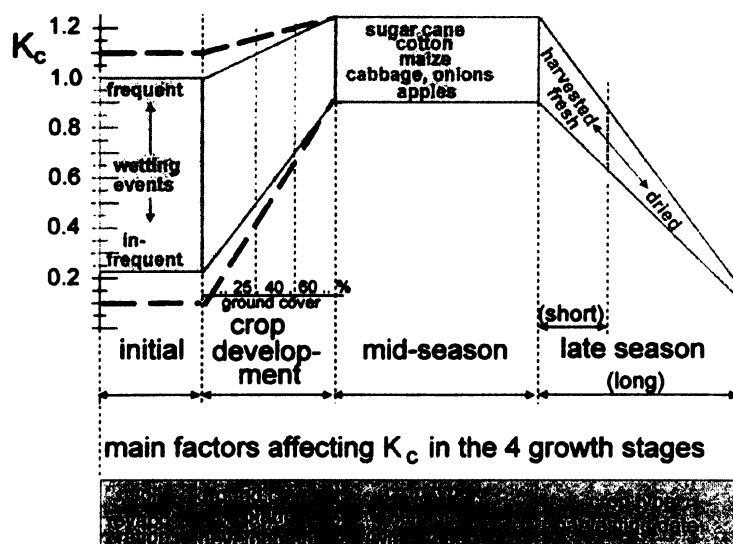
Obr.3.9 – Extrémní rozsah hodnot  $k_c$  jako důsledku klimatických podmínek a počasí (Allen a kol., 1998). Vlevo pro bezvětrné a vlhké počasí, vpravo pro velmi suché a větrné podmínky. Cabbage – zelí, Onion – cibule, beans – fazole, cotton – bavlna, maize – kukuřice, sugar cane – cukrová třtina, tall crops – vysoké plodiny, short crops – nízké plodiny, grass reference – referenční travní porost. for full grown crops as climate and weather change

**Půdní výpar** – koeficient  $k_c$  je větší než 1 tam, kde je půda vlhká díky častým dešťům nebo zavlažování. Na druhé straně, kde je půda suchá, je výpar omezený nedostupnými zdroji vody a  $k_c$  je velmi nízký.



Obr. 3.10 - Vliv evaporace na  $k_c$  (Allen a kol., 1998). Horizontální linie odpovídá  $k_c$  pro trvale vlhký povrch, křivka odpovídá  $k_c$  při suchém povrchu, ale při dostatečném zdroji vody pro rostliny v hlubších profilech půdy.

**Fáze vegetace** – vegetační fáze, půdní pokryv, jeho výška a opad listů vedou k rozdílným hodnotám evapotranspirace i koeficientu  $k_c$ . Vegetační období můžeme rozdělit do čtyř fází: počáteční, růstové, střední a pozdní období (Obr. 3.11).



Obr.3.11 - Typické rozpětí  $k_c$  pro různá vegetační období (Allen a kol., 1998).. Initial – počáteční fáze vegetace, crop development – růst rostlin, mid season – vrcholná fáze vegetace, late season – doba zralosti vegetace, ground cover – pokrytí povrchu vegetací, wetting events – rozpětí dle frekvence zavlažování.

### 3.5 Problémy určení ET

Často se stává, že potřebná meteorologická data chybějí. Proto se musí použít alternativní postupy výpočtu pro evapotranspiraci, které vyžadují jen omezené vstupy. Jako nej přesnější způsob výpočtu je většinou uvažována metodika FAO, tedy Penman-Monteith metoda, která řeší problém chybějících dat jejich odhadem na základě dalších meteorologických prvků, měření v okolních stanicích a charakteristik stanoviště.

Zjednodušení je možné až ke stanovení ET pouze z maximální a minimální teploty vzduchu, tak lze dle FAO metodu použít pro odvození 10 denní nebo měsíční evapotranspirace. Hodnoty radiačního záření mohou být odvozeny podle dat ze sousední stanice. Hodnoty vlhkosti mohou být odvozeny na základě denního minima teploty vzduchu. Odhad chybějících dat by však vždy měl být ověřen na regionální úrovni. To může být provedeno porovnáním vypočtené a „naměřené“ hodnoty ET na některé blízké meteorologické stanici s kompletními daty. Jejich poměr by měl být blízký jedné. Když se jednička příliš vzdaluje, může být použit jako korekční faktor pro výpočty omezené skupiny

dat. Pokud standardní chyba evapotranspirace překračuje 20 %, je třeba hlubší analýza metody doplnění chybějících dat, přitom vyhodnocení správnosti doplnění dat by se mělo provádět pro každý měsíční a denní odhad (Allen a kol., 1998).

Pro chybějící data o vlhkosti vzduchu, rychlosti větru a radiaci lze použít nepřímé metody jejich odhadu na základě dalších prvků.

Pokud chybí hodnoty vlhkosti vzduchu, mohou být nahrazeny odhadem z hodnot aktuálního tlaku vodní páry ( $e_a$ ), za předpokladu, že se teplota rosného bodu ( $\tau$ ) blíží k minimu denní teploty ( $T_{\min}$ ). To platí v případech před východem slunce, kdy je teplota nejnižší a vzduch je blízko nasycení a relativní vlhkost zjednodušeně dosahuje 100 % (Allen a kol., 1998).

$$e_a = e^o(T_{\min}) = 0,611 \exp \left[ \frac{17,27T_{\min}}{T_{\min} + 237,3} \right], \text{ kde} \quad (\text{rov. 3.15})$$

$e_a$  = aktuální tlak vodní páry

$e^o$  = nasycení tlaku vodní páry

$T_{\min}$  = minimalní teplota vzduchu

Vztah mezi minimální teplotou a rosným bodem platí tam, kde je půdní povrch kryt vegetací a dobře zavlažován. Ale obzvlášť v aridních oblastech tento vztah neplatí, neboť  $T_{\min}$  bývá vyšší než  $\tau$ . V takovém případě je lepší ve výše uvedené rovnici odečíst od  $T_{\min}$  2 až 3 stupně.

Měření přímého záření vyžaduje zvláštní zařízení, které bývá na meteorologických stanicích instalováno jen v omezeném množství. Pokud data chybí, přímé záření může být odvozeno z obvykle měřených meteorologických prvků: slunečního záření, teploty vzduchu a tlaku vodní páry. Pokud není měřeno sluneční záření, může být odhadnuté z délky slunečního svitu.

Chybějící data o rychlosti větru se většinou přejímají ze sousedních stanic s podobnými charakteristikami reliéfu (Allen a kol., 1998).

V povodí Litavky se nacházejí dvě klimatologické stanice – Příbram a Neumětely a šest srážkoměrných - Podlesí, Zaječov, Hvozdec, Rpety, Zdice a Beroun. Na žádné stanici v povodí, ani v jejím okolí, není prováděno měření výparu. V povodí je tedy problém s chybějícími daty a musí se pracovat s odhady z jiných parametrů.

## 4 VLIV EVAPOTRANSPIRACE V HYDROLOGICKÝCH MODELECH

### 4.1 Hydrologické modely

Hydrologické modely jsou založené na simulaci srážko-odtokového procesu, přičemž odtok z povodí je ovlivněn mnoha faktory. Jsou to například fyzickogeografické poměry jako je sklon povodí, půdní složení, vegetační pokryv a další (Critchley, Siegert, 1991).

Srážko-odtokové modely poskytují základní simulaci srážko-odtokových procesů v povodí. Jsou používány buď samostatně nebo v kombinaci např. s modelem tvorby a tání sněhové pokrývky či odtoku v říční síti (AquaLogic, 2007).

Jedním z problémů při výpočtu evapotranspirace v hydrologických modelech jsou rozdílné meteorologické podmínky v povodí. Insolace je závislá na sklonu svahů, rychlosti větru na směru větru a tlakovém gradientu, teplota na nadmořské výšce a vlhkost vzduchu na evapotranspiraci. Větší problémy jsou v kopcovité krajině s vyššími relativními výškami (Beven, 2001).

Pro hydrologické modelování existují dva základní přístupy. Prvním z nich je simulování jednotlivých odtokových epizod takzvanými událostními hydrologickými modely (event). Druhý přístup k modelování představují kontinuální hydrologické modely, které jsou počítány i mezi jednotlivými odtokovými epizodami, tak aby zachovávaly aktuální podmínky povodí v reálném stavu (nasycení půdy aj.).

Událostní modely řeší pouze izolovanou vlastní srážkovou epizodu. Přitom se v zásadě předpokládají pouze procesy rychlého odtoku. Protože je simulována pouze srážková epizoda, kdy výrazně převládá přísun vody ze srážek nad ztrátami evapotranspirací, je v tomto typu modelů evapotranspirace buď zcela zanedbávána, nebo je řešena pouze velmi zjednodušeně.

Kontinuální modely jsou naproti tomu založeny na simulaci vlhkosti půdy, a proto v nich evapotranspirace naopak hraje často velmi podstatnou úlohu. A to hlavně v období mezi srážkovými epizodami, tak aby v souladu s realitou modely dobře simulovaly odběr vody rostlinami z půdy. Událostní modely jsou zároveň schopny simulovat a poskytovat hodnoty aktuální evapotranspirace a to právě díky tomu, že kromě meteorologických vstupů mohou využívat i informace o množství dostupné vody v půdě pro ET.

Evapotranspirace do modelu často vstupuje jako křivka měsíčních průměrných hodnot potenciální evapotranspirace. Aktuální ztráta vody evapotranspirací je pak většinou řízena parametricky na základě množství dostupné vody v půdě. Právě nepřesnost a zjednodušení těchto parametrů může mít vliv na nepřesnosti simulované hydrologické

bilance v podobě obsahu vody v půdě. Nadhodnocení parametrů (křivky potenciální ET a parametru dostupnosti půdní vody pro ET) vede k přílišnému odběru vody z půdy a tím k podhodnocení nasycenosti povodí před následujícími srážkami. Pokud v takovém případě následuje srážková událost, bude hydrologický model pravděpodobně simulovat pomalejší nástup povodně a menší kulminační odtok.

Aby se popsáním problémům předešlo, dochází většinou v průběhu kalibrace k pečlivému vyhodnocení dlouhodobé hydrologické bilance srážek, odtoku a ET.

#### **4.2 Vliv vegetace na povrchový odtok**

Evapotranspirace je výrazně determinována vegetačním pokryvem. Není však jediným způsobem, kterým vegetace ovlivňuje odtok. Působení vegetace na odtok může být v jednotlivých faktorech protichůdné prostřednictvím ovlivnění ET a například infiltrace.

Monitoring vodního a teplotního režimu poskytuje údaje prokazující, že homeostatickým mechanismem, který vyrovnává režim srážek a odtoků, je retence vody v povodí a transpirace rostlin ve vegetační sezóně. Z toho vyplývá, že v podmínkách, kdy se nemění retenční schopnost povodí (zejména půdy) a plocha transpirující vegetace, se nemění ani odtokový koeficient, jako podstatný ukazatel vodního režimu povodí. A to vcelku nezávisle na druhovém složení vegetačního krytu, pokud vegetace transpiruje po celou sezónu. Změna vegetačního krytu a změna retenční schopnosti povodí může způsobit změnu odtokových maxim z přívalových dešťů, při nichž dojde ke vzniku povrchového odtoku. Podstatná změna retenční schopnosti půdy může navíc způsobit úplnou změnu hydrologického cyklu (Hruška, 2005).

Primární příčinou změny vodního režimu zemědělských nížin vůči zalesněným plochám je velkoplošné pěstování obilnin. Obilí žloutne a přestává transpirovat již koncem června, takže počínaje tímto obdobím až do konce vegetační sezóny v zemědělské krajině nepůsobí vegetace jako faktor účastnící se v hydrologickém cyklu. Vodní režim je proto méně vyrovnaný, vyskytují se dlouhá období bez deště a s vysokými teplotami vzduchu (Tesař, Šír, Dvořák, 2004). Ve zkoumaném povodí se to týká hlavně severní části povodí Litavky, kde se vyskytují převážně zemědělské plochy, narozdíl od jihovýchodního území VVP Jince, které je většinou zalesněno. Další lesnaté území do povodí zasahuje na severozápadě v oblasti CHKO Křivoklátsko.

### **4.3 Příklad vyhodnocení použití ET v hydrologickém modelu**

Pro ilustraci popsané problematiky použití ET v hydrologických modelech bylo provedeno srovnání evapotranspirace stanovené pro povodí Litavky podle metody Penman-Monteith (na základě potřebných meteorologických dat) za tři vybrané roky (1976, 1977 a 1978) a hodnoty potenciální evapotranspirace, kterou využívá model Sacramento, pro dolní část povodí. Zhodnoceny byly průměrné měsíční hodnoty evapotranspirace za dané období.

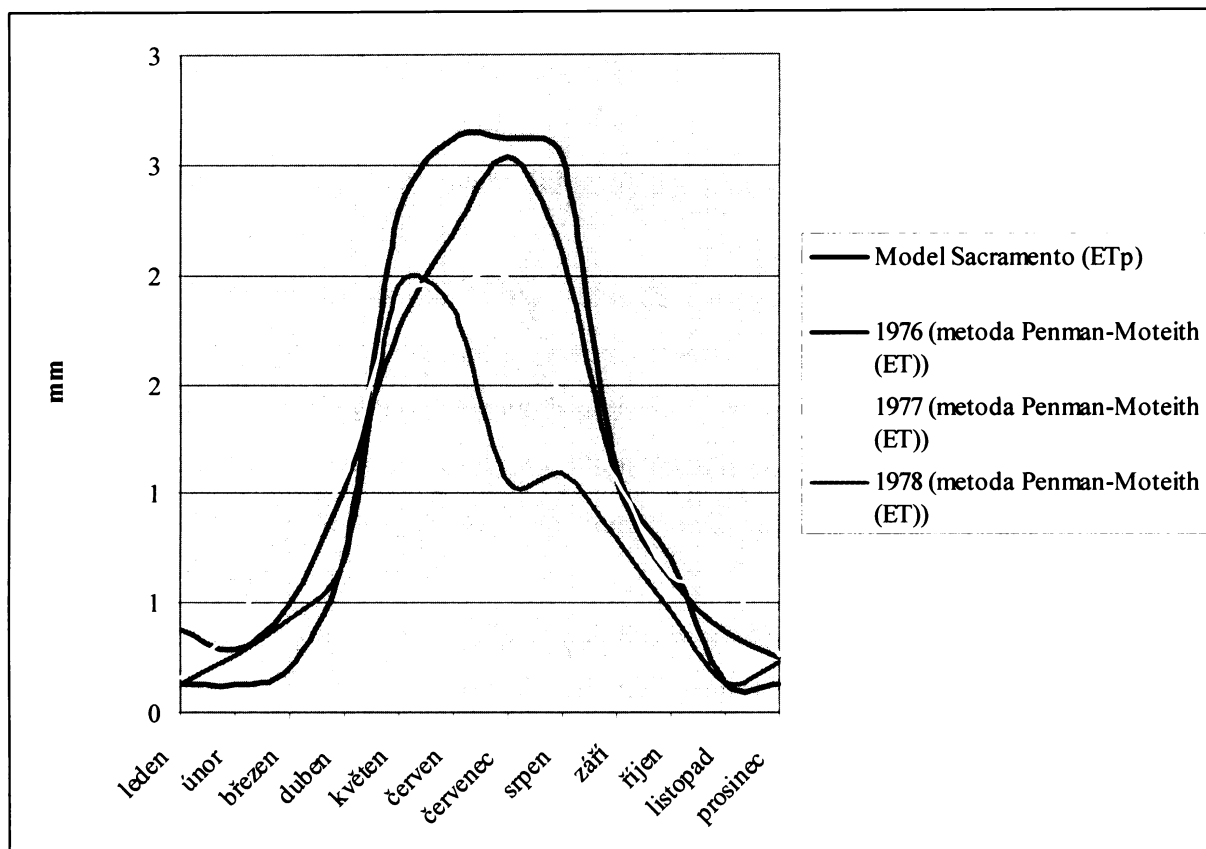
*Tab. 4.1 – Průměrné měsíční hodnoty evapotranspirace pro povodí Litavky.*

měsíc	Model Sacramento (Etp)	metoda Penman-Monteith (ET)		
		1976	1977	1978
leden	0,126	0,381	0,160	0,128
únor	0,126	0,288	0,395	0,259
březen	0,208	0,490	0,851	0,430
duben	0,707	1,015	1,064	0,686
květen	2,285	1,744	1,893	1,952
červen	2,615	2,179	1,939	1,846
červenec	2,615	2,534	1,985	1,054
srpen	2,533	2,096	1,430	1,093
Září	1,121	1,069	1,070	0,797
Říjen	0,707	0,617	0,627	0,468
listopad	0,141	0,373	0,595	0,135
prosinec	0,126	0,250	0,260	0,229

Průměrné měsíční hodnoty pro model Sacramento byly stanoveny na základě dlouhodobé kalibrace vodní bilance povodí a měly by tedy vypovídat o průměrné hodnotě potenciální evapotranspirace v daném měsíci. Přitom však nejde přímo o fyzikální vyjádření hodnoty evapotranspirace, ale o kalibrovaný parametr modelu, který by se měl fyzikálnímu vyjádření blížit. Za roky 1976 až 1978 byly na základě dat ČHMÚ vypočteny měsíční hodnoty potenciální evapotranspirace metodou Penman-Monteith. Vzájemné porovnání měsíčních úrovní evapotranspirace jsou porovnány v grafu (Obr. 4.1). Hodnoty ET použité v modelu SAC-SMA jsou v letním období (od konce května do konce do půlky září) vyšší než vypočtená ET v uvedených třech letech. Hodnoty potenciální evapotranspirace v modelu SAC-SMA v létě překračují 3 mm za den, zatímco hodnoty evapotranspirace pro Penman-Monteith metodu dosahují v letech 1977 a 1978 pouze 2 mm. V roce 1976 se však hodnoty



potenciální ET velmi přiblížily hodnotám v modelu SAC-SMA. Hodnoty v zimním období (a to od října do dubna) jsou naopak v SAC-SMA nižší než vypočtené ve třech hodnocených letech. Odchylka však opět není velká.



Obr. 4.1 - Průměrné měsíční hodnoty evapotranspirace pro povodí Litavky

Hodnoty evapotranspirace použité v modelu SAC-SMA se tedy významně neodlišují od fyzikálně smysluplných mezí. Přesto však zejména v letním období mohou rozdíly pravděpodobně výrazněji ovlivnit simulaci hydrologické bilance v půdě. Vyhodnocení právě dopadu schematizace evapotranspirace v modelu na výsledky simulací v letním období je třeba dále podrobněji vyhodnotit v následující práci v rámci dalšího studia.

## 5 ZÁVĚR

Je zřejmé, že evapotranspirace hraje velmi významnou roli v hydrologickém cyklu. Přitom lze předpokládat, že s očekávanou klimatickou změnou její význam dále spíše poroste. Přitom dosud je v hydrologických modelech zaměřených na krátkodobé hydrologické předpovědi evapotranspirace většinou výrazně schematizována.

Tato práce se zabývá zhodnocením procesu evapotranspirace jako součásti hydrologického cyklu a krátce rovněž jejím zohledněním v hydrologických modelech na příkladě povodí Litavky.

V první části bylo povodí Litavky obecně charakterizováno z hlediska geologické stavby, geomorfologických poměrů, půdní charakteristiky. Dále byly podrobněji charakterizovány jednotlivé toky v povodí a podána celková hydrologická charakteristika. Důležitou částí práce byla charakteristika klimatických podmínek, které výrazně ovlivňují evapotranspirační proces. Stejně tak byla věnována pozornost vlivu vegetace a způsobu využití území na evapotranspiraci.

Druhá část práce byla zaměřena na popis evapotranspirace jako procesu. Byly vysvětleny pojmy potenciální, aktuální a referenční evapotranspirace a byly uvedeny metody měření a výpočtu evapotranspirace, ale také problémy odvození evapotranspirace v důsledku nedostatku vstupních dat aj.

Následně byla stručně charakterizována role evapotranspirace ve hydrologických modelech.

V závěru práce byly porovnány měsíční hodnoty evapotranspirace pro vybrané roky (1976 až 1978) pro povodí Litavky vypočtené metodou Penman-Monteith s hodnotami potenciální evapotranspirace používané v operativním modelu povodí Litavky (model Sacramento).

Tato bakalářská práce by měla být podkladem pro mou další práci magisterského studia, kde bych chtěla pokračovat v tomto tématu a věnovat se evapotranspiraci a konkrétním výpočtům srážko-odtokových modelů na povodí Litavky.

## 6 SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

### Publikace:

- Allen, R. G. a kol. (1998): Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage paper 56. FAO. Rome.
- Balatka, B., Kalvoda, J. (2006): Geomorfologické členění reliéfu Čech. Kartografie Praha. Praha.
- Balatka, B., Sládek, J. (1958): Vývoj výzkumu říčních teras v českých zemích. Akademia. Praha.
- Balatka, B., Sládek, J. (1962): Říční terasy v českých zemích. Academia. Praha.
- Beven, K. J. (2001): Rainfall – Runoff Modelling. John Wiley. Chichester.
- Critchley, W., Siegert, K. (1991): Water harvesting. FAO. Rome.
- Culek, M. a kol. (1996): Biogeografické členění České republiky. Enigma. Praha.
- Culek, M. a kol. (2003): Biogeografické členění České republiky 2. díl. AOPK ČR. Praha.
- Tolasz R. a kol. (2007): Atlas podnebí Česka. ČHMÚ,UP. Praha - Olomouc.
- Daňhelka, J. (2005): Nejistota operativních hydrologických předpovědí. Disertační práce. PřF UK. Praha.
- Demek, J. (1965): Geomorfologie českých zemí. Academia. Praha.
- Gupta, R. S. (2001): Hydrology and hydraulic system. Long Grove. Waveland.
- Hruška, J. (2005): Biogeochemické cykly ekologicky významných prvků v měnících se přírodních podmínkách lesních ekosystémů NP Šumava. Česká geologická služba. Praha.
- Chlupáč, I. (1988): Geologické zajímavosti pražského okolí. Academia. Praha.
- Chlupáč, I. a kol. (2002): Geologická minulost České republiky. Academia. Praha.
- Klimo, E. (1994):. Ekologie lesa. VŠZ v Brně. Brno.
- Kohut, M. (2003): Vybrané metody výpočtů evaporace a evapotranspirace. In: Rožnovský, J, Litschman, T.: Mikroklima porostů. Sborník z mezinárodního vědeckého semináře, březen 2003. Brno, str. 172 – 186.
- Kohut, M. (2005): Referenční evapotranspirace. In: Rožnovský, J, Litschman, T.: Evaporace a evapotranspirace. Sborník z mezinárodního vědeckého semináře, březen 2005. Brno, str. 25 – 38..
- Kučera, Z. (2004): Jakost povrchových vod a specifické znečištění sedimentů v povodí Litavky. Magisterská práce. PřF UK. Praha.
- Monteith, J. L. (1965): Evaporation and Environment. 19th Symposia of Society for Experimental Biology. University Press. Cambridge.

Mísař, Z. a kol. (1983): Geologie ČSSR I.: Český masiv. SPN. Praha.

Němeček, J. (1981): Základní diagnostické znaky a klasifikace půd ČSR. Academia. Praha.

Němeček, J., Tomášek, M.(1983): Geografie půd ČSR. Academia. Praha.

ShoCart (2004): Turistický atlas Česko. ShoCart. Vizovice.

Tesař, M., Šír, M., Dvořák, I. J. (2004): Vliv vegetačního porostu a jeho změn na vodní režim půd v pramenných oblastech Krkonoš. In: Štrusa J., Mazurski K. R., Palucki A. a Potocka J. (eds.): Geoeologické problémy Krkonoš. Sborník Mezinárodní Vědecké Konference, 2003. Opera Corcontica. Szklarska Poręba, str. 30 – 37.

Tomášek, M. (2000): Půdy České republiky. Český geologický ústav. Praha.

### **Další zdroje dat:**

AOPK ČR (2007): Chráněná území. [<http://www.ceskykras.ochranaprirody.cz/> - 15.4.2007].

AOPK ČR (2007): Chráněná území. [<http://www.krivoklatsko.ochranaprirody.cz/> - 15.4.2007].

AquaLogic (2007): Hydrologické modely. [[http://www.aqualogic.cz/Slu\\_by/Produkty/Poedpovidni\\_systemy/poedpovidni\\_systemy.htm](http://www.aqualogic.cz/Slu_by/Produkty/Poedpovidni_systemy/poedpovidni_systemy.htm) 1 - 13.5.2007].

ČHMÚ (2007): Klimatologické stanice. [<http://www.chmi.cz/meteo/ok/mapyst.html> - 15.5.2007].

ČHMÚ (2007): Přímé měření ET. [<http://www.chmi.cz/meteo/ok/oba/obs/o2.html> - 15.5.2007].

Geologie Berounska (2007): Geologie. [<http://geologie-beroun.wz.cz/lokality.php/> - 8.5.2007].

Jan Moravec (2007): Vodní nádrž Pílská. [<http://www.etf.cuni.cz/~moravec/fotky/indp25.html> – 26.5.2007]

Králův Dvůr – Fotografie (2007): Litavka u Králova Dvora. [<http://foto.kraluvdvur.cz/index.php?foto=149> – 26.5.2007]

Povodí Vltavy sp. (2007): N-leté průtoky v povodí Litavky, Vodoměrné stanice. [<http://www.pvl.cz/portal/sap/cz/index.htm> - 8.4.2007].

Povodí Vltavy sp. (2007): Přítoky Litavky. [<http://www.pvl.cz/berounka-0040950F.html> - 8.4.2007].

Příbramsko.net (2007): Vodní díla v povodí Litavky. [<http://pribramsko.net/index.htm> – 18.3.2007].

Technische Universität Berlin, Fachgebiet Wasserwirtschaft und Hydroinformatik (2007):  
Hydrologický cyklus. [[http://www.wahyd.tu-berlin.de/content/mitarbeiter/tbusse/eigener\\_bereich/projects/hsm/img/hydrologic-cycle.png/](http://www.wahyd.tu-berlin.de/content/mitarbeiter/tbusse/eigener_bereich/projects/hsm/img/hydrologic-cycle.png/)  
- 8.4.2007].

Technische Universität Berlin, Fachgebiet Wasserwirtschaft und Hydroinformatik (2007):  
Potenciální a aktuální ET, Rozměry kruhového výparoměru Class-A-Pan, Schéma  
automatického lyzimetru.

[<http://www.tu-berlin.de/~kehl/project/lv-twk/images/docs/evap.doc/> - 23.5.2007]

Zdroj geografických dat pro GIS – archiv PŘF UK

