

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geografie
Studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie



Bc. Matyáš Razím

**VLIV RELIÉFU HRUBÉHO JESENÍKU NA VZDUŠNÉ
PROUDĚNÍ**

*INFLUENCE OF TERRAIN OF THE HRUBÝ JESENÍK MTS.
ON WIND DIRECTIONS*

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Vedoucí práce: RNDr. Marek Křížek, Ph.D.

Praha, 2019

Zadání diplomové práce

Téma práce

Vliv reliéfu Hrubého Jeseníku na vzdušné proudění

Cíle práce

Cílem práce je definovat anemo-orografické systémy Hrubého Jeseníku na základě znalosti převládajícího větrného proudění pomocí analýzy vlajkových forem smrků nad alpskou hranicí lesa, meteorologických stanic a publikovaných klimatických modelů proudění.

Zájmové území

Hrubý Jeseník, resp. oblast alpského bezlesí a oblasti jemu přiléhající

Datové zdroje

vlastní terénní výzkum, DMR, klimatologická data, odborná literatura

Použité pracovní metody a postup

1. krok: přípravná fáze:
 - a) utřídit soubor existujících klimatologických dat ke studovanému území;
 - b) rešerše literatury týkající se ovlivnění větrného proudění reliéfem, včetně modelů a rešerše literatury týkající se vlivu větru na vegetaci (zda existuje rozdíl v druzích vegetace v závislosti na větrných a sněhových poměrech) a zejména vliv na fyziognomii stromů (jak vzniká morfologická asymetrie);
2. krok: vymapovat vlajkové formy (terénním průzkumem, využitím ortofotomap);
3. krok: provést orientační (verifikační) terénní sněhoměrná měření pro určení míry vyfoukávání a akumulace sněhu;
4. krok: vytvoření mapy (modelu) větrného proudění v Hrubém Jeseníku;
5. krok: diskuse zjištěných výsledků s literaturou, tj. jak větrné proudění odráží v přírodních procesech generujících specifické fenomény (vznik a rozmístění mur, rozdělení srážek, lavinovou aktivitu (distribuci sněhu), distribuci vybraných periglaciálních tvarů (efektivita promrzání) apod.)

Datum zadání: 15. prosince 2017

Podpis studenta:

Podpis vedoucího práce:

Podpis vedoucího katedry:

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci 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, 29. 7. 2019

.....
Bc. Matyáš Razím

Poděkování

Tímto bych rád poděkoval svému vedoucímu práce RNDr. Markovi Křížkovi, Ph. D. za trpělivost, ochotu pomoci a poradit a za všeobecnou vstřícnost. Dále bych rád poděkoval Ústavu fyziky atmosféry AV ČR, v. v. i. za laskavé poskytnutí dat modelu větru, která byla v práci využita. V neposlední řadě děkuji rodičům za podporu a trpělivost během studií a vyhotovování této práce.

Abstrakt

Práce se zabývá významným fenoménem horského prostředí, tzv. anemo-orografickými systémy, které jsou výsledkem interakce převažujících větrů a mohutných vodících údolí, vrcholových zarovnaných povrchů a závětrných svahů. Jejich přítomnost se dotýká vícero fyzikogeografických sfér, především díky výrazné prostorové diferenciaci výšky sněhové pokrývky, která je výsledkem jejich působení. Práce svoji pozornost zaměřuje na nejvýše položené oblasti pohoří Hrubý Jeseník, které vystupují nad alpskou hranici lesa. Zde byly anemo-orografické systémy již dříve rámcově vymezeny, nikdy ale nedošlo k podrobnému popisu jejich výskytu a působení, což je hlavním cílem této práce.

Bylo provedeno podrobné a prostorově celistvé zmapování a změření tzv. vlajkových forem stromů, které svým deformovaným asymetrickým růstem velmi dobře vypovídají o převažujícím či průměrném směru proudění vzduchu i o jeho rychlosti. Jako sekundární a srovnávací zdroj dat byla využita měření z meteorologických stanic na Pradědu a Šeráku a také moderní a podrobný model větru. Taktéž byla provedena verifikační měření výšky sněhové pokrývky ve vytipovaných lokalitách s předpokládaným silným působením větru.

Získaná data rámcově potvrzují již existující koncept čtyř anemo-orografických systémů v Hrubém Jeseníku – Divoké Desné, Hučivé Desné, Mertvy a Branné – vytvořený Prof. Jeníkem, přinášejí však značné zpřesnění poznatků o jejich působení v konkrétních lokalitách. Spolu s daty ze stanice Šerák naznačují možnou existenci doposud nepopsaných méně výrazných a jen příležitostně působících anemo-orografických systémů v povodích levostranných přítoků řeky Bělé. Zároveň nastiňují důležitost vlivu menších tvarů reliéfu jako jsou izolované vrcholy a svědčí o působení i jiných efektů vyžadujících další výzkum. Srovnání datových zdrojů také potvrzuje vhodnost primárního využití vlajkových forem stromů pro výzkum větrných poměrů, zároveň však dokládá nezastupitelnost staničních měření. Naopak využití modelů pro detailní popis chování větru se v komplikovaném horském reliéfu jeví jako nevhodné.

Klíčová slova: anemo-orografický systém, vlajková forma stromu, proudění větru, distribuce sněhové pokrývky, vodící údolí, návětrí, závětrí, zarovnaný povrch

Abstract

The thesis is concerned with a prominent phenomenon of the mountain areas – the anemo-orographic systems which occur as a consequence of the collaboration of prevailing winds and of the large windward valleys, the summit flattened surfaces and the leeward slopes. Their presence has a vast influence of numerous physical-geographical realms, mainly due to the highly uneven spatial snow cover distribution within these systems. The focus of the thesis lies on the highest elevations of the Hrubý Jeseník Mts. which reach or exceed the alpine treeline. In this area, the anemo-orographic systems were already defined earlier but a thorough description and of their presence and activity has not been carried out so far, which is the main aim of the thesis.

A detailed and spatially compact mapping and measurement of the flag or banner trees has been performed, as these, thanks to their deformed asymmetric shape, attest to the prevailing or mean wind direction as well as its velocity with a high accuracy. As a secondary and comparative data source the meteorological measurements from the summits of Praděd and Šerák Mounts and a modern and detailed wind model has been used. A verification measurement of snow cover depth at selected locations under presumed strong wind action was executed as well.

The acquired data generally affirms the already existing concept of the four anemo-orographic systems in the Hrubý Jeseník Mts., those of Divoká Desná, Hučivá Desná, Merta and Branná, established previously by Professor Jeník, it, however, provides an accuracy improvement of the knowledge of their activity at certain locations. Together with the data from the Šerák station it suggests a presence of so far unknown less prominent and only occasionally active anemo-orographic systems connected with the catchments of the sinistral tributaries of the Bělá river. It also adumbrates the importance of the influence of some smaller landforms such as the isolated peaks and it bears witness to the presence of other influences which need subsequent survey as well. The comparison of the data sources confirms the suitability of using the flag trees as primary source, it, however, also testifies in favour of the irreplaceability of the meteorological data. Use of the models, on the other hand, for description of the wind behaviour in complex mountain terrains seems to be inappropriate.

Key Words: anemo-orographic system, flag tree, banner tree, wind flow, snow cover distribution, windward valley, windward slope, leeward slope, flattened surface

Obsah

Seznam obrázků.....	9
Seznam tabulek.....	11
1 Úvod.....	12
2 Rešerše.....	14
2.1 Anemo-orografické systémy.....	14
2.1.1 Vliv reliéfu na proudění větru.....	14
2.1.2 Výskyt popsaných a-o systémů.....	17
2.1.3 Detekce a-o systémů.....	21
2.2 Důsledky a-o systémů.....	23
2.2.1 Klimatické důsledky a-o systémů.....	23
2.2.2 Další dopady a-o systémů.....	25
2.3 Vliv větru na růst dřevin.....	26
2.3.1 Mechanismus účinku.....	26
2.3.2 Využití asymetrie stromů pro výzkum větrných poměrů.....	28
3 Vymezení a charakteristika území.....	30
3.1. Poloha Hrubého Jeseníku.....	30
3.2 Geologická stavba.....	31
3.3 Geomorfologická charakteristika.....	31
3.3.1 Geomorfologické členění.....	31
3.3.2 Popis území.....	32
3.3.3 Údolní síť a a-o systémy Hrubého Jeseníku.....	33
3.3.3.1 Povodí Desné.....	33
3.3.3.2 Povodí Branné.....	35
3.3.3.3 Další toky Hrubého Jeseníku.....	36
3.3.4 Glaciální a periglaciální jevy.....	37
3.4 Klimatické poměry.....	39
3.4.1 Větrné poměry.....	40
3.4.2 Směry větru v Hrubém Jeseníku během vrcholů kvartérních glaciálů.....	45
3.5 Alpínské bezlesí v Hrubém Jeseníku.....	46
4 Metody.....	49
4.1 Mapování vlajkových forem.....	49

4.1.1	Mapované lokality	49
4.1.2	Termíny měření a vybavení	52
4.1.3	Postup měření	52
4.2	Měření sněhové pokrývky	54
4.3	Zpracování dat	55
4.4	Model větru	56
4.4.1	Zpracování dat modelu	57
5	Výsledky	58
5.1	Deformace korun stromů	58
5.1.1	Míra deformace koruny	58
5.1.2	Směr deformace koruny	61
5.2	Výška sněhové pokrývky	65
6	Diskuze	68
6.1	Výsledky výzkumu a a-o systémy	68
6.1.1	Merta	68
6.1.2	Divoká Desná	69
6.1.3	Hučivá Desná	72
6.1.4	Branná	72
6.1.5	Přítomnost případných dalších a-o systémů	73
6.1.6	Otázka širšího vlivu a-o systémů	73
6.2	Další vlivy na proudění větru	74
6.3	Srovnání výsledků se staničními daty	75
6.4	Shrnutí poznatků o proudění větru v Hrubém Jeseníku	75
6.5	Důsledky působení a-o systémů v Hrubém Jeseníku	77
6.6	Srovnání výsledků s modelem větru	80
6.7	Nedostatky a náměty k dalšímu výzkumu	80
7	Závěr	82
8	Zdroje	83
	Internetové zdroje:	85
	Mapové zdroje:	87

Seznam obrázků

Obr. 1: Rozmístění měření rychlosti větru ve 2D modelu.....	15
Obr. 2: Závislost rychlosti větru na sklonu svahu a výšce nad povrchem.....	15
Obr. 3: Schéma a-o systému	17
Obr. 4: A-o systémy Krkonoš.....	18
Obr. 5: A-o systémy Králického sněžníku.....	19
Obr. 6: A-o systémy Hrubého Jeseníku.....	20
Obr. 7: Velmi dobře vyvinuté vlajkové formy smrku ztepilého.....	23
Obr. 8: Sněžník nazývaný "Mapa republiky" v Krkonoších.....	24
Obr. 9: Stupně Griggsova-Putnamova indexu	29
Obr. 10: Přehledová mapa oblasti Hrubého Jeseníku s lokalizací v rámci ČR	30
Obr. 11: Vodní toky a a-o systémy Hrubého Jeseníku – jižní část.....	35
Obr. 12: Vodní toky a a-o systémy Hrubého Jeseníku – severní část	36
Obr. 13: Tříděné polygony na Břidličné hoře.....	38
Obr. 14: Větrné růžice z Pradědu pro období 1951 až 1960.....	41
Obr. 15: Procentuální zastoupení směru větru na stanici Šerák pro celý rok a pro zimní období	42
Obr. 16: Procentuální zastoupení směru větru na stanici Šerák pro různé rychlosti větru s rozlišením 30°	43
Obr. 17: Procentuální zastoupení směru větru na stanici Šerák pro různé rychlosti větru s rozlišením 10°	44
Obr. 18: Vývoj četnosti skupin synoptických situací na území ČR podle směru proudění po dekádách	45
Obr. 19: Poloha hranice lesa (timberline) a poloha treeline v Pradědské a v Keprnické hornatině	48
Obr. 20: Dvojitý vymezení alpského bezlesí v Hrubém Jeseníku	50
Obr. 21: Pohled na vrchol Mravenečníku od východu.	51
Obr. 22: Lokality měření výšky sněhové pokrývky 20. března 2019.....	54
Obr. 23: Rozložení výskytu jednotlivých kategorií deformace stromů ve výškových stupních.....	59
Obr. 24: Zastoupení jednotlivých kategorií deformace stromů v jednotlivých oblastech Hrubého Jeseníku a v celku	60

Obr. 25: Směr deformace stromů v Hrubém Jeseníku.....	61
Obr. 26: Procentuální zastoupení směrů deformací stromů v jednotlivých částech Hrubého Jeseníku.....	63
Obr. 27: Procentuální zastoupení směru deformací v jednotlivých výškových stupních.	65
Obr. 28: Výška sněhové pokrývky v transektu na Pradědu dne 20. 3. 2019 s interpolovanými hodnotami.....	66
Obr. 29: Výška sněhové pokrývky v transektu na Vysoké holi dne 20. 3. 2019 s interpolovanými hodnotami.....	67
Obr. 30: Velmi výrazné deformace stromů na severním svahu Břidličné hory	69
Obr. 31: Zřetelná deformace severní strany stromu při pohledu z Mravenečnicku k východu.....	71
Obr. 32: Identifikované směry proudění větru v oblastech nad horních hranicích lesa a v oblastech s nimi kauzálně propojenými v Hrubém Jeseníku.....	76
Obr. 33: Aktivní lavinová pole v Hrubém Jeseníku a Králickém Sněžníku.....	78

Seznam tabulek

Tabulka 1: Geomorfologické členění Hrubého Jeseníku.....	31
Tabulka 2: Vztah mezi kategoriemi deformace korun stromů a Griggsovým- Putnamových indexem.....	53
Tabulka 3: Souřadnice okrajových bodů sněhoměrných profilů	54
Tabulka 4: Počet, procentuální zastoupení a medián a průměr nadmořské výšky jednotlivých kategorií deformace stromů pro studovanou oblast Hrubého Jeseníku	59
Tabulka 5: Oblasti s výskytem jednotlivých kategorií deformace stromů vyšším, než je průměr v rámci celého Hrubého Jeseníku.....	60
Tabulka 6: Zastoupení stromů bez deformace na svazích s různou orientací v % pro studovaná místa v Hrubém Jeseníku.....	61
Tabulka 7: Počet a procentuální zastoupení míst měření podle směru deformace v rámci celého Hrubého Jeseníku	62
Tabulka 8: Přehled částí Hrubého Jeseníku podle převládajícího směru deformace stromů	64

1 Úvod

Zemský povrch výrazně ovlivňuje atmosférické procesy, které se odehrávají v jeho blízkosti a tím hodnoty všech meteorologických prvků, mezi něž patří i směr a rychlost větru. V jejich případě má velmi výrazný vliv reliéf, který je svými tvary, konvexními i konkávními, v přízemní vrstvě rozhodujícím způsobem modifikuje (Maharani et al., 2009). Toto působení je díky velké členitosti nejvýraznější v horském prostředí. Jednotlivé tvary reliéfu, především dlouhá údolí, mohou při vhodném uspořádání ve vzájemné součinnosti vytvářet systémy, které určují klimatologii větru v daném území a působí na delší vzdálenosti. Jde o takzvané anemo-orografické systémy (Jeník, 1961).

Ačkoliv jsou anemo-orografické systémy fenoménem primárně klimatickým, jejich důsledky hluboce zasahují většinu složek horské přírody. Z toho důvodu je znalost větrných poměrů na hřebenech hor nezbytná pro množství přírodovědných oborů, chtějí-li zkoumat jevy a procesy horské přírody, včetně jejich dopadů na lidskou společnost. Jedná se především o důsledky rozdílné distribuce sněhu v rámci anemo-orografických systémů, která ovlivňuje míru promrzání půdy, výskyt lavin, vegetační poměry aj. (Jeník, 1961).

Anemo-orografické systémy byly podrobně popsány v různých českých i zahraničních pohořích (např. Šindelářová, 2003; Hlaváček, Sofron, 2007; Blažková, 1985), v druhém nejvyšším pohoří České republiky Hrubém Jeseníku však jejich podrobný a celistvý výzkum doposud neproběhl, pouze byly přibližně vymezeny (Jeník, 1961).

Tato práce si klade za cíl podrobně zmapovat převládající směr proudění větru ve všech oblastech nad alpínskou hranicí lesa na celém území Hrubého Jeseníku, a to pomocí analýzy orientace a míry deformací tzv. vlnkových forem stromů. Druhou částí výzkumu je pak verifikační měření výšky akumulací sněhu, která dobře odráží činnost anemo-orografických systémů. Získané informace jsou podkladem pro zpřesnění a rozšíření poznatků o anemo-orografických systémech a obecně proudění větru v pohoří (Jeník, 1961). Součástí práce je i srovnání výsledků s moderním klimatickým modelem větru.

Rešerše literatury se soustředí na vliv reliéfu na proudění větru, výskyt anemo-orografických systémů a jejich klimatické i další dopady a na vliv větru na růst dřevin. Dále je věnována pozornost přímo Hrubému Jeseníku, konkrétně jeho především

geomorfologické a klimatické charakteristice, a dosavadním znalostem o tamních anemoro-
grafických systémech. Po popisu metod a postupu při terénním výzkumu jsou
představena a v diskuzi následně interpretována získaná data, která jsou konfrontována
s poznatky a daty z literatury.

2 Rešerše

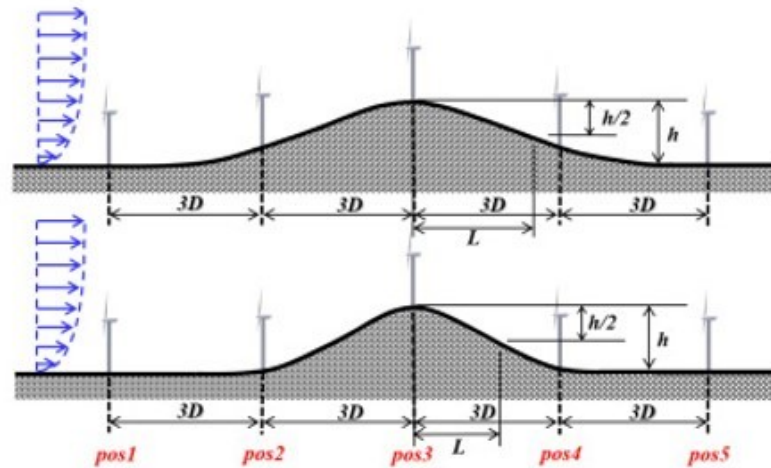
2.1 Anemo-orografické systémy

2.1.1 Vliv reliéfu na proudění větru

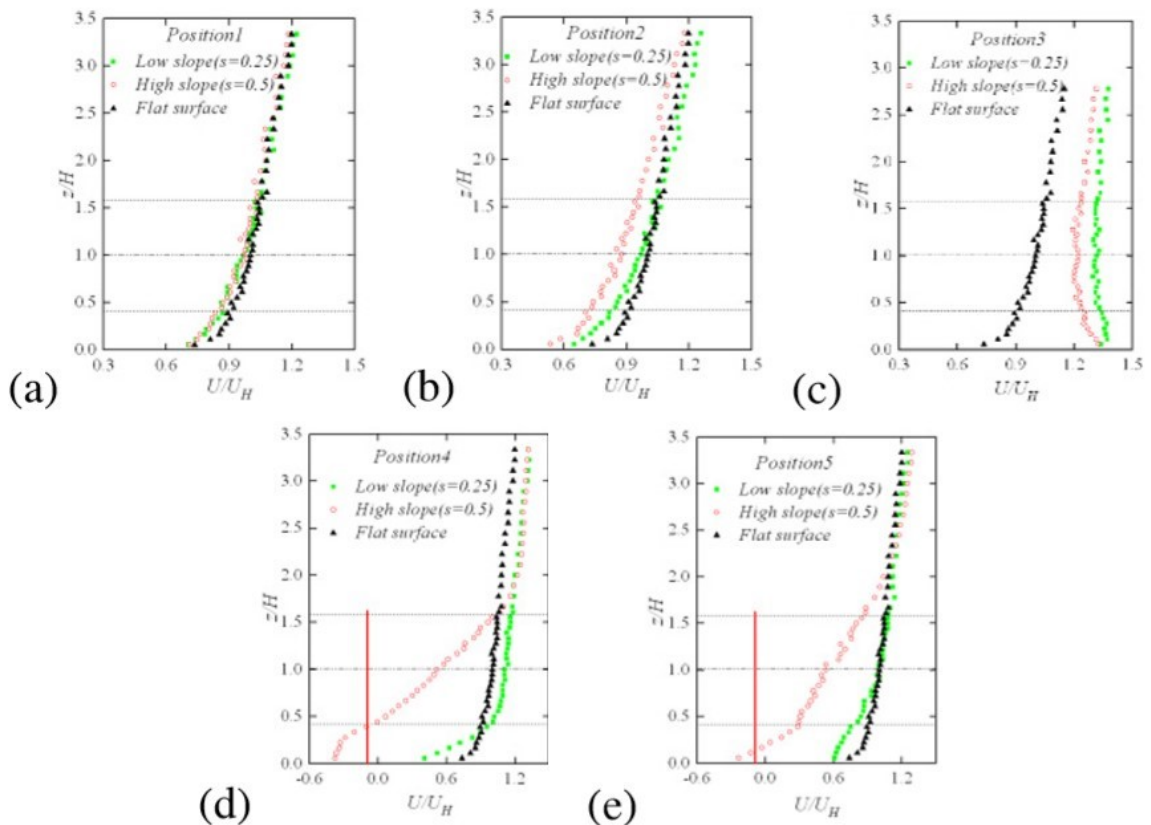
Horské masivy ovlivňují počasí včetně větru a v důsledku toho i podnebí v dané lokalitě. Mechanismus jejich působení na větrné proudění je v zásadě dvojitý:

- A) Prvním z nich je termický vliv, který se projevuje tím, že teploty v dané nadmořské výšce jsou díky přítomnosti povrchu odlišné od hodnot ve volné atmosféře ve stejné nadmořské výšce. Přes den typicky vyšší, v noci naopak nižší. Tento efekt se týká především horizontálně mohutnějších pohoří (Jeník, 1961). Tato skutečnost vede k existenci systémů údolních či svahových větrů. Mohutné horské masivy mohou mít i vlivy patrné v synoptickém měřítku, které se projevují i ve velké vzdálenosti od jejich okrajů. Naopak u izolovaných masivů menší rozlohy bývá termický vliv významně potlačen (Jeník, 1961).
- B) Druhým je vliv mechanický. Horský masiv při něm představuje překážku proudění určenému synoptickou situací a modifikuje jej. Mechanický vliv působí i v případě plošně menších pohoří, u nichž je oproti termickému vlivu dominantní. Podoba a míra vlivu závisí na mnoha proměnných, jako jsou nadmořská výška pohoří, převýšení pohoří vzhledem ke svému okolí (vyjádřené relativní výškovou členitostí), sklon svahů nebo orientace vůči směru proudění (Jeník, 1961).

Před překážkou dochází při zemi nejprve ke zpomalování proudění, které se zintenzivňuje s rostoucím sklonem svahu překážky (obr. 1; Tian et al., 2015). S tím, jak se proud větru blíží vrcholu, dochází k jeho postupnému zrychlování až nad původní míru, které je nejpatrnější blízko povrchu a je výraznější u překážky s mírnějším svahem, kdy se na návětrné straně tvoří méně turbulencí. V závětrí pak dochází, především v přízemní vrstvě, k výraznému zpomalení proudění, jehož míra roste se sklonem svahu. V případě svahů s velkou sklonitostí pak dochází k odtržení proudu větru od zemského povrchu s tvorbou případných závětrných vírů, kdy při zemi proudí vítr opačným směrem než ve výšce. Tento efekt může zasahovat i relativně daleko za horskou překážku (obr. 2; Tian et al., 2015).



Obr. 1: Rozmístění měření rychlosti větru ve 2D modelu (Tian et al., 2015). Na dvojrozměrném modelu v laboratorních podmínkách je zkoumán vliv terénní překážky orientované kolmo na směr větru na jeho rychlost. Sklon svahu je 25, resp. 50 %. Rychlost je měřena v pěti pravidelně rozmístěných bodech: s odstupem před překážkou, na návětrném úpatí, na vrcholu, na závětrném úpatí a s odstupem za překážkou.



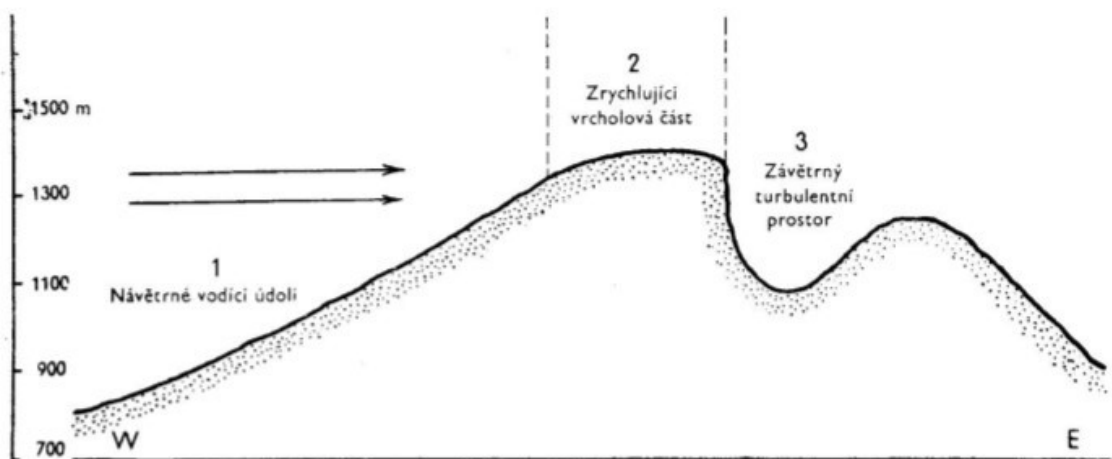
Obr. 2: Závislost rychlosti větru na sklonu svahu a výšce nad povrchem (Tian et al., 2015). Rychlosti větru (osa x) v pěti profilech znázorněných v obr. 1 v různé výšce nad povrchem (osa y) naměřené nad: rovným povrchem (černá), terénní překážkou se sklonem svahů 25 % (zelená), terénní překážkou se sklonem svahů 50 % (červená). Původní obrázek byl upraven změnou uspořádání jednotlivých grafů.

Uvedený model je ovšem značně zjednodušený. Profil reliéfu bývá ve skutečnosti mnohem složitější, horské hřbety se nevyskytují zpravidla osamoceně a nemívají jednotnou výšku a sklon. Model také vzhledem k absenci třetího rozměru neřeší obtékání na okrajích hřbetů a kolem izolovaných vrcholů a obecně modifikaci směru proudění reliéfem (Maharani et al., 2009). Určující je samozřejmě také směr samotného původního proudění, neboť při změně směru větru dochází i ke změně vlivu reliéfu na něj.

Popis chování větru v mezní vrstvě atmosféry (tj. ve vrstvě atmosféry, v níž se projevuje vliv zemského povrchu na hodnoty meteorologických prvků (Ems, ČMeS, a)) v horských oblastech je velice složitým úkolem. V určitých případech je však možné chování větru popsat pomocí tzv. teorie anemo-orografických systémů (dále a-o systémů). Tímto fenoménem se zabývá významný český botanik Prof. Jan Jeník a detailně jej popsal v nejvyšších pohořích Sudet – v Krkonoších, Králickém Sněžníku a v Hrubém Jeseníku, jejichž vrcholové partie vystupují nad horní hranici lesa (Jeník, 1961). Tato doposud nepřekonaná práce byla hlavním zdrojem pro mnohé další výzkumníky. Podmínkou fungování a-o systémů je přítomnost výrazných, tzv. vodících údolí, která zachytávají a usměrňují vzdušné masy, jež do nich proudí a přivádějí je k vrcholovým partiím pohoří, a dále z klimatologického hlediska nerovnoměrný výskyt směrů proudění větru, tedy existence převažujících směrů. Funkčnost a-o systému, charakterizovaná potenciálem modifikovat směr proudění a schopností urychlovat jej na vrcholových plošinách, se pak odvíjí od míry shody směru orientace nejnižších partií vodících údolí s převládajícími směry větru a vyvinutostí zarovnaných povrchů ve vrcholové části systému (Jeník, 1961).

A-o systém, jak jej popisuje Jeník (1961), se skládá ze tří částí: jednoho či více vodících návětrných údolí, zrychlující vrcholové části a turbulentního závětrného prostoru (obr. 3). První dvě zmiňované části se vyskytují vždy, poslední potom může být různě vyvinutá v závislosti na šířce a míře konvexnosti hřebene či obecněji vrcholové části. Ve vodícím údolí dochází zpočátku ke snížení rychlostí větru a v případě, že advehující vzduchová hmota je výrazně teplejší než ta původní, může se na dně údolí tvořit tišina studeného vzduchu. Ta bývá tím výraznější, čím prudší je svah v ose návětrného údolí. Jakmile se proud vzduchu dostane do blízkosti vrcholu, kde se zakřivení reliéfu mění z konkávního na konvexní, začíná docházet ke zrychlování proudění až po vrcholovou část systému, kde dosahuje nejvyšších rychlostí, vyšších, než by dosahoval v plochem reliéfu. Na závětrném svahu začíná rychlost opět klesat, často i

velmi skokově, je-li svah prudší nebo začíná ostrou hranou. V takovém případě může dojít až k odtržení větrného proudu od země, který mívá za následek vytvoření horizontálního víru s větrem při zemi vanoucím v opačném směru, než je směr původní, neboť je u hrany svahu strháván a nasáván hlavním proudem větru. Takto může být do závětrných prostorů nasáván vzduch i na relativně velkou vzdálenost z předhůří. Dále za elevací dochází k opětovnému přibližování proudu větru k zemi až po vymizení vlivu terénní překážky.



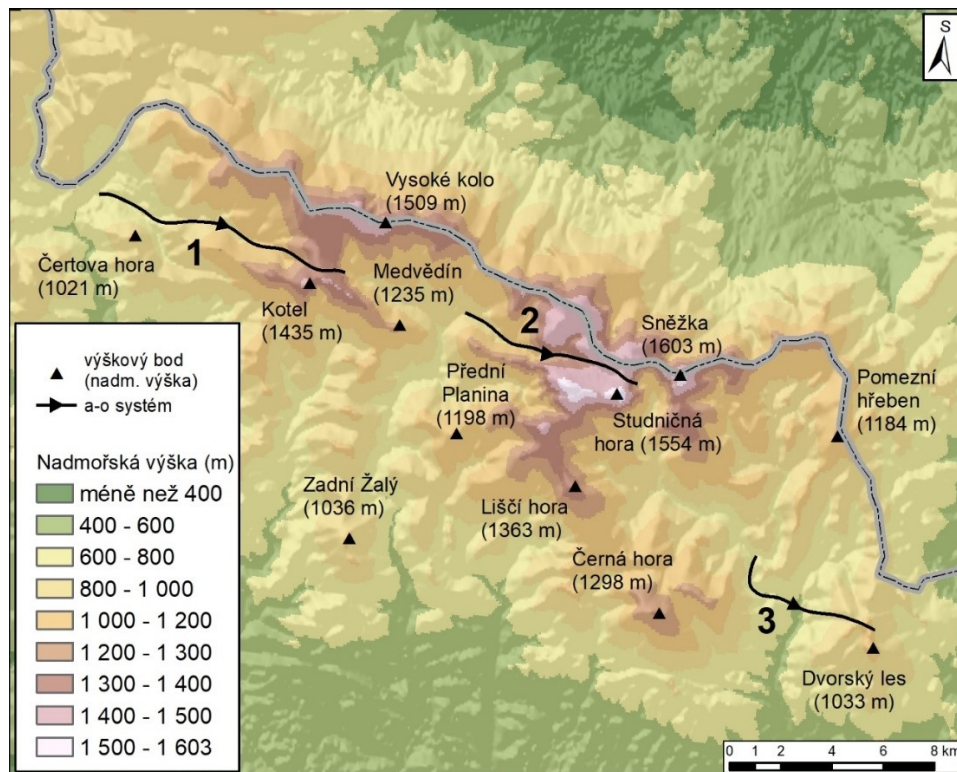
Obr. 3: Schéma a-o systému (Jeník, 1961).

2.1.2 Výskyt popsanych a-o systémů

Bylo uvedeno, že pro přítomnost a-o systému je zapotřebí vodící údolí, jehož osa je v přibližné shodě s převládajícím směrem proudění v daném regionu. Taková konfigurace reliéfu je samozřejmě dosti častá, a proto není přítomnost a-o systému v celosvětovém ani tuzemském měřítku vzácností. Méně častá je však existence ideálně uspořádaného a-o systému, tedy takového, který je orientován ve shodě s převládajícími větry a jehož reliéf umožňuje funkčnost všech tří částí (viz kapitolu 2.1.1). Takový systém představuje významný fenomén mající dopad na takřka všechny fyzicko-geografické sféry (Jeník, 1961). Důležitá je také přítomnost zarovnaných povrchů pro existenci dobře vyvinuté zrychlující vrcholové části systému (Jeník, 1961). Proto jsou a-o systémy

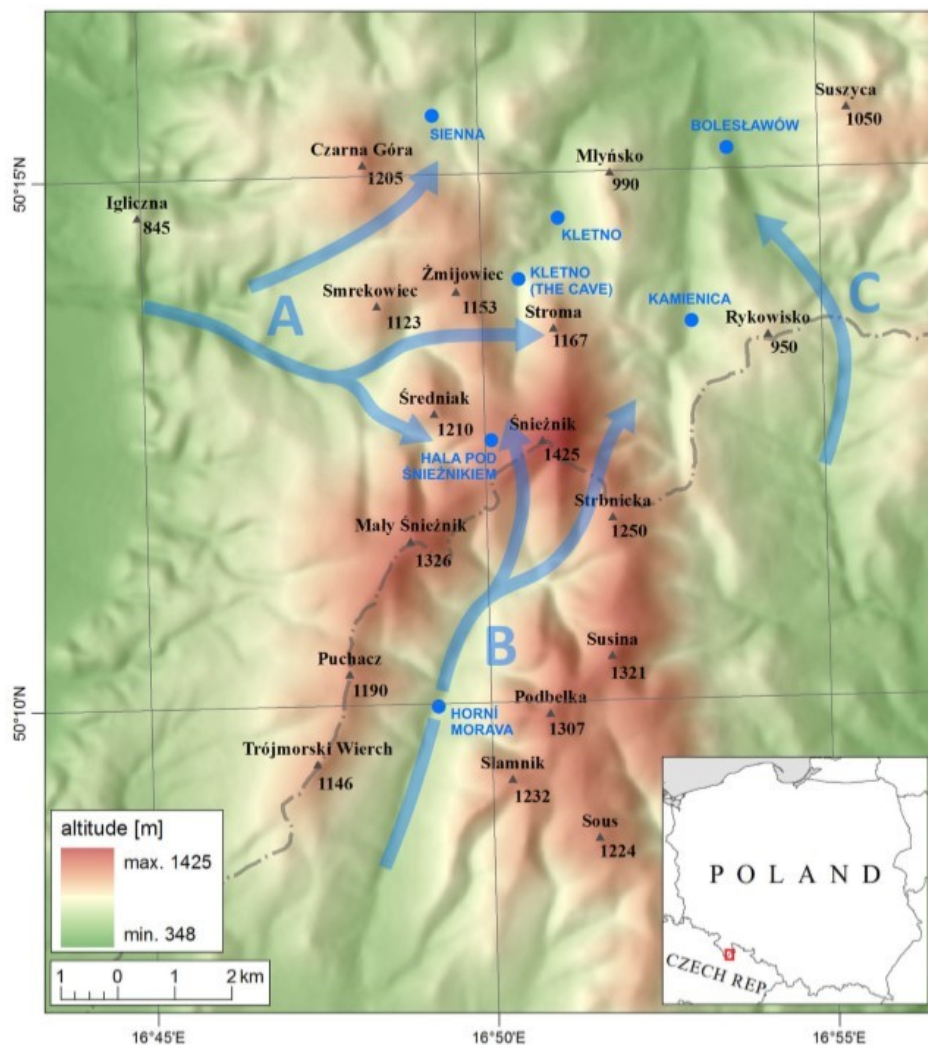
důležitým fenoménem především v nižších a rozlohou menších pohořích, typických právě například pro Český masiv.

Nejlépe popsané a-o systémy na území České republiky se nacházejí v Krkonoších (viz Jeník, 1961; Šindelářová, 2003). Zmíněná autorka provedla terénní mapování vlajkových forem stromů (především smrku, který je pro tyto polohy typický) nad horní hranicí lesa. Výsledky práce byly v dobré shodě se závěry vyplývajícími z teorie a-o systémů podle Jeníka (Šindelářová, 2003). V Krkonoších byly popsány 3 hlavní a-o systémy Mumlavy, Bílého Labe a Úpy (obr. 4), přičemž poslední jmenovaný je netypický tím, že vodící údolí se neotevívá proti směru větru, ale po větru a v místě, kde se Úpa v pravém úhlu stáčí k jihu, dochází ke stoupání větrného proudění na svah Rýchor (Jeník, 1961). Systémy Mumlavy a Bílého Labe jsou jedinečné přítomností rozsáhlé zrychlující vrcholové části na plochých zarovnaných površích Krkonoš, která umožňovala a umožňuje převívání velkého množství sněhu a značné urychlení větru a v důsledku toho rozvoj pleistocenních závětrných karů. Zajímavé je rovněž uspořádání krkonošských a-o systémů v řadě za sebou, což přináší důsledky v podobě kumulovaného působení některých jejich projevů, především fénového efektu (Jeník, 1961).

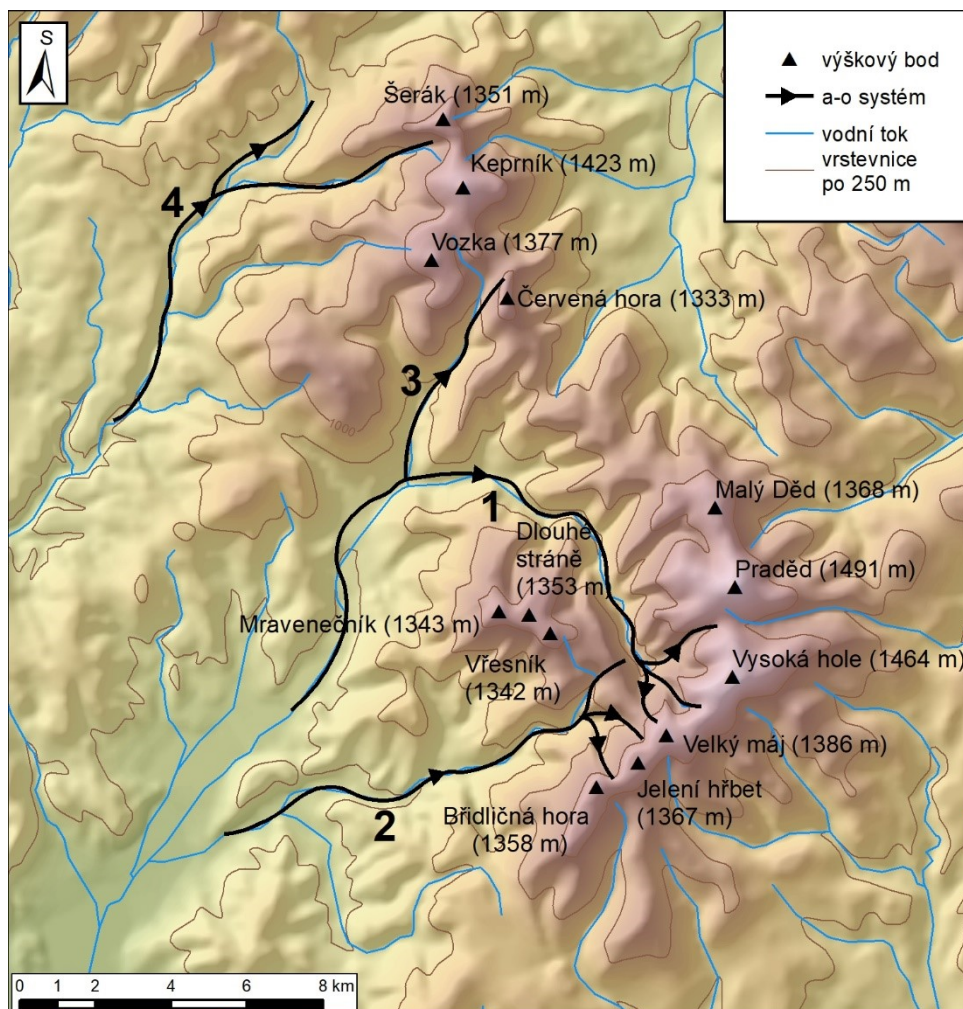


Obr. 4: A-o systémy Krkonoš podle Jeníka (1961). 1) Mumlavy, 2) Bílého Labe, 3) Úpy. Šipky vyznačují směr větru. Topografická data: ArcČR@500, SRTM3.

Jeník (1961) rovněž vymezil jeden a-o systém na Králickém Sněžníku (údolí Moravy) a čtyři v Hrubém Jeseníku. Na Králickém Sněžníku byly později Jancewiczem (2014) vymezeny další dva a-o systémy (Wilczka-Pogonna a údolí Krupé) (obr. 5). A-o systémy Hrubého Jeseníku jsou dle Jeníka (1961): Divoká Desná, Merta, Hučivá Desná a Branná (obr. 6). Ty jsou, na rozdíl od krkonošských, seřazeny paralelně a jsou tedy na sobě téměř nezávislé. Pouze první dva zmiňované se do určité míry překrývají ve vrcholové zrychlující části. Vzhledem k různé orientaci vodících údolí jsou však každý pravděpodobně citlivý na mírně odlišný typ proudění. Na Králickém Sněžníku, ani v Hrubém Jeseníku, s výjimkou Desenské hornatiny (Dobisíková, 2018), nicméně nebyly systémy dopodrobna a plošně zmapovány v terénu za využití vlajkových forem stromů.



Obr. 5: A-o systémy Králického sněžníku (Jancewicz, 2014). A: Wilczka-Pogonna, B: Morava, C: Krupá



Obr. 6: A-o systémy Hrubého Jeseníku podle Jeníka (1961). 1 – Divoké Desné, 2 – Merty, 3 – Hučivé Desné, 4 – Branné. Mapová data: ArcČR@500.

Kromě uvedených nejvyšších českých pohoří, kde jsou a-o systémy díky polohám nad alpínskou hranicí lesa nejlépe patrné, byly podobné systémy identifikovány i v dalších oblastech. Jako nejvýznamnější lze uvést Šumavu, kde je jejich působení připisována existenci ledovcových jezer a jejich karů, především v oblasti Jezerní hory (1343 m n. m.) s vodícím údolím Bílé Řezné na německé straně pohoří (Jeník, 1961; Sofron, Štěpán, 1971; Jeník, 2008). Dalším případem je údolí Smědé v Jizerských horách, jehož vliv pokračuje do oblasti Jizerky (Jeník, 1961). V Krušných horách je pak uváděno vodící údolí Černé s vrcholem systému východně od Božího Daru mezi Klínovcem (1244 m n. m.) a Fichtelbergem (1215 m n. m.) (Jeník, 1961; Jeník, 2008). Z poněkud nižších pohoří pak můžeme uvést příklad z Brd s vodícím údolím potoku Rezerva vedoucím na temeno nejvyšší hory Tok (865 m n. m.) (Hlaváček, Sofron, 2007).

Velmi podobná situace s výskytem a-o systémů se vyskytuje na mnoha místech i v zahraničí, především v ostatních hercynských pohořích Evropy. Konkrétně byly a-o

systemy popsány v německém pohoří Schwarzwald v oblasti jeho nejvyšší hory Feldberg (1493 m n. m.) s vodícím údolím řeky Wiese a také v sousedních francouzských Vogézách v oblasti vrcholů Hohneck (1363 m n. m.) a Kastelberg (1350 m n. m.) (Jeník, 2008). Dále jsou známy případy ze Slovenska, především pak z Velké Fatry, jejíž vrcholové partie díky dlouhým vodícím údolím orientovaným převážně v ose SZ-JV jsou do značné míry ovlivněny a-o systémy (Jeník, 1961). Ty však zde, ani v jiných slovenských pohořích, nejsou natolik dobře vyvinuty jako v případě Sudet díky téměř úplné absenci zarovnaných povrchů. Dále byl Blažkovou (1985) popsán a-o systém v pohoří Vitoša v Bulharsku, který je díky malé rozloze a velkému relativnímu převýšení spolu s plochým temenem masivu dobře vyvinut. Významné působení a-o systémů je rovněž doloženo například z východních Alp, pohoří Abisko ve Švédsku, ze Skotska nebo z vrcholu Mount Washington (1917 m n. m.) v pohoří White mountains ve státě New Hampshire (Spojené státy americké) (Jeník, 2008), kde byla 12. dubna 1934 naměřena nejvyšší rychlost větru na světě zaznamenaná mimo tropickou cyklonu či tornádo, a to 372 km/h (MWOBS).

2.1.3 Detekce a-o systémů

Data z pozemních meteorologických stanic, ač velmi přesně, zachycují poměry pouze v jediném bodě. Pokrytí území stanicemi je navíc většinou zcela nedostatečné pro využití při případné interpolaci, obzvláště v komplikovaném horském reliéfu. Rovněž ambulantní terénní měření poskytují jen stěží využitelné informace, především z důvodu absence dostatečně dlouhých časových řad. Existuje však několik dalších přístupů k výzkumu vlivu reliéfu na větrné poměry:

- 1) Experimentální přístup, zpravidla prováděný ve větrných tunelech na zmenšeném modelu reliéfu (Jeník, 1961). Kromě nevyhnutelně značného zjednodušení je však zřejmým úskalím této metody relativně složitá proveditelnost vyžadující nákladné technické vybavení.
- 2) Počítačové modelování umožňující relativně snadno proveditelný výzkum podmínek na rozsáhlém území. Problémem však může být nedostatečné rozlišení modelu, který tak zanedbá důležité tvary reliéfu. Při snaze vymodelovat reálný stav na určitém území závislejší na klimatických podmínkách jsou limitujícím faktorem vstupní data,

což opět naráží na problém nedostatečné hustoty staniční sítě. Tento efekt je navíc umocněn vysokou heterogenitou reliéfu, a tedy i podmínek v horských oblastech (Hanslian, Hošek, 2015). Výstupy z jednoho takového modelu jsou konfrontovány s výsledky výzkumu prezentovaného v této práci.

- 3) Nepřímá pozorování jevů spojených s větrným prouděním, jako je například chování oblačnosti nebo zvrženého sněhu. Tento přístup může poskytnout cenné empirické poznatky, které jsou však nevyhnutelně z různých příčin prostorově i časově velmi omezené a mohou tak poskytovat pouze informace doplňujícího charakteru (Jeník, 1961).
- 4) Pozorování tzv. integrátorů, tedy jevů přímo reflektujících větrné podmínky, které se vyskytují souvisle na většině zkoumaného území. Ty jsou tak nesmírně cenným zdrojem prostorově celistvé informace. Jsou jimi například rozložení a morfologie sněhové pokrývky, deflační jevy či asymetrické formy vegetace vytvořené působením větru (Jeník, 1961). Sněhová pokrývka se nicméně v tuzemských podmínkách vyskytuje jen v zimním období a deflační procesy na povrchu země se uplatňují a lze je zkoumat naopak jen tehdy, když sněhová pokrývka absentuje. Naproti tomu vegetace, přesněji řečeno vzpřímeně rostoucí dřeviny, jsou působení větru v různé míře vystaveny po celý rok a rovněž jejich výzkum není nikterak časově omezen. Proto je tato metoda zdaleka nejpoužívanější a byla využita i pro výzkum představený v této práci. Předmětem zájmu jsou zde tzv. vlajkové formy charakteristické asymetricky rostoucími větvemi v různém stupni asymetrie od mírného rozestoupení větví na návětrné straně, až po jejich soustředění jen na závětrné straně kmene (obr. 7). Využití této i předchozích metod je však prakticky omezeno na oblasti rozvolněných porostů nad horní hranicí lesa či v jejím okolí, kde si stromy navzájem neposkytují krytí, které brání rozvoji deformace (Gardiner et al., 2016). V těchto podmínkách však s sebou a-o systémy zároveň nesou nejvýraznější dopady (viz oddíl 2.2). Vliv větru na růst dřevin je podrobněji popsán v kapitole 2.3.



Obr. 7: Velmi dobře vyvinuté vlajkové formy smrku ztepilého (*Picea abies*). Severní svah Břidličné hory (1358 m n. m.).

2.2 Důsledky a-o systému

2.2.1 Klimatické důsledky a-o systému

Jestliže do a-o systému proudí dostatečně vlhký vzduch, zvyšuje se v důsledku adiabatického ochlazování při výstupu, který je díky zužování údolí proti proudu toku výraznější než v případě přetékání prosté terénní překážky, jeho relativní vlhkost až k bodu nasycení a následné tvorbě oblačnosti a vypadávání srážek. Při výstupu nad hladinou, v níž dochází k nasycení, se vzduch ochlazuje přibližně o 0,6 K na 100 m výšky podle nasyceně adiabatického gradientu (Ems, ČMeS, b). V závětrí pak vzniká fénové proudění vedoucí k vyšším teplotám než ve stejné výšce na návětrí, neboť klesající, již nenasyčený vzduch, se ohřívá přibližně podle suchoadiabatického gradientu, tedy o 0,98 K na 100 m výšky (Ems, ČMeS, c). Srážkové úhrny pak jsou na závětrné straně nižší než na návětrné. Pokud existuje více a-o systémů za sebou, jako je tomu v případě Jizerských hor a Krkonoš, tento efekt se opakuje (Jeník, 1961). Rozdíl v průměrných ročních srážkových úhrnech mezi nálevkovitým údolím Smědě v Jizerských horách a Rýchorami ve východních Krkonoších tak činí až 500 mm (Jeník, 1961).

Kromě zmíněného rozdílu teplot v důsledku fénového proudění hraje významnou roli při diferenciaci teplot v rámci a-o systému samotná rychlost větru. Zatímco vrcholové

partie s vysokými rychlostmi větru zažívají díky neustálé výměně vzduchu vysoce oceánické klima s malými teplotními rozdíly během dne, především závětrné prostory naopak zažívají rozdíly velmi výrazné. Tyto lokality jsou sice z jedné strany otevřené, a tak zde noční minima neklesají tolik, jako je tomu v mrazových kotlinách, maxima ale mohou být díky prohřívání vzduchu od zemského povrchu relativně velmi vysoká (Jeník, 1961).

Nejpodstatnější klimatický projev a-o systémů s největšími dopady však spočívá v nerovnoměrné distribuci sněhové pokrývky. Vysoké rychlosti větru ve vrcholových částech systému způsobují odvívání sněhu do závětrných poloh. V důsledku toho bývá sněhová pokrývka ve vrcholových oblastech velmi nízká, často i jen několik centimetrů. Proto se zde při jarním tání objevují záhy místa bez sněhu. Tento jev lze použít jako jeden z indikátorů přítomnosti a-o systémů (Jeník, 1961). Sníh unášený z vrcholových plošin se pak hromadí v závětrných polohách, kde klesá rychlost a unášecí schopnost větru, a to v podobě sněhových převějí na hranách karů nebo v podobě sněžníků, které mnohdy vydrží až hluboko do léta (Jeník, 1961). Výška sněhu v nich běžně dosahuje několika metrů. V Hrubém Jeseníku se vyskytují především v Malé a Velké Kotlině a v Mezikotlí (Křížek, 2016). Nejznámějším příkladem je však tzv. Mapa republiky (obr. 8) jižně od sedla mezi Luční a Studniční horou v Krkonoších, v němž byla od sezóny 1999/2000, kdy se začalo s pravidelným měřením, zaznamenána výška sněhu až 16 m (KRNAP, 2018). Velké množství sněhu na prudkých závětrných svazích vede k relativně častému výskytu lavin, jež tak v podmínkách českých pohoří rovněž slouží jako další z indikátorů přítomnosti a-o systémů (Jeník, 1961).



Obr. 8: Sněžník nazývaný "Mapa republiky" v Krkonoších (foto Antošová).

2.2.2 Další dopady a-o systémů

A-o systémy mají významný vliv na geomorfologické procesy a formování reliéfu. Funkčnost současných a-o systémů v sudetských pohořích se předpokládá přinejmenším od konce třetihor (Jeník, 1961). Dokonce i v obdobích vrcholného zalednění patrně převládalo v prostoru střední Evropy západní až severozápadní proudění, jak ukazují sprašové akumulace (Bokhorst et al., 2011; Sebe et al., 2015). Hromadění sněhu v závětrných oblastech vedlo ke vzniku ledovců, které vymodelovaly kary a ledovcová údolí, případně nivační deprese, pokud šlo jen o firnoviště. Díky směru větru se mohly tyto jevy často vyvíjet i na J a JV svazích. Zřejmá je také jejich nezávislost na tektonických poměrech a na výšce přiléhajících vrcholů (Jeník, 1961). Vrcholové partie, odkud je sníh naopak větrem odnášen, zase poskytují doklady o periglaciálních procesech a jevech díky promrzání půdy bez hlubší sněhové pokrývky a častější regulaci (Křížek, 2016). V podmínkách sudetských pohoří jde např. o strukturní půdy nebo kryoplanační terasy.

Sníh hromadící se v závětrných prostorech vede ke vzniku plazivého sněhu či přímo lavin. To se v Hrubém Jeseníku týká především Velké kotliny na východním svahu Vysoké hole a Sněžné kotliny na východním svahu Červené hory (Krause, Křížek, 2018). Tyto procesy jednak způsobují půdní erozi (především v transportní oblasti) a jednak zabraňují svým mechanicky destruktivním účinkem vytvoření vzrostlého lesa (Jeník, 1961). Kromě toho trvá déle, než nahromaděné velké množství sněhu odtaje, což oddaluje nástup vegetační sezony. Tyto skutečnosti, spolu s možností šíření pylu a semen rostlin pomocí a-o systémů a ukládání v závětrných prostorech, vedou k rozvoji vzácných bylinných společenstev (Bureš, 2003; Jeník, 2008; Maděra et al., 2011), která navíc profitují z relativně vyšších letních teplot, které se v karech a nivačně přemodelovaných údolních uzávěrech vyskytují. Běžně jsou zde přítomny druhy jinak typické pro níže položené oblasti, jež se šíří pomocí a-o systémů, a to v těsném sousedství naopak druhů alpínských (Jeník, 1961; Jeník, 2008).

2.3 Vliv větru na růst dřevin

2.3.1 Mechanismus účinku

Vítr jako jeden z hlavních přírodních činitelů významnou měrou působí na veškerou hmotu vystavenou jeho působení. Rostliny, vzhledem k neschopnosti se před působením větru aktivně ukrýt, jsou větru a dalším atmosférickým vlivům vystaveny neustále a ty tak zcela klíčovým způsobem determinují jejich růst a další životní projevy a procesy (Gardiner et al., 2016). Silný vítr působí limitujícím způsobem především v podmínkách, které jsou pro růst stromu v důsledku nízkých teplot hraniční a do jisté míry tak díky zvýšené výměně tepla může způsobovat i snížení alpské hranice lesa (Kašpar et al., 2017).

Spojitost působení větru a růstových anomálií rostlin, především pak dřevin, byla známá již v době antiky, kdy je kolem roku 300 př. Kr. zmíněna řeckým filosofem a přírodovědcem Theofrastem (Telewski, 2012). Přesto první explicitní zmínka o vlnkovitých formách stromů, tedy asymetrickém růstu v důsledku dlouhodobého působení větru s jedním převažujícím směrem pochází patrně až z roku 1898 od A. F. W. Schimpera (Telewski, 2012). Jedná se z biologického hlediska o tzv. thigmomorfogenezi, tedy reakci na dotyk či mechanické namáhání (Gardiner et al., 2016; Telewski, 2012). Zřejmou skutečností je, že izolovaně rostoucí jedinci jsou mnohem více vystaveni působení větru než ti v hustším zápoji či dokonce v podrostu (Gardiner et al., 2016).

Účinky větru na stromy se velice liší v závislosti na jeho rychlosti. Do rychlostí přibližně 0,9 m/s je pozorován pozitivní vliv větru na růst stromů, a to v důsledku zlepšené ventilace na jejich povrchu, a tedy efektivnějšího přínosu CO₂ nutného pro fotosyntézu (Telewski, 2012). Naopak u rychlostí nad přibližně 2,2 m/s začíná vítr ve vztahu k růstu působit na stromy limitujícím způsobem. Tento efekt dále roste se zvyšující se rychlostí (Wade, Hewson, 1979; Telewski, 2012). Přesná prahová hodnota pro negativní vliv větru je nicméně dána druhem stromů, např. u některých druhů rodu *Abies* (jedle) může být posunuta až k rychlostem kolem 6 m/s (Wade, Hewson, 1979).

Se zvyšující se rychlostí větru se také zvyšuje podtlak na závětrné straně způsobený odtržením proudnic při obtékání stromu, jehož síla při vyšších rychlostech větru dokonce převyšuje sílu tlaku na straně návětrné (Gardiner et al., 2016).

Způsoby, jakými se stromy vyrovnávají s působením silného větru, jsou:

- 1) Dočasné adaptace, jako je ohnutí po větru, vyrovnávání se s poryvy díky efektivní distribuci energie pomocí vlnových pohybů a v extrémních případech ztráta listů či větví (Gardiner et al., 2016).
- 2) Trvalé adaptace, které při dlouhodobém působení větru vedou k modifikaci tvaru rostliny nebo její stavby na buněčné úrovni (Gardiner et al., 2016).

Oba způsoby mají za cíl snížit negativní účinky tlaku větru a závětrného podtlaku.

Z hlediska účinků lze vymezit čtyři aspekty vlivu větru na stromy: mechanické poškození, fyziologická odezva, anatomické adaptace (změny na buněčné úrovni) a morfologické změny (Wade, Hewson, 1979). Mechanickým poškozením jsou myšleny jednak masivní viditelné jednorázové škody způsobené destruktivně silným větrem. Ten se může vyskytovat během celého roku, nicméně jen velmi ojediněle a nahodile a z hlediska lokální klimatologie větru není příliš podstatný. Naopak jím způsobené škody mohou působit matoucím způsobem, pokud vítr udeřil z neobvyklého směru. Druhý způsob mechanického poškození, působící dlouhodobě, je abraze způsobená ledovými částicemi unášenými větrem. Ten působí především v zimní polovině roku (Wade, Hewson, 1979). Fyziologická odezva stromů vystavených působení větru spočívá ve vysychání listů a pupenů působením mrazu. Ty tak na návětrné straně odumírají a tím přispívají k tvorbě vlajkové formy. Tento efekt je tím patrnější, čím sušší je místní klima (Gardiner et al., 2016). Anatomické adaptace pak spočívají v tvorbě pletiv, která slouží k lepší odolnosti vůči působení větru (Wade, Hewson, 1979).

Hlavním účinkem větru ve vztahu k vlajkovým formám stromů jsou však jejich morfologické změny. Ty zasahují celou rostlinu včetně kořenového systému, do něž namáhaná rostlina přesouvá více biomasy (Gardiner et al., 2016). Pokud bývá strom vystavován větru z více různých směrů, projeví se to nižším, kompaktnějším vzrůstem a zesíleným kmenem u kořene (Wade, Hewson, 1979; Gardiner et al., 2016). Pokud však převládá výrazně jeden směr, projeví se to asymetrií růstu stromu. Ta se týká jak kmene, tak koruny. Asymetrie kmene spočívá v rychlejším růstu na závětrné straně, a tudíž asymetrii letokruhů (Wade, Hewson, 1979). Tato informace však není pro výzkum převládajícího směru větru příliš důležitá, protože její získání je založeno na invazivní metodě, jejíž využití je při přítomnosti asymetrie koruny zbytečně složité. Asymetrie koruny stromu, tedy rozestoupení větví na návětrné straně v různé míře od sotva znatelné až po jejich výskyt pouze na jedné straně stromu (dokonale vyvinutá vlajková forma) je


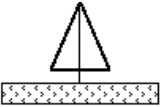
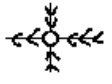
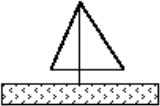
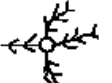
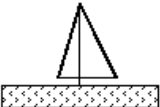





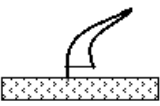

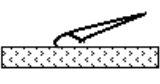


pro strom vystavený unilaterálnímu působení větru výhodná z toho důvodu, že umožní částečné proniknutí proudu větru skrz korunu, čímž se sníží rozdíl tlaku mezi návětrnou a závětrnou stranou (Gardiner et al., 2016). Zajímavým důsledkem asymetrie koruny může být i větší přísun sluneční radiace do půdy v prostoru kořenového systému stromu a tím způsobená její vyšší teplota. Při vyšší teplotě půdy totiž stromy rychleji produkují kořenovou biomasu, která přispívá ke stabilitě stromu (Alvarez-Uria, Körner, 2007).

Asymetrie koruny je však zřejmě především jevem biofyzikálním, nikoliv fyziologickým, což znamená, že nejde o cílené formování stromu tímto způsobem, ale důsledek skutečnosti, že k lignifikaci – tvorbě dřeva – dochází neustále, i v čase, kdy jsou větve stromu vychýleny proudem větru. Díky tomu se v této pozici postupně „zakonzervují“ (Telewski, 2012). Protože jehličnaté stromy, jichž se fenomén převážně týká, asimilují i v zimě, odráží asymetrie stromů způsobená růstem při ohnutí relativně dobře větrné poměry během celého roku s mírně vyšší převahou letních měsíců (Wade, Hewson, 1979). V zimě se naopak může ve vyšší míře uplatnit zmíněná mechanická abraze, případně mrazové vysoušení na návětrné straně koruny. Tento efekt se zvyrazňuje především v těch místech, kde v létě dosahuje vítr v průměru výrazně nižších rychlostí. Obecně lze ale na základě klimatologických měření říci, že asymetrie stromů dobře koreluje s ročními průměry směru větru (Wade, Hewson, 1979).

2.3.2 Využití asymetrie stromů pro výzkum větrných poměrů

Z výše uvedených poznatků vyplývá, že asymetrický růst stromů, především jejich korun, lze se značnou přesností využít pro zjištění průměrného směru větru prostým odečtením azimutu, k němuž na návětrné straně stromu směřuje osa deformace. Protože však míra deformace závisí na rychlosti větru, jde spíše o jakýsi průměr vektorů, jehož směr a velikost odpovídají směru a míře deformace. Pro přibližné určení velikosti tohoto průměru byly navrženy různé indexy, které jej odhadují na základě míry asymetrie či proporcí koruny stromu. Nejznámější a nejpoužívanější je patrně Griggsův-Putnamův index (Wade, Hewson, 1979). Ten pracuje s osmi stupni asymetrie od žádné patrné po prakticky horizontální růst s téměř unilaterálními větvemi odpovídající průměrné rychlosti přibližně nad 10 m/s (obr. 9) (MWPS, 2012). Jeho využití v praxi však naráží na vícero problémů, včetně již zmíněné skutečnosti, že každý druh reaguje s odlišnou

intenzitou. Míra asymetrie stromů tak přináší informaci spíše relativního než absolutního charakteru.

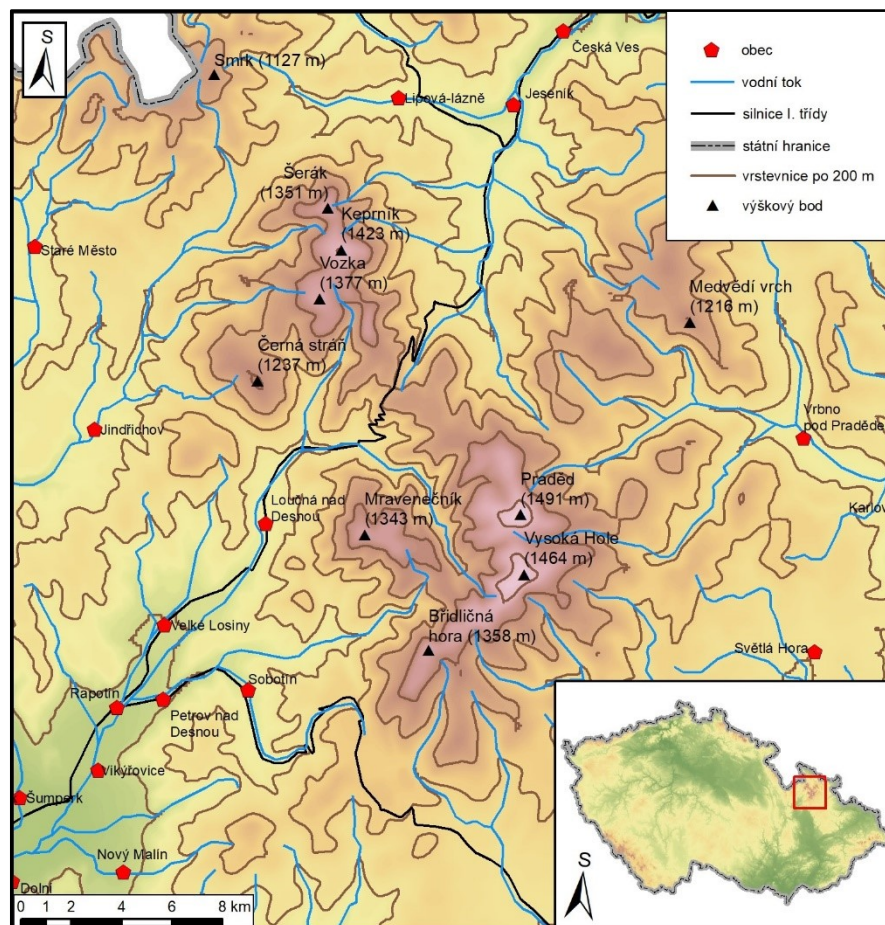
O			No Significant Wind
I			7-9 Miles per Hour
II			9-11 MPH 4-5 m/s
III			11-13 MPH 5-6 m/s
IV			13-16 MPH 6-7 m/s
V			15-18 MPH 7-8 m/s
VI			16-21 MPH 8-9 m/s
VII			22+ MPH 10+ m/s

Obr. 9: Stupně Griggsova-Putnamova indexu (MWPS, 2012). první sloupec: stupeň, druhý sloupec: tvar koruny při pohledu shora, třetí sloupec: tvar koruny při pohledu z boku kolmo na směr větru, čtvrtý sloupec: odpovídající průměrná rychlost větru v mílích za hodinu a metrech za sekundu.

3 Vymezení a charakteristika území

3.1. Poloha Hrubého Jeseníku

Pohoří Hrubý Jeseník se nachází v České republice na pomezí severní Moravy a Českého Slezska poblíž hranice s Polskem. Asi 15 km jihozápadně od pohoří se kříží 50° s. z. š. a 17° v. z. d. Hrubý Jeseník je druhým nejvyšším pohořím České republiky a nejvyšším pohořím jak Moravy, tak Českého Slezska s nejvyšším bodem na vrcholu Pradědu s nadmořskou výškou 1491 m. Celá oblast je z přírodovědného hlediska velice hodnotná a jako taková je spolu s některými přilehlými oblastmi téměř celá chráněna v rámci CHKO Jeseníky. Na četných lokalitách jsou zde doloženy glaciální či periglaciální tvary reliéfu (Křížek, 2016), stejně tak jako lavinové dráhy (Krause a Křížek, 2018), indikující existenci stabilních a-o systémů, které byly i rámcově vymezeny a popsány (Jeník, 1961). Hlavní pozornost je dále věnována vybraným fyzickogeografickým charakteristikám nejvyšších poloh nad horní hranicí lesa.



Obr. 10: Přehledová mapa oblasti Hrubého Jeseníku s lokalizací v rámci ČR. Mapová data: ArcČR®500.

3.2 Geologická stavba

Hrubý Jeseník náleží geologicky do Moravskoslezské oblasti Českého masivu, konkrétně do podoblasti Silesikum, která na západě sousedí s oblastí Lužickou, a jejíž součástí jsou sousedící pohoří Králický Sněžník a Rychlebské hory. Krystalinické jádro pohoří tvoří prekambriické a spodně paleozoické horniny metamorfované během variského vrásnění. Jde především o ortoruly a fylity. (Demek /ed./ et al., 1987; Chlupáč, 2011). Obal pak tvoří primárně metamorfity devonského stáří a v západní části území se rovněž hojně vyskytují amfibolity (příl. 1-3) (Demek /ed./ et al., 1987).

Pohoří má stupňovitou kernou stavbu, jež je důsledkem tektonických pohybů spojených s alpínskou orogenezí na zlomových strukturách uspořádaných ve směru JZ – SV. Hlavní tektonickými liniemi jsou Ramzovská zóna a zóna Červenohorského sedla probíhající ve směru JZ - SV. Území je dále rozčleněno sekundární zlomovou strukturou ve směru SZ – JV (Chlupáč, 2011).

3.3 Geomorfologická charakteristika

3.3.1 Geomorfologické členění

Pohoří Hrubý Jeseník je geomorfologickým celkem (tab. 1; příl. 4) a je součástí Krkonošsko-Jesenické soustavy, konkrétně její Jesenické podsoustavy. Jeho rozloha činí přibližně 530 km² (Demek /ed./ et al., 1987). Na jihozápadě sousedí s Hanušovickou vrchovinou, na severozápadě s Rychlebskými horami, na severovýchodě se Zlatohorskou vrchovinou a na jihovýchodě s Nízkým Jeseníkem (Demek /ed./ et al., 1987).

Tabulka 1: Geomorfologické členění Hrubého Jeseníku (Demek /ed./ et al., 1987).

celek	podcelek	okrsek
Hrubý Jeseník	Keprnická hornatina	Přemyslovská vrchovina
		Šerácká hornatina
	Medvěďská hornatina	Hornopavská hornatina
		Vrbenská hornatina
	Pradědská hornatina	Desenská hornatina
		Karlovska vrchovina
		Pradědský hřbet
		Vysokoholský hřbet

3.3.2 Popis území

Reliéf Hrubého Jeseníku je členitý a díky značným výškovým rozdílům (relativní převýšení v rámci celku Hrubý Jeseník činí 1050 m) lokálně nabývá až velehorský charakter s relativní členitostí přes 600 m (příl. 6). Území bylo a stále je vyzdvižováno působením tlaku, který je výsledkem alpínsko-himalájské orogeneze probíhající v průběhu kenozoika. Celkový vyzdviž podél sudetského okrajového zlomu činil doposud podle odhadů asi 1200 m (Křížek, 2016). Vrcholové partie pohoří tak tvoří zbytky holoroviny (etchplénu), které se vyskytují ve čtyřech výškových úrovních, z nichž nejvyšší se nachází nad 1300 m n. m. (Křížek, 2016). Jejich přítomnost (příl. 7) byla klíčová pro rozvoj glaciálních i některých periglaciálních jevů v oblasti. Nejvýznamnějším z nich je doložený jediný horský ledovec v oblasti, jehož činnost v pleistocénu vytvořila kar Velkou kotlinu na JV svahu druhé nejvyšší hory Hrubého Jeseníku Vysoké Hole (1464 m n. m.) (Křížek et al., 2012). Samotné zbytky holoroviny pak uchovávají četné stopy kryogenní modelace například v podobě mrazových srubů, z nichž patrně nejznámějším jsou Petrovy kameny (1446 m n. m.) (Demek /ed./ et al., 1987). Důležitým prvkem krajiny Hrubého Jeseníku jsou hluboce zařezaná údolí zde pramenících toků. Ta jsou charakteristická velmi prudkými svahy (se sklonem až kolem 40°), především v případě údolí Divoké Desné a Mertvy, které oddělují Desenskou hornatinu od zbytku Pradědské hornatiny.

Osu celého pohoří a zároveň podcelků Pradědské a Keprnické hornatiny tvoří jeden hlavní, esovitě prohnutý hřbet táhnoucí se přibližně severojižním směrem o délce asi 30 km. Tento hřbet tvoří část evropského rozvodí Odra-Dunaj. Kromě asi 5,5 km dlouhého úseku kolem Červenohorského sedla (příl. 5) se celý hřbet drží v nadmořské výšce přes 1200 m, přičemž v Pradědské hornatině se nachází úsek souvisle nad 1300 m n. m. v délce asi 13 km. Díky značné nadmořské výšce se zde vyskytuje dlouhý souvislý pás alpínského bezlesí, jež je v ostatních částech pohoří přítomno jen ostrůvkovitě. Tento úsek začíná vrcholem Pec (1311 m n. m.) a končí sedlem mezi Petrovými kameny a Pradědem (Tremel, Migoň, 2015). Nejlépe je bezlesí rozvinuto v nejvyšších polohách nad 1400 m n. m. Území nad touto hranicí zaujímá v celém pohoří celkem cca 2,5 km². Kromě hlavního hřbetu dosahuje nadmořské výšky přes 1300 m Desenská hornatina ležící západně od Pradědu oddělená od hlavního hřbetu sedlem u Františkovy myslivny (cca 1185 m n. m.) a také Vozka (1377 m n. m.) a Spálený vrch (1313 m n. m.) v Keprnické hornatině. Z hlavního hřbetu vybíhají četné další rozsochy oddělené od sebe prudkými

údolímí. V JV polovině území je velmi zřetelná asymetrie délky svahů (příl. 8), a to podle osy shodné se směrem hlavního jesenického hřbetu – Vysokoholského hřbetu – s prudkými a krátkými SZ svahy a výrazně delšími a pozvolnějšími svahy JV.

3.3.3 Údolní síť a a-o systémy Hrubého Jeseníku

Hluboká horská údolí, jejichž existence je nezbytná pro působení a-o systémů, jsou pro Hrubý Jeseník charakteristická. Otevírají se do všech světových stran a odvodňují tak pohoří, díky jeho poloze na hlavním evropském rozvodí mezi úmořím Baltského a Černého moře, do různých povodí. V minulosti zde byly popsány čtyři a-o systémy (Jeník, 1961): Divoké Desné, Hučivé Desné, Mertý a Branné (obr. 6).

3.3.3.1 Povodí Desné

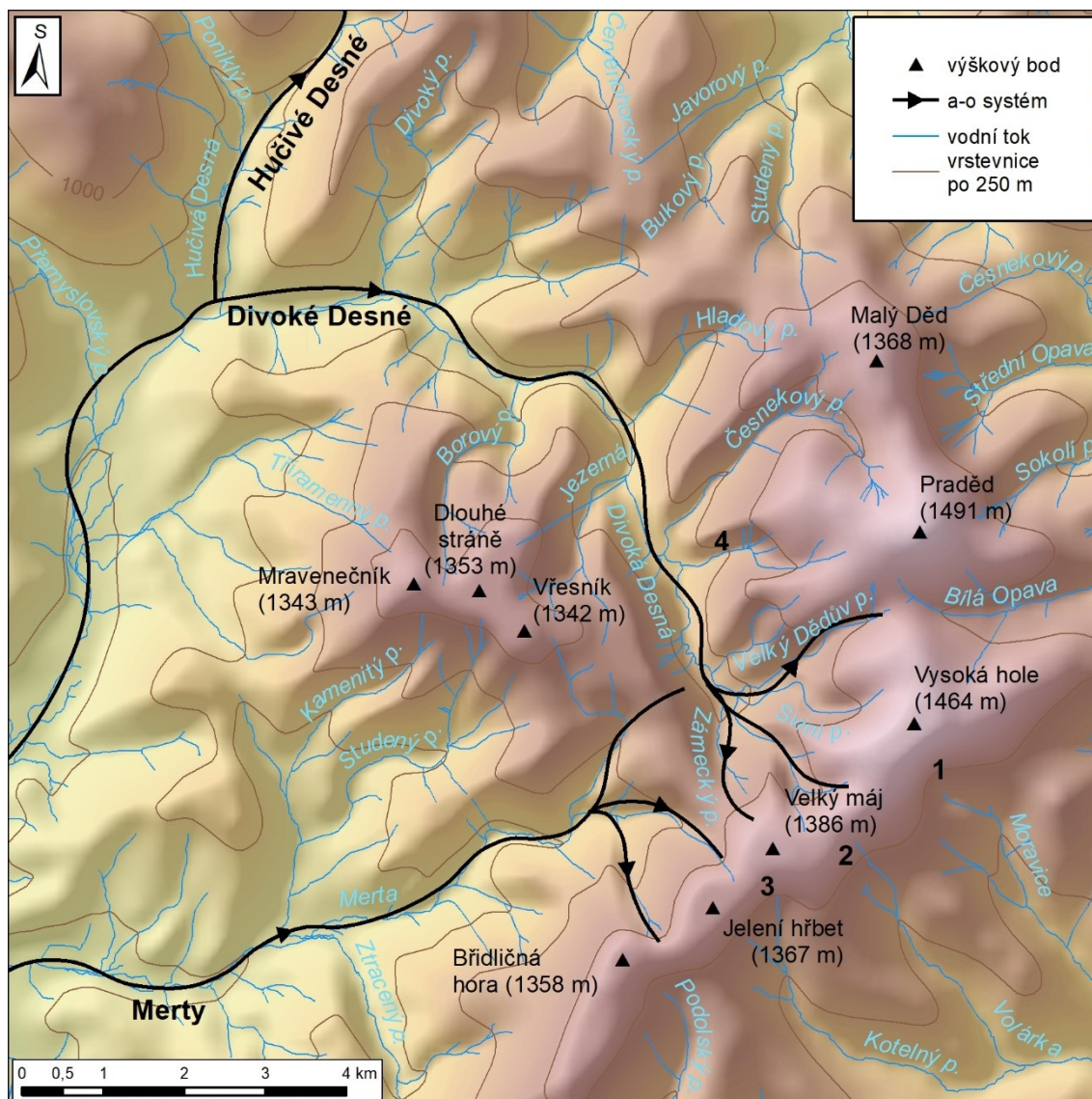
Do povodí Desné, jež odvodňuje především jižní a jihozápadní stranu pohoří, náleží tři ze čtyř a-o systémů popsaných v Hrubém Jeseníku: *Divoké Desné*, *Hučivé Desné* a *Mertý* (Jeník, 1961).

A-o systém Divoké Desné je formován nejhlubším a nejdelším vodícím údolím v Hrubém Jeseníku (obr. 11), vklíněným mezi masivy Pradědu (1491 m n. m.) a Dlouhých Strání (1353 m n. m.). Je orientováno ve směru SZ – JV s vějířovitě rozvětveným závěrem na západním svahu Vysoké Hole (1464 m n. m.) a severním svahu Velkého Máje (1386 m n. m.) ve Vysokoholském hřbetu (Zámecký potok, samotný tok Desné, Sviní potok a Velký Dědův potok). Tyto návětrné polohy jsou zčásti zároveň závětrným turbulentním prostorem a-o systému Mertý (Jeník, 1961). Závětrné polohy systému Divoké Desné jsou tvořeny rozsáhlým nivačně přemodelovaným údolním uzávěrem Malé kotliny, velkou nivační depresí pramenů Volárky (tzv. Mezikotlí) a karem Velké kotliny (Jeník, 1961). Asi dva kilometry pod vějířovitým závěrem údolí přijímá Divoká Desná zprava potok Divokého dolu a Česnekový potok, jejichž údolí představují velmi výrazné a pro účely práce z hlediska vodícího působení potenciálně významné tvary na západních svazích Pradědu a Malého dědu. Další důležitá boční údolí, patřící tentokrát levostranným přítokům Jezerné a Borovému potoku, odvodňují severní svahy Desenské hornatiny.

Hučivá Desná se od svého pramene SV od vrcholu Vozky (1377 m n. m.) rychle zahlubuje a po necelých dvou kilometrech toku na jihovýchod se stáčí k JZJ a vytváří

velmi hluboké a přímé údolí (obr. 12), které shromažďuje proud větru vrcholící na Červené hoře (1333 m n. m.) se závětrným prostorem v lavinovém svahu Sněžné kotliny na východním svahu jmenované hory, který dokládá funkčnost zdejšího a-o systému navzdory prakticky neexistujícímu vrcholovému plató na úzkém hřbetu Červené hory (Jeník, 1961).

Merta pramení na východním svahu Vřesníku (1342 m n. m.), odkud teče k JV (obr. 11). Velmi záhy však svůj tok stáčí k JZ a zařezává se do hlubokého a dlouhého údolí. Její levostranné přítoky vytvářejí boční údolí na SZ svahu Vysokoholského hřbetu jižně od Velkého Máje (1386 m n. m.). Ta zde tak zesilují návětrný efekt. Významné je především hluboké údolí mezi Velkým Májem a Jelením hřbetem (1367 m n.m.) se závětrnou polohou v Malé kotlině (Jeník, 1961), a údolí mezi Jelením hřbetem a Břidličnou horou (1358 m n. m.). Dále po proudu se ve Vernířovicích zprava vlévá do Merty Kamenitý potok, který se svým přítokem Studeným potok, odvodňuje jižní svah Desenské hornatiny.

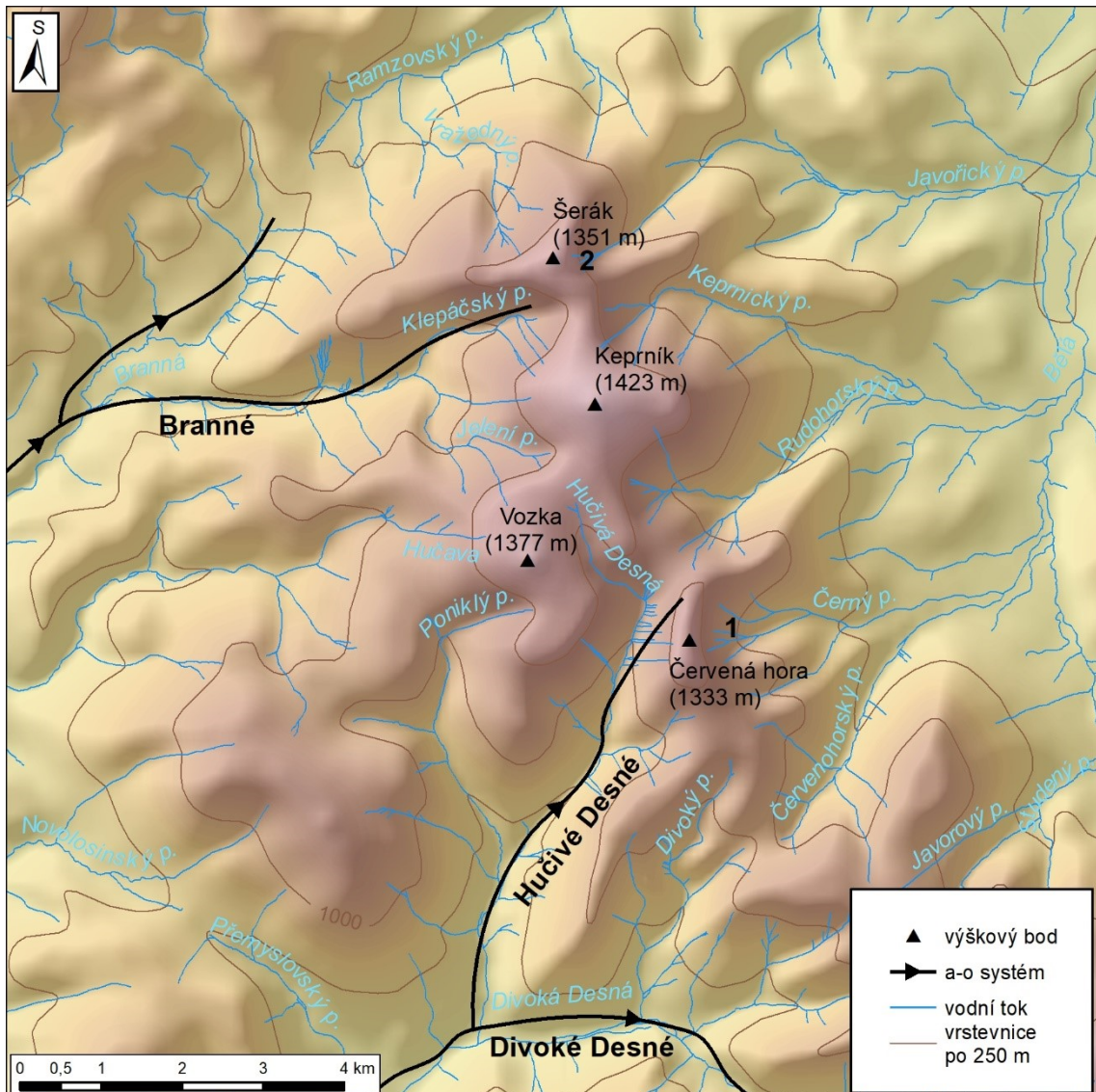


Obr. 11: Vodní toky a a-o systémy Hrubého Jeseníku – jižní část (sensu Jeník, 1961). 1 – Velká kotlina, 2 – Mezikotlí, 3 – Malá kotlina, 4 – Divoký důl. Mapová data: DIBAVOD (2006), ArcČR®500.

3.3.3.2 Povodí Branné

Řeka Branná, pramenící na svazích nejvyššího vrcholu Rychlebských hor Smrku (1127 m n. m.) odvodňuje svými levostrannými přítoky západní svah Keprnické hornatiny (obr. 12). Z nich je pro účely práce podstatný Klepácký potok pramenící pod sedlem mezi Keprníkem (1423 m n. m.) a Šerákem (1351 m n. m.) s hlubokým údolím v ose ZJZ-VSV, které svým rozvětveným závěrem představuje návětrí obou zmíněných vrcholů se závětrnými prostory Javoříckého, Keprnického a Rudohorského potoka v povodí Bělé. Zde popsal a-o systém i prof. Jeník, tzv. systém Branné, jako poslední v Hrubém Jeseníku. Potenciálně zajímavé je pak o něco jižněji se nacházející a paralelně probíhající

údolí Hučavy pramenící na západním svahu Vozky (1377 m n. m.) se závětrím v pramenné oblasti Hučivé Desné.



Obr. 12: Vodní toky a a-o systémy Hrubého Jeseníku – severní část (sensu Jeník, 1961). 1 – Sněžná kotlina, 2 – Kotlina pod Šerákem. Mapová data: DIBAVOD (2006), ArcČR®500.

3.3.3.3 Další toky Hrubého Jeseníku

Další toky Hrubého Jeseníku v povodí Bělé, Opavy a Moravice nejsou s ohledem na a-o systémy díky své orientaci převážně k severu a východu zřejmě již tolik významné. Řeka Bělá, odvodňující Hrubý Jeseník k severu, vytváří se svými přítoky mohutné a široké rozvětvené údolí (obr. 12). Její levostranné přítoky mohou ve svých pramenných oblastech tvořit závětrné turbulentní prostory vodících údolí v povodí Desné a Branné. To se týká jistě Černého potoka pramenícího ve Sněžné kotlině na východním svahu Červené hory (1333 m n. m.) (Jeník, 1961). Dále je třeba zmínit Keprnický potok a jeho

přítok Rudohorský potok, které pramení na SV Keprníku, resp. na severním svahu Červené hory. Významný je také Javořícký potok pramenící v Kotlině pod Šerákem, jehož závěr je pravděpodobně nivační depresí (Jeník, 1961).

Východ a severovýchod pohoří odvodňuje k východu řeka Opava se svými třemi zdrojnicemi Černou, Střední a Bílou Opavou. Střední Opava pramení severně od Pradědu (1491 m n. m.), resp. východně od Malého dědu (1368 m n. m.) (obr. 11). Spolu se svým pravostranným přítokem Sokolím potokem pramenícím na východním svahu Pradědu vytváří závětrné protějšky pro potenciálně návětrná údolí Česnekového potoka a Divokého dolu v povodí Divoké Desné. Bílá Opava pak pramení na jižním svahu Pradědu poblíž sedla mezi ním a Vysokou holí (1464 m n. m.). Zde tvoří závětrné polohy pro návětrná údolí Velkého Dědova, popř. Sviního potoka.

Jihovýchodní a jižní svahy Vysokoholského hřbetu jsou odvodňované řekou Moravicí a jejími přítoky. Samotná Moravice pramení v ledovcovém karu Velké kotlině na jihovýchodním svahu Vysoké hole v závětrném prostoru a-o systému Divoké Desné (obr. 11). Významná je rovněž Volárka a také Kotelný potok díky svému prameni v nivační depresi Malé kotlině na jižním svahu Velkého Máje (1386 m n. m.) v závětrí systémů Merty. Nejjižnější část pohoří pak odvodňuje Podolský potok, jenž je prvním významnějším pravostranným přítokem Moravice. Ten v závěru svého údolí formuje závětrný prostor pro větev systému Merty mezi Jelením hřbetem (1367 m n. m.) a Břidličnou horou (1358 m n. m.).

3.3.4 Glaciální a periglaciální jevy

Navzdory bezprostřední blízkosti pevninského ledovce během vrcholů kvartérních glaciálů a nízko položené sněžné čáře nedocházelo v Hrubém Jeseníku v důsledku značné aridity klimatu ke vzniku skutečných horských ledovců s výjimkou jediného, jehož důsledkem je kar Velké kotliny na JV svahu Vysoké hole (ta disponuje největším vrcholovou plošinou v pohoří), který byl přibližně až 600 m dlouhý (Prosová, 1973). Hrubý Jeseník je však bohatý na periglaciální tvary, z nichž některé jsou v nejvyšších polohách nad alpínskou hranicí lesa aktivní i v současnosti (Křížek, 2016), díky čemuž toto území lze zařadit do okrajové periglaciální zóny (ta bývá vymezena rovněž průměrnou roční teplotou +3 °C), ačkoliv není přítomen permafrost (French, 2007). Pro

jejich přítomnost je důležitá regelační aktivita, tj. střídání zamrzání a rozmrzání, jež je častější v místech s menší či chybějící sněhovou pokrývkou, která působí jako tepelný izolant (Křížek, 2016). Proto je znalost větrných poměrů a z toho vyplývající distribuce sněhové pokrývky důležitá nejen pro dokreslení současné aktivity některých periglaciálních forem, ale i pro pochopení zákonitostí v rozmístění reliktních periglaciálních tvarů (např. mrazové sruby, tory, kamenná moře, soliflukční stupně a tříděné polygony (Křížek, 2016)). Nejlépe vyvinuté tříděné polygony Hrubého Jeseníku se nacházejí na Břidličné hoře (1358 m n. m.; obr. 13), na jejichž svazích se nacházejí rozsáhlá kamenná moře.



Obr. 13: Tříděné polygony na Břidličné hoře (Křížek, 2015)

Mezi aktivní periglaciální tvary v Hrubém Jeseníku lze zařadit každoročně vznikající malé tříděné kruhy na Keprníku, putující bloky, drobné soliflukční laloky, nivační deprese a půdní kopečky (Křížek, 2016). Putující bloky se vyskytují hlavně na svazích Keprníku, Vysoké hole, Jeleního hřbetu a Břidličné hory. Nivační deprese jsou četné především v závětrných polohách. Největší se vyskytuje v Mezikotlí, závěru údolí Volárky JZ od Velké kotliny. Půdní kopečky se pak vyskytují nejvíce na Keprníku a v okolí Tabulových skal na Pradědu. Aktivní bývají v průměru od poloviny listopadu do

konce jara a výskyt půdního segregáčního ledu v nich byl zaznamenán i v červenci (Křížek, 2016).

3.4 Klimatické poměry

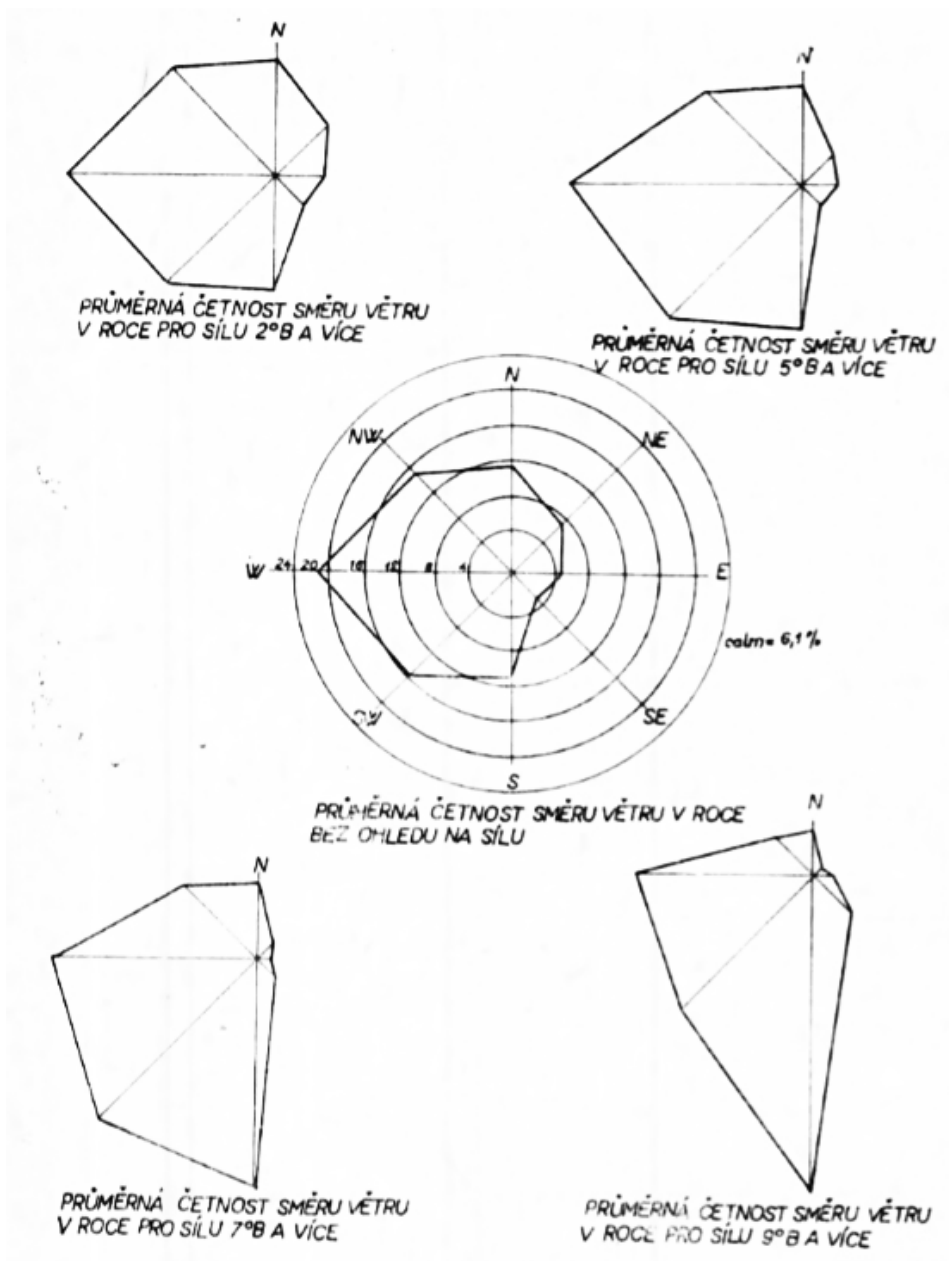
Klima nejvyšších poloh Hrubého Jeseníku není příliš detailně zdokumentováno. Důvodem je nedostatek empirických dat ze stanic vykonávajících dlouhodobá měření. Do roku 1997 zde existovala jediná stanice na vrcholu Pradědu (1491 m n. m.). Po ukončení jejího provozu byla soustavná měření zahájena až v roce 2004, ovšem na hoře Šerák (1351 m n. m.) na severním konci hřbetu Hrubého Jeseníku (Maděra et al., 2011). Extrapolace hodnot meteorologických prvků pomocí údajů z níže položených stanic je buďto jen velmi přibližná (v případě teplot) nebo takřka nemožná (rychlost a směr větru). Neexistence aktuálních dat podložených dlouhou kontinuální řadou tak výrazně omezuje využití staničních měření pro výzkum a-o systémů. Přesto historická klimatická data poskytují alespoň rámcový přehled o klimatických poměrech v pohoří.

Na hřebenech Hrubého Jeseníku panuje relativně velmi chladné podnebí, podle Köppenovy klasifikace klimatu klima subarktické (Dfc), v nejvyšších polohách hraničící s klimatem tundrovým (ET), které se vyznačuje teplotou nejteplejšího měsíce pod 10 °C. Průměrná roční teplota na Pradědu ve výšce 1490 m n. m. činila v letech 1947 až 1985 0,9 °C, červencová 9,6 °C a lednová -7,4 °C (AOPK). Ke konci uvedeného období byl nicméně patrný nárůst hodnot (MADĚRA et al., 2011) a tak je s ohledem na obecně rostoucí teploty vysoce pravděpodobné, že skutečně tundrové klima se v Hrubém Jeseníku pravděpodobně již nikde nevyskytuje. Průměrná roční teplota na Šeráku (stanice je o přibližně 150 metrů níže položena než stanice Praděd) od roku 2004 do současnosti činí přibližně 3,5 °C, červencová teplota 13 °C a lednová -5,5 °C (In-počasí, archiv, Šerák). Průměrný roční úhrn srážek činil na Pradědu (1947 až 1985) 1231 mm (AOPK) a na Šeráku (2004 až 2018) 1133 mm (In-počasí, archiv, Šerák). Zde je ovšem třeba mít na paměti odnášení především tuhých srážek větrem a v důsledku toho nižší naměřené úhrny oproti skutečnosti. Rozdíl je v podmínkách Hrubého Jeseníku odhadován na přibližně 200 mm za rok (MADĚRA et al., 2011). Průměrná roční maximální výška sněhové pokrývky na Pradědu činila v letech 1947 až 1985 195 cm, přičemž její souvislý výskyt býval od konce listopadu do poloviny dubna (AOPK).

3.4.1 Větrné poměry

Vrcholové partie Hrubého Jeseníku patří mezi největrnější místa v Česku. Stanice na Pradědu byla po Milešovce (stanice Sněžka s rychlostmi přes 11 m/s leží na území Polska) stanicí s druhou nejvyšší průměrnou rychlostí větru (8,5 m/s, 1961–90). Zajímavou skutečností je, že přinejmenším do roku 1990 byl na horských stanicích Česka včetně Pradědu patrný trend snižování rychlosti větru (MADĚRA et al., 2011).

Co se týče směru proudění, v případě Pradědu (data v osmi světových stranách) je v datech z let 1947–71 patrná značná převaha směrů Z, JZ a SZ (pořadí dle četnosti), které v celoročních průměrech představují 55 % všech případů. Naopak směry protilehlé (JV, V a SV) se vyskytly je v o něco více než 15 % měření. Přibližně 5 % pak představuje bezvětří či proměnlivý vítr. Zajímavá je skutečnost, že četnost směrů v zimním období (XI – III) je téměř totožná (Lednický, 1972). Jak vyplývá ze směrových růžic (obr. 14), čím větší rychlosti, tím více přibývá jinak nepřilíš prominentní směr jižní na úkor severního a severovýchodního. Je zde také velice signifikantní kontrast mezi J a JV směrem (Lednický, 1972). Nabízí se zde hypotéza usměrnění silného proudění celým Vysokoholským hřbetem orientovaným v této oblasti přibližně v ose S-J.

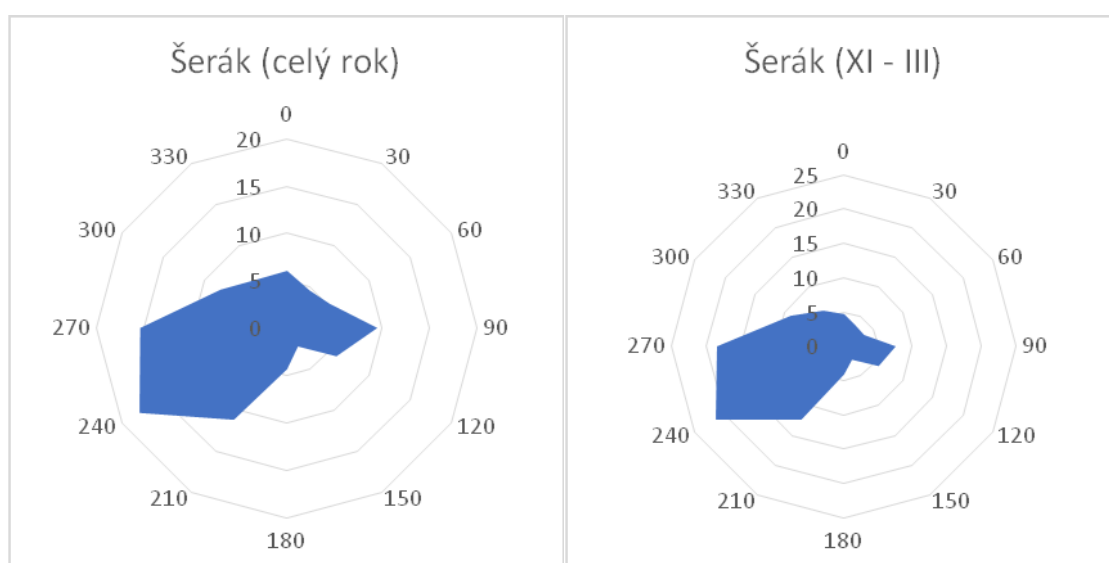


Obr. 14: Větrné růžice z Pradědu pro období 1951 až 1960 (Lednický, 1972). Prostřední růžice znázorňuje pomocí soustředných kružnic po 4 % absolutní četnost směru větru podle osmi světových stran bez ohledu na jeho rychlost. Ostatní růžice znázorňují relativní četnost směru větru pro rychlosti od (včetně) 2 (vlevo nahoře), 5 (vpravo nahoře), 7 (vlevo dole) a 9 (vpravo dole) stupňů Beaufortovy stupnice.

Průměrná rychlost větru na Šeráku v období od 6. 7. 2004 do roku 2018 včetně byla přibližně 6 m/s, v zimním období (XI – III) pak 7,2 m/s (NCDC). Stanice se však vůči převažujícím směrům větru nachází na závětrné straně vrcholu.

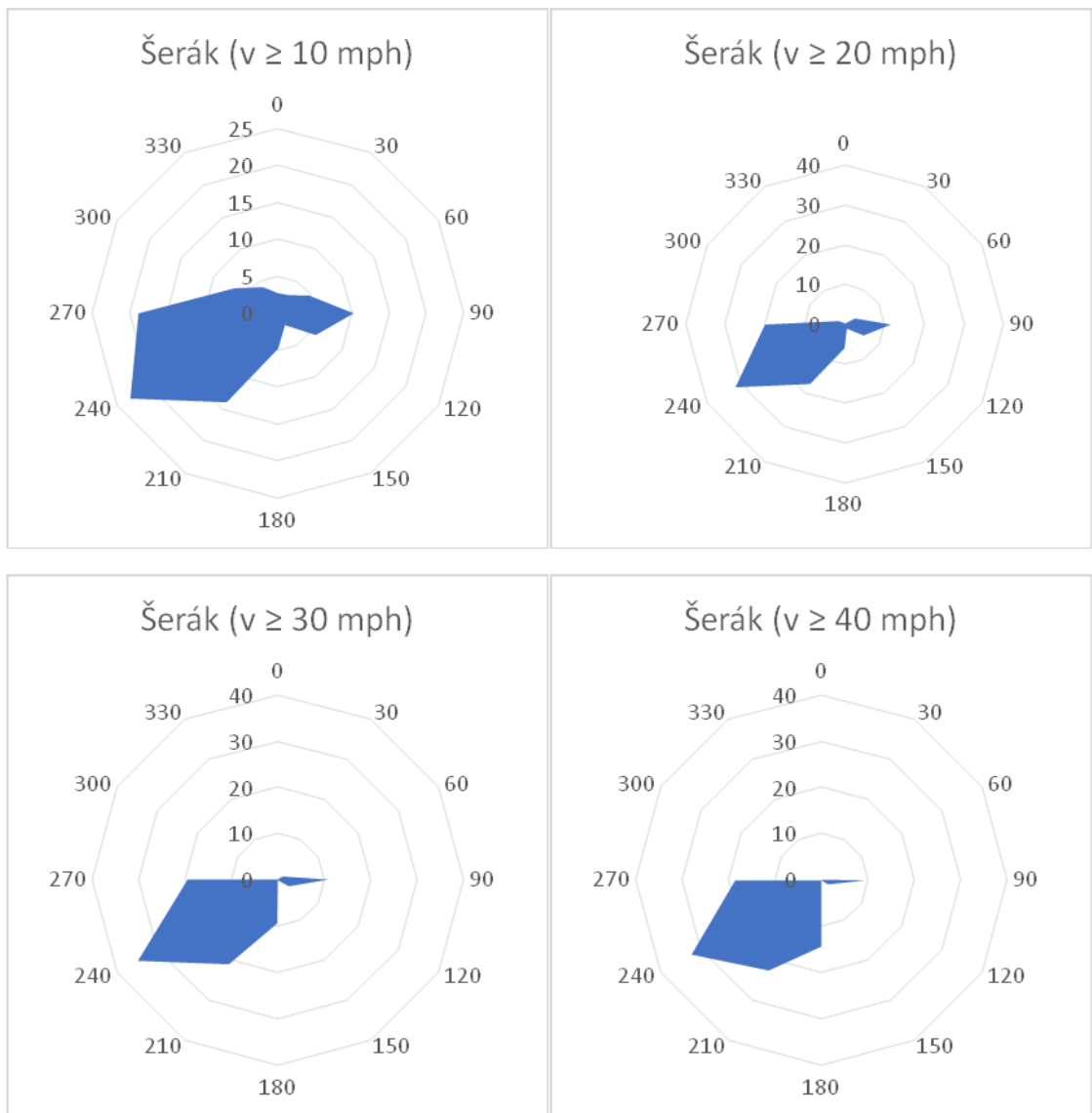
Analýza směru větru pak na Šeráku přináší oproti Pradědu značně odlišné výsledky (obr. 15). Z důvodu formátu vstupních dat jsou směry seskupeny podle azimutu

po 30° a rychlosti větru uvedeny v mílích za hodinu (mph). Jako na Pradědu je zde patrné maximum ze Z a JZ směru, SZ je ovšem již značně potlačen. Směry 210°, 240° a 270° v souhrnu představují 45 % případů. Ostatní směry už se vyskytují výrazně méně často, je zde ovšem zřetelně patrné druhotné maximum z V směru (9,5 % z azimutu 90°). Nejméně častý je pak směr 150° (2,3 %). Proměnlivý vítr nebo bezvětří představují necelá 4 % (NCDC). V případě zimních měsíců (XI-III) zůstává tvar růžice rámcově zachován, jen primární Z-JZ maximum je ještě výraznější (52 % z azimutů 210°, 240° a 270°), naopak sekundární maximum z východu je poněkud potlačeno, jakkoliv je stále zřetelně patrné (7,5 % z azimutu 90°) (NCDC).

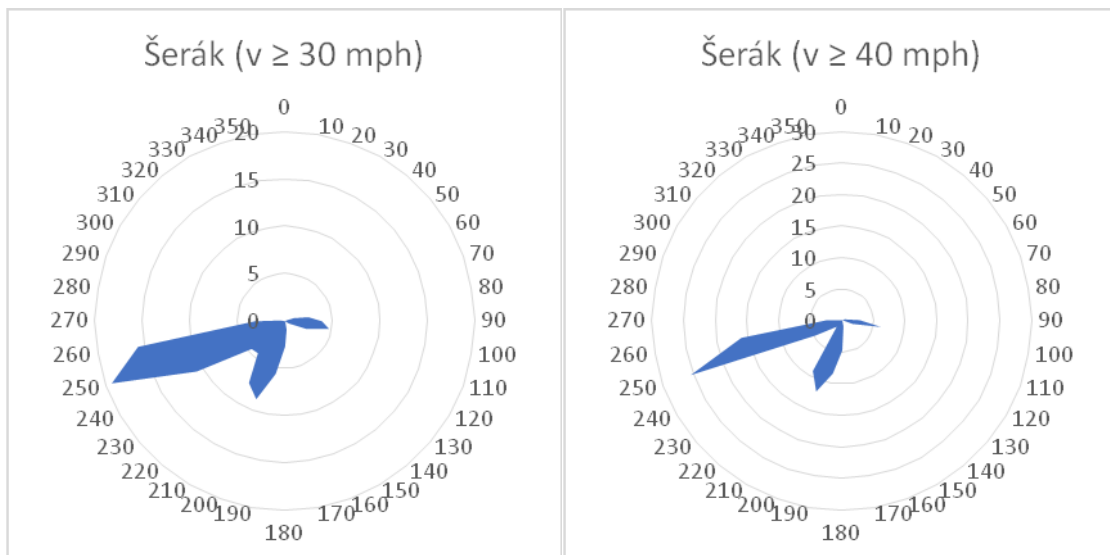


Obr. 15: Procentuální zastoupení směru větru na stanici Šerák pro celý rok a pro zimní období (NCDC). (zimní období = listopad až březen) na základě dat z období 6. 7. 2004 - 31. 12. 2018 s rozlišením 30°.

Se zvyšující se rychlostí větru, dochází na Šeráku ke zvýrazňování obou zmíněných hlavních směrů proudění, na úkor ostatních, nejvíce S a JV (obr. 16; NCDC). Nelze také opomenout rostoucí podíl větru z jižního směru (směr 180°), silně patrný u rychlostí větších či rovných 30 mph (cca 13,5 m/s ~ 7 °B a více), navíc kontrastující se směrem 150°, který se při těchto rychlostech téměř nevyskytuje (9,4 % vs. 0,2 %). Tento jižní směr je ještě výraznější při zobrazení směrových dat v původním rozlišení, tedy po desítkách stupňů (obr. 17). Zde je dokonce rozlišitelné sekundární maximum četnosti směru s vrcholem na azimutu 200°, které je i výraznější než maximum z východního směru. Ještě zřetelnější jsou uvedené skutečnosti u rychlostí od 40 mph (cca 18 m/s ~ 8,5 °B) (NCDC).



Obr. 16: Procentuální zastoupení směru větru na stanici Šerák pro různé rychlosti větru (NCDC). na základě dat z období 6. 7. 2004 - 31. 12. 2018 s rozlišením 30°.



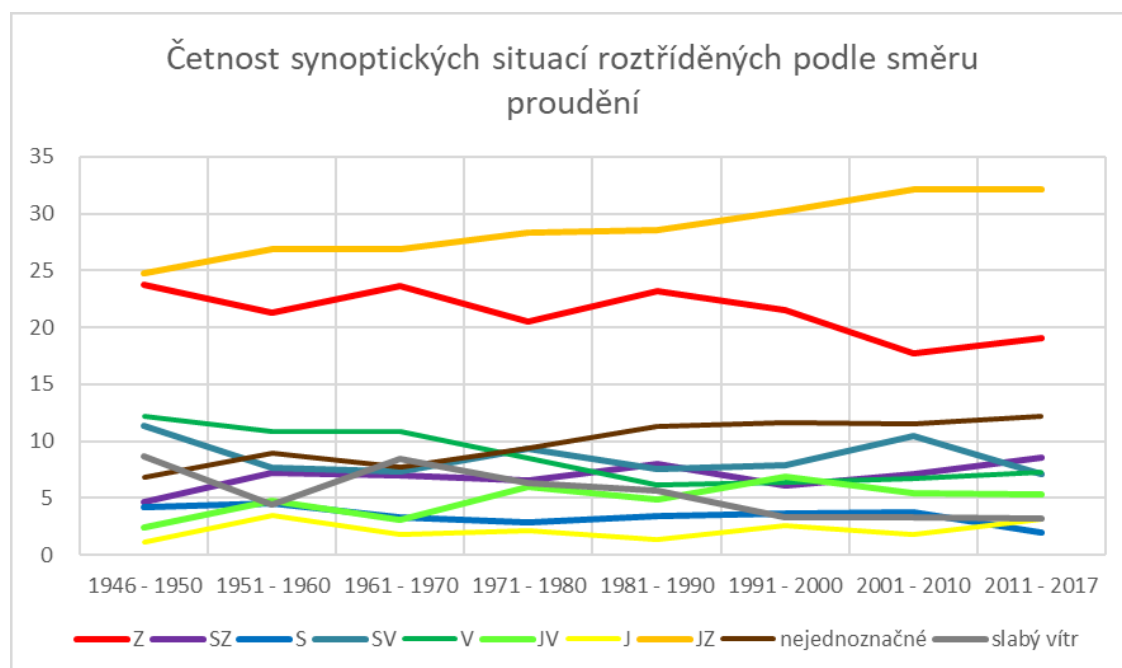
Obr. 17: Procentuální zastoupení směru větru na stanici Šerák pro různé rychlosti větru (NCDC), na základě dat z období 6. 7. 2004 - 31. 12. 2018 s rozlišením 10°.

Dominance tří ostře vymezených směrů větru u vysokých rychlostí podporuje teorii existence a-o systémů, jejichž usměrňující vliv se zvyrazňuje spolu s rostoucí rychlostí větru. Pravděpodobné je taky poněkud překvapivě vodící působení údolí Javoříckého potoka vzhledem k podružnému maximu od východu. U vysokých rychlostí větru jej totiž nelze vysvětlit termickým údolním větrem, jehož vliv by se jinak vzhledem k umístění stanice poblíž hrany svahu nad závěrem tohoto údolí mohl projevovat. Zdaleka nejčastější směr od ZJZ však neodpovídá žádnému popsánému a-o systému. Jde o směr souběžný s hřebenem klesajícím k Mračné hoře (1272 m n. m.) a proud větru tak směřuje k vrcholu Šeráku (1351 m n. m.) po jeho severní straně. Lze tedy vyslovit hypotézu, že tento hřeben usměrňuje proudění volné atmosféry, z čehož vyvstává další rozměr problematiky vlivu terénu na proudění větru. Je ale pravdou, že tento směr odpovídá právě očekávatelnému nejčastějšímu směru v proudění ve volné atmosféře.

Z výše uvedeného je zřejmé, že ačkoliv mezi větrnými poměry na Pradědu (1491 m n. m.) a Šeráku (1351 m n. m.) existuje jistá podobnost (dominující západní vítr při běžných rychlostech), jsou zde velmi patrné zásadní rozdíly dané pravděpodobně lokálními vlivy. Potíž při srovnání obou řad může být ale v tom, že se časově neshodují, a tudíž nezachycují tytéž klimatické podmínky.

Porovnatelnost obou datových řad může pomoci zhodnotit rozbor změny výskytu synoptických situací nad Českou republikou v období 1946 až 2017 (ČHMÚ). Pokud jsou

seskupeny podle přibližného směru větru ve volné atmosféře, získáme přehled o změnách četnosti směru větru. Jde však pouze o zjednodušené orientační údaje, neboť jednotlivé synoptické typy v sobě zahrnují značnou variabilitu podmínek a především proto, že přízemní proudění se od proudění ve volné atmosféře značně liší (vlivem tření stočeno směrem k nižšímu tlaku vzduchu) a to na každém místě jinak. Jak vyplývá z grafu četnosti směru větru ve volné atmosféře daného synoptickou situací nad ČR (1946 až 2017) (obr. 18), je patrný postupný nárůst četnosti jihozápadních situací, a naopak úbytek u situací západních. O něco méně zřetelný je úbytek výskytu situací východních a nárůst v případě situací jihovýchodních. Nakonec je zřejmý úbytek situací s anticyklonou nad střední Evropou (slabý vítr) a nárůst počtu situací z nichž nelze jednoznačně určit směr proudění (cyklona nad Stř. Evropou, výšková cyklona, putující anticyklona) (ČHMÚ). Ani jeden z uvedených trendů však nepomáhá vysvětlit rozdíly mezi daty z Pradědu (1491 m n. m.) a Šeráku (1351 m n. m.), z čehož lze usuzovat, že jsou způsobeny spíše vlivy reliéfu než změnou klimatických podmínek mezi oběma obdobími.



Obr. 18: Vývoj četnosti skupin synoptických situací na území ČR podle směru proudění po dekadách (ČHMÚ).

3.4.2 Směry větru v Hrubém Jeseníku během vrcholů kvartérních glaciálů

Otázka klimatu v geologické minulosti, především od konce neogénu, je z hlediska fungování a-o systémů velice důležitá. Jakkoliv se dříve pro většinu trvání glaciálů

obecně předpokládala převaha západních či severozápadních směrů větru, v obdobích jejich vrcholů byl předpokládán spíše vítr severovýchodní, daný termicky podmíněnými anticyklonami nad severně položeným pevninským ledovcem (Jeník, 1961). Novější studie však na základě výzkumu sprašových usazenin dokládají, že i v těchto obdobích na území střední Evropy patrně převládaly větry převážně severozápadního směru (Bokhorst et al., 2011; Sebe et al., 2015). Tomu nasvědčuje už samotná existence karu a nivačních depresí na V nebo JV svazích, které musely vzniknout dlouhodobým ukládáním sněhu v závětrí při Z až SZ proudění. Poněkud jiné výsledky přinášejí některé paleoklimatické modely předpokládající během posledního glaciálního maxima na území střední Evropy výrazně vyšší podíl proudění od jihu až východu. To se však mělo týkat především letních měsíců, kdy k ukládání sněhu docházelo jen v malé míře (Ludwig et al., 2016).

3.5 Alpínské bezlesí v Hrubém Jeseníku

Na území Hrubého Jeseníku se díky značnému převýšení pohoří nachází několik výškových stupňů, přičemž nejvyšší polohy se nacházejí ve stupni alpínském, pro nějž je typické alpínské bezlesí nad horní hranicí lesa (v Česku dále již jen v Krkonoších a na Králickém Sněžníku) s porosty borovice kleče (*Pinus mugo*). Ta však na rozdíl od Krkonoš není v Hrubém Jeseníku původní, ale vyskytuje se v důsledku umělého vysazování v průběhu 19. a 20. století (Hošek, 1973). V minulosti byla mnohokrát diskutována otázka přirozenosti alpínského bezlesí v pohoří. Klimatické podmínky, malá výška stromů na hranici lesa a přítomnost periglaciálních tvarů (i recentních) však jasně svědčí pro jeho původnost (Treml, Banaš, 2004). Od 17. do 19. století nicméně bylo bezlesí mnohem rozsáhlejší v důsledku lidské hospodářské činnosti a z menší části i nižších teplot (Treml, Banaš, 2004).

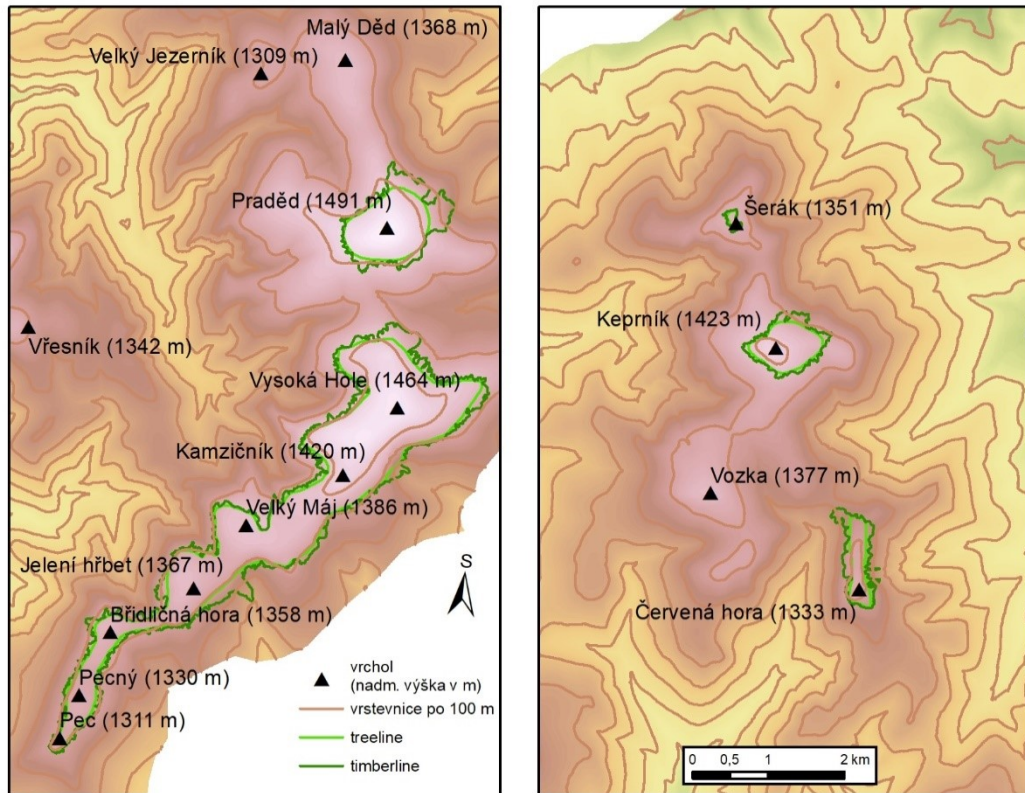
Horní hranice lesa není typicky ekoton s ostrým přechodem, ale spíše difuzivní a ostrůvkovitý, tedy zóna, v níž ve směru gradientu nadmořské výšky dochází k postupnému rozvolňování porostu (Treml, Banaš, 2004). V případě potřeby vymezit konkrétní linii používají různí autoři různé charakteristiky a jejich hodnoty. Nejčastěji je však hranice lesa určena výškou stromů 5 m a zápojem jejich korun 50 % (Treml, Migoń, 2015). Pro zjednodušení se rovněž kromě hranice lesa (timberline) vymezuje tzv. treeline, která je spojnicí nejvyšších bodů timberline v jednotlivých segmentech svahu

definovaných podle orientace vůči světovým stranám. Její poloha je téměř výhradně určena teplotními poměry v místě. Timberline je oproti tomu výsledkem pestré palety různých dalších vlivů, jakkoliv hlavním z nich stále zůstává průměrná teplota v růstové sezoně (V – IX). Ta bývá v globálním měřítku na hodnotách $6,7 \pm 0,8$ °C (Tremml, Migoń, 2015). Kromě teploty se jako důležitý klimatický faktor jeví síla větru (viz kapitolu 2.3) a akumulace sněhu, které oddalují nástup vegetační sezony v závětrí, a naopak odvívání sněhu na návětrí (Tremml, Migoń, 2015). Laviny působící destrukci lesních porostů způsobují lokálně významné snížení hranice lesa, která pak bývá také výrazně ostřejší. Poloha ekotonu horní hranice lesa je velice konzervativní, tedy změny klimatických podmínek se na ní projevují jen velmi pozvolna, a to v důsledku dalších faktorů (Tremml, Banaš, 2004). Mezi ně patří především biologické vlivy jako je spásání mladých stromků zvěří, kompetiční vztahy s ostatními rostlinami, plísňové infekce v zamokřených místech a vlivy geomorfologické (orientace a sklon svahu a svahové procesy, především katastrického charakteru – mury ap.). V neposlední řadě pak hrají významnou roli vlivy antropogenní, hlavně hospodaření ve vrcholových oblastech a atmosférické znečištění (Tremml, Migoń, 2015).

Horní hranice lesa (timberline) v Hrubém Jeseníku je v porovnání s Krkonošemi užší a méně rozkolísaná a asi o 70 m výše položená. Průměrně se nachází ve výšce 1302 m n. m., nejčastěji mezi 1300 a 1350 m n. m. Nejvýše dosahuje na západním svahu Pradědu (1430 m n. m.), přičemž obecně dosahuje největších výšek právě v západním kvadrantu. Nejnižší sahá pak v místech svahových disturbancí (méně než 10 %) s minimem 1070 m n. m. v Malé kotlině. Treeline se pak průměrně nachází ve výšce 1320 m n. m. (Tremml, Banaš, 2004; Tremml, Migoń, 2015). Vzhledem k tomu, že průměrná teplota na hranici lesa bývá v Hrubém Jeseníku asi o 0,5 °C vyšší než např. v Alpách, je zřejmé, že na její polohu mají vliv i jiné než klimatické faktory (Tremml, Migoń, 2015). Tím je patrně intenzivní zemědělské využívání vrcholových partií pohoří v minulých staletích a v menší míře též nižší teploty v minulosti (nárůst v létě o 0,07 °C/10 let). V důsledku toho dochází k postupu timberline vzhůru o 0,3 m/rok. Treeline je nicméně takřka stabilní (Tremml, Migoń, 2015).

Na rozdíl od Krkonoš se alpské bezlesí v Hrubém Jeseníku vyskytuje, s výjimkou rozlehlejšího souvislého pásu od Pece (1311 m n. m.) po Petrovy kameny (1446 m n. m.), ve vícero drobných enklávách: Praděd (1491 m n. m.), Červená hora (1333 m n. m.), Keprník (1423 m n. m.) a Šerák (1351 m n. m.) (obr. 19; Tremml, Migoń, 2015).

Dříve byla také uváděna enkláva na Malém dědu (1368 m n. m.) a v masivu Mravenečnicku (1343 m n. m.) (Tremel, Banaš, 2004), s nimiž bylo také při dále prezentované studii počítáno.



Obr. 19: Poloha hranice lesa (timberline) a poloha treeline v Pradědské a v Keprnické hornatině (Tremel, Migoň, 2015). Topografická data: DMR 4G.

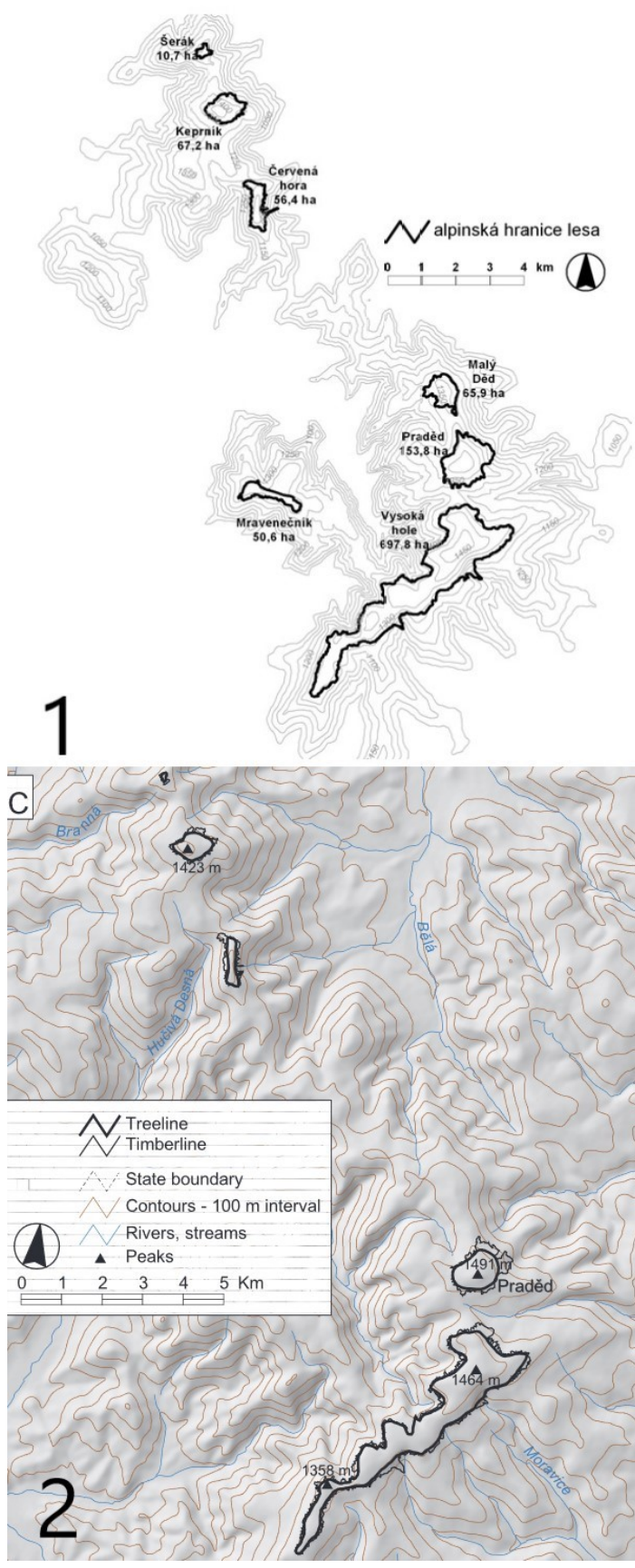
4 Metody

Výzkumná část této práce se skládá ze dvou částí. První, hlavní část, spočívá v podrobném a celistvém zmapování vlajkových forem stromů v Hrubém Jeseníku v okolí horní hranice lesa a nad ní. Hlavní zjišťovanou informací byl směr a míra deformace vybraných jedinců či skupin. Druhá část je zaměřena na měření hloubky sněhu napříč vrcholovou partií na dvou lokalitách.

4.1 Mapování vlajkových forem

4.1.1 Mapované lokality

Zájmovou oblastí výzkumu byly všechny oblasti v Hrubém Jeseníku nacházející se v těsné blízkosti horní hranice lesa a nad ní. Vymezení horní hranice lesa bylo převzato dle Tremla a Migoñe (2015), přičemž studovaná oblast byla rozšířena o dřívější jiné vymezení alpského bezlesí v Hrubém Jeseníku (Treml, Banaš, 2004) (obr. 20). Fakticky šlo o okolí Mravenečnicku (obr. 21) a Vřesníku a o okolí Malého Dědu, která se svým velmi řídkým porostem přinejmenším mezi lokality v blízkosti horní hranice lesa patří. Rovněž byla prozkoumána oblast kolem vrcholu Vozky (1377 m n. m.), který leží ve značné nadmořské výšce a kde je porost rozvolněn. Podobně byla zahrnuta i další místa, níže položená, v nichž byly deformace korun, přesněji jejich vrcholů, patrné i u jedinců rostoucích v lese (výčet v kapitole 6.7). Ty však již nebyly mapovány systematicky, ale pouze orientačně při průchodu územím. Poskytují tak pouze doplňující informaci.



Obr. 20: Dvojí vymezení alpínskeho bezlesí v Hrubém Jeseníku. 1 – dle Treml, Banaš, 2004; 2 – dle Treml, Migoň, 2015.

Při snaze systematicky pokrýt především okolí horní hranice lesa a hřbetnici, byla měření deformací prováděna v rozestupech většinou 30-100 m. V případě rovných úseků svahu byly rozestupy mezi místy měření spíše větší, v závěrech údolí a dalších zakřivených úsecích spíše menší. Výrazně větší rozestupy byly na hřbetnici s velmi řídkým výskytem stromů a pak při nahodilých měřeních v hustším porostu.



Obr. 21: Pohled na vrchol Mravenečníku od východu.

Na některých místech nebylo možné provést změření korun stromů vzhledem k nedostupnosti způsobené rozsáhlými areály neproniknutelné kleče. Jde přibližně o tyto oblasti:

- Závětrí nejjižnější části Vysokoholského hřbetu až po sedlo mezi Břidličnou horou a Jelením hřbetem
- SV svah Vysoké hole
- SSV svah Pradědu
- značná část vrcholové plošiny Malého dědu, hlavně její jižní část
- značná část vrcholové oblasti Keprníku, především ve východní polovině
- jižní polovina vrcholu Šeráku

Použití satelitních či leteckých snímků nebylo kvůli nečitelnosti směrů díky vrženým stínům možné. Deformace jsou navíc mnohdy jen velmi nevýrazné a bez

průzkumu zblízka nejsou zřetelné. Lokálně také bylo nutné některá místa vynechat či obejít kvůli příliš prudkému svahu (Velká a Malá kotlina) nebo výskytu kamenných moří (SZ svah Břidličné hory).

4.1.2 Termíny měření a vybavení

Měření deformací korun stromů bylo provedeno autorem v průběhu celkem pěti dnů během léta a podzimu 2018, a to konkrétně takto:

- 27. 7. (pá) – Mravenečník, Dlouhé stráně, Vřesník
- 11. 9. (út) – nejjižnější část Vysokoholského hřbetu po sedlo mezi Jelením hřbetem a Velkým májem, okolí hřbetnice zbytku Vysokoholského hřbetu až po Petrovy kameny.
- 12. 9. (st) – obvod Vysokoholského hřbetu od Velkého máje po Petrovy kameny
- 13. 9. (čt) – Praděd a Malý děd
- 27. 9. (čt) – Červená hora, Vozka, Keprník, Šerák

Při výzkumu byly využity následující pomůcky: GPS přijímač (model GARMIN GPSmap 60C), buzola, fotoaparát a desky se zápisovými archy.

4.1.3 Postup měření

Celkem bylo provedeno měření na 467 místech (viz kapitolu 5 Výsledky). Pro měření byly vybírány evidentně zdravé stromy nestojící v zákrytu za jinými stromy vůči směru, odkud přicházela deformace. Byli vybíráni jak solitérní jedinci, tak jedinci ve shlucích a skupinkách, vždy s ohledem na jejich zjevnou reprezentativnost pro danou lokalitu. Primárně nebyl upřednostňován žádný druh vzpřímeně rostoucí dřeviny, nicméně až na výjimku v podobě jeřábu ptačího (*Sorbus aucuparia*) se vždy jednalo o zástupce druhu smrk ztepilý (*Picea abies*).

Při každém měření byly kromě souřadnic, nadmořské výšky (podle GPS) a času zaznamenány o každém stromu či skupině stromů tyto údaje: počet stromů (a zda ve volné skupině či shluku), druh, výška, směr deformace a míra deformace. Výška stromů byla odhadována vizuálně, a to na hodnoty 1, 2, 3, 4, 6 a 6+ metrů. Pokud bylo stromů pro

jedno měření použito více, byl napsán rozsah výšek. Směrem deformace koruny stromu se rozumí směr (azimut) uváděný jako úhel, kterým směřuje osa deformace na návětrné straně stromu. Ten byl určen za pomoci buzoly. V případě více jedinců byl stanoven jako průměr všech hodnocených stromů. Hodnoty směrů deformací korun stromů se však většinou v rámci jedné skupiny nelišily. Směry deformací korun stromů byly určovány po 10°. Vzhledem k tomu, že magnetická deklinace pro dané místo a období činila jen cca 4,7° východním směrem (NOAA), nebyly naměřené hodnoty o tuto chybu opravovány. Deformace koruny byla klasifikována do 5 tříd (zkratka v závorce odpovídá zkratce použité v tabulce v příloze 9):

- **Velmi dobře vyvinutá v celé koruně (VDV)** – v případě jedinců s neobvykle výraznou deformací
- **Dobře vyvinutá v celé koruně (DV)** – v případě jedinců s dobře zřetelnou deformací
- **Špatně vyvinutá v celé koruně (ŠV)** – v případě málo zřetelné deformace
- **Bez deformace (BD)**
- **Vyvinutá jen v horní části koruny (H)** – v případě deformace zřetelné jen ve vyšších partiích koruny

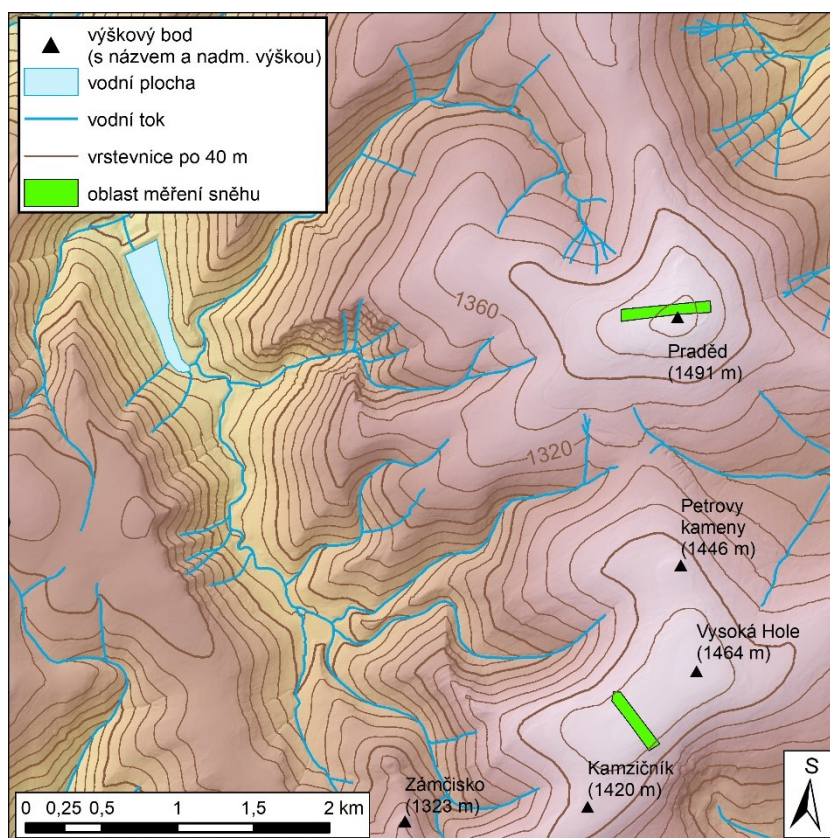
Kategorie jsou řazeny podle míry poškození, pouze kategorie H se pořadí vymyká proto, že nevypovídá o míře působení větru, ale její výskyt je vázán na hustší porosty. Jednotlivým kategoriím deformace lze zhruba přiřadit stupně Griggsova-Putnamova indexu v rozmezí 0 až 4 (tab. 2; obr. 9). Deformace odpovídající stupňům 5 a více nebyly zaznamenány. Informace o míře deformace je však nevyhnutelně zatížena subjektivitou a je třeba k ní s tímto vědomím přistupovat.

Tabulka 2: Přibližný vztah mezi kategoriemi deformace korun stromů a Griggsovým-Putnamovým indexem.

Kategorie deformace	Griggsov-Putnamův index
BD	0
ŠV	1 až 2
DV	2 až 3
VDV	4
HP	2 a více ve vrchní části koruny 0 v části spodní

4.2 Měření sněhové pokrývky

Měření sněhu bylo provedeno na profilovém pásu na severní straně Pradědu a na profilovém pásu v centrální části Vysoké hole. (obr. 22; tab. 3). Lokality byly vybrány s ohledem na dobře vyvinuté deformace stromů a nepřítomnost souvislého porostu kleče, který by mohl ve vrcholové oblasti s malou výškou sněhové pokrývky zkreslovat výsledky.



Obr. 22: Lokality měření výšky sněhové pokrývky 20. března 2019. Mapová data: ArcČR® 500, DIBAVOD, 2006.

Tabulka 3: Souřadnice okrajových bodů sněhoměrných profilů (Praděd: 1 – severozápadní a 2 - jihovýchodní bod; Vysoká hole: 3 - bod v severozápadní špiči profilu, 4 - jihovýchodní bod)

bod	Zeměpisná šířka	Zeměpisná délka
1	50°05.044'	17°13.651'
2	50°05.069'	17°14.146'
3	50°03.685'	17°13.821'
4	50°03.520'	17°14.099'

Měření proběhlo během jednodenní výpravy ve středu 20. března 2019. Termín byl vybrán i s ohledem na skutečnost, že se nachází v období, kdy bývá v nejvyšších horských polohách České republiky maximální sněhová pokrývky v sezoně (Tolasz,

2007). Zimní sezona 2018/2019 byla v Hrubém Jeseníku (data ze stanice Šerák) velmi bohatá na srážky (především prosinec a leden, kdy celkový úhrn činil více než 330 mm, více než dvojnásobek běžného úhrnu z let 2004 až 2016), přičemž zde po většinu času panovala mírně podprůměrná teplota, drtivá většina srážek tak spadla v podobě sněhu a příliš neodtávala. Nadprůměrně teplý únor se slabě podprůměrným množstvím srážek způsobil mírný pokles výšky sněhové pokrývky. Srážkově bohaté období mezi 9. a 15. březnem s více než 70 mm srážek při většinou záporných teplotách však přineslo opětovný nárůst výšky sněhové pokrývky (Infomet, 2019a; Infomet, 2019b). Celkově byla tedy sněhová pokrývky v Hrubém Jeseníku v době měření pravděpodobně silně nadprůměrně vysoká, ačkoliv na deflačních plošinách mohlo být množství sněhu poněkud sníženo v důsledku teplejšího a suššího února. Součástí vybavení byl GPS přijímač (model GARMIN GPSmap 60C), zápisový arch a skládací kovová sonda na měření sněhu o celkové délce 350 cm.

V každé z lokalit byla provedena měření sněhu ve dvou zhruba rovnoběžných liniích o délce přibližně 600 (Praděd), resp. 500 m (Vysoká hole), přičemž tyto linie byly od sebe vzdáleny přibližně 70 m. Měření v rámci linií byla provedena v bodech po 50-90 m. V každém bodě byla vykonána tři měření uspořádaná ve tvaru trojúhelníku o délce strany přibližně 3-5 m. Z odečtených údajů byl následně vytvořen aritmetický průměr a ten byl přiřazen danému bodu, jehož poloha byla určena pomocí GPS přijímače.

4.3 Zpracování dat

Data naměřená v terénu byla přepsána do elektronických tabulek v tabulkovém procesoru Microsoft Excel (Microsoft, 2016), který umožňuje jejich další zpracovávání a export. Údaje o poloze měřených stromů byly z GPS přijímače staženy do počítače a zde zobrazeny a dále zpracovávány v modulu ArcMap 10.5.1 (ESRI), v němž proběhla i tvorba mapových výstupů. Zde byly k bodům odpovídajícím jednotlivým stromům přiřazeny údaje importované z excelových tabulek. Tyto údaje byly následně použity ke grafickému znázornění naměřených hodnot a informací. Vztah nadmořské výšky měřených stromů a míry jejich deformace byl také v Microsoft Excel analyzován pomocí pearsonova korelačního koeficientu a ověřován pomocí t-testu.

Místa měření deformace stromů byla v ArcMap zakreslena pomocí bodů nesoucích vícenásobnou informaci o směru a míře deformací korun a výšce stromů. Místa měření výšky sněhu byla zakreslena jako body s uvedenou průměrnou naměřenou výškou sněhu. V oblasti mezi těmito body byla výška sněhu interpolována pomocí metody ordinary kriging se sférickým semivariogramem a vyhledávacím poloměrem 100 m. Tabulková data i mapové výstupy jsou součástí Přílohy.

4.4 Model větru

Ačkoliv je terénní mapování větrem deformovaných forem stromů časově i fyzicky náročné, poskytuje nenahraditelná data. Staniční měření sice poskytují úplnou informaci o větrných poměrech a jsou schopna zachytit jevy, které ze stromů nelze odhalit, jako je přítomnost druhořadých směrů proudění v místě nebo závislost směru na rychlosti proudění (viz kapitulu 3.4), z finančních a provozních důvodů je však nemožné provádět je v hustotě, která by zachytila všechny jevy podmíněné reliéfem. Počítačové modelování větrných poměrů pak sice poskytuje prostorově celistvou informaci, přesto však není schopné postihnout všechny důležité vlivy reliéfu, často působící na delší vzdálenosti, jako je tomu u a-o systémů. Příkladem může být model využitý pro vytvoření detailní mapy klimatologie větru na území České republiky, popsany v článku Hanslian, Hošek, 2015, který lze pokládat v současné době za jeden z nejkvalitnějších. Model byl, zjednodušeně řečeno, vytvořen následujícím způsobem:

Z dat ze 78 stanic z let 1997-2006 byla po odečtení lokálních vlivů interpolací vytvořena síť obecných větrných podmínek s rozlišením 2 km. Následně byly v síti s rozlišením 100 m v různých výškách nad povrchem aplikací několika podřízených modelů simulujících vliv orografie, drsnosti povrchu a terénních překážek, vypočítány průměrná četnost a průměrná rychlost větru ze 12 směrů (po 30°). Výsledky byly následně verifikovány pomocí empirických dat z pozdějšího období a byly provedeny systematické korekce.

4.4.1 Zpracování dat modelu

Pro porovnání výstupu modelu s terénními daty získanými pro účely této práce byla data z modelu zpracována do informace, která by měla přibližně odpovídat výsledku působení větru na koruny stromů, a to podle následujícího postupu za použití MS Excel:

1) Z modelu byl vypočítán součin průměrné četnosti a rychlosti větru ve výšce 10 m ze všech dvanácti směrů (0° , 30° , 60° , atd.) v každém bodě sítě $100 * 100$ m ve zkoumaném území. Body, kde nebyl soubor hodnot kompletní, byly z výpočtu vynechány.

2) Každý z těchto součinů byl zvlášť vynásoben hodnotou sinu a cosinu odpovídající úhlu daného směru větru.

3) Byl vypočítán aritmetický průměr hodnot vynásobených sinem i hodnot vynásobených cosinem v každém bodě sítě.

4) Průměr ze sinů byl vydělen průměrem cosinů, čímž byla získána jedna hodnota tangentu pro každý bod sítě. Ta byla následně přeočtena na arcustangens a dále na úhlové stupně.

5) Protože výsledky kroku 4 spadaly do množiny (-90° ; $+90^\circ$), bylo nutné je upravit v závislosti na znaménku průměru sinů a cosinů přičtením určité hodnoty, a to následujícím způsobem:

- Když sin (-) a cos (-), tak $+ 180^\circ$
- Když sin (-) a cos (+), tak $+ 360^\circ$
- Když sin (+) a cos (-), tak $+ 180^\circ$
- Když sin (+) a cos (+), tak $+ 0^\circ$

Takto získaná hodnota představuje informaci, která by šla nazvat průměrný směr působení větru. Jde vlastně o průměrný směr větru, kdy každá složka je vážena průměrnou rychlostí větru.

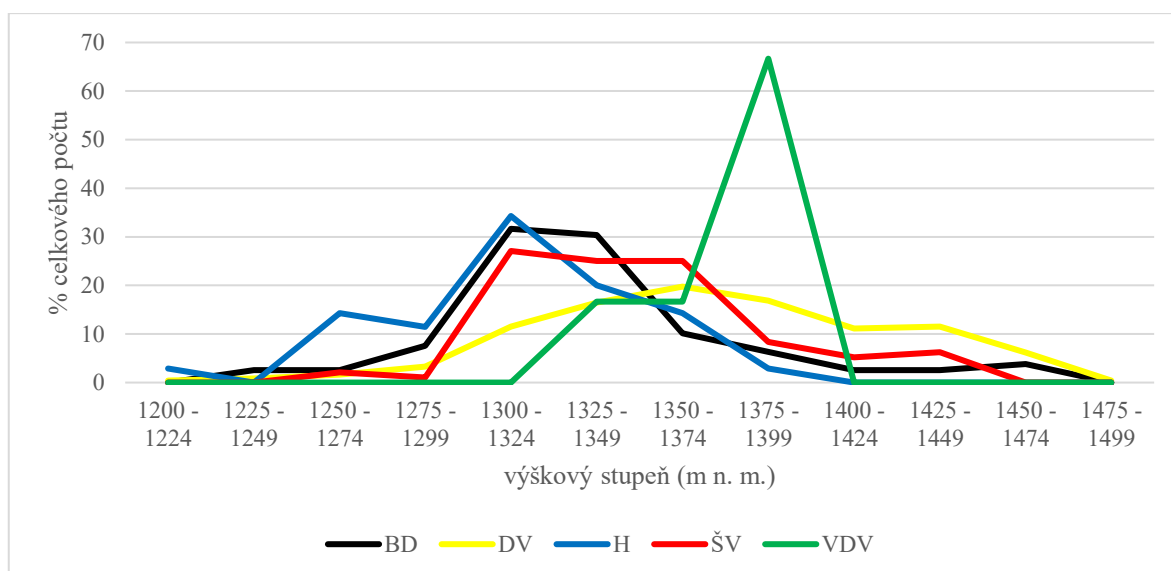
5 Výsledky

5.1 Deformace korun stromů

5.1.1 Míra deformace koruny

V rámci území vymezeného v předchozí kapitole byly měřeny asymetrie a další charakteristiky stromů na celkem 467 místech (příloha 11 až 21). Přesný počet zkoumaných stromů nelze určit, protože v mnohých případech se jednalo o úzce propojené skupinky stromů, v nichž nebylo možné spolehlivě rozlišit jednotlivé jedince.

Míra deformace stromů roste s narůstající nadmořskou výškou (obr. 19; tab. 2). Tato závislost patrně existuje v případě všech kategorií deformace s výjimkou kategorie s deformací pouze v horní části stromu (H). Její výskyt je totiž vázán na porosty s hustším zápojem a nevypovídá tak o samotné míře působení větru. Hodnota Pearsonova korelačního koeficientu pro závislost kategorií deformace na nadmořské výšce činí přibližně $r = 0,302$ (kategoriím byly pro tento účel přiřazeny tyto hodnoty: Bez deformace (BD) = 1, Špatně vyvinutá deformace (ŠV) = 2, Dobře vyvinutá deformace (DV) = 3 a Velmi dobře vyvinutá deformace (VDV) = 4; kategorie H nebyla započtena). Dále byl proveden t-test podle vzorce $t = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}}$, kde n je počet měření a r hodnota korelace, s nulovou hypotézou, že $r = 0$ na hladině významnosti 0,05. Při $414 - 2$ stupních volnosti a korelaci 0,302 byla výsledkem hodnota $t = 6,430$, která odpovídá hodnotě $p < 0,001$. Nulová hypotéza tedy nebyla potvrzena, a korelace tak velmi pravděpodobně existuje, i když není příliš silná.

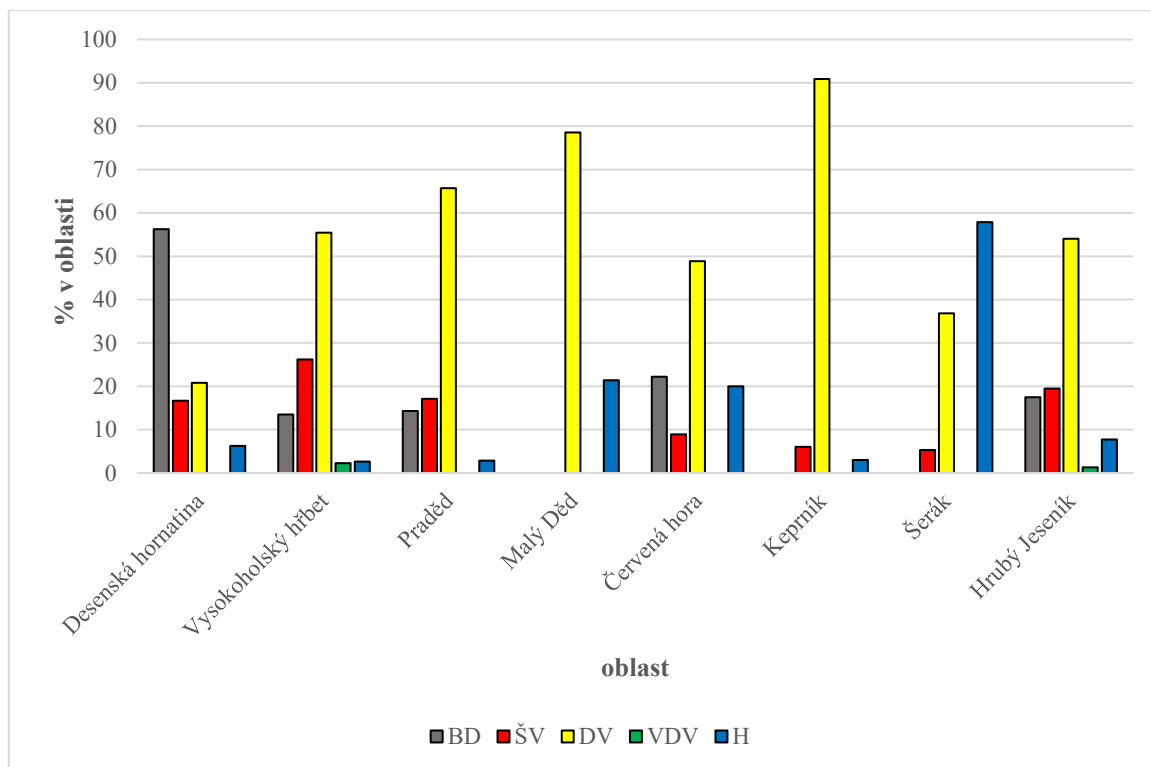


Obr. 23: Rozložení výskytu jednotlivých kategorií deformace stromů ve výškových stupních. Procenta vyjadřují část z celku kategorií, nikoliv výškových stupňů.

Tabulka 4: Počet, procentuální zastoupení a medián a průměr nadmořské výšky jednotlivých kategorií deformace stromů pro studovanou oblast Hrubého Jeseníku.

	Počet	%	Medián nadmořské výšky	Průměr nadmořské výšky
H	36	7,7	1322	1315
BD	82	17,5	1328	1335
ŠV	91	19,5	1337	1347
DV	252	54,0	1368	1371
VDV	6	1,3	1385	1374
celek	467	100,0	1349	1355

Jednotlivé kategorie deformací také nejsou rozmístěny rovnoměrně v rámci celého pohoří, ale existují výrazné rozdíly mezi jednotlivými oblastmi (tab. 5). Výrazněji vyvinuté deformace se nacházejí v největším zastoupení především na Keprníku, Pradědu a Malém dědu, při detailním pohledu pak na Vysoké holi (v rámci Vysokoholského hřbetu nelze jednoznačně exaktně vymezit jednotlivé oblasti, a proto je zde uváděn jako celek). Naopak obecně málo či vůbec vyvinuté deformace jsou typické pro Desenskou hornatinu, jižní část Vysokoholského hřbetu a pro Červenou horu (zde jde hlavně o stromy bez deformace).



Obr. 24: Zastoupení jednotlivých kategorií deformace stromů v jednotlivých oblastech Hrubého Jeseníku a v celku.

Tabulka 5: Oblasti s výskytem jednotlivých kategorií deformace stromů vyšším, než je průměr v rámci celého Hrubého Jeseníku.

H	Červená hora; Šerák, Malý děd
BD	Desenská hornatina; Červená hora
ŠV	Vysokoholský hřbet – především jižní, níže položená část
DV	Keprník, Praděd, Malý děd, Vysokoholský hřbet – především výše položená severní část
VDV	Vysokoholský hřbet – pouze dvě polohy: severní svah Břidličné hory a severní svah k SV vybíhající rozsochy Vysoké hole

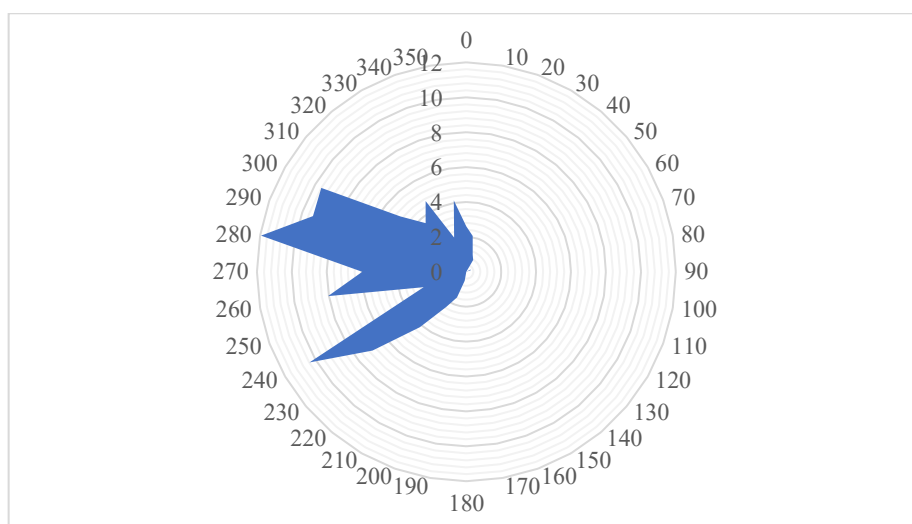
Pozoruhodná je velká variabilita v četnosti výskytu stromů bez deformace vzhledem k orientaci svahu (tab. 6). Zatímco na západních a severozápadních svazích nevykazovaly stromy žádné známky deformace v méně než 5 % případech, v případech jižních až východních orientací se jednalo o 20 až 30 % měření.

Tabulka 6: Zastoupení stromů bez deformace na svazích s různou orientací v % pro studovaná místa v Hrubém Jeseníku.

S	11,1
SV	28,2
V	25,0
JV	20,8
J	30,4
JZ	26,3
Z	4,9
SZ	2,9

5.1.2 Směr deformace koruny

Ve 385 ze 467 zmapovaných případů (82,5 %) byla identifikována deformace korun stromů. Mezi jednotlivými směry deformací (úhel shodný se směrem osy deformace na návětrné straně stromu) byly v rámci celého pohoří zjištěny veliké rozdíly v četnosti výskytu. Více než dvě třetiny deformací spadají do západního kvadrantu (69,9 %), přibližně jedna čtvrtina do kvadrantu severního (26 %), do kvadrantu jižního jen 8,6 % a kvadrant východní je zastoupen zcela mizivým podílem případů (0,5 %). Mezi jednotlivými sousedními směry s rozlišením 10° existují velmi výrazné rozdíly (obr. 25). Zřetelná maxima s výskytem každého jednotlivého směru vyšším než 5 % jsou směry 230°, 240° a 260 až 300°, přičemž nejčastější je směr 280° s výskytem v 11,9 % případů (tab. 7).

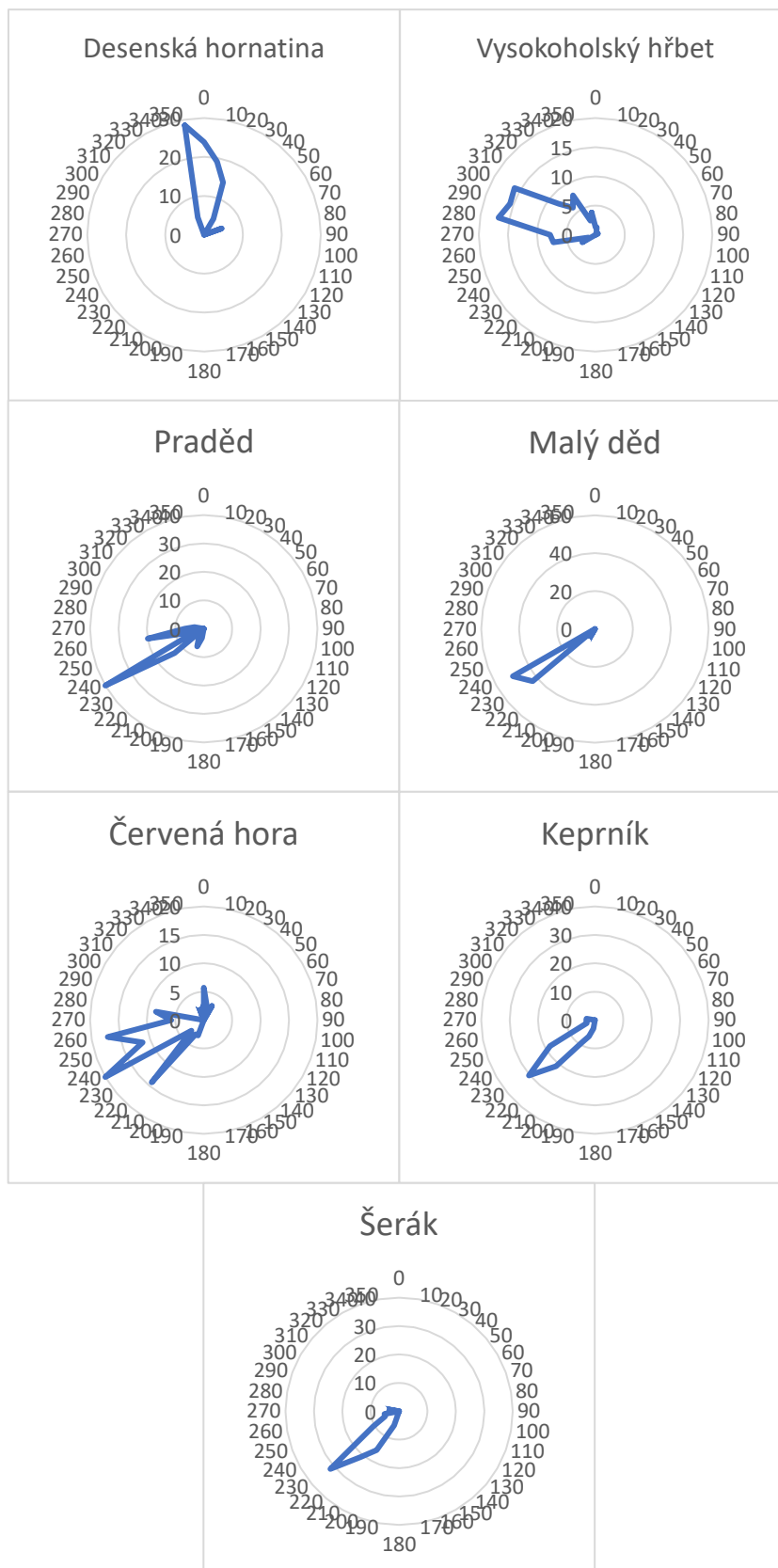


Obr. 25: Směr deformace stromů v Hrubém Jeseníku, četnost (%; radiální osa) podle směru (°, kruhová osa)

Tabulka 7: Počet a procentuální zastoupení míst měření podle směru deformace (°) v rámci celého Hrubého Jeseníku.

Azimut deformace	Počet	%	Azimut deformace	Počet	%	Azimut deformace	Počet	%
0	10	2,6	120	0	0,0	240	40	10,4
10	8	2,1	130	0	0,0	250	10	2,6
20	4	1,0	140	0	0,0	260	31	8,1
30	3	0,8	150	0	0,0	270	23	6,0
40	0	0,0	160	0	0,0	280	46	11,9
50	0	0,0	170	0	0,0	290	36	9,4
60	1	0,3	180	0	0,0	300	37	9,6
70	1	0,3	190	2	0,5	310	19	4,9
80	0	0,0	200	6	1,6	320	14	3,6
90	0	0,0	210	9	2,3	330	18	4,7
100	0	0,0	220	16	4,2	340	8	2,1
110	0	0,0	230	27	7,0	350	16	4,2

Směry deformací se liší mezi jednotlivými oblastmi v pohoří (obr. 26). Na izolovaných vrcholech Pradědu, Malém dědu, Keprníku a Šeráku zcela dominují deformace z JZ směru, přičemž na Pradědu se v menší míře vyskytují i směry přibližně západní a jižní. Podobná situace je i na Červené hoře, kde se ale vyskytují i jiné výrazné směry, a to přibližně od západu a na východní závětrné straně i od severu. Zcela jiné směry byly zjištěny na Vysokoholském hřbetu. Zde byly v naprosté většině zjištěny směry od západu až severozápadu. Od zbytku pohoří odlišné podmínky panují také v Desenské hornatině s deformacemi takřka výlučně na severní straně stromů.



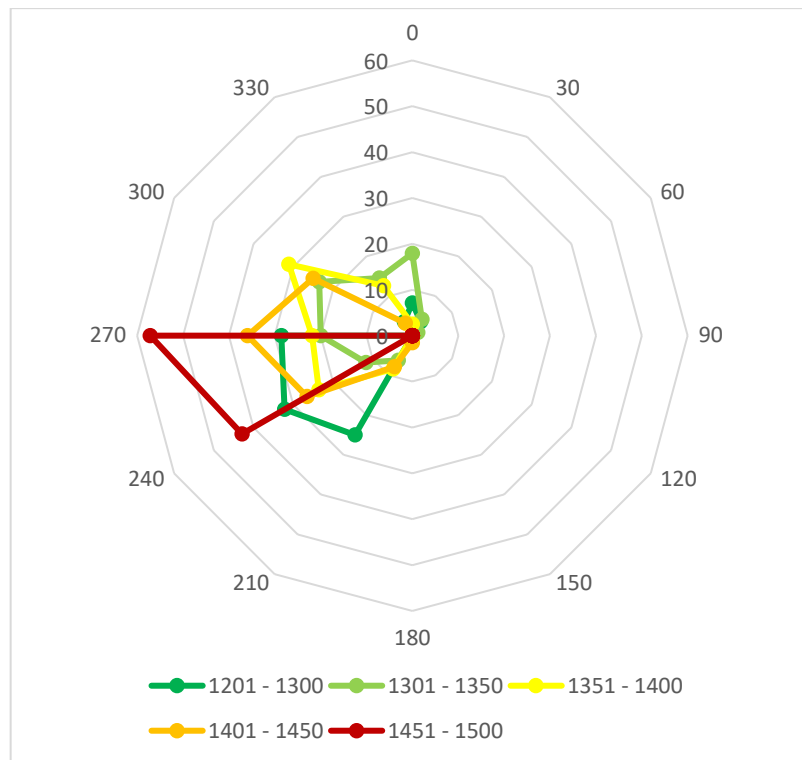
Obr. 26: Procentuální zastoupení směrů deformací stromů v jednotlivých částech Hrubého Jeseníku.

Směr deformace se v prostoru mění v naprosté většině případů plynule. Jedinou výraznou výjimku tvoří Červená hora s azimuty deformace severních směrů, které na východním svahu ostře kontrastují s jinak západními a jihozápadními směry. Velmi často jsou deformace na návětrných stranách orientovány přibližně kolmo na vrstevnice. Díky plynulému přechodu směru deformací lze v jednotlivých částech pohoří definovat převládající směry deformací (tab. 8).

Tabulka 8: Přehled částí Hrubého Jeseníku podle převládajícího směru deformace stromů.

Směr	Oblast
S	Desenská hornatina, SV kvadrant Břidličné hory, severní svah Velkého máje, východní svah Červené hory
J	východní svah Pradědu
JZ	Malý děd, Červená hora, Keprník, Šerák
Z	hřbet mezi Pecným a Břidličnou horou, západní svahy Jeleního hřbetu a Velkého máje, Kamzičnick, Velká kotlina, Petrovy kameny, Praděd, západní svah Červené hory
SZ	Jelení hřbet, Velký máj, Z a SV část Vysoké hole

Zastoupení směrů deformace se v rámci pohoří jako celku rovněž liší v závislosti na nadmořské výšce (obr. 27). V níže položených výškových stupních je zastoupení jednotlivých směrů více rovnoměrné s mírnou převahou směrů ze SZ kvadrantu. S rostoucí nadmořskou výškou však postupně převažuje stále více Z až JZ směr a v nejvyšších polohách téměř zcela dominuje. Tomuto trendu se vymykají nejnižší položená místa pod 1300 m n. m., kde téměř zcela chybí SZ směr. Tato nepříliš početná skupina však obsahuje z většiny stromy na Červené hoře (1333 m n. m.), takže výsledek reprezentuje spíše místní podmínky než obecné zákonitosti.



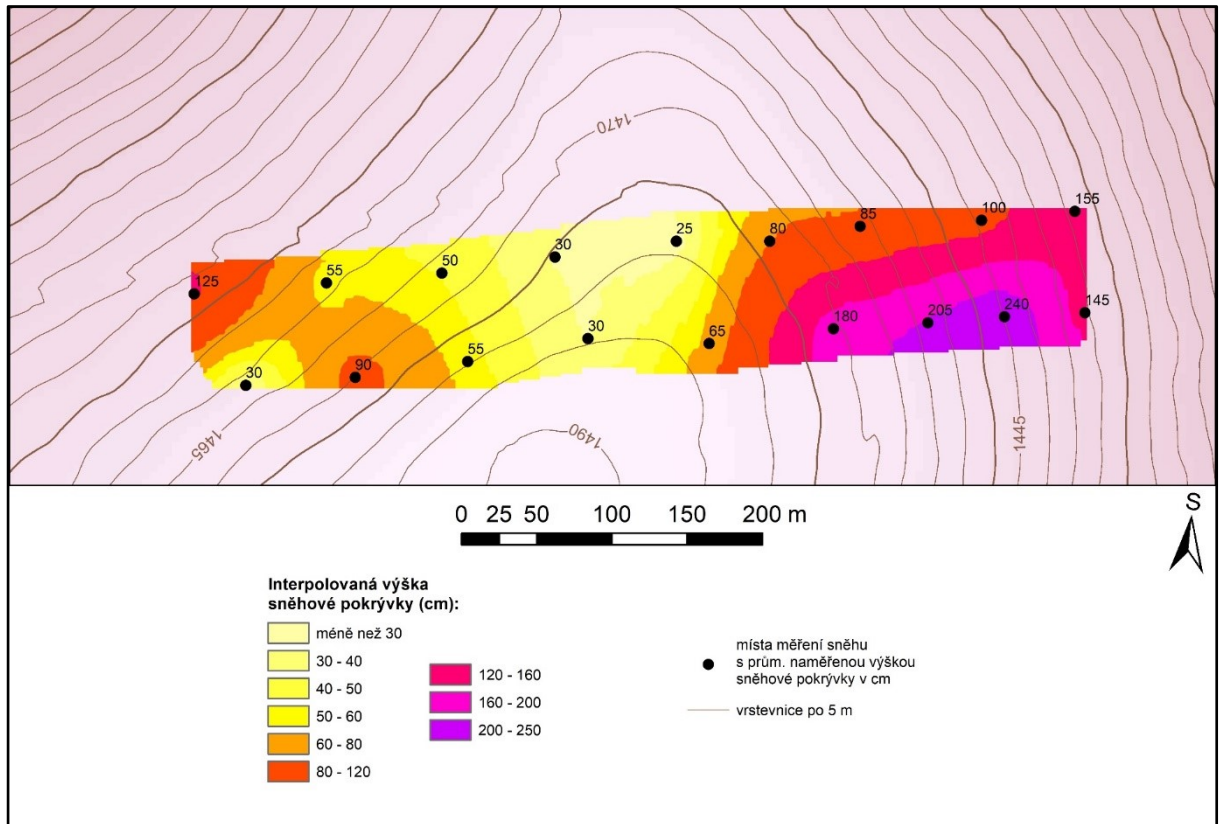
Obr. 27: Procentuální zastoupení směru deformací v jednotlivých výškových stupních (m n. m.). Procenta se vztahují k celku všech stromů se zjištěnou deformací (kategorie stromů bez deformace tedy není započtena) v daném výškovém stupni. Vstupní data o směru deformace byla agregována po 30°.

5.2 Výška sněhové pokrývky

Nejméně sněhu bylo naměřeno na místech nejvýše položených, nejvíce naopak v níže položených závětrných polohách (východní strana na Pradědu, resp. jihovýchodní na Vysoké holi). V obou případech je (navzdory jistým anomáliím, které mohou být způsobeny terénními nerovnostmi) dobře patrné pozvolné ubývání sněhu na návětrné straně. Tento trend dále poněkud mírnějším tempem pokračuje napříč vrcholovou plošinou a minimum výšky sněhu se tak nachází na deflační ploše v blízkosti přechodu do závětrí. Za ní začíná sněhu rychle přibývat (ke změně výšky sněhové pokrývky zde se vzdáleností dochází výrazně rychleji než na návětrné straně). Mezi oběma lokalitami existují nicméně zřetelné rozdíly v detailech.

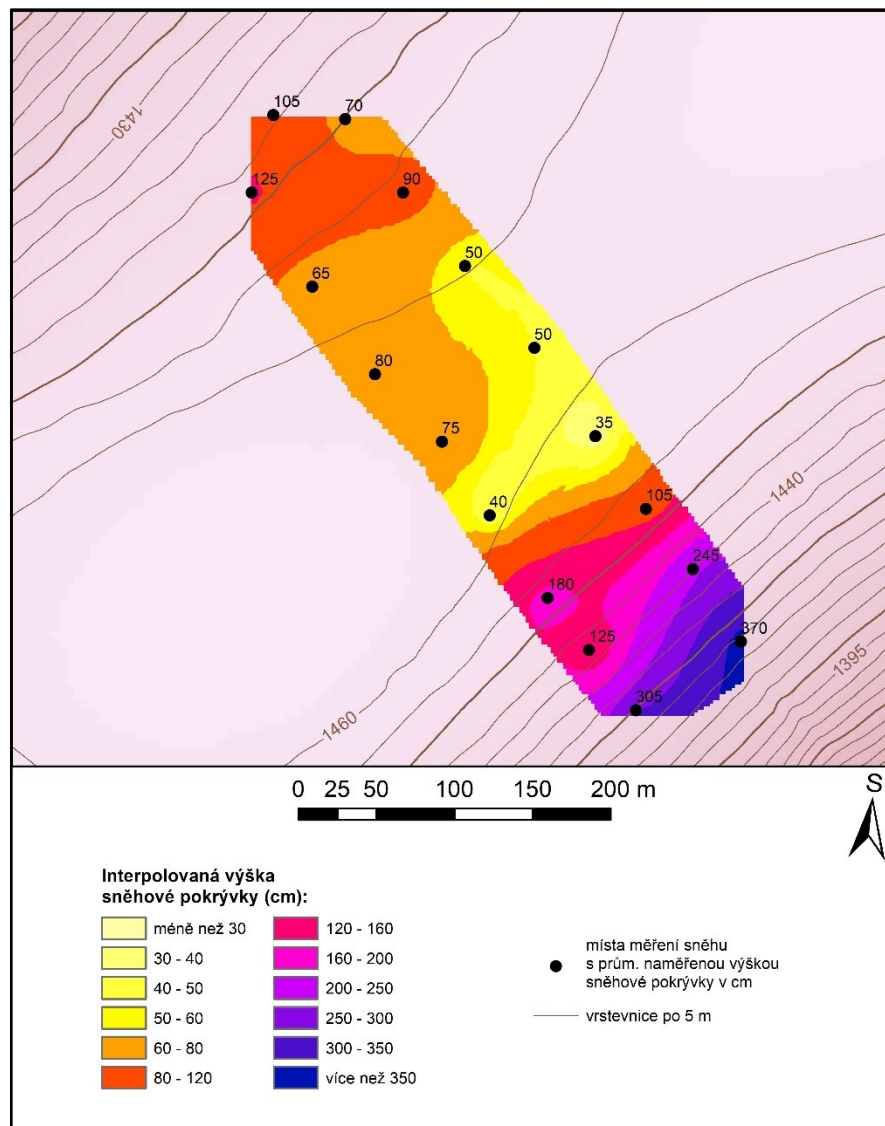
Transekt na Pradědu (1491 m n. m.) (obr. 28) ukazuje zřetelnou asymetrii ve výšce sněhu ve směru kolmém na transekt. Na návětrné straně na JZ okraji transektu se nachází anomální oblast s pouhými 30 cm sněhu. Podobná výška sněhu se však, dle nad sněhovou pokrývkou vystupujících drnů travin, vyskytuje i v širší přilehlé oblasti dále na JZ od

zmíněného bodu. Velice zřetelná je asymetrie na východním svahu s výškou sněhu v jižní linii přes 2 metry, zatímco v severní pouze do metru a půl, a to až níže po svahu.



Obr. 28: Výška sněhové pokrývky v transektu na Pradědu dne 20. 3. 2019 s interpolovanými hodnotami. Topografická data: DMR 4G.

Pole výšky sněhu na Vysoké holi (obr. 29) je oproti profilu na Pradědu v příčném směru výrazně více symetrické. Je zde přesto patrná menší výška sněhu v SV linii procházející blíže mělkého sedla uprostřed hřbetu Vysoké hole. Naopak dále v závětrí je u ní zřetelný rychlejší nárůst výšky sněhu se zvyšujícím se sklonem (jenž je zřejmý ze zmenšující se vzdáleností mezi vrstevnicemi). Jak je patrné z mapy, nachází se v těchto místech protáhlá sníženina kolmá na svah, která kontrast ve výšce sněhu pravděpodobně zvýrazňuje. Výška sněhu v nejvýchodnějším bodě této linie přesahovala hodnotu 350 cm, která odpovídá délce použité sondy. Skutečná výška sněhu tedy nemohla být zjištěna. V JZ linii je velmi zřetelná anomálie v rozložení výšky sněhu v oblasti pod hranou závětrného svahu, kdy při postupu od vrcholové plošiny dále do závětrí sněhu nejprve velmi prudce přibývá (ze 40 na 180 cm v rámci asi 75 m), poté se přechodně výška sněhové pokrývky snižuje na 125 cm, a vzápětí prudce narůstá o téměř 2 metry na přibližně padesátimetrové vzdálenosti.



Obr. 29: Výška sněhové pokrývky v transektu na Vysoké holi dne 20. 3. 2019 s interpolovanými hodnotami. Sonda na JV okraji naměřila více než 350 cm (sonda nedosáhla povrchu). Pro interpolaci zde byla zvolena hodnota 370 cm. Proto jsou hodnoty v JV okraji území pouze ukazatelem trendu, nikoliv skutečné výšky sněhové pokrývky. Topografická data: DMR 4G.

6 Diskuze

6.1 Výsledky výzkumu a a-o systémy

Výsledky obou částí terénního měření potvrzují principy a-o systémů, jak byly popsány Jeníkem (1961). Jejich dřívější vymezení (viz kapitolu 3) se do značné míry shoduje s výsledky měření deformací stromů. V některých lokalitách ale výzkum přinesl nové poznatky, které umožňují zpřesnění vymezení a popisu a-o systémů v oblasti.

6.1.1 Merta

Působení systému Merty je velice dobře patrné v celém předpokládaném rozsahu od Břidličné hory (1358 m n. m.) až po oblast v okolí Velkého máje (1386 m n. m.). Na návětrném svahu jsou zde deformace orientovány v zásadě kolmo na svah a díky stočeným závěrům přítoků Merty zařezávajícím se do Vysokoholského hřbetu od SSZ se zde tak vyskytují orientace z různých směrů v rámci celého SZ kvadrantu, ačkoliv nejspíše v důsledku hustšího zápoje v blízkosti hranice lesa jsou deformace často jen špatně vyvinuté (především v sedle mezi Břidličnou horou a Jelením hřbetem (1367 m n. m.)).

Velice dobře je vodící působení patrné na Břidličné hoře, na jejímž vrcholu se s ohledem na konvergentní směry deformací pravděpodobně setkávají větrné proudy od západu, severozápadu, severu, a dokonce i severovýchodu. O vysokých rychlostech a výrazném vodícím efektu zde svědčí mimořádně dobře vyvinuté deformace stromů na severním svahu hory (obr. 30). Konvergence proudění vedoucí ke vzestupným pohybům znemožňujícím přetékání vrcholu (Fleagle, Businger, 1980) může být vysvětlením pro lokální úplnou absenci deformací na závětrném JV svahu hory. Dále na severovýchod je ovšem vliv proudění z údolí v systému Merty patrný i v závětrných polohách, kde byly zjištěny téměř výhradně severozápadní směry. Zde se nachází i významná nivační deprese Malá kotlina, která je tak patrně pod dominantním vlivem a-o systému Merty.

Nejdále na východ systém Merty zasahuje na temeni Velkého máje, kde se setkává se systémem Divoké Desné. Tato místa styku se projevují změnou směru deformací ze ZSZ na SZ až S. Zdá se, že systém Merty silou svého působení převyšuje systém Divoké Desné, neboť jeho vliv je ze ZSZ směrů deformací patrný napříč vrcholovou plošinou

Velkého máje až do sedla JZ od Kamzičnicku (1420 m n. m.) nad závěrem údolí Volárky. Důvodem pro to by mohlo být oslabení proudění v systému Divoké Desné v západní polovině rozvětveného závěru jeho vodícího údolí závětrným prostorem hlavní větve systému Merty (Jeník, 1961). Je navíc pravděpodobné, že systém Merty je vzhledem ke své orientaci k JZ a klimatologii větru v regionu (viz kap. 3.4) mnohem více aktivní a efektivní než systém Divoké Desné orientovaný k SZ.



Obr. 30: Velmi výrazné deformace stromů na severním svahu Břidličné hory.

6.1.2 Divoká Desná

Vliv systému Divoké Desné je podle deformací stromů jasně patrný v oblasti od severního svahu Velkého máje po Petrovy kameny (1446 m n. m.). Působení tohoto systému se však jeví být celkově méně výrazné než v případě systému Merty. Tuto hypotézu podporují směry deformací stromů na závětrné straně, které neodpovídají směru údolí Divoké Desné, ale jsou orientovány spíše k západu. Příčinou může být již zmíněná orientace horního toku Desné v ose SZ-JV. Proud vzduchu původně usměrněný údolím Desné orientovaným v ose JJZ-SSV po stočení na SZ směr ztrácí podporu proudění ve vyšších vrstvách atmosféry a síla tření tak více znesnadňuje návětrné urychlování. Důležitým faktorem může být i značná rozloha i výška vrcholové plošiny Vysoké hole (1464 m n. m.), na níž se může již výrazněji uplatnit proudění z vyšších vrstev atmosféry

neovlivněné povrchem a modifikovat tak směr větru přicházejícího z údolí Divoké Desné. Velmi vysoké hodnoty výšky sněhové pokrývky naměřené v horních partiích karu Velké kotliny, a naopak nízké hodnoty na temeni Vysoké hole pak dokládají výrazný kontrast v rychlostech větru mezi vrcholovou plošinou a závětrným svahem, typický pro a-o systémy. Zajímavá je absence deformací v bodech 218 a 219, který může být způsoben orientací svahu k JZ. Tato poloha se díky rozsoše vybíhající z Vysoké hole směrem k západu pravděpodobně nachází vůči a-o systému Divoké Desné takřka v závětrí. Vzhledem k tomu, že proudění volné atmosféry ale v oblasti velmi často přichází právě z JZ směru, naznačují tato měření, že přinejmenším západní návětrné svahy jsou v oblasti Vysoké hole pod převažujícím vlivem a-o systému.

Je otázkou, do jaké míry, pokud vůbec, ovlivňuje systém Divoké Desné podmínky na Pradědu a Malém dědu. Na jejich JZ svazích se nachází Divoký, resp. Česnekový důl, které tvoří boční údolí Divoké Desné. Orientace deformací stromů v oblasti sice odpovídá směru zmíněných údolí, ta se ale na údolí Divoké Desné napojují pod pravým či dokonce ostrým úhlem a pravděpodobně tak nemohou efektivně odvádět významnou část proudu vzduchu. Pro tuto hypotézu svědčí i skutečnost, že deformace stromů na SZ svahu Pradědu se neodpovídají směru závěru Česnekového dolu, který je stočen do směru SZ – JV. Směr větru je zde tak pravděpodobně určen primárně prouděním volné atmosféry.

Poslední oblastí pod možným vlivem systému Divoké Desné je Desenská hornatina. Ačkoliv zde nejsou deformace stromů příliš výrazné a často zcela chybí, byl zde zjištěn vliv severních větrů (obr. 31). Jediným vysvětlením, které se zde nabízí, je vodící působení údolí Borového potoka a v menší míře Jezerné. Tato údolí se na údolí Divoké Desné napojují pod tupým úhlem a část proudu vzduchu ze systému Divoké Desné tak velmi pravděpodobně odvádějí. Naopak hypotetický vliv Kamenitého potoka, přítoku Merty od jihu (Dobisíková, 2018), se vůbec nepotvrdil.

Zarážející skutečností je odlišnost naměřených dat z Desenské hornatiny od dat prezentovaných v bakalářské práci Radky Dobisíkové (2018). Autorka sice rovněž zaznamenala vysoký výskyt deformací ze severního kvadrantu a značný podíl stromů bez deformace, kromě toho ale u určitého počtu stromů, srovnatelného s počtem deformací na severní straně, zjistila deformace od jihu. Důvody pro tento zásadní rozpor mohou být různé. Je pravdou, že autorka provedla měření několikanásobně většího počtu stromů, výzkum se však týkal pouze Desenské hornatiny a měřit v podobné hustotě nebylo při

nutnosti zmapovat celý Hrubý Jeseník možné. Tím mohlo dojít k částečnému vynechání stromů s deformací od jihu. Počet měření v inkriminovaném území ve zde překládané práci (48) však nebyl natolik nízký, aby se jím naprostá absence deformací z jižních směrů dala uspokojivě vysvětlit. Mnohem pravděpodobnější vysvětlení neshody lze spatřovat v rozdílné metodice identifikace deformací. Autorka zaprvé u nezanedbatelného množství stromů určila deformace ze dvou směrů, za druhé za deformace považovala i chybějící větve či jen mírně vychýlené větve v určité nahodilé části kmene. Otázkou je, nakolik lze takové růstové anomálie přičítat dlouhodobému působení větru, a nakolik jsou spíše důsledkem jednorázových disturbancí nebo jiných faktorů. Druhé vysvětlení se nabízí i s ohledem na převahu jižních směrů větru v pohoří při vysokých rychlostech (viz kapitolu 3.4). Proto takové nálezy nebyly ve zde předkládaném výzkumu brány v potaz. Jak také sama autorka přiznává, nedostatkem její práce je nerozlišování míry deformací, které by mohlo pomoci evaluovat míru vlivů z různých světových stran (Dobisíková, 2018). Přesto však nelze hojný výskyt deformací od jihu v autorčině výzkumu ignorovat a rozpor tak zůstává z části nevysvětlen. S ohledem na uvedené informace je však zajímavé, že stromy bez zjištěné deformace na Mravenečníku i Vřesníku jsou spíše nižšího vzrůstu. Ten by se za současné absence deformace dal hypoteticky vysvětlit dlouhodobým vlivem větru z více stran, např. tedy právě od severu i od jihu (viz kapitolu 2.3).



Obr. 31: Zřetelná deformace severní strany stromu při pohledu z Mravenečníku k východu.

6.1.3 Hučivá Desná

Vliv systému Hučivé Desné, jejíž údolí je orientované stejně jako údolí Desné po soutoku s Divokou Desnou a efektivně tak shromažďuje jihozápadní větry, je zřetelný pouze na Červené hoře a v přilehlém okolí prostřednictvím deformací od JZ až Z. Téměř úplná absence vrcholové plošiny a prudký východní závětrný svah začínající náhle za vrcholovým hřebenem způsobuje pravděpodobně odtržení proudu vzduchu od země, o čemž svědčí častá absence deformací v závětrí. Vlivem a-o systému Hučivé Desné ale nelze uspokojivě vysvětlit deformace ze severního kvadrantu v JV části hory. Vliv případného zpětného proudění při zemi v důsledku horizontálního závětrného víru by se projevil deformacemi spíše na V, teoreticky i na SV straně stromů. Vystává zde tedy otázka možného vodícího působení údolí přítoků Bělé na S a V svahu Červené hory (viz kap. 6.1.5).

6.1.4 Branná

Míra vlivu údolí Branné či spíše jejího přítoku Klepáčského potoka je prokazatelná jen částečně. Směry deformací na návětrných stranách na obou hypoteticky dotčených vrcholech – Keprníku a Šeráku – od JZ lze totiž přičítat směr proudění ve volné atmosféře daného nejčastějšími synoptickými situacemi. Na Šeráku se tento směr zároveň dobře shoduje se směrem proudění, které by mělo hypoteticky přicházet z údolí Klepáčského potoka. V případě Keprníku by ale vzhledem ke konfiguraci terénu na jeho západním svahu měla být při působení systému Branné ve větší míře přítomna západní složka směru. Proto se zdá, že Keprník je díky své prominenci spíše již pod převážným vlivem proudění volné atmosféry. Deformace od západu v místě měření č. 416 na jeho jižním svahu však naznačuje, že v nižších polohách se již vliv a-o systému může uplatňovat více. Systém Branné má tedy v oblasti patrně nezanedbatelný vliv, nikoliv však zcela dominantní. Vzhledem k absenci protáhlých hřbetů orientovaných kolmo na směry větru pak téměř nejsou v oblasti přítomny typické závětrné polohy, kromě závěru údolí Javořického potoka.

Pod vlivem systému Branné by teoreticky mohl být i vrchol Vozky. Navzdory značné nadmořské výšce (1377 m n. m.) se zde však bezlesí nevyskytuje, a ačkoliv je zde les již rozvolněný, většina stromů je bez patrné deformace. Pouze ve dvou případech byla

deformace identifikována. Vzhledem k bezprostřední blízkosti vrcholového toru ale nelze tato data považovat za relevantní.

6.1.5 Přítomnost případných dalších a-o systémů

V literatuře není nikde zmiňováno vodící působení mohutného údolí Bělé a jejích přítoků. Měření větru na stanici Šerák ale ukazují, že vítr zde v přibližně 20 % případů vane z údolí Javoříckého potoka orientovaného k SV (viz kapitolu 3.4). Závěr tohoto údolí je považován za závětrný turbulentní prostor (Jeník, 1961), pozice stanice na vrcholové plošině a výskyt východního větru i o velmi vysokých rychlostech ale svědčí proti vysvětlení tohoto jevu zpětným prouděním větru při zemi, typickým pro závětrné turbulentní prostory. Ani vysvětlení působením údolních větrů není vzhledem k vysokým rychlostem pravděpodobné. Jediným vysvětlením je tak vodící působení Javoříckého potoka za určitých synoptických situací s prouděním od severu. Vzhledem k dominanci JZ větrů se ale tento efekt neprojevuje na deformacích stromů. Analogické vysvětlení může mít výskyt stromů s deformacemi od severu na východní straně Červené hory, kam díky ostré terénní hraně neproniká vítr od západu. Vodící funkci zde může plnit buď údolí Černého nebo, s ohledem na směr deformací, spíše severněji položeného Rudohorského potoka. Tato hypotéza o vodícím působení údolního systému Bělé vyžaduje další výzkum, který by ji potvrdil či vyvrátil. Ten by se měl zaměřit na podrobnější zmapování stromových deformací v dotčených oblastech, a to i v území pod horní hranicí lesa. Cenné informace by přinesla rovněž instalace anemometrů nad závěry údolí přítoků Bělé.

6.1.6 Otázka širšího vlivu a-o systémů

Ve dvou lokalitách byly zjištěny výrazně slabší deformace, než by se vzhledem k jejich exponovanosti dalo očekávat. Jde o vrchol Mravenečník v Desenské hornatině a Vysokoholský hřbet jižně od Břidličné hory, již mimo bezprostřední dosah a-o systému Merty. Obě polohy vystupují vysoko nad okolí a měly by tak být vystaveny silným západním až jihozápadním větrům i bez přítomnosti usměrňujících vodících údolí. V prvním případě deformace na západních stranách stromů zcela chybí, ve druhém případě jsou přítomny, ale nejsou příliš výrazné. Společným znakem těchto lokalit je, že pod prudkým západním svahem se nachází přibližně paralelně s ním orientované hlavní

vodící údolí a-o systému Desné, resp. Merty. Proud větru vanoucí těmito údolními by mohl svým vlivem hypoteticky zasahovat do značných výšek a narušovat tak stříhem větru a výslednými turbulencemi působení původně západního větru ve svém okolí. Tato domněnka se zdá být teoreticky správná vzhledem ke skutečnosti, že například údolní vítr může zasahovat až do výšek srovnatelných s hloubkou údolí, v nichž vane (Wagner et al., 2015).

6.2 Další vlivy na proudění větru

Ačkoliv se pozornost práce upíná na konkávní tvary reliéfu a jejich vliv na usměrňování proudění vzduchu, z výsledků výzkumu deformací stromů je zřejmé, že na utváření průměrného pole větru se nezanedbatelnou měrou podílejí i tvary konvexní, které nejsou součástí a-o systémů. V první řadě jde o vliv elevací přibližně kruhového či oválného půdorysu. Na rozdíl od hřbetu, kdy je proud vzduchu nucen překážku přetékat bez změny směru, v případě izolovaných vrchů část vzduchové hmoty elevaci obtéká (Maharani et al., 2009). V Hrubém Jeseníku se to pravděpodobně týká především Pradědu a Keprníku, v menší míře ale také okrajů hřbetů, především severního svahu Petrových kamenů. Nejzřetelněji je tento efekt patrný na JV svahu Pradědu, kolem nějž se podle deformací stromů vítr postupně stáčí ze západního až na jižní. Na východním svahu hory se setkává s proudem vzduchu, který přetéká přes hřbet vybíhající z vrcholu směrem k severu, jenž díky absenci výrazné terénní hrany zřejmě nezpůsobuje skokové snížení rychlosti větru. Tento efekt dokládá i měření sněhu, které v oblasti před stykem těchto dvou proudů zaznamenalo více než 2 m vysokou vrstvu, necelých 100 m severněji už však bylo naměřeno o více než metr méně. Sníh se tak na východní straně Pradědu ukládá zřejmě nejen díky převívání přes vrchol, ale i v důsledku transportu po jeho jižním obvodu. O podobném proudění svědčí deformace stromů také na Keprníku, i když v o něco menší míře. V případě Petrových kamenů hovoří ve prospěch obtékání přítomnost deformací stromů od SZ na rozsoše vybíhající z Vysoké hole k severovýchodu. Přesto tento efekt nevysvětluje, proč se zde nacházejí jedny z nejdokonalejších deformací v celém pohoří.

Ve dvou lokalitách je nápadný jiný jev, a to souhlasný směr deformací se směrem hřbetu, na němž, nebo v jehož blízkosti, se lokalita nachází. Tento směr je přitom mírně odlišný od směrů naměřených v nedalekých lokalitách. Jde o lokalitu Ztracené kameny na nejjižnějším okraji Vysokoholského hřbetu JZ od vrcholu Pec (měření č. 49 a 50) a o

severní část vrcholové plošiny na Šeráku. Zdá se tedy, že tyto protáhlé elevace usměrňují proudění vzduchu, které ale není od jejich směru příliš odlišné.

V neposlední řadě, jak bylo již zmíněno dříve, má zjevně v některých oblastech Hrubého Jeseníku silný vliv proudění volné atmosféry, které v určitých případech dominuje nad prouděním v rámci a-o systémů. K tomu dochází tehdy, když daná lokalita není pod vlivem výrazného a-o systému, když poloha významně převyšuje ostatní vrcholy nebo kombinací obojího. Ve Hrubém Jeseníku se, na základě zjištění popsanych v předchozí podkapitole, pravděpodobně jedná o tyto lokality: Praděd, Keprník, Malý Děd, Vysokoholský hřbet jižně od Břidličné hory, částečně Šerák a v kombinaci s působením a-o systému Divoké Desné také vrcholové a závětrné polohy Vysoké hole.

6.3 Srovnání výsledků se staničními daty

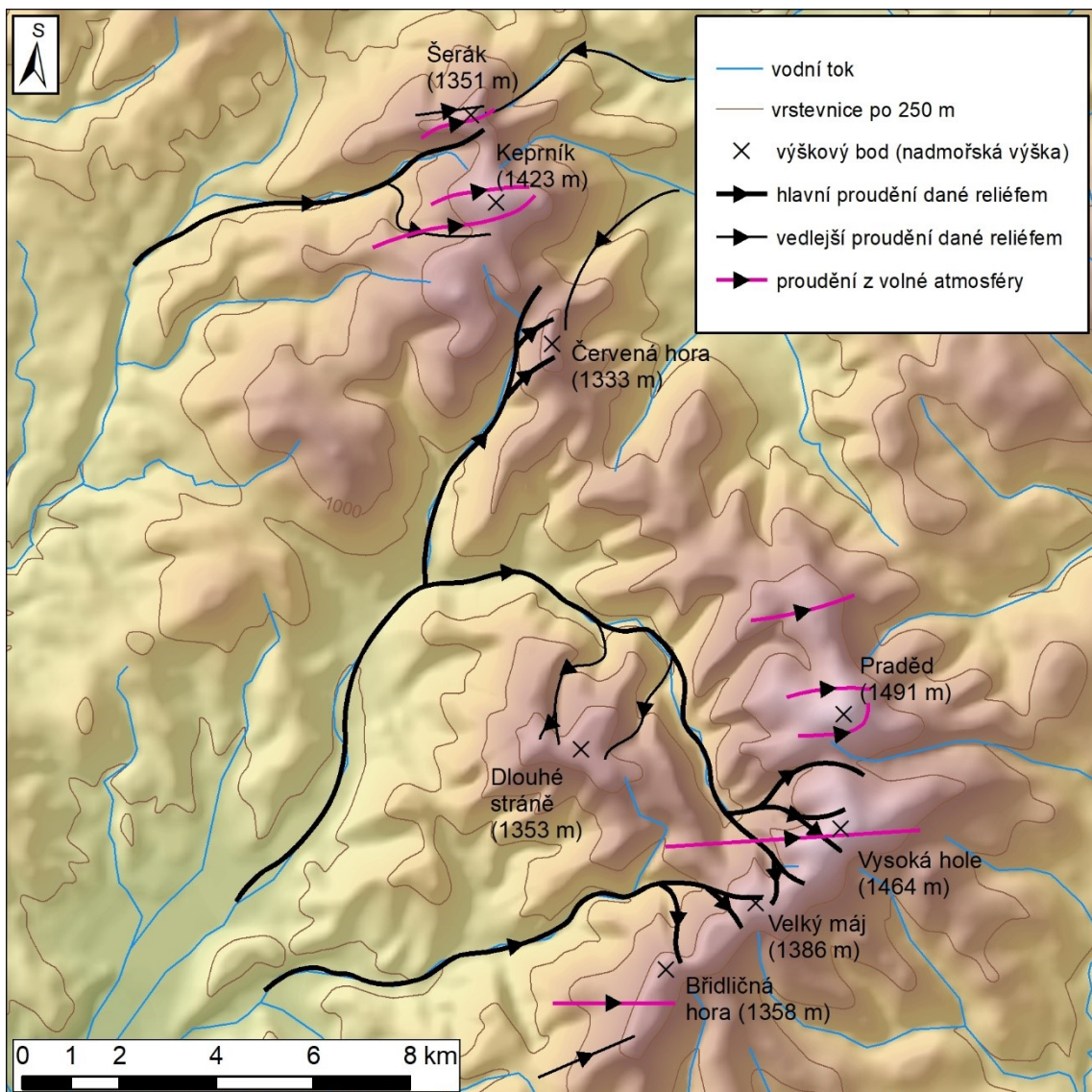
Porovnání dat z terénního průzkumu a staničních dat o rychlosti a směru větru ze Šeráku a Pradědu, za předpokladu stacionarity průměrných hodnot těchto klimatologických charakteristik v čase, potvrzuje, že směr deformací stromů je výsledkem především vytrvalého působení větru a vliv příležitostného větru o vysokých rychlostech z jiných směrů, jako je tomu například v případě Pradědu (viz kapitolu 3.4), na výsledný směr deformací je jen velmi malý. Pomocí vlajkových forem stromů tak nelze zjistit směry větru o vysokých rychlostech. To však vzhledem k charakteru vlivu a-o systémů, který spočívá v dlouhodobém působení, není na překážku jejich využití.

Na základě dat ze zmíněných stanic nelze určit, zda jsou deformace v oblasti výsledkem celoročních nebo především jen zimních větrů, neboť se jejich směry podstatně neliší (viz kapitolu 3.4).

6.4 Shrnutí poznatků o proudění větru v Hrubém Jeseníku

Na základě poznatků získaných z průzkumu vlajkových forem stromů a staničních klimatologických dat lze vytvořit souhrnnou představu o předpokládaném přízemním proudění ve zkoumaných oblastech Hrubého Jeseníku a v oblastech, které s nimi kauzálně souvisí (obr. 32). Kromě již dříve známých a-o systémů, jejichž přítomnost a působení byly výzkumem potvrzeny, jsou některé části pohoří patrně ovlivněny

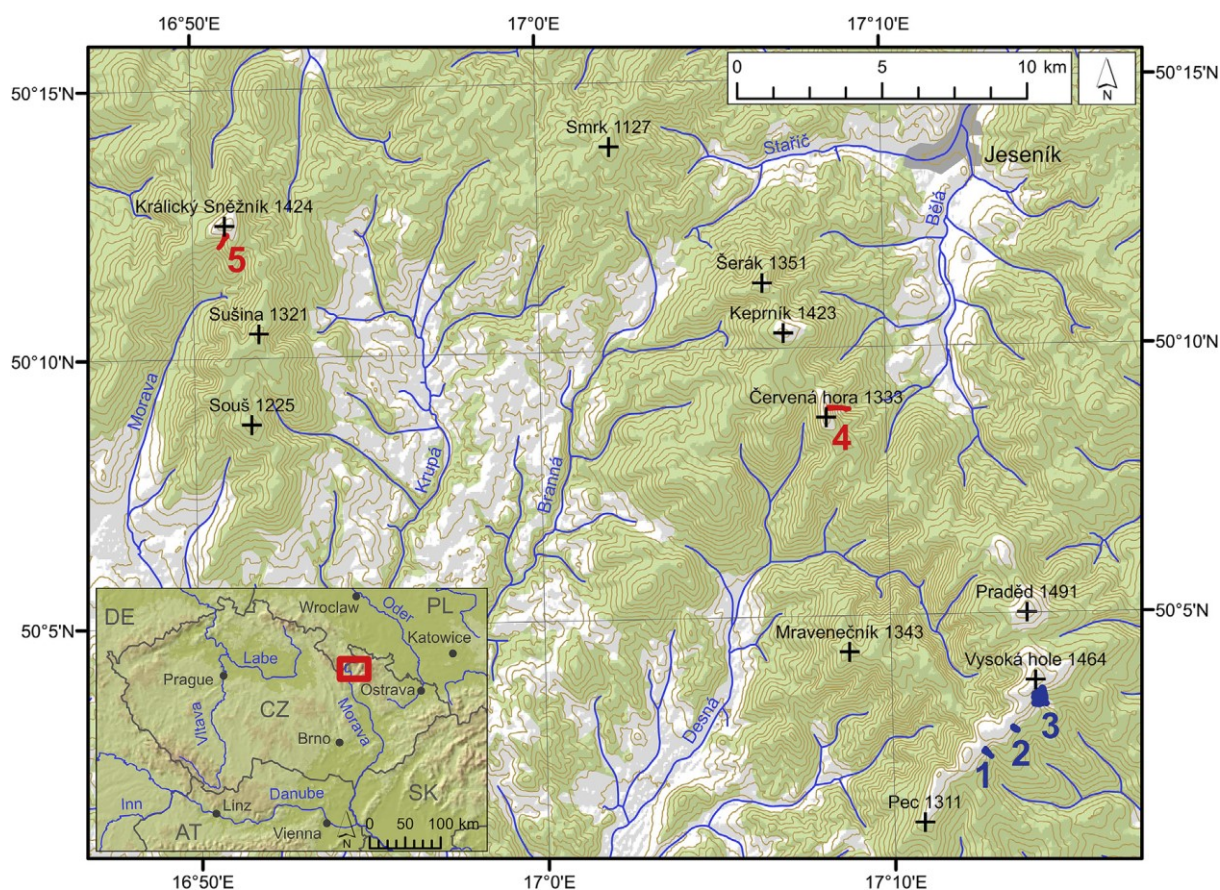
prouděním, které s nimi nesouvisí. Jde o příležitostné větry vanoucí levostrannými přítoky Bělé při vhodných meteorologických podmínkách s prouděním od severu, dále o větry vanoucí podél protáhlých elevací, a to na Ztracených kamenech jižně od Pece a také na severní straně Šeráku. Kromě toho hraje, především v nejvyšších polohách a na rozsáhlých zarovnaných površích, velkou roli proudění, jehož původní směr je dán směrem větru ve volné atmosféře, které je při kontaktu s vrcholy pohoří modifikováno především v závětrných polohách efektem obtékání překážky. Ten se týká zejména Pradědu a Petrových kamenů, v menší míře také Keprníku.



Obr. 32: Identifikované směry proudění větru v oblastech nad horních hranicí lesa a v oblastech s nimi kauzálně propojenými v Hrubém Jeseníku. Mapová data: ArcČR@500.

6.5 Důsledky působení a-o systémů v Hrubém Jeseníku

Prostorově nehomogenní distribuce sněhové pokrývky, přesněji hromadění sněhu v závětrných polohách dané působením a-o systémů a doložené v oblasti Hrubého Jeseníku měřením výšky sněhové pokrývky, s sebou nese důsledky v podobě výskytu lavin a při dlouhodobém působení rozvoje určitých tvarů reliéfu – nivačních depresí či dokonce karů. V Hrubém Jeseníku byla identifikována celkem čtyři aktivní lavinová pole: Velká kotlina, Mezikotlí, Malá kotlina a Sněžná kotlina (obr. 33; Krause, Křížek, 2018). První tři jmenované jsou zároveň nivačními depresemi (Křížek, 2016; Prosová, 1973), v případě Velké kotliny se jedná dokonce o kar (Křížek et al. 2012). Shoda výskytu zmíněných jevů hovoří ve prospěch toho, že směry větrů v průběhu kvartérních glaciálů se v dotčených lokalitách příliš nelišily od těch současných. Jestliže, jak dokládají moderní studie, během glaciálů převládaly nad Střední Evropou severozápadní větry (Bokhorst et al., 2011; Sebe et al., 2015), pak lze předpokládat oproti současnosti efektivnější fungování a-o systému Divoké Desné a naopak menší vliv systému Merty. Malá kotlina, dnes ovlivněná především systémem Merty, by tak za svůj vznik vděčila spíše systému Divoké Desné, který umožňuje převívání většího množství sněhu z vrcholové plošiny Velkého máje. Vznik ledovce na JV svahu Vysoké hole, v dnešní Velké kotlině, byl pak pravděpodobně umožněn přítomností nejrozsáhlejší vrcholové plošiny v pohoří.



Obr. 33: Aktivní lavinová pole v Hrubém Jeseníku a Králickém Sněžníku (Krause, Křížek, 2018). 1 – Malá kotlina, 2 – Mezikotlí, 3 – Velká kotlina, 4 – Sněžná kotlina, 5 – kotlina Moravy.

Vzhledem ke směrům větru naznačeným směry deformací stromů lze kromě uvedených míst očekávat zvýšenou akumulaci sněhu i v ostatních závětrných polohách v rámci pohoří, tedy většinou na svazích s východní orientací (jižní v případě Desenské hornatiny). Většina z těchto oblastí je však ovlivněna přítomností rozsáhlých porostů borovice kleče, které transport a následnou depozici sněhu komplikují a rovněž brání vzniku lavin. Výjimku tvoří jen východní a jihovýchodní svah Pradědu a severovýchodní svah Malého Dědu. Zde však není výskyt lavin vzhledem k malému sklonu (příl. 7) příliš pravděpodobný. Vysoká sklonitost (přes 25°) a absence kleče v závěru údolí Javoříckého potoka na východním svahu Šeráku by sice umožňovaly častější výskyt lavin, díky nižší nadmořské výšce je však svah již od nejvyšších partií chráněn vzrostlým lesem.

Zajímavá je také otázka spojitosti mezi působením a-o systémů a výskytem mur. Díky zužování návětrných údolí může za vhodných podmínek docházet k zesílenému zdvíhu do nich proudících vzdušných mas a k následné kondenzaci vodní páry a vypadávání srážek. Nebývale intenzivní srážky bývají příčinou vzniku mur (Křížek, Krause, Raschová, 2018) a přítomnost a-o systémů by tak měla vést k jejich zvýšenému

výskytu. Podrobné zmapování mur v Hrubém Jeseníku provedli Křížek, Krause a Raschová (2008). Zjistili, že povodí Hučivé Desné a Branné, přesněji Klepáčského potoka, patří mezi oblasti s nejvyšším výskytem mur (28, resp. 13 v průběhu 20. a 21. století). V rozsáhlých povodích Divoké Desné a Merty však bylo ve stejném období identifikováno jen 11, resp. 6 událostí. Obecně je Pradědská hornatina na výskyt mur mnohem chudší než Keprnická hornatina. Příčina tkví především v rozdílném geologickém složení, neboť Keprnická hornatina je tvořena z velké části foliovanými horninami, které jsou náchylnější ke zvětrávání. Drtivá většina mur v Pradědské hornatině se však vyskytla v rámci a-o systému Divoké Desné nebo Merty. Vyslovená domněnka o spojitosti obou jevů se tedy zdá být opodstatněná. V Keprnické hornatině se ovšem značná část mur (cca 45 %) vyskytla mimo popsané a-o systémy. Jedná se o povodí přítoků Bělé. Pokud by výskyt těchto mur byl důsledkem návětrného efektu, muselo by k nim dojít při proudění ze severních směrů. Vysoké srážkové úhrny při proudění od severu jsou ve Střední Evropě typické pro cyklonální situace označované jako Vb s cyklonou východně od ČR (Messmer et al., 2015). Z toho vyvstává otázka, zdali nemohou být deformace na severní straně stromů na Červené hoře a zjištěné podružné maximum směru větru na Šeráku od východu být alespoň částečně vysvětleny těmito situacemi, jakkoliv jejich výskyt není příliš častý (v průměru 2,3 cyklony Vb za rok) (Messmer et al., 2015). K jejímu zodpovězení by mohla pomoci analýza synoptických typů v době výskytu východního větru na stanici Šerák.

Další významný dopad působení a-o systémů v Hrubém Jeseníku spočívá potenciálně i v recentním rozvoji periglaciálních jevů, konkrétně mrazových kopečků, tříděných kruhů či obecně polygonálních půd v hřebenových polohách s malou výškou sněhové pokrývky, a naopak v závětrří nivačních depresí – sněžníků. Mrazové kopečky jsou v současné době aktivní přinejmenším na Keprníku a také na plošině SZ od Petrových kamenů a u Tabulových skal na severním svahu Pradědu (Křížek, 2016; Křížek et al., 2005). Rozvoj nivačních depresí pak probíhá v závětrrných polohách Vysokoholského hřbetu, především v Mezikotlí a sousedních lokalitách Malé a Velké kotlině (Křížek, 2016). Vzhledem ke zjištěním vyplývajícím z měření deformací stromů se zdá být pravděpodobné, že by periglaciální procesy ve vrcholových polohách mohly probíhat také v prostoru celé Vysoké hole a případně i na Červené hoře, kde však schází zarovnaný povrch.

6.6 Srovnání výsledků s modelem větru

Je zřejmé (příl. 22 a 23), že model je schopen dobře zachytit průměrně JZ směry větru v prostoru vrcholů a vrcholových plató, stejně tak jako usměrnění proudění v ose bočních údolí, není však patrně schopen působení jednotlivých segmentů údolní sítě propojovat a zachytit tak přítomnost a-o systémů. Toto je nejvíce zjevné v údolí Divoké Desné. V tomto konkrétním případě jsou výsledky dokonce velmi chaotické a nelogické se směry v údolí od SV až V, které jsou zcela v rozporu s konfigurací reliéfu a převládajícími směry proudění volné atmosféry. Podobně nelogický a snad ještě více nápadný výsledek je na západním svahu Keprníku s větrem rovněž od SV až V, který silně kontrastuje s větrem od JZ na východních svazích téže hory a je zcela v rozporu se zjištěnými deformacemi stromů. Také je patrné, že model nedokáže, asi i díky svému rozlišení, zachytit některé lokální jevy, jako je například sbíhání větru z různých směrů na Břidličné hoře, nebo SZ směr větru na SV straně Vysoké hole.

Autoři článku týkajícího se modelu (Hanslian, Hošek, 2015) sami uvádějí, že výsledky modelu, jakkoliv dosti přesné (střední kvadratická odchylka průměrné rychlosti větru činí 0,40 m/s, tedy 7,1 %), obsahují určité specifické nedostatky, především právě v komplexním horském reliéfu, jako je nadhodnocování rychlostí u strmých svahů a neschopnost zachytit vlivy a vazby většího měřítka dané orografií. To právě je vážnou překážkou pro využití tohoto a podobných modelů při popisu a-o systémů a obecně větrných podmínek ve složitém horském reliéfu.

Z představeného srovnání jednoznačně vyplývá, že jakkoliv mohou matematické modely poskytnout cenná data o klimatologii větru, pro odhalení vazeb většího měřítka či naopak velmi lokálních jevů je nutně zapotřebí terénní výzkum využívající integrátorů, jako jsou například a nejčastěji právě deformované koruny stromů.

6.7 Nedostatky a náměty k dalšímu výzkumu

Hustota bodů, v nichž byla měření provedena, se jeví být dostačující, neboť jak je patrné z grafického znázornění dat, informace je celistvá a jednotlivá sousední měření na sebe svými výsledky logicky navazují. Určitý nedostatek lze snad spatřovat v chybějících datech z oblastí porostu borovice kleče, kde nebylo možné měření pro faktickou neprostupnost provést. Doplnění měření z těchto míst při využití nutného vybavení pro

průchod porosty by však pravděpodobně nepřineslo žádné vysloveně zásadní nové informace, neboť se nejedná o příliš rozlehlé oblasti nebo jde o místa, kde lze chování větru snadno předpovědět pomocí obecných zákonitostí.

Větší nedostatek představeného výzkumu však spočívá v jen přibližné a subjektivní evaluaci míry deformací korun, která tak přináší informaci pouze orientačního charakteru a nelze ji použít pro přesnější kvantifikaci síly proudění. Případný budoucí výzkum deformací by při exaktnějším vymezení míry deformace a znalostí o přesném vlivu větru na smrk ztepilý (případně jeho lokální populaci) mohl poskytnout detailnější informaci o vlivu reliéfu Hrubého Jeseníku na proudění větru.

Zajímavý námět pro další výzkum představují měření provedená nahodile v místech pod hranicí lesa, kde je však stále velmi dobře patrná deformace korun stromů v jejich horních částech (body 49, 350, 409, 416 a 449–454). Podrobný a systematický výzkum v podobných lokalitách by tak mohl přinést další významné rozšíření znalostí o větrných poměrech oblasti. Neméně zajímavými lokalitami mohou být v tomto ohledu pro Hrubý Jeseník typické četné skalní výchozy, které svými edafickými podmínkami vedou k přirozeně rozvolněnému lesnímu porostu, kde se tak může projevit vliv větru. Tyto lokality se nezdá vyskytovat i velmi hluboko pod alpínskou hranicí lesa.

7 Závěr

Přítomnost dlouhých a mohutných údolí horských toků, která jsou orientována ve směru převládajícího proudění, je jednoznačně zcela určující pro klimatologii větru v nejvyšších polohách Hrubého Jeseníku. Působení dříve vymezených a-o systémů Merty, Divoké Desné a Hučivé Desné bylo pomocí měření vlajkových forem stromů potvrzeno, a to včetně většiny detailů menšího měřítká. Přesto je zřejmé, že jejich vliv je oproti původním předpokladům ještě komplexnější. Fungování systému Branné bylo naproti tomu potvrzeno ve výrazně menším rozsahu, než jaký byl předpokládán. Naopak se zdá, že vodící efekt může za určitých podmínek fungovat i v doposud nezmiňovaném údolním systému Bělé, orientovaném k severu.

Kromě vlivu dlouhých vodících údolí však z výsledků měření také vyvstávají vlivy dalších tvarů reliéfu. Ty sice nepůsobí na delší vzdálenosti, lokálně ale mohou při usměrňování proudění hrát rozhodující roli. Na ně by se mohl zaměřit případný navazující výzkum, který by tak mohl zpřesnit poznatky o podmínkách v Hrubém Jeseníku. To však předpokládá hlubší znalosti na poli fyziky, především mechaniky tekutin.

Měření sněhu rovněž potvrdila principy fungování a přítomnost a-o systémů v Hrubém Jeseníku. Veliké kontrasty ve výšce sněhu umožňují výraznou diferenciaci podmínek v půdě i ve vegetačním krytu a výsledky práce je tak možné využít při budoucích výzkumech týkajících se především periglaciálních jevů a výskytu lavin, ale přítomnosti různých společenstev horské přírody jako klíč pro jejich lokalizaci, případně pro odhad míry rozvoje.

Znalost přítomnosti návětrného efektu spojeného s vypadáváním srážek může být také využita pro identifikaci oblastí potenciálně náchylných ke svahovým procesům katastrofického charakteru, typicky mur. Zde by ale bylo zapotřebí prostorově rozšířit znalosti o a-o systémech i o oblasti pod alpínskou hranicí lesa, neboť některé významné a vysoko položené části Hrubého Jeseníku s prudkými svahy této hranice nedosahují a vyskytují se mimo popsané a-o systémy. Jde především o JZ polovinu Keprnické hornatiny s vrcholy Vozka, Spálený vrch a Černá stráň a dále o celou Medvědkou hornatinu.

8 Zdroje

ALVAREZ-URIA, P., KÖRNER, Ch. (2007): *Low temperature limits of root growth in deciduous and evergreen temperate tree species*. *Functional Ecology*, 21(2), 211-218.

BLAŽKOVÁ, D. (1985): *Vegetation of the Vitoša Mountains (Bulgaria) in relation to an anemo-orographic system*. *Preslia*, 57, 219-226.

BOKHORST, M. P. et al. (2011): *Atmospheric circulation patterns in central and eastern Europe during the Weichselian Pleniglacial inferred from loess grain-size records*. *Quaternary International*, 234(1-2), 62-74.

BUREŠ, L. (2003): *Chráněné a ohrožené rostliny CHKO Jeseníky*. Rubico, Olomouc.

DEMEK, J. /ed./ et al. (1987): *Hory a nížiny: zeměpisný lexikon ČSR*. Academia, Praha.

DOBISÍKOVÁ, R. (2018): *Vliv větru na habitus stromů nad horní hranici lesa v okrsku Desenská hornatina v Hrubém Jeseníku*. Bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita, Brno.

FLEAGLE, R. G., BUSINGER, J. A. (1980): *An introduction to atmospheric physics*. 2d ed. Academic Press, New York.

FRENCH, H. M. (2007): *The periglacial environment*. 3rd ed. John Wiley & Sons, USA.

GARDINER, B., BERRY, P., MOULIA, B. (2016): *Review: Wind impacts on plant growth, mechanics and damage*. *Plant Science*, 245, 94-118.

HANSLIAN, D., HOŠEK, J., (2015): *Combining the VAS 3D interpolation method and Wind Atlas methodology to produce a high-resolution wind resource map for the Czech Republic*. *Renewable Energy*, 77, 291-299.

HLAVÁČEK, R., SOFRON, J. (2007): *Anemo-orografický systém a vliv požárů na vegetaci v Brdech*. *Bohemia centralis*, 28, 321-351.

HOŠEK, E. (1973): *Vývoj dosavadního hospodaření v nejvyšších polohách Jeseníků a jeho vliv na horní hranici lesa*. *Campanula*, 4, 69-81.

CHLUPÁČ, I. (2011): *Geologická minulost České republiky*. vyd. 2., opr. Academia, Praha.

JANCEWICZ, K. (2014): *Remote Sensing Data in Wind Velocity Field Modelling: a Case Study from the Sudetes (SW Poland)*. *Pure and Applied Geophysics*, 171(6), 941-964.

- JENÍK, J. (2008): *Anemo-orografické systémy*. Geografické rozhledy, 18(2), 4-7.
- JENÍK, J. (1961): *Alpínská vegetace Krkonoš, Králického Sněžníku a Hrubého Jeseníku: teorie anemo-orografických systémů*. Československá akademie věd, Praha.
- KAŠPAR, J., HOŠEK, J., TREML, V. (2017): *How wind affects growth in treeline Picea abies*. Alpine Botany, 127(2), 109-120.
- KRAUSE, D., KŘÍŽEK, M. (2018): *Dating of recent avalanche events in the Eastern High Sudetes, Czech Republic*. Quaternary International, 470, 166-175.
- KŘÍŽEK, M., KRAUSE, D., RASCHOVÁ, T. (2018): *Debris flows in the Hrubý Jeseník Mountains, Bohemian Massif, Czech Republic*. Journal of Maps, 14(2), 428-434.
- KŘÍŽEK, M. (2016): *Periglacial Landforms of the Hrubý Jeseník Mountains*. In: PÁNEK, T., HRADECKÝ, J. /ed./ (2016): *Landscapes and Landforms of the Czech Republic*. Springer International Publishing, Cham. 277-289.
- KŘÍŽEK, M. (2015): *Strukturní půdy*. Geografické rozhledy, 25(2), 30.
- KŘÍŽEK, M., VOČADLOVÁ, K., ENGEL, Z. (2012): *Cirque overdeepening and their relationship to morphometry*. Geomorphology, 139-140, 495-505.
- KŘÍŽEK, M., TREML, V., ENGEL, Z. (2005): *Periglaciální tvary Hrubého Jeseníku z hlediska jejich aktivity*. In: CHKO Jeseníky: Campanula, 9-15.
- LEDNICKÝ, V. (1972): *Větrné poměry na Pradědu*. Campanula, 3, 9-22.
- LUDWIG, P., SCHAFFERNICHT, E. J., SHAO, Y., PINTO, J. G. (2016): *Regional atmospheric circulation over Europe during the Last Glacial Maximum and its links to precipitation*. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 121(5), 2130-2145.
- MADĚRA P. et al. (2011): *Geobiocenózy horní hranice lesa a vliv borovice kleče na horskou krajinu v Hrubém Jeseníku a rizika spojená s jejich odstraněním*. LČR, s. p..
- MAHARANI, Y. N., LEE, S., LEE, Y-K. (2009): *Topographical effects on wind speed over various terrains: A case study for Korean peninsula*. The Seventh Asia-Pacific Conference on Wind Engineering, Taipei.
- MESSMER, M., GÓMEZ-NAVARRO, J. J., RAIBLE, C. C. (2015): *Climatology of Vb cyclones, physical mechanisms and their impact on extreme precipitation over Central Europe*. Earth System Dynamics, 6(2), 541-553.
- PROSOVÁ, M. (1973): *Zalednění Hrubého Jeseníku*. Campanula, 4, 115-123.
- SEBE, K., ROETZEL, R., FIEBIG, M., LÜTHGENS, C. (2015): *Pleistocene wind system in eastern Austria and its impact on landscape evolution*. CATENA, 134, 59-74.

- SOFRON, J., ŠTĚPÁN, J. (1971): *Vegetace šumavských karů*. Rozpravy Československé akademie věd, Řada matematických a přírodních věd, 81/1, 1–58.
- ŠINDELÁŘOVÁ, T. (2003): *Větrné poměry v Krkonoších*. Diplomová práce. Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova, Praha.
- TELEWSKI, F. W. (2012): *Is windswept tree growth negative thigmotropism?*. Plant Science, 184, 20-28.
- TIAN, W., OZBAY, A., HU, H. (2015): *Terrain Effects on Characteristics of Surface Wind and Wind Turbine Wakes*. Procedia Engineering, 126, 542-548.
- TOLASZ, R. (2007): *Atlas podnebí Česka: Climate atlas of Czechia*. Český hydrometeorologický ústav, Praha.
- TREML, V., MIGOŇ, P. (2015): *Controlling factors limiting timberline position and shifts in the Sudetes: A review*. Geographia Polonica, 88(2), 55-70.
- TREML, V., BANÁŠ, M. (2004): *Alpínská hranice lesa v Hrubém Jeseníku*. Sborník příspěvků z konference k 35. výročí vzniku CHKO Jeseníky.
- WADE, J. E., HEWSON, E. W. (1979): *Trees as a Local Climatic Wind Indicator*. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 18, 1182–1187.
- WAGNER, J. S., GOHM, A., ROTACH, M. W. (2015): *The impact of valley geometry on daytime thermally driven flows and vertical transport processes*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 141(690), 1780-1794.

Internetové zdroje:

- ANTOŠOVÁ, K.: foto „*Mapa republiky*“. KRNAP. Dostupné z: https://hradec.rozhlas.cz/sites/default/files/styles/cro_16x9_tablet/public/images/03131204.jpeg?itok=3DUXV3vd×tamp=1401269873 [cit. 2019-04-10].
- AOPK: Agentura ochrany přírody a krajiny České republiky, Správa CHKO Jeseníky, Charakteristika CHKO, *Klimatické poměry*. Dostupné z: <http://jeseniky.ochranaprirody.cz/charakteristika-CHKO/klimaticke-pomery/> [cit. 2019-06-22].

ČHMÚ: *Typizace povětrnostních situací pro území České republiky*. Český hydrometeorologický ústav. Dostupné z: <http://portal.chmi.cz/historicka-data/pocasi/typizace-povetrnostnich-situaci> [cit. 2019-03-15].

Ems, ČMeS, a: Elektronický meteorologický slovník, Česká Meteorologická Společnost (ČMeS), heslo *Vrstva atmosféry mezní*. Dostupné z: <http://slovník.ufa.cas.cz/> [cit. 2019-05-22].

Ems, ČMeS, b: Elektronický meteorologický slovník, Česká Meteorologická Společnost (ČMeS), heslo *Gradient teplotní nasyceně adiabatický*. Dostupné z: <http://slovník.ufa.cas.cz/> [cit. 2019-05-22].

Ems, ČMeS, c: Elektronický meteorologický slovník, Česká Meteorologická Společnost (ČMeS), heslo *Gradient teplotní suchoadiabatický*. Dostupné z: <http://slovník.ufa.cas.cz/> [cit. 2019-05-22].

In-počasí, archiv, Šerák. Data převzata z: <https://www.ncdc.noaa.gov/>. Dostupné z: <https://www.in-pocasi.cz/archiv/serak/> [cit. 2019-03-16].

Infomet (2019a): *Průměrná denní teplota vzduchu a denní úhrn srážek na stanici Šerák (OISERA01) v období Leden 2019 – Prosinec 2019 v porovnání s průměrem 2004-2006*. Dostupné z: <http://www.infomet.cz/pix/pix1555050484-17.jpg> [cit. 2019-07-24].

Infomet (2019b): *Průměrná denní teplota vzduchu a denní úhrn srážek na stanici Šerák (OISERA01) v období Leden 2018 – Prosinec 2018 v porovnání s průměrem 2004-2006*. Dostupné z: <http://www.infomet.cz/pix/pix1547451890-17.jpg> [cit. 2019-07-24].

KRNAP (2018): *TZ: Mapa republiky má nyní dokonalý tvar*. Dostupné z: <https://www.krnep.cz/aktuality/tz-mapa-republiky-ma-nyni-dokonaly-tvar/> [cit. 2019-04-10].

MWOBS: *World Record Wind*. Mount Washington observatory. Dostupné z: <https://www.mountwashington.org/about-us/history/world-record-wind.aspx> [cit. 2019-07-23].

MWPS (2012): *Using Trees to Estimate Average Wind Speed: The Griggs-Putnam Index of Plant Deformity*. MWPS. Dostupné z: <https://www.mywindpowersystem.com/2012/03/26/using-trees-to-estimate-average-wind-speed-the-griggs-putnam-index-of-plant-deformity/> [cit. 2019-04-05].

NCDC: *hodinová meteorologická data ze stanice Šerák od 6. 7. 2004 do 31. 12. 2018.*

National climate data center. Dostupné z:

<http://www.ncdc.noaa.gov/orders/isd/8074807844271dat.html> (dočasný vygenerovaný odkaz pro stažení, již nefunkční) [cit. 2019-03-30].

NOAA: *Magnetic declination estimated value.* NOAA - National centers for environmental information. Dostupné z:

<https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/calculators/magcalc.shtml#declination> [cit. 2019-04-07].

Mapové zdroje:

ArcČR®500: *ArcČR®500 - digitální geografická databáze.* ARCDATA PRAHA, ZÚ, ČSÚ, verze 3.2. <https://www.arcdata.cz/produkty/geograficka-data/arccr-500> [cit. 2018-05-10].

ČGS – Geovědní mapy 1:50 000. ČGS – Česká geologická služba. Dostupné z: <https://mapy.geology.cz/geocr50/> [cit. 2019-05-10].

DIBAVOD (2006): *Struktura DIBAVOD – A02 – vodní tok (jemné úseky).* VÚV TGM. Dostupné z: http://www.dibavod.cz/download.php?id_souboru=1414 [cit. 2019-07-09].

DMR 4G: *Digitální model reliéfu České republiky 4. generace (DMR 4G).* ZABAGED®. ČÚZK. Poskytnuto školitelem.

SRTM3: *model SRTM3, N50E015.* verze 2.1. Dostupné z: https://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM3/Eurasia/N50E015.hgt.zip [cit. 2019-06-27].

Treeline, Timberline: *Treeline a timberline v Hrubém Jeseníku (sensu Tremel, Migoň, 2015).* Poskytnuto školitelem.

ZABAGED®: *výškopis – 3D vrstevnice.* Data z fakultního sdíleného disku – Albertov 6, Praha 2 [změněno 2010-05-30].