

Univerzita Karlova

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie



Bc. Šimon Kolář

Extrémní případy sněžení v Česku
Extreme cases of snowfall in Czechia

Diplomová práce

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Miloslav Müller, Ph.D.

Praha 2023

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci („Extrémní případy sněžení v Česku“) zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 9. 12. 2022

.....

Bc. Šimon Kolář

Poděkování

Na tomto místě bych rád poděkoval svému vedoucímu práce RNDr. Miloslavu Müllerovi, Ph.D. za odborné vedení, poskytnutá data, konzultace, připomínky, cenné rady a vstřícný přístup při dokončování práce. Poděkování patří také RNDr. Marku Kašparovi, Ph.D. za poskytnutí dílčích dat a Bc. Miloslavu Staňkovi za zpracování sondážních měření. V neposlední řadě děkuji také mým rodičům a přátelům za podporu během studia a dokončování diplomové práce.

Zadání diplomové práce

Název práce

Extrémní případy sněžení v Česku

Cíle práce

Cílem práce je vymezit extrémní případy silných sněžení od roku 1961 v Česku s ohledem na velikost zasaženého území, a to dvěma způsoby, totiž bez a se zohledněním počtu obyvatel tohoto území. Druhým cílem je oba soubory extrémních sněžení porovnat a analyzovat z hlediska zasažených regionů, časového rozdělení a příčinných meteorologických podmínek.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

K vyhodnocení extrémních sněžení v Česku budou použita veřejně dostupná data o výšce nového sněhu ze stanic Českého hydrometeorologického ústavu za období 1961–2020. Pro události vybrané na základě indexu extremity počasí (WEI) budou dopočteny hodnoty regionálního indexu sněžení (RSI), který zohledňuje rozmístění obyvatelstva v zasažené oblasti. Údaje o počtu obyvatel za jednotlivé obce budou čerpány ze zdrojů Českého statistického úřadu. Pro vysvětlení cirkulačních příčin událostí budou využita data z reanalýzy NCEP/NCAR s horizontálním rozlišením 2,5 zeměpisného stupně.

Datum zadání: 6. října 2020

Jméno studenta: Bc. Šimon Kolář

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: RNDr. Miloslav Müller, Ph.D.

Podpis vedoucího práce:

Abstrakt

Diplomová práce se zabývá vymezením a hodnocením extremity u extrémních případů sněžení v Česku v období mezi lety 1961 až 2019. Vymezení extrémních událostí je provedeno podle indexu extremity počasí WEI a pomocí maximálních výšek nového sněhu na stanicích. Extrémní události jsou hodnocené pomocí indexů extremity počasí WEI nebo regionálním indexem sněžení RSI ve vztahu k zasažené populaci obyvatelstva, případně pomocí bodového nástroje maximální výšky nového sněhu. Výsledky diplomové práce přináší ucelenější klimatologický pohled na poměrně doposud opomíjenou problematiku extremity tohoto zimního hydrometeorologického ohrožení v Česku, ale i na příčinné synoptické situace vedoucí k těmto extrémním událostem.

Výsledky ukazují úzkou vazbu bodové extremity událostí na vyšší a horské polohy, což souvisí se zesilujícím návětrným efektem srážek. Významná z tohoto hlediska je oblast Moravskoslezských Beskyd, která je charakteristická nejvyšším počtem extrémních událostí, při kterých zde byla zaznamenána maximální celostátní výška nového sněhu. Příklad extrémní události je 14. říjen 2009, kdy na Lysé hoře napadlo až 65 cm nového sněhu za jediný den. V případě plošné extremity dominuje vazba na zasažení nižších a středních poloh s vyšší hustotou osídlení, což ilustruje nejextrémnější událost z 8.1.2010, která dosáhla z hlediska indexu extremity počasí WEI i regionálního indexu sněžení RSI prvního místa, ale v případě bodové extremity šlo o slabší událost, která se neumístila ani mezi 30 nejsilnějších událostí. Z toho vyplývá značná odlišnost výsledné extremity události v závislosti na hodnotícím indexu.

Příčinná synoptická situace u extrémních událostí sněžení je ovlivněna dominujícími synoptickými typy NEc (severovýchodní cyklonální situace) a B (brázda nízkého tlaku nad střední Evropou). Situace jsou nejčastěji spojeny s frontálním rozhraním jihovýchodně od Česka a s převládajícím jihovýchodním směrem větru, což souvisí se situacemi ovlivněnými postupujícími středomořskými tlakovými nížemi s retrográdním postupem od východu. Nejvyšší četnost extrémních událostí sněžení připadá na únor, v poslední dekádě zjištěn úbytek listopadových a dubnových extrémních událostí sněžení.

Klíčová slova: meteorologický extrém, silné sněžení, index extremity, Česko, výška nového sněhu, index extremity počasí, regionální index sněžení, synoptický typ

Abstract

The diploma thesis deals with identification and evaluation of extremity by extreme cases of snowfall in Czechia in the period 1961-2019. Identification of extreme events takes on bases from Weather extremity index and maximum depth of fresh snow on weather stations. Extreme events are evaluated with Weather extremity index and Regional Snowfall index in relation to the affected people or with tool of maximum depth of fresh snow. The results of the diploma thesis bring a more comprehensive climatological view of the relatively hitherto neglected issue of the extremity of this winter hydrometeorological hazard in Czechia, but also of the causative synoptic situations leading to these extreme events.

The results show a close connection of the point extremity by the events to higher and mountainous locations, which is related to the intensifying windward effect of precipitation. Important from this point of view is the area of the Moravian-Silesian Beskids, which is characterized by the highest number of extreme events, during which the height of the national maximum depth of fresh snow was recorded here. An example of an extreme event was 14th October 2009, when up to 65 cm of depth of fresh snow fell on station Lysá hora in a single day. In the case of area extremity, the link to lower and medium impacts with higher population density dominates, which is illustrated by the most extreme event of 8th January 2010, which reached the first place in terms of the weather extreme index WEI and the regional snowfall index RSI, but in the case of point extremes it was a weaker event, which did not even rank among the top 30 strongest events. This results in a significant difference in the resulting extremity of the event depending on the evaluation index.

The causal synoptic situation for extreme snowfall events is influenced by the dominant synoptic types NEc (northeast cyclonic situation) and B (low pressure wake over central Europe). The situations are most often associated with the frontal interface southeast of the Czechia and with the prevailing southeast wind direction, which is related to situations influenced by advancing Mediterranean pressure troughs with retrograde progress from the east. The highest frequency of extreme snowfall events occurs in February, in the last decade with decrease trend in November and April extreme snowfall events has been observed.

Keywords: meteorological extreme, heavy snowfall, extremity index, Czechia, depth of fresh snow, Weather extremity index, Regional snowfall index, synoptic type

Obsah

Použité zkratky	8
1 Úvod.....	9
2 Klimatologické charakteristiky sněhové pokrývky ve střední Evropě	11
2.1 Faktory ovlivňující sněhovou pokrývku ve střední Evropě	11
2.2 Výška celkové sněhové pokrývky	11
2.2.1 Počty dní se sněhovou pokrývkou	12
2.2.2 Maxima výšky celkové sněhové pokrývky	15
2.2.3 Trendy charakteristik sněhové pokrývky	18
2.2.4 Sezonalita charakteristik sněhové pokrývky	20
2.3 Výška nového sněhu	22
2.3.1 Roční akumulace výšky nového sněhu	23
2.3.2 Denní výška nového sněhu	24
2.4 Extrémní případy silného sněžení ve střední Evropě	29
2.4.1 Extrémní případy podle databáze ESWD	29
3 Data a metody	31
3.1 Datové zdroje	31
3.1.1 Staniční data výšky sněhové pokrývky	31
3.1.2 Data o obyvatelstvu	32
3.1.3 Data k analýze cirkulačních příčin u silných sněžení	32
3.2 Metody	33
3.2.1 Indexy a nástroje k určení extremity silného sněžení	33
3.2.1.1 Maximální výška nového sněhu	33
3.2.1.2 Index extremity počasí WEI	34
3.2.1.3 Regionální index sněžení RSI	36
3.2.2 Geostatistické interpolační metody	37
3.2.3 Metody analyzující cirkulační příčiny silných sněžení	38
4 Extrémy silného sněžení v Česku podle jednotlivých metod	41
4.1 Extrémy podle maximální výšky nového sněhu na stanicích	41
4.2 Extrémy podle Indexu extremity počasí WEI	43
4.3 Extrémy podle Regionálního indexu sněžení RSI	46
4.4 Porovnání extrémních událostí silného sněžení	47
5 Cirkulační příčiny případů silných sněžení	50
5.1 Synoptické typy	50
5.2 Anomálie meteorologických prvků	55
5.3 Typizace událostí podle cirkulačních příčin	59
6 Vybrané extrémní události silného sněžení	61
6.1 Událost silného sněžení 25. - 26. 11. 1969	61
6.2 Událost silného sněžení 30. 12. 2005	68
6.3 Událost silného sněžení 23. - 24. 1. 2007	73

7 Aspekt sezonality událostí silných sněžení	80
7.1 Sezonalita událostí silných sněžení	80
7.2 Trend sezonality událostí silných sněžení.....	82
8 Shrnutí výsledků a jejich diskuse	85
9 Závěr	90
Použité zdroje literatury	92
Použité internetové zdroje.....	95
Seznam obrázků	97
Seznam tabulek	102
Seznam příloh	104
Přílohy	105

Použité zkratky

AVHRR – Radiometr s velmi vysokým rozlišením (z angl. Advanced Very High Resolution Radiometer)

ČHMÚ – Český hydrometeorologický ústav

ČSÚ – Český statistický úřad

ČÚZK – Český úřad zeměměřický a katastrální

dSCE – Rozdíl ve výšce celkové sněhové pokrývky mezi dvěma termíny měření [cm]

GEV – Zobecněné rozdělení extrémních hodnot při vyjádření extremity meteor. prvku

NAO – Severoatlantická oscilace (z angl. North Atlantic Oscillation)

NESIS – Severovýchodní index sněžení (z angl. Northeast snowfall impact scale), předchůdce RSI

NOAA – Národní úřad pro oceán a atmosféru

RSI – Regionální index sněžení (z angl. Regional Snowfall index)

SCE – Výška celkové sněhové pokrývky [cm]

SIVS – Systém integrované výstražné služby

SNO – Výška nového sněhu [cm]

SYNOP – Zpráva o přízemních meteorologických pozorováních z pozemní stanice

UTC – Světový čas

Vb – Dráha pohybu tzv. janovské cyklony pojmenovaná podle van Bebbera (1891)

WEI – Index extremity počasí (z angl. Weather extremity index)

1 Úvod

Historicky první zmínka o silném sněžení a zároveň nejstarší zpráva o počasí v Čechách pochází z latinsky psané Kosmovy Kroniky české. V překladu zní: „Roku od narození páně 1092 v samý týden velikonoční, dne 1. dubna, napadlo velké množství sněhu a uhodily takové silné mrazy, jako málokdy bývá uprostřed zimy“ (Munzar 1989, s. 121). Z nejstarší doložené zprávy o počasí vyplývá, že již před téměř tisíci lety byla pozornost našich prapředků ovlivněna extrémními projevy počasí, potažmo sněžením a jeho sezonalitou.

V Česku představují události silného sněžení vlivem jedinečné geografické polohy na rozhraní mezi kontinentálním a maritimním podnebím mírných zeměpisných šířek jedno z mnoha důležitých hydrometeorologických přírodních ohrožení, která se vyznačují výrazným dopadem na společnost a ekonomiku. V prostorovém rámci střední Evropy nepatří Česko mezi státy s významným počtem událostí silných sněžení, ale spíše k průměru, což souvisí s jeho geografickou polohou. Vyšší frekvenci těchto případů mají kromě horských poloh dále v pobaltských zemích a v Polsku, kde se událostem silného sněžení podstatně více věnuje řada odborných publikací (Bednorz, 2011).

Jedním z cílů diplomové práce je vymezit extrémní případy silných sněžení v Česku v období od roku 1961 do roku 2019, a to podle velikosti zasaženého území či zasaženého počtu obyvatel v obcích. Na základě hodnocení bodové a plošné extremity u událostí silných sněžení pomocí kvantitativních metod a nástrojů lze sestavit seznamy vybraných extrémních případů sněžení v Česku.

Druhý cíl práce spočívá v porovnání souborů extrémních případů sněžení, v jejich analýze z hlediska zasažených regionů, časového rozdělení a v nalezení příčinných meteorologických podmínek. Porovnání událostí je provedeno na základě tabelárního shrnutí pořadí událostí podle jednotlivých hodnotících indexů či nástrojů. Analýza zasažených regionů je hodnocena na základě prostorové interpolace výšky nového sněhu a z ní vypočtené zasažené plochy, potažmo vizuální interpretací. Příčinné meteorologické podmínky jsou hodnoceny dvěma způsoby, a sice anomáliemi meteorologických prvků a pomocí synoptických typů.

V první části se diplomová práce zaměřuje formou rešerše převážně zahraniční literatury na problematiku klimatologických charakteristik sněžení a sněhové pokrývky v prostoru střední Evropy, dále se věnuje extrémním případům sněžení ve střední Evropě na základě Evropské databáze nebezpečných projevů počasí ESWD. Druhá část práce se věnuje extrémním případům silného sněžení v Česku mezi lety 1961 až 2019, sestavených na

základě jednotlivých nástrojů a metod k hodnocení bodové a plošné extremity událostí. U bodové extremity událostí je uvažován nástroj v podobě maximální výšky nového sněhu zaznamenané na meteorologických stanicích. V případě plošné extremity událostí jsou události hodnoceny ve vztahu k jejich klimatologii pomocí indexu extremity počasí (dále jen WEI) a pomocí regionálního indexu sněžení (dále jen RSI) ve vztahu k uvažujícímu zasaženému počtu obyvatel v jednotlivých obcích Česka. Analyzovány jsou dále cirkulační příčiny případů silného sněžení a podrobnější rozbor je věnován třem nejextrémnějším událostem sněžení v Česku ve formě obsáhlejších případových studií.

2 Klimatologické charakteristiky sněhové pokrývky ve střední Evropě

2.1 Faktory ovlivňující sněhovou pokrývkou ve střední Evropě

Střední Evropa se nachází v mírném podnebném pásu, kde dochází ke střídání čtyř ročních období. V chladném půlroce dochází v horských oblastech od září do května a v níže položených oblastech od října do dubna ke spádu tuhých srážek, kdy za určitých teplotních podmínek se vytváří sněhová pokrývky na zemském povrchu.

Sněhová pokrývky, její množství a rozsah mají nezastupitelnou roli významného prvku podílejícího se na hydrologické bilanci a celkovém odtoku vody v krajině. Množství, rozsah, její variabilita a dlouhodobé trendy sněhové pokrývky jsou ovlivněné řadou faktorů klimatických i geografických mající přímý i nepřímý vliv. Ke klíčovým klimatickým faktorům patří vliv chodu klimatických prvků (teplota vzduchu, srážky, rychlost a směr větru, solární radiace), a v neposlední řadě vliv atmosférické cirkulace spojený s tryskovým prouděním (tzv. jet streamem) zejména v oblasti Atlantik – Evropa. Stěžejní vliv mají také geografické faktory v podobě reliéfu větších pásemných pohoří (např. Alpy či pohoří Karpatského oblouku), které ovlivňují polohu rozhraní vzduchových hmot, intenzitu a směr postupu srážek v důsledku návětrného a závětrného efektu pohoří. Nedílným geografickým faktorem je také vliv geografické polohy, nadmořské výšky, vzdálenosti od moře a s ní spojená celková míra kontinentality či oceanity klimatu (Tolasz et al., 2007). Sněhová pokrývky představuje výslednici při komplexní expozici těchto faktorů (Falarz, 2004).

2.2 Výška celkové sněhové pokrývky

Sněhová pokrývky ve středoevropských nižších polohách nepatří mezi každoroční projev zimního počasí (Bednorz, 2011). Autorka zjistila, že v nižších polohách v západních partiích střední Evropy (např. Německo) či v jihovýchodních partiích střední Evropy (např. Maďarsko), kde převládá teplejší oceánické vlhčí klima či naopak chladnější kontinentální suché klima, může být sněhová pokrývky v zimním období i zcela výjimečná. Naopak v nižších polohách ve východních a zejména severovýchodních partiích střední Evropy se vyskytuje sněhová pokrývky čteněji (např. Polsko a Slovensko) (tab. 1). V těchto oblastech se vyskytuje zejména na sklonku zimy a jara častý výrazný teplotní gradient mezi studenou a teplou vzduchovou hmotou.

Studie věnující se klimatologickým charakteristikám výšky celkové sněhové pokrývky (dále jen SCE) ve střední Evropě lze rozdělit do dvou skupin, a to na základě kritéria geografické polohy sledované oblasti. První početnější skupina se soustředí zejména na nižší polohy a oblasti větších měst (např. Bednorz, 2011; Bednorz, 2008), druhá skupina se zaměřuje

například na vyšší polohy slovenského pohoří Vysokých Tater (např. Lapin et al., 2007) či polských Krkonoš a západních Tater (Falarz, 2021).

Tab. 1: Klimatologické charakteristiky výšky celkové sněhové pokrývky pro stanice v nižších polohách střední Evropy za období 1960–2000 (zpracováno podle Bednorz, 2011):

Stanice	Stát	Počet dní se sněhovou pokrývkou			Sezónní maximum výšky celkové sněhové pokrývky (cm)	
		Průměr	Maximum	Minimum	Průměr	Absolutní maximum
Schleswig	DE	33,9	118	4	14,5	70
Rostock	DE	32,0	115	0	15,7	55
Hamburg	DE	28,4	89	0	13,3	67
Potsdam	DE	41,0	119	5	16,5	70
Kleve	DE	14,3	70	0	7,9	35
Braunschweig	DE	31,7	105	1	13,1	36
Trier	DE	17,3	48	0	8,5	19
Giessen	DE	26,7	86	2	10,3	29
Bamberg	DE	37,1	103	4	11,6	38
Karlsruhe	DE	20,5	69	1	10,6	31
Salzburg	AT	56,7	112	10	23,5	52
Wien	AT	43,6	101	3	23,8	50
Praha	CZ	52,2	108	16	19,7	57
České Budějovice	CZ	50,0	115	15	16,6	46
Brno	CZ	43,8	88	15	15,6	45
Budapest	HU	32,5	72	0	18,1	40
Szczecin	PL	36,2	111	2	15,7	53
Leba	PL	50,6	133	10	22,6	61
Poznań	PL	48,2	121	2	14,5	46
Legnica	PL	41,5	108	6	14,1	37
Kłodzko	PL	63,3	120	27	18,7	37
Częstochowa	PL	68,9	120	28	21,3	46
Łódź	PL	60,5	126	15	21,9	78
Warszawa	PL	55,7	123	15	20,9	70
Olsztyn	PL	76,6	135	33	29,2	116
Białystok	PL	82,0	132	36	30,5	80
Suwałki	PL	90,8	143	37	33,8	84
Włodawa	PL	75,3	131	32	23,6	69
Przemysl	PL	76,8	142	39	29,6	88
Kaliningrad	RUS	68,5	124	15	24,8	48
Kaunas	LIT	79,7	130	23	19,2	37
Vilnius	LIT	98,9	135	43	27,6	56

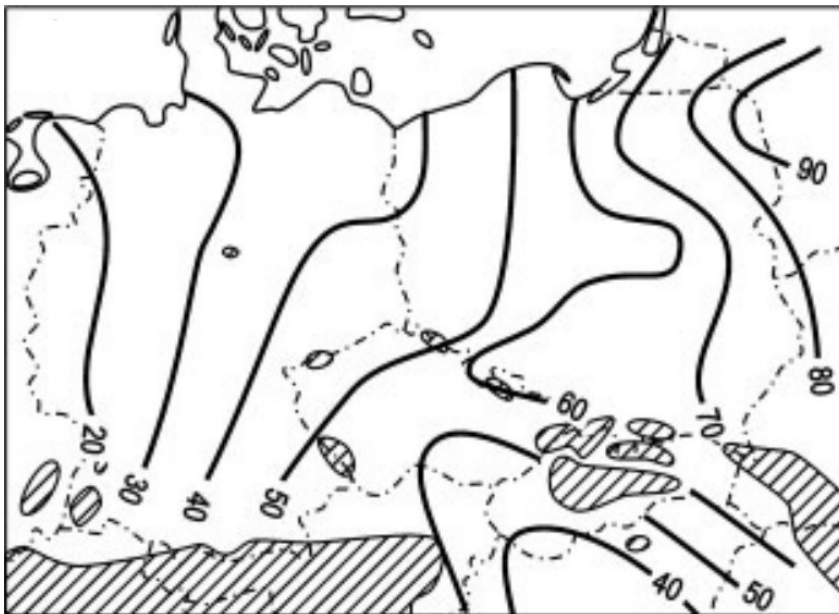
Pozn: DE: Německo, AT: Rakousko, CZ: Česko, HU: Maďarsko, PL: Polsko, RUS: Rusko, LIT: Litva

2.2.1 Počty dní se sněhovou pokrývkou

Den se sněhovou pokrývkou je v Meteorologickém slovníku definován jako charakteristický den, v němž byla nejméně polovina povrchu půdy v blízkém okolí meteorologické stanice pokryta sněhovou pokrývkou, přičemž v některých zemích je stanovena prahová hodnota

její výšky, která není jednotně vždy fixně stanovena. V Česku se za den se sněhovou pokrývkou považuje den, v němž v klimatologickém termínu v 7 hodin ležela na stanici souvislá sněhová pokrývka o výšce alespoň 1 cm a více. V případě, že se sněhová pokrývka vyskytla, avšak nikoliv v klimatologickém termínu v 7 hodin nebo se jednalo pouze o poprašek, pak hovoříme o dni bez sněhové pokrývky (ČMeS, 2022).

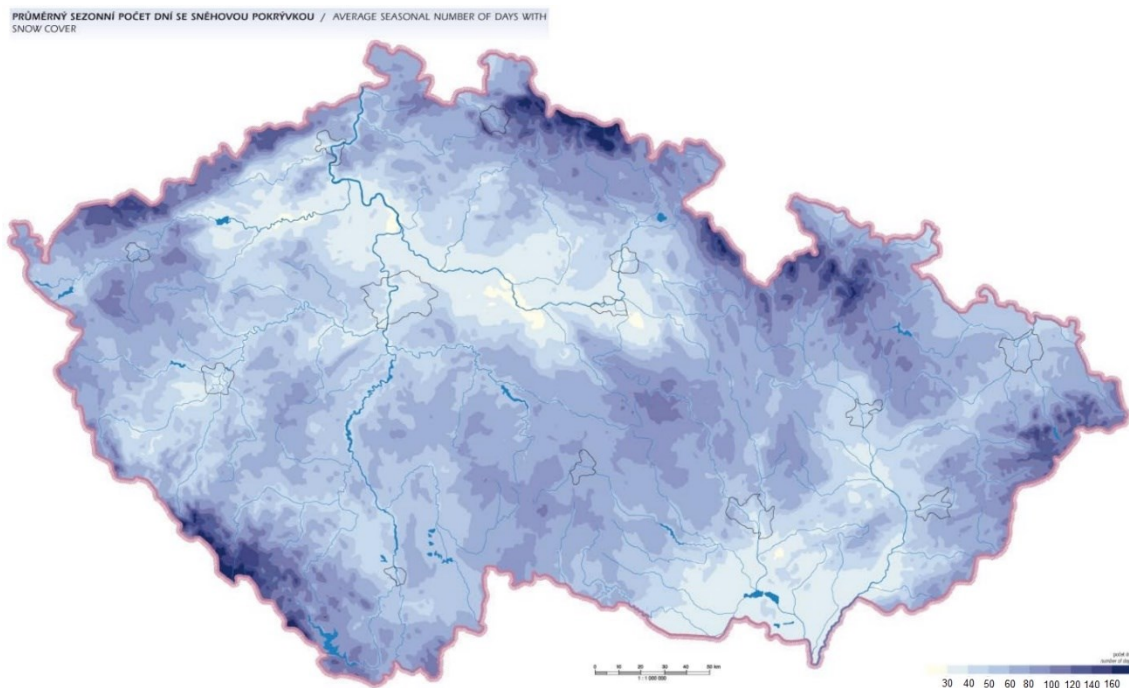
Průměrný roční počet dní se sněhovou pokrývkou v nižších polohách střední Evropy se pohybuje v rozpětí od 14 dnů na západě Německa až přes 90 dnů na severovýchodě Polska (obr. 1). V oblastech západního a severozápadního Německa vlivem teplého vlhkého oceánického klimatu, a v Maďarsku vlivem chladného suchého kontinentálního klimatu se vyskytují zimní období, kdy sněhová pokrývka nenapadne prakticky žádná. Naopak v oblasti severovýchodního Polska se vyskytnou i extrémnější na sníh bohatá zimní období, kdy sněhová pokrývka leží až přes 140 dnů během roku.



Obr. 1: Průměrný roční počet dní se sněhovou pokrývkou ve střední Evropě mezi lety 1960–2000. Data pochází pouze z měření v nížinných oblastech (viz tab. 1) (Bednorz, 2011)

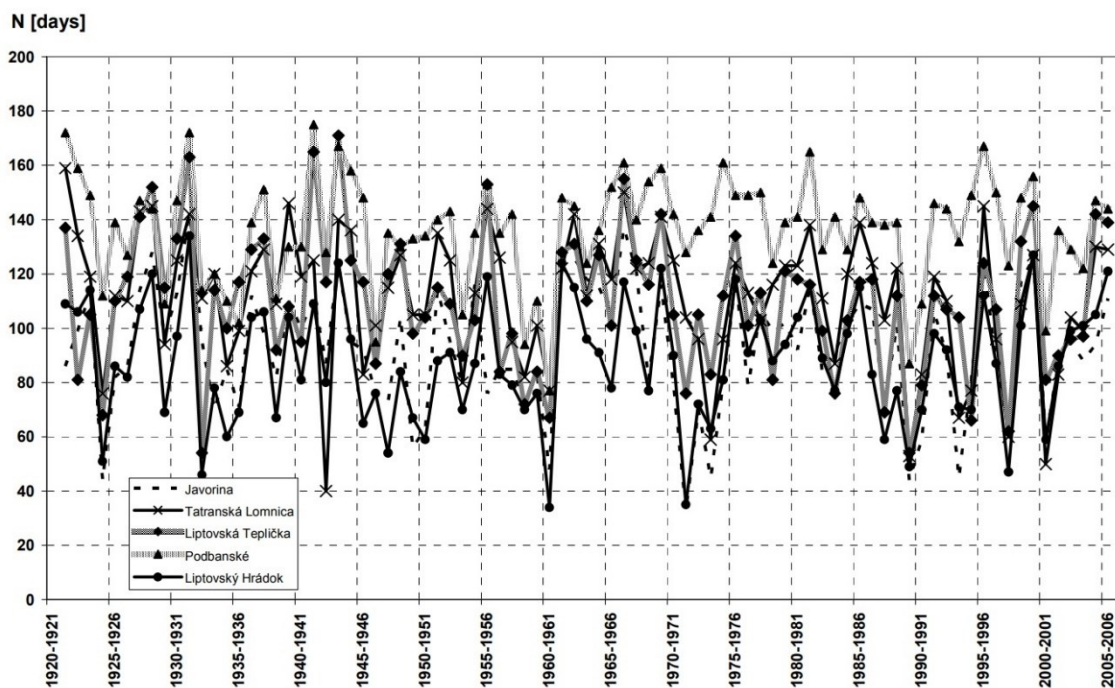
V Česku se pohybuje průměrný roční počet dní se sněhovou pokrývkou od 43,8 dne v Brně po 52,2 dne v Praze (viz obr. 2). Nejnižší sezónní počet dní se sněhovou pokrývkou se vyskytuje v nížinách od Dolnooharské tabule přes Polabí po Východolabskou tabuli, kde sněhová pokrývka během zimního období místy nepřetrvá ani 30 dnů. Druhou oblast představuje Dolnomoravský a Hornomoravský úval, kde se sněhová pokrývka vyskytne mezi 30 až 40 dny. Naopak vyšší sezónní počet dní se sněhovou pokrývkou je ve vyšších polohách pohraničních pohoří Krkonoš, Jeseníků a Šumavy, kde počet dní se sněhovou pokrývkou přesahuje i 150 dnů (obr. 2). Nutno však podotknout, že použitá data o průměrném sezónním počtu dní se sněhovou pokrývkou v Atlasu podnebí Česka pochází

z období 1961 – 2000. Data tedy nereflektují současný oteplovací trend v důsledku globální klimatické změny, který se nejvíce projevuje v novém klimatickém normálu 1991 – 2020.



Obr. 2: Průměrný sezónní počet dní se sněhovou pokrývkou v Česku na základě období 1961–2000 (Tolasz et al., 2007)

Počet dní se sněhovou pokrývkou ve vyšších polohách slovenských Vysokých Tater dosahuje nejvyšších hodnot na stanici Podbanské, a to v maximech během sněhově vydatných zimních období do 170 dnů ročně (obr. 3), což představuje hodnotu o necelých 30 dnů více než na stanicích v nižších polohách na SV Polska v oblasti Mazurské jezerní plošiny (viz tab. 1) (Lapin et al., 2007). Dále zjistili, že poměrně nízkých hodnot počtu dní se sněhovou pokrývkou dosahují stanice v Liptovské kotlině (např. Liptovský Hrádok) a ve Spišské kotlině (např. Tatranská Lomnica), což je způsobené závětrným efektem pohoří při severním proudění. V nadmořských výškách nad 2000 m n. m. dosahuje počet dní se sněhovou pokrývkou až 60 % roku a na Lomnickém štítu až okolo 67 % roku.

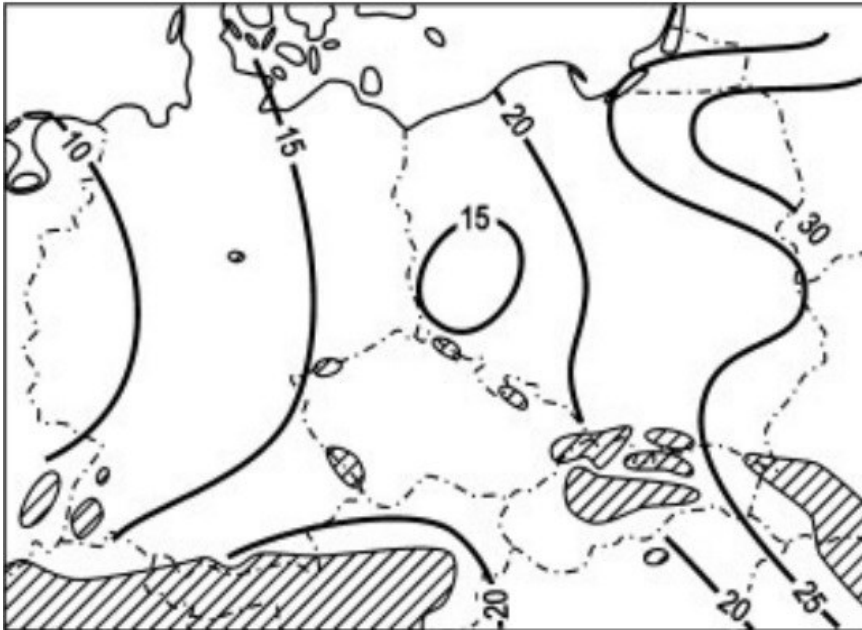


Obr. 3: Počet dní se sněhovou pokrývkou mezi lety 1920–2006 ve vyšších polohách pohoří Vysokých Tater, a v Liptovské a Spišské kotlině. Data pochází z 5 stanic, přičemž vždy za sněhovou sezónu období červenec–červen (Lapin et al., 2007)

2.2.2 Maxima výšky celkové sněhové pokrývky

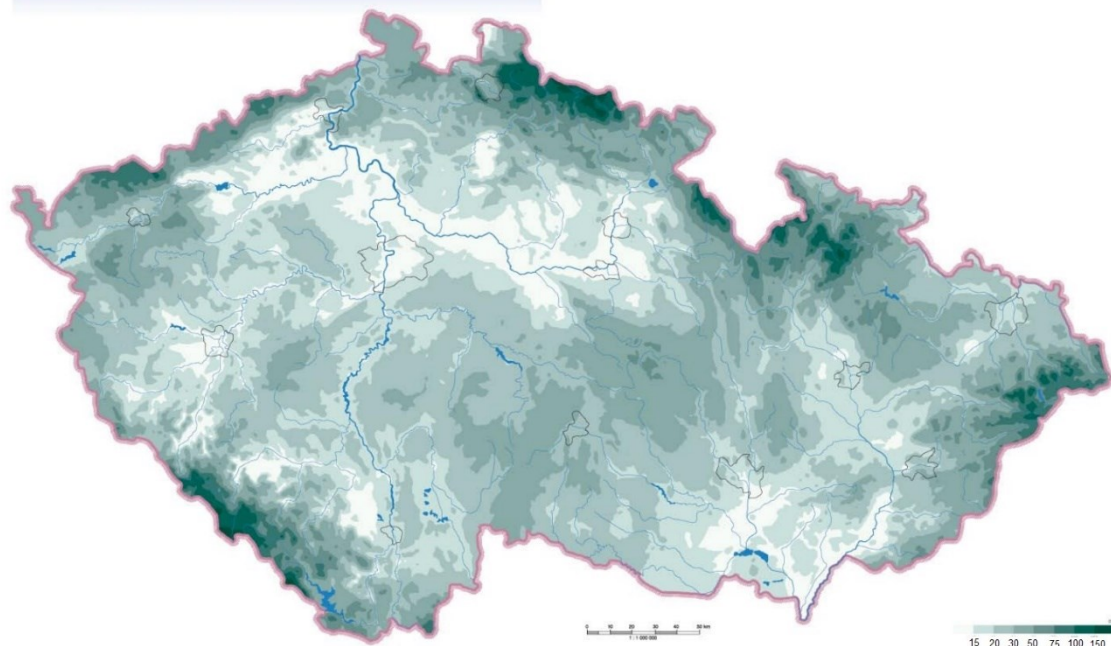
Maximum SCE představuje velmi důležitou charakteristiku sněhové pokrývky pro klimatology, jelikož dokáže poměrně dobře identifikovat výskyt extrémních meteorologických událostí v souvislosti se silným sněžením během zimního období. Tato charakteristika je také velice důležitá z pohledu technické praxe a stavitelství, kde je nutno znát limity zatížení střech budov sněhovou pokrývkou a přizpůsobit tomu na základě klimatologických charakteristik maxim SCE standardní technické a inženýrské normy využívané ve stavitelském průmyslu (Lapin et al., 2007).

Maximální SCE za zimní sezónu má v nižších polohách střední Evropy prostorový rostoucí trend, a to v zonálním směru od západu na východ, a v meridionálním směru od jihu na sever (Bednorz, 2011). Zjistila, že nejvýraznější SCE mimo horské oblasti je zaznamenána v nížinných oblastech na severovýchodě Polska, kde hodnoty průměrných sezónních maxim SCE lehce překračují přes 30 cm (obr. 4), v absolutních maximech až 116 cm (stanice Olsztyn ve Varmsko-Mazurském vojvodství). Naopak nejnižší sezónní maxima SCE jsou zaznamenána v oblastech nížin západního Německa (stanice Kleve a Trier v údolí řek Rýna a Mosely), kde průměrná sezónní maxima SCE dosahují jen necelých 10 cm (obr. 4), v absolutních maximech pak jen okolo 20 cm sněhu (viz tab. 1).



Obr. 4: Průměrná sezónní maxima výšky celkové sněhové pokrývky ve střední Evropě mezi lety 1961–1990. Data pochází pouze z měření v nižších polohách (viz tab. 1) (Bednorz, 2011)

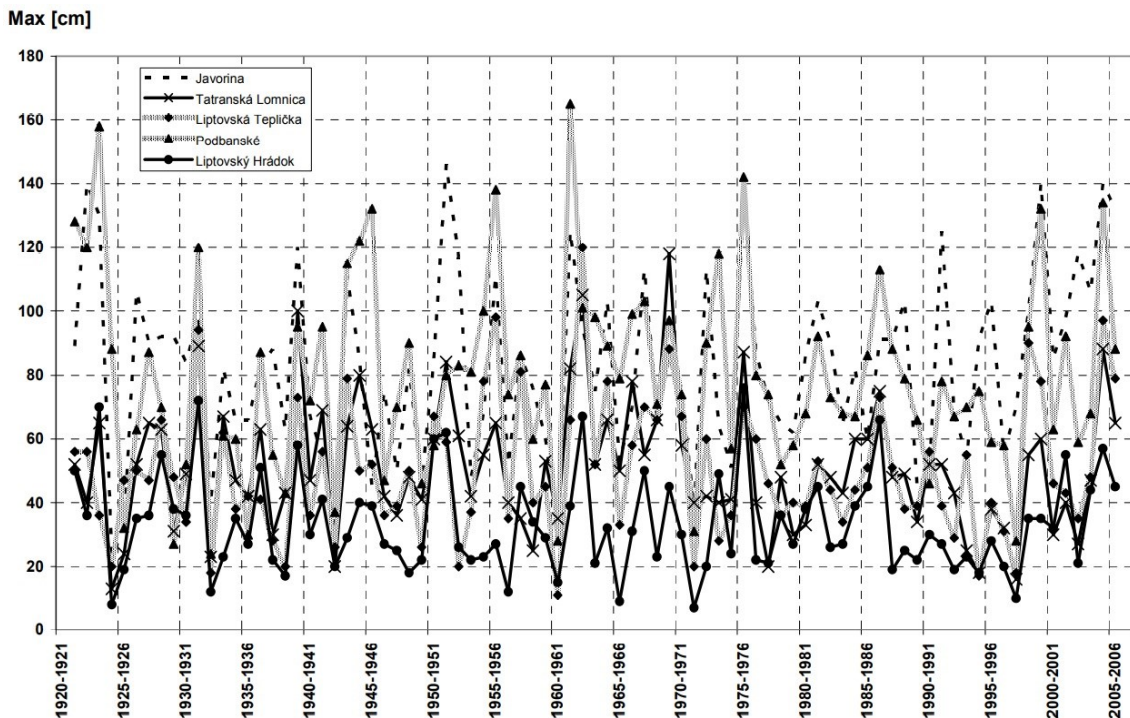
V Česku se pohybuje průměrné sezónní maximum SCE v průměru okolo 17 cm, přičemž nejvyšší je v Praze (19,7 cm), resp. v absolutních maximech 57 cm sněhu, nejnižší na jižní Moravě v Brně (15,6 cm), resp. v absolutních maximech 45 cm sněhu (viz tab. 1). Oblasti s nejnižším průměrným sezónním maximem SCE se vyskytují v nižších polohách Mostecké pánve, dále od Dolnooharské tabule přes Polabí po Východolabskou tabuli a u větších měst např. v Praze, Plzeňsku, Českobudějovicku a Mladoboleslavsku. Na Moravě pak v oblastech Dolnomoravského a Hornomoravského úvalu, kde sněhová pokrývka během zimního období nepřesáhne 15 cm sněhu. Naopak nejvyšší průměrná sezónní maxima SCE najdeme ve vyšších polohách pohraničních pohoří Krkonoš, Jeseníků a Šumavy, kde přesahují až 150 cm sněhu (obr. 5). Nutno však podotknout podobně jako u mapy průměrného sezónního počtu dní se sněhovou pokrývkou, že použitá data o průměrných sezónních maximech SCE v Atlasu podnebí Česka vychází z období 1961 – 2000. Data tedy nereflektují současný oteplovací trend v důsledku globální klimatické změny, který se nejvíce projevuje v novém klimatickém normálu 1991 – 2020.



Obr. 5: Průměr sezónních maxim výšky celkové sněhové pokrývky v Česku na základě období 1961–2000 (Tolasz et al., 2007)

Maximální SCE ve vyšších polohách slovenských Vysokých Tater dosahuje nejvyšších hodnot na stanicích Podbanské a Javorina, a to v maximech během sněhově vydatných zimních období i přes 150 cm sněhu (obr. 6). (Lapin et al., 2007). Dále zjistili, že u obou těchto stanic se projevuje velmi často návětrný a závětrný efekt. Příkladem je stanice Javorina, která zaznamenává nejvyšší výšku celkové sněhové pokrývky při akumulaci sněhu během severního až severovýchodního proudění. V případě stanice Podbanské k tomu dochází při západním až jihozápadním proudění. Poměrně vysokých maximálních hodnot SCE dosahují stanice v Liptovské kotlině (např. Liptovský Hrádok) a ve Spišské kotlině (např. Tatranská Lomnica), kde se pohybuje většinou mezi 20 až 80 cm sněhu.

Kromě návětrného a závětrného efektu se v horských oblastech Slovenska během zimy může vyskytnout tzv. „sněhová fujavice“ (Racko, 1997). Autor uvádí, že ačkoliv se nejedná o odborný termín, jde o projevy silného sněžení se silným větrem, které způsobují vytváření sněhových závějí a výrazné sněhové akumulace. Z hlediska synoptických příčin bývá tento jev pozorován při proniknutí původem arktického vzduchu do oblastí Slovenska, kdy zároveň se vytvoří středomořská tlaková níže postupující po tzv. dráze pohybu janovské cyklony podle Van Bebbera (dále jen Vb). Následně dochází k vytváření vertikálního stříhu větru, což má za následek zesílení srážkové činnosti.



Obr. 6: Maximum výšky celkové sněhové pokrývky pro jednotlivá zimní období mezi lety 1920–2006 ve vyšších polohách pohoří Vysokých Tater a v Liptovské a Spišské kotlině. Data pochází z 5 stanic, přičemž vždy za sněhovou sezónu období červenec–červen (Lapin et al., 2007)

V oblasti polských západních Tater (stanice Kasprowy Wierch, 1987 m n. m.) dosahují průměrná maxima SCE okolo 204 cm (získáno na základě 67 zimních sezón mezi lety 1950/51–2017/18) (Falarz, 2021). Zjistila, že absolutní maxima SCE zde přesahují až 300 cm, přičemž byla na stanici zaznamenána během extrémních zimních období 1954/55, 1961/62, 1966/67, 1994/95. 1999/2000 a 2008/09. Pro porovnání o trochu nižší pohoří polských Krkonoš (stanice Śnieżka, 1603 m n. m.) zaznamenala průměrné maximum SCE okolo 151 cm (získáno na základě 67 zimních sezón mezi lety 1950/51–2017/18). Absolutní maxima SCE přesahující 250 cm zde byla na stanici zaznamenána během extrémních zimních období 1951/52 a 1955/56.

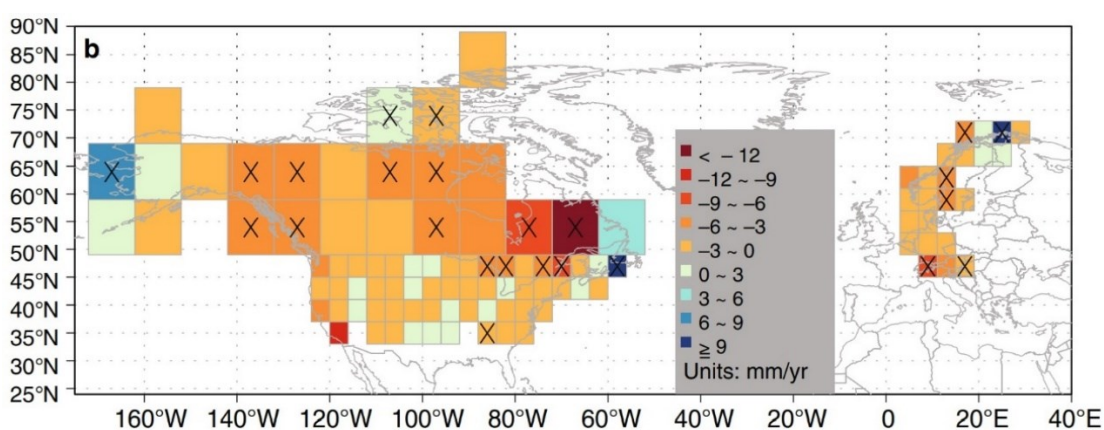
2.2.3 Trendy charakteristik sněhové pokrývky

Výška celkové sněhové pokrývky a její trend je ovlivněna řadou faktorů. Jedním z klíčových faktorů je změna ve skupenství srážek, která úzce souvisí s globální klimatickou změnou (Hynčica a Huth, 2019). Studie zjistila, že její projevy zaznamenáváme především v mírném klimatickém pásu a v horských oblastech. Negativní trend z hlediska růstu podílu kapalných srážek na úkor tuhých je identifikován v širokém pásu táhnoucím se od pobřeží severní Skandinávie přes střední a východní Evropu až po jižní a jihovýchodní Evropu. Negativní trend se v této oblasti pohybuje v rozpětí od -0,2 do -0,9 % / rok. Nelze opomenout ani

statisticky významný trend posledních let projevující se nejen v zimním období, ale i na přelomu zimy a jara, který souvisí se změnou atmosférické cirkulace a s ní spojený vzestupný trend teploty vzduchu (Wibig a Głowicki, 2002). Tento vzestupný trend teploty vzduchu způsobuje pokles rozsahu a akumulace sněhové pokrývky i menší počet dní se sněhovou pokrývkou ve středních zeměpisných šířkách, a v nižších a středních polohách (Brown a Robinson, 2011).

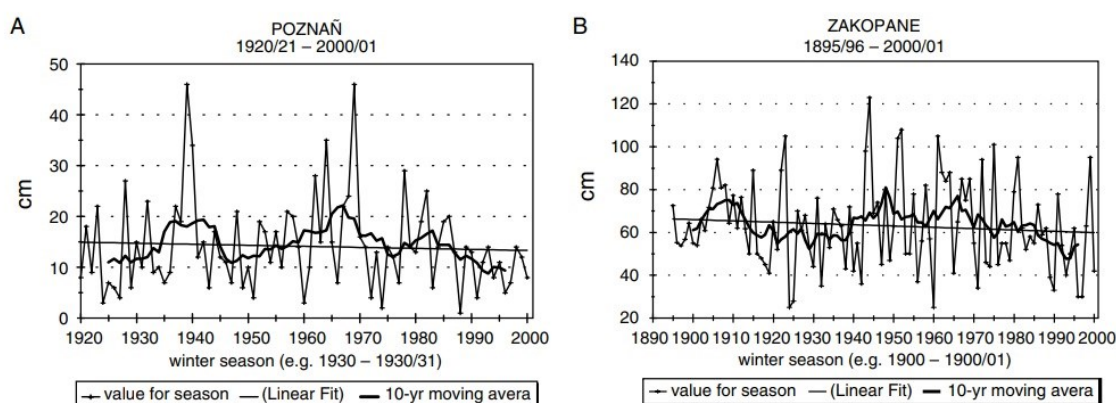
Změny teploty vzduchu, způsobené přirozenými i antropogenními vlivy mohou celkově ovlivnit klimatologii sněhových srážek a následnou akumulaci sněhové pokrývky na zemském povrchu (Kunkel et al., 2016). Dále zjistili, že kromě teploty vzduchu je důležité sledovat také změny energie zemského povrchu (např. změny albeda zemského povrchu, teploty zemského povrchu) či změny spojené se zvýšením vlhkosti vzduchu, vyjádřené například tlakem vodní páry.

Analýza na obr. 7 (vytvořená na základě kombinace staničních pozorování a družicových měření) zachycuje změny ročního maxima výšky celkové sněhové pokrývky nad kontinenty Evropa a Severní Amerika (Hüsler et al., 2014). Ve studii zjistili, že patrný je negativní trend nad velkou částí Evropy i Severní Ameriky, který je v jižních partiích střední Evropy i statisticky významný. Negativní trend dokládá i studie z alpské oblasti, která hodnotila na základě družicových dat s využitím radiometru AVHRR rozsah a množství sněhové pokrývky mezi lety 1985–2011. Výsledky této studie poukazují na statisticky významný klesající trend maximální výšky celkové sněhové pokrývky a počtu dní se sněžením v nižších nadmořských výškách (700–900 m n. m.) v oblastech jižního Rakouska a jižního Švýcarska.



Obr. 7: Změny ročního maxima výšky celkové sněhové pokrývky (mm / rok) během zimních období 1960/61–2014/15. Gridy označené X označují statisticky významné trendy (p -hodnota je menší než zvolená hodnota 0,05 na hladině významnosti) (Kunkel et al., 2016)

Značná meziroční variabilita u dlouhodobého průběhu a trendu maximální SCE se projevuje i v Polsku. Poměrně patrná je na obrázku 8 na stanici Poznaň mezi sněhově bohatými roky (1939, 1969) a sněhově chudšími roky (1924, 1974, 1988), ta se výrazněji projevuje i v trendu. Nepatrný klesající trend v desetiletém klouzavém průměru se u maximální SCE pohybuje na této stanici jen na hodnotě kolem $-0,2$ cm / 10 let. Výraznější pokles u maximální SCE však nastal počátkem 70. let minulého století, který lze přisuzovat zesílenému zonálnímu západnímu proudění s teplejší advekcí. U horské stanice Zakopane je klesající trend v desetiletém klouzavém průměru paradoxně o trochu vyšší než u nížinné stanice Poznaň, dosahuje až $-0,6$ cm / 10 let (Falarz, 2004).



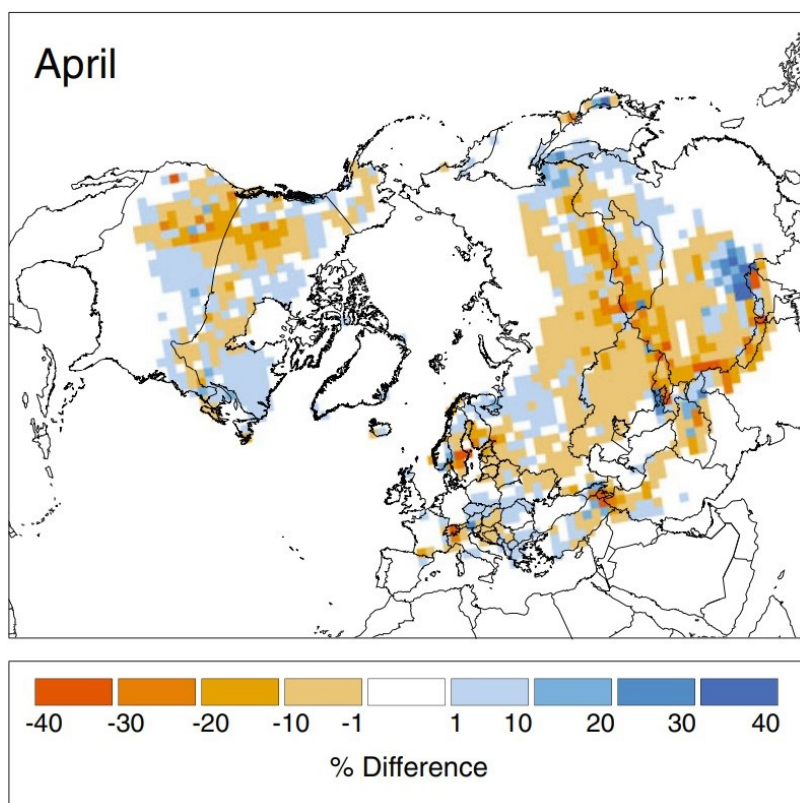
Obr. 8: Dlouhodobý průběh a trend maximální výšky celkové sněhové pokrývky během 81 zimních sezón na nížinné stanici Poznaň (A) a během 106 zimních sezón na horské stanici Zakopane (B) v Polsku (Falarz, 2004)

2.2.4 Sezonalita charakteristik sněhové pokrývky

Sněhová pokrývky vykazuje v Česku výraznou sezonalitu, a to do měsíců chladnějšího půlroku od poloviny října do konce března, což souvisí s celkově nízkými průměrnými denními teplotami vzduchu, zápornou radiační bilancí, nižším příkonem solární radiace a celkově delšími nocemi, kdy se zemský povrch rychleji a trvaleji prochladí. Nejvyšší sněhová pokrývky připadá na prosinec, kdy vrcholí okolo zimního slunovratu astronomická zima, navíc dny jsou výrazněji kratší než noci, což představuje vhodné podmínky pro akumulaci sněhové pokrývky na zemském povrchu (Tolasz et al., 2007).

V rámci Česka, ale i střední Evropy se projevují změny v aspektech sezonality sněhové pokrývky převážně v jarních měsících, a to zejména v dubnu. Zmíněné změny jsou detekovány u analýzy na obr. 9, která poukazuje na nárůst rozsahu sněhové pokrývky ve střední Evropě během měsíce dubna při porovnání dvou období 1967–1991 a 1992–2015. Nutno podotknout, že data mohla být ovlivněna řadou nejistot v podobě extrémnějších

sněhových epizod v jednotlivých letech období či nerovnoměrností ve statistickém rozložení extrémních sněhových událostí v obdobích (Kunkel et al., 2016).



Obr. 9: Porovnání v procentuální změně rozsahu sněhové pokrývky během dubna na severní polokouli mezi prvním obdobím (1967–1991) a druhým obdobím (1992–2015) na základě družicových a staničních měření. Oblasti, kde sněhová pokrývky má ve druhém období menší rozsah jsou vyznačeny hnědými odstíny barev. Oblasti, kde sněhová pokrývky má ve druhém období větší rozsah, jsou vyznačeny modrými odstíny barev (Kunkel et al., 2016)

Nárůst rozsahu sněhové pokrývky v dubnu a celkově v jarních měsících bývá způsoben také změnou atmosférické cirkulace, kdy v důsledku blokující tlakové výše nad západní Evropou, následně ve střední Evropě převládá studenější a vlhčí meridionální proudění než v zimních měsících od prosince do února (Kučerová et al., 2016). Důsledkem jsou intenzivní sněhové přeháňky s přírůstkem sněhové pokrývky ve vyšších a horských polohách (obr. 10).



Obr. 10: Silné sněhové přeháňky při studeném a vlhkém meridionálním severním proudění během dubna způsobují tvorbu souvislé sněhové pokrývky i ve středních a vyšších polohách Hrubého Jeseníku (foceno dne 3. 4. 2022, vlastní obrázek)

2.3 Výška nového sněhu

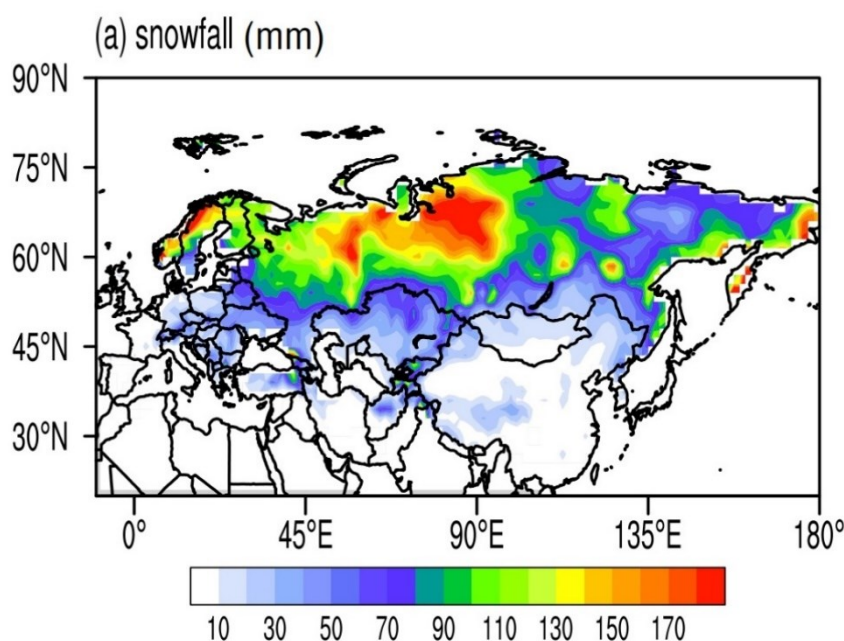
Ucelenějších studií věnující se klimatologické charakteristice výšky nového sněhu (dále jen SNO) ve střední Evropě je k dispozici velice málo. Může za to pravděpodobně fakt, že dochází k postupné automatizaci staniční sítě, kdy SNO se přestává pozorovatelem zaznamenávat a je nahrazena údajem o výšce celkové sněhové pokrývky naměřené pomocí automatických přístrojů (laserové či ultrazvukové sněhoměry). Určitou roli také může hrát i otázka dostupnosti historicky naměřených staničních dat o SNO k dalším analýzám.

V nedávné době vyšla jediná komplexnější studie (Lin a Chen, 2021) věnující se změnám v časoprostorových charakteristikách sněhových událostí mezi lety 1980 až 2019 nad euroasijským kontinentem, která nepřímo pracuje i s SNO, a to v podobě srážkového úhrnu ve sněhových srážkách. Neuvažuje však tvorbu nové sněhové pokrývky na zemském povrchu. Studie se opírá o datasey NOAA a Climate Prediction Center v rozlišení přibližně 50 x 50 km a poslední reanalýzu ERA5 od ECMWF v rozlišení přibližně 30 x 30 km, což představuje poměrně hrubé rozlišení na poměry střední Evropy. Délka 40letého studovaného období 1980 až 2019 však poměrně dobře vystihuje změny a trendy, ke kterým dochází u sněhových charakteristik v současné době.

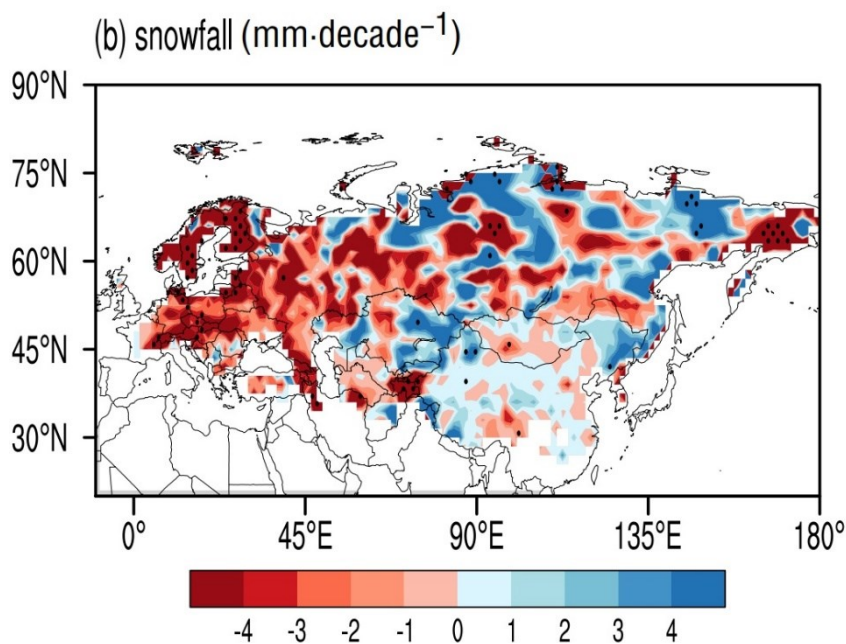
2.3.1 Roční akumulace výšky nového sněhu

Podobně jako u počtu dní se sněhovou pokrývkou (viz předchozí podkapitola 2.2.1) a maxima výšky celkové sněhové pokrývky (viz předchozí podkapitola 2.2.2) platí i v případě roční akumulace SNO podobné vzorce a zákonitosti geografického rozložení. Nejvíce se uplatňuje efekt kontinentality či oceanity klimatu daného místa, ale i vliv nadmořské výšky a orografického efektu, který se projevuje zejména u pohoří Alp a Karpat. Dalším ukazatelem je také vyšší zeměpisná šířka, kde panují obecně nižší průměrné roční teploty vzduchu, což v kombinaci s blízkými zdroji vlhkosti přináší četnější události silného sněžení (Krasting et al., 2013).

V rámci střední Evropy se průměrná roční akumulace srážkových úhrnů ve sněhových srážkách pohybuje v nižších polohách mezi 10 až 20 cm sněhu, ale ve vyšších polohách Alp a Karpat výrazně přesahují 70 cm sněhu (obr. 11). V případě trendu průměrné roční sumy akumulace srážkových úhrnů ve sněhových srážkách (obr. 12) je patrná významná klesající tendence, která se v oblasti střední Evropy pohybuje mezi 3 – 4 mm sněhu / dekádu (Lin a Chen, 2021).



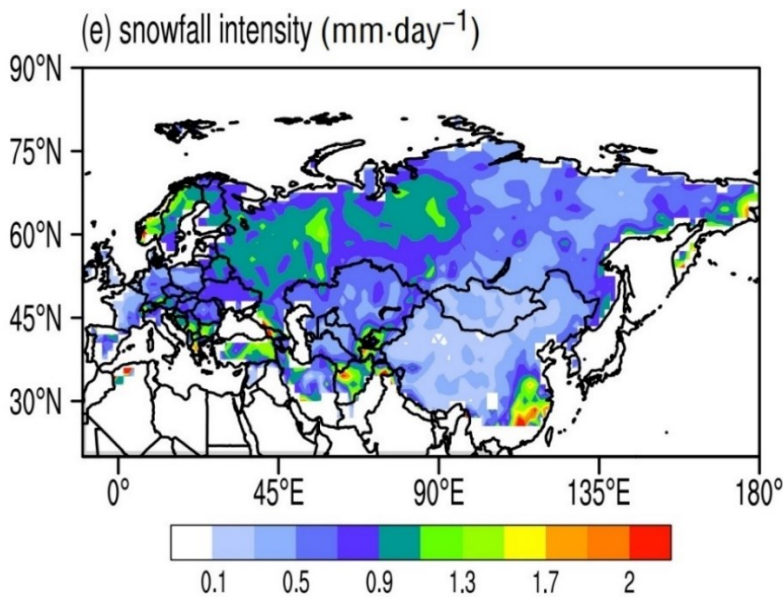
Obr. 11: Průměrná roční akumulace srážkových úhrnů ve sněhových srážkách na euroasijském kontinentu na základě víceletého průměru 1980-2019. Zdroj obrázku: Lin a Chen, 2021



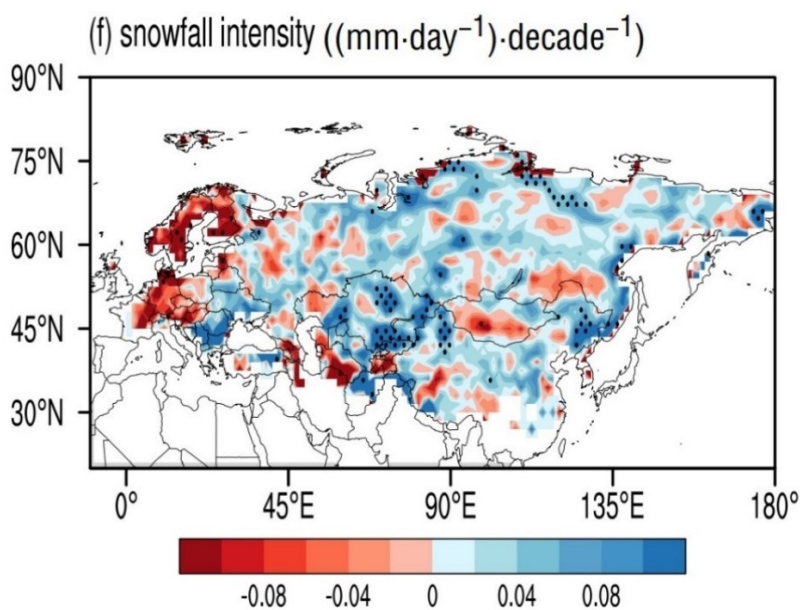
Obr. 12: Trend průměrné roční akumulace srážkových úhrnů ve sněhových srážkách za dekádu na euroasijském kontinentu na základě víceletého průměru 1980-2019. Zdroj obrázku: Lin a Chen, 2021

2.3.2 Denní výška nového sněhu

Průměrná denní intenzita sněžení v chladném půlroce (od listopadu do konce března) se v prostoru střední Evropy pohybuje od 0,2 mm / den až po 1,7 mm / den v alpské oblasti (obr. 13). Z hlediska trendu průměrné denní intenzity sněžení za dekádu se jedná v západní polovině střední Evropy o významnější klesající trend (-0,08 mm / den za dekádu). Naopak ve východní polovině střední Evropy, zejména v Polsku dochází k nepatrně slabě rostoucímu trendu (+0,03 mm / den za dekádu) (obr. 14), což se poměrně shoduje s již zmíněnou studií Falarz, 2004, která se věnuje variabilitě a trendům u doby trvání SCE v Polsku během 20. století (viz předchozí podkapitolu 2.2.3).

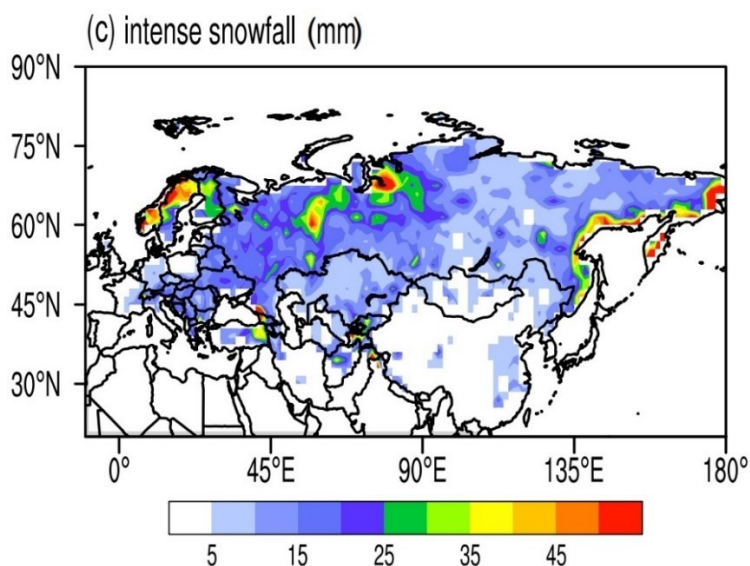


Obr. 13: Průměrná denní intenzita sněžení na euroasijském kontinentu na základě víceletého průměru 1980-2019. Zdroj obrázku: Lin a Chen, 2021



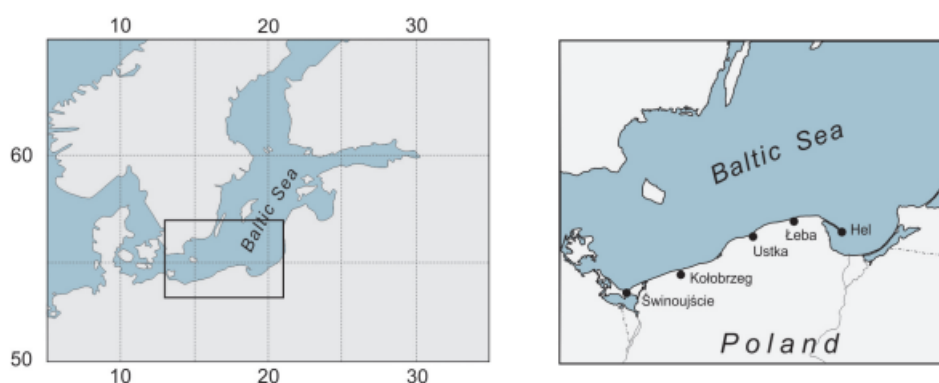
Obr. 14: Trend průměrné denní intenzity sněžení za dekádu na euroasijském kontinentu na základě víceletého průměru 1980-2019. Zdroj obrázku: Lin a Chen, 2021

Intenzivní sněžení bylo autory studie definováno prahovou hodnotou 5 mm nového sněhu za den a více (Lin a Chen, 2021). Ve střední Evropě se průměrná intenzita sněžení při událostech s intenzivním sněžením pohybuje od 5 až 10 mm sněhu za den v nížinách, a po 25 mm nového sněhu ve vyšších oblastech Alp a Karpat (obr. 15).



Obr. 15: Průměrná intenzita sněžení (mm) při událostech silného sněžení (> 5 mm nového sněhu za den) na euroasijském kontinentu na základě víceletého průměru 1980-2019. Pozn: Území Polska nemá datové údaje kvůli chybějícímu datasetu. Zdroj obrázku: Lin a Chen, 2021

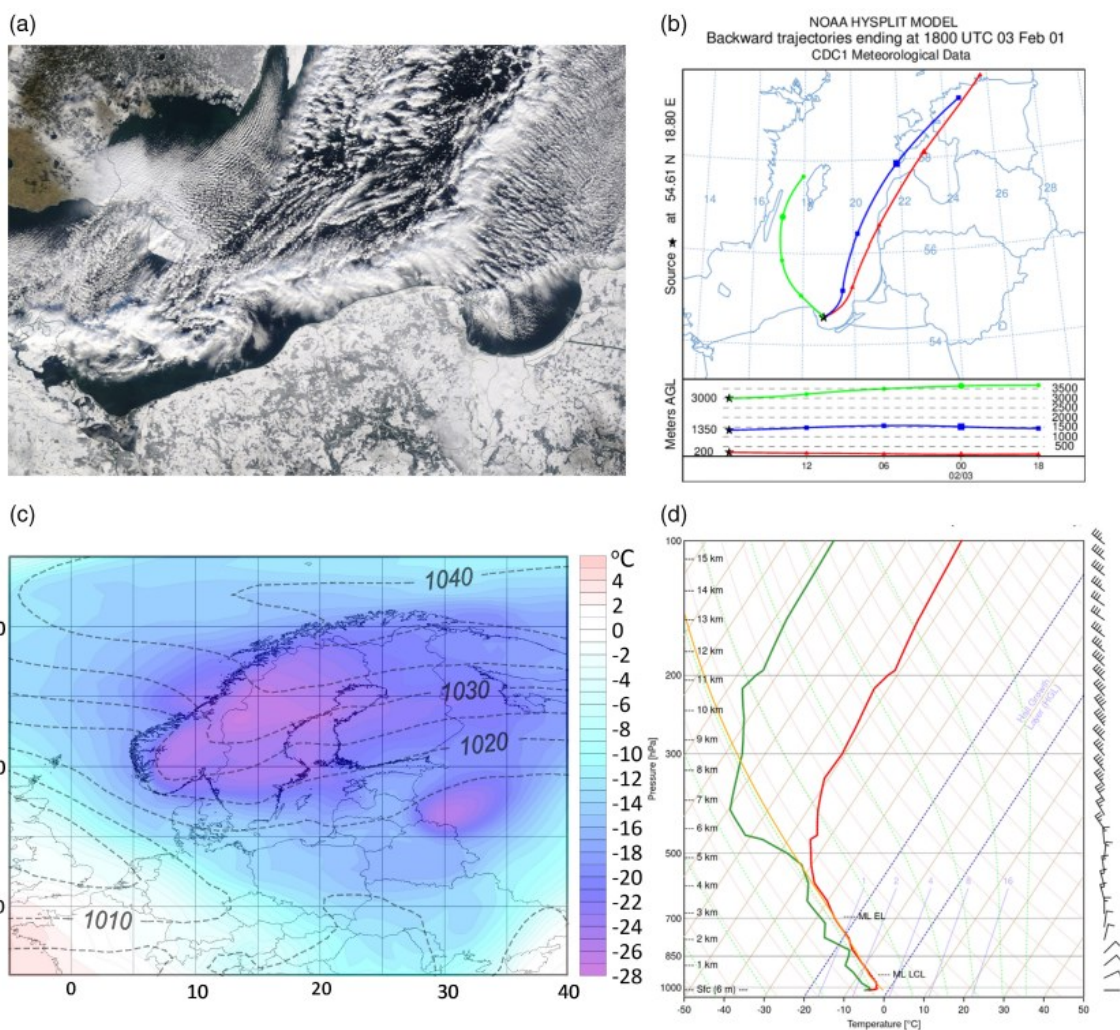
Studie Bednorz et al., 2022 podrobněji zkoumala na datových řadách z pěti pobřežních stanic na jižním pobřeží Baltského moře události silného sněžení a jejich příčiny související s jejich zesílením vlivem mořského efektu (obr. 16). Analyzovány jsou také meteorologické podmínky ve spodní troposféře prostřednictvím sondážních nástrojů využívaných k analýze vertikálního teplotního zvrstvení atmosféry (Bednorz et al., 2022).



Obr. 16: Zájmová oblast jižního pobřeží Baltského moře s vyznačením pěti meteorologických stanic vstupujících do analýzy (zdroj obrázku: Bednorz et al., 2022)

Studie autorů dále zjistila, že k zesílení sněžení dochází v důsledku souhry řady faktorů, konkrétně advekce studeného vzduchu od severovýchodu ve spodní troposféře (AT 850 hPa) (obr. 17) nad relativně teplou mořskou vodou u hladiny moře, což způsobuje značný teplotní rozdíl přesahující i 15 °C mezi teplotou u hladiny moře a teplotou v izobarické hladině 850 hPa (tab. 2). Díky instabilnímu teplotnímu zvrstvení ve spodní troposféře

dochází k iniciaci konvektivních pohybů vzduchu, které dávají vzniknout silnějším konvektivním srážkám ve formě silného sněžení. Směr větru, teplota mořské vody, teplota vzduchu ve spodní troposféře a jejich výrazný teplotní rozdíl mezi nimi ve vertikálním směru představují klíčové složky pro vznik události silného sněžení zesíleného mořským efektem. Nutno poznamenat, že vliv globální klimatické změny snižuje četnost výskytu těchto událostí v důsledku nepříznivého směru větru v oblasti (Bednorz et al., 2022).



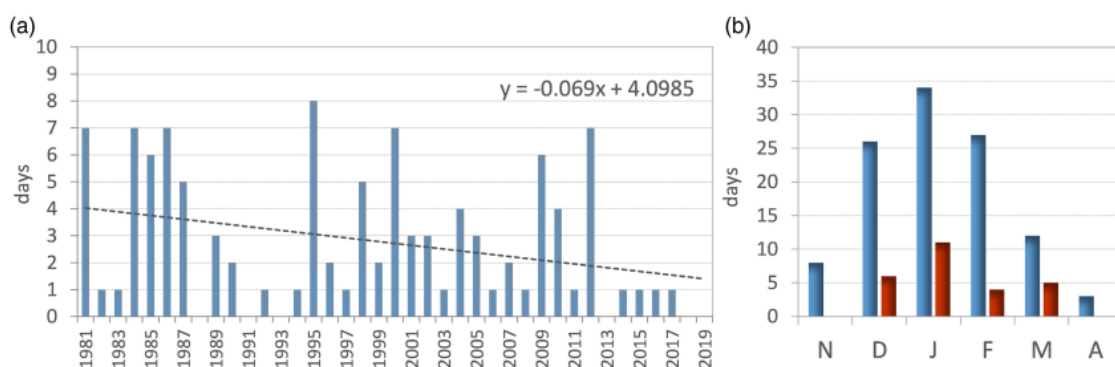
Obr. 17: Analýza události silného sněžení zesílené mořským efektem dne 3.2.2001. a) Satelitní snímek zachycující zasněžené jižní pobřeží Baltského moře, b) Zpětná trajektorie postupu studeného vzduchu od severovýchodu a model trajektorií (HYSPLIT) pro Hel, c) Přízemní tlakové pole (šedé linie) a teplota vzduchu v hladině 850 hPa (barevná stupnice) d) Aerologická sondáž v podobě zkoseného diagramu pro Hel dne 3.2.2001 (zdroj obrázků: Bednorz et al., 2022)

V tabulce 2 je patrná úzká závislost mezi výrazným rozdílem teplot (T hladina moře \times T 850 hPa) a SNO za jeden den. Většina událostí silného sněžení s denní SNO $>$ 10 cm sněhu byla zaznamenána v 80. letech minulého století, vyšší nárůst počtu dní s těmito událostmi je také patrný koncem 90. let a mezi lety 2009 až 2012. V posledních necelých deseti letech

patrně v důsledku globální klimatické změny četnost těchto událostí významněji klesá, což se projevuje i na poklesu v lineárním trendu (obr. 18) (Bednorz et al., 2022).

Tab. 2: Klimatologické charakteristiky silného sněžení na jižním pobřeží Baltského moře (sledované období 1981 – 2020), zpracováno podle Bednorz et al., 2022:

Výška nového sněhu / den (cm)	Počet dní	Rozdíl teplot (T hladina moře - T 850 hPa) (°C)
> 20 cm	8	15,64
10-19	58	13,88
5-10	268	12,80
1-4	672	11,79
0	3713	7,20



Obr. 18: Klimatologické charakteristiky událostí silných sněžení zesílených mořským efektem. a) Meziroční změny v počtech dní s událostmi (> 10 cm nového sněhu za den) proložené lineárním trendem b) Sezonalita počtu dní s událostmi (zdroj obrázků: Bednorz et al., 2022)

2.4 Extrémní případy silného sněžení ve střední Evropě

2.4.1 Extrémní případy podle databáze ESWD

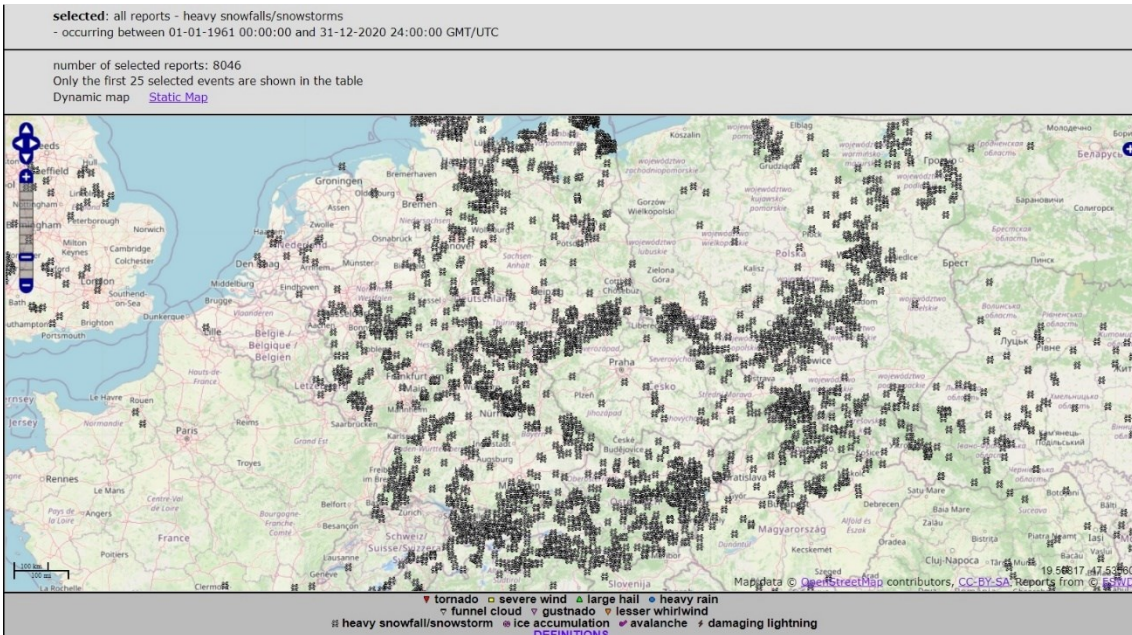
Jedním z možných datových přehledů o výskytu nebezpečných projevů počasí v Evropě je Evropská databáze nebezpečných projevů počasí ESWD (z angl. European Severe Weather Database), která spadá pod projekt Evropské laboratoře silných bouří ESSL (z angl. European Severe Storms Laboratory). Hlavní kritérium u vkládaných pozorování nebezpečných projevů počasí tkví v podmínce, že daný jev způsobí omezující dopady na společnost.

V případě událostí silných sněžení či sněhových bouří se k extrémním dopadům, potažmo kritériím vydání pozorování řadí:

- a) Neprůjezdnost či uzavírka důležitých ulic či silnic z důvodu prevence nehod způsobenými pády stromů či lavin
- b) Narušení železniční, tramvajové či podzemní dopravy, několikahodinová uzavírka letiště
- c) Rozsáhlé poškození stromů, výpadky elektrického proudu způsobené poškozením několika elektrických vedení
- d) Poškození staveb v podobě propadnutí střech v důsledku jedné výrazné události, nikoliv však dlouhodobou akumulací sněhové pokrývky.

K extrémním dopadům v případě události silného sněžení nepatří pozorování extrémních sněhových akumulací (v delším časovém úseku) a dopravní nehody vozidel nebo chodců v důsledku kluzkého terénu (ESWD.eu).

Na obr. 19 jsou zachycena pozorování silných sněžení ve střední Evropě na základě výše uvedených kritérií za 60leté období (1961 – 2020). Nerovnoměrnost hlášení a pozorování může souviset s počtem pozorovatelů v daných státech. Patrná je výrazná koncentrace pozorování v horských oblastech Alp, Krušných hor, Krkonoš a Beskyd, ale i na jižním pobřeží Baltského moře, severním Německu (Šlesvicku Holštýnsku) a ve středním Polsku (Slezské vojvodství).



Obr. 19: Události silného sněžení ve střední Evropě mezi lety 1961 – 2020 na základě pozorování a hlášení v systému Evropské databáze nebezpečných projevů počasí ESWD (zdroj obrázku: ESWD.eu)

3 Data a metody

Pro diagnostikování extrémních případů silného sněžení je zapotřebí zpracování velkého množství datových souborů v bodové informaci v podobě staničních měření. Bodová informace musí obsahovat dlouhé kontinuální datové řady. Tato informace se následně převádí interpolační funkcí na plošnou, která spolu s bodovou informací je klíčová pro hodnocení extremity u případů silného sněžení. Případy silného sněžení a jejich extremitu lze hodnotit pomocí bodového nástroje extremity v podobě maximální výšky nového sněhu či plošných indexů extremity v podobě WEI či ve vztahu k zasaženému obyvatelstvu a ploše v podobě RSI.

K analýze příčinné synoptické situace jsou využity synoptické typy. Za účelem analýzy tlakového pole jsou zvoleny nejlépe reprezentující anomálie meteorologických prvků (teplota vzduchu v hladině 850 hPa a směr a rychlost větru v hladině 850 hPa).

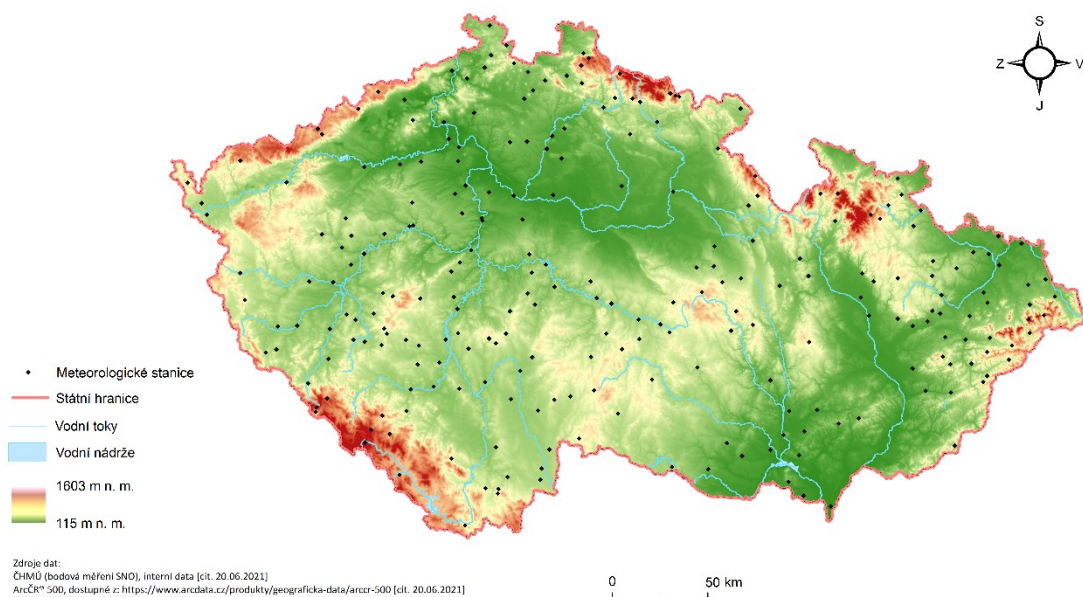
3.1 Datové zdroje

3.1.1 Staniční data výšky sněhové pokrývky

Hlavními vstupními bodovými daty využitými k prostorové analýze rozložení výšky sněhové pokrývky při událostech silného sněžení jsou v nedávné době veřejnosti zpřístupněné dlouhodobé datové řady staničních měření SNO a SCE. Data jsou převzata z webových stránek Českého hydrometeorologického ústavu (dále jen ČHMÚ) za období 1961 – 2019, které čítalo 58 „zimních sezón“ (ČHMÚ, 2022a). Období „zimní sezóny“ je stanoveno za účelem vymezení relevantní sezóny se sněžením a tvorbou sněhové pokrývky na periodu od 1. října do 31. května, a to na základě klimatologických charakteristik datumů prvního a posledního sněžení podle Atlasu podnebí Česka (Tolasz et al., 2007).

Celkově do analýzy vstupuje 246 meteorologických stanic (obr. 20), jejichž datové řady pokrývají většinou kontinuálně sledované období. Vynechány byly meteorologické stanice, u nichž datové řady mají kontinuální výpadek dlouhý 20 let a více nebo jejich datová řada nedosahuje alespoň 30leté řady měření, která je nezbytná pro další statistickou a klimatologickou analýzu dat u dílčích indexů hodnotících extremitu událostí silného sněžení.

Z hlediska rozložení stanic na základě nadmořské výšky dominují stanice umístěné v nižších polohách (nadmořská výška do 400 m n. m.) – celkem 133 stanic ČHMÚ. Druhou početnou skupinu tvoří stanice umístěné ve středních a vyšších polohách (nadmořská výška 400 – 800 m n. m.) – celkem 103 stanic ČHMÚ. Poslední skupinu pak stanice situované v horských polohách (nadmořská výška nad 800 m n. m.) – celkem 10 stanic ČHMÚ.



Obr. 20: Poloha meteorologických stanic vstupujících do analýzy (použitá data: ČHMÚ, ČÚZK, vlastní zpracování v softwaru ArcGis)

3.1.2 Data o obyvatelstvu

Výpočet regionálního indexu sněžení uvažuje kromě hodnocení extremity u samotného silného sněžení i prostorové rozložení obyvatelstva v zasažené ploše, a tedy je zapotřebí získání datového souboru o počtech žijících obyvatel v prostoru. Zvolená územní jednotka představuje správní obvod obce, kterých je v Česku dohromady 6246 (ČSÚ, 2011). Vektorová data o žijícím obyvatelstvu v územní jednotce obcí jsou získána prostřednictvím digitální vektorové geografické databáze ArcCR 500. Datový zdroj o počtech žijících obyvatel pochází ze Sčítání lidu, domů a bytů, které bylo provedeno Českým statistickým úřadem (dále jen ČSÚ) v roce 2011 (ČSÚ, 2011).

3.1.3 Data k analýze cirkulačních příčin u silných sněžení

K analýze a objasnění cirkulačních a synoptických příčin z hlediska rozložení tlakového pole nad střední Evropou jsou využita data z reanalýzy NCEP/NCAR o teplotě vzduchu a rychlosti větru ve standartní izobarické hladině 850 hPa (přibližně 1,5 km nad zemským povrchem) a s horizontálním rozlišením 2,5 zeměpisného stupně. Časový interval dat z reanalýzy odpovídá 6-hodinovému časovému kroku, přičemž analyzováno je období 1961 – 2019.

Reanalýzy NCEP/NCAR pokrývají období od roku 1948 do současnosti a představují společný produkt dvou amerických národních center, a sice Národního centra pro předpovědi životního prostředí (NCEP) a Národního centra pro výzkum atmosféry (NCAR). Datové soubory těchto reanalýz je možné stáhnout pro libovolnou oblast na Zemi z webových stránek Národního úřadu pro oceán a atmosféru (dále jen NOAA) (NOAA, 2022).

Kromě dat o teplotě vzduchu a rychlosti větru z reanalýzy NCEP/NCAR jsou dále využita a analyzována také denní data o synoptických typech podle typizace povětrnostních situací ČHMÚ, tzv. „Brádkovy typizace“ (Brádka, 1968). Data o synoptických typech jsou zpracována do přehledných tabulek na webových stránkách ČHMÚ, a to formou kalendáře pro každý den od roku 1946 do roku 2021 (ČHMÚ, 2022c).

3.2 Metody

3.2.1 Indexy a nástroje k určení extremity silného sněžení

Extremitu události silného sněžení lze hodnotit například třemi možnými způsoby, a to prostřednictvím nástroje bodového ukazatele (např. maximální výšky nového sněhu či doby opakování na konkrétní stanici), ale i plošnými ukazateli (např. WEI a RSI). Prvně zmíněný plošný ukazatel WEI zohledňuje plošnou extremitu události bez faktoru zasaženého obyvatelstva, případně bodovou extremitu v podobě doby opakování meteorologického prvku na konkrétní meteorologické stanici. Druhý plošný ukazatel RSI navíc bere v potaz faktor zasaženého obyvatelstva a jeho prostorové rozmístění.

3.2.1.1 Maximální výška nového sněhu

SNO udává charakteristický měřitelný ukazatel o výskytu sněhové pokrývky v daném termínu. Představuje vertikální vzdálenost mezi povrchem sněhové pokrývky a sněhoměrným prkénkem. Na stanicích v Česku se SNO měří v klimatologickém termínu 7 hodin místního času, přičemž se udává úhrn nově napadlého sněhu za období od 7 hodin předchozího dne do 7 hodin současného dne. Ve zprávách SYNOP se navíc uvádí hodinový údaj o SNO, a to pouze tehdy, napadl-li více než 1 cm sněhu před termínem pozorování (ČMeS, 2022).

V Česku představuje SNO zatím jediný využívaný ukazatel sloužící k hodnocení bodové extremity epizod silného sněžení, který spočívá ve stanovení maximální hodnoty SNO pro každý den události. Maximální hodnota SNO za vymezenou událost v období 1961 – 2020 je určena ze součtu denních maximálních hodnot SNO na konkrétní meteorologické stanici za daný časový úsek události. Zjištěné výsledné sumované hodnoty za všechny stanice

jsou následně seřazeny, z nichž se stanoví nejvyšší zaznamenaná hodnota SNO na konkrétní meteorologické stanici při události. Nakonec se sestaví seznam nejsilnějších událostí na základě bodové extremity podle SNO, a to vždy na základě celorepublikové maximální hodnoty jednodenní a tří denní SNO. Tento způsob hodnocení bodové extremity pomocí ukazatele jednodenní a tří denní maximální výšky nového sněhu se používá kvůli výslednému porovnání extremit u událostí silného sněžení. Jednodenní a tří denní maximální hodnoty zvoleny s ohledem na časové rozdělení extrémních událostí silných sněžení.

Alternativně lze při vyhodnocení bodové extremity uvažovat namísto SNO stanovení maximálního rozdílu ve výšce celkové sněhové pokrývky mezi dvěma termíny měření (dále jen dSCE), a to v případě doplnění počtu horských stanic (nad 800 m n. m.) monitorujících SNO. Problematická může být oproti manuálním měřením SNO vyšší míra chybovosti a nejistot plynoucích z automatického měření SCE u některých stanic ve vyšších a horských polohách, a to především u měření ultrazvukovým čidlem, které díky svému bodovému způsobu měření může způsobovat vyšší rozkolísanost naměřených dat oproti reálným hodnotám (Mair a Baumgartner, 2010).

3.2.1.2 Index extremity počasí WEI

K vyhodnocení plošné extremity klimatických, potažmo meteorologických událostí bez zohlednění zasaženého obyvatelstva lze využít metodiku v podobě indexu WEI (z angl. Weather Extremity Index). Metodika a implementace indexu WEI započala v roce 2012 na Ústavu fyziky atmosféry (Müller a Kašpar, 2014). Autoři ve svém výzkumu zjistili, že klíčová jedinečnost metody spočívá v její adaptaci na jednotlivé meteorologické události se zahrnutím aspektů doby opakování vybraného meteorologického prvku, velikosti zasažené oblasti a časové doby trvání konkrétní události. Index WEI lze použít pouze za předpokladů existence dlouhých staničních datových řad meteorologických proměnných. Obecně můžeme index WEI aplikovat na analýzu extremity řady nebezpečných projevů počasí (např. silné deště, vlny veder, větrné bouře atd.).

Index extremity počasí WEI byl nejprve aplikován na data SNO, jelikož se později ukázal problém s nedostatečným pokrytím dlouhých datových řad u řady stanic v některých oblastech Česka, došlo k jeho aplikaci na data dSCE. Index WEI byl počítán na datech dSCE na Ústavu fyziky atmosféry, konkrétně dr. Müllerem a dr. Kašparem.

Při výpočtu indexu WEI je nejprve nutno stanovit jednodenní až pětidenní maximální hodnoty dSCE z každé stanice zvlášť, a to za celé sledované období 1961 - 2019. Celkově do analýzy vstupuje 416 meteorologických stanic.

V dalším kroku se zjišťují doby opakování, a to na základě aplikace GEV rozdělení u jednodenních až pětidenních maxim dSCE seřazených do posloupnosti. Jelikož GEV rozdělení představuje parametrický model, musí se nejprve stanovit jeho tři parametry, a to pomocí statistického algoritmu L-moment se zpracováním průměrných hodnot (Hosking a Wallis, 1997). Poté se zjišťuje tvar rozdělení pravděpodobnosti datového souboru a jeho parametry (tvar, měřítko, poloha). Nakonec se pomocí distribuční funkce GEV rozdělení stanoví doby opakování v rocích na daných meteorologických stanicích pro každý den „zimní sezóny“ zvlášť.

Distribuční funkce GEV rozdělení pro získání doby opakování má následující tvary v závislosti na parametru k :

a) V případě parametru $k > 0$:

$$F(x) = \exp \left\{ - \left[1 - k \left(\frac{x-l}{s} \right) \right]^{\frac{1}{k}} \right\}$$

b) V případě parametru $k = 0$:

$$F(x) = \exp \left\{ - \exp \left(- \frac{x-l}{s} \right) \right\}$$

c) V případě parametru $k < 0$:

$$F(x) = \exp \left\{ - \left[1 - k \left(\frac{x-l}{s} \right) \right]^{\frac{1}{k}} \right\}$$

kde x je hodnota maximální meteorologické proměnné (max. dSCE), k je hodnota parametru tvar, s je hodnota parametru měřítko a l je hodnota parametru poloha.

Získané bodové doby opakování v předchozím kroku se následně zlogaritmují pomocí dekadického logaritmu a v další fázi se v prostředí programu ArcGis pomocí geostatistické interpolační metody lineární kriging interpolují do gridového pole. Horizontální rozlišení gridového pole u interpolace se nastavilo na hodnotu 2 km.

Následný výpočet zasažené plochy se provádí na základě seřazení všech pixelů vytvořeného rastru, které charakterizují plošnou dobou opakování, přičemž seřazení se provádí sestupně podle dob opakování. V předposledním kroku se vypočte geometrický průměr na základě dob opakování:

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

kde N_{ti} představuje dobu opakování v pixelu i pro časové okno t ; n je počet použitých pixelů tvořící plochu a .

V posledním kroku lze stanovit WEI dané události silného sněžení pomocí proměnné E_{ta} , která je vyjádřena rovnicí:

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

kde R je poloměr kruhu se shodnou velikostí jako plocha, ze které se počítá G_{ta} (geometrický průměr na základě dob opakování).

WEI dané události silného sněžení je rovna hodnotě E_{ta} . Hodnota E_{ta} je dosažena postupným zvětšováním plochy do chvíle, než začne znovu klesat započtením nedostatečně zasažených území. Délka trvání události 1-5 dní odpovídá velikosti časového okna, pro které dosáhne hodnota E_{ta} nejvyšších hodnot (Müller a Kašpar, 2014).

3.2.1.3 Regionální index sněžení RSI

Druhý nástroj sloužící k vyhodnocení plošné extremity událostí silného sněžení, který oproti předchozímu indexu WEI zohledňuje i zasažené obyvatelstvo, představuje Regionální index sněžení (z angl. Regional Snowfall Index). Metodicky byl index RSI odvozen z původní metodiky indexu Northeast snowfall impact scale (dále jen NESIS) z roku 2004 (Squires et al., 2016). Původní metodika NESIS neuvažovala větší dataset událostí silných sněžení a normalizovala průměry sněhové pokrývky a zasaženého obyvatelstva pouze u jediné prahové kategorie (Kocin a Uccellini, 2004). Podoba indexu RSI spočívá v normalizování průměrů sněhové pokrývky a zasaženého obyvatelstva pro čtyři prahové kategorie (Squires et al., 2016). Autoři stanovili algoritmus k výpočtu indexu RSI, který je vyjádřen vztahem

$$RSI = \sum_{(T-T_1)}^{(T_4)} \left[\left(\frac{A_T}{\bar{A}_T} + \frac{P_T}{\bar{P}_T} \right) \right]$$

kde T je prahová hodnota pro silné sněžení, klimaticky specifická pro daný region a počítána pro čtyři intervaly; A_T je zasažená plocha silným sněžením vyšším než prahová hodnota T ; \bar{A}_T je průměrná zasažená plocha silným sněžením vyšším než prahová hodnota T ; P_T je zasažený počet obyvatel silným sněžením vyšším než prahová hodnota T ; \bar{P}_T je průměrný zasažený počet obyvatel silným sněžením vyšším než prahová hodnota T .

Samotný postup zpracování indexu RSI ve vztahu k událostem silného sněžení zahrnuje nejprve prostorovou analýzu obyvatelstva, a to pomocí vztahu pro výpočet hustoty zalidnění (počet obyvatel v obci / rozloha obce). Výsledek podá informaci o hustotě zalidnění v dílčích obcích na 1 km² plochy jednotky.

V dalším kroku pomocí prostorové interpolace SNO (využitím interpolační metody cokriging) jsou nalezeny zasažené plochy k dílčím intervalům hodnot SNO u konkrétních obcí. Vynásobením plochy vybraného intervalu SNO v dané obci s údajem o počtu obyvatel žijících na 1 km² v územní jednotce obce dostaneme počet zasažených obyvatel událostí silného sněžení. Výsledné hodnoty zasažené plochy a obyvatelstva jsou dále vztaženy k prahovým hodnotám.

Prahové hodnoty u RSI jsou stanoveny na základě klimatických charakteristik pro různé klimatické regiony. V případě výpočtu RSI ve vztahu k událostem silného sněžení v Česku byly tyto hodnoty navrženy podle kritérií Systému integrované výstražné služby ČHMÚ (dále jen SIVS ČHMÚ) pro sněhové jevy (tj. 7, 15, 25 a 35 cm) (ČHMÚ, 2022b).

Průměrné hodnoty zasaženého počtu obyvatel a zasažené velikosti plochy jsou získané na základě aritmetického průměru z 30 sestupně seřazených maximálních hodnot zasaženého počtu obyvatel a zasažené velikosti plochy. Hodnota 30 největších hodnot je stanovena na základě poloviny datového souboru z celkového počtu událostí silného sněžení v Česku podle WEI.

3.2.2 Geostatistické interpolační metody

Geostatistické interpolační metody nejčastěji slouží k převedení bodové informace v podobě například naměřených staničních dat meteorologických prvků na plošnou informaci v celé ploše do formy gridových polí, kde každá buňka nese prostorovou informaci odvozenou z daného algoritmu interpolační metody. Existuje řada interpolačních metod, ale ke správnému popsání prostorové variability proměnné je zapotřebí kromě hustoty bodových dat i citlivý výběr interpolační metody s ohledem na prostorové rozložení proměnných v daných bodech (Ježek, 2015).

V této podkapitole je uveden pouze výběr interpolačních metod a jejich zvolených parametrů. Podrobnější popis interpolačních metod, jejich algoritmů a s nimi související výhody a nejistoty jsou uvedeny v předchozí bakalářské práci (Kolář, 2020).

K prostorové interpolaci bodových dat SNO či dSCE a jejich logaritmu dob opakování je využít software ArcGis, konkrétně verze ArcMap 10.7.1. Za účelem zjištění plošné extremity je nutno nejprve bodově naměřená data SNO, potažmo dSCE interpolovat do plochy. V tomto případě se nejlepší metodou ukázala geostatistická metoda cokriging, která se využívá k dosažení předpovědi primárního datového typu (SNO v prostoru), a je schopna k tomu použít korelovanou sekundární informaci (nadmořská výška získaná z digitálního modelu reliéfu), což lépe podchytí prostorovou informaci o rozložení sněhové pokrývky

v konkrétním území, a navíc ve vztahu k orografii. Rozlišení gridového pole je nastaveno na 2 km.

Vlastní postup spočíval nejprve v popsání charakteristik datového souboru. Příkazem Normal QQPlot se získalo zobrazení vstupních dat vůči souboru v normálovém rozdělení. Pokud došlo ke splnění normálního rozdělení nebylo zapotřebí u dat zvažovat transformaci. V případě bodových dat SNO transformace nebyla nutná, jelikož rozložení dat odpovídalo většinou poloze normálního rozdělení. V dalším kroku se vloží vstupní datové soubory. Konkrétně v případě datasetu 1: vektorová bodová vrstva SNO, dataset 2: rastrová vrstva Digitálního modelu reliéfu 4. generace s prostorovým rozlišením 5 x 5 metrů z databáze ArcČR 500 z webových stránek ČÚZK. Dále je zvolen typ metody cokriging ordinary. V případě datasetu SNO se odstraní globální trend prvního řádu, u dat nadmořské výšky DMR byl ponechán. Na základě semivariogramu se poté stanoví počet intervalů a jejich velikost. U bodových dat SNO zvolen počet intervalů na hodnotu 12 a velikost intervalů stanovena na 780 metrů. Cílem bylo dosažení nejlepšího predikčního výsledku pomocí interpolační metody cokriging, což se v případě SNO relativně podařilo.

V případě interpolace logaritmů dob opakování dSCE je použita metoda lineární kriging, která oproti cokrigingu nebere v potaz korelovanou sekundární informaci (např. nadmořská výška z DMR). Nastavení parametrů u metody lineární kriging je obdobné jako u výše zmíněné metody cokriging pro interpolaci SNO, akorát bez vstupního druhého datasetu.

3.2.3 Metody analyzující cirkulační příčiny silných sněžení

Jedním z často využívaných nástrojů k analýze synoptické situace u významných historických hydrometeorologických událostí jsou synoptické typy. Synoptické typy vycházejí z metod synoptické typizace, kdy se pro synoptické situace vybírají ze sledovaného souboru takové prvky, které jsou typické a předem definované. Metodicky lze říct, že u nás více typizace povětrnostních situací funguje jako klasifikace, kdy se jevy roztřídí do jistých skupin, což se negativně projevuje v dané metodě. Navíc velkou váhu zde má subjektivní pohled samotného meteorologa než pohled objektivní analýzy (ČHMÚ, 2022c).

Nejčastěji používanou metodou synoptické typizace ve středoevropském prostoru představuje typizace podle P. Hessa a H. Brezowského (Hess a Brezowsky, 1977). V Česku se hojně využívá také typizace povětrnostních situací Hydrometeorologického ústavu a typizace podle Končka a Reina, avšak do současnosti převládá tzv. Brádkova typizace synoptických situací (ČHMÚ, 2022c).

Cirkulační příčiny silných sněžení jsou dále analyzovány rozбором synoptických typů v jednotlivých dnech s událostmi silného sněžení. Princip spočívá v přiřazení synoptického typu ke každému dni s událostí silného sněžení na základě datového souboru zpracovaného v podobě kalendáře synoptických typů podle tzv. Brádkovy typizace synoptických typizace. (Brádka, 1968). Jedná se o nejběžněji používanou synoptickou typizaci v poměrech Česka a okolí. Typizace rozlišuje až 25 základních situací, které dále dělí a specifikuje na podskupiny s charakteristickým směrem postupu tlakových útvarů (ČHMÚ, 2022c).

Nejprve se rozdělí jednotlivé události silného sněžení podle převládajícího synoptického typu, na základě čehož se zjistí i četnost synoptických typů při případech se silným sněžením. U vícedenních událostí silného sněžení se vybere synoptický typ na počátku vícedenní události tak, aby co nejlépe reflektoval příčinnou synoptickou situaci pro silné sněžení. Pomocí tabelárního zpracování se vytvoří ucelený přehled událostí silného sněžení s přehledem synoptických typů a dosažené extremity podle jednotlivých metod a nástrojů.

Analýza cirkulačních příčin při událostech silného sněžení je kromě rozboru synoptických typů založena na vyhodnocení synoptických podmínek z dat některých meteorologických prvků, které úzce souvisí s dynamikou proudění a teplotními podmínkami ve spodní troposféře při těchto událostech. Klíčovým cílem je nalézt anomálie meteorologických prvků odlišující jednotlivé události z příčinného hlediska.

Z těchto důvodů se jeví pro analýzu nejvhodnější volba dvou meteorologických prvků, a sice teploty vzduchu v izobarické hladině 850 hPa a směru a rychlosti větru v izobarické hladině 850 hPa. Datový zdroj těchto meteorologických prvků pochází z reanalýzy NCEP/NCAR (viz podkapitolu 3.1.3).

Ke zpracování obou datových souborů je vybrán x, y bodový graf, kde na osu x je vynesena složka u (zonální složka), na osu y je vynesena složka v (meridionální složka). Každá bodová značka v grafu pak reprezentuje jednu událost silného sněžení, přičemž jsou značky dále rozděleny do tří velikostních kategorií podle dosaženého indexu WEI při konkrétní události a z hlediska aspektu sezonality událostí. Zvolené intervaly (50+, 75+, 100+) pro velikostní kategorie vychází ze statistického rozdělení hodnot indexu WEI v rámci datového souboru 60 událostí silného sněžení a 18 nejextrémnějších událostí silného sněžení (viz kapitolu 4.4).

Data o teplotě a větru jsou analyzována a vztažena k prostorovému rozsahu odpovídajícímu přibližně Česku a jeho blízkému okolí, konkrétně v geografickém pásu mezi

12,5° až 20° v. d. a 47,5° až 52,5° s. š. Teplotní pole je analyzováno přes horizontální gradient, který se nejčastěji vyjadřuje na horizontální vzdálenost 100 km. Z dat se následně zjišťuje velikost teplotního gradientu v daném termínu výpočtem pomocí Pythagorovy věty.

Z výsledných velikostí gradientů se pak vybere termín s maximální velikostí gradientu při dané události silného sněžení, jehož u a v složky se promítnou do grafu na osy x a y . Výsledné výstupy pak zachycují grafickým zpracováním:

a) Maximální zonální a meridionální teplotní gradienty při událostech silného sněžení

b) Směr a maximální rychlost větru při událostech silného sněžení

Z výstupů pak lze odvodit synoptické podmínky panující při událostech silného sněžení. Každý kvadrant diagramu představuje sektor, který je orientovaný vůči světové straně. V praxi to znamená, že kvadrant s kladnou u a v složkou představuje SV světovou stranu, kvadrant se zápornou u a v složkou pak analogicky JZ světovou stranu atd.

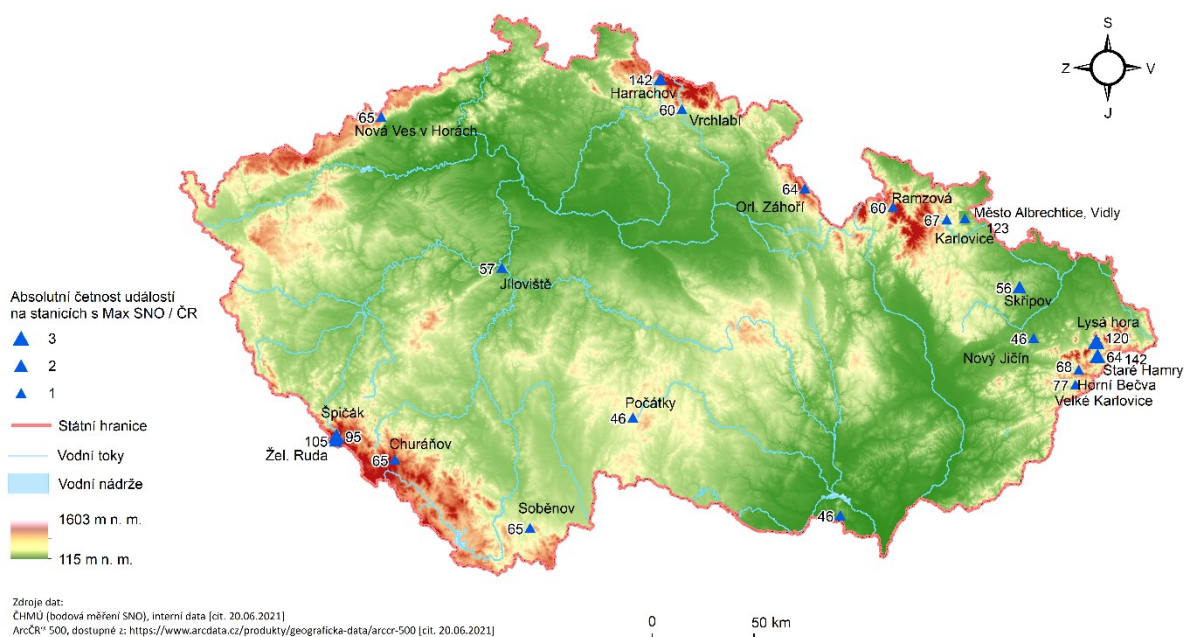
V případě teplotních gradientů v hladině 850 hPa poloha bodové značky vůči středu diagramu vyjadřuje velikost teplotního gradientu ($^{\circ}\text{C}/100\text{ km}$). Orientaci teplotního gradientu vyjadřuje poloha značky uvnitř sektoru. Například značka vpravo dole označuje kladné u , tedy že směrem na východ teplota roste, a zároveň záporné v , tedy že směrem k severu teplota klesá, což charakterizuje polohu teplejšího vzduchu jihovýchodně od území Česka.

V případě směru a rychlosti větru v hladině 850 hPa každý kvadrant diagramu představuje sektor, který je orientovaný vůči světové straně. V praxi to znamená, že kvadrant s kladnou u a v složkou představuje SV světovou stranu, kvadrant se zápornou u a v složkou pak analogicky JZ světovou stranu atd. Poloha bodové značky vůči středu diagramu vyjadřuje hodnotu rychlosti větru (m/s). Orientace značky vůči sektoru znázorňuje směr odkud vítr vane.

4 Extrémy silného sněžení v Česku podle jednotlivých metod

4.1 Extrémy podle maximální výšky nového sněhu na stanicích

Extrémy podle maximální výšky nového sněhu představují charakteristický ukazatel z hlediska maximální dosažené bodové extremity. Nejčastěji jsou tyto extrémy vázány na vyšší a horské polohy a při výjimečné synoptické situace může k těmto extrémům dojít i v nižších a středních polohách. Na základě vyhodnocení bodové extremity podle nástroje maximální celorepublikové SNO u 30 největších událostí silného sněžení vyplývá, že nejvíce zaznamenaných extrémních případů silného sněžení z pohledu četnosti událostí s maximální SNO za jednodenní a třídní časové období je v Moravskoslezských Beskydech (obr. 21).



Obr. 21: Bodová extremita maximální výšky nového sněhu (cm) podle absolutní četnosti událostí silného sněžení (1961 – 2019), kdy se na dané stanici vyskytlo maximum za ČR, sestavena z 30 maximálních hodnot výšky nového sněhu (zdroje dat: ČHMÚ, ČÚZK, vlastní zpracování)

Za zmínku stojí také případ silného sněžení ze dne 25.11.1969, kdy na stanici Jíloviště (obr. 21) ležící jihozápadně od Prahy v nadmořské výšce pouhých 354 m n. m. nasněžilo maximum za dva dny až 57 cm nového sněhu (příloha 1). Tato listopadová událost se stala

jednou z nejextrémnějších z hlediska hodnocené plošné extremity podle indexů WEI a RSI, a to ze všech analyzovaných případů silných sněžení (1961 – 2019) (viz kapitoly 4.2 a 4.3).

Nejextrémnější případ silného sněžení z hlediska maximální jednodenní hodnoty SNO představuje událost ze dne 5.12.1998 (tab. 3). Tehdy na stanici v Harrachově v nadmořské výšce 707 m n. m. bylo naměřeno 66 cm za jediný den.

Na druhém až třetím místě se umístila dvojice nejsilnějších událostí. Během první z nich ze dne 29.3.1979 zaznamenala stanice Špičák na Šumavě nedaleko Železné Rudy v nadmořské výšce 947 m n. m. až 65 cm nového sněhu za jediný den. Druhá událost ze dne 14.10.2009 se řadí mezi extrémní z hlediska sezonality a jejího brzkého načasování do podzimního měsíce. V důsledku severního návětrného efektu byla na Lysé hoře naměřena nejvyšší říjnová SNO od roku 1897, a to 65 cm za jediný den (Kolář, 2020).

Tab. 3: Přehledová tabulka extrémů podle nástroje hodnotící bodovou extremitu – maximální jednodenní výšky nového sněhu (1961 – 2019) (zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování):

Pořadí	Datum události	Max SNO (cm)	Synoptický typ	Stanice	Nadmořská výška (m n. m.)
1	5.12.1998	66	B	Harrachov	707
2 - 3	29.3.1979	65	C	Žel. Ruda - Špičák	947
2 - 3	14.10.2009	65	NĚc	Lysá hora	1322

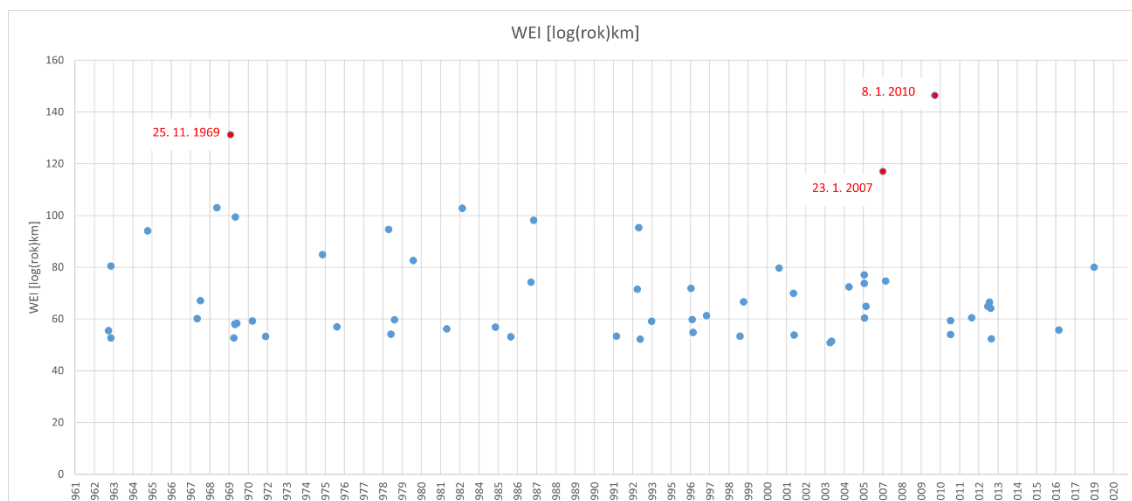
Nejvyšší třídenní maximální hodnota SNO byla zaznamenána při události dne 17.2.1985 na stanici Staré Hamry v Beskydech v nadmořské výšce pouhých 527 m n. m., kde napadlo 145 cm nového sněhu (tab. 4). Druhá nejsilnější událost z hlediska třídenní maximální SNO se vyskytla dne 5.12.1998 na stanici Harrachov v Krkonoších v 707 m n. m., kde napadlo 142 cm nového sněhu. Třetí nejsilnější událostí je v porovnání s prvními dvěma událostmi o poznání slabší. Z hlediska maximální SNO napadlo 123 cm nového sněhu na stanici Město Albrechtice, Vidly nedaleko Krnova v nadmořské výšce 774 m n. m.

Tab. 4: Přehledová tabulka tří nejsilnějších událostí silného sněžení podle nástroje hodnotící bodovou extremitu – Maximální třídenní výška nového sněhu (1961 – 2019) (zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování):

Pořadí	První den události	Max SNO (cm)	Synoptický typ	Stanice	Nadmořská výška (m n. m.)
1	17.2.1985	145	NEc	Staré Hamry	527
2	4.12.1998	142	B	Harrachov	707
3	1.3.1996	123	Nc	Město Albrechtice, Vidly	774

4.2 Extrémy podle Indexu extremitu počasí WEI

Tato kapitola je věnována výsledkům hodnocení plošné extremitu událostí silných sněžení bez zasaženého obyvatelstva. Pomocí WEI a hodnocení extremitu epizod silných sněžení pomocí průměrných dob opakování za událost, jsou sestaveny grafické i tabelární přehledy nejsilnějších událostí silných sněžení mezi lety 1961 - 2019.



Obr. 22: Grafický přehled 60 největších událostí silných sněžení (1961 – 2019) na základě WEI [log(rok)km]

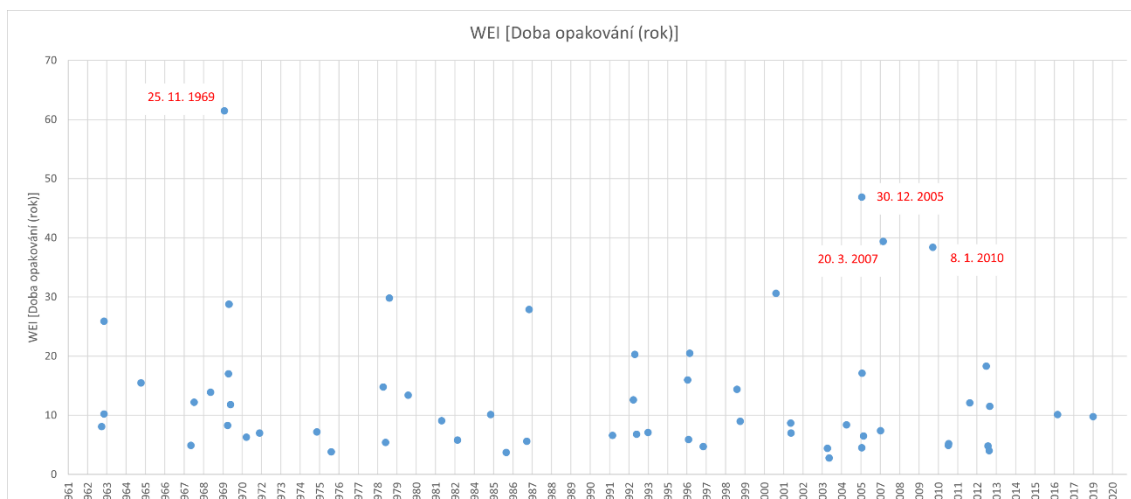
Z obr. 22 vyplývá, že nejsilnější událostí silného sněžení z hlediska hodnocené plošné extremitu podle WEI je třídenní událost začínající 8.1.2010. Událost byla významná jak z hlediska zasažené plochy odpovídající polovině rozlohy Česka (tab. 5), tak i z hlediska průměrné doby opakování dSCE na stanicích, která dosáhla hodnoty 38,4 roků, čímž se umístila na 4. místě z hlediska nejvyšších dob opakování (příloha 3). Kombinací poměrně

vysoké hodnoty zasažené plochy a čtvrté nejvyšší průměrné doby opakování dSCE na stanicích se jedná o nejextrémnější událost z hlediska plošné extremity za poslední více než půlstoletí. Jde tedy zcela jistě o ní prohlásit, že se jedná o jednu z nejextrémnějších událostí silných sněžení v novodobé historii Česka. Podrobnější analýza této události a jejích příčinných synoptických podmínek je podrobněji rozebírána v bakalářské práci (Kolář, 2020).

Tab. 5: Přehledová tabulka tří nejsilnějších událostí silného sněžení podle WEI [$\log(\text{rok})\text{km}$] (zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování):

Pořadí	Datum události	Doba trvání (den)	Plocha (km^2)_WEI	Doba opakování (rok)_WEI	WEI [$\log(\text{rok})\text{km}$]	Synoptický typ
1	08.01.2010	3	38 196	38,4	146,4	Ec
2	25.11.1969	2	27 444	61,5	131,2	B
3	23.01.2007	2	52 984	7,4	117	NEc

Druhou nejsilnější zaznamenanou událostí silného sněžení podle WEI byla dvoudenní událost ze dne 25.11.1969. Událost je výjimečná zejména svojí výraznou průměrnou dobou opakování dSCE na stanicích 61,5 roků (tab. 5), a to díky jejímu časnému načasování do druhé poloviny poslední listopadové dekády před začátkem meteorologické zimy. Událost navíc významněji zasáhla zejména nižší polohy v okolí Prahy (viz předchozí kapitolu 4.1), což také přispělo k její vyšší průměrné době opakování. Z hlediska dosažené plošné extremity podle WEI se jedná o nejextrémnější událost druhé poloviny 20. století. Podrobnější analýza události a popis příčinné synoptické situace je uveden v kapitole 6.1.



Obr. 23: Grafický přehled 60 největších událostí silných sněžení (1961 – 2019) na základě WEI podle průměrných dob opakování dSCE na stanicích (rok) (zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování)

Třetí nejsilnější událostí z hlediska WEI byla dvoudenní událost silného sněžení, která byla zaznamenána 23.1.2007. Zajímavostí je skutečnost jejího načasování jen necelý týden po ničivém orkánu Kyrill, který způsobil rozsáhlé větrné škody v západní a střední Evropě. Událost zasáhla až $\frac{3}{4}$ rozlohy Česka s rozlohou zasaženého území až necelých 53 000 km² (tab. 5), čímž se stala nejextrémnější událostí z hlediska rozlohy zasaženého území (příloha 2), což se projevilo nejvýrazněji na její plošné extrémě. Z hlediska doby opakování dSCE na stanicích 7,4 roku se jednalo o výraznější událost lednového sněžení, ale nikoliv extrémní.

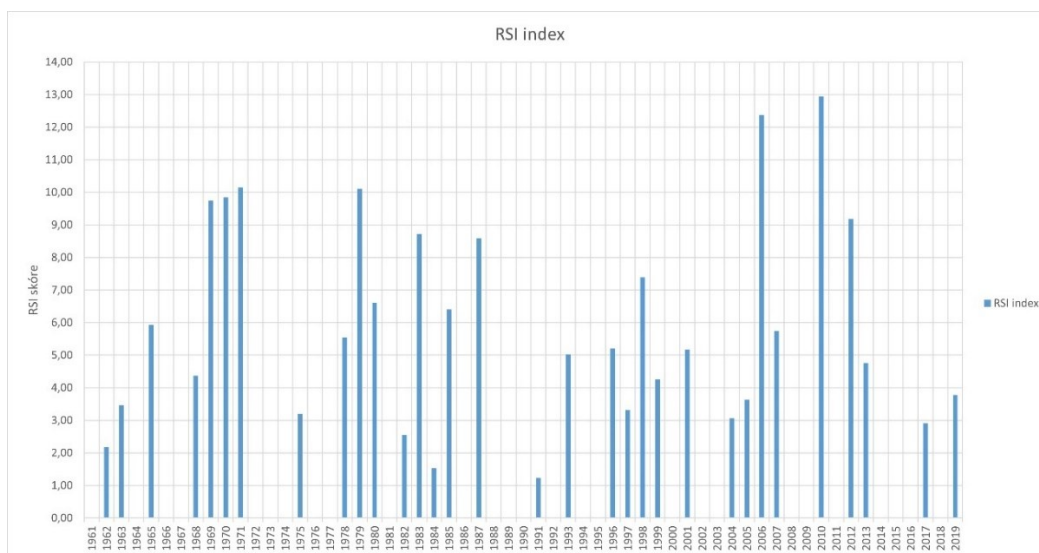
Z hlediska průměrných dob opakování se nejextrémnější událostí stala listopadová událost 25.11 / 26.11.1969, která se umístila na první místo s průměrnou dobou opakování 61,5 roku. Extrémnost události spočívala v její sezonalitě do listopadového měsíce a v zasažení značné plochy Česka (tab. 6).

Tab. 6: Přehledová tabulka tří nejsilnějších událostí silného sněžení podle WEI a průměrných dob opakování dSCE na stanicích (rok) (zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování):

Pořadí	Datum události	Doba trvání (den)	Plocha (km ²)_WEI	Průměrná doba opakování (rok)_WEI	WEI [log(rok)km]	Synoptický typ
1	25.11.1969	2	27 444	61,5	131,2	B
2	30.12.2005	1	11 284	46,9	77,1	NEc
3	20.03.2007	1	13 332	39,4	74,7	B

4.3 Extrémy podle Regionálního indexu sněžení RSI

V této kapitole jsou zpracovány výsledné extrémní události získané pomocí indexu hodnotící plošnou extremitu událostí silných sněžení se zohledněním zasaženého obyvatelstva, tzv. RSI. Graficky jsou zpracovány hodnoty RSI v podobě RSI skóre u událostí silného sněžení pro jednotlivé roky za sledované období 1961 – 2019 (obr. 24). Tabelárně pak přehled tří nejextrémnějších událostí silného sněžení na základě indexu RSI s přiřazením dané kategorie podle metodiky Squires et al., 2014 (tab. 7).



Obr. 24: Výsledné hodnoty RSI skóre u indexu RSI (zdroje dat: ČHMÚ, ČSÚ, vlastní zpracování)

Nejextrémnější událost silného sněžení z hlediska RSI představuje třídenní lednová událost z 8.1.2010, která výraznějším spádem nového sněhu postihla hlavní město a obce

v blízkosti velkých krajských měst v Čechách, kde se nachází vysoká koncentrace obyvatelstva (Kolář, 2020). Z tohoto důvodu se událost zařadila na první místo s hodnotou RSI skóre 12,95 (tab. 7).

Na druhém místě s hodnotou RSI skóre 12,37 skončila pětidenní událost silného sněžení z 6.2.2006, která se vyznačovala dlouhodobějším přírůstkem sněhové pokrývky nejen v Česku, ale i v širším pásu střední Evropy. Nejvíce zasažené byly oblasti od středních poloh (přibližně 400 m n. m. a více).

Poslední třetí nejsilnější událost silného sněžení s čtyřdenním trváním se vyskytla 25.2.1971 s hodnotou RSI skóre 10,15. Událost je oproti prvním dvěma nejsilnějším událostem podstatně slabší, vzhledem k její čtyřdenní době trvání.

Tab. 7: Přehledová tabulka tří nejsilnějších událostí silného sněžení podle RSI (zdroje dat: ČHMÚ, ČSÚ, vlastní zpracování):

Pořadí	Počáteční datum	Doba trvání (den)	RSI index	Kategorie	Synoptický typ
1	08.01.2010	3	12,95	4	Ec
2	06.02.2006	5	12,37	4	Vfz
3	25.02.1971	4	10,15	4	Nc

4.4 Porovnání extrémních událostí silného sněžení

K porovnání extrémních událostí silných sněžení je aplikováno nejprve hodnocení na základě pořadí jednotlivých událostí, a to zvlášť u každého indexu či nástroje hodnotící extremitu události. K porovnávací analýze byly vybrány 4 hodnotící ukazatele extremity, přičemž dva z nich hodnotí bodovou extremitu (maximální jednodenní a maximální třídní SNO) a dva z nich plošnou extremitu (indexy WEI a RSI). Následně se porovnávají události z hlediska rozdílností v dosažené extremitě. Pro přehlednost je zpracováno celkově 17 nejextrémnějších událostí silných sněžení za období 1961 – 2019, přičemž zvoleno bylo vždy 5 nejsilnějších událostí pro každý ukazatel extremity zvlášť.

Nejextrémnější událostí silného sněžení z hlediska plošné extremity podle RSI a WEI je třídní epizoda silného sněžení z 8.1.2010. Událost tehdy postihla silným sněžením velkoprostorově Čechy, kde zasáhla i velká hustě osídlená města (Praha, Pardubice,

Hradec Králové atd.). Této události se již podrobněji věnovala bakalářská práce (Kolář, 2020), a z tohoto důvodu nebude použita k další podrobnější analýze v kapitole 6.

Dalšími nejextrémnějšími událostmi jsou okrajové případy silných sněžení u zimní sezóny 1969/1970. Jedné z těchto událostí je v kapitole 6.1 věnován podrobnější rozbor a analýza. První dvoudenní událost extrémního sněžení přišla z hlediska sezonality poměrně brzy již 25.11.1969, a to v podstatě ještě během podzimu před začátkem meteorologické zimy. Událost tak byla výjimečná svojí abnormalitou vůči ročnímu chodu, díky které šlo o nejextrémnější událost z hlediska doby opakování dSCE na stanicích u WEI (kapitola 4.2). Celkově událost skončila po extrémním sněžení v roce 2010 na druhém místě z hlediska WEI. Významné bylo i zasažení hustě osídlených oblastí a větších měst (např. Praha), což se projevilo z hlediska jejího umístění na 6. místě při hodnocení plošné extremity události se zohledněním zasaženého obyvatelstva podle RSI. Druhým extrémním dvoudenním případem silného sněžení, který nastal po skončení zimní sezóny 1969/1970, již začátkem meteorologického jara, byla událost 4.3.1970. Událost byla oproti předchozímu listopadovému případu z roku 1969 slabší z hlediska plošné extremity podle WEI, kde skončila na 6. místě. Podle plošného indexu extremity RSI však byla o trochu výraznější a skončila na 5. místě.

Z výsledné tabulky 8 vyplývá rozdílnost ve výsledném pořadí událostí v závislosti na použitém hodnotícím indexu či nástroji k určení extremity silného sněžení. V případě nástrojů k hodnocení bodové extremity událostí (extremity podle 1denní max SNO a extremity podle 3denní max SNO) dominují především vyšší a horské polohy, kde obvykle nasněží vlivem orografie vyšší SNO než v nižších polohách (neplatí to však u všech událostí, ale většinou ano). V případě plošné extremity podle indexů WEI a RSI mají větší váhu zasažené oblasti nižších a středních poloh. U těchto indexů má klíčovou funkci velikost zasažené plochy, časový rámeček události, aspekt sezonality, potažmo aspekt zasaženého obyvatelstva u RSI. V případě události se zasaženou plochou pouze v horských oblastech, nedojde k významné plošné extremitě, jelikož horské oblasti v Česku tvoří pouze 1 % celkové rozlohy Česka, nižší a část středních poloh do 500 m n. m. pak 67 % celkové rozlohy Česka (ČSÚ, 2005).

Závěrem lze konstatovat, že extremity u událostí silného sněžení představuje komplexní problematiku. Nelze jí tedy hodnotit univerzálním nástrojem či metodou.

Tab. 8: Přehledová tabulka shrnující 17 extrémních událostí silného sněžení v období 1961 – 2019 a jejich výsledné pořadí v závislosti na použitém indexu v hodnocení jejich extremity, v závorce vedle výsledného pořadí uvedena extrémní hodnota výsledného použitého indexu či nástroje, červeně označené datum označuje podrobněji analyzovanou událost dále v kapitole 6 (vlastní zpracování):

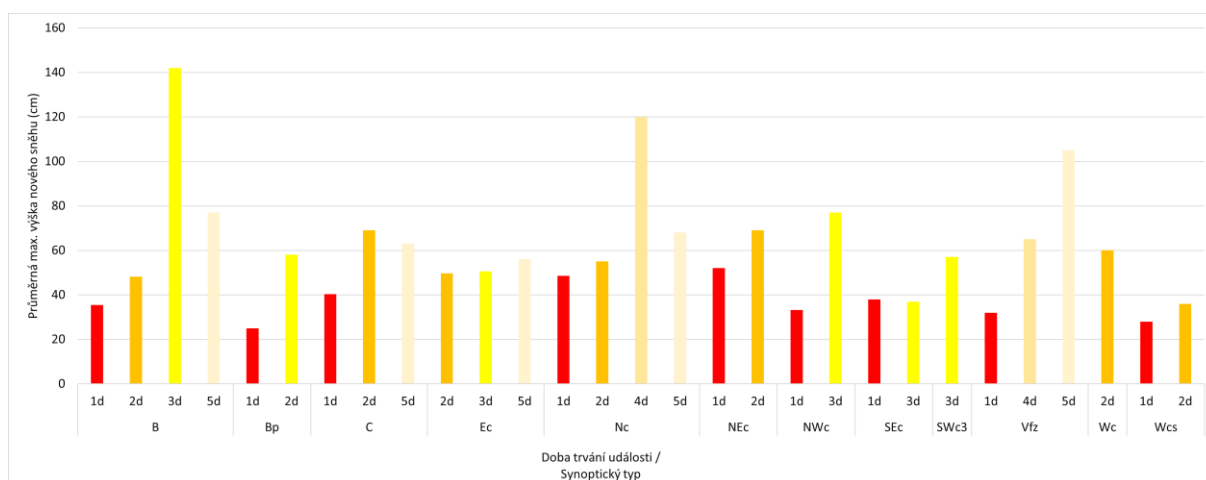
Datum události	Doba trvání (den)	Synop typ	Extremita podle 1denní max SNO	Extremita podle 3denní max SNO	Extremita podle WEI (log(rok)km)	Extremita podle RSI (hrubé skóre)
12.02.1969	5	C	(30 cm)	(45 cm)	4) (103)	21) (5,06)
25.11.1969	2	B	(40 cm)	(59 cm)	2) (131,2)	6) (9,74)
04.03.1970	2	B	(42 cm)	(107 cm)	6) (99,4)	5) (9,85)
25.02.1971	4	Nc	(50 cm)	4) (120 cm)	37) (59,3)	3) (10,15)
12.01.1979	5	B	(53 cm)	(73 cm)	48) (54,2)	4) (10,11)
29.03.1979	5	C	2-3) (65 cm)	(107 cm)	35) (59,7)	37) (3,37)
22.04.1980	3	NEc	(60 cm)	5) (115 cm)	12) (82,6)	12) (6,61)
09.02.1983	4	Cv	(31 cm)	(46 cm)	5) (102,8)	9) (8,72)
17.02.1985	3	NEc	(60 cm)	1) (145 cm)	N	N
06.04.1994	3	B	5) (61 cm)	(66 cm)	N	N
01.03.1996	3	Nc	(47 cm)	3) (123 cm)	N	N
05.12.1998	3	B	1) (66 cm)	2) (142 cm)	52) (53,4)	11) (7,39)
30.12.2005	1	NEc	4) (64 cm)	(95 cm)	16) (77,1)	44) (2,79)
06.02.2006	5	Vfz	(42 cm)	(78 cm)	27) (64,9)	2) (12,37)
23.01.2007	2	NEc	(55 cm)	(72 cm)	3) (117)	17) (5,74)
14.10.2009	1	NEc	2-3) (65 cm)	(107 cm)	N	N
08.01.2010	3	Ec	(36 cm)	(64 cm)	1) (146,4)	1) (12,95)

Pozn: N = Nevyhodnocená plošná extremita u události s výraznou bodovou extremitou, plošná extremita s výrazně nízkým pořadím (viz Kolář, 2020)

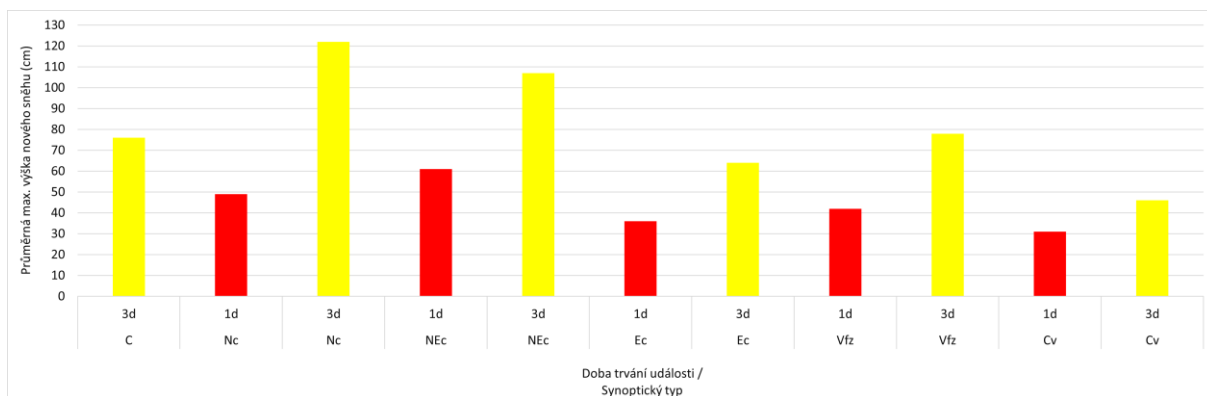
5 Cirkulační příčiny případů silných sněžení

5.1 Synoptické typy

K analýze cirkulačních příčin pomocí synoptických typů jsou vybrány pro účely objektivního zjištění synoptických příčin dva datové soubory událostí silných sněžení. První rozsáhlejší datový soubor zahrnuje klimatologickou sérii 60 největších událostí silných sněžení (1961 – 2019) vybraných na základě indexu extremity počasí WEI (Příloha 2). Druhý menší datový soubor obsahuje 17 nejextrémnějších událostí silných sněžení (1961 – 2019), a to vymezených na základě vždy 5 nejextrémnějších událostí silného sněžení z hlediska extremity podle jednotlivých ukazatelů (max. 1d a 3d SNO, WEI a RSI) (tab. 8). Z obou datových souborů jsou dále interpretovány výsledky zpracované formou grafů. Formou grafů je také zpracováno pro oba datové soubory rozdělení událostí podle převládajícího synoptického typu.



Obr. 25: Průměrná maximální výška nového sněhu v závislosti na časové době trvání události a synoptickém typu, sestaveno z 60 největších událostí silných sněžení podle WEI (zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování)

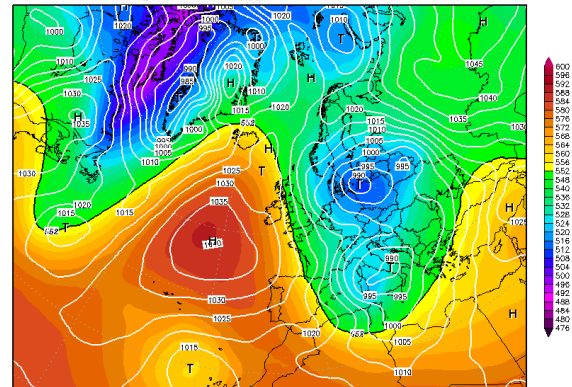


Obr. 26: Průměrná maximální výška nového sněhu v závislosti na synoptickém typu, sestaveno z 10 extrémních událostí silných sněžení podle maximální jednodenní a třídní výšky nového sněhu (tab. 8) (zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování)

Z obr. 25 a 26 vyplývá, že nejvyšší průměrná maximální SNO nastává v případě jednodenních událostí silného sněžení při výskytu synoptických typů NEc (severovýchodní cyklonální situace), B (brázda nízkého tlaku nad střední Evropou), Nc (severní cyklonální situace) a C (cyklona nad střední Evropou), což velmi často přináší maxima SNO do vyšších a horských poloh – např. jednodenní událost silného sněžení 30.12.2005 (příloha 1). U synoptických typů NEc a Nc je typické vysunutí hřebene vysokého tlaku vzduchu přes Britské ostrovy, kde dochází k blokaci teplého zonálního západního proudění od Atlantiku do Evropy. V případě Nc situace (obr. 27) dochází v oblasti Balkánského poloostrova ke vzniku oblasti nižšího tlaku vzduchu, do které může ústít vytvořená frontální zóna směřující od Islandu, případně Norského moře přes střední Evropu. Někdy dochází k zatečení studeného vzduchu až do oblasti Středomoří, což vede v oblasti k rozvoji další cyklonální činnosti.



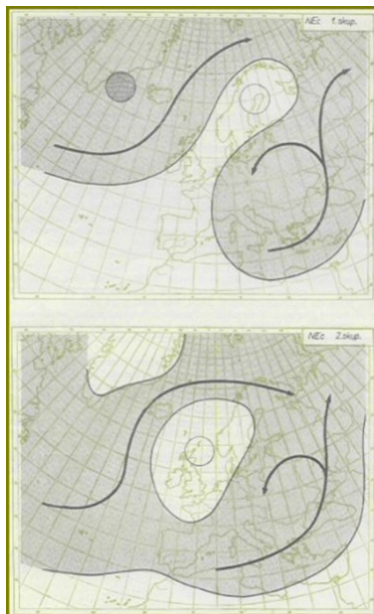
14FEB2005 12Z
500hPa Geopotential (gdam), Bodendruck (hPa)



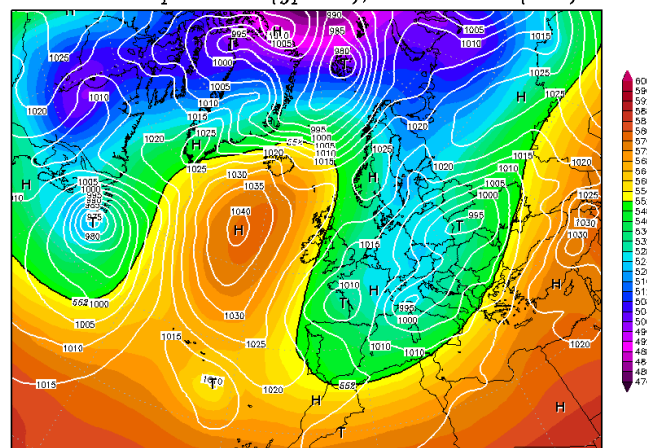
Daten: CFS Reanalysis
(C) Wetterzentrale
www.wetterzentrale.de

Obr. 27: Schématické znázornění Nc situace (severní cyklonální situace) (vlevo), příklad synoptického typu Nc při události silného sněžení ze dne 14. 2. 2005 (vpravo) (zdroje: ČHMÚ, 2022c, Wetterzentrale.de)

V případě NEc situace se výrazná oblast vysokého tlaku vzduchu vyskytuje nejen nad Britskými ostrovy, ale i nad Skandinávií, kde může tvořit jádro tlakové výše. Do oblasti střední Evropy kolem této tlakové výše nad Skandinávií proudí při zemi studené severní až severovýchodní proudění. Kolem výškové tlakové níže nad Balkánem dochází ve výšce k advekci teplého vzduchu do oblasti střední Evropy, která se může na rozhraní vzduchových hmot projevit trvalejšími a vydatnějšími srážkami (obr. 28).



24JAN2007 18Z
500hPa Geopotential (gdam), Bodendruck (hPa)

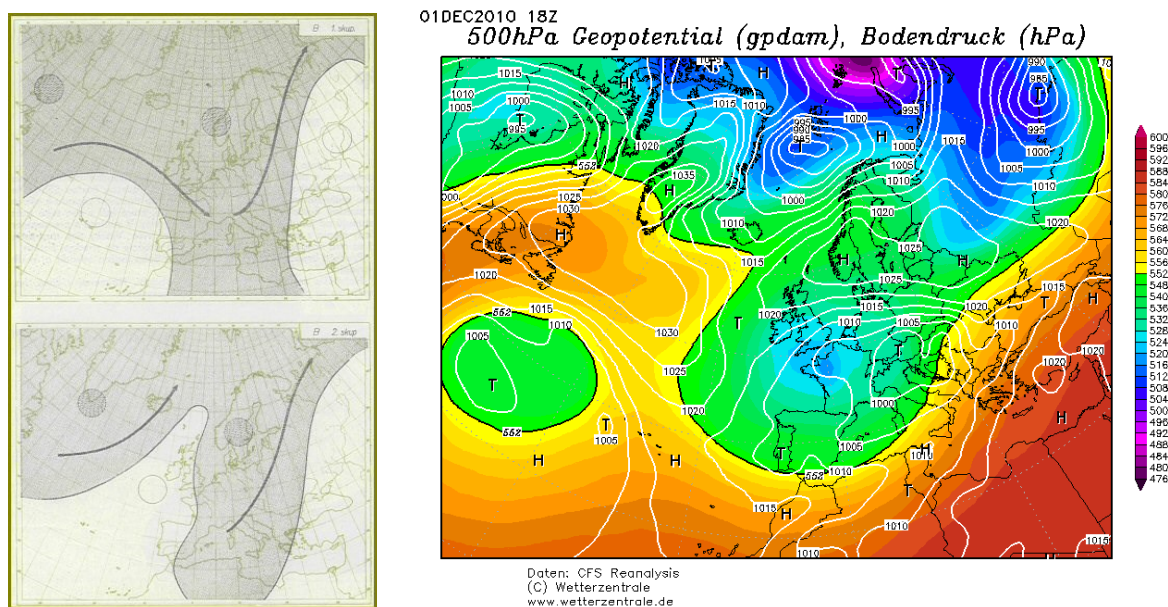


Daten: CFS Reanalysis
(C) Wetterzentrale
www.wetterzentrale.de

Obr. 28: Schématické znázornění NEc situace (severovýchodní cyklonální situace) (vlevo), příklad synoptického typu NEc při události silného sněžení ze dne 24. 1. 2007 (vpravo) (zdroje: ČHMÚ, 2022c, Wetterzentrale.de)

V případě vícedenních událostí silného sněžení dochází k nejvyšší průměrné maximální SNO při výskytu synoptických typů Nc (severní cyklonální situace), B (brázda nízkého tlaku nad střední Evropou), Ec (východní cyklonální situace), NEc (severovýchodní cyklonální situace) a Vfz (vchod frontální zóny). Zejména při druhém a třetím zmiňovaném synoptickém typu dochází k významnému trvalému a vydatnému sněžení i v nižších a středních polohách (příloha 1).

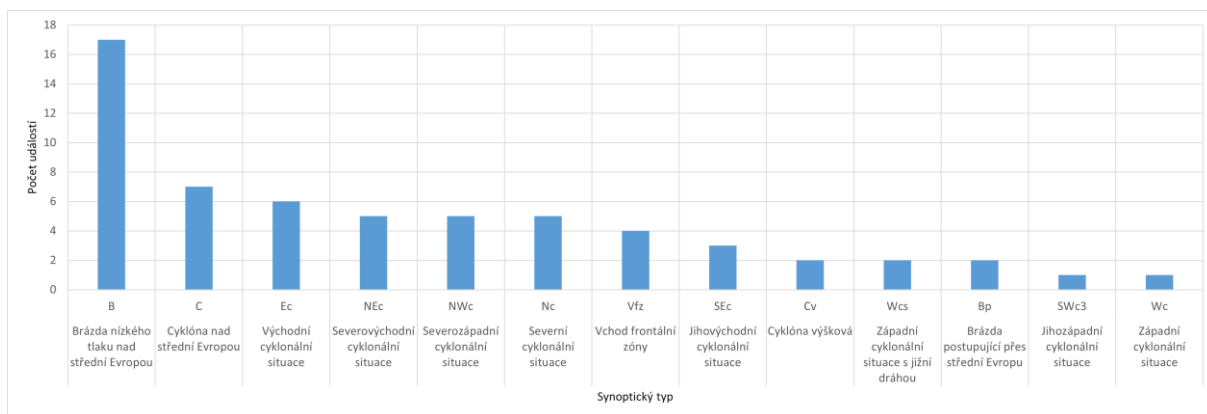
Synoptický typ B (brázda nízkého tlaku nad střední Evropou) (obr. 29) je ovlivněn řídicí cyklonou nad Skandinávií. Z této cyklony vybíhá brázda nízkého tlaku vzduchu táhnoucí se až do oblasti Středomoří. Zároveň do oblasti Středomoří proudí od severozápadu studený vzduch, který podporuje bohatou cyklogenezi nad teplejšími vodami Středozemního moře. Z této oblasti následně postupuje tzv. středomořská cyklona, případně frontální vlna po tzv. dráze Vb. Frontální vlna pak zasahuje silnějším trvalejším sněžením více Moravu a západní Slovensko než Čechy, což i souvisí s protáhlým horským masivem Alp ležícím v její cestě, ale častěji však závisí oblast zasažení na poloze tlakové níže. Zároveň se vytváří výrazné teplotní rozhraní mezi Českem a západním a východním Slovenskem při západnější dráze frontální vlny. Obecně nejčastější výskyt synoptického typu B bývá v dubnu, květnu, a od října do prosince (ČHMÚ, 2022c). Příklady událostí silného sněžení jsou např. dvoudenní událost 25.11.1969 a jednodenní události 1.12.2010 a 3.2.2019 (příloha 2).



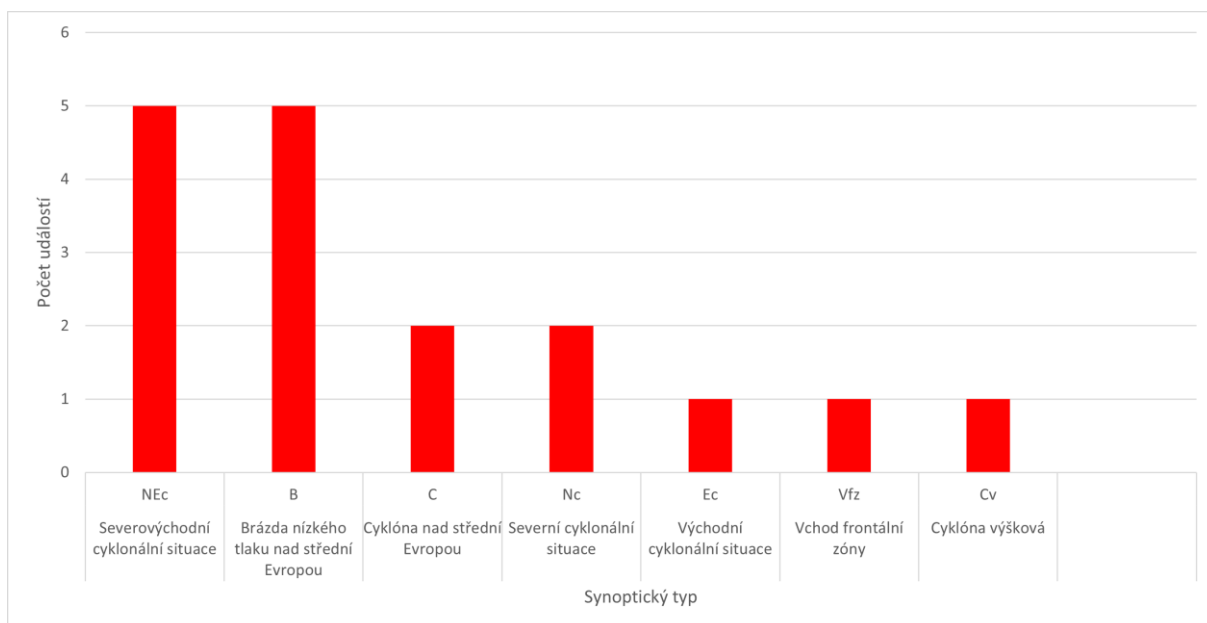
Obr. 29: Schématické znázornění synoptického typu B (výšková brázda nízkého tlaku nad střední Evropou) (vlevo), příklad synoptického typu B při události silného sněžení ze dne 1. 12. 2010 (vpravo) (zdroje: ČHMÚ, 2022c, Wetterzentrale.de)

Posuzujeme-li rozdělení většího datového souboru 60 událostí silných sněžení podle příčinných synoptických typů (bez ohledu na extremitu události), vyjde v největším zastoupení počtu událostí synoptický typ B (brázda nízkého tlaku nad střední Evropou)

s absolutním počtem 17 událostí (obr. 30). Jedná se o velmi zajímavé zjištění, jelikož synoptický typ B vykazuje poměrně výraznou sezonalitu během roku do pozdních jarních měsíců a začátku zimy (ČHMÚ, 2022c). Synoptické typy se severní složkou (NEc, NWc, Nc) způsobující nejsilnější sněžení u jednodenních událostí ve vyšších a horských oblastech z hlediska průměrné maximální SNO jsou až na 4. až 6. místě v počtu po pěti událostech silného sněžení.



Obr. 30: Rozdělení 60 událostí silných sněžení (podle WEI) na základě četnosti příčinných synoptických typů (zdroj: ČHMÚ, 2022c, vlastní zpracování)

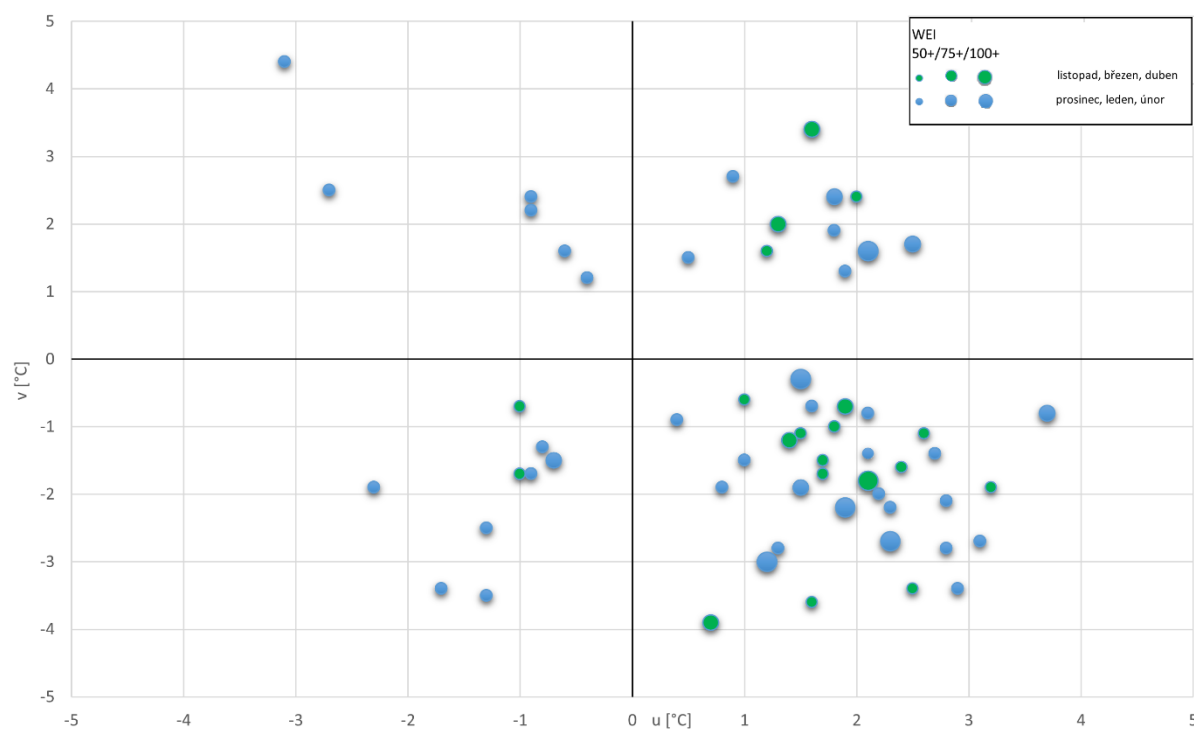


Obr. 31: Rozdělení 17 extrémních událostí sněžení (tab. 8) na základě četnosti příčinných synoptických typů (zdroj: ČHMÚ, 2022c, vlastní zpracování)

Ze 17 nejextrémnějších událostí sněžení (obr. 31) dominují synoptické typy NEc a B s počtem pěti událostí extrémního sněžení, což souvisí s významnou bodovou extremitou SNO, která nastává v horských oblastech za těchto situací, zejména v oblasti Beskyd.

5.2 Anomálie meteorologických prvků

K rozboru cirkulačních příčin případů silných sněžení jsou vybrány kromě synoptických typů také anomálie dvou meteorologických prvků, a sice teploty vzduchu v izobarické hladině 850 hPa a směru a rychlosti větru v izobarické hladině 850 hPa. Pro každý meteorologický prvek je zpracován graf reprezentující jeho anomálie, a to u 60 událostí silných sněžení podle WEI a u 17 nejextrémnějších událostí sněžení za období 1961 – 2019 (kapitola 4.4).

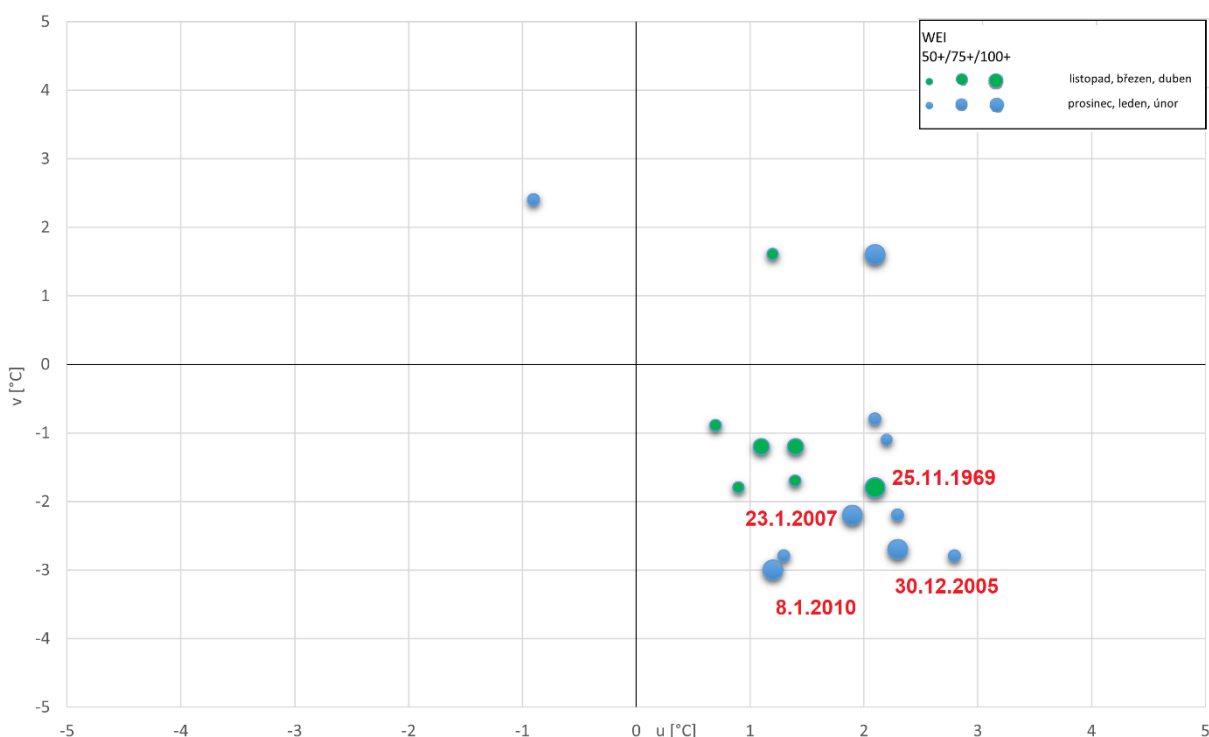


Obr. 32: Rozložení maximálních zonálních gradientů (u -složka na ose x) a meridionálních gradientů (v -složka na ose y) teploty vzduchu v hladině AT 850 hPa při 60 událostech silných sněžení (podle WEI) v prostorovém rozsahu $10^\circ - 20^\circ$ v. d., $47,5^\circ - 52,5^\circ$ s. š. Poloha bodové značky vůči středu diagramu vyjadřuje teplotní gradient [$^\circ\text{C}/100$ km], orientace je vyjádřena jednotlivými kvadranty, barevně je dále rozlišena sezonalita událostí, velikostně pak extrémita podle WEI (zdroj dat: NOAA NCEP-NCAR, vlastní zpracování)

Z obr. 32 je patrné, že největší počet událostí silných sněžení (podle WEI) nastává při situacích, kdy teplejší vzduch je na jihovýchodě od Česka a studený naopak na severozápadě, což znamená že teplota vzduchu roste směrem na jihovýchod, a naopak k severozápadu klesá. Souvisí to s tím, že frontální a teplotní rozhraní se nachází jihovýchodně od Česka, v jehož oblasti dochází ke zvýraznění teplotního gradientu. Výrazný teplotní gradient bývá nejčastěji spojený s přechodem frontálních vln vázaných na středomořské tlakové níže po dráze Vb. Velmi často dochází ke vzniku významného teplotního a frontálního rozhraní oddělující studený vzduch na severozápadě od teplého na jihovýchodě, což je spojené v oblasti rozhraní se silným a trvalým sněžením v poměrně úzkém pásu přibližně 300 km širokém. Jedná se o příčinné situace s nejčastěji se

vyskytujícími synoptickými typy u případů silných sněžení (viz obr. 30), nejčastěji jde o synoptické typy NEc (severovýchodní cyklonální situace), B (brázda nízkého tlaku nad střední Evropou), C (cyklona nad střední Evropou) a Ec (východní cyklonální situace).

Zajímavé zjištění přináší zastoupení „mimosezónních“ událostí silných sněžení (tj. události v okrajových měsících mimo meteorologickou zimu – listopad, březen a duben) s převládající polohou teplotního rozhraní jihovýchodně od Česka, což souvisí v předchozí kapitole 5.1 s právě již zmíněným synoptickým typem B (brázda nízkého tlaku nad střední Evropou), která obecně vykazuje výraznou sezonalitu do podzimních a jarních měsíců, případně i prosince.

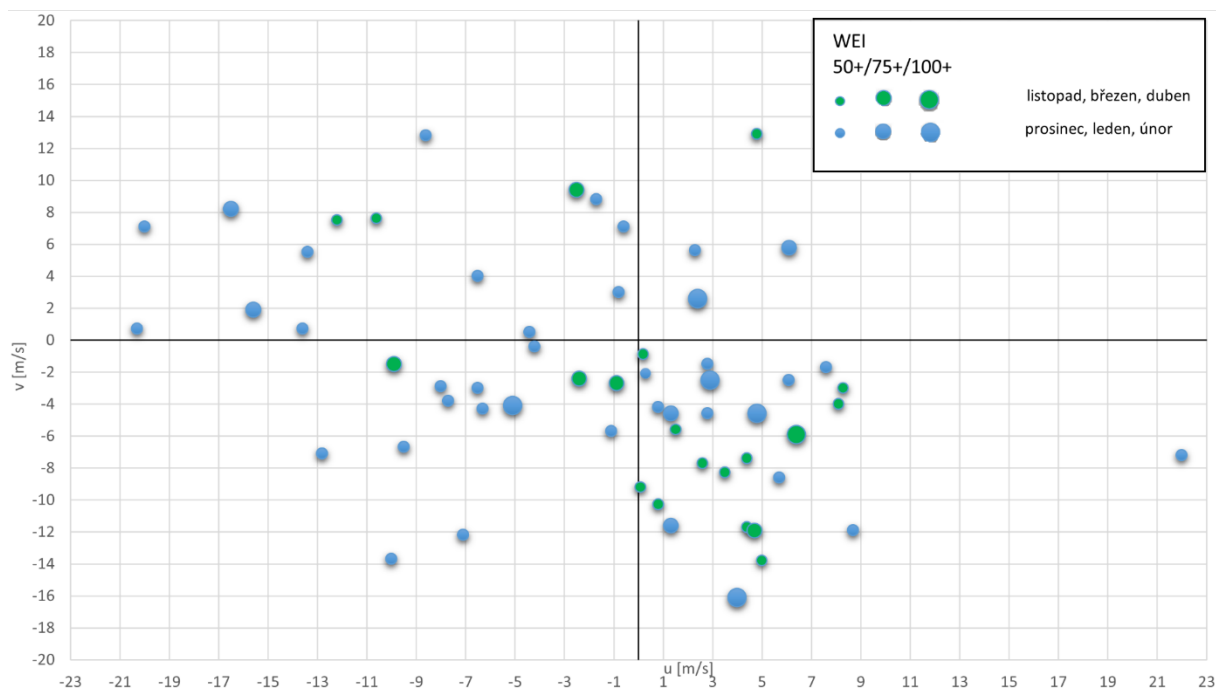


Obr. 33: Rozložení maximálních zonálních gradientů (u -složka na ose x) a meridionálních gradientů (v -složka na ose y) teploty vzduchu v hladině AT 850 hPa při 17 nejextrémnějších událostech silných sněžení (kapitola 4.4) v prostorovém rozsahu $10^\circ - 20^\circ$ v. d., $47,5^\circ - 52,5^\circ$ s. š. Poloha bodové značky vůči středu diagramu vyjadřuje teplotní gradient [$^\circ\text{C}/100$ km], orientace je vyjádřena jednotlivými kvadranty, barevně je dále rozlišena sezonalita událostí, velikostně pak extremita podle WEI (zdroj dat: NOAA NCEP-NCAR, vlastní zpracování)

Z obr. 33 je zřejmé, že převážná většina nejextrémnějších událostí silných sněžení nastává za situací, kdy jihovýchodně od Česka se nachází teplý vzduch a severozápadně naopak studený. Nejvyšší teplotní gradient nastal při nejextrémnějším případě silného sněžení ze dne 8.1.2010, který vykazuje v první den události maximální teplotní gradient přibližně $3^\circ\text{C}/100$ km. Událost byla tehdy výjimečná významným zasažením nižších poloh a větších

hustě obydlených měst v Čechách, naopak na Moravě docházelo k mrznoucím srážkám a menší sněhové akumulaci (Kolář 2020).

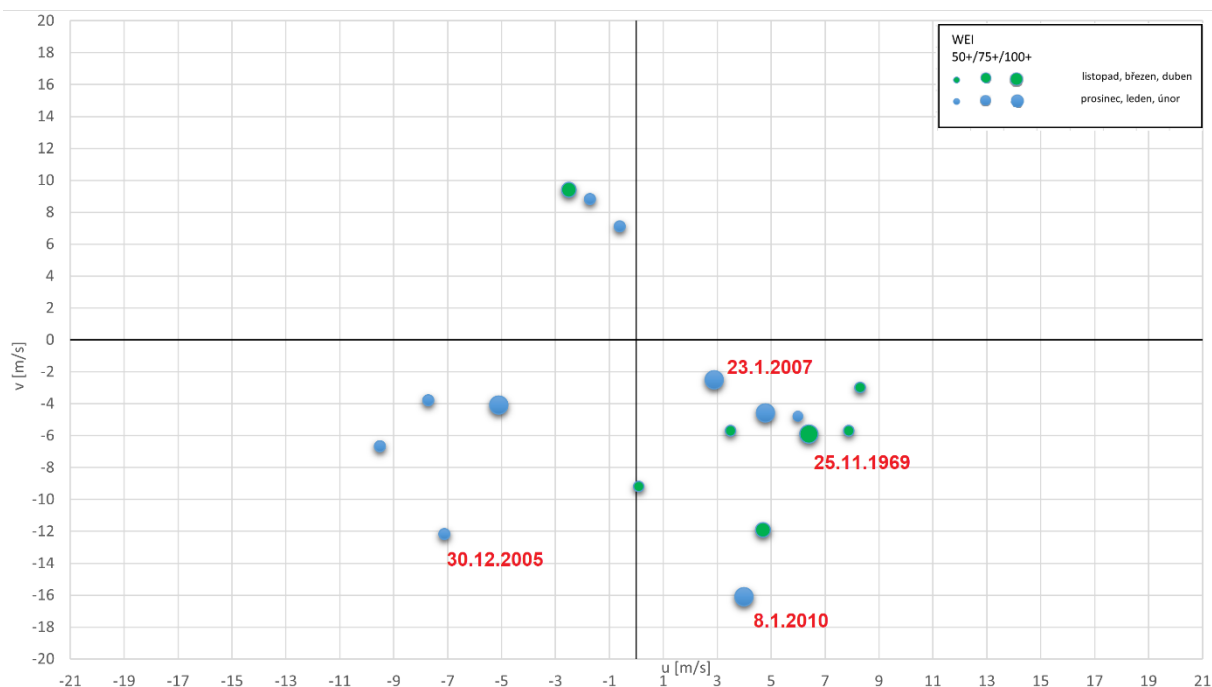
Z hlediska rozložení bodových značek tvoří více než dvě třetiny extrémních událostí (13 událostí) situace s teplým vzduchem jihovýchodně od Česka a studeným na severozápadě. Další trojice událostí na jihu a teplejším severu s poměrně nevýraznými teplotními gradienty v maximu lehce přesahujícími $2\text{ °C}/100\text{ km}$.



Obr. 34: Maximální rychlosti větru a jeho směr v hladině AT 850 hPa během 60 událostí silných sněžení (podle WEI) v prostorovém rozsahu $12,5^{\circ} - 20^{\circ}$ v. d., $47,5^{\circ} - 52,5^{\circ}$ s. š. Poloha bodové značky vůči středu diagramu vyjadřuje rychlost větru [$m \cdot s^{-1} / 100\text{ km}$], orientace je vyjádřena jednotlivými kvadranty, barevně je dále rozlišena sezonalita událostí, velikostně pak extrémita podle WEI (zdroj dat: NOAA NCEP-NCAR, vlastní zpracování)

V případě maximální rychlosti větru v hladině 850 hPa na obr. 34 je téměř podobně vysoká koncentrace počtu událostí silných sněžení do jihovýchodního sektoru jako tomu bylo v případě v případě maximálních zonálních a meridionálních teplotních gradientů na obr. 33. Z diagramu je patrný převládající jihovýchodní až jižní směr proudění za těchto událostí silných sněžení, což souvisí s postupem středomořské tlakové níže, která přináší do střední Evropy značný tok vlhkosti. Pro zajímavost lze uvést, že nejvyšší zaznamenané rychlosti větru přesahují i 16 m/s . Nejméně událostí silných sněžení naopak způsobuje severovýchodní proudění, které má většinou tendenci v zimním období přinášet studený a sušší kontinentální vzduch. Charakter počasí je spojený s příchodem silnějších mrazů s minimem srážek. Z obr. 34 dále vyplývá, že celkově nejnižší rychlosti větru při událostech silného sněžení panují při proudění vzduchu ze severovýchodního směru, naopak při

zonálním proudění ze západního až severozápadního směru rychlost větru výrazně zesiluje a výjimečně i přesahuje hranici 20 m/s.



Obr. 35: Maximální rychlosti větru a jeho směr v hladině AT 850 hPa během 17 nejextrémnějších událostí silných sněžení (kapitola 4.4) v prostorovém rozsahu $12,5^\circ - 20^\circ$ v. d., $47,5^\circ - 52,5^\circ$ s. š. Poloha bodové značky vůči středu diagramu vyjadřuje rychlost větru [$m \cdot s^{-1} / 100$ km], orientace je vyjádřena jednotlivými kvadranty, barevně je dále rozlišena sezonalita událostí, velikostně pak extrimita podle WEI (zdroj dat: NOAA NCEP-NCAR, vlastní zpracování)

Analýza 17 nejextrémnějších událostí silných sněžení ukazuje na převládající jihovýchodní směr proudění u více než poloviny událostí (9 případů) (obr. 35). Nejvyšší rychlost větru byla zaznamenána při jižním proudění během nejextrémnější události silného sněžení dne 8.1.2010, a to lehce přesahující hodnotu 16 m/s. Velice zajímavé zjištění se týká sezonality událostí, kdy většina „mimosezónních“ události silných sněžení (tj. události v okrajových měsících mimo meteorologickou zimu – listopad, březen a duben) jsou způsobené prouděním vzduchu od jihovýchodu. Poměrně nemalou roli při událostech silných sněžení hraje také jihozápadní proudění. Tři poměrně slabší události z hlediska WEI pak ovlivnilo severní proudění.

5.3 Typizace událostí podle cirkulačních příčin

Typizace událostí silných sněžení podle cirkulačních příčin je založena na shrnutí synoptických typů a anomálií meteorologických prvků typicky reprezentující danou událost. Výsledné shrnutí u 17 nejextrémnějších případů je přehledově představeno v tabulce 9.

Tab. 9: Přehledová tabulka 17 extrémních událostí v období 1961 – 2019 a jejich cirkulační příčiny z hlediska synoptických typů a anomálií meteorologických prvků (zonální a meridionální gradienty teploty vzduchu v hladině 850 hPa a směr a maximální rychlost větru v hladině 850 hPa) (zdroje dat: NOAA NCEP-NCAR, ČHMÚ, vlastní zpracování):

Datum události	Typizace události	Doba trvání (den)	Synop typ	Zonální u-gradient [°C]	Meridionální v-gradient [°C]	Maximální rychlost větru [m/s ⁻¹]	Azimut směru větru (°)
12.02.1969	A	5	C	2,3	-2,7	5	225 (JZ)
25.11.1969	A	2	B	2,1	-1,8	6	135 (JV)
04.03.1970	A	2	B	1,4	-1,2	12	180 (J)
25.02.1971	B	4	Nc	2,8	-2,8	9	0 (S)
12.01.1979	B	5	B	1,3	-2,8	7	0 (S)
29.03.1979	A	5	C	1,2	1,6	9	180 (J)
22.04.1980	A	3	NEc	1,1	-1,2	9	0 (S)
09.02.1983	A	4	Cv	2,1	1,6	5	135 (JV)
17.02.1985	B	3	NEc	2,2	-1,1	6	90 (V)
06.04.1994	A	3	B	2,1	-0,8	2	135 (JV)
01.03.1996	B	3	Nc	1,4	-1,7	9	90 (V)
05.12.1998	B	3	B	2,1	-0,8	8	270 (Z)
30.12.2005	A	1	NEc	2,3	-2,2	12	225 (JZ)
06.02.2006	C	5	Vfz	-1,5	2,4	7	135 (JV)
23.01.2007	A	2	NEc	1,9	-2,2	3	135 (JV)
14.10.2009	A	1	NEc	0,7	-0,9	8	135 (JV)
08.01.2010	A	3	Ec	1,2	-3	16	180 (J)

Na základě přehledové tabulky 9 vyplývá, že většina extrémních událostí silných sněžení je způsobena synoptickým typem B (brázda nízkého tlaku nad střední Evropou) a synoptickým typem NEc (severovýchodní cyklonální situace). Z dat také plyne značná variabilita synoptických typů během extrémních událostí, nelze tedy jednoznačně stanovit převládající synoptické typy u těchto extrémních událostí silných sněžení.

Z hlediska anomálií podle zonálních a meridionálních teplotních gradientů v hladině 850 hPa vyplývá, že nejvyšší zaznamenané hodnoty teplotních gradientů v obou složkách nastávají při nejextrémnějších událostech silných sněžení (např. 8.1.2010, 30.12.2005 a 25.11.1969). Patrné jsou vyšší teplotní gradienty, které jsou načasovány do období meteorologické zimy (tj. prosinec až únor), což souvisí s celkovou dynamikou a výrazností zvlněných teplotních rozhraní. Potvrzují to i nejvyšší zaznamenané rychlosti větru za těchto nejextrémnějších událostí v zimním období, kterým se věnují poslední dva odstavce této kapitoly.

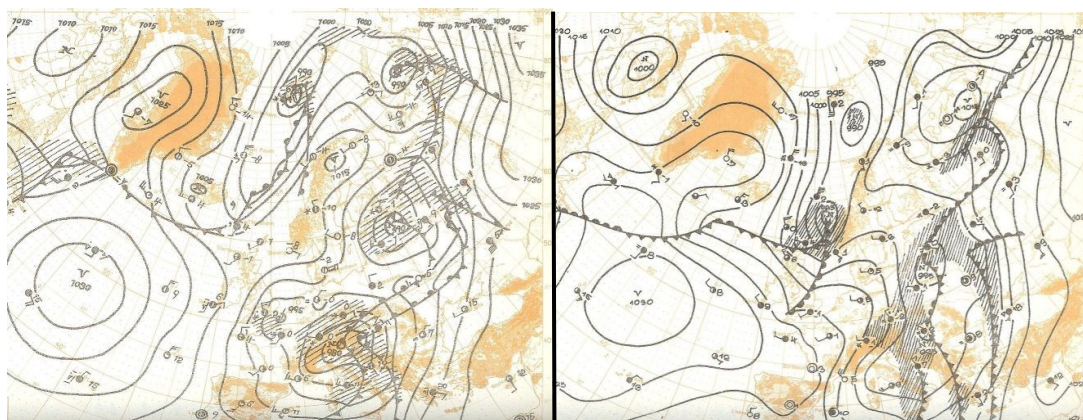
V případě anomálií směru a rychlosti větru v hladině 850 hPa dominují u nejextrémnějších událostí převážně jihovýchodní složky směru větru. Z přehledové tabulky 9 je dále patrná výrazná sezonalita „mimosezónních“ událostí silných sněžení (tj. událostí v okrajových měsících mimo meteorologickou zimu – listopad, březen a duben) z hlediska směru větru. Konkrétně u těchto událostí dominuje jihovýchodní směr větru, což souvisí se situacemi spojenými s postupem středomořských tlakových níží k severovýchodu, kolem které se dostává do Česka zpočátku i jihovýchodní proudění, které se postupně stáčí na severovýchodní až severní směr. Celkově maximální rychlosti větru nedosahují při událostech silných sněžení výrazných hodnot. Nejvyšší rychlosti větru pak nastávají podobně jako nejvyšší zaznamenané hodnoty teplotních gradientů při nejextrémnějších událostech silných sněžení, zejména v zimním období (např. 8.1.2010 a 30.12.2005).

Z hlediska typizace událostí dochází nejčastěji k extrémním sněžením při událostech „typu A“, které jsou nejvíce spojené s nárůstem teploty vzduchu na jihovýchod od Česka a poklesem směrem na severozápad od Česka. Dochází také k přítomnosti frontálního rozhraní jihovýchodně od Česka. Za těchto situací dominuje (v hladině 850 hPa) jižní až jihovýchodní proudění s nejvyššími rychlostmi větru i k 16 m/s. Událost typu „A“ vykazuje nejvíce plošnou extremitou podle WEI a RSI, méně pak bodovou extremitou podle maximální SNO, což souvisí s častým zasažením nižších poloh. Méně pak nastávají extrémní případy sněžení při událostech typu „B“, kdy dochází z hlediska rozložení teploty vzduchu k podobné situaci jako u typu „A“, avšak dominuje severní směr větru, který v průměru dosahuje vyšších rychlostí než u typu „A“. Za těchto situací převládá bodová extremita podle maximální SNO ve vyšších a horských polohách na úkor plošné extremity.

6 Vybrané extrémní události silného sněžení

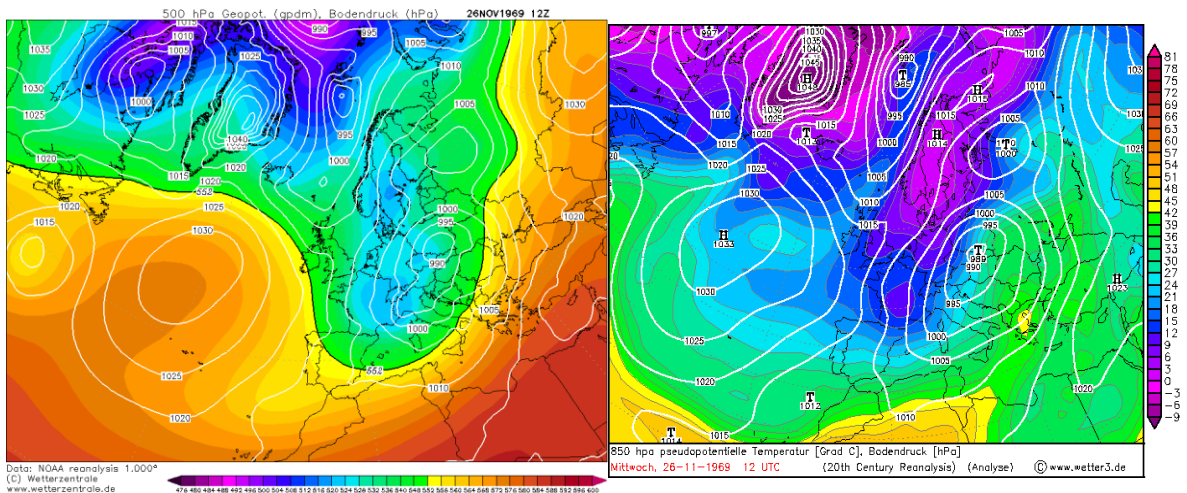
6.1 Událost silného sněžení 25. - 26. 11. 1969

Konec listopadu roku 1969 přinesl do části střední a západní Evropy studenější ráz počasí, a to díky proniknutí studeného, původem arktického vzduchu do části západní Evropy. Postupné zvýraznění teplotního rozhraní nad střední Evropou dalo impuls k vytvoření několika frontálních vln, které umožnily dne 25. listopadu 1969 prohloubení tzv. středomořské tlakové níže v oblasti severní Itálie. Středomořská tlaková níže tak mohla postupovat po tzv. dráze Vb přes oblast východních Alp, Československa až nad Ukrajinu (obr. 36). Zejména do střední a západní části Čech (včetně Prahy) přinesla tlaková níže silné sněžení s extrémně vysokou sněhovou pokrývkou mezi 30 až 41 cm těžkého mokrého sněhu za jediný den (příloha 5), což představuje v této oblasti rekordní listopadovou sněhovou pokrývkou od roku 1868 (Infomet.cz).



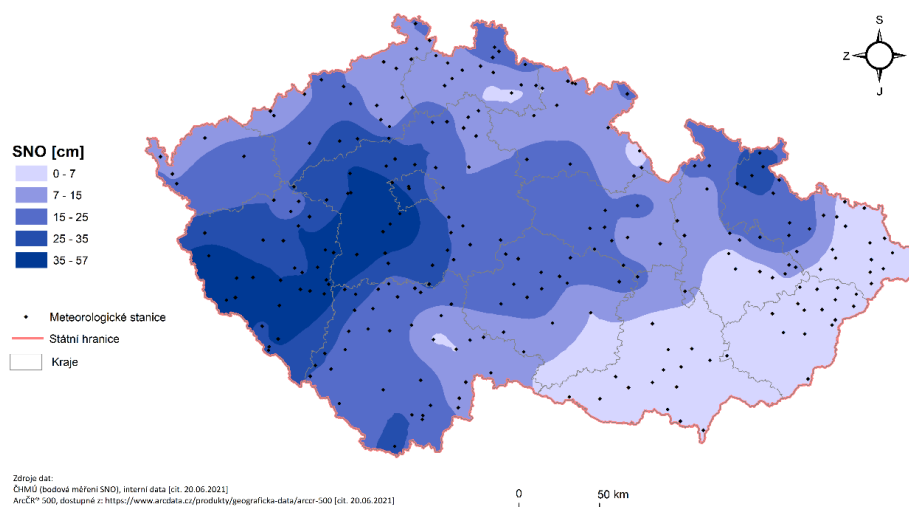
Obr. 36: Výřez přízemní analýzy k termínu 26. 11. 1969. 00 UTC vlevo. Výřez přízemní analýzy k termínu 27. 11. 1969. 00 UTC vpravo (zdroj obrázku: Infomet.cz, Denní přehledy počasí vydávané Hydrometeorologickým ústavem v Praze, 1969)

Tlaková níže přinesla vydatné sněžení s extrémními hodnotami výšky nového sněhu zejména do jihozápadní poloviny Čech, kde proudil studený vzduch od severu kolem jejího středu nad východními partiiemi Česka (obr. 37). Právě vliv polohy tlakové níže způsoboval advekci vlhkého a teplého vzduchu ze Středomoří po její přední straně, zejména na Slovensko, ale i do jihovýchodní poloviny Moravy, kde vlivem teplého sektoru a vyšší hladiny nulové izotermy docházelo převážně k vypadávání dešťových srážek. Na zadní straně tlakové níže v oblasti Čech naopak docházelo ke studenému severnímu až severozápadnímu proudění, které přinášelo značné množství sněhových srážek při záporných hodnotách teploty vzduchu, a to i v nižších polohách.



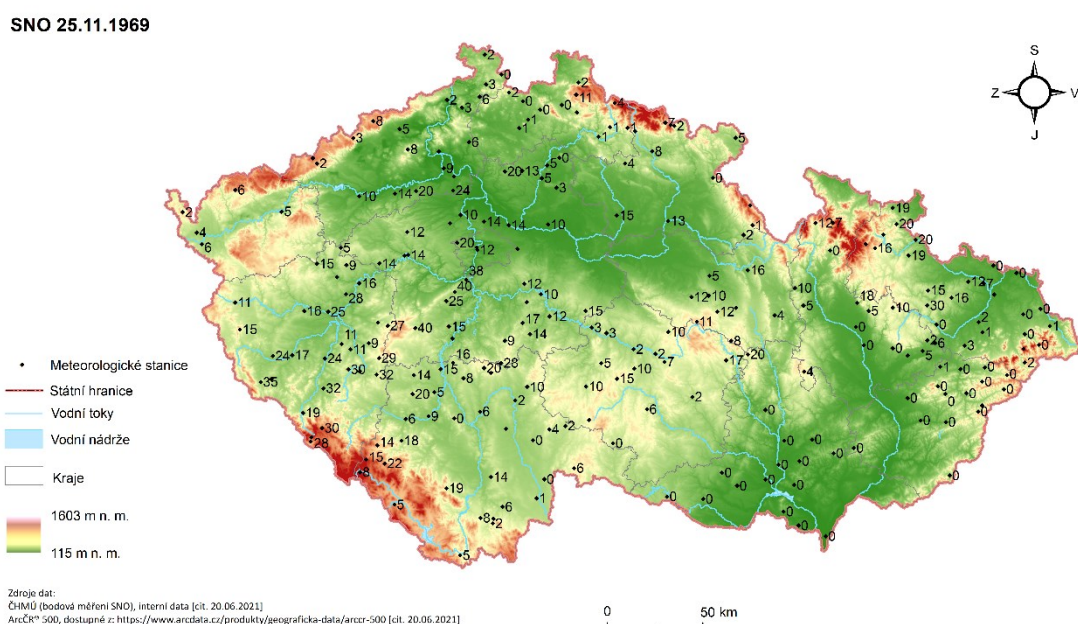
Obr. 37: Geopotenciál hladiny 500 hPa (gdam) a přízemní tlakové pole (hPa) (vlevo), ekvivalentní potenciální teplota v hladině 850 hPa (°C) a přízemní tlakové pole (hPa) (vpravo) dne 26. 11. 1969 v 12 UTC. Střed tlakové níže se nachází v blízkosti dnešní severovýchodní hranice Česka a přináší po její zadní straně do oblasti Čech studené proudění od severu až severozápadu a s ním spojené silné sněžení (zdroje obrázků: Wetterzentrale.de, Wetter3.de)

Za celou událost dosáhla dvoudenní akumulace výšky nového sněhu nejvyšších hodnot až okolo 50 cm v jihozápadních partiích Prahy, oblasti středních Čech (konkrétně stanice Jíloviště 57 cm sněhu za dva dny, viz kapitolu 4.1) a v jihozápadních Čechách (Brdy, Český les). Dále se projevil návětrný efekt na severních návětrných stranách pohoří (např. Jizerské hory, Hrubý Jeseník) (obr. 38). Z mapy je patrný kromě návětrného efektu i výrazný závětrný efekt projevující se například na jižní straně Jizerských hor a Českomoravské vrchoviny.



Obr. 38: Kumulativní dvoudenní výška nového sněhu (cm) za událost 25. 11. 1969 až 26. 11. 1969 (zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování interpolační metodou cokriging)

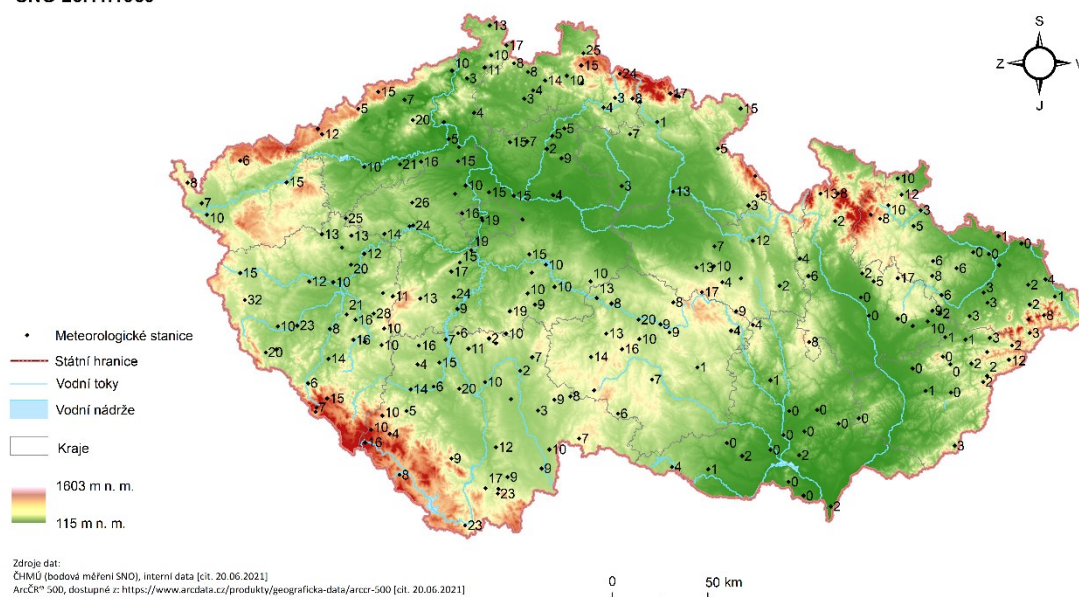
Nejvyšší hodnoty výšky nového sněhu na meteorologických stanicích jsou zaznamenány za 24hodinové časové období v první den události ve středních Čechách, kde sněžilo při severním proudění a blízkosti frontálního rozhraní mnohem intenzivněji než v horských oblastech. Dne 25.11.1969 byly zaznamenány nejvyšší hodnoty výšky nového sněhu na stanicích Mníšek pod Brdy (367 m n. m.) a Podlesí u Příbrami (510 m n. m.) s hodnotou 40 cm (obr. 39).



Obr. 39: Bodová staniční měření výšky nového sněhu (cm) dne 25. 11. 1969 (zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování)

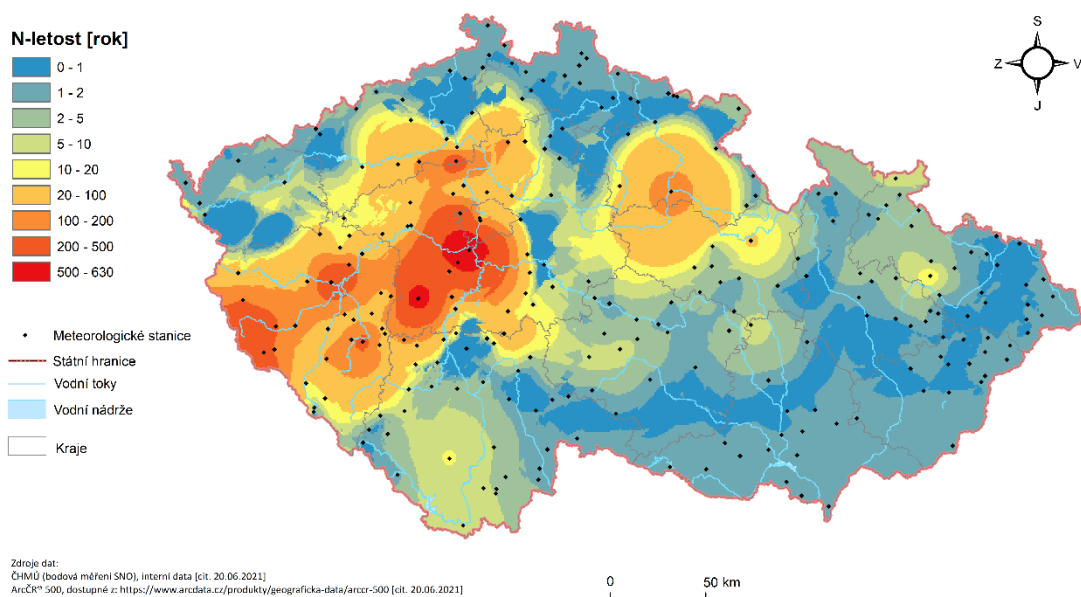
Druhý den události dne 26. 11. 1969 přinesl již slabou sněhovou pokrývku i na Moravu, a to i do nižších poloh (obr. 40). Zároveň došlo v Čechách ke změně směru proudění ze severního směru na severozápadní směr, což změnilo prostorové rozložení maximálních staničních hodnot výšky nového sněhu. Nejvyšší zaznamenaná výška nového sněhu byla v Českém lese na stanici Přimda (742 m n. m.), a to 32 cm nového sněhu. Ve středních Čechách pak nejvíce nového sněhu napadlo na stanici Nové Strašecí (482 m n. m.), a to 26 cm nového sněhu. Významné hodnoty výšky nového sněhu jsou zaznamenány také na stanicích se severozápadní orientací vůči pohořím (např. Hejnice v podhůří Jizerských hor či Soběnov v podhůří Novohradských hor) (příloha 6).

SNO 26.11.1969



Obr. 40: Bodová staniční měření výšky nového sněhu (cm) dne 26. 11. 1969 (zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování)

Z hlediska plošných dob opakování vychází událost 25. až 26. 11. 1969 jako nejextrémnější za celé sledované období 1961 až 2019, a to zejména z hlediska její sezonality do podzimního listopadového měsíce. Během této události dosáhla průměrná doba opakování 62,5 roků (viz kapitolu 4.2), přičemž v extrémních hodnotách na meteorologických stanicích v oblasti Brd (např. Podlesí, Mníšek pod Brdy a Jíloviště) přesahovala i 500 roků (obr. 41). Událost silného sněžení lze vyhodnotit zejména v oblasti Brd jako extrémní až mimořádně výjimečnou, která se vyskytne přibližně jednou za 500 let. Kromě výše zmíněné oblasti Brd se významné doby opakování objevily i v Praze, Plzni, Hradci Králové, z vyšších poloh pak v oblasti Českého lesa. Celkově lze konstatovat, že událost 25. až 26. 11. 1969 byla extrémní především pro nižší a střední polohy jihozápadně od Prahy vlivem vhodné kombinace řady faktorů (příznivý směr proudění, blízkost frontálního rozhraní atd.). Ve vyšších polohách se jednalo z hlediska dob opakování o spíše významnější událost, a to i díky podstatně nižší zaznamenané výšce nového sněhu než v nižších polohách.



Obr. 41: Doba opakování dvoudenní výšky nového sněhu za událost 25. 11. 1969 až 26. 11. 1969 (zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování interpolační metodou kriging)

Z tabulky 10 vyplývá, že při události silného sněžení 25. až 26. 11. 1969 nebyl zaznamenán ani dne 26. 11. 1969 na žádné z pražských stanic výskyt ledového dne (tj. den s maximální teplotou vzduchu 0 °C a nižší). Sněhové srážky tak často vypadávaly za mírně kladných teplot vzduchu, což způsobilo značné komplikace spojené s těžkým mokřým sněhem v dopravě (nesjízdnost silnic, nefunkční veřejná doprava ve velkých městech) (obr. 42), ale i v přerušení dodávek elektrické energie a telefonního spojení. Postupně navíc situaci stěžoval velmi silný mráz, kdy minimální teploty klesaly až k -30 °C (Vestec.cz).

Tab. 10: Denní přehled meteorologických prvků na klimatologických stanicích v Praze dne 26. 11. 1969 (zdroj dat: ČHMÚ, zpracování: In-pocasi.cz)

Stanice	Maximální teplota	Minimální teplota	Náraz větru	Srážky	Sněhová pokrývka	Sluneční svit
Praha - Karlov	1,5 °C	-1,6 °C	-	19,8 mm	12 cm	0 hod
Praha - Klementinum	2,6 °C	-0,4 °C	-	19,8 mm	12 cm	0 hod
Praha - Ruzyně	0,1 °C	-2,5 °C	-	13,6 mm	20 cm	0 hod



Obr. 42: Centrum Prahy po silném sněžení dne 27. 11. 1969 (zdroj obrázku: britishpathe.com)

Níže uvedená tabulka (tab. 11) ukazuje přehled zasažené populace a plochy při dvoudenní události 25. až 26.11.1969 pro jednotlivé prahy SNO. Data jsou získána na základě metodiky Regionálního indexu sněžení RSI (viz kapitulu 3.2.1.3). Výsledné skóre RSI (6. místo, 9,74) je podrobněji uvedeno v příloze 4.

Celkově událost zasáhla přibližně 83 % z celkové plochy Česka a počtu obyvatel. Z hlediska počtu zasažených obyvatel mělo velkou roli zasažení větších krajských měst s vyšší koncentrací obyvatelstva (Praha, Plzeň, Hradec Králové). Z dat je patrný u posledních dvou nejvyšších pražových hodnot (25 cm a 35 cm) poměrně významný podíl zasaženého obyvatelstva (kolem milionu obyvatel) na velmi malé ploše. Právě tyto podíly způsobují významnější extremitu z hlediska RSI, a to díky zasažení větších měst s vyšší prostorovou koncentrací obyvatelstva v prostoru na poměrně malé ploše (např. Praha a Plzeň).

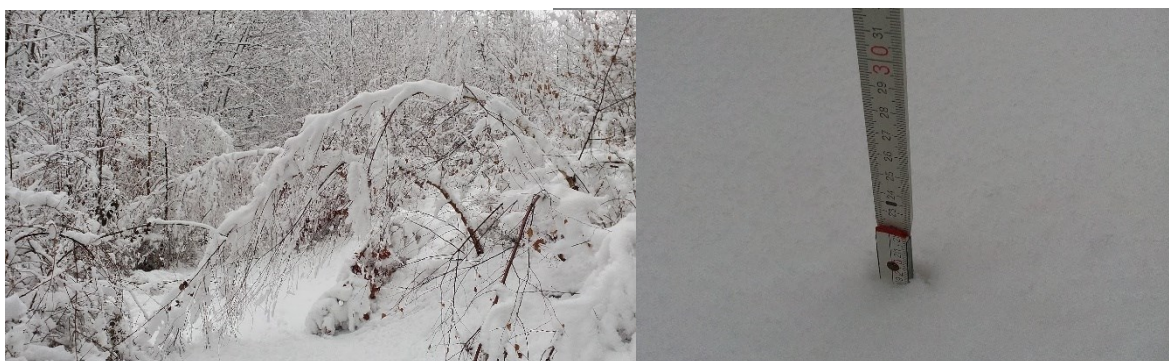
Tab. 11: Zasažená plocha a zasažený počet obyvatel v obcích při dvoudenní události silného sněžení 25. až 26.11.1969, počítáno pro jednotlivé prahy na základě metody Regionálního indexu sněžení RSI (zdroje dat: ČHMÚ, 2022a; ČSÚ, 2011; vlastní zpracování podle kapitoly 3.2.1.3):

<u>Událost silného sněžení</u> <u>25. až 26.11.1969 (RSI)</u>	<u>7 - 15 cm</u>	<u>15 - 25 cm</u>	<u>25 - 35 cm</u>	<u>35 cm a více</u>	<u>Celkem</u>
<u>Zasažené obyvatelstvo</u>	4 050 457	2 466 627	1 195 362	973 205	8 685 651
<u>Zasažená plocha (km²)</u>	29 253,5	26 473,3	9 322,3	2 346,2	67 395,3

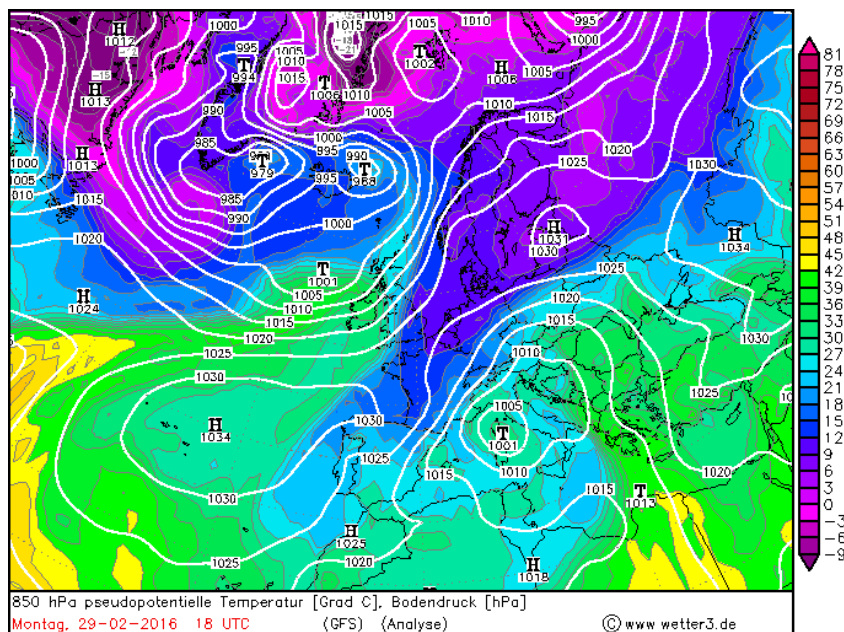
Závěrem lze konstatovat, že událost silného sněžení koncem listopadu roku 1969 započala jednu z extrémně sněhově bohatých a studených zim 20. století, kdy počet dní se sněhovou pokrývkou i v nižších polohách přesahoval hodnotu 100. Společně se zimním obdobím

1978/1979 se řadí ve střední Evropě mezi extrémní sněhově bohaté zimy 20. století (Bednorz, 2013).

Pro zajímavost uvádím, že podobná událost silného sněžení ze synoptického hlediska (obr. 44) i oblastí zasažení se vyskytla v oblasti Brd dne 29.2.2016, kdy na Jílovišti napadlo 19 cm nového sněhu za jediný den. Oproti události z roku 1969 však šlo v únoru 2016 o podstatně kratší a slabší událost z hlediska doby trvání i intenzity sněžení, ale za podobných teplotních i synoptických podmínek. Vlivem teplot kolem bodu mrazu došlo k řadě škod na vegetaci pod zátěží těžkého mokrého sněhu (obr. 43).



Obr. 43: Poškozená vegetace těžkým mokrým sněhem (vlevo) a výška sněhové pokrývky po silném sněžení nedaleko Jíloviště (vpravo) dne 29.2.2016 (vlastní ilustrační obrázek)

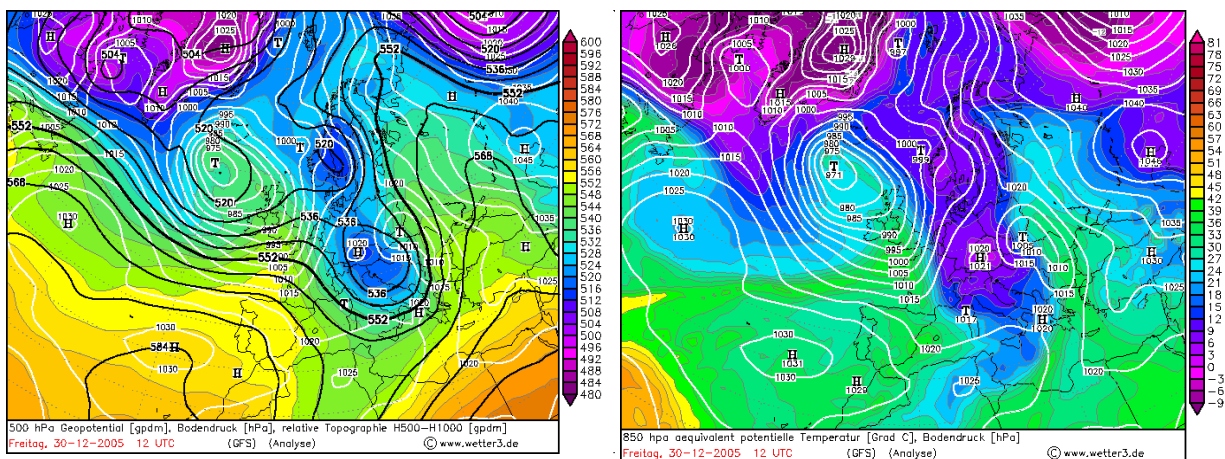


Obr. 44: Pseudopotenciální teplota v hladině 850 hPa (gpdam) a přízemní tlakové pole (hPa) dne 29. 2. 2016 v 18 UTC (zdroj obrázku: Wetter3.de)

6.2 Událost silného sněžení 30. 12. 2005

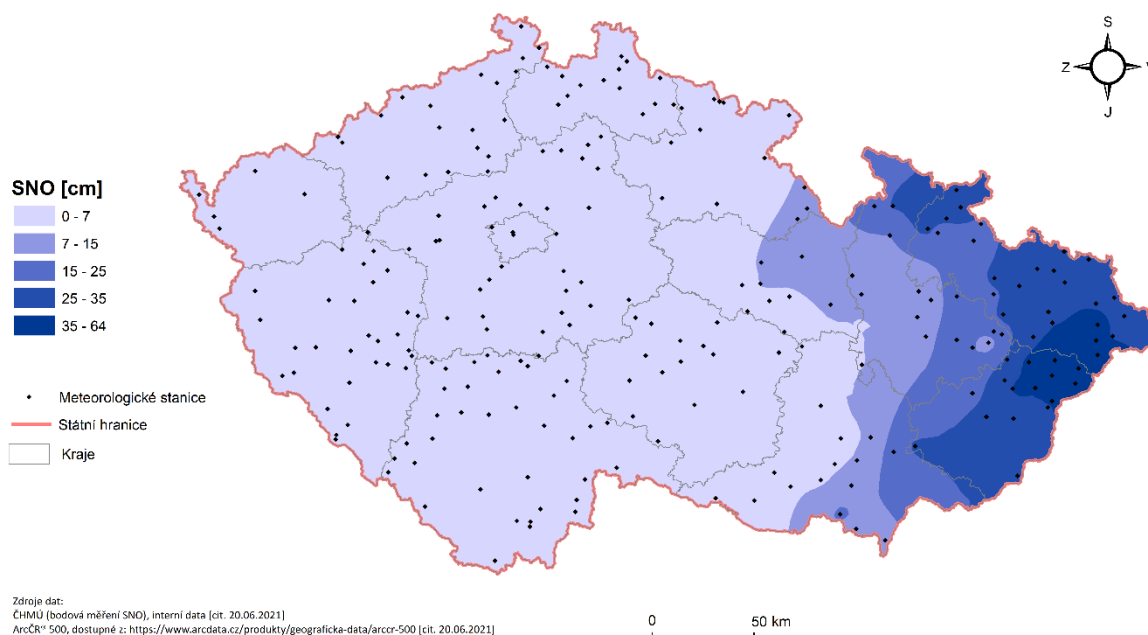
Během zimního období 2005/06 došlo ke kumulativní sérii výraznějších událostí silného sněžení a ledových dnů. Většina střední Evropy, a to zejména střední a vyšší polohy, se potýkala s až extrémně vysokou sněhovou pokrývkou s dlouhým trváním sněhové pokrývky od začátku zimního období až do začátku jarního období. Na přelomu března a dubna docházelo k rychlému odtávání sněhové pokrývky na poměrně velké ploše vlivem působení prudkého oteplení a vydatných dešťových srážek, což vedlo k výrazné jarní dešťové povodni v povodích Dunaje, Moravy a Labe (Pinto et al., 2007). V této kapitole je představena jedna z nejvýraznějších událostí z hlediska doby opakování, ale i bodové extremity z hlediska zaznamenané SNO (4. nejvyšší pořadí podle maximální jednodenní SNO).

Událost značně zasáhla extrémním sněžením především Moravu a Slezsko, které se ocitly pod vlivem tlakové níže se středem nad východním Slovenskem. Tlaková níže sem postoupila ze Středomoří přes oblast Jaderského moře a Balkánského poloostrova až nad východní Slovensko, odkud dále postupovala nad Pobaltí, kde se začala postupně vyplňovat. Kolem tlakové níže pronikal studenější vzduch ze severu až severovýchodu na část Moravy a Slezska (tzv. severovýchodní cyklonální situace NEc). Naopak oblast Čech byla pod vlivem nevýrazného výběžku vyššího tlaku vzduchu, který zde způsobil převážně slunečný ráz počasí s polojasnou a skoro jasnou oblohou. V důsledku nastavené synoptické situace docházelo ke zvýraznění barického gradientu mezi Čechy a Moravou, ale i teplotního gradientu mezi Moravou a východním Slovenskem (obr. 45). Zejména na Moravě a ve Slezsku vanul čerstvý severovýchodní vítr v hladině 850 hPa maximální rychlostí i okolo 12 m/s (tab. 9), což způsobilo společně se silným sněžením nízko zviřený prachový sníh a značné komplikace v dopravě z hlediska vyšší nehodovosti a nesjízdnosti silničních komunikací.



Obr. 45: Geopotenciál hladiny 500 hPa (gpdam) a přízemní tlakové pole (hPa) (vlevo), ekvivalentní potenciální teplota v hladině 850 hPa (°C) a přízemní tlakové pole (hPa) (vpravo) dne 30. 12. 2005 v 12 UTC. (zdroj obrázku: Wetter3.de)

Významnější sněhová pokrývka se vytvořila kromě západní Moravy na většině území Moravy a Slezska. Nejvíce zasažená byla oblast Ostravska a Zlínska, kde SNO za den dosáhla i 40 cm, z moravských pohoří pak Beskydy, Javorníky a Jeseníky (obr. 46).

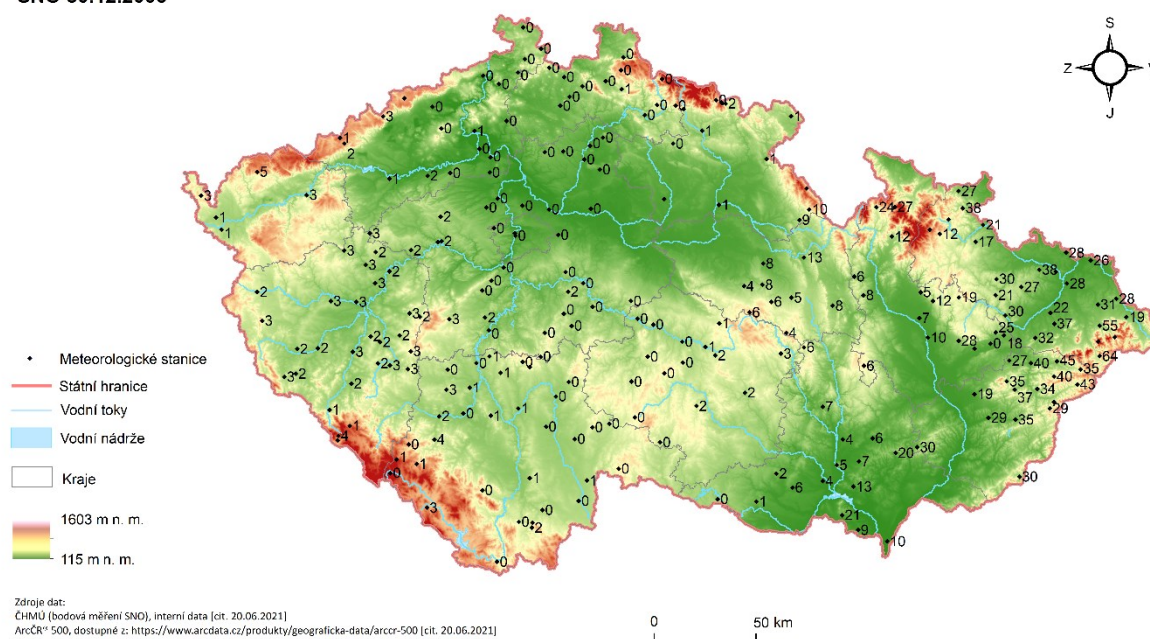


Obr. 46: Jednodenní výška nového sněhu (cm) za událost 30. 12. 2005 (zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování interpolační metodou cokriging)

Nejvyšší denní hodnoty SNO na meteorologických stanicích jsou zaznamenány v oblasti Moravskoslezských Beskyd (např. Staré Hamry 64 cm, Frenštát pod Radhoštěm a

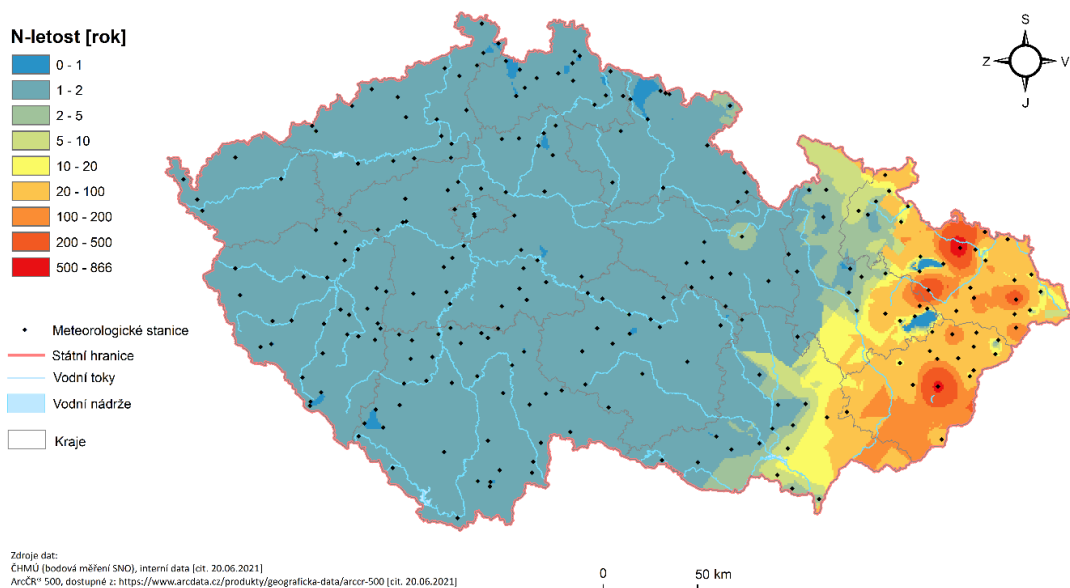
Raškovice shodně 55 cm) (obr. 47). Z hlediska polohy stanic šlo o severní úpatí Beskyd, přičemž se podobně jako při listopadové události silného sněžení v roce 1969 opět projevil severní návětrný efekt v zesílení sněhových srážek.

SNO 30.12.2005



Obr. 47: Bodová staniční měření výšky nového sněhu (cm) dne 30. 12. 2005 (zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování)

V případě dob opakování podle WEI se jednalo o extrémní událost sněžení, která se umístila na prvním místě s průměrnou dobou opakování 46 roků (kapitola 4.2). Z mapy na obr. 48 je patrná výraznější extremita z hlediska dob opakování více ve středních polohách (Vizovicko, Ostravsko či Oderské vrchy) než v horských oblastech Beskyd, což souvisí s klimatologickými charakteristikami. Nejvyšší staniční doby opakování přesahující hodnotu 500 let jsou zaznamenány na stanicích Vizovice a Děhylov u Ostravy. Poměrně vysokých hodnot dob opakování přes 200 let a více dosahují i již výše zmíněné stanice Staré Hamry a Raškovice v Beskydech, které vykazují více bodovou extremitu podle SNO.



Obr. 48: Doba opakování výšky nového sněhu za událost 30. 12. 2005 (zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování interpolační metodou kriging)

Denní přehled počasí na vybraných stanicích v tab. 12 dokládá, že na většině území Česka byl zaznamenán ledový den. Mírný vítr váł na Moravě převážně ze severozápadního směru o průměrné rychlosti 18 km/h, v nárazech však i přes 50 km/h, v horských oblastech byl vítr čerstvý s nárazy až k 90 km/h.

Tab. 12: Denní přehled počasí na vybraných profesionálních stanicích ČHMÚ dne 30. 12. 2005, Teplota vzduchu (T) (°C), Vlhkost vzduchu (RH) (%), Vítr (Wind) (km/h), Náraz větru (Gust) (km/h), Tlak vzduchu přepočtený na hladinu moře (Pressure) (hPa), Srážky (Prec.) (mm), SCE (Snow) (cm) (zdroj dat: ČHMÚ, zpracování: Ogimet.com)

Station	Max T	Min T	RH	W Dir	Wind	Gust	Pressure	Prec.	Snow	S	Y	N	O	P		
Cheb	-3,6	-10,2	83,0	SW	7,1	---	1015,5	1,5	14	*	☁	☁	☁	☾	=	*
Praha-Libuš	-3,6	-11,0	83,9	WSW	8,1	---	1015,7	0,0	13	=	☀	☀	☁	☁	=	=
Pardubice	-4,8	-12,9	87,8	W	10,2	---	1015,6	0,0	13	=	=	*	*	*	☁	☁
Kuchařovice	-4,7	-10,5	81,3	NW	22,2	64,8	1015,4	0,7	15	*	*	*	*	*	*	=
Šerák	-9,6	-13,0	95,0	WNW	30,5	90,1	854,4	6,2	146	*	*	*	*	*	*	☁
Přerov	-4,6	-9,5	97,4	WNW	17,7	50,4	1013,4	3,4	25	*	*	*	*	*	☁	☁
Červená	-7,1	-10,2	93,8	WNW	20,0	54,0	920,0	16,1	66	*	*	*	*	*	*	*
Holešov	-3,9	-7,7	94,6	WNW	12,6	39,6	1013,5	17,3	24	*	*	*	*	*	*	☁
Ostrava / Mošnov	-5,2	-6,6	91,6	W	21,6	50,4	1012,8	11,5	31	*	*	*	*	*	*	☁
Lysá hora	-11,0	-13,5	89,6	NNW	39,0	90,1	852,9	24,9	218	*	*	*	*	*	*	*

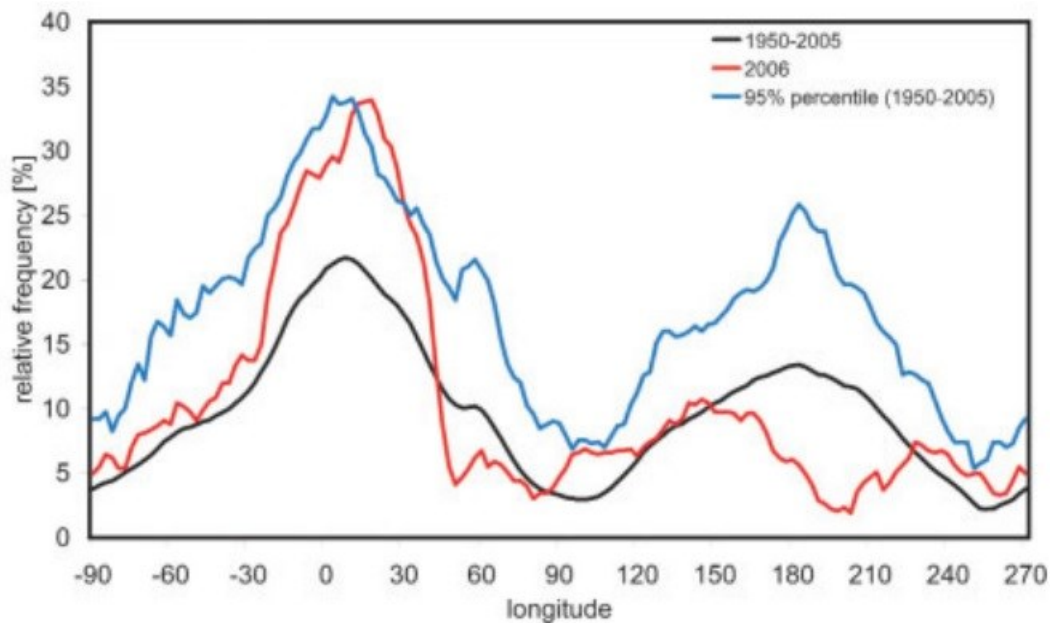
Z hlediska zasažené plochy a zasaženého počtu obyvatel v obcích podle indexu RSI došlo k zasažení přibližně 27 % z celkové plochy a počtu obyvatel Česka. V případě počtu zasažených obyvatel mělo velkou roli zasažení aglomerací Ostravska a Karvinska s vyšší koncentrací obyvatelstva, kde bylo nutné v Karviné přikročit i k vyhlášení kalamitního stavu (irozhlaz.cz). Celkově se jednalo z hlediska extremity podle indexu RSI o poměrně slabší nevýznamnou událost, která dosáhla RSI skóre 2,79 a umístila se až na 49. místě, což souvisí s poměrně malou zasaženou plochou i počtem obyvatel ve vztahu k celkové rozloze a celkovému počtu obyvatel Česka (tab. 13).

Tab. 13: Zasažená plocha a zasažený počet obyvatel v obcích při jednodenní události silného sněžení 30.12.2005, počítáno pro jednotlivé prahy na základě metody Regionálního indexu sněžení RSI (zdroje dat: ČHMÚ, 2022a; ČSÚ, 2011; vlastní zpracování podle kapitoly 3.2.1.3):

<u>Událost silného sněžení</u>	<u>7 - 15 cm</u>	<u>15 - 25 cm</u>	<u>25 - 35 cm</u>	<u>35 cm a více</u>	<u>Celkem</u>
<u>30.12.2005 (RSI)</u>					
<u>Zasažené obyvatelstvo</u>	985 197	726 027	610 274	29 720	2 351 218
<u>Zasažená plocha (km²)</u>	6 890,5	6 438,5	6 265,6	1 552,1	21 146,7

Závěrem lze konstatovat, že jednodenní událost dne 30.12.2005 představuje jednu z výjimečně rozsáhlé řady událostí silných sněžení, ke kterým došlo během zimního období 2005/2006. Výjimečnost události spočívá v jejím krátké časovém úseku trvání a dosažené bodové extremitě výšky nového sněhu na stanicích, která vůči klimatologickým charakteristikám představuje zejména ve středních a vyšších polohách výjimečné hodnoty.

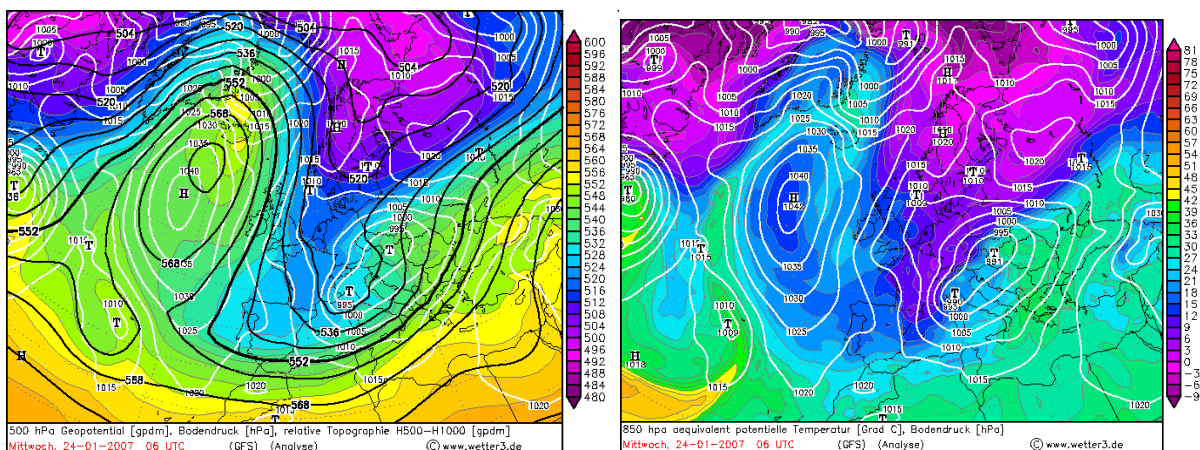
Událost byla načasována do poměrně extrémního zimního období 2005/2006, kdy byla prakticky zcela potlačena zonální složka proudění a tvořila jen 1% zastoupení synoptických typů (Pinto et al., 2007). Nízké zastoupení synoptických typů se zonální složkou proudění poměrně dobře koreluje s vysokými hodnotami indexu blokování (Tibaldi a Molteni, 1990). Během tohoto zimního období dosahoval index blokování v prostorovém rozsahu mezi 30° z. d. a 40° v. d. velmi vysokých hodnot, které přesahují i hodnoty 95. percentilu (období 1950–2005) (obr. 49). Saunders a Lea, 2006 porovnávali paralelně hodnoty indexu blokování se zápornou fází Severoatlantické oscilace (NAO-) a jejich vliv na nízké průměrné denní teploty vzduchu nad střední Evropou během zimního období 2005/2006. Jejich výsledky poukazují na vliv těchto faktorů na nízké průměrné denní teploty vzduchu nad střední Evropou, ale pouze v případě tohoto zimního období.



Obr. 49: Index blokování pro mírné zeměpisné šířky severní polokoule (přibližně 50° s. š.) během zimního období 2005/2006. Hodnoty jsou počítány v denním kroku a jsou vztahovány jako relativní frekvence versus zeměpisná délka. Červená linie představuje hodnoty indexu pro zimní období 2005/2006, černá linie NCEP průměrné hodnoty mezi lety 1950–2005, modrá linie horní 95. percentil hodnot za období 1950–2005 (Pinto et al., 2007)

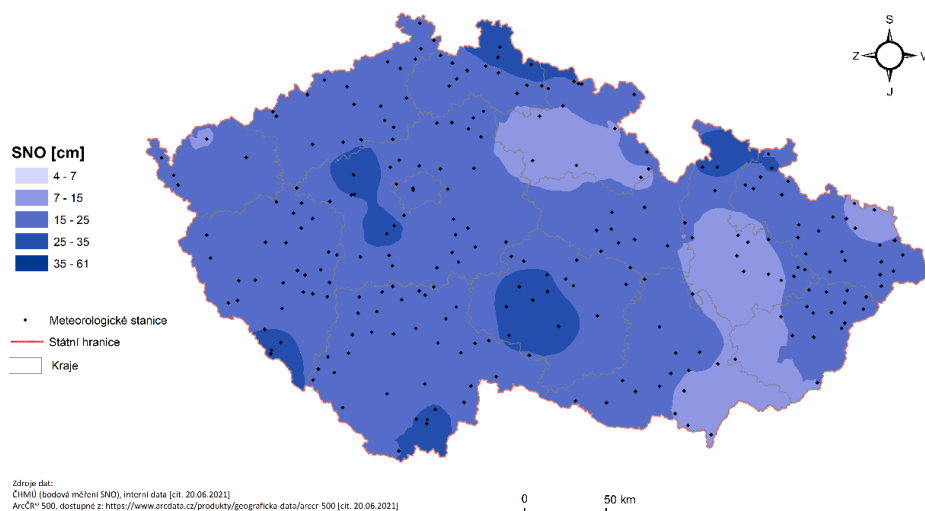
6.3 Událost silného sněžení 23. – 24. 1. 2007

Zimní období 2006/07 jako celek přineslo velmi teplou zimu. Zpočátku přineslo do Česka teplotně výrazně nadnormální období, kterému předcházela i teplejší podzim. Výraznější změnu přinesla hluboká tlaková níže pojmenována a známá jako orkán „Kyrill“, která kromě extrémních větrných škod ovlivnila i charakter cirkulace, kdy z dlouhotrvajícího zonálního proudění se postupně transformovala na studené meridionální proudění vzduchu (Sandev, 2007). Autor dále uvádí, že díky útlumu zonálního proudění došlo ke vzniku tlakové níže pojmenované jako „Malte“ nad Biskajským zálivem, která se postupně přesunovala do oblasti západního Středomoří, kde došlo k jejímu prohloubení. Z oblasti západního Středomoří níže dále postupovala k severovýchodu po dráze Vb přes východní cíp Alp až nad Slovensko (obr. 50). Po její zadní straně proudilo do Česka studené severní až severozápadní proudění, které přineslo velkoprostorově vydatnější a trvalejší sněhové srážky, které zpočátku ve východní polovině Česka byly v nižších polohách dešťové. V dalších dnech se postupně tlaková níže přesouvala nad Ukrajinu a Rusko, kde se vyplňovala.



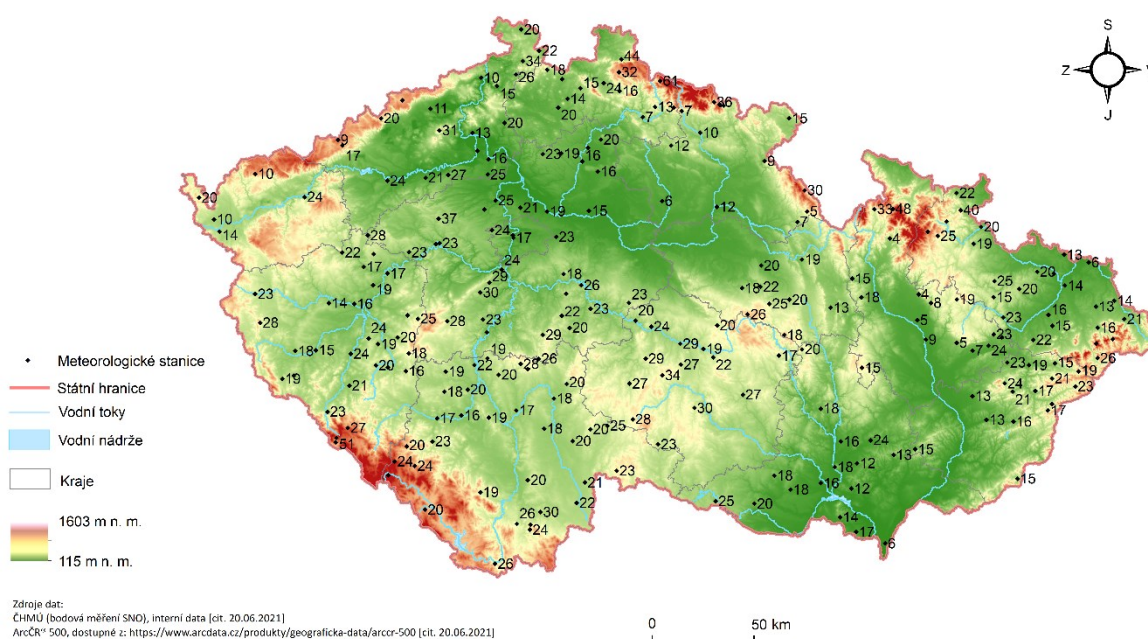
Obr. 50: Geopotenciál hladiny 500 hPa (gpdm) a přízemní tlakové pole (hPa) (vlevo), ekvivalentní potenciální teplota v hladině 850 hPa (°C) a přízemní tlakové pole (hPa) (vpravo) dne 24. 1. 2007 v 06 UTC. Střed tlakové níže se nachází nad západním Slovenskem a přináší po její zadní straně do oblastí Čech a postupně i Moravy a Slezska studené proudění od severu a s ním spojené silnější sněžení (zdroj obrázku: Wetter3.de)

Sněhová pokrývka se během dvoudenní události vytvořila na většině území Česka, méně v nížinných oblastech Východočeské tabule, moravských úvalů a na Ostravsku, kde zpočátku i přšelo. Nejvíce nového sněhu napadlo v oblastech ovlivněných severním návětrným efektem (Jizerské hory, Rychlebské hory, Hrubý Jeseník, Šumava, Novohradské hory, Českomoravská vrchovina), ale i v okrese Praha-západ a na Kladensku (obr. 51).



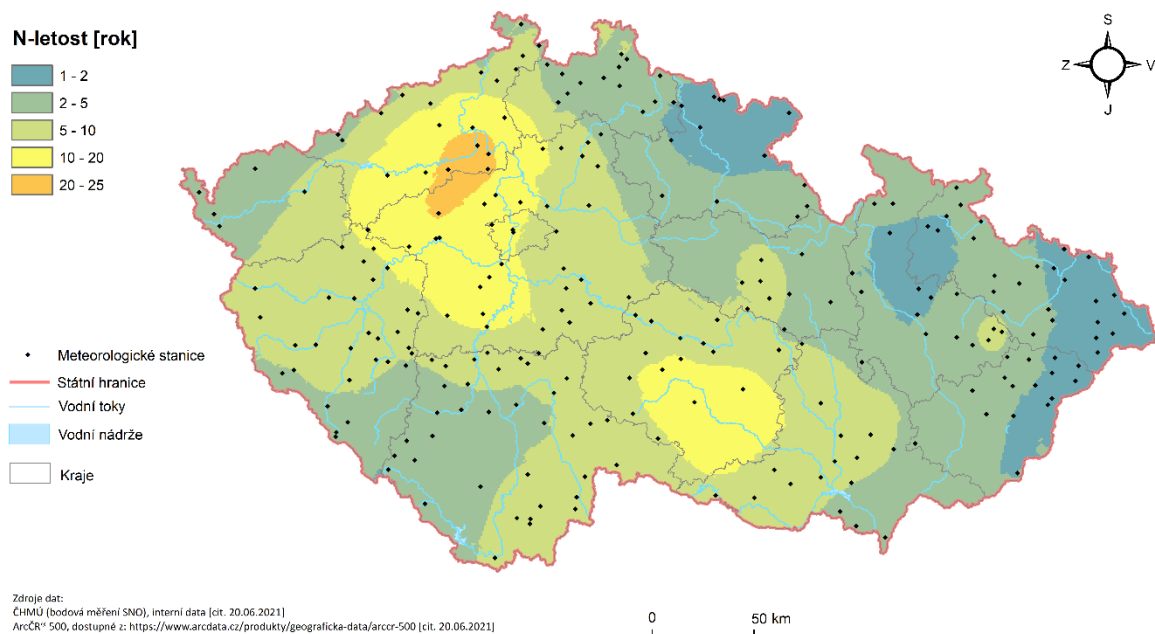
Obr. 51: Dvoudenní výška nového sněhu (cm) za událost dne 24. 1. 2007 (zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování interpolační metodou cokriging)

V případě bodové extremity podle maximálních denních hodnot SNO na meteorologických stanicích jsou maxima zaznamenána ve druhý den události (24.1.2007), a to zejména na horských stanicích. V oblasti Krkonoš se jedná o stanici Harrachov s 61 cm nového sněhu, na Šumavě nejvíce nového sněhu zaznamenala stanice Železná Ruda, Špičák s 51 cm, v oblasti Hrubého Jeseníku stanice Ramzová s 48 cm nového sněhu. Z nižších poloh nejvíce nového sněhu zaznamenala stanice Kralupy nad Vltavou s 25 cm nového sněhu (obr. 52).



Obr. 52: Bodová staniční měření výšky nového sněhu (cm) dne 24. 1. 2007 (zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování)

Z pohledu doby opakování události podle WEI nešlo o extrémní událost sněžení (obr. 53), ale o významnější událost s maximální dobou opakování 25 let na stanicích v Dolnooharské tabuli. V případě horských stanic se jednalo o událost spíše běžného sněžení, což souvisí s načasováním události do lednového měsíce. V případě listopadového měsíce (kapitola 6.1) by byla doba opakování v nižších i horských polohách extrémnější, jelikož z hlediska její sezonality vůči klimatologickým charakteristikám by šlo o extrém.



Obr. 53: Doba opakování výšky nového sněhu za dvoudenní událost 23. – 24. 1. 2007 (zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování interpolační metodou kriging)

Denní přehled počasí na vybraných stanicích v tab. 14 ukazuje, že na většině území Česka byl dne 24. 1. 2007 zaznamenán ledový den. Z hlediska minimálních teplot v horských oblastech je patrné, že docházelo k významnější advekci studeného vzduchu ze severních směrů ve vyšších vrstvách atmosféry. V blízkosti frontálního rozhraní v oblasti Moravy a Slezska panují maximální teploty vzduchu lehce pod bodem mrazu. V Čechách i na Moravě foukal převážně mírný vítr ze severního směru v Čechách, na Moravě pak ze severovýchodního směru o průměrné rychlosti okolo 13 km/h, v nárazech až přes 50 km/h, v horských oblastech Hrubého Jeseníku byl vítr čerstvý s nárazy až k 80 km/h. Tlak vzduchu byl nejvyšší v západních Čechách, nejnižší na Moravě a ve Slezsku. Nejvyšší srážkové úhrny jsou zaznamenány v oblastech Hrubého Jeseníku a Beskyd.

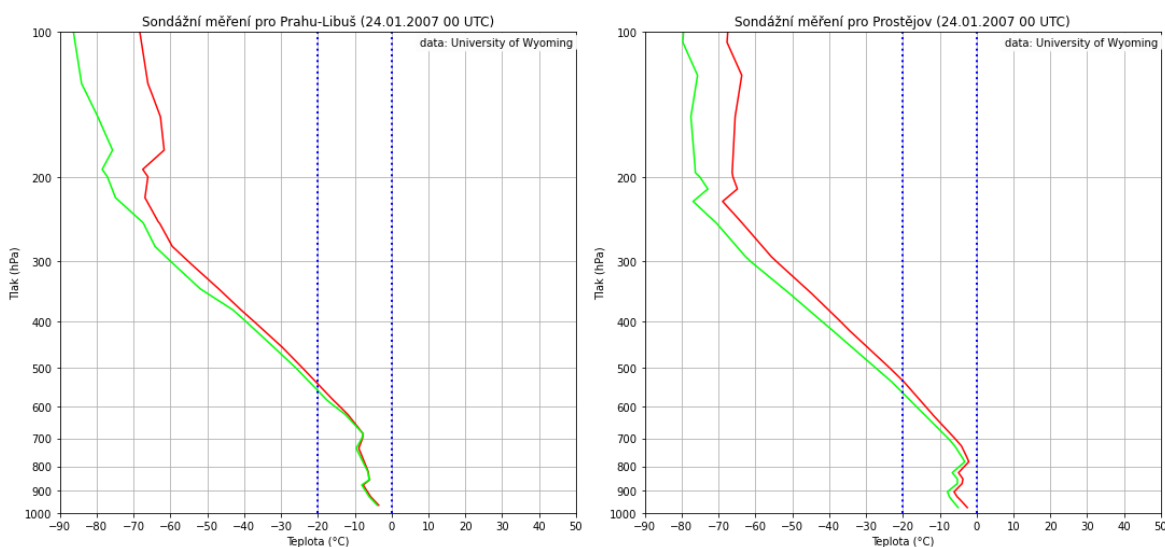
Tab. 14: Denní přehled počasí na vybraných profesionálních stanicích ČHMÚ dne 24. 1. 2007, Teplota vzduchu (T) (°C), Vlhkost vzduchu (RH) (%), Vítr (Wind) (km/h), Náraz větru (Gust) (km/h), Tlak vzduchu přepočtený na hladinu moře (Pressure) (hPa), Srážky (Prec.) (mm), SCE (Snow) (cm) (zdroj dat: ČHMÚ, zpracování: Ogimet.com)

Station	Max T	Min T	RH	W Dir	Wind	Gust	Pressure	Prec.	Snow	Synop
Cheb	-4,7	-6,0	93,7	NNW	15,8	39,6	1002,8	8,2	12	* * * * * * *
Tušimice	-3,0	-4,6	87,9	N	14,6	39,6	1001,9	7,1	14	* * * * *
Plzeň-Mikulka	-3,4	-5,3	90,3	NNW	16,8	43,2	1001,1	----	15	* * * * * * *
Churáňov	-8,2	-9,8	97,6	NNW	10,1	----	867,4	15,0	16	* * * * * * *
Doksany	-1,9	-3,8	92,1	NNW	14,6	----	1001,1	6,0	12	* * * * * * *
Praha-Libuš	-2,8	-5,1	97,4	NNW	14,3	----	1000,2	15,0	14	* * * * * * *
Liberec	-3,3	-5,9	92,8	NW	12,5	32,4	1000,7	8,7	7	* * * * * * *
Čáslav	-2,1	-4,0	98,8	NNW	12,9	----	999,0	6,1	10	* * * * * * *
Pec pod Sněžkou	-6,1	-8,0	88,0	NNE	13,7	46,8	901,3	15,0	20	* * * * * * *
Brno / Tuřany	-1,5	-4,1	87,5	NNE	18,6	57,6	997,3	8,1	12	* * * * * * *
Šerák	-9,4	-11,2	96,9	ENE	27,6	79,3	842,9	21,9	28	* * * * * * *
Červená	-4,8	-6,5	97,2	NNE	16,1	50,4	907,0	11,0	17	* * * * * * *
Holešov	-1,0	-2,7	91,2	NE	13,7	46,8	996,8	9,0	9	* * * * * * *
Ostrava / Mošnov	-1,8	-3,1	95,7	N	12,8	39,6	997,4	5,0	14	* * * * * * *
Lysá hora	-2,2	-9,4	97,0	SSW	25,1	54,0	842,5	19,0	26	* * * * * * *

Kromě denních přehledů počasí lze tuto událost hodnotit i na základě vertikálního profilu atmosféry pomocí aerologických sondážních měření. K analýze jsou využita aerologická sondážní měření ze stanic Praha – Libuš a Prostějov z termínu 24.1.2007 00 UTC.

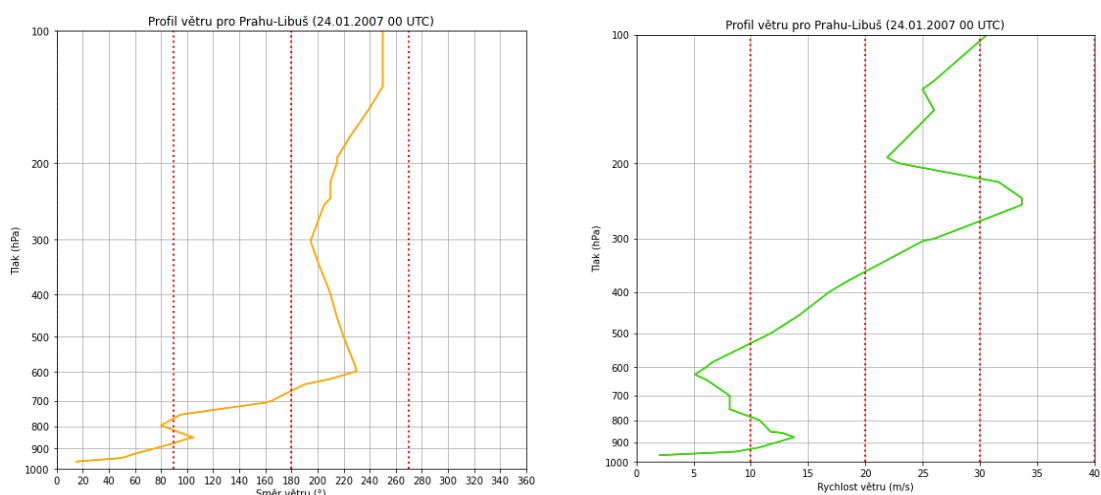
V případě obr. 54 je patrné u sondážních měření z obou stanic výrazné izotermní teplotní zvrstvení do hladiny 700 hPa (3 km nad zemským povrchem), odkud měla teplota standardní pokles s výškou. Z hlediska teploty rosného bodu je vzduch ve stavu nasycení při relativní

vlhkosti okolo 99 % od hladiny 1000 hPa až do hladiny 400 hPa (přibližně 6,5 km nad zemským povrchem). Ze sondážních měření lze usoudit, že docházelo k vypadávání trvalejších a vydatnějších sněhových srážek ze stratiformní oblačnosti nimbostratus.



Obr. 54: Vertikální profil teploty na aerologickém sondážním měření ve formě stůvegramu pro stanici Praha-Libuš (vlevo) a pro stanici Prostějov (vpravo) dne 24. 1. 2007 00 UTC, vertikální profil teploty vzduchu (červená křivka) a teploty rosného bodu (zelená křivka) (zdroje dat: ČHMÚ, University of Wyoming, zpracování: Miloslav Staněk)

Na obr. 55 je patrné u vertikální profilu směru větru na stanici Praha-Libuš, že převládalo v přízemní vrstvě do hladiny 800 hPa (2 km nad zemským povrchem) severovýchodní až východní směr proudění, který se po hladinu 600 hPa (6 km nad zemským povrchem) stáčil až na jihozápadní směr. V případě rychlostí větru je zajímavé výrazné zesílení větru v hladině 850 hPa (1,5 km nad zemským povrchem), které souvisí patrně s prudkou změnou stočení směru větru v této hladině.



Obr. 55: Profil větru na aerologickém sondážním měření pro stanici Praha-Libuš dne 24. 1. 2007 00 UTC, směr větru (vlevo), rychlost větru (vpravo) (zdroje dat: ČHMÚ, University of Wyoming, zpracování: Miloslav Staněk)

V případě plošné extremity podle indexu RSI z hlediska zasažené plochy a zasaženého počtu obyvatel v obcích došlo k zasažení přibližně 75 % z celkové plochy a počtu obyvatel Česka. V případě počtu zasažených obyvatel mělo velkou roli zasažení krajských měst a celkově oblastí s vyšší koncentrací obyvatelstva. Celkově se jednalo z hlediska extremity podle indexu RSI o významnou událost, která dosáhla RSI skóre 5,74 a umístila se na 18. místě (příloha 4), což souvisí s výrazně zasaženou plochou i počtem obyvatel v prvním prahu (7 - 15 cm) (tab. 15).

Tab. 15: Zasažená plocha a zasažený počet obyvatel v obcích při dvoudenní události silného sněžení 23. / 24. 1. 2007, počítáno pro jednotlivé prahy na základě metody Regionálního indexu sněžení RSI (zdroje dat: ČHMÚ, 2022a; ČSÚ, 2011; vlastní zpracování podle kapitoly 3.2.1.3):

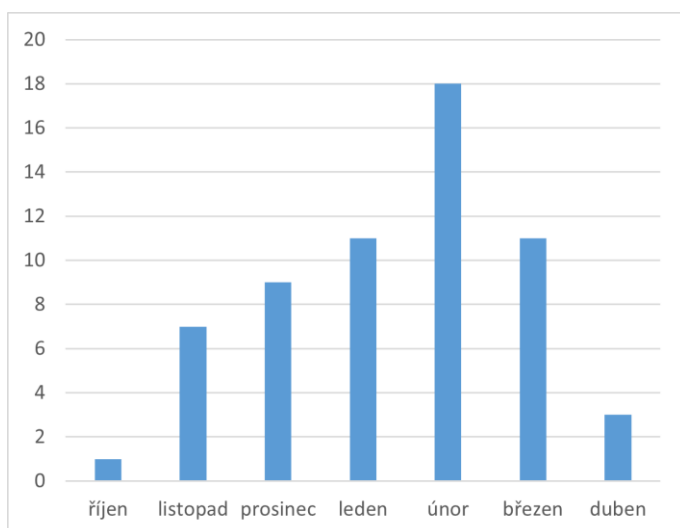
<u>Událost silného sněžení</u>	<u>7 - 15 cm</u>	<u>15 - 25 cm</u>	<u>25 - 35 cm</u>	<u>35 cm a více</u>	<u>Celkem</u>
<u>23. / 24. 1. 2007 (RSI)</u>					
<u>Zasažené obyvatelstvo</u>	4 364 263	2 736 229	810 138	78 138	7 988 668
<u>Zasažená plocha (km²)</u>	40 197,1	11 951,9	5 902,8	578,4	58 630,20

7 Aspekt sezonality událostí silných sněžení

7.1 Sezonalita událostí silných sněžení

Sezonalita u událostí silných sněžení je analyzována v období 1961 - 2019 na dvou datových souborech událostí, a sice 60 významných událostí silných sněžení podle WEI (příloha 2) a na 17 nejextrémnějších událostech silných sněžení (kapitola 4.4). Časové rozdělení v absolutní četnosti u 60 významných událostí do jednotlivých měsíců chladného půlroku zachycuje jejich značnou nerovnoměrnost během zimního období a koncentraci do okrajových období zimy či do jarních měsíců (obr. 56).

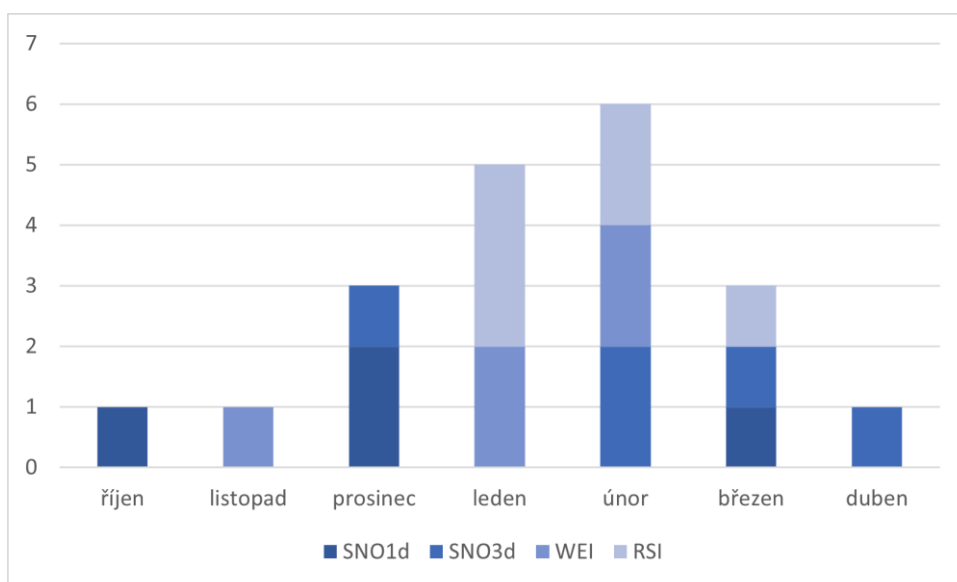
Nejvíce významných událostí silných sněžení se vyskytlo v období 1961 až 2019 během měsíce února, a to celkem osmnáct událostí. Podle mého názoru a dlouhodobějších pozorování to může souviset s vyšším potenciálem atmosférické cirkulace přinášet do střední Evropy meridionální proudění spojené s frontálním a teplotním rozhraní v blízkosti Česka, způsobující významnější sněžení. Následují měsíce březen a leden s jedenácti událostmi, prosinec s devíti událostmi a listopad se sedmi událostmi. V posledních dvou zmiňovaných měsících má z hlediska sezonality nejčastější vliv na synoptickou situaci v Česku brázda nízkého tlaku nad střední Evropou, spojená s postupem středomořské tlakové níže. Nejméně významných událostí se objevilo v měsících dubnu a říjnu, kdy došlo k pouze třem, resp. jedné události, což souvisí s vyšší polohou nulové izotermy a celkově kladnou radiační bilancí na severní polokouli.



Obr. 56: Časové rozdělení v absolutní četnosti u 60 významných událostí silných sněžení (příloha 2) během měsíců chladného půlroku v období 1961 - 2019 (vlastní zpracování)

V případě 17 nejextrémnějších událostí silných sněžení dochází k největšímu počtu zaznamenaných případů podle dosažené extremity u hodnotícího indexu v měsíci únoru (6

případů) (obr. 57). Rovnoměrně vždy po dvou případech jsou v rámci února zastoupeny případy s dosažením extremity podle maximální třídenní SNO, WEI a RSI. V případě ledna i února je patrná dominance extrémních událostí sněžení z hlediska plošné extremity podle indexů WEI a RSI. Souvislost to má s velkoprostorovým extrémním sněžením, které vzhledem k nejchladnějším měsícům roku s nízkou výškou nulové izotermy výrazně zasáhne i nižší polohy, a to oblasti velkých měst, kde je vyšší koncentrace obyvatelstva. Naopak bodová extremita podle maximální jednodenní a třídenní SNO na prosinec a jarní měsíce, což souvisí se zasažením horských poloh, kde vlivem orografie dochází k vyšším srážkovým úhrnům a výšce nového sněhu než v nižších polohách. Podobně tomu je i v případě října, kdy se vyskytla jediná extrémní událost v roce 2009, která přinesla do oblasti Beskyd (Lysá hora) významnou bodovou extremitu z hlediska nejvyšší zaznamenané říjnové výšky nového sněhu na území Česka od roku 1897.



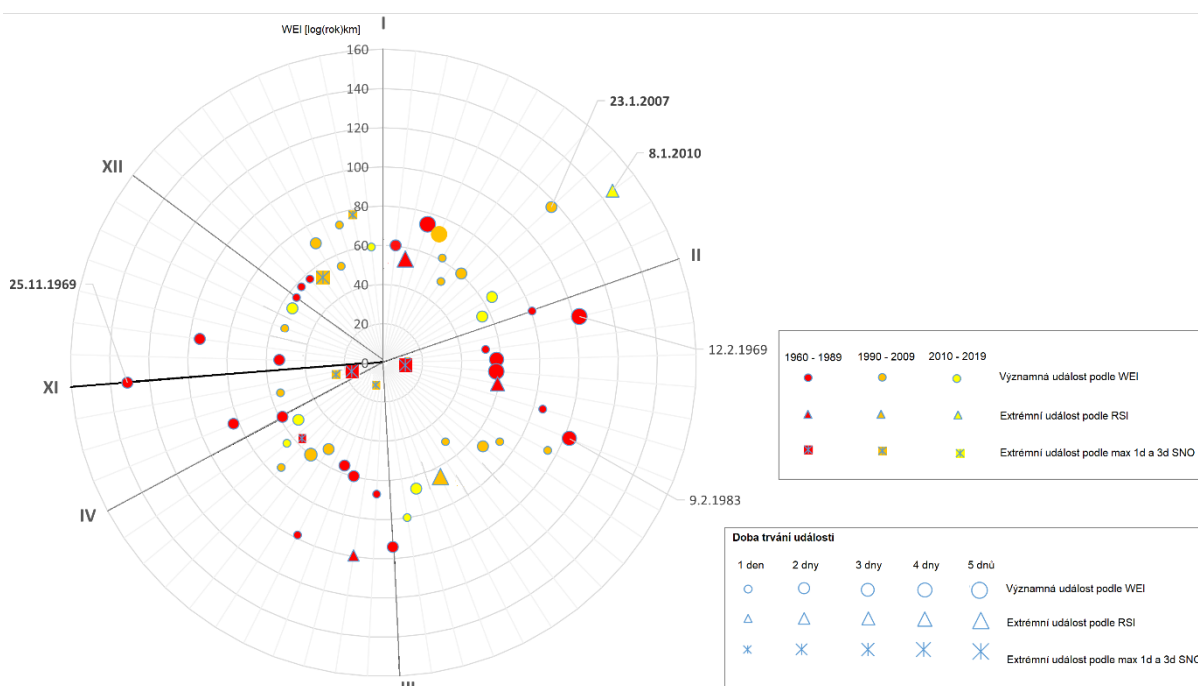
Obr. 57: Časové rozdělení v absolutní četnosti u 17 nejextrémnějších událostí silných sněžení (tab. 8) podle použitých indexů během měsíců chladného půlroku v období 1961 – 2019, tři události jsou dvojmo (jedná se o jedno z pěti maxim ze dvou ukazatelů) (vlastní zpracování)

Přehlednější zachycení sezonality u významných událostí silných sněžení podle indexu WEI je znázorněné na obr. 58 (viz nadcházející kapitola trend sezonality událostí silných sněžení). V grafu je dále zjišťován trend sezonality na základě časového rozdělení událostí do tří vymezených období mezi lety 1961 - 2019.

7.2 Trend sezonality událostí silných sněžení

Jak již bylo v předchozí kapitole zmíněno a vyplývá i ze samotného grafického výstupu na obr. 58, nejvyšší podíl významných i nejextrémnějších událostí silných sněžení připadá na měsíc únor. V této kapitole se pomocí níže uvedeného grafického výstupu provede analýza trendů sezonality mezi jednotlivými obdobími. K analýze zjištění trendů sezonality bylo nutno události rozdělit do tří časových období (1960 – 1989, 1990 – 2009 a 2010 – 2019).

Cílem grafu na obr. 58 je v podobě celkového přehledu poukázat na měsíce, kdy dochází k vyšší četnosti významných či extrémních událostí, přičemž jedna výšeč představuje jednu událost (dominantní měsíc únor). Události jsou řazeny pro každý měsíc zvlášť chronologicky, a to v rámci pořadí podle významnosti během období 1961 až 2019, což vyplývá z jejich barevnosti. Události s výraznou bodovou extremitou SNO, kde nebyla hodnocena extrimita podle WEI jsou situovány blízko středu grafu. V podobě radiální orientace je vyjádřena dosažená extrimita významných událostí z hlediska indexu WEI. Extrémní událost je vždy odlišena grafickou značkou reprezentující její nejvyšší dosaženou extrimitu podle pořadí (tab. 8). V případě události 8.1.2010 je preferována extrimita RSI, a to z důvodu již vyjádřené extremity WEI podle polohy bodu v grafu vůči radiální orientaci.



Obr. 58: Shrnující časové rozdělení 60 významných událostí (příloha 2) a 17 nejextrémnějších událostí silných sněžení (kapitola 4.4) z hlediska jejich sezonality během měsíců chladného půlroku v období 1961 – 2019, jednotlivé sektory udávají měsíce chladného půlroku (I – IV, XI – XII), na stupnici pak vynesena extrimita události podle WEI [log(rok)km], velikostí značky odlišena doba trvání události, barevností vymezeny tři časová období (vlastní zpracování)

Z grafu na obr. 58 je patrné, že v prvním sledovaném třicetiletém období (1960 - 1989) mají významné události s vysokou extremitou podle WEI výraznější sezonalitu do okrajových období zimy (únor), jarních měsíců a do listopadového měsíce, kdy byla zaznamenána nejextrémnější událost z hlediska průměrné doby opakování dSCE u WEI. Naopak v zimních měsících (prosinec a leden) je četnost těchto událostí menší a extrimita také podstatně nižší. V případě extrémních událostí RSI panuje rovnoměrné rozložení do období od ledna do března. Z hlediska extrémních událostí podle maximální SNO jde kromě prosincového a únorového měsíce i o březen a duben, kdy dochází často k vydatnějšímu sněžení v horských oblastech a tím k vyšší bodové extremitě.

Ve druhém sledovaném dvacetiletém období (1990 - 2009) je patrná sezonalita událostí spíše do zimních měsíců (prosinec až únor). S tím, že nejvyšší extrimita podle WEI nastává v období od konce ledna do konce března. Z pohledu extremitu událostí podle RSI jde o jedinou událost během února. V případě extrémních událostí podle bodové extremitu (maximální jednodenní a třídenní SNO) pak v prosinci, březnu i dubnu.

Během třetího sledovaného období (2010 - 2019) se vyskytla nejextrémnější událost silného sněžení podle WEI, RSI a prozatím i v 21. století, a to hned zkraje období dne 8.1.2010. Celkově v tomto období je nejvyšší četnost událostí během zimních měsíců v lednu a v únoru, ale i na jaře v březnu, což souvisí se studenými vpády původem arktického vzduchu do střední Evropy. Naopak méně událostí se vyskytuje v listopadu a v prosinci, kdy převládá v Česku spíše inverzní anticyklonální ráz počasí. V dubnu se žádná významnější událost prozatím nevyskytla vůbec. Extrimita událostí podle WEI je v tomto období (kromě odlehlého extrému 8.1.2010) vyšší během měsíců února a března. Během tohoto období nedošlo k žádné extrémní události z hlediska bodové extremitu (podle max SNO).

Zajímavé zjištění přináší období 1961 – 2019 z hlediska RSI, kdy nedošlo během listopadu, prosince a dubna k zatím žádné extrémní události uvažující zasažené obyvatelstvo. Může to být dané tím, že v nižších polohách (oblastech s vyšší koncentrací obyvatelstva) nedochází při událostech silného sněžení k vyšším akumulacím sněhové pokrývky právě v těchto okrajových obdobích zimy. Naopak v prosinci a v jarních měsících (březen, duben) dochází k nejvyšší četnosti extrémních událostí z hlediska bodové extremitu podle maximální jednodenní a třídenní SNO, což souvisí až na pár výjimek s častým zasažením vyšších a horských poloh událostmi silných sněžení. Za těchto případů navíc panují nevhodné podmínky (vysoká výška nulové izotermy) pro akumulaci sněhové pokrývky v nižších a částečně i ve středních polohách, kde většinou vypadávají dešťové srážky.

Z pohledu trendu dochází v poslední dekádě (2010 – 2019) v porovnání s předchozími obdobími k absenci extrémních událostí sněžení v měsíci dubnu a významněji jich ubývá i v prosinci. V případě ostatních měsíců zůstává počet událostí přibližně stejný.

8 Shrnutí výsledků a jejich diskuse

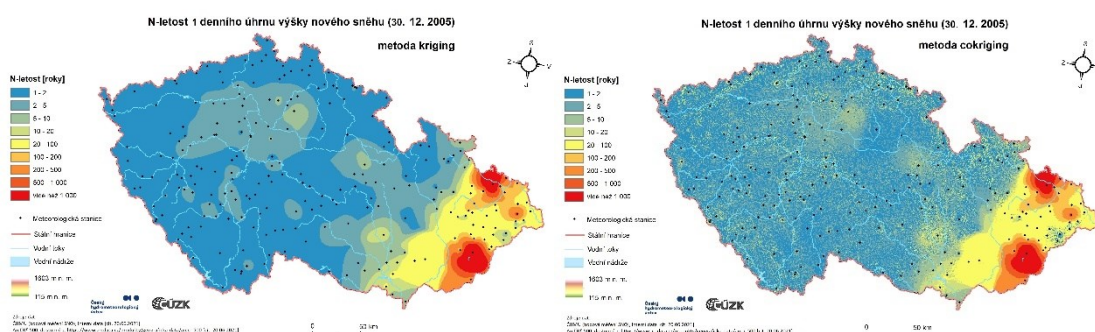
Předkládaná diplomová práce se zabývá vymezením událostí, jejich kvantitativním hodnocením extremity, porovnáním událostí, synoptickou analýzou a klimatologickými charakteristikami extrémních případů sněžení v Česku. Celkově jsou analyzovány po určitém předvýběru dva vymezené datové soubory, a to v podobě 17 extrémních a 60 významných událostí silných sněžení v období mezi lety 1961 až 2019. Dva vymezené datové soubory událostí jsou zvoleny s ohledem na dlouhou datovou řadu za účelem porovnání a klimatologické analýzy událostí tak, aby počet událostí splňoval dostačující požadavky pro relevantní hodnocení a závěry. Metodika práce je částečně založena na rešerši k problematice klimatologických charakteristik sněhové pokrývky a sněžení ve střední Evropě, a to na základě převážně zahraniční literatury. Vybrané kvantitativní klimatologické charakteristiky jsou využity k hodnocení klimatologických charakteristik extrémních případů sněžení v Česku.

Tato kapitola se věnuje zejména diskusi nejistot u použitých vstupních dat, ale i u některých použitých postupů u kvantifikace extrémních případů sněžení. Velký význam je věnován diskusi výsledků práce, které zahrnují seznamy extrémních a významných případů sněžení v Česku z hlediska jejich cirkulačních příčin, trendů a sezonality. V následujících třech odstavcích jsou zmíněny potenciální nejistoty vyplývající z použitých dat či interpolačních funkcí.

Otázka výběru naměřených staničních dat SNO vstupujících do analýzy je zatížena značnou škálou nejistot. Vždy je nutno posoudit data z hlediska absolutní homogenity datových řad. Ve většině případů se jedná o problém spojený s výskytem chybně naměřených hodnot (tzv. false value), kdy jedna stanice vykazuje podezřele extrémně vysokou či nulovou naměřenou hodnotu vůči nejbližší stanici, a to i na vzdálenost několika kilometrů s minimálním rozdílem nadmořských výšek. Tento problém se z velké části podařilo odstranit kontrolou diferencí mezi termíny a v prostoru u samotných staničních dat, ale vzhledem k jejich velkému rozsahu se jedná o nejistotu, která částečně ovlivňuje i kvalitu samotné práce. Problematické jsou také náhlé výpadky dat na stanicích, kdy dojde k interpolaci chybějící hodnoty podobně jako v případě nulové hodnoty, což vede ke zhoršení kvality mapového výstupu (např. obr. 41). Navíc v případě Krkonoš, Šumavy i Jeseníků hraje omezující roli pro objektivnější analýzu skutečnost nedostatečného pokrytí hřebenových partií stanicemi s dlouhými datovými řadami SNO.

Hodnocení dat zasaženého počtu obyvatel v obcích u indexu RSI se opírá o datový soubor ČSÚ ze Sčítání lidu, domů a bytů z roku 2011 (ČSÚ, 2011). Nelze tedy opomenout skutečnost, že např. při analýze extrémní události silného sněžení 25. / 26.11.1969 došlo k určitému zkreslení počtu zasažených obyvatel. Událost tehdy značně zasáhla v dnešní době hustě osídlené jihozápadní okolí Prahy, které však před rokem 1990 nevykazovalo značné rysy suburbanizace jako v současné době (Ouředníček, 2007).

V případě interpolace logaritmů dob opakování SNO u indexu WEI dochází u metody ordinární cokriging k horším výsledkům v interpolaci oproti metodě lineární kriging (obr. 59). Patrná je u metody ordinární cokriging značná výsledná chaotičnost vytvářející spíše šum pixelů v prostoru. Problém u obou interpolačních metod představují extrémní doby opakování zaznamenané na jedné stanici, kdy extrémní hodnota má i přes zlogaritmování významné pokrytí větší plochy, a to i ve vzdáleném okolí v závislosti na hustotě a rozložení staničních dat.



Obr. 59: Porovnání interpolační metody lineární kriging (levý obrázek) a ordinární cokriging (pravý obrázek) při interpolaci logaritmů N-letosti výšky nového sněhu u indexu extremity počasí WEI. Patrný je výrazný šum pixelů a nespojitě vymezené oblasti u metody cokriging (vlastní obrázek)

Z výsledků bodové extremity podle maximální SNO na stanicích, vychází z hlediska četnosti jednodenních celorepublikových maxim SNO u extrémních případů sněžení v období 1961 až 2019 nejvýrazněji oblast Moravskoslezských Beskyd. Obdobného zjištění dosáhl ve svém výzkumu i článek dvojice autorů Květoň a Žák (2011), kteří hodnotili staniční data výšky nového sněhu v závislosti na synoptických situacích v období 1961 až 2010 ve třech oblastech Česka (Šumava, Krkonoše a Ostravsko). Z těchto tří oblastí vychází oblast Ostravska (včetně přilehlého pohoří Moravskoslezských Beskyd) jako nejvýraznější z hlediska frekvence případů silného sněžení s hodnotami SNO přesahujícími 18 cm za den. Souvislost je podle autorů dána vlivem středomořských tlakových níží s retrográdním

postupem od východu, při kterých panují dominantní synoptické typy Nc (severní cyklonální situace) a NEc (severovýchodní cyklonální situace), což se potvrdilo i v kapitole 4.1.

K vyhodnocení bodové extremity za účelem porovnání extrémních událostí sněžení z hlediska dosažené extremity jsou zvoleny dva nástroje, a to maximální jednodenní výška nového sněhu a maximální třídenní výška nového sněhu. Volba dvou nástrojů souvisí s rozložením extrémních hodnot v rámci studovaného časového období.

Nejextrémnější událost z hlediska maximální dosažené bodové extremity podle jednodenní SNO představuje událost ze dne 5.12.1998, kdy bylo na stanici Harrachov zaznamenáno 66 cm nového sněhu. Druhá nejextrémnější událost byla zaznamenána dne 14.10.2009, kdy v důsledku severního návětrného efektu byla na stanici Lysá hora v Beskydech doposud naměřena nejvyšší říjnová výška nového sněhu 65 cm za jediný den. Původní extrémní hodnota pochází z roku 1897. Poslední zmíněné události je věnována samostatná kapitola v bakalářské práci (Kolář, 2020). Z tohoto důvodu není zahrnuta do případových studií v diplomové práci. Maximální bodová extremita podle třídenní SNO za událost byla zaznamenána při nejextrémnější události dne 5.12.1998, kdy napadlo v Harrachově v Krkonoších až 142 cm nového sněhu za třídenní časový úsek. Doposud se jedná o nejextrémnější kumulativní prosincovou výšku nového sněhu (příloha 1).

V obou nejextrémnějších případech sněžení podle maximální jednodenní i třídenní SNO je zřejmé, že maximální bodová extremita se týká především vyšších a horských poloh. Jen výjimečně za specifických synoptických situací může dojít k maximální bodové extremitě podle SNO i v nižších či středních polohách. Nejčastěji k tomu dochází za specifických synoptických podmínek spojených s úzkým pásem velice intenzivních sněhových srážek na frontálním rozhraní, navíc i zesílených severním návětrným efektem. Případem může být například událost 25. / 26.11.1969, kdy na stanici Jíloviště nedaleko Prahy napadlo dne 25.11.1969 až 40 cm nového sněhu za jediný den.

Hodnocení plošné extremity případů silného sněžení na základě zasažené území, časového rozdělení událostí a jejich klimatologie vychází z metodiky indexu extremity počasí WEI (Müller a Kašpar, 2014). Doposud byl index WEI aplikován především na silné dešťové srážky v různých oblastních úrovních, např. pohoří Vogézy a Krušné hory či celá střední Evropa. Kromě oblastních úrovní i ve vztahu extrémních událostí k anomáliím toků vlhkosti (ufa.cas.cz). V případě událostí silných sněžení doposud k žádnému výzkumu nedošlo, i proto níže předkládané výsledky není možné s literaturou prodiskutovat.

Nejextrémnější událostí na základě plošné extremity podle metodiky WEI je třídenní událost extrémního sněžení 8.1.2010 se zasaženou plochou 38 196 km² a průměrnou dobou

opakování dSCE na stanicích 38,4 roků. Druhou nejextrémnější událostí z hlediska zasažené plochy podle indexu WEI a zároveň první nejextrémnější z hlediska doby opakování WEI je dvoudenní událost 25.11.1969 se zasaženou plochou 27 444 km² a průměrnou dobou opakování dSCE na stanicích 61,5 roků. Událost se stala nejextrémnější vlivem jejího časového rámce mimo zimní období (příloha 2).

Druhé hodnocení plošné extremity případů silného sněžení na základě zasažené plochy a zasaženého počtu obyvatel vychází z metodiky Regionálního indexu sněžení RSI (Squires et al., 2014). Metodika autorů vychází z hodnocení dopadů silných sněhových bouří na obyvatelstvo ve Spojených státech amerických, kde každá prahová hodnota SNO představuje charakteristický ukazatel sestavený na základě 30 největších sněhových bouří za poslední 60leté časové období. V rámci Česka doposud nikdo takové prahové hodnoty ani zmíněnou metodiku ve svém výzkumu nestanovil ani neaplikoval. Jediná vhodná kritéria pro stanovení prahových hodnot představuje SIVS ČHMÚ, kde jsou používána kritéria za účelem vydání výstražné informace na sněhové jevy, potažmo sněhovou pokrývkou (tj. 7, 15, 25 a 35 cm nového sněhu). Vzhledem k jinému způsobu vymezení prahů a odlišné rozlohy území Česka oproti územním celkům používaným pro hodnocení RSI ve Spojených státech amerických, nelze dosažené hodnoty výsledného RSI v Česku s těmi americkými porovnat. Index má významně specifické hodnoty pro danou oblast vycházející z dlouhodobých klimatologických charakteristik. Za účelem hodnocení zasaženého počtu obyvatel je zvolena územní jednotka obcí, která v největším měřítku je schopna reflektovat prostorové rozmístění obyvatelstva Česka.

Nejextrémnější událostí silného sněžení z hlediska RSI ve sledovaném období je podobně jako u WEI třídní událost z 8.1.2010. Událost zasáhla celkovou plochu 73 287 km² a 8 291 161 obyvatel, přičemž nejvíce zasažená byla silným sněžením oblast hustěji osídlených větších měst v Čechách než na Moravě, kde zpočátku vypadal mrznoucí déšť s tvorbou ledovky (Kolář, 2020). Nutno zmínit, že při kritériu 7 cm v RSI je uvažována téměř dvojnásobná plocha, ale v případě WEI bývá hranice přibližně na pětileté hodnotě, což představuje vyšší hodnotu než u 7 cm v RSI.

V kapitole 4.4 jsou v přehledné tabulce shrnuta výsledná pořadí extrémních událostí sněžení v závislosti na použitém hodnotícím indexu extremity. Z výsledků vyplývá, že každá událost vykazuje rozdílné pořadí v závislosti na aplikovaném hodnotícím indexu. Nejextrémnější událost za celé studované období 1961 až 2019 z hlediska plošné extremity představuje třídní událost 8. / 10.1.2010, která se umístila kromě bodové extremity podle maximální SNO a doby opakování podle WEI vždy na prvních místech. Druhá nejextrémnější událost byla zaznamenána 25. / 26.11.1969, kde obsadila z hlediska plošné

extremity podle WEI druhé místo, doby opakování dSCE na stanicích podle WEI první místo a plošné extremity podle RSI šesté místo.

Z hlediska cirkulačních příčin u případů extrémních sněžení vyplývá v případě hodnocení podle synoptických typů dominance NEc (severovýchodní cyklonální situace) a synoptického typu B (brázdy nízkého tlaku nad střední Evropou). V obou dominantních synoptických typech je příčinná vazba na postupující středomořskou tlakovou níží po severní dráze, tzv. Vb dráha.

V případě anomálií teploty vzduchu u případů extrémního sněžení je nejčastěji maximální teplotní gradient v hladině 850 hPa spojený s výskytem frontálního rozhraní na jihovýchodě od Česka, kdy teplejší vzduch je na jihovýchodě a studený na severozápadě od Česka. Při mimosezónních událostech jsou takové situace dominantní záležitostí (tj. teplota vzduchu roste směrem na jihovýchod a na severozápad naopak klesá). Maximální teplotní gradient je zaznamenán u nejextrémnější události (8.1.2010), a to 3 °C na 100 km.

U anomálií rychlosti větru panuje při maximálních rychlostech větru u extrémních případů sněžení převládající jihovýchodní směr větru, navíc vykazující výraznou sezonalitu do mimosezónních období, což souvisí s přetáčením proudění na přední straně středomořské tlakové níže postupující od Středomoří nad Rakousko a dále k východu až k severovýchodu nad Ukrajinu. Nejvyšší rychlosti větru jsou podobně jako nejvyšší teplotní gradienty zaznamenány při nejextrémnějších případech sněžení (např. 16 m/s při události 8.1.2010).

Nejčastěji extrémní sněžení nastávají při událostech, které jsou nejvíce spojené s nárůstem teploty vzduchu na jihovýchod od Česka a poklesem směrem na severozápad od Česka. V hladině 850 hPa převládá jižní proudění s nejvyššími rychlostmi větru i k 16 m/s. Dochází k významné plošné extremitě podle WEI a RSI, méně k bodové extremitě podle maximální SNO, což souvisí s častým významným zasažením nižších poloh. Menší četnost extrémních případů sněžení nastává při severním směru větru, který v průměru dosahuje vyšších rychlostí. Přebývá bodová extremita podle maximální SNO ve vyšších a horských polohách na úkor plošné extremity podle WEI a RSI.

Na základě hodnocení 60 významných případů sněžení podle WEI převládá z hlediska sezonality měsíc únor (18 událostí), následovaný březnem a lednem (shodně 11 událostí). Výrazná sezonalita událostí do okrajových období zimy a jarních měsíců může být úzce spojena i s vyšší středomořskou cyklogenezí, kdy na konci zimy dochází k občasným vpádům studeného původem arktického vzduchu až do jižní Evropy nad relativně teplé vody Středozemního moře, což může vést k postupnému rozvoji tlakové níže v této oblasti, která postupuje dále do střední Evropy po severní dráze Vb (Hofstätter a Blöschl, 2019).

9 Závěr

Diplomová práce se zabývala praktickým vymezením extrémních událostí silných sněžení v Česku v období mezi lety 1961 až 2019, které byly sestaveny na základě maximálních hodnot SNO, dSCE a indexu extremity počasí WEI. Nedílnou součástí práce bylo i kvantitativní hodnocení extremity událostí pomocí dvou hodnotících indexů plošné extremity (WEI a RSI) a jednoho hodnotícího nástroje bodové extremity (SNO). Následně se události porovnávaly z hlediska dosažené extremity, časového rozdělení, zasažené plochy a obyvatelstva v obcích Česka. Důležitou otázkou představovaly také cirkulační příčiny a příčinné synoptické situace u jednotlivých extrémních případů silných sněžení, které přináší zajímavé výsledky. Práce nabízí rešerši na základě převážně zahraniční literatury se zaměřením na klimatologické charakteristiky sněžení a sněhové pokrývky ve střední Evropě, které byly dále aplikovány v poslední části věnované klimatologii událostí silných sněžení v Česku, jejich trendům extremity a sezonalitě událostí.

Z dosažených výsledků vyplývá, že nejvíce extrémních případů sněžení z hlediska bodové extremity podle maximální SNO bylo zaznamenáno na meteorologických stanicích ve vyšších a horských polohách, v Česku pak nejčastěji v oblasti Moravskoslezských Beskyd. V případě hodnocení plošné extremity podle WEI a se zahrnutím zasaženého počtu obyvatel podle RSI dominují extrémní události se zasažením nižších a středních poloh v Čechách, zejména pak velkých měst. Nejextrémnější událostí z hlediska plošné extremity u obou indexů se stala třídní událost z 8.1.2010, na druhém místě pak dvoudenní událost 25.11.1969, která byla výjimečná z hlediska dob opakování podle WEI, což souvisí s její sezonalitou. Hodnocené události vyjadřují celkové značné rozdíly v pořadí podle použité metodiky hodnotícího indexu extremity, nelze je hodnotit univerzálním způsobem.

Extrémní případy silných sněžení souvisí z příčinného synoptického hlediska nejčastěji s postupující středomořskou cyklonou po dráze Vb s dominujícími synoptickými typy NEc (severovýchodní cyklonální situace) a B (brázda nízkého tlaku nad střední Evropou). Za těchto případů se nachází frontální rozhraní jihovýchodně od Česka s převládajícím jihovýchodním směrem proudění, které vykazuje značnou sezonalitu do okrajových mimosezónních období zimy.

Závěrem je nutno dodat, že hodnocené anomálie u synoptických příčin extrémních událostí silného sněžení nemusejí vždy s ohledem na dynamiku reflektovat synoptické podmínky u extrémní události. Jedná se o značně variabilní proměnné. Poměrně dobrý reprezentativní ukazatel u těchto případů by mohl být tok vlhkosti, zejména u postupujících středomořských tlakových níží. V další analýze cirkulačních podmínek by šlo vzít v potaz cirkulaci Evropa-

Atlantik, kde by šlo aplikovat i index blokování, případně i oscilační indexy Severoatlantské oscilace, které mají úzkou vazbu s případy silných sněžení ve střední Evropě. I přes to přináší diplomová práce řadu nových poznatků a zjištění v problematice extrémních případů sněžení v Česku, a to i v její klimatologii.

Použité zdroje literatury

BEDNORZ, E. (2008): Synoptic reasons for heavy snowfalls in the Polish - German lowlands. *Theoretical and Applied Climatology*, 3–4, 92, 133–140.

BEDNORZ, E. (2011): Synoptic conditions of the occurrence of snow cover in central European lowlands. *International Journal of Climatology*, 8, 31, 1108–1118.

BEDNORZ, E. (2013): Heavy snow in Polish-German lowlands - Large-scale synoptic reasons and economic impacts. *Weather and Climate Extremes*, 2, 1–6.

BEDNORZ, E., CZERNECKI, B., TOMCZYK, A. M. (2022): Climatology and extreme cases of sea-effect snowfall on the southern Baltic Sea coast. *International Journal of Climatology*, 11, 42, 5520–5534.

BRÁDKA, J. (1968): Typizace v meteorologii. *Meteorologické Zprávy*, 21, 4, 122 – 125.

BROWN, R. D., ROBINSON, D. A. (2011): Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over 1922-2010 including an assessment of uncertainty. *Cryosphere*, 1, 5, 219–229.

FALARZ, M. (2004): Variability and trends in the duration and depth of snow cover in Poland in the 20th century. *International Journal of Climatology*, 13, 24, 1713–1727.

FALARZ, M. i in. (2021): *Climate Change in Poland*. Springer Climate, <https://doi.org/10.1007/978-3-030-70328-8>, 375 – 390.

HESS, P., BREZOWSKY, H. (1977): *Katalog der Grosswetterlagen Europas*, Bericht des Deutschen Wetterdienstes Nr. 113, Vol. 15, 2. Auflage, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Mainz.

HOFSTÄTTER, M., BLÖSCHL, G. (2019): Vb Cyclones Synchronized With the Arctic-/North Atlantic Oscillation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 6, 124, 3259–3278.

HOSKING, J. R. M., WALLIS, J. R. (1997): *Regional frequency analysis: an approach based on L-moments*, Cambridge University Press, New York.

HÜSLER, F., JONAS, T., RIFFLER, M., MUSIAL, J. P., WUNDERLE, S. (2014): A satellite-based snow cover climatology (1985-2011) for the European Alps derived from AVHRR data. *Cryosphere*, 1, 8, 73–90.

HYNČICA, M., HUTH, R. (2019): Long-term changes in precipitation phase in Europe in cold half year. *Atmospheric Research*, April, 227, 79–88.

JEŽEK, J. (2015): *Geostatistika a prostorová interpolace*. Karolinum, Praha, 1. vydání, 198 s.

KOCIN, P. J., UCCELLINI, L. W. (2004): A snowfall impact scale derived from Northeast storm snowfall distributions. *Bulletin of American Meteorological Society*, 85, 2, 177–194.

KOLÁŘ, Š. (2020): *Silné sněžení v Česku a hodnocení jeho extremity*. Bakalářská práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie. PřF UK, Praha, 84 s.

KRASTING, J. P., BROCCOLI, A. J., DIXON, K. W., LANZANTE, J. R. (2013): Future changes in Northern Hemisphere snowfall. *Journal of Climate*, 26 (20), 7813–7828. <http://doi.org/10.1175/jcli-d-12-00832.1>.

KUČEROVÁ, M., BECK, C., PHILIPP, A., HUTH, R. (2017): Trends in frequency and persistence of atmospheric circulation types over Europe derived from a multitude of classifications. *International Journal of Climatology*, 5, 37, 2502–2521.

KUNKEL, K. E., ROBINSON, D. A., CHAMPION, S., YIN, X., ESTILOW, T., FRANKSON, R. M. (2016): Trends and Extremes in Northern Hemisphere Snow Characteristics. *Current Climate Change Reports*, 2, 2, 65–73.

KVĚTOŇ, V., ŽÁK, M. (2011): Vliv středomořských tlakových níží na kalamitní sněžení v České republice. *Meteorologické zprávy*, 64, č. 5, s. 129–136.

LAPIN, M., FAŠKO, P., PECHO, J. (2007): Snow cover variability and trends in the Tatra mountains in 1921-2006 In: *Proceedings on the 29th ICAM 07*. HMI of France, Chambéry 2007. Dostupné z: https://www.umr-cnrm.fr/icam2007/ICAM2007/extended/manuscript_174.pdf

LIN, W., CHEN, H. (2021): Changes in the spatial–temporal characteristics of daily snowfall events over the Eurasian continent from 1980 to 2019. *International Journal of Climatology*, 1–13. <https://doi.org/10.1002/joc.7339>.

MAIR, M., BAUMGARTNER, D. J. (2010): Operational experience with automatic snow depth sensors—ultrasonic and laser principle. In *Proceedings of the WMO Technical 70 Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation*, Helsinki, Finland (Vol. 30).

MUNZAR, J. (1989): *Malý průvodce meteorologií*. Mladá fronta, Praha. 1. vydání, 247 s.

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

OUŘEDNÍČEK, M. (2007): Differential Suburban Development in the Prague Urban Region. *Geografiska Annaler: Human Geography*, 89B, č. 2, s. 111-125.

PINTO, J. G., BRÜCHER, T., FINK, A. H., KRÜGER, A. (2007): Extraordinary snow accumulations over parts of central Europe during the winter of 2005/06 and weather-related hazards. *Weather*, 1, 62, 16–21.

RACKO, S (1997): Snehové fujavice na území Slovenska v rokoch 1993 a 1995. Monografie, Slovenský hydrometeorologický ústav (SHMÚ), Bratislava, 62 s.

SANDEV, M. (2007): Výjimečný průběh počasí v zimě 2006/2007 v Česku. *Meteorologické zprávy. ČHMÚ*, roč. 60, č. 4, s. 97-105.

SAUNDERS, M. A., LEA, A. S. (2006): The 2005/06 UK and European winter: The UCL forecast and its assessment against observations. *Weather* 61: 347–352.

SQUIRES, M. F., LAWRYMORE, J. H., HEIM, R. R., ROBINSON, D. A., GERBUSH, M. R., ESTILOW, T. W. (2014): The regional snowfall index. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 12, 95, 1835–1848.

TIBALDI, S., MOLTENI, F. (1990): On the operational predictability of blocking. *Tellus* 42A: 343–365.

TOLASZ, R. et al. (2007): Atlas podnebí Česka. ČHMÚ a UP Olomouc, Praha, 256 s.

WIBIG, J., GLOWICKI, B. (2002): Trends of minimum and maximum temperature in Poland. *Climate Research* 20: 123–133.

Použité internetové zdroje

ArcČR® 500, digitální geografická databáze [online]: [cit 05.11.2022]. Dostupné z: <https://www.arcdata.cz/produkty/geograficka-data/arccr-4>

British Pathé [online]: Snowbound Prague 1969 [cit 31.08.2022]. Dostupné z: <https://www.britishpathe.com/video/snowbound-prague/query/1969+prague+snow>

Česká meteorologická společnost [online]: Elektronický meteorologický slovník výkladový a terminologický (eMS) [cit 31.08.2022]. Dostupné z: <http://slovník.cmes.cz>

Český hydrometeorologický ústav, Denní data dle zákona 123/1998 Sb. [online]: [cit 05.11.2022a]. Dostupné z: <https://www.chmi.cz/historicka-data/pocasi/denni-data/Denni-data-dle-z.-123-1998-Sb>

Český hydrometeorologický ústav, SIVS ČHMÚ [online]. [cit 05.11.2022b]. Dostupné z: <https://www.chmi.cz/informace-a-sluzby/prezentace-a-vyuka/SIVS>

Český hydrometeorologický ústav, Typizace povětrnostních situací pro území České republiky [online]. [cit 12.11.2022c]. Dostupné z: <https://www.chmi.cz/historicka-data/pocasi/typizace-povetrnostnich-situaci>

Český statistický úřad, Sčítání lidu, domů a bytů 2011 [online]. [cit 5.11.2022]. Dostupné z: <https://www.czso.cz/csu/czso/scitani-lidu-domu-a-bytu-2011>

Český statistický úřad, Území a podnebí 2005 [online]. [cit 17.11.2022]. Dostupné z: <https://www.czso.cz/csu/czso/10n1-05-2005-uzemi-a-podnebi-metodika>

European Severe Weather Database [online]: Evropská databáze nebezpečných projevů počasí (ESWD) [cit 2.11.2022]. Dostupné z: <https://eswd.eu/>

Infomet ČHMÚ [online]: Sněhová nadílka před 42 lety [cit 27.09.2022]. Dostupné z: <http://www.infomet.cz/index.php?id=read&idd=1322386423>

In-Počasí [online]: Archiv počasí. [cit 25.11.2022]. Dostupné z: <https://www.in-pocasi.cz/archiv/archiv.php?historie=1969-11-26®ion=14>.

Irozhlas.cz [online]: Východ země zasáhl nový úder zimy, v Karviné vyhlásili kalamitu. Dostupné z: <https://www.irozhlas.cz/zpravy-domov/vychod-zeme-zasahl-novy-uder-zimy-v-karvine-vyhlasil-kalamitu-200512302304-mtaborska> [cit 29.11.2022].

NOAA, NCEP/NCAR Reanalysis [online]: Reanalýza NCEP/NCAR – gridová data [cit 05.11.2022]. Dostupné z: <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>

Ogimet Resynops [online]: Country summaries. [cit 28.11.2022]. Dostupné z: <https://www.ogimet.com/resynops.phtml.en>

University of Wyoming [online]: Atmospheric soundings [cit 28.11.2022]. Dostupné z: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

Ústav fyziky atmosféry AV ČR [online]: Analýza extrémů počasí [cit 05.11.2022]. Dostupné z: <https://www.ufa.cas.cz/struktura-ustavu/oddeleni-meteorologie/zakladni-vyzkum/analyza-extremu-pocasi/>

Vestec.cz [online]: Kalamitní zima 1970 – historie [cit 27.09.2022]. Dostupné z: <https://vestec.cz/obec-vestec/o-obci/historie/kalamitni-zima-1970-historie/>

Wetter3.de, archiv GFS [online]. [cit 19.11.2022]. Dostupné z: http://www1.wetter3.de/archiv_gfs_dt.html

Wetterzentrale.de [online]: Reanalysis CFSR [cit 19.11.2022]. Dostupné z: <https://www.wetterzentrale.de/en/reanalysis.php?model=cfsr>

Wetterzentrale.de [online]: Reanalysis NOAA [cit 19.11.2022]. Dostupné z: <https://www.wetterzentrale.de/de/reanalysis.php?model=noaa>

Seznam obrázků

Obr. 1: Průměrný roční počet dní se sněhovou pokrývkou ve střední Evropě mezi lety 1960–2000.....	13
Obr. 2: Průměrný sezónní počet dní se sněhovou pokrývkou v Česku na základě období 1961–2000.....	14
Obr. 3: Počet dní se sněhovou pokrývkou mezi lety 1920–2006 ve vyšších polohách pohoří Vysokých Tater, a v Liptovské a Spišské kotlině	15
Obr. 4: Průměrná sezónní maxima výšky celkové sněhové pokrývky ve střední Evropě mezi lety 1961–1990.....	16
Obr. 5: Průměr sezónních maxim výšky celkové sněhové pokrývky v Česku na základě období 1961–2000.....	17
Obr. 6: Maximum výšky celkové sněhové pokrývky pro jednotlivá zimní období mezi lety 1920–2006 ve vyšších polohách pohoří Vysokých Tater.....	18
Obr. 7: Změny ročního maxima výšky celkové sněhové pokrývky (% / dekádu) během zimních období 1960/61–2014/15.....	19
Obr. 8: Dlouhodobý průběh a trend maximální výšky celkové sněhové pokrývky během 81 zimních sezón na stanicích Poznaň a Zakopane.....	20
Obr. 9: Porovnání v procentuální změně rozsahu sněhové pokrývky během dubna na severní polokouli mezi prvním obdobím (1967–1991) a druhým obdobím (1992–2015) na základě družicových a staničních měření.....	21
Obr. 10: Silné sněhové přeháňky při studeném a vlhkém meridionálním severním proudění během dubna v Hrubém Jeseníku.....	22
Obr. 11: Průměrná roční akumulace srážkových úhrnů ve sněhových srážkách na euroasijském kontinentu.....	23
Obr. 12: Trend průměrné roční akumulace srážkových úhrnů ve sněhových srážkách za dekádu na euroasijském kontinentu.....	24
Obr. 13: Průměrná denní intenzita sněžení na euroasijském kontinentu na základě víceletého průměru 1980–2019.....	25

Obr. 14: Trend průměrné denní intenzity sněžení na euroasijském kontinentu.....	25
Obr. 15: Průměrná intenzita sněžení (mm) při událostech silného sněžení (> 5 mm nového sněhu za den) na euroasijském kontinentu.....	26
Obr. 16: Zájmová oblast jižního pobřeží Baltského moře s vyznačením pěti meteorologických stanic vstupujících do analýzy.....	26
Obr. 17: Analýza události silného sněžení zesílené mořským efektem dne 3.2.2001.....	27
Obr. 18: Klimatologické charakteristiky událostí silných sněžení zesílených mořským efektem.....	28
Obr. 19: Události silného sněžení ve střední Evropě mezi lety 1961 – 2020 na základě ESWD.....	30
Obr. 20: Poloha meteorologických stanic vstupujících do analýzy.....	32
Obr. 21: Bodová extremita maximální výšky nového sněhu v Česku na stanicích.....	41
Obr. 22: Grafický přehled 60 největších událostí silných sněžení (1961 – 2019) na základě indexu extremity počasí WEI.....	43
Obr. 23: Grafický přehled 60 největších událostí silných sněžení (1961 – 2019) na základě indexu extremity počasí WEI podle průměrných dob opakování za událost	45
Obr. 24: Graficky zpracované výsledné hodnoty Regionálního indexu sněžení RSI.....	46
Obr. 25: Průměrná maximální výška nového sněhu v závislosti na časové době trvání události a synoptickém typu, sestaveno z 60 největších událostí silných sněžení podle WEI.....	50
Obr. 26: Průměrná maximální výška nového sněhu v závislosti na časové době trvání události a synoptickém typu, sestaveno z 17 extrémních událostí silných sněžení podle maximální jednodenní a třídní výšky nového sněhu.....	51
Obr. 27: : Obrázek vlevo schématické znázornění Nc situace (severní cyklonální situace), obrázek vpravo příklad synoptického typu Nc.....	52
Obr. 28: Obrázek vlevo schématické znázornění NEc situace (severovýchodní cyklonální situace), obrázek vpravo příklad synoptického typu NEc	52

Obr. 29: Obrázek vlevo schématické znázornění synoptického typu B (brázda nízkého tlaku nad střední Evropou), obrázek vpravo příklad synoptického typu B.....	53
Obr. 30: Rozdělení 60 událostí silných sněžení (podle WEI) na základě četnosti příčinných synoptických typů.....	54
Obr. 31: Rozdělení 17 extrémních událostí sněžení (podle maximální jednodenní a třídenní výšky nového sněhu) na základě četnosti příčinných synoptických typů.....	54
Obr. 32: Rozložení maximálních zonálních gradientů (u-složka na ose x) a meridionálních gradientů (v-složka na ose y) teploty vzduchu v hladině AT 850 hPa při 60 událostech silných sněžení (podle WEI) v prostorovém rozsahu 10° - 20° v. d., 47,5° - 52,5° s. š.....	55
Obr. 33: Rozložení maximálních zonálních gradientů (u-složka na ose x) a meridionálních gradientů (v-složka na ose y) teploty vzduchu v hladině AT 850 hPa při 17 nejextrémnějších událostech silných sněžení (kapitola 4.4) v prostorovém rozsahu 10° - 20° v. d., 47,5° - 52,5° s. š.....	56
Obr. 34: Maximální rychlosti větru v hladině AT 850 hPa během 60 událostí silných sněžení (podle WEI) v prostorovém rozsahu 12,5° - 20° v. d., 47,5° - 52,5° s. š.	57
Obr. 35: Zonální složky (u-složka na ose x) a meridionální složky (v-složka na ose y) při maximální rychlosti větru v hladině AT 850 hPa během 17 nejextrémnějších událostí silných sněžení v prostorovém rozsahu 12,5° - 20° v. d., 47,5° - 52,5° s. š.....	58
Obr. 36: Vlevo: výřez přízemní analýzy k termínu 26. 11. 1969. 00 UTC. Vpravo: výřez přízemní analýzy k termínu 27. 11. 1969. 00 UTC.....	61
Obr. 37: Geopotenciál hladiny 500 hPa (gpdam) a přízemní tlakové pole (hPa), pseudopotenciální teplota v hladině 850 hPa (°C) a přízemní tlakové pole (hPa) (vpravo) dne 26. 11. 1969 v 12 UTC.....	62
Obr. 38: Kumulativní dvoudenní výška nového sněhu (cm) za událost 25. 11. 1969 až 26. 11. 1969.....	62
Obr. 39: Bodová staniční měření výšky nového sněhu (cm) dne 25. 11. 1969.....	63
Obr. 40: Bodová staniční měření výšky nového sněhu (cm) dne 26. 11. 1969.....	64
Obr. 41: Doba opakování dvoudenní výšky nového sněhu za událost 25. 11. 1969 až 26. 11. 1969.....	65
Obr. 42: Centrum Prahy po silném sněžení dne 27. 11. 1969.....	66

Obr. 43: Poškozená vegetace těžkým mokrým sněhem (vlevo) a výška sněhové pokrývky po silném sněžení nedaleko Jíloviště (vpravo) dne 29.2.2016.....	67
Obr. 44: Pseudopotenciální teplota v hladině 850 hPa (gpdam) a přízemní tlakové pole (hPa) dne 29. 2. 2016 v 18 UTC.....	67
Obr. 45: Geopotenciál hladiny 500 hPa (gpdam) a přízemní tlakové pole (hPa) (vlevo), ekvivalentní potenciální teplota v hladině 850 hPa (°C) a přízemní tlakové pole (hPa) (vpravo) dne 30. 12. 2005 v 12 UTC.	69
Obr. 46: Jednodenní výška nového sněhu (cm) za událost 30. 12. 2005.	69
Obr. 47: Bodová staniční měření výšky nového sněhu (cm) dne 30. 12. 2005.....	70
Obr. 48: Doba opakování výšky nového sněhu za událost 30. 12. 2005.....	71
Obr. 49: Index blokování pro mírné zeměpisné šířky severní polokoule (přibližně 50° s. š.) během zimního období 2005/2006.....	73
Obr. 50: Geopotenciál hladiny 500 hPa (gpdam) a přízemní tlakové pole (hPa) (vlevo), ekvivalentní potenciální teplota v hladině 850 hPa (°C) a přízemní tlakové pole (hPa) (vpravo) dne 24. 1. 2007 v 06 UTC.....	74
Obr. 51: Kumulativní výška nového sněhu (cm) za událost dne 24. 1. 2007.....	74
Obr. 52: Bodová staniční měření výšky nového sněhu (cm) dne 24. 1. 2007.....	75
Obr. 53: Doba opakování výšky nového sněhu za dvoudenní událost 23. – 24. 1. 2007.....	76
Obr. 54: Vertikální profil teploty na aerologickém sondážním měření ve formě stůvegramu pro stanici Praha-Libuš (vlevo) a pro stanici Prostějov (vpravo) dne 24. 1. 2007 00 UTC. .	78
Obr. 55: Profil větru na aerologickém sondážním měření ve formě stůvegramu pro stanici Praha-Libuš dne 24. 1. 2007 00 UTC.....	78
Obr. 56: Časové rozdělení v absolutní četnosti u 60 významných událostí silných sněžení (příloha 2) během měsíců chladného půlroku v období 1961 - 2019.....	80
Obr. 57: Časové rozdělení v absolutní četnosti u 18 nejextrémnějších událostí silných sněžení (kapitola 4.4) během měsíců chladného půlroku v období 1961 – 2019.....	81
Obr. 58: Shrnující časové rozdělení 60 významných událostí (příloha 2) a 18 nejextrémnějších událostí silných sněžení (kapitola 4.4) z hlediska jejich sezonality během měsíců chladného půlroku v období 1961 – 2019.....	82

Obr. 59: Porovnání interpolační metody lineární kriging (levý obrázek) a ordinární cokriging (pravý obrázek) při interpolaci logaritmů N-letosti výšky nového sněhu u indexu extremity počasí WEI.....85

Seznam tabulek

Tab. 1: Klimatologické charakteristiky výšky celkové sněhové pokrývky pro stanice v nižších polohách střední Evropy za období 1960–2000.....	12
Tab. 2: Klimatologické charakteristiky silného sněžení na jižním pobřeží Baltského moře (sledované období 1981 – 2020).....	28
Tab. 3: Přehledová tabulka extrémů podle nástroje hodnotící bodovou extremitu – maximální jednodenní výšky nového sněhu (1961 – 2019).....	42
Tab. 4: Přehledová tabulka tří nejsilnějších událostí silného sněžení podle nástroje hodnotící bodovou extremitu – maximální třídenní výška nového sněhu (1961 – 2019).....	43
Tab. 5: Přehledová tabulka tří nejsilnějších událostí silného sněžení podle indexu extremity počasí WEI [$\log(\text{rok})\text{km}$].....	44
Tab. 6: Přehledová tabulka tří nejsilnějších událostí silného sněžení podle indexu extremity počasí WEI a průměrných dob opakování (rok).....	46
Tab. 7: Přehledová tabulka tří nejsilnějších událostí silného sněžení podle Regionálního indexu sněžení RSI.....	47
Tab. 8: Přehledová tabulka shrnující 17 extrémních událostí silného sněžení v období 1961 – 2019 a jejich výsledné pořadí v závislosti na použitém indexu v hodnocení jejich extremity	49
Tab. 9: Přehledová tabulka shrnující 17 extrémních událostí silného sněžení v období 1961 – 2019 a jejich cirkulační příčiny z hlediska synoptických typů a anomálií meteorologických prvků (zonální a meridionální gradienty teploty vzduchu v hladině 850 hPa a směr a maximální rychlost větru v hladině 850 hPa).....	59
Tab. 10: Denní přehled meteorologických prvků na klimatologických stanicích v Praze dne 26.11.1969.....	65
Tab. 11: Zasažená plocha a zasažený počet obyvatel v obcích při dvoudenní události silného sněžení 25. až 26.11.1969, počítáno pro jednotlivé prahy na základě metody Regionálního indexu sněžení RSI.....	66
Tab. 12: Denní přehled počasí na vybraných profesionálních stanicích ČHMÚ dne 30.12.2005.....	71

Tab. 13: Zasažená plocha a zasažený počet obyvatel v obcích při jednodenní události silného sněžení 30.12.2005, počítáno pro jednotlivé prahy na základě metody Regionálního indexu sněžení RSI.....	72
Tab. 14: Denní přehled počasí na vybraných profesionálních stanicích ČHMÚ dne 24.1.2007.....	77
Tab. 15: Zasažená plocha a zasažený počet obyvatel v obcích při dvoudenní události silného sněžení 23. / 24. 1. 2007, počítáno pro jednotlivé prahy na základě metody Regionálního indexu sněžení RSI.....	79

Seznam příloh

Příloha 1: Suma maximální výšky nového sněhu na stanicích ČHMÚ sestavené na základě 30 největších událostí silného sněžení (1961 – 2019).....	105
Příloha 2: Přehled 60 největších událostí silného sněžení seřazených podle indexu extremity počasí WEI [log(rok)km] (1961 – 2019).....	107
Příloha 3: Přehled 30 největších událostí silného sněžení podle indexu extremity počasí WEI a seřazených na základě průměrných dob opakování dSCE na stanicích (rok) (1961 – 2019).....	110
Příloha 4: Přehled 30 nejsilnějších událostí silného sněžení podle Regionálního indexu sněžení RSI	112
Příloha 5: Výška nového sněhu dne 25.11.1969.....	114
Příloha 6: Výška nového sněhu dne 26.11.1969.....	115

Přílohy

Příloha 1: Suma maximální výšky nového sněhu na stanicích ČHMÚ podle doby trvání události, sestaveno na základě 30 největších událostí silného sněžení (1961 – 2019) (zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování):

Pořadí	Datum události	Doba trvání (den)	Max SNO (cm)	Synoptický typ	Stanice	Nadmořská výška stanice (m n. m.)
1	05.12.1998	3	142	B	Harrachov	707
2	25.02.1971	4	120	Nc	Lysá hora	1322
3	06.02.2006	5	105	Vfz	Železná Ruda	782
4	29.03.1979	2	95	C	Železná Ruda - Špičák	945
5	14.10.2009	2	88	NEc	Lysá hora	1322
6	22.04.1980	2	80	NEc	Železná Ruda - Špičák	945
7	12.01.1979	5	77	B	Lysá hora	1322
8	14.02.2012	3	77	NWc	Velké Karlovice	530
9	08.01.1987	5	68	Nc	Horní Bečva	565
10	12.02.1999	2	67	Ec	Karlovice	502
11	27.03.1993	2	66	NEc	Staré Město pod Sněžníkem	658
12	20.02.1970	4	65	Vfz	Churáňov	1118

13	04.03.1970	2	65	B	Nová Ves v Horách	725
14	02.01.2006	2	65	B	Soběnov	526
15	14.10.2009	1	65	NEc	Lysá hora	1322
16	30.12.2005	1	64	NEc	Staré Hamry	527
17	08.01.2010	3	64	Ec	Orlické Záhoří	759
18	12.02.1969	5	63	C	Železná Ruda - Špičák	945
19	23.01.2007	2	61	NEc	Harrachov	707
20	25.01.1993	2	60	Wc	Vrchlabí	482
21	15.02.2005	1	60	Nc	Ramzová	740
22	02.04.1970	2	58	Bp	Staré Hamry	527
23	25.11.1969	2	57	B	Jíloviště	354
24	12.11.1985	3	57	SWc3	Staré Hamry	527
25	26.02.1970	5	56	Ec	Skřípov	485
26	21.12.2001	2	55	Nc	Železná Ruda	782
27	30.03.2013	2	51	B	Skřípov	485
28	31.01.1963	1	46	C	Mikulov na Moravě	270
29	09.02.1983	4	46	Cv	Nový Jičín	290
30	20.03.2007	1	46	B	Počátky	647

Příloha 2: Přehled 60 největších událostí silného sněžení seřazených podle indexu extremity počasí WEI [log(rok)km] (1961 – 2019) (zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování):

Pořadí	Datum události	Doba trvání (den)	Zasažená plocha (km ²)	Doba opakování (rok)	WEI [log(rok)km]	Synoptický typ
1	08.01.2010	3	38 196	38,4	146,4	Ec
2	25.11.1969	2	27 444	61,5	131,2	B
3	23.01.2007	2	52 984	7,4	117	NEc
4	12.02.1969	5	34 920	13,9	103	C
5	09.02.1983	4	34 492	5,8	102,8	Cv
6	04.03.1970	2	54 896	28,8	99,4	B
7	02.03.1987	1	19 760	27,9	98,2	Vfz
8	24.02.1993	1	27 564	20,3	95,3	NEc
9	26.11.1978	2	19 012	14,8	94,6	B
10	05.03.1965	2	28 340	15,5	94,1	C
11	19.02.1975	1	32 916	7,2	84,9	Vfz
12	22.04.1980	2	28 288	13,4	82,6	NEc
13	03.02.1963	1	16 204	25,9	80,5	C
14	03.02.2019	1	22 120	9,8	80	B
15	22.02.2001	1	16 116	30,6	79,7	NWc
16	30.12.2005	1	11 284	46,9	77,1	NEc
17	20.03.2007	1	13 332	39,4	74,7	B
18	08.01.1987	5	48 832	5,6	74,2	Nc
19	28.12.2005	1	41 048	4,5	73,8	C

20	15.02.2005	1	29 028	8,4	72,4	Nc
21	19.02.1996	1	16 484	16	71,9	C
22	25.01.1993	5	12 380	12,6	71,5	Wc
23	21.12.2001	2	21 036	8,7	69,9	Nc
24	10.03.1968	1	17 548	12,2	67,1	Nc
25	12.02.1999	2	20 104	9	66,6	Ec
26	22.02.2013	2	45 488	4,8	66,5	Ec
27	06.02.2006	5	36 924	6,5	64,9	Vfz
28	16.01.2013	2	10 732	18,3	64,9	Ec
29	18.03.2013	1	32 700	4	64,1	B
30	04.01.1997	1	33 956	4,7	61,3	SEc
31	14.02.2012	3	19 832	12,1	60,5	NWc
32	02.01.2006	2	16 740	17,1	60,4	B
33	04.01.1968	2	31 540	4,9	60,2	Wcs
34	11.03.1996	3	28 512	5,9	59,8	Ec
35	29.03.1979	2	8 052	29,8	59,7	C
36	01.12.2010	1	39 220	5,2	59,4	B
37	25.02.1971	4	25 964	6,3	59,3	Nc
38	20.11.1993	3	19 060	7,1	59,2	SEc
39	02.04.1970	2	7 596	11,8	58,4	Bp
40	20.02.1970	4	35 508	17	58,1	Vfz
41	26.02.1970	5	54 896	28,8	57,9	Ec
42	17.12.1975	1	28 036	3,8	57	B

43	26.12.1984	1	10 332	10,1	56,9	B
44	18.03.1982	2	13 656	9,1	56,2	B
45	31.01.2017	2	11 928	10,1	55,8	Cv
46	15.12.1962	1	16 988	8,1	55,5	NWc
47	02.04.1996	1	7 188	20,5	54,8	SEc
48	12.01.1979	5	20 748	5,4	54,2	B
49	28.11.2010	2	23 732	4,9	54,1	B
50	29.12.2001	1	19 232	7	53,8	NWc
51	16.11.1991	1	12 672	6,6	53,4	B
52	05.12.1998	3	13 252	14,4	53,4	B
53	22.11.1971	2	15 636	7	53,3	B
54	12.11.1985	3	45 460	3,7	53,1	SWc3
55	31.01.1963	1	14 140	10,2	52,7	C
56	02.02.1970	1	18 344	8,3	52,7	Wcs
57	30.03.2013	2	9 984	11,5	52,3	B
58	27.03.1993	2	15 468	6,8	52,2	NEc
59	23.02.2004	1	41 368	2,8	51,4	Bp
60	19.01.2004	1	23 784	4,4	50,9	NWc

Příloha 3: Přehled 30 největších událostí silného sněžení podle indexu extremity počasí WEI a seřazených na základě průměrných dob opakování za událost (rok) (1961 – 2019) (zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování):

Pořadí	Datum události	Doba trvání (den)	Plocha (km ²)_WEI	Doba opakování (rok)_WEI	WEI [log(rok)km]	Synoptický typ
1	25.11.1969	2	27 444	61,5	131,2	B
2	30.12.2005	1	11 284	46,9	77,1	NEc
3	20.03.2007	1	13 332	39,4	74,7	B
4	08.01.2010	3	38 196	38,4	146,4	Ec
5	22.02.2001	1	16 116	30,6	79,7	NWc
6	29.03.1979	2	8 052	29,8	59,7	C
7	04.03.1970	2	54 896	28,8	99,4	B
8	26.02.1970	5	54 896	28,8	57,9	Ec
9	02.03.1987	1	19 760	27,9	98,2	Vfz
10	03.02.1963	1	16 204	25,9	80,5	C
11	02.04.1996	1	7 188	20,5	54,8	SEc
12	24.02.1993	1	27 564	20,3	95,3	NEc
13	16.01.2013	2	10 732	18,3	64,9	Ec
14	02.01.2006	2	16 740	17,1	60,4	B
15	20.02.1970	4	35 508	17	58,1	Vfz
16	19.02.1996	1	16 484	16	71,9	C
17	05.03.1965	2	28 340	15,5	94,1	C
18	26.11.1978	2	19 012	14,8	94,6	B
19	05.12.1998	3	13 252	14,4	53,4	B

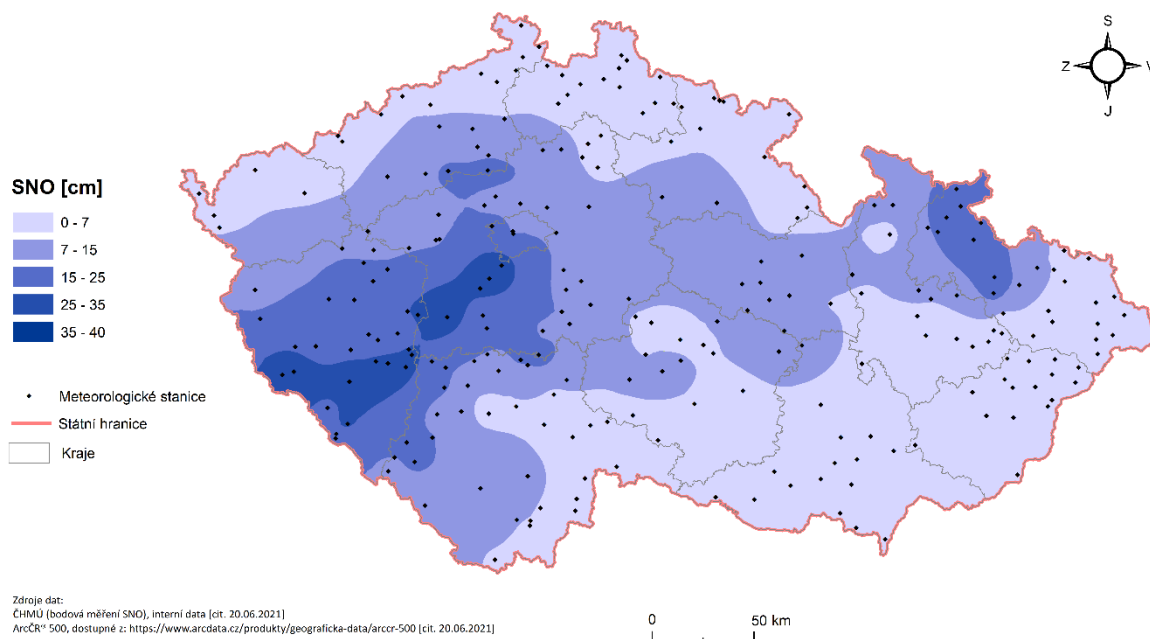
20	12.02.1969	5	34 920	13,9	103	C
21	22.04.1980	2	28 288	13,4	82,6	NEc
22	25.01.1993	5	12 380	12,6	71,5	Wc
23	10.03.1968	1	17 548	12,2	67,1	Nc
24	14.02.2012	3	19 832	12,1	60,5	NWc
25	02.04.1970	2	7 596	11,8	58,4	Bp
26	30.03.2013	2	9 984	11,5	52,3	B
27	31.01.1963	1	14 140	10,2	52,7	C
28	26.12.1984	1	10 332	10,1	56,9	B
29	31.01.2017	2	11 928	10,1	55,8	Cv
30	03.02.2019	1	22 120	9,8	80	B

Příloha 4: Přehled 30 nejsilnějších událostí silného sněžení podle Regionálního indexu sněžení RSI (zdroje dat: ČHMÚ, ČSÚ, vlastní zpracování):

Pořadí	Počáteční datum	Doba trvání (den)	RSI index	Kategorie	Synoptický typ
1	08.01.2010	3	12,95	4	Ec
2	06.02.2006	5	12,37	4	Vfz
3	25.02.1971	4	10,15	4	Nc
4	12.01.1979	5	10,11	4	B
5	04.03.1970	2	9,85	3	B
6	25.11.1969	2	9,74	3	B
7	14.02.2012	3	9,19	3	NWc
8	20.02.1970	4	8,82	3	Vfz
9	09.02.1983	4	8,72	3	Cv
10	08.01.1987	5	8,59	3	Nc
11	05.12.1998	3	7,39	3	B
12	22.04.1980	2	6,61	3	NEc
13	02.01.2006	2	6,43	3	B
14	26.02.1970	5	6,42	3	Ec
15	12.11.1985	3	6,41	3	SWc3
16	05.03.1965	2	5,93	2	C
17	23.01.2007	2	5,74	2	NEc
18	26.11.1978	2	5,55	2	B
19	11.03.1996	3	5,21	2	Ec
20	21.12.2001	2	5,17	2	Nc

21	12.02.1969	5	5,06	2	C
22	02.04.1970	2	5,05	2	Bp
23	20.11.1993	3	5,02	2	SEc
24	22.02.2013	2	4,77	2	Ec
25	30.03.2013	2	4,39	2	B
26	04.01.1968	2	4,37	2	Wcs
27	27.03.1993	2	4,33	2	NEc
28	01.12.2010	1	4,29	2	B
29	12.02.1999	2	4,26	2	Ec
30	28.11.2010	2	4,24	2	B

Příloha 5: Výška nového sněhu dne 25.11.1969 (zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování):



Příloha 6: Výška nového sněhu dne 26.11.1969 (zdroj dat: ČHMÚ, vlastní zpracování):

