

JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH

ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA

Studijní program: B4106 Zemědělská specializace

Studijní obor: Pozemkové úpravy a převody nemovitostí

Katedra: Katedra krajinného managementu

Vedoucí katedry: doc. Ing. Pavel Ondr CSc.

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Metody hodnocení časové distribuce srážek a rozdíly v této distribuci
v rámci malého území

Vedoucí bakalářské práce: Ing. Václav Bystřický Ph.D.

Autor: Vít Mácha

České Budějovice, duben 2013

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

(PROJEKTU, UMĚLECKÉHO DÍLA, UMĚLECKÉHO VÝKONU)

Jméno a příjmení: **Vít MÁCHA**
Osobní číslo: **Z10229**
Studijní program: **B4106 Zemědělská specializace**
Studijní obor: **Pozemkové úpravy a převody nemovitostí**
Název tématu: **Metody hodnocení časové distribuce srážek a rozdíly v této distribuci v rámci malého území**
Zadávací 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 týkající se časové distribuce srážek. Bude se zabývat v literatuře popsány rozdíly ve srážkových úhrnech v různých časových intervalech mezi srážkoměry rozmístěnými na relativně malém území. Rešerše bude zpracována tak, aby sloužila jako podklad pro případné zpracování diplomové práce zabývající se touto problematikou.

Rámcový obsah literární rešerše:

Vznik a rozdělení srážek.

Popis časové distribuce srážek.

Metody hodnocení časové distribuce srážek.

Zjištěné rozdíly v časové distribuci srážek na malém území.

Rozsah grafických prací: dle potřeby
Rozsah pracovní zprávy: 40 stran textu
Forma zpracování bakalářské práce: tištěná/elektronická
Seznam odborné literatury:

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

Havlíček a kol. Agrometeorologie. SZN Praha, 1986

Serrano, E.S. Hydrology for Engineers, Geologists and Environmental Professionals. HydroScience Inc. Lexington, Kentucky, 1997, 468 s.

Maidment, D.R. (ed.). Handbook of hydrology. McGraw-Hill, New York, 1993, 1424 s.

časopisy: Hydrological processes, Journal of hydrology, Meteorological applications, Water resources management, atd.

Vedoucí bakalářské práce: Ing. Václav Bystřický
Katedra krajinného managementu

Datum zadání bakalářské práce: 8. března 2012

Termín odevzdání bakalářské práce: 15. dubna 2013



Ing. Karel Suchý, Ph.D.
proděkan pověřený vedením ZF

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

L.S.



prof. Ing. Tomáš Kvítek, CSc.
vedoucí katedry

V Českých Budějovicích dne 15. března 2012

PROHLÁŠENÍ

Prohlašuji, že svoji bakalářskou práci jsem vypracoval samostatně pouze s použitím pramenů a literatury uvedených v seznamu citované literatury. 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 jejich internetových stránkách.

V Českých Budějovicích 12.4. 2013

.....
Vít Mácha

Poděkování

Rád bych na tomto místě poděkoval panu Ing. Václavu Bystřickému Ph.D. za ochotu, cenné rady, pomoc a trpělivost při vypracování bakalářské práce. Dále bych chtěl poděkovat rodičům za podporu během mého studia.

Abstrakt

Tato práce je psána formou literární rešerše, která se zabývá časovou distribucí srážek v rámci malého území. Je zde popsán vznik a rozdělení srážek, způsoby jejich měření a typický chod srážek v různých časových intervalech. Dále se práce zabývá popisem možných metod pro hodnocení časové distribuce, především jsou zde uvedeny statistické metody. Metody hodnocení se zabývají porovnáním srážek mezi srážkoměrnými stanicemi a distribucí srážek v průběhu časového období. V této práci je také popsáno další možné využití časových řad srážkových úhrnů a to pro předpověď a nalezení pravděpodobné doby opakování některých extrémních situací, které mohou srážky způsobit. Jsou zde také uvedeny metody, které slouží k hodnocení trendů v časové řadě použitelné pro srážková data. V závěrečné části jsou popsány rozdíly distribuce srážek na relativně malých územích v různých časových intervalech (denní, měsíční, roční), jenž se vyskytují v literatuře.

Klíčová slova: srážky, měření srážek, analýza časové řady, shluková analýza, časová distribuce

Abstract

This bachelor thesis is written as a literature retrieval concerning the temporal distribution of rainfall within a small areas. The formation and classification of rainfall is described, as well as the methods of measurement and the typical course of rainfall in a different time periods. Furthermore, the work deals with the description of possible methods for the evaluation of the temporal distribution, especially the statistical methods. Methods inquire into the comparison of rainfall among the raingauge stations and the distribution of rainfall during the time period. Another possible utilization of time sequences of the precipitation amounts is also described in this thesis, namely for the forecast of probable time of repetition of some extreme situations. The methods for the evaluation of trends in time sequence are also described. The final part is devoted to the variety in rainfall distribution during a different time periods (day, month, year) on a relatively small areas.

Keywords: rainfall, rainfall measurements, time sequence analysis, cluster analysis, temporal distribution

Obsah:

1 Úvod.....	9
2 Oběh vody	10
3 Vznik srážek	12
4 Rozdělení srážek	16
4.1 Rozdělení srážek podle místa kondenzace.....	16
4.1.1 Vertikální atmosférické srážky.....	16
4.1.2 Horizontální atmosférické srážky.....	18
4.2 Rozdělení srážek podle příčin vzniku srážek.....	20
4.3 Rozdělení srážek podle charakteru jejich průběhu	21
5 Měření srážek.....	22
5.1 Pozemní srážkoměry.....	22
5.2 Radarové měření srážek.....	24
5.3 Spojení srážkoměrného a radarového měření srážek.....	25
6 Časová a prostorová variabilita srážek.....	27
6.1 Časové rozdělení srážek.....	27
6.2 Časoprostorové rozdělení srážek.....	28
7 Analýza srážkových dat.....	31
7.1 Rozbor časové řady.....	32
7.2 Statistické charakteristiky časových řad.....	33
7.3 Hodnocení variability srážek.....	37
7.4 Korelace.....	39
7.4.1 Prostorová korelace.....	41
7.4.2 Křížová korelace.....	41
7.4.3 Autokovariační a autokorelační funkce.....	42
7.5 Pravděpodobnost výskytu srážek.....	42
7.6 Frekvenční analýza srážek (průměrná doba opakování).....	43
7.6.1 Spektrální hustota.....	44
7.6.2 Teoretické rozdělení pravděpodobnosti.....	45
7.7 Analýza časo-prostorové homogenity.....	49
7.8 Regionalizace srážek.....	49
7.8.1 Shluková analýza.....	50
7.9 Hodnocení trendů a posunů.....	53
7.9.1 Metoda klouzavých průměrů.....	54

7.9.2 Stanovení a testování trendů.....	55
8 Rozdíly v časové distribuci srážek na malém území.....	58
8.1 Rozdíly během srážkové události.....	58
8.2 Rozdíly měsíčních srážkových úhrnů.....	61
8.3 Rozdíly ročních srážkových úhrnů	64
9 Závěr.....	67
10 Seznam použité literatury.....	69

1 Úvod

Atmosférické srážky jsou nedílnou součástí života kolem nás, jsou jednou ze základních složek koloběhu vody v přírodě. Slouží jako nutný zdroj pro vegetaci, v neposlední řadě jsou základní podmínkou pro zajištění dostatečného množství pitné vody. I přes všemožnou a intenzivní snahu neustále hledat zdroje pitné vody se na Zemi objevuje celá řada míst i celých kontinentů, které trpí jejím nedostatkem, což ohrožuje vlastní podstatu života na Zemi. Druhým extrémem, který mohou vyvolat atmosférické srážky silné a časté intenzity jsou naopak povodně, kterými jsou stále častěji postihováni i lidé žijící v našich zeměpisných šířkách.

Chování srážek i v relativně malých oblastech je variabilní a proto vzrůstá neustále význam získávání co nejpřesnějších hodnot, které se dají empiricky využít jako podklad pro další zpracování. Vyhodnocování srážek je důležité pro předpovídání standardních a extrémních srážkových událostí, dále pro celou řadu hydrologických činností, pro plánování odvodnění v regionech, projektování vodohospodářských staveb, k navrhování protipovodňových a bezpečnostních opatření sloužících k ochraně obyvatelstva a pro mnoho dalších oblastí hospodářství zejména pro zemědělskou výrobu.

Všeobecně se dá předpokládat, že časové rozdělení srážek je závislé především na klimatických podmínkách, nadmořské výšce, geografické oblasti, struktuře krajiny a ročním období, ve kterém se sledování provádí. I při vnímání těchto faktorů jsou však srážky ovlivňovány především svoji dynamikou, neustále mění svoji formu a intenzitu při průchodu danou oblastí. Tím se stávají jedním z nejobtížněji stanovitelných atmosférických parametrů jak v čase tak v prostoru.

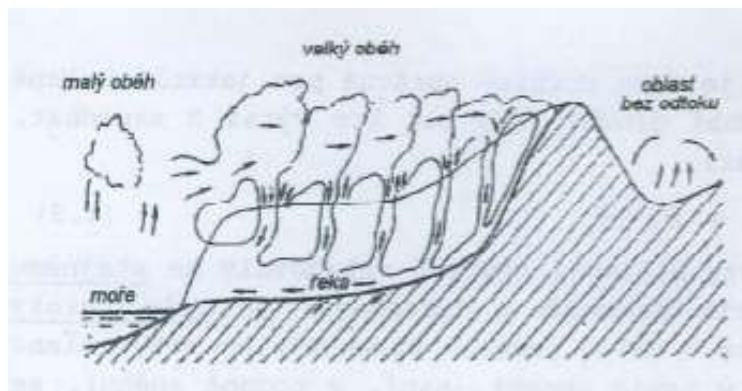
Cílem práce je popsat vznik a rozdělení srážek, zhodnotit časové rozložení srážek v regionu v relativně malých oblastech, popsat metody získávání a vyhodnocování dat na srážkoměrných stanicích a rozdíly ve srážkových úhrnech v různých časových intervalech mezi srážkoměry.

2 Oběh vody

Voda jako základní přírodní zdroj je předpokladem veškerého organického života na Zemi. Zcela jedinečný je význam vody v jejím koloběhu v přírodě. Dostatečné množství vody v přiměřené jakosti vždy bylo a zůstává významnou kvalitou životního prostředí (Tlapák a kol., 1992). Voda se může za běžných meteorologických podmínek v atmosféře vyskytovat ve třech skupenstvích. Vodní pára se v ovzduší chová jako reálný plyn, tedy řídí se přibližně stavovou rovnicí, pokud ovšem nejde o páru nasycenou. Množství vodní páry i vody v ostatních dvou skupenstvích je ve vzduchu prostorově i časově velmi proměnlivé. V atmosférických podmínkách může vodní pára přecházet v kapalnou vodu kondenzací nebo přímo sublimovat v led (Bednář, 2003).

Voda v přírodě se vyznačuje i při svých velkých hmotách výjimečnou pohyblivostí, je v neustálém pohybu. Jednak se přemísťují vodní masy ve stavu kapalném (i pevném) z výše položených míst do nižších působením zemské tíže, jednak vlivem sluneční energie v plynném skupenství opačným směrem. Tento neustálý pohyb vody v přírodě – nazývaný oběh vody na Zemi, lze znázornit schematicky (Krešl, 2002) (viz. obr.1). Brutsaert (2005) považuje za hlavní složku hydrologického cyklu atmosférické srážky, které spolu s teplotou vzduchu jsou základním činitelem určující ráz krajiny, a tvrdí, že v místech kde nejsou srážky, nemůže docházet k oběhu vody. Mezi další základní složky hydrologického cyklu patří kromě srážek také výpar, povrchový a podpovrchový odtok. Chování vody v různých fázích cyklu je nevyzpytatelné v čase a v prostoru, což může způsobit extrémní povodně nebo sucho (Bedient a Huber, 1988). Podmínkou vyrovnaného stavu vody v přírodě je její oběh. Nypl (1986) připomíná rozdělení koloběhu vody (viz obr. 1) na velký oběh vody, oběhy mezi pevninou a mořem a malý oběh vody, který je jen nad hladinou moří nebo na malé části Země. Malý oběh vody má z hydrologického hlediska pro hospodaření s vodou největší význam. Uplatňuje se zde kondenzace ovzdušných par jak na zemském povrchu, tak i v půdě, vývěry podpovrchových vod, odběr půdní vody vegetací apod. Cílem všech vodohospodářských opatření v přírodě je udržet maximální možné množství vody právě v tomto malém oběhu (Tlapák a kol., 1992). Racionálními a koordinovanými přístupy, jak uvádí Škopek (1996), lze při pozemkových úpravách na zemědělském půdním fondu docílit a zajistit zvýšení retenčních a retardačních účinků, zejména ve srážkoodtokové fázi koloběhu vody v krajině. Pozemkové úpravy jsou v současné době významným nástrojem nejen při ochraně a tvorbě zemědělské krajiny, ale i při

ochraně vodní komponenty v krajině.



Obr. 1: Malý a velký oběh vody Zdroj: Kemel (2000)

3 Vznik srážek

V přirozených podmínkách (zejména v atmosféře) neexistuje suchý vzduch. Vždy je v něm obsaženo určité množství vodní páry jako nedílná součást plynů, které vzduch tvoří. Toto množství označujeme jako vlhkost vzduchu. Na rozdíl od ostatních složek (kyslíku, dusíku atd.) má vodní pára ve vzduchu rozhodující význam pro řadu důležitých atmosférických jevů. Obsah vodní páry ve vzduchu podmiňuje mnoho meteorologicky významných jevů. Patří mezi ně například všechny kondenzační děje - tedy tvorba oblačných systémů, vznik srážek atd. Přes značnou složitost jevů existují některé základní podmínky a předpoklady pro vznik oblaků:

- přítomnost kondenzačních jader ve vzduchu
- nasycení vzduchu v okolí kondenzačních jader vodní párou

Základním procesem, nezbytným pro vytvoření oblaků, je kondenzace vodní páry. Je to fyzikální proces, při kterém dochází ke zkapalnění vodní páry obsažené ve vzduchu. Proces přeměny vodní páry přímo v tuhé produkty označujeme pojmem desublimace. Kondenzace jako fyzikální proces zahrnuje jednak přenos vody, jednak přenos tepla, které se při kondenzaci nebo desublimaci uvolňuje (Havlíček a kol., 1986). Z termodynamických úvah i z laboratorních výsledků však vyplývá, jak uvádí Kopáček a Bednář (2005), že v homogenním plynném prostředí je vznik zárodků kapiček vody spontánním spojováním jednotlivých molekul H_2O nesmírně energeticky náročným a statisticky nepravděpodobným dějem, který by mohl v potřebném rozsahu nastávat až při přesycení vodní páry o řádově několik stovek procent. Na druhé straně empirická zkušenost ukazuje, že v reálné atmosféře dochází ke kondenzaci prakticky ve všech případech, kdy je dosaženo stoprocentního nasycení vodní páry vůči rovinnému vodnímu povrchu. Jediné možné vysvětlení pak spočívá v existenci určitých aerosolových částic přítomných v ovzduší, které v důsledku svých vhodných fyzikálně-chemických vlastností mohou působit jako účinná centra kondenzace a usnadňovat tak vznik zárodků vodních kapiček. Je zřejmé, že zásoba vodní páry obsažená v oblačném vzduchu, nemůže v žádném případě postačovat k tomu, aby všechny tyto kapičky postupně narostly do rozměrů dešťových kapek, jejichž pádová rychlost daná rovnováhou mezi silou tíže a silou odporu vzduchu vůči pohybu kapky by převyšovala rychlost vzestupných proudů vzduchu obvykle existujících uvnitř oblaku. Mechanismus vzniku padajících atmosférických srážek (deště, mrholení, sněžení, krup, atd.) tedy musí spočívat v tom, že z určitého důvodu část maličkých oblačných elementů, tj. vodních kapiček, popř. ledových částic, začne intenzivně narůstat na úkor ostatních (Bednář, 2003).

Podstatu narůstání částic v oblacích popisuje Havlíček (1986) a Bednář (2003). Přes velkou složitost jevů uvnitř oblaků, které jsou stále předmětem studia, je možno charakterizovat dvě základní příčiny narůstání částic:

1. Koalescence je difúzní přenos vodní páry, který probíhá v oblaku, kde je nad částicemi nestejně napětí nasycené vodní páry. Takový stav je zejména v tzv. smíšených oblacích, kde jsou vedle sebe ledové i kapalně částice. Protože nad ledem je vždy menší napětí nasycení, přechází vodní pára z kapiček na led a ledový krystal roste na úkor vodních kapiček. Z obdobných příčin rostou chladné částice na úkor teplejších, větší na úkor menších apod. (Havlíček a kol., 1986). Po dosažení kritické velikosti, kdy jejich pádová rychlost převyšuje rychlost vzestupných pohybů vzduchu v oblaku, začnou ledové částice padat dolů, v oblasti pod hladinou teploty 0 °C (hladina nulové izotermy) tají a mění se v dešťové kapky. Tento typ vzniku srážek podle Bednáře (2003) je typický pro mírné a vyšší zeměpisné šířky.
2. Koagulace, která je v podstatě spojování oblačných kapalných částic při jejich přiblížení. Dochází k ní však v podmínkách, ve kterých hydrodynamické síly brání hromadnému uplatnění tohoto jevu. Pro koagulaci jsou vždy lepší podmínky u větších částic (nad 20 µm) (Havlíček a kol., 1986). Takto vzniklé relativně větší kapky pak zachycují při vzájemných srážkách menší kapičky (koalescence – vzájemné splývání srážejících se kapek) a narůstají do takových rozměrů, že začnou padat skrze vzestupné proudy vzduchu formující oblak, při pádu dále urychleně narůstají koalescencí s malými kapkami a dorostou-li určité velikosti (poloměr asi 2-5 mm podle konkrétních podmínek uvnitř oblaku), samovolně se rozpadají na několik málo větších zbytků a značný počet mikroskopických kapiček. Vlastní příčinou jejich rozpadu je skutečnost, že blána povrchového napětí už není schopna udržet pohromadě narůstající objem vody a praská. Větší zbytky jsou pak vzestupnými proudy vzduchu znovu unášeny vzhůru, přičemž opět narůstají koalescencí, znovu začnou padat a celý proces se opakuje. Tímto způsobem vznikne uvnitř oblaku jakousi „řetězovou reakcí“ zásoba větších vodních kapek a stačí pak impulz například v podobě oslabení vzestupných proudů vzduchu působením tíže nahromaděné vody, aby došlo k jejich vypadnutí. Podmínkou pro vznik srážek podle koalescenční teorie je dostatečně velký obsah vodní páry a kapalně vody v oblaku, což je typické zejména pro oblaky v rovníkové zóně (Bednář, 2003).

Vylučování srážek z oblaků

Všeobecně platí, že srážky nevypadávají z oblaků stejnorodého složení tvořených pouze ledovými krystalky nebo vodními kapénkami. V takových oblacích nejsou podmínky k narůstání částic. K uvolňování a vypadávání srážek musí být splněn předpoklad, že postupným zvětšováním hmotnosti částic jsou překonány síly, působící v rámci vzestupného proudění vzduchu proti propadávajícím částicím.

Částice malých rozměrů (0,5 – 20 μm) jsou stále strhávány i velmi malým prouděním a ve vzduchu se vznášejí. K udržení částic v rovnováze (bez tendence propadávání) je potřeba tím větší rychlost výstupných proudů, čím větší hmotnost má částice. Dešťové kapky mohou vypadávat do průměru 7 mm. Větší se tříští na menší. Proto také při rychlosti výstupných proudů nad 8 m/s dešťové srážky vůbec nevypadávají. Mohou však vypadávat kroupy (Havlíček a kol., 1986).

Charakteristika vertikálních atmosférických srážek

Havlíček a kol. (1986) definují tyto srážkové charakteristiky jako:

- a) denní, měsíční a roční úhrny a jejich extrémny
- b) počet dní se srážkami $>0,1$ mm, $> 1,0$ mm a $> 10,0$ mm, s bouřkou, rosou, sněžením, a sněhovou pokrývkou
- c) srážkovou pravděpodobnost a pravděpodobnost dní s určitou charakteristikou
- d) intenzitu a rozdělení srážek (%)
- e) průměrné denní srážky, které se vypočítají, jestliže se dělí úhrn srážek za určité období počtem srážkových dní (srážky $> 0,1$ mm)
- f) hustotu srážek, která je dána počtem dní, na něž připadá jeden den se srážkami

Pro porovnání charakteristik ročního chodu srážek více srážkoměrných stanic se používá srovnání kumulativních úhrnů (mm), měsíčních úhrnů (% ročního úhrnu) a kumulativní úhrny (% ročního úhrnu).

K základním charakteristikám srážkového režimu patří zejména doba trvání srážek, popř. jejich začátek a konec (v minutách a hodinách), jejich celkové množství (v mm, v l/m^2), vodní hodnota tuhých srážek (v mm), intenzita srážek (v mm/min nebo mm/h) a časové a prostorové rozložení srážek. Množství kapalných srážek, popř. vodní hodnota tuhých srážek, se vyjadřuje v milimetrech a v meteorologii se udává za 24 hodin s přesností na 0,1 mm. Je to výška, do které by na povrchu země sahaly spadlé nebo usazené srážky v kapalném skupenství nebo voda vzniklá rozpuštěním tuhých srážek, která by se nevsákla do půdy, ani neodtekla, ani se neodpařila. Jednomu milimetru srážek odpovídá objem 1 litru vody spadlé na m^2

vodorovné plochy nebo 10^6 litrů na km^2 (Kříž, 1988; Kopáček a Bednář, 2005).

Pro charakteristiku atmosférických srážek je důležité určení její intenzity a plošný rozsah, které spolu souvisejí a mají stěžejní význam pro utváření odtokového procesu. Intenzita přívalových dešťů dosahuje svého maxima v tzv. těžišti (jádro) deště, zatímco směrem k okrajům zasažené plochy klesá. Zároveň se intenzita mění následkem pohybu těžiště přívalového deště v závislosti na síle a rychlosti větru. Časově intenzita deště klesá s dobou jeho trvání (Tlapák a kol., 1992). Intenzitou srážek rozumíme množství srážek (v mm) spadlých za určitý časový úsek, obvykle za hodinu. Hodnoty intenzity srážek mají spolu s údajem o jejím trvání zásadní význam pro hydrologické účely, například v souvislosti s povodněmi. Významnou pomoc při sledování prostorového rozložení intenzity srážek dnes poskytují radarové metody měření (Kříž, 1988; Kopáček a Bednář, 2005). Havlíček a kol. (1986) tvrdí, že intenzita srážek je rovněž agrometeorologickou charakteristikou, protože může příznivě či nepříznivě ovlivnit například průběh polních prací, podmínky růstu rostlin, stav půdy, vodní erozi apod. Pro označení srážek určité intenzity a délky trvání bylo zavedeno pojmenování uvedené v tab.1

Tab. 1: Klasifikace dešťových srážek podle intenzity

Zdroj: Havlíček a kol. (1986)

Název srážek	Trvání srážek		
	1 hod	2 hod	3 hod
	množství srážek (mm)		
Slabý déšť	$\leq 1,0$	$\leq 1,5$	$\leq 2,0$
Mírný déšť	1,1-5,0	1,6-7,5	2,1-9,0
Silný déšť	5,1-10,0	7,6-10,0	9,1-11,5
Velmi silný déšť	10,1-15,0	14,1-21,0	11,6-23,5
Liják	15,1-23,0	21,1-30,5	23,6-33,0
Příval	23,1-58,0	30,6-64,0	33,1-72,0
Průtrž mračen	$\geq 58,1$	$\geq 64,1$	$\geq 72,1$

4 Rozdělení srážek

4.1 Rozdělení srážek podle místa kondenzace

Jako atmosférické srážky označujeme částice vzniklé následkem kondenzace vodní páry v ovzduší a vyskytující se v kapalně nebo pevně fázi v atmosféře, na povrchu země nebo předmětech v atmosféře. V přírodních podmínkách vzniká nepřetržitě řada produktů kondenzace a desublimace vodní páry. Podle výskytu v atmosféře rozlišujeme:

1. vertikální srážky, které jsou produkty kondenzace a desublimace ve volné atmosféře (vypadávání z oblaků)
2. horizontální srážky, které jsou produkty kondenzace a desublimace na povrchu půdy a předmětech (Nypl, 1986; Kopáček s Bednář, 2005)

Jak uvádí Brutsaert (2005) a Tlapák a kol. (1992), atmosférické srážky představují vodu nebo tuhé částice vypadávající v různých formách z oblaků na zemský povrch. Takové srážky se označují jako vertikální a k zemi vypadávají nejčastěji jako déšť, mrholení, déšť se sněhem, sněhová krupice a kroupy. Naproti tomu, jak uvádí Kříž a kol. (1988), horizontální srážky se tvoří kondenzací bezprostředně na aktivním povrchu (rosa, jinovatka, námraza apod.). Tento druh srážek však z kvantitativního hlediska není v našich zeměpisných šířkách příliš významný. Krešl (2001) uvádí, že tyto srážky mají význam spíše ekologický (fyziologický) a to zvláště rosa, která rozhoduje v suchém období o udržení turgoru rostlin a námraza svými škodlivými důsledky především v lesních porostech.

4.1.1 Vertikální atmosférické srážky

Vertikální srážky můžeme rozdělit podle skupenství na kapalně a tuhé vertikální srážky. V některých případech se může vyskytnout také forma smíšená.

Kapalné vertikální srážky

Vertikální kapalně srážky označujeme jako déšť nebo mrholení.

Déšť

Déšť je kapalná forma atmosférických srážek, dopadajících na zemský povrch ve tvaru vodních kapek. Velikost kapek se pohybuje od 0,5 mm do 6,5 mm. Maximální velikost kapek je daná rovností mezi povrchovým napětím vody a odporem vzduchu, který musí kapky při pádu překonat, přičemž hraniční hmotnost kapky je 0,2 g. Větší kapky se rozstříkují. Velikost kapky odpovídá úměrně její rychlosti pádu a je charakterizována konečnou rychlostí, tj. maximální rychlostí, při níž nastává

rovnováha mezi tíhovým účinkem kapky a odporem vzduchu (Krešl, 2001). Jak uvádí Uhlíř (1961) dešťové srážky padají k zemi různou rychlostí. Při průměru nad 5,5 mm se rychlost kapek zmenšuje, poněvadž nastává jejich deformace – zplošťuje se a tím se zvětšuje odpor vzduchu. Při dešti padají kapky různé velikosti. Výstupné vzdušné proudy v oblaku rozřídí dopadající kapky; čím je proud silnější, tím větší kapky jsou vyloučeny.

Při teplotách nižších než 0 °C se může vyskytovat mrznoucí déšť. Je to déšť, jehož kapky mrznou po dopadu na prochlazený zemský povrch nebo na předmětech, které však nesmějí být uměle ochlazovány ani zahřívány. Na povrchu půdy, na stromech, elektrických vedeních apod. vytváří bez tvarou usazeninu ledu, tzv. ledovku (Kopáček a Bednář, 2005).

Mrholení

Jako mrholení označujeme padající srážky složené z kapiček o průměru 0,05 až 0,5 mm. Vzhledem k malým rozměrům nemůžeme obvykle jednotlivé kapičky okem rozeznat. Mrholení je slabou stejnoměrnou srážkou, se značnou hustotou kapiček takže na předmětech vytvářejí souvislou vrstvičku vody. Jednotlivé drobné kapičky pro svou malou tíhu klesají v ovzduší pomalu a jsou ovlivňovány větrem, který je může zanášet i pod krytá místa. Pokud je zemský povrch podchlazen může dojít k namrzání mrholení (Kemel, 2000; Kříž a kol., 1988).

Tuhé vertikální srážky

Vertikálními tuhými srážkami rozumíme především sníh, sněhové krupky, sněhová zrna, zmrzlý déšť, kroupy apod. Z hydrologického hlediska má největší význam sníh.

Sníh

Sníh je tvořen různě uspořádanými krystalky ledu, jež narůstají na sobě často ve tvaru rozvětvených hvězdic. Při teplotách vyšších než -5 °C se tvoří kypré vločky dosahující průměru až několika centimetrů a jednotlivé krystalky ledu jsou pokryty namrzlými vodními kapičkami. Při nižších teplotách se netvoří vločky a krystalky jsou menší (Kříž a kol., 1988).

Sněhové krupky

Sněhové krupky jsou tuhé srážky o velikosti 2-5 mm, kulovitěho tvaru, jsou bílé, neprůhledné, vzhledem někdy připomínají kuličky polystyrénu. Vypadávají při přeháňkách při teplotách kolem 0°C. Při dopadu odskakují.

Sněhová zrna (též označována jako krupice)

Sněhová zrna jsou maličká, neprůhledná, obvykle zploštělá nebo podlouhlá zrna menší než 1 mm. Při dopadu neodskakují (Soukupová, 2009).

Zmrzlý déšť

Zmrzlý déšť je deštěm, při kterém vypadávají zmrzlé průzračné vodní kapky skoro kulového tvaru (s tmavším jádrem obsahujícím vodu), průměru 1 až 4 mm. Tvrdé kuličky při dopadu na zem se slyšitelně odrážejí. Zmrzlý déšť zpravidla padá na teplé frontě. Vyskytuje se pouze v zimním období za mírného mrazu při zemi (Kemel, 2000).

Kroupy

Kroupy jsou ledové částice rozdílného tvaru. Jejich velikost se pohybuje od 5 do 50 mm. Byly však pozorovány i větší útvary v cumulonimbech, protože pouze v tomto oblaku jsou podmínky pro jejich postupné narůstání a vzhledem k silným výstupným vzdušným proudům k udržení takové hmotnosti v ovzduší. K vypadávání z oblaku dojde až za podmínek, kdy hmotnost vzniklých krup překoná sílu výstupných proudů uvnitř oblaku.

Jádrem kroupy je ledová krupka, vznikající ze sněhové krupky obalením vrstvou vody. Postupné zvětšování částic je podmíněno opakovaným přemístováním částic z hladiny přechlazených kapek do hladiny ledových jader. Ve spodní vrstvě cumulonimbu, v podmínkách přechlazených kapiček, narůstá průsvitná ledová vrstva, v podmínkách ledových jader matná vrstva (Havlíček a kol., 1986).

4.1.2 Horizontální atmosférické srážky

Vznik horizontálních srážek popisuje Kopáček a Bednář (2005) jako kondenzaci a sublimaci na zemském povrchu. Ke kondenzaci dochází v tenkých vrstvách vzduchu, které přiléhají těsně k chladné zemi nebo ke studeným předmětům na ní, mohou se dotýkat s ní nebo s nimi a ochladit se až na teplotu rosného bodu, kdy dochází k nasycení vzduchu vodní parou. Pokračuje-li ochlazování dále, kondenzuje nebo sublimuje (tj. přímo přechází v led) nadbytečná vodní pára na povrchu chladných předmětů nebo na studené půdě. Přitom vznikají různé produkty kondenzace a sublimace podle toho, za jakých podmínek ochlazování probíhá.

Ovlhnutí

Ovlhnutí je tenký vodní povlak, který se vyskytuje hlavně na kamenech, zejména ale na vertikálních plochách – kmenech stromů, sloupech, zdech, většinou při zamračeném počasí v důsledku advekce teplých a vlhkých vzduchových hmot následujících po chladném počasí (Soukupová, 2009).

Rosa

Rosa vzniká kondenzací vodní páry z přiléhajícího vzduchu při kladných teplotách především na vrchní straně horizontálně orientovaných ploch, dále na povrchu půdy

a rostlinných orgánů, ale i na dalších předmětech, pokud teplota jejich povrchu klesne pod rosný bod okolního vzduchu. Ochlazení je vyvoláno ztrátou tepla vyzařováním energie. Na tvorbě rosy se projevují fyzikální vlastnosti aktivních povrchů jak z hlediska jejího nástupu, tak i z hlediska celkové intenzity rosy. Rosa se tvoří dříve a s větší intenzitou na materiálech, které mají malé měrné teplo a malou tepelnou vodivost. Povrch takových těles chladne vyzařováním rychleji. Pokud jde o povrch půdy, tvoří se z uvedených důvodů rosa intenzivněji na suché a kypré půdě a méně intenzivně na utužené a vlhké půdě. Z hlediska povětrnostních situací je pro tvorbu rosy příznivý radiační typ bezoblačné noci, s velkými ztrátami tepla z aktivních povrchů. Časově je tvorba rosy obecně vázána na období záporné radiační bilance, ale podle konkrétních podmínek jsou nástup i trvání rosy značně odlišné (Havlíček a kol., 1986).

Jíní a jinovatka

Jíní je tvořeno jemnými bílými a lesklými krystalky ledu ve tvaru jehliček, šupinek, peříček nebo vějířků, které se usazují na trávě a různých vodorovných plochách. Vzniká desublimací za podobných podmínek jako rosa. Teplota povrchu musí klesnout pod 0°C (Soukupová, 2009).

Jinovatka je kyprá krystalická usazenina bílé barvy, vytvářející ledové jehličky a visící vlákna na předmětech zasahujících do ovzduší. Je tvořena krystalky ve tvaru jehliček a vzniká při mlze nebo tzv. zmrzlé mlze za mrazu, ale při bezvětří nebo slabém proudění (Kemel, 2000; Havlíček a kol., 1986). Jinovatka se na rozdíl od jíní tvoří na elektrickém vedení, větvích, jehličích, na hranách a rozích předmětů a budov. Někdy má tvar visících vláken. Trvají-li podmínky příznivé pro její tvorbu delší dobu, jinovatka značně narůstá zvláště proti větru. Při poklepu na předměty, na nichž se usazovala, nebo při zesilujícím větru jinovatka snadno po částech odpadává (Kopáček a Bednář, 2005).

Námraza

Námraza je na rozdíl od jinovatky bělavý až šedý krystalický led usazující se na předmětech za mrazu a silného větru z mlhy. Narůstá proti větru do kuželovitých trsů tvořících husté skupiny. Námraza odolává i velmi silnému větru a usazuje-li se delší dobu, může svou tíhou lámat větve, přetrhávat dráty elektrického vedení apod. (Kemel, 2000; Soukupová, 2009). Jak uvádí Kopáček a Bednář (2005) u nás se námraza vyskytuje v zimě především ve středních a vysokých polohách, a to při teplotách do -5 °C.

Ledovka

Ledovka (ledový povlak) je průhledná ledová usazenina s hladkým povrchem, tvořící se zmrznutím přechlazených kapiček za deště nebo mrholení na vodorovných, šikmých i svislých plochách, jejichž teplota je mírně pod bodem mrazu. Může se také tvořit při teplotě předmětů mírně nad bodem mrazu, padají-li kapky silně přechlazeného deště. Stromy a dráty se pokrývají vrstvou průhledného ledu i s případnými rampouchy (Kemel, 2000). Vyskytuje se v zimě při postupu relativně teplých a vlhkých vzduchových hmot do oblastí zemského povrchu prochlazených během předcházejícího mrazivého období (například při přechodu teplých front) (Kopáček a Bednář, 2005).

Náledí a zmrázky

Náledí a zmrázky pokrývají zemský povrch nebo předměty ledovou vrstvou. Vznikají zmrznutím nepřechlazených kapiček mrholení nebo deště, případně mrznutím vody z tajícího sněhu na povrchu o teplotě nižší než 0 °C (Vysoudil, 1997).

4.2 Rozdělení srážek podle příčin vzniku srážek

Vertikální srážky jsou často klasifikovány v souladu s podmínkami, které vytváří vertikální proudění vzduchu:

Konvekční srážky

Konvekční srážky vznikají při vertikálním vzestupu vzduchu, který je intenzivně ohříván v přízemní vrstvě, dynamicky se ochladí a v krátké době dosáhne rosného bodu. Dosahují velkých intenzit a zasahují menší plochy. Tyto srážky mohou způsobit rozvodnění menších toků.

Cyklonální srážky

Cyklonální srážky jsou spojené s pohybem velkých hmot vzdušných systémů, jako je tomu v případě teplých nebo studených front. Malé hluboké cyklóny jsou doprovázeny průtržemi mračen (velká intenzita), ploché cyklóny vyvolávají vytrvalé srážky menších intenzit na velkých rozlohách. Způsobují povodně v rozsáhlých povodích.

Orografické srážky

Orografické srážky vznikají v důsledku mechanického vzestupu vlhkých vzduchových hmot nad pohoří. Srážky jsou menších intenzit, bývají však vytrvalé (Bedient a Huber, 1988; Nypl, 1986).

4.3 Rozdělení srážek podle charakteru jejich průběhu

Rozdělení vertikálních srážek podle charakteru jejich průběhu je uvedeno v Uhlířovi (1961) a Brázdilovi (1986):

Trvalé srážky

Trvalé srážky bývají na rozsáhlém území (krajinné deště), které jsou spojeny s velkoprostorovými pohyby. A to zvláště v určitých částech cyklón, brázd a ve frontogenetických oblastech výškových frontálních zón. Trvalé srážky mají menší intenzitu. Padají po dlouhou dobu, obvykle z oblaků (Nimbostrátus a Altostrátus) na teplé frontě (přesněji řečeno před ní v šířce 200 až 400 km).

Přeháňky

Přeháňky jsou typické pro teplý půlrok. Padají na menším území, mají velkou intenzitu a trvají krátkou dobu často za současného silně nárazového větru (hůlavy). Padají z mohutných konvekčních a bouřkových mraků (Cumulonimbus). Kromě toho přicházejí vždy po přechodu studené fronty v úzkém pruhu. Někdy přecházejí po přechodu studené fronty srážky zprvu přeháňkového do trvalého charakteru.

Mrholení

Mrholení je druh srážek z drobných kapek (0,05 až 0,5 mm). Padají malou sotva znatelnou rychlostí v teplé vzduchové stabilní hmotě z oblaků (Stratus až Stratocumulus), v ovzduší se vlivem i nepatrných vánků pohybují všemi směry.

5 Měření srážek

Množství srážek vypadlých na povodí je jedním z hlavních prvků bilanční rovnice, proto je nutné srážky pozorovat a měřit. Zajímá nás plošné rozložení pevných a kapalných srážek, u kapalných pak ještě sledujeme trvání a časový průběh apod. (Nýpl, 1986). K měření se využívají srážkoměry nebo radarové měření.

5.1 Pozemní srážkoměry

Pro měření srážek byly vyvinuty různé přístroje. Dva základní typy srážkoměru jsou s možností záznamu dat (ombrograf, člunkový srážkoměr) nebo bez možnosti data zaznamenávat (Maidment, 1993). Nevýhoda pozemních srážkoměrů spočívá v plošné diskrétnosti, kdy údaj získaný ze srážkoměru reprezentuje právě pouze lokalitu (bod) jeho umístění. Vzhledem k velké plošné variabilitě srážek tak může na základě bodových úhrnů dojít ke špatnému odhadu celkových srážek v povodí.

Princip měření u pozemních srážkoměrů bez možnosti záznamu dat spočívá v odečtení spadlého množství srážek dobrovolným pozorovatelem jednou denně, zpravidla k sedmé hodině ranní (SEČ) (Daňhelka, 2007). V určeném čase musí být přístroj prohlédnut a to i v případě, kdy srážky byly neměřitelné, tedy téměř žádné (neměřitelné množství 0,0 mm) a srážkoměrná nádoba se vymění za suchou. Rovněž pozorované srážky, které však již vlivem výparu nejsou ve srážkoměru znatelné, se zaznamenávají symbolem 0,0 mm (Kříž a kol. 1988). Výsledky pozorování zasílají pozorovatelé sítě srážkoměrných stanic Hydrometeorologickému ústavu, kde se posoudí a upraví tak, aby mohly sloužit k dalšímu statistickému zpracování (Dub a Němec, 1969).

Obecně pro všechny typy srážkoměrů platí, že u nich dochází při měření ke ztrátám, čili že naměřená množství srážek jsou menší než množství skutečně spadlá na povrch země. Ztráty jsou způsobeny především větrem, kdy vzhledem ke zhuštění proudnic v těsném okolí srážkoměru dochází ke zvýšení rychlosti větru a tím k vychýlení dráhy dešťových kapek a k jejich odnosu mimo záchytnou plochu srážkoměru. Velikost ztráty závisí na tvaru srážkoměru, chránění srážkoměru, rychlosti větru a na charakteru srážek (Daňhelka, 2007). Snížení tohoto nepříznivého účinku lze docílit přizpůsobením sklonu záchytných ploch nebo jednodušeji použitím větrné zábrany (Kříž a kol., 1988). Další ztráty měřených srážek nastávají vlivem spotřeby jistého množství vody na omočení stěn srážkoměru – tato voda zůstává vázána na stěnách srážkoměru a nedoteče do záchytné nádoby či snímacího zařízení. K tomuto druhu ztráty dochází zejména na počátku deště a významná je jen u deště

malé intenzity a malého celkového úhrnu, při větších srážkách je zanedbatelná. Z hlediska potřeb operativní hydrologie, kdy jsou významné právě srážky vyšší intenzity a úhrnu, ji tedy není třeba uvažovat. Ke ztrátě může docházet rovněž výparem nebo v zimním období také sublimací ze záchytné nádoby, význam tohoto procesu je však většinou velmi malý. Pro možnost pozorování srážek i v zimě jsou některé srážkoměry vybaveny vyhřívacím zařízením. Jeho účelem je rozpuštění sněhu a zjištění množství srážek vyjádřených v milimetrech obsažené vody (vodní hodnotě). Přitom při nedokonalém nastavení výkonu vyhřívacího zařízení může dojít k tomu, že sníh nejen taje, ale rovnou i sublimuje, což může vést až k nezanedbatelným ztrátám v měřeném množství (Daňhelka, 2007).

Srážkoměry, jak uvádí Smolík a Stružka (1959), mají být umístěny na volném prostranství. Není-li to možné, pak mají být vzdáleny od okolních objektů alespoň tak, jak jsou tyto objekty vysoké. Srážkoměr se umísťuje na speciální kovový nebo dřevěný podstavec který je zapuštěn do země tak, aby záchytná plocha srážkoměrné nádoby (bez nálevky) byla ve výšce 1 m nad terénem (v zimě 1 m nad sněhovou pokrývkou). Vždy je třeba dbát, aby záchytná plocha byla přesně ve vodorovné poloze.

Registrační srážkoměry

Pro sledování časového průběhu deště a jeho intenzity se používá registračních přístrojů, tzv. ombrografů neboli pluviografů. Kříž a kol. (1988) popisují srážkoměrný typ METRA IBA. Přijímací válcovitá část se záchytnou plochou 250 cm² má dno ve tvaru nálevky, z níž stéká voda do plovákové komory. Svislé táhlo plováku prochází víkem komory a na jeho horním konci je umístěno raménko s pérem, které na registračním papíru zaznamenává polohu plováku. Po straně plovákové komory z ní vyčnívá šikmo vzhůru skleněná násoska, jejíž druhý konec sahá pod dno plovákové komory do sběrné nádoby. Registrační část je konstruována analogicky jako u jiných samozápisných přístrojů – hodinový strojek otáčí válcem, na němž je navinuta registrační páska – ombrogram. Válec vykoná jednu otáčku za 24 hodin. Papír má na vodorovné ose značen čas v hodinách, na svislé ose měřítko výšky spadlého deště v mm (Nypl, 1986).

Automatické srážkoměry

Automatické srážkoměry zaznamenávají množství vody zachycené ve srážkoměru na základě měření její váhy nebo objemu a poskytují informaci rozdělenou v čase (intervaly nejčastěji v řádu minut až 1 hodiny, které lze libovolně zvolit), kterou zároveň automaticky přenášejí do operativních databází. Při jejich použití je ale třeba zohlednit další typ chyby – podcenění srážek měřicím zařízením. V případě

nejrozšířenějšího konstrukčního řešení automatického srážkoměru – člunkového srážkoměru (tipping bucket), je měření řešeno záznamem překlápění člunku (kolíčky), tvořené dvěma malými odměrnými nádobkami, jejichž velikost je odvozena tak, aby odpovídaly určitému množství srážek (0,1 mm) (Daňhelka, 2007). Každé překlopení nádoby současně znamená sepnutí elektrických kontaktů, jejichž počet se samočinně registruje. Počet sepnutí násobený objemem měrné nádoby určuje množství spadlých srážek (Kříž a kol., 1988). Při intenzivních srážkách dochází k odkapávání vody mimo člunek, který se nestačí dostatečně často překlápět, a tím k podhodnocení srážkových úhrnů. Naopak v případě teploty vzduchu okolo nuly může dojít k namrznání vody na člunku. Tím se zmenšuje objem nádobek člunku, ten se pak překlápí častěji a srážkoměr nadhodnocuje. V extrémním případě může dojít až k zaseknutí člunku v určité poloze a k jeho překlápění vůbec nedochází.

Při měření váhovými srážkoměry jsou vypadlé srážky zachycovány v nádobě, jejíž hmotnost je průběžně vážena a přepočítávána na srážkové množství. Protože dochází k dlouhodobější akumulaci vody, je třeba zajistit, aby nedocházelo k úbytku vody z nádoby evaporací. Nejčastějším řešením bývá pokrytí vodní hladiny v záchytné nádobě tenkou vrstvou oleje, která zabraňuje výparu (Daňhelka, 2007).

5.2 Radarové měření srážek

Nejdůležitější výhodou při měření srážek pomocí radaru je pokrytí, které poskytuje detekci srážkové oblačnosti na velké ploše s vysokým prostorovým a časovým rozlišením. Radar může poskytnout srážkové odhady v malých časových intervalech jako 5 min a malé prostorové rozlišení jako je 1 km² (Maidment, 1993). Daňhelka (2007) uvádí dosah meteorologického radaru do vzdálenosti v okruhu 100 až 300 km od radaru. Radar vysílá elektromagnetické pulzy o vlnové délce $\lambda = 3$ až 10 cm a zachycuje část od kapalných částic v atmosféře zpět odražené energie. Díky rotaci radaru a snímání v různých výškových hladinách je výsledkem třírozměrná informace o prostorovém rozložení oblačnosti v atmosféře.

Radar tedy měří odrazivost od vodních částic rozptýlených v atmosféře. Protože ta závisí na jejich velikosti a hustotě, měl by existovat vztah mezi radiolakční odrazivostí z_e a intenzitou srážek I . Tuto závislost popisuje semiempirický tzv. „Marshall-Palmerův vztah“.

$$z_e = a \cdot I^b$$

kde a a b jsou empiricky určené koeficienty, jejichž hodnoty se liší pro různé geografické oblasti a typy srážkové oblačnosti (Daňhelka, 2007).

Kříž a kol. (1988) poukazuje na nižší přesnost radarových údajů, což souvisí s principem měření a metodikou jeho vyhodnocování. Radarová meteorologie se při tvorbě odhadů srážek musí potýkat s mnoha problémy. S rostoucí vzdáleností od radaru většinou dochází k podceňování srážek vlivem útlumu radarového signálu při průchodu oblastí intenzivních srážek, vyskytujících se blíže radaru (ztenčení), a vlivem rozšiřování vlastního radarového paprsku (k docílení stejné intenzity odrazu je tak nezbytné větší množství kapalných částic). Problémem je rovněž fakt, že se pokoušíme odhadovat srážky dopadající na zemský povrch na základě měření v určité výšce nad terénem. Nejsme tedy schopni zjistit, k jakým procesům (například orografickému zesílení) dochází pod hladinou nejnižšího radarového paprsku, kde jsou jinak detekovány nejvyšší odrazivosti.

Velkým problémem při tvorbě odhadu srážek je také odlišná distribuce kapalných částic (a tedy odrazivost) v konvektivní a vrstevnaté oblačnosti. Je evidentní, že zvláště u vrstevnaté oblačnosti je pro úspěšný odhad srážek nezbytné radarem postihnout především nízké přízemní hladiny. Z odlišnosti vertikálních profilů je také zřejmé, že použití koeficientů v Marshallově-Palmerově rovnici by mělo být odlišné v závislosti na druhu oblačnosti, na charakteru a velikosti kapek a jejich distribuci v atmosféře (Daňhelka, 2007).

5.3 Spojení srážkoměrného a radarového měření srážek

Přesnost stanovení srážkových úhrnů je limitujícím faktorem, který zásadně ovlivňuje úspěšnost hydrologických aplikací a to bez ohledu na použitý hydrologický model, na jeho formulaci a numerickou složitost. Atmosférické srážky jsou plošně a časově velmi variabilní veličina. Nelze proto očekávat, že plošné rozdělení srážek bude možné reprezentativně popsat sítí pozemních stanic. Měření radarové odrazivosti a následné vyhodnocení srážek je naopak informací o velké plošné hustotě, která umožňuje kvantitativní odhad srážkového úhrnu na dané ploše v podstatě za libovolný časový interval. Přímé využití radarových dat při kvantitativním odhadu srážek má však řadu omezení (Sokol a Řezáčová, 2001).

Jak uvádí Biggs a Atkinson (2011) detekce chyb je rozhodující pro přesné použití srážkové předpovědi. Chyby v pozemním měření srážek jsou z velké části způsobeny především větrem. Náhodné chyby vyplývající z nepřesnosti v měření, jsou však většinou malé a dají se kompenzovat. Nepřesnosti meteorologického radaru vznikají tím, že měří odrazivost srážkových částic ve vzduchu a obvykle hlásí srážky dříve, než srážkoměr na zemi. Některé částice se však mohou rozpustit nebo vypařovat ještě předtím než dopadnou na zemský povrch. V takových případech, radar hlásí

srážky, které pozemní přístroje nezaznamenávají. Tyto chybné údaje obecně mají za následek nadhodnocování radarových srážek.

Cole a Moore (2008) uvádějí, že mnohé studie zkoumají náročnou, ale logickou kombinaci prostorových srážek radarových odhadů s více přesnějšími bodovými odhady srážek v síti srážkoměrů. Obecně ze studií vyplývá, že propojení dat ze srážkoměrné sítě a radarových odhadů srážek (tzn. očištěná radarová data), zlepšují odhad vzhledem k použití samotných radarových dat. Jak uvádí Sokol a Řezáčová (2001) pro využití radarových dat pro kvantitativní odhad plošných srážkových úhrnů se v současné době používá řada postupů.

6 Časová a prostorová variabilita srážek

Srážky se obvykle měří pomocí omezeného počtu pozemních stanic srážkoměrů, které velmi často nezachytí jejich dynamiku. Přitom data z těchto srážkoměrů jsou hlavní vstupní proměnnou v každém hydrologickém modelu. Protože jsou srážky velmi dynamickým procesem, neustále mění svoji formu a intenzitu při průchodu danou oblastí, jsou jedním z nejobtížněji stanovitelných atmosférických parametrů. Mají totiž velkou časovou a prostorovou variabilitu a diskontinuitu (Jeniffer a kol., 2010). Tato variabilita, jak je zmíněno v Maidment (1993), nemůže být dostatečně vysvětlitelná fyzikálními zákony.

6.1 Časové rozdělení srážek

V případě měření srážek v jednom bodu je nejvýraznějším parametrem popisu srážek jejich časová struktura (Brázdil a Štekl, 1986). Bodové srážky, které se získávají z pozemních měřicích stanic, mohou být vykresleny jako akumulované úhrny nebo jako množství srážek v časovém horizontu (vydatnost srážek). Akumulované úhrny se zobrazují v grafické podobě jako kumulativní křivka. Grafickým vyjádřením množství srážek v časovém horizontu je hyetograf, který zobrazuje srážkovou intenzitu v závislosti na čase (mm / hod). Hyetografy jsou často používány jako vstup do hydrologických počítačových modelů (Bedient a Huber, 1988). Kromě toho, podrobné informace o hyetografu jsou užitečné při studiu eroze půdy, potenciálu záplav v různých typech srážkových událostí, stejně jako postupující srážkové procesy (Al-Rawas a Valeo, 2009).

Ceballos a Martínez-Fernández (2004) uvádějí, že na množství ročních srážek a jejich sezónní rozdělení má velký vliv charakter krajinného rázu. Na vlastnostech časové distribuce srážek závisí celá řada procesů systému půdy, rostlin, atmosféry, jako například formování půdní typologie, intenzity geomorfologických procesů, míry odtoku a infiltrace, dynamiky rostlinných formací, atd.

Roční chod srážek je výrazně proměnlivý v různých geografických oblastech. Odráží převládající vlivy všeobecné cirkulace atmosféry a fyzickogeografické poměry území (Vysoudil, 1997). Dub a Němec (1969) připomínají, že nejvšeobecnější obraz o vlhkosti místa podává průměrný dlouhodobý roční úhrn srážek. Okolo těchto hodnot kolísají roční úhrny v poměrně širokých hranicích. V jednotlivých letech se v naší republice pohybují odchylky v rozmezí $\pm 40\%$ od dlouhodobého průměru a to podle toho, jak se uplatní kontinentalita nebo oceanita podnebí. Spolehlivost samotného dlouhodobého průměru závisí na variaci a délce

řady ročních hodnot podle vzorce

$$\sigma_0 = \frac{100C_v}{\sqrt{n}} [\%]$$

Variační činitel C_v má přitom nízkou hodnotu, v našich podmínkách převážně $C_v = 0,12 - 0,19$. Pravděpodobná odchylka dlouhodobého ročního průměru při pozorování desetiletém je asi 7 %, při padesátiletém jen 2 %.

Srážkové řady definované v časovém intervalu kratším než jeden rok (například měsíční série) obecně vykazují různé sezónní (nebo pravidelné) cykly. Tento chod je výsledkem roční rotace Země kolem Slunce, která způsobuje roční cyklus ve většině hydrologických procesů (Maidment, 1993). Z ročních naměřených srážkových úhrnů připadá u nás nejvíce na léto (asi 40%), nejméně na zimu (asi 15% v nižších a 25% ve vyšších polohách), na jaro a na podzim asi 25%, resp. 20%. Průběh srážek je obvykle takový, že od ledna až po květen jich přibývá, pak se udržují na vysoké úrovni po srpen a v následujících měsících nastává opět pokles s výjimkou míst, kde se objevuje v listopadu přechodné zvýšení, označované jako podružné maximum.

Je přirozené, že v jednotlivých měsících kolísají srážky v značně širších mezích, než je tomu u ročního úhrnu. Rozdělení srážek na určité dny v roce je náhodné a řídí se klimatickými poměry oblasti (Dub a Němec, 1969). Shah a kol. (1996) uvádí, že měsíční a roční srážkové úhrny úzce souvisejí s místem, naopak pozorování denních nebo kratších časových intervalů odráží vliv agregace srážkové události. To znamená, že rozdělení srážek na určité dny v roce je v podstatě náhodné. Stejně jako existuje roční cyklus srážek, mohou mít časové řady hodinových dat také svůj denní cyklus vzhledem k průběhu dne (Maidment, 1993). Jak uvádí Nysl (1986), největší pravděpodobnost výskytu srážek připadá na ranní a odpolední hodiny, méně pak v noci a před polednem. Denní chod srážek lze nalézt, vzhledem k velké proměnlivosti srážek, pouze z dlouholetých pozorování, z nichž se spočítají průměrná množství srážek připadající na jednotlivé hodinové intervaly. Tyto hodnoty se obvykle vyjadřují v procentech nebo promilích průměrného denního úhrnu srážek. Ukazuje se, že denní chod srážek na pevnině se liší od průběhu srážek na mořském pobřeží a na moři (Kopáček a Bednář, 2005).

6.2 Časoprostorové rozdělení srážek

V případě více stanic, tj. určitého územního celku, se vedle časového aspektu uplatní i aspekt prostorový, tj. prostorová struktura pole srážek. Studium časové a prostorové struktury je vlastní prakticky všem pracem, které se zabývají zpracováním srážek. Při studiu prostorové struktury ovšem výrazně převažují práce, vycházející z

analýzy zákonitostí geografického rozložení srážek podle průměrných hodnot, ať již denních, měsíčních, sezónních nebo ročních. Takto pojaté práce ovšem nedávají informaci o vlastní prostorové struktuře srážek, tj. i z hlediska jejich geneze, plošného rozsahu a intenzity (Brázdil a Štekl, 1986).

Bedient a Huber (1988) uvádí, že k rozdílům množství srážek dochází v průběhu ročního období nebo jedné srážkové události a liší se podle typu srážkové události, intenzity, trvání, a ročního období. Na rozdělení srážek má vliv směr převládajícího proudění větru, relativní teplota půdy a vzdálenost od oceánu. Jako faktory, které ovlivňují množství srážek, jsou zde uvedeny hlavní topografické vlivy jako nadmořská výška, sklon, orientace a expozice svahu. To potvrzuje Uhlíř (1961), který říká, že členitost území má vliv na dlouhodobé rozdělení průměrných úhrnů srážek. Proudění větru, na kterém závisí množství srážek, může být ovlivňováno topografií a orografií místa. Orografický efekt působí v meso-měřítku. Dochází při něm k nucenému vzestupu vlhkého vzduchu přes návětrný svah velkého kopce nebo hory. Díky tomu se vzduch ochladí pod rosný bod a vodní pára kondenzuje a vytváří se srážková oblačnost. Naopak na závětrné straně kopce, když částečně suchý vzduch klesá, dochází k zahřívání vzduchu, které podporuje odpařování. Vzhledem k této skutečnosti na návětrné svahy obvykle spadne více srážek než na závětrný svah. Naproti tomu topografie ovlivňuje srážky v mikro-měřítku (délka od 0,1 do několika 1000 metrů a výšky od 0,1 do několika stovek metrů). Efekt rozsáhlé topografie na přerozdělování již vytvořených srážek je však malý (Blocken a kol., 2005).

Bedient a Huber (1988) upozorňují na sezónní rozdíly, které mohou být zavádějící, protože intenzivní bouřky nebo hurikány mohou přinést 15-30 palců (380 – 762 mm) srážek v několika dnech. Proto hodinové nebo dokonce podrobnější varianty srážek jsou často důležité například pro plánování projektů vodních zdrojů, speciálně pro městskou kanalizaci. Také Brázdil a Štekl (1986) poukazují na velkou proměnlivost denních srážkových úhrnů, která je způsobena srážkami ve formě přeháněk. Tím může dojít k vysokým srážkovým úhrnům na malém počtu stanic, což zapříčiní poměrně velké prostorové úhrny. Naopak reprezentativnější rozdělení prostorových srážkových úhrnů představují trvalé srážky s relativně homogennějším rozložením úhrnů. Ovšem i při nich existují ohniska zesílených srážek. Znalost časového a plošného rozdělení srážkových úhrnů a podobně i výskytu, průběhu, trvání, intenzity a plošného rozdělení jednotlivých dešťů je pro hydrologa nezbytné pro určení celkové hydrologické odezvy (Dub a Němec, 1969; Bedient a Huber, 2005). Jak uvádí Tlapák a kol. (1992) při řešení většiny vodohospodářských problémů v zemědělské krajině musíme věnovat pozornost jednotlivým srážkovým

událostem, které jsou nejčastější fyzikální příčinou náhlých odtoků. Proto je například pro simulaci účinků pohybující se bouře nutné mít k dispozici více než jeden srážkoměr tak, aby mohl být definován podélný pohyb srážkového pole (přes povodí). Bez důkladné znalosti charakteru a průběhu srážkové události nelze poznat ani příčiny a ani průběh odtoku. Pokud je povodí velmi malé, bude průběh hydrogramu ovlivněn především směrem pohybu srážek. Předpoklad jednotných srážek se však stále ještě používá při modelování hydrologického chování v malých povodích (Bedient a Huber, 1988; Goodrich a kol., 1995).

Ke studiu kolísání srážek, pro potřeby dlouhodobé předpovědi a pro různé bilanční výpočty se v posledních letech používají řady tzv. prostorových (plošných) úhrnů (průměrů) srážek. Pojmem prostorový úhrn srážek se rozumí množství srážek stanovené pro určitý územní celek (například povodí, administrativní jednotka) za daný časový interval Δt (například hodina, den, měsíc). S ohledem na velkou časovou a prostorovou proměnlivost srážek a náhodné a systematické chyby při jejich měření je prostorové průměrování prostředkem koncentrace informací a zvýšení její přesnosti, přičemž odfiltrovává nepodstatné lokálně či regionálně podmíněné zvláštnosti srážkového pole. Brázdil a Štekl (1986) uvádí, že přesnost vypočtených prostorových úhrnů srážek závisí na zvolené metodě výpočtu, velikosti zpracovávaného území, hustotě a rozdělení srážkoměrných stanic, chybách měření, množství srážek, jejich prostorové a časové proměnlivosti. Dub a Němec (1969) tvrdí, že ani sebehustější síť srážkoměrů nemůže plně vystihnout proměnlivost srážek místo od místa. To platí tím více, čím kratší dobu uvažujeme, nejvíce tehdy, jde-li o jednotlivé deště, zejména takové, jejichž vydatnost je velmi nerovnoměrně rozdělena. To potvrzují Goodrich a kol., (1995), kteří v regionu, vyznačujícím se konvektivními událostmi, umístili dva srážkoměry přibližně 300 m od sebe s často rozdílnými odhady intenzity srážek. Když bylo použito toto srážkové měření jako vstup do srážko-odtokového modelu na třech malých povodích (0,4-4,4 ha), byla zaznamenána významná citlivost vstupu modelu k prostorové proměnlivosti srážek. Nedostatečné nebo nesprávné srážkové pozorování může způsobit chybné hydrologické modelování, které souvisí s hydrologickým plánováním (Cheng a kol., 2007).

7 Analýza srážkových dat

Pro hodnocení časové distribuce se využívají data získaná ze srážkoměrných stanic, které je nutné pro potřeby hydrologie a možnosti předpovědi srážkových událostí matematicky zpracovat a vyhodnotit. K tomuto účelu se používají statistické a grafické metody jejichž výstupem jsou hodnoty, které jsou pro dané srážkoměry reprezentativní a další údaje, které jsou důležité pro hydrologické plánování v daném regionu.

Jak uvádí Bedient a Huber (1988), statistické metody ke zpracování srážkových dat mohou být aplikovány pouze na dlouhé časové řady. Starostová (1994) upozorňuje, že i dlouhodobé průměry se v přirozených cyklech mění a kolísají. Tuto proměnlivost považuje za přirozený jev, který je spojený s cirkulací atmosféry. Při poskytování dlouhodobých srážkových průměrů je proto nutné mít tento fakt na zřeteli a vědět, k jakým účelům budou tyto údaje sloužit. Maidment (1993) upozorňuje na problémy při vysvětlování nebo predikci srážkových úhrnů, kterými je vlastní náhodnost srážek a chyba měření. Zpracovatel srážkových údajů by si proto měl být vědom možných chyb při sběru dat způsobených větrem, změnami prostředí ve stanici a ne vždy úplně stejným způsobem hodnocení pozorovatelů. Pro kontrolu konzistence a homogenity záznamu na stanici, která je vystavena změnám prostředí, například umístěním srážkoměru na jiné místo nebo jiným postupem měření, se využívá, jak uvádí Brutsuaert (2005), podvojná součtová křivka. Ta je popsána jako graf sezónních nebo ročních kumulovaných srážek v dané stanici, které se vynesou proti průměrným nahromaděným srážkám z několika okolních stanic. Metodický postup pro vypracování statistické analýzy spočívá v první řadě v pochopení procesů které mohou být použity, dále v dostupnosti datových vstupů do systému a správné kvalifikaci charakteristiky systému. Účelem je vytipovat vhodné statistické metody, identifikovat charakteristiky těchto analyzovaných dat a zkoumat platnost každé navrhané statistické metody pro data s těmito charakteristikami (Maidment, 1993). Statistické metody vybrané zpracovatelem mohou být buď pouze jednotlivé stránky statistiky, jako například statistiky pro roční srážkové úhrny, srážkové úhrny v jednotlivých měsících nebo pravděpodobnost popřípadě další statistiky, jako je korelace nebo kovariance v prostoru. Každá vybraná statistika je hodnocena zvlášť pro každý měsíc roku za každou časovou řadu. Při aplikaci je analýza časových řad obvykle používána pro charakterizaci zjištěných dat (Burton a kol., 2008).

Dlouhé série meteorologických údajů, zejména srážkových údajů v čase a prostoru, jsou velmi často k dispozici pro statistické zpracování. Většina z měřených

srážkových údajů je k dispozici v denním kroku. Sítě automatických měřidel poskytující údaje v kratším časovém kroku jsou ovšem řídké (například ve Francii v průměru 1 měřidlo na 500 km²) s výjimkou některých hustě osídlených městských oblastí s experimentální sítí srážkoměrů. Tam je síť srážkoměrů hustší a dostupné série krátkého časového kroku srážkové intenzity nejsou obecně delší než 10-20 let (Gaume a kol., 2007). Proto, jak je uvedeno v Maidment (1993), pro malé oblasti jako je 1 km² a pro malý časový interval jako je 5 min není stále dostatečně známa statistická struktura srážek a není zatím možné, aby se vytvořil statistický model. Ten je dostupný pouze pro větší oblasti jako je 100 km².

7.1 Rozbor časové řady

Při rozboru časových řad srážkových úhrnů nám jde nejčastěji o zjištění statistických charakteristik, jejich trendu, periodicity, případně o jejich extrapolaci do nejbližší budoucnosti (Dub a Němec, 1969). Časové řady mohou mít týdenní, měsíční, dvouměsíční, čtvrtletní a roční časové intervaly (Maidment, 1993). Jak uvádí Eris a Coskun (2010), pro účely doplnění chybějících dat v záznamu byly vyvinuty regresní rovnice s použitím kontinuálních dat z okolních měřidel. Kontinuální děj časové řady by neměl být zaměňován s kontinuální časovou řadou. Časové řady můžeme charakterizovat podle některých vlastností.

Stacionární a nestacionární časové řady

Časová řada je stacionární, pokud je bez trendů, posunů, nebo pravidelnosti (cyklicity). To znamená, že statistické parametry řady, jako je průměr a rozptyl jsou konstantní v čase. V opačném případě, je časová řada nestacionární. Obecně platí, že časové řady srážek definované na ročním časovém měřítku jsou stacionární, i když tento předpoklad může být nesprávný v důsledku rozsáhlé klimatické variability, která je způsobena přírodním narušením jako vulkanickými erupcemi nebo změnami vyvolanými lidským faktorem. Typicky nestacionárním příkladem je časová řada měsíčních srážkových úhrnů.

Přerušované časové řady

Přerušované časové řady jsou charakteristické tím, že se v celé délce záznamu vyskytují nulové a nenulové hodnoty posuzované proměnné. Například srážky mají přerušovanou kontinuální časovou řadu, když časový interval je poměrně malý. Hodinové, denní, týdenní srážkové úhrny jsou tedy obvykle přerušované časové řady. Zatímco měsíční a roční úhrny srážek jsou obvykle nepřerušované. Nicméně, v semiaridních regionech mohou být dokonce i měsíční a roční srážky přerušované.

Pravidelně i nepravidelně rozložené časové řady

Většina časových řad je definována na základě pravidelně rozmístěných časových intervalů, tj. hodnota proměnné je stanovena každou hodinu, každý den, nebo každý týden, atd., v celém záznamu. To je případ většiny proměnných, které jsou základními výchozími body pro využití v hydrologii včetně srážkových údajů (Maidment, 1993).

7.2 Statistické charakteristiky časových řad

Podle účelu můžeme statistický soubor zpracovávat různými způsoby, avšak vždy určujeme tzv. charakteristiky souboru, jež se vyznačují tím, že svou hodnotou dávají základní informace o některých vlastnostech statistického souboru (Nypl, 1986). Prvotní sestavení statistických souborů (jakožto výsledku pozorování) neumožňuje obvykle snadnou orientaci. Přehlednosti můžeme dosáhnout různým uspořádáním pozorovaných hodnot například seřazením v sestupném pořadí, grafickým znázorněním časového průběhu náhodné veličiny, výpočtem jejích číselných charakteristik, vytvořením vícerozměrných náhodných veličin a jejich grafickým zobrazením apod. To nám umožní metody matematické statistiky (Dub a Němec, 1969). Jak je uvedeno v Ramos (2001), pro hodnocení srážkových úhrnů a pro jeho srovnání s dlouhodobým průměrem je potřeba znát průměrné srážky, směrodatné odchylky a další statistické charakteristiky zkoumaného časového období. Orientační představu o srážkovém režimu poskytují například desetileté průměrné úhrny srážek pro jednotlivé měsíce (roční období). K průměrným dlouhodobým měsíčním srážkovým úhrnům se uvádějí nejvyšší a nejnižší měsíční úhrny s udáním roku výskytu. S datem výskytu lze uvést i nejvyšší denní srážkové úhrny, které se v jednotlivých měsících studovaného období vyskytly. Tytéž charakteristiky lze uvést pro roční období či jinak stanovené časové úseky. Užitečnými charakteristikami jsou četnosti (absolutní, relativní) výskytu měsíčních (denních) srážkových úhrnů. Z nich lze stanovit hodnoty absolutních nebo relativních kumulovaných srážkových úhrnů. Ty umožňují stanovit množství srážek, které spadne v určitém období roku i množství, které již z celkového ročního úhrnu spadlo ve zvolené části roku (Vysoudil, 1997).

Pro hodnocení srážkových úhrnů jsou využívány následující statistické charakteristiky časové řady:

Charakteristiky polohy

Modus

Modus je hodnota znaku, která se ve statistickém souboru vyskytla nejčastěji, má maximální četnost.

Medián

Medián je střední člen, před nímž a za nímž je stejný počet členů. Při sudém počtu členů řady se hodnota mediánu rovná průměru hodnot dvou středních členů řady. Hodnotu mediánu získáme, když řadu hodnot seřadíme vzestupně (bez ohledu na datum, kdy byly naměřeny). Jestliže vyhledáme podobně střední členy obou polovin řady, vzniknou kvartily (dolní kvartil, střední kvartil = medián a horní kvartil). Obdobně by se tvořily i decily (Uhlíř, 1961).

Aritmetický průměr

Nejdůležitější charakteristikou náhodné veličiny (x_i), udávající její polohu na číselné ose, je aritmetický průměr \bar{x} , daný známým výrazem

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$$

Charakteristiky rozptylu

Další číselnou informací o vlastnostech souboru jsou charakteristiky rozptylu jednotlivých hodnot x_i kolem aritmetického průměru \bar{x} .

Variační rozpětí

Nejjednodušší mírou tohoto rozptylu je variační rozpětí (amplituda), které je však závislé na rozsahu souboru a může být zkresleno náhodným výskytem abnormálních extrémů, proto se používá jen jako první, hrubá informace (Dub a Němec, 1969).

$$A = x_{\max} - x_{\min}$$

Průměrná odchylka od průměru

Lepší obraz o rozptylu dává průměrná odchylka od průměru δ , definovaná jako aritmetický průměr absolutních hodnot všech odchylek Δx_i . Uhlíř (1961) poukazuje na důležitost stanovení odchylky od aritmetického průměru, protože stanovení odchylky nám dává průměrnou proměnlivost určitého prvku.

$$\delta = \frac{1}{n} \sum |x_i - \bar{x}|$$

Směrodatná odchylka

Nejcitlivějším a nejužívanějším indexem rozptylu je směrodatná (standardní, střední kvadratická) odchylka s_z (popř. σ). Pro kratší řady, které jsou náhodnými výběry ze základního souboru (a s kterými vždy v hydrologii pracujeme), možno odvodit pro výpočet směrodatné odchylky výraz

$$s_z = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum (x_i - \bar{x})^2}$$

který je nejlepším odhadem hledaného parametru. Druhá mocnina směrodatné odchylky, tedy s_z^2 , se nazývá rozptyl nebo disperze.

Variační koeficient

Další charakteristikou rozptylu je variační koeficient C_v , který využili Pedersen a kol. (2010) k analýze prostorové variability. Hodnota variačního koeficientu je stanovena poměrem směrodatné odchylky s_z k aritmetickému průměru \bar{x} srážkových úhrnů.

$$C_v = \frac{s_z}{\bar{x}}$$

Charakteristika šikmosti a špičatosti

Koeficient šikmosti

Při nesymetrických rozděleních četnosti (viz. obr. 2) nás o stupni a smyslu odchylky od symetrického rozdělení informuje součinitel asymetrie C_s , který možno vyčíslit z třetích mocnin odchylek od průměru (moment třetího řádu). Hodnota C_s , pro náhodný výběr rozsahu n je dána vztahem

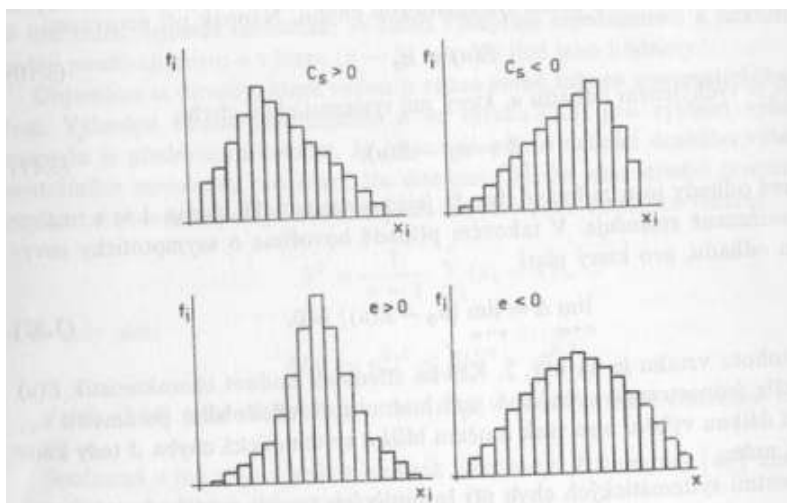
$$C_s = \frac{n}{(n-1)(n-2)} \frac{\sum (x_i - \bar{x})^3}{s_z^3}$$

ve kterém je \bar{x} a s_z jsou definovány výše (Dub a Němec, 1969).

Koeficient špičatosti

Koeficient špičatosti e (viz obr.2), který je bezrozměrným číslem, charakterizuje nahromadění hodnot x_i v blízkosti průměru \bar{x} . Definuje se výrazem

$$e = \frac{1}{ns_z^4} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^4 - 3$$



Obr. 2: Rozdělení hodnot výběru při různých šikmostech a špičatostech
Zdroj: Nacházel (1986)

Histogram

Histogram je obraz rozložení četností, resp. relativních četností dat do ekvidistantních tříd – podintervalů T a poskytuje základní představu o pravděpodobnostním rozdělení dat či o tvaru jejich hustoty. Dále se může zvolit interval, například $T \in (\bar{x} - 5s_z, \bar{x} + 5s_z)$. Data, jež leží mimo interval, se nazývají odlehlými a často se s nimi zejména v regresní analýze nepočítá (Bartoň, 1989).

Porovnání statistických charakteristik časových řad

Pro základní hodnocení srážkových úhrnů se využívá srážkový normál, který je mnohaletý průměr srážek a bývá také mapově zpracován. Srážkové poměry určitého místa za požadované období se s tímto normálem porovnávají a stanoví se, zda určitý rok či měsíc v roce byl normální, podnormální nebo nadnormální. Pro hodnocení srážkového charakteru různých období se používají dlouholeté průměrné úhrny srážek (nejméně 30ti leté, lépe však 50ti letá období). K tomuto účelu se vyjádří aktuální úhrn srážek v procentech dlouhodobého průměru, neboli v procentech normálu. Protože jsou srážky velmi proměnlivé, vždy zaznamenáváme kladnou nebo zápornou odchylku. Přesto nelze říci, že každá odchylka od normálu v tom nebo onom směru již dává celému roku charakter roku suchého nebo vlhkého. Při posuzování normality ročních úhrnů srážek si musíme uvědomit, že takovýto rok je vyjádřen celkovým ročním úhrnem. Ovšem v tomto hodnocení není vždy vyjádřeno, že se srážky mohou v jednotlivých měsících projevovat abnormálně, a přesto v ročním souhrnu se tato abnormalita neprojeví, protože se opačně orientované odchylky vyrovnají. K přesnějšímu posouzení je nutné tedy věnovat pozornost i jednotlivým měsícům (Uhlíř, 1961; Rožnovský, 1999).

Pro posouzení charakteru aktuálních hodnot srážkových úhrnů uvádí Rožnovský (1999) doporučení IV. celostátní konference (Bratislava 1957) (viz tab. 2).

Tab. 2: Charakteristika období Zdroj: Rožnovský (1999)

Charakter měsíce (roku, ročního období)	Procenta normálu [%]	
	Měsíce	Rok a roční období
normální	75-125	90-110
vlhký	126-150	110-120
velmi vlhký	151-200	121-140
mimořádně vlhký	nad 200	nad 140
suchý	50-74	80-89
velmi suchý	25-49	60-79
mimořádně suchý	pod 25	pod 60

Toto hodnocení je orientační, bylo doporučeno jako pomůcka pro poskytování rychlého operativního zpravodajství. Pro přesnější posouzení normality nebo abnormality srážkových poměrů v určitém roce je třeba mít k dispozici statistické charakteristiky. U srážek není vhodné pro posouzení suchosti nebo vlhkosti používat odchylku srážkového úhrnu od normálu v mm, protože u srážek se na rozdíl od teploty vzduchu, kde použití odchylek od normálu má své opodstatnění, neprojevuje kvazikonstantnost rozdílů, nýbrž podílů (Rožnovský, 1999).

Anomálie srážek byly hodnoceny také v Ramos (2001) z průměrných srážek pomocí směrodatné odchylky. Anomálie byly definovány jako hodnoty, které nespádají do intervalu $\langle \bar{x} - s_z, \bar{x} + s_z \rangle$ (\bar{x} průměrné srážky, s_z směrodatná odchylka normálního rozdělení) a které odpovídají normalizovaným hodnotám > 1 a < -1 .

Jak uvádí Brázdil a Dobrovolný (1989), metoda průměrování a použití průměrované srážkové řady dává relevantní výsledky k rozborům založeným na podstatně větším počtu stanic. Metodu porovnání dlouhodobých průměrů srážkových úhrnů pro měsíční a delší období srážkoměrných stanic v oblasti Jižních Čech využila Starostová (1994), která pro lepší představu rozdílů na jednotlivých stanicích zakreslila tyto rozdíly do mapy. Z tohoto porovnání poté můžeme zjistit typické rozdělení srážek pro danou oblast za uvažované časové období.

7.3 Hodnocení variability srážek

Získaná data srážkové činnosti nevykazují vždy rovnoměrnou časovou distribuci, ale jsou více či méně variabilní. Pro zjištění variability časové distribuce srážek během sledovaného období se používají některá kritéria hodnocení, které toto chování charakterizují.

Index koncentrace srážek

Ceballos a Martínez-Fernández (2004) definovali míru meziroční variability srážek, spolu s jeho časovým vývojem ve sledovaném období, pomocí indexu koncentrace srážek (PCI), který je definován

$$PCI = 100 \frac{\sum_{i=1}^{12} x_i^2}{\left(\sum_{i=1}^{12} x_i\right)^2}$$

kde x_i je množství srážek v měsíci i : hodnoty indexu koncentrace srážek (PCI) nižší než 10 ukazují rovnoměrné rozdělení měsíčních srážek během roku; hodnoty mezi 11 a 20 představují určitý sezónní trend, hodnoty nad 20 označují znatelnou variabilitu v měsíčním rozdělení ročních srážek.

Index nerovnoměrnosti srážek

Index nerovnoměrnosti srážek se používá k všeobecnému hodnocení intenzity periodicity srážek, který je poměrem sumy absolutních hodnot rozdílů mezi měsíčními úhrny a průměrnými měsíčními úhrny srážek a ročních úhrnů srážek. Řepka a kol. (2005) sledovali variabilitu chodu ročních srážek v česko-polské příhraniční oblasti. Pro vlastní hodnocení použili daný index nerovnoměrnosti srážek dle následující rovnice:

$$W = \left[\left(\sum \left| M_i - \frac{R}{12} \right| \right) \right] * 100$$

W – index nerovnoměrnosti srážek (%)

R – průměrný roční úhrn srážek (mm)

M_i – průměrný úhrn srážek v i -tém měsíci (mm)

R/12 – průměrná měsíční suma, tedy 1/12 ročního chodu

Dalším kritériem hodnocení variability srážek ve sledovaném území byla hodnota roční amplitudy srážek, která je vypočítaná podle vzorce

$$A = \left[\left(\frac{Rm_{\max} - Rm_{\min}}{Ra} \right) \right] * 100$$

A – roční amplituda (%)

Rm_{\max} - nejvyšší měsíční úhrn (mm)

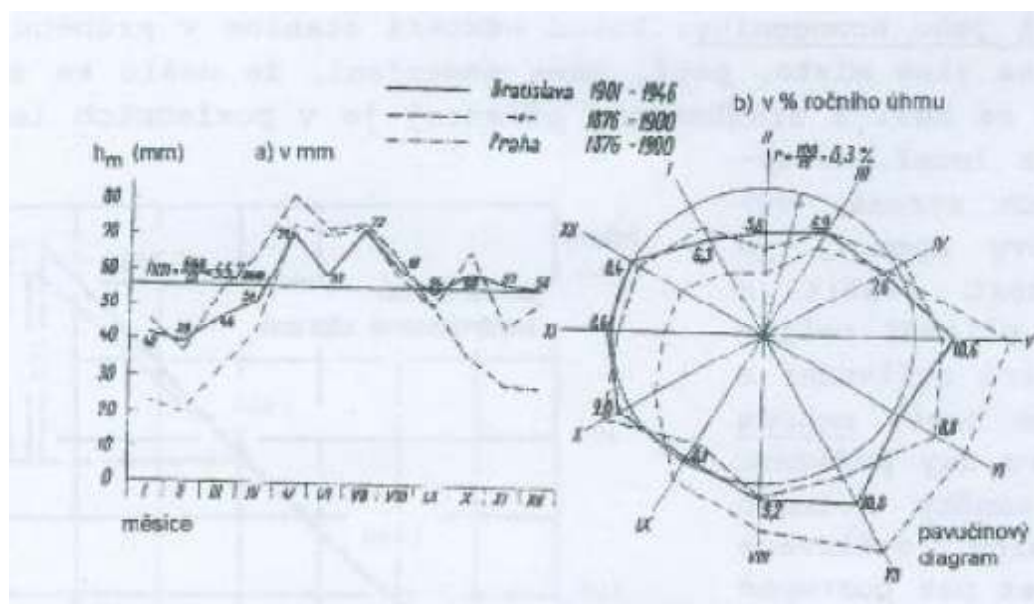
Rm_{\min} - nejnižší měsíční úhrn (mm)

Ra- roční úhrn srážek

Grafické vyjádření chodu srážek

K posouzení časové distribuce srážek a jejich porovnání s ostatními srážkovými stanicemi může být použito grafické znázornění (viz obr. 3). Může být použito k posouzení prostorové a časové proměnlivosti srážek s ohledem na časové rozmezí.

V případě srážkových úhrnů může být aplikována na jakoukoliv časovou osu, kdy je výskyt srážek přeměněn na úhlovou frekvenci (Lee a kol., 2012).



Obr. 3: Grafické znázornění chodu srážek

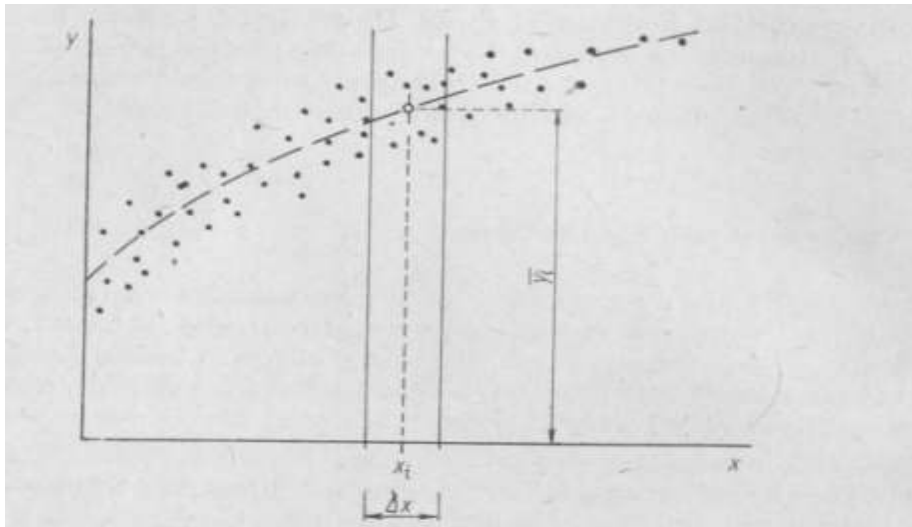
Zdroj: Kemel (2000)

7.4 Korelace

Korelace se používá, jak uvádí Nysl (1986), ke sledování závislosti mezi soubory, kterou můžeme prokázat existenci vztahu, určit tvar a ohodnotit jeho těsnost. Korelační funkcí lze odhadovat za jistých předpokladů vlastnosti náhodného procesu nebo posloupnosti. Patří k nim především stacionarita procesu (Nacházel, 1986). V hydrologii a hydrometeorologii je korelace široce používána na hodnocení srážkových údajů například pro zjištění vztahu mezi srážkoměrnými stanicemi (Pedersen a kol., 2010). Nysl (1986) uvádí příklad na údajích ročních srážkových úhrnů na dvou srážkoměrných stanicích. Jeden soubor hydrologických prvků X (roční srážkový úhrn ve stanici A) s proměnnou hodnotou prvku x , a druhý soubor hydrologických prvků Y (roční srážkový úhrn ve stanici B), proměnné hodnoty prvku jsou y . Obě hodnoty prvku $x_1 = 720$ mm ve stanici A, $y_1 = 700$ mm ve stanici B jsou údaje za tentýž rok, tedy tvoří sobě odpovídající dvojici. Jestliže vyneseme tyto hodnoty do pravoúhlého systému souřadnic vždy odpovídající si dvojici hodnot x_i ve směru úseček, y_i ve směru osy pořadnic, obdržíme množinu bodů o souřadnicích $M_i(x_i, y_i)$. Vzniklé body mohou mít trojí charakter:

1. Body leží na přímce nebo křivce
2. Body jsou rozptýleny po celé ploše papíru rovnoměrně. To svědčí o tom, že neexistuje vztah mezi soubory.

3. Body jsou rozptýleny po papíře tak, že tvoří širší nebo užší pruh přímkového nebo křivkového tvaru (viz obr. 4). Tento druh zobrazení svědčí o tzv. pravděpodobnostním neboli korelačním vztahu (lineárním-přímkovém, nebo křivkovém). Křivkovou korelační závislost zpravidla vhodnou transformací převedeme na lineární, přímkovou.



Obr. 4: Vztah dvou veličin Zdroj: Dub a Němec (1969)

Korelační součinitel jako číslo vyjadřující míru těsnosti vztahu nemůže být v žádném případě považován za důkaz závislosti bez logického rozboru a zdůvodnění zkoumané závislosti (Dub a Němec, 1969). Habib a kol. (2001) poukazují na velké ovlivnění korelačního součinitele extrémními hodnotami, které zkresluje vyjádření průměru. Ukazují, že existence extrémních událostí povede k špatnému odhadu korelačního součinitele, což může do značné míry ovlivnit skutečný vztah získaných dat. Pro zmírnění těchto vlivů se může použít metoda klouzavých průměrů. Velikost korelačního koeficientu má tendenci se snižovat s rozsahem území přes které se měří proměnné a s rostoucí nadmořskou výškou.

Významnost vypočítané hodnoty korelačního součinitele nelze hodnotit ve všech případech stejně, podle nějaké všeobecně platné stupnice. Takové posuzování závisí na povaze analyzované závislosti a na praktickém použití nalezené korelace. Je si třeba též uvědomit, že jde o výběrový součinitel korelace, dávající informaci o poměrech ve výběru a nikoliv o součiniteli korelace základního souboru. Významnost vypočteného součinitele korelace možno posoudit pomocí t-testu nebo přímo porovnáním vypočteného součinitele r s kritickými hodnotami r_p . Jestliže $r > r_p$, zamítáme nulovou hypotézu, že korelační součinitel základního souboru dvourozměrné náhodné veličiny je roven nule a existenci vztahu mezi proměnnými

považujeme na hladině významnosti P za prokázanou (Dub a Němec, 1969). Habib a kol. (2001) poukazují na problém se základním rozdělením uvažovaných proměnných. V případě normální distribuce, lze součinitel korelace použít k vytvoření intervalů nebo provádění testu významnosti. Avšak v případě, kdy vzorek dat nemá normální rozdělení, je test významnosti jen málo vypovídající o distribuci korelačního koeficientu.

7.4.1 Prostorová korelace

Pro odhad korelace dvojice srážkových procesů pozorovaných dvěma měřidly může být použit soubor korelačních koeficientů $\rho(X, Y)$, kde (X, Y) je dvojice sledovaných srážkových událostí na dvou místech. Pro odhad $\rho(X, Y)$ se používá Pearsonův korelační koeficient r , odvozený pro n počet pozorování:

$$r(X, Y) = \frac{\sum (X - \bar{X})(Y - \bar{Y})}{\sqrt{\sum (X - \bar{X})^2 \sum (Y - \bar{Y})^2}}$$

Pokud bude mít korelační koeficient hodnotu nula v mnohorozměrné normálně distribuované datové sadě, jak uvádí Pedersen a kol. (2010), nemají zjištěné hodnoty mezi sebou žádnou závislost. Pak je možné použít naměřené hodnoty z jednotlivých stanovišť pro hodnocení srážkové variability pomocí standardní směrodatné odchylky jednotlivých měřidel nebo jejich porovnání se srážkovým normálem.

7.4.2 Křížová korelace

Křížovou korelaci použil Goodrich a kol. (1995) k získání informací týkajících se prostorových změn intenzit srážek. Křížovou korelaci počítal z digitalizovaných srážkových grafů srážkoměrů pro 1 minutové časové intervaly, při znalosti množství srážek r a umístění srážkoměru G_i je funkcí času a prostoru $(R(G_{i,t}))$. Koeficient křížové korelace ρ_τ je dán:

$$\rho_\tau(G_1, G_2) = \frac{1}{n - \tau} \sum_{k=1}^n \frac{[r(G_1, t_k)\delta_k - \bar{r}(G_1)][r(G_2, t_{k+\tau})\delta_k - \bar{r}(G_2)]}{S(G_1)S(G_2)}$$

ρ_τ - koeficient korelace při zpoždění τ ,

t_k - čas k-tého kroku,

δ_k - srážkový indikátor,

n - délka záznamu při nulovém zpoždění,

\bar{r} - průměr v časové řadě

S - odhad směrodatné odchylky.

Bylo zkoumáno případné zpoždění vrcholů korelace v rámci srážkových úhrnů a to pomocí rychlosti a směru větru, avšak žádný pevný vztah mezi těmito veličinami nebyl nalezen.

7.4.3 Autokovariační a autokorelační funkce

Kromě momentů rozdělení patří k důležitým charakteristikám výběru její autokorelační funkce. Tato charakteristika nalézá rozsáhlé využití v technických aplikacích, kde řešení úloh závisí na vlastnostech vnitřní struktury výběru (například na tendenci v chronologickém uspořádání hodnot členů diskretní posloupnosti). V hydrologii a ve vodním hospodářství se bez nich rovněž neobejdeme. Použití autokorelační funkce je nezbytné při vyšetřování vlastností hydrologických řad a jejich matematickém modelování, na autokorelační funkci výrazně závisí řešení zásobních objemu nádrží (Nacházel, 1986).

Bartoň (1989) využil autokovariační a autokorelační funkce k analýze časové řady srážkových úhrnů pro srovnání dvou srážkoměrných stanic z Čáslavi a z Tábora.

Je-li \bar{x} aritmetický průměr řady (x_1, \dots, x_n) , x_t je hodnota stacionární časové řady pak odhad autokovarianční funkce (c_k) se vypočítá dle vzorce

$$c_k = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^{n-k} (\bar{x}_t - \bar{x})(x_{t+k} - \bar{x})$$

$$k=0, \dots, n-1$$

a odhad autokorelační funkce (r_k) jako

$$r_k = \frac{c_k}{c_0}$$

c_0 - rozptyl dané časové řady (s_x^2)

Pro jednotlivé srážkoměrné stanice se poté porovnává průběh autokorelační a autokovarianční funkcí, zjišťují se lokální maxima a minima. Pro jednotlivé koeficienty je prováděn test významnosti na hladině 0,05. Grafické znázornění autokorelačních koeficientů se nazývá korelogram.

7.5 Pravděpodobnost výskytu srážek

Při zpracování časových řad srážkových úhrnů můžeme také zjistit a hodnotit údaje o počtu srážkových dní, které poskytují možnost zjistit jak srážkovou pravděpodobnost v jednotlivých měsících, v roce a v ročních obdobích pro srážky každého druhu, tak i pravděpodobnost srážkových dní s určitým množstvím srážek (nejčastěji 1 mm a více, 10 mm a více, apod.).

Pravděpodobnost výskytu srážek (p_s) se v obou případech vypočte podle vzorce

$$p_s = \frac{m}{n}$$

kde

m - počet dní se srážkami s vybranou charakteristikou

n – počet všech dní v období

Z ombrografických záznamů je možno zjistit absolutní pravděpodobnost výskytu srážek (p_{sa}) podle vzorce:

$$p_{sa} = \frac{h}{Z}$$

kde

h – počet hodin se srážkami

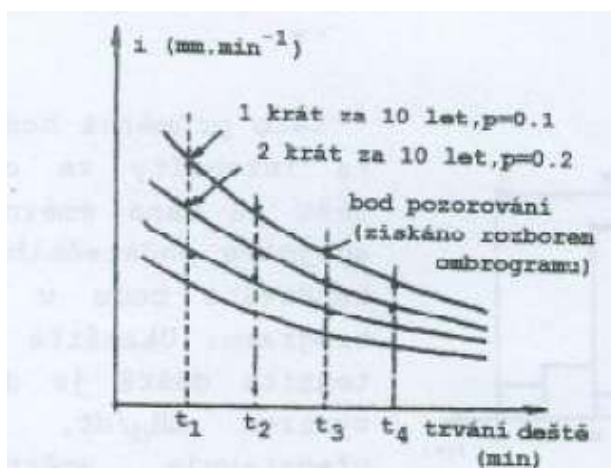
Z – počet všech hodin v uvažovaném období (Havlíček a kol., 1986)

7.6 Frekvenční analýza srážek (průměrná doba opakování)

Z velkých regionálních souborů srážkových úhrnů můžeme stanovit pravděpodobnost překročení srážek, respektive stanovit jejich množství s určitou dobou opakování. To se používá často při klimatologickém hodnocení srážkoměrných řad (Hostýnek, 1997). Analýza frekvence srážek je většinou používána pro navrhování inženýrských staveb a jejich ochrany před povrchovým odtokem. Patří mezi ně městské systémy dešťové kanalizace, silniční a železniční propustky a zemědělské odvodňovací systémy. Analýzy frekvence srážek také hrají důležitou roli v rozmanité škále nestrukturálních problémů týkajících se přírodních nebezpečí spojených s extrémními srážkovými událostmi (Maidment, 1993). Jak uvádí Su a kol. (2008), extrémní klimatické a povětrnostní události jsou jedním z nejvíce ohrožujících faktorů ve světě.

Frekvenční analýza srážek je využívána i v tom případě, kdy je nutné stanovit množství srážek a trvání (min) v dané oblasti s danou pravděpodobností výskytu v daném roce a to pokud událost se stanovenou dobou trvání a intenzitou má pravděpodobnost výskytu p jeden rok, interval návratu T je očekávaný čas, v letech, mezi událostmi a je dán vztahem $T = 1 / p$ (Maidment, 1993). Bude-li ale kupříkladu doba opakování $T = 10$ let, znamená to jenom tolik, že za období například 50 let bude jev s uvažovanou hodnotou pravděpodobně 5krát dosažen nebo překročen. V žádném případě nelze mluvit o pravidelném opakování každých 10 let (Dub a Němec 1969). Hodnoty frekvence srážek pro povodí jsou obecně vyvinuty z bodových hodnot srážkových frekvencí pomocí korekčního faktoru pro oblast povodí

(Maidment, 1993). Bedient a Huber (1988), ale spatřují nedostatky frekvenční analýzy pro intenzitu a trvání srážek a tvrdí, že nepředstavují skutečné časové průběhy atmosférických srážek. Pro serióznější vyjádření skutečného stavu je nutno použít údaje z několika srážkových událostí. Na obrázku 5 je znázorněn vztah mezi intenzitou, trváním a periodicitou srážek.



Obr. 5: Vztah mezi intenzitou, trváním a periodicitou
Zdroj: Kemel (2000)

7.6.1 Spektrální hustota

Spektrální analýza hydrologických řad slouží jako výchozí podklad pro konstrukci jejich periodických modelů, popř. pro odhad budoucích členů řady, a je používána k posouzení měřítka invariance v časové řadě srážek (Nacházel, 1986).

Spektrální hustotou stacionární posloupnosti se nazývá funkce $f(\omega)$, $\omega \in \langle -\tau, \tau \rangle$, která je na tomto intervalu nezáporná a spojitá. Existuje za předpokladu, že kovarianční funkce $(\gamma_k)_{k=0}^{\infty}$ stacionární posloupnosti splňuje podmínku

$$\sum_{k=0}^{\infty} |\gamma_k| < +\infty$$

Mezi spektrální hustotou a autokovarianční funkcí platí vztahy:

$$\gamma_k = \int_{-\pi}^{\pi} \cos(k\omega) f(\omega) d\omega, k \in Z,$$

$$f(\omega) = 2 \frac{1}{\pi} \sum_{k=-\infty}^{\infty} \gamma_k \cos(k\omega) = \frac{1}{\pi} (\gamma_0 + 2 \sum_{k=1}^{\infty} \gamma_k \cos(k\omega))$$

Spektrální hustota je sudou funkcí, takže nám stačí se soustředit na interval $\langle 0, \pi \rangle$. Proměnná ω je úhlová frekvence v radiánech za časovou jednotku, kterou je doba mezi dvěma sousedními pozorováními. Význam spektrální hustoty spočívá v tom, že přímo určuje intenzitu, s jakou je určitá periodická složka v dané řadě zastoupena. Na

takové frekvenci ω má spektrální hustota lokální maximum. Pojetí úhlové frekvence ω se liší od jejího fyzikálního pojetí φ v hertzech jako počet cyklů za časovou jednotku. Platí pro ně přepočtení $\varphi = \omega/2\pi$. Převrácenou hodnotou φ je délka periody (Bartoň, 1989).

7.6.2 Teoretické rozdělení pravděpodobnosti

Odhad neznámých reprezentativních parametrů základního souboru jen na podkladě časově omezeného pozorování daných veličin zajímá matematiky už desítky let. Příčinou zájmu o řešení tohoto složitého problému je poznání, že pravděpodobnostní vlastnosti různých výběrů téhož základního souboru se mohou lišit podstatně nejen navzájem, ale i od vlastností základního souboru (Nacházel, 1986). Jedním z nejčastějších úkolů bývá stanovení hodnot hydrologických jevů s malou pravděpodobností výskytu pomocí teoretické křivky rozdělení četností, která nám umožňuje extropolovat do oblasti extrémních hodnot, jež se pro krátkost doby pozorování nevyskytly a které z určitých důvodů potřebujeme zjistit. Úlohu, jak najít teoretickou cestu k danému statistickému souboru adekvátní frekvenční funkci, nelze obecně řešit analyticky. Praktický postup je takový, že podle známých vlastností náhodné veličiny (aritmetický průměr, koeficient variace, koeficient šikmosti, koeficient špičatosti a počet záporných a kladných hodnot šikmosti a špičatosti), vyplývajících z její fyzikální podstaty zvolíme ten typ teoretického rozdělení, jehož okrajové podmínky nejlépe odpovídají okrajovým podmínkám náhodné veličiny a také ostatní vlastnosti (asymetrie apod.) jsou stejné (Dub a Němec, 1969; Kemel, 2000). Například Gebremichael a Krajewski (2005) předpokládali normální rozdělení s pravděpodobností 0,95, tedy že skutečné průměrné množství srážek bude ležet v intervalu $(\bar{x} - 2s_z; \bar{x} + 2s_z)$. Pokud se distribuce výrazně liší od normálního rozdělení, pak může docházet při predikci k chybám. Hostýnek (1997) říká, že roční řady vůči měsíčním mají menší variabilitu, více se blíží normálnímu rozdělení (průměrná šikmost 0,41) a v 90% procentech případů jsou plošší než normální rozdělení. Naprostá většina měsíčních řad (98%) zaznamenává kladnou šikmost, tzn. levostrannou asymetrii. Pro akumulaci srážek v daném časovém intervalu je typické, že vždy má dolní mez nulu, ale neexistuje žádná pevná horní hranice. Funkce pravděpodobnosti je potom silně vychýlena a má asymetrický průběh (Grimes a Pardo-Igúzquiza, 2010).

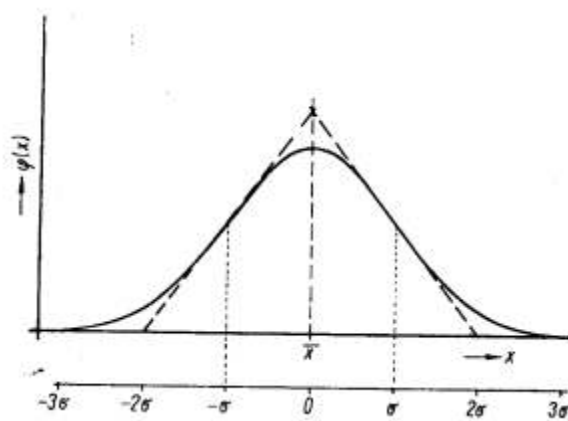
Pro určení frekvenční funkce hydrologických hodnot používáme několik typů teoretických křivek.

Normální rozdělení

V matematické statistice má největší důležitost tzv. normální rozdělení, které se nazývá též Gaussovo nebo Gauss-Laplaceovo rozdělení. Grafickým znázorněním tohoto rozdělení je symetrická křivka zvonovitého tvaru (viz obr. 6). Průběh této křivky je dán rovnicí

$$\varphi(x) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\bar{x})^2}{2\sigma^2}}$$

Jak je z rovnice patrné, jde o rozdělení oboustranně neohrazené, což zřejmě nevyhovuje hydrologickým jevům.



Obr. 6: Gaussovo rozdělení Zdroj: Dub a Němec (1969)

Aby bylo rozdělení křivek s různými parametry \bar{x} a σ (s_z) vzájemně srovnatelné, zavádí se tzv. směrodatná, normovaná náhodná veličina t :

$$t = \frac{x - \bar{x}}{\sigma}$$

Jak uvádí Dub a Němec (1969), pro stanovení pravděpodobnosti, s jakou se vyskytne odchylka určité velikosti, používáme integrální tvar rovnice s použitím substituce. Pravděpodobnost odchylky $\pm t$ je

$$P[(\bar{x} - t) \leq X \leq (\bar{x} + t)] = \frac{2}{\sqrt{2\pi}} \int_0^t e^{-\frac{t^2}{2}} dt$$

Pearsonova křivka III. typu

Pearsonova křivka III. typu zpravidla nejlépe vyjadřuje nesymetrické rozdělení hodnot hydrologických prvků. Její frekvenční funkce je dána výrazem

$$y = y_0 \cdot e^{-\frac{x}{b} \left(1 + \frac{x}{a}\right)^{\frac{a}{b}}}$$

y_0 – největší pořadnice (modus)

b – vzdálenost tížnice od modu

a – vzdálenost vrcholové pořadnice (modusu) od počátku křivky

Nypl (1986) uvádí, že křivka je plně určena třemi charakteristikami:

- aritmetickým průměrem
- součinitelem variace (ukazuje, jak jsou hodnoty členů řady rozptýleny kolem průměru)
- součinitelem asymetrie

Logaritmicko-normální rozdělení

Normální rozdělení lze převést na asymetrické logaritmickou transformaci náhodné veličiny. V tomto případě má normální rozdělení logaritmická náhodná veličina, nikoliv náhodná veličina sama. Logaritmicko-normální rozdělení je charakterizováno třemi parametry. Jsou to střední hodnota, rozptyl a minimální člen. Pro mnohé hydrologické veličiny s kladnou asymetrií je velmi vhodná substituce ve tvaru:

$$u = \log(x-x_0)$$

Frekvenční funkce $\varphi(u)$ této nové náhodné veličiny je dána Gaussovou exponenciálou. V substituční rovnici znamená x_0 minimální hodnotu náhodné veličiny x (začatek frekvenční křivky). Možno dokázat, že při

$$C_s \geq 3C_v + C_v^3$$

leží celá křivka v kladném oboru přičemž rovnost $C_s \geq 3C_v + C_v^3$ je krajním případem, v kterém $x_0=0$.

Logaritmicko-normální rozdělení je vhodné pro soubory s velkou asymetrií ($C_s > 3C_v$). S výhodou se tohoto rozdělení používá také při sestrojování podmíněných čar překročení a při kompozičních metodách výpočtu veličin, závislých na několika vzájemně podmíněných statistických argumentech.

Uvedené typy rozdělení platí jak pro celé náhodné výběry, tak i pro sekundární soubory, které z nich odvodíme. Někteří autoři však zkoumali zákony rozdělení četnosti extrémních členů náhodných výběrů a odvodili typy rozdělení, z nichž první je známý jako Gumbelovo rozdělení a užívá se pro maximální členy náhodných výběrů a druhý typ se označuje jako Weibullovo rozdělení a užívá se ho pro minimální členy náhodných výběrů.

Gumbelovo rozdělení

Toto rozdělení, které je oboustranně neohraničené, se nazývá též dvojitě exponenciálním rozdělením. Analytické vyjádření frekvenční křivky je

$$\varphi(x) = e^{-z} e^{-e^{-z}}$$

kde z je odchylka od modusu a je funkcí náhodné veličiny x podle vztahu

$$z = \frac{1}{0,7797\sigma} (x - \bar{x} + 0,450\sigma)$$

Křivka překročení má tvar

$$P(x) = 1 - e^{-e^{-z}}$$

Gumbelovo rozdělení má konstantní asymetrii, $C_s = 1,139$, což je jeho nevýhodou. Gumbelův dvojitě exponenciální zákon rozdělení se často používá při pravděpodobnostní analýze maximálních srážkových úhrnů (n-denních, n-hodinových atd.).

Weibullovo rozdělení

Extremní rozdělení, které je ohraničeno zdola, používá se proto při statistické analýze minimálních členů. Rovnice frekvenční čáry je

$$\varphi(x) = \frac{k}{(x_0 - q) \left(\frac{x - x_0}{q - x_0} \right)^{5-1}} e^{-\left(\frac{x - x_0}{q - x_0} \right)^k}$$

Tvar čáry překročení je dán

$$P(x) = e^{-\left(\frac{x - x_0}{q - x_0} \right)^k}$$

Obě rovnice mají tři parametry

q – tzv. charakteristiky minimálních členů, odpovídá členům o pravděpodobnosti překročení

$$P(q) = e^{-1} = 0,368$$

x_0 – nejmenší možná hodnota x

k – směrnice čáry překročení v přímkovém zobrazení (Dub a Němec, 1969; Nacházel, 1986)

Gamma rozdělení

Gamma rozdělení má pozitivně zkosený tvar a dobrou pružnost, tím umožňuje variabilitu v průměrných hodnotách a rozptylu v závislosti na jeho tvaru a rozměru parametrů. Gama distribuční funkce je dána vztahem:

$$f(x, \alpha, \beta) = \frac{(x/\beta)^{\alpha-1} e^{-x/\beta}}{\beta \Gamma(\alpha)}$$

$$x \geq 0, \alpha, \beta > 0$$

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} t^{\alpha-1} e^{-t} dt$$

kde x je náhodná proměnná, tj. celkové roční srážky, α je parametr tvaru, β je parametr měřítka a $\Gamma(\alpha)$ je gama funkce (Paynter a Nachabe, 2009).

7.7 Analýza časo-prostorové homogenity

Teoretické rozdělení pravděpodobnosti se může využít k hodnocení časo-prostorové homogenity srážkových úhrnů. K tomu, aby bylo možné zhodnotit prostorovou homogenitu, je nutné přiřadit každé proměnné v místě výskytu typ rozdělení distribuce. Pro srážková data se většinou používají Weibullovo a Gamma rozdělení. Paynter a Nachabe (2009) zjistili, že vzorek dat byl v průměru v 99% shodný s přípustnými limity pro vytvoření reprezentativní distribuce pro region. Důraz byl kladen na vytvoření průměrné doby opakování pro každou proměnnou v daném roce. Proto bylo velmi důležité variabilní rozdělení, které odpovídá uvedeným přípustným limitům blízko 0,5 percentilu.

Časová analýza pomocí distribučního parametru

Pro analýzu časových rozdílů se mohou distribuční parametry měnit s časem. Porovnáním s původním distribučním modelem lze zjistit, zda změny jsou statisticky významné a to v případě, je-li rostoucí nebo klesající trend v konkrétní hydroklimatické proměnné. Pokud se extrémní hodnoty samy o sobě mění směrem nahoru nebo dolů, dochází automaticky i ke změnám distribučních parametrů. Změna parametrů distribuce s časem způsobuje nestacionární distribuci. Bližším rozbořem lze také zjistit rychlost změny dané hodnoty (blíže v Paynter a Nachabe, 2009).

7.8 Regionalizace srážek

Při zpracování a hodnocení srážkových úhrnů je snaha o nalezení srážkoměrných stanic, které mají podobné vlastností a průběh srážek a tyto stanice slučovat do jednotlivých shluků. Jedním z prvních kroků v oblasti regionální frekvenční analýzy srážek je určení homogenních regionů. Regiony jsou podmnožinou oblasti a skládají se z celé řady míst, o kterých existují informace o extrémních srážkách nebo pro které se tento odhad provádí. Tím může být zajištěna dokonalejší informace o výskytu srážek nebo lze tento výskyt poměrně dobře předpovědět.

Hassan a Ping (2012) upozorňují na základní problémy srážkových studií, kterými jsou většinou nedostatečná měřicí síť a nedostatek dat pro provedení frekvenční analýzy srážek a to zvláště v případech, kdy je potřeba provést odhad události s velkou dobou opakování v daném místě. Proto je nutné provést regionální analýzu, ve které se použijí srážkové záznamy ze skupiny podobných povodí. Regionalizace nebo regionální analýzy se používají tehdy, pokud není k dispozici dostatek naměřených údajů.

Pro regionalizaci srážek a dalších složek vodního cyklu, se běžně používá několik metod. Pro klasifikaci jsou velmi běžné metody na principu vícerozměrné techniky, jako je například shluková analýza (CA) s využitím metody analýzy hlavních komponent (PCA). Jak uvádí Muňoz-Diaz a Rodrigo (2004) shluková analýza zahrnuje kompletní rozptyl původních dat, analýza hlavních komponent dokáže rozlišovat mezi běžnými a extrémními hodnotami. Nicméně, použití standardizovaných anomálií jako vstupních dat ve shlukové analýze umožňuje dokonalejší popis této variability v časové řadě.

7.8.1 Shluková analýza

Shluková analýza patří mezi průzkumové statistické metody. Slouží jako určité vodítko při dalším zpracování dat. Cílem shlukové analýzy je rozřídění n objektů, z nichž každý je popsán p znaky, do několika pokud možno stejnorodých (homogenních) skupin (shluků, clusterů). Požadujeme, aby objekty uvnitř shluků si byly podobné co nejvíce, zatímco objekty z různých shluků co nejméně. Počet shluků není většinou předem přesně znám (Prax a kol. 2010). Tato analýza je účinný statistický nástroj pro řešení úkolů při seskupování stanic do klimatologických homogenních oblastí nebo pro seskupení období do shluků, které odrážejí výskyt meteorologických jevů nebo vzorů (Muňoz-Diaz a Rodrigo, 2004). Jak uvádí Hassan a Ping (2012) cílem použití shlukové analýzy u hydrologických proměnných je sloučit proměnné do skupin založených na vysoké podobnosti hydrologických prvků, jako jsou geografické, fyzikální, statistické nebo stochastické vlastnosti. Muňoz-Diaz a Rodrigo (2004) uvádí, že proměnné jsou před použitím shlukové analýzy obvykle standardizovány. Pro každou stanicí se celkové sezónní srážky standardizují pomocí referenčního období, aby hodnoty byly porovnatelné a to na základě vztahu:

$$z_i = \frac{x_i - \overline{x_i}}{s_z}$$

kde x_i je sezónní srážka v sezoně i , $\overline{x_i}$ je průměrná hodnota, s_z je směrodatná odchylka referenčního období.

Určení homogenních hydrologických regionů a identifikace souvisejících srážkových vlastnosti zlepšuje možnost účinnosti hospodaření s vodními zdroji a to i v návaznosti na změnu klimatu, v důsledku čehož je možné předcházet například i dopadu účinku živelných katastrof na daný region.

Většina klasických metod shlukování srážkových dat pomocí statických výpočtů se nemění s časem. Vzhledem k tomu, že časové řady srážek jsou dynamické a jejich funkce se vyvíjejí v čase, musí být nestacionarita nebo chaotické vlastnosti zakotveny v datech (Hsu a Li, 2010). Shluková analýza využívá podobnosti či rozdílnosti objektů na základě porovnávání pomocí euklidovské teorie také aglomerativní hierarchistickou a nehierarchistickou proceduru.

Hierarchické shlukování

Princip spočívá v postupném slučování objektů a to nejprve nejbližších a v dalších krocích pak stále vzdálenějších.

1. krok: Každý objekt považujeme za samostatný shluk
2. krok: Najdeme dva shluky, jejichž vzdálenost je minimální
3. krok: Tyto dva shluky spojíme v nový, větší shluk a přepočítáme matici vzdálenosti. Její řád se sníží o 1. vrátíme se na 2. krok. Funkce algoritmu končí, až jsou všechny objekty do jediného shluku.

Vzdálenost mezi shluky se počítá různými způsoby. Nejpoužívanější jsou:

a) Metoda nejbližšího souseda: Vzdálenost mezi dvěma shluky je minimem ze všech vzdáleností mezi jejich objekty. Při použití této metody se stává, že i značně vzdálené objekty se ocitnou v témž shluku, pokud větší počet jiných objektů vytvoří mezi nimi jakýsi most. Hovoříme o tzv. řetězení objektů.

b) Metoda nejvzdálenějšího souseda: Vzdálenost mezi dvěma shluky je maximem ze všech vzdáleností mezi jejich objekty. Zde již nedochází k řetězení objektů. Dostáváme nepřiliš rozsáhlé kompaktní shluky.

c) Metoda průměrné vazby: Vzdálenost mezi dvěma shluky je průměrem ze všech vzdáleností mezi jejich objekty. Metoda dává často podobné výsledky jako metoda nejvzdálenějšího souseda.

d) Wardova metoda: Je založena na poněkud jiném principu než předešlé tři metody. Tvoří shluky tak, že minimalizuje součet čtverců odchylek jednotlivých vektorů pozorování objektů od vektoru průměrů příslušných shluků. Vyžaduje použití čtvercové euklidovské vzdálenosti. Má tendenci tvořit shluky zhruba stejné velikosti.

Vzhledem k tomu, že vzdálenost mezi shluky je pro různé metody definována různě, mohou shlukovací algoritmy vést k rozdílným výsledkům i když jsou aplikovány na stejný datový soubor. Výsledky aglomerativní hierarchické procedury

se zpravidla vyjadřují pomocí stromového diagramu, který se nazývá dendrogram (viz obr. 7). Může být konstruován vertikálně nebo horizontálně. Při horizontálním způsobu se na svislé ose znázorní vzdálenosti pro hladiny spojování shluků v jednotlivých krocích shlukovacího algoritmu. Na vodorovné ose strom začíná n větvemi a v každém kroku se spojí dvě větve v bodě, který odpovídá příslušné hladině spojení. Z dendrogramu pro danou úroveň vzdáleností – tzv. řezu dendrogramu – určíme počet shluků i jejich složení.

Nehierarchické shlukování metodou k – průměrů

Tato metoda umožní verifikovat výsledek dané hierarchické shlukovací metody. Uživatel předem zadá číslo k – počet shluků (lze ho stanovit například pomocí grafu rozmístění objektů na ploše prvních dvou hlavních komponent). Postupuje se podle následujícího algoritmu:

1. krok: Stanovíme počáteční rozklad množiny n objektů do k shluků. Rozklad zpravidla volíme náhodně
2. krok: Určíme výběrové centroidy v aktuálních shlucích. (výběrovým centroidem shluku rozumíme těžiště tohoto shluku.)
3. krok: Pro všechny objekty spočteme jejich vzdálenosti od všech výběrových centroidů. Objekt zařadíme do toho shluku, k jehož výběrovému centroidu má nejbližší. Pokud nedošlo v tomto kroku k žádnému přesunu, považujeme aktuální shluky za definitivní, jinak se vracíme na 2 krok. (Prax a kol., 2010).

Analýza hlavních komponent (PCA)

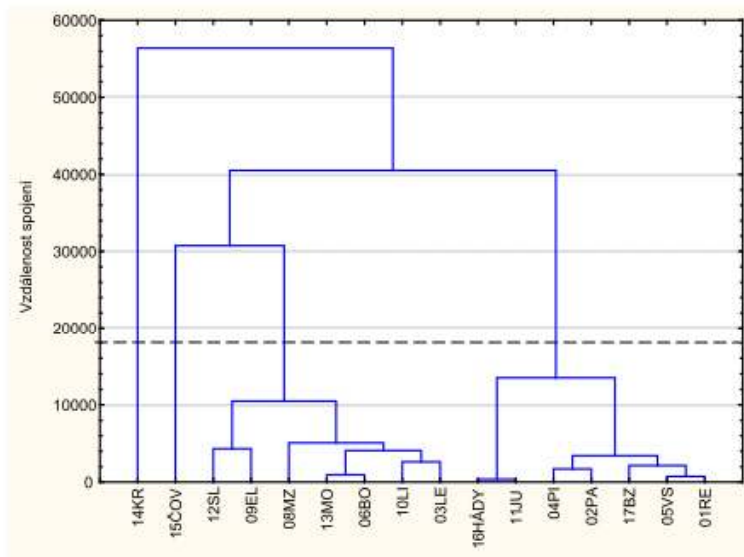
Analýza hlavních komponent je součástí řešení metody shlukové analýzy, je potřebná k získání homogenních skupin. Tato technika je užitečná pro transformaci informací při velkém počtu proměnných do menšího souboru. Při tom může dojít ke ztrátě pouze malého množství informací. Účelem je identifikovat nejdůležitější korelační struktury mezi několika proměnnými s cílem stanovení celkové variability systému s použitím několika lineárních kombinací původních proměnných. Neexistuje jediné jasné kritérium, které by bylo použito pro výběr počtu hlavních složek, které jsou vhodné pro rozdělení za daných podmínek. I zde je výběr z velké části subjektivní záležitostí, závisí především na zvolených datech a na účelu, pro který se analýza provádí (Muñoz-Díaz a Rodrigo, 2004).

Před provedením analýzy je vhodné znázornit data na ploše prvních dvou hlavních komponent. Ty jsou konstruovány jako lineární kombinace původních znaků, přičemž požadujeme, aby byly lineárně nezávislé a vyčerpávaly co největší podíl variability obsažené v datech. První a druhou komponentní váhu objektu chápeme jako souřadnice objektu v dvourozměrném prostoru. Získáme tak

dvourozměrný tečkový diagram, z jehož vzhledu můžeme usoudit, zda se v datech vyskytují odlehlá pozorování nebo zda se objekty mohou sdružovat do shluků.

Použití shlukové analýzy

Metody shlukové analýzy byly v praxi použity například pro monitoring srážek regionu města Brna a to pro potřeby vypracování generelu odvodnění. K dispozici byly měsíční úhrny srážek v měsících duben až říjen v letech 2003 až 2006, přičemž údaje pocházely ze 17 stanic rozmístěných na území města. Výsledky byly statisticky vyhodnoceny a zpracovány tabulkově a graficky. Byla provedena celková analýza a stanoveny shluky pro jednotlivé roky a srážkoměrné stanice. Naměřené hodnoty (viz tab. 4, kap. 8.3.) byly dále zpracovávány. Konečným výsledkem bylo grafické zobrazení srážkoměrných stanic ve formě dendrogramu pro Wardovu metodu (viz obr. 7).



Obr. 7: Dendrogram pro Wardovu metodu Zdroj: Prax a kol. (2010)

7.9 Hodnocení trendů a posunů

Časové řady srážek vykazují v různých stupních trendy, posuny či skoky, sezónní autokorelace a abnormality. Tyto atributy časové řady jsou označovány jako složky. Pro účely hodnocení lze časové řady rozdělit do jednotlivých skupin.

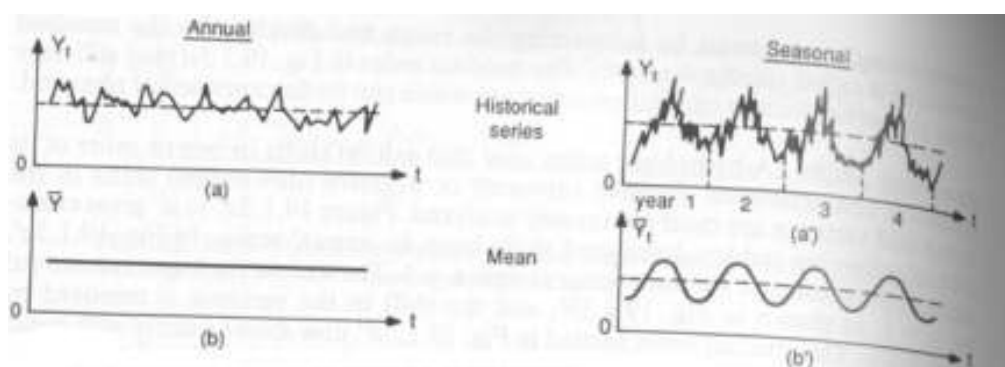
Trendy a posuny

Obecně platí, že okamžité trendy a posuny (skoky) v časové řadě srážkových úhrnů mohou být způsobeny vlivem přírody a člověka (Maidment, 1993). Časové trendy, jak je uvedeno v Paynter a Nachabe (2009), jsou důležité pro hospodaření s vodními zdroji. Identifikace určitého trendu může umožnit včasné provedení

zmírňujících opatření pro zásobování vodou, obnovy mokřadů nebo vodních ploch a při dalších otázkách týkajících se ochrany vodních zdrojů.

Sezónnost

Sezónní a roční chody srážkové řady se transformují do statistických charakteristik, které se liší v průběhu roku (nebo jednoho týdne nebo během dne). Důležitými parametry, které ovlivňují sezónní nebo periodické kolísání oproti průměru jsou variance, kovariance, a šikmost. Obrázek 8 ukazuje, jak jsou sezónní řady rozděleny podle základních ukazatelů (roční série je uvedena pro srovnání). Je patrné, že sezónní časová řada po zprůměrování vykazuje pravidelné odchylky od střední hodnoty (amplituda), roční hodnoty po zprůměrování vykazují prakticky lineární průběh (Maidment, 1993).



Obr. 8: Vzor časové série a průměru Zdroj: Maidment (1993)

7.9.1 Metoda klouzavých průměrů

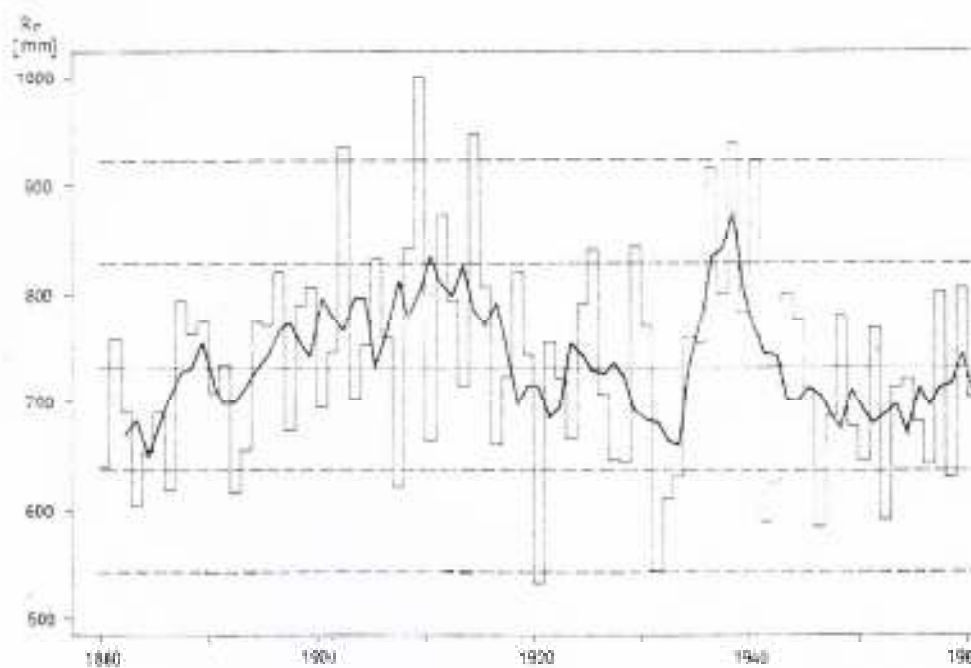
Při určování trendů a základních změn průběhu časových řad používáme často metodu klouzavých průměrů. Tato metoda se používá k odstranění výchyly nepodstatného charakteru, jež ale analýzu časové řady ztěžují. Toho se docíluje tak, že vyrovnáme časovou řadu z lichých sousedních členů průměru časové řady. Při této metodě nahradíme hodnotu i -tého členu řady x_i číselnou hodnotou y_i , kterou můžeme určit z různého počtu sousedních členů. Nejčastěji se počítá y_i ze tří členů

$$y_i = \frac{1}{3}(x_{i-1} + x_i + x_{i+1})$$

případně z pěti členů

$$y_i = \frac{1}{5}(x_{i-2} + x_{i-1} + x_i + x_{i+1} + x_{i+2})$$

Spojením bodů y_i obdržíme čáru (viz obr.9), která tím více eliminuje sekundární změny průběhu, čím větší počet členu (k) se použije pro výpočet y_i . Přitom je nově vytvořená řada hodnot y_i kratší o $(k - 1)$ členu (Dub a Němec, 1969; Nypl, 1986).



Obr. 9: Pětileté klouzavé průměry v porovnání s ročními srážkovými úhrny
Zdroj: Brazdil a kol. (1985)

7.9.2 Stanovení a testování trendů

Testování trendů se provádí z důvodu zkoumání stacionarity v časové řadě, tedy zjišťuje se, zda má časová řada konstantní průměr, rozptyl a autokorelaci (Yang a kol., 2010). V literatuře je známo mnoho parametrických a neparametrických testů, které se mohou použít pro stanovení a testování trendů v časové řadě.

Lineární regrese

Lineární regrese se využívá pro stanovení lineárních trendů v časové řadě srážkových úhrnů. V praxi, jak uvádí Mrkvička a Petrášková (2006), se můžeme často setkat se situací, kdy některé náhodné veličiny jsou snadno dostupné a dají se jednoduše změřit nebo jinak zjistit, zatímco jiné veličiny se určují obtížně nebo se o nich dozvíme až z velkým časovým odstupem. Pokud mezi těmito dvěma druhy veličin existuje nějaký vztah, lze z jedné odhadnout resp. předpovědět druhé. Cílem lineární regrese je najít regresní funkci, známe-li n pozorovaných dvojic, která by charakterizovala data srážkových úhrnů v časové řadě.

Za lineární regresi považujeme regresi, jejíž regresní funkce je lineární

$$y = a_1 + b_1 x$$

Cílem je nalezení parametrů a_1 a b_1 , kdy parametr b_1 představuje přírůstek hodnoty y připadající na jednotkovou změnu časové proměnné. Tedy z tohoto parametru můžeme určit trend časové řady za určité období, pro které jsme hledali

funkci lineární regrese. Nalezení parametrů lineární regrese se provádí metodou nejmenších čtverců, která spočívá v tom, že hledáme parametry a_1 a b_1 , pro něž je součet čtverců chyb modelu minimální.

Parametry funkce lineární regrese tedy získáme z následující rovnice:

$$b_1 = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum (x_i - \bar{x})^2}$$

$$a_1 = \bar{y} - b_1\bar{x}$$

(Dub a Němec, 1969; Mrkvička a Petrášková, 2006).

Mann-Kendall test pro trendy

Mann-Kendall neparametrický test, který zkoumá trend v časové řadě bez určení, zda je tento trend lineární nebo nelineární. Zvažuje roční časové řady y_t , $t = 1, \dots, n$. Každá hodnota $y_{t'}$, $t' = 1, \dots, n - 1$ je porovnávána se všemi následujícími hodnotami y_t , $t = t' + 1, t' + 2, \dots, n$, a z tohoto porovnání vznikne nová řada z_k .

$$z_k = 1 \quad y_t > y_{t'}$$

$$z_k = 0 \quad \text{jestliže } y_t = y_{t'}$$

$$z_k = -1 \quad y_t < y_{t'}$$

ve které $k = (t - t') (2n - t' - 1) / 2 + (t - t')$. Mann-Kendall statistika je dána součtem série z_k

$$S = \sum_{t'=1}^{n-1} \sum_{t=t'+1}^n z_k$$

Tato statistika představuje porovnání pozitivních a negativních rozdílů pro všechny uvažované hodnoty.

Statistický údaj zkoušky pro $n > 40$ může být psán jako

$$u_c = \frac{S + m}{\sqrt{V(S)}}$$

$$V(S) = \frac{1}{18} \left[n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^n e_i(e_i-1)(2e_i+5) \right]$$

kde $m = 1$, pokud $S < 0$ a $m = -1$, pokud $S > 0$, n je počet vázaných skupin, a e_i je počet dat (vázané) skupiny.

Mann-Kendall test může být zároveň použit i na zjištění, zda za různá období vykazují trendy stejný směr a stejný rozsah. Výhodou Mann-Kendall testu, jak uvádí Yang a kol. (2010) je, že nevyžaduje žádné distribuční předpoklady v datech a zároveň má stejnou vypovídající schopnost jako jiné parametrické testy. Tento test je často používán pro testování trendů na kvalitu vody v časových řadách, ale může být použit i na srážková data. Další neparametrické testy, které můžeme využít pro

hodnocení trendu v hydrologických časových řadách byly navrženy jako Hotelling-Pabst test a Sen test, což jsou testy pro sezónní korelovaná data (Maidment, 1993).

Sériová korelace

Kontrolu trendů lze provádět zkoumáním autokorelačních koeficientů časové řady. Absolutní hodnoty autokorelačních koeficientů různých zpožděných časů vypočtené pro časové řady se vyhodnocují z n pozorování. Pokud nejsou větší než typicky kritické hodnoty, tj. odpovídající 5% ní hladině významnosti, pozorování v této časové řadě, mohou být posuzovány jako na sobě nezávislé (Yang a kol., 2010). Výpočet autokorelačních koeficientů je uveden v kap. 7.4.3. Grafický záznam autokorelačních koeficientů se nazývá korelogram. Někdy se korelogram používá pro výběr reprezentace typu stochastického modelu dané časové řady. Jeden zpožděný sériový korelační koeficient r_1 je jednoduchým měřítkem stupně závislosti časové série (Maidment, 1993).

8 Rozdíly v časové distribuci srážek na malém území

Pro zjištění údajů o rozdílu časové distribuce srážek v prostoru na malém území, jak uvádí Pedersen a kol. (2010), je nutné vybudovat rozsáhlou experimentální síť s dostatečným počtem záznamových srážkoměrů. To s sebou přináší poměrně značnou investici na nákup měřidel a dále i nutnost jejich časté provozní údržby, kalibrace a také poměrně vysokou náročnost na vyhodnocování a zpracování zaznamenaných dat jakož i kontrolu kvality zjištěných údajů. Z těchto důvodů se spíše věnuje pozornost sledování a vyhodnocování distribuce srážek na větších územních celcích. V dostupné literatuře se problematika časové distribuce srážek na malém území vyskytuje omezeně a je řešena jen v několika případech.

Přesto se v poslední době i u nás v této oblasti objevují některé analýzy, které se snaží sledovat chování a variabilitu srážek na menších územních celcích. Jedná se například o grantový projekt GA205/09/1297, který se zabývá víceúrovňovou analýzou městského a příměstského klimatu na příkladu středně velkých měst. Cílem tohoto projektu je rozbor časové a prostorové variability klimatu Brna a Olomouce. (Geografický ústav – Přírodovědecká fakulta MU [online], 2013)

8.1 Rozdíly během srážkové události

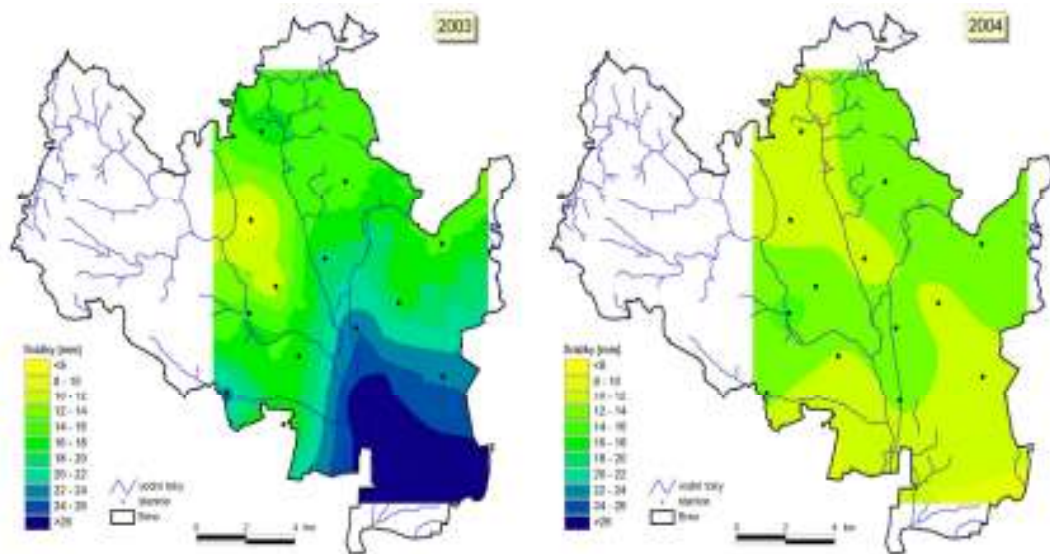
Pedersen a kol. (2010) hodnotili prostorovou variabilitu srážkových událostí v okolí města Aarhus, Dánsko, pomocí variačního koeficientu (C_v). Došli k závěru, že variační koeficient klesá s větším množstvím spadlých srážek. Velká variabilita nad 50 % se vyskytuje pouze u množství srážkových úhrnů menších než 5 mm. K měření použili devět srážkoměrů rovnoměrně rozmístěných tak aby jeden srážkoměr reprezentoval srážkový úhrn pro území 500 x 500 m.

V této studii byla hodnocena prostorová variabilita také pomocí korelačních koeficientů. Jednotlivé srážkoměry ukázaly velmi silnou korelaci, data proto byla hodnocena pomocí srovnání směrodatných odchylek jednotlivých srážkoměrů. Směrodatné odchylky se pohybovaly v roce 2007 v rozmezí 0,4 až 0,11 mm, pro rok 2008 v rozmezí 0,6 – 0,13 mm. Pro události větší než 15 mm se směrodatné odchylky vešly do rozmezí $\pm 2s_z$, zatímco pro menší akce se srážkovým úhrnem menším než 5 mm ukázaly větší variabilitu a bylo překročeno normální rozdělení $\pm 2s_z$.

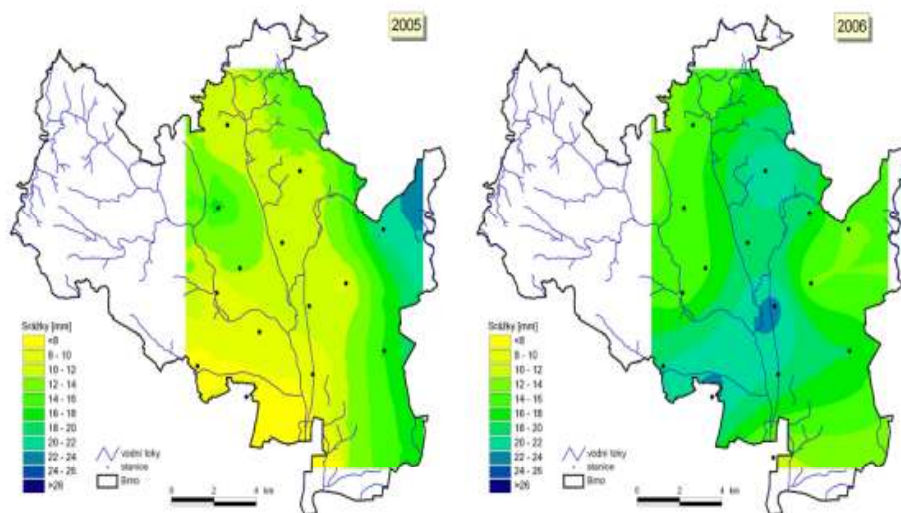
Vysoká variabilita v pozorovaném množství srážek naopak byla zjištěna v rámci nezávislých srážkových událostí. Vyjádřeno koeficientem variace (C_v), variabilita se pohybovala v rozmezí od 10% - 100%. O vysoké variabilitě množství srážek ve

sledovaném území svědčí i to, že i v hodnocení, kdy nebyly do analýzy zahrnuty extrémní hodnoty srážek, byla výsledná variabilita v několika případech větší než 50%.

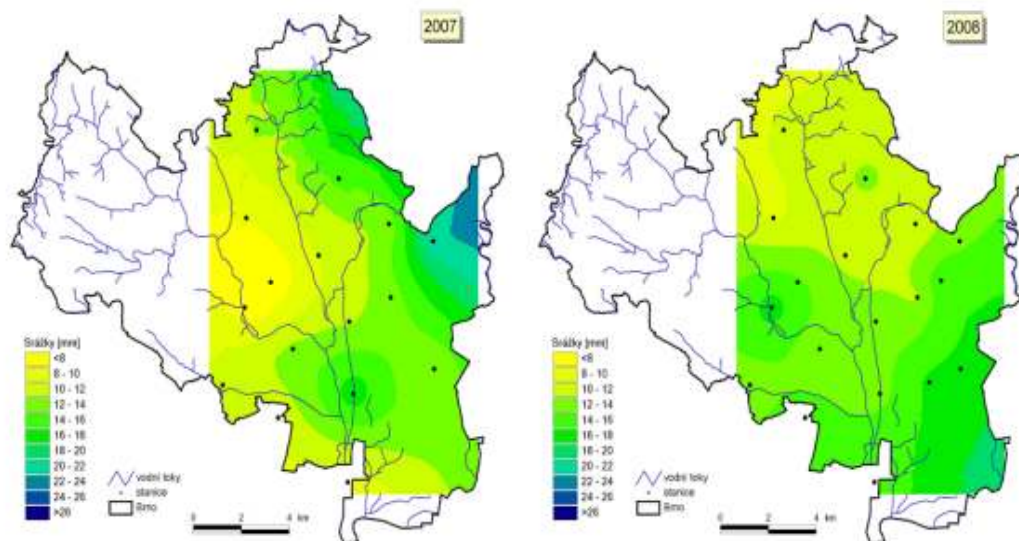
Prax a kol. (2010) sledovali také koeficient korelace mezi 17 srážkoměrnými stanicemi v okolí města Brna z denních srážkových úhrnů. Nejmenší podobnost denních úhrnů byla zjištěna pro letní měsíce (hlavně červenec), naopak nejtěsnější vztah nastává na podzim a to u stanic ležících ve středu města. Vzájemné vazby mezi stanicemi klesají směrem k periférii. Přesto rozdíly mezi jednotlivými stanicemi nejsou velké. Dále byly hodnoceny maximální sumy srážek v trvání 5, 10, 15, 20, 30 a 60 minut. Roční chod maximálních úhrnů u všech délek trvání srážek vykazuje podobný charakter. Tedy nejvyšší úhrny byly zjištěny v letních měsících - červen, červenec a srpen. To je dáno hlavně konvektivní činností. Maximální úhrny srážek rostou s délkou jejich trvání. Absolutní rozdíly mezi stanicemi rostou s rostoucí délkou srážek. Co se týče prostorového rozložení maximálních intenzit (průměrná maximální intenzita 2003-2009), jsou pro všechny zkoumané doby srážkové události podobné. Nejvyšší maximální srážkové roční úhrny se vyskytují v jihovýchodní části Brna. Naopak v západní části studované oblasti jsou maximální intenzity nižší. Dále byla také studována časová proměnlivost maximálních ročních úhrnů intenzity 15minutového deště v letech 2003 až 2009. Průměrná maximální intenzita pro jednotlivé roky vykazuje odlišnou prostorovou vazbu viz obr. 10, 11, 12. Vysoké hodnoty byly zjištěny v letech 2009, 2003 a 2006. V roce 2009 byla naměřena největší intenzita 15 minutového deště v červenci a nejvíce byl postižen pás Žabovřesky, Kraví Hora, Horní Heršpice a Slatina. V roce 2003 větší intenzity nastaly v květnu, červnu i červenci. Maximální úhrny byly naměřeny v Horních Heršpicích, Černovicích až po Tuřany. V roce 2006 výraznější maximální úhrny vznikly v červnu a červenci. Nejvyšší hodnoty byly pozorovány v Černovicích a dále na Lesné a v Modřicích. I z tohoto hodnocení je patrné, že průměrná maximální intenzita srážek vykazuje rozdíly nejen ve sledovaném prostoru, ale i v jednotlivých letech.



Obr. 10: Průměrný maximální srážkový úhrn pro roky 2003 a 2004
Zdroj: Prax a kol. (2010)



Obr. 11: Průměrný maximální srážkový úhrn pro roky 2005 a 2006
Zdroj: Prax a kol. (2010)



Obr. 12: Průměrný maximální srážkových úhrn pro roky 2007 a 2008
Zdroj: Prax a kol. (2010)

Goodrich a kol. (1995) použili pro svoji studii časové distribuce srážek křížovou korelaci. Maximální koeficienty korelace se pohybovaly v rozsahu od 0,83 do 0,99 (u devíti srážkových událostí). Osm z devíti událostí mělo časový posun vrcholu korelace 2 min nebo méně. Tento posun není považován za významný s ohledem na časové rozlišení jednotlivých srážkoměrů (1 min), které mají potenciální chybu měření 1,2 min. V rámci schopnosti měření srážkoměru, které byly využity v této studii, je zde předpoklad homogenního časového rozložení srážek, které je rovnocenné časovému rozložení intenzity srážek na malém povodí Walnut Roky (4,4 ha). Pro reprezentaci časového průběhu srážek v malém povodí je dostačující použití jednoho záznamového srážkoměru. Zároveň je zde však upozorněno na možnost použití přesnější techniky a datalogerů pro pečlivější průzkum.

Prostorové rozdíly rozložení srážek byly hodnoceny geostatistickými analýzami, kdy byly zjištěny srážkové přechody od 0,28 do 2,48 mm na 100 m při průměru 1,2 mm na 100 m. Tato fakta zdůrazňují důležitost správného umístění srážkoměru, zvláště v případě, pokud je k dispozici pouze jeden srážkoměr.

8.2 Rozdíly měsíčních srážkových úhrnů

V návaznosti na projekt GA205/09/1297 byla vypracována bakalářská práce Matěje Kulczyckého (2011) zabývající se studiem atmosférických srážek příměstského klimatu města Olomouce. Autor studoval časoprostorový režim atmosférických srážek v městských a příměstských stanicích. Výsledek této analýzy pak porovnával s jednotlivými roky na základě hodnot převzatých z ČHMÚ Ostrava.

Časové údaje byly pořízeny na celkem 11 automatických stanicích sítě MESSO. Řešení se zaměřilo na časoprostorovou diferenciaci atmosférických srážek v měřítku města a příměstské krajiny a na specifika městských srážek v porovnání s příměstskou oblastí. Výsledky byly zpracovány a porovnány ve formě tabulek (viz tab.3), ilustrativních obrázků map s uvedením naměřených hodnot na jednotlivých srážkoměrných stanicích a dále ve formě grafu.

Tab. 3: Naměřené srážkové úhrny na stanicích pro teplý půlrok 2009
Zdroj: Kulczycki (2011) upraveno autorem

Stanice	Nadm. výška [m]	Úhrn srážek [mm]						
		IV	V	VI	VII	VIII	IX	IV-IX
BOT_PeF	211	0,2	19,2	83,2	94,2	48,6	19,0	264,4
BOT_PrF	213	6,2	42,4	82,0	88,2	-	16,0	234,8
BYST	218	-	32,0	60,4	93,8	31,4	10,0	227,6
DDHL	307	-	-	119,6	87,0	43,8	21,8	272,2
DOMI	220	0,2	1,6	40,6	89,4	50,6	12,6	195,0
HOLI	217	-	33,6	73,6	63,6	30,8	13,2	214,8
HRAD	216	0,2	27,6	71,0	57,2	35,2	12,6	203,8
KOPE	362	0,2	33,4	64,4	84,0	58,2	22,4	262,6
LETO	258	-	0,8	46,8	92,2	34,4	16,0	190,2
NEMI	220	-	-	-	77,4	43,2	12,2	132,8

 Maximum
 Minimum

Z naměřených hodnot vyplývá, že distribuce srážek pro jednotlivé měsíce není stálá a mění se v průběhu roku. Jak je patrné z obrázku 13 (srážkové úhrny pro červenec roku 2009) a z obrázku 14 (srážkové úhrny pro září roku 2009), dochází ke změně srážkových úhrnů a k přesunu maxima a minima. Z těchto dat tedy vyplývá, že nemůžeme očekávat stálou distribuci měsíčních srážkových úhrnů v rámci malého území. Případnou závislost distribuce srážek v průběhu roku, například závislost srážkových úhrnů na změně krajiny, by bylo možné zhodnotit až porovnáním delších časových řad.



Obr. 13: Rozložení srážek za měsíc červenec (2009)

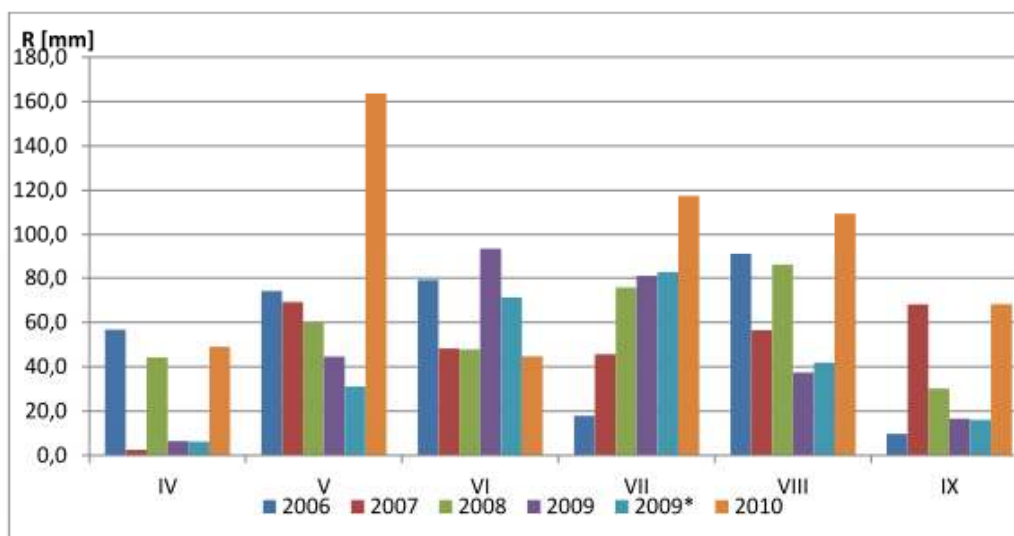
Zdroj: Kulczycki (2011)



Obr. 14: Rozložení srážek za měsíc září (2009)

Zdroj: Kulczycki (2011)

Kulczycki (2011) také porovnává průměrné srážkové úhrny měsíců pro roky 2006-2010. Z tohoto porovnání vyplývá, že průměrné srážkové úhrny ze sítě srážkoměrů za jednotlivé měsíce nepravidelně kolísají pro jednotlivé roky. To znamená, že průběh srážek v roce není stálý (viz obr. 15).



Obr. 15: Průměrné měsíční srážkové úhrny ze sítě srážkoměrů
Zdroj: Kulczycki (2011)

8.3 Rozdíly ročních srážkových úhrnů

Paynter a Nachabe (2009) analyzovali srážková data, jako průměr ročních srážkových úhrnů, průměrný počet dnů se srážkami, průměrné maximum srážkových úhrnů během srážkové události a průměrný počet dní mezi srážkami, na území v okruhu 40 km jezera Moon Lake na jihozápadě Floridy (USA). Analýzu srážek prováděli pomocí distribučních parametrů. Pro kontrolu konzistence vzorku dat vypočítali průměr a určili maximum a minimum pro každý srážkoměr. Pro soubor všech srážkoměrů byl vypočítán průměr, směrodatná odchylka a rozptyl. Z těchto údajů vyplývá, že údaje byly obecně konzistentní, kromě jednoho srážkoměru, který byl označen G17, ten zaznamenal nižší průměrné hodnoty. Tento rozdíl je zde vysvětlen jako vliv dynamiky srážek u tohoto srážkoměru v blízkosti města Tampa Bay. Navíc toto měřidlo bylo v nejméně urbanizované části ze všech měřicích přístrojů. Toto umístění srážkoměrů mohlo mít tak dopad na srážkové úhrny.

U časové variability srážek nebyl zjištěn žádný významný trend, tím se vysvětluje časová stacionarita sledovaných srážkových úhrnů v této oblasti. U některých z měřidel byl prokázán pouze slabý trend, srážkoměr G4 ukázal nepatrný rostoucí trend v počtu srážkových dní v roce. V případě G12 a G13 naopak byl trend klesající.


Také Kulczycki (2011) se ve své studii zabýval porovnáním průměrných srážkových úhrnů za jednotlivé roky. Zjistil, že v letech 2006 až 2009 vykazovala sledovaná data prakticky stejné nebo nepatrně se lišící hodnoty průměrných srážek, ale v roce 2010 byly tyto hodnoty extrémně vysoké. I z tohoto záznamu je patrné, že

pro kvalitní předpověď je nutné sledování hodnot v delším časovém horizontu. V této práci nejsou dostupná data pro hodnocení rozdílů ročních srážkových úhrnů v rámci vybudované srážkoměrné sítě.

Prax a kol. (2010) se zabývali monitoringem srážkové činnosti na malém území v regionu města Brna (okruh cca 7 km), které je několikrát menší než hodnotili Paynter a Nachabe (2009). Zaměřili se na vyhodnocení naměřených dat s podobným charakterem chování srážek, k čemuž použili metodu shlukové analýzy s využitím analýzy hlavních komponent. Došli k závěru, že do budoucnosti je nutné a vyplatí se instalovat větší množství srážkoměrných stanic i v tak malém regionu, aby výsledky byly více vypovídající. Přesto se jim podařilo ve studii lokalizovat území s podobnými hodnotami ročních srážkových úhrnů pro teplý půlrok, mezi kterými ale byly poměrně značné rozdíly v množství srážek v jednotlivých letech (viz tab.4).

Tab. 4: Srážkové úhrny (duben-říjen) pro území města Brna
Zdroj: Prax a kol. (2010) upraveno autorem

Stanice	2003	2004	2005	2006
01RE	273,101	309,501	341,600	461,001
02PA	242,901	312,401	365,701	433,201
03LE	321,501	326,701	372,201	437,801
04PI	279,701	316,801	355,400	418,001
05VS	259,601	323,401	360,500	464,102
06BO	308,201	293,301	349,701	432,401
07KH	286,301	318,801	366,001	220,301
08MZ	331,401	303,301	308,401	431,901
09EL	374,002	296,701	362,201	450,401
10LI	314,301	310,001	362,101	391,001
11JJ	239,401	292,401	359,901	386,101
12SL	360,001	292,601	409,201	406,901
13MO	313,701	279,101	364,301	454,701
14KR	424,302	285,101	385,801	536,002
15ČOV	285,601	202,500	343,601	354,701
16HÁDY	229,501	286,001	354,201	400,601
17BZ	272,100	323,700	390,000	461,800



Maximum
Minimum

Po zpracování srážkových dat ze srážkoměrné sítě se vytvořili čtyři shluky (viz obr. 7, kap. 7.8.1). Stanice 14Kr a 15ČOV tvoří dva samostatné shluky. Do dalšího shluku patří sedm stanic 12SL, 09EL, 08MZ, 13MO, 06BO, 10LI a 03LE. Do posledního shluku je zařazeno sedm zbývajících stanic 16HÁDY, 11JU, 04PI, 02PA, 17BZ, 05VS a 01RE. Toto rozřídění stanic do výše uvedených shluků indikuje možnost vytvoření čtyř samostatných zájmových území pro tvorbu okrajových podmínek pro matematické modelování srážko-odtokového děje v povodí města Brna. Dvojice stanic, které jsou si nejbližší, jsou 16HÁDY a 11JU, 05VS a 01RE, 13MO a 06BO, 04PI a 02PA, 10LI a 03LE a 12 SL a 09EL. Toto dělení v případě

nutnosti nabízí možnost vzájemné náhrady chybějících historických dešťoměrných záznamů pro další analýzy a matematické simulace (Prax a kol., 2010).

Jak se ukazuje tak ani u ročních srážkových úhrnů nemůžeme očekávat totožné prostorové rozložení srážek v rámci malého území. I když jsou tato data získána za poměrně krátkou časovou řadu, můžeme říci, že existují rozdíly v distribuci v rámci relativně malého území v časových intervalech od denních po roční. Sledování distribuce srážek tedy přináší odlišné výsledky v porovnání z hodnocením distribuce na větších územích s řidší srážkoměrnou sítí.

9 Závěr

Srážková činnost je důležitá pro celou řadu oblastí lidské existence. Je součástí koloběhu vody v přírodě, slouží jako zdroj pitné vody a je důležitá i pro růst vegetace. Extrémní výskyt srážek však může také způsobit situace, které nejsou pro člověka užitečné. Jedná se hlavně o povodně a rozsáhlé záplavy celých území, které přináší nejen ohrožení krajiny, ale také v nemálo případech i ohrožení lidských životů. Proto čím dál tím více stoupá význam sledování srážek a následné vyhodnocování srážkových událostí, na jejichž základě se dá, za použití stále zdokonalovaných metod, předpovídat toto nebezpečí.

K měření atmosférických srážek se používají srážkoměry, které zachycují srážky v místech svého umístění. Na výsledky měření a následné vyhodnocení má vliv jak prostorové rozmístění srážkoměrných stanic tak i časový interval, ve kterém jsou srážky sledovány. Zároveň se také používá radarové měření srážek. Tento způsob měření však vykazuje menší přesnost výsledků. Získaná data se rozřídí do časových řad (denní, měsíční, roční), jejichž statistickým vyhodnocením se určí charakteristika daného souboru. Analýza těchto dat je hlavním nástrojem v hydrologii pro vytváření matematických modelů, které slouží pro generování a předpovídání hydrologických událostí.

Pro relativně malé území se dříve využíval pouze jeden srážkoměr, který se považoval pro tuto oblast za reprezentativní, ale jak se ukazuje i v relativně malých oblastech vykazují srážkové úhrny poměrně velkou variabilitu v čase a prostoru. To znamená, že nemůžeme předpokládat stálé prostorové rozložení srážek ani v malém území v různém časovém intervalu. Relativně stálé rozložení srážek vykazují pouze denní úhrny pro podzimní období a srážky trvalejšího charakteru. Nemůžeme ale tvrdit, že rozložení srážek v čase a prostoru bude stejné v každé srážkové události. Větší rozdíly v distribuci v rámci malého území můžeme čekat v letních měsících, kdy dochází ke konvekční činnosti. Rozdíly v distribuci srážek můžeme také pozorovat u měsíčních a ročních srážkových úhrnů. Pro zdůvodnění rozdílů distribuce měsíčních a ročních úhrnů srážek v rámci malého území není zatím žádné bližší vysvětlení, protože sledování těchto rozdílů a objevení případných vlivů na distribuci srážek v malém území je závislé na délce časové řady srážkových úhrnů. Ta ale není většinou pro malé území dostatečná a statistické zpracování dat pak nemůže být reprezentativní pro správnou interpretaci naměřených dat a může obtížně napomoci k vytváření zátěžových scénářů pro návrhy týkající se hydrologické činnosti v regionu. Proto je důležité sledovat srážkovou činnost v delších časových

řadách a za použití co největšího počtu srážkoměrných stanic případně se snažit o zlepšení využití radarového měření.

10 Seznam použité literatury

1. Al-Rawas G. A., Valeo C. (2009): Characteristics of rainstorm temporal distributions in arid mountainous and coastal regions. *Journal of Hydrology*, 376: 318-326.
2. Bartoň T. (1989): Statistický analýza stoletých časových řad srážkových úhrnů z Čáslavi a Tábora. *Meteorologické zprávy*, 42: 86-90.
3. Bedient P. B., Huber W. C. (1988): Hydrology and Floodplain Anylysis. Reading, Addison-Wesley Publishing Company. 649 s. ISBN: 0-201-12056-9
4. Bednář J. (2003): Meteorologie. Praha, Portál. 224 s. ISBN: 80-7178-653-5.
5. Biggs E. M., Atkinson P. M. (2011): A comparison of gauge and radar precipitation data for simulating an extreme hydrological event in the Severn Uplands, UK. *Hydrological Processes*, 25: 795-810.
6. Blocken B., Carmeliet J., Poesen J. (2005): Numerical simulation of the wind-driven rainfall distribution over small-scale topography in space and time. *Journal of Hydrology*, 315: 252-573.
7. Boni G., Parodi A., Rudari R. (2006): Extreme rainfall events: Learning from raingauge time series. *Journal of Hydrology*, 327: 304-314.
8. Brázdil R., Kolář M., Žaloudík J. (1985): Prostorové úhrny srážek na Moravě v období 1881-1980. *Meteorologické zprávy*, 38: 87-93.
9. Brázdil R., Štekl J. (1986): Cirkulační procesy a atmosférické srážky v ČSSR. Brno, Univerzita J.E. Purkyně – přírodovědecká fakulta. 298 s.
10. Brázdil R., Dobrovolný P. (1989): Reprezentativnost moravské řady prostorových úhrnů pro studium kolísání srážek na Moravě. *Meteorologické zprávy*, 42: 181-185.
11. Brutsaert W. (2005): Hydrology: An introduction. New York, Cambridge University Press. 605 s. ISBN: 0-521-82479-6.
12. Burton A., Kilsby C.G., Fowler H.J., Cowpertwait P.S.P., O'Connell P.E. (2008): RainSim: A spatial-temporal stochastic rainfall modelling systém. *Environmental Modeling and Software*, 23: 1356-1369.
13. Cole S. J., Moore R. J. (2008): Hydrological modelling using raingauge- and radar-based estimators of areal rainfall. *Journal of Hydrology*, 358: 159-181.
14. Ceballos A., Martinez-Fernández J. (2004): Analysis of rainfall trends and dry periods on a pluviometric gradient representative of Mediterranean climate in

- the Duero Basin, Spain. *Journal of Arid Environments*, 58: 215-233.
15. Daňhelka J. (2007): Operativní hydrologie: Hydrologické modely a nejistota předpovědí. Praha, Český hydrometeorologický ústav. 104 s. ISBN: 978-80-86690-48-3.
 16. Dub O., Němec J. (1969): Hydrologie. Praha, SNTL- Nakladatelství technické literatury. 378 s.
 17. Eris E., Coskun H. G. (2010): Estimation of Basin Parameters and Precipitation Distribution of Solakli Basin, Turkey. *WSEAS transactions on environment and Development*, 5: 385-394.
 18. Gaume E., Mouhous N., Andrieu H. (2007): Rainfall stochastic disaggregation models: Calibration and validation of a multiplicative cascade model. *Advances in Water Resources*, 30: 1301-1319.
 19. Gebremichael M., Krajewski W. F. (2005): Modeling distribution of temporal sampling errors in area-time-averaged rainfall estimates. *Atmospheric Research*, 73: 243-259.
 20. Goodrich D. C., Faurés J-M., Woolhiser D.A. (1995): Measurement and analysis of small-scale convective storm rainfall variability. *Journal of Hydrology*, 173: 283-308.
 21. Grimes D. I. F., Pardo-Igúzquiza E. (2010): Geostatistical Analysis of Rainfall. *Geographical analysis*, 42: 136-160.
 22. Habib E., Krajewski W. F., Ciach G. J. (2001): Estimation of rainfall interstation correlation. *Journal of Hydrometeorology*, 2: 621-629.
 23. Hassan B.G.H., Ping F. (2012): Regional Rainfall Frequency Analysis for the Luanhe Basin - by Using L-moments and Cluster Techniques. *APCBEE Procedia*, 1: 126-135.
 24. Havlíček V., Bureš R., Coufal V., Klabzuba J., Kurfürst J., Špánik F., Kožnarová V. (1986): Agrometeorologie. Státní zemědělské nakladatelství, Praha. 264 s.
 25. Hostýnek J. (1997): Analýza statistických metod pro určení charakteristik měsíčních úhrnů srážek. *Meteorologické zprávy*, 50: 13-16.
 26. Hsu K.-Ch., Li S.-T. (2010): Cluster spatial-temporal precipitation data using wavelet transform and self-organizing map neural network. *Advances in Water Resources*, 33: 190-200.

27. Cheng S.-J., Hsied H.-H., Wang Y.-M. (2007): Geostatistical interpolation of space-time rainfall on Tamshui River basin, Taiwan. *Hydrological Processes*, 21: 3136-3145.
28. Jeniffer K., Su Z., Woldai T., Maathuis B. (2010): Estimation of spatial-temporal rainfall distribution using remote sensing techniques: A case study of Makanya catchment, Tanzania. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 12: 90-99.
29. Kemel M. (2000): Klimatologie, meteorologie, hydrologie. Praha, ČVUT. 289 s. ISBN: 80-01-01456-8.
30. Kopáček J., Bednář J. (2005): Jak vzniká počasí. Praha, Karolinum. 226 s. ISBN: 80-246-1002-7.
31. Krešl J. (2001): Hydrologie. Brno, Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně. 128 s. ISBN: 80-7157-513-5.
32. Kříž V., Jičínský K., Kněžek M., Kolář M., Kolář V., Mrkva M., Sochorec R. (1988): Hydrometrie. Praha, Státní pedagogické nakladatelství, n.p. 176 s.
33. Kulczycki M., (2011): Příspěvek ke studiu městského a příměstského klimatu města Olomouce (atmosférické srážky). [Bakalářská práce]. Olomouc, 39 s. Univerzita Palackého v Olomouci, Přírodovědecká fakulta, katedra Geografie. Dostupné na http://geography.upol.cz/soubory/studium/bp/2011-geo/2011_Kulczycki.pdf. Staženo 10.1. 2013.
34. Lee J.-J., Kwon H.-H., Kim T.-W. (2012): Spatio-temporal analysis of extreme precipitation regimes across South Korea and its application to regionalization. *Journal of Hydro-environment Research*, 6: 101-110.
35. Maidment D. R. (ed.) (1993): Handbook of Hydrology. New York, McGraw-Hill. 1424 s. ISBN 00-703-9732-5.
36. Mrkvička T., Petrášková V. (2006): Úvod do statistiky. České Budějovice, Jihočeská univerzita, Pedagogická fakulta. 146 s. ISBN 80-7040-894-4.
37. Muñoz-Díaz D., Rodrigo F.S. (2004): Spatio-temporal patterns of seasonal rainfall in Spain (1912-2000) using cluster and principal component analysis: comparison. *Annales Geophysicae*, 22: 1435-1448.
38. Nacházel K. (1986): Teorie odhadu v hydrologii a ve vodním hospodářství. Praha, Academia. 166 s.
39. Nypl V. (1986): Hydrologie, Meteorologie, Pedologie II. Praha, SNTL – Nakladatelství technické literatury. 96 s.

40. Paynter S., Nachabe M. (2009): Regional scale spatio-temporal consistency of precipitation variables related to water resource management and planning. *Meteorological applications*, 16: 413-423.
41. Pedersen L., Jensen N.E., Christensen L.E., Madsen H. (2010): Quantification of the spatial variability of rainfall based on a dense network of rain gauges. *Atmospheric Research*, 95: 441-454.
42. Prax P., Rožnovský J., Palát M., a kolektiv (2010): Extrémní srážkové scénáře pro rizikovou analýzu posouzení ekonomicky únosného a ekologicky šetrného návrhu stokových sítí. Výzkumná zpráva GA ČR 103/07/0676. Dostupné na: http://ga0676.uvho.fce.vutbr.cz/vysledky/VZ_2010.pdf. Staženo 26.1.2013.
43. Ramos M.C. (2001): Rainfall distribution patterns and their change over time in a Mediterranean area. *Theoretical and Applied Climatology* 69: 163-170.
44. Rožnovský J. (1999): Klimatologie. Brno, Mendelova zemědělská a lesnická univerzita. 146 s. ISBN 80-715-7419-8.
45. Řepka M., Lipina P., Stríž M., Mrázková M., Glowicki B., Dancewicz A., Beblot G. (2005): Prostorové rozložení srážek na české a polské straně hraničních hor: Králického Sněžníku, Jeseníků a Beskyd. Praha, Český hydrometeorologický ústav. 59 s. ISBN 80-86690-34-2.
46. Řezáčová D., Novák P., Kašpar M., Setvák M. (2007): Fyzika oblaků a srážek. Praha, Academia. 574 s. ISBN 978-200-1505-1.
47. Shah S.M.S., O'Connell P.E., Hosking J.R.M. (1996): Modelling the effects of spatial variability in rainfall on catchment response. 1. Formulation and calibration of a stochastic rainfall field model. *Journal of Hydrology*, 175: 67-88.
48. Smolík L., Stružka V. (1959): Inženýrská meteorologie a klimatologie. Praha, Státní nakladatelství technické literatury. 297 s.
49. Sokol Z., Řezáčová D. (2001): Statistická korekce denních srážkových úhrnů stanovených radarem s využitím klasifikované regrese. *Meteorologické zprávy*, 54: 46-57.
50. Soukupová J. (2009): Atmosférické procesy (základy meteorologie a klimatologie). Praha, Česká zemědělská univerzita. 201 s. ISBN 978-80-213-1895-3.

51. Starostová M. (1994): Změny v ročním chodu měsíčních úhrnů v oblasti Jižních Čech. *Meteorologické zprávy*, 47: 41-47.
52. Su B., Gemmer M., Jiang T. (2008): Spatial and temporal variation of extreme precipitation over the Yangtze River Basin. *Quaternary International*, 186: 22-31.
53. Škopek V. (1996): Problematika vodního hospodářství v komplexních pozemkových úpravách. In: Sborn. Inženýrské problémy vodního hospodářství v komplexních pozemkových úpravách, sborník referátů z 1. odborného semináře 11. dubna 1996. Neuměřice, Centrum pro zemědělské soustavy, s. 21-27.
54. Tlapák V., Šálek J., Legát V. (1992): Voda v zemědělské krajině. Praha, Zemědělské nakladatelství Brázda. 320 s. ISBN 80-209-0232-5.
55. Uhlíř P. (1961): Meteorologie a klimatologie v zemědělství. Praha, Státní zemědělské nakladatelství. 402 s.
56. Vysoudil M. (1997): Meteorologie a klimatologie pro geografy. Olomouc, Vydavatelství Univerzity Palackého. 232 s.
57. Yang T., Shao Q., Hao Z.-Ch., Chen X., Zhang Z., Xu Ch.-Y., Sun L. (2010): Regional frequency analysis and spatio-temporal pattern characterization of rainfall extremes in the Pearl River Basin, China. *Journal of Hydrology*, 380: 386-605.

Internetové zdroje:

Geografický ústav – Přírodovědecká fakulta MU [online].2013.[cit. 2013-01-16]Víceúrovňová analýza městského a příměstského klimatu na příkladu středně velkých měst. Dostupné na <http://geogr.muni.cz/klima-mesta>. Staženo 10.1.2013.