

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geografie
Studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie



Bc. Iva Uhlířová

Predikce bleskové aktivity numerickým modelem předpovědi počasí

Lightning activity prediction using a numerical weather prediction model

Diplomová práce

Vedoucí práce: RNDr. Jana Minářová, Ph.D.

Konzultant: RNDr. Miloslav Müller, Ph.D.

Praha, 2020

Zadání diplomové práce

Název práce

Predikce bleskové aktivity numerickým modelem předpovědi počasí

Cíle práce

Cílem práce je studovat predikci bleskové aktivity za pomoci indexu LPI (Lightning Potential Index) v numerickém modelu předpovědi počasí COSMO, předpovídaná pole LPI porovnat pro dva různé běhy modelu (s jedno- a dvoumomentovou oblačnou mikrofyzikou). Hlavním cílem je pak verifikovat předpovídaná pole LPI s pozorovanými bleskovými výboji z hlediska prostorového a časového rozdělení, a to poprvé nad územím Česka.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

V práci budou použity různé základní statistické metody pro zkoumání závislostí v datech, ať už reálně naměřených, či predikovaných, ale také jejich vzájemných závislostí (predikce vs. pozorování). Práce samotná bude vycházet z dat prognostických polí LPI získaných modelem předpovědi počasí COSMO pro deset bouřkových událostí, které se vyskytly nad Českem. Tato prognostická pole budou porovnávána s pozorovanými bleskovými výboji evropskou sítí EUCLID z hlediska prostorového a časového rozdělení. Základní charakterizace dat z EUCLID bude provedena na bouřkových událostech, jež se v Česku vyskytly v letech 2018 a 2019.

Datum zadání práce: 8. 1. 2019

Jméno studenta: Bc. Iva Uhlířová

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: RNDr. Jana Minářová, Ph.D.

Podpis vedoucího práce:

Prohlášení

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

Bc. Iva Uhlířová

V Praze dne

podpis

Abstrakt

Blesková aktivita je jedním z velice nebezpečných meteorologických jevů, který je důležité zkoumat, monitorovat i predikovat. Tato práce se zabývá predikcí bleskové aktivity pomocí Lightning Potential Index (LPI) v numerickém modelu předpovědi počasí (NWP) COSMO pro nastavení jedno- (1M) a dvoumomentové (2M) oblačné mikrofyziky a podává analýzu vztahu predikce k bleskům reálně detekovaným evropskou sítí EUCLID. Práce zkoumá vybrané události z let 2018 a 2019, pro něž byla v Česku zaznamenána výrazná blesková aktivita. Cílem práce je pro tyto události verifikovat prognostická pole LPI, respektive tato pole hodnotit z hlediska časoprostorového rozložení předpovídané vs. pozorované bleskové aktivity, a to poprvé nad územím Česka. Charakterizace dat detekovaných blesků v prostoru a jejich denní chod ukazují shodu s teoretickými poznatky a vhodnost prostorového (horizontálního) i časového aspektu bleskové aktivity pro využití při verifikaci predikovaných polí. Výsledky této práce úspěšně verifikují pole LPI jejich vztahem s detekovanými blesky v prostoru pomocí vztahu velikosti LPI a vzdálenosti nejbližšího blesku a také v čase podle shody časových průběhů předpovídané a pozorované události. Prognostická pole LPI se při nastavení 2M oblačné mikrofyziky prokázala být spolehlivější než při 1M oblačné mikrofyzice. Na základě výsledků této práce lze LPI shledat vhodným indexem pro implicitní predikci bleskové aktivity.

Klíčová slova

blesková aktivita, predikce, Lightning Potential Index, numerický model předpovědi počasí, COSMO

Abstract

Lightning activity is considered a severe meteorological hazard that needs to be studied, monitored as well as predicted. This thesis focuses on the prediction of lightning activity by the Lightning Potential Index (LPI) in the COSMO numerical weather prediction (NWP) model that comprises 1- and 2-moment (1M and 2M, respectively) cloud microphysical schemes. The objective of this thesis is to investigate the correlation between the predicted lightning activity and the detected one (by the European network for lightning detection EUCLID). Events of the years 2018 and 2019 that recorded significant lightning activity over Czechia are considered for the analyses. For the first time over Czech region, the prognostic values of LPI calculated for each event are verified. In particular, the spatio-temporal distribution of the predicted vs. detected lightning activity is evaluated. Both spatial characterizations and diurnal course of detected lightning activity correspond well to the theoretical knowledge. Thus, spatial (horizontal) and temporal approaches are applied to verify the lightning activity prediction. The results of this thesis successfully verify the LPI prognostic values both in space by comparing the LPI values with the proximity of detected lightning flashes, and in time by contrasting the time course of predicted and detected lightning activity. Moreover, the results indicate that the 2M cloud microphysics is more applicable than the 1M cloud microphysics. This thesis thus confirms that the LPI is a suitable predictor of implicit lightning forecasting.

Keywords

lightning activity, prediction, Lightning Potential Index, numerical weather prediction model, COSMO

Poděkování

Na tomto místě bych především ráda poděkovala RNDr. Janě Minářové, Ph.D. za její ochotu, vždy pozitivní přístup a cenné rady při odborném vedení této práce. Poděkovat bych chtěla i RNDr. Miloslavu Müllerovi, Ph.D. za jeho velkou pomoc, nápaditost a veškerá doporučení při vzniku této práce. Další poděkování patří německé společnosti Siemens (Siemens Aktiengesellschaft) za všechna sdílená data blesků a také Německé předpovědní službě (Deutscher Wetterdienst) za vstupní data do modelu COSMO. Kromě toho bych chtěla poděkovat Ústavu fyziky atmosféry AV ČR, v. v. i. za poskytnuté zázemí a podporu při výzkumu. V neposlední řadě děkuji své rodině a svým blízkým za to, že mi jsou neustálou oporou.

Obsah

Seznam použitých zkratk	9
Úvod	11
1 Základní charakteristiky blesku	13
1.1 Klasifikace blesků	14
1.2 Schéma jednoduchého blesku typu CG	16
2 Predikce bleskové aktivity NWP modely	19
2.1 Implicitní modely	19
2.1.1 Index potenciálního výskytu blesků (LPI)	20
2.1.2 Konvektivní indexy	21
2.2 Explicitní modely	22
2.2.1 Neinduktivní schéma	24
2.2.2 Induktivní schéma	26
2.3 Asimilace bleskových dat	27
2.4 NWP model COSMO a predikce bleskové aktivity	28
3 Monitoring blesků a jejich klimatologie	30
3.1 Monitoring blesků	30
3.1.1 Pozemní síť	30
3.1.2 Družice	31
3.1.3 Monitoring bleskové aktivity v Česku	32
3.2 Lightning jump	33
3.3 Klimatologie blesků	34
3.3.1 Blesková aktivita ve světě	34
3.3.2 Blesková aktivita v Evropě	37
3.3.3 Blesková aktivita v Česku	39
4 Zájmové území, data a metody	41
4.1 Zájmové území	41
4.1.1 Geografická poloha	41
4.1.2 Výškopis	42

4.2	Data detekované bleskové aktivity – EUCLID	45
4.3	Aplikované základní statistické veličiny a metody	47
4.3.1	Pearsonův korelační koeficient	47
4.3.2	Lineární regrese	47
4.3.3	Spearmanův korelační koeficient	48
4.4	Charakterizace pozorované bleskové aktivity	48
4.4.1	Prostorové rozložení	49
4.4.2	Denní chod	51
4.4.3	Rozložení detekovaných výbojů vzhledem k nadmořské výšce	52
4.5	Data predikce bleskové aktivity – LPI	54
4.6	Metody komparace polí LPI podle 1M a 2M mikrofyzičky	55
4.7	Metody verifikace polí LPI	56
4.7.1	Vztah predikované a detekované bleskové aktivity v prostoru	59
4.7.2	Vztah predikované a detekované bleskové aktivity v čase	59
5	Výsledky a diskuze	61
5.1	Komparace polí LPI podle 1M a 2M mikrofyzičky	61
5.2	Verifikace polí LPI – prostorové rozložení predikované a detekované bleskové aktivity	65
5.2.1	Prostorové rozložení polí LPI a detekovaných bleskových výbojů	66
5.2.2	Vztah velikosti LPI a vzdálenosti nejbližšího detekovaného výboje	68
5.3	Verifikace polí LPI – časový průběh predikované a pozorované bleskové aktivity	71
	Shrnutí a závěr	75
	Literatura	78
	Internetové a další zdroje	82
	Seznam obrázků	83
	Seznam tabulek	85
	Přílohy	86

Seznam použitých zkratk

- ALDIS = Austrian Lightning Detection and Information Service
- AV ČR = Akademie věd České republiky
- BLIDS = Blitzinformationsdienst Siemens
- CAPE = convective available potential energy, konvektivní dostupná potenciální energie
- Cb = oblak Cumulonimbus
- Cc = oblak Cumulus congestus
- CC = blesk cloud-to-cloud (mezi oblaky)
- CELDN = Central European Lightning Detection Network
- CG = blesk cloud-to-ground (do země)
- COSMO = Consortium for Small-scale Modelling
- CPTP = Cloud Physics Thunder Parameter
- ČHMÚ = Český hydrometeorologický ústav
- ČMeS = Česká meteorologická společnost
- DWD = Deutscher Wetterdienst
- ECMWF = European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
- EUCLID = European Cooperation for Lightning Detection
- FSS = Fractions Skill Score
- HNV = hladina nulového vztlaku
- HVK = hladina volné konvekce
- IC = blesk intracloud (uvnitř oblaku)
- KI = K index

LINET = Lightning Location Network

LMA = Lightning Mapping Array

LPI = Lightning Potential Index

NWP = numerical weather prediction, numerická předpověď počasí

UTC = coordinated universal time, koordinovaný světový čas

ÚFA = Ústav fyziky atmosféry

WRF = Weather Research and Forecasting (model)

Úvod

Blesková aktivita je úzce spjata s nebezpečnými a rychle se vyvíjejícími meteorologickými jevy, jako je například silný déšť či krupobití. Samotné blesky zároveň představují velice nebezpečný jev, který způsobuje nejen škody na majetku, ale ohrožuje i lidské zdraví a život. Blesky navíc zapříčiňují přírodní požáry, mohou způsobit nefunkčnost elektrických zařízení a taktéž jsou výraznou překážkou v letectví (Dementyeva, Ilin a Mareev 2015). Jejich modelování, monitoring a predikce jsou proto velmi důležité.

Jeden ze způsobů predikce bleskové aktivity je za pomoci indexu potenciálního výskytu blesků, v angličtině tzv. Lightning Potential Index (LPI). LPI je považován jednak za užitečný nástroj pro předpověď výskytu blesků a jednak za vhodný parametr, který může pomoci k předpovědi počasí, konvektivních bouří a silného deště (Yair et al. 2010).

Tato práce se zabývá předpovědí bleskové aktivity v Česku pomocí LPI. Cílem této práce je zhodnocení předpovědi potenciálního ohrožení blesky (podle LPI) numerickým modelem předpovědi počasí COSMO, a to poprvé nad Českem. Dalším cílem je evaluace indexu LPI z hlediska schopnosti korektně zachytit prostorové a časové rozdělení bleskové aktivity, a to porovnáním výsledných polí LPI s reálně detekovanými blesky nad územím Česka.

Vznik blesků je typický pro takové prostředí v atmosféře, kde dochází k tvorbě silné konvektivní (bouřkové) oblačnosti. Samotná předpověď konvekce numerickými modely předpovědi počasí je však značně náročná, proto i predikce bleskové aktivity stále představuje určité obtíže. Zároveň je dobré si uvědomit, že vznik a vývoj bouřkových oblaků znamenají velice komplexní problém. Z tohoto důvodu je velmi složité určit vztahy mezi nejrůznějšími parametry popisujícími elektrostatické a meteorologické prvky konvektivního prostředí v atmosféře (Reynolds, Brook a Gourley 1957).

Struktura práce

Tato práce je strukturována do pěti hlavních kapitol. Kapitoly 1–3 tvoří rešeršní část, kapitoly 4–5 pak část praktickou.

Nejdříve (v kapitole 1) je představen blesk včetně jeho základních charakteristik a typologie. Druhá kapitola se věnuje možnostem, jak blesky předpovídat. Popisována jsou základní schémata modelů, jež se pro takovou předpověď používají, přičemž část této kapitoly se zabývá klíčovým pojmem této práce – indexem LPI. Vzhledem k tomu, že je

potřeba predikované prvky konfrontovat se skutečností, jsou v kapitole 3 rozebírány způsoby monitoringu bleskové aktivity. Navíc je v této kapitole uvedena základní klimatologie blesků pro různá prostorová měřítka včetně charakterizace bleskové aktivity v Česku.

Následující kapitola (číslo 4) již uvádí praktickou část této práce, popisuje získaná data, jejich základní charakteristiky a použité metody. Poté (v kapitole 5) jsou prezentovány a diskutovány výsledky, jež byly v práci dosaženy.

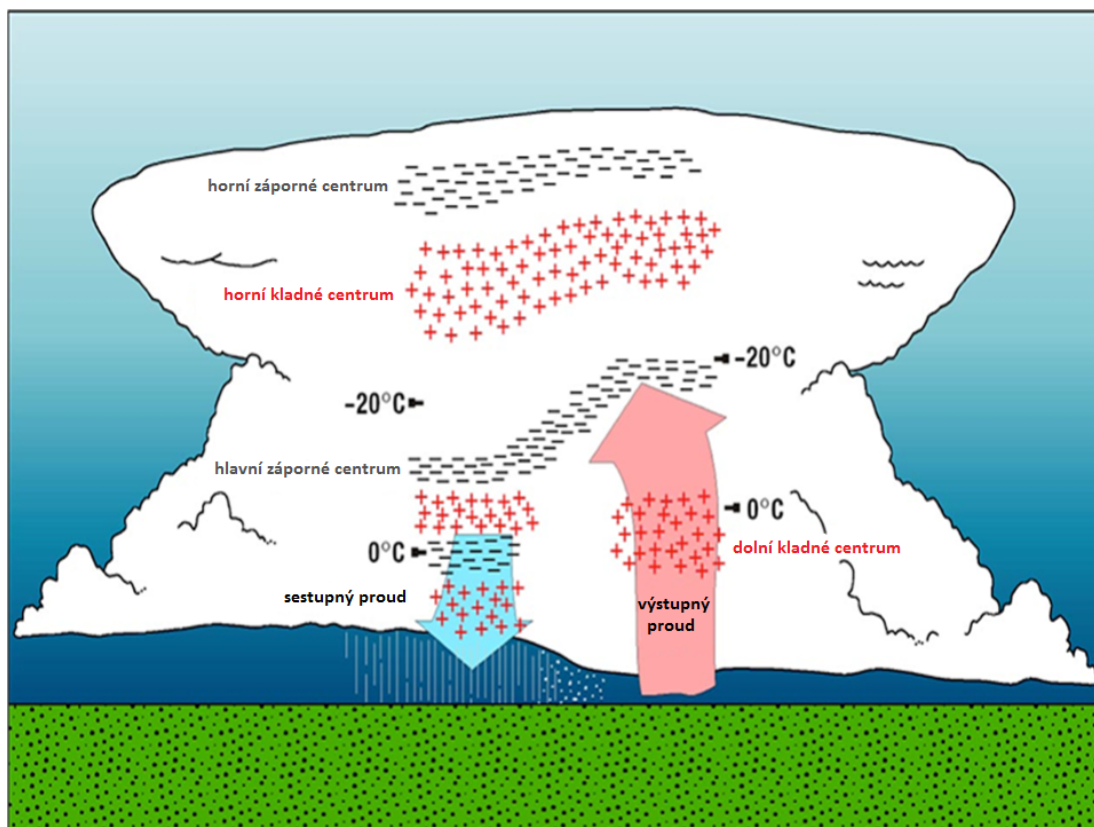
1 Základní charakteristiky blesku

Blesk je komplex elektrostatických výbojů, který vzniká mezi centry kladných a záporných elektrických nábojů v oblacích nebo u zemského povrchu (viz ČMeS online). Doprovází ho vysoká ionizace vzduchu ve značném prostorovém rozsahu (Bednář 1989). Samotný blesk se skládá ze sledu několika elektrostatických výbojů těsně za sebou, v průměru to bývají 3–4 výboje, ale mohou se vyskytnout i blesky s desítkami výbojů. Blesk tvořený dvěma nebo více výboji se nazývá blesk *vícenásobný*. Naopak blesk tvořený jediným samostatným výbojem taktéž není výjimkou (Hamdan 1971), takový blesk je označován jako blesk *jednoduchý*. V některých případech může navíc docházet k větvení bleskového (respektive vůdčího) výboje (viz níže).

Blesky jsou jedním z charakteristických meteorologických jevů souvisejících s oblačností, která je utvářena silnou konvekcí. V takové oblačnosti totiž dochází za určitých podmínek k tvorbě elektrického napětí, a tedy k elektrifikaci oblaku. Samotný bleskový výboj je pak výsledkem elektrického průrazu v elektrifikovaném oblaku. Elektrický náboj je vyměňován mezi různými hydrometeory (nejčastěji krupkami a ledovými částicemi) v oblaku díky tomu, že se vzájemně srážejí, a také díky přítomnosti přechlazené vody.

Blesky jsou sice dlouhodobě předmětem zkoumání, avšak problematika elektrifikace bouřkových oblaků stále není zcela vysvětlena. Nedošlo zatím ke všeobecné shodě ohledně veškerých mechanismů odpovědných za separaci a přenosy elektrických nábojů v konvektivním oblaku (Dwyer a Uman 2014). Nicméně některé mechanismy za obecně platné považovány jsou, bližší seznámení s nimi pak dále podává kapitola 2 této práce.

Stručně lze říci, že výskyt blesků závisí na určitých povětrnostních podmínkách. Blesky jsou zpravidla tvořeny v konvektivních oblacích druhu Cumulonimbus (Cb), výjimečně Cumulus congestus (Cc). Uvnitř takovýchto oblaků totiž může dojít ke vzniku dostatečně silných center elektrického náboje různé polaroty, která jsou pro následný bleskový výboj nezbytná (Řezáčová et al. 2007). Obecné schéma rozložení center elektrického náboje v elektrifikovaném oblaku popisuje tzv. bipolární model, který rozlišuje dvě základní centra. V dolní části oblaku se nachází hlavní centrum záporného náboje, v horní části oblaku naopak centrum náboje kladného. Prostředí mezi těmito centry je považováno za neutrální. V tzv. třípólovém modelu je navíc uvažováno spodní centrum kladného náboje, které je však výrazně menší než centrum kladného náboje v horní části oblaku. Ve skutečnosti je ale rozložení center elektrických nábojů v oblaku značně složitější, jak znázorňuje obrázek 1.



Obrázek 1: Schéma rozložení center elektrického náboje kladné (+) a záporné (-) polarity v bouřkovém oblaku typu Cb (dle Stolzenburg, Rust a Marshall 1998, upraveno).

1.1 Klasifikace blesků

Elektrostatické výboje vznikají mezi centry elektrického napětí opačných polarit (tedy kladné a záporné) jak v rámci oblaku, tak mezi jedním z center a zemí. V prvním případě se jedná o blesk uvnitř oblaku označovaný IC (*intracloud*), či v obecnějším pojetí CC (*cloud-to-cloud*). K výboji zároveň může dojít i mezi centry elektrického napětí dvou různých oblaků (ozn. *intercloud*) nebo mezi oblakem a volnou atmosférou, takové blesky jsou však relativně vzácné, v kontextu detekce bleskové aktivity se zahrnují do typu CC (Řezáčová et al. 2007). Ve druhém případě se jedná o blesk do země, označovaný jako CG (*cloud-to-ground*). Četnost výskytu blesků typu CC je obecně mnohem vyšší než četnost výskytu blesků typu CG.

Dále se podle polarity náboje neseného bleskem rozlišuje blesk kladný (+) či záporný (-). Například označení CG- představuje blesk, který nese záporný náboj z oblaku do

kladně nabitě země. Při pohledu na četnost blesků do země výrazně převažuje typ CG⁻ nad CG⁺, například dle autorů Rakov a Uman (2003) se blesky CG⁻ vyskytují přibližně devětkrát častěji než blesky CG⁺.

Kromě rozdělení blesků na CC a CG nebo + a - se rozlišuje hned několik různých druhů blesků podle jejich vzhledu, respektive prostorového uspořádání. Nejznámějším druhem je blesk *rozvětvený*. Viditelná část takového blesku se větví v souvislosti s větvením vůdčího výboje (viz níže). K rozvětvení blesku často dochází v případě blesků typu CC, avšak pokud je rozvětvený blesk typu CG, končí boční větve ve většině případů v atmosféře (viz ČMeS online). Naopak takový blesk, jehož kanál rozvětven není, je označován jako blesk *čárový*. Tento druh blesku se častěji vyskytuje v případě blesků typu CG než CC.

Dalším druhem je blesk *růžencový* (někdy zvaný *perlový* či *čočkový*). Jedná se o vzácný druh blesku, jehož kanál je tvořen menšími kulovými světelnými úseky. Takový blesk může být pozorován pouze za silného deště. *Stuhový* blesk je takový druh blesku, jehož kanál se jeví výrazně širší než u běžného čárového blesku. Jako příčina se uvádí posun kanálu blesku vlivem velmi silného větru, avšak existence tohoto druhu blesku není dnes zcela uznávána (viz ČMeS online).

Blesk *plošný* také někdy bývá považován za jeden z druhů blesku. Jedná se však o oblak, jenž je bleskem osvětlený, přičemž kanál blesku ale není z místa pozorovatele viditelný. Plošný blesk bývá ke spatření především při tzv. blýskavicích, tedy blescích pozorovaných (zejména v nočních bouřkách) na velkou vzdálenost, jejichž hromy nejsou slyšet.

V neposlední řadě se lze setkat s bleskem *kulovým*, jenž je zvláštní formou blesku a jehož podstata není dodnes řádně objasněna. Má se však obecně za to, že se jedná o formu plasmu v atmosféře. Kulový blesk mívá sférický tvar o průměru řádově centimetrů až metrů, projevuje se světélkováním v různých barvách a volně se vznáší ve vzduchu nebo klesá. Někdy mizí explozí, jindy se rozplyne bez extrémních projevů. V řadě případů může mít ničivé následky, pro lidskou společnost je nebezpečný, například při dotyku působí popáleniny (Bednář 1989).

Následující podkapitola představuje základní dílčí fáze blesku, a to konkrétně na příkladu jednoduchého blesku typu CG.

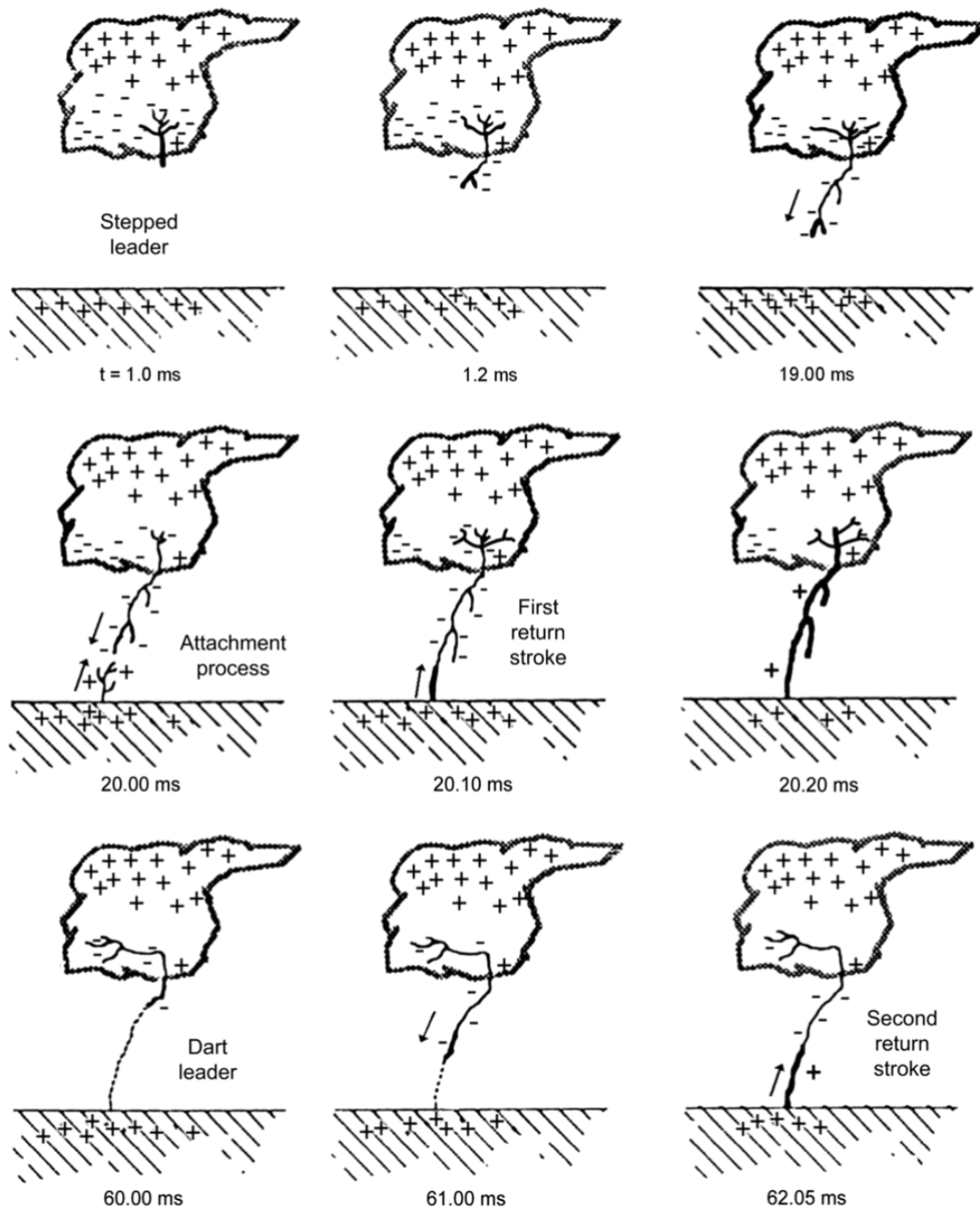
1.2 Schéma jednoduchého blesku typu CG

Je známo, že se vývoj bleskového výboje typu CG skládá z několika dílčích fází (obrázek 2). Zpočátku (již za existence vhodných podmínek pro vznik blesku) se postupně z oblasti oblaku s dostatečným elektrickým polem formuje tzv. stupňovitý vůdčí výboj (v angl. *stepped leader*), který prorůstá (po stupních) směrem k zemskému povrchu a tím vytváří kanál velmi ionizovaného vzduchu.

Jednotlivé stupně se tvoří rychlostí cca 200 km/s a zpoždění mezi dvěma po sobě jdoucími stupni bývá v řádu desítek mikrosekund (Řezáčová et al. 2007). Zároveň může docházet k větvení vůdčího výboje, jež nastává vždy ve směru šíření tohoto výboje. Boční větve většinou končí v atmosféře, málokdy dojde k jejich dotyku se zemským povrchem. Podrobněji o stupňovitém vůdčím výboji viz například Rahiminejad, Vahidi a He (2019).

Naproti vůdčímu výboji, když se dostatečně přiblíží zemskému povrchu, se pak od zemského povrchu začne tvořit vstřícný výboj, který postupuje k vůdčímu výboji až do jejich vzájemného propojení (v angl. označováno jako *attachment process*). Po propojení vůdčího a vstřícného výboje vzniká zpětný výboj (v angl. *return stroke*), který se šíří směrem od země a který nese proud v řádu desítek až stovek kiloampérů (kA). Zpětný výboj bývá oproti výboji vůdčímu mnohem zřetelnější. Postupuje rychlostí cca 20 000 km/s a dosahuje teplot až 30 000 K (Řezáčová et al. 2007). Navíc bývá doprovázen i jevy akustickými – skokovým nárůstem teploty v kanálu blesku se náhle zvětší objem vzduchu, čímž se vytvoří akustická vlna, jež je vnímána jako hrom (Rakov a Uman 2003, Strangeways 2007, Baba a Rakov 2009).

Další fází výboje je střídání vůdčích (v angl. název *dart leader* nebo *dart-stepped leader*) a zpětných výbojů (v angl. *subsequent return strokes*) za sebou. Ve skutečnosti se blesk nemusí skládat pouze z jednoho výboje, nýbrž hned z několika po sobě bezprostředně jdoucích. Každý výboj trvá několik stovek milisekund a celkový výboj blesku je zpravidla kratší než 1 sekunda.



Obrázek 2: Schéma vývoje jednoduchého CG blesku (Dwyer a Uman 2014). *Stepped leader* je stupňovitý vůdčí výboj, *attachment process* znamená vzájemné propojování vůdčího a vstřícného výboje, *first/second return stroke* představuje první/druhý zpětný výboj, *dart leader* je (druhý) vůdčí výboj.

Co přesně vede k iniciaci vůdčího výboje v oblaku není dodnes zcela objasněno. Hovoří se však samostatně o tzv. iniciační fázi (v angl. *preliminary* nebo *initial breakdown*). Příkladem iniciační fáze může být propojení záporně nabitého centra v oblaku s druhotným kladným centrem (Rakov a Uman 2003), nicméně nemusí to tak být vždy. Další autoři (Solomon, Schroeder a Baker 2001, Gurevich a Karashtin 2013) uvádějí jiné příklady prvotního impulzu iniciujícího elektrický výboj v oblaku, a to takzvané ubíhající elektrony (v angl. název *runaway breakdown*) nebo koronový výboj objevující se na hrotech tajících ledových oblačných krystalků, okolo kterých je elektrické pole lokálně zesílené. Problematika iniciační fáze však zůstává současným předmětem zkoumání a diskuze a tato práce se na ni nezaměřuje.

Představená definice a základní charakteristika blesku včetně jeho typologie jsou základem pro predikci blesků. Možnostem, jak blesky předpovídat, se věnuje následující kapitola.

2 Predikce bleskové aktivity NWP modely

Existuje několik různých pohledů na problematiku předpovědi výskytu bleskové aktivity. Taková předpověď je prováděna například numerickými modely předpovědi počasí (Numerical Weather Prediction, NWP) zohledňujícími vícero různých teoretických i empirických parametrů nebo indexů.

NWP modely lze obecně rozdělit do dvou základních skupin, a to do skupin implicitních a explicitních modelů. Obě skupiny se od sebe odlišují především ve způsobu zohlednění různých vstupních podmínek, jež budou vysvětleny dále v této kapitole. Explicitní modelování je obecně pro NWP modely časově a výpočetně náročnější, v řadě případů se proto upřednostňuje práce s modelováním implicitním.

Často se NWP modely rozlišují podle toho, jak ve svých výpočtech popisují konvektivní prostředí, které představuje velice komplexní problém, a je proto samo o sobě výpočetně značně náročné. U implicitních modelů je konvekce parametrizována, tím jsou výpočty do jisté míry usnadněny. Naopak modely, jež zahrnují konvekci explicitně (z angl. tzv. *convection-permitting* modely), pracují s ještě náročnějšími rovnicemi popisujícími konvektivní prostředí přímo.

Předpověď bleskové aktivity je velice úzce spjata právě s předpovědí konvektivní oblačnosti a srážek. Mnohdy se proto používají kombinace různých indexů a parametrů popisujících tyto jevy. Navíc je pro predikci bleskové aktivity potřeba v modelových výpočtech zohlednit i tzv. oblačnou mikrofyziku, respektive především existenci, vývoj a chování hydrometeorů a jejich vzájemné interakce.

2.1 Implicitní modely

Predikce bleskové aktivity implicitními modely je prováděna výpočty značného množství rovnic popisujících stav atmosféry daného místa či oblasti v určitém čase. Tyto modely přitom zohledňují různé podmínky podmiňující potenciální výskyt blesků, avšak například oblačná elektřina je vzhledem ke své komplexnosti a výpočetní náročnosti zahrnuta zpravidla nepřímou. Existuje několik různých přístupů, jak předpovídat bleskovou aktivitu za použití nepřímých neelektrických parametrů založených na empirickém vztahu blesků s vertikálními pohyby hydrometeorů v pevné fázi (sníh, krupky, kroupy) (Dementyeva, Ilin a Mareev 2015).

Ze vstupních podmínek vstupujících do modelových výpočtů se například jedná o přítomnost dostatečně instabilního zvrstvení v atmosféře, výskyt silné konvekce, silných srážek a další. Zohledněná kritéria jsou pak obvykle popisována odpovídajícími parametry, jež byly obecně shledány dostatečně vhodnými pro danou situaci. Jeden z nejhojněji takto využívaných indexů je tzv. CAPE (Convective Available Potential Energy, konvektivní dostupná potenciální energie). Pro následnou předpověď bleskové aktivity se dnes často využívá index potenciálního výskytu blesků (v angl. *Lightning Potential Index*, LPI; Yair et al. 2010, Dementyeva, Ilin a Mareev 2015).

2.1.1 Index potenciálního výskytu blesků (LPI)

Index potenciálního výskytu blesků (LPI), jímž se tato práce zabývá, je veličina zohledňující genezi a separaci elektrického náboje vedoucích k výskytu bleskového výboje. LPI je založen na empirických veličinách a používá se především pro bouřkové oblaky. Například Yair et al. (2010) uvádí definici, že LPI je kinetická energie updraftu (výstupného proudu vzduchu) ve vyvíjejícím se bouřkovém oblaku vážená potenciálem k separaci náboje.

Tento index se počítá konkrétně pro oblast v oblaku mezi izotermami 0 °C a -20 °C, kde je separace náboje podle tzv. neinduktivního schématu (viz dále) za přítomnosti ledových částic a přechlazené vody nejvíce efektivní. Oblast v oblaku mezi izotermami 0 °C a -20 °C se nazývá „*hlavní zóna nabíjení*“ (v angl. *main charging zone*), jedná se tedy o hlavní oblast, ve které dochází k elektrifikaci oblaku.

LPI nabývá hodnot nezáporných. Nenulové hodnoty se objevují pouze tam, kde dochází k separaci náboje (mezi izotermami 0 °C a -20 °C). Kladné hodnoty LPI určují potenciální výskyt blesků a čím je hodnota vyšší, tím je výskyt pravděpodobnější.

Hodnota LPI se počítá podle vzorce (viz Yair et al. 2010)

$$LPI = \frac{1}{V} \cdot \iiint \epsilon \omega^2 \cdot dx dy dz, \quad (1)$$

kde ϵ je bezrozměrná veličina, která nabývá hodnot mezi 0 a 1 a kterou určují směšovací poměry vody a ledu, ω [$m \cdot s^{-1}$] je vertikální složka větru a V je objem vzduchové hmoty, s níž se pracuje (mezi izotermami 0 °C a -20 °C).

Index LPI byl poprvé představen autory Yair et al. (2010), nyní je považován za užitečný nástroj k předpovědi výskytu blesků a také za vhodný parametr, který může pomoci

k předpovědi počasí, konvektivních bouří i silného deště. Jedná se o hojně využívaný index často zahrnovaný do výpočtů NWP modelů, a proto je použit i v této práci.

Původně byl tento index navržen pro americký WRF (Weather Research and Forecasting) model, ve kterém se s ním pracuje nejčastěji (viz např. Yair et al. 2010, Dementyeva, Ilin a Mareev 2015). Avšak LPI je dnes využíván i v jiných NWP modelech, například Sokol a Minářová (2020) poprvé zkoumali možnosti využití LPI v NWP modelu COSMO (podrobněji viz dále).

2.1.2 Konvektivní indexy

Přestože se souvislost oblačné mikrofyziky s výskytem blesků jeví zřejmá, běžně se v modelech pro předpověď konvektivní oblačnosti a bouřek stále používají indexy stabilitní a termodynamické. Příklady takových indexů jsou K index (KI), CAPE, CPTP a další.

CAPE

Termodynamický index instability zvaný CAPE (konvektivní dostupná potenciální energie) je jedním z nejzákladnějších indexů pro popis stabilitních podmínek v dané situaci. Určuje množství „energie, kterou má adiabaticky izolovaná vzduchová částice v případě dosažení hladiny volné konvekce (HVK) k dispozici při výstupu do hladiny nulového vztlaku (HNV)“ (viz ČMeS online, heslo CAPE).

Index CAPE je definován vzorcem

$$CAPE = \int_{HVK}^{HNV} g \cdot \frac{T_{vc} - T_v}{T_v} dz , \quad (2)$$

kde g je tíhové zrychlení, T_{vc} teplota vzduchové částice a T_v teplota okolního vzduchu. CAPE je udávána v jednotkách $[J \cdot kg^{-1}]$.

CPTP

Další index CPTP (Cloud Physics Thunder Parameter) je pak odvozená veličina z CAPE, která představuje potenciál ke vzniku konvektivní bouře se separovaným elektrickým nábojem, a to za vhodných termodynamických a stabilitních podmínek. Hodnota CPTP se získá výpočtem dle předpisu (viz např. Bright a Wandishin 2005)

$$CPTP = \frac{(-19^\circ C - T_{EL})(CAPE_{-20^\circ C} - K)}{K} , \quad (3)$$

kde T_{EL} (z angl. *equilibrium temperature*) je teplota HNV, $CAPE_{-20^{\circ}C}$ je hodnota CAPE mezi izotermami $0^{\circ}C$ a $-20^{\circ}C$ a K je empirická konstanta ($100 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$).

Přestože tento index výstižně popisuje vertikální vývoj oblaku, je dobré mít na paměti, že nezahrnuje přímo patřičné mikrofyzikální charakteristiky, jež vedou k elektrifikaci oblaku (Yair et al. 2010).

CAPE * P

Často se využívá ještě jeden index odvozený z CAPE, jenž je kombinací CAPE a intenzity srážek P (z angl. *precipitation rate*). Index se značí jednoduše $CAPE * P$ a uplatňuje se především při predikci bleskové aktivity nad pevninou (Romps et al. 2018).

KI

Pro popis potenciálního výskytu silné bouřky se dále používá tzv. K index, někdy uváděný jako *Whiting coefficient* (viz Sturtevant 1995). Tento stabilitní index lze vypočítat podle vzorce

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}), \quad (4)$$

kde T_{850} , T_{700} , T_{500} jsou teploty vzduchu v izobarických hladinách 850, 700 a 500 hPa a T_{d850} , T_{d700} jsou teploty rosného bodu v izobarických hladinách 850 a 700 hPa (Yair et al. 2010). Index nabývá nezáporných hodnot a platí, čím je hodnota vyšší, tím je větší pravděpodobnost výskytu bouřek. Při hodnotách KI do 20 se bouřky příliš neočekávají, naopak pro hodnoty KI nad 30 lze s četnými silnými bouřkami počítat (viz ČMeS online).

2.2 Explicitní modely

Explicitní modely jsou oproti modelům implicitním zpravidla mnohem podrobnější, dokáží modelovat i samotný proces elektrifikace oblaku a následný výboj. Do modelových výpočtů zahrnují různé charakteristiky oblačných mikrofyzikálních procesů, důležitým aspektem je proto zohlednění určitých mechanismů týkajících se uspořádání a chování oblačných částic. Z těchto mechanismů se například jedná o neinduktivní a induktivní schémata (viz níže). Navíc je dnes snaha explicitně modelovat samotný kanál blesku, respektive šíření stupňovitého vůdčího výboje a jeho větvení (viz například Rahiminejad, Vahidi a He 2019).

Hlavním nedostatkem explicitních modelů bleskové aktivity je však jejich výpočetní náročnost. Nehledě na to, že posléze nastává problém s otázkou verifikace předpovědi – takové ověření je totiž prakticky nemožné z důvodu nedostatku reálně měřených dat v bouřkovém oblaku (například letecky nebo balonovou metodou). Přestože některé takové studie jednotlivých bouří existují (např. Nicoll a Harrison 2009, A. G. Williams et al. 2011, Arabshahi et al. 2014), jejich výsledky jsou obtížně zobecnitelné. Naměřené hodnoty a zjištěné charakteristiky se v různých geografických lokalitách liší, aplikovatelnost takových poznatků je tedy velice omezená, což verifikaci předpovědi ztěžuje. Například poznatky zjištěné v Austrálii (A. G. Williams et al. 2011) nejsou pro verifikaci předpovědi nad Českem zcela vhodné. Výsledky simulací lze proto porovnávat převážně jen s teoretickými poznatky nebo laboratorními výsledky.

Nicméně je potřeba mít na paměti, že jsou nynější modely stále zatíženy řadou nejistot plynoucích z volby parametrizací, nemožnosti absolutního popisu reality, nutnosti jisté generalizace a podobně. Realizace samotné předpovědi bleskové aktivity v NWP modelu pak závisí na dostatečně dobrém schématu parametrizace blesků, která v sobě nese i nejistotu týkající se modelování konvekce a elektrifikace konvektivní oblačnosti. Nejdříve je proto nutné objasnit mechanismy samotné elektrifikace bouřkového oblaku.

Prvotní výzkum blesků byl založen na optickém pozorování, který se využívá i v dnešní době, a to za použití kamer zachycujících velmi krátké elektromagnetické vlny (označovány *VHF* z angl. *very high frequency*). Poté se blesky začaly zkoumat i experimentálně v laboratorních za různých simulovaných podmínek právě za účelem objasnění principu elektrifikace oblaku, jež bleskovým výbojům předchází. Problematika elektrifikace oblaku je dosud pro mnohé autory klíčovým předmětem zkoumání. Řada z nich na základě svých poznatků navrhla teorie týkající se separace elektrického náboje v oblaku.

Obecně lze říci (viz například Takahashi 1984), že potřebná elektrifikace oblaku vedoucí k elektrostatickému výboji vychází ze tří hlavních kritérií, jimiž jsou:

1. přítomnost kapek, respektive pevné fáze vody v oblaku,
2. existence termodynamické instability umožňující vznik a vývoj vertikálně mohutné oblačnosti s dostatečně silným výstupným proudem (*updraftem*),
3. limit teploty konvektivního oblaku, která musí dosahovat -20 °C a méně.

Dále se má za to, že akumulací elektrického náboje v oblastech s rozdílnými teplotami v oblaku je iniciován elektrický výboj. Oblast zhruba mezi izotermami $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ je považována za přechodnou, do níž se soustředí negativní náboj, zatímco mimo tuto oblast se hromadí náboj kladný (Takahashi 1984).

Obecnou odpověď na otázku, co vede k separaci elektrických nábojů opačné polarity v oblaku, představuje jednoduché schéma o dvou základních fázích (Bednář 1989). V první fázi dochází k ionizaci hydrometeorů – větších (ledových částic, dešťových kapek) i menších (kapiček přechlazené vody, ledových krystalků). V druhé fázi pak probíhá vlastní separace elektrických nábojů způsobená gravitací v kombinaci se vzestupnými proudy vzduchu v oblaku, kdy ionizované velké hydrometeory padají díky gravitaci směrem dolů, zatímco v horní části oblaku zůstává převaha ionizovaných malých částic, jejichž pádová rychlost je menší než rychlost vzestupných pohybů vzduchu v oblaku.

V explicitních modelech předpovědi blesků se nejčastěji objevují a uvádějí následující dvě schémata elektrifikace oblaku, a to schéma neinduktivní a induktivní.

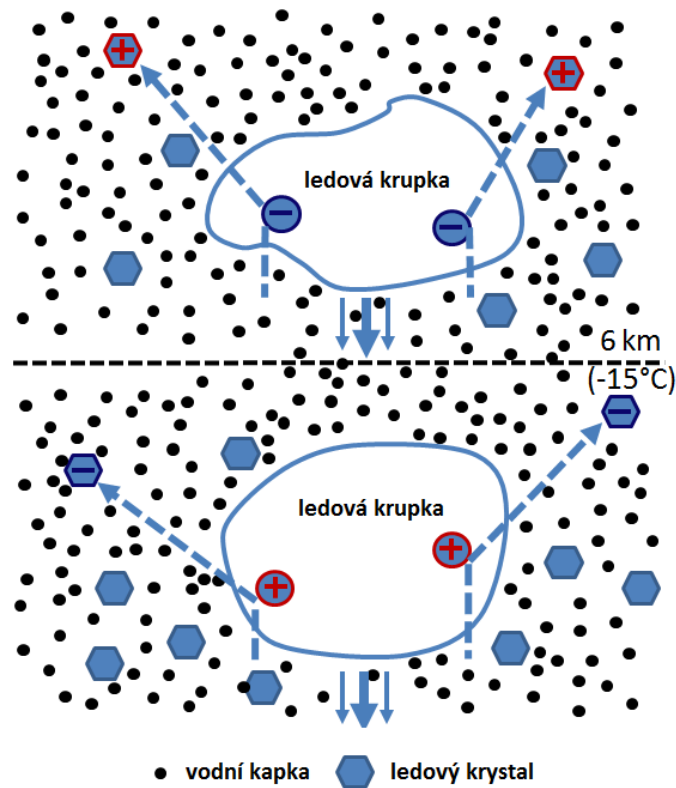
2.2.1 Neinduktivní schéma

Neinduktivní schéma je v dnešní době považováno za hlavní mechanismus separace náboje v bouřkovém oblaku. Workman a Reynolds (1949) byli jedni z prvních autorů, kteří popsali podstatu zmiňovaného mechanismu právě neinduktivním schématem. Vysvětlují, že vznik blesku je úzce spjat s vývojem updraftu a s přítomností vody v pevné fázi v oblaku. Toto schéma však oproti induktivnímu schématu (viz níže) zohledňuje procesy nezávisle na velikosti okolního elektrického pole (proto název *neinduktivní*).

Neinduktivní schéma elektrifikace bouřkového oblaku zahrnuje přenos elektrického náboje mezi ledovými krystalky a krupkami nebo kroupami za přítomnosti přechlazených vodních kapek v oblaku. Pevné částice do sebe v oblaku vzájemně narážejí a tím dochází k jejich ionizaci – menší hydrometeory získávají při nárazu do větších vždy náboj opačný (obrázek 3). Podle teploty prostředí získávají větší hydrometeory buď kladný, nebo záporný náboj. Hranice bývá udávána kolem $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ až $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$, kdy v teplejším prostředí získávají větší hydrometeory náboj kladný, zatímco v prostředí chladnějším získávají náboj záporný; pro menší hydrometeory to tedy platí opačně (Barthe a Pinty 2007; obrázek 3).

Dále hraje významnou roli již zmiňovaný mechanismus separace elektrického náboje v rámci celého oblaku, a to za současného působení jak silného updraftu v oblaku, tak zemské gravitace. Větší částice klesají k základně oblaku, menší se dostávají díky dosta-

tečné síle updraftu do horních částí oblaku. Takovou separací nábojů je v oblaku utvořeno neustále se vyvíjející elektrické pole, které při dosažení určité kritické velikosti vede ke vzniku elektrického výboje, potažmo blesku (Takahashi 1984, Saunders 1993).



Obrázek 3: Přenos elektrického náboje pomocí kolizí hydrometeorů podle neinduktivního schématu (dle Rakov a Uman 2003, upraveno).

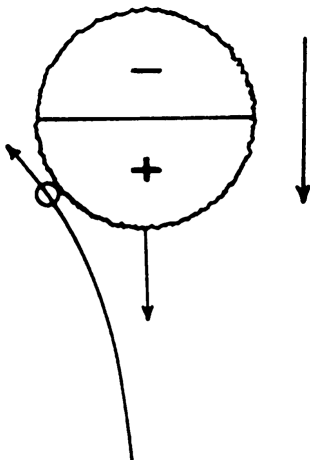
Proces přenosu elektrického náboje podle neinduktivního schématu je podmíněn několika parametry týkajícími se jak samotných hydrometeorů, tak způsobu, kterým do sebe vzájemně narážejí. Velikost separovaného náboje závisí například na teplotě prostředí, velikosti částic (ledových krystalků), rychlosti jejich kolizí a množství přítomné přechlazené vody. Důležité je zmínit, že elektrický náboj je v tomto schématu buď již přítomný, nebo je při kolizi oblačných částic generován (Saunders 1993).

2.2.2 Induktivní schéma

Induktivní schéma elektrifikace oblaku vysvětluje separaci náboje za pomoci vzájemných interakcí kapek a oblačných částic, a to za přítomnosti vertikálního elektrického pole, jež dané částice polarizuje (Shi, Tang a Tan 2016). Oproti neinduktivnímu schématu jsou tedy procesy popisované induktivním schématem na elektrickém poli okolí závislé.

V induktivním schématu jsou uvažovány dva základní typy dvojic interagujících oblačných částic, a to krupky s oblačnými ledovými krystalky a krupky s oblačnými kapkami. Jejich interakce je představována vzájemnými srážkami a odrazy (v angl. *collisions and rebounds*), které separují náboj a tím posilují již existující elektrické pole (Saunders 2008).

Menší oblačné částice nesené updraftem směrem vzhůru se odrážejí od spodních částí polarizovaných (větších) ledových krupek, během čehož dojde k přenosu (zpravidla kladného) náboje (obr. 4). Následuje klasická separace náboje v rámci oblaku, větší částice se díky gravitaci dostávají do spodních částí oblaku, naopak menší částice s opačnou polaritou jsou vzestupným proudem vzduchu přenášeny do oblastí vrchních. Tímto mechanismem je tedy dále posilováno zmiňované elektrické pole (Saunders 2008).



Obrázek 4: Interakce oblačné částice (menší) s krupkou (větší), induktivní schéma (Saunders 2008). Šipky značí směry pohybu.

Skutečnost se však oproti teorii induktivního schématu může poněkud lišit. Vzhledem k tomu, že většina oblačných kapek má při kontaktu s krupkou tendenci na ni přimrzat, je reálně přenášený náboj velmi malý. Dalším nedostatkem schématu je fakt, že časový úsek interakce ledových oblačných částic s krupkami může být příliš krátký na to, aby došlo

k přenosu elektrického náboje. Nižší elektrická vodivost ledu navíc snižuje účinnost přenosu náboje (Shi, Tang a Tan 2016). Z tohoto důvodu se v NWP modelech elektrifikace za pomoci vzájemných interakcí ledových částic podle induktivního schématu často neuvažuje (především při modelování raných fází vývoje bouřkové oblačnosti). Užitečnou roli však může toto schéma hrát při modelování vrcholových a pozdních fází vývoje bouřkové oblačnosti, kdy je již značné elektrické pole v rámci oblaku přítomno a oblačné částice nabývají svých nábojů rychle (Saunders 2008), což není možné pomocí neinduktivního schématu zohlednit.

Kromě výše uvedených poznatků mohou do výpočtů v NWP modelech vstupovat i data reálně naměřená, a to v procesu zvaném asimilace dat, kterému se věnuje následující podkapitola.

2.3 Asimilace bleskových dat

Pojmem asimilace dat se většinou rozumí proces, jenž vede k pozměnění (potažmo zpřesnění) výstupů numerického modelu předpovědi počasí daného časového úseku (*asimilačního okna*), a to zpravidla za pomoci reálně naměřených dat. Taková data ve skutečnosti ovlivňují počáteční podmínky pro další modelové výpočty. Motivací pro aplikaci asimilace dat je předpoklad, že pokud model dobře simuluje předpověď v asimilačním okně, kde lze takovou předpověď verifikovat, pak lze očekávat, že i vlastní předpověď modelu s asimilovanými daty bude přesnější než s využitím jiných počátečních podmínek (viz ČMeS online).

V praxi se lze setkat s různými příklady asimilace meteorologických dat. Avšak co se týče modelování predikce výskytu bleskové aktivity, do modelových výpočtů se nejčastěji zahrnují reálně detekované blesky (Wang, Yang a Jin 2018) získané pozemním měřením. Limitem pro předpověď bleskové aktivity ale může být fakt, že data z pozemního měření bývají dostupná až s určitým časovým zpožděním. Právě tento problém může při predikci tak krátkého jevu, jako je výskyt blesků, hrát významnou roli. Data detekovaných blesků jsou však využitelná i pro zpřesňování předpovědí jiných jevů, používají se například pro identifikaci a predikci pohybu konvektivních bouří (Novák a Žejdlík 2009).

Existuje několik předpovědních modelů, do kterých lze data detekovaných blesků zahrnout. Nejčastěji se pracuje s modelem WRF (Weather Research and Forecasting) (Lynn a Yair 2010, Yair et al. 2010), s modelem COSMO (Consortium for Small-Scale Modelling)

nebo s modelem ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) (Lopez 2016). Vzhledem k tomu, že se tato práce zaměřuje na pole LPI podávaná modelem COSMO, stojí za zmínku především tento model.

2.4 NWP model COSMO a predikce bleskové aktivity

Model COSMO je německý nehydrostatický NWP model, jehož základní verze byla s původním názvem Lokal Modell představena Německou meteorologickou službou (Deutscher Wetterdienst, DWD) v roce 1999 (COSMO online). Jedná se o regionální předpovědní model, který je dnes hojně využíván různými meteorologickými službami a vědeckými centry nejen v Německu.

Model COSMO většinou podává předpověď na 1 až 24 hodin (možno i delší), počítá buď s jedno- (1M), nebo s dvoumomentovou (2M) oblačnou mikrofyzikou (dále jen mikrofyzikou), která popisuje šest typů hydrometeorů: oblačné kapičky, dešťové kapky, ledové krystaly, krupky, sněhové vločky a kroupy. Nastavení 2M mikrofyziky je obecně považováno za přesnější (Seifert a Beheng 2006), zahrnuje totiž mnohem podrobnější informace o hydrometeorech, respektive kromě jejich výskytu nese informaci i o jejich směšovacích poměrech a tím lépe popisuje jejich chování v konvektivním oblaku (Seifert a Beheng 2006, Sokol, Zacharov a Skripniková 2014).

Časový krok výpočtů i vertikální rozlišení (pro rozmezí 0–22,5 km) jsou pro samostatné běhy modelu volitelnými parametry, pro účely této práce byl nastaven časový krok 6 sekund a vertikální rozlišení 70 hladin. Nižší vrstvy jsou vždy pro větší přesnost uspořádány hustěji u sebe. Model zpravidla zahrnuje následující proměnné: teplotu vzduchu, tlak vzduchu, vektor proudění vzduchu pro všechny směry, směšovací poměr vodní páry a při nastavení 2M mikrofyziky i pro jednotlivé typy hydrometeorů. Možné je provádět předpověď počasí pro vybrané události a lze navíc zahrnout výpočet polí hodnot LPI.

Původně byl model využíván pro atmosférické jevy tzv. mezoměřítká s horizontálním rozlišením 7 x 7 km, kdy byl kladen důraz na předpověď počasí se zaměřením obecně na oblaky, mlhy, atmosférické srážky spojené s frontálním rozhraním a orograficky a termicky podmíněný vítr. Od roku 2007 se model začal používat s detailnějším horizontálním rozlišením, a to se sítí zhruba 2,8 x 2,8 km. Dnes je možno pracovat i s rozlišeními 2,2 x 2,2 km nebo 1,2 x 1,2 km (pro účely této práce bylo použito právě toto rozlišení). Předmětem zkoumání a předpovědí jsou dnes spíše extrémní a nebezpečné meteorologické jevy způso-

bené silnou konvekcí (supercelární bouře, komplexní mezoměřítkové konvektivní systémy, tzv. squall-lines apod.).

Model COSMO umožňuje i modelování případových studií, proto je dnes využíván k předpovědím vybraných povětrnostních událostí. Kromě samotného předpovědního modelu je však pro praktické využití zapotřebí hned několik dalších kroků a komponent, jimiž jsou například asimilace dat (viz výše), interpolace okrajových podmínek nebo také programy pro následné zpracování dat (podrobněji viz COSMO online).

Asimilovaná data v tomto modelu napomáhají lepším a přesnějším výpočtům odpovídajícím skutečnosti. Při modelování předpovědi bleskové aktivity by do modelu COSMO mohla vstupovat data detekovaných blesků, na jejichž základě by poté model upravil parametry výpočtu. Příkladem takových asimilovaných dat by mohly být detekované blesky sítě EUCLID (European Cooperation for Lightning Detection, viz kapitolu 4).

Ať už se využívá kteréhokoliv modelu pro predikci atmosférických jevů, vždy je nutné předpovídaná data ověřit, konfrontovat se skutečností. Kontrola probíhá na reálně naměřených datech, v případě blesků se jedná o blesky detekované nejčastěji pozemními čidly. A to je jeden z důvodů, proč je potřeba provádět monitoring blesků.

3 Monitoring blesků a jejich klimatologie

3.1 Monitoring blesků

Dlouhou dobu neexistovaly jiné metody pozorování blesků než fotografie či jednoduché spektrografické metody (rozdělující spektrum světla). Elektromagnetické signály bleskových výbojů se začaly zaznamenávat až ve 30. letech 20. století, od 70. let se díky modernímu technologickému pokroku daří měřit bleskovou aktivitu pomocí širší škály technologií. Například se zaznamenávají optické, elektrické či magnetické signály, dnes již s přesností na mikrosekundy nebo o řád přesněji (Rakov a Uman 2003).

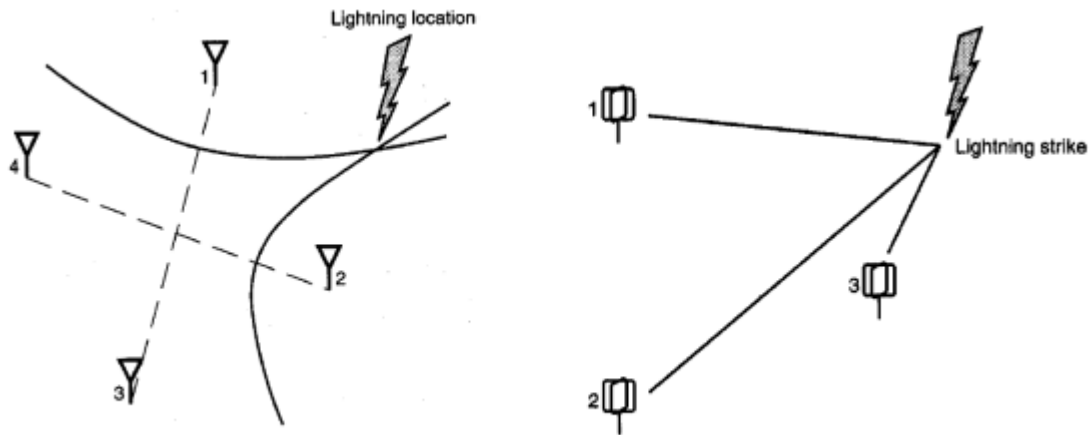
Hovořit lze o dvou základních sítích monitorovacích zařízení. Jde jednak o pozemní staniční síť a jednak o distanční pozorování pomocí družic.

3.1.1 Pozemní síť

Pozemní staniční síť obsahuje měřicí čidla, která detekují změny v elektromagnetickém poli ve svém bezprostředním okolí. Každý bleskový výboj totiž vyvolá takovou změnu elektromagnetického signálu, jež se projevuje jako krátký impulz a nazývá se *sférik*. Čidla zaznamenávají přesný čas příchodu sfériku, jeho tvar a případně i směr příchodu. Systém takových čidel, která mají přesný synchronizovaný čas, je pak možno dělit podle způsobu určování přesné polohy blesku.

Prvním a zároveň častějším typem je systém detekce blesků podle času příchodu (z angl. *time of arrival*, TOA). Poloha blesku je v takovém případě určována podle rozdílných časů detekce odpovídajících si sfériků různými čidly (obrázek 5 vlevo). Druhým typem je systém detekce blesků podle určování směru příchodu (*direction finding*, DF). V takovém případě je poloha blesku dána průsečíkem směrů příchodu detekovaných sfériků různými čidly (obrázek 5 vpravo). Používat lze také kombinaci obou metod (viz ČMeS online).

Aktuálním nedostatkem pozemního monitoringu blesků mimo jiné je, že může dojít k zachycení falešného signálu. To posléze vede k zaznamenání blesku, jenž se ve skutečnosti nevyskytl. Detekce falešných bleskových výbojů však zůstává řádově v jednotkách za den (Novák a Žejdlík 2009). Dnes je snaha takové přístrojové chyby čidel eliminovat, nicméně ne vždy se tomu dá zcela zamezit.



Obrázek 5: Schéma detekce blesků metodou *time of arrival* (TOA, vlevo) a metodou *direction finding* (DF, vpravo) (MacGorman a Rust 1998).

Dále stojí za zmínku, že se dnes rozvíjí například využití sítě Lightning Mapping Array (LMA), jež je tvořena soustavou pozemních antén a GPS přijímačů rozmístěných zpravidla 15–20 km od sebe. Tato síť detekuje metodou TOA celkovou bleskovou aktivitu (tedy CG i CC blesky dohromady) s přesností lokalizace 700–1200 metrů, oproti jiným sítím navíc poskytuje i vertikální informaci o tom, kde se blesk vyskytl. Důležitým přínosem LMA podle López et al. (2017) je umožnění lepšího mapování celého kanálu blesku (včetně jeho části uvnitř oblaku), přesnější určení doby trvání blesku nebo také zjišťování délky blesku.

3.1.2 Družice

Detekce blesků distančním pozorováním je prováděna pomocí přístrojů na meteorologických družicích. Tyto přístroje však při detekci blesku většinou nedokáží rozlišit, zda se jedná o blesk typu CC nebo CG, monitorují proto pouze celkovou bleskovou aktivitu. Počátky družicového měření bleskové aktivity sahají do úplného závěru minulého století, první takové přístroje (konkrétně přístroje Lightning Imaging Sensor, LIS) nesly družice na nízkých oběžných drahách, například družice TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) od roku 1997.

V současné době se využívá přístrojů na družicích geostacionárních, například na družicích GOES-R (Geostationary Operational Environmental Satellites – R Series), které obsahují přístroj GLM (Geostationary Lightning Mapper). Přesnost lokalizace detekova-

ných blesků těmito přístroji však zůstává zhruba 10 km. Výhodou je, že tyto přístroje poskytují data detekovaných blesků prakticky v reálném čase, navíc s účinností mezi 70 až 90 % (nižší hodnoty pro den, vyšší hodnoty pro noc; viz ČMeS online). Dále například družice MTG (Meteosat Third Generation), které budou na svou oběžnou dráhu vypouštěny od roku 2021, nově ponесou přístroj pro kontinuální detekci celkové bleskové aktivity označovaný LI (Lightning Imager), jehož horizontální rozlišení bude 4,5 km (podrobněji viz EUMETSAT online).

3.1.3 Monitoring bleskové aktivity v Česku

V Česku se nejčastěji využívají dvě evropské sítě pozemních stanic monitoringu blesků, a to CELDN (Central European Lightning Detection Network) a LINET (Lightning Location Network). Ani jedna z těchto sítí však není schopna zajistit zcela homogenní pokrytí celého českého území, což je dobré si uvědomit při interpretaci jimi získaných dat.

CELDN (provozovaná společností Siemens) vznikla propojením existujících sítí BLIDS (Blitzinformationsdienst Siemens) v Německu, ALDIS (Austrian Lightning Detection and Information Service) v Rakousku a rozšířením o nové senzory v Česku, Polsku, Maďarsku a na Slovensku (Novák a Žejdlík 2009). Nyní je součástí širší evropské sítě EUCLID zahrnující většinu evropských států po zhruba 25. poledník východní zeměpisné délky.

Využití CELDN v Česku bylo donedávna důležité především pro Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ), státní hydrometeorologickou společnost. Tato síť velmi dobře detekuje blesky typu CG, účinnost se uvádí kolem 90 % a přesnost lokalizace se pohybuje kolem 500 metrů. Pro blesky typu CC je účinnost detekce stále relativně nízká, hovoří se o zhruba 30 % (ČHMÚ online).

Pro ČHMÚ je však tato síť dobrým zdrojem dat doplňujícím data z radarů a satelitů, která se používají pro nowcasting bouří (předpovědi bouří v reálném čase) a vydávání výstrah. Data bleskové aktivity jsou taktéž využívána v operativních automatických nowcastingových aplikacích. V kombinaci s daty z radarů a dalšími zdroji meteorologických informací jsou data bleskové aktivity dobře využitelná v geografickém prostředí, kde umožňují přesnější lokalizaci nebezpečných povětrnostních podmínek (Novák a Kyznarová 2011).

LINET je evropská pozemní síť založená německými vědci v Mnichově. Jedná se o systém čidel rozmístěných 150–250 kilometrů od sebe, lokalizace detekovaných blesků je založena na metodě TOA. Systém umožňuje monitorovat blesky obojího typu (CG i CC),

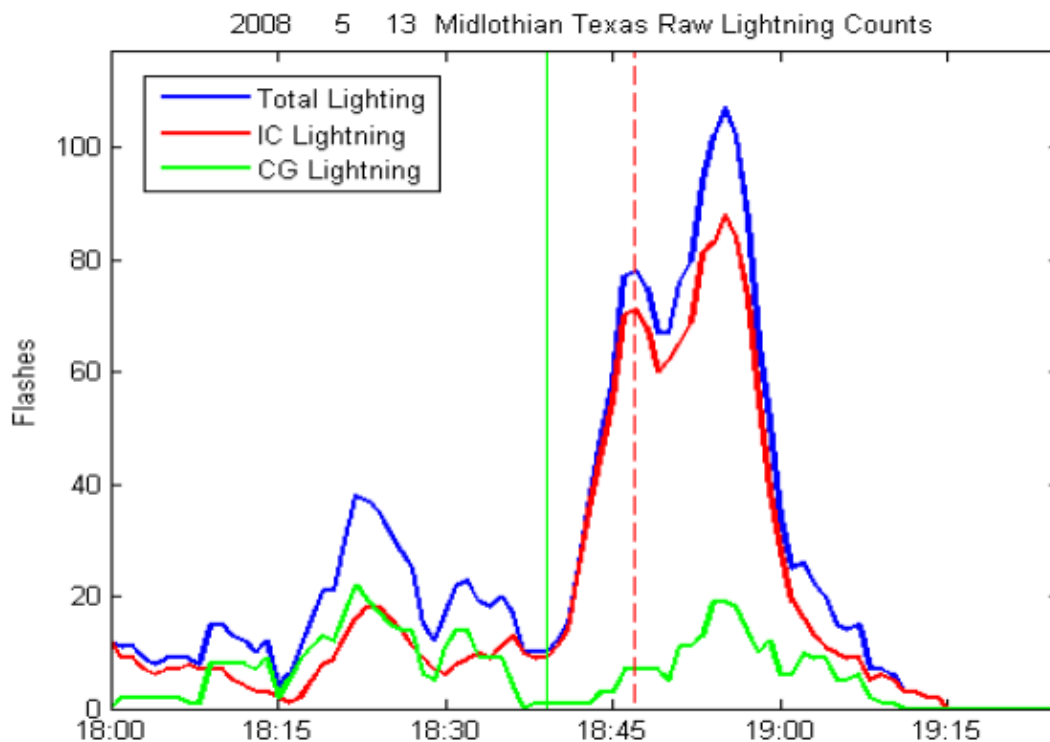
účinnost detekce se pohybuje mezi 60 a 90 %. Data získaná LINET začal od února roku 2018 taktéž využívat ČHMÚ.

Existuje však mnoho dalších sítí pro detekci a monitoring bleskové aktivity. Často využívaným zdrojem informací se také stala amatérská síť zvaná Blitzortung (viz webové stránky <http://cs.blitzortung.org>). Jedná se o pozemní monitorovací systém dobrovolně provozovaných stanic, respektive čidel. Tato síť se nenachází pouze v Evropě, ale například i v Severní Americe či Austrálii. Síť Blitzortung však zaznamenává pouze omezené údaje o detekovaných blescích, například oproti síti EUCLID neobsahuje informaci o špičkovém proudu nebo o kvalitě získaných dat.

3.2 Lightning jump

S výskytem bleskové aktivity je spjat ještě jeden pojem, který stojí za zmínku, a to tzv. *lightning jump*. Jedná se o skokový (proto *jump*) nárůst v intenzitě bleskové aktivity (především blesků typu CC) jednotky až desítky minut před příchodem samotné bouřky (E. Williams et al. 1999). Tento fenomén rovněž není dodnes zcela objasněn a zůstává proto předmětem zkoumání. Podrobněji se touto problematikou zabývali například Schultz, Petersen a Carey (2009), Metzger (2010) či Farnell, Rigo a Pineda (2017).

Pro ilustraci lze na obrázku 6 vidět příklad jevu *lightning jump*, který pochází z americké studie (viz Metzger 2010) a zachycuje nárůst intenzity bleskové aktivity před příchodem krupobití.



Obrázek 6: Příklad tzv. *lightning jump* (Metzger 2010). Modrá, červená a zelená křivka grafu zobrazují (po řadě) průběh celkového počtu blesků, počtu CC blesků a počtu CG blesků. Dále jsou vyznačené: počátek lightning jump (svislá zelená linie) a příchod krupobití (svislá červená přerušovaná linie).

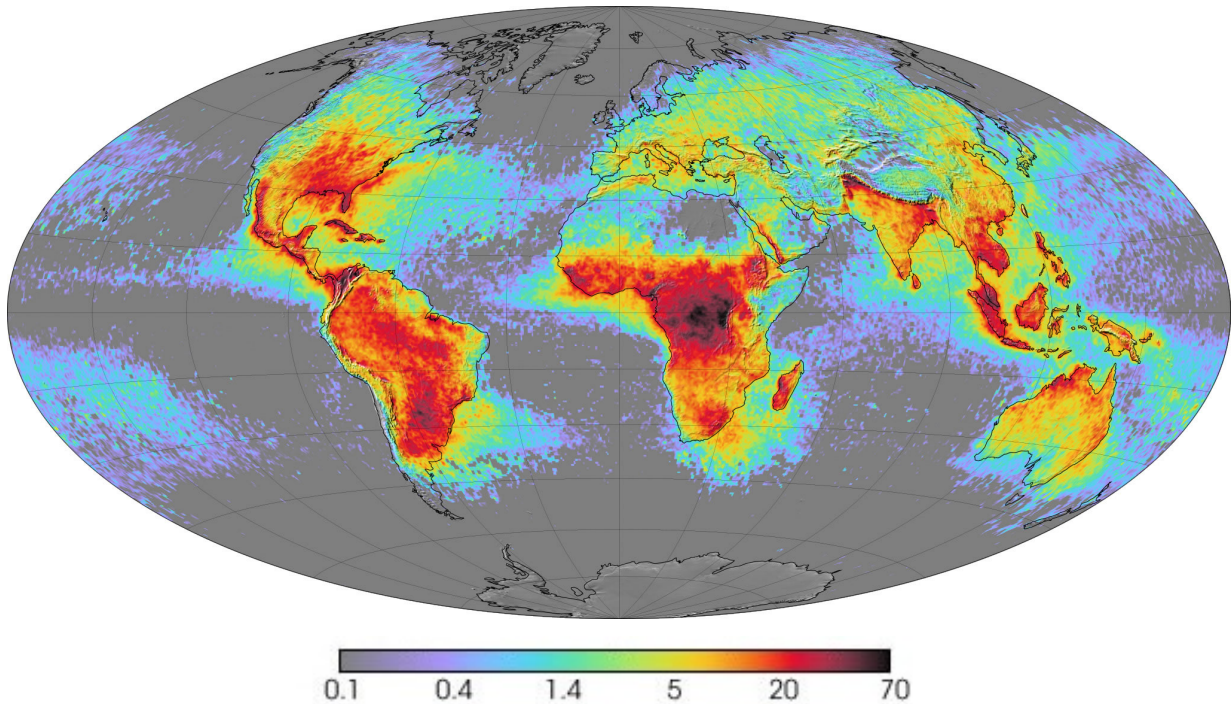
3.3 Klimatologie blesků

Soustavný monitoring bleskové aktivity umožňuje sledovat obecné charakteristiky výskytu blesků, a to na úrovni různých měřítek. Následující části představují klimatologii bleskové aktivity ve světě, v Evropě a také v Česku.

3.3.1 Blesková aktivita ve světě

Distanční pozorování umožňuje monitoring bleskové aktivity v globálním měřítku, stejně jako monitoring jiných, nejen atmosférických jevů. Bleskovou aktivitu, její prostorové, časové rozmístění a klimatologii pak lze porovnávat s dalšími sledovanými charakteristikami v tomtéž měřítku.

Není překvapivé, že rozložení bouřek a bleskové aktivity na Zemi je značně nerovnoměrné. Zhruba 78 % veškerých blesků se vyskytuje v geografických polohách mezi 30. stupni severní a jižní zeměpisné šířky (Christian et al. 2003). Ke většině blesků dochází nad pevninou (obr. 7), například Christian et al. (2003) uvádějí, že blesků nad pevninou je desetkrát více než nad vodní plochou (nehledě na fakt, zda se jedná o slanou vodu nebo sladkovodní prostředí). Nad pevninou je totiž mnohem lépe splněna základní podmínka vzniku bouřkového oblaku, tedy velký vertikální teplotní gradient vzduchu (Kolmašová 2015). Výrazné rozdíly v teplotách mezi výškovými hladinami vzduchu totiž vedou k silným vzestupným i sestupným pohybům vzduchu, kdy teplý a vlhký vzduch stoupá (*updraft*), zatímco chladnější vzduch klesá (*downdraft*).



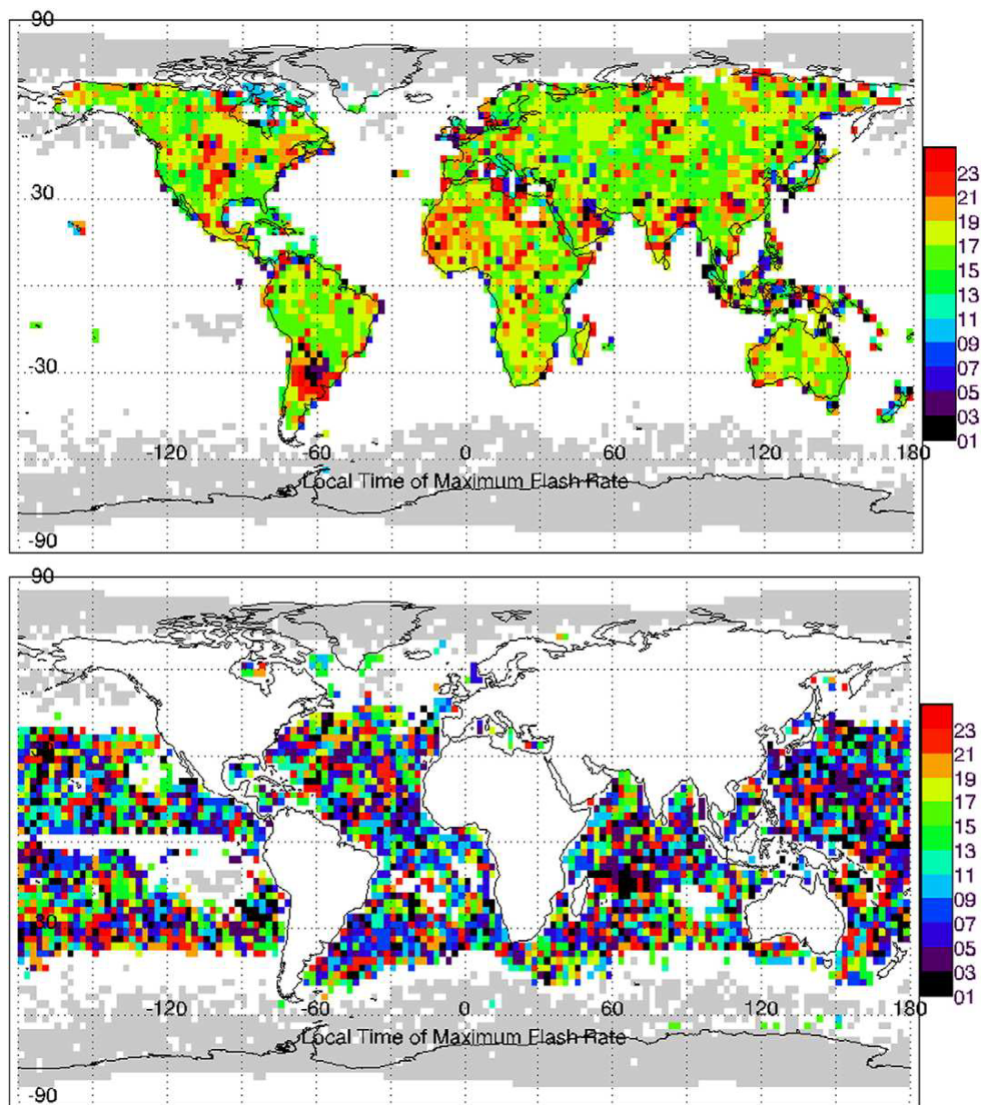
Obrázek 7: Rozložení bleskové aktivity ve světě mezi lety 1995 a 2002 (NASA: 2006). Barevná škála zobrazuje hustotu bleskové aktivity [počet blesků na km² za rok].

Ohniska nejvyšší intenzity bleskové aktivity na Zemi lze nalézt například v rovníkové Africe, Latinské Americe a jihovýchodní Asii (obr. 7). V takových oblastech dosahuje intenzita bleskové aktivity řádově až desítky blesků na jeden km² za rok.

Ve středních až vyšších zeměpisných šířkách má dále smysl uvažovat roční chod bleskové aktivity. Nejvíce blesků se vyskytuje v letních měsících v souvislosti se zvýšenou frekvencí

tvorby bouřkových oblaků díky prohřívání zemského povrchu a konvekci (Blakeslee et al. 2013). V zimních měsících je intenzita výrazně nižší, avšak není nulová.

Zajímavým aspektem rozložení bleskové aktivity ve světě je její denní chod. Podle Blakeslee et al. (2013) si lze všimnout dalšího výrazného kontrastu mezi blesky nad pevninou a nad oceány (obr. 8). Zatímco nad pevninou výrazně převažují maxima intenzity bleskové aktivity v odpoledních hodinách, nad oceány jsou maximální hodnoty dosahovány různě.

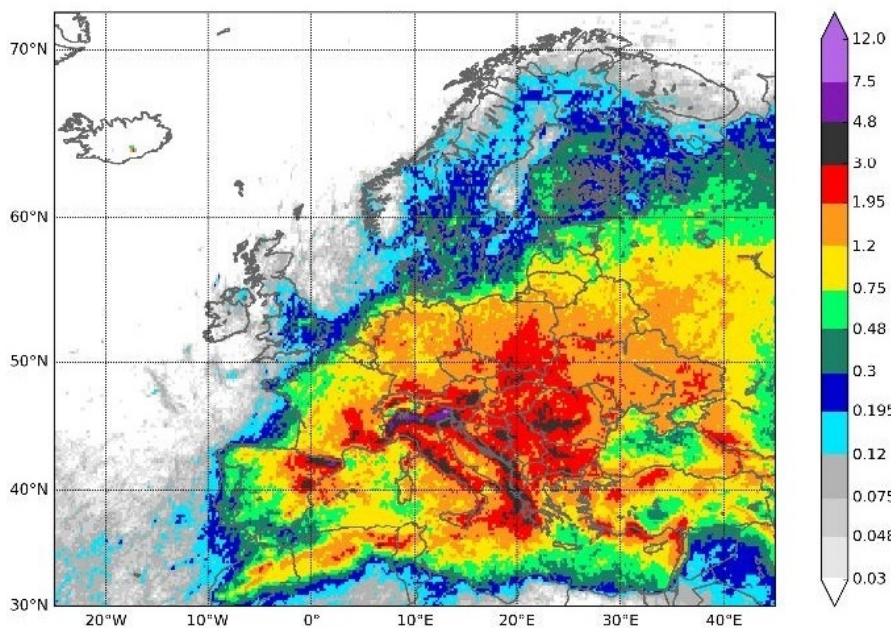


Obrázek 8: Místní čas (podle barevné škály, [h]) nejvyšší intenzity bleskové aktivity ve světě – nad pevninou (horní obrázek) a nad oceány (dolní obrázek) (Blakeslee et al. 2013).

3.3.2 Blesková aktivita v Evropě

Časoprostorové rozložení blesků v regionálním měřítku Evropy v podstatě odpovídá zákonitostem z globálního měřítka. Patrný je například kontrast výskytu blesků nad pevninou a nad oceánem a moři, kdy nad pevninou hustota blesků značně převažuje. Klimatologii blesků v Evropě se podrobněji zabývali například Enno a Sugier (2018) a Taszarek et al. (2019).

Nejvíce blesků se v Evropě vyskytuje ve střední, východní a jižní oblasti (obrázek 9). Naopak nižší hustotu bleskové aktivity lze nalézt kromě mořských oblastí také nad Britskými ostrovy či Skandinávií. Důvodem takového rozložení hustoty blesků může být nerovnoměrný vliv dopadajícího slunečního záření a tím způsobené prohřívání zemského povrchu, které je v nižších zeměpisných šířkách Evropy oproti vyšším šířkám výrazně větší.

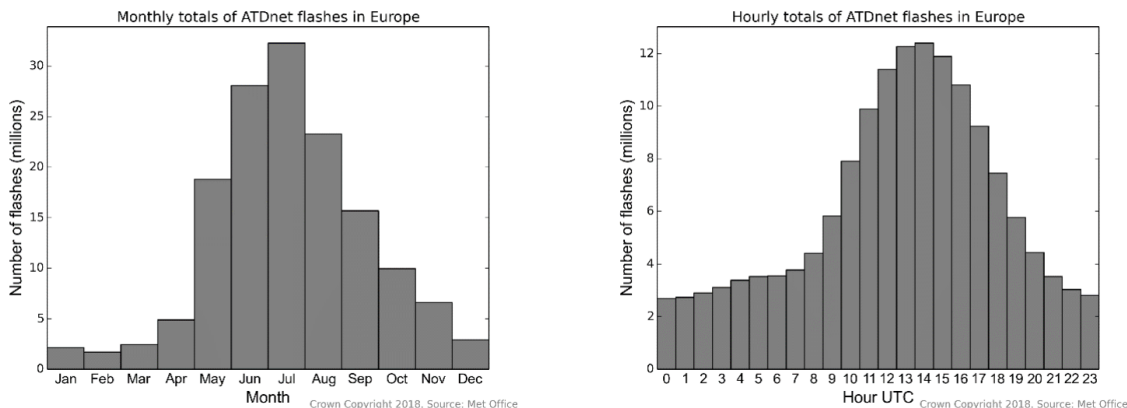


Obrázek 9: Hustota bleskové aktivity [počet blesků na km^2 za rok] v Evropě mezi lety 2008 a 2017 (Enno a Sugier 2018).

Zvýšená hustota bleskové aktivity je dále pozorována nad významnými evropskými pohořími (obrázek 9), a to především z jejich jižních, jihozápadních až západních návětrných stran, které průměrně převažují. Například se jedná o Pyreneje, Alpy, Apeniny či dílčí pohoří Balkánského poloostrova.

Tento poznatek by mohl souviset s převládajícím směrem příchodu vlhkých vzduchových hmot z jihu, jihozápadu až západu (od Atlantského oceánu či Středozevního moře), jež vedou ke vzniku mohutných bouřkových oblaků, a tedy znamenají i zvýšenou bleskovou aktivitu. Navíc v takovém případě hraje klíčovou roli orograficky vynucený výstup vzduchu (Enno a Sugier 2018) a s ním související orograficky podmíněné zesílení srážek a bouřek nad horským reliéfem. Dobrým příkladem jsou užší protáhlá území jako pobřeží Apeninského či Balkánského poloostrova.

Roční chod bleskové aktivity nad Evropou celkem koresponduje s chodem ročních období. Průměrně se v letních měsících vyskytují maxima, naopak v zimních měsících minima (obr. 10). Nejvyšší hodnoty zpravidla vykazuje červenec, nejnižší pak únor (Enno a Sugier 2018). Ve skutečnosti se ale roční chod bleskové aktivity mezi jednotlivými regiony Evropy liší. Největší kontrast je zaznamenán při porovnání jižních oblastí se zbylým územím (střední a severní částí), kdy v oblasti Středozevního moře se měsíční maxima pohybují spíše na podzim, ve většině zbylých částí pak v létě. Na západě Evropy se maxima mohou objevit už v květnu nebo červnu (Taszarek et al. 2019).



Obrázek 10: Roční (vlevo) a denní (vpravo) chod bleskové aktivity v Evropě (Enno a Sugier 2018). Denní chod zobrazen v UTC [h].

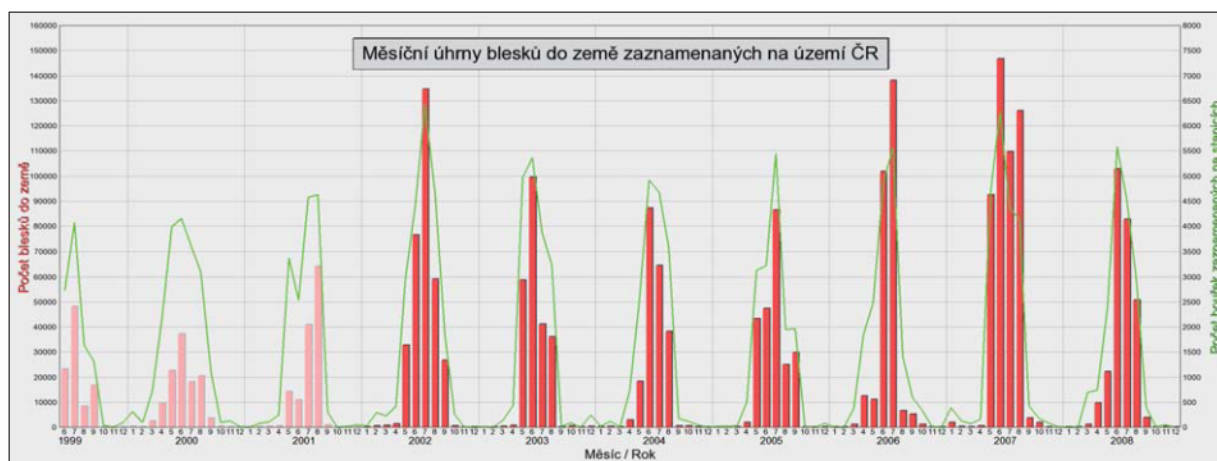
Co se týče denního chodu blesků v Evropě, nad pevninou dosahuje maxima během hodin odpoledních. Z obrázku 10 je patrný nárůst bleskové aktivity kolem 14. hodiny UTC, dále je možno dobře vidět sníženou bleskovou aktivitu v nočních a časně ranních hodinách. Nad oceánem lze hovořit o maximu v ranních hodinách (kolem 7. hodiny UTC), avšak toto maximum není příliš výrazné (Enno a Sugier 2018). Podrobněji se denním chodem bleskové

aktivity (pro oblast Evropy v okolí Středozemního moře) zabývali například Kotroni a Lagouvardos (2008).

3.3.3 Blesková aktivita v Česku

Zatím bohužel neexistuje mnoho studií zabývajících se klimatologií blesků, jež se vyskytují na území Česka. Časová řada bleskových dat není totiž dostatečně dlouhá pro určování dlouhodobých charakteristik. Nicméně například Novák a Kyznarová (2011) představili práci, která přináší důležité poznatky alespoň za sedmileté období mezi roky 2002 a 2008. Při interpretaci je však potřeba mít na paměti, že se jedná o relativně krátkou časovou řadu dat a jednak pokrytí Česka pozemními stanicemi pro monitoring blesků není homogenní.

Sledované charakteristiky bleskové aktivity v Česku se shodují s poznatky v regionálním evropském měřítku. Co se týče ročního chodu bleskové aktivity na území Česka, maxima se jednoznačně objevují v letních měsících, nejčastěji v červnu nebo červenci (obr. 11). Letní blesková aktivita je spojena s přechodem atmosférických front a s vývojem konvektivních bouří. Řádově se v Česku v létě vyskytují tisíce blesků denně. Naopak v zimních měsících dosahuje blesková aktivita v Česku svého minima, pohybuje se v řádech jednotek až desítek za den. Výskyt blesků v zimě je tedy vzácný, váže se především na přechody atmosférických front (Uhlíková 2013).



Obrázek 11: Roční chod bleskové aktivity v Česku mezi lety 2002 a 2008 (Novák a Žejdlík 2009).

V denním chodu bleskové aktivity Novák a Kyznarová (2011) potvrzují nárůst intenzity bleskové aktivity v odpoledních hodinách. Maxima se vyskytují mezi 15. a 16. hodinou UTC, minima naopak ráno mezi 5. a 8. hodinou UTC.

Zajímavou zkoumanou charakteristikou rozložení bleskové aktivity na území Česka je souvislost počtu blesků s nadmořskou výškou. Obecně se má za to, že by relativní počet blesků měl s nadmořskou výškou růst. Takový vztah však zatím nebyl pro Česko zcela potvrzen; praktická část této práce se zmíněné problematice dotýká (viz 4.4.3).

Některé charakteristiky detekované (i předpovídané) bleskové aktivity v Česku jsou zjišťovány a podrobněji diskutovány v praktické části této práce. Následující kapitola praktickou část uvádí, prezentuje zájmové území, analyzovaná data, jejich základní charakterizaci a v poslední řadě metody, které jsou v této práci použity.

4 Zájmové území, data a metody

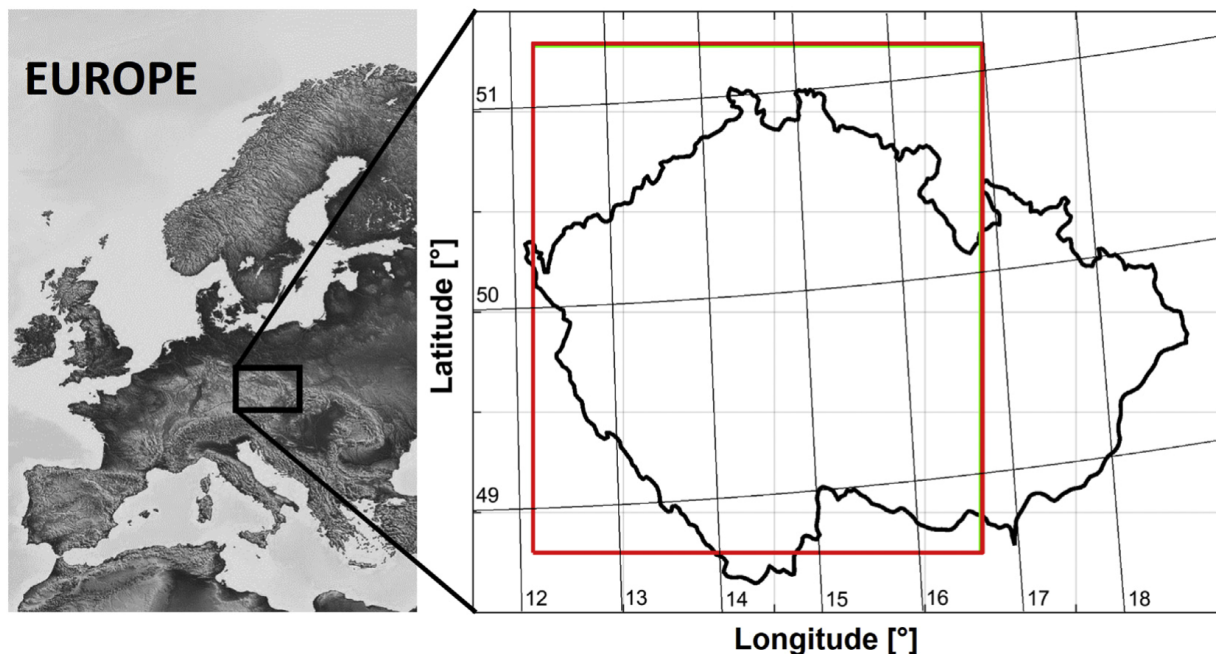
Tato práce podává analýzu souborů dat týkajících se předpovědi výskytu bleskové aktivity pomocí vypočtených polí hodnot LPI NWP modelem COSMO (podrobněji viz 4.5). Dále jsou v této práci využita data detekovaných bleskových výbojů (z EUCLID viz 4.2), která slouží především k verifikaci polí LPI. Veškerá taková data pro účel vypracování práce byla zprostředkována a poskytnuta Ústavem fyziky atmosféry Akademie věd České republiky, v. v. i. (ÚFA AV ČR, v. v. i., zkráceně ÚFA). Bližší informace o zpracovávaných datech podávají následující části této kapitoly. Nejdříve je však nutné představit geografické území, jež celá praktická část této práce zohledňuje.

4.1 Zájmové území

4.1.1 Geografická poloha

Vzhledem k charakteru této práce bylo zvoleno zájmové území podle modelu COSMO (blíže o tomto modelu viz 2.4). Jedná se o oblast velké části území Česka zahrnující především Čechy a také část Moravy. Rozsah oblasti zároveň zasahuje i na území sousedních států, konkrétně do Německa, Polska a malé části Rakouska. Hranice celého zájmového území lze vidět na obrázku 12.

Území jako takové bylo primárně rozděleno do pravidelné sítě 271 x 231 uzlových bodů podle výstupů NWP modelu COSMO, respektive jeho horizontálního rozlišení 1,2 km. Vzhledem k tomu, že tato práce vychází ze zmiňovaných výstupů, je toto rozdělení území zachováno i ve všech výsledcích a grafických výstupech prezentovaných v této práci.



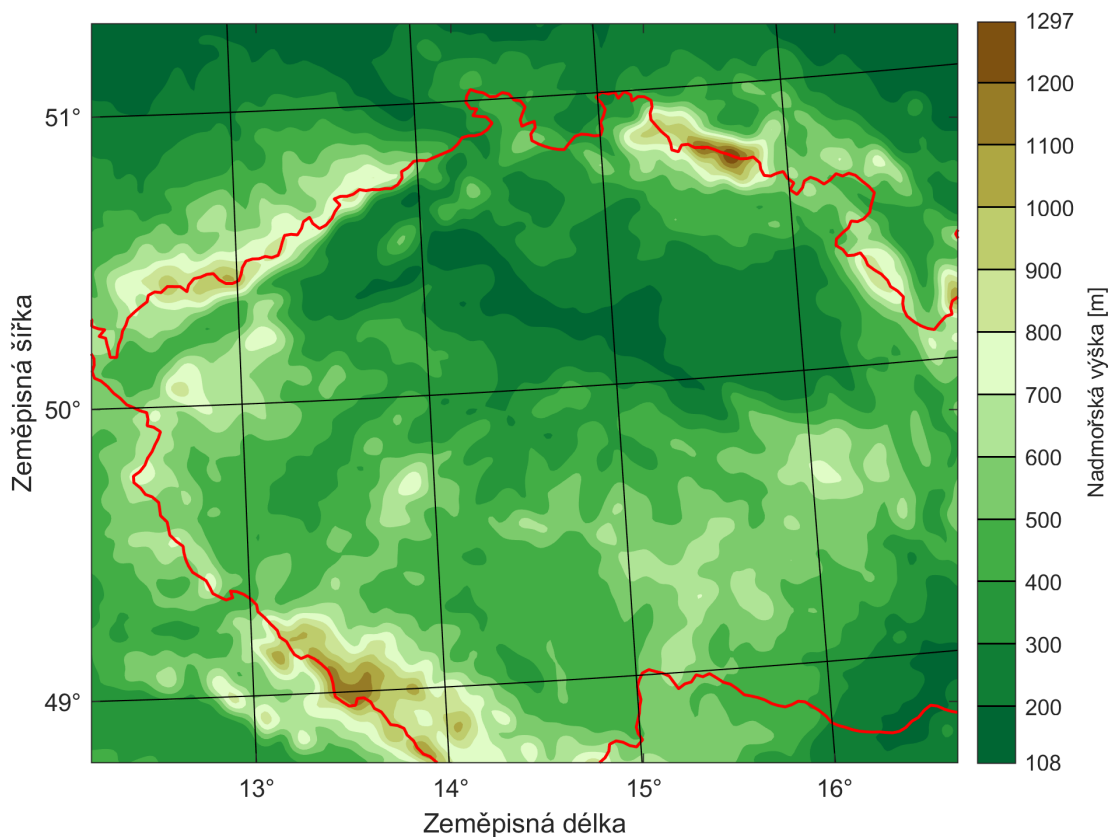
Obrázek 12: Geografická poloha zájmového území (hranice vyznačena červeně) (Sokol a Minářová 2020).

4.1.2 Výškopis

Podobně jako geografická poloha i výškopisné charakteristiky zájmového území vycházejí z modelu COSMO. Výškopis modelu COSMO je však zatížen rozlišením modelu (1,2 km v horizontálním směru), a proto je i vertikální rozsah výškopisných dat o něco menší, než jak je tomu ve skutečnosti (obr. 13). Analýza vertikálního rozložení bleskové aktivity podle takového výškopisu však umožňuje lépe porovnávat rozmístění detekovaných blesků vůči předpovědi, jež je právě v tomto rozlišení.

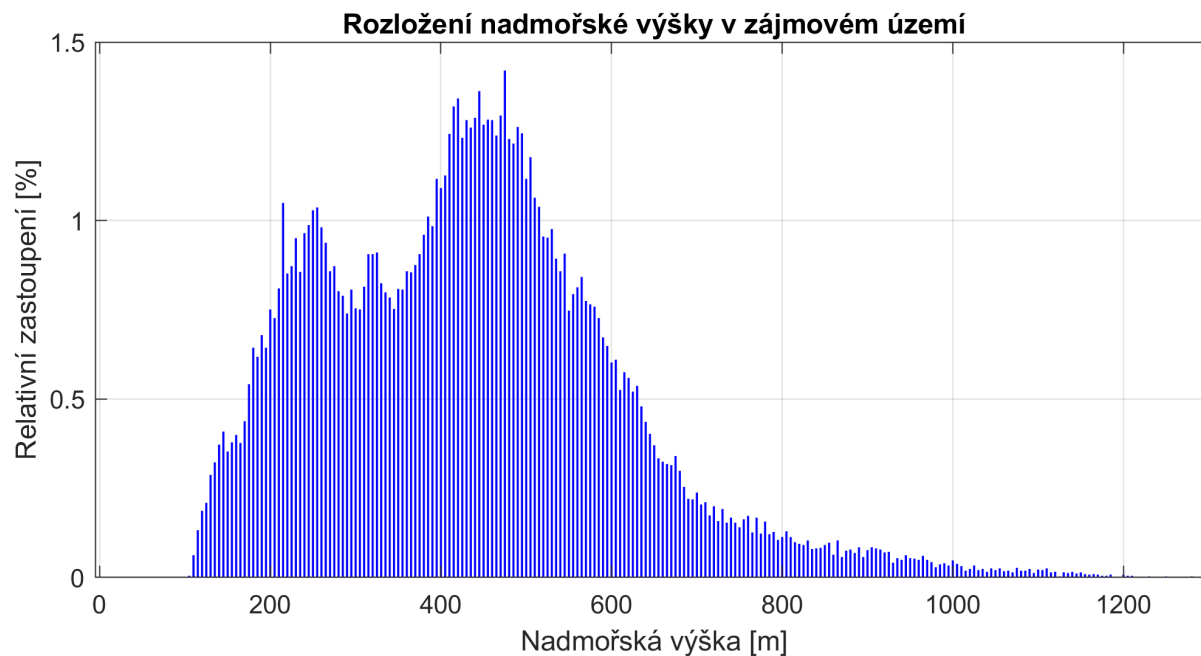
Zájmové území je charakterizováno nadmořskou výškou v rozsahu 108–1297 m n. m. (obrázek 13). K podobnému zkresení oproti skutečnosti (např. nejvyšší bod 1297 m n. m. místo skutečných 1603 m n. m.) dochází prakticky ve všech numerických modelech, a to z jednoduchého důvodu: bylo by značně výpočetně náročné určovat vstupní i výstupní podmínky v libovolném bodě daného území, proto model počítá hodnoty pouze pro všechny uzlové body pravidelné sítě, do níž je území rozděleno. Ze získaných hodnot je posléze interpolačními metodami získána spojitá vrstva pro celou danou oblast. Totéž platí i pro výškopis – v každém uzlovém bodě je zjištěna hodnota nadmořské výšky, interpolací je poté vytvořena spojitá vrstva pro celé území.

Výškopis daného území z modelu COSMO dobře zachycuje existenci českých pohraničních pohoří, jako jsou Krušné hory, Šumava či Krkonoše, přestože se jejich absolutní hodnoty od skutečnosti poněkud liší (jejich nejvyšší vrcholy v modelu dosahují v témž pořadí 1014, 1188 a 1297 m n. m.). Pro model je však důležité, že jsou zmíněná pohoří i další významné prvky výškopisu území v dané vrstvě přítomny.



Obrázek 13: Výškopisná charakteristika zájmového území. Hranice Česka je znázorněna červenou linií (zdroj vstupních dat: model COSMO).

Relativní zastoupení výškových kategorií (v celkovém počtu 239) po 5 výškových metrech v oblasti zájmového území lze vidět na obrázku 14. Je důležité věnovat tomuto rozdělení pozornost, při sledování rozmístění detekované bleskové aktivity podle nadmořské výšky (viz dále 4.4.3) je totiž potřeba tento aspekt zohlednit.



Obrázek 14: Rozložení nadmořské výšky v zájmovém území (zdroj vstupních dat: model COSMO).

Z obrázku 14 vyplývá, jak by se dalo očekávat, že rozdělení sledovaného výškopisu je v zájmovém území značně nerovnoměrné. Největší zastoupení (v součtu 25,3 %) mají oblasti s nadmořskou výškou mezi 400 a 500 m n. m. Dále jsou relativně hojně zastoupeny oblasti s hodnotami 200 až 300 m n. m. (17,7 %). Naopak nejmenší podíl mají oblasti od zhruba 700 m n. m. výše (6,9 %). Naprostá většina území se pohybuje v intervalu mezi 200 a 700 m n. m. (86,1 %).

4.2 Data detekované bleskové aktivity – EUCLID

Prvním typem zpracovávaných souborů dat v této práci jsou data detekovaných bleskových výbojů pozemní monitorovací sítě EUCLID, respektive konkrétně sítě BLIDS získaná německé společností Siemens (viz BLIDS online). Síť BLIDS je totiž ve skutečnosti právě součástí širší evropské sítě EUCLID (viz 3.1.3). Data detekované bleskové aktivity jsou pro tuto práci klíčová především k hodnocení předpovídané bleskové aktivity, respektive pro verifikaci LPI.

Obsah těchto datových souborů nese informace ke každému detekovanému výboji, konkrétně se jedná o následující charakteristiky:

- časové určení bleskového výboje (hodiny, minuty, sekundy a milisekundy UTC),
- prostorové určení bleskového výboje (geografické souřadnice),
- typ výboje (CG nebo CC),
- polarita neseného náboje (kladná či záporná),
- velikost špičkového proudu (v kA).

Vybrané události

Pro analýzu charakteristik detekovaných bleskových výbojů bylo zvoleno 36 konkrétních událostí z let 2018 a 2019, pro něž byla data z EUCLID dostupná. Zpravidla se jedná o měsíce letní, kdy bývá blesková aktivita nejvíce intenzivní, respektive vybrané události se pohybují od května až po druhou polovinu září.

Sledované události z let 2018 a 2019 jsou uvedeny v tabulce 1 (2018 v levé části, 2019 v pravé části). Ke každé události je dále uveden celkový počet detekovaných bleskových výbojů a taktéž relativní podíl výbojů do země, tedy typu CG. Celkový podíl CG výbojů za všechny události činí 19,9 % a průměrně na jednu událost připadá 19684 bleskových výbojů.

Před bližším charakterizováním těchto dat (viz 4.4) jsou představeny základní statistické veličiny a metody (viz 4.3), jež jsou v této práci používány.

Tabulka 1: Přehled vybraných událostí detekované bleskové aktivity sítě EUCLID (zdroj vstupních dat: BLIDS).

datum [rrrrmmdd]	počet výbojů	podíl CG [%]	datum [rrrrmmdd]	počet výbojů	podíl CG [%]
20180601	65037	26.24	20190520	1275	20.78
20180610	38345	22.72	20190525	2287	18.10
20180611	44794	15.10	20190606	46989	22.89
20180627	390	21.28	20190610	62392	10.37
20180628	174	16.67	20190612	45099	11.79
20180705	5407	14.20	20190620	31571	19.45
20180721	6096	11.35	20190721	24513	14.73
20180722	1716	31.64	20190729	28695	24.19
20180728	15598	22.09	20190731	18046	14.64
20180802	16869	27.62	20190802	2000	14.30
20180803	1694	19.36	20190803	25400	15.62
20180804	24498	15.66	20190804	624	10.90
20180808	26448	22.80	20190807	15224	14.65
20180813	1976	17.46	20190811	15873	31.14
20180817	8566	12.89	20190812	7947	32.01
20180823	11172	17.31	20190827	11869	45.50
20180824	17815	25.72	20190829	34352	28.94
20180921	6209	15.57	20190901	41659	12.28

4.3 Aplikované základní statistické veličiny a metody

4.3.1 Pearsonův korelační koeficient

Wilks (2019) uvádí, že Pearsonův korelační koeficient (R) je základní statistická veličina pro zjišťování vzájemného lineárního vztahu dvou veličin (zde X a Y). Je to bezrozměrná veličina, která nabývá hodnot z intervalu $\langle -1, 1 \rangle$, kde při $R = -1$ se jedná o silnou negativní lineární závislost a při $R = 1$ o silnou pozitivní lineární závislost. Pokud $R = 0$, uvažované veličiny lineárně závislé nejsou.

Pearsonův korelační koeficient je dán vztahem

$$R = \frac{\text{cov}(X, Y)}{s_X \cdot s_Y}, \quad (5)$$

kde $\text{cov}(X, Y)$ je kovariance X a Y a s_X a s_Y jsou směrodatné odchylky X a Y (podrobněji viz Wilks 2019).

Tento koeficient je využit pro testování lineární závislosti rozložení detekovaných bleskových výbojů s nadmořskou výškou (viz 4.4.3) a také pro analýzu vztahu predikce a vzdálenosti detekovaných výbojů (viz 5.2.2).

4.3.2 Lineární regrese

Lineární regresní analýza či jednoduše lineární regrese je jeden ze způsobů statistického popisování dat při hledání vzájemného vztahu dvou veličin. Jak již sám název napovídá, jedná se o způsob určení lineární závislosti dvou statistických veličin (Wilks 2019). Tato metoda úzce souvisí s Pearsonovým korelačním koeficientem.

Lineární regresní analýza popisuje vztah mezi sledovanými veličinami (pokud takový vztah existuje) přímkou ve tvaru $y = ax + b$, kde x je nezávislá proměnná, y závislá proměnná, a a b jsou reálné koeficienty, přičemž $a \neq 0$. Běžně se při hledání regresní přímky využívá *metoda nejmenších čtverců* založená na nejmenší sumární vzdálenosti popisovaných dat od kýžené přímky. Tato metoda byla využita i v lineární regresi prezentované dále v této práci (viz 5.1). Podrobněji o lineární regresi a metodě nejmenších čtverců viz Wilks (2019).

Důležitou statistickou veličinou související s lineární regresí je *koeficient determinace* (R^2). Jedná se o druhou mocninu Pearsonova korelačního koeficientu a vyjadřuje míru kvality regresního modelu (regresní přímky). Přesněji řečeno udává, jaký podíl variability závislé proměnné je vysvětlen změnami nezávislé proměnné. Jak může být zřejmé, koeficient

determinace R^2 nabývá hodnot z intervalu $\langle 0, 1 \rangle$ a platí, čím je hodnota R^2 větší, tím je regresní model (přímka) přesnější. Více o koeficientu determinace opět viz Wilks (2019).

Lineární regrese je v této práci využita pro porovnání dat predikce bleskové aktivity podle nastavení 1M a 2M mikrofyziky v NWP modelu COSMO (viz 5.1).

4.3.3 Spearmanův korelační koeficient

Spearmanův (pořadový) korelační koeficient (R_S) je robustní a rezistentní alternativou k Pearsonovu koeficientu. To znamená, že Spearmanův koeficient pracuje s pořadím dat, obecně vyhovuje k použití ve většině případů a zároveň je odolný vůči odlehlým hodnotám. Pro testování nelineární závislosti dat je tedy Spearmanův koeficient oproti koeficientu Pearsonovu vhodnější.

Koeficient R_S je bezrozměrná veličina, která nabývá hodnot z intervalu $\langle -1, 1 \rangle$. Pro $R_S = -1$ se jedná o klesající závislost, pro $R_S = 1$ naopak o rostoucí závislost, obojí poukazuje na monotónnost vztahu. Pokud $R_S = 0$, závislost mezi daty buď neexistuje, nebo není tímto koeficientem reflektována.

Spearmanův korelační koeficient je definován rovnicí

$$R_S = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^n D_i^2}{n(n^2 - 1)}, \quad (6)$$

kde D_i je rozdíl pořadí pro i -tý pár hodnot sledovaných veličin a n je velikost statistického souboru (počet párů hodnot), podrobněji viz Wilks (2019).

Spearmanův korelační koeficient je (stejně jako Pearsonův koeficient) využit pro testování závislosti rozložení bleskové aktivity podle nadmořské výšky (viz 4.4.3).

4.4 Charakterizace pozorované bleskové aktivity

Pro seznámení s daty detekované bleskové aktivity z EUCLID je důležité nejen představit samotný obsah dat, ale i zkoumat jejich základní charakteristiky, které by mohly při následném srovnávání s předpovídanou bleskovou aktivitou hrát významnou roli. Zde se nabízí hned několik možností, například lze sledovat prostorové rozložení dat, jejich časový průběh, denní chod maximálního či průměrného špičkového proudu, rozložení vzhledem k nadmořské výšce a další kvantitativní charakteristiky.

Vzhledem k rozsahu této práce byly zkoumány jen některé z těchto charakteristik. Zjišťováno bylo časoprostorové rozložení detekovaných výbojů z EUCLID v zájmovém

území. Následně byl sledován denní chod detekovaných výbojů a také jejich výskyt v kontextu nadmořské výšky.

4.4.1 Prostorové rozložení

Každá z vybraných událostí znamenala více či méně hojný záznam bleskové aktivity v zájmovém území. Pro jednotlivé dny z tabulky 1 bylo sledováno geografické rozložení zaznamenané bleskové aktivity, respektive její vývoj v čase a prostoru. Navíc byly hledány společné rysy napříč všemi událostmi.

Časoprostorové rozložení dat z pozemního monitoringu blesků EUCLID bylo pro každou událost sledováno s časovým krokem 1 hodina (vždy interval 60 minut od celé hodiny UTC). Zároveň byl zohledněn typ výboje – CG nebo CC.

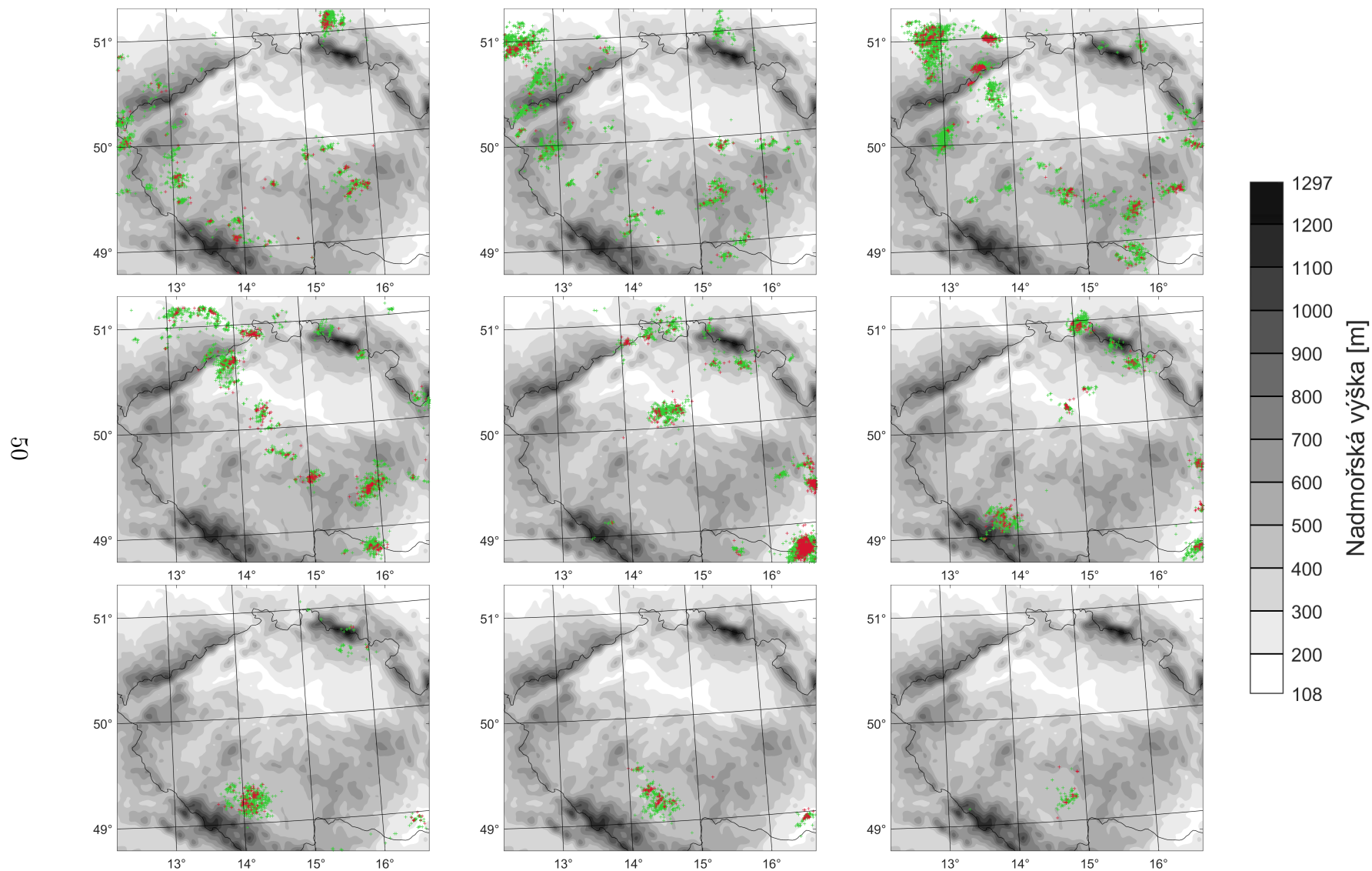
Pro ilustraci je na obrázku 15 (další v příloze A) uveden příklad časoprostorového průběhu detekovaných výbojů CG a CC při události 08–08–2018, jednotlivé po sobě jdoucí hodiny jsou uspořádány v horizontálním sledu. Pro snazší orientaci je v obrázku 15 rovněž vyznačena hranice Česka, výškopis a zeměpisné souřadnice.

Ve většině sledovaných případů byl dobře zřejmý postup bleskové aktivity ve směru od západu na východ (případně z jihozápadu či ze severozápadu na severovýchod či jihovýchod). Tento poznatek poukazuje na celkový směr postupu pozorovaných bouřkových událostí, což odpovídá převládajícímu směru proudění vzduchu nad Českem (Tolasz 2007). Prakticky ve všech zkoumaných dnech se jedná o situace s výskytem silné konvekce.

Podle rozmístění detekovaných bleskových výbojů v prostoru bylo navíc v mnoha případech možné od sebe odlišit jednotlivé bouřkové cely (příklad na obrázku 15 není výjimkou). Tento úsudek by bylo vhodné validovat například pomocí zaznamenané struktury oblačnosti či naměřené intenzity srážek, na to se však tato práce nezaměřuje.

Při bližším hodnocení rozložení bleskových výbojů s rozlišením typů výbojů na CG a CC bylo patrné, že se detekovaných výbojů typu CG objevuje výrazně méně než výbojů typu CC. Tento poznatek lze vidět i na příkladovém obrázku 15. Nicméně kvantifikaci relativního zastoupení výbojů CG podává tabulka 1 již v podkapitole 4.2, která tento úsudek potvrzuje. To je v souladu s teoretickými poznatky (Rakov a Uman 2003) představenými v rešeršní části této práce (viz kapitolu 1).

08-08-2018 12-21 UTC

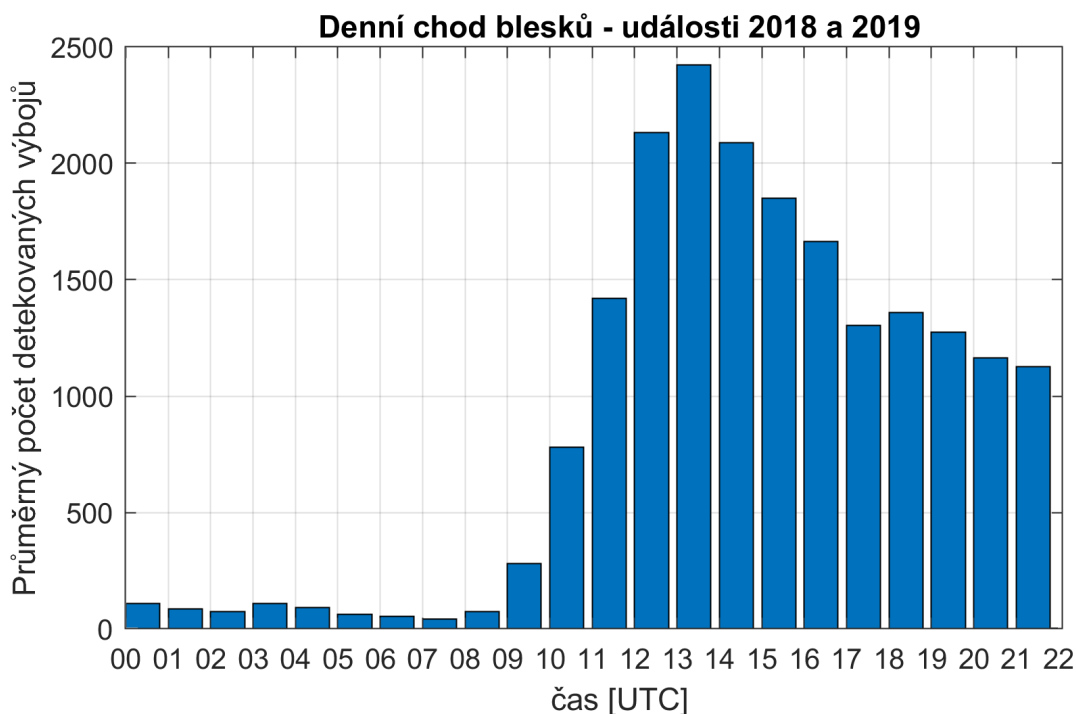


Obrázek 15: Prostorové rozložení detekovaných výbojů z EUCLID (CG červeně, CC zeleně) za událost 08-08-2018 po hodinách (horizontálně) 12–21 UTC. Osy dílčích obrázků značí zeměpisnou délku (osa x) a šířku (osa y), hranice Česka je znázorněna černou linií (zdroje vstupních dat: výboje – BLIDS; polohopis a výškopis – model COSMO).

4.4.2 Denní chod

Důležitou zkoumanou charakteristikou vycházející z dat EUCLID (dle tabulky 1) byl denní chod bleskové aktivity. Nejprve byl pro každou událost a každou denní hodinu zjištěn celkový počet detekovaných bleskových výbojů. Poté byla vypočítána průměrná hodnota počtu zaznamenaných výbojů pro každý hodinový interval napříč všemi událostmi. Na základě takto získaných dat byl vytvořen graf denního chodu bleskové aktivity (obr. 16).

Každý sloupec v obrázku 16 reprezentuje průměrný počet detekovaných výbojů (v celém sledovaném území) v odpovídající časový úsek, tedy 60 minut od každé celé hodiny UTC. Z důvodu nedostatku dat pro 22.–24. hodinu UTC nejsou poslední dva intervaly (22–23 a 23–24 UTC) vykresleny vůbec. Datové soubory totiž byly často ukončeny s počátkem 22. hodiny UTC, což nejspíše souvisí s převodem dat ze SELČ (středoevropského letního času) na UTC, tedy posun o dvě hodiny méně. Pro většinu takto ukončených událostí bohužel nebyla data z následujícího dne dostupná, a tedy nemohlo dojít k doplnění informace o průměrném počtu blesků pro zmiňovaný časový úsek.



Obrázek 16: Průměrný denní chod počtu detekovaných bleskových výbojů z EUCLID za vybrané události z let 2018 a 2019 (zdroj vstupních dat: BLIDS).

Celkový počet událostí (36) a jejich rozložení v rámci roku sice nejsou pro vytvoření klimatologických závěrů dostačující, avšak zjištěný denní chod se nijak zvláště neliší od průměrného denního chodu blesků v Česku či Evropě (viz kapitolu 3).

Maxima bleskové aktivity se vyskytují v odpoledních hodinách, nejvíce mezi 13. až 14. hodinou UTC. Z obrázku 16 je zřejmý výrazný nárůst bleskové aktivity směrem k odpoledním hodinám v porovnání s nočními a časnými ranními hodinami, kdy se naopak vyskytují minima bleskové aktivity. Lze předpokládat, že pokud by byla data pro 22–24 UTC dostupná a bylo by možné vykreslit sloupce pro 22–23 a 23–24 UTC, pokračovaly by pravděpodobně tyto sloupce v sestupném trendu.

Na základě zkoumaného denního chodu detekované bleskové aktivity lze konstatovat, že časový průběh bleskové aktivity by mohl sloužit jako jedna ze vhodných charakteristik pro verifikaci předpovídané bleskové aktivity.

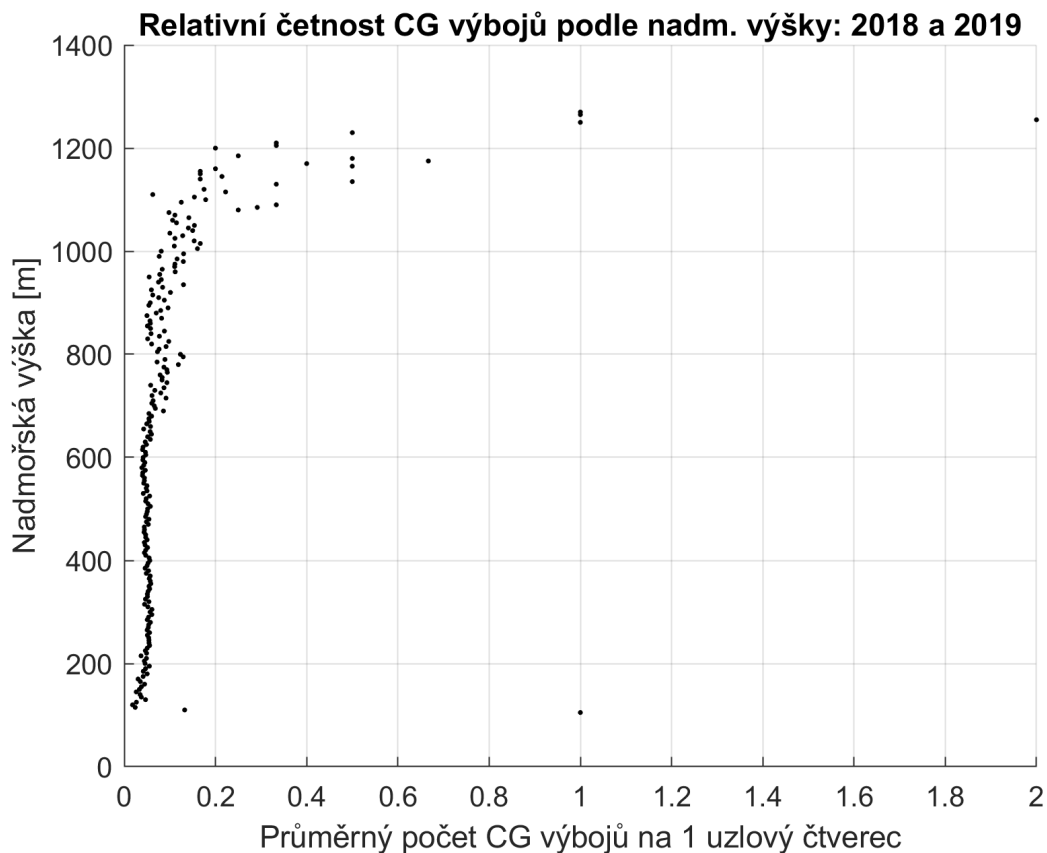
4.4.3 Rozložení detekovaných výbojů vzhledem k nadmořské výšce

Další zkoumanou charakteristikou detekované bleskové aktivity byla závislost rozmístění bleskových výbojů typu CG na nadmořské výšce. Ke každému detekovanému výboji typu CG (jednoznačně určenému bodu v prostoru) byl zapsán údaj o nadmořské výšce místa jeho výskytu, všechna data byla poté rozřazena do intervalů po 5 výškových metrech (o výškopisu v zájmovém území podrobněji viz 4.1.2). Pro odstranění vlivu nerovnoměrnosti zastoupení jednotlivých výškových kategorií v zájmovém území byly četnosti výbojů váženy právě relativním zastoupením odpovídající výškové kategorie. Údaje o relativní četnosti bleskových výbojů jsou prezentovány na jednotku plochy sledovaného území, tedy na 1 uzlový čtverec, respektive na čtverec 1,2 x 1,2 km (obr. 17).

Pro analýzu závislosti rozložení bleskové aktivity v kontextu nadmořské výšky byla nejdříve předpokládána lineární závislost. Nulovou hypotézou bylo, že jsou tyto dvě veličiny přímo úměrné, tedy čím je vyšší nadmořská výška, tím jsou výboje četnější. Z tohoto důvodu byl počítán Pearsonův korelační koeficient R (viz vzorec 5 v podkapitole 4.3).

Po vypočtení hodnoty R rozložení bleskových výbojů v kontextu nadmořské výšky (relativizované na jednotku plochy) a po vynesení testovaných dat do grafu (obr. 17) se ale ukázalo, že o lineární závislosti těchto dat hovořit příliš nelze, data vykazala $R = 0,26$. Tato hodnota by mohla poukazovat pouze na velmi slabou lineární závislost, avšak po přihlédnutí k samotnému charakteru rozložení zkoumaných dat v grafu na obrázku 17 je zřejmé, že pokud vztah existuje, bude ve skutečnosti mnohem složitější než lineární.

Lineární závislost rozložení bleskové aktivity podle nadmořské výšky se sice nepotvrdila, nicméně podle charakteru dat se zdálo žádoucí testovat i obecnou závislost. Konkrétně byla dále sledována korelace pomocí Spearmanova (pořadového) koeficientu R_S představeného v podkapitole 4.3 (vzorec 6). Tento koeficient vyšel 0,73, což by mohlo poukazovat na existenci kladné nelineární závislosti, respektive na rostoucí monotónní trend v datech. Jednoduchým statistickým testem (*t-testem na hladině významnosti 5 %*; blíže o statistickém testování viz Wilks 2019) bylo prokázáno, že podle velikosti hodnoty R_S zkoumaná data skutečně za nezávislá považovat nelze.



Obrázek 17: Relativní četnost detekovaných bleskových výbojů typu CG podle nadmořské výšky, události za rok 2018 a 2019 (zdroje vstupních dat: výboje – BLIDS; nadmořská výška – model COSMO).

Při bližším hodnocení rozložení dat na obrázku 17 by se mohlo na první pohled zdát, že s rostoucí nadmořskou výškou blesková aktivita nerovnoměrně roste. Naopak se pravděpodobně jedná o růst nejistoty v datech, kde jsou odlehlé hodnoty důsledkem velmi malého

absolutního výskytu bleskových výbojů v daných nadmořských výškách v kombinaci s malým relativním zastoupením odpovídajících výškových kategorií. Při práci s tak nízkými hodnotami se totiž i malá odchylka může projevit výrazně.

Přestože nejintenzivnější bleskové aktivity bylo ve sledovaných událostech dosahováno v nadmořských výškách mezi 200 a 600 m n. m., bylo toto maximum vyváženo relativním zastoupením dotyčných výškových kategorií v zájmovém území (obrázek 14), které je v tomto intervalu největší (celkově tvoří 77,8 % zájmového území).

Z obrázku 17 je patrné, že mezi výškami 200 a 1000 m n. m. (které představují 92,2 % celé sledované oblasti) nelze o lineární závislosti výskytu blesků na nadmořské výšce hovořit, avšak jejich nelineární vztah se zdá být velmi úzký.

Vzhledem k nelinearitě a značné komplikovanosti vztahu rozložení bleskové aktivity v kontextu nadmořské výšky se zkoumání takové závislosti nejeví jako vhodný nástroj pro srovnávání predikované a detekované bleskové aktivity. Interpretace výsledků takové analýzy by pravděpodobně byla značně obtížná, ne-li zavádějící. Z tohoto důvodu je v této práci upřednostněna volba verifikace předpovědi bleskové aktivity na základě porovnávání vzájemného prostorového rozložení (viz 4.4.1) a časového průběhu (viz 4.4.2).

4.5 Data predikce bleskové aktivity – LPI

Klíčovými zpracovávanými daty v této práci jsou data předpovídané bleskové aktivity, konkrétně modelovaná pole hodnot LPI pomocí NWP modelu COSMO pro některé vybrané události z roku 2018 (tabulka 2), která byla zprostředkována ÚFA. Vzhledem k výpočetní náročnosti každého běhu modelu je zde počet sledovaných dnů oproti tabulce 1 nižší.

Soubory dat obsahují síť uzlových bodů (reprezentující plošnou informaci podle horizontálního rozlišení modelu viz 4.1) s nezápornými hodnotami LPI, respektive jedná se o patnáctiminutové průměry hodnot LPI. Samotný index LPI (blíže popsán v podkapitole 2.1) se uvádí v jednotkách kinetické energie [$\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$], nenulové hodnoty vykazují potenciál k výskytu blesků a zároveň platí, že čím vyšší je hodnota LPI, tím je pravděpodobnější výskyt blesků v daném poli. Nutné je dále zdůraznit, že tato data jako celek podávají plošnou informaci (nikoliv bodovou).

Pro každou událost z tabulky 2 byl výpočet polí LPI v modelu spuštěn dvakrát, jednou za využití 1M mikrofyziky a jednou za využití mikrofyziky 2M (viz 2.4). Každý běh modelu

začínal pro daný den buď v 6 hodin UTC, nebo ve 12 hodin UTC (podle doby největší intenzity pozorované bleskové aktivity) a doba předpovědi byla vždy 12 hodin.

Tabulka 2: Přehled vybraných událostí modelovaných polí hodnot LPI NWP modelem COSMO včetně počátečních časů jednotlivých běhů modelu (zdroj dat: model COSMO).

datum [rrrrmmdd]	počátek předpovědi
20180601	06 UTC
20180610	06 UTC
20180705	12 UTC
20180802	12 UTC
20180803	06 UTC
20180804	12 UTC
20180808	12 UTC
20180813	12 UTC
20180824	12 UTC
20180921	12 UTC

Před samotnou verifikací polí LPI bylo provedeno porovnání hodnot LPI pro běhy modelu s 1M a 2M mikrofyzikou (viz 5.1). Metody použité pro toto porovnání představuje následující podkapitola.

4.6 Metody komparace polí LPI podle 1M a 2M mikrofyziky

Pro vzájemné porovnání polí hodnot LPI podle obou nastavení (1M a 2M) mikrofyziky v modelu COSMO bylo v první řadě zkoumáno rozložení absolutních hodnot LPI včetně jejich četností pro obě tyto mikrofyziky. Tato analýza byla provedena pomocí histogramů, které jsou obecně vhodné pro sledování distribuce hodnot v datovém souboru. Analyzovány byly události z tabulky 2 dohromady, a to jednou pro 1M mikrofyziku a podruhé pro mikrofyziku 2M. Konkrétně byly hodnoty LPI rozřazeny do intervalů po $1 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, ke každému intervalu byla následně zjišťována jeho četnost. Navíc bylo sledováno relativní zastoupení nulových hodnot LPI (uvedeno jako hodnota Z_0 [%]), maximální a průměrná

hodnota LPI (*max* LPI, *mean* LPI) a průměrná hodnota četnosti intervalů pro nenulová LPI (*mean* N, N pro četnost).

Dále byl zkoumán rozdíl mezi poli LPI podle 1M a 2M mikrofyziky v souvislosti s detekovanou bleskovou aktivitou. Provedena byla lineární regresní analýza (představená v podkapitole 4.3) vzájemného vztahu sumy velikostí LPI a počtu detekovaných bleskových výbojů, a to pro čtyři konfigurace – podle 1M nebo 2M mikrofyziky a podle celkové bleskové aktivity (CG + CC) či výbojů CG samostatně. Veličiny byly průměrovány na jednotku času a plochy, respektive na 1 hodinu a 1 uzlový čtverec (tedy čtverec 1,2 x 1,2 km). Zkoumaný vztah byl popsán regresní přímkou. Zároveň byly počítány a porovnávány hodnoty koeficientu determinace R^2 (viz 4.3), které vyjadřují kvalitu regresního modelu.

V neposlední řadě byla pro všechny události z tabulky 2 zvlášť provedena analýza časového průběhu sumy LPI (podle 1M a 2M mikrofyziky) a počtu detekovaných bleskových výbojů (obojí pro celou zájmovou oblast). Časový krok byl 15 minut a sledován byl především obecný charakter časových průběhů v každé události, důraz byl kladen na rozdíl v průbězích sumy LPI podle 1M a 2M mikrofyziky, a to při porovnání obou typů s charakterem průběhu počtu detekovaných výbojů.

Na základě těchto analýz byla pro verifikaci polí LPI zvolena ta mikrofyzika, jež se prokázala být spolehlivější (viz 5.1). Aplikované metody verifikace polí LPI představuje následující podkapitola.

4.7 Metody verifikace polí LPI

Klíčová část této práce se věnuje verifikaci polí LPI, respektive analýze predikované bleskové aktivity. Obecně se verifikace zpravidla provádí konfrontací predikovaných dat se skutečně naměřenými charakteristikami – v této práci s daty detekovaných bleskových výbojů z EUCLID (viz 4.2). Nutné je však podotknout, že právě verifikace předpovědi bleskové aktivity je dodnes z různých důvodů (diskutovaných níže) velmi problematická.

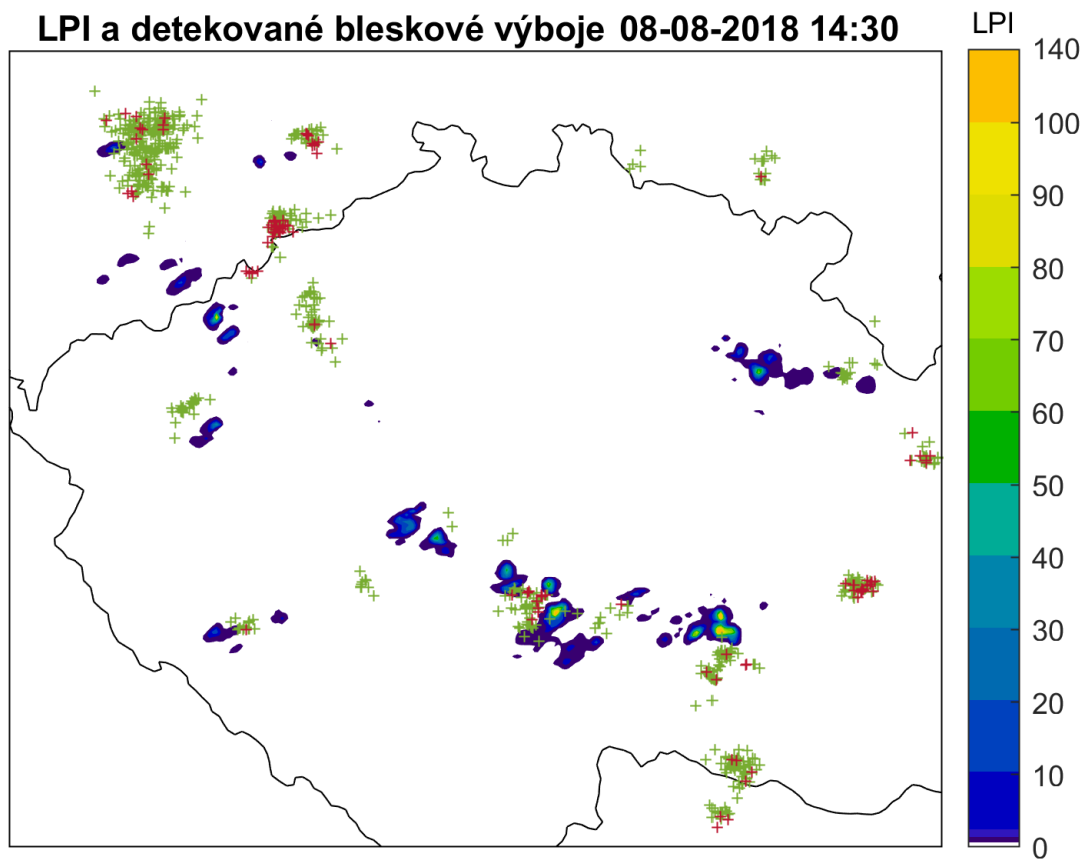
Pro vzájemnou analýzu predikované a detekované bleskové aktivity a pro verifikaci polí LPI se nabízí sledovat vzájemný vztah jejich různých charakteristik. Například je možno zkoumat velikosti či (průměrné) sumy hodnot LPI, jejich maxima, denní chod nebo samotné prostorové rozložení LPI, to vše v kombinaci například s počty detekovaných výbojů, jejich prostorovým uspořádáním, denním chodem, nadmořskou výškou, velikostí špičkového proudu a podobně. Avšak z důvodu velké rozdílnosti samotných dat a jimi

podávaných informací dává smysl analyzovat pouze některé z jejich kvantitativních charakteristik (podrobněji níže).

Verifikace předpovědi některých meteorologických prvků (například srážek, viz Roberts a Lean 2007) NWP modely se často provádí pomocí kvantitativní metody zvané Fractions Skill Score (FSS). Některé další metody a jejich aplikace podrobněji diskutuje například Wilkinson (2017), často se jedná o modifikaci metody FSS. Přímé použití metody FSS však pro verifikaci předpovědi bleskové aktivity zcela vhodné není (Sokol a Minářová 2020), neboť metodou FSS se zpravidla zkoumají veličiny stejného typu, avšak LPI a detekované výboje se liší. LPI je totiž uvažováno jako kinetická energie [$\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$] a pracuje se s ním jako s plošnou veličinou. Naopak detekované bleskové výboje jsou charakterizovány bodově (pracuje například s absolutním nebo relativním počtem výbojů).

Pro ilustraci dat polí hodnot LPI v kombinaci s daty detekovaných bleskových výbojů z EUCLID prezentuje obrázek 18 příklad jejich vzájemného prostorového rozložení (konkrétně pro událost 08–08–2018 ve 14:30 UTC). Důležité je si povšimnout rozdílnosti podávaných informací jednotlivými typy dat, a sice plošnou informaci v případě LPI (kinetická energie [$\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$]) a bodovou informaci v případě dat z EUCLID (geografická poloha bleskového výboje, zaznačeno křížky).

Verifikace polí LPI podle vzájemného prostorového rozložení s detekovanou bleskovou aktivitou s sebou nese ještě další mnohem komplexnější problém, jímž je samotná lokalizace předpovídaného konvektivního prostředí NWP modelem. Následně vypočtené pole hodnot LPI se totiž takovou prostorovou informací řídí. Tato problematika je podrobněji rozvedena v diskuzi výsledků této práce (viz 5.2).



Obrázek 18: Prostorové rozložení polí hodnot LPI (podle barevné stupnice, $[J \cdot kg^{-1}]$) a detekovaných bleskových výbojů (křížky, CC zeleně, CG červeně) při události 08-08-2018 ve 14:30 UTC. Zakresleny jsou výboje detekované v časovém intervalu 14:15 – 14:30 UTC. Hranice Česka je vyznačena černou linií (zdroje vstupních dat: výboje – BLIDS; LPI a hranice Česka – model COSMO).

V této práci je prezentována nejen problematika verifikace polí LPI podle prostorového rozmístění, ale také verifikace polí LPI podle shody v časovém průběhu s pozorovanou bleskovou aktivitou. Obě metody verifikace polí LPI jsou představeny v následujících dvou částech (4.7.1 a 4.7.2).

4.7.1 Vztah predikované a detekované bleskové aktivity v prostoru

Nejdříve bylo sledováno vzájemné prostorové rozmístění polí hodnot LPI a detekované bleskové aktivity z EUCLID, přičemž výsledky byly diskutovány (viz 5.2). Analyzované prostorové rozložení bylo sledováno v časovém kroku 15 minut, což odpovídalo kroku LPI.

Verifikace polí LPI v prostoru byla provedena pomocí analýzy vzájemného vztahu mezi velikostí LPI a vzdáleností nejbližšího detekovaného výboje. Ke každé nenulové hodnotě uzlového bodu v poli LPI byl nalezen nejbližší pozorovaný bleskový výboj, respektive byla zjištěna jejich vzdálenost. Pro účely této analýzy byl uvažován časový krok jedna hodina. Navíc byl určen vzájemný vzdálenostní limit sledovaných charakteristik, konkrétně 50 uzlových bodů, tedy 60 km. Tato hodnota byla stanovena na základě několika testů, kdy byl uvažován vzdálenostní limit 5–100 uzlových bodů (6–120 km). Okolo vzdálenosti 60 km byl ve většině sledovaných dat patrný zlom, a proto byl vzdáleností limit zvolen právě takový. Při zohlednění vzájemného prostorového rozmístění polí LPI a detekované bleskové aktivity bylo zjištěno, že bleskové výboje vzdálenější než limit 60 km totiž často souvisely již s jinou bouřkovou celou.

V každém analyzovaném hodinovém intervalu bylo také sledováno relativní zastoupení (p [%]) nalezených nejbližších výbojů do limitní vzdálenosti z celkového počtu takto uvažovaných výbojů. Tato hodnota byla dále zjišťována pro každou událost jako celek a také pro všechny události dohromady.

Kromě toho byla testována lineární závislost vzdálenosti nejbližšího blesku na velikosti LPI. Pro každou hodinu jednotlivých událostí byl počítán Pearsonův korelační koeficient R velikosti LPI (veličina Y) a vzdálenosti nejbližšího detekovaného výboje (veličina X). Blíže o tomto koeficientu viz podkapitolu 4.3 (vzorec 5). Nulová hypotéza pro zjišťování vzájemného vztahu velikosti LPI a vzdálenosti nejbližšího detekovaného výboje byla v tomto případě taková, že čím je hodnota LPI vyšší, tím je vzdálenost detekovaného bleskového výboje menší. Sledovaný koeficient R by se tedy měl v ideálním případě blížit hodnotě -1 .

4.7.2 Vztah predikované a detekované bleskové aktivity v čase

Verifikace polí LPI v čase byla provedena za pomoci analýzy časových průběhů sumy velikostí LPI a počtu detekovaných bleskových výbojů pro každou událost z tabulky 2 vždy pro celý (dvanáctihodinový) časový úsek běhu výpočtu modelu s krokem 15 minut. Data byla sčítána přes celé zájmové území a zohledněna byla celková blesková aktivita, tedy

ve vstupních datech byly zahrnuty oba typy bleskových výbojů (CG i CC) dohromady (viz níže 5.1).

Sledován byl celkový charakter časového průběhu pro oba typy zkoumaných dat, a to podle porovnání vzájemného rozložení lokálních maxim a minim v celém časovém intervalu. Dále byla analyzována vzájemná shoda nebo naopak vzájemný posun v čase příchodu události. Pro oba typy dat byl definován příchod události: pro data predikce byl příchod události určen výrazným nárůstem ve velikosti sumy LPI v kombinaci s prvním lokálním maximem, pro data detekce pak příchod události odpovídal kombinaci skokového nárůstu v absolutním počtu zaznamenaných výbojů s prvním lokálním maximem ve sledovaných hodnotách. Takto definovaný příchod události v čase byl srovnáván mezi oběma typy datových souborů, respektive jejich časová shoda byla dána velikostí zpoždění vůči sobě (po 15 minutách). Porovnáním zjištěných časových rozestupů ve všech sledovaných dnech byla získána úspěšnost časové přesnosti predikce příchodu výrazné bleskové aktivity.

Výsledky představených metod (viz 4.3, 4.6 a 4.7) jsou interpretovány a podrobně diskutovány v následující kapitole.

5 Výsledky a diskuze

Tato část se zabývá výsledky, které byly vytvořeny na základě metod představených v podkapitolách 4.3, 4.6 a 4.7. Provedené analýzy měly především za účel hodnotit a verifikovat pole LPI pomocí vztahů různých charakteristik predikované a detekované bleskové aktivity nad zájmovým územím.

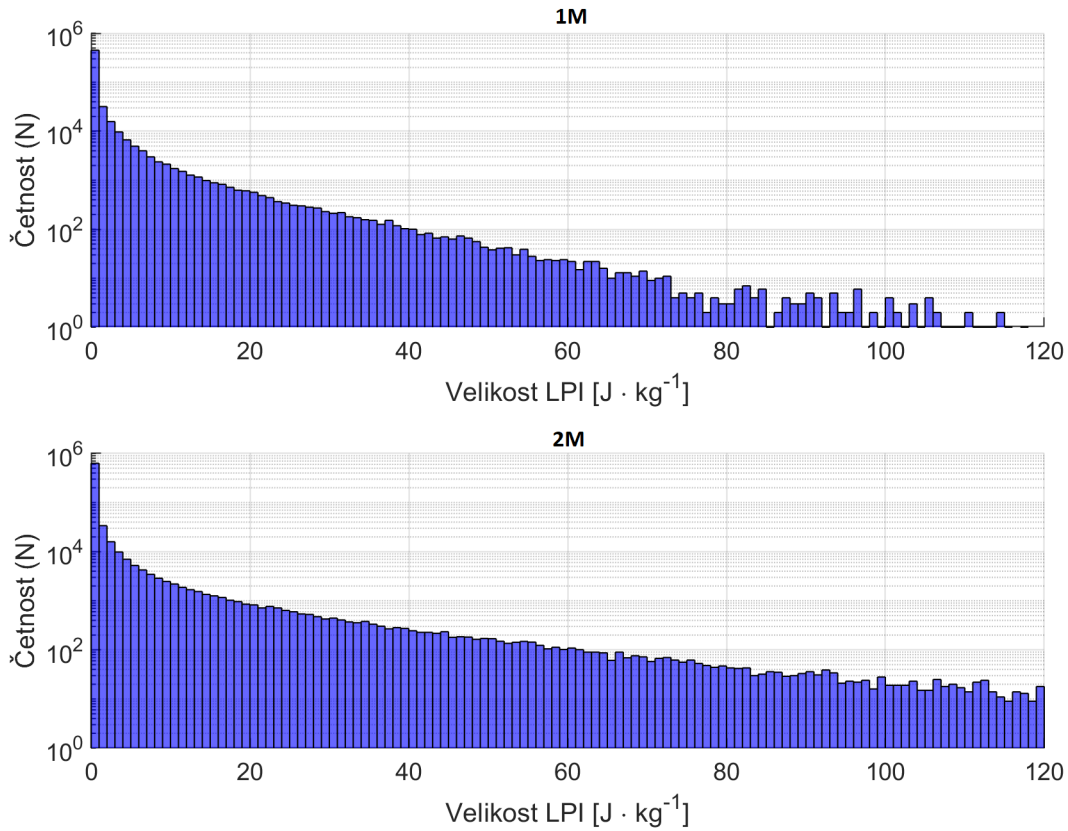
Nejprve byly porovnány vypočítané hodnoty LPI podle obou nastavení (1M a 2M) mikrofyziky v modelu COSMO (viz 5.1). Poté bylo analyzováno vzájemné časoprostorové rozložení polí LPI a detekovaných bleskových výbojů z EUCLID (viz 5.2, resp. 5.2.1). Navíc byl zkoumán vztah velikosti LPI a vzdálenosti nejbližšího blesku (viz 5.2.2). Nakonec byla provedena analýza časového průběhu LPI a pozorované bleskové aktivity (viz 5.3).

V první řadě jsou prezentovány a diskutovány výsledky týkající se komparace polí LPI podle nastavení 1M a 2M mikrofyziky modelu COSMO.

5.1 Komparace polí LPI podle 1M a 2M mikrofyziky

Na základě získaných polí hodnot LPI pro sledované události v tabulce 2 a metod představených v podkapitole 4.6 uvádí obrázek 19 dva vytvořené histogramy (horní pro 1M, dolní pro 2M mikrofyziku) četností předpovídaných hodnot LPI modelem COSMO. Nulové hodnoty LPI v datech výrazně převažovaly, z tohoto důvodu na obrázku 19 vykresleny nejsou. Relativní zastoupení nulových hodnot LPI (Z_0 [%]) uvádí tabulka 3.

Dle obrázku 19 a tabulky 3 lze vidět, že při nastavení 2M mikrofyziky oproti 1M mikrofyzice podává model COSMO hodnoty LPI nejen mnohem vyšší, ale také četnější. Relativní zastoupení nulových hodnot LPI je proto při 2M mikrofyzice mírně nižší. Pro rozhodnutí, které nastavení mikrofyziky je vhodnější, však není tento poznatek postačující. Z tohoto důvodu byla podle metod představených výše (viz 4.6) provedena regresní analýza vztahu sumy velikostí LPI a počtu detekovaných bleskových výbojů.

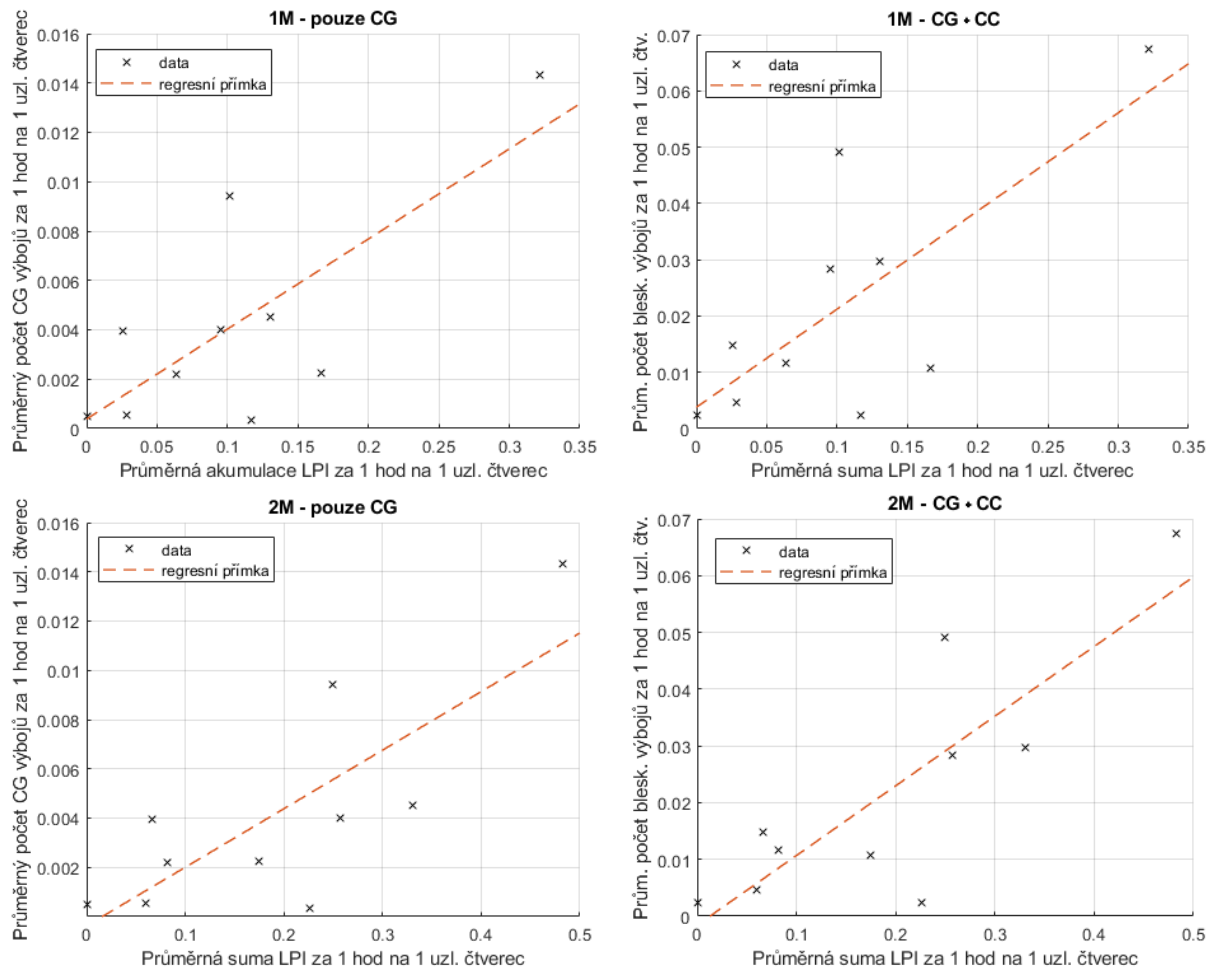


Obrázek 19: Porovnání hodnot LPI podle 1M a 2M mikrofyziky předpovědního modelu. Vertikální osa je zobrazena v logaritmickém měřítku, prezentovány jsou pouze nenulové hodnoty LPI, relativní podíl nulových hodnot LPI uvádí tabulka 3 (zdroj vstupních dat: model COSMO).

Tabulka 3: Přehled základních charakteristik 1M a 2M mikrofyziky modelu k obrázku 19. Max LPI a mean LPI znamenají nejvyšší a průměrnou hodnotu LPI [$\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$], mean N je průměrná hodnota četnosti nenulových LPI (N pro četnost) a Z_0 značí relativní zastoupení nulových hodnot LPI (zdroj vstupních dat: model COSMO).

mikrofyzika	max LPI	mean LPI	mean N	Z_0 [%]
1M	195,80	1,24	$2,28 \cdot 10^3$	97,44
2M	460,52	1,66	$3,11 \cdot 10^3$	96,51

Obrázek 20 zachycuje vztah sumy velikostí LPI a celkové bleskové aktivity (pro 1M i 2M mikrofyziku, obrázky vpravo) i vztah sumy velikostí LPI a počtu blesků typu CG samostatně (opět pro 1M i 2M mikrofyziku, obrázky vlevo). Jednotlivé charakteristiky regresních modelů – koeficienty determinace R^2 a rovnice regresních přímek – jsou uvedeny v tabulce 4. Představeny jsou čtyři konfigurace, jež odpovídají dílčím grafům na obrázku 20.



Obrázek 20: Porovnání průměrného počtu detekovaných blesků CG (vlevo) a CG+CC (vpravo) a průměrné sumy LPI pro 1M (nahore) a 2M (dole) mikrofyziku. Veškerá data byla průměrována na jednotku času [1 h] a plochy [1 uzlový čtverec; 1,2 x 1,2 km] (zdroje vstupních dat: LPI – model COSMO; výboje – BLIDS).

Při pohledu na obrázek 20 a tabulku 4 lze porovnat 1M a 2M mikrofyziku modelu. V obou případech je možno vztah sumy LPI s počty blesků popsat regresní přímkou, což poukazuje na vzájemnou kladnou závislost těchto veličin, kdy s větší sumou LPI se objevuje

více blesků. To je jeden z důvodů, proč se LPI jeví vhodným indexem pro predikci bleskové aktivity.

Tabulka 4: Přehled základních charakteristik regresních přímek k obrázku 20. R^2 je koeficient determinace regresního modelu (zdroje vstupních dat: LPI – model COSMO; výboje – BLIDS).

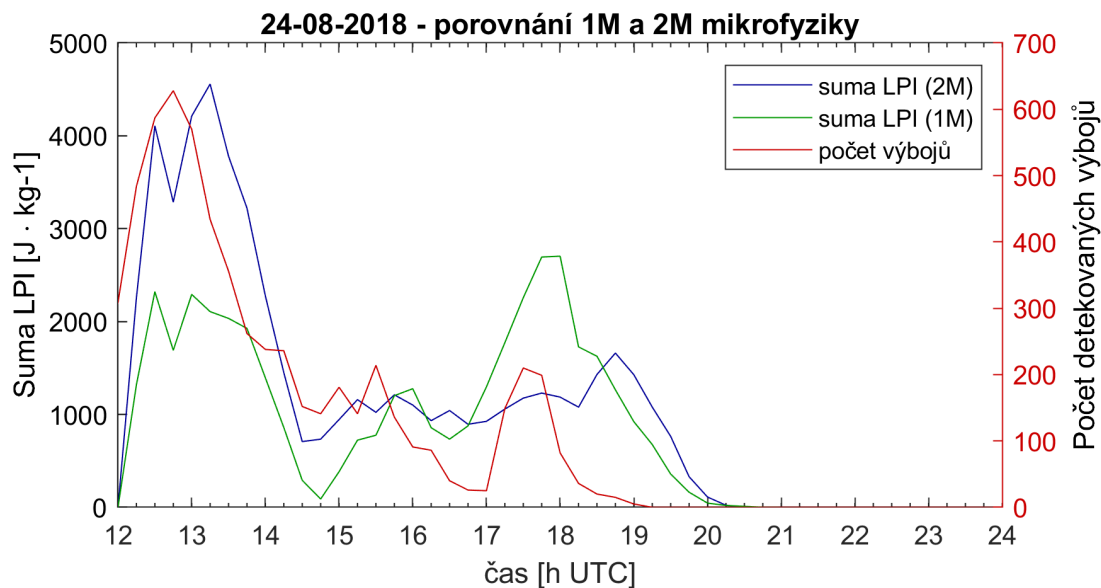
mikrofyzika – výboje	R^2	rovnice regresní přímky
1M – CG	0,56	$y = 3,7x \cdot 10^{-2} + 3,8 \cdot 10^{-4}$
2M – CG	0,61	$y = 2,4x \cdot 10^{-2} - 3,8 \cdot 10^{-4}$
1M – CG+CC	0,55	$y = 0,17x + 3,8 \cdot 10^{-3}$
2M – CG+CC	0,69	$y = 0,12x - 1,6 \cdot 10^{-3}$

Regresní přímky na obrázku 20 v případech 2M mikrofyziky (dolní obrázky) oproti 1M mikrofyzice (horní obrázky) popisují data počtu bleskových výbojů lépe, což potvrzují odpovídající koeficienty determinace v tabulce 4, neboť platí, že čím blíže k 1 je hodnota R^2 , tím je regresní model kvalitnější. Vztah detekovaných bleskových výbojů s předpovídanými hodnotami LPI je tedy v případě 2M mikrofyziky užší. Zjevně nastavení 2M mikrofyziky v modelu COSMO podává poněkud přesnější výsledky, než nastavení mikrofyziky 1M. Tento poznatek je v souladu s výsledky prezentovanými v práci autorů Sokol a Minářová (2020), kteří naznačili, že predikce bleskové aktivity je podle nastavení 2M mikrofyziky úspěšnější. Z tohoto důvodu jsou dále v této práci prezentovány výsledky, pro které bylo použito právě nastavení 2M mikrofyziky.

Dalo by se navíc předpokládat, že by LPI mohlo být přesnější pro predikci blesků typu CG než pro oba typy (CG i CC) dohromady. Tato hypotéza se však podle analýzy prezentované na obrázku 20 a v tabulce 4 nepotvrdila – R^2 pro CG+CC je větší, než R^2 pro CG samostatně (a to pro 1M i 2M mikrofyziku). To je pravděpodobně způsobeno nízkou absolutní četností CG blesků (v relativní četnosti tvoří 19,7 % z celkového počtu detekovaných výbojů), respektive malým počtem zkoumaných událostí. Na základě tohoto poznatku jsou dále v této práci prezentovány výsledky s oběma typy výbojů (CG a CC).

Dále byla pro všechny události provedena analýza časového průběhu sumy LPI (podle 1M i 2M mikrofyziky) a počtu detekovaných bleskových výbojů (viz 4.6). Pro ilustraci uvádí obrázek 21 příklad této sledované charakteristiky. Zachycuje událost ze dne 24. 8. 2018, vykresleno je časové okno 12h běhu výpočtu LPI, tedy od 12 hodin UTC do půlnoci. Jak

si lze na tomto obrázku všimnout, suma LPI podle 1M mikrofyziky oproti 2M mikrofyzice nejdříve událost podhodnocuje (kolem 13. hodiny UTC), poté naopak nadhodnocuje (kolem 18. hodiny UTC). Toto je nicméně jen ilustrativní příklad ze sledovaných událostí.



Obrázek 21: Porovnání časového průběhu počtu detekovaných bleskových výbojů a sumy hodnot LPI podle 1M a 2M mikrofyziky modelu na příkladu události 24-08-2018. Časový krok je 15 min (zdroje vstupních dat: LPI – model COSMO; výboje – BLIDS).

Díky provedené komparaci polí LPI podle 1M a 2M mikrofyziky, použité v NWP modelu COSMO pro předpověď bleskové aktivity, bylo zjištěno, že volba 2M mikrofyziky je spolehlivější. Následující části této práce se proto věnují verifikaci polí LPI právě při nastavení mikrofyziky 2M.

5.2 Verifikace polí LPI – prostorové rozložení predikované a detekované bleskové aktivity

Sledovat prostorové rozmístění polí hodnot LPI, a to i v porovnání s pozorovanou bleskovou aktivitou, je samozřejmě žádoucí, avšak verifikace polí LPI na základě této charakteristiky může být velmi zavádějící. Predikce bleskové aktivity pomocí LPI je totiž zatížena výraznými nejistotami. Vzhledem k tomu, že se výpočet polí LPI řídí předchozí simulací konvekce a předpovědí srážek v daném NWP modelu (Yair et al. 2010), je LPI zatížen řadou nepřes-

ností plynoucích právě z nejistot zmiňovaných charakteristik. Jednou z takových nejistot je otázka přesnosti lokalizace polí hodnot LPI v prostoru, která dána lokalizací simulované konvekce a polí předpovídaných srážek. Samotná lokalizace konvekce NWP modelem představuje velmi komplexní problém, a to především z důvodu své vysoké variability v prostoru a čase.

V současné době je deterministické pojetí predikce konvektivních bouří velmi náročné, předpovědi, které by byly přesné jak v čase, tak v lokalizaci v prostoru a navíc v intenzitě, jsou jen zřídka úspěšné (Sokol a Minářová 2020). Z tohoto důvodu není možné pole hodnot LPI, jež se řídí lokalizací konvekce, prostorově porovnávat s detekovanými blesky přímo; to je patrné již z rozdílnosti samotných typů dat (reprezentujících jiné veličiny – plošnou vs. bodovou informaci). Z tohoto důvodu byly v této práci použity metody představené v podkapitole 4.7.

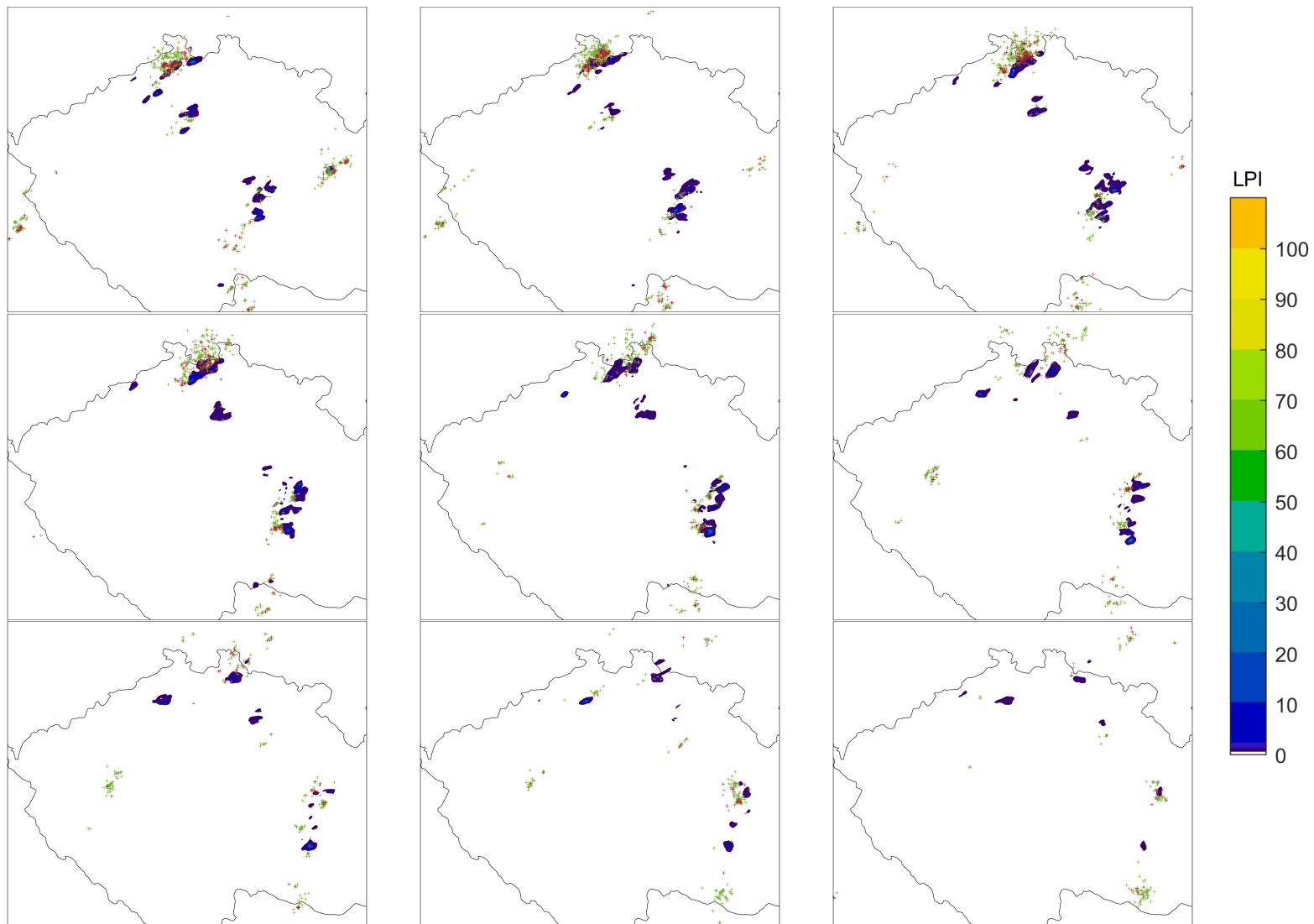
5.2.1 Prostorové rozložení polí LPI a detekovaných bleskových výbojů

Vzájemné prostorové rozložení polí LPI a detekovaných bleskových výbojů ilustruje obrázek 22 (další v příloze B). Při pohledu na jednotlivé události byla v některých případech modelem očekávaná blesková aktivita větší, než jaká byla situace zaznamenaná ve skutečnosti. Tento fakt může být důsledkem výraznějšího modelovaného konvektivního prostředí, než jaké se nakonec v reálném prostředí vyskytlo. Naproti tomu byla v některých událostech detekovaná blesková aktivita mnohem intenzivnější než ta predikovaná, model tedy tvorbu konvektivního prostředí oproti skutečnosti podceňoval. Celkové zhodnocení všech událostí však ukázalo, že se základní struktura prostorového rozmístění předpovídané a detekované bleskové aktivity při vzájemném porovnání shoduje.

Zmiňované nepřesnosti vzhledem k poznatkům uvedeným výše nejsou překvapivé. Například Dementyeva, Ilin a Mareev (2015) navíc o LPI uvádějí, že data polí LPI mají tendenci obecně bleskovou aktivitu v prostorovém rozsahu podhodnocovat. Tento poznatek zde sice není bezprostředně hodnocený, tedy ani potvrzený, avšak v několika případech ho lze pozorovat (obrázek 22 není výjimkou).

Samotné verifikaci polí LPI v prostoru pomocí nejbližšího detekovaného výboje a s tím související diskuzi se věnuje následující část (5.2.2).

24-08-2018 12:15-14:30



Obrázek 22: Časoprostorové rozložení polí hodnot LPI (dle barevné škály) a detekovaných výbojů pro událost 24-08-2018 po 15 minutách (horizontálně) 12:15 – 14:30 UTC. Výboje jsou zaznačeny červeně (CG) a zeleně (CC), hranice Česka je vyznačena černou linií (zdroje vstupních dat: LPI a hranice Česka – model COSMO; výboje – BLIDS).

5.2.2 Vztah velikosti LPI a vzdálenosti nejbližšího detekovaného výboje

Na základě metod představených výše (viz 4.7.1) byla provedena verifikace polí LPI v prostoru pomocí analýzy vztahu velikosti LPI a vzdálenosti nejbližšího detekovaného bleskového výboje, kterou ilustruje obrázek 23 (další v příloze B). Jednu ze sledovaných charakteristik pak zachycuje tabulka 5.

Při testování lineární závislosti (viz hypotézu v 4.7.1) bylo zjištěno, že se ve většině případů hodnota Pearsonova korelačního koeficientu R pohybovala okolo 0, což souvisí právě s předchozími poznatky o problematice nejistot, jimiž jsou predikovaná pole hodnot LPI zatížena (lokalizace polí LPI vázaná na lokalizaci konvekce NWP modelem, vysoká variabilita v prostoru a čase apod.). Pro sledované události tedy nebyla lineární korelace rozmístění předpovídaného LPI, jeho velikosti a vzdálenosti od detekované bleskové aktivity potvrzena.

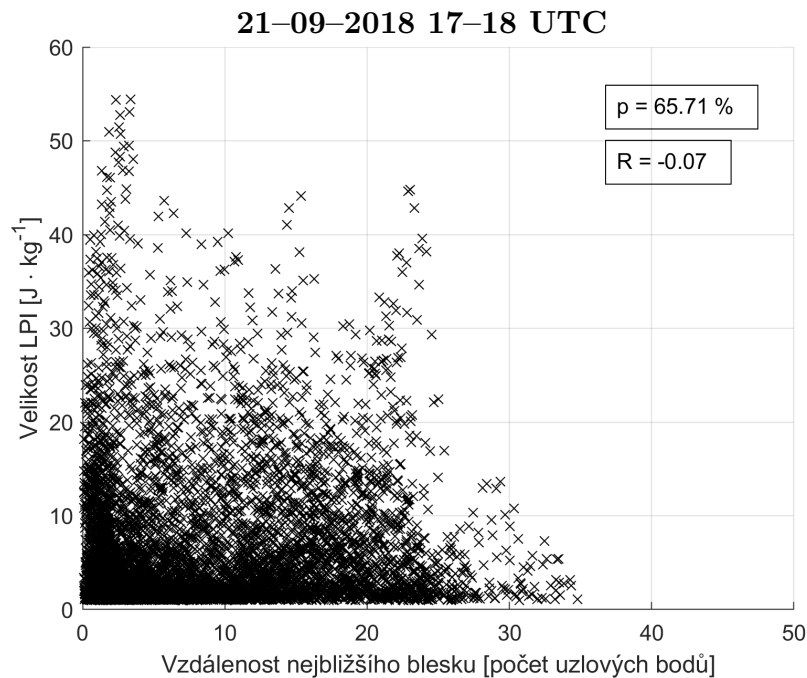
Tabulka 5: Přehled maximálních hodnot relativního zastoupení (p) nejbližších detekovaných výbojů k poli LPI do limitní vzdálenosti pro každou událost. V posledním řádku je uvedena průměrná hodnota těchto maxim (zdroje vstupních dat: LPI – model COSMO; výboje – BLIDS).

událost [rrrrmmdd]	max p [%]
20180601	76,48
20180610	63,49
20180705	40,67
20180802	50,16
20180803	19,88
20180804	71,80
20180808	56,65
20180813	36,67
20180824	50,70
20180921	65,71
průměr	53,22

V rámci zkoumané charakteristiky je také potřeba věnovat pozornost hodnotě p , tedy relativnímu zastoupení nejbližších detekovaných bleskových výbojů do vzdálenostního li-

mitu. V průměru za všechny události bylo $\bar{p} = 33,5 \%$, avšak tuto hodnotu výrazně ovlivnily časové úseky událostí, jež zaznamenaly buď již velmi nízkou bleskovou aktivitu, nebo malý prostorový rozsah polí i nízké velikosti hodnot LPI. Z tohoto hlediska je proto zajímavější diskutovat maxima p za jednotlivé události a jejich průměrnou hodnotu napříč všemi zájmovými dny (tabulka 5).

V 70 % případů přesáhlo maximum p hodnotu 50 %, průměrné maximum hodnoty p je pak 53,22 %. To znamená, že se průměrně do vzdálenostního limitu 60 km vyskytovalo přes polovinu nejbližších detekovaných bleskových výbojů vztažených ke sledovanému poli LPI. Tento výsledek je sice obtížné interpretovat jednoznačně, nicméně poukazuje na relativně dobrou shodu polí LPI a detekované bleskové aktivity při zohlednění chyby v lokalizaci o určenou limitní vzdálenost (v tomto případě 60 km). Taktéž by tento výsledek mohl souviset s výše zmiňovaným podhodnocováním plošného rozsahu polí hodnot LPI.



Obrázek 23: Vztah velikosti LPI a vzdálenosti nejbližšího detekovaného bleskového výboje v max. okruhu 50 uzlových bodů (60 km) pro událost 21-09-2018 mezi 17. a 18. hodinou UTC (zdroje vstupních dat: LPI – model COSMO; výboje – BLIDS).

Sledované kvantitativní charakteristiky analyzovaného vztahu velikosti LPI a vzdálenosti nejbližšího detekovaného bleskového výboje měly sice za účel hodnotit prostorové rozložení LPI nepřímo, přesto se ale ukazuje, že verifikovat pole LPI v prostoru je skutečně

velice obtížný úkol. Tento poznatek souvisí právě s nejistotami lokalizace konvekce a polí předpovídaných srážek NWP modelem, jež byly diskutovány výše.

Yair et al. (2010) navíc uvádějí, že prostorové nepřesnosti LPI mohou být způsobeny třemi základními příčinami, jimiž jsou:

1. nedostatky spojené s NWP modelem jako takovým (nedostatečné horizontální rozlišení, nepřesné vstupní a okrajové podmínky),
2. nedokonalosti ve zvoleném nastavení mikrofyziky v NWP modelu,
3. nevhodné použití nepřímých indexů pro predikci elektrostatických procesů v oblaku.

Odstranění zmíněných nedostatků v NWP modelu není zároveň vůbec jednoduché. Například otázka vhodné volby parametrizace mikrofyzikálních procesů v oblaku může být hodnocena prakticky pouze vzájemným porovnáním několika různých nastavení v NWP modelu (Dementyeva, Ilin a Mareev 2015).

Jak již bylo zmíněno, predikované hodnoty LPI závisejí na celkové předpovědi podávané NWP modelem. Z tohoto důvodu je téměř nemožné hodnotit úspěšnost LPI ve vztahu k prostorovému rozmístění detekovaných blesků. Pokud jsou samotné veličiny, které do výpočtu LPI vstupují, nedostatečně předpovězené, následná predikce bleskové aktivity pomocí LPI bude taktéž chybná. Evaluace LPI tedy v podstatě hodnotí správnost NWP modelem generovaných veličin posléze vstupujících do výpočtu polí LPI (Sokol a Minářová 2020). To znamená, že pokud si predikovaná a detekovaná blesková aktivita vzájemně prostorově neodpovídají, ve skutečnosti pravděpodobně nebyla již předpověď konvekce a srážek v NWP modelu dostatečně přesná.

Dále se hned k diskusi nabízí otázka zmírnění nepřesností v modelem podávaných datech. Jednou z možností pro eliminaci modelem generovaných chyb v datových souborech by mohlo být využití tzv. *ensemblové* předpovědi (Yair et al. 2010). Pro danou situaci by se počítala předpověď v několika na sobě nezávislých výpočetních bězích s podobnými, avšak různě přesnými vstupními podmínkami. Výhodou takové simulace je, že lze podle výsledných předpovědí určit tu nejpravděpodobnější, dnes se tato metoda používá například pro předpovědi teploty vzduchu nebo intenzity srážek.

Na druhou stranu, *ensemblová* předpověď s sebou nese i podstatné nevýhody. Prováděna je zatím zpravidla pro horší horizontální rozlišení, než jaké by bylo pro predikci blesků

potřeba, navíc jsou takové výpočty stále značně časově i technicky náročné. Více o ensembleových předpovědích například na webových stránkách National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA).

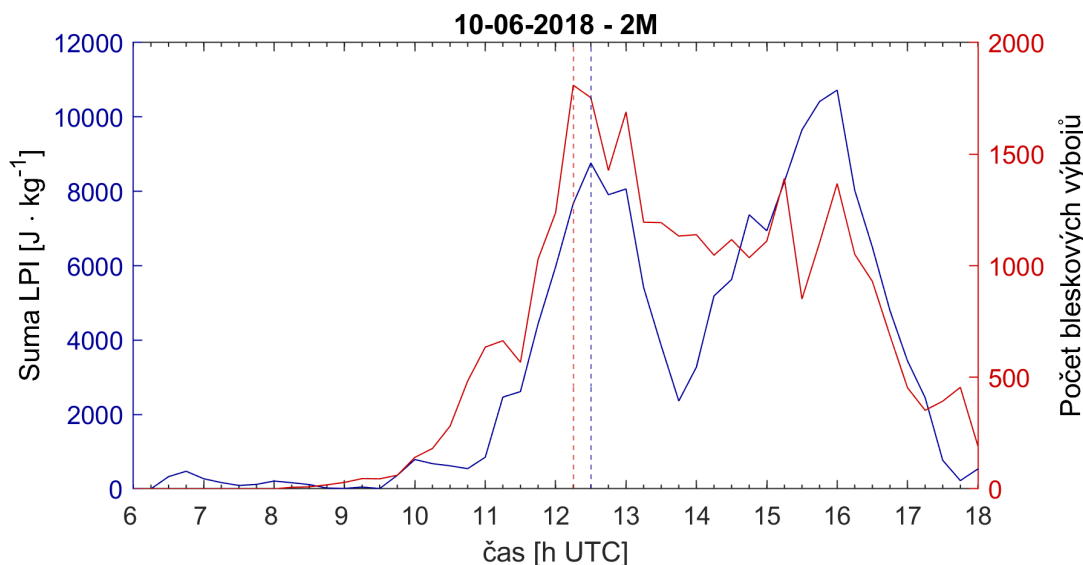
5.3 Verifikace polí LPI – časový průběh predikované a pozorované bleskové aktivity

Dalším způsobem verifikace polí LPI představeným v této práci je porovnání časové shody predikované a detekované bleskové aktivity (dle metod viz 4.7.2). Obrázek 24 (další v příloze B) ilustruje časový průběh sumy LPI a počtu detekovaných bleskových výbojů pro událost 10. 6. 2018. Z tohoto příkladu je patrná velmi dobrá shoda vzájemného rozložení lokálních minim a maxim v absolutních hodnotách sledovaných veličin. Naproti tomu obrázek 25 ukazuje nepříliš dobrou shodu v celkovém charakteru časového průběhu pro událost 1. 6. 2018, kdy lze vidět, že průběh sumy LPI dosahuje několika signifikantních výkyvů za celý průběh události, naopak počty detekovaných bleskových výbojů rostou i klesají postupně, a to oproti LPI bez dalšího velmi výrazného kolísání. Obecně se v málo případech (z tabulky 2) sledované charakteristiky lišily zřetelněji, ve většině případů byl naopak celkový charakter časového průběhu dobře zachován.

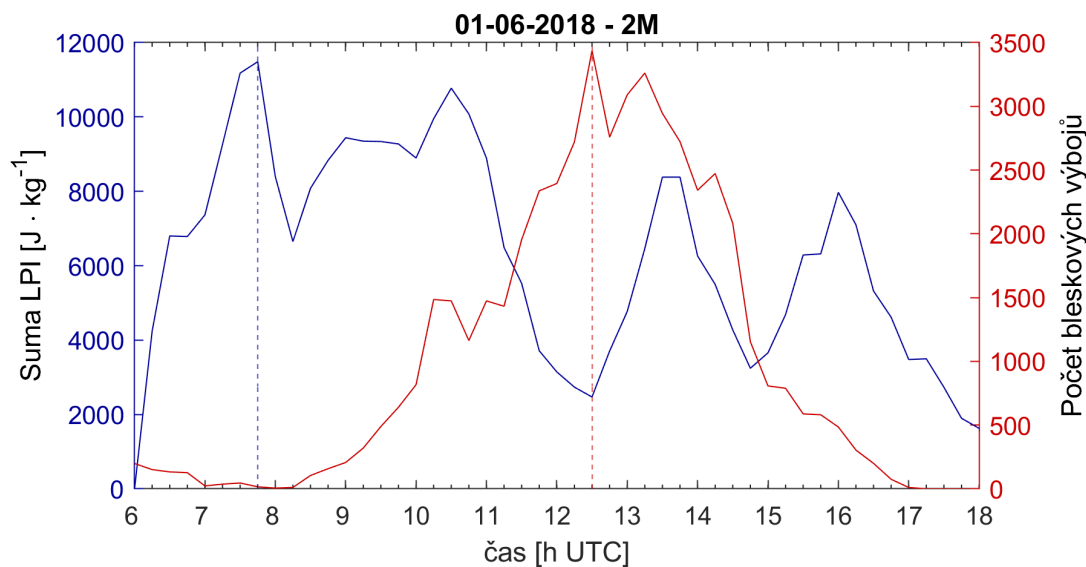
Pro sledování úspěšnosti časové přesnosti modelovaných hodnot LPI a verifikaci polí LPI v čase byla vytvořena tabulka 6. Ukázalo se, že většina událostí (70 %) zaznamenala časový rozestup předpovídání a pozorované bleskové aktivity do jedné hodiny, tedy 45 minut nebo méně. Celkem 90 % událostí pak vykazovalo rozestup menší nebo roven 60 minut. Přesně polovina analyzovaných událostí měla časový rozestup sledovaných charakteristik do 15 minut včetně.

Tabulka 6: Přehled úspěšnosti časové shody příchodu predikované a detekované výrazné bleskové aktivity pro vzájemné časové rozestupy 15, 45 a 60 minut (zdroje vstupních dat: LPI – model COSMO; výboje – BLIDS).

časový rozestup	úspěšnost
≤ 15 min	50 %
≤ 45 min	70 %
≤ 60 min	90 %



Obrázek 24: Porovnání časového průběhu sumy hodnot LPI a počtu detekovaných bleskových výbojů za událost 10-06-2018. Časový krok je 15 min. Svislé přerušované linie značí analyzovaný příchod události (modrá podle LPI, červená podle detekovaných výbojů) (zdroje vstupních dat: LPI – model COSMO; výboje – BLIDS).



Obrázek 25: Porovnání časového průběhu sumy hodnot LPI a počtu detekovaných bleskových výbojů za událost 01-06-2018. Časový krok je 15 min. Svislé přerušované linie značí analyzovaný příchod události (modrá podle LPI, červená podle detekovaných výbojů) (zdroje vstupních dat: LPI – model COSMO; výboje – BLIDS).

Celková úspěšnost časové shody příchodu predikované a detekované bleskové události se jeví velmi dobrá, neboť výrazná většina případů zaznamenala časový rozestup do jedné hodiny (tabulka 6), tedy pouze 3 až 4 čtvrt hodinové kroky. Časová shoda proto může být považována za vhodnou charakteristiku pro verifikaci polí LPI, zjištěný výsledek verifikace polí LPI tedy lze pokládat za úspěšný.

Zvolená metoda verifikace polí LPI s sebou taktéž nese určité nejistoty, které je žádoucí diskutovat. Nejdříve je nutné zmínit, že ani nepříliš dobrá shoda v čase příchodu události nemusí znamenat chybnou předpověď bleskové aktivity. Časový aspekt je totiž pouze jedním z mnoha, které se nabízejí k hodnocení. Verifikace polí LPI v čase navíc poukazuje na přesnost samotné simulace konvekce a srážek v NWP modelu, predikce bleskové aktivity je totiž až druhotným produktem modelových výpočtů založeném na předešlé simulaci. Nicméně oproti verifikaci polí LPI v prostoru se verifikace polí LPI v čase jeví vhodnější.

Pro samotnou verifikaci polí LPI v čase se nabízela i jiná metoda hodnocení, a sice určování počátku události jako takového podle překročení jistého prahového limitu v absolutních hodnotách dat. Vzhledem k variabilitě jak samotných hodnot napříč událostmi, tak charakteru časových průběhů sledovaných dat se tato metoda nejevila příliš vhodná. Prahový limit by totiž musel být pro každou událost definován zvlášť, tím by byla vzájemná porovnatelnost mezi událostmi velmi ztížena. Z tohoto důvodu byla nakonec zvolena metoda časové shody příchodu první výrazné bleskové aktivity (podle maxima v datech v kombinaci se skokovým nárůstem v absolutních hodnotách viz 4.7.2).

Dále je vhodné podotknout, že pozorovaný skokový nárůst jak ve velikosti sumy LPI, tak v počtu detekovaných bleskových výbojů by mohl souviset s fenoménem *lightning jump* představeným v podkapitole 3.2. Pro ověření, zda se opravdu o lightning jump jedná, by bylo potřeba zjišťovat čas záznamu příchodu některé z dalších charakteristik sledované bouřky, například výskyt krup či silného větru. Pokud by se tyto další jevy vyskytovaly s určitým časovým zpožděním než skokový nárůst v bleskové aktivitě, jednalo by se právě o fenomén lightning jump (E. Williams et al. 1999). Sledováním tohoto fenoménu lze v budoucnu rozšířit výzkum prezentovaný v této práci.

Na tomto místě se dále k diskuzi nabízí obecně problematika verifikace předpovědi bleskové aktivity pomocí LPI, což zdaleka není jednoduchý úkol. Vzhledem k tomu, že je systematické přímé měření jednotlivých bouřkových událostí ve smyslu měření uvnitř oblaku velmi obtížné (respektive v podstatě nemožné), chybí tím pádem spolehlivý zdroj homogenních

dat, která by byla vhodná pro statistické vyhodnocování a porovnávání s teoretickými výsledky (jako je například LPI). Nezbyvá proto než verifikaci provádět pomocí jiných dat, jež jsou dostupná, a to právě pomocí dat detekovaných blesků (v této práci z EUCLID viz 4.2), přestože oproti LPI nepodávají plošnou informaci v jednotkách kinetické energie, nýbrž nesou informaci bodovou (bezrozměrnou – počet blesků).

Z tohoto důvodu nebylo použítí standardních kvantitativních verifikačních metod jako například FSS (Roberts a Lean 2007) představené v části 4.7 příliš vhodné, neboť zde byly porovnávány dvě odlišné veličiny a interpretace standardních indexů by byla velmi obtížná.

Na závěr se k diskuzi nabízí otázka zpřesnění předpovědi bleskové aktivity NWP modely, která zůstává současným předmětem zkoumání. Vývojem nových verzí modelů obecně postupně dochází ke zdokonalování předpovědí jako takových a ke zmírňování nejistot obsažených ve výsledných datech. Implementovány jsou nové teoretické poznatky, vhodnější parametrizace, prováděna je asimilace dat a podobně. To představuje potenciál i pro zlepšení predikce blesků, které mají v dnešní době stále určité rezervy, jak je i z výsledků této práce zřejmé. Modelování predikce bleskové aktivity NWP modely je tedy potřeba věnovat větší pozornost, žádoucí je provádět hlubší (zejména teoretický) výzkum. Dále je také nutné hledat způsoby, kterými by bylo možné LPI i jiné prediktory a indexy verifikovat, a to v ideálním případě nezávisle na typu nesené informace.

Shrnutí a závěr

Blesky představují velice nebezpečný přírodní jev, a proto je potřeba jim věnovat náležitou pozornost. Blesky každoročně způsobují škody v přírodě a na majetku, navíc významně ohrožují i samotné lidské zdraví a život.

Tato práce uvádí nejen teorii způsobu vzniku bleskového výboje, ale i možnosti jeho explicitního a implicitního modelování NWP modely. Při podrobném explicitním zohlednění oblačné mikrofyziky se modely zpravidla řídí dvěma základními teoriemi, které jsou v práci představeny, tedy induktivním a neinduktivním schématem. Při implicitním modelování se naopak většinou pracuje s různými parametry a koeficienty, pro tuto práci je nejdůležitějším z nich index potenciálního výskytu blesků LPI, který udává potenciální ohrožení blesky v prostoru v daném čase.

Dále jsou v této práci objasněny základní metody detekce blesků v reálném prostředí, a to jak pozemní, tak distanční (družicový) monitoring. Na základě dostatečně dlouhé časové řady dat z detekčních sítí pro bleskovou aktivitu pak lze sledovat samotnou klimatologii blesků, a to jak v globálním, tak v regionálním měřítku. Pro vytvoření klimatologie blesků na území Česka zatím bohužel nebyla dostupná dostatečně dlouhá a homogenní datová řada, přesto se některé studie touto problematikou zabývaly (Novák a Kyznarová 2011).

Data detekovaných blesků taktéž mohou vstupovat do NWP modelů, a to především v procesu zvaném *asimilace dat*. Problémem však je, že se takové asimilace dnes provádějí jen zřídka (Wang, Yang a Jin 2018). Proto se často dává přednost asimilaci jiných meteorologických prvků, jako jsou například naměřené úhrny srážek.

Tato práce se podrobněji zabývala vztahem predikované a detekované bleskové aktivity včetně verifikace predikovaných polí LPI. Předmětem zkoumání byly vybrané události z let 2018 a 2019, na jejichž základě byly určeny obecné charakteristiky bleskové aktivity v Česku za pomoci bleskových výbojů detekovaných sítí EUCLID, a události z roku 2018, pro něž byla pomocí LPI predikována blesková aktivita NWP modelem COSMO.

Charakterizace dat detekované bleskové aktivity ukázala, že i přes výraznou prostorovou variabilitu jednotlivých událostí průměrně bouřky postupovaly ve směru od západu na východ, což odpovídá převládajícímu směru proudění vzduchu nad Českem. Zřetelný byl kontrast četností bleskových výbojů typu CG a CC, kdy výboje typu CC výrazně převažovaly, což je v souladu s teoretickými poznatky (Rakov a Uman 2003). Dále bylo naznačeno,

že závislost výskytu detekovaných blesků na nadmořské výšce není lineární, ale značně komplikovanější. Z tohoto důvodu nebyl vztah s nadmořskou výškou později pro verifikaci polí LPI využit. Průměrný denní chod detekované bleskové aktivity se shodoval s teoretickými poznatky (viz 3.3.2, 3.3.3), blesková aktivita dosahovala maxima v odpoledních hodinách mezi 13. a 14. hodinou UTC. Prostorová (horizontální) i časová charakteristika bleskových dat se nakonec ukázala být vhodná pro následné porovnávání s predikcí bleskové aktivity a tedy i pro verifikaci polí LPI.

Srovnání polí LPI podle běhů modelu s 1M a 2M oblačnou mikrofyzikou ukázalo, že nastavení 2M mikrofyziky je spolehlivější, což souhlasí s výsledky jiných prací (např. Sokol a Minářová 2020). Proto bylo právě toto nastavení použito při verifikaci polí LPI. Dále tato komparace naznačila, že z důvodu malého počtu zkoumaných událostí popisuje LPI celkovou bleskovou aktivitu lépe, než výskyt samotných blesků typu CG. Pro verifikaci polí LPI proto byla zohledňována celková blesková aktivita.

Při analýze vzájemného prostorového rozložení LPI a detekovaných bleskových výbojů bylo zjištěno, že se u jednotlivých událostí vyskytují výraznější odchylky, které byly zřejmě i později z analýzy vztahu velikosti LPI a vzdálenosti nejbližšího detekovaného výboje. Takový výsledek však byl v souladu s očekáváním. Celkový charakter rozmístění dat napříč všemi sledovanými dny si nicméně vzájemně relativně odpovídal. Bylo prokázáno, že vztah velikosti LPI a vzdálenosti nejbližšího detekovaného výboje sice lineární není, avšak důležitějším výsledkem byl poznatek, že většina zkoumaných událostí dosáhla v relativním zastoupení nad polovinu nejbližších detekovaných výbojů do limitní vzdálenosti (60 km).

Verifikace polí LPI v prostoru byla přínosná i z hlediska diskuze nepřesností a nejistot spjatých právě s lokalizací polí LPI v NWP modelu. Vzhledem k tomu, že je blesková aktivita typická pro konvektivní prostředí, závisí lokalizace LPI na modelem simulované lokalizaci konvekce a také predikovaných srážek. Zmiňované nepřesnosti obecně plynou z několika faktorů – samo spuštění modelu v určitém čase je zatíženo chybou ovlivněnou vstupními daty, horizontálním rozlišením, volbou různých parametrizací a nastavením mikrofyziky. S rostoucím časem předpovědi pak roste i chyba obsažená v modelovaných charakteristikách. Pokud jsou nedostatečně předpovězené samotné veličiny, které do výpočtu LPI vstupují, následná predikce bleskové aktivity pomocí LPI bude taktéž chybná (Sokol a Minářová 2020). Takové chyby by se daly zmírnit využitím například tzv. ensemblové předpovědi (Yair et al. 2010), jež je v práci také diskutována.

Verifikace polí LPI z hlediska charakteru průběhu jejich časového vývoje v porovnání s průběhem počtu detekovaných bleskových výbojů byla úspěšná. Ve většině zkoumaných případů byl celkový charakter křivek sledovaných průběhů zachován. Analýza časové shody příchodu predikované a pozorované události ve většině případů zaznamenala časový rozestup do jedné hodiny, což je velmi solidní výsledek.

Po přihlédnutí k nejistotám spojeným se simulacemi NWP modelu lze říci, že i přesto je LPI vhodným nástrojem pro implicitní predikci bleskové aktivity, což je v souladu s dalšími studii (Lynn a Yair 2010, Dementyeva, Ilin a Mareev 2015, Sokol a Minářová 2020).

Výsledky prezentované v této práci by v budoucnu bylo vhodné rozšířit o detailnější porovnání časového průběhu predikované a detekované bleskové aktivity společně s dalšími meteorologickými charakteristikami, jako jsou například kroupy nebo silný vítr. Tím by byl umožněn hlubší výzkum fenoménu lightning jump, který se v analyzovaných datech této práce jeví.

Dále by bylo žádoucí hledat způsoby, jak pole LPI či jiné prediktory bleskové aktivity patřičně verifikovat, a to nejlépe nezávisle na typu nesené informace. Pro samotnou predikci bleskové aktivity by pak bylo potřeba prohlubovat teoretické poznatky, na nichž podávaná předpověď závisí, a to taktéž pro modelování bleskové aktivity explicitně. Navíc je žádoucí pracovat podrobněji na samotném zpřesňování explicitních modelů. V neposlední řadě se k dalšímu studiu nabízí provádět asimilaci dat detekovaných blesků do výpočtů v NWP modelech.

Literatura

- Arabshahi, S. et al. (2014). Balloon-borne Measurement of Energetic Electron Fluxes Inside Thunderclouds. In: Conference: EGU General Assembly 2014.
- Baba, Y. a V. A. Rakov (2009). Present Understanding of the Lightning Return Stroke. In: *Lightning: Principles, Instruments and Applications*. Ed. H. D. Betz, U. Schumann a P. Laroche. Springer. Kap. 1, s. 1–22. ISBN: 978-1-4020-9078-3.
- Barthe, C. a J.-P. Pinty (2007). Simulation of electrified storms with comparison of the charge structure and lightning efficiency. In: *Journal of Geophysical Research* 112, s. D19204.
- Bednář, J. (1989). *Pozoruhodné jevy v atmosféře*. Academia. ISBN: 80-200-0054-2.
- Blakeslee, R. et al. (2013). Seasonal variations in the lightning diurnal cycle and implications for the global electric circuit. In: *Atmospheric Research* 135–136, s. 228–243.
- Bright, D. R. a M. S. Wandishin (2005). A Physically Based Parameter for Lightning Prediction and its Calibration in Ensemble Forecasts. In: Preprints, Conference on Meteorological Applications of Lightning Data, 2005.
- Christian, H. J. et al. (2003). Global Frequency and Distribution of Lightning as Observed from Space by the Optical Transient Detector. In: *Journal of Geophysical Research* 108, ACL–4.
- Dementyeva, S. O., N. V. Ilin a E. A. Mareev (2015). Calculation of the Lightning Potential Index and Electric Field in Numerical Weather Prediction Models. In: *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics* 51/2, s. 186–192.
- Dwyer, J. R. a M. A. Uman (2014). The Physics of Lightning. In: *Physics Reports* 534, s. 147–241.
- Enno, S. E. a J. Sugier (2018). Lightning flash density in Europe on the basis of 10 years of ATDnet data. In: Conference papers: 25th International Lightning Detection Conference / 7th International Lightning Meteorology Conference, Fort Lauderdale, Florida., s. 1–7.
- Farnell, C., T. Rigo a N. Pineda (2017). Lightning jump as a nowcast predictor: Application to severe weather events in Catalonia. In: *Atmospheric Research* 183, s. 130–141.
- Gurevich, A. V. a A. N. Karashtin (2013). Runaway Breakdown and Hydrometeors in Lightning Initiation. In: *Physical Review Letters* 110, s. 185005.

- Hamdan, N. A. M. (1971). The Electrification of Newly Formed Clouds of Water Droplets. Magisterská práce. Durhamská univerzita.
- Kolmašová, I. (2015). Blýská se... In: *Pokroky matematiky, fyziky a astronomie* 60, 123–132.
- Kotroni, V. a K. Lagouvardos (2008). Lightning occurrence in relation with elevation, terrain slope, and vegetation cover in the Mediterranean. In: *Journal of Geophysical Research* 113, s. D21118.
- López, J. A. et al. (2017). Spatio-temporal dimension of lightning flashes based on three-dimensional Lightning Mapping Array. In: *Atmospheric Research* 197, s. 255–264.
- Lopez, P. (2016). A Lightning Parametrization for the ECMWF Integrated Forecasting System. In: *Monthly Weather Review* 144, s. 3057–3075.
- Lynn, B. a Y. Yair (2010). Prediction of lightning flash density with the WRF model. In: *Advances in Geosciences* 23, s. 11–16.
- MacGorman, D. R. a W. D. Rust (1998). *The Electrical Nature of Storms*. Oxford University Press. ISBN: 0-19-507337-1.
- Metzger, E. (2010). The Relationship Between Total Cloud Lightning Behavior and Radar Derived Thunderstorm Structure. Magisterská práce. Naval Postgraduate School, Monterey, Kalifornie.
- Nicoll, K. a R. Harrison (2009). A lightweight balloon-carried cloud charge sensor. In: *The Review of scientific instruments* 80, s. 014501.
- Novák, P. a T. Žejdlík (2009). Deset let využívání dat detekce blesků v Českém hydrometeorologickém ústavu. In: *Meteorologické zprávy* 62/6, s. 165–172.
- Novák, P. a H. Kyznarová (2011). Climatology of lightning in the Czech Republic. In: *Atmospheric research* 100, s. 318–333.
- Rahiminejad, A., B. Vahidi a J. He (2019). A fractal-based stepped downward leader model including branched channel charge distribution and branch fading. In: *Electric Power Systems Research* 176, s. 105940.
- Rakov, V. A. a M. A. Uman (2003). *Lightning: Physics and Effects*. Cambridge University Press. ISBN: 0-521-58327-6.
- Reynolds, S. E., M. Brook a M. F. Gourley (1957). Thunderstorm Charge Separation. In: *Journal of Meteorology* 14, s. 426–436.
- Roberts, N. M. a H. W. Lean (2007). Scale-Selective Verification of Rainfall Accumulations from High-Resolution Forecasts of Convective Events. In: *Monthly Weather Review* 136, s. 78–97.

- Romps, D. M. et al. (2018). CAPE Times P Explains Lightning Over Land But Not the Land–Ocean Contrast. In: *Geophysical Research Letters* 45/22, s. 12623–12630.
- Řezáčová, D. et al. (2007). *Fyzika oblaků a srážek*. Academia. ISBN: 978-80-200-1505-1.
- Schultz, C. J., W. A. Petersen a L. D. Carey (2009). Preliminary Development and Evaluation of Lightning Jump Algorithms for the Real-Time Detection of Severe Weather. In: *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 48, s. 2543–2563.
- Saunders, C. (1993). A Review of Thunderstorm Electrification Processes. In: *Journal of Applied Meteorology* 32, s. 642–655.
- (2008). Charge Separation Mechanisms in Clouds. In: *Space Science Reviews* 137, s. 335–353.
- Seifert, A. a K. D. Beheng (2006). A two-moment cloud microphysics parameterization for mixed-phase clouds. Part 1: Model description. In: *Meteorology and Atmospheric Physics* 92, s. 45–66.
- Shi, Z., H.-Q. Tang a Y.-B. Tan (2016). Effects of the Inductive Charging on the Electrification and Lightning Discharges in Thunderstorms. In: *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 27, s. 241–251.
- Sokol, Z. a J. Minářová (2020). Impact of 1- and 2-moment cloud microphysics and horizontal resolution on Lightning Potential Index within COSMO NWP model. In: *Atmospheric Research* 237, s. 104862.
- Sokol, Z., P. Zacharov a K. Skripniková (2014). Simulation of the storm on 15 August, 2010, using a high resolution COSMO NWP model. In: *Atmospheric Research* 137, s. 100–111.
- Solomon, R., V. Schroeder a M. B. Baker (2001). Lightning initiation — conventional and runaway-breakdown hypotheses. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 127, s. 2683–2704.
- Stolzenburg, M., W. D. Rust a T. C. Marshall (1998). Electrical structure in thunderstorm convective regions 3. Synthesis. In: *Journal of Geophysical Research* 103, 14097–14108.
- Strangeways, I. (2007). *Precipitation: Theory, Measurement and Distribution*. Cambridge University Press. ISBN: 978-0-521-85117-6.
- Sturtevant, J. S. (1995). *The Severe Local Storm Forecasting Primer*. 1st edition. Weather Scratch Meteorological Services. ISBN: 978-0965048200.
- Takahashi, T. (1984). Thunderstorm Electrification – A Numerical Study. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 41/17, s. 2541–2558.

- Taszarek, M. et al. (2019). A Climatology of Thunderstorms across Europe from a Synthesis of Multiple Data Sources. In: *Journal of Climate* 32, s. 1813–1837.
- Tolasz, R. (2007). *Atlas podnebí Česka*. Praha: ČHMÚ. ISBN: 978-80-86690-26-1.
- Uhlíková, T. (2013). Výrazná blesková aktivita nad Českou republikou. Bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova.
- Wang, Y., Y. Yang a S. Jin (2018). Evaluation of Lightning Forecasting Based on One Lightning Parametrization Scheme and Two Diagnostic Methods. In: *Atmosphere* 9/3, s. 1–16.
- Wilkinson, J. M. (2017). A Technique for Verification of Convection-Permitting NWP Model Deterministic Forecasts of Lightning Activity. In: *Weather and Forecasting* 32, 97–115.
- Wilks, D. S. (2019). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. 4th edition. Elsevier Academic Press. ISBN: 978-0-12-815823-4.
- Williams, A. G. et al. (2011). The Vertical Distribution of Radon in Clear and Cloudy Daytime Terrestrial Boundary Layers. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 68, s. 155–174.
- Williams, E. et al. (1999). The behavior of total lightning activity in severe Florida thunderstorms. In: *Atmospheric Research* 51, s. 245–265.
- Workman, E. J. a S. E. Reynolds (1949). Electrical activity as related to thunderstorm cell growth. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 30, s. 142–144.
- Yair, Y. et al. (2010). Predicting the Potential for Lightning Activity in Mediterranean Storms Based on the Weather Research and Forecasting (WRF) Model Dynamic and Microphysical Fields. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 115/D4.

Internetové a další zdroje

- BLIDS (online). *Blitz Informationsdienst von Siemens*. <https://new.siemens.com/global/de/produkte/services/blids.html>. Cit. 06-03-2020.
- COSMO (online). *General Description of the COSMO-Model*. <http://www.cosmo-model.org/content/default.htm>. Cit. 14-03-2020.
- ČHMÚ (online). *Nowcasting webportal*. <http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/rad/inca-cz/index.html>. Cit. 06-03-2020.
- ČMeS (online). *Česká meteorologická společnost: Elektronický meteorologický slovník výkladový a terminologický (eMS)*. <http://slovník.cmes.cz/>. Cit. 14-03-2020.
- DWD (online). *Deutscher Wetterdienst: Wetter und Klima aus einer Hand*. https://www.dwd.de/DE/Home/home_node.html. Cit. 06-03-2020.
- EUMETSAT (online). *MTG Design: Meteosat Third Generation (MTG) will be based on three axis stabilised platforms, the instruments will be pointed at the Earth for 100 % of their in-orbit time*. <https://www.eumetsat.int/website/home/Satellites/FutureSatellites/MeteosatThirdGeneration/MTGDesign/index.html>.
- NASA: Earth Observatory (2006). *Patterns of Lightning Activity (online)*. <https://earthobservatory.nasa.gov/images/6679/patterns-of-lightning-activity>. Cit. 13-03-2020.
- ÚFA AV ČR, v. v. i. (online). *Ústav fyziky atmosféry AV ČR, v. v. i.* <http://www.ufa.cas.cz>. Cit. 06-03-2020.

Seznam obrázků

1	Schéma rozložení center elektrického náboje kladné (+) a záporné (−) polarity v oblaku.	14
2	Schéma vývoje jednoduchého CG blesku.	17
3	Přenos elektrického náboje pomocí interakce hydrometeorů, neinduktivní schéma.	25
4	Interakce oblačné částice s krupkou, induktivní schéma.	26
5	Schéma detekce blesků pozemními metodami.	31
6	Příklad tzv. <i>lightning jump</i>	34
7	Rozložení bleskové aktivity ve světě.	35
8	Místní čas nejvyšší intenzity bleskové aktivity ve světě.	36
9	Hustota bleskové aktivity v Evropě 2008–2017.	37
10	Roční a denní chod bleskové aktivity v Evropě.	38
11	Roční chod bleskové aktivity v Česku 2002–2008.	39
12	Geografická poloha zájmového území.	42
13	Výškopisná charakteristika zájmového území.	43
14	Rozložení nadmořské výšky v zájmovém území.	44
15	Prostorové rozložení detekovaných výbojů z EUCLID s rozlišením CG a CC pro 20180808 12–21 UTC.	50
16	Průměrný denní chod počtu detekovaných výbojů z EUCLID.	51
17	Relativní četnost CG výbojů z EUCLID podle nadmořské výšky.	53
18	Prostorové rozložení polí hodnot LPI a detekovaných bleskových výbojů pro událost 20180808 ve 14:30 UTC.	58
19	Porovnání hodnot LPI podle 1M a 2M mikrofyziky modelu.	62
20	Porovnání průměrného počtu detekovaných blesků a průměrné sumy LPI pro 1M a 2M mikrofyziku.	63
21	Porovnání časového průběhu počtu detekovaných výbojů a sumy LPI podle 1M a 2M mikrofyziky modelu na příkladu události 20180824.	65
22	Časoprostorové rozložení LPI a detekovaných výbojů s rozlišením CG a CC pro 20180824 12:15–14:30 UTC.	67
23	Vztah velikosti LPI a vzdálenosti nejbližšího blesku pro 20180921 17–18 UTC.	69

24	Porovnání časového průběhu počtu detekovaných výbojů a sumy LPI za událost 20180610.	72
25	Porovnání časového průběhu počtu detekovaných výbojů a sumy LPI za událost 20180601.	72

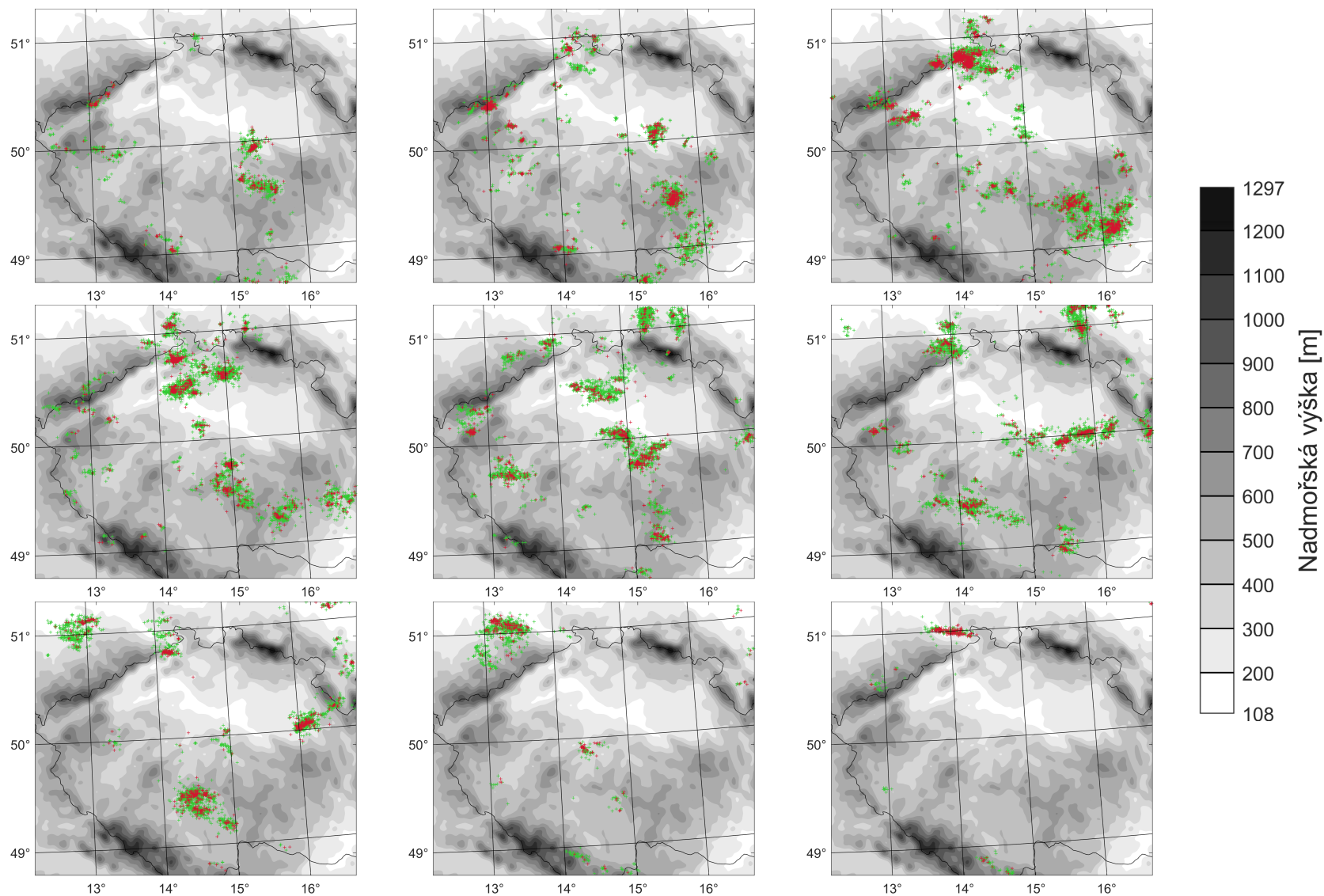
Seznam tabulek

1	Přehled vybraných událostí detekované bleskové aktivity z EUCLID.	46
2	Přehled vybraných událostí modelovaných polí hodnot LPI včetně počátečních časů jednotlivých běhů modelu.	55
3	Přehled základních charakteristik 1M a 2M mikrofyziky modelu.	62
4	Přehled základních charakteristik regresních přímk k obrázku 20.	64
5	Přehled maximálních hodnot relativního zastoupení nejbližších detekovaných bleskových výbojů k poli LPI do limitní vzdálenosti.	68
6	Přehled úspěšnosti časové shody příchodu predikované a detekované bleskové aktivity.	71

Přílohy

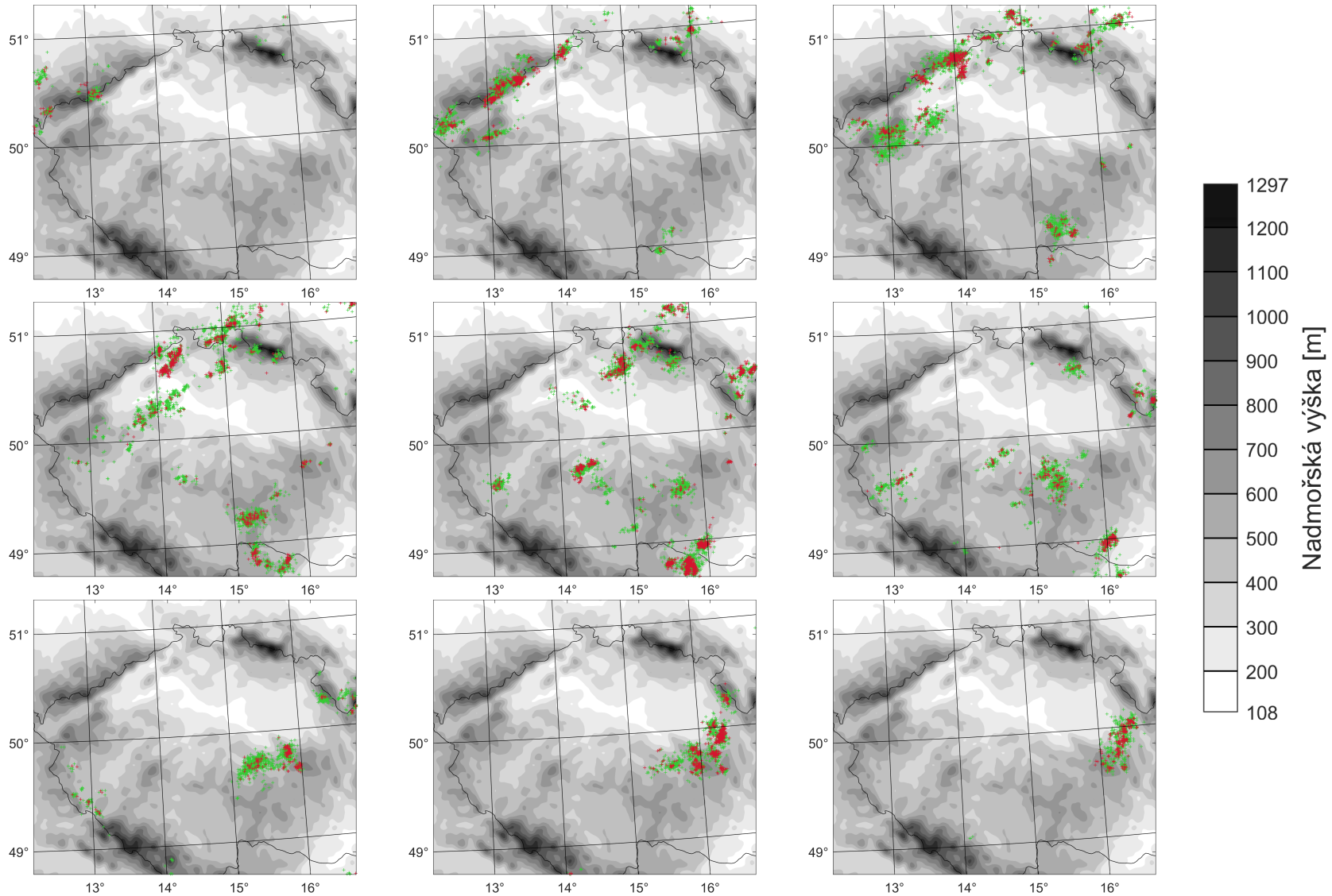
A Prostorové rozložení detekovaných bleskových výbojů z EUCLID

10-06-2018 10-19 UTC



Prostorové rozložení detekovaných bleskových výbojů z EUCLID (CG červeně, CC zeleně) za událost 10-06-2018 po hodinách (horizontálně) 10-19 UTC. Osy dílčích obrázků značí zeměpisnou délku (osa x) a šířku (osa y), hranice Česka je znázorněna černou linií (zdroje vstupních dat: výboje – BLIDS; polohopis a výškopis – model COSMO).

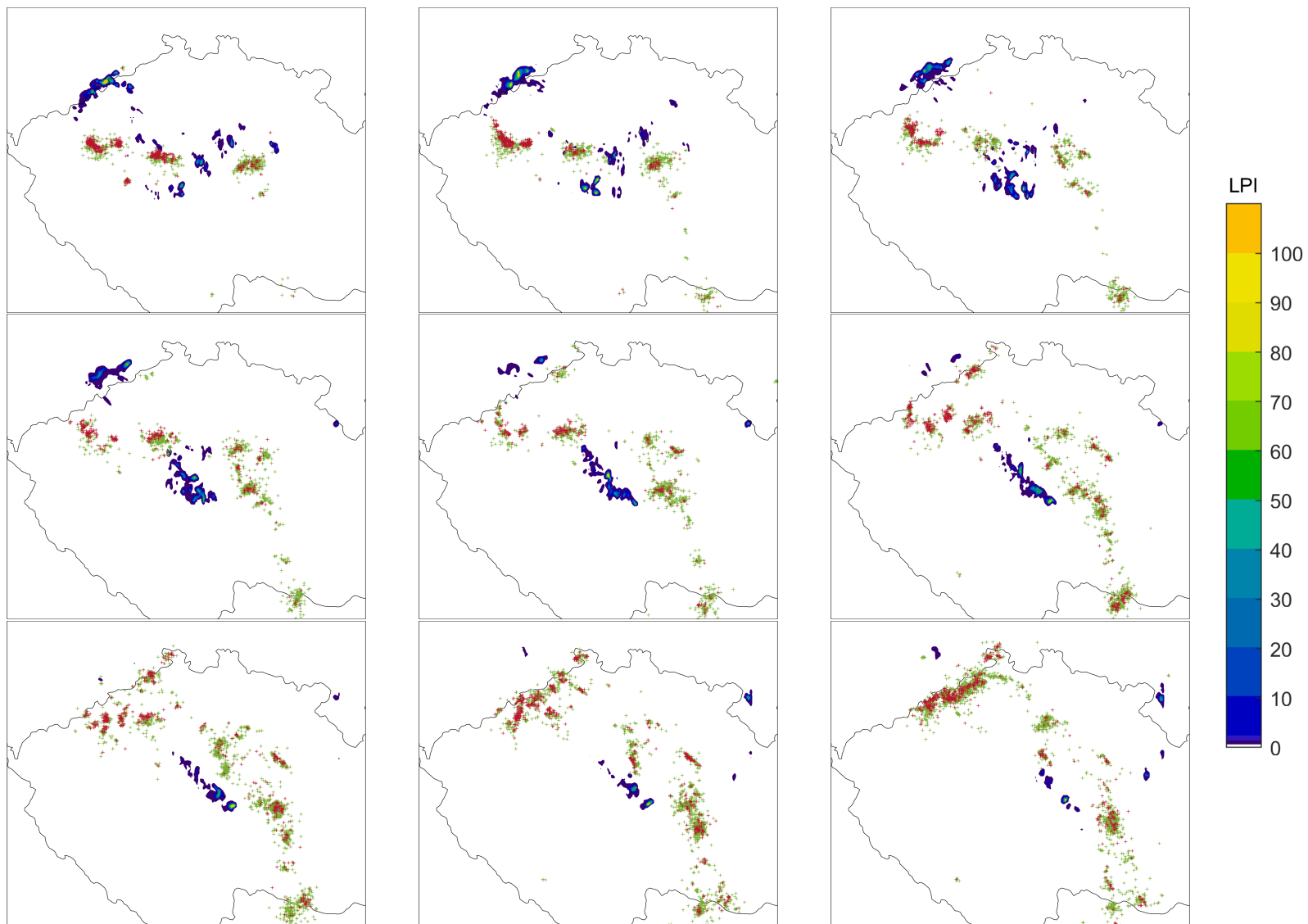
29-08-2019 10-19 UTC



Prostorové rozložení detekovaných bleskových výbojů z EUCLID (CG červeně, CC zeleně) za událost 29-08-2019 po hodinách (horizontálně) 10-19 UTC. Osy dílčích obrázků značí zeměpisnou délku (osa x) a šířku (osa y), hranice Česka je znázorněna černou linií (zdroje vstupních dat: výboje – BLIDS; polohopis a výškopis – model COSMO).

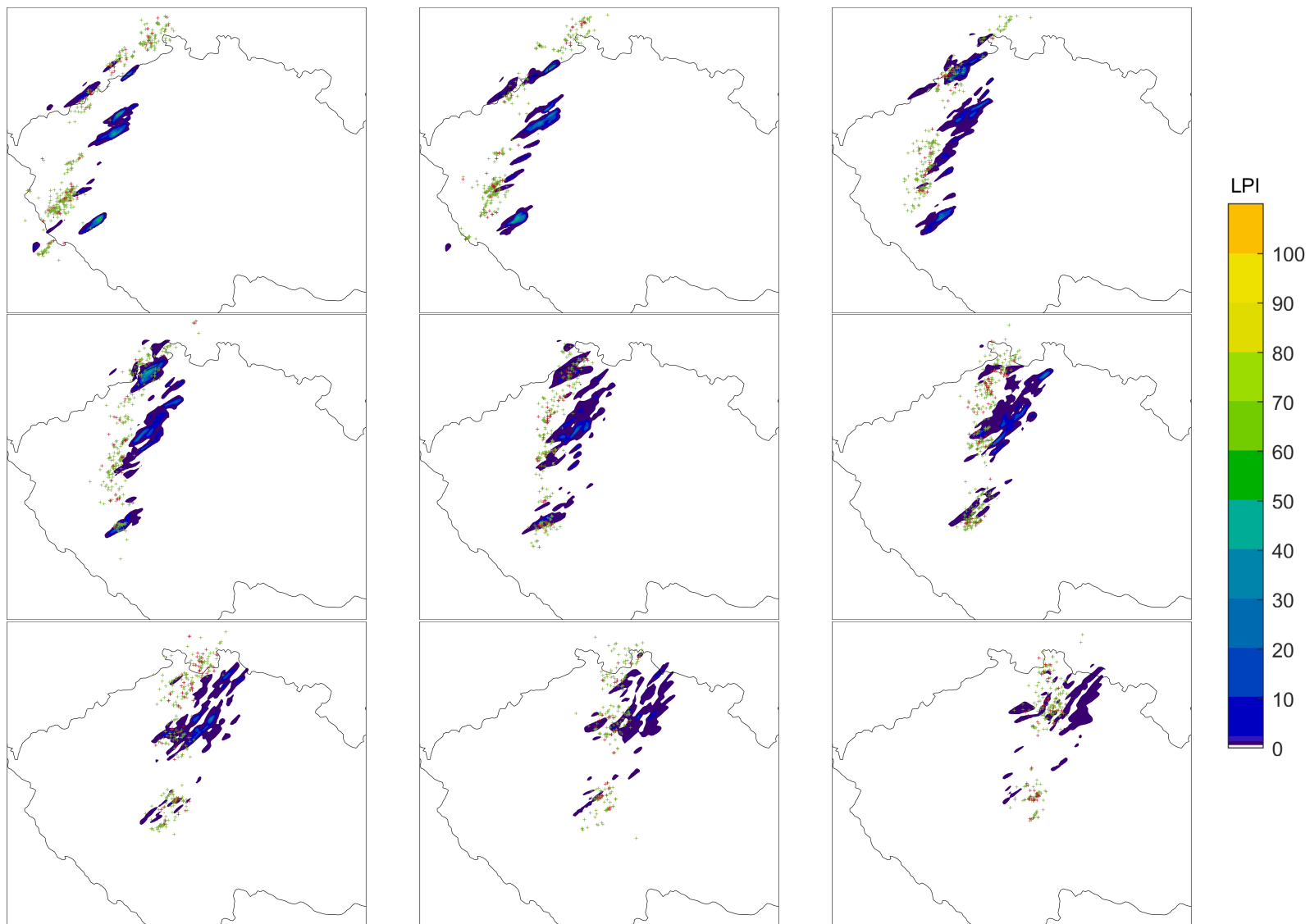
B Vztah LPI a detekovaných výbojů z EUCLID

01-06-2018 10:00-12:15 UTC

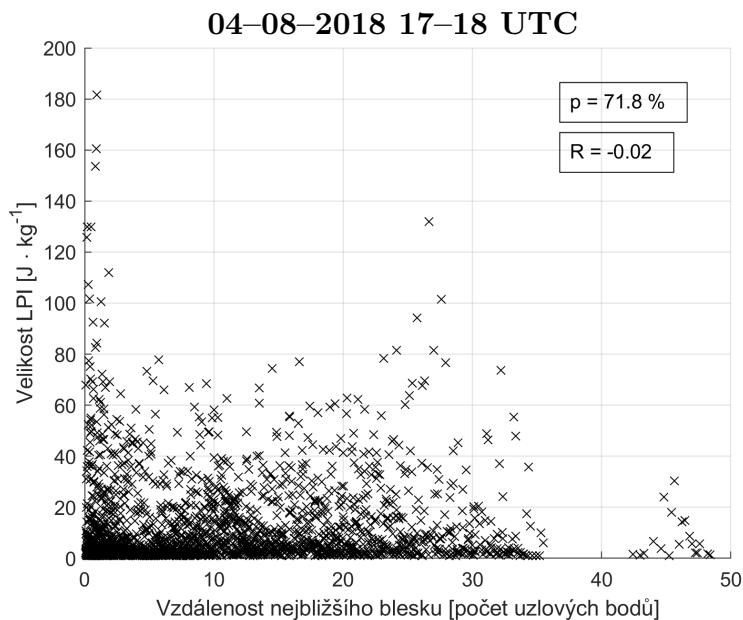


Časoprostorové rozložení polí hodnot LPI (dle barevné škály) a detekovaných výbojů pro událost 01-06-2018 po 15 minutách (horizontálně) 10:00 – 12:15 UTC. Výboje jsou označeny červeně (CG) a zeleně (CC), hranice Česka je vyznačena černou linií (zdroje vstupních dat: LPI a hranice Česka – model COSMO; výboje – BLIDS).

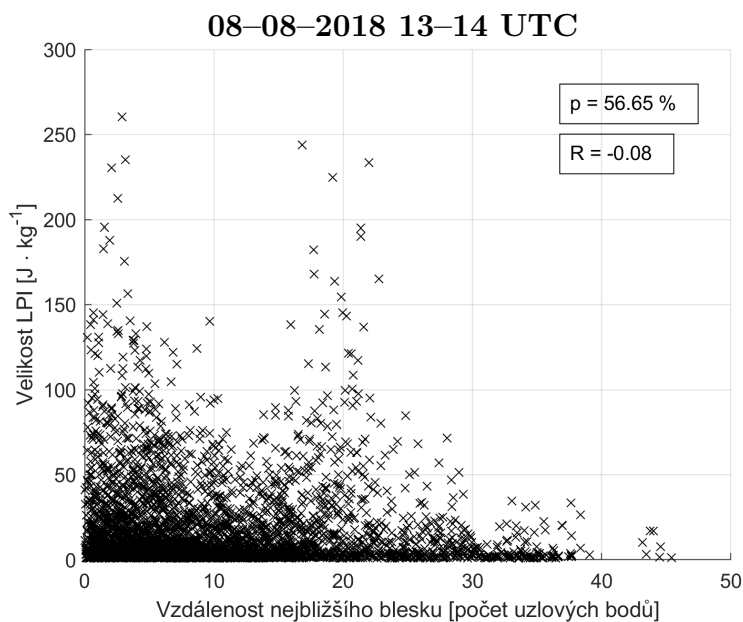
21-09-2018 16:15-18:30 UTC



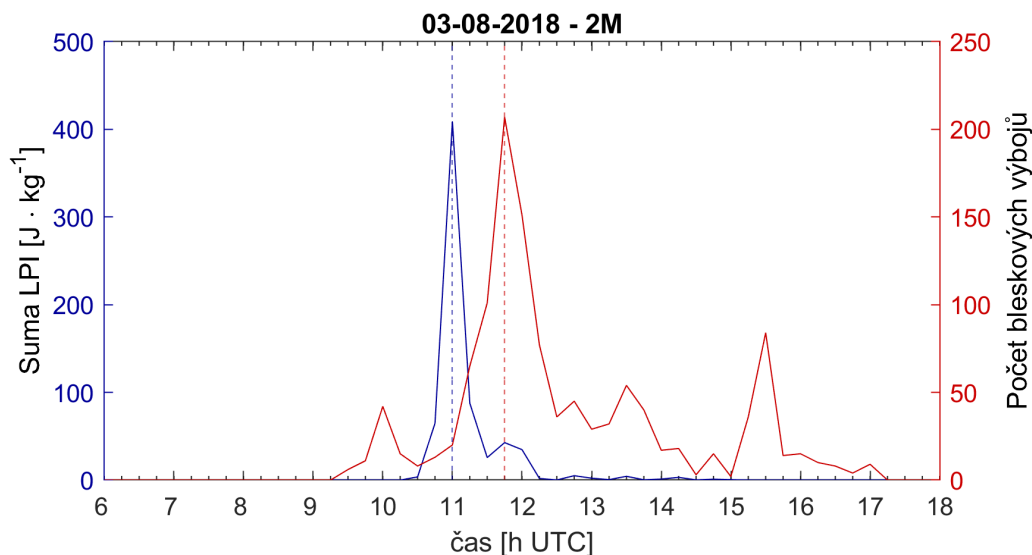
Časoprostorové rozložení polí hodnot LPI (dle barevné škály) a detekovaných výbojů pro událost 21-09-2018 po 15 minutách (horizontálně) 16:15 – 18:30 UTC. Výboje jsou zaznačeny červeně (CG) a zeleně (CC), hranice Česka je vyznačena černou linií (zdroje vstupních dat: LPI a hranice Česka – model COSMO; výboje – BLIDS).



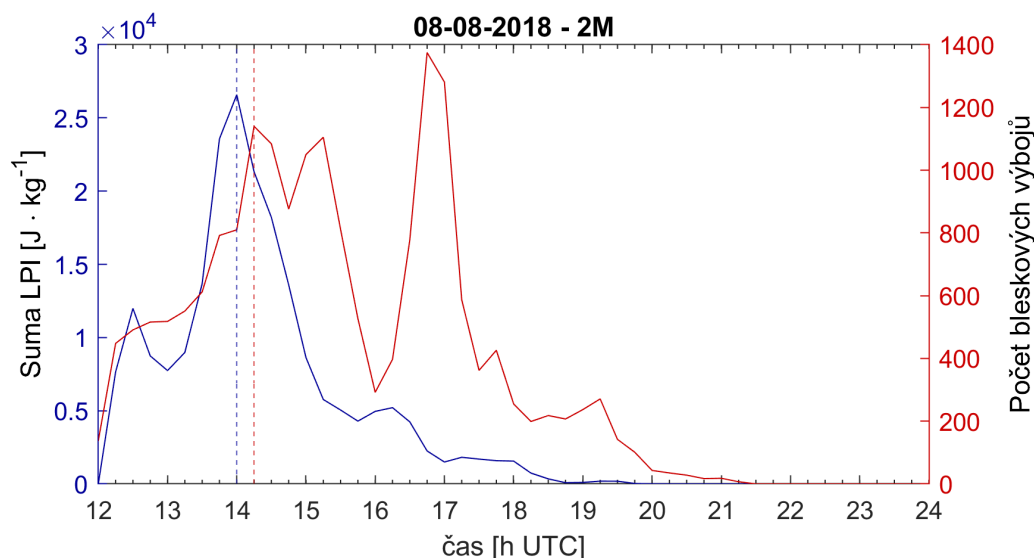
Vztah velikosti LPI a nejbližšího detekovaného bleskového výboje v max. okruhu 50 uzlových bodů (60 km) pro událost 04-08-2018, 17-18 UTC (zdroje vstupních dat: LPI – model COSMO; výboje – BLIDS).



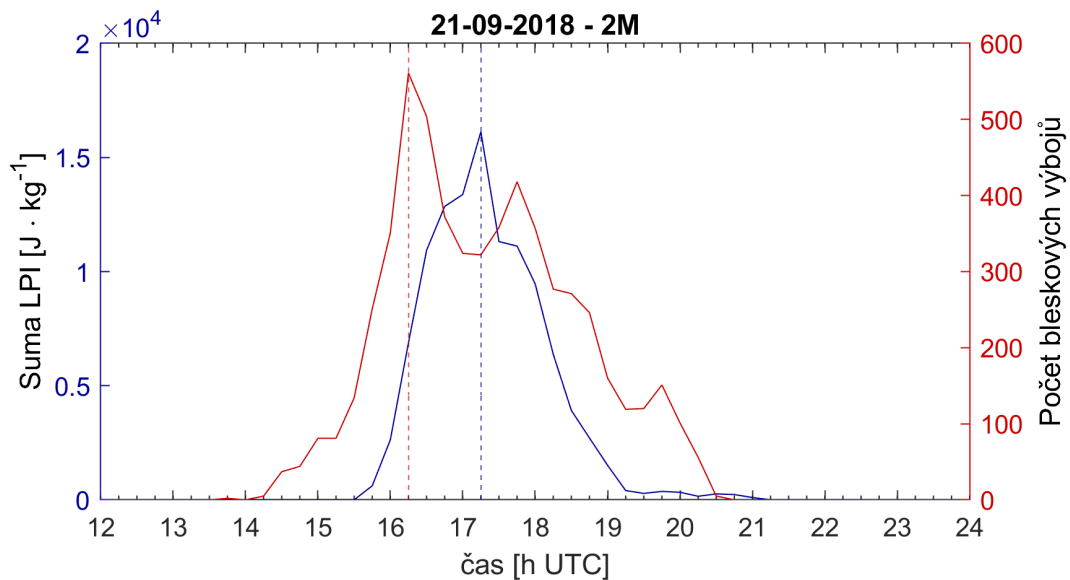
Vztah velikosti LPI a nejbližšího detekovaného bleskového výboje v max. okruhu 50 uzlových bodů (60 km) pro událost 08-08-2018, 13-14 UTC (zdroje vstupních dat: LPI – model COSMO; výboje – BLIDS).



Porovnání časového průběhu sumy hodnot LPI a počtu detekovaných bleskových výbojů za událost 03–08–2018. Časový krok je 15 min. Svislé přerušované linie značí analyzovaný příchod události (modrá podle LPI, červená podle detekovaných výbojů) (zdroje vstupních dat: LPI – model COSMO; výboje – BLIDS).



Porovnání časového průběhu sumy hodnot LPI a počtu detekovaných bleskových výbojů za událost 08–08–2018. Časový krok je 15 min. Svislé přerušované linie značí analyzovaný příchod události (modrá podle LPI, červená podle detekovaných výbojů) (zdroje vstupních dat: LPI – model COSMO; výboje – BLIDS).



Porovnání časového průběhu sumy hodnot LPI a počtu detekovaných bleskových výbojů za událost 21-09-2018. Časový krok je 15 min. Svislé přerušované linie značí analyzovaný příchod události (modrá podle LPI, červená podle detekovaných výbojů) (zdroje vstupních dat: LPI – model COSMO; výboje – BLIDS).