

JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH
ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA

Studijní program: B4106 Zemědělská specializace

Studijní obor: Pozemkové úpravy a převody nemovitostí

Katedra: Katedra krajinného managementu

Vedoucí katedry: prof. Ing. Tomáš Kvítek, CSc.

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

**Analýza významných srážkových událostí na povodí
Kopaninského toku – srovnání s radarovými daty ČHMÚ**

Vedoucí práce: Ing. Pavel Žlábek, Ph.D.

Vypracoval: Bohuslav Zavřel

České Budějovice 2012

Zadání bakalářské práce

Prohlášení

Prohlašuji, že svoji bakalářskou práci jsem vypracoval samostatně pouze s použitím pramenů a literatury uvedených v seznamu citované literatury. Prohlašuji, že v souladu s § 47b zákona č. 111/1998 Sb. v platném znění souhlasím se zveřejněním své bakalářské práce, a to v nezkrácené podobě elektronickou cestou ve veřejně přístupné části databáze STAG provozované Jihočeskou univerzitou v Českých Budějovicích na jejích internetových stránkách.

V Měchnově dne 8. 4. 2012

.....
Bohuslav Zavřel

Poděkování

Rád bych poděkovat Ing. Pavlu Žlábkovi, Ph.D., vedoucímu mé bakalářské práce, za odborné vedení, vstřícný přístup a čas strávený při konzultacích.

Můj největší dík patří rodičům, za podporu při studiu a tvorbu potřebného zázemí.

Dále bych chtěl zmínit, že zpracovávaná data byla pořízena z projektu NAZV QH82095 a z Výzkumného záměru MZE0002704902.

Obsah

Abstrakt.....	6
Abstract.....	6
1. ÚVOD.....	7
1.1. Uvedení do problematiky.....	7
1.2. Cíl předkládané práce.....	7
2. LITERÁRNÍ PŘEHLED.....	8
2.1. Atmosférické srážky	8
2.1.1. Voda v atmosféře	8
2.1.2. Vznik atmosférických srážek	8
2.1.3. Atmosférické srážky v ČR	10
2.2. Metody interpolace srážkových úhrnů.....	11
2.2.1. Interpolace.....	11
2.2.2. Metoda inverzních vzdáleností	12
2.2.3. Metoda krigování	13
2.2.4. Metoda minimální křivosti.....	13
2.2.5. Metoda modifikovaného podílu a optimální interpolace	14
2.3. Meteorologické radiolokátory.....	14
2.3.1. Česká síť meteorologických radarů CZRAD.....	14
2.3.2. Princip dopplerovského radaru	17
2.3.3. Základní operativní produkty.....	19
2.3.4. Zobrazování uživatelských produktů	22
2.3.5. Určování intenzity srážek.....	23
2.3.6. Nepřesnosti radarových dat.....	25
2.3.7. Adjustace radarových dat.....	27
2.3.7.1. Multisensorová analýza	27
2.3.7.2. Adjustace radarových odhadů	28
2.3.7.3. Kombinace adjustovaných radarových odhadů se srážkoměrnými měřeními	31
3. MATERIÁL A METODY	33
3.1. Materiál.....	33
3.1.1. Povodí Kopaninského toku	33
3.1.2. Použitá data.....	33
3.2. Metody zpracování.....	34
4. VÝSLEDKY A DISKUSE	37
5. ZÁVĚR	40
6. SEZNAM LTERATURY	41

Abstrakt

Vzhledem k stále častějšímu výskytu extrémních srážek a následných povodní, vzrůstají i nároky na zpřesnění datových vstupů pro modelování srážko-odtokových procesů, které nám poskytují přibližný obraz budoucího stavu na vodním toku a povodí. Cílem této bakalářské práce je zpracování analýzy vybraných srážkových událostí na výzkumném povodí Kopaninského toku za účelem zpřesnění informací o srážko-odtokových procesech.

V rámci analyzování jednotlivých srážkových událostí je cílem vyhodnocení rozdílů srážkových úhrnů a objemů zjištěných měření na povodí a radarovým odhadem srážek. Výstupem jsou detailní datové řady plošné a časové distribuce intenzit významných srážkových událostí v prostředí GIS použitelné jako datový vstup do hydrologických modelů.

V literárním přehledu je rozebírána problematika atmosférických srážek, metod interpolace srážkových úhrnů a měření meteorologických radiolokátorů, která nám objasňuje vybrané základní pojmy a principy zmíněných témat.

Klíčová slova: atmosférické srážky, meteorologické radiolokátory, metody interpolace, analýza srážkových úhrnů

Abstract

Due to more frequent occurrence of extreme precipitation and consequent floods, demands for more accurate input data for modelling of rainfall-runoff processes are growing up. These models provide an approximate picture of the future state of the watercourse and the basin. The aim of this bachelor thesis is to do an analysis of selected precipitation events in the in the Kopaninský stream research basin for more accurate information on rainfall-runoff processes.

The aim of the analysis of individual precipitation events is to evaluate differences in total precipitation and volume measurements recorded in the basin and radar estimated precipitation. The output is detailed data series of spatial and temporal distribution of major precipitation events in the GIS used as input to hydrologic models.

The issues of atmospheric precipitation, precipitation interpolation methods and meteorological radars are discussed in the literature review, which explains selected basic concepts and principles of these topics.

Keywords: atmospheric precipitation, meteorological radars, interpolation methods, analysis of precipitation events.

1. ÚVOD

1.1. Uvedení do problematiky

S rostoucí pozorností věnované stále častějšímu výskytu extrémních srážek a následným povodním, vzrůstají i nároky na zpřesnění datových vstupů pro modelování srážko-odtokových procesů, které nám poskytují přibližný obraz budoucího stavu na vodním toku a povodí, se zaměřením na vysoké až povodňové stavy.

Hydrologické modelování představuje důležitý nástroj při správě vodních toků a řízení povodí. Je rovněž velmi důležitý při předpovídání chování vodního toku a povodí v blízké budoucnosti na základě předpovědi srážek, případně ovlivnění odtokových poměrů (*JONOV, 2005*).

V praxi bývá kvalita a množství vstupních dat omezena. Srážky (zvláště přívalové) vykazují poměrně velkou prostorovou variabilitu, kterou je vzhledem k obvyklému počtu srážkoměrů velmi obtížné postihnout. Je tedy nezbytné tyto vstupní data dále zpřesňovat např. radarovými odhady srážek a zlepšit tak výsledky modelování.

1.2. Cíl předkládané práce

Cílem této bakalářské práce bylo zpracování analýzy vybraných srážkových událostí na výzkumném povodí Kopaninského toku. V rámci analyzování jednotlivých srážkových událostí bylo cílem vyhodnocení rozdílů srážkových úhrnů a objemů zjištěných měření na povodí a radarovým odhadem srážek a vytvoření detailních datových vstupů pro navazující analýzy srážko-odtokových vztahů – především v rámci hydrologického modelování.

2. LITERÁRNÍ PŘEHLED

2.1. Atmosférické srážky

2.1.1. Voda v atmosféře

Množství vody v celé zemské atmosféře se odhaduje na $1,5 \cdot 10^{19}$ g, což je pouze asi jedna tisícina procenta celkového množství vody na Zemi. Voda však v atmosféře nezůstává příliš dlouho. Odhaduje se, že veškerá atmosférická voda se vymění během deseti dní. To znamená, že za rok projde atmosférou asi $5 \cdot 10^{22}$ g vody. Voda se do atmosféry dostává hlavně vypařováním a vydechováním čili transpirací rostlin a respirací živočichů. Malá část atmosférické vody pochází z aktivních sopek, kde se odděluje z tuhnoucí lávy. Z atmosféry je voda odnímána hlavně ve formě deště a sněhu (TUČEK, 1982).

Chemické složení srážek je podmíněno rozpouštěním plynů a aerosolů. Z plynů mají zvláště význam reaktivní plyny O_2 , CO_2 , SO_2 a oxidy dusíku. Aerosoly jsou pevné částice ve vzduchu o koloidní i nadkoloidní velikosti. Jejich původ je mořský, terestrický, sopečný i antropogenní. Chemické složení srážek kolísá v závislosti na místě jejich vzniku a roční době poměrně málo (PAČES, 2011).

Relativní vlhkost atmosféry je vztažena k množství páry, při které je vzduch nasycen tak, že se sráží kapalná voda. 100% vlhkost se vyskytuje při vzniku mraků. Průměrná vlhkost na povrchu země je 50% a s nadmořskou výškou se snižuje, takže už ve výšce 15 km je pouze 1%. Atmosférická voda je významnou dynamickou složkou zemského ovzduší, protože se její množství a skupenství mění s místem a časem. Tyto změny jsou podmíněny slunečním zářením, které určuje teplotu vzduchu. Vodní pára ve vzduchu je důležitým faktorem tvorby klimatu, protože vytváří spolu s oxidem uhličitým a ozónem tzv. „skleníkový efekt“ atmosféry. Tento efekt spočívá v tom, že vodní molekuly ve vzduchu propouštějí krátkovlnné sluneční záření k Zemi, ale vracejí dlouhovlnné záření odražené od povrchu Země. Tím se spodní část atmosféry ohřívá (TUČEK, 1982).

2.1.2. Vznik atmosférických srážek

Jako atmosférické srážky označujeme částice vzniklé následkem kondenzace vodní páry v ovzduší a vyskytující se v kapalně nebo pevně fázi v atmosféře, na

povrchu země nebo předmětech v atmosféře. Obvykle rozeznáváme atmosférické srážky padající (vertikální) a k nim patří déšť, mrznoucí déšť, mrholení, mrznoucí mrholení, sníh, sněhové kroupy, sněhová zrna, krupky, zmrzlý déšť, ledové jehličky a kroupy. Jako srážky usazené (horizontální) označujeme rosu, jíní, námrazu a ledovku (*KOPÁČEK A BEDNÁŘ, 2005*).

Pokud atmosférické srážky vypadávají z oblaků, ale nedosahují na povrch země, označují se jako Virga, neboli srážkové pruhy (*MUNZAR et al., 1989*).

Podstata vzniku oblaků spočívá v ochlazení vzduchu do té míry, že se v něm ochlazená vodní pára stane nasycenou, dojde k její kondenzaci a vytvoření velikého počtu drobných oblačných kapiček. Toto ochlazení má zpravidla jednu ze dvou základních příčin:

1. Vzestupné pohyby vzduchu, při nichž se vzhůru vystupující vzduchová hmota přibližně adiabeticky (tj. bez výměny tepla s okolím) rozpíná a ochlazuje. V určité hladině, kterou nazýváme kondenzační hladina, se potom vzduch stane nasyceným a při dalším vzestupu vznikají následkem kondenzace vodní páry oblaky.
2. Izobarické (tj. probíhající při konstantním tlaku vzduchu) ochlazování určitých vzduchových vrstev v atmosféře, při němž teplota klesne pod teplotu rosného bodu a dojde ke kondenzaci vodní páry (*BRANIŠ A HŮNOVÁ, 2011*).

Kapalná voda kondenzuje na malých částech pevných látek, které se ve vzduchu vyskytují a jsou tvořeny jak hmotou organickou, například organickým detritem, tak anorganickou, například sopečným prachem, jílovými částicemi ze zvětralých hornin, nepatrnými krystalky soli vzniklými např. vypařováním kapek mořské vody a částicemi prachu a popela průmyslového původu (*TUČEK, 1982*).

Prachové částice mají značný význam pro některé atmosférické jevy a děje. Měření ukázalo, že počet těchto částic ovlivňuje průzračnost vzduchu, tj. dohlednost. Prachové částice dobře pohlcují sluneční záření, takže podporuje ohřívání vzduchu. Především pak prachové částice smáčitelné vodou a nejdrobnější částice rozpustné ve vodě mají důležitou funkci při kondenzaci vodní páry. Stávají se totiž tzv. kondenzačními jádry, na nichž se mohou vodní páry srážet (*KOPÁČEK A BEDNÁŘ, 2005*). Typické rozměry kapiček vody a ledových částic v atmosféře jsou popsány v tab. 1.

Drobné ledové krystalky	10^{-3} až 10^{-2} mm
Kouřmo	10^{-3} mm a méně
Mlha a oblaky	10^{-3} mm
Mrholení	10^{-1} mm

Tab. 1. Orientační představa o typických rozměrech vodních kapiček a ledových částic v atmosféře. Zdroj: (KOPÁČEK A BEDNÁŘ, 2005).

Tyto počáteční částice kapalné vody nejsou větší než 0,04 milimetru. Jsou velmi lehké a unášeny proudem vzduchu. Mraky jsou tedy suspenzí kapek vody ve vzduchu. Stabilita této suspenze závisí na velikosti kapek, teplotě vzduchu, pohybu vzduchu a přítomnosti částic pevných látek, které tvoří kondenzační jádra kapek. V případě, že je stabilita suspenze porušena, většinou náhlou změnou teploty a tlaku, vznikají atmosférické srážky. Tyto srážky jsou podle teploty buď kapalné, nebo pevné. Velmi intenzivní srážky bývají způsobeny porušením rovnováhy mezi koexistující kapalnou vodou, ledovými krystalky a vodní párou v mraku (TUČEK, 1982; SKLENIČKA, 2003).

2.1.3. Atmosférické srážky v ČR

Srážky na našem území se vyznačují velkou časovou i místní proměnlivostí s velkou závislostí na nadmořské výšce a expozici vzhledem k převládajícímu proudění. Mají roční chod kontinentálního typu, tedy s jednoduchou vlnou kdy maximum připadá převážně na červenec, minimum na leden nebo únor. Dlouhodobé výsledky (1901-1950) dokládají, že nejnižší srážkové úhrny jsou v okolí Žatce, kde nejnižší průměrný roční úhrn má hodnotu 410 mm a je nejsušší oblastí republiky. Nejvíce srážek vykazuje Bílý potok (U Studánky) v Jizerských horách ve výšce kolem 900 m. n. m. s průměrem 1705 mm srážek (ROŽNOVSKÝ, 1999).

Lineární trend průměrných ročních úhrnů srážek nad pevninami počítaný za období 1900-2005 je statisticky nevýznamný. Na rozdíl od teploty vzduchu při zemském povrchu jsou atmosférické srážky velmi proměnlivé v prostoru i v čase, v některých oblastech je navíc množství údajů omezené. Oba faktory tak znesnadňují nalezení statisticky významných trendů. V současnosti máme k dispozici několik databází srážek pokrývajících různé časové úseky minulosti. Z toho také vyplývají různé odhady srážkových trendů. Např. za období 1951-2005 se odhad lineárního trendu ročních úhrnů srážek nad pevninami pohybuje v rozmezí -7 až +2 mm za

10 let, za období 1979-2005 pak v mezích -16 až +13 mm za 10 let. Obecně lze říci, že severně od 30° severní šířky se roční úhrny srážek od 50. do 70. let zvyšovaly, od 70. let pozorujeme pokles (*BRANIŠ A HŮNOVÁ, 2011*).

Světový rekord v ročním srážkovém úhrnu drží Mt. Waialeale na Havajských ostrovech, kde v průměru spadne 11 400 mm. Naopak v městě Arica v Chile již 14 let nepršelo (*SCHNEIDER, 1993*).

K vyjádření srážkových poměrů nestačí jen uvedení úhrnů. Rozdělení srážek v roce daleko lépe vyjadřuje počet dnů se srážkami (srážkové dny). Nejčastěji je uváděn počet dnů se srážkami 1 mm a více, kterých je průměrně za rok v suchých oblastech přes 90, v horských, nejvlhčích oblastech, skoro 190. Výskyt bouřek je typický pro léto s maximem v červnu a červenci. Průměrně je u nás v roce kolem 25 bouřek, přitom nejméně jich je v nížinách. S nadmořskou výškou jejich počet stoupá (*ROŽNOVSKÝ, 1999*).

2.2. Metody interpolace srážkových úhrnů

2.2.1. Interpolace

Radarová data jsou zatížena velkým množstvím chyb a bez korekcí by byla pro hydrologické modely těžko použitelná (*JUŘIKOVSKÁ, 2009*).

Mezi základní techniky, kterými se datové soubory zbavují nežádoucí informace, patří filtrace pozemních odrazů dopplerovským filtrem, prahování a odstranění izolovaných dat, resp. interpolace dat (*BURIAN, 2006*).

Interpolace je procedura odhadu neznámých hodnot ze známých (naměřených, zjištěných) hodnot v okolí. Zpravidla jde o tzv. lokální odhad, kdy odhadujeme hodnotu zájmové veličiny v bodě, kde nebyla primárně zjištěna nebo naměřena. Mezi standardní metody využívané v meteorologii patří metoda optimální interpolace tj. interpolace nově naměřených hodnot na základě autokorelačních analýz (analýz průměrného „informačního vlivu“ nově naměřených hodnot vzhledem k chybám měření a variability analyzovaných polí) do tzv. předběžného pole. Tato metoda umožňuje zahrnout do výpočtu různé faktory ovlivňující vývoj srážkového pole (*JUŘIKOVSKÁ A HORÁK, 2007*).

Jako předběžné pole se používá výstup z předchozího běhu modelu, do kterého se matematickými postupy zavádějí nově naměřené hodnoty a pole meteorologických veličin se opravují (JURÍKOVSKÁ, 2009).

JURÍKOVSKÁ A HORÁK (2007) dále upozorňují na důležité kritérium rozdělení interpolačních metod a to tak, zda zachovávají původní hodnoty, tj. zda v místech se známou hodnotou je v interpolovaném souboru tatáž hodnota. Takové interpolační metody můžeme označit za **exaktní**, na rozdíl od **aproximačních** (vyhlazovacích) metod, kde dochází k vyhlazení hodnot i v místech se známou hodnotou.

Nejběžnějšími metodami jsou metody založené na **váženém lineárním průměru** z okolních hodnot. Obecně to lze vyjádřit pomocí vzorce:

$$Z^* = \sum (W_i + Z_i),$$

kde Z^* představuje odhad hodnoty,

W_i váhu (bezrozměrné číslo od 0 do 1),

Z_i známé hodnoty (JURÍKOVSKÁ A HORÁK, 2007).

U řady metod je možné definovat navíc způsob výběru bodů, spadajících do výpočtu (počet, někdy min. a maximální počet, někdy počet pro jednotlivé úhlové sektory). Vedle stanovování počtu bodů je možné stanovit i vyhledávací poloměr, který určuje, z jaké maximální vzdálenosti budou údaje zahrnuty do výpočtu a rovněž do jaké vzdálenosti bude prováděna extrapolace izolinií (JURÍKOVSKÁ A HORÁK, 2007).

Jako nejvhodnější způsob interpolace se jeví kombinace zdrojů dat jak z pozemních měření, tak i radarové odhady se zahrnutím dalších charakteristik jako je např. nadmořská výška (JURÍKOVSKÁ, 2009).

2.2.2. Metoda inverzních vzdáleností

Metoda inverzních vzdáleností IDW (*inverse distance weighting*) využívá při výpočtu váženého lineárního průměru. Vahou použitou ve výpočtu je reciproká hodnota vzdálenosti měření od lokálního odhadu s mocninou p . Pro mocninu p se často používá hodnota **2**, pak jde o IDS (*inverse distance square*), obecně se doporučují hodnoty mezi **1** a **3** (JURÍKOVSKÁ, 2009).

Vyšší hodnota mocniny znamená více dramatický průběh pole a větší vliv nejbližších hodnot. V primární podobě jde o exaktní interpolační metodu (JURÍKOVSKÁ A HORÁK, 2007).

2.2.3. Metoda krigování

Krigování je **geostatistickou** metodou odhadu. Odhady jsou počítány na základě vážených lineárních průměrů, kde je pro každé místo optimalizována soustava vah tak, aby měl výsledný odhad co nejmenší chybu. Ke krigování je nutné provést strukturální analýzu a popsat vztahy ve zkoumaném poli, někdy se ale situace zjednodušuje předpokladem lineárního semivariogramu. Teoreticky by při nulovém zbytkovém rozptylu mělo jít o exaktní metodu, praktické implementace však ukazují chování aproximační, tedy vyhlazení původních hodnot. K základním předpokladům pro provádění geostatistických odhadů patří pro většinu metod (vyjma neparametrických) požadavek normální distribuce interpolované veličiny, stacionarita a homogenita, ze kterých vyplývá i požadavek na stejný rozptyl v poli (*JUŘIKOVSKÁ A HORÁK, 2007*).

U základního krigování se předpokládá, že prostorová proměnná má neznámou, ale konstantní střední hodnotu (*JUŘIKOVSKÁ, 2009*).

Pomocí algoritmu regresního krigování je upřesňován plošný odhad z radarů srážkoměrnými měřeními s výjimkou hodinových sum končících mimo celou hodinu. Stupeň ovlivnění výsledného pole je tedy dán hustotou dostupných staničních měření (*ŠÁLEK, 2011*).

2.2.4. Metoda minimální křivosti

Metoda využívá splinových funkcí. Konkrétně se používají bikubické B-spliny. Každá část povrchu je reprezentována samostatnou polynomickou funkcí, odvozenou z lokálních hodnot, přitom musí být zajištěna spojitost sousedních polynomických funkcí na jejich styku (v případě kubických polynomů musí být totožné první dvě derivace). Generuje hladké povrchy a ctí naměřené hodnoty. Je poměrně rychlá. Nevýhodná je u některých typů polí, kde potřebujeme částečné vyhlazení hodnot nebo tehdy, kdy je nepřípustné vytváření falešných maxim a minim v poli (*JUŘIKOVSKÁ A HORÁK, 2007*).

2.2.5. Metoda modifikovaného podílu a optimální interpolace

V meteorologii se vedle metod inverzních vzdáleností, bikubických B-splinů a krigování uplatňuje interpolace modifikovaného podílu a vzhledem ke specifickému charakteru dat časové řady metoda optimální interpolace.

Zde je interpolace nově naměřených hodnot prováděna na základě **autokorelacích analýz** (analýz průměrného „informačního vlivu“ nově naměřených hodnot vzhledem k chybám měření a variability analyzovaných polí) do tzv. **předběžného pole**. Jako předběžné pole se používá výstup z předchozího běhu modelu, do kterého se matematickými postupy zavádějí nově naměřené hodnoty a pole meteorologických veličin se opravují (*JUŘIKOVSKÁ A HORÁK, 2007*).

Tato metoda byla vyvinuta v Ústavu fyziky atmosféry AV ČR. Tento postup umožňuje výpočet plošných srážek za zadané období a je využíván při verifikaci předpovědi srážek numerickým modelem předpovědi počasí (NWP model) s vysokým rozlišením. Tato metoda výrazně zlepšuje odhad srážek pro všechny postupy odvození srážky z radarových dat (*ZACHAROV et al., 2004*).

Dále se můžeme setkat s metodou radiálních funkcí, se Shepardovou metodou či metodou triangulace s lineární interpolací (*JUŘIKOVSKÁ A HORÁK, 2007*).

2.3. Meteorologické radiolokátory

2.3.1. Česká síť meteorologických radarů CZRAD

Jak již bylo uvedeno výše, atmosférické srážky, stejně jako většina meteorologických veličin, mají spojitý charakter v prostoru i v čase. Klasická měření pozemních stanic mohou být spojitá v čase, jsou však omezena na pozorovací stanoviště nebo jejich blízké okolí. Jejich vhodným doplněním se proto stávají distanční měření meteorologických družic a meteorologických radiolokátorů (radary, z angl. *Radio Detecting and Ranging*), které poskytují prostorově spojitou informaci, získávanou v diskrétních časech (*ŠÁLEK et al., 1997*).

Meteorologické radiolokátory slouží ke zjišťování rozložení okamžitých intenzit atmosférických srážek a výskytu jevů spojených s oblačností na velké ploše řádu 100_000 km (do vzdálenosti řádově 100-200 km). Jejich funkce je založena na schopnosti srážkových částic v atmosféře (vodních kapiček, sněhových vloček,

ledových krupek apod., zčásti též oblačných částic) odrážet (přesněji: zpětně rozptylovat) radiovlny v centimetrovém pásmu vlnových délek (KRÁČMAR, 2011).

V současné době patří meteorologické radiolokátory k běžným technickým prostředkům. Především se jich využívá k zjišťování polohy a k průběžnému sledování pohybu jednotlivých bouřkových oblaků, popř. jejich skupin, nebo systémů hustých frontálních oblaků, ke studiu vnitřní struktury a vývoje těchto oblaků (BEDNÁŘ, 1989).

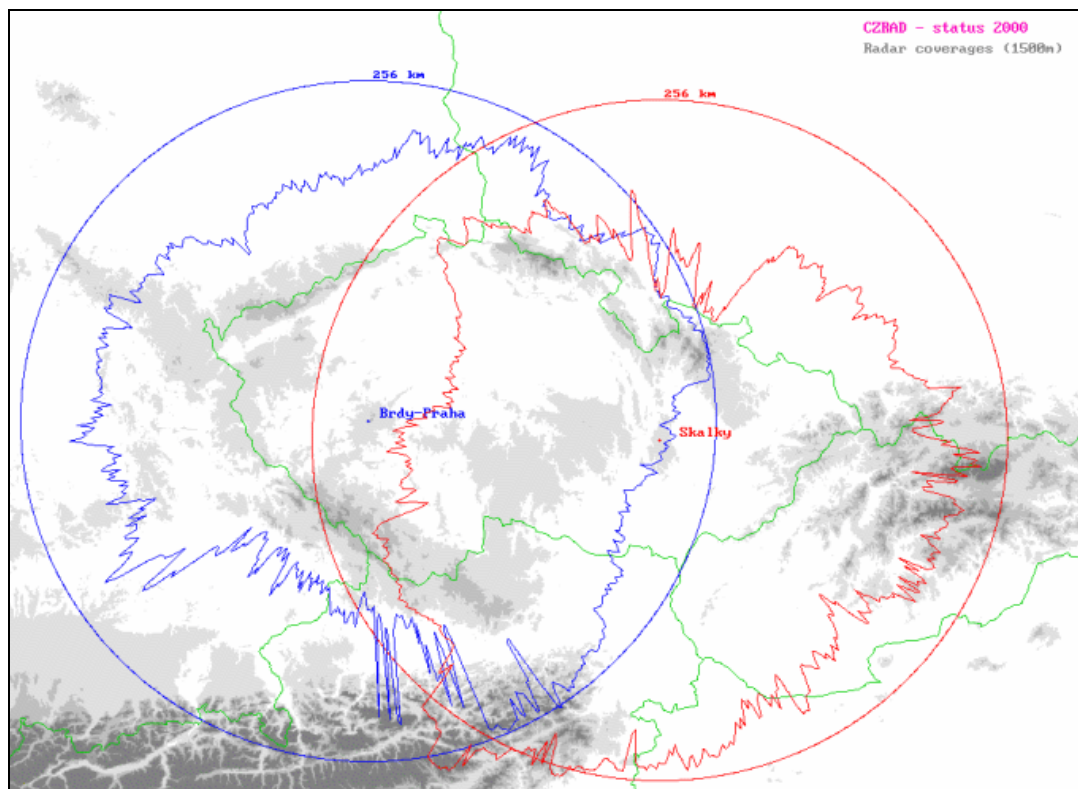
Předpověď počasí je z vědeckého hlediska jedním z nejsložitějších fyzikálních úkolů. K jeho řešení existuje řada metod, ale dosud není žádná tak účinná, aby vyřešila problém předpovědi v plné míře (ASTAPENKO *et al.*, 1987).

Radarová měření díky plošnému pokrytí a dobrému prostorovému i časovému rozlišení dat vhodně doplňují síť pozemních stanic i družicová pozorování pro synoptickou a leteckou meteorologii (KRÁČMAR, 2011). Dopplerovský meteorologický radar je v současné době také jedním z důležitých zdrojů informací o povětrnostní situaci (BURIAN, 2006).

Především v letním období, kdy převládají konvekční srážky, není samotná standardní síť srážkoměrných stanic schopná strukturu srážkových polí postihnout s dostatečnou přesností (JUŘIKOVSKÁ, 2009).

Radarová měření tak dnes slouží nejen odborné meteorologické veřejnosti ke studiu atmosférických jevů a zákonitostí, ale v mnoha oblastech pomáhají chránit majetek a zdraví obyvatelstva v případě některých událostí spojených s konvekční oblačností, jako jsou například přívalové povodně, krupobití nebo tornáda (BURIAN, 2006).

Česká síť meteorologických radarů (CZRAD), kterou provozuje Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ), se stává ze dvou moderních dopplerovských radarů Brdy a Skalky. Data z těchto radarů pokrývají území České republiky a zasahují i do příhraničních oblastí sousedních států. Měření jsou k dispozici do vzdálenosti 256 km od místa radaru, jak je patrné z obrázku č. 1.



Obr. 1. Maximální dosahy meteorologických radarů ČHMÚ (kruhy) a dosahy pro určování intenzit srážek (do výšky 1500 m nad terénem) dle doporučení projektu COST 73. Zdroj: (CZRAD, 2011).

Meteorologická měření se skládají z cca 10-20 otáček antény v azimutu s proměnným výškovým úhlem (elevací). Tato objemová měření jsou opakována každých 5-15 minut (CZRAD, 2011; NOVÁK A KRÁČMAR, 2000).

Kvalitou hardwarového a softwarového vybavení, které popisuje tab. 2 a kvalitou produktů jsou radary Brdy a Skalky plně srovnatelné s ostatními radary v Evropě (ZACHAROV *et al.*, 2004).

Stanoviště	Skalky u Protivanova	Brdy - Praha
Oblast	střední Morava	střední Čechy
WMO indikativ	11718	11480
Zeměpisná šířka	49,501 N	49,658 N
Zeměpisná délka	16,790 E	13,818 E
Nadmořská výška	730 m	860 m
Výška antény m.n.m.	767 m	916 m
Interval měření	5 min.	5 min.
V provozu	od 1995 (2006/7 upgrade)	od 2000 (2007 upgrade)
Výrobce	Gematronik	EEC
Typ radaru	Gematronik METEOR 360AC	EEC DWSR-2501 C
Frekvenční pásmo	C	C
Dopplerovský mód	ano	ano

ANTÉNA		
Průměr	4,2 m	4,27 m
Šířka svazku	0,8 st.	0,96 st.
Zisk	44 dB	45 dB
Polarizace	lin. horizontální	lin. horizontální
VYSÍLAČ		
Vlnová délka	5,3 cm	5,3 cm
Frekvence	5645 MHz (od 21. 5. 2009)	5630 MHz (od 25.5.2009)
Impulsní výkon	250 kW	305 kW
Délka pulsu	0,8 mikrosekundy	0,8 mikrosekundy
Opakovací frekvence	584 Hz	584 Hz
PŘIJÍMAČ		
	lin. - dig.	
Min. det. signál	-109 dBm	-110 dBm
Dynamický rozsah	100 dB	80 dB
Mezifrekvence	60 MHz	30 MHz
Min. det. odrazivost	9,7 dBZ	10,6 dBZ
v max. vzdálenosti	260 km	256 km

Tab. 2. Parametry meteorologických radarů ČHMÚ. Zdroj: (CZRAD, 2011).

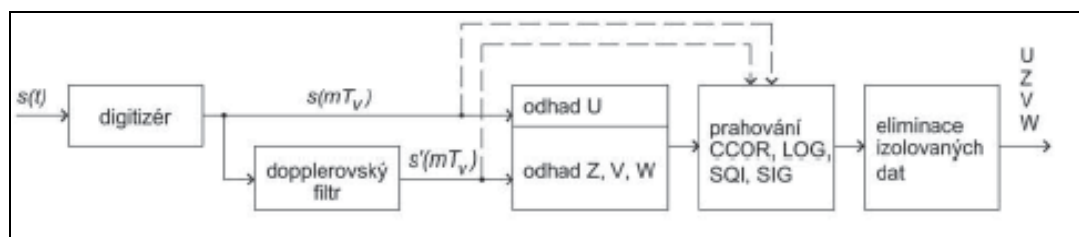
2.3.2. Princip dopplerovského radaru

Obecně funkci meteorologického radaru popisuje např. KRÁČMAR (2011): vysílač radaru generuje krátké pulsy s vysokým okamžitým výkonem (řádu 100 kW). Elektromagnetická energie je vysílána parabolickou anténou ve tvaru úzkého svazku (šířky desetin až jednotek stupňů) do atmosféry, kde dochází k odrazu části energie od cílů meteorologických i nemeteorologických.

Část zpětně rozptýlené energie je zachycena anténou a zpracována přijímačem radaru (JUŘIKOVSKÁ, 2009). Zachycovaný signál se prostřednictvím zobrazovacího zařízení objevuje na obrazovce v podobě echa, z něž lze okamžitě stanovit polohu, rozměry, popř. další charakteristiky daného meteorologického cíle v atmosféře (ILKO, 1990).

Podle polohy antény (azimut a elevace) a doby mezi vysláním a příjmem signálu se určuje poloha cíle. Intenzitu cíle ukazuje množství odražené energie, které je úměrné **radiolokační odrazivosti** Z cíle (přesněji celkové ekvivalentní ploše zpětného rozptylu všech cílů v objemu impulsu) (KRÁČMAR, 2011).

Proces přeměny signálu radarového echa na výstupní radarová data shrnuje obr. 2. Analogový mezifrekvenční signál $s(t)$ je převáděn do digitální podoby. Poté prochází dopplerovským filtrem, který potlačuje odrazy od zemského povrchu. Z filtrovaného i nefiltrovaného digitálního signálu jsou pak odhadnuty základní dopplerovské veličiny. Dalšího odstranění nemeteorologických vlivů z odhadnutých veličin se dosahuje prahovacími technikami a eliminací izolovaných anomalit. Podrobnosti viz *NOVÁK A KRÁČMAR (1998)*; *BURIAN, (2006)*; *JOSS, (1997)*.



Obr. 2. Proces tvorby radarových dat. Zdroj: (*BURIAN, 2006*).

BURIAN (2006) ve svém článku *Odhady základních veličin měřených dopplerovským meteorologickým radarem* obr. 2 dále popisuje: meteorologický radar je zařízení vysílající v pravidelně opakovaných krátkých intervalech s dobou trvání T_0 mikrovlnný svazek s malou rozbíhavostí do prostoru. Perioda vysílání svazku T_v bývá v literatuře nazývána jako PRT (*pulse repetition time*). Moderní meteorologické radarové systémy jsou obvykle vybaveny digitálním přijímačem. Značně zjednodušeně (a ne zcela správně) si lze proces digitalizace představit jako periodické odečítání hodnoty napětí signálu (vzorkování) v časových okamžicích vzdálených od sebe o **vzorkovací periodu** T_v . Dopplerovský radar je schopen kromě výkonu odraženého signálu určit i jeho fázi. Rozdíl fází vysílaného a přijímaného signálu se mezi dvěma následujícími vzorky $s(mT_v)$ obecně mění vlivem Dopplerova posunu, pokud se odrazeč pohybuje směrem k radaru nebo od něj. Tato skutečnost umožňuje zjistit z několika vzorků radiální složku rychlosti odražeče.

Základními dopplerovskými veličinami jsou **nekorigovaná a korigovaná radiolokační odrazivost, průměrná radiální složka rychlosti a šířka spektra radiálních rychlosti**. Typickými výstupy digitálního radarového přijímače jsou datové soubory odhadů těchto veličin značené po řadě **U, Z, V a W**. Každému rozlišovacímu objemu v dosahu radaru přísluší jedna čtveřice těchto hodnot. Nekorigovaná radiolokační odrazivost **U** má fyzikální význam celkového výkonu odraženého od všech odražečů v daném rozlišovacím objemu (*BURIAN, 2006*).

Korigovaná radiolokační odrazivost Z lze určit pomocí radarové rovnice (ve zjednodušeném tvaru) :

$$Pr = PI (Z/R^2),$$

kde Pr značí přijatý výkon,
 PI meteorologický potenciál radaru (přístrojová konstanta),
 R vzdálenost cíle (KRÁČMAR, 2011).

Pro meteorologické cíle, skládající se z velkého množství vodních a ledových částic, je radiolokační odrazivost Z přímo úměrná sumě 6. mocnin průměrů částic v jednotkovém objemu ($Z = \text{SUM}(D^6)$) ; toto platí přesně pro Rayleighův rozptyl, t.j. pro částice s průměrem řádově menším než vlnová délka radaru. Jednotkou odrazivosti je $1 \text{ mm}^6 / \text{m}^3$, pro praktické účely se užívá logaritmická jednotka dBZ, kde $Z[\text{dBZ}] = 10 \cdot \log (Z[\text{mm}^6 / \text{m}^3])$, tedy 0 dBZ odpovídá $Z=1 \text{ mm}^6 / \text{m}^3$ (KRÁČMAR, 2011).

Korigovaná radiolokační odrazivost Z [dBZ] je podkladem pro tvorbu map srážkových intenzit. Vznikne z nekorigované odrazivosti eliminací odrazů, které s vysokou pravděpodobností nemají meteorologický původ (BURIAN, 2006).

Dopplerovské radiální rychlosti, získané z radarových měření současně s daty radiolokační odrazivosti, jsou využívány pro výpočet vertikálního profilu větru pomocí modifikované metody VAD (*velocity-azimuth display*). Podrobnosti viz NOVÁK (1998).

2.3.3. Základní operativní produkty

Starší (analogové) radary používají jako indikátor obrazovku s dlouhým dosvitem, radarové odrazy jsou zobrazovány přímo pomocí jasů světelné stopy, která sleduje pohyb antény (KRÁČMAR, 2011).

Od začátku operativních digitálních měření v roce 1993 jsou z objemových měření generovány každých 10 minut následující uživatelské produkty:

- Pole maximálních odrazivostí s bočními průměty
- CAPPI 1.5 km - radiolokační odrazivost v konstantní nadmořské výšce
- Výšky horní hranice radioecha

s následujícími parametry:

- Horizontální rozlišení: 2 x 2 km do vzdálenosti 256 km
- Vertikální rozlišení: 1 km do výšky 14 km

- Stupňů intenzit dBZ: 16 (od 4 do 60 dBZ)
- Geografická projekce: gnomonická se středem v Praze-Libuši

Tvorba sloučené radarové informace ČR z dat radarové sítě ČHMÚ se provádí každých 10 minut centrálně na serveru na pracovišti v Praze-Libuši.

Od roku 2001, je současně se starším "základním" zpracováním operativně provozován nový vlastní software pro zpracování a zobrazování radarových dat.

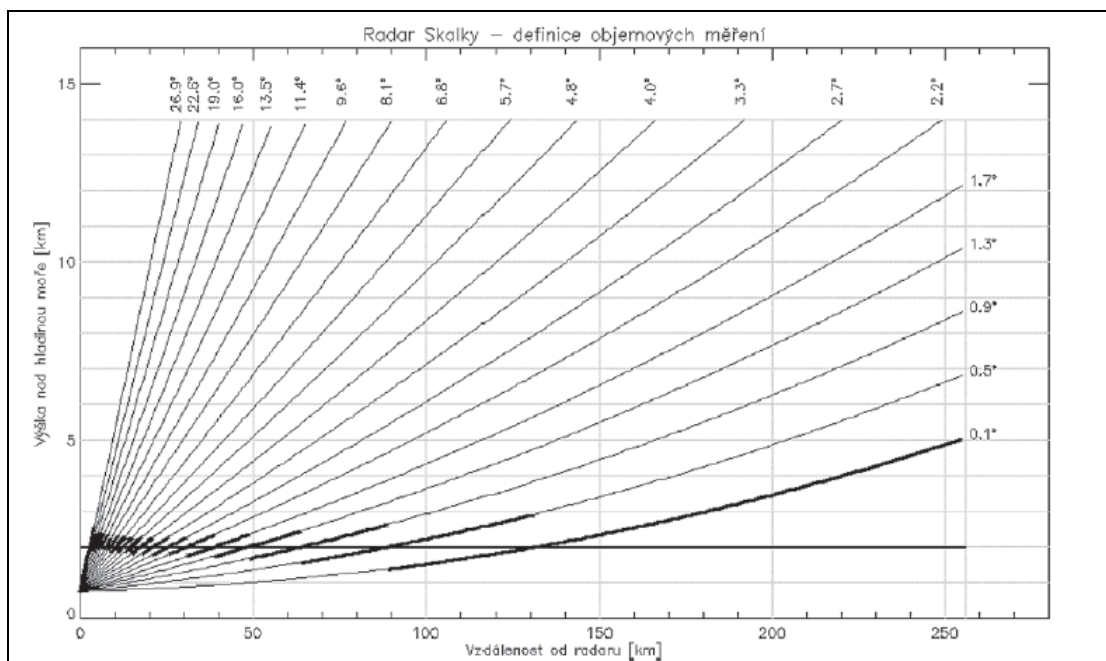
V současnosti jsou následující produkty operativně generovány každých 5 minut:

- MAX_Z_3D - pole maximálních odrazivostí s bočními průměty
- MAX_COR - pole maximálních odrazivostí korigované pomocí vertikálního profilu odrazivosti (pouze horizontální průmět)
- PPI - radiolokační odrazivost při konstantním elevačním úhlu viz obr 3.
- CAPPI - radiolokační odrazivost v konstantní nadmořské výšce - 1-14 km s 0.5 km vertikálním krokem
- CAPPI_COR - radiolokační odrazivost v konstantní nadmořské výšce korigovaná pomocí vertikálního profilu odrazivosti - 1-ř km s 0.5 km vertikálním krokem
- ETOP - výšky horní hranice radioeča
- VIL - vertikálně integrovaný obsah vody
- Y_ALG - Y-algoritmus

s následujícími parametry

- Horizontální rozlišení: 1 x 1 km do vzdálenosti 256 km
- Vertikální rozlišení: 0.5 km do výšky 14 km
- Stupňů intenzit dBZ: 256 (od -32dBZ s krokem 0.5 dBZ)

Tvorba sloučené radarové informace ČR z dat radarové sítě ČHMÚ se provádí každých 5 minut centrálně na serveru na pracovišti v Praze-Libuši (*CZRAD, 2011*).



Obr. 3. Používané elevace objemových měření radaru Skalky v roce 2002 se zvýrazněnou hladinou 2 km a částmi hladin PPI, z kterých se odrazivost v této hladině počítá. Zdroj: (ZACHAROV *et al.*, 2004).

Původní objemová radarová data jsou uložena ve sférických souřadnicích (vzdálenost, azimut, elevace). Následně jsou všechny hladiny PPI (*Plan Position Indicator - měření na konstantním elevačním úhlu*) přepočítány do kartézských souřadnic, čímž získáme objemová data v pseudo-kartézských souřadnicích (kartézské x, kartézské y, elevace). Z těchto objemových dat jsou poté vytvářeny uživatelské produkty (KVĚTOŇ, 2002).

Pole maximálních odrazivostí je získáno jako maximální hodnota odrazivosti ve vertikálním sloupci určená ze všech naměřených elevací (hladin PPI) daného objemového měření. **Pole odrazivosti v konstantní výšce** (CAPPI) je získáno interpolací ve vertikálním směru ze sousedních naměřených elevací daného objemového měření. V blízkosti radaru, kde žádná naměřená hladina PPI nedosahuje nad požadovanou výškovou hladinu, se místo interpolace použije odrazivost z nejvyšší měřené elevace. Ve velkých vzdálenostech od radaru, kde naopak veškeré naměřené hladiny PPI přesahují požadovanou výškovou hladinu, se používá odrazivost z nejnižší elevace objemového měření (ZACHAROV *et al.*, 2004).

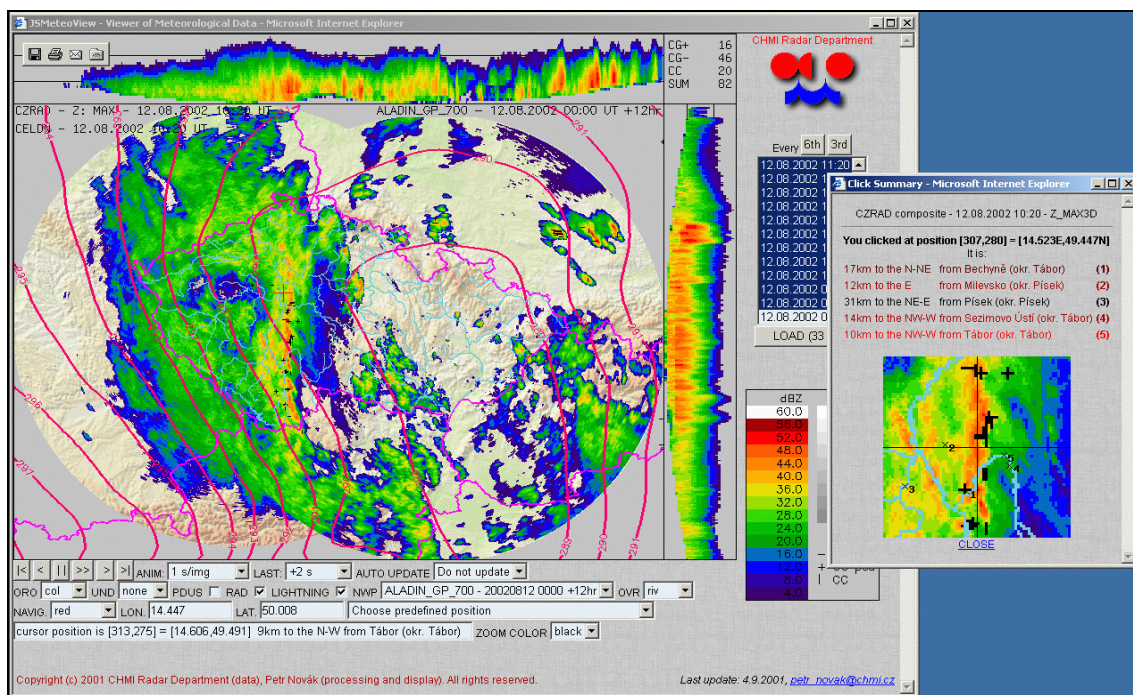
Pole maximálních odrazivostí v Pseudo-3D projekci, kde jsou navíc vypočteny boční maximální průměty ve směru jih – sever a západ – východ, jsou v meteorologické praxi používány nejčastěji. Mimo těchto základních produktů jsou

generovány i různé speciální produkty optimalizované pro určité specifické aplikace (KVĚTOŇ, 2002).

2.3.4. Zobrazování uživatelských produktů

Laická veřejnost, ale i velká většina meteorologů, se setkává s radarovými produkty prakticky výhradně ve formě map tzv. korigované radiolokační odrazivosti, obvykle přepočítávané na intenzitu srážek. Mnohem méně používané jsou mapy dalších veličin, které lze z datových výstupů přijímače dopplerovského meteorologického radaru získat. Přestože se nejedná o veličiny v meteorologii příliš často používané jako konečné produkty, je jejich význam značný. Představují totiž doplňkové informace, které jsou využívány při vytváření kvalitních a věrohodných map srážkové intenzity. Kromě toho pole těchto veličin sama o sobě představují názorné fyzikální charakteristiky stavu atmosféry (BURIAN, 2006).

Pro univerzální zobrazování nových radarových produktů byl vytvořen internetový prohlížeč JSMeteoView autora Petra Nováka viz NOVÁK A KRÁČMAR (2002), založený na JavaScriptu, odstraňující potřebu speciálního software na koncovém počítači. Prohlížeč umožňuje zobrazovat zvolenou kombinaci informací z meteorologických družic, české radarové sítě a systému detekce blesků, případně doplněnou o rozložení geopotenciálu hladin 700 a 500 hPa z numerického modelu ALADIN a některé geografické informace. Příkladem tohoto zobrazení je obr. 4., na němž je vidět pás bouřek, táhnoucí se ze středních do jižních Čech, kde přispěly k vysokým srážkovým úhrnům naměřeným 12. srpna 2002. Prohlížeč zároveň umožňuje zvětšení zájmové oblasti, což je ilustrováno na výřezu v pravé spodní části obrázku, kde je možno přesněji monitorovat výskyt bouřkové oblačnosti i na základě výpisu orientačních bodů, většinou obcí (KVĚTOŇ, 2002).



Obr. 4. Zobrazení radiolokační odrazivosti (barevná stupnice), údajů ze systému detekce blesků (černé křížky) a výšky geopotenciální hladiny 700 hPa z modelu ALADIN (červené křivky) v prohlížeči JSMeteoView ze dne 12. srpna 2002 v 10:20 UTC (*Coordinated Universal Time*). Ve výřezu je zvětšena s výskytem konvektivních bouří. Zdroj: (KVĚTOŇ, 2002).

2.3.5. Určování intenzity srážek

Jak již bylo uvedeno, radarová odrazivost závisí na velikosti a hustotě oblačných částic, měl by proto existovat vztah mezi radiolokační odrazivostí Z a intenzitou srážek I . Tuto závislost popisuje semiempirický tzv. „ Z - I vztah“ (KVĚTOŇ, 2002).

Také KRÁČMAR (2011) uvádí, že měřená radiolokační odrazivost Z má přímý vztah k okamžité intenzitě srážek v daném místě, což otevírá široké použití radaru v operativní hydrologii. Pro určování intenzity srážek I v závislosti na odrazivosti Z se obvykle používá **Marshall - Palmerův vzorec** tvaru:

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

s experimentálně zjištěnými konstantami a a b .

Pro různé geografické oblasti a typy srážek jsou uváděny v literatuře různé hodnoty těchto koeficientů. V České republice jsou nejčastěji používány hodnoty $a = 200$ a $b = 1,6$, které byly odvozeny pro stratiformní (velkoprostorové) srážky ve středních zeměpisných šířkách (BURIAN, 2006; KVĚTOŇ, 2002).

Z výsledku domácích i zahraničních studií je zřejmé, že neexistuje jednoznačný analytický vztah mezi radarovou odrazivostí a množstvím srážek, který by umožnil dostatečně přesný převod měřených radarových dat na srážkové úhrny (JURÍKOVSKÁ, 2009).

Pro spolehlivější výpočet intenzity srážek je třeba měřit odrazivost co nejbližší zemskému povrchu (avšak bez vlivu pozemních odrazů) - obvykle se používají data z hladiny 1 až 1.5 km nad zemí, případně maxima odrazivosti ve vertikálním sloupci (KRÁČMAR, 2011).

Takto vypočtenou hodnotu budeme v následujícím nazývat **radarovou srážkou**. Radarové srážky jsou počítány v síti 256×256 bodů (bod má rozměr $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$) a v síti 512×512 bodů (bod má rozměr $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$). Způsob přepočtu **Z** na **I** se liší ve škále 16 hodnot (s krokem 4 dBZ) nebo ve škále 255 hodnot (s krokem 0,5 dBZ), a ve způsobu přepočtu na srážky. Pro 1 km data se hodnoty menší než 7 dBZ položí rovny hodnotě 0 mm/h z důvodu potlačení nežádoucího vlivu „nesrážkové“ oblačnosti a hodnoty větší než 55 dBZ hodnotě 99.85 mm/h, což do značné míry eliminuje vliv krup na přeceňování intenzity srážek (ZACHAROV *et al.*, 2004).

V předpovědní službě bývá obvykle užíváno **kvazi-trojrozměrné zobrazení maximálních odrazivostí**, které obsahuje vertikální průmět maxim odrazivosti do horizontální roviny zároveň se dvěma bočními (horizontálními) projekcemi ve směrech sever-jih a východ-západ. Boční průměty mají výškové rozlišení 1 km, značky na okraji ukazují hladiny končící vždy sudým kilometrem až do výšky 14 km. Zeleně jsou označeny hladiny končící kilometrem dělitelným čtyřmi (t.j. do 4, 8 a 12 km), červeně pak hladina do 10 km. Barevná stupnice odrazivosti má 15 stupňů odrazivosti s krokem 4 dBZ, prahová hodnota 4 dBZ odpovídá intenzitě deště cca 0.06 mm. Pro přibližný přepočet odrazivosti na intenzity srážek platí exponenciální závislost (KRÁČMAR, 2011).

Z [dBZ]	7	23	39	55
I [mm/h]	0.1	1	10	100

Tab. 3. Exponenciální závislost pro přibližný přepočet odrazivosti na intenzity srážek. Zdroj: (KRÁČMAR, 2011).

Radarová pozorování srážek mají oproti klasickým sítím srážkoměrů výhodu měření na velké ploše z jediného místa v téměř reálném čase. Radar zachycuje prostorově kontinuální rozložení srážkových polí včetně jejich trojrozměrné struktury a pohybu. Radarová pozorování však ukazují pouze okamžitá rozložení intenzit srážek v diskrétních časech. Srážková pole mají přitom velkou proměnlivost v prostoru i v čase, okamžité intenzity se na vzdálenosti několika málo km nebo během 10 min. mohou lišit o řád (KRÁČMAR, 2011).

Plošné rozdělení srážkových úhrnu za určité období je velmi důležitý údaj pro hydrologické modelování. Přesnost stanovení srážkových úhrnů je limitujícím faktorem, který zásadně ovlivňuje úspěšnost hydrologických aplikací a to bez ohledu na použitý hydrologický model, na jeho formulaci a numerickou složitost (JUŘIKOVSKÁ, 2009)

Chceme-li určovat množství srážek za delší období (řádově hodiny), musíme počítat s kumulací chyb. Z důvodu velké prostorové i časové proměnlivosti intenzit srážek je nutné používat co nejkratší interval měření (5 min. a méně) (KRÁČMAR, 2011).

Velmi komplexní přístup se využívá např. v systému NIMROD, který je založen na důkladné kontrole radarových dat, při níž se využívají informace o srážkách včetně výstupům numerických modelů, satelitních snímků a výsledků pozemního měření srážek. Cílem je odstranit nebo opravit hrubé chyby radaru (JUŘIKOVSKÁ, 2009)

Celkové chyby určování intenzit srážek pomocí radaru jsou řádu desítek až stovek procent, částečně mohou být sníženy vhodným zpracováním dat. Radarová měření tedy nekonkurují klasickým srážkoměrným sítím, ale poskytují okamžitý přehled o rozložení intenzit srážek na velké ploše (KRÁČMAR, 2011).

2.3.6. Nepřesnosti radarových dat

Radarová měření, respektive radarové srážky odvozené přímo z hodnot radarové odrazivosti, není vhodné bez dalších úprav kvantitativně využít, protože radarová data jsou ovlivněna různými druhy chyb (ZACHAROV *et al.*, 2004).

Mezi nejdůležitější vlivy podle ČHMÚ zneprášující radarová měření patří proměnlivá šířka radarového paprsku a jeho výška nad zemí, které narůstají se

zvětšující se vzdáleností od radaru a způsobují systematické podceňování srážek (JURÍKOVSKÁ, 2009).

Svazek paprsků se s rostoucí vzdáleností rozšiřuje, zvyšuje se práh zachycení echa (citlivost radaru se vzdáleností klesá), zároveň radarový svazek již nebývá homogenně zaplněn srážkovými částicemi (KRÁČMAR, 2011).

Dalším zdrojem nepřesností může být zastínění nejnižších elevací terénními překážkami, útlum ve srážkách, neodfiltrované pozemní cíle a případné nestability technického zařízení radaru (ZACHAROV *et al.*, 2004).

V Krušných horách se v polích odrazivosti srážek objevují stále zřetelněji i odrazy od větrných elektráren, jejich rušivý vliv není možné odstranit dopplerovským filtrem používaným v meteorologických radarech (ŠÁLEK, 2011).

Nepřesnosti způsobuje také proměnlivost spektra velikostí srážkových částic, která znesnadňuje určení vztahu mezi odrazivostí **Z** a intenzitou srážek **I**. Navíc ve vrstvě tání srážek pod nulovou izotermou (*bright band*) může docházet k přechodnému zvýšení odrazivosti až o 15 dBZ (KRÁČMAR, 2011).

Radarová měření jsou navíc rušena některými provozovateli mikrovlnných datových spojů, což se projevuje radiálními „paprsky“. Tyto „paprsky“ se sice z větší části eliminují, ale odhad srážek z oblastí rušených uvedenými zdroji je pochopitelně méně kvalitní (ŠÁLEK, 2011).

Mezi běžné problémy radarových odhadů patří také vypařování srážkových částic v suchých, níže ležících vrstvách vzduchu, což má za následek mírné přecenění srážkových úhrnů (JURÍKOVSKÁ, 2009).

Celkově obvykle dochází poblíž radaru ke slabému nadhodnocení intenzit srážek, které s rostoucí vzdáleností od radaru přechází ve stále výraznější podcenění odhadu srážek. Hlavní roli přitom hraje zakřivení země spolu s vertikálními profily radiolokační odrazivosti. Okamžité odhady intenzit srážek se tak mohou lišit o faktor 3 (t.j. v rozsahu 1/3 až 3-násobek), v nepříznivých případech faktorem 5 a více (KRÁČMAR, 2011).

Použití vhodného produktu radarové odrazivosti může některé tyto chyby do značné míry eliminovat. Data nekorigované odrazivosti **U** jsou jako podklad pro tvorbu map intenzity srážek bez dalšího zpracování nepoužitelná (BURIAN, 2006).

KRÁČMAR (2011) uvádí postup, kterým by bylo možno kvantitativně využívat radarová data pro hydrologické účely. Je nezbytné zavést dostatečně účinné procedury eliminace nemeteorologických (především pozemních) radarových

odrazů. Dále je potřebné zvýšit přesnost odhadu intenzit srážek následujícím postupem:

- zajistit přesnost hardwarové kalibrace a stabilitu radaru,
- korigovat data na vertikální profily odrazivosti, t.j. získat nejlepší odhad rlk. odrazivosti v přízemní vrstvě,
- na základě optimálního Z-R vztahu vypočítat intenzitu srážek,
- kombinovat radarový odhad s pozemním měřením srážek.

Radarová data jsou statisticky porovnávána s pozemním měřením a jsou určeny systematické chyby v závislosti na ploše, časovém intervalu integrace a případně i v závislosti na meteorologické situaci. Získané poznatky pak vstupují do rutinního zpracování radarových dat a provádí se oprava radarem určených srážkových úhrnů zahrnutím systematické chyby (JURÍKOVSKÁ, 2009).

2.3.7. Adjustace radarových dat

2.3.7.1. Multisensorová analýza

Stále více rozvíjející se metodou získání co nejdělejšího obrazu srážkového pole je tzv. **multisensorová analýza**, tj. analýza s použitím více typů měřících čidel, většinou kombinace údajů ze srážkoměrů a radarových odhadů. Tyto postupy jsou založeny na časoprostorových modelech srážkového pole se zahrnutím jeho kovarianční (autokorelační) struktury a chyb obou způsobů měření, případně na jednodušších modelech optimální lineární interpolace či krigování. Je možno je rozdělit na dva základní druhy – **adjustaci** (neboli přizpůsobení) **radarového odhadu a kombinaci radarového (adjustovaného) odhadu se srážkoměrnými měřeními**, přičemž se oba mohou vzájemně doplňovat (KVĚTOŇ, 2002).

V ČR byly adjustační metody vyvíjeny v Českém hydrometeorologickém ústavu a v Ústavu fyziky atmosféry AV ČR od konce 90. let v rámci projektu RADHYD (*Exchange of ideas and development of algorithm for estimating precipitation by radar for operational applications in meteorology and hydrology, 1997–98*) podporovaného Swiss National Science Foundation. Ve spolupráci se švýcarskou stranou byly vyvinuty dvě metody založené na aplikaci regresních modelů popisujících vztah mezi srážkou odvozenou z radarových měření a hodnotou

naměřenou srážkoměry. První metoda využívá pozemní srážky pouze k odvození parametrů statistického modelu a vstupem při jeho praktické aplikaci jsou pouze radarová data. Druhá metoda využívá při své aplikaci kromě radarových i srážkoměrná měření a byla vyvinuta nejen pro výpočet denních, ale i hodinových úhrnů. Další vývoj metod se orientoval na využití aktuálních měření srážek (ZACHAROV *et al.*, 2004).

V ČHMÚ je již několik let v rutinním provozu kombinovaná analýza srážek, která poskytuje čtyři druhy odhadů (ŠÁLEK *et al.*, 2008):

- původní radarový odhad,
- radarový odhad adjustovaný pomocí dostupných srážkoměrných měření,
- odhad pouze s pomocí srážkoměrů,
- kombinaci adjustovaného radaru se srážkoměrnými údaji.

2.3.7.2. Adjustace radarových odhadů

Jedním z možných způsobů je Adjustace (neboli přizpůsobení) srážek odvozených z radarové odrazivosti výsledkům pozemního srážkoměrného měření.

Nevýhodou tohoto postupu je fakt, že oprava srážek odvozených z radarových dat je založena výhradně na statistickém modelování jejich závislosti na hodnotách naměřených na pozemních stanicích. Velmi podstatnou roli zde hraje proměnlivá reprezentativnost pozemního měření srážkoměrů (stovky cm^2) a objemové měření radaru v jisté výšce nad povrchem, převedené na plošnou srážku o zachytné ploše 1 km^2 , což je o sedm řádů větší území oproti zachytné ploše srážkoměru (ZACHAROV *et al.*, 2004).

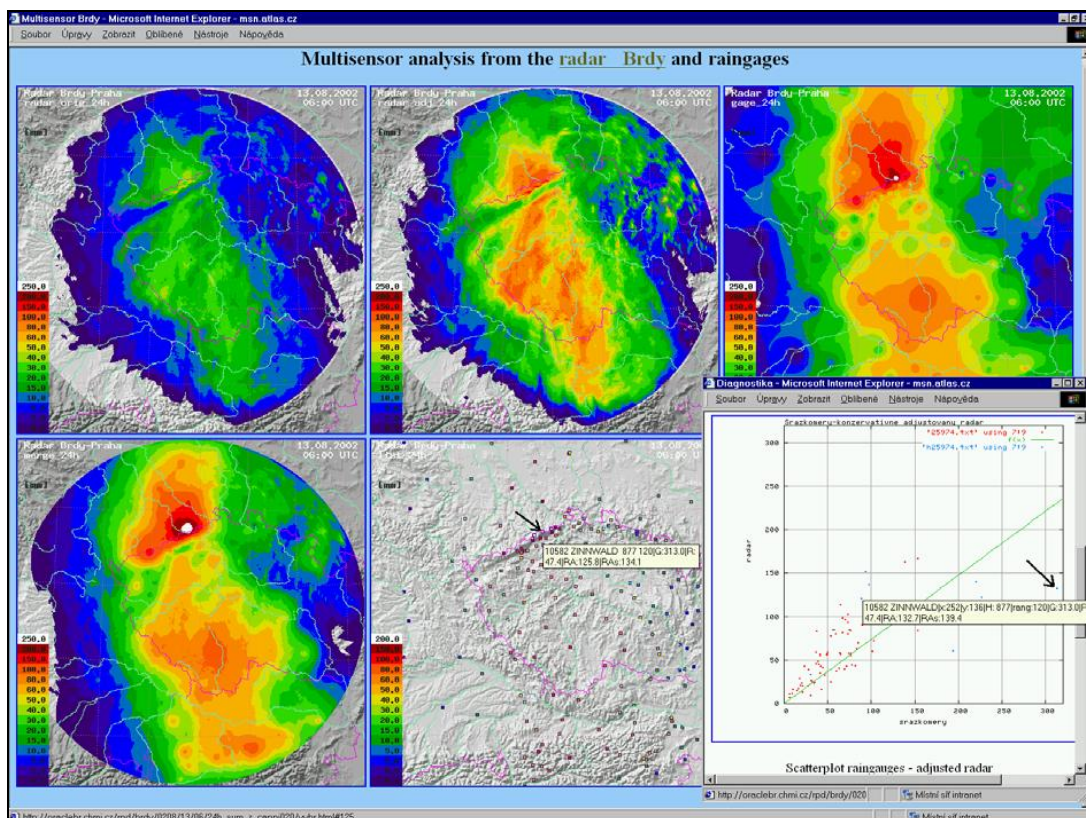
Adjustace se provádí ve vzdálenosti 20 až 150 km a do výpočtu se nezahrnují problematická místa, jako jsou horské oblasti nebo stíněné stanice (JUŘIKOVSKÁ, 2009).

Další nevýhodou zmíněného postupu je skutečnost, že se spoléhá na pozemní měření, která jsou také zatížena chybami. Lze tedy říci, že výsledkem tohoto postupu by měla být hodnota, kterou by naměřil klasický srážkoměr, kdyby byl v daném místě instalován. Vzhledem k tomu, že v současné době neexistuje reálná možnost, jak přesně naměřit srážku v zadané ploše o typické velikosti stovek km^2 , lze vazbu mezi výsledkem adjustace a klasickým měřením srážek považovat spíše za pozitivní

rys, protože se zpracováním hodnot srážkoměrů je dlouholetá zkušenost (ZACHAROV *et al.*, 2004).

Mezi výhody sítě měřících stanic patří schopnost pokrýt spojitou časovou oblast krátkých (minutových) srážek, které radar nemusí zachytit. Tato schopnost ovšem brání možnosti okamžitých měření (JUŘIKOVSKÁ, 2009).

KVĚTONĚ (2002) uvádí dvojí přístup k adjustaci radarového odhadu: jednodušší variantou je zanedbání prostorové proměnlivosti koeficientu adjustace, což umožňuje v dané oblasti vynásobit radarový odhad jedním koeficientem. I takto jednoduchá adjustace vede k nezanedbatelné redukci chyby odhadu. Druhou, složitější variantou adjustace, která však vyžaduje hustší síť stanic, je aplikace územně proměnlivého adjustačního koeficientu (*local bias*), jehož prostorové rozložení se získá vhodnou interpolací. Kvalita těchto oprav však výrazně závisí na dostupnosti dostatečného počtu srážkoměrných údajů v reálném čase.



Obr. 5. Ukázka části WWW stránky, dostupné na vnitřní počítačové síti ČHMÚ, na které jsou následující plošné analýzy srážek v intervalech 1, 6 a 24 h: odhad srážek z radaru, adjustovaného radaru (s adjustačním koeficientem R/G), plošná analýza srážek s použitím pouze srážkoměrech údajů metodou optimální interpolace, kombinace radar + srážkoměr a lokality srážkoměrů s možností zjistit některé údaje srážkoměrných stanic (indikativ WMO, indikativ CLICOM, nadmořská výška, hodnota měření srážkoměrů a radarových odhadů). Vpravo dole je vztah srážkoměrných měření k příslušným radarovým odhadům. Na uvedeném obrázku jsou denní srážky od 12. srpna 2002, 06 UTC do 13. srpna 2002, 06 UTC. Zdroj: (KVĚTOŇ, 2002).

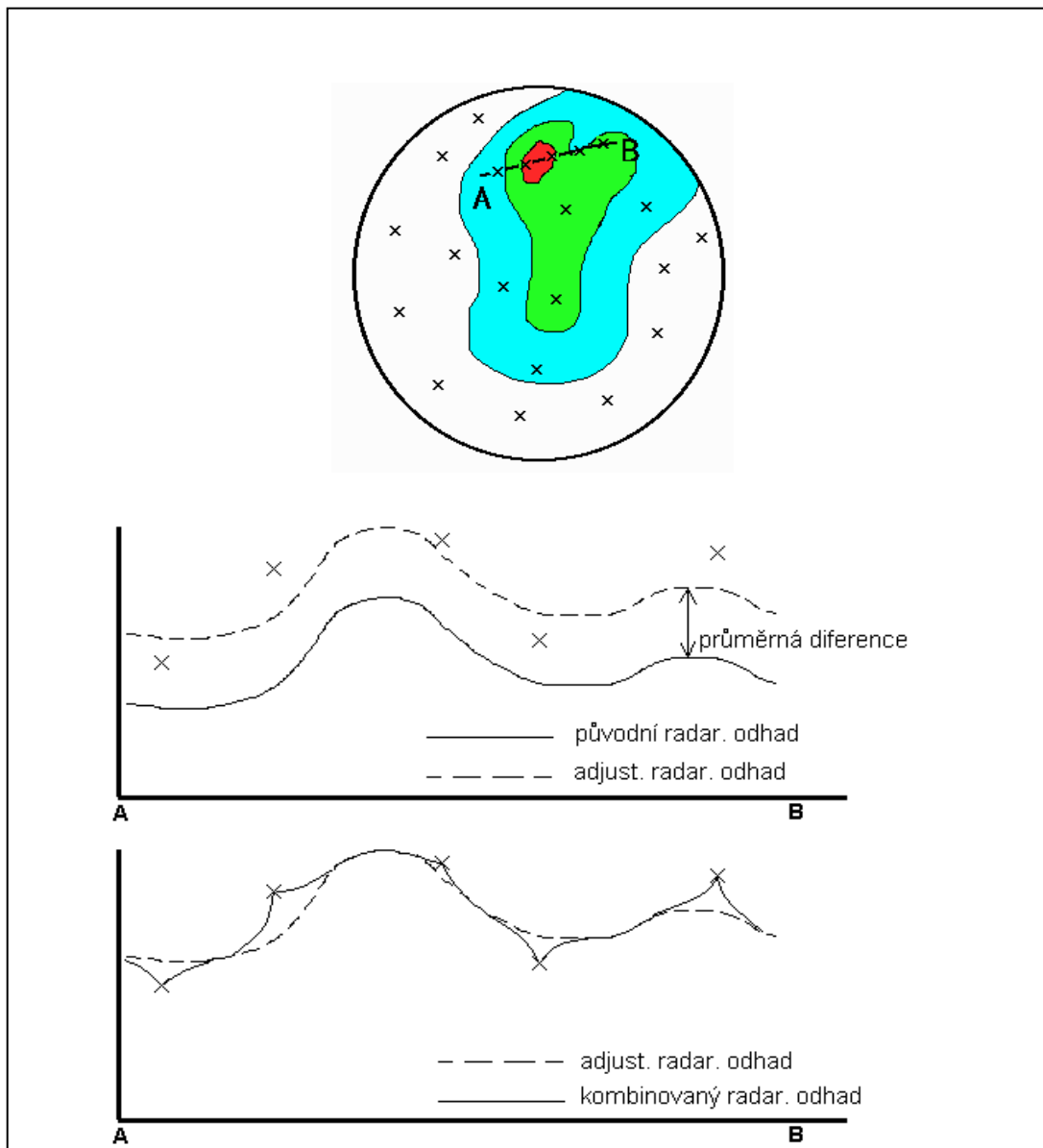
Při výpočtu konečného kombinovaného odhadu z radarů a srážkoměrů je navíc možné využít systém manuální editace dat prostřednictvím uživatelského rozhraní naprogramovaného v jazyku HTML a Java Script, který umožňuje přidávat další srážkoměrná měření, vyřazovat chybná měření srážkoměrů, modifikovat koeficient adjustace, parametry kombinovaného odhadu apod. K rozhodování o změně parametrů slouží i jednoduché grafické zobrazení vztahu radarových odhadů a příslušných srážkoměrných měření (viz obr. 5), které indikuje spolehlivost radarového odhadu, přičemž je možné okamžitě zjistit stanice vykazující odlehle hodnoty. Radarová měření srážek jsou tak využitelná případně i jako indikátor chybné funkce srážkoměrů (KVĚTOŇ, 2002).

2.3.7.3. Kombinace adjustovaných radarových odhadů se srážkoměrnými měřeními

Radarový odhad adjustovaný pomocí průměrného koeficientu adjustace (*mean field bias*) lze dále zpřesnit pomocí samotných údajů ze srážkoměrů. Tuto metodu je též možné popsat jako lokální adjustaci s využitím aktuálních hodnot, neboť se jedná o metodu optimálního odhadu, který se počítá jako lineární kombinace radarového odhadu a příslušných srážkoměrných měření, přičemž hlavní zásadou je nepřímá závislost váhy srážkoměrných měření na vzdálenosti od srážkoměrné stanice (KVĚTOŇ, 2002).

Dosažené výsledky přesvědčivě ukázaly, že spojením radarových a srážkoměrných dat dostaneme vždy lepší výsledky než s daty z jednoho zdroje (SOKOL *et al.*, 2003).

Proceduru lze popsat pomocí obr. 6., na kterém je zjednodušené schéma průměrné adjustace a kombinace adjustovaného radarového odhadu, demonstrované na „jednorozměrném“ případě (profilu srážkoměrných stanic a příslušném radarovém odhadu).



Obr. 6. Schéma výpočtu kombinovaného pole radar + srážkoměr. V horní části obrázku je naznačen radarový odhad s polohami srážkoměrných stanic, ve spodní části obrázku je zjednodušené jednorozměrné schéma výpočtu v profilu AB, spočívající v adjustaci (posunutí) původního radarového odhadu a v kombinaci adjustovaného radarového odhadu se srážkoměrným měřením, jehož reprezentativnost klesá s rostoucí vzdáleností od srážkoměrné stanice. Zdroj: (KVĚTOŇ 2002).

3. MATERIÁL A METODY

3.1. Materiál

3.1.1. Povodí Kopaninského toku

Jako pilotní území bylo vybráno experimentální povodí Kopaninského toku, které je sledováno Výzkumným ústavem meliorací a ochrany půdy, v.v.i. Jedná se o tok 4. Řádu s hydrologickým číslem 1-09-02-031. Nalézá se v bývalém okrese Pelhřimov a je levostranným přítokem Jankovského potoka, součástí povodí říčky Hejlovky, která je přítokem řeky Želivky.

Povodí má rozlohu 6,9 km² s délkou toku 5,9 km a průměrným sklonem hlavní údolnice 2,6%. Další základní charakteristiky jsou uvedeny v tab. 4.

Název toku	Kopaninský tok
Průměrná zeměpisná šířka	49° 28' S
Průměrná zeměpisná délka	15° 17' V
Nadmořská výška	467 - 578 (prům. 523) m n. m.
Plocha [km ²]	6,99
Délka toku [km]	5,9
Hydrologické pořadí toku	1-09-02-031
Nadřazené vodní toky	Jankovský potok, Želivka, Sázava, Vltava, Labe
% orné půdy	45
% TTP	13
% lesů	36
% odvodněných ploch	10
Průměrné roční srážky [mm]	665 (Humpolec, 1901-50)
Průměrná roční teplota [°C]	7,0 (Humpolec, 1901-50)
Horninové podloží	pararula
Převládající půdní typ	kambizem

Tab 4. Základní charakteristiky Kopaninského toku. Zdroj: (ŽLÁBEK, 2009).

3.1.2. Použitá data

Pro potřeby této bakalářské práce byla použita databáze srážkových úhrnů v 10 min. intervalech z automatické srážkoměrné stanice Velký Rybník z období od 1. 11. 2004 do 6. 10. 2011. Dále pak hodinové radarové odhady korigované

radiolokační odrazivosti vybraných významných srážkových událostí, přepočítané na intenzitu srážek, s kterými byla data ze srážkoměrné stanice porovnávána. Veškeré programové zpracování dat bylo provedeno v Microsoft Oficce Excel 2007 a ArcGIS_ArcMAP.

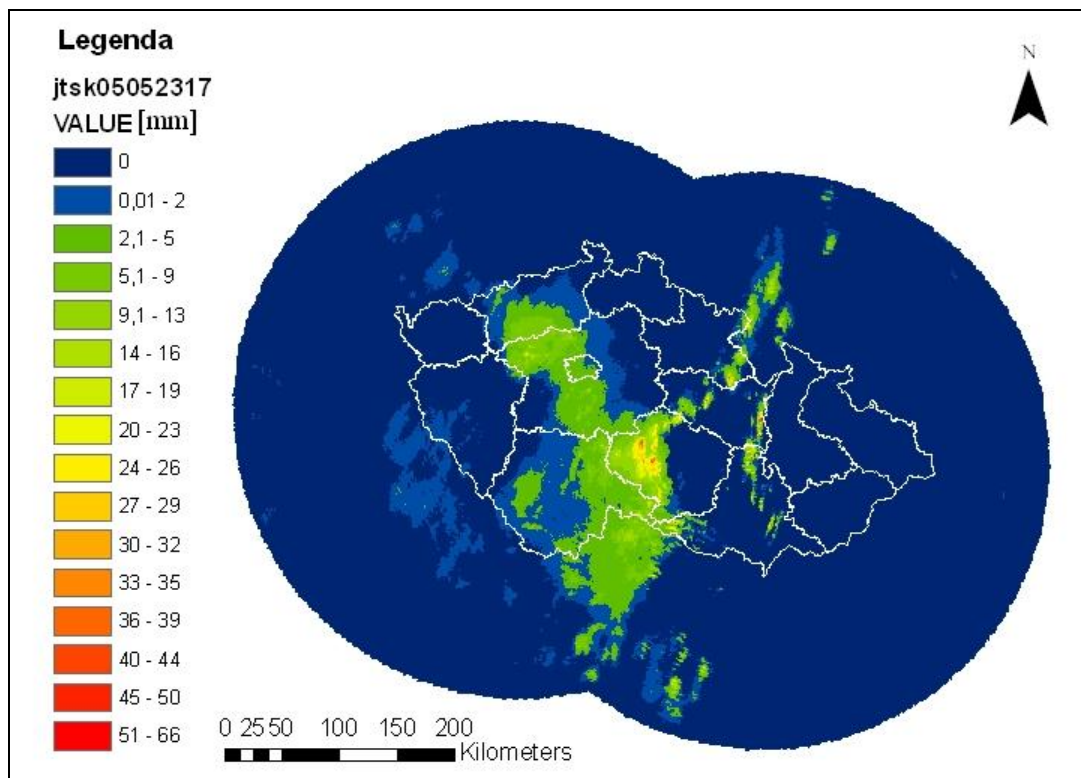
3.2. Metody zpracování

Z databáze automatické srážkoměrné stanice z obce Velký Rybník, která leží v severní části Kopaninského povodí, bylo vybráno deset významných srážkových událostí, resp. deset souvislých srážek s největšími úhrny, které jsou uvedeny v tab. 5. Databáze obsahovala data z období od 1. 11. 2004 do 6. 10. 2011 měřená v desetiminutových srážkových úhrnech, z kterých byly sečteny hodinové srážkové úhrny.

datum	doba trvání srážky	úhrn ze srážkoměru
	(hod)	(mm)
23. 5. 2005	15:00 - 24:00	99,6
8. 7. 2005	03:00 - 17:00	38,4
30. 7. 2005	19:00 - 21:00	32,2
12. 9. 2005	17:00 - 20:00	57,2
7. 8. 2006	00:00 - 19:00	57,6
5. 9. 2007 - 6. 9. 2007	23:00 - 22:00	99,8
2. 6. 2010	07:00 - 18:00	37,0
7. 8. 2010	03:00 - 12:00 ; 14:00 - 00:00	58,4
13. 7. 2011	18:00 - 21:00	48,8
5. 9. 2011	14:00 - 19:00	37,2

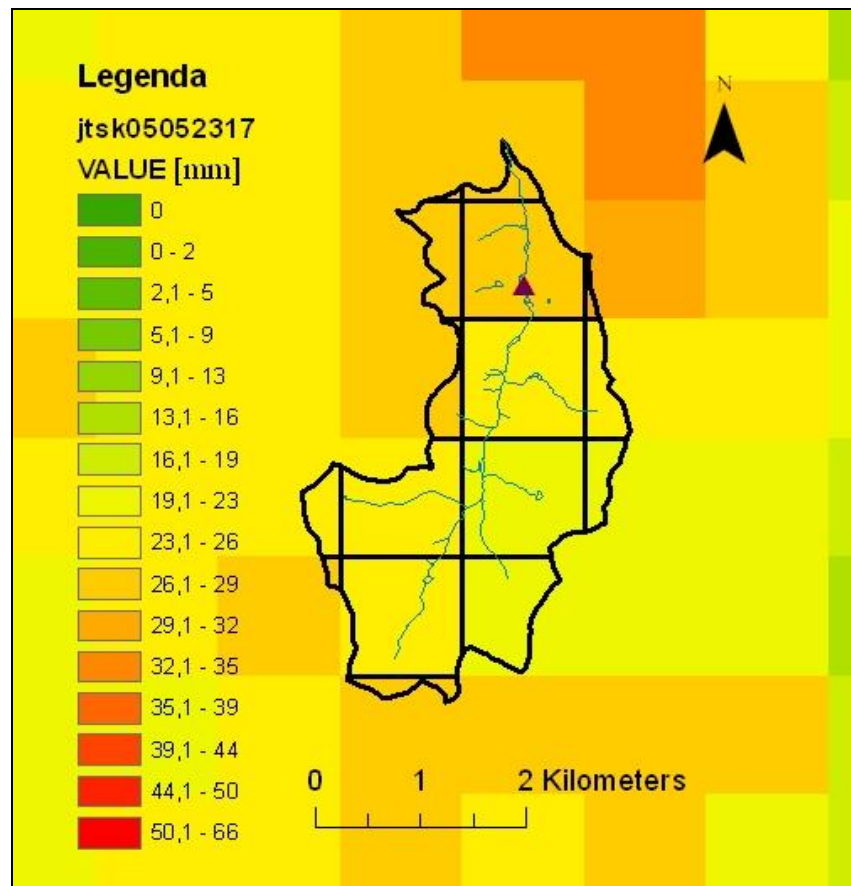
Tab. 5. Vybrané srážkové události z období od 1. 11. 2004 do 6. 10. 2011 zaznamenané automatickou srážkoměrnou stanicí v obci Velký Rybník. Časové údaje jsou uvedeny v SELČ (středoevropský letní čas). Zdroj dat: ČHMÚ, upraveno autorem.

Jako druhý zdroj pro pozdější analýzu a srovnávání se srážkoměrnými daty byly použity radarové odhady sloučené radarové informace ČR z dat radarové sítě ČHMÚ, viz obr. 7. Těmto již operativně zpřesněným, neboli adjustovaným radarovým odhadům (viz výše) byl v programovém prostředí ArcMAP přiřazen souřadnicový systém S-JTSK_Křovák_East_North.



Obr. 7. Hodinový adjustovaný odhad sloučené radarové informace ČR, z dat radarové sítě ČHMÚ upravený v programu ArcMAP. Situace ze dne 23. 5. 2005 17:00. Bílou linií jsou vyznačeny hranice krajů. Zdroj dat: ČHMÚ, upraveno autorem.

Dále byl zjišťován průměrný radarový odhad hodinového srážkového úhrnu pro území Kopaninského povodí. Toho bylo docíleno - za předpokladu, že hodnotám objemového měření radaru převedeného na plošnou srážku o zachytné ploše 1 km² odpovídaly hodnoty jednotlivých pixelů na mapě radarového odhadu - rozdělením povodí do 16 segmentů podle struktury objemového měření radaru viz obr. 8. Následný průměrný hodinový srážkový úhrn byl zjištěn váženým průměrem, kde svou váhu zastupovala plocha jednotlivých segmentů a jejich srážkový úhrn.



Obr. 8. Adjustovaný odhad sloučené radarové informace ČR z dat radarové sítě ČHMÚ upravený v programu ArcMAP. Jde o stejnou situaci, jako obr. 7. (23. 5. 2005 17:00), přibližnou v místě Kopaninského toku. Povodí toku je rozdělené do 16 segmentů podle struktury srážkového pole. Fialový trojúhelník v severní části povodí označuje umístění automatické srážkoměrné stanice. Zdroj dat: ČHMÚ, upraveno autorem.

4. VÝSLEDKY A DISKUSE

datum	radarový adj. odhad	úhrn ze srážkoměru	rozdíl hodnot
	(mm)	(mm)	(mm)
23. 5. 2005	116,9	99,6	-17,3
8. 7. 2005	25,7	38,4	12,7
30. 7. 2005	29,4	32,2	2,8
12. 9. 2005	26,5	57,2	30,7
7. 8. 2006	54,7	57,6	2,9
5. 9. - 6. 9. 2007	57,0	66,8	9,8
2. 6. 2010	28,0	37,0	9,0
7. 8. 2010	47,3	58,4	11,1
13. 7. 2011	20,5	48,8	28,4
5. 9. 2011	14,9	37,2	22,3
Celkem	420,8	533,2	112,4

Tab. 6. Výsledná tabulka celkových srážkových úhrnů. Zdroj dat: ČHMÚ, upraveno autorem.

Tab. 6. Popisuje celkové srážkové úhrny na povodí Kopaninského toku z jednotlivých porovnávaných srážkových událostí zaznamenaných radarovým adjustovaným odhadem z dat radarové sítě ČHMÚ a automatickým srážkoměrem v obci Velký rybník. Rozdíl těchto hodnot je zaznamenán ve čtvrtém sloupci tabulky, kdy byla hodnota radarového adjustovaného odhadu odečtena od hodnoty zaznamenané srážkoměrem.

Z výsledné tabulky 6. je zřejmé, že:

- Radarový adjustovaný odhad v celkové sumě všech srážkových úhrnů z vybraných srážkových událostí vykazuje výrazně menší srážkový úhrn v porovnání s naměřenými výsledky z automatického srážkoměru z obce Velký Rybník.
- Pouze v jednom případě srážkové události, vykazoval radarový adjustovaný odhad vyšší celkovou hodnotu srážkového úhrnu, než jakou zaznamenal automatický srážkoměr. Bylo to o 17,3 mm a v tab. 6. je tato hodnota ve sloupci „rozdíl hodnot“ zaznamenána jako jediná se záporným znaménkem. Jednalo se o intenzivní konvektivní bouře doprovázené přívalovým deštěm a silným krupobitím v kraji Vysočina ze dne 23. května 2005, které jsou podrobně rozebrány v práci ŠÁLEK *et al.*, (2008).

- Naopak nejvíce podhodnocený celkový srážkový úhrn oproti hodnotě naměřené automatickým srážkoměrem vykazoval radarový adjustovaný odhad při srážkové události ze dne 12. září 2005. Rozdíl činil 30,7 mm.

Další rozdíly hodnot naměřených radarovým adjustovaným odhadem a automatickým srážkoměrem uvádí tab. 7. Avšak oproti rozdílům z celkových srážkových úhrnů popsanych v tab. 6 uvádí tato tabulka 2 největší rozdíly hodinových srážkových úhrnů. V posledním sloupci tabulky je uvedena hodnota radarového odhadu v místě srážkoměrné stanice.

datum	radarový adj. odhad	úhrn ze srážkoměru	rozdíl hodnot	Odhad v místě srážkoměru
	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)
23.5.2005 16:00	65,6	18,6	-47,0	55,0
12.9.2005 18:00	11,2	50,2	39,0	8,0

Tab. 7. Hodinové srážkové úhrny, které vykazovaly největší rozdíl hodnot zaznamenaných radarovým adjustovaným odhadem z dat radarové sítě ČHMÚ a automatickým srážkoměrem v obci Velký rybník. Rozdíl těchto hodnot je zaznamenan ve čtvrtém sloupci tabulky, kdy byla hodnota radarového adjustovaného odhadu odečtena od hodnoty zaznamenané srážkoměrem. Časové údaje jsou uvedeny v SELČ.

Typickým rysem pole atmosférických srážek je jeho velká proměnlivost, a to nejen v čase, ale i v prostoru. Tato skutečnost hrála významnou roli v naměření rozdílných hodnot radarovou sítí ČHMÚ a automatickým srážkoměrem ve všech zkoumaných případech srážkových událostí. Zatímco radarový adjustovaný odhad nám pro účely této práce poskytoval průměrnou hodinovou srážku pro celé povodí, jehož rozloha je 6,9 km², hodnota ze srážkoměru reprezentovala plochu o několika dm².

V případě srážkové události ze dne 23. 5. 2005 16:00 (viz tab. 7.) radarový adjustovaný odhad vyhodnotil hodinový srážkový úhrn o 47 mm větší, než zaznamenal automatický srážkoměr. Tento výkyv byl do jisté míry způsoben tím, jak uvádí ŠÁLEK *et al.*, (2008), že radarové odhady srážek jsou většinou výskytem krup do jisté míry nadhodnocovány. Přestože při zpracování odhadů srážek platí omezení na výskyt krup, které ohraničuje intenzitu srážek hodnotou 100 mm/h. Šálek dále zmiňuje efekty výstupných a sestupných proudů v bouři, kdy jsou v oblasti výstupných proudů srážky spíše udržovány v atmosféře, zatímco v místech sestupných proudů se

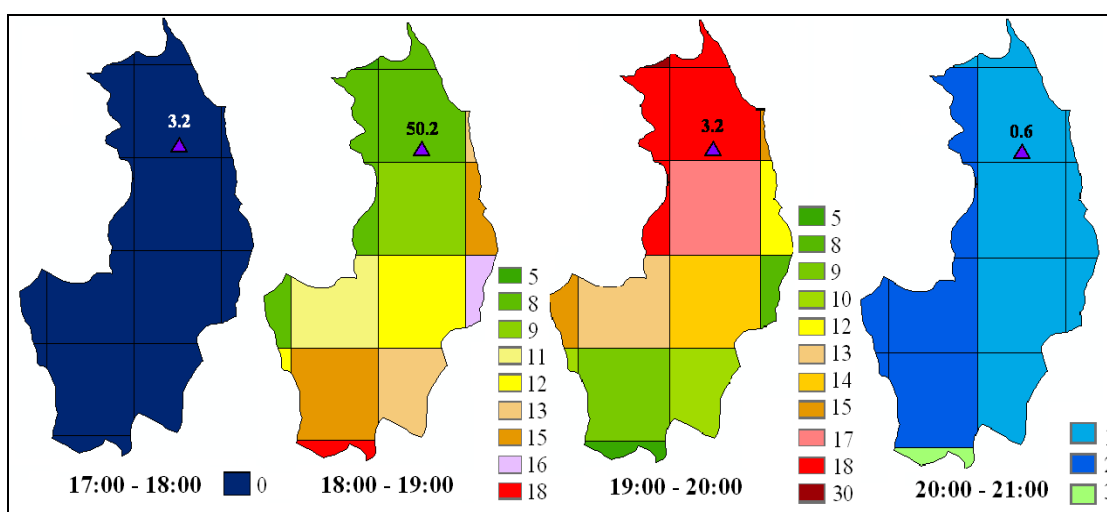
oproti klidnému ovzduší výrazně (až několikanásobně) zvyšuje tok srážek k zemskému povrchu. Algoritmus radarového odhadu naproti tomu předpokládá, že srážky padají v klidném ovzduší, a tudíž efekty výstupných a sestupných proudů nejsou a nemohou být při výpočtu radarových odhadů srážek brány v úvahu. Z uvedeného vyplývá, že radar v případě výstupných proudů srážky přeceňuje a v oblasti sestupných proudů podceňuje.

Při extrémních srážkových úhrnech, které se vyskytovaly v našich zkoumaných srážkových událostech, je třeba metodu odhadu plošných srážek dále zkvalitňovat vzájemným slučováním dat z radarů, družic, detekce blesků a výstupů z numerických modelů. Samotná radarová data dávají výrazně horší charakteristiky než data korigovaná.

Při pozvolném nástupu atmosférických srážek, kdy první hodinové srážkové úhrny nedosahovaly zpravidla vyšších hodnot než 1 mm, nebyly tyto srážky – oproti automatickému srážkoměru – radarovým odhadem zaznamenány. Příklad takovéto atmosférické srážky je zobrazen na obr. 9., kdy radar nezachytil srážkový úhrn 3.2 mm (12. 9. 2005 17:00 – 18:00).

Na druhé straně však použití radarových dat znamená zachování struktury srážkového pole.

Další odborné práce ukazují na možnosti korekce radarového odhadu na základě měření pozemních stanic. Plošné úhrny srážek, získané z těchto zdrojů, jsou rozhodující pro přípravu navazujících hydrologických prognóz.



Obr. 9. Ukázka hodinových intenzit srážek pro epizodu ze dne 12. 9. 2005. Fialový trojúhelník v severní části povodí označuje umístění a hodnotu zaznamenanou automatickou srážkoměrnou stanicí. Časové údaje jsou uvedeny v SELČ. Zdroj dat ČHMÚ, upraveno autorem.

5. ZÁVĚR

Bakalářská práce byla zaměřena na porovnání úhrnů významných srážkových událostí vyhodnocených radarovým odhadem a automatickým srážkoměrem.

Výsledky byly vyhodnocovány na povodí Kopaninského toku, které se nalézá v bývalém okrese Pelhřimov a je sledováno Výzkumným ústavem meliorací a ochrany půdy, v.v.i.

Rozdílné výsledky obou porovnávaných měření jsou z určité míry zapříčiněny tím, jak velká byla prostorová i časová proměnlivost pole atmosférických srážek. Nezanedbatelnou roli hraje také plošná reprezentativnost obou měření. Srážkové úhrny měřeny radarovým adjustovaným odhadem reprezentovaly celé povodí, jehož rozloha je 6,9 km², hodnota ze srážkoměru reprezentovala plochu o několika dm². I tato skutečnost měla za následek rozdílné vyhodnocení jednotlivých srážkových událostí radarovým měřením a měřením automatickým srážkoměrem.

Z výsledků je zřejmé, že celkově radarový adjustovaný odhad vykazoval menší srážkové úhrny v porovnání s naměřenými hodnotami z automatického srážkoměru z obce Velký Rybník. Pouze v jednom případě srážkové události, vykazoval radarový adjustovaný odhad vyšší celkovou hodnotu srážkového úhrnu, než jakou zaznamenal automatický srážkoměr.

Na základě několika testů bylo zjištěno, že kombinace radarových odhadů se srážkoměrnými měřeními poskytuje nejpřesnější dostupný plošný odhad srážek, proto by bylo dobré na tuto bakalářskou práci navázat a dosavadní výsledky zpřesnit některou z výše popsaných metod interpolací srážkových úhrnů a kombinací adjustovaných radarových odhadů se srážkoměrnými měřeními.

Nicméně i v tomto případě se následně mohou vyskytovat odchylky, které jsou dány objektivně danými nepřesnostmi radarových i srážkoměrných měření.

6. SEZNAM LITERATURY

1. ASTAPENKO, Pavel Dmitrijevič ; KOPÁČEK, Jaroslav. *Jaké bude počasí?*. Praha 1 : Lidové nakladatelství, 1987. Předpověď počasí, 304 s.
2. BEDNÁŘ, Jan . *Pozoruhodné jevy v atmosféře : Atmosférická optika, akustika a elektřina*. Praha : Academia, 1989. 240 s.
3. BRANIŠ, Martin, Ivana HŮNOVÁ. *Atmosféra a klima: Aktuální otázky ochrany ovzduší*. Praha 1: Karolinum, 2011. ISBN 978-80-246-1598-1.
4. BURIAN, Petr. Odhady základních veličin měřených dopplerovským meteorologickým radarem. *Meteorologické zprávy: Meteorological Bulletin*. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2006, roč. 59, č. 6, s. 141-150. ISSN 0026-1173.
5. ILKO, Josef. *Minilexikon meteorologie*. Bratislava: ALFA, 1990, 176 s. ISBN 80-05-00662-4.
6. JONOV, Martin. Využití radarových odhadů srážek v hydrologickém modelování. In: *Institut geoinformatiky* [online]. Ostrava, 2005 [cit. 2012-04-03]. Dostupné z: http://gis.vsb.cz/GISacek/GISacek_2005/Sbornik/jonov/jonov.html
7. JOSS, Jürg et al. Operational Use of Radar for Precipitation Measurements in Switzerland. In: [online]. Locarno, 1997, s. 108 [cit. 2012-03-12]. Dostupné z: http://www.meteosvizzera.admin.ch/web/de/wetter/aktuelles_wetter/radarbid/radar-informationen.Related.0001.DownloadFile.tmp/onlinedocumentation.pdf
8. JUŘIKOVSKÁ, Lucie a Jiří HORÁK. *Využití interpolačních metod pro odhad srážkoměrných úhrnů* [online]. 2007 [cit. 2012-02-23]. Dostupné z: http://gis.vsb.cz/zsv/images/stories/publikace/jurikovska_horakMikulov2007.pdf
9. JUŘIKOVSKÁ, Lucie. Porovnání různých metod využívajících radarová a srážkoměrná měření. In: *16. ročník mezinárodního symposia GIS Ostrava 2009 - Sborník* [online]. Ostrava, 2009 [cit. 2012-02-14]. ISBN 978-80-

87294-00-0ISSN 1213-239X. Dostupné z:

http://gis.vsb.cz/GIS_Ostrava/GIS_Ova_2009/sbornik/Lists/Papers/004.pdf

10. KOPÁČEK, Jaroslav; BEDNÁŘ, Jan . *Jak vzniká počasí*. Vyd. 1. Praha : Karolinum, 2005. 226 s.
11. KRÁČMAR, Jan, Jurg JOSS, Petr NOVÁK, Petr HAVRÁNEK a Milan ŠÁLEK. First Steps Towards Quantitative Usage of Data from Weather Radar Network. In: *Www.chmi.cz* [online]. Locarno, 1999 [cit. 2012-03-13]. Dostupné z: http://old.chmi.cz/meteo/rad/pub/cost75_fs/index.html
12. KRÁČMAR, Jan. Meteorologické radiolokátory. In: *Český hydrometeorologický ústav: Meteorologie* [online]. 1997-2011 [cit. 2012-02-14]. Dostupné z: http://www.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/rad/info_radar/index.html
13. KVĚTOŇ, Vít. Rozložení a extremita příčinných srážek. In: *Meteorologické příčiny katastrofální povodně v srpnu 2002 a vyhodnocení extremity příčinných srážek* [online]. 2002, s. 61-82 [cit. 2012-03-11]. Dostupné z: <http://old.chmi.cz/2kap.pdf>
14. MUNZAR, Jan , Karel KRŠKA, Milan NEDELKA a Karel PEJML. *Malý průvodce meteorologií*. Praha 1: Mladá fronta, 1989, 248 s. 21.
15. NOVÁK, Petr a Jan KRÁČMAR. New data processing in the Czech weather radar network. In: *Proceedings of ERAD (2002)*. Delft (Netherlands): Copernicus GmbH, 2002, s. 328-330. ISBN 3-936586-04-7.
16. NOVÁK, Petr a Jan KRÁČMAR. Radar Skalky Vertical Profile "Climatology". In: *Www.chmi.cz* [online]. Praha, 1998 [cit. 2012-03-13]. Dostupné z: http://old.chmi.cz/meteo/rad/pub/mvp_rh/index.html
17. NOVÁK, Petr a Jan KRÁČMAR. *Using Data from the Czech weather radar for Detection of Convertive Storms*. unpublished contribution of European Tornadoes and Severe Storms Conference. Toulouse, 1.-4. February 2000. Dostupné z: <http://old.chmi.cz/meteo/rad/pub/ssc2000/index.html>

18. NOVÁK, Petr. *Dopplerovská radiolokační měření radiálních rychlostí*. Praha, 1998. Seminární práce. MFF UK.
19. PAČES, Tomáš. *Úvod do hydrogeochemie*. Liberec: Technická univerzita v Liberci, 2011, 78 s.
20. Radarová síť CZRAD. In: *Český hydrometeorologický ústav: Meteorologie* [online]. 2010-2011 [cit. 2012-02-14]. Dostupné z: http://www.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/rad/info_czrad/index.html
21. ROŽNOVSKÝ, Jaroslav . *Klimatologie*. Brno : Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, 1999. 146 s.
22. SCHNEIDER, S. H. *Encyclopedia of Climate and Weather*. New York: Oxford University Press, 1993, s. 817-823.
23. SKLENIČKA, Petr. *Základy krajinného plánování*. Praha: Naděžda Skleničková, 2003, 321 s. ISBN 80-903206-0-0.
24. SOKOL, Zbyněk, Daniela ŘEZÁČOVÁ a Petr PEŠICE. Odhad bodových i plošných srážek s využitím srážkoměrných a radarových dat. *Meteorologické zprávy: Meteorological Bulletin*. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2003, roč. 56, č. 1. ISSN 0026-1173.
25. ŠÁLEK, Milan, Jan KRÁČMAR, Petr NOVÁK a Martin SERVÁK. Využití metod dálkové detekce při povodňových událostech v červenci 1997. *Meteorologické zprávy: Meteorological Bulletin*. 1997, roč. 50, s. 177-178. ISSN 0026-1173.
26. ŠÁLEK, Milan, Markéta KAPLICKÁ a Tomáš KVÍTEK. Silné bouře na Pelhřimovsku dne 23. května 2005. *Meteorologické zprávy: Meteorological Bulletin*. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2008, roč. 61, č. 4, s. 113-118. ISSN 0026-1173
27. ŠÁLEK, Milan. Aktuální odhad srážek z radarů a srážkoměrů. In: *Český hydrometeorologický ústav: Meteorologie* [online]. 22. 7. 2011 [cit. 2012-02-14]. Dostupné z: http://hydro.chmi.cz/hpps/hpps_srzinfo.php
28. TUČEK, Karel . *Voda a Země*. Praha : Academia, 1982. 174 s.

29. ZACHAROV, Petr, Milan ŠÁLEK a Petr NOVÁK. Porovnání různých metod využívajících radarová a srážkoměrná měření pro odhad srážek. *Meteorologické zprávy: Meteorological Bulletin*. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2004, roč. 57, č. 6, s. 157-167. ISSN 0026-1173.
30. ŽLÁBEK, Pavel. *Vliv uspořádání krajinné matrice na složky odtoku*. České Budějovice, 2009. 106 s. Disertační práce. ZE JČU.