

Univerzita Karlova v Praze  
Přírodovědecká fakulta  
Studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie



Autor: RNDr. Vojtěch Bližňák

**Využití distančních měření při analýze stavu a vývoje srážek**

**The exploitation of remote sensing measurements for the  
analysis and development of rainfalls**

*DISERTAČNÍ PRÁCE*

Školitel: doc. RNDr. Zbyněk Sokol, CSc.  
Konzultant: doc. RNDr. Daniela Řezáčová, CSc.

Praha 2011

**Prohlášení:**

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

V Praze, 10.6.2011

Podpis

## **Poděkování**

Vedoucímu práce doc. RNDr. Zbyňku Sokolovi, CSc. náleží mé upřímné poděkování za pomoc při zpracování potřebných dat, účinné vedení a cenné rady v průběhu vzniku této práce. Velmi cenné byly též konzultace s doc. RNDr. Danielou Řezáčovou, CSc. z Ústavu fyziky atmosféry v Praze, které významným způsobem přispěly ke zkvalitnění práce. Poděkování náleží také Českému hydrometeorologickému ústavu za poskytnutá data.

**Obsah**

<b>Abstrakt</b> .....	<b>6</b>
<b>1. Úvod</b> .....	<b>8</b>
<b>2. Distanční měření pro kvantitativní odhady srážek využívaná v meteorologii</b> .....	<b>11</b>
2.1 Meteorologické radary	11
2.1.1 Princip radarových měření	11
2.1.2 Česká radarová síť CZRAD	13
2.1.3 Chyby radarových měření	15
2.1.4 Kvantitativní odhady srážek z radarových měření	15
2.1.4.1 Správná kalibrace radaru	15
2.1.4.2 Eliminace nemeteorologických cílů	16
2.1.4.3 Zajištění optimálního radarového produktu	16
2.1.4.4 Oprava vertikálního profilu odrazivosti	16
2.1.4.5 Adjustace srážek	17
2.2 Meteorologické družice	17
2.2.1 Princip družicových měření	18
2.2.2 Základní rozdělení meteorologických družic	19
2.2.2.1 Družice na geostacionární dráze	19
2.2.2.1.1 Meteosat	20
2.2.2.2 Družice na polární dráze	21
2.2.3 Kvantitativní odhady srážek z družicových měření	22
<b>3. Příprava a verifikace dat</b> .....	<b>25</b>
3.1 Radarová data	25
3.1.1 Příprava radarových dat	25
3.1.1.1 Adjustace radarových odhadů srážek	26
3.1.1.2 Verifikace adjustovaných radarových odhadů srážek	28
3.2 Družicová data	33
3.3 Srážkoměrná data	34

---

3.4 NWP data	34
<b>4. Plošné rozložení krátkodobých srážek na území ČR s využitím radarových dat</b> ....	<b>35</b>
4.1 Přehled poznatků o závislosti krátkodobých srážkových úhrnů na nadmořské výšce	35
4.2 Zpracování dat	39
4.3 Výsledky a diskuze	41
4.3.1 Vztah srážkových úhrnů a nadmořské výšky	41
4.3.2 Plošné rozložení srážkových úhrnů	48
<b>5. Využití družicových dat k odhadu konvektivních srážek</b> .....	<b>56</b>
5.1 CRR algoritmus a jeho zpracování	57
5.1.1 Výpočet kalibračních matic pro oblast ČR	59
5.1.1.1 Problémy vzniklé při kalibraci matic	67
5.1.2 Realizace CRR algoritmu	75
5.1.2.1 Korekce vlhkosti	76
5.1.2.2 Korekce na vertikální vývoj oblaku	76
5.1.2.3 Korekce gradientu teploty HHO	76
5.1.2.4 Korekce na orografii	77
5.1.3 Oprava distribuce	78
5.2 Verifikace DOS	80
5.2.1 Subjektivní verifikace	80
5.2.2 Kategorická a kvantitativní verifikace	84
5.2.3 Verifikace s využitím fuzzy metod	87
5.2.4 Objektová verifikace	90
5.3 Rozhodovací stromy	97
<b>6. Shrnutí a stručná diskuze</b> .....	<b>100</b>
<b>Literatura</b> .....	<b>105</b>
<b>Seznam zkratk</b> .....	<b>114</b>

## Abstrakt

Název práce:	Využití distančních měření při analýze stavu a vývoje srážek
Autor:	Vojtěch Bližňák
Katedra:	Katedra fyzické geografie a geoekologie
Školící pracoviště:	Ústav fyziky atmosféry, Akademie věd České republiky
Vedoucí disertační práce:	Doc. RNDr. Zbyněk Sokol, CSc.
E-mail vedoucího:	<a href="mailto:sokol@ufa.cas.cz">sokol@ufa.cas.cz</a>
Konzultant:	Doc. RNDr. Daniela Řezáčová, CSc.
E-mail konzultanta:	<a href="mailto:rez@ufa.cas.cz">rez@ufa.cas.cz</a>

Disertační práce je rozdělena do dvou částí. První část se zabývá plošným rozložením krátkodobých konvektivních srážek v závislosti na nadmořské výšce. Přitom jsou použity odhady srážek založené na kombinaci srážkoměrných a radarových dat. Statistické testy prokázaly, že plošné rozdělení hodinových konvektivních srážek je nezávislé na nadmořské výšce. Kromě dat obsahujících pouze srážkové události, byla také statisticky vyhodnocena veškerá naměřená data bez ohledu na skutečnost, zda srážka nastala či nikoliv. V tomto případě bylo zjištěno, že vztah hodinových úhrnů srážek a nadmořské výšky závisí na uvažované prahové hodnotě srážkových úhrnů. Pokud byla uvažována všechna data, tj. prahová hodnota byla položena nule, nárůst srážkových úhrnů dobře koreloval s rostoucí nadmořskou výškou. Se vzrůstajícím prahem se závislost postupně ztrácela. Plošné rozložení 6h úhrnů srážek prokázalo vyšší hodnoty v oblasti jižních Čech. Nejčastějšími synoptickými příčinami byly severozápadní cyklonální situace (NWC) a cyklóna nad střední Evropou (C).

Druhá část práce je zaměřena na využití dat z meteorologické družice Meteosat Second Generation pro odhad konvektivních srážek. V práci byl použit Convective Rainfall Rate (CRR) algoritmus, který na základě naměřených družicových dat počítá intenzity srážek a odhady srážek. Algoritmus CRR byl modifikován a nakalibrován pro oblast České republiky s využitím radarových dat z české radarové sítě. Kvalitativní, kvantitativní i „fuzzy“ verifikační postupy ukázaly zlepšení dosažených výsledků ve srovnání s původní verzí algoritmu.

**Klíčová slova:** Srážky konvektivní – radar meteorologický – nadmořská výška – družice meteorologická – odhad srážek – Česká republika

**Abstract**

Title: The exploitation of remote sensing measurements for the analysis and development of rainfalls  
Author: Vojtěch Bližňák  
Department: Department of Physical Geography and Geoecology  
Workplace: Institute of Atmospheric Physics, Academy of Sciences of the Czech Republic  
Supervisor: Doc. RNDr. Zbyněk Sokol, CSc.  
Supervisor's e-mail: [sokol@ufa.cas.cz](mailto:sokol@ufa.cas.cz)  
Consultant: Doc. RNDr. Daniela Řezáčová, CSc.  
Consultant's e-mail: [rez@ufa.cas.cz](mailto:rez@ufa.cas.cz)

The thesis is divided in two parts. The first part deals with the areal distribution of short-term convective rainfalls with regard to the influence of altitude. Precipitation estimates based on combination of rain gauge and radar data are used for this purpose. Statistical tests proved that the areal distribution of hourly convective rainfalls does not depend on altitude. Besides data containing precipitation events only, all measured data were statistically analysed regardless of the fact whether precipitation occurred or not. In this case it was found out that the relationship between hourly rainfall totals and altitude depends on the considered threshold of rainfall totals. When all data were considered, i.e. a threshold value was set to zero, an increase of rainfall totals well correlated with altitude. The dependence slowly disappeared with an increasing threshold. The areal distribution of 6 hour rainfall totals proved higher values in the area of south Bohemia. The most frequent synoptic patterns were northwest cyclonic situations (NWC) and cyclone over the Central Europe (C).

The second part of the thesis is focused on satellite data exploitation, as measured by meteorological satellite Meteosat Second Generation, for convective precipitation estimates. The Convective Rainfall Rate (CRR) algorithm, which computes rain rates and precipitation estimates on the basis of measured satellite data, was used in the thesis. The algorithm was modified and calibrated for the area of the Czech Republic using radar data from the Czech weather radar network. Qualitative, quantitative and “fuzzy” verifications showed an improvement of obtained results in comparison with the original version of the algorithm.

**Key words:** Convective rainfalls – weather radar – altitude – meteorological satellite – precipitation estimates – Czech Republic

### 1. ÚVOD

Srážky jsou pojem zahrnující velkou část hydrometeorů a představují jednu z hlavních částí koloběhu vody v přírodě. Abychom byli schopní provádět objektivní výzkum srážek s reálnými výsledky, je prvním a nezbytným krokem co nejpřesnější získání datové základny. K tomu je zapotřebí využití takových metod, které by zajistily spolehlivý způsob měření srážek, resp. srážkových úhrnů za danou dobu. Jedním z hlavních cílů měření srážek (především dešťových a sněhových) je zjištění jejich prostorové a časové distribuce a variability.

V klasickém pojetí se srážky měří srážkoměry na pozemních meteorologických stanicích a vzhledem k jejich dlouhému a rozšířenému používání se staly standardem v měření srážek. Při studiu srážkových úhrnů kumulovaných za delší časové období se hodnoty ze srážkoměrných stanic pokládají za správné (tzv. „ground truth“) ve srovnání s kvantitativními odhady srážek z radarů či družic (Hunter, 1996). Je však třeba zdůraznit, že i hodnoty naměřené srážkoměry mohou být zatíženy celou řadou systematických chyb, jejichž rozborem se zabývaly např. práce (Lapin, Priadka, 1987; Groisman, Legates, 1994; Sevruk, 2004). Navíc, měření srážek srážkoměry mají i omezení, zvláště pro operativní meteorologické a hydrologické účely (např. při krátkodobé předpovědi počasí nebo předpovědi bleskových povodní). Mezi tato omezení patří (McFarland, 2008):

1. Hustota srážkoměrných stanic není při měření srážek z konvektivních bouří, které mohou mít velmi lokální charakter, v malých povodích dostačující. Typická srážkoměrná síť má pro klimatologické účely průměrnou hustotu jeden srážkoměr na každých 30 km. Protože vysoké hodnoty srážkových intenzit spojené s konvektivními bouřemi jsou vázány na podstatně menší plochu než 900 km<sup>2</sup>, nemusí být sítě pozemních srážkoměrů vůbec zachyceny.

2. Srážkoměry jsou zpravidla umístěny na reprezentativní místa, což v praxi znamená, že mnoho zájmových území není srážkoměry vůbec pokryto nebo je počet srážkoměrů výrazně redukován (typicky např. horské oblasti, oceány, apod.)

3. Výdaje na provoz přímých měření (zahrnující vybavení, údržbu, obsluhu, sběr a zpracování dat) omezují rozšiřování srážkoměrných sítí pro operativní využití.

Sítě srážkoměrných stanic mohou mít obsluhu buď manuální (mechanickou) nebo automatickou. Obsluhou se zde rozumí odečet množství vody na srážkoměrech po zadaných časových intervalech.



## 1. ÚVOD

---

Základní časový interval u srážkoměrů na stanicích s manuální obsluhou bývá 24 hodin. Měření začíná vždy v 06 UTC a výsledné hodnoty představují tzv. denní srážkové úhrny. Data zpravidla nejsou k dispozici v době měření, ale údaje jsou sbírány postupně. Druhým typem jsou stanice s automatickou obsluhou, které jsou zpravidla vybaveny tzv. člunkovým (překlopným) srážkoměrem. Základní data jsou v těchto případech hodinové úhrny srážek. Kromě automatického měření je jejich výhodou také skutečnost, že naměřená data jsou k dispozici prakticky ihned po dokončení měření.

Výzkumy zabývající se studiem konvektivních srážek z nejrůznějšího hlediska si však žádají informace o detailnější struktuře horizontálního pole srážek, které klasické srážkoměry nejsou schopny poskytnout. Proto se využívají data pořízená distančními metodami (meteorologickými radary, družicemi, apod.), tzn. bez přímého kontaktu. Jejich velkou výhodou je skutečnost, že se prakticky jedná o prostorově spojitou informaci získávanou v diskrétních časech, tzn., že měření probíhá na velké ploše z jediného místa v téměř reálném čase. Je však nutné podotknout, že distanční metody neměří srážky, ale fyzikální veličiny (např. odrazivost vodních kapiček, vyzařování atmosféry, apod.), které je možné na základě určitých vztahů převést na kvantitativní odhad srážek. Takto získaná data je možné pomocí speciálních procedur (např. adjustací srážek) vhodně opravit a připravit k dalším aplikacím. Výhodou těchto dat oproti klasickým sítím srážkoměrných stanic je vysoké horizontální a časové rozlišení.

Předkládaná disertační práce se zabývá studiem konvektivních srážek s použitím dat naměřených distančními metodami, které jsou schopny popsat časový a prostorový vývoj rychle se vyvíjející konvektivní oblačnosti a s ní spojených srážek. I přes stále se vyvíjející výpočetní techniku a zvyšování prostorového či časového rozlišení dat je přesná předpověď srážek v současné době stále otevřenou otázkou. Data získaná distančními metodami, se v současné době stále více prosazují při vstupu do numerických předpovědních modelů jako data asimilační, která prokázala pozitivní vliv na velmi krátkodobou předpověď (tzv. nowcasting) konvektivních srážek. Může se jednat o asimilaci radarové odrazivosti i družicových dat.

V obecném pohledu se disertační práce zabývá kvantitativními i kvalitativními vztahy mezi distančními měřeními navzájem a ve vztahu k detekci srážek na zemském povrchu. Cílem první části disertační práce je vyšetřit závislost krátkodobých vysokých srážkových úhrnů (úhrny za 1, 2, 3 a 6 hodin) na nadmořské výšce a orografii spolu s vhodným vyjádřením této závislosti. Na základě dosažených výsledků je možné posoudit, zda existují zákonitosti v plošném rozdělení

## 1. ÚVOD

---

vysokých krátkodobých srážek pro území České republiky (ČR) a jak souvisí rozdělení srážek s orografií. Cílem druhé části je modifikace a zlepšení metod, které by umožnily na základě aktuálních družicových dat získávat družicové odhady srážek (DOS) z konvektivní oblačnosti pro oblast ČR. Důraz je v tomto případě kladen jak na zahrnutí všech procesů a skutečností ovlivňujících výsledné DOS, tak na studium a vysvětlení nejistoty, které DOS obsahuje.

V kapitole 2 jsou představeny metody distančních měření, které se využívají při kvantitativním odhadům srážek, princip měření, výhody i nevýhody, včetně možnosti korekcí naměřených dat. Kapitola 3 popisuje způsob přípravy radarových, družicových, srážkoměrných a modelových dat. Součástí kapitoly je také verifikace radarových odhadů srážek adjustovaných s využitím pozemních srážkoměrných dat, která jsou považována za referenční hodnoty („ground truth“). Kapitola 4 podrobně studuje horizontální pole krátkodobých konvektivních srážek vzhledem k nadmořské výšce a částečně i orografii. Kapitola 5 se zabývá výpočtem a porovnáním DOS, které byly získány různými metodami, a jejich verifikací různými metodami. Kapitola 6 shrnuje celou práci, dosažené výsledky a uvádí výhled pro budoucí práci. Seznam použité literatury a zkratek je uveden v závěru práce.

## **2. DISTANČNÍ MĚŘENÍ PRO KVANTITATIVNÍ ODHADY SRÁŽEK VYUŽÍVANÁ V METEOROLOGII**

Distanční měření jsou pro detailní studium časoprostorového vývoje srážkové oblačnosti a srážek nezbytným nástrojem. Jak již bylo zmíněno v úvodu, metody dálkové detekce srážky přímo neměří, ale srážkové úhrny jsou odvozeny na základě fyzikálních, statistických a empirických vztahů mezi charakteristickými vlastnostmi srážek nebo oblačnosti a emitovaného nebo odraženého záření od zemského povrchu nebo atmosféry (McFarland, 2008). Distanční detekci srážek lze podle zdroje elektromagnetického záření rozdělit na dvě skupiny – aktivní a pasivní. Příkladem pasivní metody, která pouze zachycuje přirozeně vyslané záření (odražené nebo vyzařované zemským povrchem nebo atmosférou), jsou družicové systémy. Naproti tomu aktivní distanční měření zaznamenávají záření, které bylo vysláno samotným měřicím zařízením. Příkladem tohoto typu jsou meteorologické radary. V následujícím textu bude stručně popsán princip měření, způsoby přepočtů na hodnoty srážkových intenzit nebo úhrny a výhody i nevýhody pro obě metody.

### **2.1 METEOROLOGICKÉ RADARY**

Meteorologické radary jsou zařízení sloužící ke zjišťování rozložení okamžitých intenzit atmosférických srážek. Meteorologické radary měří zpravidla do vzdálenosti 250 km od radaru, přičemž dosah závisí především na jejich výkonu (Collier, 1996). Radary se v současné době staly standardem při detekci srážek a jsou využívány v meteorologických předpovědních službách. Možnosti využití radarových dat z hlediska předpovědi počasí je možné vidět ve dvou rovinách. Jednak se uplatňují při velmi krátkodobé předpovědi srážek, kde se zpravidla využívá extrapolace radarového echa pomocí aktuálně určeného pole proudění. Kromě toho mohou radarová data sloužit také jako vstupy do numerických předpovědních modelů. Asimilací radarových dat do modelů lze zlepšit předpověď srážek.

#### **2.1.1 Princip radarových měření**

Radar se skládá ze tří základních částí: vysílače, antény a přijímače. Vysílač radaru generuje krátké pulsy v mikrovlnné oblasti elektromagnetického spektra s vysokým okamžitým výkonem (Meischner, 2004). Tyto pulsy jsou parabolickou anténou zformovány do tvaru úzkého kužele (šířky desetin až jednotek stupňů) a následně vysílány do atmosféry, kde dochází k odrazu

## 2. DISTANČNÍ MĚŘENÍ PRO KVANTITATIVNÍ ODHADY SRÁŽEK VYUŽÍVANÁ V METEOROLOGII

---

části energie od meteorologických cílů (srážkové částice - vodní kapičky, sněhové vločky, ledové krupky apod., zčásti též oblačné částice) i nemeteorologických (terénní tvary, letadla apod.). Část z této energie je opět přijata anténou, zesílena a detekována přijímačem radaru. Čas  $t$  mezi vysláním pulsu a přijetím radarového odrazu udává vzdálenost cíle  $r$ :

$$r = \frac{tc}{2}, \quad (2.1)$$

kde  $c$  je rychlost světla. Spolu se známým azimutem a elevací antény je tak možné přesně lokalizovat meteorologický cíl v 3-D prostoru. Radarová anténa se při svém měření otáčí v horizontálním směru při různých elevacích. Tím získáváme pole odrazivosti na daných elevačních úhlech, tj. na daných kuželových řezech atmosférou (tzv. PPI, z angl. „Plan Position Indicator“). Množství zpětně odražené energie je vyjadřováno pomocí radarové odrazivosti cíle  $Z$  (přesněji celkové ekvivalentní ploše zpětného rozptylu všech cílů v objemu impulsu). Množství zpětně navrácené energie závisí kromě vlastní odrazivosti také na technických parametrech radaru, podmínkách šíření paprsku v atmosféře a vzdálenosti cíle od radaru. Uvedený vztah vyjadřuje tzv. radarová rovnice popsána např. v (Doviak, Zrníć, 1984; Řezáčová et al., 2007):

Sférické částice velmi malé v porovnání s vlnovou délkou radaru ( $D_i / \lambda \ll 0,1$ ), spadají do oblasti Rayleighového rozptylu. Pro tyto meteorologické cíle, skládající se z velkého množství vodních a ledových částic, je radiolokační odrazivost  $Z$  přímo úměrná sumě šestých mocnin průměrů částic  $D_i$  v jednotkovém objemu:

$$Z = \sum (D_i^6) \quad (2.2)$$

Jednotkou odrazivosti je  $\text{mm}^6/\text{m}^3$ , ale pro praktické účely se užívá logaritmická jednotka dBZ, kde:

$$Z[\text{dBZ}] = 10 \log(Z[\text{mm}^6 / \text{m}^3]) \quad (2.3)$$

## 2. DISTANČNÍ MĚŘENÍ PRO KVANTITATIVNÍ ODHADY SRÁŽEK VYUŽÍVANÁ V METEOROLOGII

---

V radiolokačním měření je však nejčastěji využívána tzv. ekvivalentní radiolokační odrazivost  $Z_e$ , představující zobecnění radiolokační odrazivosti  $Z$  pro případy obecného rozptylu (ledové krystalky, vodní částice, apod.).

Existuje několik rozdělení, které řeší vztah mezi radiolokační odrazivostí  $Z$  a intenzitou srážek  $R$ . Nejčastěji používaným rozdělením je Marshall-Palmerovo (MP) rozdělení velikosti srážkových kapek (Marshall, Palmer, 1948):

$$N(D) = N_0 e^{-\lambda D}, \quad (2.4)$$

s hodnotami parametrů  $N_0 = 8000 m^{-3} mm^{-1}$ ,  $\lambda = 4.1 R^{-0.21}$ . V meteorologické praxi se pro přepočty radarové odrazivosti na hodnoty intenzity srážek využívá nejčastěji zjednodušený Marshall-Palmerův vztah:

$$Z = aR^b, \quad (2.5)$$

kde  $Z$  je vyjádřeno v  $mm^6 \cdot m^{-3}$ ,  $R$  v  $mm \cdot h^{-1}$  a  $a$  a  $b$  jsou statisticky zjištěné koeficienty, které jsou závislé na typu srážky a geografické oblasti. V ČR jsou používané hodnoty  $a = 200$ ,  $b = 1.6$ .

### 2.1.2 Česká radarová síť CZRAD

Současná síť meteorologických radarů CZRAD provozovaná Českým hydrometeorologickým ústavem (ČHMÚ) sestává ze dvou dopplerovských radarů Brdy a Skalky pracujících v pásmu C s vlnovou délkou  $\lambda \approx 5$  cm. Data z těchto radarů pokrývají území České republiky a zasahují i do příhraničních oblastí sousedních států.

Až do roku 1992 byla v ČR radarová měření zpracovávána manuálně, tzn., že radarové odrazy byly překreslovány z obrazovek na papír a následně odesílány uživatelům. V roce 1993 začala být data zpracovávána digitálně. Instalace obou radarů byla provedena ve 2. polovině 90. let (v roce 1995 radar Skalky, v roce 1999, resp. 2000 radar Brdy) na bezobslužných stanovištích. V letech 2006-2007 proběhla modernizace jejich hardwaru i softwaru, která by měla zajistit životnost radarové sítě do roku 2015 (Novák a kol., 2008). Radarová měření byla až do roku 2009 prováděna na 16 různých PPI elevacích v rozmezí od  $0.1^\circ$  do  $34.3^\circ$ . V současné době se měří na 12 PPI hladinách s horizontálním rozlišením dat  $1 \times 1$  km a časovým krokem 5 minut (do

## 2. DISTANČNÍ MĚŘENÍ PRO KVANTITATIVNÍ ODHADY SRÁŽEK VYUŽÍVANÁ V METEOROLOGII

května 2009 byl časový krok 10 minut). Parametry a základní vlastnosti obou radarů jsou popsány v tab. 2.1 a jejich poloha a dosah je zobrazen na obr. 3.1.

Tab. 2.1: Parametry meteorologických radarů ČHMÚ (převzato podle Novák a kol., 2008)

	Skalky u Protivanova	Brdy - Praha
<b>ZÁKLADNÍ INFORMACE</b>		
Oblast	střední Morava	střední Čechy
Zeměpisná šířka	49° 30' 3,9" N (49,5011 N)	49° 39' 29,9" N (49,6583 N)
Zeměpisná délka	16° 47' 18,6" E (16,7885 E)	13° 49' 04,1" E (13,8178 E)
Nadmoř.výška	730 m	860 m
Výška antény n.m.	767 m	916 m
V provozu	od 1995 (2006/7 upgrade)	od 2000 (2007 upgrade)
Typ radaru	Gematronik METEOR 360AC	EEC DWSR-2501 C
Dopplerovský mód	ano	ano
<b>ANTÉNA</b>		
Druh	parabolická	parabolická
Průměr	4,2 m	4,27 m
Šířka svazku	0,8°	0,96°
Zisk	44 dB	45 dB
Polarizace	lineární horizontální	lineární horizontální
<b>VYSÍLAČ</b>		
Druh	magnetový	magnetový
Vlnová délka	5,3 cm	5,3 cm
Frekvenční pásmo	C	C
Frekvence (nastavitelná)	5600-5800 MHz	5500-5700 MHz
Frekvence (provozní)	5652 MHz	5660 MHz
Impulsní výkon (minimálně)	250 kW	250 kW
Opakovací frekvence	250-1200 Hz	100-2126 Hz
<b>PŘIJÍMAČ</b>		
Typ	Gematronik MIMIC, digitální, lineární mezifrekvenční zesilovač	lin. - dig. Sigmet RVP8, digitální, lineární mezifrekvenční zesilovač
Minimální detekovatelný signál	-109 dBm	-110 dBm
Dynamický rozsah	100 dB	80 dB
Mezifrekvence	460/60 MHz	60 MHz
Minimální detekovatelná odrazivost ve vzdálenosti 260 km	9,7 dBZ	10,6 dBZ
<b>OPERATIVNÍ PROVOZ</b>		
Interval měření	5 min.	5 min.
Maximální dosah	260 km	260 km
Délka pulsu	0,8 μs	0,8 μs
Opakovací frekvence	576 Hz, 1180 Hz, 768/1180 Hz	576 Hz, 1180 Hz, 768/1180 Hz

### 2.1.3 Chyby radarových měření

Nevýhodou radarových měření je fakt, že takto získaná data jsou zatížena celou řadou potenciálních chyb. Jejich rozbořením, kvantifikací a vlivem na přesnost odvozených srážek se v minulosti zabývala i v současnosti zabývá řada prací (např. Austin, 1987; Joss, Waldvogel, 1990; Collier, 1993; Hunter, 1996). Potenciální chyby v rámci radarových měření můžeme rozdělit do dvou základních skupin podle toho, kde chyba vzniká. U každé chyby je navíc uvedeno, zda se jedná o chybu systematickou (S) nebo náhodnou (N).

#### 1. Chyby v určení radarové odrazivosti

- Nesprávná kalibrace radarového hardwaru (S),
- Útlum radarových odrazivostí (N),
- Odrazy od pozemních nemeteorologických cílů (S),
- Anomální šíření paprsku (N),
- Blokování paprsku terénem (S),
- Proměnlivá šířka radarového paprsku a jeho výška nad zemí, které narůstají se zvětšující se vzdáleností od radaru (S).

#### 2. Chyby v určení intenzity srážek

- Variabilita vertikálního profilu odrazivosti (VPR), která se projevuje v důsledku růstu nebo výparu srážek, proudění a změny fáze vody (typicky tzv. světlý pás (z angl. „bright-band“) představující výskyt zvýšené odrazivosti v zóně tání v oblasti nulové izotermy (S)),
- Variabilita spektra vodních kapiček ve srážkách, která ovlivňuje tvar MP vztahu (tzn. nejednoznačný Z-R vztah) (N).

### 2.1.4 Kvantitativní odhady srážek z radarových měření

Chyby měření radarů a nejednoznačnost mezi měřenou odrazivostí a intenzitou srážek mohou vést k chybným kvantitativním odhadům srážek. Proto je nezbytné chyby redukovat.

#### 2.1.4.1 Správná kalibrace radaru

Ke správné kalibraci radaru je nutné, aby radarová odrazivost odpovídala podle radarové rovnice výkonu přijatého signálu (Řezáčová a kol., 2007). Zpravidla se vychází z tzv. kalibrační křivky, která byla sestavena na základě měření pulsů o známém výkonu.

## 2. DISTANČNÍ MĚŘENÍ PRO KVANTITATIVNÍ ODHADY SRÁŽEK VYUŽÍVANÁ V METEOROLOGII

### *2.1.4.2 Eliminace nemeteorologických cílů*

Meteorologické radary využívané v ČR jsou vybaveny tzv. dopplerovskými filtry, které eliminují pozemní cíle, jejichž radiální rychlost je blízká nule (Řezáčová a kol., 2007). V případě, že pozemní odrazy nejsou odfiltrovány, jeví se na výsledném snímku jako nepohyblivé stacionární pixely s nízkou odrazivostí.

### *2.1.4.3 Zajištění optimálního radarového produktu*

Pro zajištění kvalitních radarových odhadů srážek je třeba měřit odrazivost co nejbližší zemskému povrchu, avšak bez vlivu pozemních odrazů (Řezáčová a kol., 2007). Kromě polí odrazivosti na daných PPI hladinách se častěji využívá tzv. CAPPI (z angl. „Constant Altitude Plan Position Indicator“) hladina, která představuje pole odrazivosti v hladině konstantní nadmořské výšky, získaná interpolací ze sousedních PPI hladin. V případě, že se srážky nacházejí v důsledku rostoucí výšky nejnižšího paprsku se vzdáleností od radaru již v „neviditelné“ oblasti, využívá se někdy tzv. PseudoCAPPI představující odrazivost z nejnižší PPI hladiny.

### *2.1.4.4 Oprava vertikálního profilu odrazivosti*

Častěji se však v těchto případech využívá korekce na VPR. VPR se počítá na základě radarové odrazivosti z několika vertikálně uspořádaných radarových paprsků za předpokladu, že VPR je v kruhové oblasti se středem v místě radaru a ve vzdálenostech s plným vertikální pokrytím (tj. cca 30-80 km) homogenní (Andrieu, Creutin, 1995; Borga et al., 1997; Vignal et al., 1999). V případě, že nejsou k dispozici data z blízkého okolí radarů, aplikuje se zpravidla klimatologický profil určený na základě historických měření. Klimatologický VPR je využit k extrapolaci radarové odrazivosti z vyšších „viditelných“ hladin k zemskému povrchu.

Kromě analytické korekce s aplikací pouze radarových dat se používají i postupy založené na kombinaci fyzikálních a statistických modelů, které navíc využívají i nezávislá data z meteorologických měření (např. vertikální profil teploty, přízemní teplota, měření srážkoměrů, apod.). Metoda sestává ze dvou kroků: ze stanovení VPR a z korekce VPR (Kitchen et al., 1994; Joss, Lee, 1995; Kitchen, 1997).



### *2.1.4.5 Adjustace srážek*

Mezi další metody opravy radarových odhadů srážek řadíme tzv. adjustaci srážek. Základním předpokladem těchto postupů je fakt, že informace odvozené z radarových měření jsou kvalitativně správné, ale hodnoty intenzity srážek jsou zatíženy systematickou chybou, která není prostorově homogenní. Na základě měření srážkoměrů je provedena korekce radarových dat tak, aby v místě srážkoměrů výsledné srážkové pole přibližně odpovídalo srážkoměrným měřením (Sokol, 2007). Jedním z nedostatků tohoto postupu je skutečnost, že oprava srážek odvozených z radarových dat je založena výhradně na statistickém modelování jejich závislosti na bodových hodnotách naměřených na pozemních stanicích (Zacharov a kol., 2004). Velmi podstatnou roli zde hraje odlišná reprezentativnost pozemního měření srážkoměrem a objemového měření radaru v jisté výšce nad povrchem, které je převedené na plošnou srážku o zachytné ploše 1 km<sup>2</sup>. Limitujícím faktorem adjustace je skutečnost, že i data ze srážkoměrných stanic jsou zatížena chybami (Lapin, Priadka, 1987; Groisman, Legates, 1994).

Jednotlivé adjustační metody se liší vstupními daty i způsobem jejich využití a lze je rozdělit do dvou základních skupin. První typ metod používá srážkoměrná data k odvození parametrů statistického modelu, který využívá pouze radarová data (např. Kráčmar et al., 1999; Gabella, Amitai, 2000; Řezáčová et al., 2001; Sokol, Řezáčová, 2001). Podstatou těchto metod je porovnání historických srážkoměrných měření  $G$  a odpovídajících radarových odhadů  $R$  a následné vyjádření závislosti podílu  $R/G$ . Hledá se tedy multiplikativní faktor pro korekci radarových odhadů srážek tak, aby lépe odpovídaly srážkám skutečným. Druhý typ metod vyžaduje, jak při odvození, tak i při vlastní aplikaci, dostupnost obou typů dat, tzn. kombinaci radarových odhadů srážek s on-line údaji ze srážkoměrných stanic (Harrison et al., 2000; Gibson, 2000; Michelson, Koistinen, 2000; Sokol, 2003a; Šálek et al., 2004). Tento postup je mnohem flexibilnější, protože umožňuje nepřetržitě modifikovat parametry statistického modelu v závislosti na aktuálních datech.

## **2.2 METEOROLOGICKÉ DRUŽICE**

Na základě dosavadních zkušeností je možno říci, že adjustovaná radarová data představují z kvantitativního hlediska vždy vhodnější produkt pro odhad srážek, než je tomu v případě meteorologických družic. Jinými slovy, pokud máme k dispozici adjustovaná radarová data, pak je vhodnější použít tato data a družicová data chápat pouze jako doplňkovou informaci.

## **2. DISTANČNÍ MĚŘENÍ PRO KVANTITATIVNÍ ODHADY SRÁŽEK VYUŽÍVANÁ V METEOROLOGII**

---

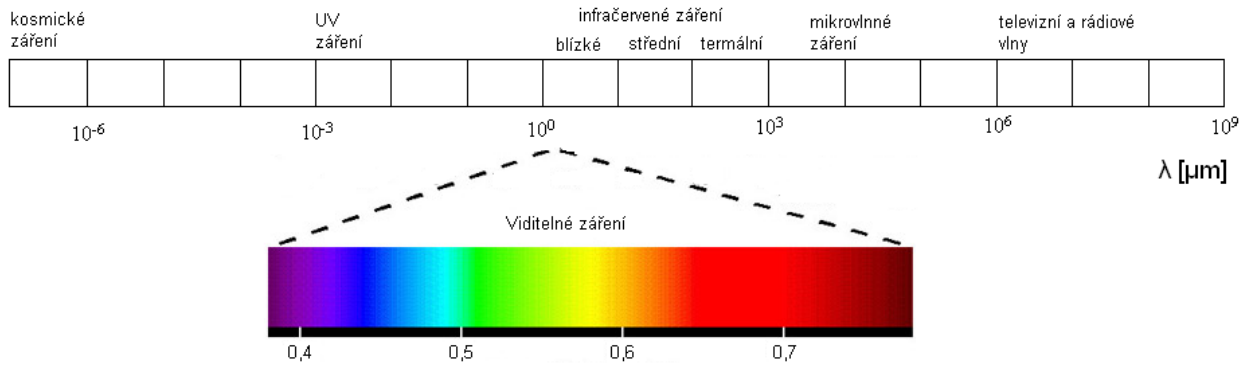
Často se stává, že meteorologické radary mají během svého měření výpadky, jejich dosah je prostorově omezený a navíc jsou zatíženy již zmíněnými chybami. Jedním z nejvíce limitujících podmínek jejich využití na území ČR je vertikální členitost reliéfu v hraničních pásmech (především v Krkonoších a Moravskoslezských Beskydech), kde mnohdy dochází k významnému orografickému zastínění. Takto získané produkty radarové odrazivosti mohou být velmi nepřesné a při dalších aplikacích je nutné počítat s dalším zdrojem chyb. V některých případech je proto vhodné využívat i informace z meteorologických družic.

Meteorologické družice jsou zaměřeny na monitorování procesů a jevů probíhajících v zemské atmosféře, přičemž hlavní důraz je kladen na studium druhů, rozložení a pohybu oblačnosti. Podobně jako v případě dat z meteorologických radarů, i data z družic je možné z hlediska předpovědi počasí využívat dvěma způsoby. Jednak podávají informaci o aktuálním rozložení oblačnosti prostřednictvím snímků (v případě více snímků také animaci časového chodu oblačnosti), na jejichž základě lze usuzovat na vývoj, směr a rychlost pohybu. Zároveň je možné využívat družicová data při zpřesňování počátečních podmínek numerických předpovědních modelů pomocí asimilace dat.

### **2.2.1 Princip družicových měření**

Družicové měření je založeno na pasivním snímání záření pocházejícího ze zemského povrchu (pevniny, vodních hladin), horních vrstev oblačnosti, popř. i od plynných složek atmosféry (Řezáčová a kol., 2007). Družice jsou vybaveny radiometry, které umožňují měřit radiaci povrchů, přičemž pro meteorologické účely je nejdůležitější monitorování oblačnosti. V současné době pořizuje většina meteorologických družic snímky v několika spektrálních kanálech (tzv. multispektrální přístup), přičemž každý spektrální kanál zvýrazňuje jiný druh oblačnosti. V závislosti na vlnové délce záření se jedná o odražené či rozptýlené sluneční záření ve viditelném (VIS) nebo blízkém infračerveném (NIR) oboru elektromagnetického spektra nebo o záření tepelné ve střední části infračerveného (IR) oboru spektra (obr. 2.1).

## 2. DISTANČNÍ MĚŘENÍ PRO KVANTITATIVNÍ ODHADY SRÁŽEK VYUŽÍVANÁ V METEOROLOGII



Obr. 2.1: Oblasti elektromagnetického spektra (upraveno podle Dobrovolný, 1998).

### 2.2.2 Základní rozdělení meteorologických družic

Pro monitorování atmosféry Země je zaveden globální systém meteorologických družic, jež se na základě charakteru své dráhy dělí na dva základní typy. Jedná se o družice na geostacionární dráze (tzv. geostacionární družice) a družice na polárních drahách (tzv. polární družice).

#### 2.2.2.1 Družice na geostacionární dráze

Systém geostacionárních družic je systémem rovnoměrně rozložených družic kolem Země, které svými měřeními souvisle pokrývají zemský povrch. Výška jejich dráhy je zvolena tak, aby oběžná doba družice byla shodná s dobou rotace Země kolem své osy, přibližně 35 790 km. V praxi to znamená, že družice setrvávají pevně nad jedním bodem nad rovníkem (odtud pochází jejich název „geostacionární“). Díky této skutečnosti je družice schopna provádět snímkování v pravidelných, relativně krátkých časových intervalech. S ohledem na přibližně kulový tvar Země je však jejich použití omezeno přibližně 60. až 70. stupněm severní a jižní zeměpisné šířky. Oblasti obou pólů není možné snímat s ohledem k příliš šikmému úhlu pohledu družice. Další nevýhodou jsou velké energetické nároky na jejich vypuštění (z důvodu značné výšky těchto družic) a také potřeba skenerů s mnohem lepší prostorovou rozlišovací schopností. Celý systém geostacionárních družic v současné době tvoří:

- METEOSAT, spravován společností EUMETSAT (Evropa),
- GOES, spravován společností NOAA (USA),
- GMS, spravován společností NASDA (Japonsko),

## 2. DISTANČNÍ MĚŘENÍ PRO KVANTITATIVNÍ ODHADY SRÁŽEK VYUŽÍVANÁ V METEOROLOGII

---

- INSAT, spravován společností ISRO (Indie),
- GOMS (Rusko),
- Fengyun, spravován společností NSMC (Čína).

Protože oblast ČR je snímána družicí METEOSAT a data použitá v této práci pochází pouze z této družice, nebudu se v dalším textu detailněji zabývat popisem ostatních družic.

### 2.2.2.1.1 METEOSAT

První generace družic METEOSAT započala svou éru v roce 1977, kdy byla vypuštěna první operativní meteorologická družice na geostacionární dráze nad Evropou – METEOSAT 1. V následujících letech byly postupně vypouštěny další družice až do roku 1997, kdy byla vynesena poslední družice z řad první generace METEOSAT 7. V roce 2002 odstartovala druhá generace družic, tzv. „Meteosat Second Generation“ (MSG). V současné době jsou operativní družice Meteosat 8 a Meteosat 9 ([www.eumetsat.int/Home/index.htm](http://www.eumetsat.int/Home/index.htm)).

Hlavním snímacím zařízením družic METEOSAT umístěným v ose družice je skener SEVIRI. Jeho úkolem je pořizovat snímky Země v 11 úzkopásmových spektrálních kanálech s rozlišením 3 x 3 km v poddružicovém bodě (tzn. v nadiru) a jednom širokopásmovém kanálu s rozlišením 1 x 1 km (kanál „High Resolution Visible (HRV)). S rostoucím úhlem snímání pochopitelně klesá rozlišovací schopnost družice. To znamená, že oblast střední Evropy je snímána v rozlišení přibližně 4 x 6 km, resp. 2 x 3 km v kanále HRV (Řezáčová a kol., 2007). Přehled spektrálních kanálů přístroje SEVIRI s vlnovými délkami je uveden v tab. 2.2. MSG mají oproti družicím METEOSAT první generace výhodu ve vyšším časovém rozlišení naměřených dat. Zatímco družice METEOSAT první generace prováděly snímkování každých 30 minut, MSG měří 2 x častěji, tzn. data jsou k dispozici každých 15 minut.

Družicová data jsou po naměření kontrolována a korigována na centrálním pracovišti EUMETSAT v německém Darmstadtu a následně jsou distribuována uživatelům (v ČR především ČHMÚ) pomocí internetového připojení, příp. přes opětovné využití družice. Přenos je zajištěn buď tzv. systémem HRIT („High Rate Information Transimition“) s bezztrátovou kompresí obrazových dat (kromě kanálu HRV) nebo LRIT („Low Rate Information Transimition“) s částečně ztrátovou kompresí obrazových dat. V poslední době se začíná prosazovat aplikace obou uvedených systémů při přenosu přes komerční telekomunikační družici

## 2. DISTANČNÍ MĚŘENÍ PRO KVANTITATIVNÍ ODHADY SRÁŽEK VYUŽÍVANÁ V METEOROLOGII

ve formátu DVB („Digital Video Broadcasting“) – tzv. systém EUMETCast (EUMETSAT Multicast Distribution System).

Tab. 2.2: Spektrální kanály přístroje SEVIRI (podle [www.eumetsat.int/Home/index.htm](http://www.eumetsat.int/Home/index.htm))

Číslo kanálu	Označení kanálu	Rozsah vlnových délek	Druh záření (+ specifikace)
1	VIS 0.6	0.56 - 0.71 $\mu\text{m}$	Viditelné záření
2	VIS 0.8	0.74 - 0.88 $\mu\text{m}$	Blízké infračervené záření
3	NIR 1.6	1.50 - 1.78 $\mu\text{m}$	Blízké infračervené záření
4	IR 3.9	3.48 - 4.36 $\mu\text{m}$	Střední infračervené záření, atmosférické okno
5	WV 6.2	5.35 - 7.15 $\mu\text{m}$	Střední infračervené záření, pásmo absorpce vodní parou
6	WV 7.3	6.85 - 7.85 $\mu\text{m}$	Střední infračervené záření, pásmo absorpce vodní parou
7	IR 8.7	8.30 - 9.10 $\mu\text{m}$	Tepelné infračervené záření, atmosférické okno
8	IR 9.7	9.38 - 9.94 $\mu\text{m}$	Tepelné infračervené záření, pásmo absorpce ozónu
9	IR 10.8	9.80 - 11.80 $\mu\text{m}$	Tepelné infračervené záření, atmosférické okno
10	IR 12.0	11.00 - 13.00 $\mu\text{m}$	Tepelné infračervené záření, atmosférické okno
11	IR 13.4	12.40 - 14.40 $\mu\text{m}$	Tepelné infračervené záření, pásmo absorpce CO <sub>2</sub>
12	HRV	0.5 - 0.9 $\mu\text{m}$	Viditelné záření, horizontální rozlišení 1 x 1km

### 2.2.2.2 Družice na polární dráze

Družice na polární dráze (tzv. polární družice) se od družic geostacionárních liší především v poloze a způsobu snímání. Tyto družice jsou umístěny na oběžných drahách v podstatně nižších výškách (od 600 do 1500 km nad zemským povrchem). Sklon roviny jejich oběžné dráhy vůči rovině zemského rovníku bývá zpravidla 80 až 100 stupňů. Družice se tedy pohybuje přibližně severojižním směrem a při každém přeletu, kterých bývá zpravidla několik za den, přelétává přes polární oblasti (odtud pochází jejich název „polární“). Mezi nejdůležitější družice na polární dráze počítáme (Kidd et al., 2009):

## **2. DISTANČNÍ MĚŘENÍ PRO KVANTITATIVNÍ ODHADY SRÁŽEK VYUŽÍVANÁ V METEOROLOGII**

---

- NOAA/POES (USA)
- METOP, spravován společností EUMETSAT (Evropa)
- Terra, Aqua, spravované společnosti NASA (USA)
- METEOR (Rusko)

### **2.2.3 Kvantitativní odhady srážek z družicových měření**

Družicové informace doplňují radarová data a také data z pozemních měření na srážkoměrných stanicích. Nespornou výhodou DOS je skutečnost, že družicová měření jsou k dispozici pro velkou část zemského povrchu. Družice na geostacionární dráze sice neposkytují data pro polární oblasti, nicméně data z těchto oblastí je možné měřit družicemi na polárních drahách. Navíc, kvalita dat není nijak ovlivněna terénem, jako je tomu v případě radarů, a je tedy možno říci, že z hlediska plošného pokrytí družicová měření nemají konkurenci. Radary jsou navíc zatíženy častějšími výpadky měření, a tudíž větší absencí dat než je tomu v případě družicových měření.

Vzhledem k tomu, že družice měří pouze charakteristiky horní hranice oblačnosti (HHO) a prakticky „nevidí“ procesy a jevy odehrávající se v nižších hladinách, nelze s dostatečnou přesností odhadovat intenzitu vypadávajících srážek. Určitým problémem při zpracovávání družicových dat a jejich porovnání s radarovými daty, je také horizontální posun oproti skutečné poloze o tzv. paralaktický posun (dále jen paralaxa). Míra tohoto posunu závisí celkem na třech faktorech:

1. výška oblaku,
2. zdánlivá poloha oblaku na zemském povrchu,
3. poloha družice, a to tak, že s rostoucí vzdáleností od nadiru paralaxový posun roste.

Velikostí paralaxového posunu v podmínkách ČR se zabývala např. práce (Radová, Seidl, 2007).

Algoritmy, které počítají hodnoty srážkových intenzit na základě družicových měření, jsou většinou založené na vztazích mezi hodnotami z jednotlivých spektrálních kanálů a odpovídající hodnotou intenzity srážek. Použití těchto vztahů je však do jisté míry limitováno typem oblačnosti, ze které srážky vypadávají, přičemž nejvýznamnější využití představují DOS z konvektivní oblačnosti druhu Cumulonimbus (Cb). Teplotní charakteristiky HHO u Cb jsou vázány na sílu výstupných proudů, a tedy intenzitu bouře (Řezáčová a kol., 2007). Obecně platí, že čím jsou výstupné proudy silnější, tím je vyšší HHO a zároveň nižší teplota HHO v IR oboru

## 2. DISTANČNÍ MĚŘENÍ PRO KVANTITATIVNÍ ODHADY SRÁŽEK VYUŽÍVANÁ V METEOROLOGII

spektra. Problém při určení výšky HHO však může nastat v případě, kdy silné výstupné proudy prostupují rovnovážnou hladinou a dostávají se do oblasti spodní stratosféry s teplotní izotermií či inverzí, kde vytváří lokálně vyvýšenou věž či vrchol – tzv. přestřelující vrchol (z angl. „overshooting top“; např. Setvák et al., 2008b). Používané metody lze rozdělit do čtyř základních skupin.

Nejjednodušším případem je využití pouze jednoho kanálu. Arkin a Meisner (1987) se zabývali DOS na základě dat naměřených americkou geostacionární družicí GOES. Technika je založena na korelaci mezi teplotou oblačnosti nižší než 235°K v IR pásmu a oblastmi srážek, které jsou detekovány radarem. Metoda byla aplikována na oblast Severní a Jižní Ameriky a na přiléhající oceány s horizontálním rozlišením 2.5° x 2.5° a svým charakterem se řadí mezi tzv. „cloud-indexing“ metody, které každému druhu oblaku přiřazují určitou hodnotu intenzity srážek (Barrett, Martin, 1981). Data z družice GOES-8 a GOES-9 z kanálu IR10.7 μm byla využita v rámci sofistikovanějšího algoritmu nazývaného AUTO-ESTIMATOR, který počítá DOS v reálném čase na základě mocninné regrese (Vicente et al., 1998). Regrese byla odvozena ze statistické analýzy mezi radarovými odhady srážek na zemském povrchu a teplotami HHO naměřených v kanálu IR10.7 μm.

Více informací o struktuře a dalších charakteristikách konvektivní oblačnosti (např. optické mohutnosti) nám poskytne přidání dalších kanálů do vztahů mezi družicovými daty a odpovídající hodnotou intenzity srážek (Amorati et al., 2000). Jedním z nejpoužívanějších algoritmů využívajícím dva spektrální kanály je rozdíl jasových teplot mezi kanály IR10.8 μm a WV6.2 μm. Pixely se zápornou rozdílovou teplotou nebo teplotou blízkou 0° C odpovídají oblastem s hlubokou konvekcí (Schmetz et al., 1997; Tjemkes et al., 1997). Základem tzv. bispektrálních metod využívajících kanály v IR a VIS pásmu je předpoklad, že oblaky s nízkou teplotou v IR pásmu a vysokou odrazivostí ve VIS odpovídají vysoké pravděpodobnosti vypadávání srážek o vysoké intenzitě, které jsou zpravidla vázané na konvektivní oblačnost Cb (Levizzani et al., 2001). Odrazivost ve VIS nám poskytuje informaci o optické mohutnosti oblaku, tzn. čím je odrazivost vyšší, tím je oblak opticky mohutnější. Mezi bispektrální metody řadíme i metodu RAINSAT (Lovejoy, Austin, 1979; Bellon et al., 1980) využívající opět kanálů ve VIS a IR pásmu. Technika účinně odstraňuje chladnou oblačnost s nepříliš vysokou odrazivostí a naopak relativně teplou oblačnost s vysokou odrazivostí. Metody, které zkoumaly příspěvky kanálů v obou spektrech zvlášť (např. King et al., 1995) prokázaly, že kombinace

## 2. DISTANČNÍ MĚŘENÍ PRO KVANTITATIVNÍ ODHADY SRÁŽEK VYUŽÍVANÁ V METEOROLOGII

kanálů ve VIS a IR pásmu dává lepší výsledky v případě orograficky vynucených srážek. V případě chladné oblačnosti s vysokou odrazivostí byly výsledky shodné.

Třetí skupina metod DOS se detailněji zabývá vývojovým cyklem oblačnosti na základě družicových snímků pořizovaných s vysokou frekvencí. To se týká především vývoje konvektivní oblačnosti, kde se předpokládá, že vysoké hodnoty intenzity srážek se vyskytují během stádia vzniku a zvláště pak zralosti konvektivních cel (např. Griffith et al., 1978; Stout et al., 1979).

Poslední skupina metod využívá při výpočtech DOS matematické modelování oblačnosti s využitím fyzikálních parametrizací procesů probíhajících v oblaku. Příkladem mohou být modely NAW (Negri-Adler-Wetzel technique; Negri et al., 1984) nebo novější CST (Convective Stratiform Technique; Adler, Negri, 1988), který používá jednorozměrný model oblaku k tomu, aby popsal vztahy mezi teplotními charakteristikami HHO a intenzitou srážek spolu s rozsahem srážkové oblasti. Původně byly oba algoritmy vyvinuty k analýze vertikálně mohutné konvektivní oblačnosti Cb v tropických oceánských oblastech v okolí Floridy. Později byly tyto techniky převzaty a aplikovány i mimo oblast tropických zeměpisných šířek (Levizzani et al., 1990, 1996; Negri, Adler, 1993; Bendix, 1997).

Využitím družicových dat při studiu konvektivních bouří nad územím ČR se zabývalo několik prací. V práci Setváka (2006) byla diskutována možnost detekce vodní páry ve spodní stratosféře a její generování v důsledku vzniku silných konvektivních bouří v návaznosti na koncepční modely konvektivních bouří. Přítomnost vodní páry byla hodnocena na základě zpracovaných družicových snímků, především s pomocí produktu BT<sub>D</sub> („brightness temperature differences“), čili rozdílu jasových teplot kanálů IR 10.8  $\mu\text{m}$  a WV 6.2  $\mu\text{m}$  ( $\text{BT}_D = \text{BT}(\text{IR}10.8) - \text{BT}(\text{WV}6.2)$ ). Vazbou a vzájemným vztahem jasových teplot na výšce HHO se pak zabývala práce (Setvák et al., 2008a), kde jsou detailně studovány teplotní charakteristiky vertikálně vyvinutých konvektivních oblaků, jejichž vrcholky prorůstají tropopauzou a dostávají se do oblasti spodní stratosféry. Problematice DOS z meteorologické geostacionární družice MSG pro vybrané případy silných konvektivních bouří se zabývaly práce (Bližňák, Sokol, 2011a; Bližňák, Sokol, 2011b). Metodologie i výsledky, kterých bylo v uvedených pracích dosaženo, představují stěžejní podklad 5. kapitoly předkládané disertační práce.



## 3. PŘÍPRAVA A VERIFIKACE DAT

Kromě dat pořízených meteorologickými radary a družicemi budou v této kapitole také stručně popsána data ze srážkoměrných stanic, která byla využita při adjustačních metodách (viz 2.1.4.6) a rovněž data z numerického předpovědního (NWP) modelu, jehož výstupy byly potřeba pro DOS popsané v kapitole 5.

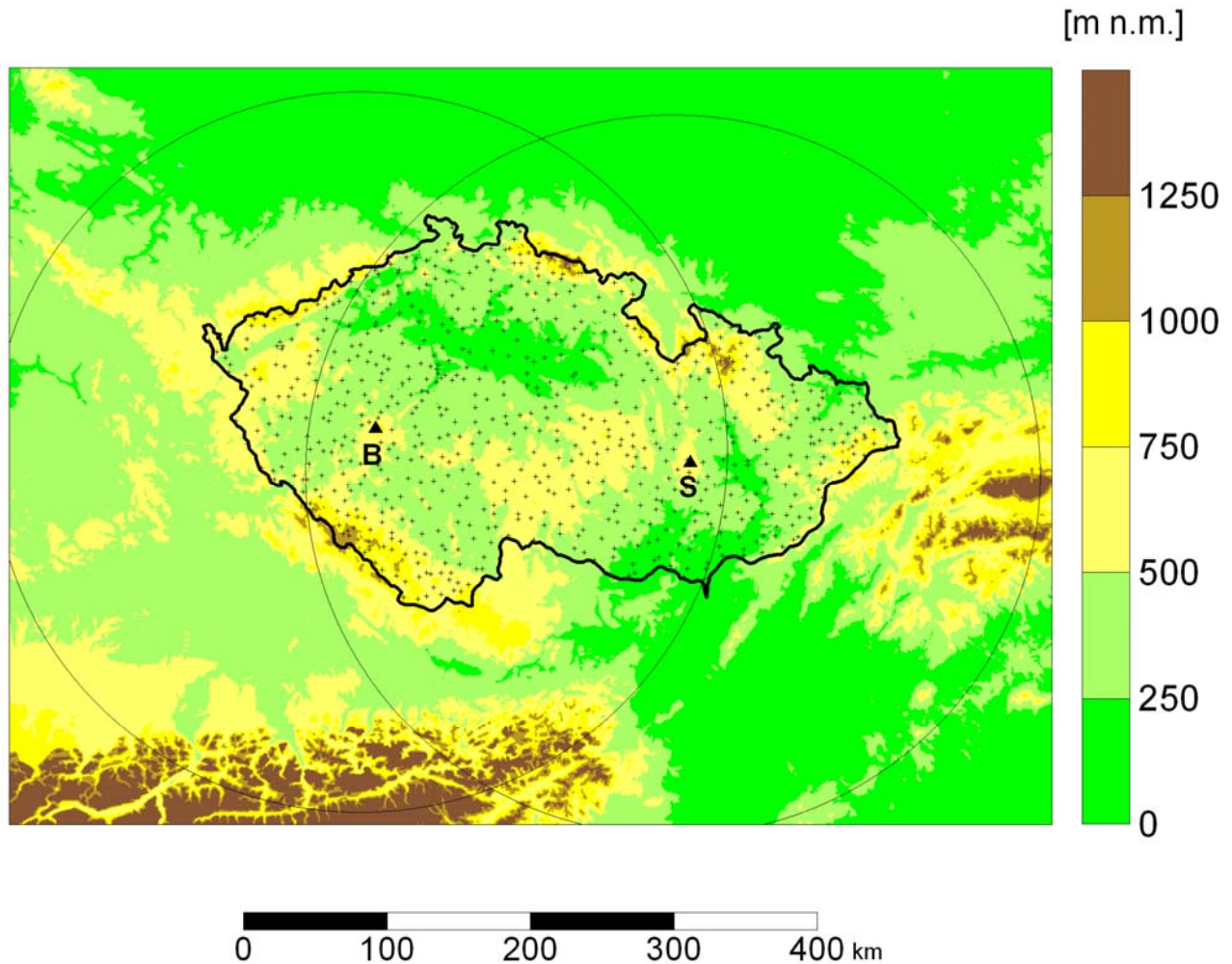
### 3.1 RADAROVÁ DATA

Základní radarová data představovala produkty radarové odrazivosti naměřené českou radarovou sítí CZRAD, která se skládá ze dvou dopplerovských radarů – Brdy, Skalky. Česká radarová síť poskytuje plně digitální data, jejichž kvalita je srovnatelná s daty z ostatních evropských radarů (Michelson et al., 2005). Poloha a dosah obou meteorologických radarů jsou zobrazeny na obr. 3.1

#### 3.1.1 Příprava radarových dat

Pro studium a detailnější analýzu pole konvektivních srážek a pro následné verifikační potřeby DOS byly jako základní data připraveny adjustované hodinové úhrny srážek z teplé poloviny roku (od 1. dubna do 30. září) za celkem 7leté období (2002 – 2008). Zatímco studium plošného rozložení konvektivních srážek (viz kapitola 4) vycházelo z dat v období 2002-2007, kapitola věnující se DOS z konvektivní oblačnosti (kapitola 5) využívala pouze dat z období od 1. června do 31. srpna za roky 2006-2008. Zde je potřeba dodat, že u obou částí disertační práce byly použity odlišné adjustační metody, což bude podrobně popsáno v dalším textu. Srážkové úhrny byly připraveny pro každý pixel (1 km x 1 km) v rámci ČR, tzn. celkem pro cca 78 000 pixelů.

Pro výpočet srážek byly využity hodnoty radarové odrazivosti z hladiny 2 km nad hladinou moře (CAPPI 2 km), které jsou operativně počítány lineární interpolací ze sousedních PPI hladin. Odrazivosti, které byly měřeny každých 10 minut (v 10té, 20té..., 60té minutě každé hodiny), byly nejprve transformovány na hodnoty intenzity srážek pomocí Z-R vztahu (2.5) a potom byly integrací v čase vypočteny hodinové a denní úhrny. Měření z obou radarů byla spojena do jedné oblasti, přičemž v místě překrytu byla uvažována vždy větší hodnota.



Obr. 3.1: Poloha srážkoměrných stanic s denními úhrny (+) a meteorologických radarů ČHMÚ Brdy (B) a Skalky (S) (▲) s vyznačenými dosahy 260 km. Podklad domény, která je v ČHMÚ označována jako pacz23 a má rozměry 728 km x 528 km, tvoří orografie.

#### 3.1.1.1 Adjustace radarových odhadů srážek

Protože radarové odhady srážek stanovené přímo z radarových dat jsou zatíženy množstvím chyb, jejichž přehled je uveden v kapitole 2.1.3, bylo k opravě radarového pole srážek využito dvou adjustačních metod, které se standardně využívají v ČHMÚ a Ústavu fyziky atmosféry (ÚFA) AV ČR, v.v.i..

První metoda, tzv. metoda modifikovaného podílu (Sokol, 2003b), využívá denních úhrnů srážek naměřených na srážkoměrných stanicích (od 06 UTC do 06 UTC následujícího dne). Základem metody je kombinace radarových a srážkoměrných měření do jedné proměnné  $p_k$

$$p_k = \frac{G_k + \lambda}{R_k + \lambda}, \quad k = 1, \dots, n, \quad (3.1)$$

kde  $\lambda$  je kladná konstanta,  $G_k$  je srážka naměřená na srážkoměrné stanici,  $R_k$  je srážka odvozená z radarových měření a vztažená k pixelu, kde leží srážkoměrná stanice a  $n$  je počet dvojic  $G_k$  a  $R_k$ . Získané hodnoty proměnné  $p_k$  jsou interpolovány (resp. extrapolovány) do všech pixelů radarové domény s využitím interpolační metody kriging. Na základě srážky odvozené z radaru  $R_{i,j}$  a hodnoty kombinované proměnné  $p_{i,j}$  je následně vypočítán denní adjustovaný úhrn srážek podle vzorce:

$$R_{adj}(D)_{i,j} = \max(p_{i,j} * (R_{i,j} + \lambda) - \lambda, 0), \quad (3.2)$$

kde konstanta  $\lambda = 10$  mm (Sokol, 2003b). Výsledné denní úhrny  $R_{adj}(D)$  byly rozděleny na hodinové srážkové úhrny v poměru hodinových úhrnů odvozených z radarových měření  $R_{rad}(h)$ . Adjustovaný hodinový úhrn  $R_{adj}(h)$  byl tedy vypočítán podle vzorce:

$$R_{adj}(h) = \frac{R_{rad}(h) * R_{adj}(D)}{R_{rad}(D)}, \quad (3.3)$$

kde  $R_{rad}(D)$  je denní úhrn odvozený z radarové odrazivosti. Toto rozdělení bylo provedeno odděleně pro každý pixel. K přípravě dat nebylo možné využít hodinové úhrny z automatických srážkoměrných stanic, protože potřebná data nebyla k dispozici v celém uvažovaném období (2002-2007). Navíc, hustota a kvalita měření denních úhrnů v rámci ČR je vyšší než v případě hodinových úhrnů. Poloha všech srážkoměrných stanic, které byly při adjustaci využity, je znázorněna na obr. 3.1.

Druhá metoda zvaná MERGE (Šálek et al., 2004) je oficiální metodou používanou v ČHMÚ, a proto je využita v této práci. Metoda se skládá se ze dvou kroků. Nejprve se provede adjustace radarových srážek odvozených z pole odrazivostí CAPPI 2 km pomocí tzv. BIAS faktoru tak, aby suma radarových srážek v bodech srážkoměrů přibližně odpovídala sumě naměřených srážek. Výpočet faktoru představuje podíl korespondujících srážkoměrných měření

### 3. PŘÍPRAVA A VERIFIKACE DAT

---

$G_i$  a příslušných radarových odhadů  $R_i$  z pružného klouzavého časového okna o délce nejméně 3 srážkově významných dní podle vzorce:

$$BIAS = \frac{\sum_{i=1}^n w_i G_i}{\sum_{i=1}^n w_i R_i}, \quad (3.4)$$

kde  $w_i$  je váha, která exponenciálně klesá s dobou akumulace srážkových úhrnů. Algoritmus spojující radarová a srážkoměrná data využívá postupy optimálního odhadu, který je prováděn jako odhad srážek za podmínky, že v daném místě srážka nastala. Druhý krok metody opravuje adjustované radarové srážky v okolí srážkoměrných stanic. Oprava je aditivní, tj. přičítá nebo odčítá hodnotu, která je vypočtena pomocí metody kriging, příp. cokriging (Cressie, 1991; Seo, 1998) z rozdílu mezi naměřenými srážkami a odpovídajícími hodnotami korigovaného radarového pole.

Aby bylo dosaženo kvalitních dat, byly hodinové úhrny srážek odvozené z radaru počítány jen v případě, pokud bylo k dispozici všech 7 měření (v 00té, 10té, ..., 60té minutě v dané hodině) u obou radarů. Pro výpočet denních srážkových úhrnů odvozených z radarových měření byla stanovena podmínka, že je k dispozici alespoň 22 hodinových měření ze 24 možných. Pokud tato podmínka splněna nebyla, data byla ze souboru vyřazena. Při výpočtu denních srážkových úhrnů byly chybějící hodinové srážkové úhrny dopočteny pomocí lineární interpolace sousedních hodinových srážkových úhrnů. Absence radarových dat byla zpravidla způsobena provozními výpadky radaru, příp. běžným testováním a kontrolou zařízení, které se provádějí v období bez významnějších srážek. Denní úhrny ze srážkoměrných stanic byly téměř bez výpadků. Je třeba dodat, že počet srážkoměrných stanic v období 2002-2008 se nepatrně měnil, nicméně tato změna není z hlediska zpracování dat významná.

#### 3.1.1.2 Verifikace adjustovaných radarových odhadů srážek

Protože neznáme reálně naměřenou srážku v pixelu 1 x 1 km, je poměrně obtížné verifikovat připravená data. Nicméně je možné říci, že kvalita připravených adjustovaných dat je závislá na kvalitě radarových a srážkoměrných měření, ale zároveň i na použité adjustační metodě.

### 3. PŘÍPRAVA A VERIFIKACE DAT

---

Verifikace adjustační metody (Sokol, 2003b) byla testována již při vlastním vyvíjení algoritmu a následně při srovnání přesnosti s radarovými odhady srážek již zmíněnou adjustační metodou MERGE (Zacharov a kol., 2004). Přesnost odhadu srážek byla v tomto případě hodnocena s využitím srážkoměrných měření na nezávislých stanicích a vyjádřena pomocí střední kvadratické chyby (RMSE), systematické chyby (BIAS) a korelačního koeficientu (CC). Výsledky verifikace adjustační metody pro radar Brdy jsou shrnuty v tab. 3.2. Je však třeba upozornit, že zde bylo při vlastní adjustační proceduře využito pouze měření ze stanic, která předávají data do meteorologické sítě v reálném čase (stanice INTER) a kterých bylo pouze 96. Ostatní stanice, jejichž měření jsou k dispozici později (stanice KLIM, celkem 692 stanic) byly využity jako nezávislá data pro verifikaci. Naproti tomu, adjustační metoda modifikovaného podílu využitá v této práci vycházela ze všech stanic dohromady (INTER + KLIM), proto předpokládáme výrazně lepší přesnost výsledných odhadů srážek.

*Tab. 3.2: Přesnost denních odhadů srážek (BIAS, RMSE a CC) získaných s využitím adjustační metody modifikovaného podílu pro radar Brdy na nezávislých srážkoměrných měřeních pro všechna data a srážkové úhrny  $G$  vyšší nebo rovné 10 a 50 mm (převzato ze Zacharov a kol., 2004).*

	Všechna data	$G \geq 10$ mm	$G \geq 50$ mm
BIAS	0,97	---	---
RMSE	3,62	10,63	20,3
CC	0,94	0,88	0,69

Přímá verifikace kvality připravených dat s využitím adjustační metody (Sokol, 2003b) byla provedena dvěma způsoby. První způsob představuje výpočet rozdělení hodinových úhrnů srážek v podobě histogramu četností (obr. 3.2). Protože rozdíl v četnosti dat o malém a vysokém srážkovém úhrnu je značný, je vertikální osa zobrazena v logaritmickém měřítku. Tvar rozdělení četností vykazuje pozvolný pokles od nejnižších úhrnů k nejvyšším, což lze považovat za korektní. Maximální hodinový srážkový úhrn je nižší než 140 mm, což je relativně rozumná hodnota s ohledem na historická maxima, která byla měřena na území ČR. Nejvyšší hodinový, resp. 1,5 hodinový srážkový úhrn byl naměřen při mimořádně silných konvektivních bouřích 26. května 1872 v obci Mladotice v okrese Plzeň-sever a jeho hodnota činila 237 mm (Müller, Kakos, 2004). Naměřený srážkový úhrn byl dlouhou dobu považován za nereálný (Štekl a kol., 2001), přičemž uvedenou hodnotu potvrdila až průtrž mračen na jižním Slovensku, kde 12.

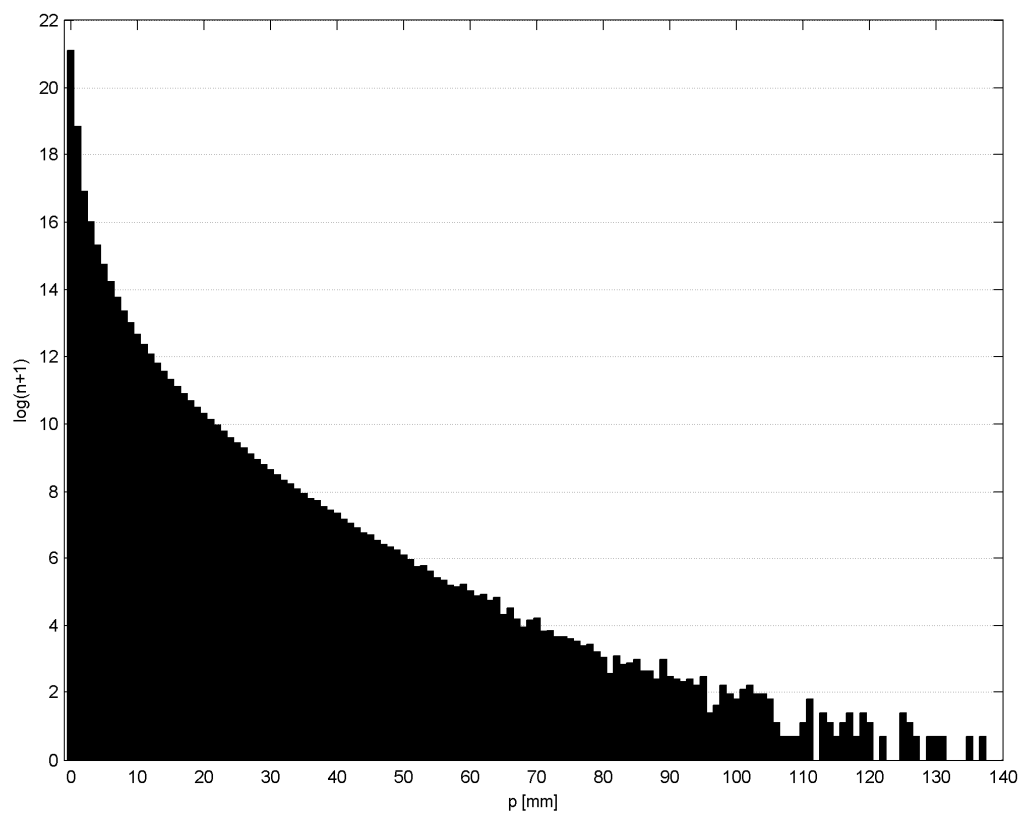
### 3. PŘÍPRAVA A VERIFIKACE DAT

---

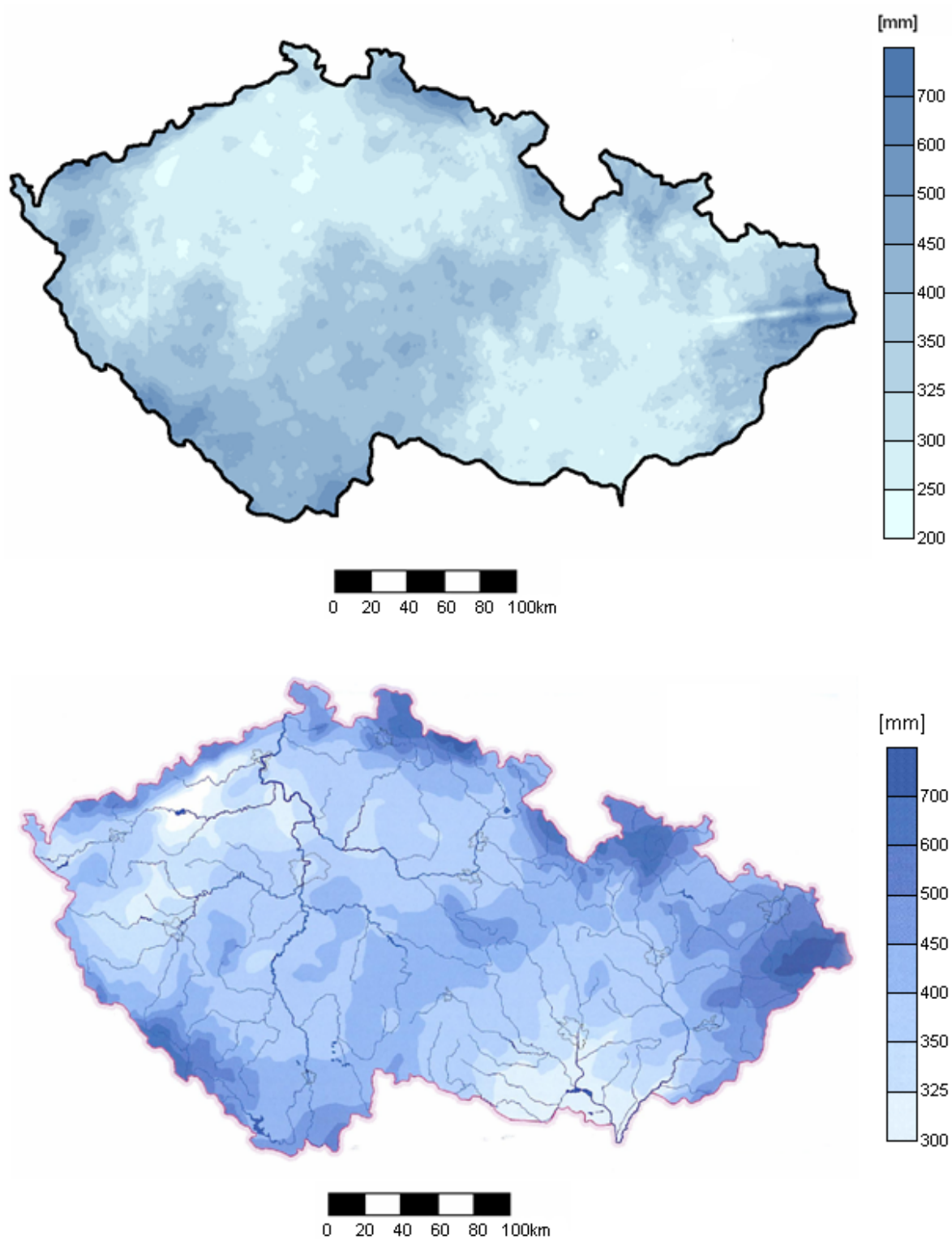
července 1957 v obci Salka u Štúrova v nadmořské výšce 110 m n.m., tedy v přibližně podobné klimatické oblasti, spadlo 228, 5 mm srážek za 65 minut (Kakos, 2001).

Druhý způsob verifikace spočívá ve výpočtu plošného rozložení průměrných srážkových úhrnů za teplou polovinu roku (duben-září) z let 2002-2007 a jejich kvalitativního srovnání s plošným rozložením průměrných srážkových úhrnů za teplou polovinu roku (duben-září) z let 1961-1990 publikovaného v Atlasu podnebí Česka (Tolasz a kol., 2007). Mapa publikována v této práci vychází z dat naměřených na srážkoměrných stanicích, která byla interpolovaná do plochy. Interpolační metoda předpokládá závislost srážkových úhrnů na nadmořské výšce. Pro každou stanicí je vyvinut model, který uvažuje lineární regresi mezi srážkovými úhrny a nadmořskou výškou s využitím několika okolních měření. Parametry modelu a rozdíly mezi modelovými a naměřenými hodnotami (DIF) jsou pak interpolovány metodou kriging do uzlových bodů uvažované oblasti. V posledním kroku jsou v uzlových bodech vypočítány srážkové úhrny s využitím interpolovaných parametrů, interpolovaných hodnot DIF a aktuální nadmořské výšky (Tolasz a kol., 2007). Jak je patrné z obr. 3.3, struktura srážkových polí je na obou mapách velmi podobná. Hodnoty srážkových úhrnů se samozřejmě v jednotlivých pixelech liší, avšak i v hodnotách je patrná rozumná shoda. Obě mapy dobře ukazují i vliv orografie na rozložení srážkových úhrnů. Artefakt ve východní části ČR (obr. 3.3 nahoře) je způsoben blokováním paprsku vysokými stromy poblíž radaru Skalky. Jedná se o známý problém a ani použití adjustační metody nedokáže plně tuto chybu odstranit. Oblast, kterou artefakt pokrývá, je však malého rozsahu, proto se nepředpokládá, že výsledky jsou významnější měrou ovlivněny.

Verifikace druhé adjustační metody MERGE byla provedena v práci (Šálek et al., 2004) v období od 6. do 16. srpna 2002, tj. v období vydatných srážek, které na Moravě způsobily rozsáhlé povodně. Přesnost hodinových srážkových úhrnů byla hodnocena prostřednictvím střední kvadratické chyby RMSE (obr. 3.4). Zatímco neadjustované radarové odhady srážek dávají podobné výsledky jako srážkoměrná měření, adjustační metoda MERGE snižuje ve svém prvním kroku hodnotu RMSE o 16 % a ve druhém kroku o 20 % vzhledem k RMSE původních radarových odhadů srážek (Šálek et al., 2004).

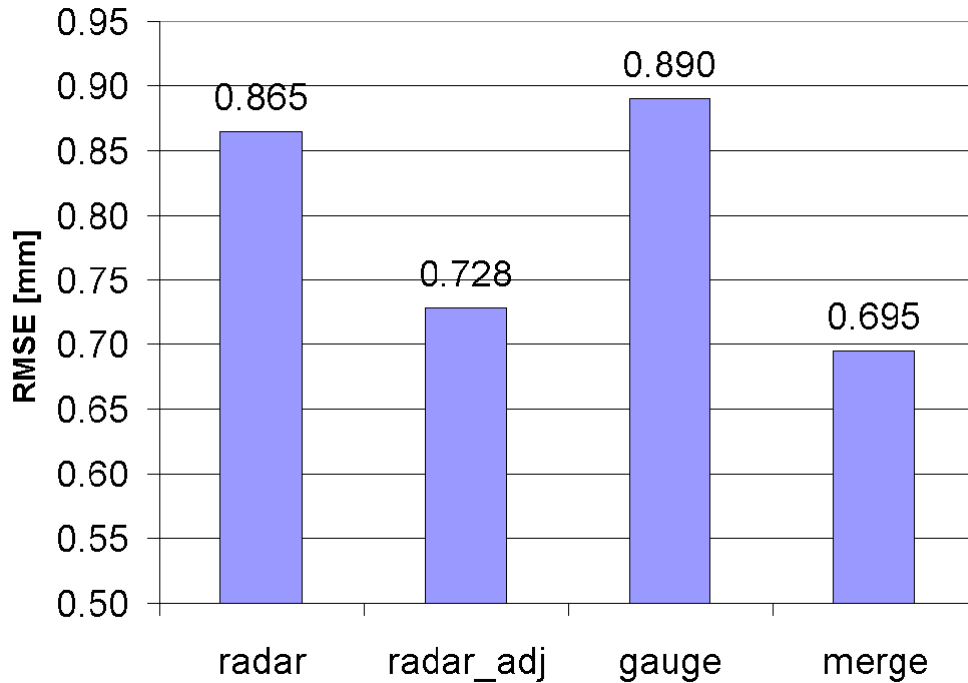


*Obr. 3.2: Absolutní četnosti zpracovaných hodinových úhrnů z teplé poloviny roku (duben-září) za období 2002-2007. Horizontální osa představuje hodinový úhrn srážek  $p$  [mm] a vertikální osa jejich četnost v logaritmické stupnici  $\log(n+1)$ , kde  $n$  je počet dat (převzato ze Sokol, Bližňák, 2009)*



Obr. 3.3: Průměrné úhrny srážek v teplém půlroce (duben-září) za období 2002-2007 (nahore, převzato z Bližňák, Sokol, 2008) a za období 1961-1990 (dole, převzato z Tolasz a kol., 2007).





Obr. 3.4 Porovnání hodnot RMSE mezi hodinovými úhrny srážek odvozených ze 74 srážkoměrných stanic v kruhovém dosahu 150 km od radaru Brdy a odhady srážek z radaru Brdy (radar), adjustovanými radarovými odhady (1. krok adjustační metody MERGE; radar\_adj), nezávislými srážkoměrnými měřeními (gauge) a spojenými odhady ze srážkoměrů a radarů (1. + 2. krok adjustační metody MERGE; merge) v období od 6. srpna 2002, 06 UTC do 16. srpna 2002, 06 UTC v pixelu 1 x 1 km (převzato ze Šálek et al., 2004).

### 3.2 DRUŽICOVÁ DATA

Družicová data byla naměřena meteorologickou geostacionární družicí MSG s časovým krokem 15 minut. Horizontální rozlišení dat závisí na úhlovém snímání družice, tzn. s klesajícím úhlem se zhoršuje. Zatímco v nadiru (poddružicovém bodě) je rozlišení 3 km, resp. 1 km v kanále HRV, oblast ČR je snímána s rozlišením cca 4 x 6 km, resp. 3 x 2 km v kanále HRV, přičemž delší strana pixelu je orientována v severojižním směru. Přehled spektrálních kanálů snímacího zařízení SEVIRI s odpovídajícími vlnovými délkami je uveden v tab. 2.2.

#### 3.3 SRÁŽKOMĚRNÁ DATA

Úloha srážkoměrných dat byla již zmíněna v kapitole 3.1. K adjustačním metodám popsaných v kapitole 3.1.1.1 byly využity denní úhrny srážek, které byly naměřeny na stanicích INTER (96 stanic) poskytujících měření v on-line režimu, a na stanicích KLIM (692 stanic), jejichž měření bylo k dispozici později. Srážkoměrná data byla k dispozici v celém uvažovaném období 2002 – 2008.

#### 3.4 NWP DATA

V kapitole 5 je pro potřeby DOS využit algoritmus, jehož běh vyžaduje také údaje odvozené z NWP modelu (relativní vlhkost, množství srážkové vody, horizontální a vertikální pole větru). Hodnoty byly vypočteny z výstupů numerického předpovědního modelu počasí ALADIN (Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational). Model je používán pro krátkodobou předpověď (54 h) stavu atmosféry na omezené oblasti. Modelové výstupy jsou do října 2010 archivovány v horizontálním rozlišení 9 km, od října 2010 pak v rozlišení 4.7 km. Prognostické výstupy z modelu jsou k dispozici s časovým krokem 6 hodin. Od roku 1991 je model vyvíjen v mezinárodní spolupráci vedené francouzskou meteorologickou službou Météo-France. Původně byl koncipován jako součást globálního modelu ARPEGE s detailnějším rozlišením, při kterém dochází jednak ke zpřesnění popisu atmosférických procesů s velkou prostorovou proměnlivostí, jednak procesů vázaných na detailní popis parametrů zemského povrchu (výška terénu, půdní a vegetační parametry apod.). V posledních letech jsou v modelu rovněž intenzivně vyvíjeny metody zpřesnění počátečních podmínek jak asimilací pozorování (3-D variační asimilace dat), tak sofistikovanou kombinací globální analýzy a simulace mezoměřítkových struktur (tzv. metody míchání - blending) ([www.chmi.cz](http://www.chmi.cz)).

### 4. PLOŠNÉ ROZLOŽENÍ KRÁTKODOBÝCH SRÁŽEK NA ÚZEMÍ ČR S VYUŽITÍM RADAROVÝCH DAT

V této kapitole bude diskutována problematika plošného rozložení krátkodobých intenzivních srážek a jejich vztahu k orografii, resp. nadmořské výšce s využitím radarových měření na území ČR. Hlavní motivací pro studium uvedených vztahů je především nedostatek objektivně podložených informací, opírajících se o zpracování rozsáhlého souboru dat, o vztahu mezi nadmořskou výškou a krátkodobými intenzivními srážkami. Existuje celá řada prací zabývajících se vztahem srážkových úhrnů za delší časové období (měsíc, rok, sezóna, apod.) a nadmořskou výškou (např. Barros, Lettenmaier, 1994; Basist et al., 1994; Daly et al., 1994; Johnson, Hanson, 1995; Konrad, 1996; Frei, Schär, 1998), přičemž ve většině případů byl prokázán nárůst srážkových úhrnů spolu se vzrůstající nadmořskou výškou. Příčinným faktorem je vynucený výstup vzduchu na návětrných svazích hor, který se adiabaticky ochlazuje, zvyšuje se relativní vlhkost a pokud teplota vzduchu klesne pod teplotu rosného bodu, dochází ke kondenzaci, vývoji oblačnosti a následně vypadávání srážek. V práci (Sevruk, 1997) bylo však zjištěno, že závislost ročních srážkových úhrnů na nadmořské výšce může záviset i na geografické oblasti. Na základě dat naměřených na srážkoměrných stanicích se ukázalo, že východní oblast Švýcarska vykazovala výrazně těsnější závislost než oblast jižního kantonu Ticino. Je možné říci, že vztah výraznou měrou závisí na době, za kterou srážkové úhrny uvažujeme. Tato skutečnost byla potvrzena v práci (Ahrens, 2006), kde se na ročních datech získaných ze srážkoměrných stanic v oblasti Alp prokázala závislost srážkových úhrnů na nadmořské výšce, přičemž těsnost vztahu byla výrazně menší při srovnání denních úhrnů srážek.

#### 4.1 PŘEHLED POZNATKŮ O ZÁVISLOSTI KRÁTKODOBÝCH SRÁŽKOVÝCH ÚHRNŮ NA NADMOŘSKÉ VÝŠCE

Na základě výše zmíněného lze tedy očekávat, že vztah nadmořské výšky a krátkodobých srážek se bude měnit tím více, čím kratší dobu akumulace srážek budeme ve vztahu uvažovat. Je třeba dodat, že krátkodobou srážkou zde máme na mysli srážkový úhrn za dobu kratší než 6 hodin. Tento předpoklad potvrdila již publikace (Trupl, 1958), kde bylo zjištěno, že hodnoty intenzit srážek kratšího trvání než 1 hodina jsou při stejné pravděpodobnosti výskytu větší v nížinách a ve středních polohách než v polohách horských. Vzhledem k tomu, že publikace byla vydána v době, kdy nebyly k dispozici modernější detekční metody (meteorologické

#### 4. PLOŠNÉ ROZLOŽENÍ KRÁTKODOBÝCH SRÁŽEK NA ÚZEMÍ ČR S VYUŽITÍM RADAROVÝCH DAT

---

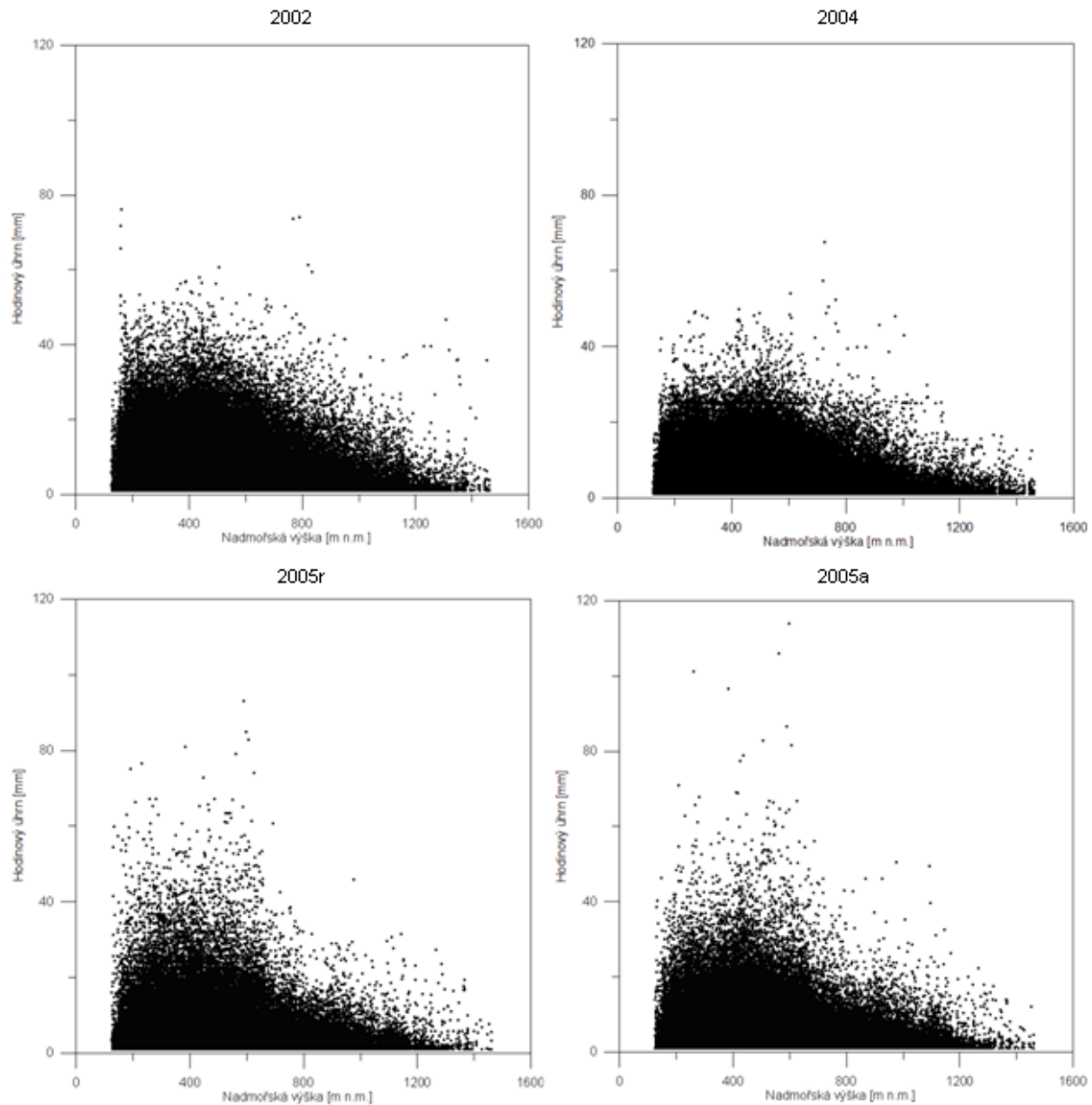
družice, radary), vycházel autor z dat naměřených na 98 ombrografických stanicích v českých povodích Labe, Odry a Moravy.

Na základě dat naměřených na srážkoměrných stanicích je založena i většina prací, které studují rozložení vysokých srážkových úhrnů v závislosti na jiných orografických proměnných (tzn. nejen ve vztahu k nadmořské výšce), jako je např. zeměpisná šířka, kontinentalita, sklon svahů, jejich orientace nebo expozice, s využitím jednoduché nebo vícenásobné regrese (např. Wotling et al., 2000; Weisse, Bois, 2001). Zde je potřeba říci, že zpracování map srážkových polí, které vychází z dat naměřených na srážkoměrných stanicích, významným způsobem závisí na použité interpolační metodě. Interpolační metody obecně vycházejí z aplikace algoritmu váženého průměru na daných datech. To znamená, že různé výsledky dané jednotlivými technikami jsou dány rozdílnými aplikovanými váhovými faktory (např. Daley, 1999; Rudolf, Rubel, 2001; Lloyd, 2005; Šercl, 2008).

Krátkodobé srážky o vysoké intenzitě, které se vyskytují převážně v teplé polovině roku, jsou vázány na konvektivní bouře, které mohou mít velmi lokální charakter. Protože klasické srážkoměry nejsou schopné tento charakter s dostatečnou přesností zachytit, jeví se jako vhodnější využití radarových měření. Toto rozšíření bylo provedeno v diplomové práci (Bližňák, 2007), kde byly ke studiu využity jednak hodinové srážkové úhrny vzniklé integrací radarových měření po 10 minutách, jednak hodinové radarové úhrny, které byly opraveny (adjustovány) dle srážek naměřených na srážkoměrných stanicích. Data ze 3 letních sezón 2002, 2004 a 2005 (duben - září) ukázala ve většině případů růst četností vysokých srážkových úhrnů od nížin (cca 130 m n.m.) směrem do středních poloh (cca 600 m n.m.). Od středních poloh výše úhrny srážek významnou měrou slábly (obr. 4.1). Práce nabízí hypotézu, že nad výše položenými oblastmi je menší výška vzduchového sloupce, ve kterém může při adiabatických výstupných pohybech docházet ke kondenzaci vodních par a srážkám, a tedy i menší obsah vodního sloupce oproti nížinám. Právě několikasetmetrová vrstva vzduchu přiléhající k zemskému povrchu je zpravidla nejteplejší s nejvyššími hodnotami absolutní vlhkosti (či tlaku vodních par). V případech delších srážkových událostí (6-hodinové, 12-hodinové, 24-hodinové) se výsledky významným způsobem nelišily.

#### 4. PLOŠNÉ ROZLOŽENÍ KRÁTKODOBÝCH SRÁŽEK NA ÚZEMÍ ČR S VYUŽITÍM RADAROVÝCH DAT

---

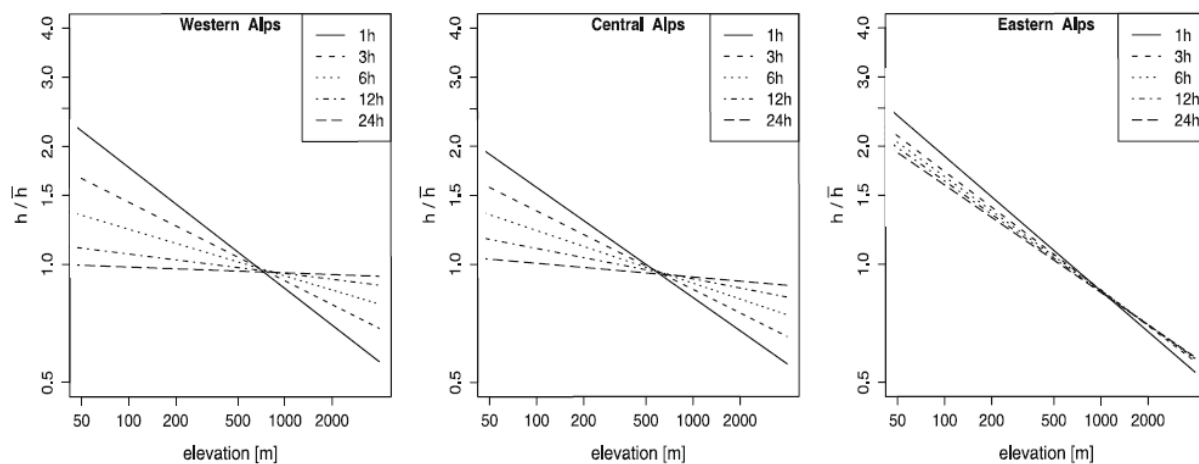


Obr. 4.1: Závislost hodinových úhrnů srážek [mm] odvozených z radarových měření pro rok 2002 (levý horní panel), 2004 (pravý horní panel) a 2005 (levý dolní panel) a adjustovaných dle hodnot naměřených na srážkoměrných stanicích pro rok 2005 (pravý dolní panel) na nadmořské výšce (převzato z Bližňák, 2007).

#### 4. PLOŠNÉ ROZLOŽENÍ KRÁTKODOBÝCH SRÁŽEK NA ÚZEMÍ ČR S VYUŽITÍM RADAROVÝCH DAT

Podobné výsledky pro 1-3 hodinové srážkové úhrny byly prokázány i v nedávno publikované práci (Allamano et al., 2009), která ovšem vycházela z dat naměřených na srážkoměrných stanicích v oblasti Alp v severní Itálii. Údaj z každé stanice obsahoval historický záznam maximálních ročních srážek pro různé doby trvání (1, 3, 6, 12 a 24 hodin) v období 1930-1990, ze kterých byla následně vypočítána průměrná roční hodnota maximálního srážkového úhrnu.

Výsledky ukázaly, že takto vybrané srážkové úhrny krátkého trvání (od 1 do 3 hodin) významně klesaly s nadmořskou výškou, zatímco u delších srážkových úhrnů (12 a 24 hodin) v západní a střední části Alp se sklon regresní přímky postupně vyrovnával (obr. 4.2). Vertikální osa na obr. 4.2 představuje normovanou nadmořskou výšku  $h/\bar{h}$ , kde  $h$  je odpovídající nadmořská výška a  $\bar{h}$  je průměrná nadmořská výška oblasti. Pro oblast východních Alp byl pokles velmi podobný u všech dob akumulace od 1 do 24 hodin. Práce nabízí hypotézu, že pokles srážkových úhrnů s nadmořskou výškou může být výsledkem sníženého efektu kondenzace vodní páry uvnitř vzduchové hmoty (tzv. Clausius-Clapeyronův efekt; Alpert, 1986; Roe, 2005), která vynuceně stoupá vlivem orografie. Clausius-Clapeyronova rovnice vyjadřuje změnu napětí nasycené vodní páry s teplotou, při níž se uskutečňuje změna skupenství, přičemž při nižších teplotách je napětí nasycení nižší (Řezáčová et al., 2007).



Obr. 4.2: Regresní závislost mezi maximálními ročními úhrny srážek průměrovanými přes počet stanic s trváním 1, 3, 6, 12 a 24 hodin a normovanou nadmořskou výškou  $h/\bar{h}$  pro západní (levý panel), centrální (střední panel) a východní (pravý panel) část Alp (převzato z Allamano et al., 2009).

Ze současných poznatků tedy vyplývá, že srážkové úhrny dosahují vyšších hodnot v nižších a středních polohách než v polohách horských. Jak bude však ukázáno dále, získané výsledky jsou vždy velice závislé na tom, podle jakých kritérií jsou srážky ze základního datového souboru vybírány a následně zpracovány. V pracích (Bližňák, Sokol, 2008; Sokol, Bližňák, 2009) byl proveden detailnější výzkum, který vycházel z celkem 6letého období a jehož metodika zpracování a získané výsledky jsou prezentovány v této disertační práci. Na tyto práce navázala v nedávné době publikace (Bek et al., 2010), která při řešení vztahu mezi krátkodobými vysokými úhrny srážek a nadmořskou výškou testovala jiná kritéria při definici konvektivních srážek o vysokých intenzitách.

#### 4.2 ZPRACOVÁNÍ DAT

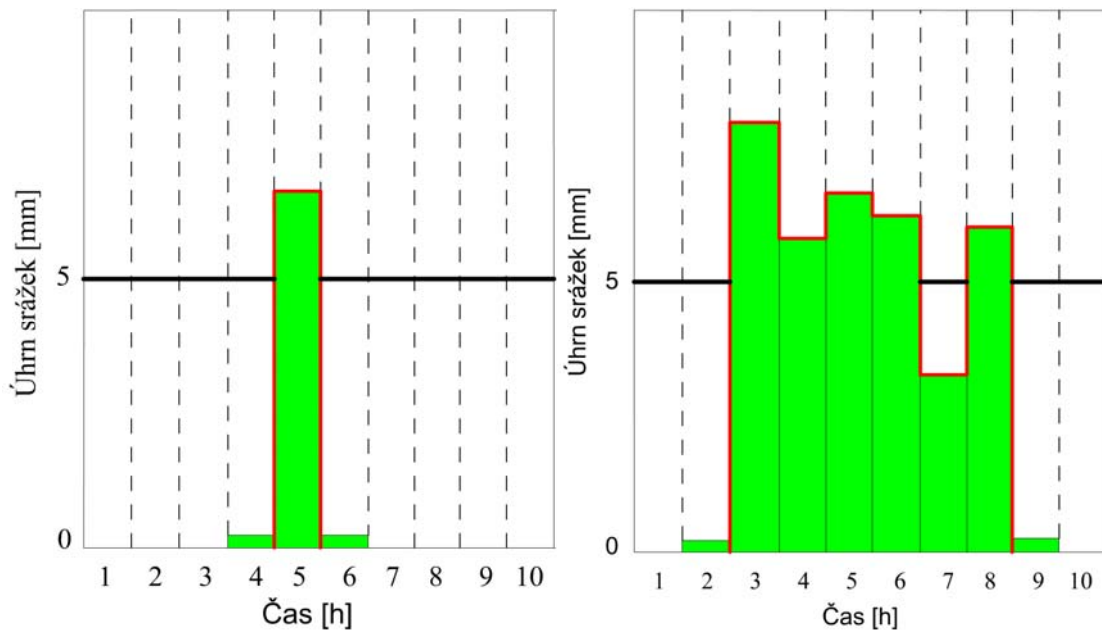
Ze základního datového souboru byly stanoveny dva typy  $n$ -hodinových srážkových úhrnů ( $n = 1, 2, 3$  a  $6$ ), které se od sebe liší způsobem přípravy. První typ dat, který budeme dále označovat jako data A, byl získán sumací hodinových úhrnů odpovídajících  $n$  po sobě jdoucím termínům měření. Všechny kombinace termínů měření byly využity pro přípravu  $n$ -hodinových úhrnů bez ohledu na to, zda srážka nastala či nikoliv. Druhý typ dat (data B) představuje  $n$ -hodinové srážkové události, které byly definovány jako  $n$  po sobě jdoucích hodinových úhrnů splňujících následující podmínky:

1. Srážka v první hodině  $R_1$  byla alespoň 5 mm a srážka v předcházející hodině byla menší než 5 % z  $R_1$ .
2. Srážka v poslední hodině  $R_n$  byla alespoň 5 mm a srážka v následující hodině byla menší než 5 % z  $R_n$ .
3. Srážky mezi první a poslední hodinou byly alespoň 1 mm.
4. Pokud byla v některé hodině srážka menší než 5 mm, pak v sousedních hodinách byla alespoň 5 mm.

Data B tedy obsahují časově omezené srážkové události se zřetelným nárůstem a poklesem intenzity srážek v první a po poslední hodině  $n$ -hodinové události, což je typické především pro konvektivní srážky (obr. 4.3). I když nelze vyloučit, že se v takto vybraném souboru dat mohou

#### 4. PLOŠNÉ ROZLOŽENÍ KRÁTKODOBÝCH SRÁŽEK NA ÚZEMÍ ČR S VYUŽITÍM RADAROVÝCH DAT

vyskytovat i srážky z vrstevnaté oblačnosti, budeme v dalším textu považovat data B za srážky konvektivní. V létě je časté, že se řetězce konvektivních buněk nebo i jednotlivá srážková jádra pohybují po podobných trajektoriích, a proto často dochází k nárůstu a poklesu intenzit srážek v daném místě. Tento typ bouří, zvaný multicelární konvektivní systém, je nejvýraznějším producentem intenzivních opakujících se srážek, který zpravidla způsobuje tzv. bleskové povodně (Řezáčová a kol., 2007). Z tohoto důvodu jsou studována i data typu B. Cílem 4. podmínky, která se týká především 6h úhrnů, je, aby tyto konvektivní srážky byly uvažovány jako jedna srážková událost. V takto definovaném 6h intervalu se pak může vyskytnout i více než jedno maximum. Tato maxima jsou často výrazně vyšší než ostatní hodnoty a způsobují, že data B mají větší vnitřní variabilitu, než je tomu u dat A. Například průměrná směrodatná odchylka při uvažování 6h intervalu a srážkových úhrnů 40 mm a vyšších je 5.7 mm u dat A a 6.2 mm u dat B. Smyslem všech podmínek (1. - 4.) byl výběr pouze srážek konvektivního charakteru. Tento typ srážek se obvykle vyznačuje krátkou dobou trvání (několik desítek minut až několik hodin) s vysokými srážkovými úhrny. Počet údajů, který byl zpracován pro data A i B, je uveden v tab. 4.1.



Obr. 4.3: Příklad výběru 1h (levý panel) a 6h (pravý panel) srážkové události u dat B. Červená čára označuje vybranou srážkovou událost. Srážkové úhrny ve 4. (levý panel) a 2. hodině (pravý panel) jsou menší než 5% úhrnu srážek v nadcházející hodině a srážkové úhrny v 6. (levý panel) a 9. hodině (pravý panel) jsou menší než 5% úhrnu srážek v předcházející hodině.



#### 4. PLOŠNÉ ROZLOŽENÍ KRÁTKODOBÝCH SRÁŽEK NA ÚZEMÍ ČR S VYUŽITÍM RADAROVÝCH DAT

Tab. 4.1: Počet zpracovaných pixelů u typu A a B pro 1, 2, 3 a 6h srážkové úhrny za 6 letních sezón (2002-2007).

Typ dat	1h	2h	3h	6h
A	1 674 832 832	21 203 612	11 249 703	2 799 076
B	521 626	452 507	254 574	55 814

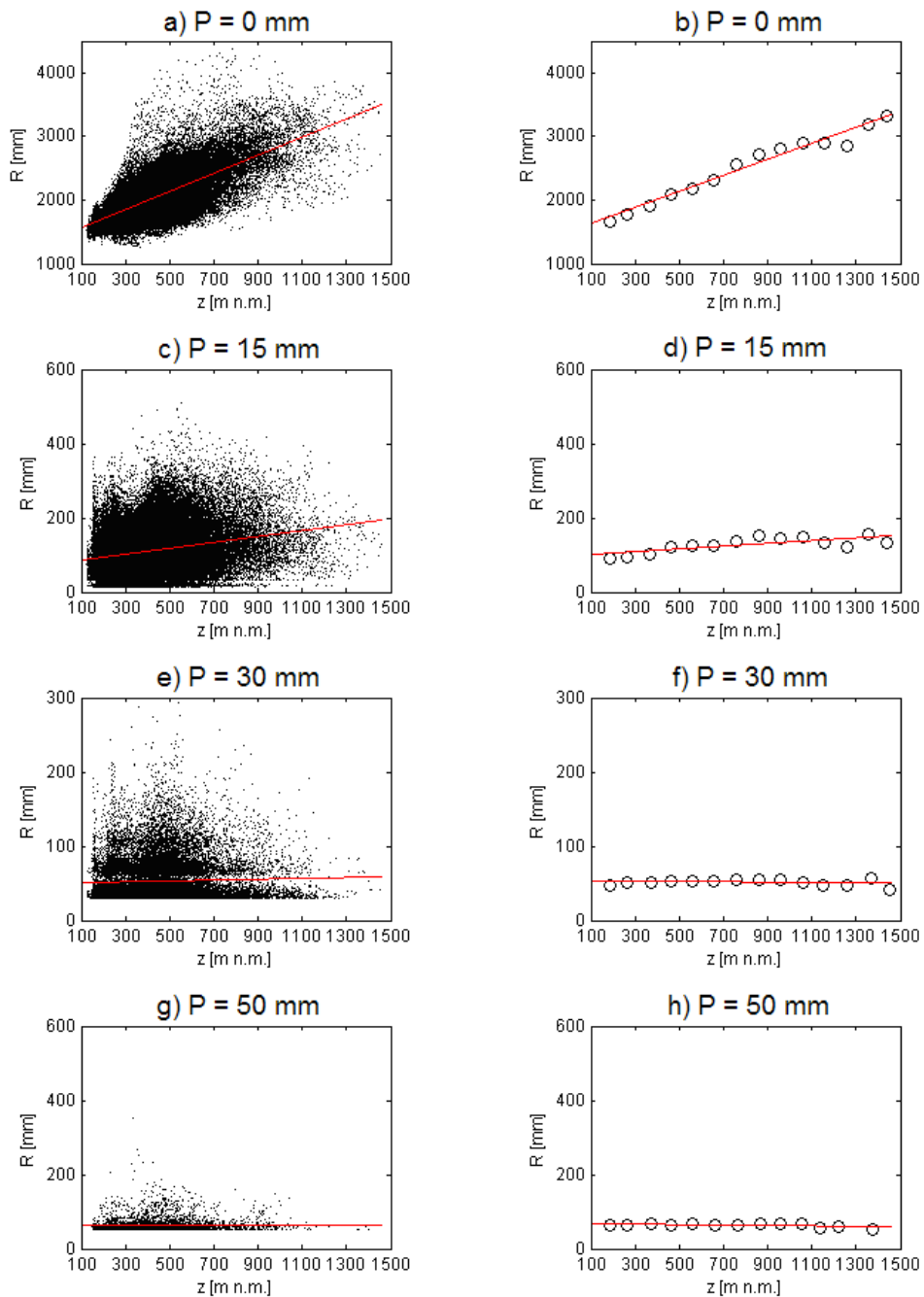
Ze základního datového souboru byly vypočteny 1, 2, 3 a 6h srážkové úhrny. Plošné rozložení úhrnů srážek bylo hodnoceno odděleně pro  $n$  hodinové srážky rovné nebo převyšující práh  $P = 0$  (bez prahu), 1, 2, 3, 4, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 60, 70, 80, 90 a 100 mm. To znamená, že pro  $P = 0$  byla použita všechna data. U dat B byly uvažovány prahy  $P = 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 60, 70, 80, 90$  a 100 mm. U hodinových úhrnů obou typů dat byly uvažovány hodnoty  $P$  pouze do 50 mm, protože u vyšších hodnot nebylo k dispozici dostatečné množství dat. Smyslem zavedení uvedených prahů bylo lepší porozumění plošné distribuci srážek a vztahu srážek a nadmořské výšky s ohledem na hodnoty intenzity srážek.

### 4.3 VÝSLEDKY A DISKUZE

#### 4.3.1 Vztah srážkových úhrnů a nadmořské výšky

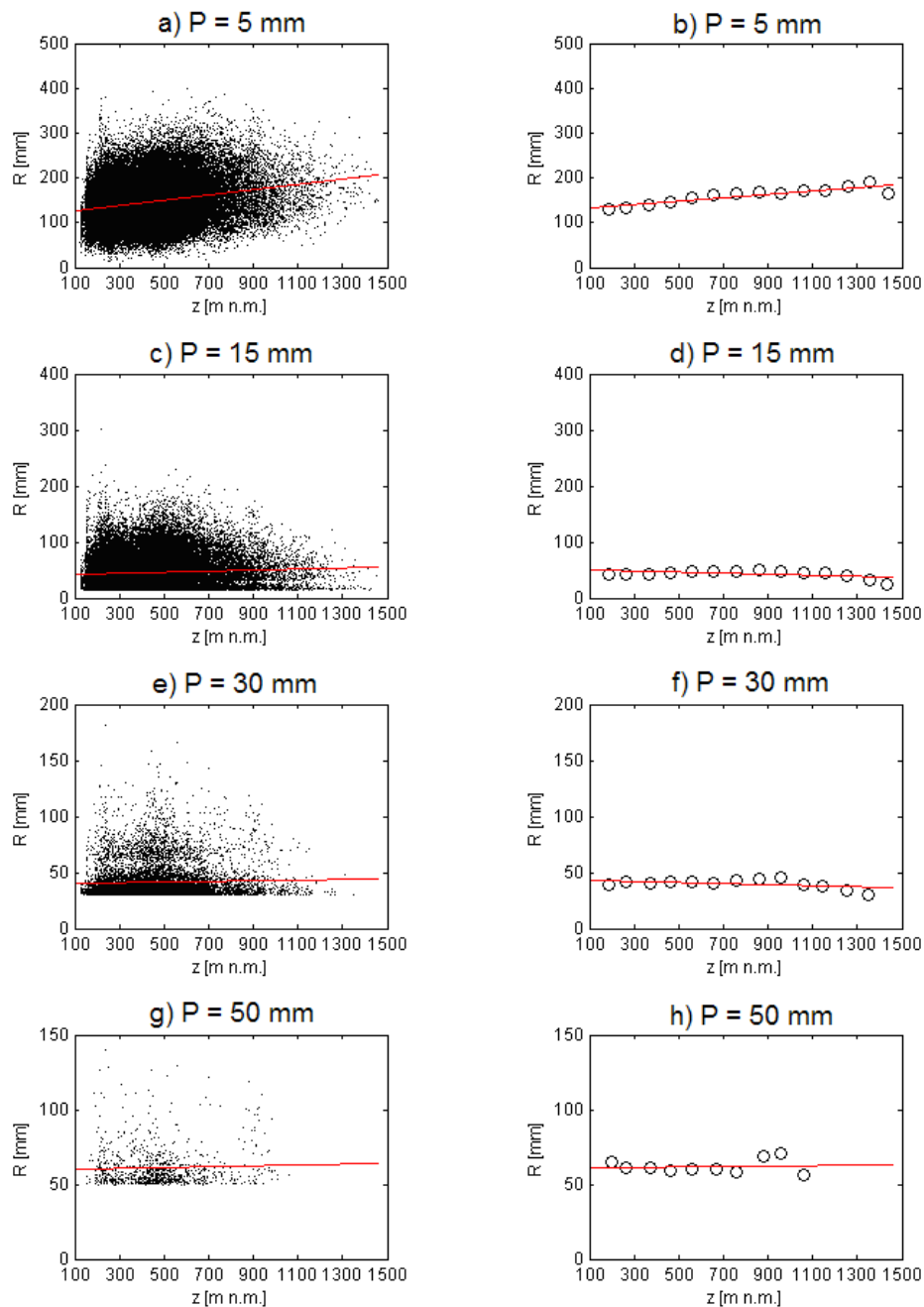
Vztah hodinových srážkových úhrnů a nadmořské výšky není zcela jednoznačný a závisí na prahové hodnotě  $P$  (viz obr. 4.4). V případě, kdy byla uvažována všechna data typu A, tj. v případě  $P = 0$ , byl prokázán nárůst srážkových úhrnů spolu s nadmořskou výškou (obr. 4.4 a)). Nicméně, se vzrůstajícím prahem  $P$  se uvedená závislost ztrácela, jak dokazují obr. 4.4 c), e), g). U dat B, tedy u srážek konvektivního charakteru, bylo obtížné prokázat závislost i nízkých srážkových úhrnů na nadmořské výšce a zdá se, že rozložení úhrnů je spíše náhodné (obr. 4.5). Uvedené vztahy dokládá i plošné rozložení hodinových úhrnů v rámci ČR (obr. 4.6). Data A s prahem  $P = 0$  dobře ilustrují vliv orografie, který se promítá na plošné distribuci srážek. Vyšší hodnoty vykazují spíše příhraniční oblasti vázané na vyšší polohy. Se vzrůstajícím prahem se však tato závislost ztrácí, což dokládá nahodilost rozložení vysokých srážkových úhrnů. Obdobně jako na obr. 4.1 je vidět zvýšený výskyt vysokých nadprahových hodnot při nižších a středních elevacích.

#### 4. PLOŠNÉ ROZLOŽENÍ KRÁTKODOBÝCH SRÁŽEK NA ÚZEMÍ ČR S VYUŽITÍM RADAROVÝCH DAT



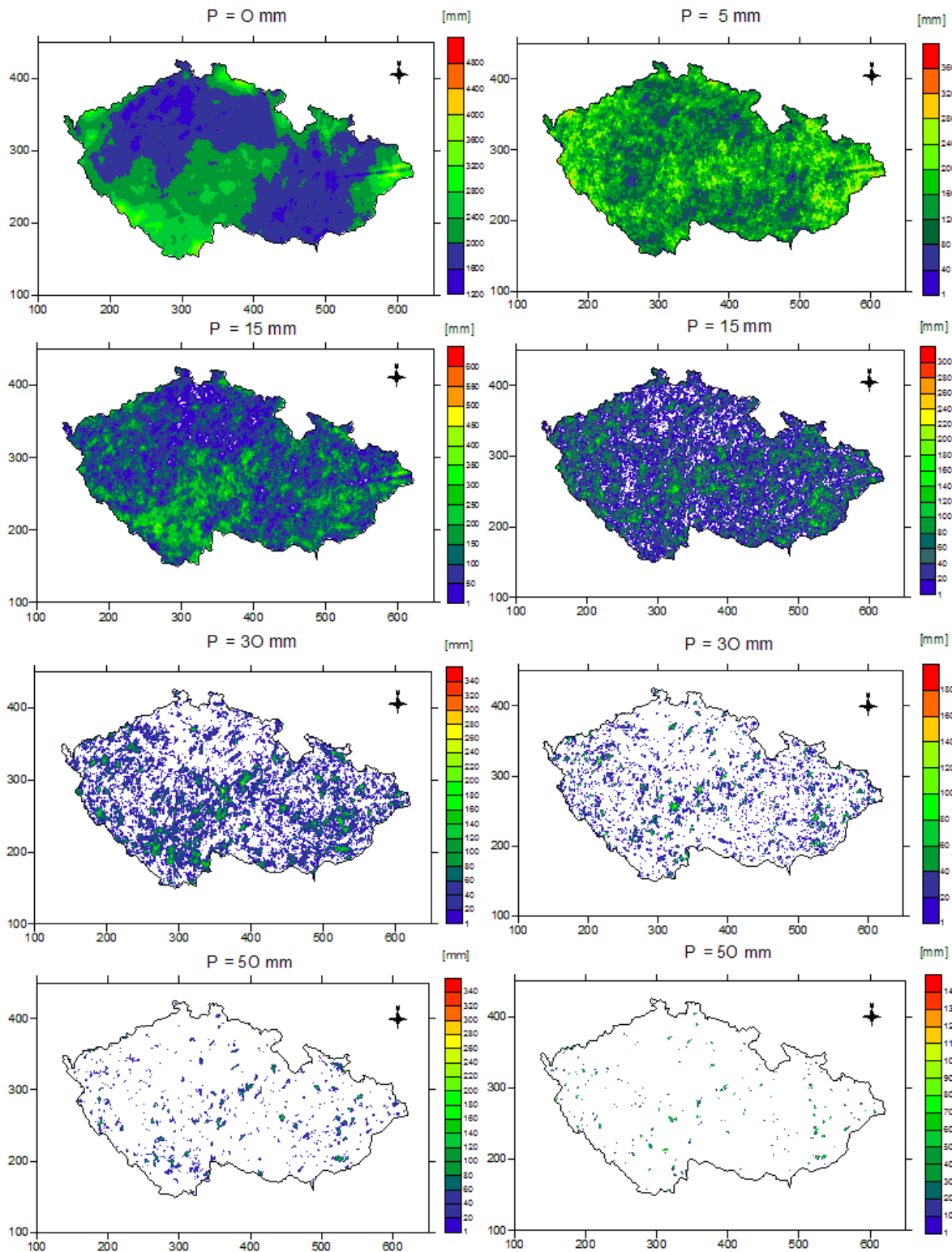
Obr. 4.4: Závislost sum hodinových úhrnů srážek  $R$  na nadmořské výšce  $z$  pro data A. Obrázek a) znázorňuje závislost srážkových úhrnů ve všech pixelech vzhledem k nadmořské výšce. Obrázky c), e), g) znázorňují srážkové úhrny rovné a vyšší 15, 30 a 50 mm. Obrázky b), d), f), h) znázorňují závislost na nadmořské výšce pro hodinové srážkové úhrny, jejichž pixely jsou seskupeny do tříd podle nadmořské výšky. Obrázky opět odpovídají spodní prahové hodnotě  $P = 0, 15, 30, 50$  mm. Červená čára v každém grafu představuje odpovídající regresní přímku (převzato z Bližňák, Sokol, 2008).

#### 4. PLOŠNÉ ROZLOŽENÍ KRÁTKODOBÝCH SRÁŽEK NA ÚZEMÍ ČR S VYUŽITÍM RADAROVÝCH DAT



Obr. 4.5: Závislost sum hodinových úhrnů srážek  $R$  na nadmořské výšce  $z$  pro data B. Obrázek a) znázorňuje závislost srážkových úhrnů v pixelech s prahem  $P = 5$  vzhledem k nadmořské výšce. Obrázky c), e), g) znázorňují srážkové úhrny rovné a vyšší 15, 30 a 50 mm. Obrázky b), d), f), h) znázorňují závislost na nadmořské výšce pro hodinové srážkové úhrny, jejichž pixely jsou seskupeny do tříd podle nadmořské výšky. Obrázky opět odpovídají spodní prahové hodnotě  $P = 5, 15, 30, 50$  mm. Červená čára v každém grafu představuje odpovídající regresní přímku (převzato z Bližňák, Sokol, 2008).

#### 4. PLOŠNÉ ROZLOŽENÍ KRÁTKODOBÝCH SRÁŽEK NA ÚZEMÍ ČR S VYUŽITÍM RADAROVÝCH DAT



Obr. 4.6: Plošné rozložení sum hodinových úhrňů srážek pro data A (levý sloupec) a data B (pravý sloupec). Jednotlivé panely se od sebe liší spodní prahovou hodnotou  $P$  (převzato z Bližňák, Sokol, 2008)

#### 4. PLOŠNÉ ROZLOŽENÍ KRÁTKODOBÝCH SRÁŽEK NA ÚZEMÍ ČR S VYUŽITÍM RADAROVÝCH DAT

---

Protože počet stanic v jednotlivých nadmořských výškách se významně liší, byly všechny pixely rozděleny do tříd podle nadmořské výšky a pro každou třídu na základě středních srážkových úhrnů vypočtena hodnota závisle proměnné  $y_P$  podle vzorce:

$$y_P(z) = \alpha_P z + \beta_P \quad (4.1)$$

kde

$y_P$  je průměrný srážkový úhrn v dané třídě [mm],

$\alpha_P, \beta_P$  jsou parametry vypočtené metodou nejmenších čtverců,

$z$  je nadmořská výška [m n.m.].

Byly použity třídy: do 200, 200 – 300, ..., 1300 – 1400 a nad 1400 m n.m. Parametr  $\alpha_P$  vyjadřuje sklon přímky proložené grafem na obr. 4.4 a 4.5. Vztah parametru  $\alpha_P$  a prahových hodnot  $P$  je znázorněn v tab. 4.2 a na obr. 4.7, a to jak pro data A (obr. 4.7 a)), tak pro srážkové události (data B, obr. 4.7 b)). Obr. 4.7 a) potvrzuje, že s rostoucím prahem  $P$  se parametr  $\alpha_P$  blíží k nule, což znamená, že srážky na nadmořské výšce nezávisí. Pro nízké hodnoty  $P$ , zvláště pokud  $P = 0$  mm, srážkové sumy s nadmořskou výškou rostou, což platí pro 2, 3 a 6h srážkové úhrny. Obr. 4.7 b) ukazuje, že pro 1, 2 a 3h srážkové události (data B) s nízkou prahovou hodnotou  $P$  neexistuje závislost mezi srážkami a nadmořskou výškou. U vyšších intenzit srážek dochází k poklesu  $\alpha_P$  s rostoucí nadmořskou výškou, který je ještě výraznější u 6h úhrnů. U hodinových úhrnů se při vysokých hodnotách  $P$  objevují náhodné oscilace, což je způsobeno malým množstvím dat. Je třeba poznamenat, že vertikální stupnice na obr. 4.6 a) a 4.6 b) jsou výrazně odlišné.

Vztah srážkových úhrnů a nadmořské výšky byl také studován s využitím Spearmanova korelačního koeficientu (někdy též koeficient pořadové korelace), což je technika využívaná při studiu těsnosti vztahu mezi dvěma proměnnými (Wilks, 2006). Základem je uspořádání dat podle velikosti vzhledem k oběma vyšetřovaným znakům (tzn. srážkovým úhrnům a nadmořské výšce) a následnému přiřazení dvojice pořadí  $K$  (pořadí podle hodnoty srážkového úhrnu) a  $L$  (pořadí podle hodnoty nadmořské výšky). Pro  $n$  pozorovaných dvojic byl Spearmanův korelační koeficient  $r_s$  vypočítán pomocí diferencí pořadí  $d_i = K_i - L_i$  takto:

#### 4. PLOŠNÉ ROZLOŽENÍ KRÁTKODOBÝCH SRÁŽEK NA ÚZEMÍ ČR S VYUŽITÍM RADAROVÝCH DAT

$$r_s = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^n d_i^2}{n(n^2 - 1)} \quad (4.2)$$

Získaná hodnota  $r_s$  byla podkladem při testování statistických hypotéz, jimiž rozumíme proces rozhodování, při kterém na základě náhodných výběrů provedeme rozhodnutí ve prospěch právě jedné z předložených hypotéz (tj. nulové nebo alternativní).

Tab. 4.2: Hodnoty parametrů  $\alpha_p$  pro různé prahy  $P$  pro data A a B (převzato z Bližňák, Sokol, 2008)

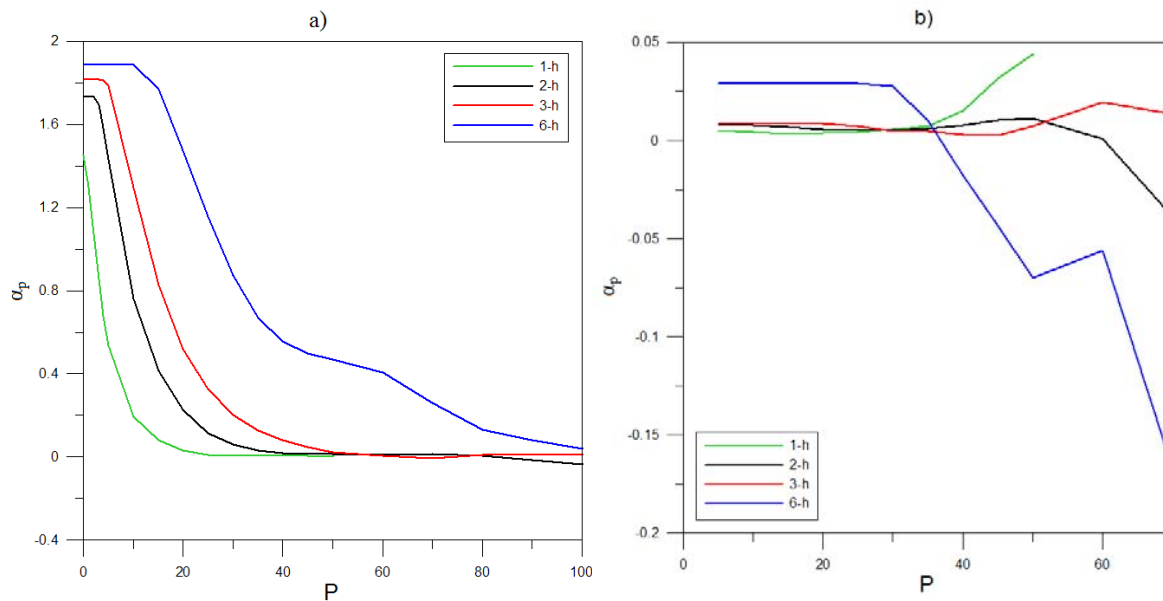
Práh [mm]	1 hodina		2 hodiny		3 hodiny		6 hodin	
	Data A	Data B	Data A	Data B	Data A	Data B	Data A	Data B
0	1,455205	-	1,732057	-	1,814957	-	1,886043	-
1	1,298289	-	1,732057	-	1,814957	-	1,886043	-
2	1,075235	-	1,732057	-	1,814957	-	1,886043	-
3	0,856562	-	1,694326	-	1,814957	-	1,886043	-
4	0,67588	-	1,582982	-	1,812901	-	1,886043	-
5	0,535577	0,00536	1,433453	0,00781	1,788178	0,00871	1,886043	0,02913
10	0,193568	0,00418	0,761418	0,00781	1,294282	0,00871	1,886483	0,02913
15	0,080716	0,00359	0,413873	0,00708	0,825405	0,00856	1,768969	0,02913
20	0,031242	0,00377	0,227057	0,00583	0,520294	0,00851	1,472928	0,02913
25	0,011576	0,00433	0,113915	0,00499	0,326159	0,00715	1,157619	0,02899
30	0,006381	0,00553	0,05915	0,00519	0,202229	0,00491	0,874283	0,0277
35	0,005562	0,0076	0,031215	0,00622	0,12471	0,00491	0,6695	0,00979
40	0,004546	0,01499	0,018433	0,00794	0,080624	0,0029	0,556241	-0,01795
45	0,004084	0,0318	0,014103	0,01037	0,047525	0,00274	0,496918	-0,04329
50	-0,00015	0,04383	0,013397	0,01129	0,021913	0,00728	0,466883	-0,07017
60	-	-	0,007916	0,00081	0,003454	0,01954	0,405333	-0,05622
70	-	-	0,011811	-0,0387	-0,00808	0,01326	0,261011	-0,16626
80	-	-	0,005642	-0,13984	0,009223	0,06699	0,131602	-0,88622
90	-	-	-0,01647	-0,62445	0,009634	0,0611	0,081165	-1,23279
100	-	-	-0,03632	-1,38824	0,007853	-0,18567	0,040674	-0,62186

Nulová hypotéza  $H_0$ , která předpokládala, že neexistuje žádný vztah mezi  $y_p$  a  $z$  (tedy korelace je nulová), byla testována vzhledem k možnostem, že korelace není nulová, korelace je kladná a korelace je záporná (tj. alternativní hypotéza  $H_A$ ). Rozhodnutí, zda bude nulová hypotéza přijata či zamítnuta, bylo provedeno na základě vypočtené  $p$ -hodnoty, která je definovaná jako nejmenší hladina významnosti, na které může být nulová hypotéza zamítnuta.

#### 4. PLOŠNÉ ROZLOŽENÍ KRÁTKODOBÝCH SRÁŽEK NA ÚZEMÍ ČR S VYUŽITÍM RADAROVÝCH DAT

Výsledky testování statistických hypotéz na hladině 99%, které souhlasí s obr. 4.7, shrnuje tab. 4.3 a mohou být interpretovány následujícím způsobem:

- u dat A (obr. 4.7a) nebyl nalezen žádný vztah mezi srážkami a nadmořskou výškou pro hodinové úhrny a  $P \geq 20$  mm, 2-h úhrny a  $P \geq 40$  mm, 3-h úhrny a  $P \geq 50$  mm a 6hodinové úhrny a  $P \geq 80$  mm.
- u dat B (obr. 4.7b) nebyl nalezen žádný vztah pro hodinové úhrny a  $P \geq 10$  mm, 2-h úhrny a  $P \geq 25$  mm, 3-h úhrny a  $P \geq 30$  mm a 6hodinové úhrny a  $P \geq 40$  mm.



Obr. 4.7: Závislost koeficientu  $\alpha_P$  na prahové hodnotě  $P$  pro  $n$  hodinové srážkové úhrny ( $n = 1, 2, 3, 6$ ) a pro data A (vlevo) a data B (vpravo). Stupnice na vertikálních osách jsou u obou obrázků výrazně odlišné (převzato z Bližňák, Sokol, 2008).

#### 4. PLOŠNÉ ROZLOŽENÍ KRÁTKODOBÝCH SRÁŽEK NA ÚZEMÍ ČR S VYUŽITÍM RADAROVÝCH DAT

Tab. 4.3: Výsledky testování hypotézy, že neexistuje vztah mezi nadmořskou výškou a 1 a 6h sumami srážek pro data A a B, které dosáhly alespoň prahové hodnoty P. Hodnoty ve sloupcích Data A a Data B značí pravděpodobnost, že platí nulová hypotéza (převzato z Bližňák, Sokol, 2008).

1 hod.			6 hod.		
P [mm]	Data A	Data B	P [mm]	Data A	Data B
5	0.00000	0.00001	30	0.00000	0.00002
10	0.00000	0.60507	35	0.00000	0.00650
15	0.00517	0.28774	40	0.00000	0.22181
20	0.36559	0.39976	45	0.00000	0.48770
25	0.58383	0.50525	50	0.00000	0.63888
30	0.85568	0.18877	60	0.00000	0.05203
35	0.89152	0.63514	70	0.00000	0.27604
40	0.10809	0.26600	80	0.53215	0.99433
45	0.62976	0.12747	90	0.52918	0.98804
50	0.33407	0.65672	100	0.89185	0.91604

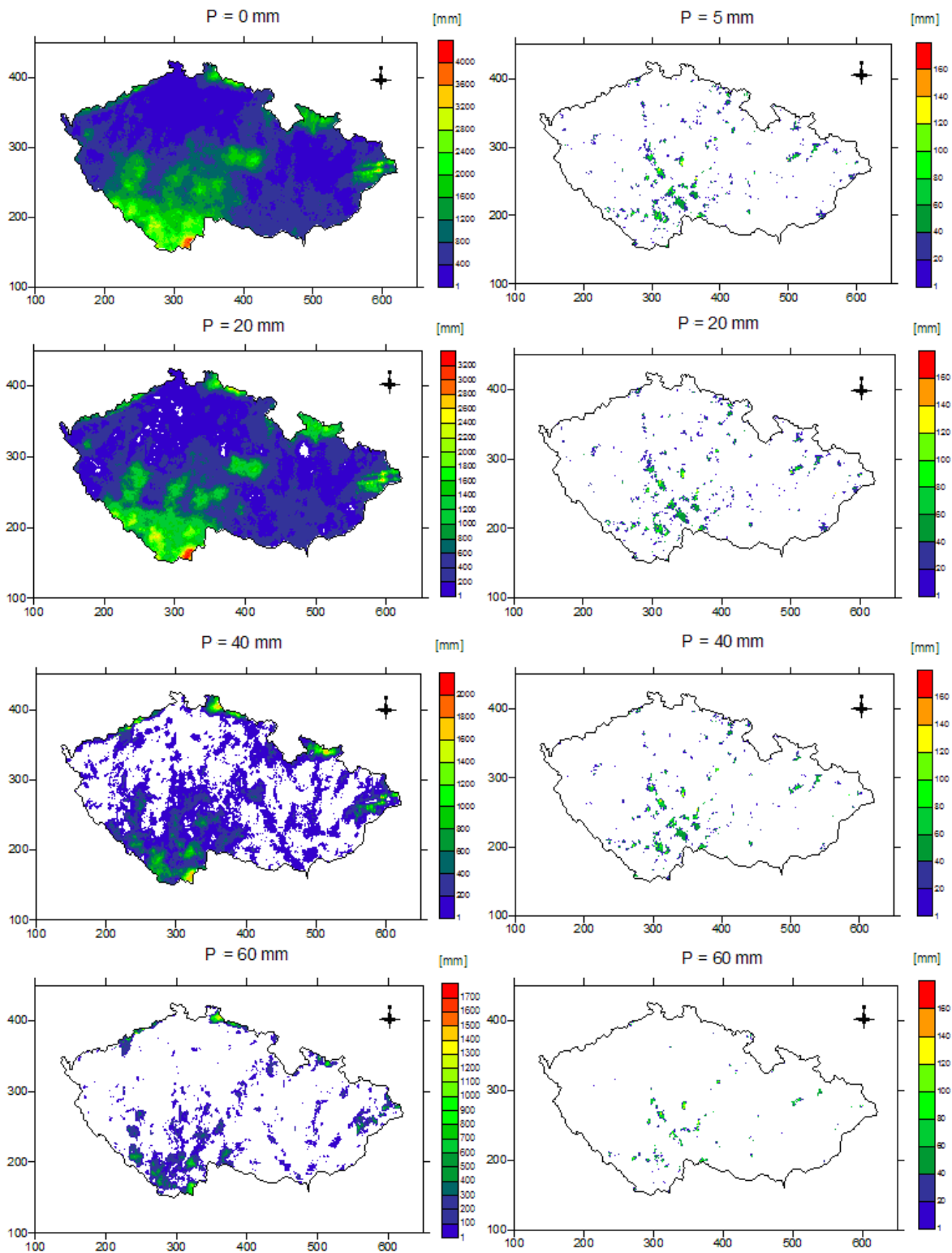
#### 4.3.2 Plošné rozložení srážkových úhrnů

Mapy srážkových polí byly hodnoceny subjektivně, především z pohledu rozložení srážkových úhrnů v ploše s důrazem na vazbu tohoto rozložení s orografií. Protože plošné charakteristiky 2h a 3h srážkových úhrnů byly velice podobné hodinovým úhrnům (obr. 4.6), nejsou zde prezentovány. Z tohoto důvodu jsou v dalším textu srovnávány pouze 1h a 6h úhrny, u nichž byla struktura srážkových polí značně odlišná. Plošné rozložení 6h srážkových úhrnů je zobrazeno na obr. 4.8. Je patrné, že rozložení nízkých i vysokých dlouhotrvajících velkoprostorových srážek (data A) je již ovlivněno orografií, což se projevuje vysokými hodnotami v příhraničních oblastech vázaných na horské polohy (Krkonoše, Hrubý Jeseník, Moravskoslezské Beskydy, Šumava). Plošné rozložení dlouhotrvajících konvektivních srážek však podobnou závislost nevykazuje (obr. 4.8, pravý sloupec).

I když se zdá, že plošné rozložení srážek s vysokými intenzitami je spíše náhodné, je možné vyčlenit oblast jižních Čech, která vykazuje vyšší hodnoty srážkových úhrnů ve srovnání se zbytkem ČR. Oblast je zvláště patrná u 6h úhrnů pro data B (obr. 4.8, pravý sloupec) a pro stručnost ji budeme dále nazývat JČ. Oblast částečně souhlasí s extrémními srážkami a následnými povodněmi, které se vyskytly ve střední Evropě v srpnu 2002 (např. Řezáčová et al.,



#### 4. PLOŠNÉ ROZLOŽENÍ KRÁTKODOBÝCH SRÁŽEK NA ÚZEMÍ ČR S VYUŽITÍM RADAROVÝCH DAT



Obr. 4.8: Plošné rozložení sum 6h úhrnů srážek pro data A (levý sloupec) a data B (pravý sloupec). Jednotlivé panely se od sebe liší spodní prahovou hodnotou P (převzato z Bližňák, Sokol, 2008)

#### 4. PLOŠNÉ ROZLOŽENÍ KRÁTKODOBÝCH SRÁŽEK NA ÚZEMÍ ČR S VYUŽITÍM RADAROVÝCH DAT

---

2005). Abychom měli jistotu, že se nejedná o důsledek těchto extrémních srážek, byla vykreslena mapa srážkových polí bez uvažování termínů od 11. do 13. srpna 2002. Po vyloučení těchto termínů se ukázalo, že extrémní srážkové úhrny sice částečně přispěly k výsledné sumě srážek, nicméně zvýšená hustota srážkových úhrnů byla v této oblasti zřetelná i pak (pro data A i B). Proto lze předpokládat, že zvýšená četnost vysokých srážkových úhrnů v oblasti JČ je obecný fakt. Srážkové události, které v této oblasti způsobily vysoké hodnoty srážkových úhrnů, byly následně studovány detailněji.

Pro účely této analýzy byly ze 6h srážkových událostí (data B) v této oblasti vybrány pouze úhrny s prahem  $P = 40$  a vyšší. Výsledkem bylo nalezení celkem 26 případů, pro které byly následně studovány analýzy polí geopotenciálu a větru, včetně jeho stříhu, v různých tlakových hladinách připravené v European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) s rozlišením  $0,5^\circ$  k termínu 00, 06, 12 nebo 18 UTC. Termíny byly voleny tak, aby se časově shodovaly s vybranými srážkovými událostmi, přičemž situace nesměly pocházet z pozdějšího termínu, než byl pozorován počátek srážkové události.

V tab. 4.4 je pro každý z těchto 26 případů uvedeno datum, termín a charakteristiky stříhu větru  $V_s$  a  $S$  vypočtené z hladin 500 hPa a 925 hPa podle vzorců:

$$V_s = \text{Arctg}[(u_{500} - u_{925}) / (v_{500} - v_{925})], \quad (4.3)$$

$$S = \sqrt{(u_{500} - u_{925})^2 + (v_{500} - v_{925})^2}, \quad (4.4)$$

kde

$V_s$  je směr stříhu větru [ $^\circ$ ],

$S$  je velikost stříhu větru [m/s],

$u_{500}$ ,  $v_{500}$  jsou horizontální složky vektoru větru v hladině 500 hPa,

$u_{925}$ ,  $v_{925}$  jsou horizontální složky vektoru větru v hladině 925 hPa.

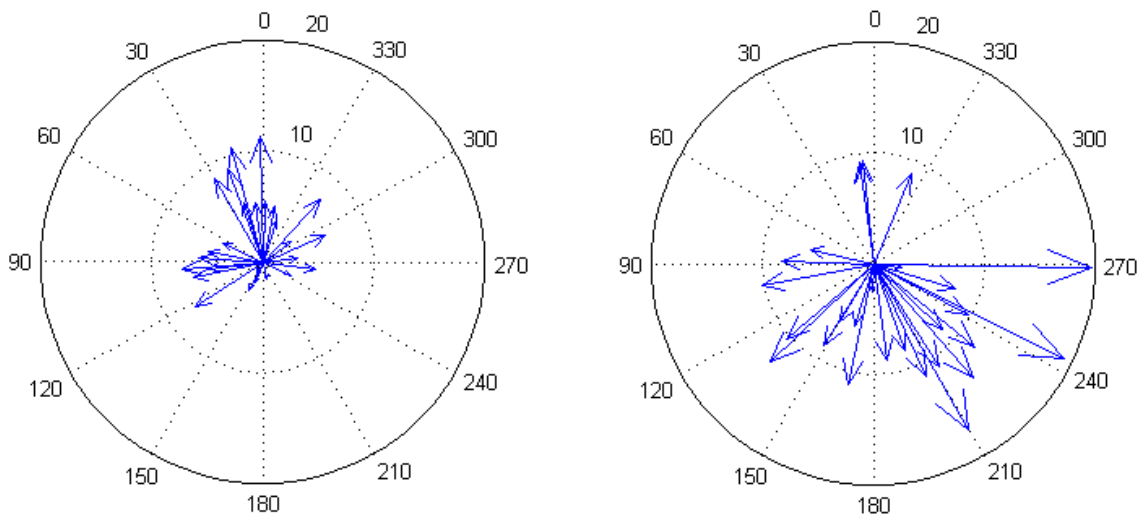
#### 4. PLOŠNÉ ROZLOŽENÍ KRÁTKODOBÝCH SRÁŽEK NA ÚZEMÍ ČR S VYUŽITÍM RADAROVÝCH DAT

Tab. 4.4: Střih větru pro 26 srážkových událostí, které alespoň v jednom pixelu oblasti JČ překročily prahovou hodnotu 40 mm. Hodnoty směru střihu větru jsou uvedeny v intervalu (-180°; +180 °). Tučným písmem jsou zvýrazněny termíny, jejichž velikost střihu větru byla vyšší než 6 m/s a zároveň změna směru větru byla vyšší než 45°. Typy synoptických situací jsou uvedeny v posledním sloupci (B – brázda nad střední Evropou, C – cyklóna nad střední Evropou, EC – východní cyklonální situace, NEC – severovýchodní cyklonální situace, NWC – severozápadní cyklonální situace; převzato a upraveno z Bližňák, Sokol, 2008).

Datum	Termín [h]	Střih větru		Typ synoptické situace
		Velikost [m/s]	Směr [°]	
23.6.2002	18	20,37	16,83	B
13.7.2002	18	4,68	19,98	EC
<b>16.7.2002</b>	<b>6</b>	<b>9,75</b>	<b>111,04</b>	<b>EC</b>
<b>6.8.2002</b>	<b>12</b>	<b>11,37</b>	<b>57,57</b>	<b>C</b>
<b>7.8.2002</b>	<b>0</b>	<b>15,00</b>	<b>90,38</b>	<b>C</b>
<b>7.8.2002</b>	<b>6</b>	<b>13,74</b>	<b>126,12</b>	<b>C</b>
<b>7.8.2002</b>	<b>12</b>	<b>7,56</b>	<b>110,11</b>	<b>C</b>
<b>11.8.2002</b>	<b>18</b>	<b>6,24</b>	<b>96,44</b>	<b>C</b>
<b>12.8.2002</b>	<b>6</b>	<b>10,38</b>	<b>-69,10</b>	<b>C</b>
1.9.2002	0	3,96	-79,80	B
5.6.2003	12	3,04	-9,50	NWC
24.7.2003	12	8,71	-2,60	NWC
<b>28.7.2003</b>	<b>12</b>	<b>7,58</b>	<b>67,50</b>	<b>NWC</b>
<b>28.7.2003</b>	<b>18</b>	<b>13,19</b>	<b>58,96</b>	<b>NWC</b>
18.8.2003	12	11,37	29,49	NWC
<b>18.8.2003</b>	<b>18</b>	<b>7,35</b>	<b>104,98</b>	<b>NWC</b>
<b>19.4.2004</b>	<b>12</b>	<b>10,87</b>	<b>116,80</b>	<b>NWC</b>
<b>23.5.2005</b>	<b>12</b>	<b>9,75</b>	<b>63,17</b>	<b>B</b>
<b>30.7.2005</b>	<b>12</b>	<b>13,82</b>	<b>61,95</b>	<b>NWC</b>
<b>30.7.2005</b>	<b>18</b>	<b>21,36</b>	<b>69,44</b>	<b>NWC</b>
21.8.2005	12	3,95	171,25	EC
12.9.2005	12	4,32	137,82	C
<b>29.6.2006</b>	<b>12</b>	<b>14,53</b>	<b>49,18</b>	<b>NWC</b>
<b>30.6.2006</b>	<b>0</b>	<b>15,50</b>	<b>90,37</b>	<b>NEC</b>
6.8.2006	6	3,08	-125,80	C
18.7.2007	18	20,24	37,78	NWC

#### 4. PLOŠNÉ ROZLOŽENÍ KRÁTKODOBÝCH SRÁŽEK NA ÚZEMÍ ČR S VYUŽITÍM RADAROVÝCH DAT

Použitý způsob výpočtu stříhu větru vycházel z práce (Huntrieser et al., 1997), kde byl počítán stříh větru mezi zemským povrchem a výškou 6 km, který byl následně využit k charakterizaci atmosféry před vznikem významných konvektivních jevů. Vzhledem k tomu, že jsme vycházeli z analýz ECMWF ve standardních hladinách, byla za spodní hladinu zvolena výška 925 hPa. I když je mezi jednotlivými událostmi zřetelný rozdíl, jako nejčtenější synoptické situace se jevíly dle klasifikace uvedené v (Brázdil, Štekl, 1986) severozápadní cyklonální situace (NWC) a cyklóna nad střední Evropou (C). Typ NWC je charakterizován nízkým tlakem v oblasti Britských ostrovů, Severního moře a jižní části Skandinávského poloostrova a převládajícím západním až severozápadním větrem v hladině 500 hPa nad územím ČR. Hlavním rysem synoptické situace typu C je stacionární cyklóna vyjádřená obzvláště ve výšce, která leží nejčastěji v západní části střední Evropy. Podle polohy centra cyklóny zasahují ČR frontální poruchy od jihovýchodu, popř. někdy i ze severního sektoru. Typy NWC i C jsou charakterizovány stříhem větru, který je zřejmý ve většině studovaných případů (obr. 4.9). Celkem 16 termínů vykazovalo velikost stříhu větru větší než 6 m/s a zároveň změnu směru větru větší než 45°. Tyto termíny jsou v tab. 4.4 zvýrazněny tučným písmem. Je vidět, že 6 situací z těchto vybraných termínů souvisí s cyklónou, která se udržovala v oblasti střední Evropy, kde způsobila rozsáhlé povodně v srpnu 2002.



Obr. 4.9 Směry [°] a rychlosti [m/s] proudění větru v hladině 925 hPa (vlevo) a 500 hPa (vpravo) pro 26 vybraných srážkových událostí. Azimut označuje směr proudění, délka šipky jeho rychlost (převzato z Bližňák, Sokol, 2008).

#### 4. PLOŠNÉ ROZLOŽENÍ KRÁTKODOBÝCH SRÁŽEK NA ÚZEMÍ ČR S VYUŽITÍM RADAROVÝCH DAT

---

Potenciální příčinou vyšších srážkových úhrnů v JČ může být vzhledem k teplé polovině roku i trajektorie cyklóny Vb. V tomto případě se střed cyklóny přesouvá ze severní Itálie a Jaderského moře k severovýchodu, přičemž vzdušné proudění je orientováno proti směru hodinových ručiček. Území ČR je pak ovlivňováno prouděním se severní složkou přinášejícím vyšší srážkové úhrny do oblastí jižních Čech, Moravskoslezských Beskyd a Hrubého Jeseníku (Brázdil, Štekl, 1986; Štekl a kol., 2001). Zesilující účinek může mít v tomto případě i tzv. nálevkový efekt (Sobíšek a kol., 1993), jehož výskyt je vázán na vhodnou konfiguraci horských pásem, sbíhajících se do tvaru písmene „V“. V ČR mají přibližně takové uspořádání Rychlebské hory s Hrubým Jeseníkem, Oderské vrchy s Moravskoslezskými Beskydami, Lužické hory s Jizerskými horami, Šumava s Novohradskými horami, apod.

Získané výsledky jen částečně souhlasí s prací (Trupl, 1958), kde bylo ukázáno, že hodinové srážkové úhrny jsou vyšší v nížinách a pahorkatinách než v horských oblastech. Déle trvající srážkové úhrny jsou naopak vyšší v oblastech horských než v nížinách. I když výsledky našeho výzkumu ukázaly spíše nahodilost v rozložení vysokých krátkodobých srážkových úhrnů, je třeba poznamenat, že práce (Trupl, 1958) vycházela z dat naměřených na 98 ombrografických stanicích (z toho pouze 10 se nacházelo v horských polohách), přičemž hodinové intervaly s vysokými úhrny srážek byly vybírány subjektivně. Naproti tomu naše data (data A) obsahovala srážkové úhrny v jednotlivých pixelech bez ohledu na to, zda srážka nastala či nikoliv.

Zajímavé zjištění ohledně plošného rozložení konvektivních srážek a jejich závislosti na nadmořské výšce přinesla práce (Bek et al., 2010). Práce vycházela z původních dat využitých v publikaci (Sokol, Bližňák, 2009), tj. z radarových měření opravených dle srážkoměrných stanic za období 2002-2008 pro doménu ČR. Pro každou hodinu byla ve všech pixelech domény vypočtena hodnota srážkového úhrnu. Pixely s nenulovou hodnotou úhrnu srážek, které byly ohraničeny po celém obvodu pixely s nulovými hodnotami srážkových úhrnů a které splňovaly níže uvedené podmínky, představovaly hodinovou srážkovou událost. Podmínky měly zajistit výběr pouze silných konvektivních srážek vyznačujících se vysokou hodnotou průměrné a maximální hodnoty srážkového úhrnu ve srážkové oblasti:

- i) průměrný srážkový úhrn oblasti byl vyšší než definovaný práh  $T_{prec}$ , přičemž byly testovány prahy v rozmezí 5 - 8 mm,
- ii) maximální srážkový úhrn v oblasti byl vyšší než 15 mm.

#### 4. PLOŠNÉ ROZLOŽENÍ KRÁTKODOBÝCH SRÁŽEK NA ÚZEMÍ ČR S VYUŽITÍM RADAROVÝCH DAT

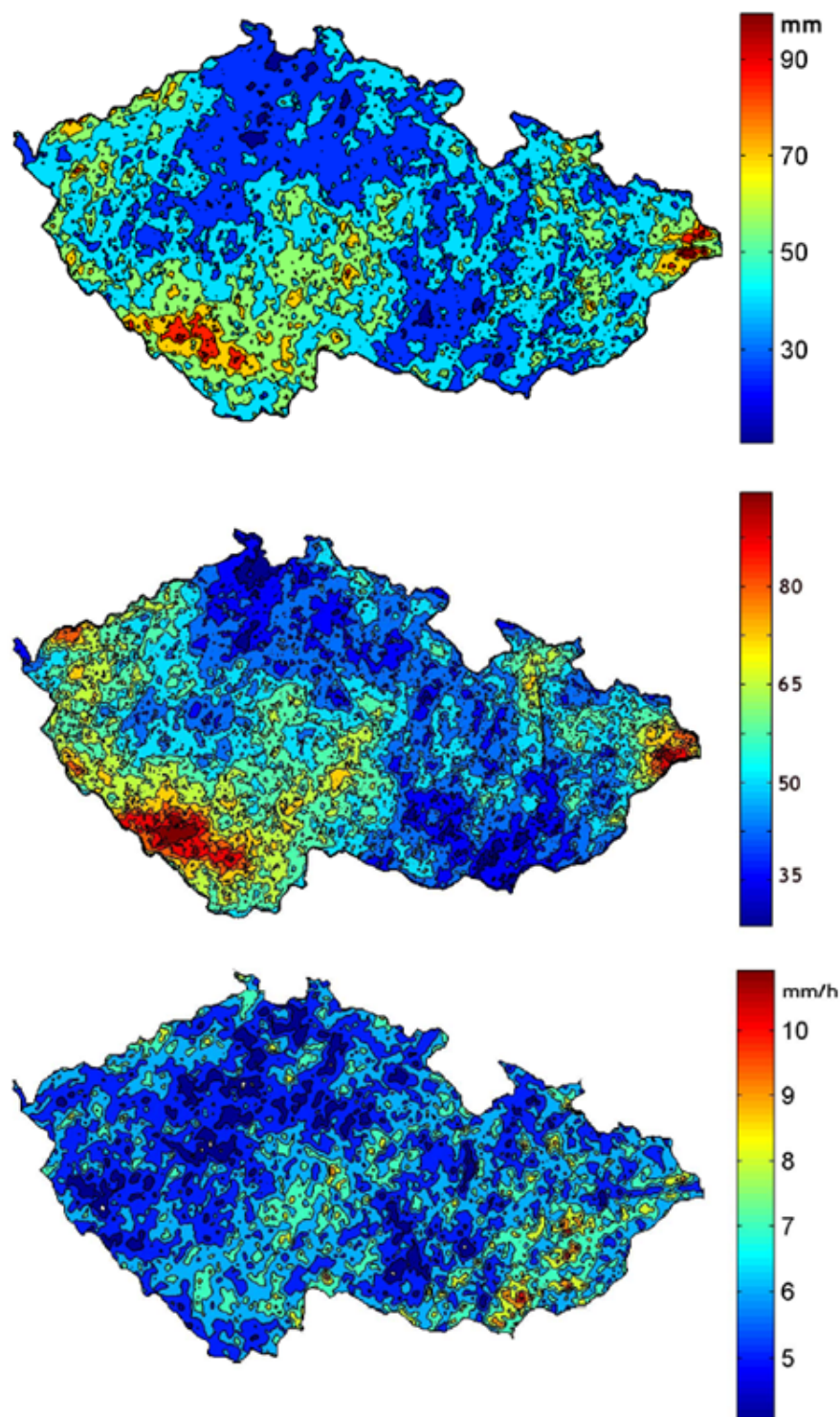
---

Výsledná data, která byla analyzována, představovala sumu takto vybraných srážkových úhrnů podělenou počtem let, tzn. průměrnou roční hodnotu srážkového úhrnu za 7leté období (dále jen konvektivní srážky). Práce zkoumala příčinu plošné distribuce konvektivních srážek s ohledem na nadmořskou výšku a také drsnost povrchu. S uvažováním podmínky  $i) T_{\text{prec}} = 5 \text{ mm}$  bylo zjištěno, že konvektivní srážky obecně korelují s nadmořskou výškou v ČR (korelační koeficient  $r = 0.43$ ), přičemž korelace klesá se zvyšujícím se prahem. Protože autoři si byli vědomi možného vlivu plošné autokorelace, byla na data aplikována metoda zvaná „bootstrapping“ (např. Davis, Hinkley, 1997). Tato technika umožňuje posuzovat přesnost odhadů parametrů základního souboru nebo rozhodovat o platnosti různých hypotéz nikoli na základě teoretického odvození vycházejícího z určitých předpokladů o rozdělení sledované veličiny, ale na základě opakované simulace dat. S využitím rozdělení korelačních koeficientů pro dané náhodné simulace byla zjištěna kritická hodnota korelace, která je obdobou  $p$ -hodnoty při statistickém testování hypotéz. Kritická hodnota korelace ( $r_k = 0.2$ ) byla nižší než hodnota korelačního koeficientu  $r$ , což potvrzuje, že korelace mezi srážkovými úhrny z konvektivních srážek a nadmořskou výškou byla prokázána. Důležité zjištění však představuje, že příčinou uvedené korelace nejsou hodnoty srážkových intenzit, ale četnost výskytu konvektivních srážek. Srovnání map srážkových polí mezi průměrnými úhrny z konvektivních srážek v teplých půlrocích, četností jejich výskytů a průměrnými hodnotami srážkových intenzit je uveden na obr. 4.10. Hodnoty srážkových intenzit jsou významně vyšší v oblastech s nižší nadmořskou výškou, což odpovídá výsledkům v (Trupl, 1958). Křivka hustoty nadmořské výšky vzhledem k četnostem konvektivních srážek indikovala posun četností k vyšším nadmořským výškám pro zvyšující se práh, tzn., čím silnější úhrny byly pozorovány, tím vyšší nadmořskou výšku zaujímaly.

Zdá se tedy, že závislost srážkových úhrnů na nadmořské výšce a orografii není jednoduchá, přičemž závisí nejen na řadě meteorologických veličin (např. doba trvání srážky, zvolená minimální prahová hodnota, orografické vlivy návětrí a závětrí aj.), ale také především na parametrech výpočtu, tzn., jaká kritéria pro výběr konvektivních srážek definujeme.

#### 4. PLOŠNÉ ROZLOŽENÍ KRÁTKODOBÝCH SRÁŽEK NA ÚZEMÍ ČR S VYUŽITÍM RADAROVÝCH DAT

---



Obr. 4.10 Porovnání map srážkových polí mezi průměrným úhrnem konvektivních srážek (nahore), jejich četností (tj. počet hodinových srážkových událostí; uprostřed) a průměrnými hodnotami intenzit srážek (dole) s prahem  $T_{prec} = 5 \text{ mm}$  v období teplého půlroku (převzato z Bek et al., 2010).

### 5. VYUŽITÍ DRUŽICOVÝCH DAT K ODHADU KONVEKTIVNÍCH SRÁŽEK

K odhadu srážek konvektivního původu se zpravidla využívá měření odrazivosti meteorologickými radary s následným přepočtem na hodnoty intenzit srážek. Druhou, i když podstatně méně přesnou, metodou odhadu srážek jsou DOS, které jsou založeny na využití naměřených hodnot HHO ze spektrálních kanálů. Jak bylo uvedeno v kapitole 2.2.3, těchto algoritmů existuje celá řada, přičemž jejich využití závisí jak na typu oblačnosti, ze které srážky vypadávají, tak na typu družice, která provádí měření. Vzhledem k tomu, že se v této kapitole budeme zabývat zpracováním a analýzou dat z meteorologické geostacionární družice METEOSAT, bude k účelům odhadů srážek využito souboru algoritmů Satellite Application Facility on support to Nowcasting and Very Short-Range Forecasting (SAF NWC), jejichž vývoj a distribuci iniciovala v roce 1997 společnost EUMETSAT. Hlavním cílem algoritmů SAF NWC je efektivní využití MSG dat pro potřeby nowcastingu. Podle jejich zaměření je možné je rozdělit do 4 různých skupin ([www.nwcsaf.org](http://www.nwcsaf.org)):

- Produkty zaměřené na detekci oblačnosti a její vlastnosti
  - a. CMa (Cloud Mask) algoritmus, který vymezuje počet pixelů bez oblačnosti, poskytuje informace o přítomnosti sněhu nebo ledu, prachu a sopečných erupcích
  - b. CT (Cloud Type) algoritmus, který detailně analyzuje oblačnost a je schopen ji rozdělit do tříd podle různých hledisek (kompaktnost, transparentnost, výška oblačnosti, konvektivní/stratiformní, apod.)
  - c. CTTH (Cloud Top Temperature and Height) algoritmus, který počítá teplotu HHO a její výšku za účelem včasného varování před vznikající bouřkovou oblačností
- Produkty zaměřené na detekci a analýzu srážkové oblačnosti, především konvektivní
  - a. PC (Precipitating Clouds) algoritmus, který vymezuje srážkovou a nesrážkovou oblačnost s určením pravděpodobnosti výskytu srážek
  - b. CRR (Convective Rainfall Rate) algoritmus, který počítá DOS z konvektivní oblačnosti
  - c. RDT (Rapid Development Thunderstorms) algoritmus, který identifikuje a monitoruje pohyb rychle se vyvíjející konvektivní oblačnosti



- Produkty zaměřené na analýzu bezoblačné atmosféry
  - a. TPW (Total Precipitable Water) algoritmus, který poskytuje informaci o celkovém množství vodní páry v profilu celé troposféry
  - b. LPW (Layer Precipitable Water) algoritmus, který poskytuje informaci o celkovém množství vodní páry ve třech vertikálních vrstvách v profilu celé troposféry
  - c. SAI (Stability Analysis Imagery) algoritmus, který odhaduje atmosférickou instabilitu
- Produkty zaměřené na meteorologické koncepční modely a analýzu proudění
  - a. AMA (Air Mass Analysis) algoritmus, který poskytuje informace o klasifikaci a fyzikálních vlastnostech (např. teploty) vzduchových hmot
  - b. ASII (Automatic Satellite Image Interpretation) algoritmus, jehož cílem je automatická interpretace družicových snímků v návaznosti na koncepční modely
  - c. HRW (High Resolution Winds) algoritmus, který poskytuje varování v případě silného nebezpečného větru, informace o konvergenci, resp. divergenci proudění, apod.

V následujícím textu bude představen a blíže popsán CRR algoritmus včetně jeho přizpůsobení pro oblast ČR. Modifikace algoritmu vychází z přirozeného předpokladu, že radarové odhady srážek adjustované s pomocí srážkoměrných stanic jsou považovány za přesné úhrny srážek. Metodika zpracování a výsledky popsané v této kapitole využívají z velké části výsledky z publikací (Bližňák, Sokol, 2011a; Bližňák, Sokol, 2011b). Získané výsledky mohou nalézt uplatnění při asimilaci dat do numerických modelů počasí s vysokým horizontálním rozlišením (např. Sokol, 2009) a při velmi krátkodobé předpovědi konvektivních srážek.

### 5.1 CRR ALGORITMUS A JEHO ZPRACOVÁNÍ

CRR algoritmus je popsán v manuálu SAFNWC (2009a). Algoritmus využívá MSG data, NWP data a kalibrační matice, které přiřazují družicovým datům hodnoty intenzity srážek a závisí na hodnotách jasových teplot kanálů (resp. jejich rozdílů) IR10.8, BTD (2-D matice) nebo IR10.8, BTD a VIS0.6 (3-D matice). Výběr kalibrační matice závisí na zenitovém úhlu Slunce: pro denní dobu (zenitový úhel je menší než 80°) se používá 3-D matice, v opačném případě

## 5. VYUŽITÍ DRUŽICOVÝCH DAT K ODHADU KONVEKTIVNÍCH SRÁŽEK

(zenitový úhel je alespoň  $80^\circ$ ), není možné využívat kanál ve viditelném oboru spektra, a proto se používá 2-D matice. Struktura 2-D a 3-D matic je popsána v tabulkách 5.1 a 5.2.

CRR algoritmus a software, který provádí výpočet, byly vyvinuty španělskou meteorologickou službou AEMET (Agencia Estatal de Meteorologia). Tento software je úzce vázán na operační systém LINUX a výstupy NWP modelu z Evropského střediska pro střednědobou předpověď počasí (ECMWF). Software je vytvořen především pro operativní provoz a je obtížné ho významně modifikovat. Proto byl původní algoritmus znovu naprogramován v jazyce Matlab, který umožňuje snadný vývoj a testování algoritmu.

Tab. 5.1: Struktura 2-D kalibračních matic.

Osa	Spektrální pásmo	Počátek osy	Konec osy	Krok	Počet intervalů
x	BTD	-21°K	59°K	+2°K	41
y	IR10.8	203°K	303°K	+2°K	51

Tab. 5.2: Struktura 3-D kalibračních matic.

Osa	Spektrální pásmo	Počátek osy	Konec osy	Krok	Počet intervalů
x	BTD	-19°K	59°K	+2°K	40
y	VIS0.6	1%	99%	+2%	51
z	IR10.8	203K	275K	+4°K	19

Klíčovým prvkem CRR algoritmu jsou kalibrační matice. V originální verzi byly kalibrační matice vypočteny pouze s využitím španělských a skandinávských dat. Byly vytvořeny dvě sady matic. První typ matic byl odvozen na základě španělských dat (dále jen španělská matice) a je určen pro aplikaci v zeměpisných šířkách nižších než  $45^\circ$  N (viz obr. 5.3a pro 2-D matici, 5.4a pro 3-D matici). Druhý typ matic byl vypočítán s využitím skandinávských dat (dále jen skandinávská matice) pro aplikace v zeměpisných šířkách vyšších než  $55^\circ$  N. V oblastech mezi oběma pomyslnými rovnoběžkami, což je i oblast zahrnující ČR, je nutné použít lineární interpolaci mezi hodnotami ve španělské a skandinávské matici (dále jen metoda SAF CZ\_EUR-DIFFS). Příklad 2-D matice interpolované pro oblast ČR je znázorněn na obr. 5.3b, příklad 3-D matice je pak uveden na obr. 5.4b. Osy obrázků označují čísla intervalů kanálu IR10.8, BTD a VIS0.6, jejichž krok a rozpětí je uvedeno v tab. 5.1, resp. 5.2.

### 5.1.1 Výpočet kalibračních matic pro oblast ČR

Výpočet kalibračních matic, je založen na technice RAINSAT (Lovejoy and Austin, 1979; Bellon et al., 1980). Při kalibraci byla využita družicová a radarová měření z letních měsíců (červen-srpen) za období 2006-2008. V následujícím textu budou představeny dvě metody výpočtu kalibračních matic, které se liší v technice přiřazování srážkových intenzit daným kombinacím hodnot v jednotlivých spektrálních kanálech. Začátek postupu kalibrační procedury je shodný pro obě metody.

S ohledem na geografickou polohu ČR bylo nejprve nutné použít jiné horizontální rozlišení, než je použito v originálním algoritmu. Oblast ČR je snímána družicí MSG pod šikmějším úhlem než Španělsko. Proto byl pro přepočtení intenzit srážek odvozených z radarových měření místo původně použitého pixelu 3 km x 3 km zvolen pixel o velikosti 5 km x 5 km (pixel C5), který lépe aproximuje rozlišení MSG dat pro středoevropskou oblast. Protože družice a radary neprovádí měření ve stejném časovém kroku, byly dále porovnávány pouze termíny, kdy se čas obou typů měření shodoval, tzn. MSG data z 00té a 30té minuty byly porovnávány s termíny v 10té a 40té minutě pro data z radarových měření. Přiřazení termínů vychází ze skutečnosti, že družice MSG provádí měření nad územím ČR cca v 8. minutě každého 15 minutového cyklu. Data z termínů v 15té a 45té minutě nebyly při kalibraci použity.

Před vlastní kalibrací bylo nutné korigovat MSG data o posun paralaxy, který byl popsán v kapitole 2.2.3. Zdánlivá poloha oblaku na zemském povrchu i poloha družice jsou známé, ovšem výšku oblaku je nutné odhadnout. Původní algoritmus využívá k tomuto odhadu kombinaci dat z NWP modelu a klimatologického vertikálního profilu teploty. Naproti tomu v této práci je k určení výšky oblačnosti využito teplotního profilu standardní atmosféry, viz dále vztah 5.1. Uvedená modifikace pramení ze skutečnosti, že archivované výstupy modelu ALADIN, které jsme měli k dispozici, byly pouze do hladiny 300 hPa. Na základě známé polohy oblaku, jeho výšky a souřadnic poddružicového bodu bylo možné vypočítat velikost posunu oblaku (paralaxy). Bližší informace o použitém algoritmu je možné nalézt v práci (Soler, Eisemann, 1994).

V případě vertikálně vyvinutých Cb dochází ke značnému posunu hodnot v družicovém poli, čímž je třeba řešit problém, jaké hodnoty přiřadit „odkrytým“ pixelům nacházejícím se na druhé straně oblaku. Protože není jasné, jaké hodnoty těmto pixelům přiřadit, byly pro účely této

práce v „odkrytých“ pixelech ponechány původní hodnoty, což bývá obvyklé řešení, to znamená, že oblak je „protáhnut“ ve směru paralaktického posunu.

Srovnání metod využívajících odlišné techniky určování výšky oblačnosti pro výpočet paralaxy pro termín 21.6. 2007, 12 UTC je znázorněno na obr. 5.1. Termín se vyznačoval silnou konvektivní bouří spojenou s přechodem zvlněné studené fronty a s vysokou pravděpodobností výskytu krup ([www.eswd.eu](http://www.eswd.eu)). Jak je patrné z obr. 5.1c a 5.1d, aplikace standardního profilu atmosféry dává velmi podobné výsledky teplotního pole na HHO, jako když je použit sondážní výstup. Naproti tomu data z radarového produktu ECHOTOP spíše „protahují“ pás vertikálně vyvinuté oblačnosti ve střední části ČR. ECHOTOP je maximální výška, kde radarová odrazivost je alespoň 4 dBZ. Tato výška je přiřazena HHO. Problémy při odhadování výšky oblačnosti pomocí ECHOTOP mohou nastat především v případech, kdy vertikálně mohutná oblačnost, jejíž horní hranice dosahuje výšky tropopauzy, příp. jí prostupuje, se nachází nad radary. To pramení ze skutečnosti, že nejvyšší PPI hladina radarových paprsků je 34.3° (do roku 2009). Navíc, mezi paprsky na jednotlivých PPI hladinách se nachází poměrně značné mezery, přičemž lineární interpolace může být v tomto případě značně nepřesná. Z výše uvedeného vyplývá, že výpočet paralaxy pomocí standardní atmosféry, který je v práci použit, je dobrá volba.

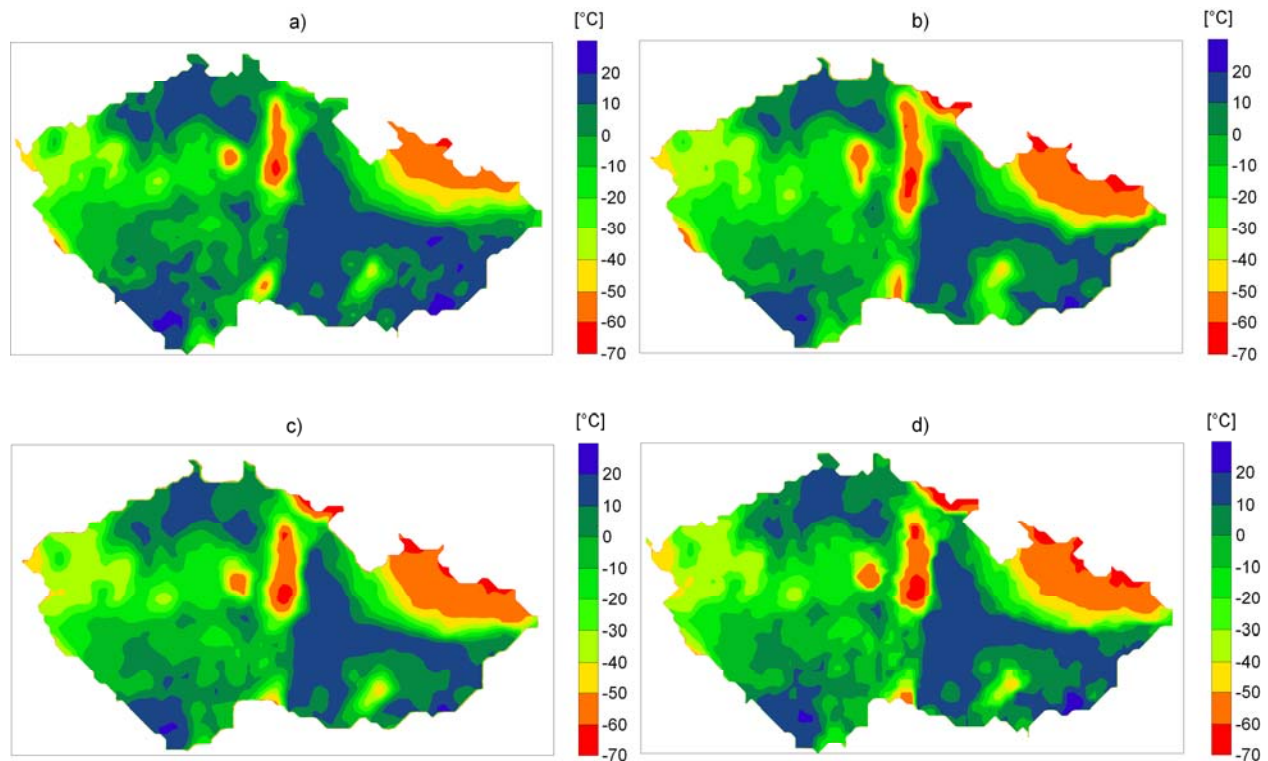
Prvním krokem při výpočtu kalibračních matic byl výběr konvektivních situací. Byly použity stejné dvě podmínky jako v práci (SAFNWC, 2009a):

1. Pokud byl poměr počtu pixelů C5 v celé doméně s výškou HHO větší než 6 km a s výškou větší než 0 km nižší než 15%, pak byl družicový termín ze souboru vyřazen. Výška oblačnosti  $Z$  [km] byla vypočtena s využitím vertikálního teplotního profilu standardní atmosféry, který uvažuje teplotu při zemském povrchu  $T_z = 15^\circ\text{C}$ , vertikální gradient  $\lambda = 0.65^\circ\text{C}/100\text{ m}$ , a jasové teploty kanálu IR10.8 podle následujícího vzorce:

$$Z = \frac{T_z - T(\text{IR10.8})}{\lambda} * 0.1. \quad (5.1)$$

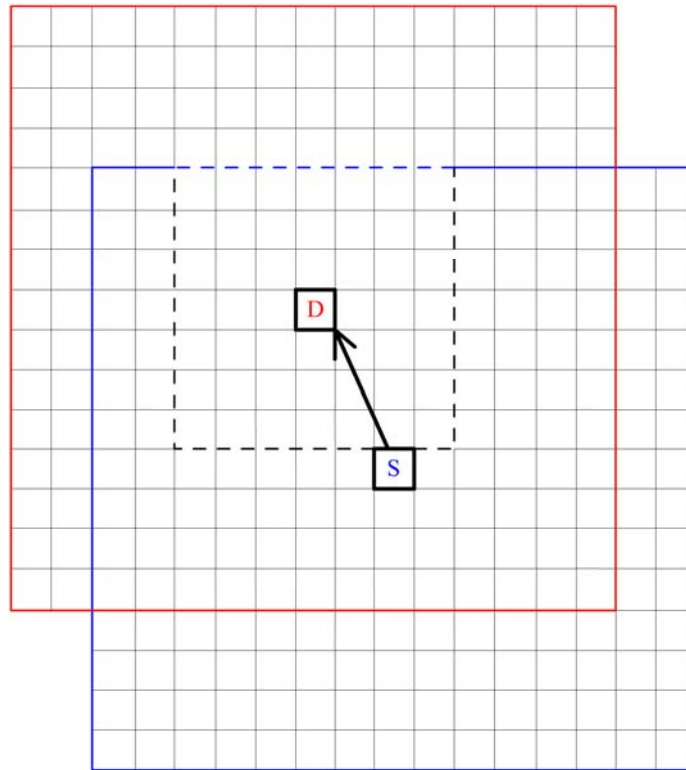
2. Okolo každého pixelu C5, kde výška oblačnosti dosahovala alespoň 6 km a naměřená hodnota intenzity srážky byla alespoň 3 mm/h, byla vybrána oblast 15 x 15 pixelů C5. Danou oblast označme jako P se středovým bodem S.

## 5. VYUŽITÍ DRUŽICOVÝCH DAT K ODHADU KONVEKTIVNÍCH SRÁŽEK



Obr. 5.1 Porovnání MSG dat (kanál IR10.8) bez (a) a s aplikací paralaxy využívající k určení výšky oblačnosti ECHOTOP (b), sondáž (c) a vertikální profil standardní atmosféry (d) pro termín 21.6. 2007, 12 UTC.

Druhý krok kalibrace počítal pro každý pixel C5 v rámci oblasti P korelační koeficienty mezi naměřenými srážkami a jasovou teplotou kanálu IR10.8 v okolí 7 x 7 pixelů. Bod D dávající nejnižší korelační koeficient (jasová teplota je záporně korelovaná s intenzitou srážek) určuje posunutí D-S, o které je oblast P posunuta před tím, než se počítají hodnoty kalibračních matic (viz obr. 5.2). Cílem této opravy je zohlednit fakt, že družice měří charakteristiky oblačnosti, která je ve výšce několika km nad zemí. Srážky mohou být během svého pádu unášeny prouděním, a proto místo jejich dopadu na zem nemusí být totožné s místem, odkud srážky vypadávají z oblačnosti. Smyslem výše popsané procedury je korigovat fakt, že družicové hodnoty a přiřazená srážka z téhož pixelu mohou popisovat jinou srážkovou událost. V neposlední řadě uvedené posunutí může korigovat i odhad paralaxy.



Obr. 5.2 Princip výpočtu kalibrační oblasti. Modře ohraničená oblast  $P$  o velikosti  $15 \times 15$  pixelů  $C5$  představuje vybranou kalibrační oblast po prvním kroku výpočtu kalibračních matic se středem  $S$ . Pixel  $D$ , který dává nejnižší korelační koeficient mezi jasovou teplotou kanálu IR10.8 a hodnotou intenzity srážek z celé oblasti  $P$ , určuje střed nové kalibrační oblasti, jejíž pixely vstupují do kalibrační procedury (červený rámeček). Čárkovaná čára kolem pixelu  $D$  znázorňuje výpočetní okolí  $7 \times 7$  pixelů  $C5$ .

Ve třetím kroku byly vypočítány hodnoty srážkových intenzit pro 2-D, resp. 3-D matice jako funkce dvou (IR10.8 a BTD), resp. tří (IR10.8, BTD, VIS0.6) proměnných. Ve způsobu výpočtu je rozdíl ve dvou představovaných metodách.

První metoda si klade za cíl dodržení postupu kalibrace popsané v (SAFNWC, 2009a). Data ze všech vybraných případů byla využita při výpočtu čtyř 2-D a 3-D základních matic:

- NRR (z angl. „number of radar rainy pixels“) matice obsahující celkový počet bodů, ve kterých byla detekována nenulová srážka
- NNR (z angl. „number of radar no-rainy pixels“) matice obsahující celkový počet bodů, ve kterých nebyla detekována žádná srážka

## 5. VYUŽITÍ DRUŽICOVÝCH DAT K ODHADU KONVEKTIVNÍCH SRÁŽEK

---

- TRR (z angl. „total accumulated radar rain rate“) matice obsahující sumu hodnot všech intenzit srážek
- MXM (z angl. „maximum rain rate“) matice obsahující součin maximálních hodnot srážkových intenzit, které byly naměřeny za celé kalibrační období, a počtu případů, kdy byla detekována nenulová srážka (NRR matice)

Všechny čtyři matice byly zhlazeny průměrovým filtrem (velikost filtrovacího okna byla nastavena na 5 x 5 bodů) a následně byly vypočteny matice RPM (z angl. „rain probability matrix“), AVRF (z angl. „average rainfall rate matrix“) a MRF (z angl. „maximum rainfall rate matrix“) podle následujících vzorců:

$$RPM_{i,j} = \frac{NRR_{i,j}}{NRR_{i,j} + NNR_{i,j}} \quad (5.2)$$

$$AVRF_{i,j} = \frac{TRR_{i,j}}{NRR_{i,j} + NNR_{i,j}} \quad (5.3)$$

$$MRF_{i,j} = \frac{MXM_{i,j}}{NRR_{i,j} + NNR_{i,j}}, \quad (5.4)$$

kde  $i, j$  značí souřadnice bodu v matici.

Dalším krokem kalibrace bylo určení, ve kterých bodech v maticích AVRF a MRF je pravděpodobnost výskytu srážek vyšší než tzv. práh EQ\_PC (z angl. „probability of equal satellite-radar rain area“). Hodnota tohoto práhu odpovídá podílu počtu pixelů C5 s nenulovou intenzitou srážek vyšší než 0 mm/h a počtu všech pixelů C5 v oblasti P. Tato hodnota byla následně přiřazena všem bodům v kalibrační oblasti a pro 2-D a 3-D matice byla vypočtena průměrná hodnota pro každý bod za celé kalibrační období. Porovnáním takto získaných matic hodnot koeficientu EQ\_PC a RPM bylo možné určit, které body mají obsahovat nulovou a nenulovou srážku. Těm bodům, jejichž hodnota v matici RPM byla nižší než hodnota v odpovídajícím bodě matice EQ\_PC, byla přiřazena nulová intenzita srážek. Tímto způsobem byly vygenerovány matice BASIC (z původní AVRF) a MAX (z původní MRF). Protože matice BASIC, když je použita v CRR algoritmu, zpravidla podhodnocuje DOS, je doporučeno využití

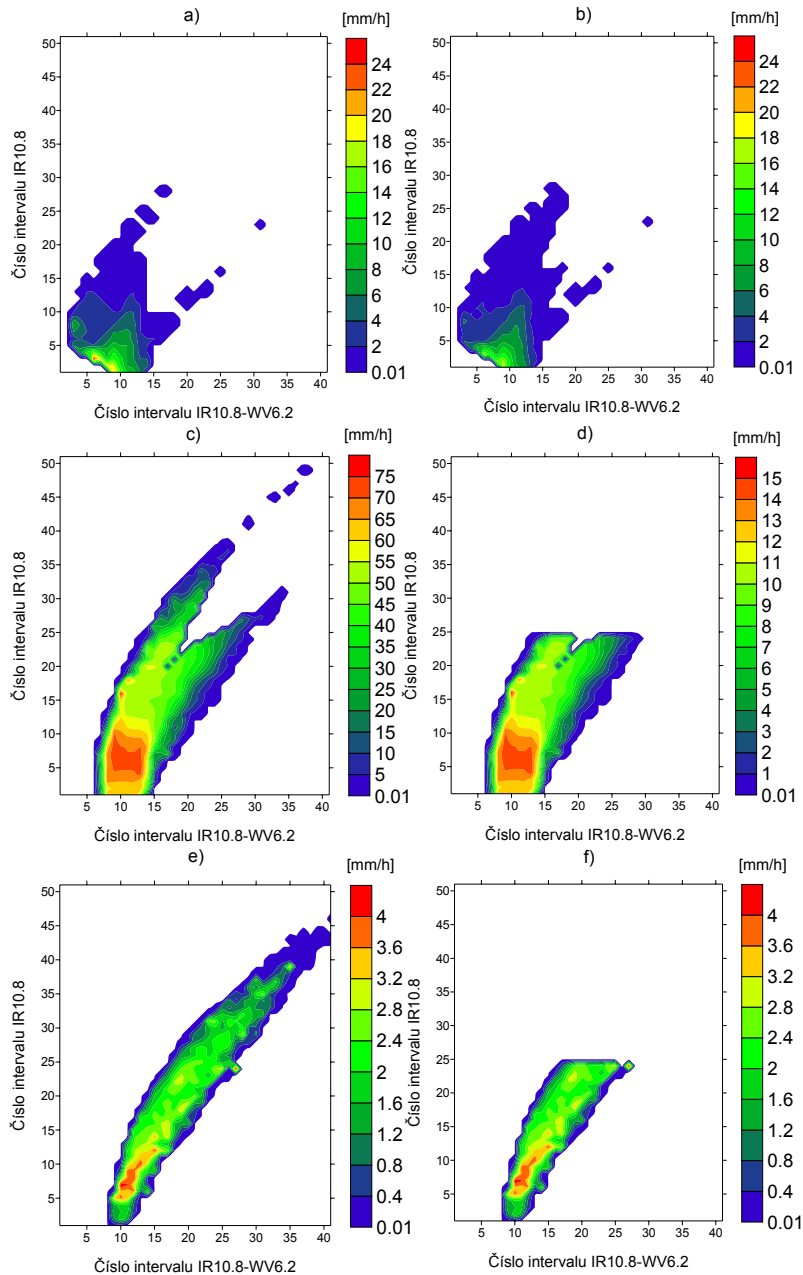
matic MAX (SAFNWC, 2009a). Výsledná 2-D matice je vykreslena na obrázku 5.3c. Podle očekávání nejvyšší hodnoty srážkových intenzit odpovídají nízkým jasovým teplotám kanálu IR10.8 a nízkým či záporným hodnotám rozdílu jasových teplot kanálů IR10.8 a WV6.2. U 3-D matic odpovídaly nejvyšší hodnoty intenzit srážek nejvyšším hodnotám odrazivosti v kanále VIS0.6.

Jak je však z obr. 5.3c patrné, hodnoty intenzit srážek jsou velmi vysoké a po začlenění do CRR algoritmu dávají neúměrně vysoké DOS. Proto byla aplikována subjektivní korekce všech hodnot v maticích koeficientem 0.2, který vykazoval nejnižší systematické chyby a zároveň zachovával rozumné hodnoty intenzit srážek. Zde je třeba poznamenat, že obdobná blíže nespécifikovaná korekce byla provedena i v citované práci (SAFNWC, 2009a). Dalším nedostatkem vypočtených matic jsou nenulové intenzity srážek v případě vysokých jasových teplot kanálu IR10.8 a vysokých hodnot rozdílu BTD. Proto byla v případě 2-D matic všem bodům, kde teplota HHO z kanálu IR10.8  $\geq 253^{\circ}\text{K}$ , přiřazena nulová intenzita srážek. V případě, že uvažujeme podmínky standardní atmosféry (viz výše), odpovídá tato teplota přibližně výšce 4.5 km nad zemským povrchem. 3-D matice byly modifikovány podobným způsobem. Nulová intenzita srážek byla přiřazena těm bodům, kde teplota v kanále IR10.8  $\geq 267^{\circ}\text{K}$  (přibližně 3.25 km nad zemským povrchem za podmínek standardní atmosféry) nebo v případě, že odrazivost v kanále VIS0.6 byla nižší než 50%. Uvedené podmínky byly vybrány na základě několika provedených testů a vycházejí z předpokladu, že konvektivní oblačnost s nízkou HHO a nízkou odrazivostí by neměla produkovat srážky. Takto modifikovaná 2-D matice je zobrazena na obr. 5.3d. Tuto metodu, která bude dále využita v CRR algoritmu, nazveme SAFCZ\_CZRAD1.

Druhá metoda je založena na výpočtu průměrných hodnot naměřených intenzit srážek pro dané kombinace hodnot spektrálních kanálů (tj. bodů ve 2-D, resp. 3-D matici). V případě, že intenzita srážky ležela mimo definované intervaly spektrálních kanálů (viz tab. 5.1, 5.2), byla přiřazena nejbližšímu intervalu. Hodnoty intenzit srážek jsou oproti první metodě výrazně nižší, což je způsobeno průměrováním mnoha hodnot, z nichž je řada nulová. Výsledný tvar 2-D matice je podobný první metodě a je zobrazen na obr. 5.3e. Tvar 3-D matice má poněkud odlišný charakter a je zobrazen na obr. 5.4e. Další modifikace 2-D i 3-D matice, která odstranila nereálné srážky pro vysoké hodnoty IR10.8, BTD a nízké VIS0.6, byla provedena stejným způsobem jako v případě první metody. Příklad upravené 2-D a 3-D matice (dále jen metoda SAFCZ\_CZRAD2) je uveden na obr. 5.3f a 5.4f.

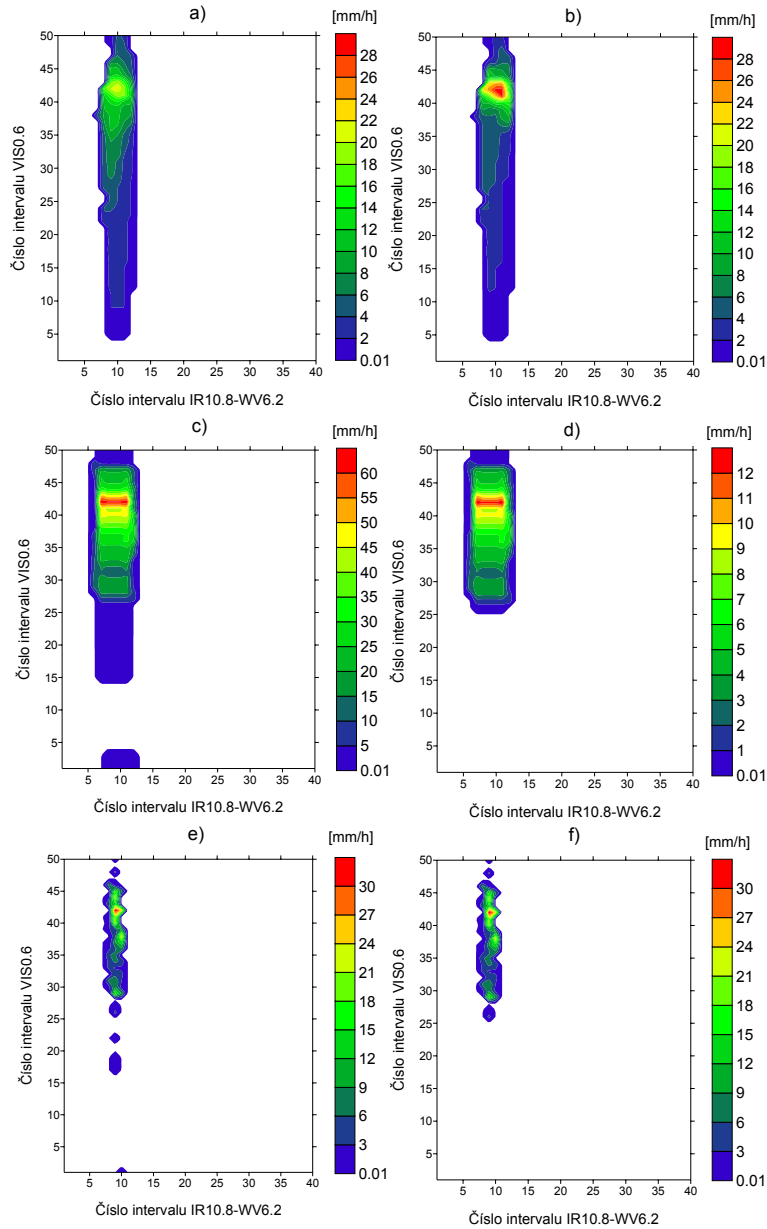


## 5. VYUŽITÍ DRUŽICOVÝCH DAT K ODHADU KONVEKTIVNÍCH SRÁŽEK



Obr. 5.3 2-D kalibrační matice vyjadřující závislost kanálů IR10.8, BTD a odpovídajících intenzit srážek pro různé metody. Horizontální a vertikální osy ukazují čísla intervalů, které jsou definovány v tab. 2. Obrázky znázorňují a) vztah pro zeměpisné šířky nižší než 45°N s využitím španělské matice, b) vztah pro oblast ČR s využitím metody SAFCZ\_EUR-DIFFS, c) vztah pro oblast ČR s využitím nekorigované metody SAFCZ\_CZRAD1, d) vztah pro oblast ČR s využitím korigované metody SAFCZ\_CZRAD1, e) vztah pro oblast ČR s využitím nekorigované metody SAFCZ\_CZRAD2, f) vztah pro oblast ČR s využitím korigované metody SAFCZ\_CZRAD2. Stupnice intenzit srážek se u jednotlivých obrázků liší. (převzato z Bližňák, Sokol, 2011b).

## 5. VYUŽITÍ DRUŽICOVÝCH DAT K ODHADU KONVEKTIVNÍCH SRÁŽEK



Obr. 5.4 Příklad 3-D kalibrační matice pro  $203^{\circ}\text{K} < IR10.8 < 207^{\circ}\text{K}$  vyjadřující závislost kanálů VIS0.6, BTD a odpovídajících intenzit srážek pro různé metody. Horizontální a vertikální osy ukazují čísla intervalů, které jsou definovány v tab. 2. Obrázky znázorňují a) vztah pro zeměpisné šířky nižší než  $45^{\circ}\text{N}$  s využitím španělské matice, b) vztah pro oblast ČR s využitím metody SAF CZ\_EUR-DIFFS, c) vztah pro oblast ČR s využitím nekorigované metody SAF CZ\_CZRAD1, d) vztah pro oblast ČR s využitím korigované metody SAF CZ\_CZRAD1, e) vztah pro oblast ČR s využitím nekorigované metody SAF CZ\_CZRAD2, f) vztah pro oblast ČR s využitím korigované metody SAF CZ\_CZRAD2. Stupnice intenzit srážek se u jednotlivých obrázků liší. (převzato z Bližňák, Sokol, 2011b).

Intenzity srážek v kalibračních maticích získaných první metodou jsou vyšší z důvodu, že se jedná o teoreticky maximálně možné hodnoty, které by byly reálné v případě, že by uvedené hodnoty byly naměřeny v rámci každého termínu kalibrace. I když kvantitativní hodnoty se u obou představených metod významným způsobem liší, výsledný tvar matic je podobný.

### 5.1.1.1 Problémy vzniklé při kalibraci matic

Tato kapitola se zabývá příčinami, které způsobují vysoké hodnoty intenzit srážek v oblastech 2-D a 3-D kalibračních matic, kde by měly být nulové hodnoty intenzit srážek. Pro zjištění termínů, které by podle družicové informace neměly produkovat významné srážky, avšak radar dával vysoké hodnoty intenzity srážek, bylo využito filtru, který byl v případě 2-D matice nastaven s následujícími podmínkami: jasová teplota  $T$  kanálu IR10.8  $\geq 251^\circ\text{K}$ , BTDR  $\geq 17^\circ\text{K}$  a hodnota okamžité intenzity srážek  $R \geq 40 \text{ mm/h}$ . V případě 3-D matic byly nalezeny termíny, které splňovaly alespoň jednu ze dvou podmínek: (i) BTDR  $\geq 19^\circ\text{K}$ , odrazivost v kanále VIS0.6  $\leq 50 \%$  a hodnota okamžité intenzity srážek  $R \geq 40 \text{ mm/h}$  nebo (ii) jasová teplota  $T$  kanálu IR10.8  $\geq 259^\circ\text{K}$  a hodnota okamžité intenzity srážek  $R \geq 40 \text{ mm/h}$ . Uvedené podmínky byly definovány subjektivně a měly by představovat extrémní případy nesouladu družicové a radarové informace.

Termíny, které splňovaly uvedené podmínky, jsou uvedeny v tab. 5.3 (pro 2-D matice), resp. v tab. 5.4 (pro 3-D matice). Pro každý případ je v tabulkách uvedeno datum, poloha středu pixelu C5 (osa  $x$  a  $y$ ) v rámci radarové domény  $728 \times 528$ , hodnota BTDR, jasová teplota kanálu IR10.8 (v případě 3-D matic také odrazivost v kanálu VIS0.6), číslo intervalu dle tab. 5.1 a 5.2, odpovídající okamžitá intenzita srážek odvozená z radarů v horizontálním rozlišení 5 km a počet případů, kolikrát daný pixel C5 vstupoval do kalibračního procesu. Protože se vybrané kalibrační oblasti navzájem překrývaly, mohly tytéž pixely vstupovat do kalibrační procedury vícekrát. Všechny vybrané termíny byly dále detailněji studovány z hlediska možného vlivu proudění, vlivu výpočtu paralaxy, časového vývoje oblačnosti, apod.

Příklad termínu v rámci 2-D matice z 8.8. 2007, 18:30 UTC je zobrazen na obr. 5.5. V rámci 3-D matic je uveden příklad ze 14.7. 2006, 10:00 UTC (obr. 5.6). Pro úplnost je třeba dodat, že „nereálné srážky“ ve 2-D a 3-D maticích nejsou důsledkem pouze uvedených extrémních případů, ale souhrnem všech případů, kdy odpovídající radarová měření byla nenulová. U všech vybraných termínů se jednalo o případy, kdy pixel C5 vstupující do kalibrační procedury ležel na okraji oblačnosti.

## 5. VYUŽITÍ DRUŽICOVÝCH DAT K ODHADU KONVEKTIVNÍCH SRÁŽEK

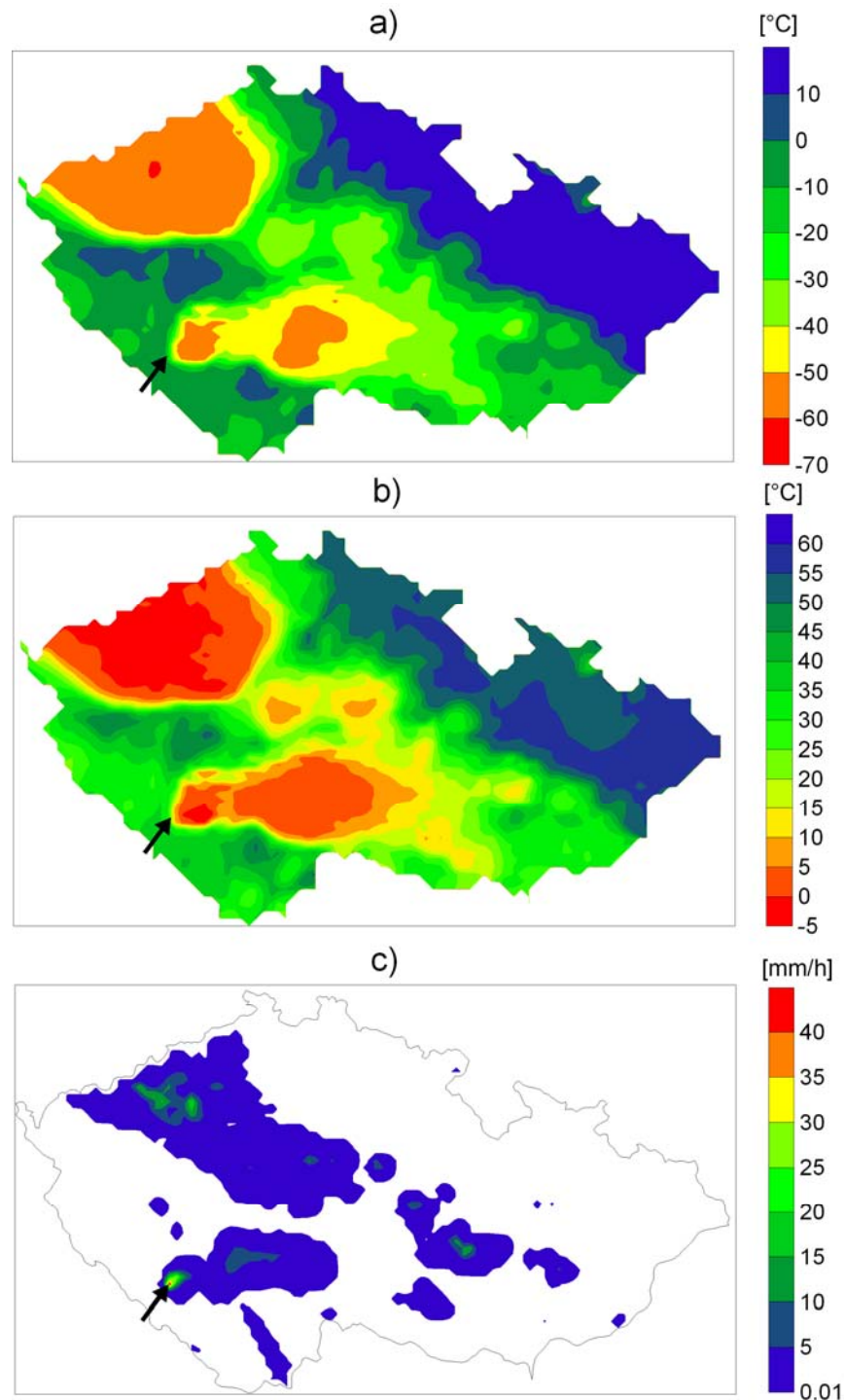
Tab.5.3: Vybrané případy konvektivních situací dávající významné radarové srážkové úhrny v oblastech 2-D matice, které nejsou v souladu s družicovými daty. Datum v prvním sloupci je uvedeno ve formátu RMMDDHHMM, R v předposledním sloupci značí okamžitou intenzitu srážek odvozenou z meteorologických radarů v pixelu C5. Poslední sloupec udává, kolikrát pixel C5 vstupoval do kalibrační procedury.

Datum	Osa x	Osa y	Číslo intervalu BTD	BTD [°K]	Číslo intervalu IR10.8	T IR10.8 [°K]	R [mm/h]	Počet případů
707180130	301	235	22	22,24	27	255,4	42,8274	11
707190200	266	200	26	29,56	33	268,68	42,7553	26
707190200	271	200	21	20,2	28	258,32	42,1767	26
707190230	281	220	25	27,06	32	265,24	51,1262	4
708081830	241	225	27	31,02	30	262,54	44,5588	7
708200130	436	335	24	25,5	26	254,68	47,2843	1
708200200	511	205	27	32,62	32	265,02	43,7925	1
708231800	296	265	22	21,06	25	251,02	48,3598	1
708231930	331	235	23	24,3	28	258,18	50,2568	1
808150330	576	300	27	32,94	30	262,6	48,7775	1
808150530	481	300	27	31,82	30	262,82	40,8466	1
808160200	531	280	23	23,56	28	258,56	43,2325	1

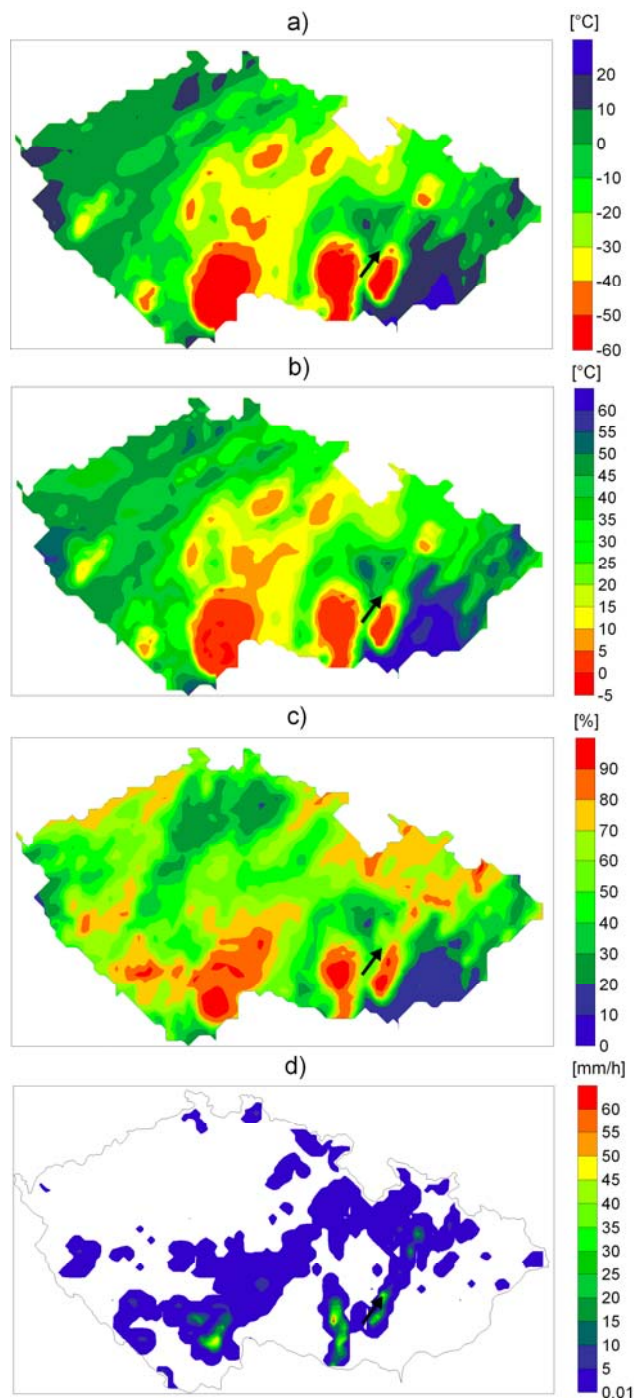
Tab.5.4: Vybrané případy konvektivních situací dávající významné radarové srážkové úhrny v oblastech 3-D matice, které nejsou v souladu s družicovými daty. Datum v prvním sloupci je uvedeno ve formátu RMMDDHHMM, R v předposledním sloupci značí okamžitou intenzitu srážek odvozenou z meteorologických radarů v pixelu C5. Poslední sloupec udává, kolikrát pixel C5 vstupoval do kalibrační procedury.

Datum	Osa x	Osa y	Číslo intervalu BTD	BTD [°K]	Číslo intervalu VIS0.6	VIS0.6 [%]	Číslo intervalu IR10.8	T IR10.8 [°K]	R [mm/h]	Počet případů
606171430	446	310	30	39,44	21	42,84	18	272,56	49,1163	12
607141000	471	240	29	37,26	24	48,32	17	266,88	45,0502	16
607291300	476	325	27	34,4	39	77,38	15	261,96	41,2205	19
607291400	551	220	33	45,02	37	73,78	19	275,84	45,4013	1
607291500	521	245	31	41,06	37	74,94	18	271,48	44,1966	3
706061630	281	270	26	32,44	50	100	16	265,2	44,2567	9
706141230	281	215	30	39,62	21	41,46	17	268,32	43,2887	2
707281730	491	295	25	30,96	18	35,88	17	267	61,5363	34
708231300	401	310	26	32,44	35	70,52	16	263,46	49,0382	2
708231700	361	280	21	21,22	25	49,22	12	250,7	40,5895	12
708231700	361	275	23	26,22	22	44,64	14	255,74	50,0691	12
708231730	291	240	20	20,58	7	13,48	12	250,14	52,4833	9

## 5. VYUŽITÍ DRUŽICOVÝCH DAT K ODHADU KONVEKTIVNÍCH SRÁŽEK



Obr. 5.5 Vybraný případ z 8.8. 2007, 18:30 UTC generující „nereálné“ srážky ve 2-D matici. Obrázky znázorňují a) kanál IR10.8, b) BTD a c) okamžitou intenzitu srážek odvozenou z meteorologických radarů v horizontálním rozlišení 5km. Šipka v každé mapě značí polohu pixelu C5, který způsobil, že matice obsahuje nenulové hodnoty intenzity srážek v oblasti s vysokou jasovou teplotou kanálu IR10.8 a vysokou hodnotou BTD.



Obr. 5.6 Vybraný případ z 14.7. 2006, 10:00 UTC generující „nereálné“ srážky ve 3-D matici. Obrázky znázorňují a) kanál IR10.8, b) BTD, c) kanál VIS0.6 a d) okamžitou intenzitu srážek odvozenou z meteorologických radarů v horizontálním rozlišení 5km. Šipka v každé mapě značí polohu pixelu C5, který způsobil, že matice obsahuje nenulové hodnoty intenzity srážek v oblasti s vysokou jasovou teplotou kanálu IR10.8, vysokou hodnotou BTD a nízkou odrazivostí kanálu VIS0.6.

Jednou z možných příčin uvedeného posunu by mohlo být proudění způsobující snos dešťových kapek ve směru proudění. Modelovat pohyb dešťové kapky je však poměrně nelehká úloha závisící jednak na její velikosti (tzn. na poloměru, resp. na ekvivalentním poloměru v případě velkých nesférických kapek) a tím i na její pádové rychlosti, dále na výšce, odkud kapka vypadává z oblačnosti, na směru a rychlosti proudění v různých výškových hladinách, apod. Pro výpočet byla využita data ze sondážních měření v Praze – Libuši. Měření jsou prováděna 4 x denně, vždy v 00, 06, 12 a 18h UTC. V každé výškové hladině je informace o tlaku, teplotě, směru a rychlosti proudění a relativní vlhkosti vzduchu. Protože neznáme přesnou velikost dešťové kapky, byly při výpočtu uvažovány 3 režimy – kapka s poloměrem 0.6, 1 a 2 mm. Pádová rychlost kapky  $v$  byla pro každý režim vypočítána s použitím následujícího vzorce (Rogers, Yau, 1996):

$$v = K * R^{1/2}, \text{ pro } K = 2.2 * 10^2 \left( \frac{\zeta}{\zeta_0} \right)^{1/2} [\text{m}^{1/2} * \text{s}^{-1}], \quad (5.5)$$

kde  $R$  je poloměr dešťové kapky [mm],  $\zeta$  hustota vzduchu v dané výškové hladině [ $\text{kg} * \text{m}^{-3}$ ] a  $\zeta_0$  referenční hodnota hustoty suchého vzduchu o tlaku 1013 hPa a teplotě 20°C ( $\zeta_0 = 1.2047 \text{ kg} * \text{m}^{-3}$ ). Uvedený vztah je platný pouze pro interval velikosti  $0.6 \text{ mm} < R < 2 \text{ mm}$ . Hustota vzduchu  $\zeta$  byla vypočítána s využitím informací o tlaku a teplotě v dané výškové hladině. Na základě známé pádové rychlosti kapky a tloušťky mezi danými výškovými hladinami bylo možné vypočítat čas  $t$  [s], který kapka potřebuje k tomu, aby „proletěla“ danou vrstvou. S využitím horizontálních složek větru  $U$  a  $V$  byl vypočítána velikost posunu kapky ve směru osy  $x$  a  $y$  [km] podle vzorců:

$$x = U * t * 0.001, \quad (5.6)$$

$$y = V * t * 0.001, \quad (5.7)$$

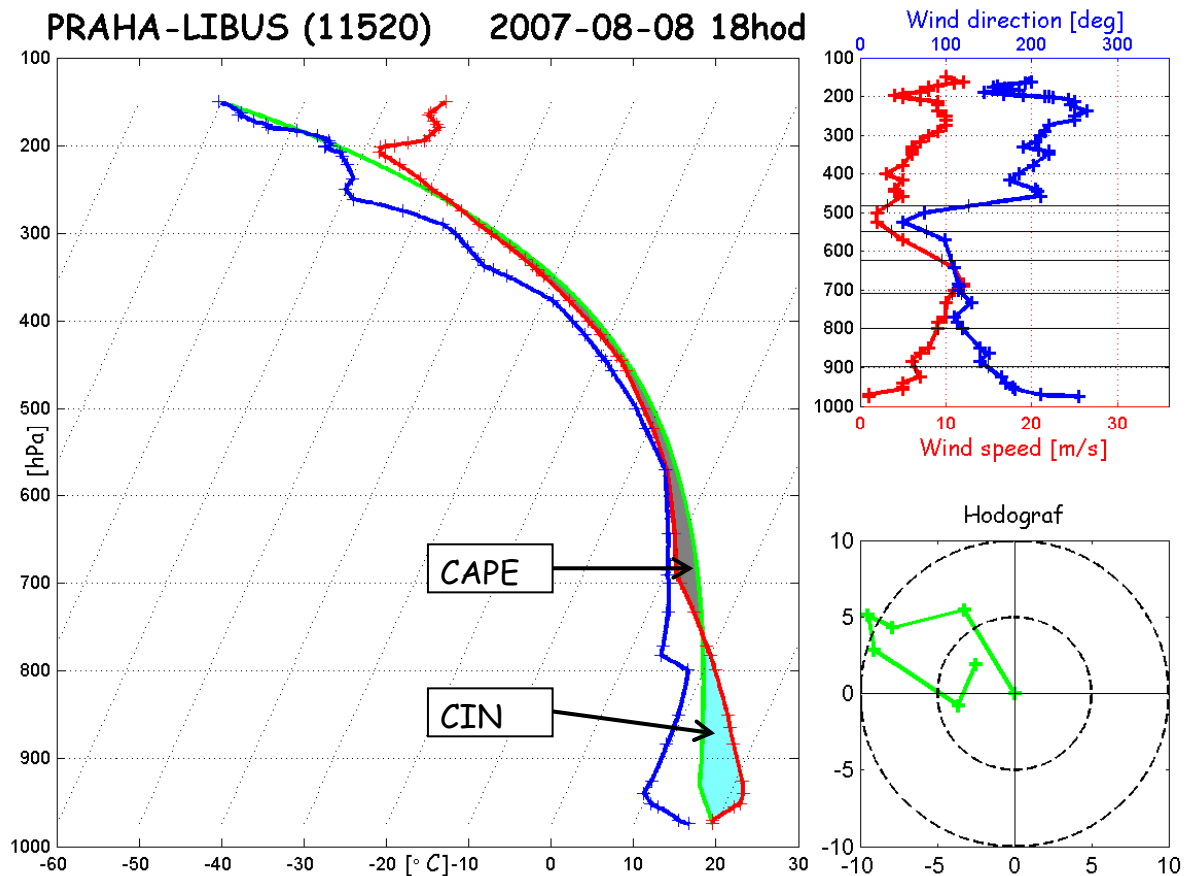
## 5. VYUŽITÍ DRUŽICOVÝCH DAT K ODHADU KONVEKTIVNÍCH SRÁŽEK

Integrací takto vypočítaných hodnot pro dané výškové hladiny byla získána celková vzdálenost, o kterou mohla být kapka prouděním unesena. Tab. 5.5 zobrazuje, o kolik km může být dešťová kapka unesena prouděním v závislosti na jejím poloměru a na výšce, odkud kapka vypadává. Hodnoty byly interpolovány od 500 do 5000 m nad terénem v intervalu po 500 m. Z tabulky je zřejmé, že kapka je unášena v západním až severozápadním směru, což dokládá i sondážní měření (obr. 5.7). Z vertikálního profilu větru (obr. 5.7, vpravo nahoře) i z hodografu (obr. 5.7, vpravo dole) obsahující interpolované hodnoty směru a rychlosti větru od 0 do 6 km je zřejmý jeho stříh. Na Skew-T diagramu na obr. 5.7 vlevo je dobře patrná plocha CIN (energie potřebná pro výstup částice od povrchu do hladiny volné konvekce) označená tyrkysovou barvou a plocha CAPE (konvektivní dostupná potenciální energie) zvýrazněná šedou barvou ukazující na charakter konvektivního prostředí. Ve spodních hladinách převažuje proudění ve směru na východ až jihovýchod (tzn. západní proudění), ve vyšších hladinách se však vítr stáčí a převažuje proudění od východu na západ. Uvedená skutečnost by mohla částečně vysvětlit případ na obr. 5.4, kde je vysoká hodnota intenzity srážek detekována radarem „posunutá“ na západ od oblačnosti. Je však třeba také vzít v úvahu, že hodnoty radarové odrazivosti jsou vztaženy k hladině 2 km nad terénem (CAPPI 2 km). Navíc je potřeba dodat, že se jedná o velmi zjednodušený výpočet, přičemž proudění uvnitř a v okolí konvektivní bouře bude zcela jistě odlišné ve srovnání s údaji ze sondážního měření.

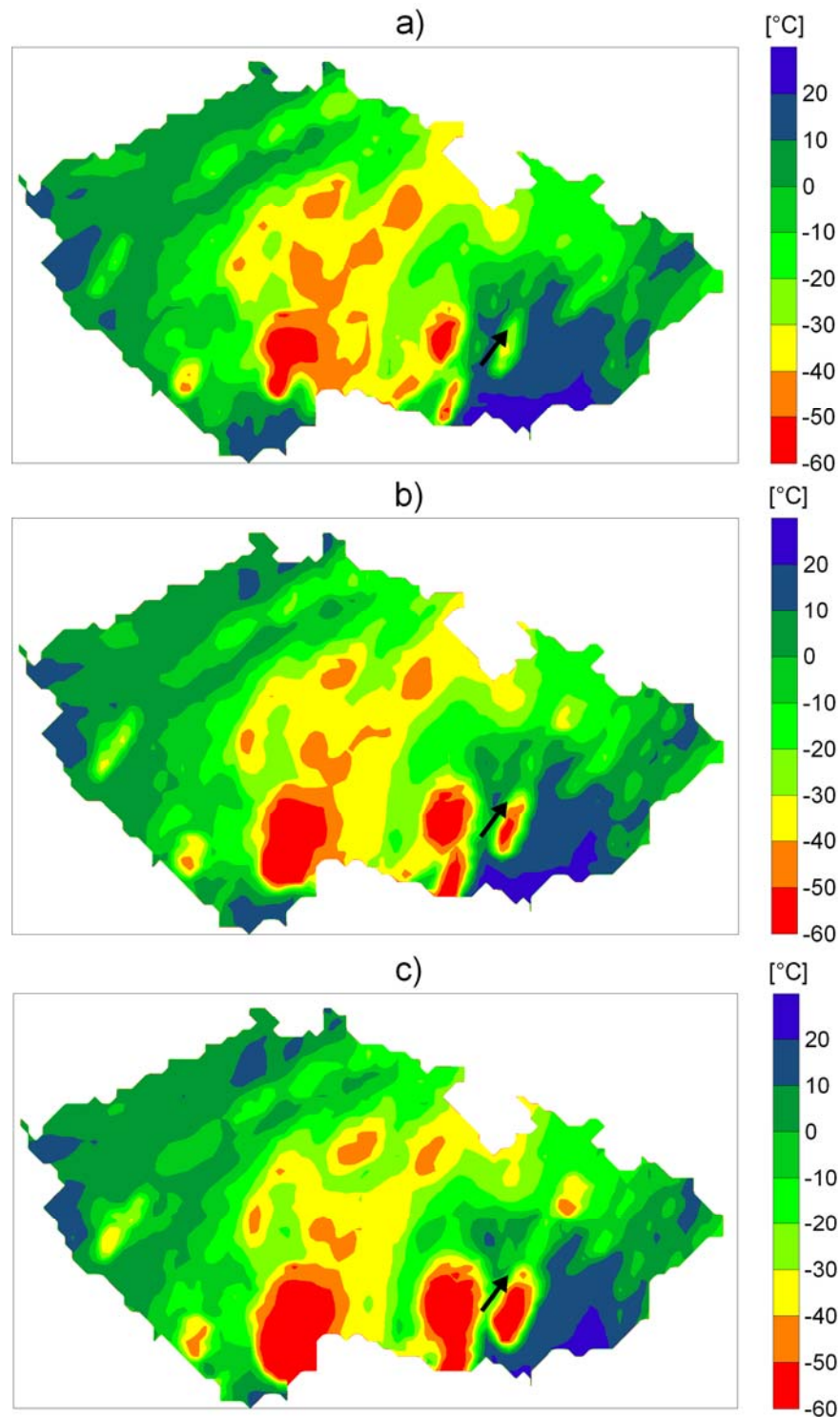
*Tab.5.5: Teoretický posun dešťové kapky unášené prouděním v závislosti na výšce H, odkud kapka vypadává (1. sloupec). Pro každý režim poloměru kapky R (R = 0.6, 1 a 2 mm) je uveden posun v km ve směru osy x a y.*

H [m]	Xadv R = 0.6 mm	Xadv R = 1 mm	Xadv R = 2 mm	Yadv R = 0.6 mm	Yadv R = 1 mm	Yadv R = 2 mm
500	-0,05	-0,04	-0,03	0,43	0,31	0,25
1000	-0,36	-0,25	-0,21	0,97	0,69	0,56
1500	-0,9	-0,63	-0,53	1,49	1,06	0,87
2000	-1,6	-1,13	-0,96	1,9	1,34	1,12
2500	-2,38	-1,68	-1,44	2,36	1,67	1,4
3000	-3,21	-2,27	-1,97	2,82	1,99	1,7
3500	-4,1	-2,9	-2,55	3,18	2,25	1,93
4000	-4,73	-3,35	-2,98	3,34	2,36	2,04
4500	-5,3	-3,75	-3,37	3,47	2,45	2,12
5000	-5,57	-3,94	-3,56	3,39	2,4	2,07





Obr. 5.7 Skew-T diagram z 8.8. 2007, 18:00 UTC z Prahy-Libuše. Na levém obrázku je znázorněn vertikální profil teploty (červená), teplota rosného bodu (modrá) a adiabatický výstup (zelená). Plocha vyznačená šedou barvou představuje CAPE a tyrkysovou barvou CIN. Obrázek vpravo nahoře ukazuje hodnoty směru (modrá barva; ve stupních) a rychlosti (červená barva; v m/s) větru. Hodograf s interpolovanými hodnotami směru a rychlosti větru od 0 do 6 km je zobrazen vpravo dole. Jednotlivé body značí hladiny ve výškách 0, 1, 2, 3, 4, 5 a 6 km. Hodnota směru  $0^\circ$  je zobrazena dole a stupnice pokračuje ve směru hodinových ručiček. Kruhy vyznačené čárkovanou čarou představují rychlost větru po 5 m/s.



Obr. 5.8 Časový vývoj teplotního pole kanálu IR10.8 konvektivní bouře ze 14.7. 2006 v a) 09:30 UTC, b) 09:45 UTC a c) 10:00 UTC. Šipka v každé mapě značí polohu pixelu C5, který způsobil, že matice obsahuje nenulové hodnoty intenzity srážek v oblasti s vysokou jasovou teplotou kanálu IR10.8, vysokou hodnotou BTD a nízkou odrazivostí kanálu VIS0.6.

Případ ze 14.7. 2006, 10:00 UTC však nelze vysvětlit obdobným způsobem, protože v tomto případě převládalo proudění od západu na východ. Vzhledem k tomu, že v obou případech je struktura teplotního (5.5a, 5.6a) a srážkového (5.5c, 5.6d) pole velmi podobná, je pravděpodobné, že vliv časového vývoje konvektivní oblačnosti zde nehraje zásadní roli. Původní předpoklad vycházel z myšlenky, že pixel s vysokou hodnotou srážkové intenzity by mohl být vázaný na oblačnost vyskytující se o 15-30 minut dříve. Nicméně obr. 5.8 zobrazující časový vývoj konvektivní bouře ze 14.7. 2006 potvrzuje, že tomu tak není. Ani v jednom z předcházejících termínů není v daném pixelu dostatečně nízká teplota v kanálu IR10.8. Vývoj konvektivní oblačnosti směřuje v tomto případě na jih a nikoliv na sever. Podobně tomu bylo i u několika dalších studovaných případů.

Jedním z možných vysvětlení by mohl být posun paralaxy, resp. přesnost tohoto výpočtu. Z obou obrázků 5.5 i 5.6 je patrné, že vysoké srážkové úhrny se nachází na západ-jihozápad od oblačnosti, tzn. ve směru posunu pole oblačnosti. Všechny uvedené potenciální příčiny, které se snaží objasnit nesouhlas radarového a družicového pole, představují nejistoty při odhadu DOS, které v současné době nelze významně eliminovat.

### 5.1.2 Realizace CRR algoritmu

Realizace CRR algoritmu zahrnuje několik kroků. Na základě aktuálních družicových dat je termínu přidělena odpovídající hodnota intenzity srážek z kalibračních matic. Tato hodnota je dále modifikována s využitím korekce na vlhkost, korekce na vertikální vývoj oblaku, korekce gradientu teploty a orografické korekce. V rámci algoritmu je použita i korekce na paralaxu, jejíž postup byl zmíněn v kapitole 5.1.1. Detailnější popis jednotlivých korekcí je uveden níže. Zde je potřeba dodat, že v původním CRR algoritmu bylo k získání údajů o relativní vlhkosti, množství srážkové vody a horizontálním a vertikálním poli větru využito modelových prognostických polí z ECMWF s horizontálním rozlišením  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  a s časovým krokem 6 hodin. Naproti tomu v této práci bylo využito dat z operativně využívaného modelu ALADIN. Hodinové  $DOS_h$  byly výsledkem časové integrace takto upravených hodnot intenzit srážek podle lichoběžníkového pravidla:

$$DOS_h = \frac{(R_{10} + 2 * R_{20} + 2 * R_{30} + 2 * R_{40} + R_{50}) * 7.5}{60}, \quad (5.5)$$

kde  $R_{xx}$  ( $xx = 10, 20, \dots, 50$ ) je korigovaná intenzita srážek po 10 min měřeních.

### 5.1.2.1 Korekce vlhkosti

Základem této korekce je předpoklad, že odvozený srážkový úhrn bude vyšší v případě, že konvektivní systém se nachází ve vlhkém vzduchu. Korekce je definována jako součin celkového množství srážkové vody PW (ve vrstvě od zemského povrchu do hladiny 500 hPa) a relativní vlhkosti RH (průměrná hodnota ve vrstvě mezi zemským povrchem a hladinou 500 hPa). Takto definovaný koeficient PWRH nabývá hodnot v intervalu od 0 do 2. Pokud je  $PWRH < 1$ , znamená to, že prostředí, ve kterém se konvektivní systém nachází, je suché a hodnoty generovaných intenzit srážek jsou sníženy. V opačném případě (tj. v případě  $PWRH > 1$ ) je prostředí považováno za vlhké a hodnoty intenzit srážek jsou na výstupu vyšší. Korekce je provedena součinem hodnoty intenzit srážek a hodnoty koeficientu PWRH.

### 5.1.2.2 Korekce na vertikální vývoj oblaku

Korekce vychází z předpokladu, že konvektivní systém by měl produkovat vyšší intenzity srážek v případech, kdy teplota přestřelujících vrcholů klesá a oblačnost se rozpíná (tj. v případě, kdy konvekce vzniká a vyvíjí se). Zjištění stádia je založeno na porovnání dvou po sobě jdoucích termínů měření. V případě, kdy je jasová teplota kanálu IR10.8 v čase  $t_0$  menší než v čase  $t = t_0 + 15$  (tj. v případě, kdy se oblak otepluje a konvekce klesá) je hodnota intenzity srážek korigována vynásobením koeficientem, jehož hodnota je nastavena na 0.35. V případech, kdy je teplota v následujícím termínu měření v daném pixelu chladnější nebo stejná jako v čase  $t_0$  (tj. konvekce se vyvíjí nebo zůstává stejná), hodnota intenzity srážek se nemění.

### 5.1.2.3 Korekce gradientu teploty HHO

Korekce na vertikální vývoj oblaku je možné počítat pouze v případě, že existují dva po sobě jdoucí termíny měření. Pokud následující termín chybí, je nutné jako ekvivalent použít korekci gradientu teploty HHO.

Prvním krokem korekce je hledání nejvyššího (nejchladnějšího) a nižších (teplejších) pixelů HHO a výpočet průměrné teploty HHO. Druhý krok je založen na „pohybu“ okna o velikosti 3 x 3, resp. 5 x 5 pixelů, které jsou centrovány na bod  $P_0 = (x_0, y_0)$ , a v rámci každého okna určení maximální a minimální teploty. Smyslem je najít pixely, jejichž teplota je nižší než

průměrná teplota HHO (minimální lokální teplota). Nalezené pixely by měly odpovídat oblasti vyvíjející se konvekce a s ní spojených srážek. Původní hodnota intenzity srážek je tedy korigována následovně:

- Jestliže maximální teplota se nachází v bodě  $P_0$ , znamená to, že pixel je relativně „teplý“ vzhledem ke svému okolí a původní hodnota intenzity srážek je vynásobena koeficientem, jehož hodnota byla nastavena na 0.25.
- Jestliže bod  $P_0$  má v uvažovaném pixelu nejnižší teplotu, tj. v případě, že pixel je „chladnější“ než jeho okolí, korekce se neprovádí.
- V případě, že v bodě  $P_0$  neleží minimální ani maximální teplota, tj. v případě, že pixel má stejnou teplotu a výšku jako jeho okolí, je původní hodnota intenzity srážek vynásobena koeficientem 0.50.
- Jestliže není možné určit minimální nebo maximální teplotu v bodě  $P_0$ , celý proces je proveden znovu s velikostí okna 5 x 5 pixelů.
- V případě, že není možné určit minimální a maximální teplotu ani v okně 5 x 5 pixelů, hodnota původní intenzity srážek se nemění.

### 5.1.2.4 Korekce na orografii

Cílem této korekce je zohlednit vliv terénu, který hraje důležitou roli v rozdělení srážkových úhrnů. Korekce je založena na interakci mezi vektorem větru z hladiny 850 hPa a lokálního gradientu výšky terénu ve směru proudění větru. Smyslem je opět najít koeficient, který zvýší nebo sníží výslednou hodnotu intenzity srážek.

Základem je předpoklad, že směr a rychlost větru v pixelu NWP modelu jsou konstantní. Z modelové orografie je odvozen profil terénem, jehož směr je dán směrem větru. Rychlost větru pak určuje jeho délku v jednotkách pixelů C5. Takto definovaný vektor, který může nabývat hodnot od 1 do 8 pixelů C5, budeme dále nazývat vektor D a je vypočítán pomocí vzorce:

$$D = U * \frac{900s}{3000m/C}, \quad (5.6)$$

kde U je horizontální složka rychlosti větru [m/s], C je rozlišení MSG dat, tj. v našem případě 5 km, a hodnota 900s odpovídá uvažované době 15 minut. Délka profilu terénu je přiřazena na

stranu po směru i proti směru proudění z referenčního místa a jeho délka je tedy  $2D + 1$ . Pokud označíme nadmořskou výšku referenčního místa jako  $Z_{D+1}$ , nadmořskou výšku nejbližšího pixelu od referenčního místa proti směru proudění  $Z_1$ , resp. po směru proudění  $Z_{2D+1}$ , pak je možné vyjádřit sklon  $S_{AB}$  mezi bodem  $A$  ležícím na straně profilu proti směru proudění od referenčního místa (tj. od 1 do  $D+1$ ) a jakýmkoliv bodem  $B$  ležícím po směru proudění od bodu  $A$  (tj. od pixelu  $A+1$  do pixelu  $A+D$ ) jako:

$$S_{AB} = \frac{(Z_B - Z_A)}{B - A}, \quad (5.7)$$

kde  $Z_A$  je nadmořská výška bodu  $A$  a  $Z_B$  nadmořská výška bodu  $B$ . Pro každý bod  $A$  je nalezen maximální sklon  $S_A$  ze všech možných dvojic. Průměrná hodnota všech  $S_A$  pak určuje výsledný sklon  $S$ , který je využit při výpočtu korigujícího koeficientu  $M$  nabývajících hodnot v intervalu od 0.2 do 3.5 podle vzorce:

$$M = 1 + S * U \quad (5.8)$$

### 5.1.3 Oprava distribuce

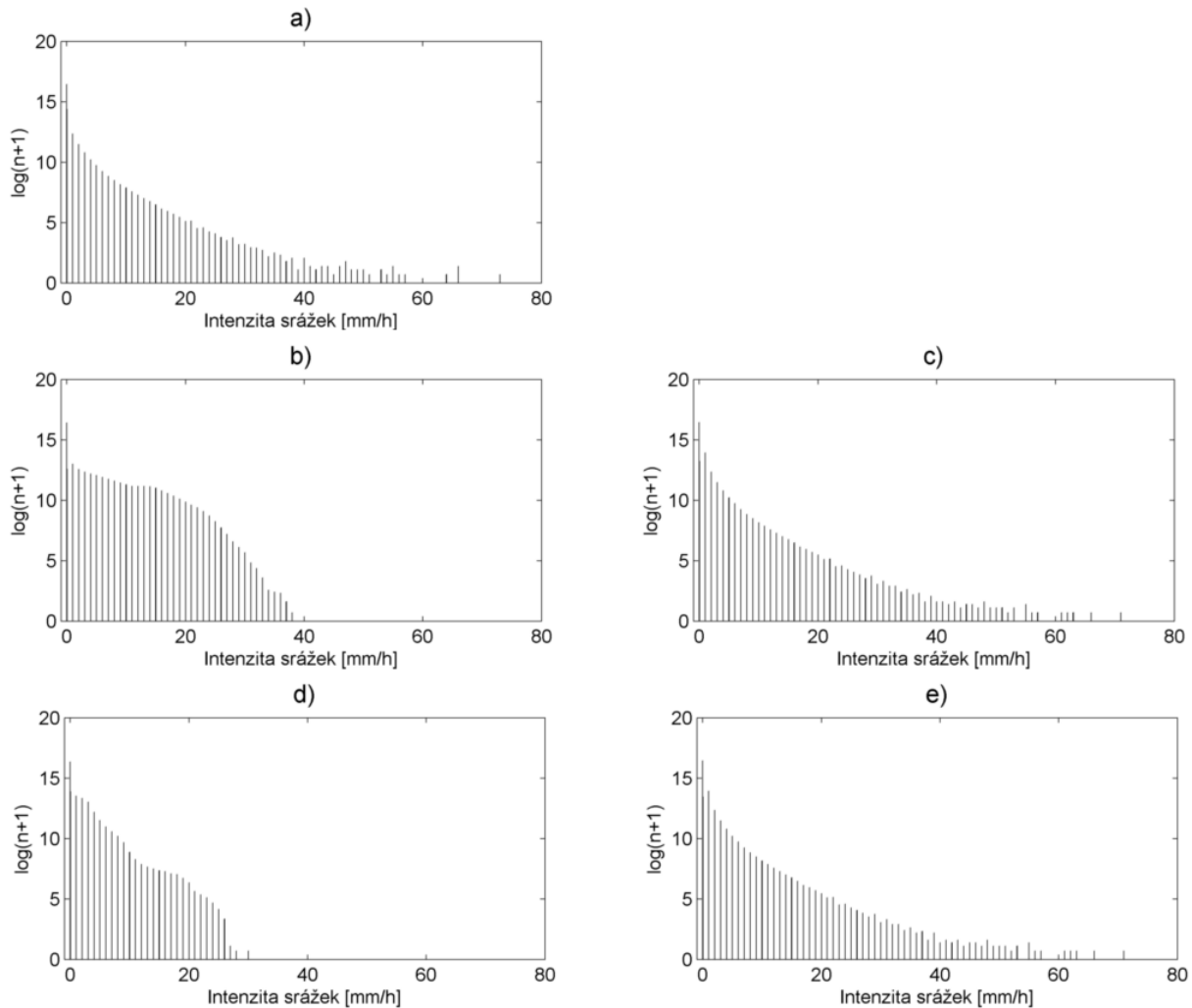
Algoritmy na výpočet DOS generují rozdělení srážkových úhrnů, které se zpravidla významným způsobem liší od pozorovaných hodnot. Hlavním zdrojem tohoto rozdílu jsou kalibrační matice. Ke korekci rozdělení srážkových úhrnů z obou typů dat a také ke snížení velikosti systematických chyb byl aplikován následující algoritmus, který byl připraven a použit v (Sokol, 2003a).

Vypočtené DOS označme  $y_k^{out}$ , kde  $k = 1, \dots, M$  označuje všechna data z jednoho 3h intervalu z let 2006-2008, a odpovídající naměřené hodnoty označme  $o_k$ . Ke korekci rozdělení použijeme metodu založenou na porovnání percentilů. Vypočteme percentily 0.01, 1, 2, ..., 99 a 99.9 pro hodnoty  $y_k^{out}$  a  $o_k$ ,  $k = 1, \dots, M$  a označíme je  $Y_i$  a  $O_i$ , kde  $i = 1, \dots, 101$ . Korigovanou hodnotu  $y_k^{mod}$  vypočteme podle následujícího vzorce:

$$\frac{y_k^{mod} - O_i}{O_{i+1} - O_i} = \frac{y_k^{out} - Y_i}{Y_{i+1} - Y_i}, \quad (5.9)$$

## 5. VYUŽITÍ DRUŽICOVÝCH DAT K ODHADU KONVEKTIVNÍCH SRÁŽEK

kde  $O_i \leq y_k^{out} < O_{i+1}$ . Aby byla splněna podmínka, že pro všechna  $y_k^{out}$  existují odpovídající  $O_i$  a  $O_{i+1}$ , bylo přidáno  $O_0 = 0$  a  $O_{102} = 100$ . Pozitivní vliv popsaného algoritmu na rozdělení DOS pro obě metody je ilustrován na obr. 5.9.



Obr. 5.9 Rozdělení četností hodinových úhrnů srážek za měsíce červen – srpen a roky 2006-2008. Obrázky znázorňují a) rozdělení naměřených srážek, b) rozdělení DOS s využitím metody SAF CZ RAD1, c) rozdělení DOS s využitím metody SAF CZ RAD1\_DISTR, d) rozdělení DOS s využitím metody SAF CZ RAD2, e) rozdělení DOS s využitím metody SAF CZ RAD2\_DISTR. Vertikální osa znázorňuje četnosti úhrnů v logaritmické stupnici  $\log(n+1)$ , kde  $n$  je počet dat.

### 5.2 VERIFIKACE DOS

V předchozí kapitole byly popsány dvě metody kalibrace matic reprezentující funkční závislost mezi kombinacemi spektrálních kanálů (příp. jejich rozdílů) a odpovídající intenzitě srážek pro území ČR. Po aplikaci obou metod do CRR algoritmu byly DOS aposteriorně opraveny podle postupu popsaného v kapitole 5.1.3. Tyto metody opravy distribuce budeme pro stručnost v dalším textu nazývat SAFCZ\_CZRAD1\_DISTR (pro první metodu) a SAFCZ\_CZRAD2\_DISTR (pro druhou metodu). V této kapitole jsou tedy hodnoceny DOS s využitím čtyř navrhovaných metod a jedné původní.

Hodinové DOS získané výše uvedenými metodami byly verifikovány s hodinovými radarovými odhady srážek v horizontálním rozlišení 5 km, které byly adjustovány pomocí metody MERGE (Šálek et al., 2004). Princip algoritmu byl blíže popsán v kapitole 3.1.1.1. Verifikace byla provedena na nezávislém datovém souboru z období od 23. června do 5. července 2009. Vybrané období je charakteristické mimořádnou aktivitou konvektivních jevů, přičemž mnohé z nich způsobily tzv. bleskové povodně. Je potřeba zmínit, že původně navržená metoda kalibrace SAFCZ\_EUR-DIFFS byla počítána a následně aplikována do CRR algoritmu s horizontálním rozlišením 3 x 3 km, zatímco metody SAFCZ\_CZRAD1, SAFCZ\_CZRAD1\_DISTR, SAFCZ\_CZRAD2 a SAFCZ\_CZRAD2\_DISTR vyvinuté pro oblast ČR s rozlišením 5 x 5 km. Jak již bylo zmíněno dříve, změna rozlišení pramení z lepší aproximace MSG dat pro oblast ČR.

#### 5.2.1 Subjektivní verifikace

Plošné rozložení hodinových DOS získaných s využitím představených metod bylo podkladem pro subjektivní verifikaci odhadů konvektivních srážek, které se vyskytly během verifikačního období od 23. června do 5. července 2009. Vybrané období bylo charakteristické významnými konvektivními srážkami, přičemž mnohé z nich způsobily tzv. bleskové povodně. Obrázky 5.10 a 5.11 představují příklady subjektivního srovnání všech metod s naměřenými daty při konvektivních situacích s vysokými srážkovými úhrny.

Na obrázku 5.10 jsou zobrazeny odhady srážek z 2. července 2009 (hodinová suma srážek od 12 do 13 UTC). Bouře, která se objevila kolem poledne a brzy odpoledne, způsobila nejvyšší srážkové úhrny v severní a východní části ČR (Tolasz, 2010). Obrázek 5.10 dobře ilustruje možnosti a slabiny metod využívajících pouze družicová data pro odhad konvektivních srážek.



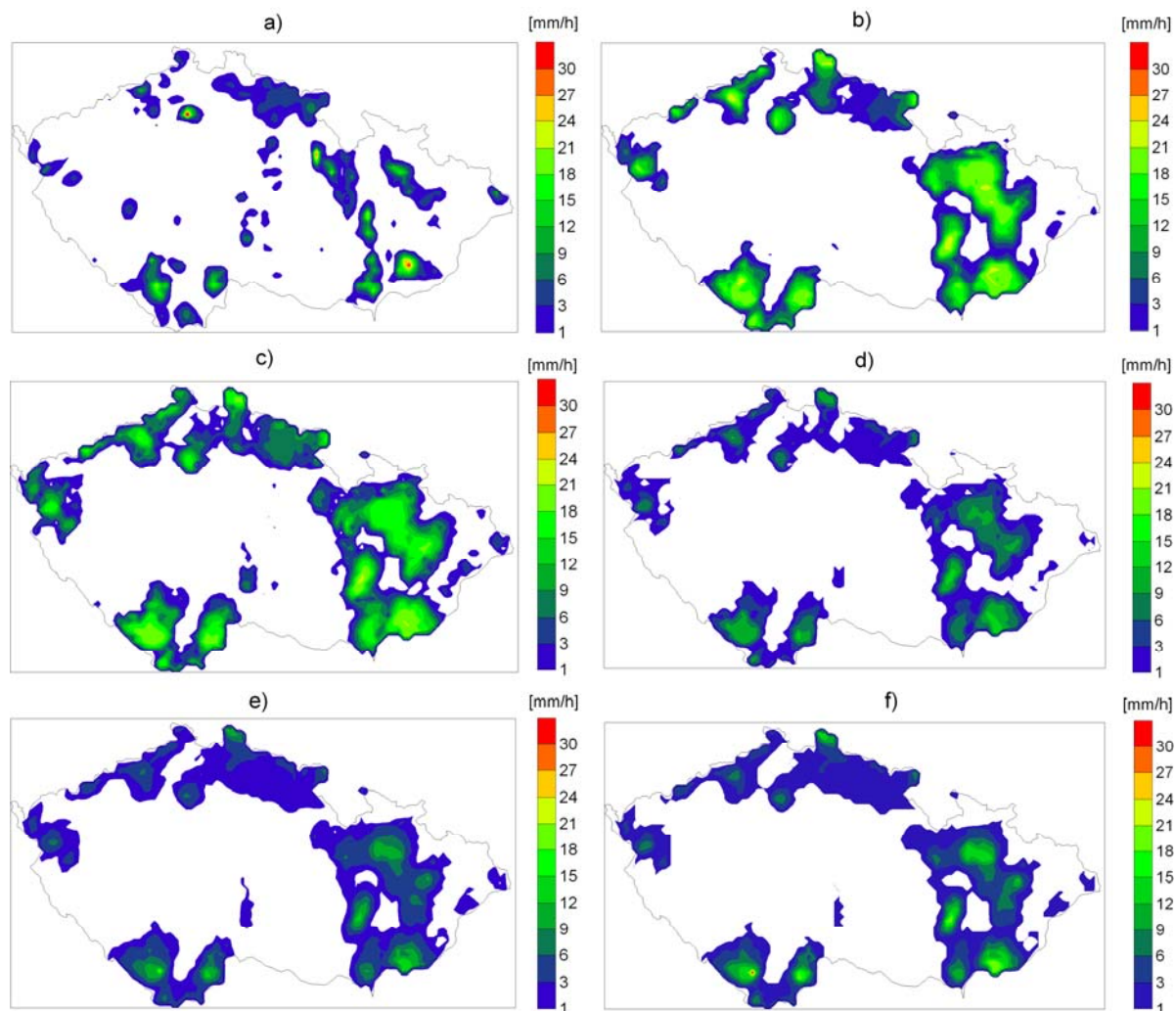
## 5. VYUŽITÍ DRUŽICOVÝCH DAT K ODHADU KONVEKTIVNÍCH SRÁŽEK

---

Všechny oblasti s vysokými srážkovými úhrny – východní, jižní a severozápadní část ČR – byly relativně dobře detekovány, avšak hodnoty se liší ve srovnání s naměřenými úhrny srážek. Ukazuje se, že metody SAF CZ\_EUR-DIFFS a SAF CZ\_CZRAD1 dávají celkově vyšší srážkové úhrny, zatímco metody SAF CZ\_CZRAD2 a SAF CZ\_CZRAD2\_DISTR srážky spíše podhodnocují. Oblasti s relativně malými úhrny srážek (např. oblast Vysočiny a Pardubického kraje) byly metodou SAF CZ\_EUR-DIFFS výrazně podhodnoceny nebo nebyly vůbec detekovány. Tyto oblasti byly naopak lépe zachyceny metodami SAF CZ\_CZRAD2 a SAF CZ\_CZRAD2\_DISTR.

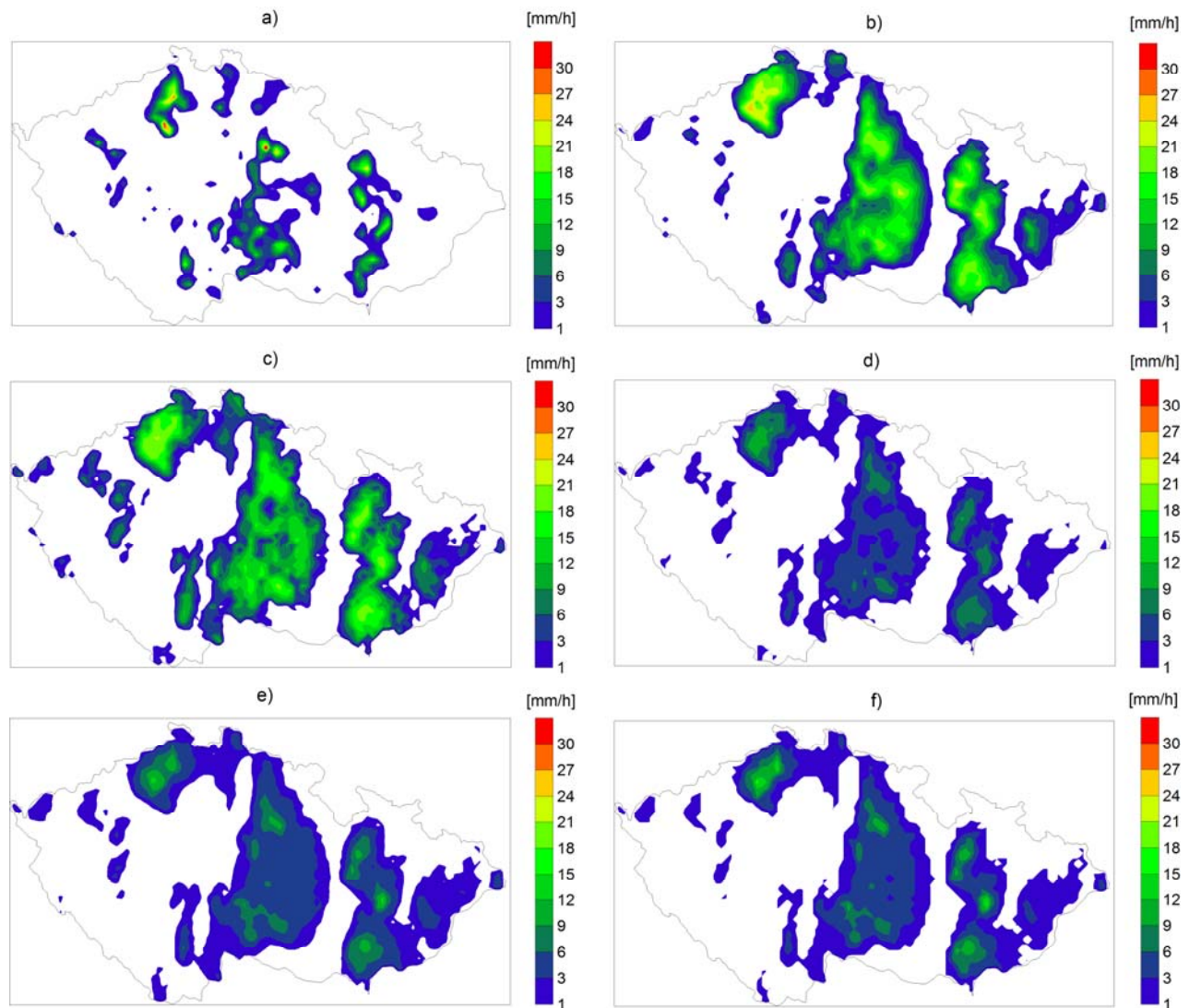
Obdobný příklad je ilustrován na obr. 5.11 zobrazující situaci z 1. července 2009 (hodinová suma od 14 do 15 UTC). I zde jsou u metod SAF CZ\_EUR-DIFFS a SAF CZ\_CZRAD1 zřejmé vyšší srážkové úhrny v porovnání s ostatními metodami. Rovněž je vidět problém detekce konvektivních jader na základě družicové informace. Všechny metody vykazují podobnou strukturu srážkového pole, která nicméně ne zcela přesně odpovídá poli pozorovanému. Základním problémem je fakt, že výpočet DOS vychází z hodnot jasové teploty, resp. odrazivosti oblačnosti, která je zpravidla spojitá s větším plošným rozsahem než odpovídající srážkové úhrny. To znamená, že pozorované srážky nejsou detekovány pod celou oblačností.

## 5. VYUŽITÍ DRUŽICOVÝCH DAT K ODHADU KONVEKTIVNÍCH SRÁŽEK



Obr. 5.10 Hodinové srážkové úhrny ze 2. července 2009, 12-13 UTC nad územím ČR. Obrázky znázorňují a) pozorované srážky počítané pro pixel 5 x 5 km, b) DOS vypočítané metodou SAF CZ\_EUR-DIFFS, c) DOS vypočítané metodou SAF CZ\_CZRAD1, d) DOS vypočítané metodou SAF CZ\_CZRAD1\_DISTR, e) DOS vypočítané metodou SAF CZ\_CZRAD2, d) DOS vypočítané metodou SAF CZ\_CZRAD2\_DISTR.

## 5. VYUŽITÍ DRUŽICOVÝCH DAT K ODHADU KONVEKTIVNÍCH SRÁŽEK



Obr. 5.11 Hodinové srážkové úhrny z 1. července 2009, 14-15 UTC nad územím ČR. Obrázky znázorňují a) pozorované srážky počítané pro pixel 5 x 5 km, b) DOS vypočítané metodou SAF CZ\_EUR-DIFFS, c) DOS vypočítané metodou SAF CZ\_CZRAD1, d) DOS vypočítané metodou SAF CZ\_CZRAD1\_DISTR, e) DOS vypočítané metodou SAF CZ\_CZRAD2, d) DOS vypočítané metodou SAF CZ\_CZRAD2\_DISTR.

### 5.2.2 Kategorická a kvantitativní verifikace

Při kategorické verifikaci získaných hodinových DOS se vycházelo, podobně jako v hodnotící zprávě (SAFNWC, 2009b), z charakteristik kontingenční tabulky (tab. 5.6). Následující kategorické a kvantitativní míry přesnosti byly použity při verifikaci:

- Critical Success Index (CSI), který měří podíl správně odhadnutých událostí a celkového počtu odhadnutých událostí nebo pozorování

$$CSI = \frac{a}{a + b + c} \quad (5.10)$$

- Percentage of Correct (PC), který odpovídá na otázku, kolikrát byla odhadnutá událost správná

$$PC = \frac{a + d}{a + b + c + d} \quad (5.11)$$

- Probability of Detection (POD), což je poměr správně odhadnutých a všech pozorovaných událostí

$$POD = \frac{a}{a + c} \quad (5.12)$$

- False Alarm Ratio (FAR), který měří podíl chybně odhadnutých událostí z celkového počtu odhadnutých událostí

$$FAR = \frac{b}{a + b} \quad (5.13)$$

- Heidke's Skill Score (HSS) vyhodnocuje, kolikrát je odhad lepší ve srovnání s náhodným výběrem (obecně s referenční strategií)

$$HSS = \frac{2(ad - bc)}{(a + c)(c + d) + (a + b)(b + d)} \quad (5.14)$$

- BIAS, který měří poměr počtu událostí a počtu odhadnutých událostí

$$BIAS = \frac{a + b}{a + c}, \quad (5.15)$$

kde  $a$ ,  $b$ ,  $c$  a  $d$  jsou hodnoty z kontingenční tabulky (tab. 5.6). Odhadnutým a naměřeným hodnotám srážkových úhrnů byly přiřazeny kategorické hodnoty ano/ne na základě stejného

## 5. VYUŽITÍ DRUŽICOVÝCH DAT K ODHADU KONVEKTIVNÍCH SRÁŽEK

prahu 0 mm, který byl použit v (SAFNWC, 2009b). Pokud naměřená/odhadnutá srážka měla vyšší hodnotu než 0 mm, byla ji přiřazena kategoričká hodnota „ano“, v opačném případě „ne“.

Tab. 5.6: Kontingenční tabulka. Naměřená/předpovězená událost znamená vyšší hodnotu než definovaný práh (0mm) pro hodinové srážkové úhrny.

Odhadnutá událost	Naměřená událost		
	Ano	Ne	Celkem
Ano	a	b	a + b
Ne	c	d	c + d
Celkem	a + c	b + d	a + b + c + d = n

Kvantitativní verifikace byla provedena pomocí průměrné chyby, střední absolutní chyby a střední kvadratické chyby:

- Průměrná chyba (ME; z angl. Mean Error)

$$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (E_i - O_i) \quad (5.16)$$

- Střední absolutní chyba (MAE; z angl. Mean Absolute Error)

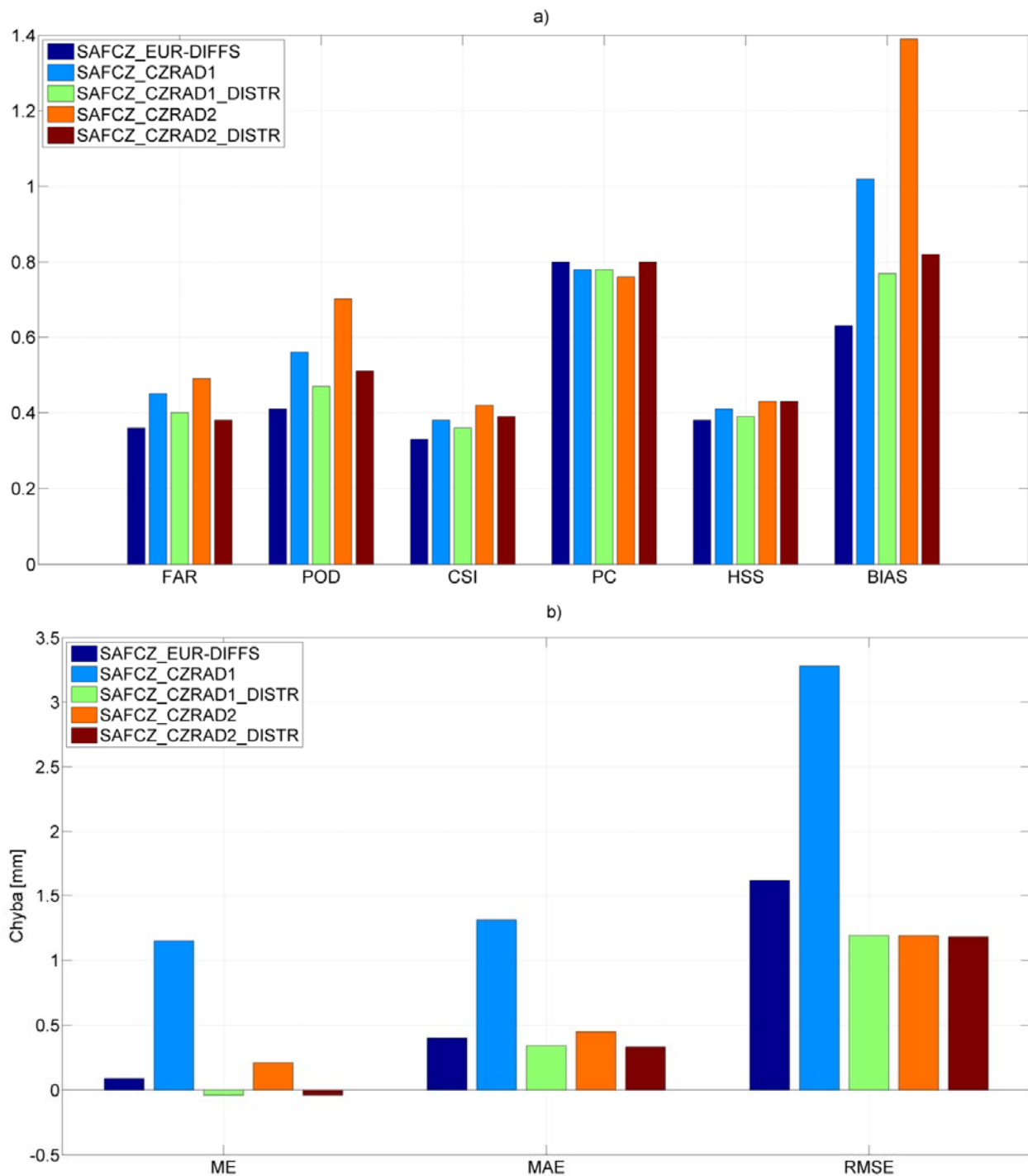
$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |E_i - O_i| \quad (5.17)$$

- Střední kvadratická chyba (RMSE; z angl. Root Mean Square Error)

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (E_i - O_i)^2}, \quad (5.18)$$

kde  $N$  je počet porovnávaných dvojic,  $E_i$  a  $O_i$  jsou odhadnuté a naměřené hodinové srážkové úhrny. Celkový počet verifikovaných dvojic byl  $N = 922\,632$ .

## 5. VYUŽITÍ DRUŽICOVÝCH DAT K ODHADU KONVEKTIVNÍCH SRÁŽEK



Obr. 5.12 Porovnání výsledků verifikace hodinových úhrnů pro metody SAF CZ\_EUR-DIFFS, SAF CZ\_RAD1, SAF CZ\_CZRAD1\_DISTR, SAF CZ\_RAD2 a SAF CZ\_CZRAD2\_DISTR. Obrázky ukazují a) výsledky kategoričké verifikace z kontingenční tabulky – FAR, POD, CSI, PC, HSS a BIAS, b) velikosti chyb ME, MAE a RMSE (blíže viz text).

Výsledky kategorické a kvantitativní verifikace pro všechny představené metody jsou zobrazeny na obr. 5.12. Z horního obrázku vyplývá, že metody SAF CZ\_CZRAD1, SAF CZ\_CZRAD1\_DISTR, SAF CZ\_CZRAD2 a SAF CZ\_CZRAD2\_DISTR dávaly lepší výsledky v případě POD a CSI než metoda SAF CZ\_EUR-DIFFS. Nejlepší výsledky s ohledem na původně navrženou metodu dávala metoda SAF CZ\_CZRAD2\_DISTR, která byla ve všech případech lepší nebo alespoň stejně dobrá. Výjimku představuje pouze hodnota FAR, kde metoda SAF CZ\_EUR-DIFFS dávala hodnotu 0.36, zatímco metoda SAF CZ\_CZRAD2\_DISTR hodnotu 0.38.

Ze spodního obrázku vyplývá, že metoda SAF CZ\_CZRAD1 i přes provedenou korekci kalibračních matic významnou měrou nadhodnocuje výsledné hodinové DOS, což se projevuje vysokými hodnotami chyb ME, MAE a RMSE. Na druhou stranu je zřejmé, že oprava distribuce má pozitivní vliv na kvantitativní hodnoty srážkových úhrnů u obou metod SAF CZ\_CZRAD1\_DISTR i SAF CZ\_CZRAD2\_DISTR, což se projevuje výraznou redukcí chyb. I v těchto případech dávala metoda SAF CZ\_CZRAD2\_DISTR lepší výsledky z pohledu ME, MAE a RMSE než metoda SAF CZ\_EUR-DIFFS.

Výsledky verifikace nelze bezprostředně porovnat s výsledky uvedenými v hodnotící zprávě (SAFNWC, 2009b), protože byly provedeny na odlišných datech. Pro informaci pouze uvádíme, že v případě 2-D matic byl FAR = 0.37, POD = 0.36, CSI = 0.30, PC = 0.57, ME = 0.03 mm, MAE = 0.92 mm a RMSE = 2.19 mm a v případě 3-D matic FAR = 0.36, POD = 0.50, CSI = 0.39, PC = 0.65, ME = 0.19 mm, MAE = 0.84 mm a RMSE = 2.15 mm.

### 5.2.3 Verifikace s využitím fuzzy metod

Využití verifikačních technik založených na fuzzy metodách spočívá v uvolnění podmínky na přesnou shodu srovnávaných polí. Tyto metody se zpravidla využívají při verifikaci předpovědí z NWP modelů, nicméně je lze využít i při srovnávání srážkových odhadů. Jejich nespornou výhodou je skutečnost, že nevyžadují přesnou shodu ale podle různých podmínek vyhodnocují odhad jako úspěšný. Faktem je, že odhad nemusí být přesně časově ani prostorově lokalizovaný, ale stále bude užitečný (např. Ebert, 2008). Úspěšný odhad z pohledu fuzzy metod by měl splňovat několik základních kritérií:

- Odhad je podobný pozorování v širším smyslu (např. ve větším měřítku).
- Odhadovaná událost (např. vysoký srážkový úhrn) leží v blízkosti místa pozorování.

## 5. VYUŽITÍ DRUŽICOVÝCH DAT K ODHADU KONVEKTIVNÍCH SRÁŽEK

---

- Odhadovaná událost má přibližně stejně velký rozsah jako událost pozorovaná.
- Odhad i pozorování mají podobné rozdělení.

Jednou z takových metod je tzv. Fractions Skill Score (FSS), jejímž cílem je vyjádřit kvalitu odhadu v závislosti na prostorovém měřítku (Zacharov, Řezáčová, 2010). Kvalita odhadu se vyčísluje pomocí frakce výskytu určitého nadprahového srážkového úhrnu uvnitř oblasti u odhadovaného i měřeného pole srážek. Postup verifikace je rozdělen do dvou kroků. Nejprve se vypočítá podíl (frakce) pokrytí plochy o dané velikosti nadprahovou srážkou pro odhadované i naměřené pole a pak jsou tyto frakce porovnány pomocí FSS s využitím následujících vzorců:

$$FSS = 1 - \frac{FBS}{FBS_W}, \quad (5.19)$$

kde  $FBS$  (Fractions Brier Score) je variací BS (Brier Score), kde frakce odhadu i měření nabývají hodnot od 0 do 1 a je dán následujícím vztahem:

$$FBS = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (O_j - E_j)^2, \quad (5.20)$$

kde  $O_j$  a  $E_j$  jsou frakce pozorování (O) a odhadu (E) v oblasti o velikosti  $j$ -tého gridu ( $j = 1, 2, \dots, N$ ) a  $N$  je celkový počet uzlových bodů ve verifikačním poli.  $FBS_W$  je pak dán vztahem:

$$FBS_W = \frac{1}{N} \left( \sum_{j=1}^N O_j^2 + \sum_{j=1}^N E_j^2 \right), \quad (5.21)$$

Hodnota  $FBS_W$  určuje nejvyšší FBS, které může být dosaženo z naměřených i odhadovaných frakcí při nulovém přesahu frakcí. Jedná se tedy o nejhorší možné FBS.

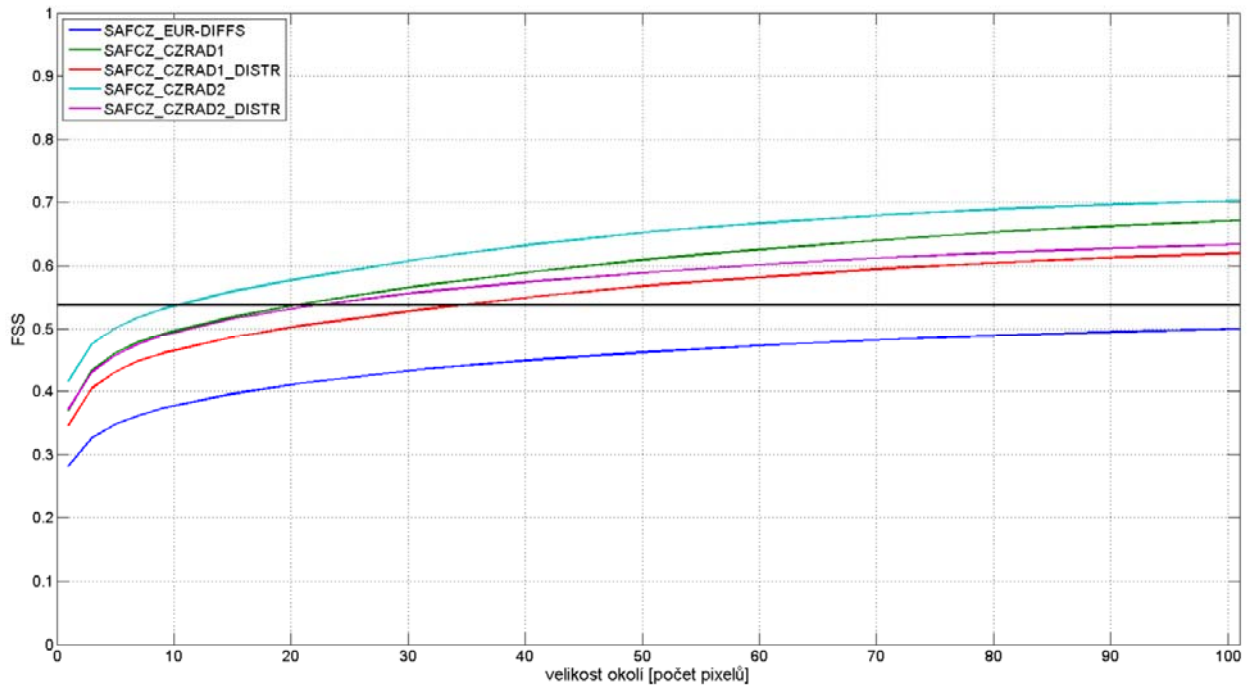
Hodnoty FSS se pohybují od 0 (nejhorší odhad) do 1 (perfektní odhad). Křivka FSS roste asymptoticky spolu s velikostí uvažovaného okolí k hodnotě, která závisí na charakteristice BIASu odhadu nadprahové srážky. Platí, že čím blíže je tato hodnota k 1, tím menší je celková chyba odhadu pokrytí oblasti nadprahovou srážkou. Pro posouzení kvality srážkových odhadů v závislosti na velikosti okolí, byla také vypočtená charakteristika  $FSS_U$  podle vzorce:



## 5. VYUŽITÍ DRUŽICOVÝCH DAT K ODHADU KONVEKTIVNÍCH SRÁŽEK

$$FSS_U = 0.5 + \frac{f_0}{2}, \quad (5.22)$$

kde  $f_0$  je frakce pokrytí celé verifikační domény nadprahovou srážkou v pozorovaném poli. Tuto charakteristiku, která počítá průměr mezi náhodným a perfektním odhadem srážek, budeme dále nazývat jako užitečný odhad (Mittermaier, Roberts, 2010). Na obr. 5.13 je znázorněno porovnání hodnot FSS v závislosti na velikosti okolí pro jednotlivé metody. Výpočty jsou opět vztaženy k prahu 0 mm. S rostoucí velikostí uvažovaného okolí rostou i hodnoty FSS u jednotlivých metod, protože okolí zahrnuje větší počet srážkových bodů. Z obrázku je na první pohled zřejmý výrazný rozdíl mezi původně navrženou metodou SAF CZ\_EUR-DIFFS (modrá barva) vykazující nejhorší předpovědi a nově představenými metodami SAF CZ\_CZRAD1, SAF CZ\_CZRAD1\_DISTR, SAF CZ\_CZRAD2 a SAF CZ\_CZRAD2\_DISTR. Nejvyšší hodnoty FSS můžeme pozorovat u metody SAF CZ\_CZRAD2 (tyrkysová barva). Křivka protíná v tomto případě čaru užitečného odhadu ve vzdálenosti cca 10 pixelů (50 km). Naproti tomu metoda SAF CZ\_EUR-DIFFS nedosahuje této hranice ani v případě maximální vzdálenosti 101 pixelů.



Obr. 5.13 Závislost FSS na velikosti okolí pro různé metody DOS. Horizontální černá čára představuje hodnotu  $FSS_U$ . Srážkový práh pro výpočet FSS byl 0 mm.

### 5.2.4 Objektová verifikace

Tato skupina verifikačních metod porovnává strukturální vlastnosti prvků v odhadovaném a pozorovaném poli. Pro potřeby této práce byla využita technika SAL, která je založena na rozlišení chyby struktury ( $S$ ), amplitudy ( $A$ ) a lokalizace ( $L$ ) (Wernli et al., 2008; Wernli et al., 2010). Výhodou je, že podobně jako FSS ani SAL nevyžaduje přesnou prostorovou shodu pozorované a odhadované srážkové události.

Prvním krokem je identifikace jednotlivých srážkových oblastí v pozorovaném i odhadovaném poli srážek. Základem algoritmu je nalezení pixelů s hodnotou vyšší než určitá nadprahová srážka, přičemž byly uvažovány prahy  $P = 0, 1$  a  $2$  mm. Všem pixelům se srážkou vyšší než uvažovaný práh v celé doméně bylo přiřazeno číslo srážkové oblasti 1. V celém poli pak algoritmus hledá další srážkové oblasti tak, že kolem počátečního pixelu s hodnotou srážkové oblasti 1 hledá ve všech sousedních pixelech pixel s hodnotou oblasti 1. V případě, že je takový pixel nalezen, přiřadí mu algoritmus hodnotu srážkové oblasti 2 a je poslán do „fronty“. Postupně kolem každého pixelu ve „frontě“ je opět hledán pixel s číslem srážkové oblasti 1 až do doby, kdy není nalezen žádný pixel. Pak začne algoritmus hledat pixely s hodnotou srážkové oblasti 1 v jiné části domény stejným způsobem, přičemž nalezeným pixelům je přiřazena hodnota srážkové oblasti 3, atd. Pro každou takto nalezenou srážkovou oblast je vypočítána plocha, suma srážek, maximální srážka a souřadnice těžiště.

Parametr  $S$  srovnává velikost plochy nalezených oblastí v obou polích a jeho hodnota byla vypočítána podle vzorce založeného na normování velikosti nalezených oblastí:

$$S = \frac{V(R_E) - V(R_O)}{0.5[V(R_E) + V(R_O)]}, \quad (5.23)$$

kde  $V(R_E)$  je velikost nalezené oblasti v odhadovaném poli a  $V(R_O)$  je velikost nalezené oblasti v pozorovaném poli. Hodnota parametru  $S$  roste v případě, kdy v odhadovaném poli jsou plošně roztáhlé srážky v místě, kde byly pozorovány konvektivní srážky lokálního charakteru. Záporné hodnoty parametru  $S$  naopak indikují, že odhadovaná plocha srážkové oblasti je menší než v poli pozorovaném.

Parametr  $A$  představuje normovaný rozdíl mezi průměrným srážkovým úhrnem v poli pozorovaném a odhadovaném:

$$A = \frac{D(R_E) - D(R_O)}{0.5[D(R_E) + D(R_O)]}, \quad (5.24)$$

kde  $D(R_E)$  značí průměrný srážkový úhrn přes celou doménu v poli odhadovaném a  $D(R_O)$  značí průměrný srážkový úhrn přes celou doménu v poli pozorovaném. Charakteristika  $A$  nám tedy poskytuje informaci o přesnosti kvantitativních hodnot průměrných srážkových úhrnů v celé uvažované doméně. Hodnoty parametru  $A$  leží v intervalu od -2 do +2, přičemž hodnota 0 nám ukazuje, že mezi oběma poli není v průměrném srážkovém úhrnu žádný rozdíl a tedy nejlepší odhad. Hodnota  $A = +1$  nám prozrazuje, že odhadované pole nadhodnocuje průměrný srážkový úhrn ve verifikační doméně faktorem 3 a naopak hodnota  $A = -1$  podhodnocení faktorem 3.

Poslední parametr  $L$  se počítá jako součet dvou složek  $L1$  a  $L2$ . První složka měří normovanou vzdálenost mezi středy srážkové oblasti odhadovaného a pozorovaného pole srážek podle vztahu:

$$L_1 = \frac{x(R_E) - x(R_O)}{d}, \quad (5.25)$$

kde  $x(R_E)$  značí střed srážkové oblasti v odhadovaném poli srážek,  $x(R_O)$  značí střed srážkové oblasti v pozorovaném poli srážek a  $d$  je největší vzdálenost mezi dvěma body v uvažované doméně (v našem případě od nejzápadnějšího do nejvýchodnějšího bodu ČR). Charakteristika  $L1$  nám tedy podává informaci o přesnosti plošného rozdělení srážkových polí. Hodnoty  $L1$  se pohybují v rozmezí od 0 do 1, přičemž hodnota  $L1 = 0$  odpovídá naprosté shodě v plošném rozložení srážkových oblastí v obou polích. Je však třeba poznamenat, že se mohou vyskytnout i případy, které za podmínky  $L1 = 0$  nevykazují přesnou shodu (Wernli et al., 2008). Druhá složka  $L2$ , která je zaměřena právě na rozlišení takových případů, měří průměrnou vzdálenost mezi středem srážkového pole v rámci celé domény a jednotlivými srážkovými oblastmi. Parametr  $L2$  je možné vypočítat podle následujícího vztahu:

$$L2 = 2 * \left( \frac{|r * R_E - r * R_O|}{d} \right), \quad (5.26)$$

## 5. VYUŽITÍ DRUŽICOVÝCH DAT K ODHADU KONVEKTIVNÍCH SRÁŽEK

---

kde  $r$  je vážený průměr vzdáleností mezi středy jednotlivých srážkových oblastí  $x_n$  a středem srážkového pole v rámci celé domény  $x$  daný vztahem:

$$r = \frac{\sum_{n=1}^M R_n |x - x_n|}{\sum_{n=1}^M R_n} \quad (5.27)$$

kde  $M$  značí počet pixelů v uvažované doméně a  $R_n$  sumu srážkových úhrnů v daných srážkových oblastech. Charakteristiky  $L2$  nabývají podobně jako první složka hodnot od 0 do 1 a výsledný parametr  $L = L1 + L2$  může tedy dosahovat hodnot od 0 (perfektní odhad) do 2 (nejhorší odhad).

Výsledky verifikace SAL jsou uvedeny na obr. 5.14 (pro práh 0 mm), 5.15 (pro práh 1 mm) a 5.16 (pro práh 2 mm). Na každém obrázku je znázorněna závislost všech 3 parametrů (barevnou stupnicí jsou odlišeny hodnoty parametru  $L$ ) spolu s vykresleným mediánem (čárkovaná čára) a oblastí mezi horním a dolním kvantilem (barevný čtverec) pro parametry  $S$ ,  $A$  a  $L$ . V pravém dolním rohu je uveden počet všech případů  $N$  a počet případů, kdy nebylo možné provést výpočet hodnot SAL (NaN). Jednalo se o případy, kdy nebyla nalezena žádná struktura s nadprahovou srážkou v odhadovaném a/nebo pozorovaném poli. Tyto případy byly ze zpracování vyřazeny, tzn. počet hodnot v daných grafech odpovídá rozdílu  $N - \text{NaN}$ . Je patrné, že s rostoucí prahovou srážkou se počet hodnot NaN u všech metod zvyšuje. U metod, které vykazovaly při subjektivní i kvantitativní verifikaci nadhodnocování (především metoda SAF CZ\_CZRAD1) je pochopitelně počet NaN hodnot nižší.

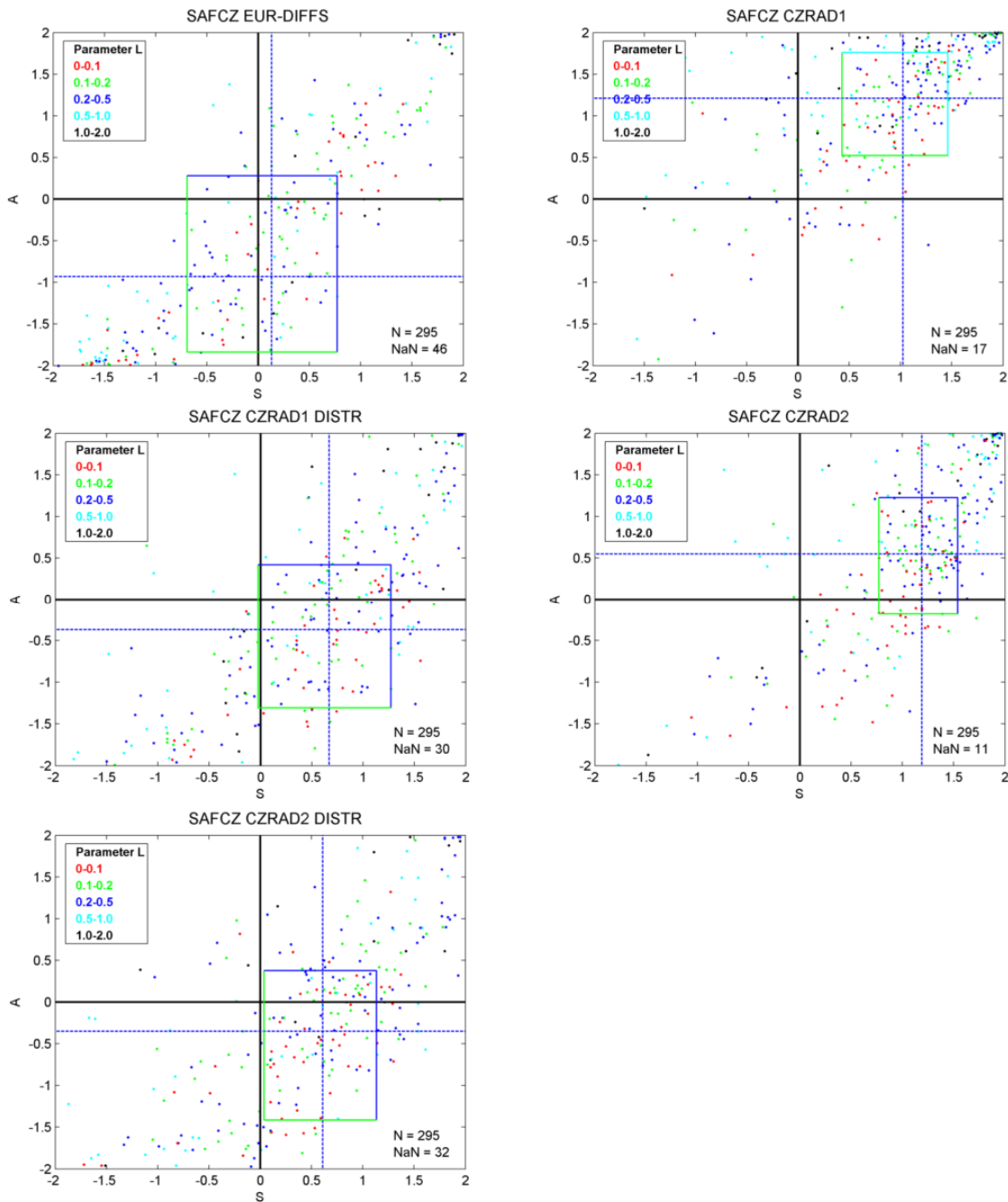
Nejlepší odhad z pohledu SAL nastane v případě, kdy všechny 3 parametry jsou rovny nule, tzn. v případě, kdy by na obr. 5.10 – 5.12 byly červené body uprostřed grafů. Hodnoty nacházející se v levém dolním rohu teoreticky odpovídají písmenu  $c$  v kontingenční tabulce 5.5. To znamená, že srážky byly naměřeny, ale nebyly odhadnuty. Naopak, hodnoty ležící v pravém horním rohu představují případy, kdy srážky byly odhadnuty, ale nenaměřeny. Horní levý roh ukazuje případy, kdy byly odhadovány lokálnější srážky s vyšší intenzitou (typicky srážky konvektivního charakteru), ale pozorovány byly plošně roztáhlé srážky s nižší intenzitou (tzn. vrstevnaté srážky). Naopak, hodnoty v pravém dolním rohu nám ukazují, že odhadovány byly srážky vrstevnaté, ale skutečnost odpovídala srážkám konvektivním.

## 5. VYUŽITÍ DRUŽICOVÝCH DAT K ODHADU KONVEKTIVNÍCH SRÁŽEK

---

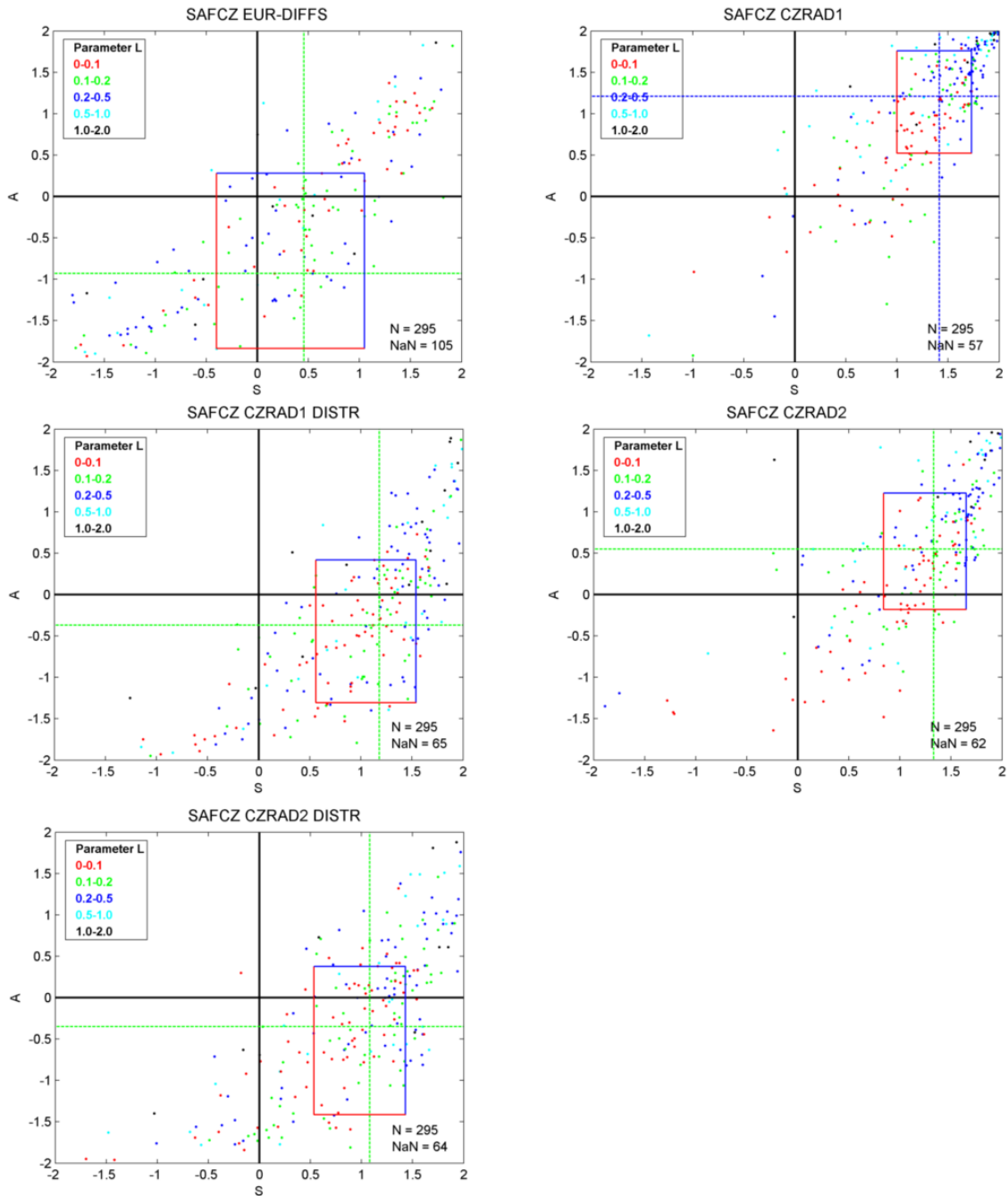
Z obrázku 5.14 je patrné, že metody SAFCZ\_CZRAD2 a především pak SAFCZ\_CZRAD1 mají většinu hodnot v pravém horním kvadrantu, což indikuje na častý výskyt „falešného poplachu“, kterému odpovídá kategorická charakteristika FAR, což souhlasí s obr. 5.12. U všech metod je patrná absence předpovědí v levém horním rohu, což potvrzuje, že CRR algoritmus srážkové úhrny nadhodnocuje v ploše. U metod SAFCZ\_CZRAD1\_DISTR a SAFCZ\_CZRAD2\_DISTR je opět vidět pozitivní vliv opravy distribuce, kde jsou hodnoty blíže středu. Původní metoda SAFCZ\_EUR-DIFFS dává poměrně dobré výsledky v případě parametru S (medián 0.13), ale značné podhodnocení v případě parametru A (-0.93). Z hlediska parametru L vykazovala metoda nejnižší četnost případů  $L \leq 0.1$ , které jsou v grafech označeny červenou barvou (41 případů). Opticky se zdá, že metoda SAFCZ\_EUR-DIFFS má větší rozptýlenost hodnot parametru S a A, s čímž souvisí i větší rozdíl horního a dolního kvartilu, tzn. větší míru variability. Navíc, jak už bylo zmíněno, počet NaN hodnot je zde nejvyšší. Zatímco metody SAFCZ\_CZRAD1 a SAFCZ\_CZRAD2 dávají podobné výsledky i při uvažování prahů 1 mm (obr. 5.15) a 2 mm (obr. 5.16), hodnoty u metod SAFCZ\_CZRAD1\_DISTR a SAFCZ\_CZRAD2\_DISTR se spíše „roztahují“ ve směru diagonály od levého dolního rohu do pravého horního rohu, což dává medián blíže ke středům grafů.

## 5. VYUŽITÍ DRUŽICOVÝCH DAT K ODHADU KONVEKTIVNÍCH SRÁŽEK



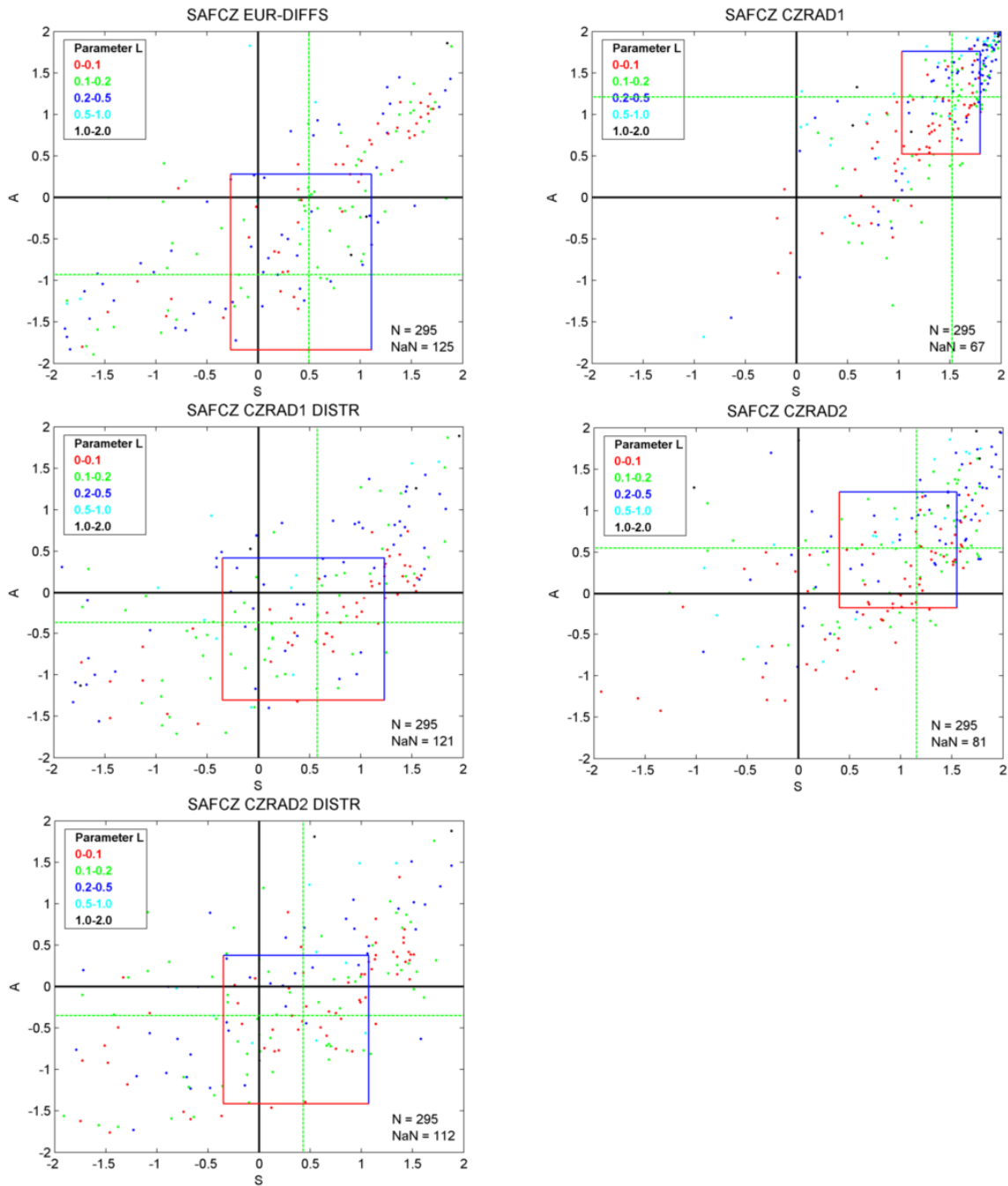
Obr. 5.14 Hodnoty parametrů SAL pro práh 0 mm a pro různé metody DOS. Horizontální osa představuje parametr S, vertikální osa parametr A a parametr L je odstupňován barevnou škálou (viz legenda). Plné černé čáry značí perfektní odhad pro S a A, barevné čárkované čáry značí jejich medián (barva je dána mediánem parametru L) a barevný čtverec vymezuje oblast horního a dolního kvartilu parametru S a A (kombinace barev je dána velikostí dolního a horního kvartilu parametru L). V pravém dolním rohu je uveden počet všech hodnot N a počet vyřazených hodnot NaN (blíže viz text).

## 5. VYUŽITÍ DRUŽICOVÝCH DAT K ODHADU KONVEKTIVNÍCH SRÁŽEK



Obr. 5.15 Hodnoty parametrů SAL pro práh 1 mm a pro různé metody DOS. Horizontální osa představuje parametr  $S$ , vertikální osa parametr  $A$  a parametr  $L$  je odstupňován barevnou škálou (viz legenda). Plné černé čáry značí perfektní odhad pro  $S$  a  $A$ , barevné čárkované čáry značí jejich medián (barva je dána mediánem parametru  $L$ ) a barevný čtverec vymezuje oblast horního a dolního kvartilu parametru  $S$  a  $A$  (kombinace barev je dána velikostí dolního a horního kvartilu parametru  $L$ ). V pravém dolním rohu je uveden počet všech hodnot  $N$  a počet vyřazených hodnot  $NaN$  (blíže viz text).

## 5. VYUŽITÍ DRUŽICOVÝCH DAT K ODHADU KONVEKTIVNÍCH SRÁŽEK



Obr. 5.16 Hodnoty parametrů SAL pro práh 2 mm a pro různé metody DOS. Horizontální osa představuje parametr S, vertikální osa parametr A a parametr L je odstupňován barevnou škálou (viz legenda). Plné černé čáry značí perfektní odhad pro S a A, barevné čárkované čáry značí jejich medián (barva je dána mediánem parametru L) a barevný čtverec vymezuje oblast horního a dolního kvartilu parametru S a A (kombinace barev je dána velikostí dolního a horního kvartilu parametru L). V pravém dolním rohu je uveden počet všech hodnot N a počet vyřazených hodnot NaN (blíže viz text).

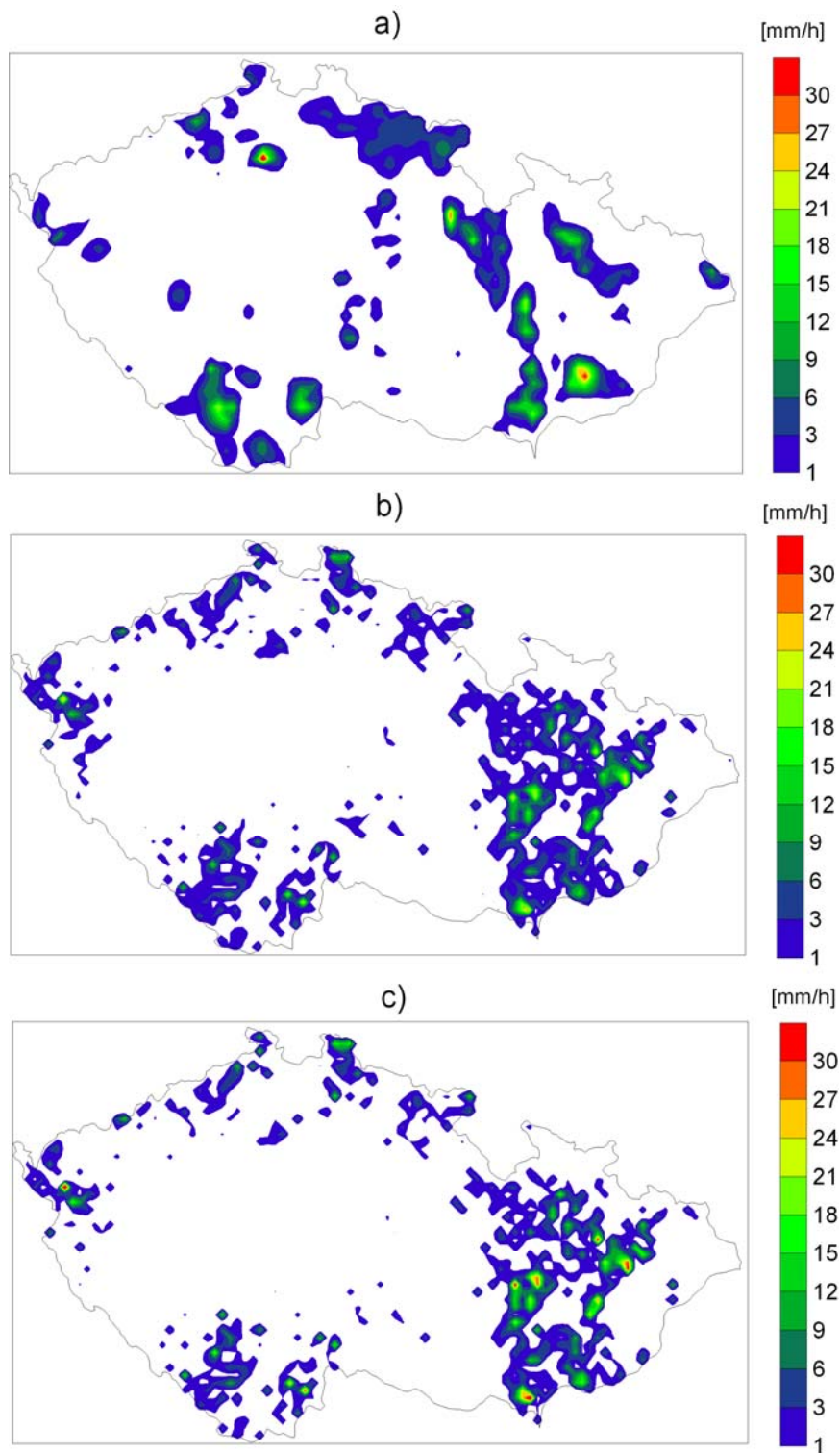


### 5.3 ROZHODOVACÍ STROMY

Na družicová data byl aplikován algoritmus rozhodovacích stromů. Základem této statistické metody je nalezení pravidel a vztahů v datovém souboru pomocí systematického rozdělování a větvení „trénovacích“ dat na menší podmnožiny (tzv. uzly stromu; Quinlan, 1979). Problémem může být určení, na kolik „větví“ se má dělit každá proměnná. Pokud data rozdělíme podle proměnné do příliš mnoha skupin, můžeme se dostat do situace, kdy každá skupina je zastoupena pouze několika málo záznamy a nelze tak vyvodit žádná rozhodovací pravidla.

Rozhodovací stromy se dělí na regresní a klasifikační. Klasifikační strom představuje model, kde každé pozorování náleží do určité třídy (Klaschka, Kotrč, 2004). Základní otázkou při větvení klasifikačního stromu zůstává, na základě čeho vybrat atribut, který by od sebe nejlépe odlišil příklady různých tříd. V praxi se většinou využívá míra entropie, informační zisk, poměrný informační zisk,  $\chi^2$ , nebo Gini index. Naproti tomu regresní stromy umožňují odhadovat hodnotu nějakého numerického atributu. V listových uzlech mají takové stromy místo názvu třídy většinou konkrétní hodnotu (konstantu), která odpovídá průměrné hodnotě cílového atributu pro příklady v tomto uzlu. Rozdíl je rovněž ve způsobu volby atributu pro větvení. Namísto entropie (příp. dalších výše zmíněných technik) je možné uvažovat např. kritérium redukce směrodatné odchylky. Větvení skončí pokud se hodnota cílového atributu pro příklady v uvažovaném uzlu jen málo liší nebo pokud je v uvažovaném uzlu málo příkladů.

V této práci byl využit algoritmus regresního stromu s následným prořezáním větví (tzv. post-pruning) představující určitý stupeň redukce uzlů za účelem větší přehlednosti. Aby došlo k větvení stromu, byla nastavena podmínka, že v daném uzlu musí být alespoň 10 hodnot. Minimální počet listů (tj. terminálních skupin představující hodnoty cílového atributu) byl nastaven na hodnotu 100. Jako „trénovací“ data jsme použili stejný datový soubor jako při kalibraci matic (tzn. od 1. června do 31. srpna 2006-2008), který splňoval kritéria pro výběr konvektivních situací popsaných v kapitole 5.1.1. Jako verifikační data bylo opět zvoleno období od 23. června – 5. července 2009. Za účelem snížení systematických chyb byla aplikována oprava distribuce podle pozorovaných srážkových úhrnů. Algoritmus opravy distribuce byl popsán v kapitole 5.1.3.



Obr. 5.17 Hodinové srážkové úhrny ze 2. července 2009, 12-13 UTC nad územím ČR. Obrázky znázorňují a) pozorované srážky počítané pro pixel 5 x 5 km, b) srážky získané po aplikaci regresního stromu, c) srážky získané po aplikaci regresního stromu s opravou distribuce podle pozorovaných srážkových úhrnů.

## 5. VYUŽITÍ DRUŽICOVÝCH DAT K ODHADU KONVEKTIVNÍCH SRÁŽEK

---

Srovnání naměřených hodinových srážkových úhrnů a úhrnů získaných po aplikaci regresního stromu spolu s opravou jejich distribuce pro termín 2. července 2009, 12-13 UTC je znázorněn na obr. 5.17. Z obr. 5.17b a 5.17c je zřejmé, že generovaná pole srážek jsou značně nespojitá. Jejich struktura odpovídá generovaným DOS (viz obr. 5.10), nicméně se zdá, že srážky jsou plošně rozsáhlejší, což dokládají i vysoké hodnoty FAR v tab. 5.7. Celkově se dá říci, že z pohledu kategorické a kvantitativní verifikace jsou výsledky horší než všechny představené metody DOS. Tabulka 5.7 porovnává výsledky verifikace srážek pro obě metody regresního stromu. Jejich výpočet byl popsán v kapitole 5.2.2. Kromě vysoké hodnoty FAR je ve srovnání s představenými metodami DOS značná rovněž systematická chyba BIAS. Oprava distribuce snižuje kromě chyby BIAS také ME a MAE.

*Tab. 5.7: Porovnání výsledků verifikace hodinových úhrnů po aplikaci regresního stromu (RS) a regresního stromu s opravou distribuce podle pozorovaných srážkových úhrnů (RS\_DISTR). Uvažovaný práh byl 0 mm. Vzorce verifikačních charakteristik jsou uvedeny v kapitole 5.2.2*

	FAR	POD	CSI	PC	HSS	BIAS	ME	MAE	RMSE
RS	0,73	0,94	0,26	0,44	0,13	3,51	0,25	0,53	1,73
RS_DISTR	0,66	0,84	0,32	0,62	0,26	2,48	0,15	0,47	1,88

### 6. SHRNU TÍ A STRUČNÁ DISKUZE

Předkládaná disertační práce se zabývá studiem konvektivních srážek z pohledu distančních měření. Výzkum a získané výsledky jsou primárně orientovány na oblast ČR, kde jsou konvektivní situace pozorovány především v období od jarních do podzimních měsíců. Lepší porozumění plošné distribuci konvektivních srážek a studium vztahů mezi srážkami a distančními měřeními může významně zpřesnit velmi krátkodobou předpověď konvektivních srážek.

První část předkládané disertační práce vychází z diplomové práce (Bližňák, 2007) a rozšiřuje rozsah zpracovaných dat na období 6 letních sezón (duben-září) za roky 2002-2007. Základními daty byly hodinové radarové odhady srážek adjustované s využitím srážkoměrných měření. V práci jsou studovány dva typy dat, které se od sebe liší způsobem přípravy. První datový soubor (data A) obsahuje veškeré termíny měření bez ohledu na skutečnost, zda srážka nastala či nikoliv. Druhý soubor dat (data B) byl zaměřen na výběr srážek pouze konvektivního charakteru a je tedy podmnožinou datového souboru A. Výběr byl podmíněn jednak vysokou hodnotou intenzity srážek a jednak rychlým nástupem a poklesem intenzity srážek podle víceméně empirických zkušeností. U datového souboru A bylo prokázáno, že vztah hodinových úhrnů srážek a nadmořské výšky závisí na uvažované prahové hodnotě  $P$ . Nárůst srážkových úhrnů s nadmořskou výškou byl prokázán v případě, že byla uvažována všechna data, tzn. v případě, že  $P = 0$ . Plošná distribuce srážkových úhrnů v tomto případě dobře odpovídala orografii ČR. Vysoké srážkové úhrny byly pozorovány v orograficky vyzdvižených příhraničních oblastech Krkonoš, Hrubého Jeseníku, Moravskoslezských Beskyd a Šumavy. Se vzrůstajícím prahem  $P$  se však závislost ztrácela a vysoké srážkové úhrny se zdály být spíše náhodně rozmístěné. Data B vykazovala nahodilé rozmístění i v případě nejnižšího prahu, který byl nastaven na  $P = 5$  mm. Závislost nízkých srážkových úhrnů i nahodilost konvektivních srážek o vysokých intenzitách byly statisticky testovány s využitím Spearmanova korelačního koeficientu. Získané výsledky je možné shrnout následovně:

1. u dat A nebyl nalezen žádný vztah mezi středními úhrny a nadmořskou výškou pro 1-h úhrny a  $P \geq 20$  mm, 2-h úhrny a  $P \geq 40$  mm, 3-h úhrny a  $P \geq 50$  mm a 6-h úhrny a  $P \geq 80$  mm.
2. u dat B nebyl nalezen žádný vztah pro 1-h úhrny a  $P \geq 10$  mm, 2-h úhrny a  $P \geq 25$  mm, 3-h úhrny a  $P \geq 30$  mm a 6-h úhrny a  $P \geq 40$  mm.

Plošné rozložení sum 6h úhrnů srážek prokázalo vyšší hodnoty v oblasti jižních Čech. Termíny, které zde způsobily vysoké hodnoty (úhrny s prahy  $P \geq 40$  mm) se podle klasifikace (Brázdil, Štekl, 1986) vyskytovaly nejčastěji při severozápadní cyklonální situaci (NWC) a cyklónou nad střední Evropou (C). Typ NWC se na území ČR vyznačuje převládajícím západním až severozápadním prouděním v hladině 500 hPa. Při synoptické situaci typu C převládají frontální poruchy od jihovýchodu, popř. někdy i ze severního sektoru. Kromě uvedených synoptických situací může být možnou příčinou také trajektorie cyklóny Vb. Při takových situacích je území ČR ovlivňováno prouděním s převládající severní složkou přinášející vyšší srážkové úhrny do oblasti jižních Čech, Moravskoslezských Beskyd a Hrubého Jeseníku s možným zesilujícím účinkem nálevkového efektu.

Významným faktorem, který klíčovým způsobem ovlivňuje získané výsledky, se ukázalo kromě použitých dat a jejich rozsahu rovněž kritérium pro výběr konvektivních srážkových událostí. V práci (Bek et al., 2010) byla s využitím stejného základního souboru dat, ale s jinak definovaným výběrem konvektivních srážek prokázána jejich korelace s nadmořskou výškou. Definice byla založena na výběru přesných srážkových oblastí a výpočtu jejich průměrného a maximálního srážkového úhrnu. Příčinou zjištěné korelace však nejsou hodnoty intenzity srážek, ale četnost výskytu konvektivních srážek. Vyšší hodnoty intenzit srážek byly zjištěny v oblastech s nižší nadmořskou výškou. Podobných výsledků bylo dosaženo i v publikaci (Trupl, 1958), která vycházela z ombrografických záznamů na pozemních stanicích a nikoliv z radarových měření. Navíc, hodinové intervaly s vysokými úhrny srážek byly vybírány subjektivně. Naproti tomu v této disertační práci byly uvažovány všechny srážkové úhrny (data A).

Druhá část disertační práce je zaměřena na možnost využití dat z družice Meteosat Second Generation pro odhad konvektivních srážek. Cílem bylo nalézt vztahy mezi družicovými a radarovými daty, které by bylo možné využít pro odhad aktuálních konvektivních srážek z družicových měření. Tento odhad lze pak dále využít při velmi krátkodobé předpovědi konvektivních srážek. V práci byl využit CRR algoritmus, který počítá na základě naměřených družicových dat hodnoty intenzit srážek a DOS. Metoda byla testována v oblastech s nižší zeměpisnou šířkou než  $45^{\circ}\text{N}$  a vyšší zeměpisnou šířkou než  $55^{\circ}\text{N}$ , kde byla provedena kalibrace převodních matic. V oblastech mezi uvedenými rovnoběžkami, kam patří i oblast ČR, je metoda založená na lineární interpolaci obou nakalibrovaných matic (v práci označená jako metoda SAF CZ\_EUR-DIFFS). Po její implementaci do CRR algoritmu a následném testování v doméně

ČR bylo zjištěno, že získané DOS dávají z pohledu verifikačních charakteristik horší výsledky, než jsou uvedeny v (SAFNWC, 2009b). Proto byl CRR algoritmus modifikován s využitím místních dat tak, aby zlepšil výsledky pro oblast ČR.

Prvním krokem, který přispěl ke zpřesnění DOS, byla změna rozlišení ze 3 x 3 km na pixel o velikosti 5 x 5 km, který lépe odpovídá rozlišení družice MSG pro oblast ČR. Druhý krok představoval výpočet nových kalibračních matic s využitím dat z české radarové sítě CZRAD. Kalibrace byla provedena za období 3 letních sezón (červen-srpen) 2006-2008 s využitím dvou rozdílných přístupů. První metoda (v práci označena jako SAF CZ\_CZRAD1), která vycházela z postupu popsaného v manuálu SAFNWC (2009a), byla založena na výpočtu pravděpodobnosti výskytu maximálních intenzit srážek v daných bodech kalibračních matic. Druhá metoda (v práci označena jako SAF CZ\_CZRAD2) počítala průměrné hodnoty naměřených intenzit srážek pro dané kombinace hodnot spektrálních kanálů. Na výsledky metod byla následně aplikována korekce distribuce srážkových úhrnů podle naměřených dat (metody SAF CZ\_CZRAD1\_DISTR a SAF CZ\_CZRAD2\_DISTR).

Kalibrační matice dávaly u obou metod nejvyšší hodnoty srážkových intenzit pro nízké jasové teploty kanálu IR10.8, pro záporné nebo nízké hodnoty rozdílu kanálů IR10.8 a WV6.2 a v případě 3-D matic pro vysoké odrazivosti kanálu VIS0.6. Zároveň se však ukázalo, že nenulové hodnoty intenzit srážek se vyskytují i v případech vysoké teploty ve spektrálním kanále IR10.8 a vysoké hodnoty BTD (v případě 3-D matic i nízké odrazivosti v kanále VIS0.6), tzn. v případech, kdy by se srážky neměly vyskytovat. Proto byla aplikována víceméně subjektivní oprava vypočtených matic, která odstranila srážky spojené s relativně nízkou oblačností a nízkou odrazivostí.

U všech vybraných termínů, které tento problém způsobily, ležel pixel s vysokou hodnotou intenzity srážek a vstupující do kalibrační procedury v těsné blízkosti vertikálně vyvinuté oblačnosti. Nejednoznačnost mezi radarovými a družicovými daty může být dána přesností výpočtu aplikované paralaxy, příp. vlivem proudění způsobující snos dešťových kapek. Předpoklad, že by pixel s vysokou hodnotou intenzity srážek byl vázán na ranější stádium konvektivní oblačnosti, nebyl potvrzen. Uvedené skutečnosti představují problém, o němž v současnosti není známo, jak ho v CRR algoritmu řešit.

Hodnocení všech metod spočívalo ve srovnání srážkových polí získaných hodinových DOS s naměřenými hodinovými úhrny srážek získaných metodou MERGE kombinující radarová

a srážkoměrná měření. Verifikace byla provedena na nezávislém datovém souboru v období od 23. června do 5. července 2009, kdy byla pozorována vysoká aktivita konvektivních jevů.

Verifikace hodinových DOS ukázala, že kalibrační postup navržený v manuálu SAFNWC (2009a) vykazoval velmi vysoké hodnoty intenzit srážek a celkově nadhodnocoval srážkové odhady. To je důsledkem toho, že navržený kalibrační postup vychází z teoreticky maximálně možných intenzit srážek. Druhý kalibrační postup dával většinou lepší výsledky v případě kategorické verifikace, ale větší chyby v případě kvantitativní verifikace. Hlavní příčinou těchto chyb bylo plošné nadhodnocení srážkových úhrnů. Tyto chyby významným způsobem zredukovala aplikovaná metoda korekce rozdělení, což potvrdila i verifikace porovnávající nalezené srážkové oblasti v odhadovaném i pozorovaném poli (SAL). Právě tato metoda se jeví jako nejlepší metoda z pohledu verifikačních charakteristik.

Verifikace založená na fuzzy metodách (FSS) potvrdila pozitivní vliv kalibrace s využitím českých dat. Všechny nově představené metody vykazovaly vyšší hodnoty FSS než původně navržená metoda lineární interpolace.

Problémem, který byl prokázán již v dřívějších pracích zabývajících se hodnocením CRR algoritmu (např. Luque et al., 2006; SAFNWC, 2009b), zůstává skutečnost, že DOS nadhodnocují velikost srážkami zasažené oblasti a poloha nejvyšších hodnot srážkových odhadů zpravidla není shodná s polohou maximálních odhadů srážek odvozených z meteorologických radarů. Uvedený fakt je dán rozdílným rozsahem a prostorovou strukturou oblačného a srážkového pole spolu s nižším horizontálním rozlišením družicových dat. Nicméně, ani aplikace statistické metody regresních stromů na vybrané konvektivní termíny generující nespojitě srážkové pole nezlepšila získané výsledky.

Aplikace kalibračních matic odvozených z českých dat a aplikace korekce rozdělení vede ke zpřesnění DOS ve srovnání s původním algoritmem CRR. Zde je nutné hledat hlavní přínos předkládané disertační práce. Protože odhady srážek založené na radarových datech jsou nepochybně lepší, je nezbytné chápat odhady srážek odvozené z družicových dat pouze jako vedlejší zdroj informací.

Otevřenou otázkou je, zda získané DOS mohou být použity v kombinaci s radarovými a srážkoměrnými daty v případech, kdy dochází k velkému podcenění srážek způsobenému útlumem, který se občas vyskytuje. Jinou z možných cest dalšího využití DOS je jejich asimilace do numerického modelu počasí s vysokým rozlišením (např. model COSMO) (Sokol, 2009).

## **6. SHRnutí A STRučNá DISKUZE**

---

Fakt, že prezentované metody jsou schopny určit oblasti s výskytem konvektivních srážek, lze využít při modelování oblačnosti.



**LITERATURA:**

- [1] ADLER, R. F., NEGRI, A. J., 1988. A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. *Journal of Applied Meteorology*, **27**, 30–51.
- [2] AHRENS, B., 2006. Distance in spatial interpolation of daily rain gauge data. *Hydrology and Earth System Sciences*, **10**, 197–208.
- [3] ALLAMANO, P., CLAPS, P., LAIO, F., THEA, C., 2009. A data-based assessment of the dependence of short-duration precipitation on elevation. *Physics and Chemistry of the Earth*, **34**, 635-641.
- [4] ALPERT, P., 1986. Mesoscale indexing of the distribution of orographic precipitation over high mountains. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **25**, 532–545.
- [5] AMORATI, R., ALBERONI, P.P, LEVIZZANI, V., NANNI, S., 2000. IR-based satellite and radar rainfall estimates of convective storms over Northern Italy. *Meteorological Applications*, **7**, 1-18.
- [6] ANDRIEU, H., CREUTIN, J.D., 1995. Identification of Vertical Profiles of Radar Reflectivities for Hydrological Applications Using Inverse Method. Part 1: formulation. *Journal of Applied Meteorology*, **34**, 225-239.
- [7] ARKIN, P. A., MEISNER, B., N., 1987. The relationship between largescale convective rainfall and cold cloud over the Western Hemisphere during 1982-84. *Monthly Weather Revue*, **115**, 51-74.
- [8] AUSTIN, P. M., 1987. Relation between measured radar reflectivity and surface rainfall. *Monthly Weather Revue*, **115**, 1053-1070.
- [9] BARRETT, E. C., MARTIN, D. W., 1981. *The Use of Satellite Data in Rainfall Monitoring*. Academic Press, 340 s.
- [10] BARROS, A.P., LETTENMAIER, D.P., 1994. Dynamic modeling of orographically induced precipitation. *Reviews of geophysics*, **32**, 265–284.
- [11] BASIST, A., BELL, G.D., MEENTEMEYER, V., 1994. Statistical relationships between topography and precipitation patterns. *Journal of Climate.*, **7**, 1305–1315.
- [12] BEK, S., JEŽEK, J., **BLIŽŇÁK, V.**, 2010. Spatial relationships of heavy rains in the Czech Republic. *Advances in Geosciences*, **25**, s. 85-90.
- [13] BELLON, A., LOVEJOY, S., AUSTIN, G. L., 1980. Combining satellite and radar data for the short-range forecasting of precipitation. *Monthly Weather Revue*, **108**, 1554–1556.

- [14] BENDIX, J., 1997. Adjustment of the convective stratiform technique (CST) to estimate 1991/93 El Niño rainfall distribution in Ecuador and Peru by means of Meteosat-3 IR data. *International Journal of Remote Sensing*, **18**, 1387–1394.
- [15] **BLIŽŇÁK, V.**, 2007. Analýza krátkodobých srážek a jejich vztah k orografii České republiky. Diplomová práce na PřF UK. Praha, 207 s.
- [16] **BLIŽŇÁK, V.**, SOKOL, Z., 2008. Plošné rozložení krátkodobých srážek na území České republiky s využitím meteorologických radarů. *Meteorologické zprávy*, **61**, 176-184.
- [17] **BLIŽŇÁK, V.**, SOKOL, Z., 2011a. The exploitation of Meteosat Second Generation data for convective storms over the Czech Republic. *Atmospheric research*, DOI: 10.1016/j.atmosres.2011.05.005
- [18] **BLIŽŇÁK, V.**, SOKOL, Z., 2011b. Využití dat z meteorologické geostacionární družice Meteosat Second Generation k odhadu srážek ze silných konvektivních bouří. *Meteorologické zprávy*, **64**, 43-51.
- [19] BORGA, M., ANAGNOSTOU, E. and KRAJEWSKI, W., 1997. A simulation approach for validation of a brightband correction method. *Journal of Applied Meteorology*, **36**, 1507-1518.
- [20] BRÁZDIL, R., ŠTEKL, J., 1986. Cirkulační procesy a atmosférické srážky v ČSSR. Univerzita J. E. Purkyně, Brno, 298 s.
- [21] COLLIER, CH.C., 1996. Applications of Weather Radar Systems. Praxis Publishing Ltd., ISBN 0-471-96013-6, 390 s.
- [22] CRESSIE, N.A.C., 1991. Statistics for Spatial Data, John Wiley and Sons, Inc., New York, 900 s.
- [23] DALEY, R., 1999. Atmospheric Data Analysis. Cambridge University Press. 457s.
- [24] DALY, C., NIELSON, R.P., PHILIPS, D.L., 1994. A statistical-topographic model for distributed precipitation over mountainous terrain. *Journal of Applied Meteorology*, **33**, 140–158.
- [25] DAVIS, A.C., HINKLEY, D.V., 1997. Bootstrap Methods and Their Application, Cambridge University Press.
- [26] DOBROVOLNÝ, P., 1998. Dálkový průzkum Země, Digitální zpracování obrazu. Brno, ISBN 80-210-1812-7, 208 s.
- [27] DOVIAK, R.J. and ZRNIĆ, D.S., 1984: Doppler Radar and Weather Observations. Academic Press, 562 s.

- [28] EBERT, E.E., 2008: Fuzzy verification of high-resolution gridded forecasts: a review and proposed framework. *Meteorological Applications*, **15**, 51-64.
- [29] FREI, C. and SCHÄR, C., 1998. A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatology*, **18**, 873-900.
- [30] GABELLA, M., AMITAI, E., 2000. Radar rainfall estimates in an alpine environment using different gage adjustment techniques. *Physics and Chemistry of the Earth (B)*, **25**, 927-931.
- [31] GIBSON, M., 2000. Comparative Study of Several Gauge Adjustment Schemes. *Physics and Chemistry of the Earth (B)*, **25**, 921-926.
- [32] GRIFFITH, C. G., WOODLEY, W. L., GRUBE, P. G., MARTIN, D. W., STOUT, J., SIKDAR, D. N., 1978. Rain estimation from geosynchronous satellite imagery – Visible and infrared studies. *Monthly Weather Review*, **106**, 1153–1171.
- [33] GROISMAN, P.Y. and LEGATES, D.R., 1994. The accuracy of United States precipitation data. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **75**, 215-227.
- [34] HARRISON, D.L., DRISCOLL, S.J., KITCHEN, M., 2000. Improving Precipitation Estimates from Weather Radar Using Quality Control and Correction Techniques. *Meteorological Applications*, **6**, 135-144.
- [35] HUNTER, S.M., 1996. WSR-88D radar rainfall estimation: Capabilities, limitations and potential improvements. *National Weather Digest*, **20**, 26-38.
- [36] HUNTRIESER, H. – SCHIESSER, H.H. – SCHMID, W. – WALDVOGEL, A., 1997. Comparison of Traditional and Newly Developed Thunderstorm Indices for Switzerland. *Weather and Forecasting*, **12**, 108-123.
- [37] JOHNSON, G.L., HANSON, C.L., 1995. Topographic and atmospheric influences on precipitation variability over a mountainous watershed. *Journal of Applied Meteorology*, **34**, 68–87.
- [38] JOSS, J., LEE, R., 1995. The Application of Radar Gauge Comparisons to Operational Precipitation Profile Corrections. *Journal of Applied Meteorology*, **34**, 2612-2630.
- [39] JOSS, J., WALDVOGEL, A., 1990. Precipitation Measurements and Hydrology. D. Atlas (Ed.), Radar in Meteorology, *American Meteorological Society*, 577-606.
- [40] KAKOS, V., 2001: Maximální srážky na území ČR z pohledu synoptické meteorologie. *Vývoj metod pro odhad extrémních povodní*. Sborník přednášek ze semináře k výsledkům grantového projektu VaV/510/97. Klub techniků ČVTVHS, Praha. ISBN-80-02-01440-5, 46-60.

- [41] KIDD, CH., LEVIZZANI, V., BAUER, P., 2009. A review of satellite meteorology and climatology at the start of the twenty-first century. *Progress in Physical Geography*, **33**, 474-489.
- [42] KING, P. W. S., HOGG, W. D., ARKIN, P. A., 1995. The role of visible data in improving satellite rainrate estimates. *Journal of Applied Meteorology*, **34**, 1608–1621.
- [43] KITCHEN, M., 1997. Towards Improved Radar Estimates of Surface Precipitation Rate at Long Range. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **123**, 145-163.
- [44] KITCHEN, M., BROWN, R., DAVIES, A.G., 1994. Real Time Correction of Weather Radar for the Effects of Bright Band, Range and Orographic Growth in Widespread Precipitation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **120**, 1231-1254.
- [45] KLASCHKA, J., KOTRČ, E., 2004. Klasifikační a regresní lesy. Sborník konference ROBUST. 177-184.
- [46] KONRAD, CH.E., 1996. Relationships between precipitation event types and topography in the Southern Blue Ridge mountains of the Southeastern USA. *International Journal of Climatology*, **16**, 49–62.
- [47] KRÁČMAR, J., JOSS, J., NOVÁK, P., HAVRÁNEK, P., ŠÁLEK, M., 1999. First steps towards quantitative usage of data from Czech weather radar network. COST75 Advanced Weather Radar Systems. COST75 Final Seminar, Locarno, Switzerland, 23 - 27 March 1998, 91-101.
- [48] LAPIN, M. a PRIADKA, O., 1987. Korekcie systematických chýb merania atmosferických zrážok. *Meteorologické zprávy*, **40**, 9-19.
- [49] LEVIZZANI, V., PORCÙ, F., PRODI, F., 1990. Operational rainfall estimation using METEOSAT infrared imagery: an application in Italy's Arno River basin – its potential and drawbacks. *ESA Journal*, **14**, 313-323.
- [50] LEVIZZANI, V., PORCÙ, F., MARZANO, F. S., MUGNAI, A., SMITH, E. A., PRODI, F., 1996. Investigating a SSM/I microwave algorithm to calibrate METEOSAT infrared instantaneous rainrate estimates. *Meteorological Applications*, **3**, 5–17.
- [51] LEVIZZANI, V., SCHMETZ, J., LUTZ, H., J., KERKMANN, J., ALBERONI, P. P. a CERVINO, M., 2001. Precipitation estimations from geostationary orbit and prospects for METOSAT Second Generation. *Meteorological Applications*, **8**, 23-41.
- [52] LLOYD, C.D., 2005. Assessing the effect of integrating elevation data into the estimation of monthly precipitation in Great Britain. *Journal of Hydrology*, **308**, 128-150.

- [53] LOVEJOY, S., AUSTIN, G. L., 1979. The delineation of rain areas from visible and IR satellite data from GATE and mid-latitudes. *Atmosphere-Ocean*, **17**, 77–92.
- [54] LUQUE, A., GÓMEZ, I., MANSO, M., 2006. Convective rainfall rate multi-channel algorithm for Meteosat-7 and radar derived calibration matrices. *Atmósfera*, **19**, 145-168.
- [55] MARSHALL, J.S., PALMER, W.McK., 1948. The distribution of raindrops with size. *J. Meteorol.*, **5**, 165-166.
- [56] McFARLAND, M.J., 2008. Precipitation: Remote Sensing Measurement. Encyclopedia of Water Science, Second Edition.
- [57] MEISCHNER, P., 2004. Weather radar: principles and advanced applications. Berlin; New York: Springer, ISBN 978-3-642-05561-4, 337 s.
- [58] MICHELSON, D., EINFALT, T., HOLLEMAN, I., GJERTSEN, U., FRIEDRICH, K., HAASE, G., LINDSKOG, M., JURCZYK, A., 2005. Weather radar data quality in Europe - quality control and characterization. Review. COST Action 717, Working document, Luxembourg 2005.
- [59] MICHELSON, D.B., KOISTINEN, J., 2000. Gauge-Radar Network Adjustment for the Baltic Sea Experiment. *Physics and Chemistry of the Earth (B)*, **25**, 915-920.
- [60] MITTERMAIER, M., ROBERTS, N., 2010. Intercomparison of Spatial Forecast Verification Methods: Identifying Skillful Spatial Scales Using the Fractions Skill Score. *Weather and Forecasting*, **25**, 343-354.
- [61] MÜLLER M., KAKOS V., 2004. Extrémní konvekční bouře v Čechách 25.-26. května 1872. *Meteorologické zprávy*, **57**, 69-77.
- [62] NEGRI, A. J., ADLER, R. F., WETZEL, P. J., 1984. Rain estimation from satellite: an examination of the Griffith–Woodley technique. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **23**, 102–116.
- [63] NEGRI, A. J., ADLER, R. F., 1993. An intercomparison of three satellite infrared rainfall techniques over Japan and surrounding waters. *Journal of Applied Meteorology*, **32**, 357–373.
- [64] NOVÁK, P., HAVRÁNEK, P., KRÁČMAR, J., 2008. Česká meteorologická radarová síť CZRAD v roce 2008. *Meteorologické zprávy*, **61**, 129-136.
- [65] QUINLAN, J., R., 1979. Discovering rules by induction from large collections of examples. In: (Michie, ed.), *Expert Systems in the Micro-Electronic Age*. Edinburgh University Press.

- [66] RADOVÁ, M., SEIDL, J., 2007. Paralaxa a snímky z geostacionárních družic. *Meteorologické zprávy*, **60**, 156-161.
- [67] ROE, G., 2005. Orographic precipitation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **33**, 645–671.
- [68] ROGERS, R.R., YAU, M.K., 1996. A short course in cloud physics. Third edition. International series in natural philosophy. Vol. 113, Butterworth-Heinemann, 290 s.
- [69] RUDOLF, B., RUBEL, F., 2001. Global daily precipitation estimates proved over the European Alps, *Meteorologische Zeitschrift, N.F.*, **10**, 403-414.
- [70] ŘEZÁČOVÁ, D., SOKOL, Z., KRÁČMAR, J., NOVÁK, P., 2001. Statistical adjustment of radar-based daily precipitation to ground data from the Czech territory. Proc.”30<sup>th</sup> Intern.Conf.on Radar Meteorology”, 19-24 July 2001, Munich, Germany, *American Meteorological Society*, 570-572.
- [71] ŘEZÁČOVÁ, D., KAŠPAR, M., MÜLLER, M., SOKOL, Z., KAKOS, V., HANSLIAN, D., PEŠICE, P., 2005. A comparison of the flood precipitation episode in August 2002 with historic extreme precipitation events on the Czech territory. *Atmospheric Research*, **77**, 354–366.
- [72] ŘEZÁČOVÁ, D., KAŠPAR, M., NOVÁK, P., SETVÁK, M., 2007: Fyzika oblaků a srážek. Academia, Praha, 574 s.
- [73] SAFNWC, 2009a: Algorithm Theoretical Basis Document for “Convective Rainfall Rate” (CRR - PGE05 v3.0).
- [74] SAFNWC, 2009b. Validation report for “Convective Rainfall Rate” (CRR-PGE05 v3.0).
- [75] SEO, D.J., 1998. Real-time estimation of rainfall fields using rain gauge data under fractional coverage conditions. *Journal of hydrology*, **208**, 25-36.
- [76] SETVÁK, M., 2006: Detekce vodní páry ve spodní stratosféře přístrojem SEVIRI družic MSG. *Meteorologické zprávy*, **59**, č. 1, s. 4-10.
- [77] SETVÁK, M., NOVÁK, P., RADOVÁ, M., 2008a. Teplotní charakteristiky horní hranice oblačnosti konvektivních bouří na družicových snímcích a jejich interpretace. *Meteorologické zprávy*, **61**, č. 4, 97-105.
- [78] SETVÁK, M., LINDSEY, D.T., NOVÁK, P., RABIN, R.M., WANG, P.K., KERKMANN, J., RADOVÁ, M., ŠTÁSTKA, J., 2008b. Cold-ring shaped storms in Central Europe. The 2008 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference.

- [79] SEVRUK, B., 1997. Regional dependency of precipitation-altitude relationship in the Swiss Alps. *Climatic Change*, **36**, 355-369.
- [80] SEVRUK, B., 2004: Niederschlag als Wasserkreislaufelement. Theorie und Praxis der Niederschlagsmessung. Zurich-Nitra, 200 s.
- [81] SCHMETZ, J., TJEMKES, S., A., GUBE, M., VAN DE BERG, L., 1997. Monitoring deep convection and convective overshooting with METEOSAT. *Advances in Space Research*, **19**, 433-441.
- [82] SOBÍŠEK, B. a kol., 1993. Meteorologický slovník výkladový a terminologický. 1. vydání. Ministerstvo životního prostředí České republiky, Praha. 594 s. ISBN 80-85368-45-5.
- [83] SOKOL, Z. 2003a. Utilization of Regression Models for Rainfall Estimates Using Radar-Derived Rainfall Data and Rain Gauge Data. *Journal of Hydrology*, **278**, 144-152.
- [84] SOKOL, Z., 2003b. The use of radar and gauge measurements to estimate areal precipitation for several Czech river basins. *Studia Geophysica et Geodaetica*, Vol. **47**, 587-604.
- [85] SOKOL, Z., 2007. Krátkodobá předpověď a nowcasting srážek. Habilitační práce na MFF UK, Obor: Meteorologie. Praha, 195 s.
- [86] SOKOL, Z., 2009. Effects of an assimilation of radar and satellite data on a very short range forecast of heavy convective rainfalls. *Atmospheric research*, **93**, 188-206.
- [87] SOKOL, Z., **BLIŽŇÁK, V.**, 2009: Areal distribution and precipitation-altitude relationship of heavy short-term precipitation in the Czech Republic in the warm part of the year. *Atmospheric Research*, **94**, 652-662.
- [88] SOKOL, Z., ŘEZÁČOVÁ, D., 2001. Statistická korekce denních srážkových úhrnů stanovených radarem s využitím klasifikované regrese. *Meteorologické Zprávy*, **54**, 2, 46-56.
- [89] SOLER, T., EISEMANN, D., W., 1994. Determination of Look Angles to Geostationary Communication Satellites. *Journal of Surveying Engineering*, **120**, 115-127.
- [90] STOUT, J., E., MARTIN, D., W., SIKDAR, D., N., 1979. Estimating GATE rainfall with geosynchronous satellite images. *Monthly Weather Review*, **107**, 585-598.
- [91] ŠÁLEK, M., NOVÁK, P., SEO, D-J., 2004. Operational application of combined radar and raingauges precipitation estimation at the CHMI. ERAD 2004 proceedings, ERAD publication series, **2**, 16-20.
- [92] ŠERCL, P., 2008. Hodnocení metod odhadu plošných srážek. *Meteorologické zprávy*, **61**, 2, 33-43.

- [93] ŠTEKL, J., BRÁZDIL, R., KAKOS, V., JEŽ, J., TOLASZ, R., SOKOL, Z., 2001. Extrémní denní srážky na území České republiky v období 1879–2000 a jejich synoptické příčiny. Národní klimatický program ČR, sv. 31, Praha, 140 s.
- [94] TJEMKES, S., A., VAN DE BERG, L., SCHMETZ, J., 1997. Warm water vapour pixels over high clouds as observed by METEOSAT. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, **70**, 15-21.
- [95] TOLASZ, R. a kol., 2007. Atlas podnebí Česka. Praha, Olomouc: ČHMÚ a Univerzita Palackého, 256 s. ISBN 978-80-86690-26-1 (ČHMÚ) a ISBN 978-80-244-1626-7 (UP).
- [96] TOLASZ, R., 2010. Rozmary počasí v Česku v průběhu roku 2009. *Meteorologické zprávy*, **63**, 1-4.
- [97] TRUPL, J., 1958. Intensity krátkodobých dešťů v povodích Labe, Odry a Moravy. Práce a studie, sešit 97. Praha, VÚV, 72 s.
- [98] VICENTE, G. A., SCOFIELD, R. A., MENZEL, W., P., 1998. The operational GOES infrared rainfall estimation technique. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**, 1883-1898.
- [99] VIGNAL, B., ANDRIEU, H., CREUTIN, J.D., 1999. Identification of Vertical Profiles of Reflectivity from Volume Scan Radar Data. *Journal of Applied Meteorology*, **38**, 1214-1228.
- [100] WEISSE, A., BOIS, P., 2001. Topographic effects on statistical characteristics of heavy rainfall and mapping in the French Alps. *Journal of Applied Meteorology*, **40**, 720–740.
- [101] WERNLI, H., PAULAT, M., HAGEN, M., FREI, C., 2008. SAL – a novel quality measure for the verification of quantitative precipitation forecasts. *Monthly Weather Review*, **136**, 4470-4487.
- [102] WERNLI, H., HOFMANN, C., ZIMMER, M., 2010: Spatial forecast verification methods inter-comparison project application of the SAL technique. *Weather and Forecasting*, **24**, 1472-1484.
- [103] WILKS, D.S., 2006. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, 2nd edition. Academic Press, 627 s.
- [104] WOTLING, G., BOUVIER, CH., DANLOUX, J., FRITSCH, J.-M., 2000. Regionalization of extreme precipitation distribution using the principal components of the topographical environment, *Journal of Hydrology*, **233**, 86–101.
- [105] ZACHAROV, P., ŠÁLEK, M., NOVÁK, P., 2004. Porovnání různých metod využívajících radarová a srážkoměrná měření pro odhad srážek. *Meteorologické Zprávy*, **57**, 157-167.



[106] ZACHAROV, P., ŘEZÁČOVÁ, D., 2010. Verifikace kvantitativní předpovědi srážek. *Meteorologické zprávy*, **63**, 133-146.

### **Internetové odkazy:**

Webové stránky ČHMÚ. [online]. [cit. 2011-03-30]. Dostupné z WWW: <<http://www.chmi.cz/>>.

Webové stránky EUMETSAT. [online]. [cit. 2011-02-17]. Dostupné z WWW:

<<http://www.eumetsat.int/Home/index.htm/>>.

Webové stránky SAFNWC. [online]. [cit. 2010-12-30]. Dostupné z WWW:

<<http://www.safnwc.org/>>.

Webové stránky European Severe Weather Database. [online]. [cit. 2011-04-19]. Dostupné

z WWW: <<http://www.eswd.eu/>>.

## SEZNAM ZKRATEK:

AEMET	Agencia Estatal de Meteorologia – španělská meteorologická služba
ALADIN	Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational – NWP model využívaný v ČR
BTD	Brightness Temperature Differences – rozdíl jasových teplot spektrálních kanálů
EUMETCast	EUMETSAT Multicast Distribution System – systém přenosu družicových dat přes komerční telekomunikační družici ve formátu DVB
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites - Evropská organizace pro výzkum meteorologickými satelity
CAPPI	Constant Altitude Plan Position Indicator – radarová odrazivost na konstantní elevační hladině
Cb	Cumulonimbus – bouřková oblačnost
CRR	Convective Rainfall Rate – algoritmus přepočtu družicových dat na odhady konvektivních srážek
CZRAD	Česká radarová síť
ČHMÚ	Český hydrometeorologický ústav
ČR	Česká republika
DOS	Družicové odhady srážek
DVB	Digital Video Broadcasting – formátu přenosu družicových dat systémem EUMETCast
GOMS	Geostationary Operational Meteorological Satellite – ruská geostacionární družice
HHO	Horní hranice oblačnosti
HRIT	High Rate Information Transmission – systém přenosu družicových dat s bezztrátovou kompresí
HRV	High Resolution Visible – spektrální kanál přístroje SEVIRI s vysokým horizontálním rozlišením

## SEZNAM ZKRATEK

---

IR	Infrared – infračervená oblast spektra
ISRO	Indian Space Research Organisation – Indická agentura pro vesmírný výzkum
LRIT	Low Rate Information Transimition – systém přenosu družicových dat s částečně ztrátovou kompresí
MSG	Meteosat Second Generation – Meteosat druhé generace
NASA	National Aeronautics and Space Administration – americká vládní agentura zodpovědná za americký kosmický program
NASDA	National Space Development Agency of Japan – japonská kosmická agentura
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration – americká družice na polární dráze
NWP	Numerical Weather Prediction – numerická předpověď počasí
NSMC	National Satellite Meteorological Center - čínské národní satelitní meteorologické centrum
PPI	Plan Position Indicator – elevace radarového objemového měření
SAF NWC	Satellite Application Facility on support to Nowcasting and Very Short-Range Forecasting – algoritmy určené pro nejrůznější aplikace dat z MSG
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager – snímací zařízení MSG
ÚFA	Ústav fyziky atmosféry
VIS	Visible – viditelná oblast spektra
VPR	Vertical profile of reflectivity - Vertikální profil odrazivosti
WV	Water vapour – oblast spektra s absorpcí vodní páry