UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

PLOŠNÁ EXTREMITA VICHŘIC NA ÚZEMÍ ČESKÉ REPUBLIKY

AREAL EXTREMITY OF WINDSTORMS IN THE CZECH REPUBLIC

Diplomová práce

Bc. Jan Ferdinand Polášek

Praha 2015

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Marek Kašpar, Ph.D.

Zadání diplomové práce

Název práce

Plošná extremita vichřic v ČR

Cíle práce

Pomocí různých indexů extremity vytvořit soubory významných událostí na území ČR za období 1961 – 2010. Analyzovat tyto soubory z hlediska časového a prostorového rozdělení událostí, velikosti zasažené plochy a meteorologických podmínek. Na základě toho shrnout rozdíly mezi aplikovanými indexy.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Na území České republiky budou aplikovány vybrané indexy extremity, zahrnující aspekt plošného rozsahu události. Vstupními daty budou revidované hodnoty maximálních denních nárazů větru na klimatologických stanicích. Referenční události budou analyzovány v synoptickém měřítku na základě dat z meteorologických reanalýz a kvalitativně pomocí typizací povětrnostních situací.

Datum zadání: 30. listopadu 2012

Jméno studenta: Bc. Jan Ferdinand Polášek

Podpis studenta: .....

Jméno vedoucího práce: RNDr. Marek Kašpar, Ph.D.

Podpis vedoucího práce: ….....

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracoval samostatně a že jsem všechny použité prameny řádně citoval.

Jsem si vědom toho, že případné použití výsledků, získaných v této práci, mimo Univerzitu Karlovu v Praze je možné pouze po písemném souhlasu této univerzity.

Svoluji k zapůjčení této práce pro studijní účely a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena v evidenci vypůjčovatelů.

V Praze dne 8. srpna 2015 .....

Jan Ferdinand Polášek

Poděkování

Rád bych poděkoval vedoucímu své práce RNDr. Marku Kašparovi, Ph.D. za ochotu a vstřícnost, přínosné konzultace, věnovaný čas, cenné rady a připomínky. Dále bych chtěl poděkovat všem, kteří se na mé práci podíleli konzultací či mi pomohli s jazykovou korekturou. A nakonec bych rád poděkoval své rodině a přátelům za podporu během celého studia.

Plošná extremita vichřic na území České republiky

Abstrakt

Práce se zabývá extremitou událostí se silným větrem na území České republiky v období 1961-2009. První část je věnována principům dynamiky proudění vzduchu a klimatologii větru. Druhá část popisuje teoretická rozdělení používaná pro hodnocení extremity rychlosti větru, metody výpočtu parametrů těchto rozdělení a metody interpolace pro převod bodových dat do prostorové informace. Na závěr jsou představeny dva moderní indexy WEI („Weather Extremity Index“) a SSI („Storm Severity Index“), které využívají doby opakování, respektive hodnoty rychlosti větru pro vyčíslení extremity větrných událostí. Třetí část obsahuje aplikaci na předzpracovaná data z klimatologických stanic. Ve čtvrté části jsou představeny soubory 50 nejextrémnějších a 50 sezónně nejvíce abnormálních větrných událostí vybraných pomocí obou indexů, které různým způsobem určují kromě extremity také velikost zasažené plochy a dobu trvání jednotlivých událostí. Jsou diskutovány tyto prostorové a časové aspekty, meziroční a sezónní variabilita a příčinné synoptické podmínky událostí. Mezi extrémními událostmi je většina událostí velkoprostorových, vázaných na velké horizontální tlakové gradienty s výskytem v chladné polovině roku od října do března. Další zvýšená koncentrace událostí je v letních měsících, kdy se vyskytují krátkodobé události spojené s konvektivními bouřemi. Extrémní ani abnormální události se v podstatě nevyskytují v měsících dubnu a září. Nejčastějším synoptickým typem při událostech je západní cyklonální situace. V souborech extrémních/abnormálních událostí vytvořených podle obou indexů se přibližně 60 % událostí shoduje. Index SSI více preferuje velkoprostorové události na úkor událostí spojených s konvekcí. Při hodnocení velkoprostorových událostí se indexy v zásadě shodují. Index WEI hodnotí události většinou jako déletrvající než index SSI a zasažená plocha je většinou větší dle indexu SSI. Ukazuje se, že index WEI je citlivější k detekci událostí spojených s konvekcí. Jeho další výhodou je automatická volba délky události a citlivější volba velikosti zasažené plochy.

Klíčová slova: silný vítr, rychlost větru, doba opakování, index extremity, sezonalita, Česká republika

Areal extremity of windstorms in the Czech Republic

Abstract

This thesis deals with the extremeness of events with strong winds in the Czech Republic in the period from 1961 to 2009. The first part is dedicated to the principles of air flow dynamics and to wind climatology. The second part describes theoretical distributions used for evaluating the extremeness of wind speed and presents various computation methods of distribution parameters and interpolation methods of converting point data to spatial information. At the end of this part, two modern indices are introduced: WEI (Weather Extremity Index) and SSI (Storm Severity Index) which use return periods and wind speeds for evaluating the extremeness of windstorms, respectively. The third part contains an application of the methods to the pre-processed data from meteorological stations. The fourth section presents the files of 50 most extreme and 50 seasonally most abnormal windstorms selected by both indices which determine in different ways the extremeness, the affected area and duration of each event. The spatial and temporal aspects of the events are discussed as well, along with their seasonal and interannual variability and causal synoptic conditions. Among extreme wind events, most of them are synoptic scale windstorms related to great horizontal pressure gradients and are concentrated in the period from October to March. Another period with increased incidence of wind events is in the summer months when short-term events, which are related to convective storms, occur. Neither extreme nor seasonally abnormal events occur in April and September. The most common synoptic type connected with strong winds is the west cyclonic situation. Approximately 60 % of events coincide in both files of extreme events created by the WEI and SSI indices. The SSI index favours large scale events at the expense of the short ones connected with convection. Both indices evaluate large-scale events almost identically. The WEI index evaluates events mostly as longer-lasting then the SSI, In contrast, the affected area is usually smaller according to the WEI. The WEI is also more sensitive to detecting events associated with convection. Another advantage of this index is the automatic determination of the duration of each event and sensitive determination of the affected area.

Keywords: strong wind, wind speed, return period, extremity index, seasonality, the Czech Republic

Obsah

Seznam obrázků **9**
Seznam tabulek **11**
1 Úvod **12**
2 Větrné proudění a vichřice v České republice **14**
2.1 Vítr 14
2.2 Klimatologie větru v ČR 17
2.3 Silné větry 20
3 Hodnocení extremity meteorologických událostí **23**
3.1 Statistický přístup k hodnocení událostí 24
3.2 Zobecněné rozdělení extrémních hodnot 25
3.3 Metody odhadu parametrů GEV rozdělení 27
3.3.1 Metoda maximální věrohodnosti 27
3.3.2 Metoda L-momentů 29
3.4 Metody interpolace 30
3.4.1 Metoda IDW 30
3.4.2 Kriging 31
3.4.3 Metoda Topo To Raster 32
3.5 Indexy extremity 32
3.5.1 Storm Severity Index 32
3.5.2 WEI-weather extremity index 33
4 Metodika **35**
4.1 Použitá data 35
4.2 Zpracování dat 36
4.2.1 Homogenizace dat 36
4.2.2 Standardizace dat 37
4.3 Hodnocení větrných událostí 39
4.3.1 Hodnocení extremity a abnormality rychlosti větru na stanicích 39
4.3.2 Interpolace bodových hodnot do plochy 40
4.3.3 Detekce a stanovení extremity a abnormality větrných událostí 43
5 Výsledky **45**
5.1 Index WEI/WAI 45
5.1.1 Meziroční variabilita výskytu extrémních a abnormálních větrných událostí 45
5.1.2 Sezóní rozložení extrémních a abnormálních událostí 46
5.1.3 Převládající synoptické typy při extrémních a abnormálních událostech 48
5.2 Storm severity index 51
5.2.1 Meziroční variabilita extrémních a abnormálních větrných událostí 51
5.2.2 Sezóní rozložení extrémních a abnormálních událostí 52

5.2.3 Převládající synoptické typy při extrémních a abnormálních událostech *54*
5.3 Analýza vybraných větrných událostí 57
5.3.1 Zimní události *57*
5.3.2 Letní události *66*
5.3.3 Porovnání indexů WEI a SSI *70*
6 Shrnutí poznatků a jejich diskuze **72**
Závěr **76**
Seznam literatury a zdroje dat **77**

Seznam obrázků

Obr. 1: Síly působící na větrné proudění při povrchu země. 14
Obr. 2: Rozložení průměrné rychlosti větru v průběhu roku. 18
Obr. 3: Tvar křivky hustoty pravděpodobnosti v závislosti na hodnotě parametru γ. 26
Obr. 4: Stanovení hodnoty WEI pro větrnou událost z 16. února 1962. 34
Obr. 5: Rozmístění meteorologických stanic na území ČR a okolí. 36
Obr. 6: Závislost rychlosti nárazů větru a dob opakování na nadmořské výšce. 41
Obr. 7: Porovnání výsledků interpolačních metod na různých událostech. 42
Obr. 8: Meziroční variabilita výskytu extrémních a abnormálních větrných událostí, získaných pomocí indexů WEI a WAI pro období 1961-2009 46
Obr. 9: Měsíční rozložení extrémních a abnormálních událostí, získaných pomocí indexů WEI a WAI pro období 1961-2009 47
Obr. 10: Zastoupení synoptických typů, při 50 extrémních a abnormálních událostech získaných pomocí indexů WEI a WAI. 49
Obr. 11: Meziroční variabilita výskytu extrémních a abnormálních větrných událostí, získaných pomocí indexů SSI a ASSI pro období 1961-2009. 52
Obr. 12: Měsíční rozložení extrémních a abnormálních větrných událostí, získaných pomocí indexů SSI a ASSI pro období 1961-2009 53
Obr. 13: Zastoupení synoptických typů, při 50 extrémních a 50 abnormálních větrných událostech získaných pomocí indexu SSI a ASSI pro období 1961-2009. 55
Obr. 14: Synoptická situace z 29. prosince 1975 57
Obr. 15: Synoptická situace z 1. ledna 1976 58
Obr. 16 Synoptická situace z 3 ledna 1976 v 6 UTC. 59
Obr. 17: Prostorové rozložení maximálních denních nárazů větru a odpovídajících dob opakování při orkánu Cappella 3. ledna 1976. 60
Obr. 18: Synoptická situace z 27. února 1990. 61
Obr. 19: Prostorové rozložení maximálních denních nárazů větru a odpovídajících dob opakování při orkánu Vivian 26. února 1990. 62
Obr. 20: Synoptická situace z 19. ledna 2007 63
Obr. 21: Prostorové rozložení maximálních denních nárazů větru a odpovídajících dob opakování při orkánu Kyrill ze dne 18. ledna 2007. 64
Obr. 22: Synoptická situace z 1. března 2008. 65

Obr. 23: Prostorové rozložení maximálních denních nárazů větru a odpovídajících dob opakování při vichřici Emma 1. března 2008 ... 66
Obr. 24: Synoptická situace z 12. července 1984. ... 67
Obr. 25: Prostorové rozložení maximálních denních nárazů větru a odpovídajících dob opakování při události z 12. července 1984. ... 68
Obr. 26: Synoptická situace z 8. července 1996. ... 69
Obr. 27: Prostorové rozložení maximálních nárazů a odpovídajících dob opakování z 8. července 1996. ... 69

Seznam tabulek

Tab. 1: Beaufortova stupnice síly větru. 16
Tab. 2: Synoptické situace typické pro výskyt extrémních rychlostí větru. 19
Tab. 3: Statistické metody použité k analýze větru v inženýrských oblastech. 25
Tab. 4: Seznam použitých stanic. 35
Tab. 5: Hodnoty parametrů GEV rozdělení. 40
Tab. 6: RMSE pro testované interpolační metody (Kriging a TopoToRaster). 42
Tab. 7: Hodnoty 98. percentilu denních maximálních nárazů větru. 44
Tab. 8: Seznam extrémních i abnormálních větrných událostí dle indexů WEI/WAi. 48
Tab. 9: Seznam extrémních a abnormálních větrných událostí v období 1961–2009 detekovaných pomocí 50 nejvyšších hodnot indexů WEI a WAI. 50
Tab. 10: Seznam extrémních i abnormálních větrných událostí dle indexů SSI/ASSI 54
Tab. 11: Seznam 50 extrémních a 50 abnormálních větrných událostí v období 1961–2009 detekovaných pomocí 50 nejvyšších hodnot indexů SSI a ASSI. 56

1 Úvod

Silný vítr způsobuje velké škody a společně s povodněmi patří mezi nejničivější přírodní jevy v České republice (Brázdil et al., 2004). Statistická ročenka Mnichovské zajišťovny ukazuje, že větrné události způsobily v roce 2014 celosvětově největší škody ze všech přírodních pohrom (Munich Re, 2015). Větrné události a další extrémní projevy počasí se proto stávají objektem zkoumání zaměřeného zejména na příčinné podmínky, předpověditelnost a možné změny do budoucna. S ohledem na množství heterogenních dat a nejednotnou definici extrémní události je rozpoznání událostí a následné hodnocení jejich extremity obtížný úkol (Stephenson, 2008).

Z globálního pohledu jsou vichřice vyskytující se v Evropě spojené s hlubokými mimotropickými cyklonami (Roberts et al., 2014). Nicméně při podrobnějším zkoumání zjistíme, že ve střední Evropě a na území České republiky můžeme odlišit dva typy událostí se silným větrem (Brázdil et al., 2004). Prvním jsou větrné události vázané na velké horizontální tlakové gradienty synoptického měřítka, které se vyskytují převážně v chladném půlroce. Druhým typem jsou události vázané na konvektivní bouře subsynoptického měřítka, jež se vyskytují hlavně v teplém půlroce.

Cíle práce jsou (i) pomocí různých indexů extremity vytvořit soubory významných větrných událostí na území České republiky za období 1961-2009; (ii) analyzovat tyto soubory z hlediska časového a prostorového rozdělení událostí, velikosti zasažené plochy a meteorologických podmínek a (III) shrnout rozdíly mezi indexy.

Práce je členěna na dva hlavní bloky: rešeršní a praktický. V rešeršní části jsou nejdříve popsány zákonitosti proudění vzduchu a klimatologie silných větrů na území České republiky. Dále jsou shrnuty používané metody pro hodnocení extrémních meteorologických událostí a jsou představeny indexy vhodné pro hodnocení extremity větrných bouří.

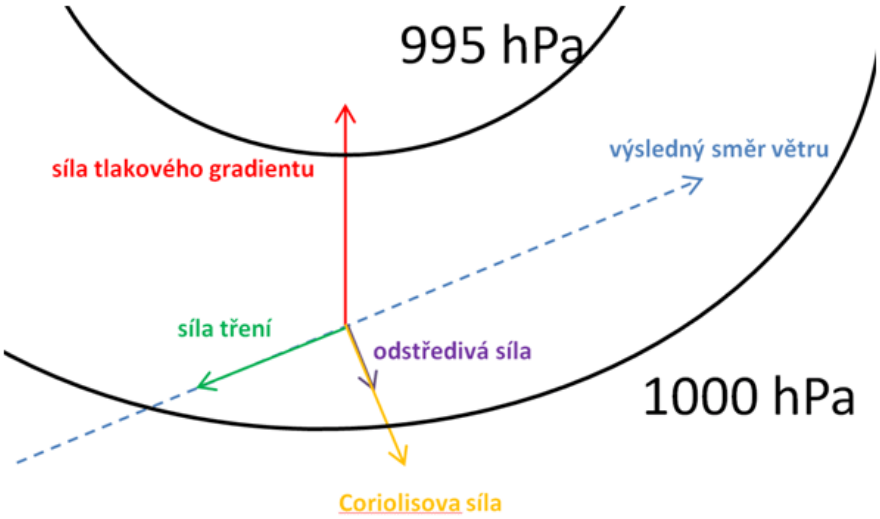
V druhé, praktické části jsou uvedené metody aplikovány na řady maximálních denních nárazů rychlostí větru ze stanic ČHMÚ a jsou vytvořeny soubory 50 nejvíce extrémních a sezónně abnormálních událostí podle indexů WEI („Weather Extremity Index“) a SSI („Storm Severity Index“) aplikovaných na nestandardizovaná

a standardizovaná data. Události jsou analyzovány z hlediska extremity, časoprostorových vlastností a synoptických podmínek a je diskutován rozdíl ve výsledcích mezi těmito indexy.

2 Větrné proudění a vichřice v České republice

2.1 Vítr

Vítr na Zemi vzniká díky nerovnoměrně rozloženému příjmu slunečního záření. To zahřívá povrch Země, od kterého se zahřívá vzduch a teplejší vzduch má menší hustotu, stoupá vzhůru a naopak studený vzduch je hustší a těžší a klesá k zemi. Díky tomu dochází ke vzniku tlakových níží a výší a vzniká horizontální tlakový gradient, který je základní příčinou vzniku zejména velkoprostorového proudění. Kromě síly tlakového gradientu, která působí směrem do nižšího tlaku vzduchu a jejíž velikost je úměrná velikosti tlakového gradientu, působí na vzduchové částice uchylující síla zemské rotace (Coriolisova síla), síla tření a tíhová síla. Ve volné atmosféře, nad mezní vrstvou atmosféry, můžeme zanedbat sílu tření a vhodnou aproximací proudění zde je geostrofické proudění či gradientový vítr. Geostrofické proudění předpokládá přímočarý horizontální pohyb částice, rovnováhu mezi horizontální silou tlakového gradientu a horizontální složkou Coriolisovy síly (působení vertikálních složek základních sil se neuvažuje). Důležitou vlastností geostrofického větru je, že proudí podél izobar a to tak, že na severní polokouli směřuje doprava od směru síly tlakového gradientu.



Obr. 1: Síly působící na větrné proudění při povrchu země. Zdroj: In-Počasí.

Druhou aproximací proudění vzduchu ve volné atmosféře je gradientové proudění, které je určeno horizontálním pohybem částice vzduchu po zakřivené (kruhové) dráze

a při kterém jsou v rovnováze horizontální složky sily tlakového gradientu, Coriolisovy síly a odstředivé sily dané zakřivením proudnic. Gradientové proudění je blízké pohybu vzduchu v tlakových útvarech, cyklonách a anticyklonách.

Při zemském povrchu ovlivňuje proudění vzduchu (obr. 1) síla tření, která se skládá z tření o zemský povrch a vnitřního tření spojeného s turbulentním charakterem proudění v atmosféře (Cetkovský a kol., 2010). Vrstva atmosféry, v níž se projevuje síla tření, se nazývá mezní vrstvou atmosféry. Síla tření způsobuje, že se vzduchové částice nepohybují rovnoběžně s izobarami, ale odklání se směrem do nižšího tlaku vzduchu.

Jak již bylo zmíněno, zdrojem proudění je cirkulace atmosféry, která se skládá z velkoprostorových atmosférických pohybů v cyklonách a anticyklonách, dále sem můžeme řadit pasáty, monzuny a jevy menších měřítek, vázané na konvektivní oblačnost a na orografii. S konvektivní oblačností jsou spojené jevy s intenzivním prouděním vzduchu jako např. húlava, downburst a další (popis jevů v kapitole 2.3). Orografie ovlivňuje lokálně všeobecnou cirkulaci vzduchu a díky ní vznikají místní větry jako např. bóra a fén. Vliv na větrné proudění mají také velké vodní plochy, které se díky větší teplotní kapacitě zahřívají/ochlazují pomaleji než pevnina a díky tomu vzniká brízová cirkulace (Kořanová, 2012).

Vítr je jedním ze základních meteorologických prvků, který popisuje pohyb vzduchu v atmosféře. Rychlost větru se vyjadřuje v metrech za sekundu či v kilometrech za hodinu. Měří se na meteorologických stanicích anemometrem v 10 metrech nad zemí. Pro slovní vyjádření rychlosti větru se používá Beaufortova stupnice rychlosti větru, která rozlišuje rychlosti větru, v závislosti na jeho účincích, do 12 stupňů (viz Tab. 1). Stupnici sestavil admirál britského námořnictva Francis Beaufort v roce 1805 pro určení vhodnosti podmínek pro plavbu plachetnic.

stupeň	vítr		projevy na souši
	název	dolní hranice rychlosti [m/s]	
0	bezvětří	0	Kouř stoupá kolmo vzhůru.
1	vánek	0,3	Kouř nestoupá úplně svisle, korouhev nereaguje.
2	slabý vítr	1,6	Vítr je cítit ve tváři, listí šelestí, korouhev se pohybuje.
3	mírný vítr	3,4	Listy a větvičky v pohybu, vítr napíná prapory.
4	vítr dosti čerstvý	5,5	Vítr zvedá prach a papíry, pohybuje větvičkami a slabšími větvemi.
5	čerstvý vítr	8	Hýbe listnatými keři, malé stromky se ohýbají.
6	silný vítr	10,8	Pohybuje silnějšími větvemi, telegrafní dráty sviští, používání deštníku se stává
7	prudký vítr	13,9	Pohybuje celými stromy, chůze proti větru obtížná.
8	bouřlivý vítr	17,2	Láme větve, vzpřímená chůze proti větru je již nemožná.
9	vichřice	20,8	Vítr působí menší škody na stavbách (strhává komíny, tašky ze střechy).
10	silná vichřice	24,5	Na pevnině se vyskytuje zřídka, vyvrací stromy a ničí domy.
11	mohutná vichřice	28,5	Rozsáhlé zpustošení plochy.
12	orkán	32,7	Ničivé účinky odnáší domy, pohybuje těžkými hmotami.

Tab. 1: Beaufortova stupnice síly větru. Zdroj: eMS.

Měří se a udává se směr, rychlost větru a na některých stanicích i nárazy. Směr větru je převládající směr, odkud vítr vane. Rychlostí větru se rozumí průměrná rychlost větru měřená zpravidla za období 10 minut. Náraz větru je krátkodobé zvýšení rychlosti větru (po dobu alespoň 1 s, nejvýše však 20 s) alespoň o 5 m/s nad průměrnou rychlost větru, zpravidla nad hranici 12 m/s (ČHMI, SIVS - kód II).

Rychlost i směr větru je ovlivněn orografií a drsností terénu. Rychlost větru obvykle s výškou stoupá a je největší u orografických překážek. Nad oceánem je vítr silnější a směr větru stálejší než nad pevninou. Velkoprostorový vítr na pevnině má většinou rychlost od 2 do 8 m/s. Vzácně vane vítr rychleji než 15 m/s (Cetkovský a kol., 2010).

Důležitou charakteristikou větru je dynamický tlak, který odpovídá síle proudění působící na kolmo orientovanou jednotkovou plochu, tj. je úměrný kinetické energii

proudění (a tím i čtverci rychlosti větru) v jednotkovém objemu vzduchu. Dynamický tlak má při vysokých rychlostech větru ničivé následky nejen na lidskou společnost ale i přírodu, kde působí hlavně škody na lesních porostech.

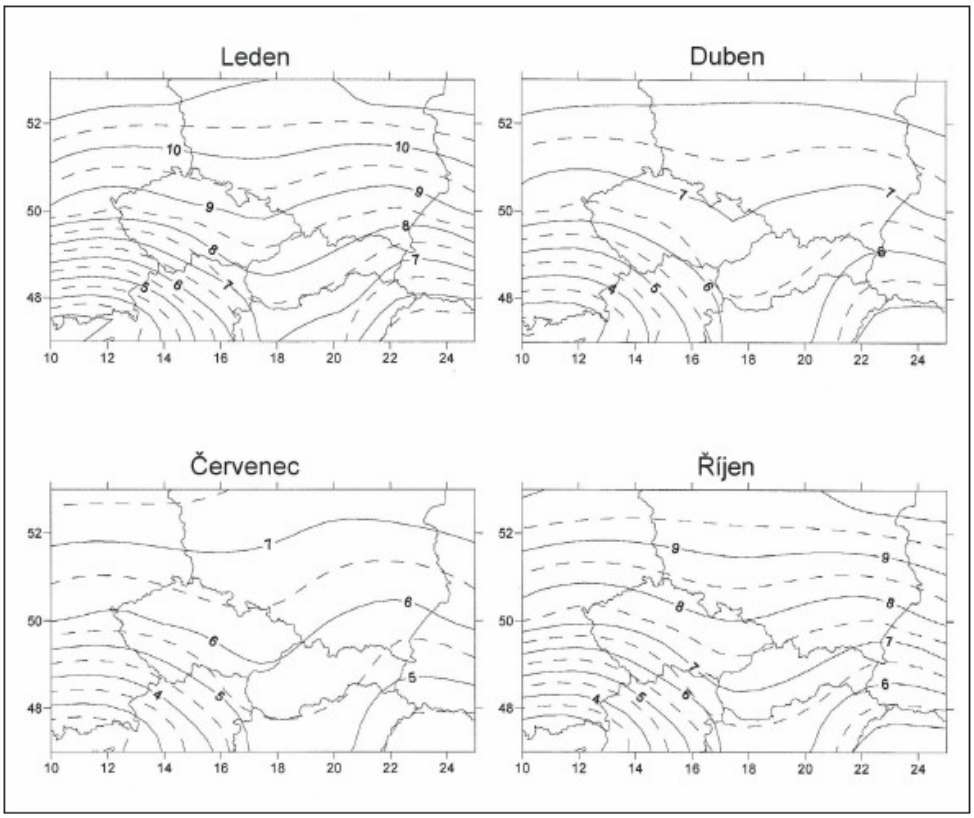
2.2 Klimatologie větru v ČR

Klima je syntézou počasí na daném místě. Jedná se o dlouhodobý a charakteristický stav počasí. Kdežto počasí je aktuální stav atmosféry. V případě větru se tedy jedná o dlouhodobé charakteristiky proudění, směru a rychlosti větru.

Klimatologie větru v České republice je významně ovlivněna rozložením tlakových útvarů v Evropě a jejím okolí. Důležitými útvary jsou Islandská tlaková níže, Azorská tlaková výše, dále pak zimní Asijská tlaková výše, zimní Středomořská cyklona a letní Jihoasijská cyklona. Rozložení těchto útvarů ovlivňuje rychlost a směr větru na našem území. Intenzita zmíněných tlakových útvarů se mění v průběhu roku, což se projevuje v ročním chodu rychlosti větru (Obr. 2).

Důležitý vliv na klimatologii větru má orografie a zejména Alpy a Karpaty. Snížení terénu mezi oběma celky ovlivňuje pole větru na větším území, především na Jižní Moravě a Českomoravské vrchovině, ale zesílení větru je patrné i ve východní části Krušných hor a severočeských výběžcích (Brázdil, Štekl a kol., 1999). V této oblasti dochází k tzv. „dýzovému“ efektu. Při proudění od jihu vzniká v závětří Alp dynamicky vytvořená brázda nízkého tlaku vzduchu. Na její východní straně se zvětšuje tlakový gradient. Sníženina mezi Alpami a Karpaty při proudění od jihu působí jako trychtýř, který dále urychluje proudění. V zimních měsících se na zesílení rychlostí větru podílejí ještě inverze, které zabraňují přenosu hybnosti do vyšších vrstev atmosféry (Svoboda, Štekl, 1995).

Třetím faktorem ovlivňující proudění je termika. Různé radiační a tepelné vlastnosti povrchů způsobují především změny v denním chodu rychlostí větru (Sobíšek, 2010). Rozlišujeme dva typy denního chodu rychlosti větru v závislosti na výšce nad aktivním povrchem, a to typ nížinný a horský. V prvním případě se maximum rychlosti vyskytuje kolem poledne a minimum v noci, v druhém případě je maxim dosahováno ve večerních hodinách a minima kolem poledne. Rozdíly jsou zapříčiněny silným promícháváním vzduchu ve dne, jež způsobuje přenos hybnosti vzduchu k zemskému povrchu a tím dochází k zvýšení rychlosti proudění u zemského povrchu a naopak snížení rychlosti proudění ve vyšších částech mezní vrstvy atmosféry (Štekl et al., 2000).



Obr. 2: Rozložení průměrné rychlosti větru v průběhu roku. Zdroj: Certkovský a kol. (2010).

Štekl (1984) sestavil typizaci synoptických situací, při kterých se vyskytují extrémně silné větry dle dat ze zimního období říjen-březen v letech 1970-1977. Období zimního půlroku bylo zvoleno záměrně, vzhledem ke skutečnosti, že rozhodujícím faktorem ovlivňujícím rychlost větru je v této roční době tlakový gradient. V teplé části roku, jak již bylo zmíněno dříve, mají extrémně silné větry spíše lokální charakter a jsou spojeny s konvektivními jevy. Typizace je rozdělena podle směru větru na sektory se směry 190°-360° a 90°-180°. Extrémní rychlosti větru se směry 10°-80° jsou výjimkou a vyskytují se jen lokálně. Hlavní synoptické typy jsou uvedeny v Tab. 2.

Směr větru 190°- 360°			Směr větru 90°- 180°		
pořadové číslo	označení	relativní četnost	pořadové číslo	označení	relativní četnost
1	$NWCZ_2$	7	1	WC_1	10
2	NCZ_1	25	2	WCZ_2	9
3	NCZ_2	14	3	NWC_1	5
4	NCZ_3	15	4	$NWCZ_3$	3
5	NEC_2	5	5	NCZ_1	2
6	$NECZ_1$	11	6	SWC_3	12
7	$NECZ_2$	7	7	WBZ	22
8	$NECZ_3$	5	8	NEA_1	25
9	WA_2	7	9	EA	9
			10	SA_2	3

Tab. 2: Synoptické situace typické pro výskyt extrémních rychlostí větru. Zdroj: Brázdil, Štekl a kol. (1999)

Označení typu vyjadřuje směr, ve kterém leží řídící tlakový útvar vzhledem k území České republiky, např. NW značí severozápad. Dále je určen typ tlakového útvaru, tedy zda se jedná o cyklonální situaci (C) nebo anticyklonální situaci (A) a případnou existenci výškové frontální zóny nad Českou republikou (Z). Při proudění ze směru 190°-360° jsou extrémní rychlosti větru v 88 % případů spojeny s výškovými frontálními systémy. Jedná se o všechny druhy front: teplé, studené, zvlněné a sekundární studené fronty. Nejčastěji souvisí tento jev s hlubokými cyklonami nad Severní Evropou (54 % případů). U typů NWC a NWCZ nastává značný rozdíl mezi geostrofickým a skutečným větrem vlivem deformace na orografických překážkách (Brázdil, Štekl a kol, 1999).

Extrémní rychlosti větru ze směru 90°-180° mají původ v horizontálním tlakovém gradientu mezi velkými tlakovými útvary, cyklonou nad západní Evropou a anticyklonou nad východní Evropou. Proudění je výrazně ovlivněno Alpami a často i inverzními situacemi, jak již bylo zmíněno výše.

Intenzifikace proudění v letních měsících má obecně menší prostorový rozsah a kratší dobu trvání než v zimě z důvodu silné vazby na konvektivní bouře. K zesílení proudění dochází často v zónách vertikální teplotní instability před studenými frontami a na nich. Intenzifikace je kromě horizontálního tlakového gradientu způsobena gradientem vztlaku spojeným s roztékáním studeného vzduchu pocházejícího ze sestupných proudů podél zemského povrchu.

V České republice můžeme dle větroměrných dat (z období 1961-1990) rozlišit 15 oblastí s podobnou klimatologií větru (Sobíšek, 2010). V Čechách se silné nárazy

vyskytují při proudění ze západu a západojihozápadu. Na Českomoravské vrchovině a v západní části Moravy se vysoké rychlosti větru vyskytují při proudění ze západu, severozápadu a z jihu až jihovýchodu. V severovýchodní části republiky jsou dominantní tři směry a to severozápad, jih a jihozápad (Brázdil, Dobrovolný, 2001).

2.3 Silné větry

V České republice se nebezpečné rychlosti větru vyskytují v chladné polovině roku (říjen-březen) nejčastěji při postupu hlubokých tlakových níží přes střední Evropu k východu, v teplé polovině roku (duben-září) při intenzivní bouřkové činnosti (Brázdil, 2002). V prvním případě jsou vysoké rychlosti vázány na mimo tropické cyklony, což jsou útvary s rozměrem cca 1000 km vznikající na nestabilním frontálním rozhraní (Conaty et al., 2001). K dalšímu rozvoji cyklony je nutná přítomnost silného severo-jižního teplotního rozhraní a silná baroklinní atmosféra. V chladném půlroce jsou tyto podmínky pro vznik cyklon v Atlantském oceánu většinou splněny a cyklony pak putují na východ, kde se dostávají nad Evropu. Jejich trasa se většinou stáčí k severu, a proto tyto systémy většinou ovlivňují státy jako Irsko, Velkou Británii, Skandinávii. Občas se trasa cyklon vychýlí k jihu, např. když je tryskové proudění posunuto jižněji než je obvyklé, a cyklona zasáhne západní a střední Evropu a tedy i Českou republiku. Pokud střed cyklony postupuje severně od nás, otepluje se, neboť naše území se přechodně dostává do tzv. teplého sektoru této tlakové níže, který je obvykle i její největrnější částí. Čím je cyklona/tlaková níže hlubší, tzn. čím větší je rozdíl mezi tlakem vzduchu na jejím okraji a ve středu níže, tím je vítr silnější. Nejsilnější nárazy větru jsou obvykle spojeny s přechodem studené fronty. Za ní ve studeném vzduchu v týlu tlakové níže dochází k prudkému vzestupu tlaku vzduchu. Největší rychlosti větru jsou zaznamenány na hřebenech hor, ale i na všech vyvýšených místech v republice, včetně Českomoravské vrchoviny.

Silné větry spojené s konvektivními bouřemi souvisí s následujícími jevy (eMS):

- *Húlava* je silný nárazovitý vítr, který souvisí s přechodem gust fronty. Je tedy vázán na teplotní rozhraní studeného vzduchu pocházejícího ze sestupných proudů bouře a teplého vzduchu v okolí.
- *Downburst* je silný sestupný proud, kvůli němuž u zemského povrchu vzniká ničivý divergentní vítr. Často je doprovázen silnými přívalovými srážkami či krupobitím. Horizontální průměr tohoto jevu se pohybuje v rozmezí metrů až desítek kilometrů. Podle horizontálního rozsahu se downburst dělí na macroburst a microburst. Česky se občas používá termín propad studeného vzduchu.

- *Tromba* je atmosférický vír s přibližně vertikální osou rotace. Průměr se pohybuje až po stovky metrů, maximální rozměry má cca. 1,5-2 km. Tromba je viditelná díky materiálu, který unáší ze zemského povrchu, ať už se jedná o prach či zkondenzovanou vodní párou.
- *Tornádo* je speciální druh tromby vyskytující se pod spodní základnou Cb Nejsilnější tornáda vznikají rotací supercely a kvůli intenzivnímu střihu větru mezi výstupnými a sestupnými proudy v bouři. Aby se jednalo o tornádo, musí se jev alespoň jednou během své existence dotknout země. Na okrajích tornáda se často vyskytují menší tzv. savé víry, které rotují po jeho obvodu a způsobují intenzivní, i když málo prostorově rozsáhlé škody. (Brázdil et al., 2004). Na území České republiky jsou tornáda zevrubněji dokumentována cca od konce 90. let 20. století a průměrně se vyskytne několik tornád za rok.

V České republice se silné větry způsobující škody vyskytují převážně v chladném půlroce, jelikož tyto události mají větší prostorový rozsah, delší dobu trvání, tak i škody, které způsobí, bývají větší a vyskytují se na větším území. Příkladem může být událost z 23.-24. listopadu 1984 kdy silným větrem byla zasažena v podstatě celá západní a střední Evropa. Při této události bylo poškozeno 7 milionů metrů krychlových dřeva a škody na majetku byly vyčísleny na 258 miliónů československých korun (Brázdil et al., 2004). Z poslední doby můžeme zmínit orkán Kyrill, který se vyskytl 17.-18. ledna 2007 a je označován za nejhorší přírodní katastrofu v Evropě od roku 1999. Způsobil v České republice škody v hodnotě 80 miliónu euro (Hostýnek et al., 2008) či bouři Emmu z března 2008. V teplém půlroce, kdy jsou silné větry vázány zejména na vývoj oblačnosti druhu kumulonimbus (Cb), dochází díky jejímu poměrně krátkému časovému trvání, v řádu desítek minut až hodin, ke spíše lokálním škodám. Příkladem může být třeba 24. červenec 1988, kdy se vyskytly silné bouřky, které byly doprovázeny silnými dešti, krupobitím a silnými nárazy větru. Vítr způsobil škody na střechách a v okolí Českých Žlebů v jižních Čechách zpustošil 400 tisíc metrů krychlových dřeva. Další škody způsobilo krupobití a rozvodnění řek (Brázdil et al., 2004).

Se silným větrem souvisí běžně používaný pojem vichřice. Definice vichřice se v literatuře různí. Červený et al. (1984) ji definuje jako proudění vzduchu o rychlosti 18,3 až 29 m/s nebo 66-104 km/h. Vichřice o rychlosti větší než 29 m/s se nazývá orkán. Červený (1984) dále vichřice dělí na déletrvající (podzimní, zimní) a krátkodobé (jarní, letní).

Brázdil et al. (2007) pojmem vichřice nazývá případy výskytu silného větru, jejichž dominantním faktorem je atmosférická cirkulace. Ty se vyskytují ve střední Evropě převážně v chladném půlroce a jsou spojeny s velkými horizontálními gradienty tlaku. Vichřice mají podle této definice delší trvání, několik hodin až dnů, Červený et al. (1984) uvádí dobu trvání až 9 dnů, než silné větry navázané na konvektivní oblačnost.

Meteorologický slovník (eMS) vichřici definuje jako devátý stupeň *Beaufortovy stupnice síly větru*, což odpovídá rychlosti 20,8 až 24,4 $m.s^{-1}$ nebo 75 až 88 $km.h^{-1}$. Dále uvádí typické znaky pro rozpoznání vichřice na pevnině. Vítr o síle vichřice způsobuje menší škody na stavbách (strhává komíny, tašky a břidlice ze střech). Definice dle meteorologického slovníku se jeví jako nejkomplexnější z výše uvedených, jelikož zahrnuje jak jevy spojené s atmosférickou cirkulací, tedy případy spíše zimních událostí, tak jevy spojené s konvekcí a konvektivní oblačností, tedy události většinou letní. Proto se k této definici přikloníme.

Práce zabývající se silnými větry v České republice byly většinou orientované na popsání synoptických podmínek jednotlivých událostí (např. Kameník, 1986; Šálek, 1994; Nekovář a Valter, 1998) nebo na určení synoptických situací, při kterých se vyskytují silné větry (např. Štekl, 1985). Komplexněji se silnými větry zabývali Brázdil et al. (2004), kteří publikovali obsáhlou knihu zabývající se silnými větry v ČR na základě jak před instrumentálních dat z kronik a novin, tak i dat z instrumentálních měření.

Brázdil a Dobrovolný (2001) udávají, že vichřice v období před přístrojového měření byly nejčastější na přelomu 16. a 17. století v rámci malé doby ledové, kdy byly meteorologické extrémy častější, a poté v letech 1800-1870. Větší výskyt vichřic v 19. století může být způsoben jen větším množstvím zachovaných zpráv (Brázdil et al., 2004), které jsou hlavním zdrojem informací z období bez staničních měření.

3 Hodnocení extremity meteorologických událostí

V této kapitole se pokusím přiblížit přístupy k hodnocení extrémních meteorologických událostí. Nejdříve se podíváme na problematiku obecně a poté pomocí statistických metod, zejména pomocí aplikace zobecněného rozdělení extrémních hodnot, které je často využíváno ke stanovení extremity. Dále představím podrobněji dvě metody, které použiji k hodnocení extremity vichřic, a to Storm severity index a Weather extremity index.

Největším rizikovým faktorem, kterému je lidská společnost vystavena, jsou extrémní projevy počasí. Kvůli změnám, jež probíhají v lidské společnosti, jako jsou růst populace, osidlování rizikových oblastí (zátopové oblasti řek, pobřeží atd.) a rozvoj infrastruktury, se stává lidská populace zranitelnější, než byla v minulosti. Navíc s probíhající změnou klimatu se mění projevy počasí, jež se mnohdy stává extrémnějším. Otázka je, jak definovat extrémní události. Neexistuje univerzální definice, která by jasně řekla, zda daná událost je extrémní či nikoli. Protože jak říká Stephenson (2008), extrémní události je snadné rozeznat, ale složité definovat. Důvodem je, že události se mohou lišit v mnoha faktorech, ať už se jedná o dobu trvání, intenzitu, plošný rozsah, socioekonomické dopady atd. Beniston et al. (2007) uvádí tři různé způsoby definice extremity na základě vzácnosti/„rarity“, intenzity/„intensity“ a závažnosti z hlediska dopadů/„severity“.

- Vzácné události nastávají s relativně malou frekvencí. Když už nastanou, mohou způsobit velké škody a často se dají zařadit i do kategorie *ničivých událostí*.
- Intenzivní jsou události, které mají relativně malé/velké hodnoty, tj. mají velkou odchylku od normálu. Událost, která je intenzivní, nemusí být zároveň vzácná. Například spadne-li málo srážek za určité období, hodnota srážky může být vzdálená od průměrné srážky, ale tento jev může nastávat často.
- Ničivé jsou události, jež působí ve velkém socioekonomické ztráty. „Severity“ je komplexní kritérium, protože zničující dopady se mohou projevit, i když jev není ani vzácný, ani intenzivní.

V návaznosti na zvolený přístup se liší definice extrémní události. Přístup na základě dopadů má široké uplatnění např. v pojišťovnictví, často se používá k hodnocení větrných událostí. Dá se využít i ke studiu různých trendů za předpokladu, že uvážíme rozvoj lidské

společnosti jako celku. Ničivosti lze použít i v případě, že chceme uvažovat extremitu událostí i extremitu následků/odpovědi na extrémní událost, jako např. v ekologii (Smith, 2011). Navíc koncept ničivosti v sobě vždy zahrnuje koncept rizika a zranitelnosti, jež nejsou součástí přírodního procesu (Stephenson, 2008). Vzácnosti se často používá k hodnocení extremity srážkových událostí. Intenzity je využíváno k hodnocení např. horkých vln a sucha.

Extremitou větrných událostí se zabýval např. Lamb (1991), který vytvořil Storm Severity Index (SSI, podrobněji viz kapitola 3.5.1), který je běžným nástrojem pro posuzování ničivosti větrných bouří. Podobně přistupovali k hodnocení Palutikof a Skellern (1991), kteří jen nahradili ve vzorci pro výpočet SSI druhou mocninu rychlosti větru za třetí. Leckebusch et al. (2008) modifikoval Lambův SSI index s cílem vytvořit objektivní míru ničivosti větrných bouří (viz kapitola 3.5.1). Podobný SSI index použil Haylock (2011), který také používá třetí mocninu rychlosti větru a násobí jí zasaženou plochou a dle praxe v pojišťovnictví považuje všechny události za 3 denní. Alternativou k použití absolutní rychlostí větru v SSI indexech je použití relativních lokálních percentilů rychlostí větru (např. Klawa a Ulbrich, 2003).

Della-Marta et al. (2009) použili k hodnocení větrných bouří a jejich extremity dobu opakování, která umožňuje dobře porovnávat současné a minulé události.

V poslední době Roberts et al., (2014) vytvořili volně přístupný katalog extrémních větrných bouří (XWS), jež se vyskytly v letech 1979-2012. V práci zmiňují použitelné meteorologické indexy pro hodnocení extrémních bouří, jako např. maximální náraz, minimální tlak vzduchu na hladině moře a maximální relativní vorticitu v hladině 925 hPa.

3.1 Statistický přístup k hodnocení událostí

Při statistickém přístupu k hodnocení meteorologických událostí chápeme extrémy jako případy výskytu dané hodnoty meteorologického prvku s malou pravděpodobností. V hodnocení tedy jde o stanovení prahových/mezních hodnot, při jejichž překročení se daný jev považuje za extrémní. Například za extrémní náraz větru můžeme brát náraz, jehož hodnota bude větší než zvolená kritická hodnota 30 $m.s^{-1}$. Tento přístup funguje, studujeme-li jen jednu konkrétní stanici. Problém nastane, pokud budeme chtít porovnávat data z různých stanic, protože absolutní hodnota prahu nebere v potaz klimatologii dané stanice a náraz o hodnotě 30 $m.s^{-1}$ může být častý na jedné stanici, ale velmi vzácný na stanici jiné. Pro stanovení mezní

hodnoty se tak častěji používají hodnoty percentilů (např. 1, 5, 10, 90, 95 a 99 %) teoretického rozdělení dané klimatologické charakteristiky na stanici. Volba kritických hodnot je ovšem velmi poplatná zvolenému teoretickému rozdělení, takže získané výsledky se při použití různých typů rozdělení mohou vzájemně lišit (Brázdil, Štěpánek, 2000). Další nevýhodou percentilů je, že konstantnímu rozdílu mezi nimi neodpovídá konstantní rozdíl mezi příslušnými hodnotami. Dalším možným, robustnějším přístupem k hodnocení je tzv. doba opakování, která vychází z distribuční funkce extrémních hodnot a umožňuje porovnávat různé události lišící se např. dobou trvání (Ramos et al., 2005).

Častým problémem je, že většinou nemáme k dispozici dostatečné množství pozorování, která se dají považovat za extrémní, tedy ta, jež jsou na kraji rozdělení. Tento problém řeší teorie extrémních hodnot. Ta říká, že rozdělení nezávislých maxim z posloupnosti n hodnot může být aproximováno zobecněným rozdělením extrémních hodnot (dále jen GEV z anglického „Generalized Extreme Value distribution“) za předpokladu dostatečně velkého n (Wilks, 2006).

K analýze extrémních rychlostí větru se nejčastěji používá GEV či jeho speciální případ Gumbelovo rozdělení. Příklady použití teoretických rozdělení pro větrná data jsou v Tab. 3.

Author	Region	Sampling	Distribution	Directional
Yip *et al.* (1995)	Canada	Annual	Gumbel	No
Żurański and Jaśpińska (1996)	Poland	Annual	Gumbel	Yes
Peterka and Shahid (1998)	US	Annual	Gumbel	No
Kristensen *et al.* (2000)	Denmark	Two Months	Gumbel	Yes
Frank (2001)	Denmark	Annual	Gumbel	No
Miller *et al.* (2001)	UK	Storm	Gumbel	Yes
Kasperski (2002)	Germany	Storm	GEV(III)	Yes
Sacré (2002)	France	Annual	Gumbel	No
Miller (2003)	Northern Europe	Storm	GPD	No
George (2006)	UK	Annual	Gumbel	No
An and Pandey (2007)	Canada	Storm, r-LOSS	Gumbel	No
Sacré *et al.* (2007)	France	Storm	Gumbel, GPD	No
Burton and Allsop (2009a)	Ireland	Annual, Storm	Gumbel	Yes
Larsén and Mann (2009)	Multiple	Annual	Gumbel	Yes

Tab. 3: Statistické metody použité k analýze větru v inženýrských oblastech. Zdroj: Gatey (2011).

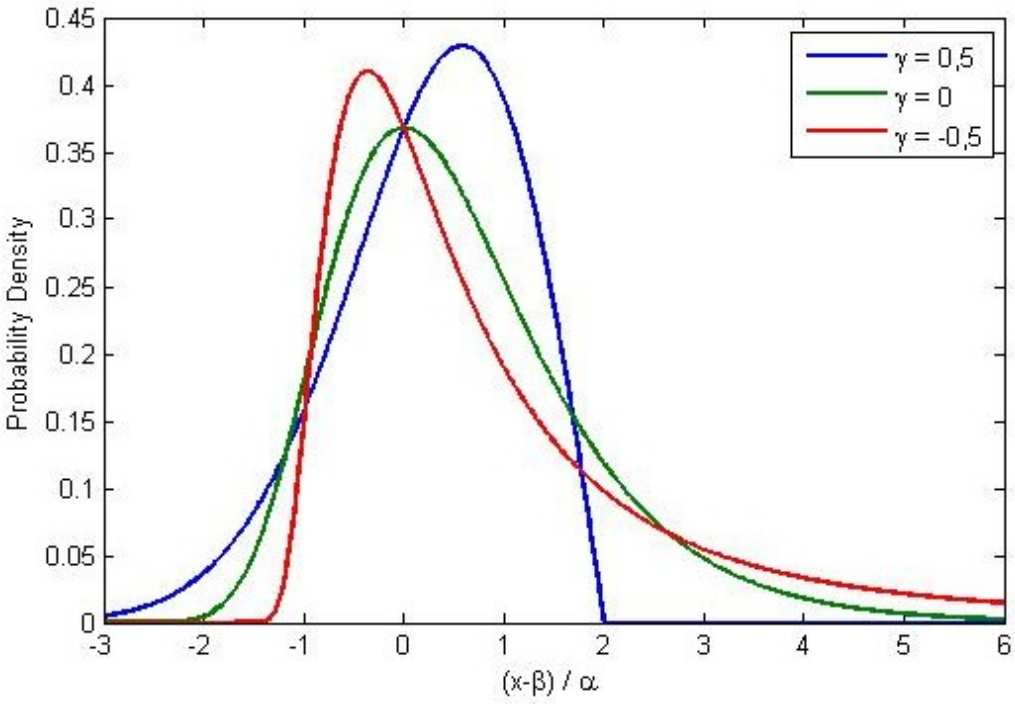
3.2 Zobecněné rozdělení extrémních hodnot

Distribuční funkce GEV rozdělení má následující tvar (Beirlant et al., 2005)

$$F(x) = \begin{cases} \exp\left\{-\left[1-\gamma\left(\frac{x-\beta}{\alpha}\right)\right]^{\frac{1}{\gamma}}\right\}, & \mathrm{x} < \beta + \frac{\alpha}{\gamma}, \gamma > 0. \\ \exp\left\{-\exp\left(-\frac{x-\beta}{\alpha}\right)\right\}, & x \in \mathbb{R}, \gamma = 0. \\ \exp\left\{-\left[1-\gamma\left(\frac{x-\beta}{\alpha}\right)\right]^{\frac{1}{\gamma}}\right\}, & \mathrm{x} > \beta + \frac{\alpha}{\gamma}, \gamma < 0\ . \end{cases} \quad (3.1)$$

Ve vztahu (3.1) je α parametr měřítka („scale“), β je parametr polohy („location“) a γ je parametr tvaru („shape“), někdy též označovaný jako EVI index (z anglického Extreme Value Index). Hodnota parametru γ je klíčová pro analýzu extrémních hodnot, jelikož určuje tvar křivky hustoty pravděpodobnosti na okrajích GEV rozdělení, a to zejména jak rychle se hustota pravděpodobnosti přibližuje k 0 (Obr. 3).

V případě, kdy je parametr $\gamma = 0$, dostáváme dvouparametrické rozdělení, které se nazývá Gumbelovo. Toto rozdělení je jedním z dalších teoretických rozdělení extrémních hodnot používaných v meteorologii. Jak již bylo zmíněno, je často používané při analýze extrémních rychlostí větru. Hlavním rozdílem mezi tříparametrickým GEV rozdělením a Gumbelovým dvouparametrickým rozdělením je třetí parametr γ. Ten umožňuje zlepšit odhad pravděpodobnosti nepřekročení na krajích rozdělení, pokud se extrémní hodnoty od Gumbelova rozdělení odchylují (Kyselý, 2005). V případech, kdy je parametr γ větší než nula, dvouparametrické rozdělení podhodnocuje návratové hodnoty, v opačném případě nadhodnocuje.



Obr. 3: Tvar křivky hustoty pravděpodobnosti v závislosti na hodnotě parametru γ.

Kvantilová funkce GEV rozdělení má tvar (Beirlant et al., 2005)

$$\begin{cases} Q(p) = \beta + \alpha \frac{\left(\frac{1}{\log(1/p)}\right)^{\gamma} - 1}{\gamma}, & \gamma \neq 0. \\ Q(p) = \log\left(\frac{1}{\log(1/p}\right), & \gamma = 0, \end{cases} \tag{3.2}$$

kde $Q(p)$ je kvantil odpovídající pravděpodobnosti nepřekročení $p \in (0, 1)$.

Odhad parametrů distribuční funkce je obvykle počítán pomocí metody maximální věrohodnosti nebo pomocí momentových metod či metody L-momentů (podrobněji viz kapitola 3.3.2). Metoda L-momentů je použitelná i pro malé soubory dat (Kyselý, 2005). Metodou maximální věrohodnosti se lépe simulují různé vlivy ovlivňující data např. možnost, že jeden či více parametrů distribuční funkce mohou mít trend v důsledku klimatické změny (Wilks, 2006).

Pro použití rozdělení extrémních hodnot potřebujeme soubor nezávislých dat, která budeme rozdělením aproximovat. Typickou metodou pro zisk dat je použití metody blokových maxim, kdy se vybírají roční (případně i jiná, např. čtvrtletní) maxima z hodnot proměnné. Potenciální nevýhodou přístupu je, že velká část dat není využita a to včetně hodnot, jež nejsou největší v daném roce, ale mohou být větší než maxima z let jiných. Pro distribuční funkci GEV je metoda blokových maxim vhodná v případě dostatečné velikosti souboru dat (Klein Tank et al., 2009). Jinou používanou metodou pro zisk souboru extrémních hodnot je tzv. metoda nadprahových špiček („peak-over-thresholds“, zkráceně POT), kdy se vybírají hodnoty, které jsou větší než stanovený práh. Při použití této metody se musí ohlídat, zda vybrané hodnoty reprezentují různé události, a jsou tedy nezávislé (Wilks, 2006).

3.3 Metody odhadu parametrů GEV rozdělení

V této podkapitole zmíním dvě metody a to maximální věrohodnosti a L-momentů, které jsem používal k odhadnutí parametrů GEV rozdělení. Další metody a jejich popis je možné najít v literatuře Wilks (2006) nebo Beirlant et al. (2005).

3.3.1 Metoda maximální věrohodnosti

Pomocí metody maximální věrohodnosti MLE (z anglického „Maximum Likelihood Estimator“) jsou parametry hledány pomocí maximalizace věrohodnostní funkce. Věrohodnostní funkce popisuje náhodný výběr X = (x_1,…, x_n) a při daných hodnotách x_i závisí pouze na hledaných parametrech rozdělení. Věrohodnostní funkce má tedy stejný tvar jako hustota pravděpodobnosti, jejíž proměnnou jsou parametry rozdělení. Za odhad neznámých parametrů $\theta = (\theta_1, \dots, \theta_n)$ se považuje ten, který maximalizuje věrohodnostní

funkci při daných hodnotách x_i. Názorným příkladem může být věrohodnostní funkce L pro dvouparametrické normální rozdělení s parametry μ (střední hodnota) a σ (standardní odchylka) a s n pozorováními $x_i, i = 1, \dots, n$, která vypadá následovně (Wilks, 2006)

$$L(x_1, \dots, x_n \,|\mu, \sigma) = \left(\sqrt{2\pi\sigma^2}\right)^{-n} \prod_{i=1}^{n} \exp\left(-\frac{(x_i - \mu)^2}{2\sigma^2}\right). \tag{3.3}$$

Obvyklejší je pracovat s přirozeným logaritmem věrohodnostní funkce, jelikož je snazší ho maximalizovat. Po zlogaritmování máme log-věrohodnostní funkci

$$\ln L(x_1, \dots, x_n|\mu, \sigma) = -n\ln\left(\sqrt{2\pi\sigma^2}\right) - \frac{1}{2\sigma^2}\sum_{i=1}^{n}(x_i - \mu)^2. \tag{3.4}$$

K nalezení maxima log-věrohodnostní funkce ji stačí parciálně zderivovat podle jednotlivých parametrů

$$\frac{\partial \mathrm{L}(\mu, \sigma)}{\partial \mu} = \frac{1}{\sigma^2}\left[\sum_{i=1}^{n} x_i - n\mu\right] \tag{3.5}$$

a

$$\frac{\partial \mathrm{L}(\mu, \sigma)}{\partial \sigma} = -\frac{n}{\sigma} + \frac{1}{\sigma^3}\sum_{i=1}^{n}(x_i - \mu)^2. \tag{3.6}$$

Položením derivací rovno nule a vyřešením soustavy takto získaných rovnic dostaneme

$$\mu = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} x_i \quad \text{a} \quad \sigma = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(x_i - \mu)^2}\,, \tag{3.7}$$

což jsou maximálně věrohodné odhady parametrů normálního rozdělení.

Pro složitější věrohodnostní funkce či více parametrické funkce je mnohdy nemožné vypočítat hodnoty parametrů analyticky, proto se používají přibližné numerické metody výpočtu. To je i případ log-věrohodnostní funkce pro GEV rozdělení, která vypadá následovně (Chabičovský, 2011)

$$\ln L(x_1, \dots, x_n|\alpha, \gamma, \beta) = -n\ln\alpha\left(\frac{1}{\gamma} + 1\right)\sum_{i=1}^{n}\ln\left(1 + \gamma\frac{x_i - \beta}{\alpha}\right) - \sum_{i=1}^{n}\left(1 + \gamma\frac{x_i - \beta}{\alpha}\right)^{-\frac{1}{\gamma}} \tag{3.8}$$

pro $\gamma \neq 0, 1 + \gamma\frac{x_i - \beta}{\alpha} > 0, i = 1, \dots, n$. Jednou z používaných metod v tomto případě je multidimenzionální generalizace Newton-Raphsonovy metody (viz např.

Press et al., 1986), která vychází ze zkráceného Taylorova rozvoje derivace log-věrohodnostní funkce

$$L'(\theta^*) \approx L'(\theta) + (\theta^* - \theta)L''(\theta), \tag{3.9}$$

kde θ=(α, β, γ) je počáteční odhad parametrů a θ^*=(α^*, β^*, γ^*) značí výsledné hodnoty parametrů. Pro výpočet kořenů θ^* první derivace log-věrohodnostní funkce $L'(\theta^*)$ musíme spočítat první a druhou derivaci log-věrohodnostní funkce $L'(\theta), L''(\theta)$. Položíme-li pravou stranu rozvoje (3.9) rovnu nule, dostaneme pro θ^* následující vztah

$$\theta^* = \theta - \frac{L'(\theta)}{L''(\theta)}. \tag{3.10}$$

Pro výpočet parametrů potřebujeme jejich počáteční odhad θ. V dalším kroku dostaneme přesnější odhad θ^*, který se stane počátečním odhadem v dalším kroku výpočtu pro zisk přesnějšího odhadu. Výpočet pokračuje tak dlouho, dokud odhad parametrů nesplní námi požadovanou přesnost, tj. v dalším kroku již změna hodnoty parametrů je menší než zvolená kritická mez.

V literatuře se uvádí, že metoda je vhodná pro velké soubory dat. V praxi se, ale většinou pracuje s menšími soubory, pro které metoda nemusí dávat nejlepší výsledky (Martins, 2000). Navíc je metoda výpočetně složitá a obtížně aplikovatelná na některá rozdělení (Kyselý, 2005). Pro malé soubory získáme lepší odhady pomocí momentových metod, které jsou navíc výpočetně jednoduší (Kharin, 2000).

3.3.2 Metoda L-momentů

Metoda L-mometů je alternativní metodou výpočtu parametrů teoretických rozdělení, kterou navrhl Hosking (1990). Hlavními klady metody jsou výpočetní jednoduchost a vhodnost pro malé a střední soubory dat, tedy pro praktické využití. Metoda L- momentů je tedy vhodnější k odhadu parametrů rozdělení v praktických aplikacích než metoda maximální věrohodnosti. Metodu lze doporučit pro odhad parametrů meteorologických extrémů v ČR (Kyselý, 2005).

L-momenty jsou lineární kombinace realizací vybrané proměnné, pomocí nichž lze úplně popsat jakékoli rozdělení (např. Storch a Zwiers, 1999). Výhodou této metody oproti jiným momentovým metodám je, že vyšší L-momenty (3 a vyšší) mohou být z výběru odhadnuty spolehlivěji a nejsou tolik citlivé na odlehlé hodnoty (Kyselý, 2005).

Metoda je založena na porovnání teoretických L-momentů s příslušnými odhady L-momentů. Parametry pro GEV rozdělení získáme, když první tři L-momenty l_1, l_2, l_3, které vypadají následovně (Hosking et al., 1985)

$$l_1 = \beta + \frac{\alpha}{\gamma}(1 - \Gamma(1+\gamma)),$$

$$l_2 = \frac{\alpha}{\gamma}(1 - 2^{-\gamma})\Gamma(1+\gamma), \tag{3.11}$$

$$l_3 = \frac{\alpha}{\gamma}\Gamma(1+\gamma)(-1 + 3,2^{-\gamma} - 2,3^{-\gamma}),$$

položíme rovny odpovídajícím odhadům $\hat{\lambda}_1, \hat{\lambda}_2, \hat{\lambda}_3$.

Odhady parametrů $\hat{\alpha}, \hat{\beta}, \hat{\gamma}$ pro GEV rozdělení jsou potom dány vztahy (Hosking et al., 1985)

$$\hat{\alpha} = \frac{\hat{\lambda}_2\hat{\gamma}}{(1 - 2^{-\hat{\gamma}})\Gamma(1+\hat{\gamma})},$$

$$\hat{\beta} = \hat{\lambda}_1 - \frac{\hat{\alpha}}{\hat{\gamma}}\{1 - \Gamma(1+\hat{\gamma})\}, \tag{3.12}$$

$$\hat{\gamma} = 7,8590c + 2,9554c^2,$$

kde $c = \frac{2}{3+\frac{\hat{\lambda}_3}{\hat{\lambda}_2}} - \frac{\ln 2}{\ln 3}$.

3.4 Metody interpolace

Pro hodnocení extrémních událostí máme k dispozici většinou data z bodových měření, ale zajímá nás, i jak daná událost působila v ploše. Potřebujeme tedy vstupní data vhodným způsobem interpolovat do plochy. Výběr adekvátní metody není snadný, jak říká norský vědec Roger Bivand: „Interpolace je jako černá magie, nikdy není důvěryhodná. A opatrný vědec si z mnoha různých metod vybere tu, jejíž výsledky se mu nejméně nelíbí“ (z WWW: http://www.terrainmap.com/rm32.html).

3.4.1 Metoda IDW

Je jednou z nejjednodušších interpolačních metod. Vychází z předpokladu, že jevy, které jsou v prostoru blíže, se více ovlivňují než jevy od sebe vzdálenější. Tedy s rostoucí vzdáleností dvou bodů jejich vzájemná závislost klesá. Ve výpočtu se jako váha používá převrácená hodnota vzdálenosti. Hodnota proměnné v bodě z_0 se vypočte pomocí následujícího vzorce:

$$z_0 = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i z_i, \tag{3.14}$$

kde λ_i je váha bodu z_i. Součet vah musí být roven jedné. Váha bodu se dále dá upravovat pomocí exponentu α. Potom váha bodu z_i je rovna $\lambda_i = \frac{1}{r_i^{\alpha}}$, kde r_i značí vzdálenost bodu z_i od bodu z_0. Tím se zvyšuje váha bodů ležících blíž. Nejčastěji se volí druhá mocnina.

Nevýhodou metody jsou tzv. býčí oka, což jsou koncentrické linie kolem vstupních dat. Problém se nejčastěji projevuje u řídkých dat a výskyt býčích ok se zvětšuje při použití vysoké mocniny α u váhy jednotlivých bodů. Další potenciální nevýhodou (či výhodou) je, že IDW je tzv. přesnou interpolací, tedy prochází vstupními body. Další vlastností této metody vyplývající z metody výpočtu hodnot bodů je, že maximum a minimum získané interpolací je maximálně rovno maximu a minimu vstupních bodů a může být dosaženo jen ve vstupním bodě. Pokud tedy neměříme v bodech s maximální (na obou stranách spektra) hodnotou jevu, dochází ke zkreslení a zúžení intervalu hodnot.

3.4.2 Kriging

Kriging je geostatistická metoda odhadu proměnné, která díky tomu, že je založena na statistice, umožňuje stanovit chybu interpolace. Metodu poprvé použil Daniel Krige pro odhad vydatnosti ložisek zlata v jižní Africe a publikoval ji ve své diplomové práci v roce 1951. Následně metodu rozpracoval po statistické stránce Georgem Matheron.

Existuje více druhů krigingu, které se liší předpoklady, např. „Universal Kriging“, který uvažuje lokálně proměnný trend stejného typu v celé oblasti či „Ordinary Kriging“, což je nejpoužívanější typ krigingu, který předpokládá neznámou konstantní střední hodnotu v celé oblasti.

Kriging odhaduje hodnoty proměnné v prostoru na základě váženého průměru vstupních dat. Váhy jsou nastaveny tak, že vliv bodů na výsledek klesá se vzdáleností podobně jako v metodě IDW, avšak u krigingu se ještě berou v potaz prostorové vztahy mezi vstupními hodnotami. Na odhad jsou kladeny požadavky, aby byl nevychýlený, tedy aby střední hodnota chyby odhadu byla nulová, a zároveň aby byl nejlepší, což v tomto případě znamená, že má nejmenší rozptyl kolem správné hodnoty. Díky těmto podmínkám je kriging někdy charakterizován jako nejlepší nevychýlený lineární odhad, anglicky BLUE-„Best Linear Unbiased Estimator“ (Ježek, 2008).

Tyto podmínky na odhad vedou k soustavě *n+1* lineárních rovnic s *n+1* neznámými. Pokud je znám variogram, lze ze soustavy určit hledané váhy. Rovnice a jejich odvození je možné najít např. v Ježek (2008).

3.4.3 Metoda Topo To Raster

Metoda Topo To Raster je metoda vytvořená speciálně pro tvorbu hydrologicky přesného modelu terénu ze vstupních bodových či liniových dat. Je založena na programu ANUDEM, který vytvořil Hutchinson v roce 1988 a jedná se v podstatě o modifikaci metody spline plátování TPS („Thin Plate Spline“). Je to metoda iterativní, která kombinuje vlastnosti lokálních interpolačních metod (např. IDW), jejichž výhodou je výpočetní účinnost, s vlastnostmi metod globálních, jako je např. kriging či spline tak aby výsledný povrch byl hladký. Díky tomu výsledný povrch kopíruje náhlé změny terénu, jakými jsou např. hřbetnice a údolnice či vodní toky.

Více o metodě se dá najít v pracích Hutchinsona (2000, 2011) či na stránkách ESRI ArcGIS Resources.

3.5 Indexy extremity

3.5.1 Storm Severity Index

Storm Severity Index sestavil Lamb (1991) a je běžným nástrojem pro měření ničivosti větrných bouří. Lamb při konstrukci indexu vycházel z třetí mocniny rychlosti větru, velikosti postiženého území a doby trvání události. Dynamický tlak větru je úměrný čtverci rychlosti větru a síla větru (jeho destrukční síla) je závislá na pohybu vzduchové hmoty. Třetí mocnina rychlosti větru tak vyjadřuje kombinovaný efekt dynamického tlaku a síly větru.

Leckebusch et al. (2008) modifikovali Lambův index s cílem vytvořit objektivní míru ničivosti větrných bouří pro severovýchodní oblast Atlantiku. Hodnotu indexu počítají z gridových bodů, v kterých byla překročena lokální prahová hodnota rychlosti větru. Lokální prahové hodnoty se používá proto, že vítr způsobuje škody až od určité rychlosti a kritická rychlost se oblast od oblasti liší s tím, jak jsou místní socioekonomické subjekty přizpůsobeny lokální klimatologii větru. K výpočtům indexu se používá následující rovnice

$$SSI_{T,K} = \sum_{t}^{T} \sum_{k}^{K} [\left(\max\left(0, \frac{v_{k,t}}{v_{Perc,k}} - 1\right)\right)^3 A_k], \tag{3.15}$$

kde t představuje časový krok, k reprezentuje jednotlivé gridové body, v je denní maximální rychlost větru, v_{perc} je definována jako lokální 90., nebo 95., nebo 98. percentil denního maxima rychlosti větru a A je plocha grid boxu. Výsledná hodnota modifikovaného indexu je tedy pro daný časový úsek úměrná zasažené ploše a třetí mocnině normované kladné odchylky denní maximální rychlosti větru od lokální prahové hodnoty v_{perc}.

3.5.2 WEI-weather extremity index

WEI je nový univerzální index pro hodnocení extremity meteorologických případně klimatických událostí, který navrhli Müller a Kašpar (2014). Index je revoluční svou adaptací na konkrétní událost a zahrnutím jak prostorového, tak časového měřítka.

Výpočet hodnoty indexu WEI je rozdělen do tří kroků. V prvním se vyjádří extremita dané události na stanicích pomocí doby opakování naměřené hodnoty studovaného meteorologického prvku. Doba opakování se počítá pro průměry ve vhodně zvoleném intervalu délky časových oken, zpravidla pro jednodenní až několikadenní průměry. V dalším kroku se bodová informace převede na plošnou pomocí interpolace do pravidelné sítě uzlových bodů. Jelikož GEV funkce má exponenciální charakter, interpoluje se logaritmus doby opakování. Dále se provede zpětná transformace logaritmů doby opakování na dobu opakování v každém uzlovém bodě a tento krok se provede pro všechna uvažovaná časová okna.

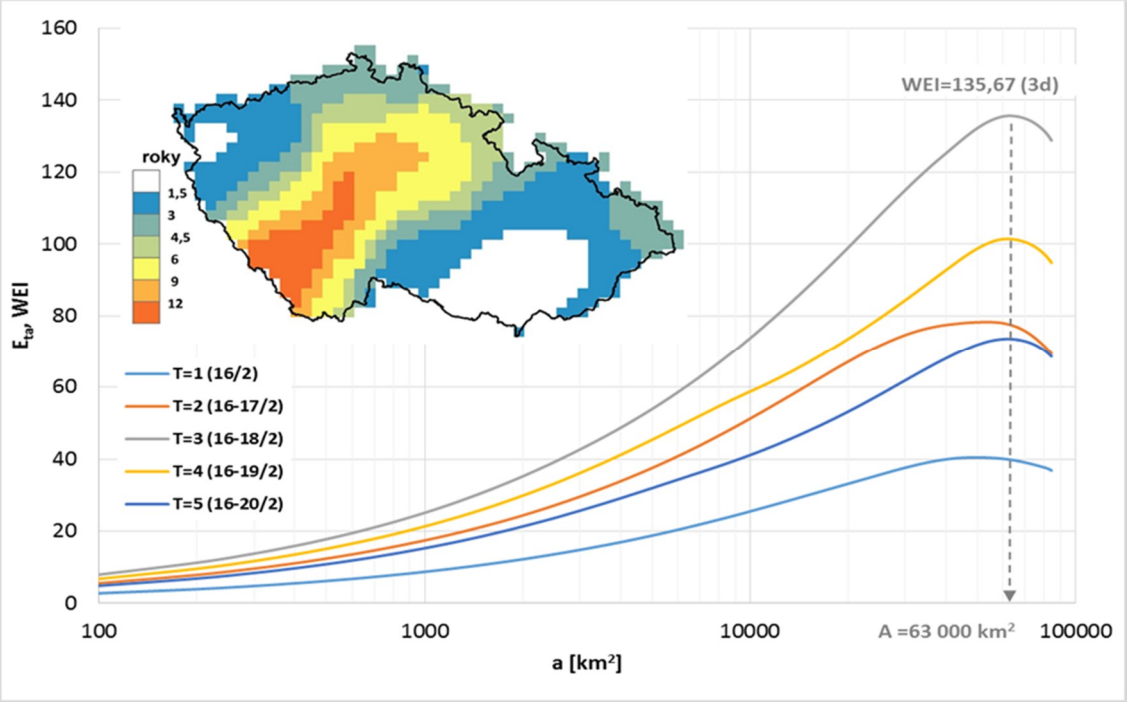
V další fázi se hledá plocha, na kterou událost působila. Jelikož události zasahují různé části území s různou intenzitou, není možné je hodnotit v předem zvoleném území. Důležitá je ta oblast, kde událost dosahuje největší extremity a díky vlivu topografie nemusí být zasažené území kompaktní. Ke stanovení zasažené plochy se dojde v následujících krocích. Nejdříve se seřadí všechny pixely rastru, představující plošnou dobu opakování, sestupně podle doby opakování a spočte se geometrický průměr z dob opakování

$$G_{ta} = \sqrt[n]{\prod_{i=1}^{n} N_{ti}}, \tag{3.16}$$

kde N_{ti} je doba opakování v pixelu i pro časové okno t a n je počet použitých pixelů, které tvoří plochu a. Následně se pomocí maximalizace proměnné E_{ta} stanoví hodnota WEI dané události. E_{ta} je definovaná následující rovnicí

$$E_{ta} = \log(G_{ta})\, R = \frac{\sum_{i=1}^{n} \log(N_{ti})}{n} \frac{\sqrt{a}}{\sqrt{\pi}}, \tag{3.17}$$

kde R je poloměr kruhu se stejnou velikostí jako plocha, z které je počítána hodnota G_{ta}. Hodnota E_{ta} ze začátku roste s tím, jak se přidávají pixely s vysokou dobou opakování, ale od chvíle, kdy pokles doby opakování převáží nárůst plochy, začne hodnota E_{ta} klesat (viz Obr. 4). Hodnota E_{ta} v tomto bodě kvantifikuje extremitu události v daném časovém okně a zároveň velikost zasažené oblasti (dá se odečíst na ose x na Obr. 4). Následně se stanoví doba trvání události tak, že je rovna velikosti časového okna t, pro které hodnota E_{ta} dosáhne maximální hodnoty.



Obr. 4: Stanovení hodnoty WEI pro větrnou událost z 16. února 1962 maximalizací hodnoty E_{ta} pro doby opakování maximálních denních nárazů větru s využitím postupu popsaného v Müller a Kašpar (2014). Z grafu je vidět, že maximální hodnoty je dosaženo pro 3 denní průměry při zasažené ploše 63000 km². Vložený obrázek ukazuje plošné rozložení dob opakování pro první den události 16. 2. 1962. Zdroj: Vlastní tvorba.

4 Metodika

4.1 Použitá data

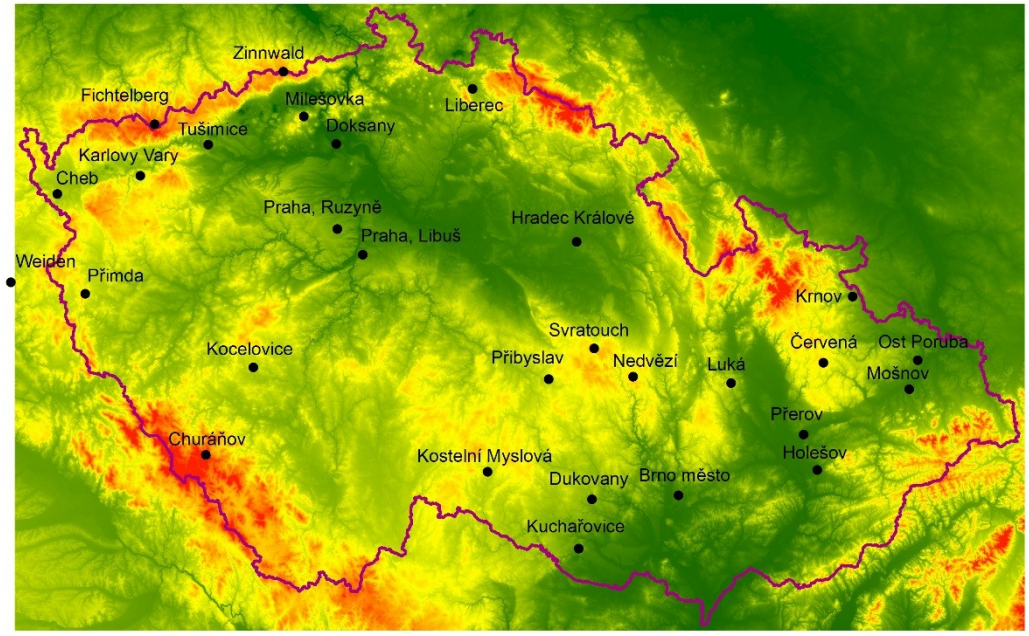
Pro hodnocení plošné extremity a abnormality vichřic byla použita data ze stanic sítě ČHMÚ, které měří nárazy větru a mají dostatečně dlouhou dobou pozorování. Takových stanic bylo na území České republiky 26 (Tab. 4), pro doplnění a zpřesnění byly použity ještě tři Německé stanice: dvě v Krušných horách (Fichtelberg a Zinnwald/Cínovec) a jedna ve městě Weiden ve spolkové zemi Bavorsko. Rozmístění stanic zobrazuje Obr. 5. Všechny použité stanice mají v období 1961-2009 dobu měření delší jak 20 let. Osm stanic měřilo po celé sledované období a šestnáct 39 a více let.

Název	Nadmořská výška	Doba měření	Maximální náraz [ms^{-1}]	Název	Nadmořská výška	Doba měření	Maximální náraz [ms^{-1}]
Holešov	222,25	61-64, 67-80, 01 - 09	35,5	Ost Poruba	238,6	68-09	27,2
Brno město	241	61 - 09	35	Luká	510	74-09	37,3
Dukovany	400,15	87 - 09	29,5	Přerov	210	67-68, 70-77, 84-09	30,6
Kostelní Myslová	569	61-72, 75 - 09	39,6	Krnov	360	73-09	32,8
Kuchařovice	334	61-09	34,4	Praha, Libuš	302,04	72-95, 05-09	33,4
Nedvězí	722	61-73, 02-09	31	Praha, Ruzyně	364	61-09	34,6
Churáňov	1117,8	61-09	38,4	Přibyslav	532,5	61-97, 00, 04-09	37,3
Kocelovice	519	75-09	43,3	Doksany	158	71-09	33,8
Hradec Králové	278	61 - 91, 09	41,9	Tušimice	322,4	75-76, 78-09	41,3
Svratouch	734	61-70, 81 - 09	44,7	Milešovka	830,5	61-09	47,8
Přimda	742,76	61 - 09	39,9	Liberec	397,7	62-68, 70-90, 97-09	37,7
Cheb	483	61-70, 91 - 00, 05-09	34,8	Fichtelberg	1213	91-09	60
Karlovy Vary	603	62-80, 82-96, 02, 04-09	30,7	Weiden	440	62-09	33,3
Červená	748,13	61-09	33	Zinnwald	877	91-09	52,6
Mošnov	250,4	62-88, 92-09	33,5				

Tab. 4: Seznam použitých stanic. Ve sloupcích je uvedena nadmořská výška v metrech nad mořem, roky v období 1961-2009, ve kterých stanice měřila a maximální zaznamenaný náraz větru.

Z dat měřených na stanicích jsem využíval hodnoty maximálního denního nárazu větru. K měření nárazů rychlosti větru u anemografů se používá univerzální anemograf, který ale dokáže spolehlivě měřit nárazy větru jen do 50 m.s^{-1}, což je rychlost, která zejména na horských stanicích může být překročena. Nicméně v datech z anemometrů se rychlosti větší než 50 m.s^{-1} v podstatě nevyskytují. Jen na stanici Fichtlberg a Zinnwald se v průběhu měření vyskytují rychlosti vyšší, a to na Fichtlbergu 60 m.s^{-1} 3. ledna 1976, dále pak 55 m.s^{-1} 23. února 1967 a 50,9 m.s^{-1} 18. ledna 2007. Na Cínovci byl zaznamenán

nejvyšší náraz 53 $m.s^{-1}$ z 29. července 2005. Z českých stanic má maximální náraz Milešovka 47,8 $m.s^{-1}$ z 19. prosince 1993.



Obr. 5: Rozmístění meteorologických stanic na území ČR a okolí, jejichž data byla využita.

4.2 Zpracování dat

4.2.1 Homogenizace dat

Naměřená větrná data na stanicích ovlivňuje mnoho faktorů jako je: umístění stanice, okolní terén, vegetace, stáří anemometru a další. Některé faktory se s časem mění a ovlivňují naměřená data, v kterých se kvůli tomu objevují nehomogenity. Z důvodu odstranění těchto nehomogenit bylo přistoupeno k homogenizaci maximálních denních nárazů větru.

K homogenizaci byla použita data o velikosti a směru maximálního denního nárazu ze staničního měření a data rychlosti větru z reanalýz NCEP/NCAR (Kalnay a kol., 1996) z hladin 925 a 850 hPa a nejbližšího uzlového bodu. Předpokládali jsme, že poměr mezi průměrnou velikostí nárazu a průměrnou reanalyzovanou rychlostí větru je v dlouhodobém měřítku konstantní, pokud jsou naměřená data homogenní. Velikosti nárazů na každé stanici byly rozděleny podle směrů do osmi sektorů po 45°. Pro každý sektor se spočítala korelace nárazů s časově nejbližšími daty z reanalýz. Následně se pro každý sektor používala ta hladina, která měla největší korelaci se staničním měřením. Poté se spočítal pro každý rok a sektor následující podíl:

$$\frac{\text{průměrný roční náraz} \,/\, \text{roční průměr rychlosti v reanalýze}}{\text{průměrný náraz za posledních 5 let staničního měření} \,/\, \text{průměrná rychlost v reanalýze za posledních 5 let staničního měření}} \quad (4.1)$$

Sektory a roky, v kterých bylo méně než 5 naměřených nárazů, byly vyřazeny. Následně se podíly spočtenými dle rovnice 4.1 proložil Gaussův filtr s parametrem *sigma = 1.6 roku.* V případě, že byl po aplikaci Gaussova filtru v datech viditelný skok, způsobený výměnou anemometru, byla data rozdělena na dvě části před a po výměně anemometru a na každou část byl Gaussův filtr aplikován zvlášť. Dále se na shlazené podíly aplikoval znovu Gaussův filtr, ale tentokráte po směrech s parametrem *sigma = 22°*. Filtr nebral v potaz pouze hodnotu shlazeného podílu pro jeden sektor, ale hodnotu odvozenou i z dalších sektorů, díky tomu se celkový filtr použitý na hodnotu liší podle toho, kde se hodnota v daném sektoru nachází. Použité parametry filtru byly odhadnuty objektivně s využitím Kolmogorova-Smirnovova testu (Wilks, 2006) hypotézy, že doby výskytu 50 nejvyšších nárazů na každé stanici pocházejí z rovnoměrného rozdělení. Tímto postupem jsme získali odhad, kolikrát daná stanice v daném roce a směru měřila rychleji proti průměru za posledních 5 let měření, které považujeme za výchozí a nejhomogennější. Nakonec jsme tímto odhadem vydělili naměřenou rychlost nárazu a získali homogenizovanou rychlost nárazu.

4.2.2 Standardizace dat

Největší větrné události se na území České republiky vyskytují v zimních měsících, což je dáno klimatologií větru na našem území a výskytem výrazných tlakových útvarů nad Evropou (Kapitola 2.2). Pokud nás ale zajímá, kdy bylo větrno více než je obvyklé (dle statistického výskytu) potřebujeme data očistit o roční chod, tedy standardizovat je. Následně pak můžeme hodnotit, zda např. výskyt nárazu větru 40 $m.s^{-1}$ v letním období je více extrémní (přesněji abnormální) než např. nárazy, které se vyskytly při orkánu Kyrill v lednu roku 2007.

Jednou z metod odstranění ročního chodu meteorologických prvků může být standardizace základních statistických parametrů rozdělení jejich hodnot pro jednotlivé kalendářní dny. V našem případě jsme standardizací minimalizovali šikmost a špičatost a střední hodnotu převedli na hodnotu blízkou 0 a směrodatnou odchylku na hodnotu blízkou 1.

Pomocí Box-Cox transformace, kterou navrhl Yeo and Johnson (2000), byla nejdříve odstraněna šikmost. K jejímu odstranění se používá nelineární mocninná transformace definovaná následovně

$$Y(x) = [(x + 1)\tilde{\alpha}\text{-}1]/\tilde{\alpha},\ x \geq 0,\ \tilde{\alpha} \neq 0;$$

$$Y(x) = 1n\,(x + 1),\ x \geq 0,\ \tilde{\alpha} = 0; \qquad (4.2)$$

$$Y(x) = \text{-}[(-x + 1)2 - \tilde{\alpha}\text{-}1]/(2\text{-}\tilde{\alpha}),\ x < 0,\ \tilde{\alpha} \neq 2;$$

$$Y(x) = -1n\,(-x + 1),\ x < 0,\ \tilde{\alpha} = 2.$$

Ve vztazích (4.2) je $Y(x)$ transformovaná hodnota původní hodnoty x a $\tilde{\alpha}$ je časově shlazený parametr transformace, který odpovídá danému kalendářnímu dni. Pro každý den byl parametr transformace stanoven minimalizací šikmosti transformovaného souboru rozdělení $Y(x)$. K shlazení parametru v čase byl použit Gaussův filtr s parametrem *sigma*=30 dnů.

Shlazení takto nastaveným filtrem je dostatečné pro potlačení odlehlých hodnot a vysokofrekvenčních oscilací s frekvencí kratší než 3 měsíce. Na druhou stranu shlazení dobře odstraní roční chod šikmosti, která po aplikaci filtru osciluje kolem 0.

V dalším kroku proběhlo odstranění špičatosti pomocí modifikované Box-Cox transformace pro symetrická rozdělení, kterou představili John a Draper (1980)

$$Z(y) = \text{SIGN}\left(\frac{(|y - y_M| + 1)^{\tilde{\beta}} - 1}{\tilde{\beta}}\right), \tilde{\beta} \neq 0;$$
$$Z(y) = \text{SIGN}(\ln(|y - y_M| + 1)), \qquad \tilde{\beta} = 0. \qquad (4.3)$$

Ve vztazích (4.3) je $Z(i)$ transformovaná hodnota hodnoty y = Y(x) získaná z rovnic (4.2), y_M je medián výběrového rozdělení y, SIGN je znaménko originální hodnoty před aplikací absolutní hodnoty a $\tilde{\beta}$ je shlazený parametr transformace odpovídající danému kalendářnímu dni. Odhad parametru pro každý kalendářní den byl proveden minimalizací špičatosti transformovaného výběrového rozdělení $Z(y)$. K shlazení parametru byl použit opět Gaussův filtr s parametrem *sigma*=30 dnů. Nakonec se převedla střední hodnota transformovaného rozdělení hodnot z na hodnotu 0 a směrodatná odchylka na hodnotu 1 pomocí z-skórů

$$\hat{z} = \frac{z - \tilde{\mu}}{\tilde{\sigma}}, \qquad (4.4)$$

kde $\hat{z}$ je transformovaná hodnota hodnoty $z = Z(y)$ získané z rovnice (4.3), $\tilde{\mu}$ je shlazená střední hodnota a $\tilde{\sigma}$ je shlazená směrodatná odchylka pro daný kalendářní den. Pro

shlazení parametrů v čase byl použit stejný Gaussův filtr jako v případě předcházejících transformací (4.2) a (4.3).

4.3 Hodnocení větrných událostí

4.3.1 Hodnocení extremity a abnormality rychlosti větru na stanicích

K určení extremity (s využitím nestandardizovaných dat) a abnormality (s využitím standardizovaných dat) jednotlivých událostí na stanicích bylo, kromě maximálních denních nárazů větru, použito doby opakování, která umožňuje porovnávat extremitu/abnormalitu na různých stanicích, jelikož bere v potaz klimatologii daného prvku na dané stanici. K získání odhadu doby opakování pro jednotlivé případy je potřeba daty proložit teoretické rozdělení, z kterého se následně dají určit doby opakování. Jako teoretické rozdělení popisující vysoké maximální denní nárazy větru jsem použil GEV rozdělení (kapitola 3.2).

Nezávislé realizace proměnné X pro aproximaci dat GEV rozdělením jsem získal použitím metody blok maxim, což je tradiční přístup v inženýrském modelování rychlosti větru (Gatey, 2011). Pro každou stanici jsem vybral roční maxima nárazů větru v období, v kterém měřily. Velikost souboru se tedy v závislosti na stanici pohybovala od 20 do 49.

K odhadu parametrů rozdělení jsem použil metodu L–momentů (kapitola 3.3.2) a metodu maximální věrohodnosti (kapitola 3.3.1). Odhady parametrů získané podle obou metod se příliš nelišily (Tab. 5), a proto jsem dále počítal jen s hodnotami parametrů získaných metodou L-momentů, která je dle (Kyselý, 2005) vhodnější pro malé soubory dat (délka řad pozorování do 40 let). Další výhodou je, že odhady parametrů jsou méně závislé na použitém modelu, Gumbelova nebo GEV rozdělení (Kyselý, 2005). Vlastní výpočty parametrů byly provedeny v programu Matlab. Po získání parametrů a vypočtení pravděpodobnosti nepřekročení z rovnice (3.1) jsem dobu opakování v letech získal dle rovnice

$$N = \frac{1}{1-p}, \tag{4.5}$$

kde N značí dobu opakování v letech a p je pravděpodobnost nepřekročení dané hodnoty nárazu větru při použití GEV rozdělení. Získané bodové odhady doby opakování posloužili jako vstup k interpolaci do prostoru.

stanice	parametr	metoda	
		L - momenty	MLE
Holešov	scale	3,048	2,943
	location	22,692	22,756
	shape	-0,017	-0,014
Churáňov	scale	2,385	2,303
	location	25,036	25,047
	shape	-0,040	-0,056
Praha Ruzyně	scale	2,573	2,470
	location	23,832	23,843
	shape	-0,025	0,041
Milešovka	scale	3,590	3,564
	location	39,930	40,037
	shape	0,294	0,340

Tab. 5: V tabulce jsou hodnoty parametrů GEV rozdělení vypočtené pomocí metody L-momentů a maximální věrohodnosti (MLE).

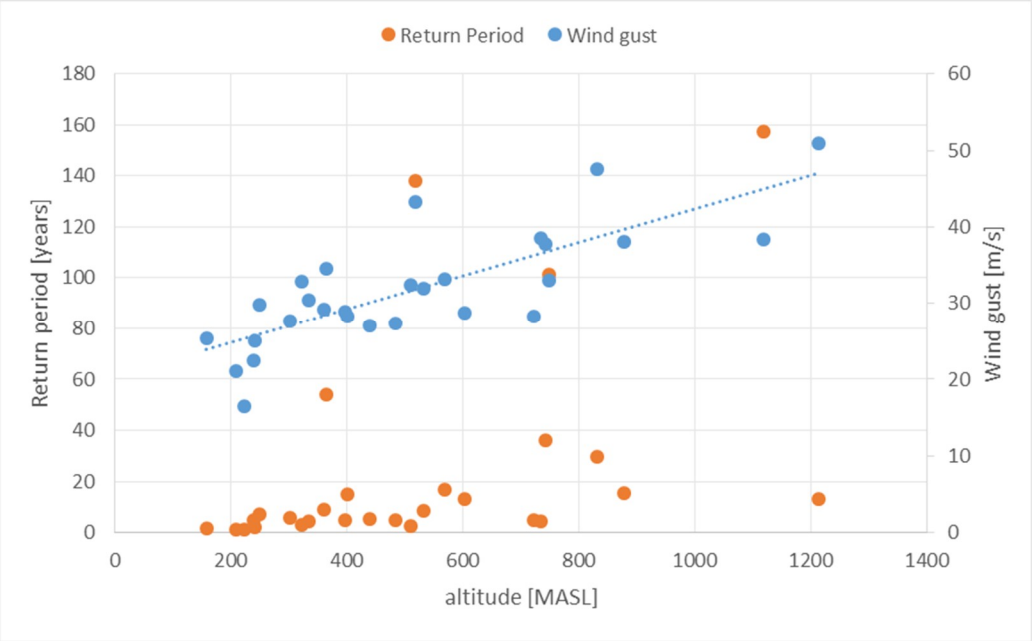
4.3.2 Interpolace bodových hodnot do plochy

Dalším krokem při hodnocení větrných událostí byla interpolace větrných dat do plochy. K interpolaci větrných dat se často používají metody používané v geovědních oborech, jako je kriging nebo IDW (Cellura et al., 2008). Cetkovský a kol. (2010) uvádí, že vítr má ze všech meteorologických prvků největší časoprostorovou variabilitu a výsledkem interpolace rychlostí větru z nereprezentativních stanic může být významné podhodnocení nebo nadhodnoceni této veličiny.

Rychlost větru a tím pádem i velikost jeho nárazů je závislá na nadmořské výšce. Při výpočtu indexů WEI/WAI tento problém z velké části odpadá, neboť závislost doby opakování nárazů na nadmořské výšce je poměrně nevýrazná, (Obr. 6) a navíc doby opakování mají mnohem plošší prostorové rozložení (Müller et al., 2015). Dalším problémem, který použitím doby opakování pro prostorovou interpolaci vyřešíme je, že větrná data ze staničních měření jsou reprezentativní jen pro malé okolí (Klawa and Ulbrich, 2003). Vzhledem k exponenciální povaze GEV rozdělení jsem interpoloval logaritmus dob opakování.

V případě výpočtu indexu SSI jsem k interpolaci použil podíl maximálního nárazu s 98 percentilem denních nárazů rychlostí větru, jehož hodnota je na všech stanicích podobná (Tab. 7). Tento podíl je již nezávislý na lokálních podmínkách a je vhodný k interpolaci (Klawa and Ulbrich, 2003). Použití dob opakování k interpolaci, stejně jako u výpočtu WEI/WAI, nebylo praktické, protože ve vzorci k výpočtu SSI (3.15) figuruje hodnota nárazu rychlosti větru a její zpětné určení z interpolovaných dob opakování by již

nebylo možné, protože pro každý gridový bod zájmového území neznáme parametry GEV rozdělení použitého k výpočtu dob opakování.



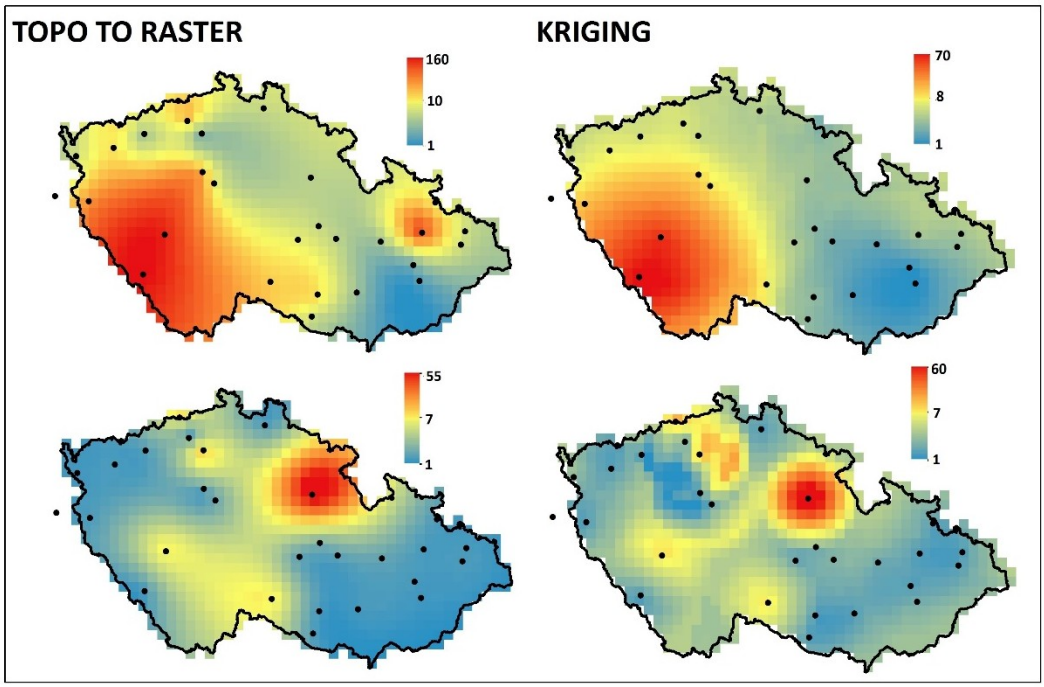
Obr. 6: Závislost rychlosti nárazů větru (modrá barva) a dob opakování (oranžová barva) na nadmořské výšce.

Dále jsem se zaměřil na výběr interpolační metody. Z nabízených možností jsem vzhledem k počtu vstupních dat zavrhl metodu IDW, která nedávala dobré výsledky. Při použití metody vznikaly soustředné kruhy kolem vstupních dat, což je přirozená vlastnost metody (viz kapitola 3.4.1), ale v meziprostoru byly výsledné hodnoty nulové, což neodpovídá reálné situaci. Další testovanou metodou byl Kriging (viz kapitola 3.4.2). Po zkoušení různých nastavení metody se mi jako nejvhodnější jevilo vybrat Ordinary Kriging s lineárním variogramem a proměnou velikostí okolí v kterém se hledaly body pro výpočet hodnoty pixelu. Třetí zkoušenou metodou byla metoda Topo To Raster (viz kapitola 3.4.3), jejíž výsledky se mi líbily nejvíce.

Výběr interpolační metody jsem nakonec provedl na základě hodnocení přesnosti interpolace, kdy jsem pro vybrané události interpoloval doby opakování bez určitých stanic (Kuchařovice, Kocelovice, Milešovka, Červená) a následně odečetl hodnotu z rastru v místě stanice a porovnal s hodnotou doby opakování vypočtené ze staničního měření. Rozdíly jsem kvantifikoval střední kvadratickou chybu RMSE („Root Mean Square Error“), která určuje celkovou chybu interpolace skládající se ze systematické a náhodné složky. Náhodná složka je mírou rozptylu hodnot okolo střední hodnoty, ukazuje tak na celkovou stabilitu provedené interpolace. Hodnota RMSE se vypočte dle následujícího vzorce

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n}\sum(x_i - \tilde{x_i})^2}, \tag{4.6}$$

kde x_i je hodnota na stanici i a $\tilde{x_i}$ je hodnota odečtená z rastru vzniklého interpolací v místě stanice *i.*



Obr. 7: Porovnání výsledků interpolačních metod na různých událostech. Obrázky vlevo vznikly interpolací pomocí metody TopoToRaster. Obrázky vpravo metodou Krigingu. Horní obrázky zobrazují orkán Kyrill z 18. ledna 2007 a spodní dvojice událost ze 4. srpna 2001. Barevná škála zobrazuje doby opakování nárazů rychlostí větru.

Porovnání interpolačních metod jsem provedl na čtyřech různých událostech lišících se ročním obdobím výskytu a tím i mechanismem vzniku (Obr. 7). Zvolil jsem dvě velkoprostorové události, které se vyskytly v chladném půlroce, a to orkán Kyrill z 18. ledna 2007 a orkán Vivian z 26. února 1992, a dvě letní události spojené s konvekcí, konkrétně události, které se vyskytly 24. července 1988 a 4. srpna 2001.

událost	metoda	
	Kriging RMSE	Topo To Raster RMSE
24.7.1988	5,23	4,95
26.2.1990	1,81	1,89
4.8.2001	0,56	1,06
18.1.2007	72,11	52,61
průměrná RMSE	**19,93**	**15,13**

Tab. 6: RMSE pro testované interpolační metody (Kriging a TopoToRaster) pro čtyři různé události.

Z Obr. 7 a Tab. 6 je vidět, že obě metody mají skoro srovnatelnou přesnost s tím, že metoda TopoToRaster je o trochu přesnější. Proto jsem tuto metodu, i vzhledem k tomu, že mi vizuálně výsledky interpolace přišly lepší, použil pro interpolaci při výpočtu indexů WEI/WAI a SSI pro jednotlivé události. Vzhledem k malému počtu vstupních dat, použitelných stanic bylo jen 29 na celou Českou republiku (Tab. 4), jsem nastavil velikost pixelu výsledného rastru na 10 km^2.

4.3.3 Detekce a stanovení extremity a abnormality větrných událostí

V předchozích kapitolách jsem popsal předzpracování vstupních dat, která jsem dále použil pro detekci a výpočet extremity a abnormality větrných událostí. Extremita byla vypočtena pomocí indexů WEI („Weather Extremity Index") a SSI („Storm Severity Index“) aplikovaných na nestandardizované maximální denní nárazy větru a abnormalita pomocí analogického indexu, dále označovaného jako WAI („Weather Abnormality Index") a indexu SSI aplikovaných na standardizované nárazy. Metodika výpočtu indexů je podrobně popsána v kapitolách 3.5.1 a 3.5.2.

V případě indexů WEI/WAI jsem nejdříve detekoval extrémní a abnormální větrné události pomocí největších lokálních maxim WEI a WAI v čase. Tím jsem určil jejich počátek a dobu trvání, kterou jsem omezil na 5 dní. Poté jsem provedl výpočet znovu pro modifikované soubory vstupních dat, kdy jsem každému dni detekované události na každé stanici přiřadil maximální hodnotu nárazu, která se při události vyskytla. Extremitu, respektive abnormalitu události jsem položil rovnou hodnotě WEI, respektive WAI získané aplikací pouze na tyto modifikované jednodenní nárazy. Takto spočetná hodnota indexu mi také určila velikost zasažené plochy.

Tento přístup umožňuje vypořádat se s problémem zvýhodnění nočních událostí, které se jeví jako dvoudenní, i když ve skutečnosti nejsou. Dále lépe reflektuje pohyb bouře přes ČR, kdy maximální nárazy se mohou v jedné části území vyskytnout v jiný den než v další části území. Nevýhodou se zdá být skutečnost, že přístup nezohledňuje kumulativní efekt působení větru. Ten naštěstí u větru, na rozdíl např. od srážek, nehraje tak velkou roli z pohledu napáchaných škod. V tomto ohledu je velikost rychlosti nárazu větru mnohem důležitější.

V případě indexu SSI bylo potřeba před výpočtem stanovit hodnotu v_{perc}-lokální práh rychlosti větru. Já zvolil 98. percentil, což je hodnota, která odpovídá přístupu Palutikofa a Skellerna (1991), kteří na základě dob opakování určili, že škody způsobené větrnými událostmi nastávají ve 2 % dnů (jednalo se o studii provedenou na britských meteorologických stanicích). Stejnou hodnotu použili i Klawa a Ulbrich (2003), kteří

vycházeli z toho, že pojišťovny v Německu vyplácejí pojistné při větrných událostech, pokud na některé stanici v okolí (nížinné) byly naměřeny nárazy vyšší než 20 m/s, což na nížinných stanicích v Německu odpovídá 98. percentilu. Na území České republiky je to podobné (Tab. 7).

Stanice	výška [m n.m.]	V_{max}/v_{98}	V_{max}	V_{98}
Holešov	222,25	1,89	35,5	18,8
Brno město	241	1,83	35	19,1
Kostelní Myslová	569	1,89	39,6	20,9
Churáňov	1117,8	1,83	38,4	21
Kocelovice	519	1,87	43,3	23,1
Cheb	483	1,84	34,8	18,9
Praha, Ruzyně	364	1,70	34,6	20,3
Přibyslav	532,5	1,80	37,3	20,7
Doksany	158	1,76	33,8	19,2
Liberec	397,7	1,85	37,7	20,4

Tab. 7: Hodnoty 98. percentilu denních maximálních nárazů větru na vybraných stanicích v České republice za období 1961-2010.

Následně jsem počítal index SSI dle rovnice 3.15 pro všechny dny, kdy se alespoň na jedné ze stanic vyskytl náraz větší než tento zvolený práh pro danou stanici. Určení délky události jsem provedl tak, že jsem z hodnot indexu SSI pro jednotlivé dny spočetl medián. Následně jsem vybíral ty dny, které měly hodnotu indexu vyšší či rovnou hodnotě mediánu. Pokud bylo takových dnů více za sebou, tak se z nich stala vícedenní událost. Maximální délka události byla stanovena stejně jako u indexu WEI na pět dnů. Pokud by bylo za sebou více než pět takových dnů, tak se vybraly ty dny, které maximalizovaly hodnotu indexu SSI. Velikost zasažené plochy je rovna velikosti plochy pixelů, v kterých je normalizovaná hodnota maximálního nárazu rychlosti větru větší než 1. U vícedenních událostí se zvolí ta hodnota, která je největší.

5 Výsledky

V této kapitole budou představeny seznamy extrémních a abnormálních větrných událostí dle uvažovaných indexů extremity a analýza konkrétních událostí včetně porovnání výsledků získaných aplikací jednotlivých indexů. Při sestavování seznamů referenčních událostí jsem se potýkal s problémem, jaké události ještě považovat za extrémní, protože neexistuje přirozené/zjevné rozhraní mezi extrémní a běžnou událostí. I když extremita událostí neustále klesá s tím, jak klesají hodnoty indexů, není dobře možné určit hranici, od které již událost není extrémní. Proto jsem vždy vybral 50 událostí s největší hodnotou daného indexu. V průměru tedy připadá přibližně jedna událost na každý rok zkoumaného období.

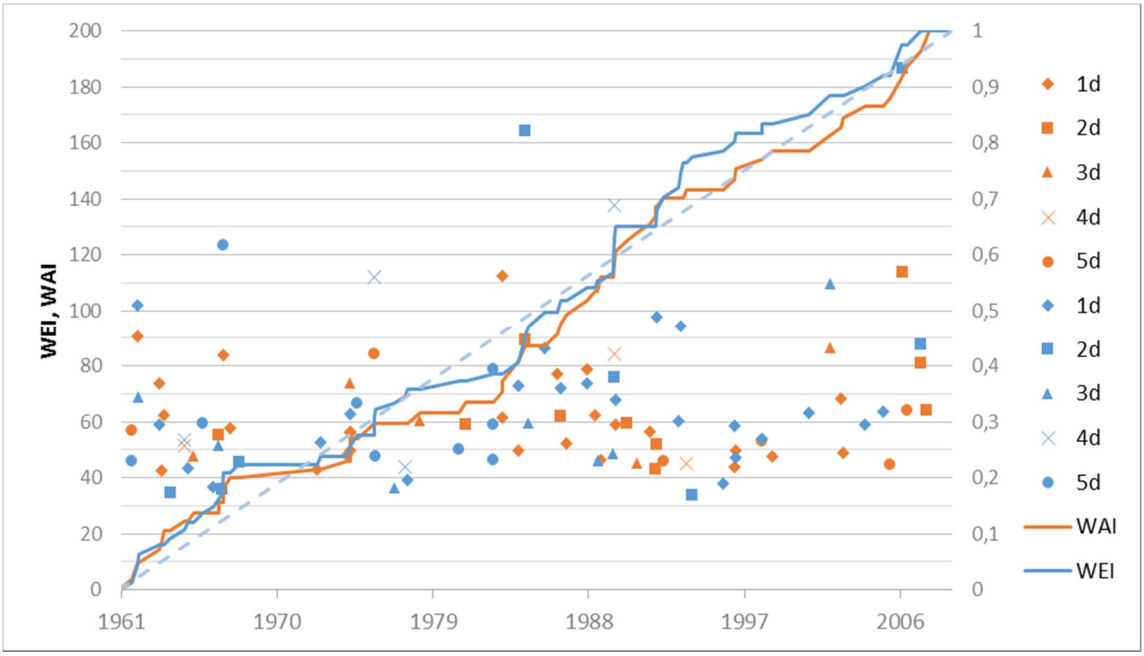
5.1 Index WEI/WAI

V této části je diskutováno 50 extrémních a 50 abnormálních větrných událostí detekovaných v období 1961-2009 s využitím indexů WEI a WAI a to z hlediska meziroční variability událostí, sezónní variability a synoptických typů, při kterých se zpravidla vyskytují. Seznam událostí zobrazuje Tab. 9. Celkem 21 událostí bylo klasifikováno jako extrémní i abnormální (Tab. 8).

5.1.1 Meziroční variabilita výskytu extrémních a abnormálních větrných událostí

Pokud se podíváme na meziroční variabilitu výskytu extrémních událostí na Obr. 8, je patrné, že v letech 1961-1967 byl nadnormální výskyt těchto událostí, kdy akumulovaná hodnota indexu WEI dosáhla 22 % z celkové akumulované hodnoty, zatímco toto 7leté období představuje jen 14 % z celého sledovaného období. V letech 1967-1972 následovalo období klidu, na které navázalo období 1972-1977 s větším výskytem extrémních událostí, poté se opět vyskytlo klidnější období 1977-1984 a období 1984-1990 s větším výskytem extrémních událostí. Toto období gradovalo na začátku roku 1990 (leden až březen), kdy se na našem území vyskytly 4 extrémní události. Akumulovaná hodnota indexu WEI v letech 1984-1990 je 27 %, zatímco období zaujímá pouze 14 % z celého sledovaného období. První tři měsíce roku 1990 představují dokonce jen 0,5 % ze sledovaného období a akumulovaná hodnota indexu WEI dosahuje 7,6 %. Následovalo dvouleté období klidu, které vystřídalo extrémnější trojletí v letech

1992-1994. Od té doby byl výskyt extrémních událostí relativně nižší až do ledna 2007, kdy území České republiky zasáhl orkán Kyrill. Výskyt abnormálních událostí víceméně kopíruje výskyt těch extrémních. Z Obr. 8 je vidět, že větrněji bylo v tomto smyslu v letech 1961-1967, 1974-1977 a 1983-1996, kdy akumulovaná hodnota indexu WAI má hodnotu 38 % a délka období odpovídá 28 % sledovaného období. Poslední větrnější periodou byl začátek tisíciletí (2001-2008). Co se týče trendu, můžeme říci, že není ve výskytu extrémních a abnormálních větrných událostí ve sledovaném období patrný.

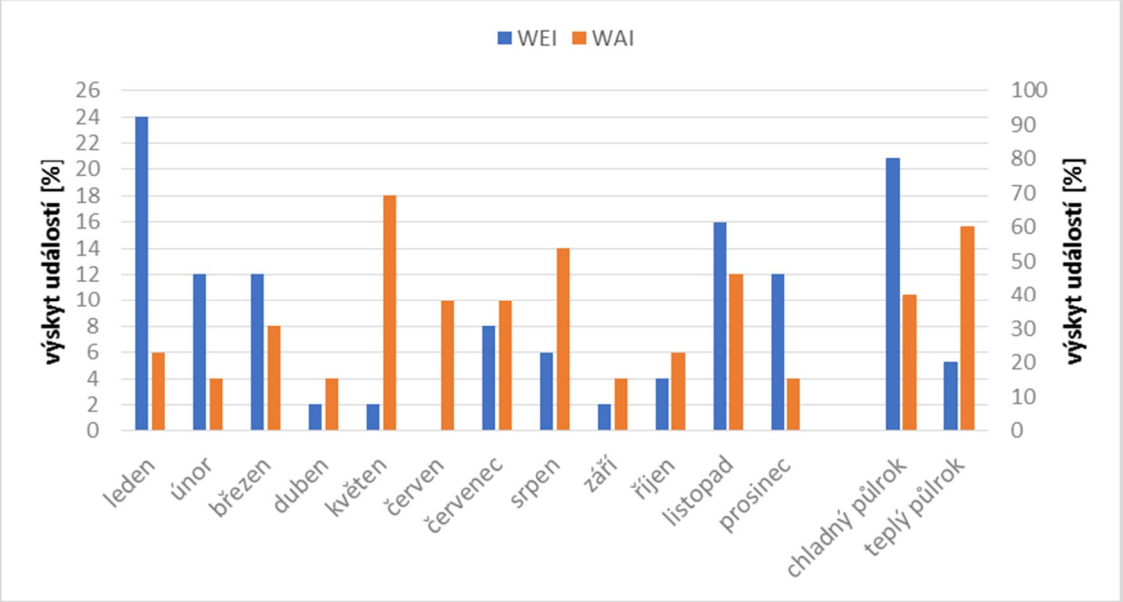


Obr. 8: Meziroční variabilita výskytu extrémních a abnormálních větrných událostí získaných pomocí indexů WEI a WAI pro období 1961-2009 (viz Tab. 9). Barevné body označují jednotlivé události. Tvar bodu určuje délku události ve dnech podle legendy. Barevné čáry odpovídají podílu akumulované hodnoty příslušného indexu v daném roce k akumulované hodnotě za celé sledované období.

5.1.2 Sezóní rozložení extrémních a abnormálních událostí

Rozložení extrémních a abnormálních větrných událostí v průběhu roku zobrazuje Obr. 9. Sezónní rozložení výskytu extrémních událostí je silně nerovnoměrné. Na základě zvoleného prahu (vybráno 50 událostí s nejvyšší hodnotou indexu WEI) se události vyskytují od července do května s tím, že naprostá většina z nich se vyskytla v chladném půlroce od října do března, a to celých 80 %. V zimních měsících (prosinec, leden, únor) to bylo celých 48 %. Chod počtu událostí v průběhu roku má dvě maxima. Hlavní se vyskytuje v lednu, kdy se ve sledovaném období vyskytlo 12 událostí, a vedlejší v červenci se 4 událostmi. Na druhém místě v počtu událostí je listopad s 8 případy, který je následován únorem, březnem a prosincem s 6 událostmi. Extrémní větrné události se vyskytují zřídka v jarní části roku (duben, květen, červen) a na podzim (září). A když už se vyskytnou, jsou

spíše slabší, dle hodnoty WEI. Nejextrémnější události, dle hodnoty indexu WEI, se vyskytují v chladném půlroce. Mezi prvními 10 událostmi je jen jedna událost z teplého půlroku, a tou je na osmé pozici událost z 10. srpna 1992. Nejextrémnější události jsou často zároveň i abnormální. Z 21 událostí, které byly klasifikovány jako extrémní i abnormální bylo 15 z chladného půlroku (Tab. 9). Většina všech extrémních větrných událostí je krátkých, celých 60 % je jednodenních či dvoudenních, z toho jednodenních je celých 44 %. Druhou nejpočetnější skupinou jsou dlouhé pětidenní události, kterých bylo ve sledovaném období 18 %. V průběhu roku se délka událostí liší. V letním období, přesněji mezi dubnem a srpnem, se vyskytovaly pouze jednodenní události. Naopak dlouhotrvající, tří až pětidenní události se vyskytovaly výhradně od října do března. Třetina všech dlouhotrvajících událostí se vyskytla v lednu a od prosince do února to bylo 70 %.



Obr. 9: Měsíční rozložení extrémních a abnormálních větrných událostí, získaných pomocí indexů WEI a WAI pro období 1961-2009 (viz Tab. 9).

Abnormální větrné události jsou přirozeně rozloženy rovnoměrněji v průběhu roku (Obr. 9), přičemž alespoň jedna abnormální událost se vyskytla v každém měsíci. Největší výskyt abnormálních událostí byl v květnu (9 událostí, 18 %). V letních měsících byl výskyt abnormálních událostí také častý. Od června do srpna se vyskytlo 30 % všech abnormálních událostí. Naproti tomu v zimních měsících to byla jen přibližně polovina, konkrétně 14 %. Malý výskyt abnormálních událostí byl zaznamenán v dubnu, září a říjnu, kdy se téměř nevyskytovaly ani extrémní události. Nejvyšších hodnot indexu WAI, mezi 80 a 113, dosahují události z chladného půlroku, které se umisťují vysoko i mezi extrémními událostmi (Tab. 8), jako např. orkán Kyrill, událost z 12. února 1962 či

z 23.-24. listopadu 1984. Události z teplého půlroku mají hodnotu indexu WAI většinou menší, mezi 50-80 až na jednu výjimku, kterou je událost z 12. července 1984, která se s hodnotou WAI 112,36 zařadila na druhé místo, těsně za orkán Kyrill. Tato událost byla zároveň extrémní, když se mezi extrémními událostmi zařadila na 15. místo. Abnormální události jsou většinou krátké. Jednodenních je 52 % a dvoudenních 20 %. Dlouhotrvající (tři až pět dnů) abnormální události jsou nepatrně častější v teplém půlroce (57 %) než v chladném půlroce (43 %). U nejdelších pětidenních situací, kterých bylo v celém sledovaném období 6, je situace obrácená a v chladném půlroce se jich vyskytlo 66 %.

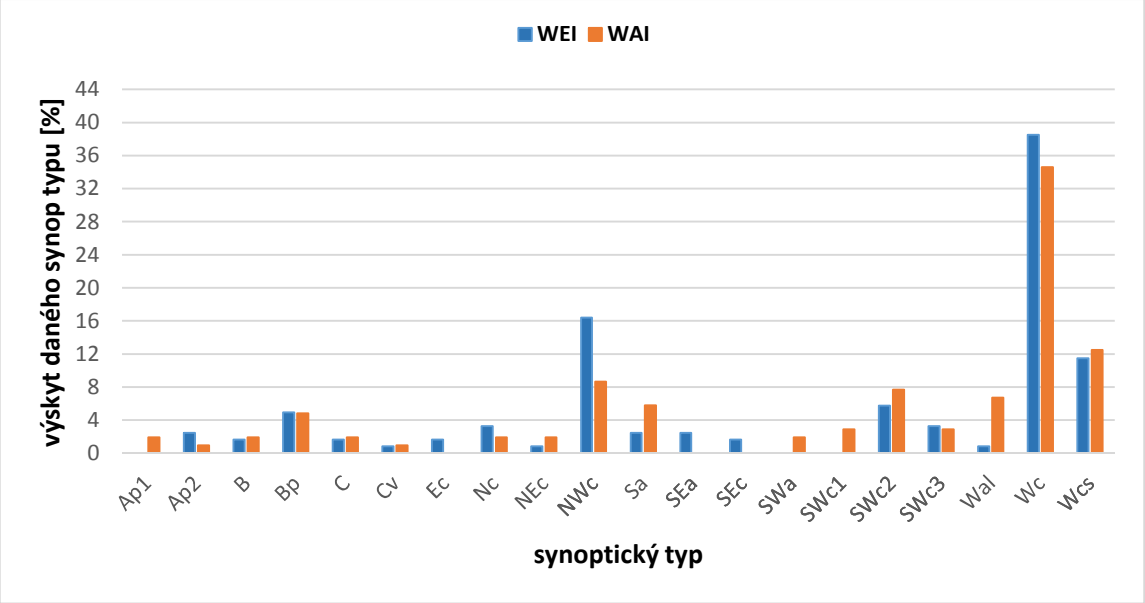
datum	pořadí EWE	pořadí AWE	WEI	WAI
18.1.2007	1	1	186,82	113,80
23.11.1984	2	4	164,46	89,71
26.2.1990	3	7	137,86	84,20
23.2.1967	4	8	123,5	84,0
2.1.1976	5	6	112,2	84,2
26.10.2002	6	5	109,74	86,62
12.2.1962	7	3	101,92	90,52
10.8.1992	8	33	97,8	51,8
1.3.2008	10	9	87,98	80,95
22.1.1993	12	43	78,76	46,11
24.7.1988	14	11	73,60	76,98
12.7.1984	15	2	72,85	112,36
19.12.1986	16	18	72,06	62,20
9.3.1990	18	19	67,95	62,15
15.5.1963	26	13	59,04	73,71
19.11.2004	27	14	58,98	68,28
28.3.1997	29	24	58,48	58,94
15.11.1964	31	34	53,32	51,37
3.11.1966	33	30	51,8	55,3
11.4.1997	37	27	47,32	56,43
4.10.1961	40	26	45,95	56,90

Tab. 8: Seznam větrných událostí, které byly klasifikovány pomocí indexů WEI a WAI jako extrémní i abnormální. EWE značí extrémní větrné události a AWE abnormální větrné události. Datum značí den události, při kterém bylo dosaženo maximální hodnoty indexů.

5.1.3 Převládající synoptické typy při extrémních a abnormálních událostech

Výskyt synoptických typů při extrémních a abnormálních větrných událostech v období 1961-2009 ukazuje Obr. 10. Při vybraných 50 extrémních událostech se vyskytlo 17 různých synoptických typů, stejně jich bylo při abnormálních událostech. Z těchto 17 typů bylo 14 shodných a 3 se lišily. Celkem tedy při vybraných událostech bylo identifikováno 20 různých synoptických typů. Z nich bylo v případě extrémních událostí

85 % cyklonálních a u abnormálních událostí to bylo 75 %. Nejčastějším synoptickým typem při extrémních i abnormálních větrných událostech je západní cyklonální situace, tedy typ *Wc* dle katalogu povětrnostních situací pro území ČSSR (HMÚ, 1968), a to v 39 % respektive v 35 % všech případů. Následuje severozápadní cyklonální situace *NWc* a západní cyklonální situace s jižní drahou *WCs*. Tyto tři cyklonální typy se vyskytují při 66 % extrémních a 55 % abnormálních událostí. Mezi 10 nejextrémnějšími událostmi byly dvě s jiným než cyklonálním synoptickým typem. Byly to události na 8. a 9. místě. První z nich, 10. srpna 1992, byla spojena s anticyklonální situací *Sa*. Při druhé, 28. ledna 1994, byla rozpoznána situace *Bp*-brázda postupující přes střední Evropu. V průběhu 10 nejvíce abnormálních událostí ve sledovaném období se vyskytly pouze cyklonální situace s převahou typů *Wc*-56 %, *NWc*-17,4 % a *Wcs*-13 %.



Obr. 10: Zastoupení synoptických typů, které se vyskytly při 50 extrémních a 50 abnormálních větrných událostech získaných pomocí indexů WEI a WAI pro období 1961-2009 (viz Tab. 9).

Extrémní události						Abnormální události					
Extrémní události + Abnormální události											
pořadí	Datum	Délka	WEI	Plocha [10^3km^2]	Den max	pořadí	Datum	Délka	WAI	Plocha [10^3km^2]	Den max
1	18.1.2007	2	186,8	71,5	18.1.2007	1	18.1.2007	2	113,8	53,1	18.1.2007
2	23.11.1984	2	164,5	65,6	24.11.1984	2	12.7.1984	1	112,4	27,1	12.7.1984
3	26.2.1990	4	137,9	71,2	1.3.1990	3	12.2.1962	1	90,5	56,8	12.2.1962
4	20.2.1967	5	123,5	51,5	23.2.1967	4	23.11.1984	2	89,7	70,3	23.11.1984
5	2.1.1976	4	112,2	67,2	3.1.1976	5	26.10.2002	3	86,6	45,4	28.10.2002
6	26.10.2002	3	109,7	73,2	27.10.2002	6	1.1.1976	5	84,2	47,7	4.1.1976
7	12.2.1962	1	101,9	58,9	12.2.1962	7	26.2.1990	4	84,2	62,3	1.3.1990
8	10.8.1992	1	97,8	12	10.8.1992	8	23.2.1967	1	84,0	44,8	23.2.1967
9	28.1.1994	1	94,3	50,5	28.1.1994	9	1.3.2008	2	80,9	50,4	1.3.2008
10	1.3.2008	2	88,0	57,7	1.3.2008	10	6.5.1989	1	78,7	17	6.5.1989
11	20.1.1986	1	86,5	78,1	20.1.1986	11	24.7.1988	1	77,0	39,6	24.7.1988
12	22.1.1993	5	78,8	60,3	25.1.1993	12	4.8.1974	3	74,0	25,4	4.8.1974
13	3.2.1990	2	76,2	39,3	4.2.1990	13	15.5.1963	1	73,7	18,5	15.5.1963
14	24.7.1988	1	73,6	34,8	24.7.1988	14	19.11.2004	1	68,3	39,7	19.11.2004
15	12.7.1984	1	72,9	23,3	12.7.1984	15	24.6.2008	2	64,3	46,1	25.6.2008
16	19.12.1986	1	72,1	66,7	19.12.1986	16	8.5.2007	5	64,2	25,4	11.5.2007
17	16.2.1962	3	68,7	61,1	16.2.1962	17	30.8.1963	1	62,3	9,4	30.8.1963
18	9.3.1990	1	68,0	38,5	9.3.1990	18	19.12.1986	2	62,2	51,5	19.12.1986
19	26.12.1974	5	66,5	69,9	29.12.1974	19	9.3.1990	1	62,1	23,1	9.3.1990
20	16.12.2005	1	63,5	53,8	16.12.2005	20	21.10.1986	1	61,4	17,4	21.10.1986
21	4.8.2001	1	63,3	9,6	4.8.2001	21	10.9.1978	3	60,6	22,6	11.9.1978
22	2.8.1974	1	62,9	24,7	2.8.1974	22	17.11.1990	2	59,5	28,4	18.11.1990
23	9.12.1993	1	60,2	58,1	9.12.1993	23	26.5.1981	2	59,1	18,4	27.5.1981
24	1.2.1985	3	59,5	22,5	3.2.1985	24	28.3.1997	1	58,9	32,1	28.3.1997
25	27.11.1965	5	59,4	30,7	27.11.1965	25	20.7.1967	1	57,7	13,6	20.7.1967
26	15.5.1963	1	59,0	15,3	15.5.1963	26	4.10.1961	5	56,9	29,4	4.10.1961
27	19.11.2004	1	59,0	44,6	19.11.2004	27	11.4.1997	1	56,4	54,4	11.4.1997
28	13.3.1994	5	58,9	38,5	13.3.1994	28	19.7.1983	1	56,4	10,4	19.7.1983
29	28.3.1997	1	58,5	21,5	28.3.1997	29	1.8.1983	1	55,9	14	1.8.1983
30	1.11.1998	1	53,9	61,9	1.11.1998	30	4.11.1966	2	55,3	21	4.11.1966
31	15.11.1964	4	53,3	52,5	17.11.1964	31	28.10.1998	5	53,2	56,3	1.11.1998
32	13.11.1972	1	52,7	29,1	13.11.1972	32	24.12.1988	1	52,3	3	24.12.1988
33	3.11.1966	3	51,8	18,4	4.11.1966	33	9.8.1992	2	51,8	11,9	10.8.1992
34	1.1.1981	5	50,1	46,5	1.1.1981	34	15.11.1964	4	51,4	33,5	18.11.1964
35	24.1.1990	3	48,8	19,1	25.1.1990	35	10.5.1987	1	49,9	45,5	10.5.1987
36	20.1.1976	5	47,7	37,7	22.1.1976	36	22.5.1974	1	49,8	12,1	22.5.1974
37	11.4.1997	1	47,3	52,1	11.4.1997	37	12.6.2003	1	49,5	6,7	12.6.2003
38	15.1.1983	5	46,3	19,8	18.1.1983	38	3.9.2008	1	48,7	19,2	3.9.2008
39	24.2.1989	3	46,0	6,9	26.2.1989	39	17.8.1974	1	48,2	8,4	17.8.1974
40	4.10.1961	5	46,0	22,1	7.10.1961	40	9.5.1965	3	48,0	30,4	9.5.1965
41	15.1.1968	2	45,6	67,3	15.1.1968	41	14.8.2003	1	47,4	19,3	14.8.2003
42	12.11.1977	4	43,7	34,6	12.11.1977	42	1.4.1992	1	46,5	22	1.4.1992
43	17.1.1965	1	43,3	16,5	17.1.1965	43	22.1.1993	5	46,1	29,8	25.1.1993
44	24.12.1977	1	39,1	8,4	24.12.1977	44	26.6.1991	3	45,5	42,5	27.6.1991
45	8.7.1996	1	38,1	6,3	8.7.1996	45	3.6.1994	4	45,1	18,9	3.6.1994
46	19.7.1966	1	36,5	2,2	19.7.1966	46	19.5.2006	5	44,6	20,6	20.5.2006
47	4.3.1977	3	36,4	37,5	4.3.1977	47	30.5.1999	1	43,7	7,5	30.5.1999
48	13.1.1967	2	35,9	6,9	14.1.1967	48	21.7.1992	2	43,4	7,7	22.7.1992
49	24.12.1963	2	34,8	20,4	24.12.1963	49	15.8.1972	1	43,1	13,6	15.8.1972
50	14.9.1994	2	33,9	11,4	15.9.1994	50	22.6.1963	1	42,6	11,6	22.6.1963

Tab. 9: Seznam extrémních a abnormálních větrných událostí v období 1961-2009 detekovaných pomocí 50 nejvyšších hodnot indexů WEI a WAI.

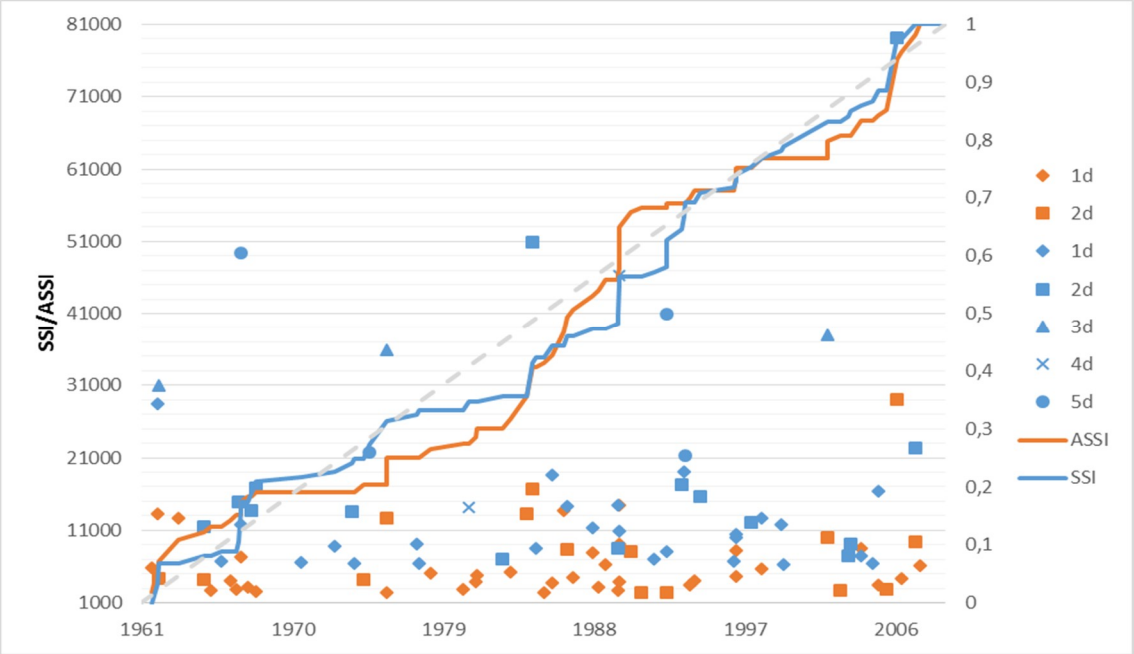
5.2 Storm severity index

V této kapitole je diskutováno 50 extrémních a 50 abnormálních větrných událostí, které byly vybrány podle nejvyšších hodnot indexu SSI v období 1961-2009. Je popsána meziroční variabilita událostí, jejich sezónní variabilita a zastoupení jednotlivých synoptických typů při těchto událostech. Seznam událostí je uveden v Tab. 11. Z 50 extrémních událostí bylo zároveň 22 abnormálních, jak ukazuje Tab. 10.

5.2.1 Meziroční variabilita extrémních a abnormálních větrných událostí

Meziroční variabilita výskytu extrémních událostí je znázorněna na Obr. 11. Opět je zde vidět střídání období s vyšším výskytem extrémních událostí s obdobími klidu. Na začátku sledovaného období byl velmi extrémní rok 1962 a dvouletí 1967-1968, kdy akumulovaná hodnota indexu SSI dosáhla 12 % celkové akumulované hodnoty, kdežto toto období zaujímá pouze 4 % sledovaného období. Následuje období 1969-1984, kdy se extrémní události moc nevyskytovaly, s výjimkou ledna roku 1976 s orkánem Cappella, který se umístil na 7. místě mezi extrémními událostmi. V období 1984-2009 je rozložení akumulované hodnoty indexu SSI víceméně rovnoměrné až na pár výkyvů. Příkladem mohou být události z 23-24 listopadu 1984 a začátek roku 1990, kdy index SSI identifikoval 4 extrémní události, jež představují 10 % akumulované hodnoty indexu SSI, ale vyskytly se v časovém období odpovídajícímu 0,5 % sledovaného období. Dále lze zmínit dvouletku 1993-1995, která se podílela 12 % na celkové akumulované hodnotě indexu SSI a konec sledovaného období s orkány Kyrill a Emou. Stejně jako u indexu WEI ani u extrémních událostí identifikovaných indexem SSI není ve sledovaném období patrný žádný trend.

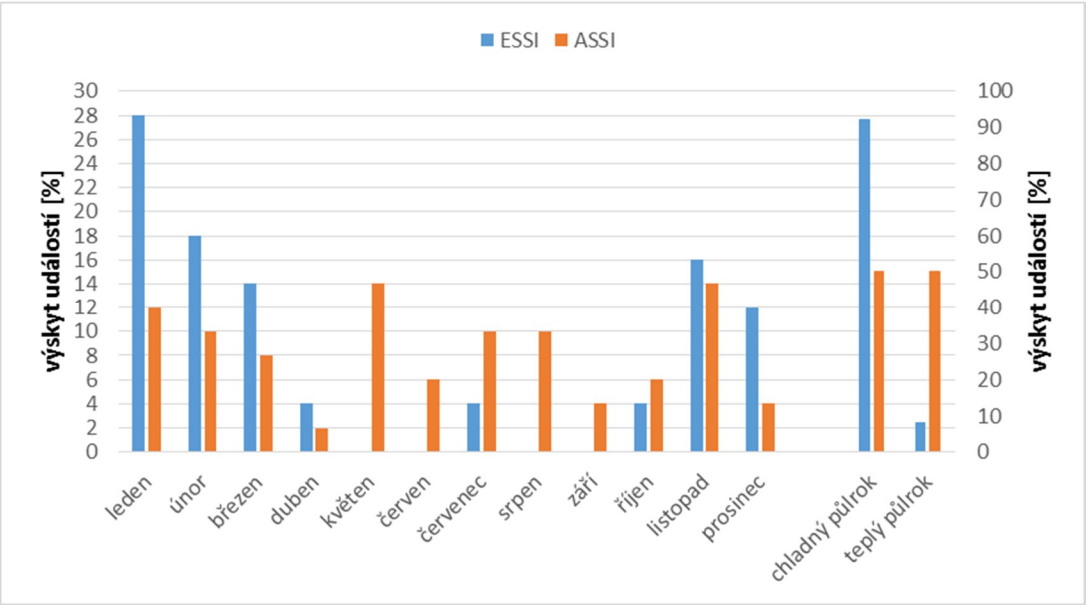
Výskyt abnormálních událostí je trochu odlišný. Velmi větrno bylo v období 1961-1968. Toto období se podílí na 20 % akumulované hodnoty indexu ASSI (index SSI pro standardizované hodnoty). Následovalo období klidu do roku 1976 a postupné zvýšení výskytu abnormálních událostí do roku 1983. Poté se vyskytlo opět velmi větrné období 1984-1990 (14 % sledovaného období), které se podílelo 32 % na akumulované hodnotě indexu ASSI, a poměrně klidné období 1990-2002, které bylo vystřídáno větrnější sedmiletkou 2002-2009. I přes toto střídání větrnějších a klidnějších období není ve výskytu abnormálních událostí identifikovaných indexem ASSI ve sledovaném období patrný výraznější trend.



Obr. 11: Meziroční variabilita výskytu extrémních a abnormálních větrných událostí, získaných pomocí indexů SSI a ASSI pro období 1961-2009 (viz Tab. 11). Barevné body označují jednotlivé události. Tvar bodu určuje délku události ve dnech podle legendy. Barevné čáry odpovídají podílu akumulované hodnoty příslušného indexu v daném roce k akumulované hodnotě za celé sledované období.

5.2.2 Sezóní rozložení extrémních a abnormálních událostí

Rozložení extrémních větrných událostí v průběhu roku je silně nerovnoměrné (Obr. 12). Na základě zvoleného prahu (50. nejvyšší hodnota indexu SSI) se extrémní události ve sledovaném období 1961-2009 vyskytovaly od října do dubna a v červenci. Žádná z 50 nejextrémnějších událostí se nevyskytla v květnu, červnu, srpnu a září. Většina událostí se vyskytla v chladném půlroce, a to celých 92 %. Pouze v zimních měsících se vyskytlo celých 58 % událostí. Měsíc s nejčastějším výskytem extrémních událostí byl leden (28 %), následovaný únorem (18 %) a listopadem (16 %). Naopak na jaře a v létě se extrémní události nevyskytovaly s výjimkou dvou událostí v červenci, které se umístily na 30. respektive 47. místě.



Obr. 12: Měsíční rozložení extrémních a abnormálních větrných událostí, získaných pomocí indexů SSI a ASSI pro období 1961-2009 (viz Tab. 11).

Naprostá většina extrémních událostí je dle indexu SSI krátkodobých (délka trvání 1-2 dny), a to celých 74 % s tím, že jednodenní události převažují; bylo jich 42 %. Dlouhotrvajících událostí (3-5 dnů) je jen 26 % a nejčastější jsou pětidenní události, které byly ve sledovaném období 4, tedy 8 % ze všech událostí. Dlouhotrvající události se vyskytovaly pouze v chladném půlroce, a to převážně v zimních měsících, kdy se vyskytlo 7 z 9 dlouhotrvajících událostí. V chladném půlroce se též vyskytují nejvyšší hodnoty indexu. Mezi 10 nejextrémnějšími událostmi se jich 7 vyskytlo v zimních měsících a jen 4 byly krátkodobé a jedna z nich jednodenní. Tyto extrémní události jsou často i událostmi abnormálními, kdy celých 48 % událostí z chladného půlroku bylo klasifikováno i jako abnormální (Tab. 10).

Abnormální větrné události jsou rozloženy rovnoměrně mezi chladný a teplý půlrok. V každém měsíci se vyskytla alespoň jedna abnormální událost. Roční chod výskytu ve sledovaném období měl dvě relativně nevýrazná maxima, květnové a listopadové. V obou měsících se vyskytlo 14 % událostí. Nejméně událostí se vyskytlo v dubnu (1 událost), v září a prosinci (2 události). Abnormální události jsou dle indexu ASSI jen krátkodobé s výjimkou orkánu Cappella, který index ASSI identifikoval jako 3 denní. Většina z nich byla jednodenních (70 %). Největších hodnot indexu ASSI dosáhly události z chladného půlroku. Mezi prvními deseti událostmi s největší hodnotou indexu jsou jen dvě z teplého půlroku, a to na 6. místě událost z 12. července 1984 a na 8. místě událost z 15. května 1963.

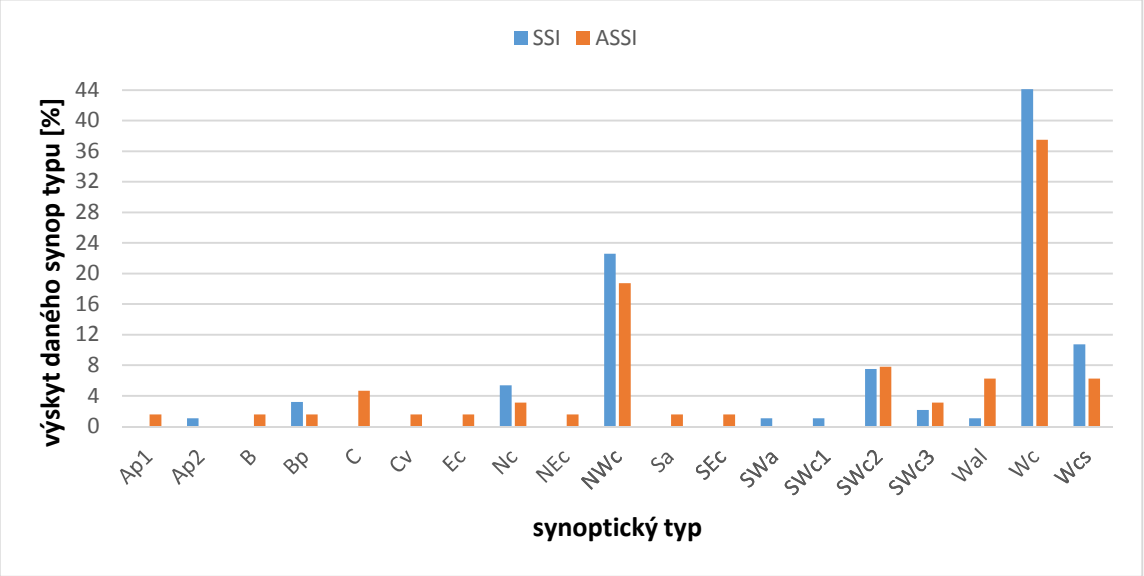
datum	pořadí ESSE	pořadí ASSE	SSI	ASSi
18.1.2007	1	1	79131	29053
23.11.1984	2	2	50967	16762
23.2.1967	3	17	49349	7298
26.2.1990	4	34	46309	3953
24.1.1993	5	47	40909	2497
27.10.2002	6	9	37887	9937
3.1.1976	7	7	35388	12749
16.2.1962	8	27	30994	4427
12.2.1962	9	5	28398	13327
1.3.2008	10	10	22388	9373
20.1.1986	14	35	18587	3781
15.1.1968	16	46	16898	2562
16.12.2005	17	37	16342	3418
4.2.1990	20	43	14449	2723
19.12.1986	21	13	14382	8419
1.11.1998	25	21	12736	5705
17.11.1964	29	29	11570	4232
24.7.1988	30	16	11355	7978
9.3.1990	31	11	10839	9130
28.3.1997	32	14	10460	8190
11.4.1997	33	25	9984	4708
19.11.2004	41	12	7548	8463

Tab. 10: Seznam větrných událostí, které byly pomocí indexů SSI a ASSI klasifikovány jako extrémní (v tabulce jako ESSE - „extreme storm severity event.“) a abnormální (v tabulce jako ASSE-„abnormally strom severity event.“). Datum značí den události, při kterém bylo dosaženo maximální hodnoty indexů.

5.2.3 Převládající synoptické typy při extrémních a abnormálních událostech

Synoptické typy vyskytující se při vybraných extrémních a abnormálních větrných událostech ukazuje Obr. 13. Při extrémních událostech v období 1961-2009 bylo identifikováno 11 různých synoptických typů, při abnormálních událostech to bylo 16 typů. Při extrémních událostech bylo 93 % typů cyklonálních, u abnormálních událostí bylo cyklonálních typů 87,5 %. Nejčastějším synoptickým typem je typ *Wc*-západní cyklonální situace (HMÚ, 1968), který se vyskytl v 44 %, respektive 37 % případů extrémních, respektive abnormálních událostí. V zastoupení následuje severozápadní cyklonální situace *NWc*, západní cyklonální situace s jižní drahou *WCs* a jihozápadní cyklonální situace *SWc2*. Tyto 4 synoptické typy představují 85 %, respektive 70 % všech typů při extrémních a abnormálních událostech. Mezi 20 nejextrémnějšími událostmi se vyskytl jen jeden necyklonální synoptický typ, a to typ *Bp*-brázda postupující přes střední Evropu při události z 20. ledna 1986, která se umístila na 14. místě. U abnormálních

událostí je situace podobná. Na 19. místě se umístila událost z 25. června 2008, při které byla synoptická situace *Wal*-západní anticyklonální situace letního typu.



Obr. 13: Zastoupení synoptických typů, které se vyskytly při 50 extrémních a 50 abnormálních větrných událostech získaných pomocí indexu SSI a ASSI pro období 1961-2009 (viz Tab. 11).

STORM SEVERITY INDEX											
Extrémní události						Abnormální události					
Extrémní události + Abnormální události											
pořadí	Datum	Délka	SSI	Plocha [10^3km2]	Den max	pořadí	Datum	Délka	SSI	Plocha [10^3km2]	Den max
1	18.1.2007	2	79131,22	82,2	18.1.2007	1	18.1.2007	2	29052,75	79,9	18.1.2007
2	23.11.1984	2	50966,57	83,8	24.11.1984	2	23.11.1984	2	16762,42	82,7	23.11.1984
3	20.2.1967	5	49349,19	84,4	23.2.1967	3	1.3.1990	1	14432,23	83,1	1.3.1990
4	26.2.1990	4	46309,14	84,4	1.3.1990	4	21.10.1986	1	13673,95	63,8	21.10.1986
5	12.2.1962	2	44202,94	76,9	12.2.1962	5	12.2.1962	1	13326,82	71,6	12.2.1962
6	22.1.1993	5	40909,35	83,3	24.1.1993	6	12.7.1984	2	13303,99	30,4	12.7.1984
7	9.3.1990	3	39670,09	83.7	9.3.1990	7	2.1.1976	3	12929,09	83,1	3.1.1976
8	26.10.2002	3	37887,33	83,3	28.10.2002	8	15.5.1963	1	12633,74	39,3	15.5.1963
9	2.1.1976	4	37241,21	84,4	3.1.1976	9	27.10.2002	2	9937,48	74	28.10.2002
10	16.2.1962	3	30993,74	84,4	17.2.1962	10	1.3.2008	2	9372,80	81,4	1.3.2008
11	28.1.1994	2	24798,43	84,4	28.1.1994	11	9.3.1990	1	9129,62	79,1	9.3.1990
12	16.10.1967	3	24617,78	62,7	17.10.1967	12	19.11.2004	1	8463,10	60,9	19.11.2004
13	1.3.2008	2	22387,99	84,4	1.3.2008	13	19.12.1986	2	8419,12	76,9	19.12.1986
14	26.12.1974	5	21766,32	82,3	29.12.1974	14	28.3.1997	1	8189,95	82,2	28.3.1997
15	13.3.1994	5	21320,15	84,4	13.3.1994	15	17.11.1990	2	8112,92	35,8	18.11.1990
16	20.1.1986	1	18587,47	84,4	20.1.1986	16	24.7.1988	1	7978,20	54,5	24.7.1988
17	9.12.1993	2	17366,32	71,2	9.12.1993	17	23.2.1967	1	7298,12	78,3	23.2.1967
18	15.1.1968	2	16898,35	84,4	15.1.1968	18	6.5.1989	1	6272,22	63,2	6.5.1989
19	16.12.2005	1	16341,81	81,8	16.12.2005	19	25.6.2008	1	6136,34	55	25.6.2008
20	26.1.1995	2	15679,47	79,4	27.1.1995	20	7.10.1961	1	5874,25	41,3	7.10.1961
21	13.1.1967	2	14943,79	39,5	14.1.1967	21	1.11.1998	1	5704,77	84,4	1.11.1998
22	4.2.1990	1	14449,26	76,3	4.2.1990	22	1.8.1983	1	5321,35	50,2	1.8.1983
23	19.12.1986	1	14381,84	83,7	19.12.1986	23	11.9.1978	1	5124,90	74,2	11.9.1978
24	1.1.1981	4	14204,48	82,5	1.1.1981	24	3.7.1981	1	4751,11	34,2	3.7.1981
25	7.2.2004	3	14189,4	67,5	7.2.2004	25	11.4.1997	1	4707,88	78,8	11.4.1997
26	11.1.2007	2	14173,69	70,5	11.1.2007	26	10.5.1987	1	4496,33	70,5	10.5.1987
27	24.11.1973	2	13600,64	80,0	25.11.1973	27	11.5.2007	2	4453,02	62,2	11.5.2007
28	1.11.1998	1	12736,04	84,0	1.11.1998	28	16.2.1962	2	4426,52	72,1	17.2.1962
29	4.3.1998	2	12093,32	81,7	5.3.1998	29	17.11.1964	2	4232,32	54	18.11.1964
30	26.12.1999	1	11750,71	73,2	26.12.1999	30	4.8.1974	2	4160,30	36,8	4.8.1974
31	28.2.1967	1	11735,78	82,4	28.2.1967	31	15.9.1994	1	4036,05	58,1	15.9.1994
32	17.11.1964	2	11570,11	77,2	17.11.1964	32	19.7.1966	1	4022,43	6,7	19.7.1966
33	24.7.1988	1	11354,97	59,5	24.7.1988	33	27.5.1981	1	3963,88	49,1	27.5.1981
34	28.3.1997	1	10459,96	83,8	28.3.1997	34	26.2.1990	1	3952,94	83,9	26.2.1990
35	11.4.1997	1	9984,28	81,9	11.4.1997	35	20.1.1986	1	3780,94	75,3	20.1.1986
36	12.11.1977	4	9151,475	62,5	12.11.1977	36	3.6.1994	1	3456,42	63,7	3.6.1994
37	20.3.2004	2	9110,528	58,3	20.3.2004	37	16.12.2005	1	3417,68	76,9	16.12.2005
38	13.11.1972	1	8760,662	70,5	13.11.1972	38	29.11.1988	1	3169,27	43,6	29.11.1988
39	25.1.1990	2	8491,428	51,6	25.1.1990	39	20.7.1967	1	3132,76	24,2	20.7.1967
40	3.2.1985	1	8452,68	77,7	3.2.1985	40	4.11.1966	1	2920,21	49,1	4.11.1966
41	12.1.1993	1	8114,538	68,6	12.1.1993	41	20.5.2006	2	2834,67	31,5	20.5.2006
42	19.11.2004	1	7547,98	84,1	19.11.2004	42	21.8.1980	1	2828,05	75,5	21.8.1980
43	18.1.1983	2	7103,406	81,4	18.1.1983	43	4.2.1990	1	2722,99	68,6	4.2.1990
44	1.4.1992	1	7032,706	43,8	1.4.1992	44	14.8.2003	2	2670,61	31,6	14.8.2003
45	26.2.1997	1	6769,302	72,8	26.2.1997	45	9.5.1965	1	2662,25	58,6	9.5.1965
46	10.12.1965	1	6745,193	58,8	10.12.1965	46	15.1.1968	1	2562,38	71,5	15.1.1968
47	4.11.1970	1	6598,796	58,7	4.11.1970	47	24.1.1993	2	2497,16	80,5	25.1.1993
48	29.7.2005	1	6507,089	18,6	29.7.2005	48	11.1.1976	1	2469,82	19,1	11.1.1976
49	17.1.1974	1	6455,694	59,5	17.1.1974	49	27.6.1991	2	2464,70	32,5	27.6.1991
50	4.1.1978	1	6423,904	75,8	4.1.1978	50	10.8.1985	1	2423,51	25,1	10.8.1985

Tab. 11: Seznam 50 extrémních a 50 abnormálních větrných událostí v období 1961-2009 detekovaných pomocí 50 nejvyšších hodnot indexů SSI a ASSI.

5.3 Analýza vybraných větrných událostí

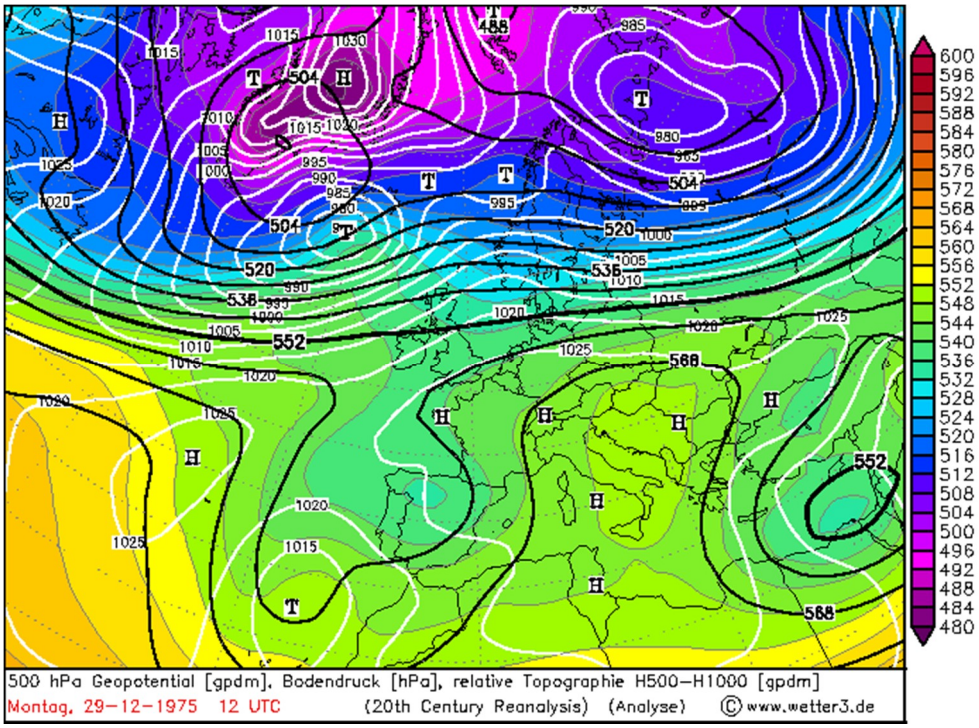
V této kapitole se podíváme na vybrané události, klasifikujeme příčinnou synoptickou situaci a provedeme jejich hodnocení pomocí představených indexů extremity. Události jsou rozděleny na letní a zimní vzhledem k odlišnému mechanismu vzniku.

5.3.1 Zimní události

Jak již bylo zmíněno v kapitole 2.3, zimní události jsou většinou vázány na hluboké tlakové níže. Tyto události mají zpravidla velký plošný rozsah a dobu trvání v řádu několika dnů.

5.3.1.1 Orkán Cappella (2.-4. ledna 1976)

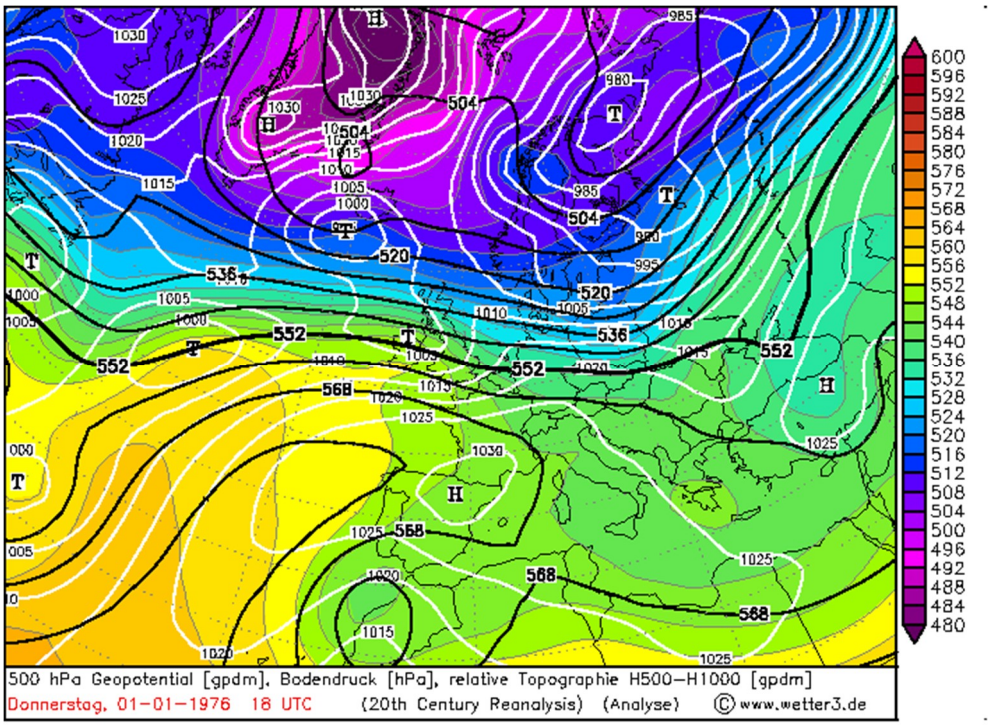
Dle Brázdila a Dobrovolného (2000) se řadí tato událost mezi největší v 20. století. Brázdil (2004) uvádí časové trvání události od 2. ledna do 4. ledna. Při události byla zasažena většina území České republiky a také velká část Evropy. Nárazy větru byly silné po celou dobu trvání události a dosahovaly rychlosti 40 m/s. Vítr ničil vedení elektrického napětí a lesní porosty. Největší škody způsobil na Českomoravské a Drahanské vrchovině, v Orlických horách, Jeseníkách, Krkonoších a Krušných horách. Poškozeno bylo 5,5 milionu m^3 dřeva (Brázdil et al., 2004).



Obr. 14: Synoptická situace nad Evropou a severním Atlantikem z 29. prosince 1975 v 12 UTC. Zobrazeny jsou tlak na hladině moře (bílé kontury), geopotenciální výška hladiny 500 hPa (černé kontury) a relativní topografie 500-1000 hPa (barevná škála), která je úměrná průměrné teplotě vrstvy 500-1000 hPa. Zdroj: Wetter3.de.

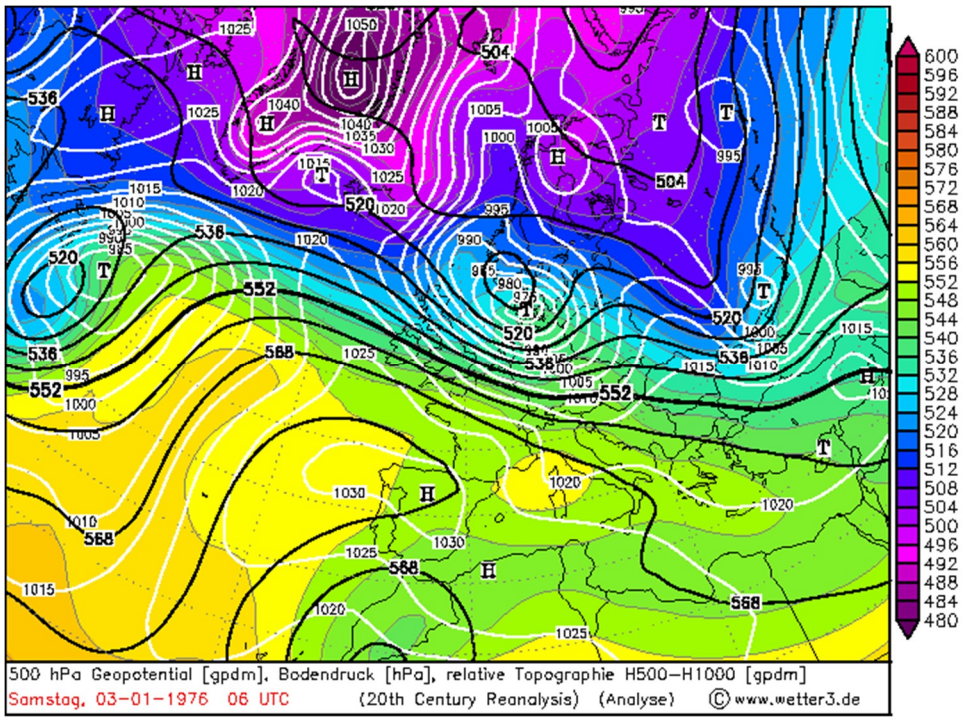
Vývoj bouře začal již v prosinci, kdy díky hluboké tlakové níži nad Barentosovým mořem a výrazné Azorské tlakové výši převládalo silné západní proudění. Toto uspořádání tlakových útvarů a téměř neměnné výškové proudění udržovalo tlakové níže v centrálním Atlantiku (Obr. 14).

Ke změně synoptické situace došlo během 1. ledna 1976, kdy brázda nízkého tlaku vzduchu spojená s frontální vlnou pronikla do nižších zeměpisných šířek a narušila tak převládající západní proudění. Díky tomu začal kolem přední strany brázdy/tlakové níže proudit k severovýchodu teplý a vlhký vzduch (Obr. 15).



Obr. 15: Synoptická situace nad Evropou a severním Atlantikem z 1. ledna 1976 v 18 UTC. Zobrazeny jsou tlak na hladině moře (bílé kontury), geopotenciální výška hladiny 500 hPa (černé kontury) a relativní topografie 500-1000 hPa (barevná škála), která je úměrná průměrné teplotě vrstvy 500-1000 hPa. Zdroj: Wetter3.de.

Při setkání se studeným vzduchem ze severu docházelo k rychlému prohlubování tlakové níže, která se pohybovala přes Skotsko do Severního moře a dále pak přes Dánsko do Gdaňského zálivu a následně Baltského moře (Obr. 16).



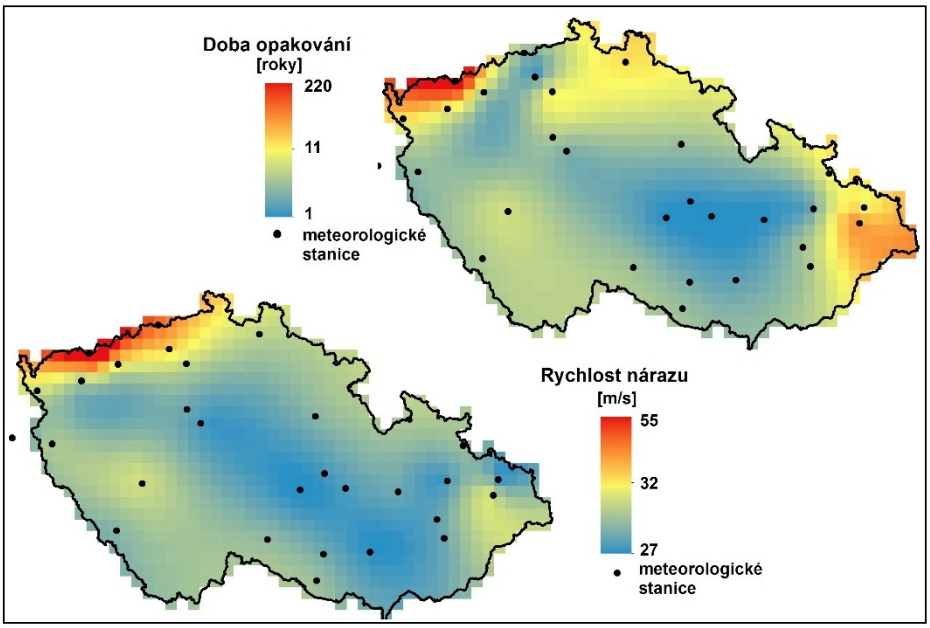
Obr. 16 Synoptická situace nad Evropou a severním Atlantikem z 3 ledna 1976 v 6 UTC. Zobrazeny jsou tlak na hladině moře (bílé kontury), geopotenciální výška hladiny 500 hPa (černé kontury) a relativní topografie 500-1000 hPa (barevná škála), která je úměrná průměrné teplotě vrstvy 500-1000 hPa. Zdroj: Wetter3.de.

Popsaná situace odpovídá v prvních dvou dnech západní cyklonální situaci, a ve zbylých dvou dnech severozápadní cyklonální situaci dle typizace synoptických situací (HMÚ, 1968).

Oba indexy klasifikovaly událost jako čtyřdenní. Začátek oba indexy shodně dávají na 2. leden. Zasažená plocha dle indexu WEI byla 67 200 km^2 a dle SSI 84 400 km^2. U obou indexů se událost vešla mezi 10 nejextrémnějších, a to na 5. místo u WEI s hodnotou indexu 112,2 a na 7. místo u SSI s hodnotou indexu 37 241. Podobně se událost umístila i mezi abnormálními událostmi, a to na 6., respektive 7. místě s hodnotami indexů WEI 84,2, respektive SSI 12749. Trvání abnormálních rychlostí větru určil index WAI na 5 dní se začátkem události 1. ledna. Index ASSI klasifikoval tuto abnormální událost jen jako třídenní se začátkem 2. ledna. Prostorové rozložení maximálních nárazů větru a dob opakování z dostupných dat ukazuje Obr. 17.

Na prostorovém rozložení dob opakování je vidět, že dle dostupných dat bylo největších dob opakování dosaženo v Krušných horách a v Moravskoslezských Beskydech, což odpovídá skutečnosti. Na druhou stranu v dalších silně poškozených oblastech bylo dosaženo poměrně nízkých dob opakování. Patří mezi ně např. Krkonoše a Českomoravská vrchovina. U Krkonoš je to způsobeno absencí dat z této oblasti. V případě Českomoravské vrchoviny sice máme data k dispozici, ale nárazy větru

nedosahovaly tak vysokých rychlostí, aby jim odpovídající doba opakování byla vyšší než jeden rok, Pozorované škody tak mohly být způsobeny kombinací zatížení sněhem a větrem.



Obr. 17: Prostorové rozložení maximálních denních nárazů větru a odpovídajících dob opakování při orkánu Cappella 3. ledna 1976.

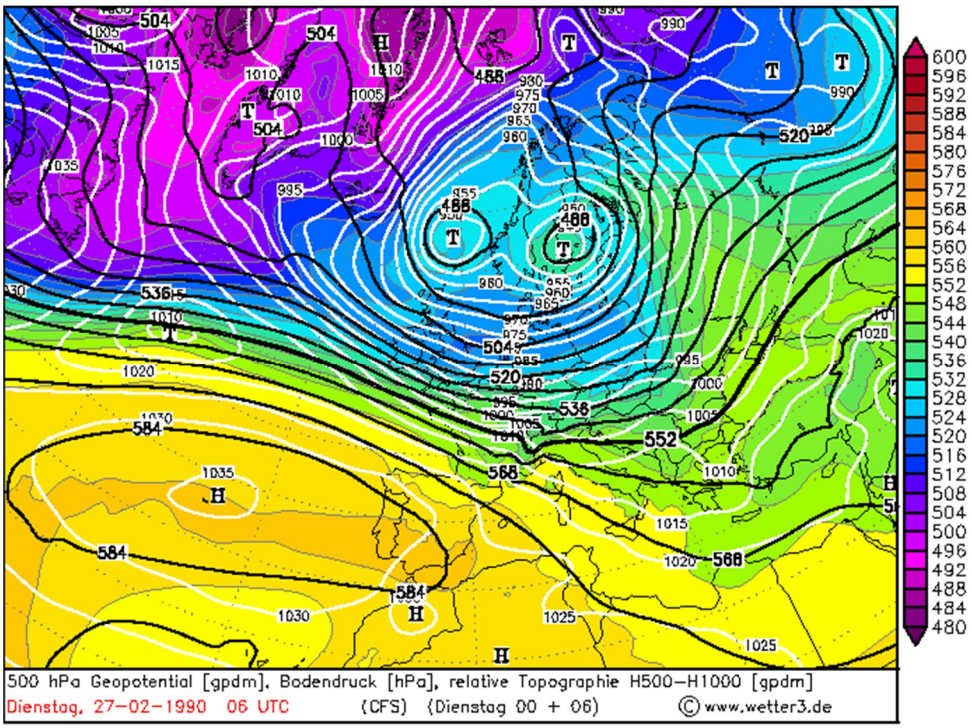
5.3.1.2 Bouře Vivian a Wiebke (26. 2.-1. 3. 1990)

Začátek roku 1990 byl extrémně větrný v celé Evropě. V období od 25. ledna do 9. března zasáhly Evropu i Českou republiku 4 silné větrné bouře. V lednu bouře Daria (25.-26. ledna, 30. místo dle indexu WEI a 37. místo dle indexu SSI), dále bouře Herta na začátku února (13. místo dle indexu WEI, 20. místo dle SSI) a na přelomu února a března bouře Vivian a Wiebke (3. místo dle indexu WEI, 4. místo dle SSI). Bouře Vivian a Wiebke Brázdil a Dobrovolný (2000) považují za vůbec největší větrnou kalamitu v průběhu 20. století na území Evropy. Obě bouře způsobily v Evropě škody přesahující 20 miliard švýcarských franků. Dle katalogu extrémních větrných bouří (Roberts et al., 2014) se tato událost umístila z hlediska škod na 3. místě. Autoři škody vyčíslili na 7 miliard dolarů.

Vítr způsobil na území České republiky mnoho škod na lesních porostech. Poškodil 8,3 milionu m^3 dřeva. Dále poškodil střechy a kvůli polámaným stromům byl přerušen provoz železnice. Největší nárazy větru byly naměřeny 1. března a to na Fichtlbergu 50 m/s a na Milešovce 41,9 m/s.

Dle typizace synoptických situací panovala na našem území v prvních třech dnech situace *Wcs*-západní cyklonální situace s jižní drahou a 1. března pak *Nwc*-severozápadní cyklonální situace. Centrum tlakové níže se v počátku vyskytovalo nad Norským mořem

a postupně se přesouvalo směrem na východ. Tlak přepočtený na hladinu moře dosahoval v centru níže hodnoty 950 hPa. Díky výrazné azorské tlakové výši bylo západní proudění zesíleno. Na začátku byly nárazy větru největší na studené frontě, která přecházela 27. února přes naše území (Obr. 18).

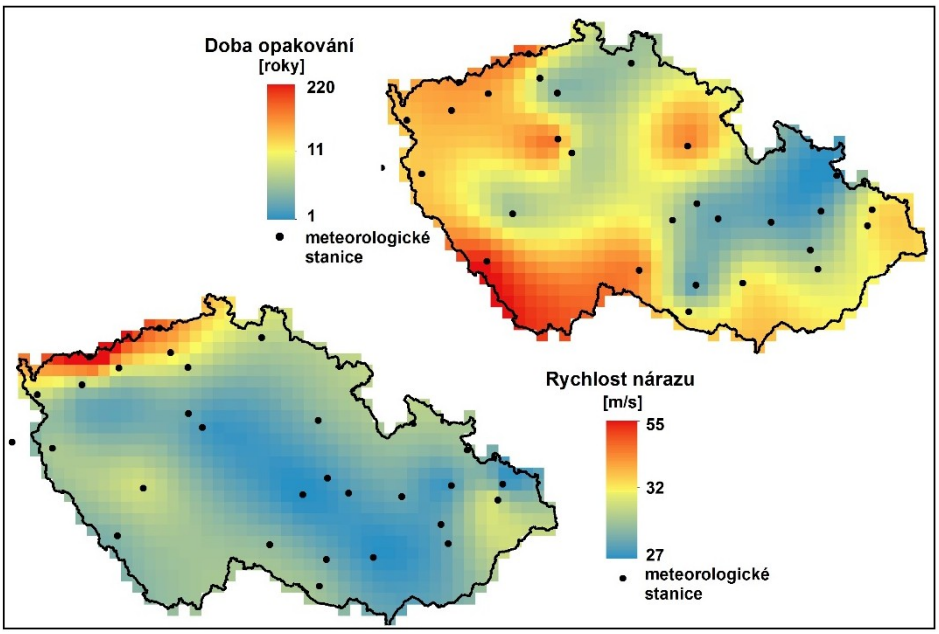


Obr. 18: Synoptická situace nad Evropou a severním Atlantikem z 27. února 1990 v 6 UTC. Zobrazeny jsou tlak na hladině moře (bílé kontury), geopotenciální výška hladiny 500 hPa (černé kontury) a relativní topografie 500-1000 hPa (barevná škála), která je úměrná průměrné teplotě vrstvy 500-1000 hPa. Zdroj: Wetter3.de.

Prostorové rozložení maximálních nárazů větru a dob opakování z 1. března 1990 ukazuje Obr. 19. Nejvyšších dob opakování dle interpolovaných staničních měření bylo dosaženo na jihu republiky, na Šumavě, v Krušných horách a v Praze-Ruzyni. Dle Brázdila et al. (2004) byly nejvyšší rychlosti zaznamenány na výše položených stanicích, jako Milešovka, Praděd a na návětrné straně Českomoravské vrchoviny. Oblast Českomoravské vrchoviny a Jeseníků je na obr. 19 charakterizována nízkou dobou opakování i nízkou rychlostí nárazu větru. Příčinou jsou chybějící horské stanice v Jeseníkách a v případě Českomoravské vrchoviny umístění většiny stanic na její závětrné straně.

Index WEI vyhodnotil událost jako čtyřdenní s počátkem 26. února. S hodnotou WEI 138 se událost zařadila na 3 místo za orkán Kyrill a událost z listopadu 1984. Zasažené území index WEI odhadl na 71 200 km^2. Dle indexu SSI jsem délku události také určil jako

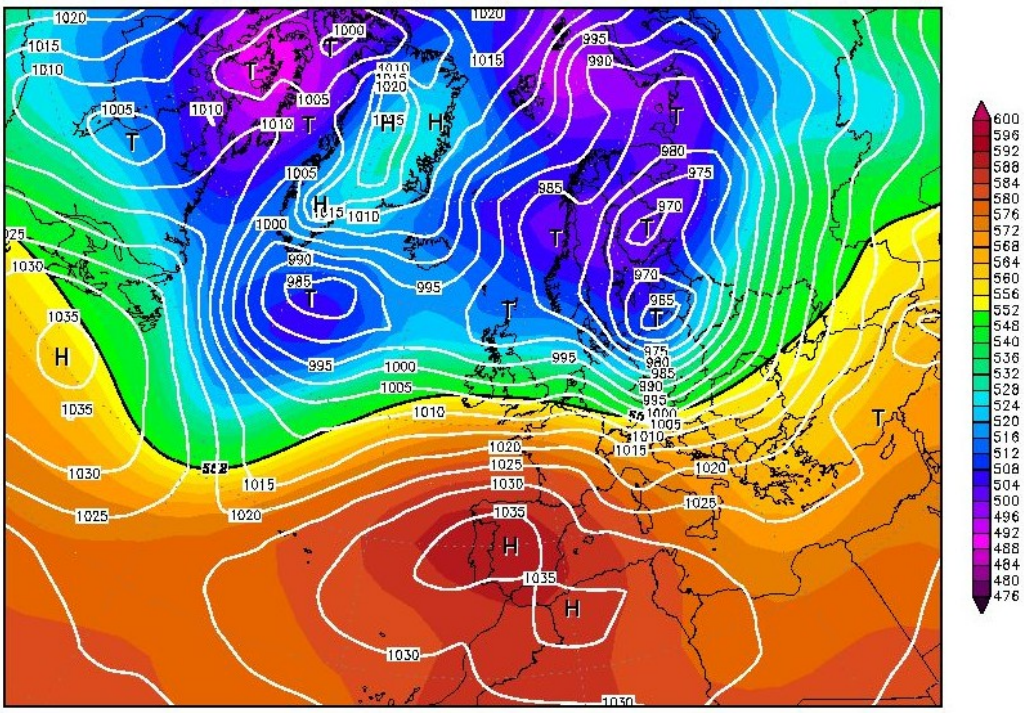
čtyřdenní. Událost se zařadila na 4 místo s hodnotou indexu 46300 a zasaženou plochou 84 400 km^2.



Obr. 19: Prostorové rozložení maximálních denních nárazů větru a odpovídajících dob opakování při orkánu Vivian 26. února 1990.

5.3.1.3 Orkán Kyrill

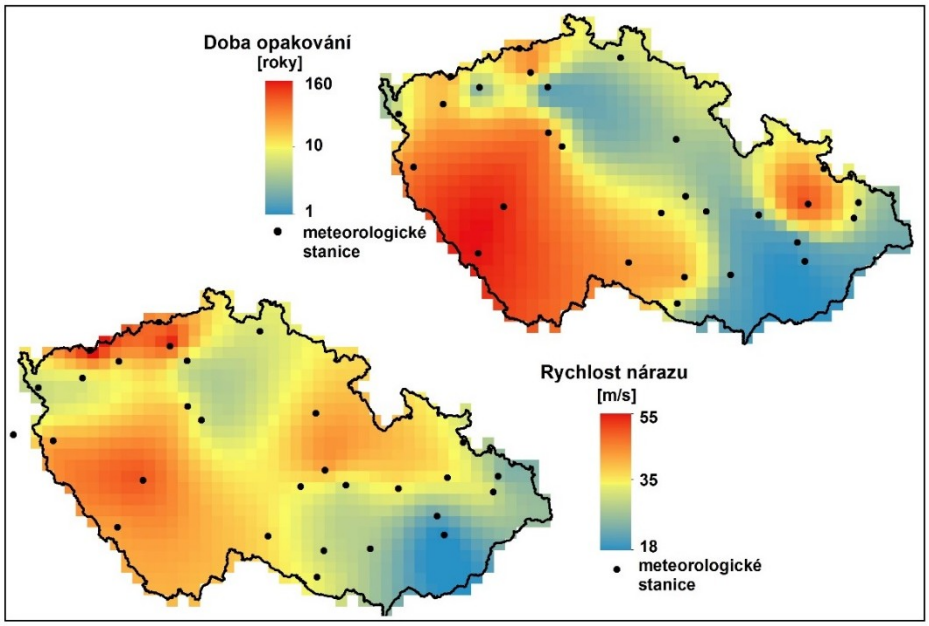
V lednu 2007 byla zasažena západní, střední a severní Evropa silnou mimotropickou cyklonou pojmenovanou Kyrill, která byla provázena neobvykle vysokými rychlostmi větru. V tuto dobu se nad Atlantikem udržovalo výrazné teplotní rozhraní, které bylo jednou z příčin vzniku této cyklony. Cyklona se prohloubila při postupu nad Evropu, kde mezitím převládalo poměrně teplé počasí. Průměrná lednová teplota v Klementinu byla v lednu 2007 6,3 °C, což je o 6 °C více, než je průměr za období 1961-2000. Teplé počasí v zimních měsících je vázáno na příliv teplého vzduchu ze subtropických šířek a na větrné počasí, které zajišťuje promíchávání vzduchu a zabraňuje ochlazení vzduchu u povrchu radiačním ochlazováním (Hostýnek, 2008).



Obr. 20: Synoptická situace nad Evropou a severním Atlantikem z 19. ledna 2007 v 00 UTC. Zobrazeny jsou tlak na hladině moře (bílé kontury), a relativní topografie 500-1000 hPa (barevná škála), která je úměrná průměrné teplotě vrstvy 500-1000 hPa. Zdroj: Wetterzentrale.de

Ve dnech s nejsilnějšími nárazy (18.-19. ledna) se střed tlakové níže nacházel nad Baltským mořem a tlak v centru níže dosahoval pouze 965 hPa. Zároveň nad Pyrenejským poloostrovem setrvávala mohutná tlaková výše (1035 hPa, Obr. 20). Takovéto rozložení tlakových útvarů způsobilo velký tlakový gradient v severojižním směru, což mělo za následek silné západní proudění nad západní a střední Evropou. V této době přes naše území přecházela navíc studená fronta, která s sebou přinesla srážky a další zesílení rychlostí větru zejména v bouřkách, které se na frontě také vyskytovaly. Dle typizace synoptických situací bylo naše území pod vlivem situace *Wc*-západní cyklonální situace.

Maximální nárazy větru byly zaznamenány na severozápadě Čech 18. ledna po 22 hodině, na ostatním území mezi 22 hodinou a půlnocí a na Moravě 19. ledna mezi půlnocí a 2 hodinou ranní. Maximální náraz byl zaznamenán na Labské boudě, kde byla naměřena rychlost 57,8 m/s a dle svědků vítr místy vytrhával kosodřevinu (Hostýnek, 2008). Na stanicích v Krkonoších, Krušných horách a Českém středohoří se nárazy dostaly nad 40 m/s. Vítr způsobil značné škody na lesních porostech, popadalo nebo bylo poškozeno téměř 10 milionů m^3 dřevní hmoty (roční těžba v ČR je kolem 15,5 miliónů m^3). Řada silnic a železnic byla neprůjezdná, došlo k četným výpadkům elektrické energie a četným škodám na budovách a majetku (Dvořáková, 2007).

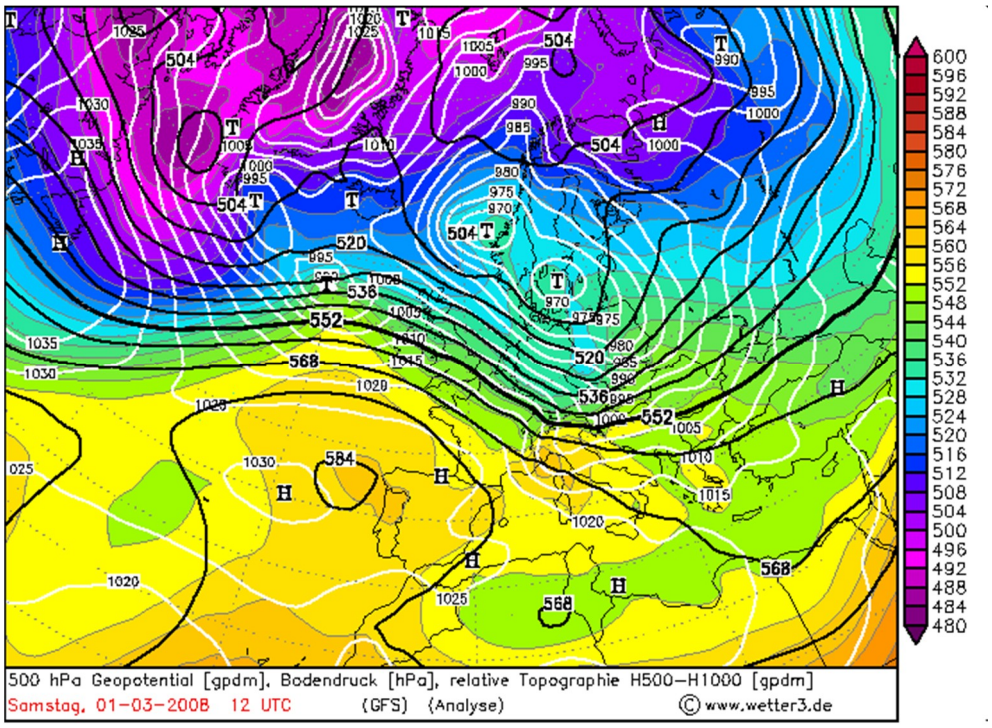


Obr. 21: Prostorové rozložení maximálních denních nárazů větru a odpovídajících dob opakování při orkánu Kyrill ze dne 18. ledna 2007.

Oba použité indexy událost klasifikovali jako dvoudenní se začátkem 18. ledna, což odpovídá skutečnému průběhu. Zasažená plocha byla dle indexu WEI 71 500 km^2; dle indexu SSI to bylo 82 200 km^2. Oba indexy ohodnotily událost jako nejextrémnější a zároveň i nejvíce abnormální ve sledovaném období, i když u indexu WAI byl náskok před druhou událostí poměrně malý (Tab. 8). Prostorové rozložení nárazů větru a dob opakování z dostupných dat ukazuje Obr. 21. Na prostorovém rozložení dob opakování je vidět, že největších dob opakování bylo dosaženo v jihozápadní části Čech, Krušných horách a ve Slezsku. Krkonoše zde vůbec nefigurují, i když zde byla naměřena nejvyšší rychlost nárazu, ale data z této oblasti jsem neměl k dispozici. Interpolace maximálních denních nárazů větru do plochy pěkně kopíruje „skutečné“ rozložení s tím, že jsou zde samozřejmě odchylky způsobené nedostatečnou hustotou vstupních dat, a to např. v Krkonoších a možná i v oblasti Lužických a Jizerských hor.

5.3.1.4 Vichřice Emma

Na konci února 2008 byla v oblasti severního Atlantiku a přilehlé části Evropy silná cyklonální činnost, zatímco nad jižní Evropou setrvávala oblast vysokého tlaku vzduchu (Obr. 22). Díky tomu převládalo silné západní proudění a v Evropě bylo nadprůměrně teplé počasí. V rámci silného západního proudění se jižně od Norska vytvořila tlaková níže, která převzala řídící úlohu situace od níže, která zůstala nad Severním mořem.

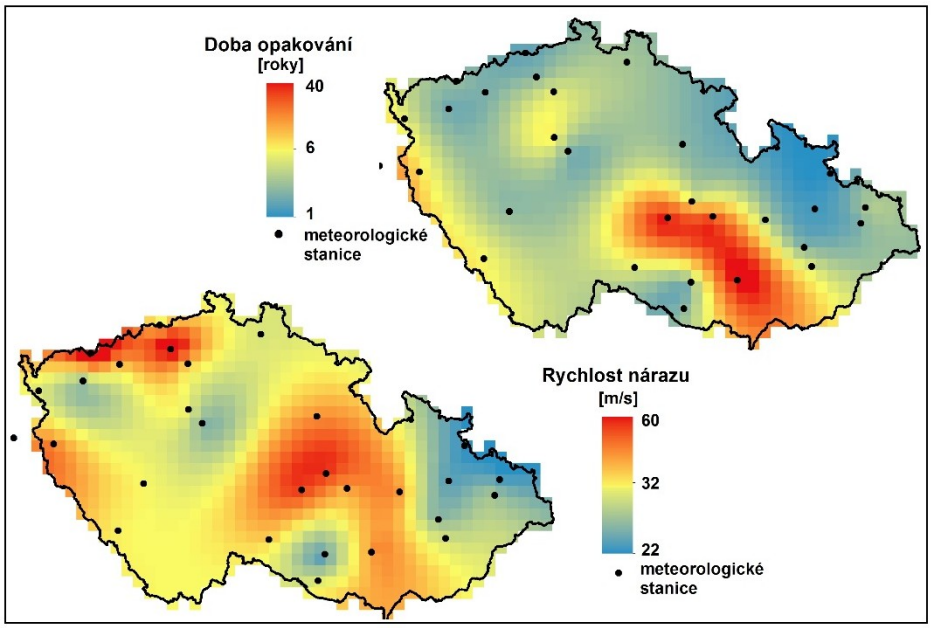


Obr. 22: Synoptická situace nad Evropou a severním Atlantikem z 1. března 2008 v 12 UTC. Zobrazeny jsou tlak na hladině moře (bílé kontury), geopotenciální výška hladiny 500 hPa (černé kontury) a relativní topografie 500-1000 hPa (barevná škála), která je úměrná průměrné teplotě vrstvy 500-1000 hPa. Zdroj: Wetter3.de.

Území České republiky bylo 1. března v teplém sektoru cyklony. Nad Německem již byla studená fronta. Ta přes území České republiky přešla velmi rychle v dopoledních hodinách 1. března. Na studené frontě vznikaly na tuto roční dobu poměrně silné bouřky, které zasáhly většinu území. Vysoké rychlosti větru spojené s cyklonou pojmenovanou Emma byly ještě zesíleny zmíněnou silnou konvekcí (Hostýnek, 2008). Nárazy větru však dosáhly nižších hodnot než při orkánu Kyrill. Nejvyšších hodnot nárazy větru dosáhly opět v Krkonoších, kde na Labské boudě naměřili rychlost 54,1 m/s, dále pak v Krušných horách, Českém středohoří a na Šumavě, kde byly naměřeny rychlosti vyšší než 40 m/s, např. Fichtlberg 43 m/s, Milešovka 40 m/s (Hostýnek, 2008). Větrný byl i následující den 2. března, ale rychlosti nárazů již byly nižší.

Dle indexu WEI byla tato událost dvoudenní a s hodnotou indexu 88 se zařadila na 10. místo mezi extrémními událostmi. Zasažená plocha byla dle indexu 55 700 km^2. Událost se zároveň dostala na 9. místo z 50 nejvíce abnormálních událostí s hodnotou WAI 80,9 a zasaženou plochou 50 400 km^2. Index SSI zařadil tuto událost taktéž na 10. místo se zasaženou plochou 84 400 km^2 a hodnotou indexu 22 400. Mezi abnormálními událostmi ji index zařadil na 10. místo s hodnotou indexu ASSI 9372 a zasaženou plochou 81 400 km^2.

Na prostorovém rozložení maximálních denních nárazů větru a jim odpovídajících dob opakování (Obr. 23) je vidět, že vysokých rychlostí větru bylo, stejně jako při orkánu Kyrill, dosaženo v Krušných horách, na Šumavě a Českomoravské vrchovině. Doby opakování naznačují, že rychlosti byly o něco méně extrémní. Nicméně na Moravě byly nárazy větru na tamní podmínky velmi vysoké, což se projevilo nejvyššími dobami opakování z celého území České republiky.



Obr. 23: Prostorové rozložení maximálních denních nárazů větru a odpovídajících dob opakování při vichřici Emma 1. března 2008.

5.3.2 Letní události

Jak již bylo zmíněno v kapitole 2, letní události jsou vázány převážně na konvektivní oblačnost druhu kumulonimbus. Mají kratší dobu trvání než zimní události a zasažená plocha je také menší, lokálně omezená výskytem bouřek.

5.3.2.1 Mnichovské krupobití 12. července 1984

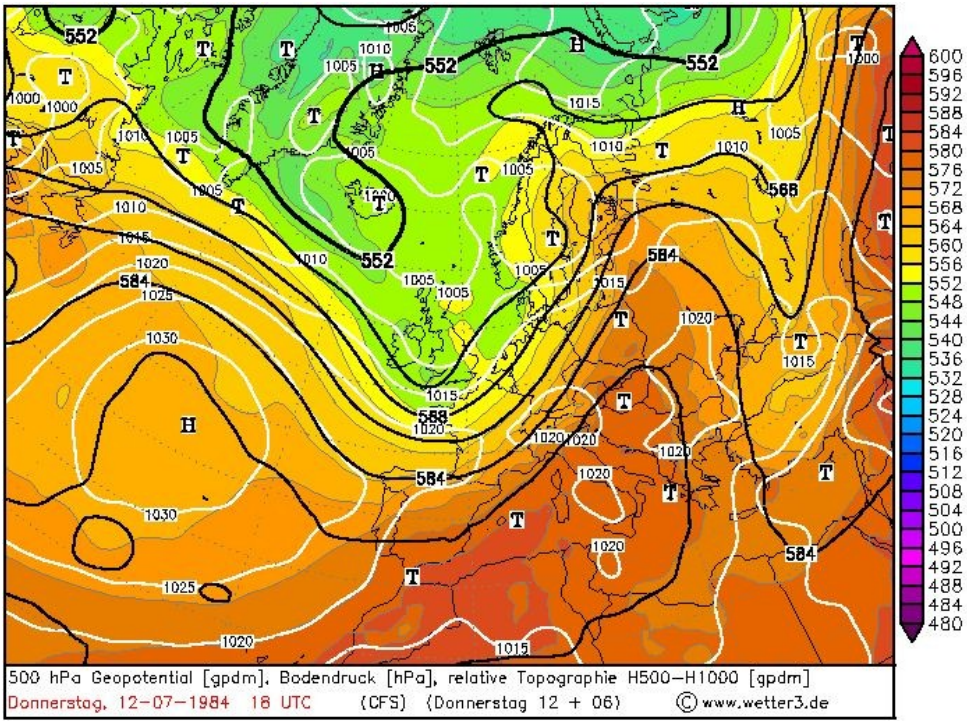
V roce 1984 se v noci z 12. na 13. července vyskytly na území České republiky dvě mohutné vichřice. Způsobily značné škody na jižní Moravě a v jižních a východních Čechách. Celkové množství zničeného dřeva dosáhlo na jižní Moravě objemu 1,1 milionu m^3 a v jižních Čechách 1 milionu m^3. Při bouři s krupobitím a silným větrem charakteru tornáda byl na stanici Brno - Tuřany zaznamenán náraz o rychlosti 42 m/s (Brázdil et al., 2004).

Na území České republiky bylo 12. července velmi teplo. Proudil k nám od jihozápadu tropický a zpočátku poměrně suchý vzduch z prostoru severní Afriky. Díky průniku

studenějšího vzduchu na zadní straně řídící cyklony k jihu a následným uvolněním zejména potenciální instability vznikala v blízkosti frontálního rozhraní silná organizovaná konvekce supercelárního charakteru provázená nárazy větru až o síle orkánu a přívalovými dešti s krupobitím (Kašpar a kol., 2009). Synoptický typ při této situaci byl *SWc2*-jihozápadní cyklonální situace, kdy hlavním rysem této situace je frontální zóna orientovaná od jihozápadu k severovýchodu v prostoru Britské ostrovy až Baltské moře (Obr. 24).

Zasažená plocha dle indexu WEI byla 23 300 km^2. S hodnotou WEI 72,9 se událost zařadila na 15. místo z 50. Událost se zároveň, dle indexu WAI, zařadila na 2. místo mezi abnormální události, kdy s hodnotou WAI 112,4 zaostala jen těsně za orkánem Kyrill.

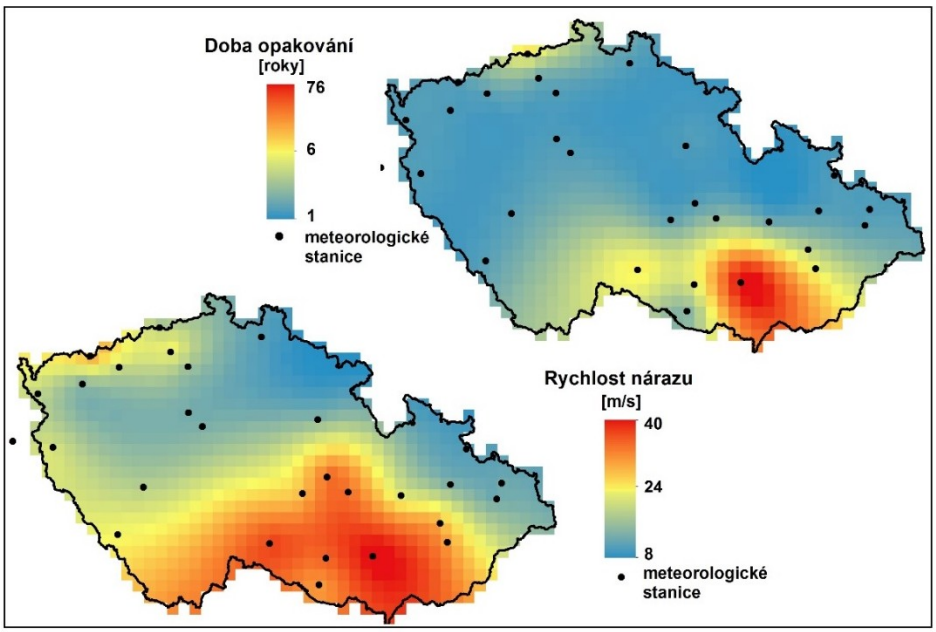
Hodnota indexu SSI pro tuto událost je jen 3621, což nestačilo na zařazení mezi 50 nejextrémnějších událostí. Zasažená plocha při události byla 33 900 km^2. Mezi abnormálními událostmi se zařadila na 6. místo s hodnotou indexu SSI 13 303 a zasaženou plochou 30 400 km^2.



Obr. 24: Synoptická situace nad Evropou a severním Atlantikem z 12. července 1984 v 18:00 UTC. Vyznačeny jsou přízemní tlak (bílé kontury), geopotenciální výška hladiny 500 hPa (černé kontury) a relativní topografie 500-1000 hPa (barevná škála), která je úměrná průměrné teplotě vrstvy 500-1000 hPa. Zdroj Wetter3.de.

Na Obr. 25 je znázorněno prostorové rozložení maximálních denních nárazů a jejich dob opakování. Na obrázku je vidět, že supercelární systém zasáhl zejména jihovýchodní část České republiky. V oblasti jižní Moravy byly nárazy extrémně vysoké vzhledem

k tamní klimatologii větru, zatímco v oblasti Šumavy a Novohradských hor, tedy oblastí, kde se vyskytují vysoké nárazy větru i při velkoprostorových událostech zimního charakteru, nárazy nebyly tak extrémní.



Obr. 25: Prostorové rozložení maximálních denních nárazů větru a odpovídajících dob opakování při události z 12. července 1984.

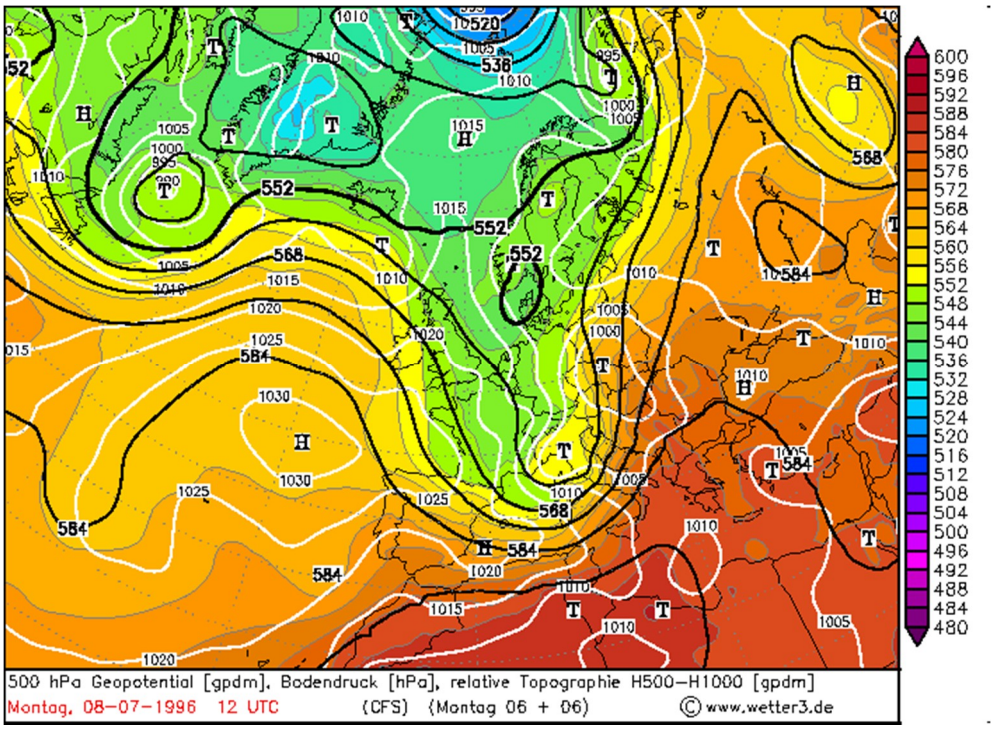
5.3.2.2 Událost z 8. července 1996

Při této události vítr způsobil značné škody na elektrickém vedení, lesních porostech a v okolí Frýdku-Místku poničil domy a ploty. V Hostýnských vrších se vyskytlo tornádo.

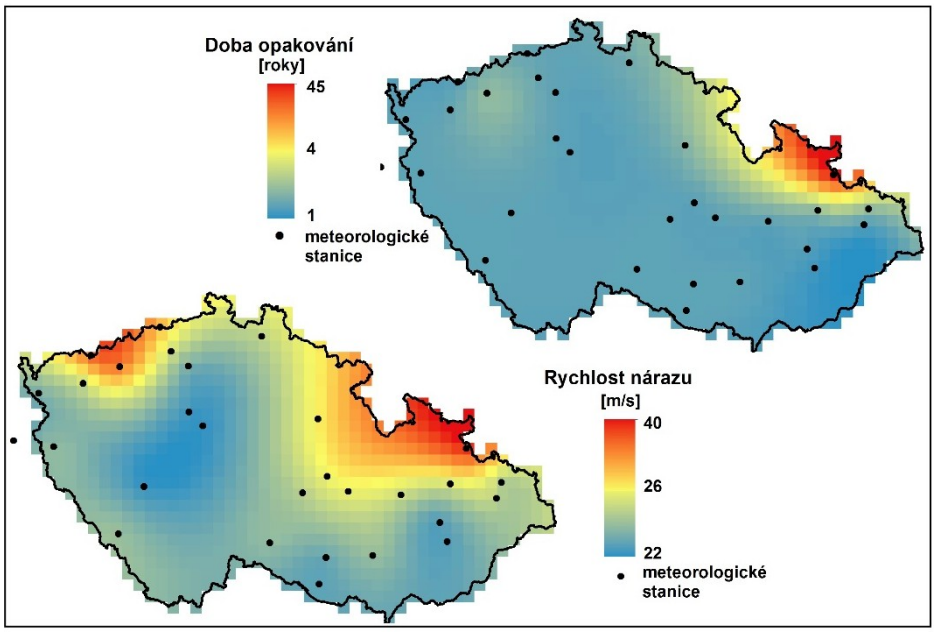
Z hlediska zařazení se jednalo o typickou letní větrnou událost vázanou na oblačnost druhu kumulonimbus (Cb). Synoptický typ byl *B*-brázda nízkého tlaku vzduchu nad střední Evropou. Vliv na počasí měla i tlaková níže přecházející přes střední Evropu k severu (Obr. 26). S tlakovou níží přešla přes území České republiky studená fronta, na které vznikaly silné bouřky s přívalovými dešti, krupobitím a silným větrem. Silné bouřky se vyskytovaly na Vsetínsku a Ostravsku i před přechodem studené fronty a způsobily značné škody (ČHMÚ–Tornáda).

Tato událost se dostala mezi 50 nejextrémnějších jen za použití indexu WEI, a to na 45. místo s hodnotou indexu 38,1. Dle indexu byla zasažena plocha o rozloze 31 tisíc km^2. Index SSI zařadil událost na 90. místo se zasaženou plochou 29 tisíc km^2 a hodnotou indexu pouze 1320. Opět se tedy ukázalo, že index SSI není tak citlivý na konvektivní události malého plošného rozsahu. Z Obr. 27 je patrné, že dle dostupných dat se událost projevila hlavně ve Slezsku, což odpovídá skutečnému pozorování. Ze silně zasažených

Hostýnských vrchů bohužel nemáme data, proto je obdržený výsledek pro tuto oblast zkreslený.



Obr. 26: Synoptická situace nad Evropou a severním Atlantikem z 8. července 1996 v 12 UTC. Vyznačeny jsou přízemní tlak (bílé kontury), geopotenciální výška hladiny 500 hPa (černé kontury) a relativní topografie 500-1000 hPa (barevná škála), která je úměrná průměrné teplotě vrstvy 500-1000 hPa. Zdroj Wetter3.de.



Obr. 27: Prostorové rozložení maximálních nárazů větru a odpovídajících dob opakování 8. července 1996.

5.3.3 Porovnání indexů WEI a SSI

Na základě výsledků analýz vybraných větrných událostí i celých souborů 50 extrémních/abnormálních větrných událostí se ukázaly rozdíly mezi použitými indexy WEI/WAI a SSI/ASSI.

V souborech 50 extrémních událostí vytvořených oběma indexy je 33 totožných událostí. Pět z nich se liší délkou trvání. Jedná se o události z chladného půlroku (listopad 1964, leden 1983, únor 1985 a leden a únor 1990) a délka těchto události je kratší o 1 až 3 dny. Velký rozdíl je u těchto událostí i ve velikosti zasažené plochy, která je naopak větší podle indexu SSI, a to o 10 až 62 tisíc km^2. V souboru vytvořeném pomocí indexu WEI se vyskytuje více letních událostí zpravidla vázaných na konvekci, a to 8, (počítaje v to i evidentně konvektivní událost z 15. května 1963) kdežto v souboru vytvořeném indexem SSI jsou jen 2 a jedna z nich je společná, a to letní událost z 24. července 1988. Se zastoupením událostí z celého teplého půlroku (duben-září) je situace podobná, index WEI jich do souboru zařadil 10 a index SSI jen 4.

Jak je naznačeno v předcházejícím odstavci, velkým rozdílem je citlivost indexů vůči událostem v teplé polovině roku vázaných zejména na konvekci, kdy index WEI je citlivější a je tak schopen postihnout i události menšího prostorového i časového měřítka. Dalším výrazným rozdílem mezi indexy je velikosti zasažené plochy. Index SSI dává vždy při nejextrémnějších událostech větší zasaženou plochu. Výjimkou jsou některé letní události, jako např. zmiňovaná událost z 8. července 1996 (viz kap. 5.3.2.2), kdy velikost zasažené plochy získaná pomocí indexu WEI byla větší. V délce trvání událostí jsou rozdíly menší. Index WEI má v souboru více nejdelších, pětidenních událostí, a to 18 %, kdežto index SSI jen 8 % a místo nich má více krátkých událostí.

Podobná situace je i u abnormálních událostí. Zasažená plocha je v souboru nejvíce abnormálních událostí vždy větší při použití indexu ASSI a to o 5 až 50 tisíc km^2, délka událostí je buď stejná nebo kratší o 1 až 3 dny a index ASSI hodnotí události jako maximálně dvoudenní, zatímco index WAI až jako pětidenní.

Meziroční variabilita abnormálních událostí je dle obou indexů velmi podobná. Oba hodnotí jako větrnější období 1961-1967, druhou půlku 70. a 80. let a začátek tisíciletí mezi lety 2001-2008. U extrémních událostí je shoda o něco menší. Podle indexu WEI byl v průběhu celého období 1960 - 1967 velký výskyt extrémních událostí, kdežto index SSI události akumuloval do let 1962 a hlavně 1967. Následně bylo dle indexu SSI klidné období mezi lety 1969-1984 s výjimkou roku 1976. Naopak index WEI identifikoval v období 1972-1977 větší výskyt extrémních událostí. V desetiletce 1984/1995 se oba

indexy shodují na větším výskytu větrných událostí. Toto období gradovalo na začátku roku 1990 a končilo větrnými roky 1994/1995.

Rozdíly v délce trvání a hlavně ve velikosti zasažené plochy jsou zřejmě způsobeny rozdílným typem vstupních dat i výpočtem indexů (viz kap. 3.5.1 a 3.5.2). U délky trvání se při aplikaci indexu WEI používají průměry maximálních denních nárazů rychlostí větru a jim odpovídající doby opakování. Tyto průměry mají jiné rozdělení než jednodenní nárazy a průměrná pětidenní hodnota 20 m/s je mezi 3 promilemi největších průměrných hodnot. Návrhové doby opakování takové události jsou pak velmi vysoké a index WEI takovou událost ohodnotí jako dlouhotrvající. Přitom maximální denní nárazy se mohly pohybovat v intervalu mezi 25 m/s a 17 m/s, což nejsou nikterak vysoké hodnoty. Index SSI, který využívá hodnoty maximálních denních nárazů, pak tuto událost ohodnotí jako kratší, protože ve dnech s nižšími nárazy nebude hodnota indexu dostatečná. To je i případ zmíněné události z ledna 1983, kterou index WEI ohodnotil jako pětidenní, kdežto index SSI jen jako dvoudenní.

Rozdíly ve velikosti plochy pramení z rozdílného výpočtu indexů. U indexu SSI se započítávají do velikosti zasažené plochy všechny pixely, které mají hodnotu maximálního denního nárazu normovanou příslušným lokálním 98. percentilem větší než 1. Rychlost odpovídající 98. percentilu se na území České republiky pohybuje kolem hodnoty 20 m/s (Tab. 7), která při extrémních událostech bývá překročena na většině stanic, a proto je i zasažená plocha dle indexu SSI většinou velká. Naopak u indexu WEI se započítávají jen ty pixely, u kterých byla doba opakování dostatečně velká pro převážení velikosti přidané plochy prostřednictvím pixelu a tím zvětšení hodnoty indexu WEI. Tato podmínka je obecně přísnější, proto jsou velikosti zasažené plochy často menší.

6 Shrnutí poznatků a jejich diskuze

V této diplomové práci jsem se zabýval silným větrem na území České republiky v období 1961-2009. V práci jsem představil metody používané ke kvantifikaci extremity meteorologických událostí a z nich vycházející indexy používané k hodnocení větrných bouří (kapitola 3). Indexy jsem aplikoval na řady maximálních denních nárazů rychlosti větru ze stanic ČHMÚ. Pomocí aplikace indexů na nestandardizovaná/standardizovaná data jsem vytvořil soubory 50 nejvíce extrémních/sezónně abnormálních větrných událostí (kapitola 4). Soubory jsem analyzoval z hlediska extremity, časoprostorových vlastností a příčinných synoptických podmínek. Následně jsem porovnal výsledky obdržené aplikací různých indexů s ohledem na vlastnosti indexů (kapitola 5).

V přehledu metod pro hodnocení větrných událostí jsem představil používaná teoretická rozdělení, a to tříparametrické GEV rozdělení a dvouparametrické Gumbelovo rozdělení. Hlavním rozdílem mezi oběma rozděleními je třetí parametr GEV rozdělení, který umožňuje zpřesnit odhad pravděpodobnosti nepřekročení na krajích rozdělení v případech, že se extrémní hodnoty od Gumbelova rozdělení odchylují (Kyselý, 2005). K získání souboru nezávislých hodnot, který je potřeba pro aplikaci teoretických rozdělení se používají metody blokových maxim a metoda nadprahových špiček. Pro výpočet parametrů rozdělení se nejčastěji používá metoda maximální věrohodnosti (Wilks, 2006), momentové metody či moderní metoda L-momentů, která je výpočetně jednodušší než standardní momentové metody a pro malé a střední soubory může poskytnout lepší výsledky (Hosking, 1990). Následně jsem představil indexy WEI (Müller a Kašpar, 2014) a SSI (Leckebusch et al., 2008) používané ke komplexnímu časoprostorovému hodnocení extrémních událostí/vichřic.

V praktické části práce jsem nejdříve popsal vstupní časové řady maximálních denních nárazů, jejich homogenizaci a standardizaci. S využitím poznatků získaných při přípravě teoretické části práce jsem pro hodnocení extremity nárazů na stanicích použil GEV rozdělení a pro odhad jeho parametrů metodu L-momentů aplikovanou na bloková maxima. Následně jsem řešil problém interpolace bodových větrných dat do plochy. Zaměřil jsem se na metody interpolace IDW, Kriging a Topo To Raster. Na základě hodnocení přesnosti interpolace pomocí indexu RMSA na čtyřech vybraných událostech

jsem pro interpolaci dat do prostoru zvolil metodu Topo To Raster. Nakonec jsem provedl detekci extrémních a abnormálních větrných událostí pomocí již zmíněných indexů SSI a WEI, které využívají interpolované maximální denní nárazy, respektive jejich doby opakování.

Výsledky práce potvrdily všeobecně známý fakt, že silný vítr je v České republice převážně vázán na velké horizontální tlakové gradienty synoptického měřítka a vyskytuje se hlavně v chladné polovině roku od října do března. Sezona nejextrémnějších větrných událostí je kratší a trvá od konce října do konce února/začátku března, což bez výjimky platí pro 10 nejextrémnějších událostí v období 1961-2009 dle indexu SSI. U indexu WEI se mezi deseti nejextrémnějšími událostmi vyskytla i jedna letní událost. Tyto výsledky se shodují s dílčími výsledky grantového projektu GAČR P209/11/1990 mimo jiné zkoumajícího spojitost mezi zimními větrnými bouřemi a teplotními anomáliemi na území České republiky.

Největší větrné bouře synoptického měřítka se vyskytují při západní či severozápadní cyklonální situaci, tyto synoptické situace jsou nejvíce zastoupené v souborech 50 extrémních událostí z období 1961-2009 (58 % událostí při použití indexu WEI a 82 % při použití indexu SSI). Další synoptické situace, při kterých se vyskytují silné větry, jsou situace s jižním prouděním. Ty se vyskytly při 19 %, respektive 11 % všech událostí. Události spojené s tímto typem situací jsou spíše slabší.

Při srovnání českých vichřic s největšími evropskými vichřicemi z období 1979-2012 (Roberts et al., 2014) zjistíme, že podle autorů, kteří použili modifikovanou verzi indexu SSI, tři největší evropské vichřice (Jeanette, Kyrill, listopad 1984) odpovídají třem z šesti největších českých událostí. Pokud by v katalogu XWS byly cyklony Vivian a Wiebke počítány jako jedna událost, byla by shoda ještě větší.

Na rozdílném ohodnocení těchto události z přelomu února a března 1990 je vidět, jak je identifikace jednotlivých událostí složitá a citlivá na použité metody. V tomto případě přecházely v těsném závěsu za sebou dvě cyklony, které se z hlediska příčinných podmínek dají rozdělit na dvě samostatné události, nebo se naopak dají spojit do jedné události, jelikož mezi přechodem obou cyklon nedošlo k výraznému poklesu rychlostí nárazů větru. Pro evaluaci časového trvání události je dobře uzpůsoben index WEI, který jednoznačně určí trvání každé události na základě porovnání dob opakování jednodenních až pětidenních průměrů maximálních denních nárazů. V případě události z roku 1990 bylo největší doby opakování dosaženo pro čtyřdenní průměry. Shodou okolností stejnou délku přiřadil události i index SSI, u kterého délku události určuje uživatel indexu buď tak, že zná délku události z literatury či dostupných dat nebo zvolí jiný přístup, jako např. na

základě překročení prahové hodnoty indexu SSI pro daný den (kap. 4.3.3), čehož jsem využil v této práci.

Další faktor způsobující rozdíly v ohodnocení extremity událostí je plošný rozsah událostí a volba území, z kterého se hodnota indexů počítá. Častým přístupem je volba celého území, např. vybráním všech gridových bodů pokrývajících zkoumané území. V lepším případě umí index definovat zasaženou plochu pro každou událost zvlášť. To je i případ indexu WEI a SSI. Je jasné, že při největších českých událostech bylo zasaženo území i okolních států, i když tyto události byly hodnoceny jen na území České republiky. V případě 10 nejextrémnějších událostí se zasažená plocha dle indexu WEI pohybovala mezi 50 tisíci km^2 (65 % plochy území ČR) až 73 tisíci km^2 (92 % plochy území ČR). U indexu SSI byla zasažená plocha při 10 nejextrémnějších událostech rovna téměř celé rozloze území České republiky. Z toho je vidět, že při hodnocení velkoprostorových událostí není volitelná velikost výpočetní domény tak podstatná. Rozdílné je to však při hodnocení plošně i časově méně rozsáhlých událostí spojených např. s konvekcí.

V teplém půlroce od dubna do září a zejména pak v letních měsících od června do srpna se většinou vyskytují vysoké nárazy jen lokálně a po omezenou dobu ve spojitosti s konvekcí. Dle indexů WEI a SSI se i přesto do souboru 50 nejextrémnějších událostí dostalo 8 (počítaje v to i evidentně konvektivní událost z 15. května 1963), respektive 2 letní události. Větší počet letních událostí u indexu WEI může být způsoben použitím dob opakování k výpočtu hodnoty indexu. Jelikož největších rychlostí nárazů větru bývá dosahováno na horách při větrných situacích vázaných na velkoprostorové horizontální tlakové gradienty, jsou pak při použití maximálních nárazů větru, případně jejich normované hodnoty, letní události potlačeny, jako je tomu u indexu SSI. Naopak nejvyšší doby opakování se mohou vyskytnout v létě v nížinách ve spojitosti se silnou a organizovanou konvekcí. Největší výskyt konvektivních událostí je v červenci a první půlce srpna. Jedna událost spojená s konvekcí se dokonce vyskytla v květnu.

V práci byla také zkoumaná abnormalita větrných událostí. Abnormální události jsou přirozeně rovnoměrněji rozprostřeny během roku a události z teplé poloviny roku jsou zastoupeny více než u extrémních událostí. V souboru vytvořeném indexem WAI je 28 z 50 událostí z teplé poloviny roku. U indexu ASSi je to 25 událostí. V letních měsících (červen, červenec, srpen) se ve sledovaném období vyskytl dvojnásobek abnormálních událostí než v zimních měsících (prosinec, leden, únor). Avšak nejvíce abnormální zůstávají události z chladné poloviny roku vyskytující se od října do začátku března. V první desítce nejvíce abnormálních událostí jsou u obou indexů jen 2 události spojené s konvekcí. Jedna z nich, událost z 12. července 1984, se u indexu WAI zařadila na druhé

místo těsně za orkán Kyrill. Abnormální a ani extrémní události se v podstatě nevyskytují v dubnu a v září. Ve výskytu abnormálních ani extrémních událostí není ve sledovaném období patrný žádný trend, pouze střídání několikaletých větrnějších období s obdobími klidu.

Při srovnání souborů událostí vytvořených indexy WEI a SSI je patrné, že index SSI preferuje velkoprostorové události spojené s velkým horizontálním tlakovým gradientem synoptického měřítka a potlačuje události spojené s konvekcí. Mezi 50 událostmi jsou jen 4 % událostí v období od května do srpna, kdy konvekce dominuje. U indexu WEI jich je 16 %. Toto je způsobeno odlišným výpočtem indexů (viz kap 3.5.1 a 3.5.2) a rozdílnými vstupními daty. Oba indexy sice určují velikost plochy pro každou událost zvlášť, ale index SSI není v tomto směru moc citlivý a většina událostí dle něj zasahuje celé či větší část území, což diskriminuje zpravidla plošně méně rozsáhlé konvektivní události. Dalším důvodem je použití maximálních rychlostí nárazů větru místo doby opakování, což opět zvýhodňuje velkoprostorové události, jak již bylo diskutováno výše. Dalším podstatným rozdílem je ohodnocení doby trvání událostí. V souboru vytvořeném indexem WEI je 40 % událostí dlouhotrvajících (tři až pět dnů) a z toho je 45 % událostí pětidenních. U indexu SSI je jen 26 % událostí dlouhotrvajících a z nich je jen 30 % pětidenních. Rozdíl v délce událostí je způsoben rozdílným výpočtem a rozdílnými rozděleními hodnot vstupních dat. Index WEI totiž používá doby opakování vícedenních průměrů maximálních denních nárazů pro stanovení délky událostí, kdežto index SSI vychází pouze z jednodenních maximálních nárazů (více viz kap. 5.3.3). U abnormálních událostí je situace podobná, jen u délky události je rozdíl ještě větší a v souboru vytvořeném indexem SSI je pouze jedna událost s dobou trvání delší než 2 dny (třídenní událost z 2. ledna 1976). Index WAI má v souboru 28 % dlouhotrvajících událostí, z toho šest událostí je pětidenních. Celkově se zdá být index WEI jako vhodnější k hodnocení extrémních větrných událostí. Je citlivější v odhadu zasažené plochy, umí detekovat i konvektivní události malého plošného a časového rozsahu, celkově je uživatelsky přívětivější a sám volí délku událostí na základě doby opakování vícedenních průměrů maximálních denních nárazů rychlostí větru. Navíc je obecně použitelný na různé extrémní události nejen na větrné.

Závěr

V práci jsem se zabýval událostmi se silným větrem na území České republiky v období 1961-2009. Za pomocí vybraných indexů jsem vytvořil soubory 50 nejvíce extrémních/sezónně abnormálních událostí. Rozebíral jsem prostorové a časového aspekty těchto událostí, jejich meziroční a sezónní variabilitu a příčinné synoptické podmínky. Podrobněji jsem popsal vybrané případy výskytů silného větru. Použité indexy jsem nakonec vzájemně porovnal a diskutoval některé zjištěné odlišnosti.

Nejčastěji se extrémně silný vítr na území České republiky vyskytuje v chladné polovině roku a je vázán na velké horizontální tlakové gradienty synoptického měřítka spojené s hlubokými tlakovými níženi. Tyto události jsou prostorově i časově rozsáhlejší než méně časté události vázané na konvektivní bouře, vyskytující se hlavně v teplé polovině roku. Těchto událostí bylo jen 14 %. Pokud bychom vybírali více událostí než jen 50, počet událostí z teplé poloviny roku by narostl. Nejextrémnější události se vyskytují od konce října do začátku března a 10 nejextrémnějších událostí bylo, až na jednu výjimku, právě z tohoto období. Abnormální události jsou přirozeně rovnoměrněji rozloženy v průběhu celého roku, přičemž letních událostí je v souboru abnormálních událostí více než zimních. V dubnu a září se abnormální ani extrémní události téměř nevyskytují.

Extrémní meteorologické události způsobují velké socioekonomické škody, a proto jsou častým objektem zkoumání. Jednotlivé fenomény jsou zkoumány z hlediska příčinných podmínek, způsobených škod, je zkoumána jejich předpověditelnost, hodnotí se extremita a další aspekty včetně jejich budoucího vývoje. Probíhající změny klimatu Země mohou ovlivnit jednotlivé meteorologické prvky, což může způsobit změny ve frekvenci a magnitudě na ně vázaných extrémních událostí. Různé povětrnostní extrémy spolu často souvisí a mohou časově navazovat nebo kolidovat. Proto by bylo zajímavé zkoumat je dohromady a podívat se, zda se výskyt extrémních rychlostí větru nepřekrývá s jinými extrémními událostmi. Časté je, že při extrémních větrných událostech je zároveň abnormálně teplé počasí, jako např. při orkánu Kyrill v lednu 2007. Souvislost by mohla být i mezi větrnými událostmi a silnými srážkami, jako např. při události s organizovanou konvekcí z července 1984.

Seznam literatury a zdroje dat

BEDNÁŘ, J., ZIKMUNDA, O. (1985): Fyzika mezní vrstvy atmosféry. Academia, Praha, 245 s.

BEIRLANT, J., GOEGEBEUR, Y., SEGRES, J., TEUGELS, J. (2005): Statistics of extremes: theory and applications. John Wiley & Sons Ltd. Chichester. 490 p.

BRÁZDIL, R., ŠTEKL, J., a kol. (1999): Klimatické poměry Milešovky. 1. vydání, Academia, Praha, 433 s.

BRÁZDIL, R., DOBROVOLNÝ, P. (2001): History of strong winds in the Czech Lands: causes, fluctuations, impacts. Geographia Polonica, 74, č. 2, s. 11-27.

BRÁZDIL, R., ŠTĚPÁNEK, P. (2000): Hodnocení extremity řad měsíčních úhrnů srážek. Výzkumná zpráva projektu VaV/740/1/00: Výzkum dopadu klimatické změny vyvolané zesílením skleníkového efektu na Českou republiku, Brno, 20 s.

BRÁZDIL, R. (2002): Meteorologické extrémy a povodně v České republice-Přirozený trend nebo následek globálního oteplování. Dostupné z WWW: http://www.kar.zcu.cz/texty/Brazdil2002.htm. Cit [11.4.2015].

BRÁZDIL, R., DOBROVOLNÝ, P., ŠTEKL, J., KOTYZA, O., VALÁŠEK, H., JEŽ, J. (2004): History of weather and climate in the czech lands VI: Strong winds. 1. vydání, Masarykova univerzita, Brno, 378 s.

BRÁZDIL R., KIRCHNER K. a kol. (2007): Vybrané přírodní extrémy a jejich dopady na Moravě a Slezku. Reprocentrum Blansko, Brno-Praha-Ostrava, 431 s.

CELLURA, M., CIRRINCIONE, G., MARVUGLIA, A., MIRAOUI A. (2008): Wind speed spatial estimation for energy planning in Sicily: Introduction and statistical analysis. In: Renewable Energy, 33, s. 1237‑1250

CETKOVSKÝ, S., FRANTÁL, B., ŠTEKL, J., a kol. (2010): Větrná energie v České republice: Hodnocení prostorových vztahů, environmentálních aspektů a socioekonomických souvislostí. Studia geographica 101. Brno: Ustav geoniky AV ČR, v.v.i., 2010. 209 s. ISBN 978-80-86407-84-5, ISSN 0587-1247

CONATY, A. L., JUSEM, J. C., TAKACS, L., KEYSER, D., ATLAS, R. (2001): The Structure and Evolution of Extratropical Cyclones, Fronts, Jet Streams, and the Tropopause in the GEOS General Circulation Model. Bulletin of the American Meteorological Society. American Meteorological Society. 15 pp.

ČHMÚ, SIVS-kód II-vítr. Dostupné z WWW: http://www.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/om/sivs/vitr.html. Cit 30.3.2015.

ČHMÚ, Tornáda ...a jevy příbuzné na území České republiky. Dostupné z WWW: stare.tornada-cz.cz/cases/19960708/morava96html. Cit 20.7.2015.

DVOŘÁKOVÁ, M. (2007): Analýza vybraných historických vichřic-dopady na přírodu a společnost. Diplomová práce. Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerita, Brno, 85 s.

GAČR P209/11/1990: Povětrnostní extrémy v České republice a jejich vztah k meso-alfa strukturám v polích meteorologických veličin", doba řešení 2011-2014.

GATEY, D., A. (2011): The Analysis of extreme synoptic winds. Univeristy of Western Ontario. Electronic Thesis and Dissertation Repository, paper 268. 171 p.

Meteorologický slovník výkladový a terminologický (eMS), ČMeS, dostupný z WWW: *http://slovnik.cmes.cz* [cit. 14. 3. 2015].

HAYLOCK, M. R. (2011): European extra-tropical storm damage risk from a multi-model ensemble of dynamically-downscaled global climate models, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 11, pp. 2847–2857.

HOSTÝNEK, J., NOVÁK, M., ŽÁK, M. (2008): Kyrill a Emma v Česku-meteorologické příčiny, průběh bouří s hodnocením větrných extrémů. Meteorologické zprávy, ročník 61, číslo 3, s. 65-71.

HUTCHINSON, M. F. (2000): Optimising the degree of data smoothing for locally adaptive finite element bivariate smoothing splines. ANZIAM Journal 42(E): C774–C796.

HUTCHINSON, M. F. , XU, T., STEIN, J., A., (2011): Recent Progress in the ANUDEM Elevation Gridding Procedure. In: Geomorphometry 2011, edited by T. Hengel, I.S. Evans, J.P. Wilson and M. Gould, pp. 19–22. Redlands, California, USA. Dostupné z WWW: http://geomorphometry.org/HutchinsonXu2011.

HYDROMETEOROLOGICKÝ ÚSTAV (1968): Katalog povětrnostních situací pro území ČSSR. Praha, dostupný z WWW: http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/om/mk/syntypy.html [cit 10.5.2015].

CHANGNON, S. A. (1999): Factors affecting temporal fluctuations in damaging storm activity in the United States based on insurance loss data. Meteorological Applications, 6, č. 1, s. 1-10.

IN-POČASÍ: Jak vzniká vítr. Dostupný z WWW: in-počasí.cz/clanky/teorie/vitr-jak-vznika/. [cit 10.8.2015]

JEŽEK, J. (2008): Geostatistika, Úvod do Geostatistiky. Dostupné u doc. RNDr. Josef Ježek, CSc, kontakt: jezek@natur.cuni.cz.

KAŠPAR, M., MÜLLER, M., KAKOS, V., ŘEZÁČOVÁ, D, SOKOL, Z. (2009): Severe Storm in Bavaria, the Czech Republic and Poland on 12-13 July 1984: a statistic- and model-based analysis. Atmos. Research, 93, 99–110

KHARIN, V. V., ZWIERS, F. W. (2000): Changes in the extremes in an ensemble of transient climate simulation with a coupled atmosphere-ocean GCM. Journal of Climate, vol. 13, pp. 3760-3788.

KLAWA, M. and ULBRICH, U. (2003): A model for the estimation of storm losses and the identification of severe winter storms in Germany, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 3, 725–732.

KOŘANOVÁ, M. (2012): Místní větry a cirkulační systémy. Bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova, Praha, 65 s.

KYSELÝ, J. (2005): Odhad parametrů rozdělení extrémních hodnot metodou L momentů. Meteorologické zprávy, ročník 58, číslo 6, s. 161-167.

LAMB, H. H., FRYDENDAHL, K. (1991): Grading of storms. In Historics Storms of the North sea, British Isles and Northwest Europe. Cambridge University Press, pp. 7-32.

LECKEBUSCH, G., RENGGLI, D., ULBRICH, U. (2008): Development and application of an objective storm severity measure for the Northeast Atlantic region. Meteorologische Zeitschrift 17, pp. 575-587.

MARTINS, M. S., STEDINGER, J. R. (2000): Generalized maximum-likelihood generalized extreme-value quantile estimators for hydrologic data. Water resources research, vol. 36, pp. 737-744.

MUNZAR, J. (1995): Atmospheric hazards in the Czech Republic: spouts (tornadoes) as a case study. Studia Geographica, č. 98, s. 57-64.

MÜLLER, M., KAŠPAR, M. (2014): Event-adjusted evaluation of weather and climate extremes. Natural Hazards and Earth System Sciences, 14, c. 2, s. 473-483.

MÜLLER, M., KAŠPAR, M., VALERIÁNOVÁ, A., CRHOVÁ, L., HOLTANOVÁ, E. (2015): Evaluation of precipitation extremes and floods and comparison between their temporal distributions. Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., 12, p 281–310,

NEKOVÁŘ, J., VALTER, J. (1998): Vybrané kalamitní polomy a jejich meteorologické vyhodnocení. Meteorologické zprávy, 51, č. 4, s. 106-112.

PALUTIKOF, J. P., SKELLERN, A. R. (1991): Storm severity over Britain-A report to commercial union general insurance, Climatic research.

RAMOS, M. H., CREUTIN, J. F., LEBLOIS, E. (2005): Visualization of storm severity. Journal of Hydrology, 315, pp. 295-307.

ROBERTS, J. F., CAMPION, A. J., DAWKINS, L. C., HODGES, K. I., SHAFFREY, L. C., STEPHENSON, D. B., STRINGER, M. A., THORNTON, H. E., YOUNGMAN, B. D. (2014): The XWS open acces catalogue of extreme European windstorms from 1979 to 2012. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 14, pp. 2487-2501.

SMITH, M. D. (2011): An ecological perspective on extreme climatic events: a synthetic definition and framework to guide future research, J. Ecol., 99, pp. 656–663.

SOBÍŠEK, B. (2000): Rychlost a směr větru na území České republiky v období 1961-1990. Národní klimatický program ČR, svazek 29, ČHMÚ, Praha, 86 s.

STEPHENSON, D. B. (2008): Definition, diagnosis, and origin of extreme weather and climate events, in: Climate extremes and society, edited by: Diaz, H. F. and Murnane, R. J., Cambridge University Press, New York, pp. 11–23,

STRYHAL, J. (2010): Dlouhodobé trendy rychlosti větru v Čechách. Bakalářská práce, Univerzita Karlova v Praze, Praha, 50 s.

ŠTEKL, J. (1984): Metoda automatizovaného výběru analogických povětrnostních situací, vyvolávajících extrémní počasové podmínky na území ČR(MAVAS). Z

ŠTEKL, J., SOKOL, Z., ZACHAROV, P. (2000): Denní a roční chod rychlosti větru v závislosti na nadmořské výšce nad územím České republiky. Větrná energie, 7, č. 2, s. 2–5.

ŠÁLEK, M., SETVÁK, M., SULAN, J., VAVRUŠKA, F. (2002): Významné konvektivní jevy na území České republiky v letech 2000-2001. Meteorologické zprávy, 55, č. 1, s. 1-8.

ROBERTS, J. F., CHAMPION, A. J., DAWKINS, L. C., HODGES, K. I., SHAFFREY, L. C., STEPHENSON, D. B., STRINGER, M. A., THORNTON, H. E., YOUNGMAN, B. D., 2014: The XWS open access catalogue of extreme European windstorms from 1979 to 2012. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 14, 2487–2501.

WILKS, D. S. (2006): Statistical methods in the atmospheric sciences, 2nd Edition. Elsevier Academic press, San Diego, 672 pp.

WETTER3: Archiv [online]. Dostupné z WWW: http://www.wetter3.de/Archiv/index.html [cit. 15. 5. 2015].

WETTERZENTRALE: Kartenarchiv [online]. Dostupné z WWW: http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html [cit. 15. 5. 2015].