
Studium vlnového proudění v prostoru Jeseníků na
základě výskytu charakteristických oblaků.

1993

Radim Gavlovský

O b s a h

	str.
1. Úvod	1
1.1 Význam výzkumu vlnového proudění	1
1.2 Zdroje pozorování	2
1.2.1 Oblačnost	2
1.2.2 Větroně a motorová letadla	5
1.2.3 Ostatní pozorování	6
2. Přehled dosavadních poznatků o vlnovém proudění	6
2.1 Dosavadní výzkumy	6
2.2 Typy proudění	7
2.3 Vlnové orografické proudění	10
2.3.1 Podmínky vzniku	10
2.3.2 Vítr	10
2.3.3 Tvar horské překážky	10
2.3.4 Statická stabilita	12
2.3.5 Charakteristiky orografické vlny	12
3. Výsledky vlastního zpracování	15
3.1 Zhodnocení podkladových materiálů	15
3.2 Orografické podmínky Jeseníků	16
3.3 Prostorový výskyt Ac len	18
3.4 Doprovodná oblačnost	18
3.5 Vlnové oblaky ve vztahu k synoptickým situacím ..	19
3.6 Denní chod vlnové oblačnosti	24
3.7 Roční chod vlnové oblačnosti	27
3.8 Vliv směru větru	30
3.9 Vliv rychlosti větru	33
3.10 Zhodnocení konkrétních situací	37
4. Závěr	44
Seznam literatury	46

1. Ú V O D

Většina atmosférických jevů se odehrává v troposféře. Troposféra je vrstvou, která určuje charakter počasí. V její nejnižší části přicházejí vzdušné masy do styku s povrchem Země, který má vliv na jejich teplotu, směr pohybu apod.

Přenos vzduchu v atmosféře se nazývá proudění. Základní příčinou horizontálního pohybu vzduchu je síla barického gradientu. Samotný pohyb vzduchu je ovlivňován Coriolisovou silou, odstředivou silou a silou tření. V případě příznivých podmínek při proudění vzduchu přes překážky se vytváří systém stacionárních vln. Takovéto proudění je potom závislé na tvaru a velikosti překážky a na fyzikálních vlastnostech dané vzduchové hmoty. V horských oblastech při proudění vzduchu nad horskými hřebeny takovéto proudění nazýváme vlnovým. Vlnové proudění se projevuje jako vertikální oscilace okolo dynamicky stálého stavu, přičemž horská překážka je zdrojem rozruchu a gravitační síla příčinou těchto oscilací. Toto proudění se vyskytuje na celém světě a není závislé na zeměpisné šířce nebo délce.

1.1 Význam výzkumu vlnového proudění

Studium vlnového proudění má pro letectvo velký význam. Deformace vzdušných proudů nad horami dosahují mnohdy značných výšek a mohou způsobovat turbulenci, chyby výškoměru, změny směru a rychlosti větru v přízemní vrstvě, stříhy větru a možnost výskytu námrazy. Tyto změny mohou být natolik výrazné, že se mohou stát nebezpečnými i pro dopravní letadla. Většinou dochází pouze k narušení pohodlí cestujících vlivem zvýšené turbulence.

Nakonec o výzkum vlnového proudění jeví zájem i sportovní letci - plachtaři, kteří využívají výstupní proudy k dosažení rekordních výšek. Tyto výšky jsou jiným způsobem letu nedostupné. Naopak mohou plachtaři podávat cenné informace využitelné pro studium vlnového proudění.

1.2 Zdroje pozorování

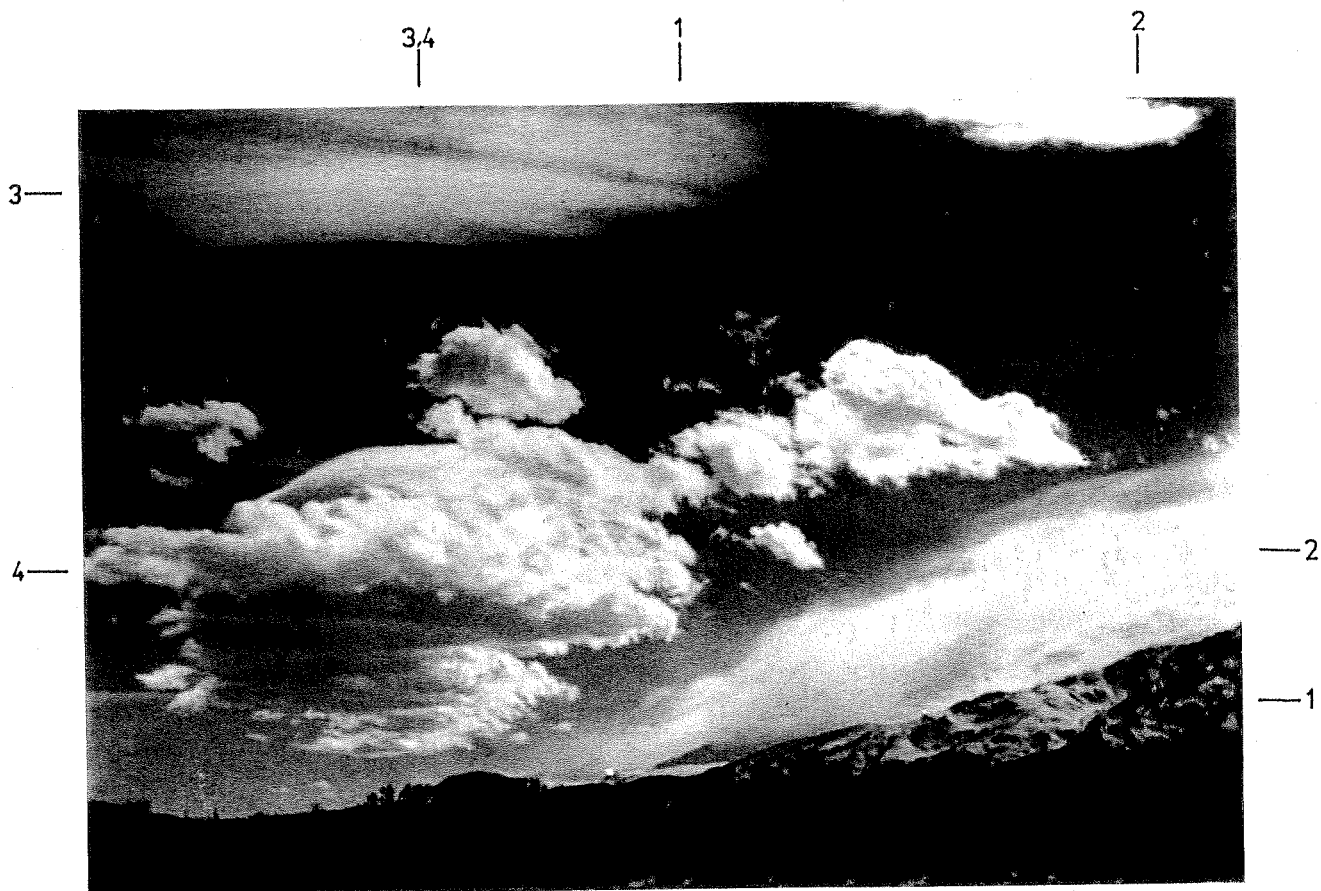
V praxi pozorujeme vlnové proudění na základě jeho viditelných projevů jako jsou :

1.2.1 Oblačnost

Vlivem deformace vzdušných proudů nad horami vznikají tzv. orografické oblaky, které nám podávají informace o přítomnosti vlnového proudění, jeho poloze, výšce, délce vlny a poloze vstoupných a sestupných proudů. Vzhledem k terénu zůstávají tyto oblaky téměř bez pohybu, anebo se pohybují značně pomalu a bez ohledu na směr větru. Tyto typy orografických oblaků se vyskytují od úrovně nízkých oblaků až po oblast cirrů. Vzhled některých druhů ukazuje obr. 1.

Oblačné čepice.

Pokud má hora pravidelný kuželový tvar a je tedy proudění laminární, má oblačná čepice čočkovitý tvar. Tento oblak zůstává jakoby nehybně na vrcholu hory. Existence tohoto oblaku svědčí o stabilním zvrstvení ovzduší. Mezi tyto oblaky řadíme také fönovou stěnu. Fönová stěna je mohutná hradba oblaků tvořících se na návětrné straně hory, které se na závětrné straně při klesání rozpouští. Spodní základna je v blízkosti vrcholu anebo i pod ním s tloušťkou několik set metrů.



Obr. 1 : Situace v pohoří Sierra Nevada při větru o rychlosti 25 m/s. V pravé části obrázku je vidět föhnovou stěnu ležící na hřebeni pohoří (1-2). Na závětrné straně pohoří se vytváří vlnové proudění, které se projevuje oblaky Ac len (3). V místě (4) jsou rotory kupovitého tvaru.

Rotorová oblačnost.

Vznikají v hřebenech mohutných horských vln v podobě málo pohyblivých válců. Projevují se jako řady oblaků typu Cu fra nebo Cu. Jejich základna bývá často ve výšce hřebene. Název "rotorový oblak" je odvozený od projevu rotace. Dojem rotace vzniká v důsledku stříhu větru uvnitř oblaku a horní část oblaku jakoby se přelévá přes dolní část. Tato oblast je silně turbulentní. Naproti tomu vítr pod rotorovými oblaky bývá slabý, často opačného směru a turbulence se zde nevyskytuje. Jestliže se na závětrné straně hor vytvoří několik vln s dostatečně velkou amplitudou, může vzniknout řada rotorových oblaků přibližně rovnoběžná s horským hřebenem.

Stratokumulus.

Ve výškách, kde pozorujeme oblačnost typu Sc, se typicky vlnová oblačnost nevyskytuje. Je to z důvodu poměrně složitého proudění v těchto výškách. Jedná se většinou pouze o změnu tvaru již existujících oblaků, převážně se projevující tmavšími pásy v hřebenech a světlejšími pásy v dolních částech vln.

Altokumulus.

Tyto oblaky mají typický čokovitý tvar, jasné obrysy a jsou lehce rozeznatelné. Ke vzniku nejvýraznějších tvarů dochází, když je hodnota relativní vlhkosti nízká (30-60 %). Tehdy je oblak omezen pouze na oblast maximálního výstupu ve vrcholech vlny, takže je možné vidět oblaky odděleně. Čisté tvary oblaků prozrazují laminární charakter vzdušného proudu. Vertikální mohutnost bývá řádově stovky metrů a oblak je složený převážně z vodních kapek. Častým jevem je také vrstvení jednotlivých oblaků na sebe. Vzhledem k časté členitosti terénu bývá rozložení orografických oblaků na obloze velmi složité. Zajímavý druh vlnových oblaků může vzniknout, když jsou výrazné vlny ve vrstvách s konvektivní oblačností. Takovéto oblaky mají základny typické pro kumuly, ale mají hladké vrcholy bez viditelných výstupků.

Cirrus.

Velké čočkovité oblaky ve výšce cirrů jsou poměrně častým jevem, zvláště za mohutnými horskými hřebeny. Mívají často vláknitou strukturu typickou pro cirry. Jsou složeny z ledových krystalků a dosahují vertikální mohutnosti řádově tisíců metrů.

Perleťové oblaky.

Tyto oblaky se vyskytují jenom vzácně ve stratosféře ve výškách od 20-30 km. Mají hladký čočkovitý tvar podobně jako Ac len a často mají výrazné duhové zbarvení. Na základě mnoha pozorování je možné tvrdit, že základní podmínkou jejich vzniku je silný, vertikálně mohutný vzdušný proud napříč výrazné horské překážce, dosahující výšky 30 km. Takové podmínky nastávají v silném západním proudění ve vysokých zeměpisných šířkách v zimním období severní polokoule. Na základě duhových barev možno usuzovat, že jsou složeny z podchlazených vodních kapek o teplotě -40°C .

1.2.2 Větroně a motorová letadla

K výstupu a setrvání v určité výšce musí plachtaři využívat vzestupných proudů vzduchu. Využívání vzestupných proudů vzduchu při vlnovém proudění je důležité pro dosažení velkých výšek. Moderní větroň má vysokou aerodynamickou jemnost a tak jeho klesavost pro danou vzdušnou rychlost větroně je velmi malá, řádově 1 m/s. Vztah mezi klesáním a vzdušnou rychlostí větroně je možné přesně určit. Větroně mohou létat poměrně pomalu 65-70 km/h, bez toho, aby dosáhly pádové rychlosti. To umožňuje nalétnout a setrvat i v rozsáhlém vzestupném proudu s malou vertikální rychlostí. Z polohy větroně je možné si udělat dobrý obraz vzdušné vlny.

K výzkumu vlnového proudění se mohou použít i motorová letadla, která mají tu výhodu, že je na nich možné instalovat citlivé měřicí přístroje. Výhodou je také jejich nezávislost na vzdušném proudu a tedy možnost zmapovat dokonaleji oblast vlnového proudění.

1.2.3 Ostatní pozorování

Mezi tyto patří lesní polomy na závětrných svazích hor vlivem místního zesílení větru a turbulence. Ukazuje se, že v podmínkách závětrných vln dosahuje vítr vyšší intenzity na závětrných než na návětrných svazích. V některých případech dochází k vývratům v místech, kde závětrný proud opouští povrch a stoupá.

Mezi další úkazy svědčící o přítomnosti vlnového proudění patří například unášení pevných částic pomocí silných vzeštných proudů, přítomnost ptáků nebo pohybu kouře. Tyto a některé další příznaky mohou pomoci při studiu vlnového proudění.

2. PŘEHLED DOSAVADNÍCH POZNATKŮ O VLNOVÉM PROUDĚNÍ

2.1 Dosavadní výzkumy

Výzkumy v terénu, které se zabývají vzdušným prouděním v oblasti hor, se mohou uskutečňovat systematickým pozorováním oblaků, přízemního větru a jiných jevů pozorovatelných ze země. Je nutné co nejdokonalejší sledování trojrozměrného pole nad horami a na jejich závětrné straně. Vzpomeňme si jenom některé z významnějších výzkumů v terénu.

Výzkumy Kuettnerovy.

Patřil mezi první piloty větroňů využívajících vlnové proudění už v 30. letech. Svoje výzkumy prováděl v oblasti Krkonoš. Jeho hlavní zásluhou je, že podal na svou dobu přesný a srozumitelný popis svých i cizích pozorování. Objevil gravitační vlny nad pásmy hor, jejich kvazistacionární charakter, souvislost s tvarem horského hřebenu, vznik rotorů a rotorových oblaků a také udal podmínku dostatečné statické stability ovzduší.

Förchtgottovy studie.

Förchtgott využíval svých vlastních plachtařských zkušeností. Svá pozorování konal na mnohých místech v Československu. Zjistil důležitost tvaru závětrného úbočí, ale hlavním přínosem je klasifikace typů proudění v horách podle větru a jeho změn s výškou na laminární, vírové, vlnové, rotorové a chaotické proudění.

Výzkumy v pohoří Sierra Nevada.

Tato akce měla za úkol prozkoumat vlastnosti proudění vzduchu nad Sierra Nevadou, nad kterou často vznikají mohutné vzdušné proudy. Jsou to dodnes nejnáročnější a nejuplněnější terénní výzkumy. Jedná se o téměř ideální podmínky pro vznik orografické dlouhé vlny. Použito bylo mnoho přístrojů umístěných na větronicích i motorových letadlech. Výsledky potvrdily předcházející poznatky, ale přinesly také mnoho nových poznatků. Pozoroval se odklon hřebenů vln proti větru, změny teploty, prodlužování délky vlny v závislosti na denní době.

2.2 Typy proudění

Rozeznáváme 5 základ. typů proudění, a to : nevírové, vírové, vlnové, rotorové a chaotické. Vznik jednotlivých typů závisí kromě terénu a zvrstvení ovzduší hlavně na rychlosti a směru větru a vertikálních rozměrech proudící vrstvy.

Vlnové proudění je projevem turbulentního obtékání hřebene, při kterém vliv uspořádaného systému proudu dosahuje nejvyšší hladiny. Vyšší typy, to znamená rotorové a chaotické proudění, jsou projevem turbulentního obtékání překážky s menším vertikálním dosahem a s nižší uspořádaností vírového systému.

Nevírové proudění (laminární).

Při tomto typu proudění jsou velmi malé horizontální rychlosti pohybu vzduchu pohybujícího se přes malou překážku (řádově desítky metrů). Nad překážkou vzniká malá plytká vlna a netvoří se žádné závětrné efekty. V přírodě se vyskytuje pouze ojediněle.

Vírové proudění.

Jestliže se zvětší za jinak nezměněných podmínek rychlost větru, dochází za vrcholem k odtržení mezní vrstvy od překážky a vzniku víru. Za hřebenem se projevuje pouze slabá nárazovitost, slabý vítr proti svahu a vzestupný pohyb podél závětrného úbočí. Pro výškové proudění představuje závětrný vír zvětšení vlivu překážky, takže maximální hodnota výstupní složky proudění se v hladinách nad úrovní překážky posouvá až přímo nad horský hřeben. Rychlost proudění umožňuje plachtění před vrchem a nad hřebenem. Ve vyšších hladinách vlnová deformace slábne. Někdy se projevuje i vlnovým oblakem v prostoru vlny.

Vlnové proudění.

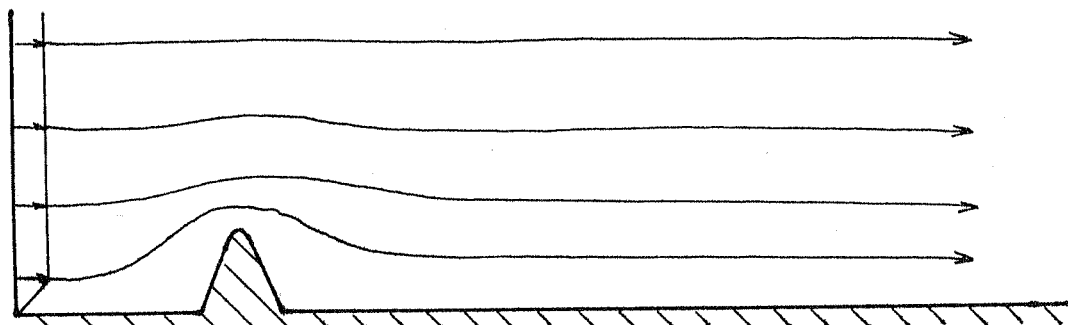
Rychlost větru ve výšce hřebene dosahuje rychlosti okolo 10 m/s v závislosti na převýšení překážky. Za hřebenem se tvoří systém závětrných vln. V nižších hladinách se může vyskytnout oblačnost typu Cu fra, což závisí na vlhkosti vzduchu. V hřebenech vln se často nachází oblačnost typu Ac len. Toto proudění se nejčastěji používá pro výškové lety.

Rotorové proudění.

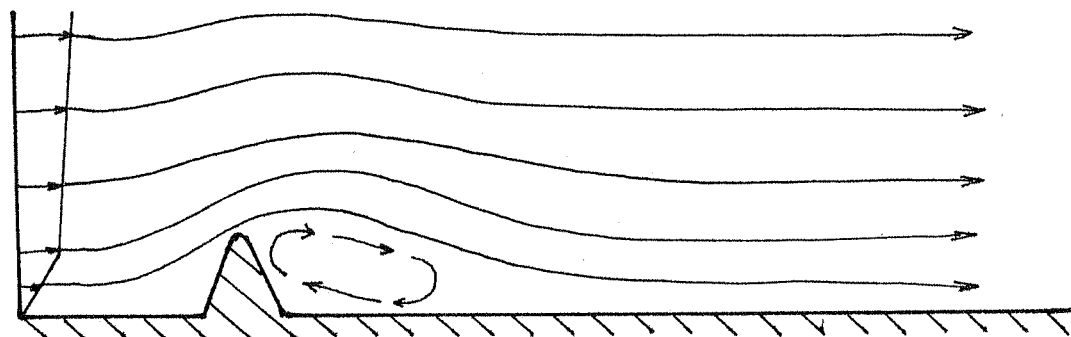
Vzniká za velmi silného větru ve vrstvě vertikálně omezené a srovnatelné s výškou pohoří. Za těchto podmínek byla zjištěna silná turbulence v závětrném prostoru hor. Z rozložení větru s výškou je možno předpokládat, že vírový systém obsahuje kvazistacionární víry s opačným smyslem rotace.

Při vysokých rychlostech větru za menšími překážkami vzniká chaotické proudění, ve kterém je rozložení vertikálních proudů bez uspořádání.

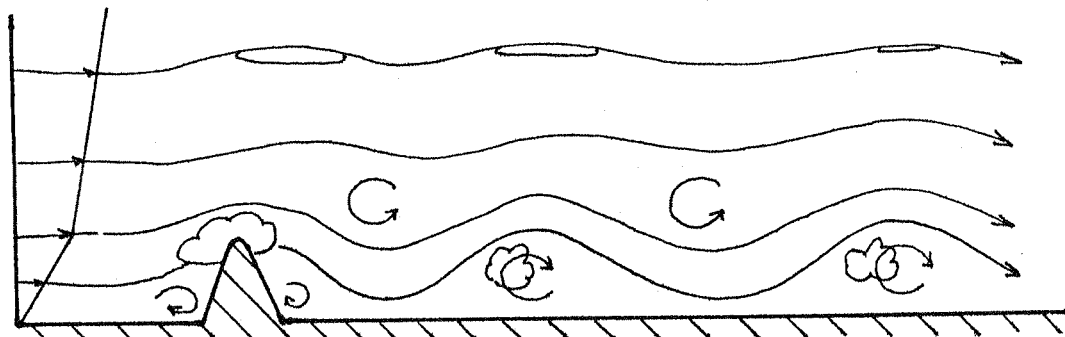
NEVÍROVÉ PROUDĚNÍ



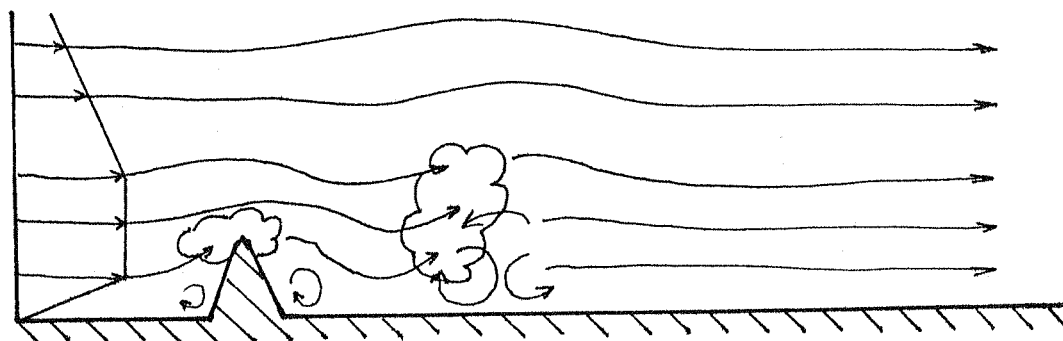
VÍROVÉ PROUDĚNÍ



VLNOVÉ PROUDĚNÍ



ROTOROVÉ PROUDĚNÍ



Obr. 2 : Základní typy proudění za horským hřebenem.

2.3 Vlnové orografické proudění

2.3.1 Podmínky vzniku

Umístění orografické vlny je spojeno s prouděním vzduchu nad horskou překážku. Podstatnou podmínkou vzniku vlnového rozruchu je prvotní vliv proudění vzduchu vzhledem na horské pásmo. O vzniku vlnových rozruchů tedy rozhoduje :

- směr větru vzhledem na horský hřeben, jeho změna směru a rychlosti s výškou,
- relativní převýšení a tvar horského hřebene,
- statická stabilita ovzduší.

2.3.2 Vítr.

Směr větru má být odchýlen maximálně 30° od směru kolmého na hřeben. Jeho rychlost ve výšce hřebene by v závislosti na terénu měla dosahovat hodnoty 7-15 m/s. Na vertikální mohutnosti proudu vzduchu závisí do jaké výšky se může vlnová porucha šířit. Každá vlnová deformace se s výškou tlumí. Proto slabé vlny nevyžadují ke svému šíření velmi vysoké proudící vrstvy, zatímco intenzivní vlny jsou podmíněny úměrně větší vrstvou proudu. Změna rychlosti větru s výškou, její zvyšování, příznivě ovlivňuje tvoření a šíření vln, zatímco i jen slabý pokles rychlosti větru s výškou vertikální šíření vln oslabuje. Změna směru větru s výškou působí převážně nepříznivě na její rozvoj.

2.3.3 Tvar horské překážky.

I když považujeme charakteristiku vzdušného proudu za nejdůležitější, velký vliv na tvorbu orografické vlny má tvar horské překážky. Je potvrzeno, že osamocené kopce mají menší vliv na rozruch vzdušného proudu než dlouhá horská pásma.

Podélný řez překážkou.

Výrazné vírové proudění nastává tehdy, když je závětrné úbočí strmé a méně výrazné, když je jenom pozvolné. Přičemž návětrné úbočí nehraje až takovou úlohu při vzniku oscilací.

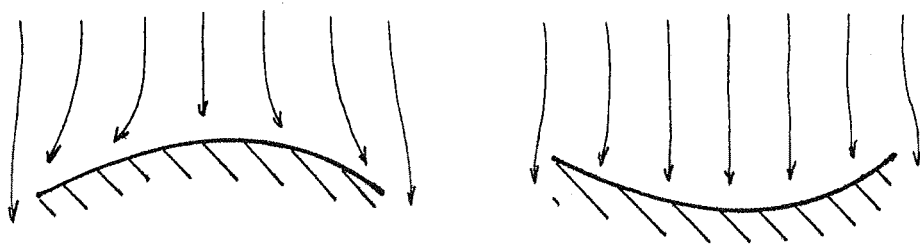
Třeba podotknout, že i při nevhodných tvarech horské překážky může vzniknout uspořádané vlnové proudění. Pro výrazné oscilace nestačí jenom vhodná velikost a tvar překážky, je důležitá i členitost terénu na závětrné straně. Terénní nerovnosti srovnatelné s výškou horské překážky způsobují útlum oscilace. Tehdy vzniká pouze první vlna. Zvláštní případ nastane, když se v závětrí vyskytuje hřeben rovnoběžný s hlavním, jehož vzdálenost je rovna celočíselnému násobku vlnové délky. Vzájemným působením (interferencí) se amplituda za druhou překážkou zvětší. Jestliže vzdálenost není rovna celočíselnému násobku, potom nastává útlum oscilace.

Půdorysný tvar.

Rozruch proudu je tím větší, čím větší překážku tvoří horský hřeben. Velký vliv má také zakřivení hřebene vzhledem k přitékajícímu vzduchu (obr. 3). Konvexní tvar umožňuje částečné obtékání vzduchu po jeho stranách, a tím se oslabuje proud nad překážkou. Konkávní tvar toto neumožňuje, a tak jsou za jinak stejných podmínek dosahovány větší rozruchy.

KONVEXNÍ TVAR

KONKÁVNÍ TVAR



Obr. 3 : Vliv tvaru horského hřebene na jeho obtékání.

2.3.4 Statická stabilita

Podmínky, za kterých dochází ke vzniku vln potvrzují, že pro vznik výrazných vln je nutná vyšší stabilita než obvykle. Při vzdušných proudech obsahujících závětrné vlny bylo pozorováno, že vzduch má ve spodních hladinách vyšší stabilitu než je průměrná stabilita vzduchu a vyšší vrstvy mají stabilitu nižší. Nad malými překážkami mohou denní změny stability v blízkosti povrchu mít značný vliv na výskyt, amplitudu a vlnovou délku závětrných vln. Tyto změny mají mnohem menší význam ve velmi vysokých horách. Potvrdilo se, že maximální amplituda vln nastává obvykle ve vrstvách s maximální statickou stabilitou a nebo v její blízkosti.

2.3.5 Charakteristiky orografické vlny.

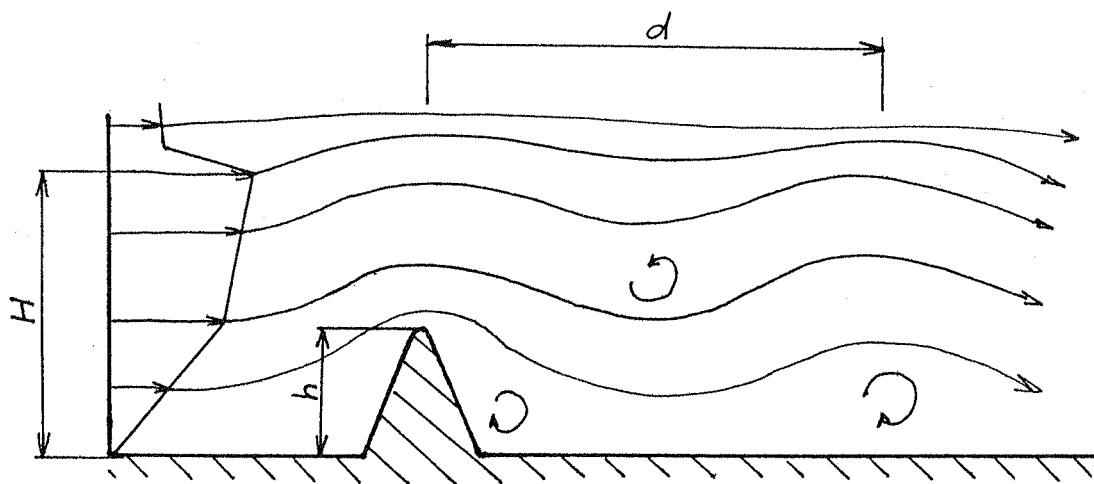
Základními charakteristikami každé vlny jsou její délka a amplituda. Tyto veličiny však závisí na mnoha vlivech, přičemž některé se během vlnové deformace nemění. Jsou to například charakteristiky terénu. Jiné se vyznačují jenom určitou stálostí. Jsou to směr a rychlost větru, teplota, vlhkost, statická stabilita. Vlnové charakteristiky jsou velmi proměnné, ale můžeme alespoň přibližně zjistit jejich hodnotu.

Délka vlny.

Délka vlny je vzdálenost dvou sousedních hřebenů anebo sedel vln (bodů se stejnou fází). Prvním činitelem určujícím délku vlny je velikost horského hřebene. Jestliže předpokládáme, že proud vzduchu je vertikálně mohutný, tak za malými překážkami vznikají jenom malé vlny s malou vlnovou délkou (okolo 5 km). Za stejných podmínek se za velkou překážkou vytvoří vlna s délkou 25-30 km. Nejčastěji se však vyskytují vlny dlouhé 10-15 km. Všeobecně je možno říci, že délka vlny roste se zvětšující se rychlostí větru a zmenšuje se se vzrůstající statickou stabilitou vzduchu.

h (m)	100	200	300	500	1000	1500	2000	3000
d (km)	1	2	3	5	10	15	20	30
H (m)	400	800	1200	2000	4000	6000	8000	12000

Tab.1 : Závislost vlnové délky d (km) na převýšení hřebene h (m) a potřebné maximální tloušťce proudící vrstvy H (m) pro vznik vyvinutého vlnového proudění H (m).



Obr. 4 : Zobrazení vlnové délky (d), převýšení hřebene (h) a tloušťky proudící vrstvy (H).

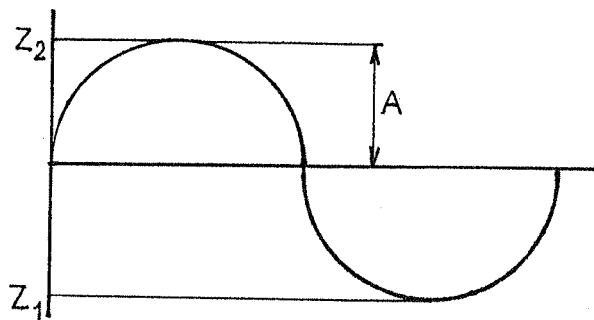
Amplituda vlny.

Amplituda je polovina výšky mezi hřebenem a sedlem vlny.

$$A = \frac{z_2 - z_1}{2}$$

z_2 - výšky hřebene vlny

z_1 - výška sedla vlny



Obr. 5 : Amplituda vlny (A).

Ve většině případů roste amplituda s výškou. Maximální amplituda se vyskytuje obvykle v okolí vrstvy s výraznou statickou stabilitou. Změny amplitudy jsou však poměrně komplikované. Velikost se pohybuje přibližně od 200 - 1000 m. Maximální rychlost výstupních pohybů dosahuje 25 m/s.

3. VÝSLEDKY VLASTNÍHO ZPRACOVÁNÍ

3.1 Zhodnocení podkladových materiálů

V této části budou interpretovány výsledky pozorování projevů vlnového proudění v oblasti Jeseníků. Byly dosaženy na základě zpracování synoptických pozorování během let 1987-1991 na stanici Praděd. V hodnoceném období jsem vycházel ze zprávy SYNOP. V ní je na příslušném místě zaznamenán výskyt Ac len, na základě kterých předpokládáme v daném čase přítomnost vlnového proudění. Za celé sledované období byla zpráva kompletní, takže z tohoto hlediska v případě, že měl pozorovatel dobrý výhled, by měly být postihnuty všechny výskyty vlnové oblačnosti. Toto by však v našem případě, jelikož jde o registraci střední oblačnosti, vyžadovalo malou nebo žádnou nízkou oblačnost a absenci mlhy. Tyto podmínky samozřejmě v mnohých případech nebyly dodrženy.

Nejdříve si všimněme jaký vliv má noc na pozorování. Za začátek noční doby, během které je pozorování ztíženo tmou, považujeme čas 30 min. po astronomickém západu Slunce a za její konec čas 30 min. před východem Slunce.

Můžeme si všimnout z výsledků denního chodu vlnové oblačnosti, že se tento vliv nejvíce projevuje v zimních měsících, kdy po 16 hod. dochází ke značnému poklesu počtu pozorování.

Dalším významným faktorem ovlivňujícím možnosti pozorování je nízká oblačnost a mlha, která se zvláště často vyskytuje u horských stanic jako je Praděd. Zde je podle dlouhodobého sledování omezeno nebo znemožněno pozorování ve 180-200 dnech v roce, což se zvláště projevuje v četnosti záznamů vlnové oblačnosti v podzimních a zimních měsících, kdy je výskyt této oblačnosti nejčastější.

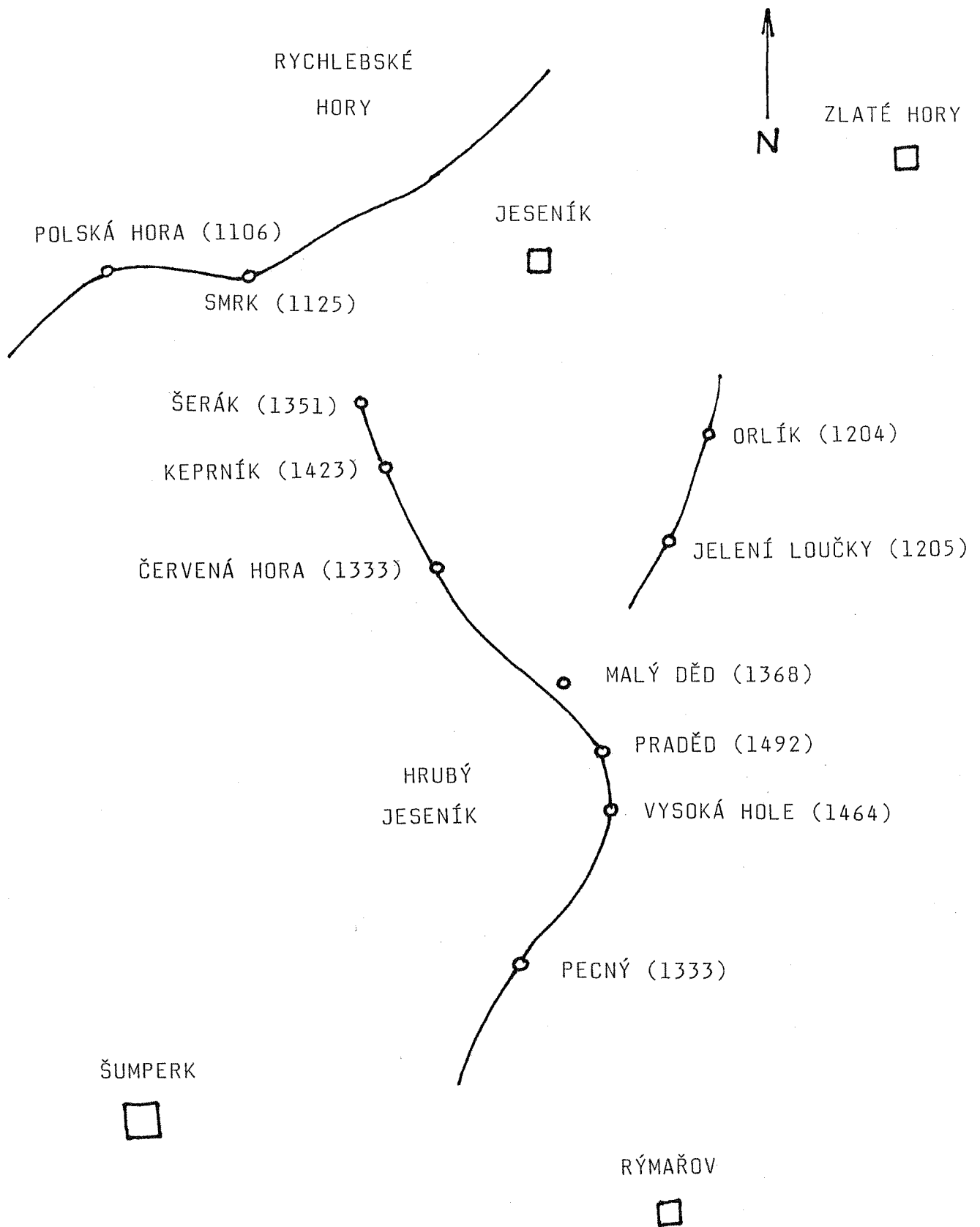
Závěrem této kapitoly je možné konstatovat, že údaje, na základě kterých jsme usuzovali na přítomnost vlnového proudění, jsou ovlivněny možnostmi pozorování. Za dané období byly vlnové oblaky pozorované v 695 dnech, což je 32 % dní daného období. Když vezmeme do úvahy výše uvedené nedostatky, bylo by procento výskytu nepochybně ještě vyšší. Na přesnou identifikaci přítomnosti vlnového proudění by však bylo třeba speciálního výzkumu.

3.2 Orografické podmínky Jeseníků

Pohoří Hrubého a Nízkého Jeseníku leží v severovýchodní části České republiky. Nejvyšší vrchol je Praděd (1492 m n.m.), kde se nachází meteorologická stanice, která je součástí profesionální staniční sítě Českého hydrometeorologického ústavu. Její poloha je $50^{\circ}04'$ s.š. a $17^{\circ}14'$ v.d. Pozorování na Pradědu bylo zahájeno v září roku 1941 a od roku 1947 je zajištěno nepřetržitě ve všech klimatologických termínech.

Poloha a orientace hlavního hřebene Jeseníků a hřebene Rychlebských hor s význačnými vrcholy je načrtnuta na obr. 6. Hlavní hřeben je orientovaný ve směru NW-SE a v prostoru Pradědu se stáčí do směru NE-SW. Tím vytváří konkávní překážku, která je pro vznik vlnového proudění nejvýhodnější. Jeho délka je 23 km a výška v rozmezí 1300-1450 m.

Na severozápadě leží pohoří Rychlebských hor, jejichž výška však dosahuje maximálně 1125 m a západně se nachází masív Kralického Sněžníku s max. výškou 1423 m, ale jeho vliv na proudění v okolí Pradědu je zanedbatelný. Reliéf okolní krajiny je jenom mírně zvlněný a nevytváří další významnější překážky ve směru převládajících proudění větrů.



Obr. 6 : Schematická mapa oblasti Jeseníků.

3.3 Prostorový výskyt Ac len

Jak již bylo uvedeno, Ac len nám sloužily jako jediný, ale spolehlivý identifikátor přítomnosti vlnového proudění. V měsíčních výkazech aerologických měření a ve zprávě SYNOP jsou zaznamenány údaje o výšce oblačnosti nad úrovní stanice (1490 m). Z hodnocení těchto údajů vyplývá min. výška vlnové oblačnosti přepočítaná na hladinu moře na 2700 metrů a maximální 4200 metrů nad mořem. V převážné většině se Ac len nacházely ve výškách v rozmezí 3300 až 3600 metrů. Pokud jde o časové rozložení výskytu, byly vlnové oblaky pozorované ve 2955 termínech během 2190 dnů, z čehož vyplývá 1,3 výskytu na jeden den.

V závěru je třeba poznamenat, že výšky oblačnosti jsou určovány odhadem (záleží v podstatě na kvalifikaci a odhadu obsluhy stanice, jaká hodnota je uvedena ve zprávách). Tímto je měření zatíženo značnou subjektivní chybou, se kterou se musí při případném podrobnějším výzkumu počítat.

3.4 Doprovodná oblačnost

Z oblaků typu Ac len byla ve většině termínů zaznamenána různorodá doprovodná oblačnost. Nejčastější doprovodnou oblačností byla oblačnost typu Ci, která se vyskytovala ve výškách okolo 8500 m n.m. Další významnou oblačností je typ St vyskytující se ve výšce 1500 m až 2700 m. Další doprovodné oblačnosti seřazeny podle četnosti výskytu jsou : Sc, Cs, Cu, Ns. Významným typem byla oblačnost ve výšce stanice, která v některých měřicích termínech znemožňovala pozorování, ale po jejím rozpuštění byl dále sledován výskyt Ac len. Z toho lze usuzovat, že se vlnová oblačnost vyskytovala i v době, kdy nemohla být pozorována. Množství jednotlivých druhů doprovodné oblačnosti se pohybovalo od jedné do pěti osmin pokrytí oblohy.

3.5 Vlnové oblaky ve vztahu k synoptickým situacím

V této kapitole budou porovnávány synoptické situace ve dnech s výskytem vlnových oblaků s celkovým výskytem jednotlivých situací během hodnoceného období. Jednotlivé typy jsou převzaty z katalogu povětrnostních situací. Každá situace je charakterizována určitými přesně stanovenými znaky. Účelem práce není určit některou situaci jako "vlnotvornou", ale zjistit převládající proudění v synoptickém měřítku ve dnech s výskytem vlnové oblačnosti. Některé typy synoptických situací, které se liší od sebe pouze malými změnami polohy řídicích útvarů, ale převládající proudění nad našim územím se nemění, jsme spojili do jedné skupiny. Jedná se o situace SEa, Sa dále SWc₂, SWc₃ a situace A, Ap. Hodnocení za období let 1987-1991 z hlediska synoptických situací bez ohledu na výskyt vlnových objektů vyjadřuje tab. 2. Je zde 23 typů synoptických situací. Z těchto je 8 anticyklonálních a 15 cyklonálních. V tabulce č. 2 je v absolutních počtech zaznamenán výskyt jednotlivých situací během hodnoceného období. Z 1826 dní se ve 604 dnech vyskytovaly anticyklonální situace, což je 33,1 % z celkového počtu a ve 1222 dnech se vyskytovaly situace cyklonální, což je 66,9 % ze všech sledovaných dní.

Z cyklonálních situací se nejčastěji vyskytovala situace Wc - západní cyklonální situace, která se vyskytla v 269 případech a byla vůbec nejčastější situací. Velké zastoupení mají také situace NWc, SWc_{2,3} a Bc. Z této tabulky vyplývá, že během sledovaného období převažoval cyklonální charakter počasí s převládajícím západním prouděním.

Z anticyklonálních situací byla nejčastější situace, kde řídicím tlakovým útvarem je azorská tlaková výše a z ní vysunut hřeben vysokého tlaku přes střední Evropu. Typ A, Ap.

Situace	M ě s í c												S	%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
Wc	36	24	36	4	6	23	19	22	30	6	22	41	269	14,7
Wcs		13	9		2	10		3	2	6	1	3	49	2,7
NWc	11	5	10	11	9		12	15	12	9	17	24	135	7,4
Nc	6	6	3	4	5	2	6		4	6	14	9	65	3,6
B		3	2		9	7				5	6		32	1,8
Bp	6	3	3	17	16		2	3	7	8	5	3	73	4,0
Bc	8		7	9	16	16	10	14	10	5	23		118	6,5
Vtz	1		6	3		3	1	2			3	2	21	1,2
Nec	11	4	10	4	14	22	7	7	10	2	2	3	96	5,3
Ec	4	3	5	12	9	5	2	3	3	4	2	11	63	3,4
C		9		14	5	9	12	4			6	4	63	3,4
Cv	2			2	3	9			3				19	1,0
SEc	3	10	8	16	5	3	2			8	5	2	62	3,4
SWc ₁	1	2	7	5		13	9	4	4	13	3		61	3,3
SWc _{2,3}	16	15	8	14	14	12	11	13	9	22	6	8	148	8,1
Wa	11	3	4				4	3	6	6		2	39	4,9
Wal			3				27	33	16				79	4,3
NWa	3		2	2	3		5	3			6		24	1,3
Nea	3	6	2	4	18	6	7	5	4	7	3	3	67	3,7
Ea	4	3	8	3	7				2	10	8	9	54	3,0
A, Ap	24	26	19	22	13	10	13	16	22	17	17	26	225	12,3
SEa, Sa	4	5	4	4	2		2	2		12	2		37	2,0
SWa		4					3	9	8	5			29	1,6

Tab.2 : Měsíční absolutní a roční absolutní a relativní četnosti jednotlivých synoptických situací za období 1987 až 1991 na území České republiky.

Situace	M ě s í c												S	%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
Wc	7	6	8	2	1	6	10	9	11	2	2	1	65	12,6
Wcs		2	1			7		1					11	2,1
NWc	3			4	3		7	7	1	1		4	30	5,8
Nc		1		1	4		3		3		4	1	17	3,3
B			1		1	4				1	3		10	1,9
Bp	1			8	8	2	2		1	4	2		28	5,4
Bc	2		3	2	2	7	5	5	1		4		31	6,0
Vtz				1		2							3	0,6
Nec	3	1	1		3	9	4	1	2				24	4,7
Ec	2			3	4				2				11	2,1
C		1		2	3	3	6	2			1		18	3,5
Cv	1				2	3							6	1,2
SEc	2		1	6	2					3	3	1	18	3,5
SWc ₁				1		5	1	1	1	2	2		13	2,5
SWc _{2,3}	3	7	2	4	4	8	7	5	3	9	2	4	58	11,2
Wa	5	1	1				3	1	3	1			15	2,9
Wal							11	17	5				33	6,4
NWa				1	2		4	1			1		9	1,7
NEa			2	2	6	5	6	2	1	4			28	5,4
Ea	2	1	3	1						2	2	1	12	2,3
A, Ap	7	4	4	8	4	2	2	2	5	3	4	7	52	10,1
SEa, Sa	1	2			1		1			5	1		11	2,1
SWa		2					2	2	3	4			13	2,5

Tab.3 : Měsíční absolutní a roční absolutní a relativní četnosti jednotlivých synoptických situací ve dnech s výskytem vlnových oblaků za období 1987-1991 na území České republiky.

Absolutní a relativní početnosti synoptických situací ve dnech s výskytem vlnových oblaků nám udává tab. 3. Synoptické situace jsme hodnotili v 516 případech. Cyklonálních situací se vyskytlo 343, což představuje 66,5 % z celkového počtu. Anticyklonální situace se vyskytly ve 173 případech, což je 33,5 % ze všech dní s vlnovou oblačností.

Z cyklonálních situací byla nejvíce zastoupena situace Wc, a to v 65 případech, což představuje 12,6 % z celkového počtu. Dále měly významné zastoupení ještě situace SWc_{2,3}, Bc a Nwc. Z anticyklonálních situací se nejčastěji vyskytovala situace A, Ap, a to v 52 dnech. Dále měly významné zastoupení situace Wal a NEa. Z tabulky tedy opět vyplývá převaha situací cyklonálního charakteru.

V další části sledujeme "příznivost" nebo "nepříznivost" daných situací pro vznik vlnového proudění. Pro tento účel si zavedeme index I, který má tvar :

$$I = \frac{P_v}{P}$$

kde P_v je absolutní početnost dané synoptické situace ve dnech s výskytem vlnových oblaků během sledovaného období,
 P je absolutní početnost téže situace během uvedeného období bez ohledu na výskyt vlnové oblačnosti.

Koeficienty I pro jednotlivé situace jsou obsaženy v tab. 4.

Jak z tab. 4 vyplývá, je koeficient I nejvyšší pro situací SWa, a to 0,45. Tato situace je charakterizována postupem rozpadajících se front od jihozápadu. Je podobná cyklonální situaci SWc₂, která je v tabulce na čtvrtém místě. Liší se pouze tím, že jednotlivé frontální systémy u situace SWc₂ přinášejí srážky. Z prvních sedmi situací je šest s převládajícím západním

Situace	I
SWa	0,45
NEa	0,42
Wa1	0,42
SWc _{2,3}	0,39
Bp	0,38
NWa	0,37
Cv	0,32
B	0,31
SEa, Sa	0,30
C	0,29
SeC	0,29

Situace	I
Bc	0,26
Nc	0,26
NEc	0,25
Wc	0,24
AAp	0,23
Wcs	0,22
NWc	0,22
Ea	0,22
SWc ₁	0,21
Ec	0,17
Vtz	0,14

Tab. 4 : Synoptické situace seřazené podle "příznivosti" pro vznik vlnového proudění.

nebo jihozápadním prouděním. Tento faktor se zdá být nejdůležitější při posuzování té které situace jako vhodné pro vznik vlnového proudění. Mezi těmito sedmi je pět anticyklonálního charakteru. Tento zajímavý poznatek je možné vysvětlit tím, že v době, kdy na našem území převládá anticyklonální a tedy "pěkné" počasí, jsou podstatně lepší pozorovací podmínky než v době cyklonálních situací, které jsou charakterizovány větší oblačností a přechodem frontálních systémů. Tento fakt se nejvýrazněji projevil u situace Wc, která má koeficient pouze $I = 0,24$. Je charakterizována postupem jednotlivých níží z Britských ostrovů přes Skandinávii na Baltik. Fronty s těmito nížemi spojené aktivně zasahují naše území. Nad naším územím převládá výškové západní proudění. Jak si můžeme všimnout z tabulek 2 a 3 byl absolutní výskyt situace Wc nejvyšší v prosinci, a to 41 dní.

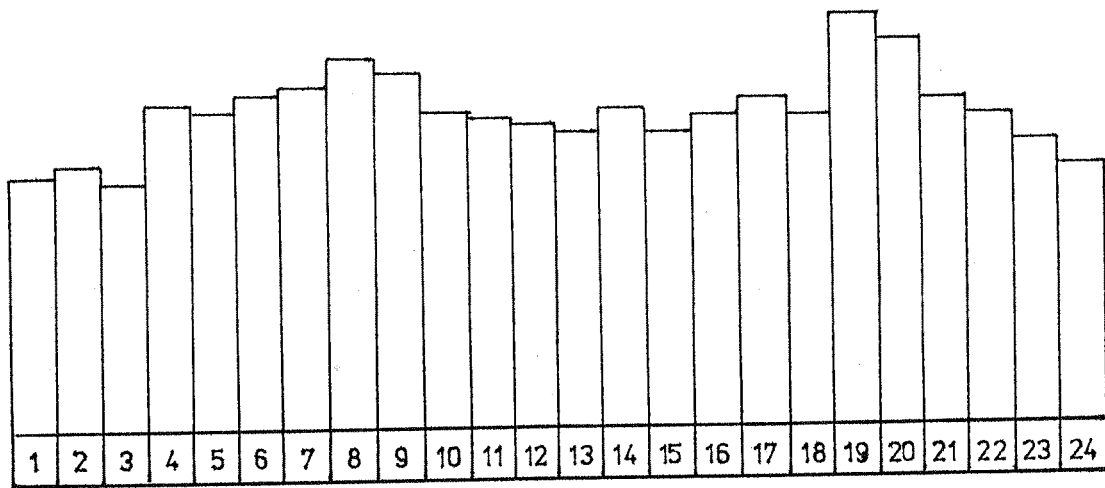
Ovšem v tomto měsíci byly vlnové oblaky pozorovány pouze v jediném dni. Toto se dá vysvětlit velmi nepříznivými pozorovacími podmínkami, kdy je vrchol Pradědu zahalen hustou oblačností, která vzniká v důsledku vyšší vlhkosti vzduchu proudícího z oceánu nad pevninu.

3.6 Denní chod vlnové oblačnosti

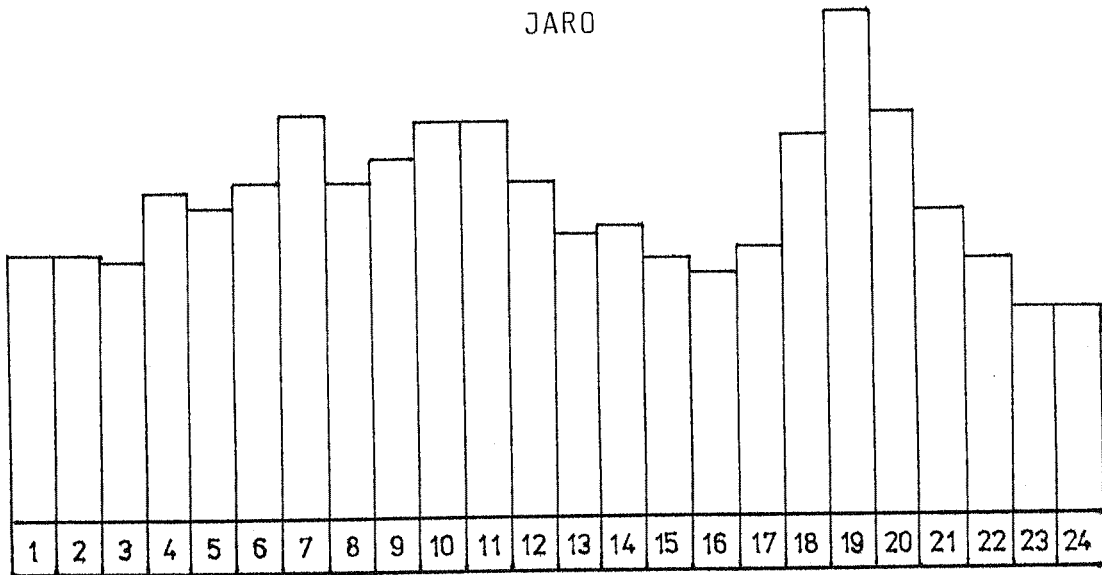
Jak již bylo uvedeno v kapitole 3.1 je denní chod vlnové oblačnosti ovlivněn možnostmi pozorování. Celkovou míru tohoto ovlivnění je ovšem možno těžko určit. Údaje o denním chodu jsou uvedeny tak, jak vyplynuly z výsledků pozorování. Při jejich porovnávání je proto nutno uvažovat se zkreslením a porovnávat pouze hodnoty, kdy byly možnosti pozorování přibližně stejné. Denní chod v roce a v jednotlivých ročních obdobích je zachycen na obr. 7. Vzhledem k omezení tmou můžeme denní chod na jaře hodnotit mezi 7 a 19 hodinou. Denní chod dosahuje na jaře ranního maxima mezi sedmou a jedenáctou hodinou. Od této doby klesá do sedmnácté hodiny, kdy začíná prudce stoupat a dosahuje denního maxima v 19 hodin. Odpolední pokles je způsoben snižující se stabilitou ovzduší, která se může změnit až na labilitu a tím dochází ke zhoršení podmínek příznivých pro vznik vlnového proudění.

Denní chod v letním období můžeme hodnotit od 4 hodin do 20 hodin. Tvar grafu se oproti jaru v podstatě nemění, pouze se ranní maximum posouvá do časnějších termínů, a to mezi čtvrtou a šestou hodinu. Pokles výskytu během dne je delší a hlubší z důvodu vyšší energie slunečního záření v letních dnech. V této době dochází k intenzivnímu prohřívání nejen přízemních, ale také vyšších vrstev atmosféry a vzniku labilního zvrstvení. V 19 hodin pozorujeme opět prudký nárůst výskytu vlnové oblačnosti v důsledku snížení energie slunečního záření, a tím k růstu stability ovzduší.

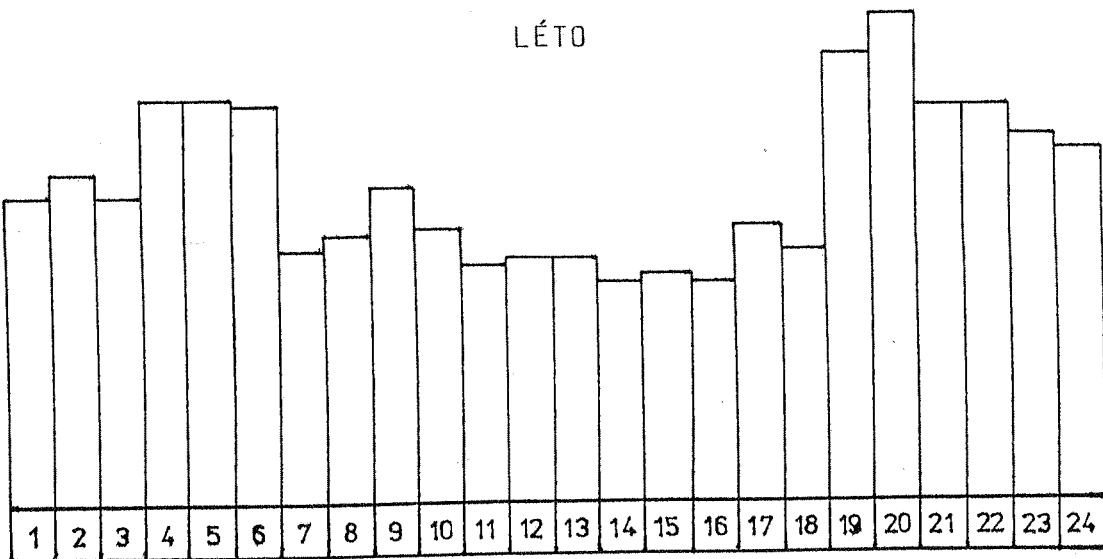
ROK



JARO

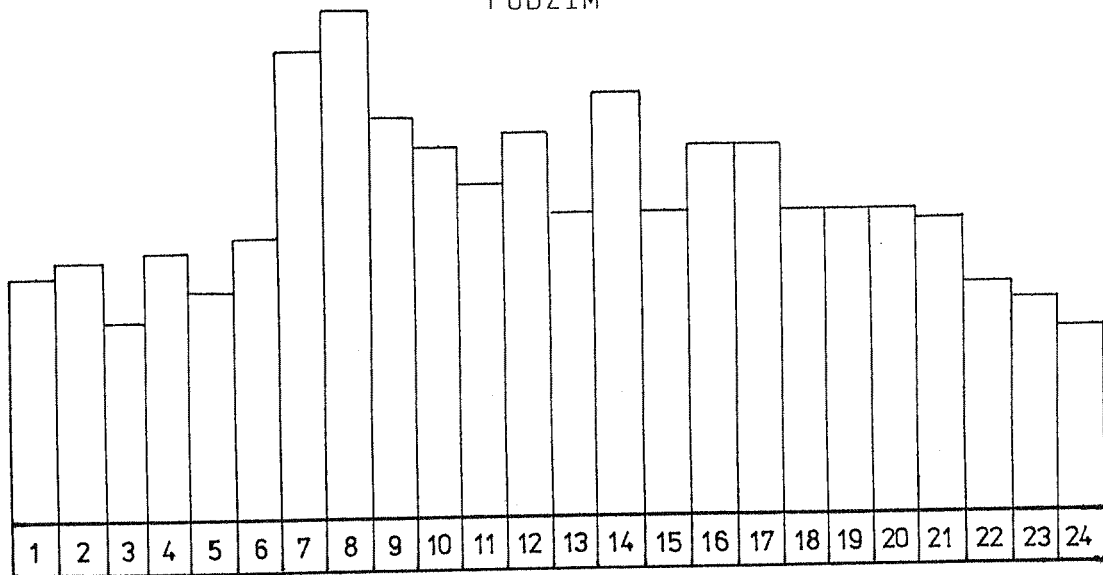


LÉTO

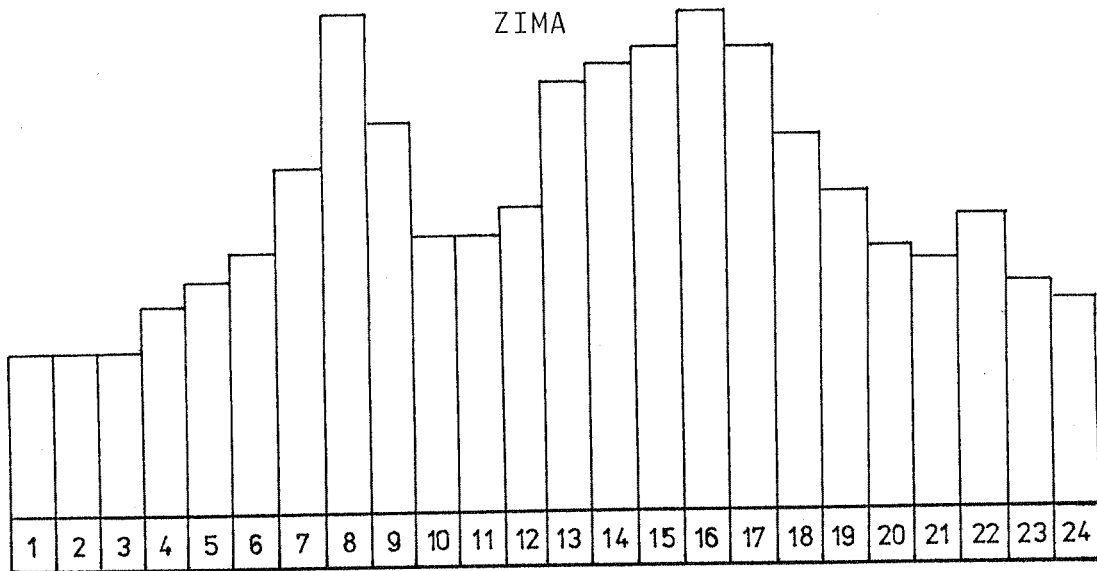


Obr. 7a : Denní chod vlnové oblačnosti v jednotl. termínech měření

PODZIM



ZIMA



Obr. 7b : Denní chod vlnové oblačnosti v jednotlivých termínech měření.

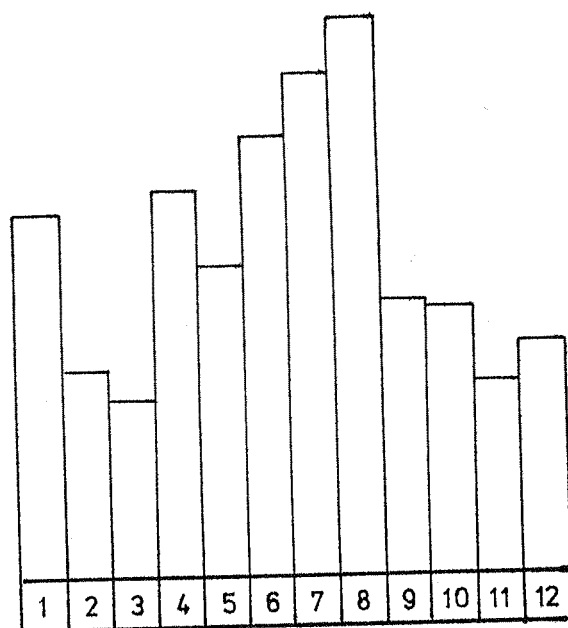
Podzim je charakterizován vysokou stabilitou ovzduší. Můžeme jej hodnotit od 7 hod. do 16 hodiny. V tomto období pozorujeme nevýrazné ranní maximum a během dne dochází k mírnému poklesu četnosti vlnové oblačnosti.

V zimním období, hodnoceném od 8 hod. do 16 hod., pozorujeme ranní maximum četnosti výskytu vlnové oblačnosti kolem osmé hodiny s následným poklesem do dvanácté hodiny a vzestupem s dosažením druhého maxima v 16 hodin. Denní chod je podobný jarnímu s tím rozdílem, že obě maxima jsou v zimě posunutá. Ranní ze sedmé na osmou hodinu a odpolední z devatenácté na šestnáctou hodinu. Tento posun je důsledkem kratší pozorovací doby v zimním období. Denní chod vlnové oblačnosti bez ohledu na roční období (to znamená za celý rok) je charakterizován velkou vyrovnaností výskytů v jednotlivých pozorovacích termínech s mírnými maximy v 8 hod. a 19. hod.

Závěrem je možno konstatovat, že je denní chod výrazně spojen s chodem stability ovzduší. Rozdíl je zvláště patrný mezi létem, kdy je během dne stabilita nejnižší a zimou s výrazně stabilním ovzduším.

3.7 Roční chod vlnové oblačnosti

Roční chod vlnové oblačnosti je vyjádřen četností výskytu vlnové oblačnosti v jednotl. měsících. Toto vyjádření je ovšem zatíženo nepřesností způsobenou rozdílnými možnostmi pozorování během roku. Pozorování je ztíženo jednak nízkou oblačností a mlhou, ale také různou délkou dne. Tato omezení jsou zvláště výrazná na podzim a v zimě.



Obr. 8 : Roční chod vlnové oblačnosti v jednotlivých měsících

Výše uvedená omezení jsou patrna z obr. 8. Maximum zde připadá na léto, i když podle teoretických poznatků a zkušeností by mělo být na podzim a v zimě. Výjimku zde tvoří měsíc leden, který se blíží četností pozorování letním měsícům. Toto bylo způsobeno výbornými pozorovacími podmínkami v lednu roku 1991, kdy se v podstatě nevyskytovaly mlhy ani nízká oblačnost. Vlnová oblačnost byla v té době pozorována každý druhý den.

Roční chod se lépe projeví, budeme-li sledovat změny výskytu vlnové oblačnosti v rámci jednoho termínu, během kterého se možnosti pozorování během roku výrazněji neměnily. Tím odstraníme vliv délky denní doby, ovšem vliv mlhy nevyloučíme.

Tento roční chod je patrný z tab. 5 a 6. Ve vybraných termínech mezi osmou a šestnáctou hodinou připadá maximum výskytů opět na léto, ovšem není již tak výrazné, jako když bereme v úvahu měření z celého dne.

Hodina	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	Σ
JARO	24	24	23	29	28	30	36	30	32	35	35	30	25	26	23	22	24	34	45	36	27	23	18	18	677
LÉTO	47	50	46	61	61	60	38	41	48	42	36	37	37	33	35	34	42	38	68	74	60	60	56	53	1157
POOZIM	18	19	15	20	17	21	35	38	30	28	25	29	23	32	23	28	28	23	23	23	22	17	16	14	567
ZIMA	12	12	12	15	17	19	25	36	28	20	20	22	31	32	33	36	33	27	23	19	18	21	16	15	542
ROK	101	105	97	126	123	130	134	145	138	125	116	118	116	123	114	120	127	122	159	152	127	122	108	101	2955

Tab.5 : Absolutní četnosti výskytu hodin s vlnovou oblačností ve všech sledovaných synoptických termínech.

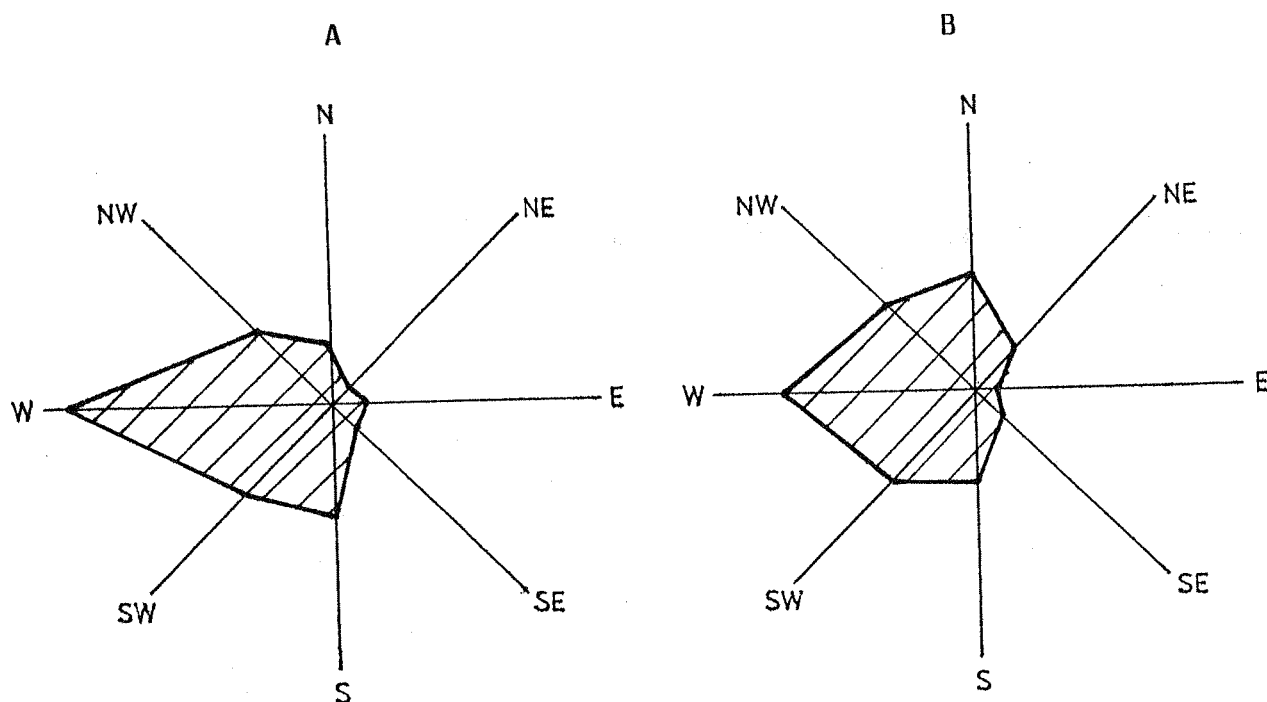
Hodina	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	%
JARO	24	23	24	23	22	23	27	21	23	28	30	25	22	21	20	19	19	28	29	24	21	19	17	18	22,9
LÉTO	46	48	47	48	50	46	28	28	35	34	31	31	32	27	31	28	33	31	43	49	47	45	53	52	39,2
POOZIM	18	18	16	16	14	16	26	26	22	22	22	25	20	26	20	23	22	19	14	15	18	14	15	14	19,2
ZIMA	12	11	12	13	14	15	19	25	20	16	17	19	26	26	29	30	26	22	14	12	14	18	15	15	18,3
ROK	100																							100	

Tab.6 : Relativní četnosti výskytu hodin s vlnovou oblačností v procentech všech sledovaných synoptických termínů.

Z tabulky 6 je však vidět pro zimní období mimořádně silné zastoupení vlnové oblačnosti v rámci ročního chodu v termínu 15 a 16 hodin, tedy v termínu, kdy se možnosti pozorování nejvíce blíží možnostem během celého roku.

3.8 Vliv směru větru

Výsledky byly zpracovány z údajů stanice Praděd. Vzhledem k její nadmořské výšce 1490 m odpovídají údaje tlakové hladině 850 hPa. S ohledem na to, že je Praděd osamocený vrchol s dostatečným převýšením nad hřebenem Jeseníků, můžeme předpokládat, že výsledky měření nebyly zkresleny vlivem tvaru horské překážky.



Obr. 9 : Relativní četnost směrů větru ve dnech s vlnovou oblačností (A) a dlouhodobý stav rozložení větru (B)

Na obr. 9 jsou zakresleny relativní směry větru podle dlouhodobých pozorování a ve dnech s výskytem vlnové oblačnosti. Větrná růžice zachycující celkový stav bez ohledu na vlnovou oblačnost byla převzata z podkladového materiálu [5]. Zde je hodnocen směr větru za období let 1981-1990, který se přesně neshoduje s námi hodnoceným obdobím, ovšem pro porovnání je dostatečně přesný a vystihuje dlouhodobý stav proudění na stanici Praděd.

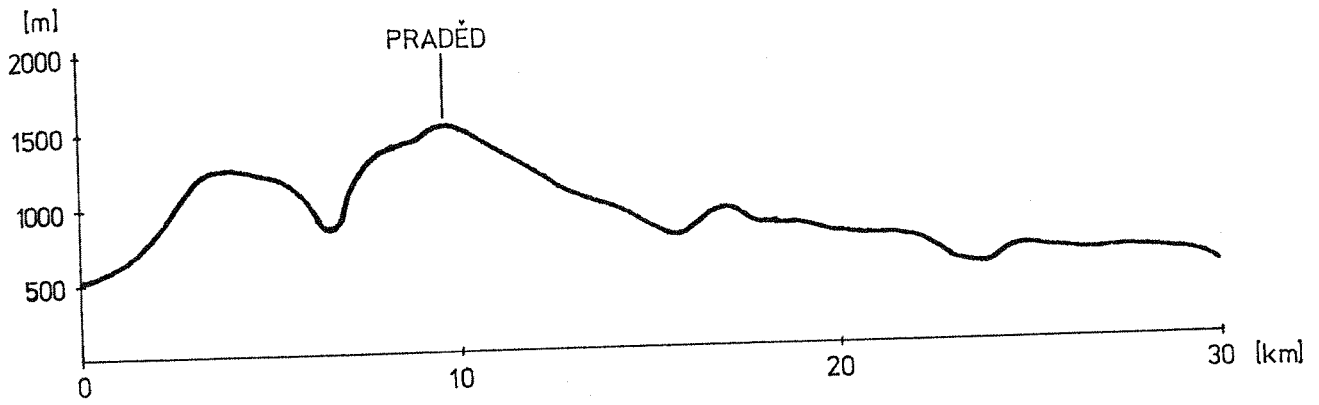
Jak vyplývá z obr. 9 je celkové rozložení směru větru v podstatě symetrické s převládajícím západním prouděním, které dosahuje 25 % četnosti. Největší plochu obrázku zaujímá severozápadní sektor, i když ne příliš výrazně. Jižní směry větru jsou zde zastoupeny minimálně.

Ve dnech s výskytem vlnové oblačnosti pozorujeme ještě výraznější zastoupení západních směrů, které dosahuje 35 %. Projevuje se zde vyšší procentuální zastoupení S směru a naopak pokles směru N a NW. Převládá zde proudění ze sektoru SW. Četnosti ze směru NE, E a SE jsou opět minimální.

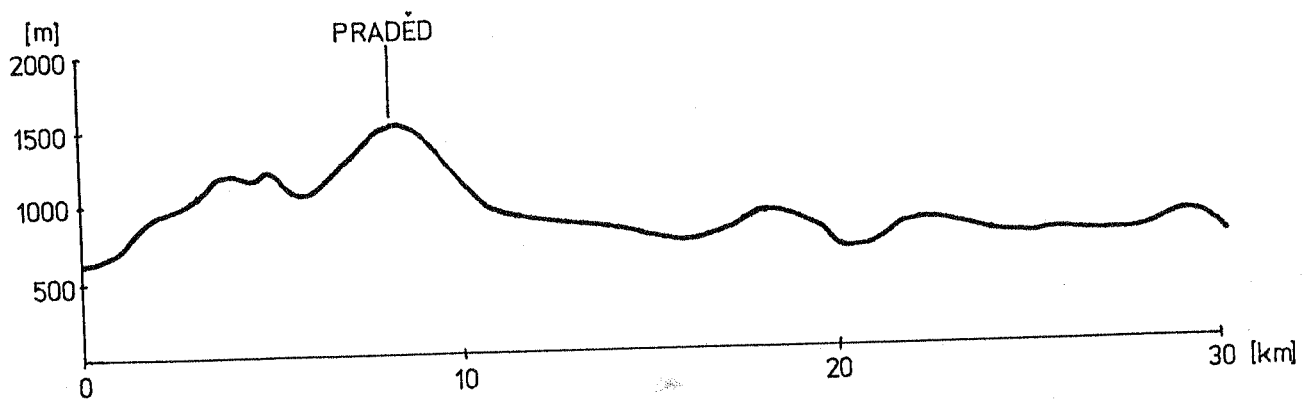
Z porovnání obou obrázků vyplývá, že pro vznik vlnového proudění jsou výhodné směry větru W, SW a S. Všechny ostatní směry mají ve dnech s výskytem vlnové oblačnosti menší procentuální zastoupení než je jejich dlouhodobý průměr. Je možno konstatovat, že tyto směry větru nejsou vhodné pro vznik vlnového proudění.

Na obr. 10 jsou zachyceny řezy terénem ve směrech, kdy je vlnové proudění nejčastější a nejvýraznější. Ze všech tří řezů vyplývá, že převýšení hřebene nad okolním terénem je 700-1000 m. Z tohoto údaje vychází střední délka vlny asi 10 km a minimální tloušťka proudící vrstvy 4 km. Tyto hodnoty jsou pouze orientační a mění se podle konkrétních podmínek. Podívejme se nyní blíže na jednotlivé řezy terénem na obr. 10.

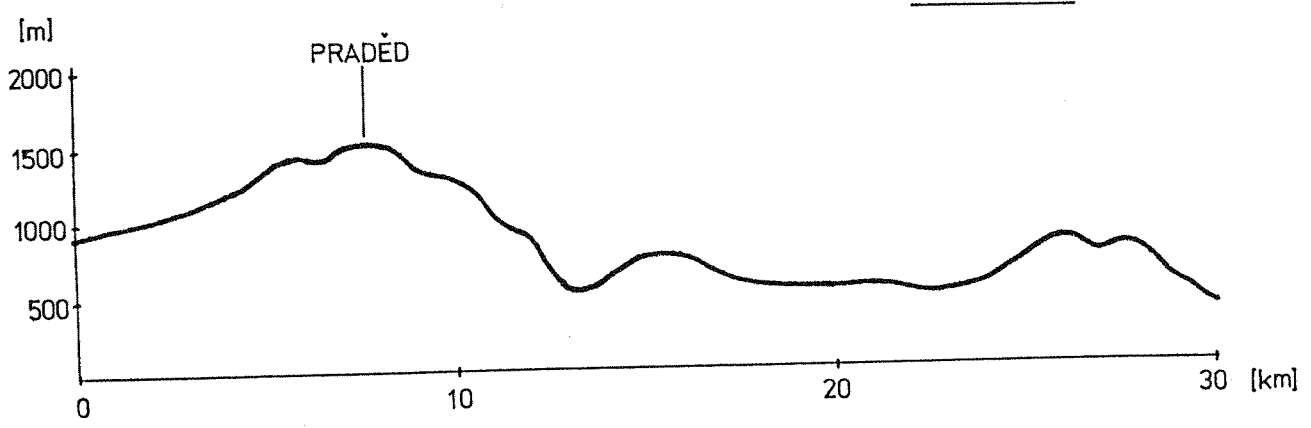
ŘEZ W-E



ŘEZ SW-NE



ŘEZ S-N



Obr. 10 : Řezy terénu při typických vlnových situacích

Řez W-E.

Proud vzduchu kopíruje tento terén při západní vlně (Krnovská vlna). Návětrná strana je bez významnějších překážek. Jediným rušivým pohořím by mohl být masív Králického Sněžníku, ovšem ten je již více na sever. Na závětrné straně se nachází pohoří Nízkého Jeseníku s nadmořskou výškou do 650 m. Terén mírně klesá, což může způsobit částečný útlum vlnového proudění. Při tomto směru nenastávají žádné jevy interference s jinými horskými masívy s porovnatelnou výškou, protože se nevyskytují v dostatečné blízkosti.

Řez SW-NE.

Tento řez je velice podobný předcházejícímu. Rozdíl je pouze v tom, že závětrné úbočí je strmější, což má příznivý vliv na vznik vlnové deformace a nejpodstatnějším rozdílem je to, že je zde nejvýhodnější poloha mezi nabíhajícím proudem vzduchu a horským hřebenem, kdy vlivem konkávního tvaru vznikají mohutné deformace vzduchové hmoty, která je nucena přetékat přes hřeben.

Řez S-N.

Při proudění v tomto směru jsou nejlepší podmínky pro vznik vlnové deformace. Převýšení hřebene nad terénem je zde největší a hřeben Jeseníků zde spadá strmě do údolí, na které navazují nížiny na polském území. Tato vlna označovaná jako "Jesenická" dosahuje největší amplitudy a je nejčastěji využívána pro výškové lety bezmotorových letadel.

3.9 Vliv rychlosti větru

Rychlost větru byla hodnocena na základě měření stanice Praděd. Výsledky jsou zpracovány pro čtyři rozsahy rychlostí 0-5, 5-10, 10-15, 15 a více metrů za sekundu. Při hodnocení jsem se

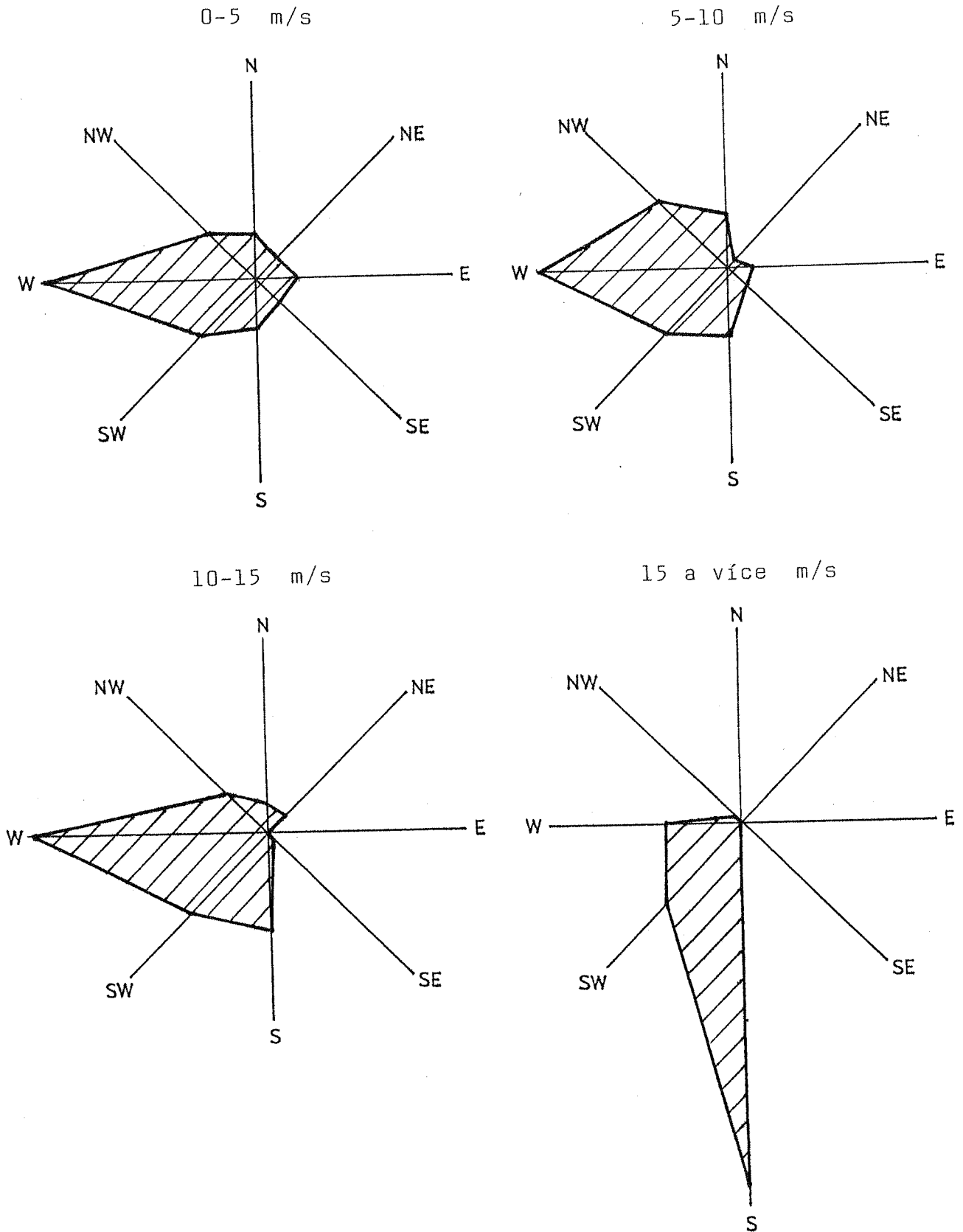
nedržel klasické běžně používané Baufortovy stupnice, abych mohl porovnat své výsledky s pozorováním provedeným za podobných podmínek ve Vysokých Tatrách (Ing. Nejedlík 1981). Výsledky jsou uvedeny v tabulce 7 a 8, kde jsou v absolutních počtech a v procentech uvedeny četnosti směru větru pro různé rozsahy rychlostí. Z těchto tabulek vychází grafické znázornění pomocí větrných růžic, ze kterých je lépe vidět rozdíly směrů větru při různých rychlostech proudění. Porovnáním těchto čtyř větrných růžic vyplývá, že ve dnech s výskytem vlnové oblačnosti se maximum četnosti se vzrůstající rychlostí větru přesouvá ze západního směru k jižnímu.

Vítr 0-5 m/s.

Při rychlosti větru do 5 m/s je rozložení jednotlivých směrů symetrické s převládajícím západním prouděním, které se vyskytovalo ve 38 % případů. Toto rozložení odpovídá dlouhodobému stavu, pouze je zde výraznější západní a východní proudění. Z toho je možno usoudit, že při slabém větru je západní a východní proudění nejvýhodnější pro vznik vlny. U ostatních směrů se četnost výskytu vlny rovná četnosti jejich celkového výskytu nebo je menší.

Vítr 5-10 m/s.

Proudění je zde opět co do směru symetrické s převládajícími západními směry, i když W vítr již zde není tak dominantní. Četnost všech směrů větru zde opět odpovídá dlouhodobému stavu. Toto je možné vysvětlit tím, že při větrech s rychlostí do 10 m/s vzniká většinou pouze slabé vlnové proudění, nebo pouze vírové proudění, u kterého můžeme také pozorovat oblačnost typu Ac len. Tvar a poloha horského hřebene zde pravděpodobně nehrají rozhodující úlohu. Vzhledem k převýšení terénu do 1000 m můžeme podle Förchtgottových výzkumů předpokládat uspořádané turbulentní proudění až od rychlosti 12 m/s ve výšce hřebene.



Obr. 11 : Rozložení směru větru pro různé rychlosti proudění.

Směr	Rychlost m/s				Σ
	0-5	5-10	10-15	15 a více	
N	29	50	8		87
NE	20	9	7		36
E	31	23			54
SE	23	23	2		48
S	36	65	28	43	172
SW	57	85	32	13	187
W	149	178	67	9	403
NW	47	90	16	1	154
	392	523	160	66	1141

Tab. 7 : Absolutní četnosti jednotlivých rychlostí větru v závislosti na směru větru.

Směr	Rychlost m/s				% Σ
	0-5	5-10	10-15	15 a více	
N	7,4	9,6	5,0		7,6
NE	5,1	1,7	4,4		3,2
E	7,9	4,4			4,7
SE	5,9	4,4	1,2		4,2
S	9,2	12,4	17,5	65,0	15,1
SW	14,5	16,3	20,0	19,7	16,4
W	38,0	34,0	41,9	13,6	35,3
NW	12,0	17,2	10,0	1,5	13,5
% Σ	34,0	46,0	14,0	6,0	100,0

Tab. 8 : Relativní četnosti výskytu jednotlivých rychlostí větru v závislosti na směru větru.

Vítr 10-15 m/s.

Při rychlosti větru v tomto rozsahu již můžeme předpokládat, že proudění bude uspořádané. Při porovnání větrné růžice s předcházejícími dvěma je možno pozorovat výraznou změnu, kdy se dominantními stávají větry ze směru W, SW a S. Tento posun odpovídá orientaci hřebene Jeseníků a dlouhodobým zkušenostem s vlnovým prouděním. Ostatní směry větru zde mají zanedbatelnou četnost. Vítr o rychlosti 10-15 m/s se vyskytoval ve 14 % všech termínů měření.

Vítr 15 a více m/s.

Při rychlosti větru nad 15 m/s se vyskytoval vítr pouze ze směrů W, WS, S a v jednom případě NW. Vlnová oblačnost typu Ac len nebyla při jiných směrech proudění zaznamenána. Přičemž severní proudění o této rychlosti je poměrně časté. Je zde také vidět, že maximum četnosti se přesouvá ze západního na jižní vítr. Jelikož je velikost amplitudy přímo závislá na rychlosti proudění, můžeme předpokládat, že vlnová situace s maximální amplitudou a tedy i dostupem pro větroně se budou vyskytovat při jižním proudění.

3.10 Zhodnocení konkrétních situací

Hodnocené situace byly vybírány podle následujících hledisek :

- co nejvyšší počet pozorování v daném dni,
- vlnová oblačnost byla pozorována i ve dnech před a po tomto termínu,
- množství oblačnosti Ac len do 3/8 pokrytí oblohy (při vyšším pokrytí se jedná spíše o oblačnost typu Altopcumulus translucidus).

Situace ze dne 6.1.1988.

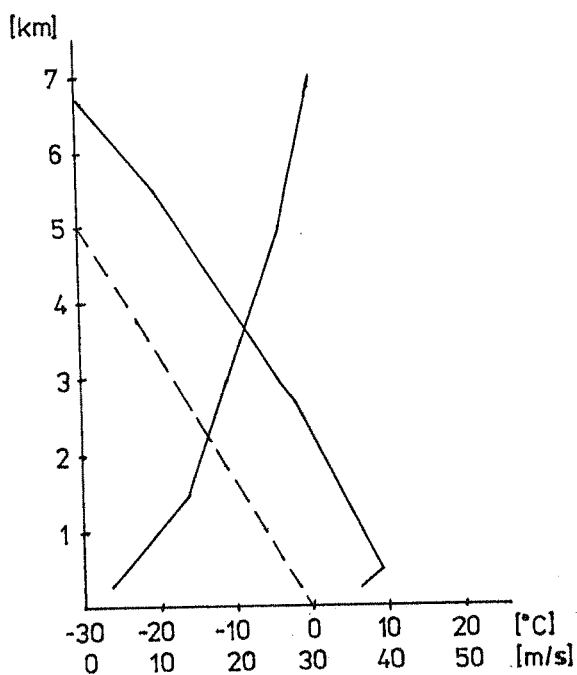
Dne 6.1.1988 byly oblaky typu Ac len pozorovány od 05 hod. do 24 hod. Před a po těchto termínech byl vrchol Pradědu zahalen mlhou. Je možné tedy předpokládat, že se vlnová oblačnost vyskytovala delší dobu, ale nemohla být pozorována. Množství oblačnosti typu Ac len bylo od 1/8 do 3/8 pokrytí oblohy. Současně se vyskytovala oblačnost typu Sc, Ci, Cs. Vítr na Pradědu dosahoval rychlosti 7-10 m/s a jeho směr kolísal mezi 180° až 230° s tendencí stáčet se postupně k západu.

Podle katalogu povětrnostních situací se jedná o situaci charakterizovanou tlakovou níží nad Britskými ostrovy a brázdou nízkého tlaku zasahující nad západní Evropu. Rozložení tlakových útvarů nám znázorňuje přízemní mapa a výškové mapy standartních izobarických hladin 850 hPa a 500 hPa - obr. 13. Zde je vidět převládající silné jihozápadní proudění nad celou západní Evropou a také nad naším územím.

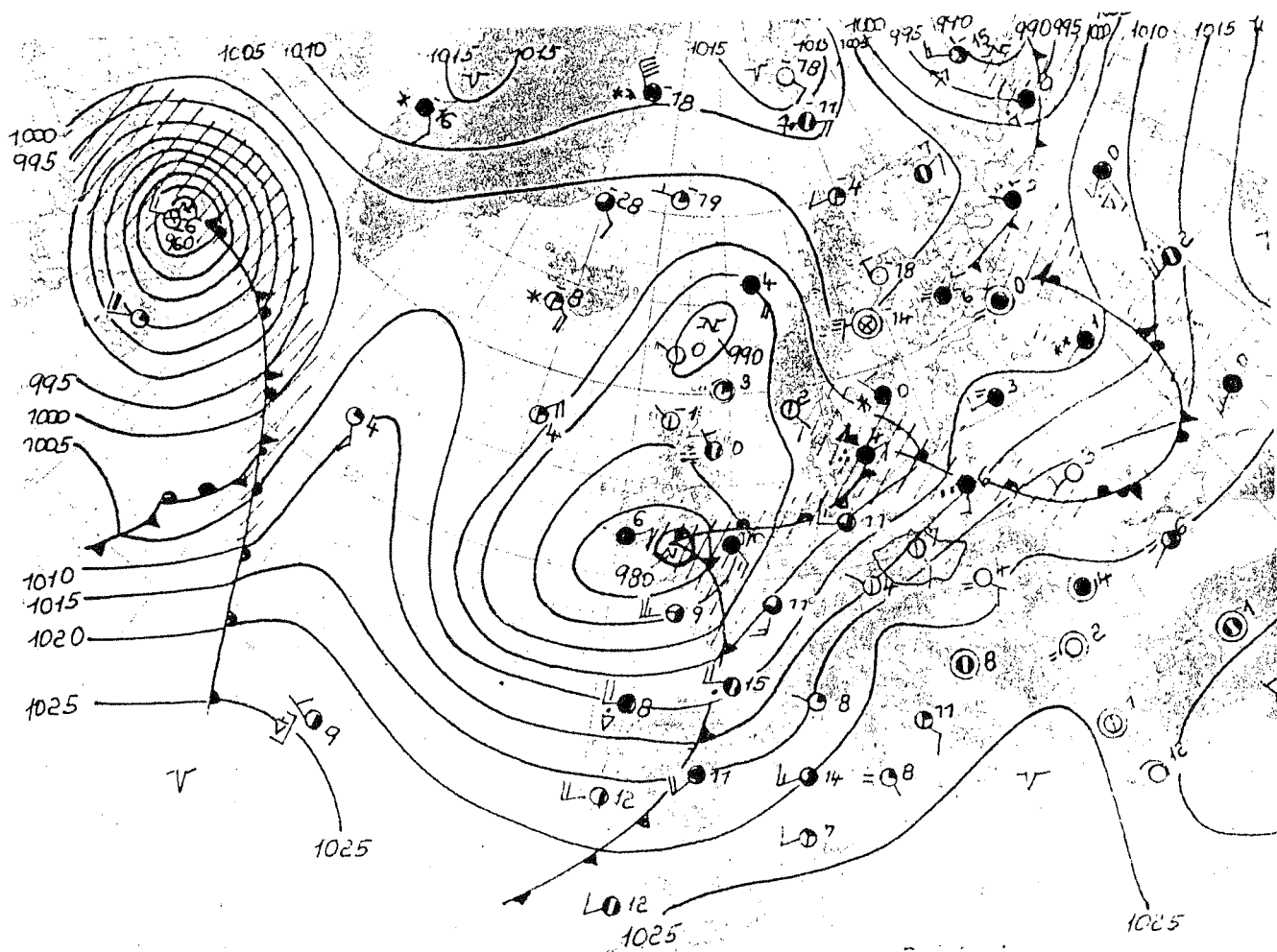
Jak vidíme z obr. 12 rychlost větru s výškou výrazně roste a jeho směr je konstantní. Toto má příznivý vliv na vznik výrazného vlnového proudění. V nadmořské výšce 3500 m, kde byly pozorovány oblaky typu Ac len, dosahuje rychlost větru 21 m/s. Údaje o rychlosti a směru větru vyplývají z tvaru a hustoty izohyps na výškových mapách a také z aerologického měření stanice Praha-Libuš v 01 hod.

Jak vyplývá z obr. 12, pohybuje se průměrný vertikální gradient teploty okolo 0,6 °C/100 m. Do výšky 600 m n.m. se nachází mírná teplotní inverze, která však nemá pro proudění v okolí Pradědu velký význam. Můžeme proto říci, že teplotní zvrstvení atmosféry bylo stabilní a tím příznivé pro vznik vlnového proudění.

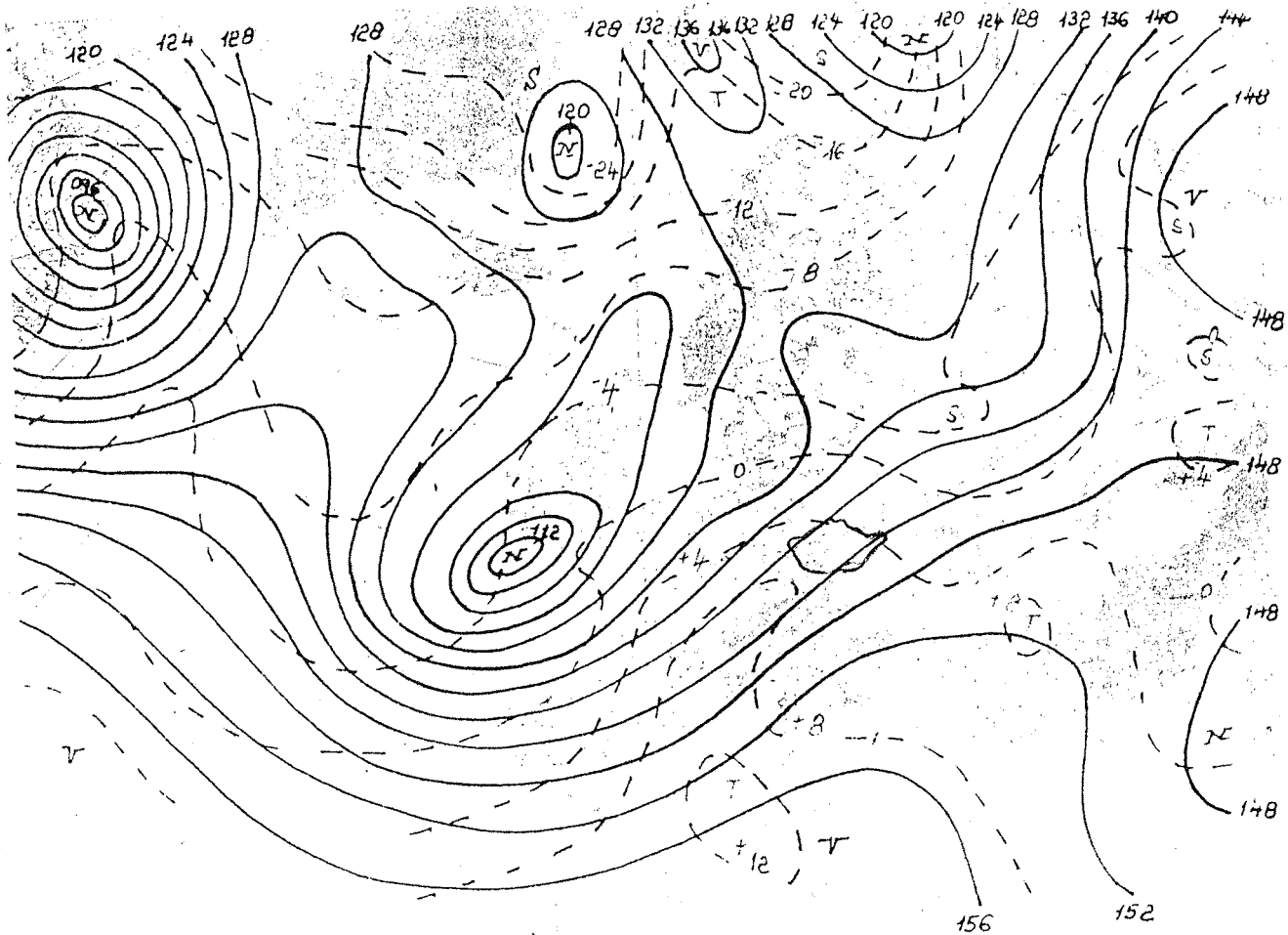
Celkově můžeme tuto situaci zhodnotit jako typickou pro "Jesenickou vlnu", kdy hlavním požadavkem je příhodný směr větru s dostatečnou rychlostí a stabilní zvrstvení ovzduší.



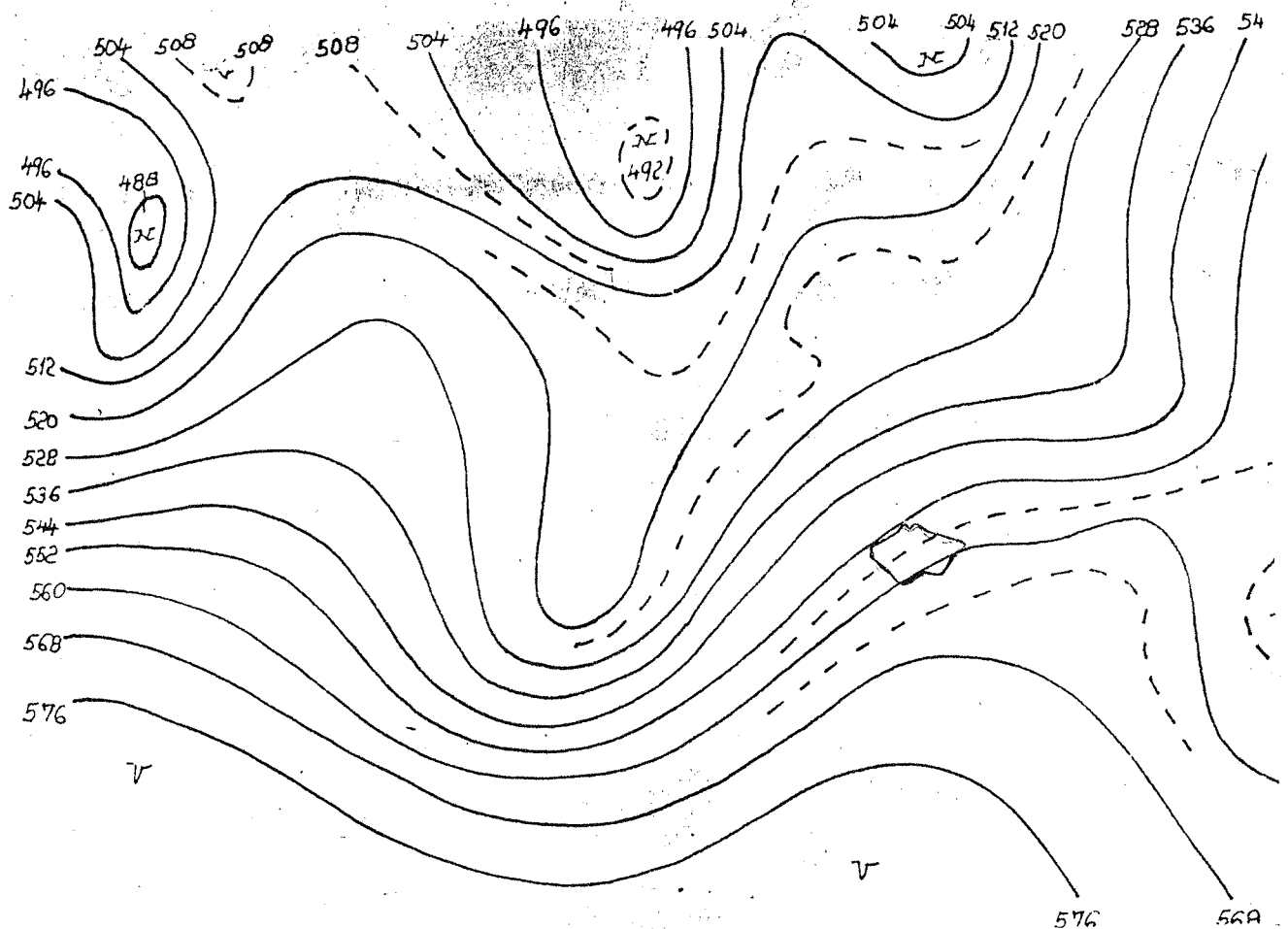
Obr. 12 : Průběh teploty a rychlosti větru s výškou dne 6.1.1988



Obr. 13a : Přizemní mapa dne 6.1.1988



Obr. 13b : Mapa absolutní topografie hl. 850 hPa dne 6.1.1988



Obr. 13c : Mapa absolutní topografie hl. 500 hPa dne 6.1.1988

Situace ze dne 17.10.1988.

Tato situace již není tak typická jako předchozí, ale vlnové proudění, které se zde vyskytovalo, bylo velmi výrazné a bylo pozorováno nepřetržitě po dobu dvou dní.

Rychlost větru na Pradědu se pohybovala od 6-13 m/s a směr od 160° - 230° . V této době se nevyskytovala žádná doprovodná oblačnost. Oblačnost typu Ac len se pohybovala v rozmezí 1/8 až 3/8 pokrytí oblohy, převážně pouze 1/8.

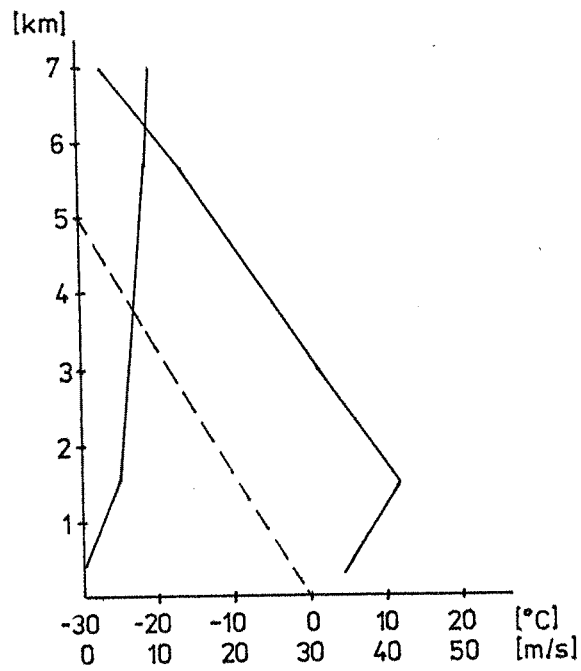
Oproti předcházejícímu příkladu se zde jedná o situaci anticyklonálního typu charakterizovanou polohou řídicí tlakové výše nad Skandinávií.

Na obr. 15 vidíme v přízemní mapě i ve výškové mapě 850 hPa malou hustotu izobar a izohyps a jejich neuspořádanost. Z toho by se dalo usuzovat, že podmínky nejsou vhodné pro vznik stabilního vlnového proudění. Ovšem ve výškové mapě 500 hPa vidíme výškovou tlakovou níž severozápadně od našeho území, která bude mít rozhodující vliv na proudění vzduchu ve vyšších hladinách.

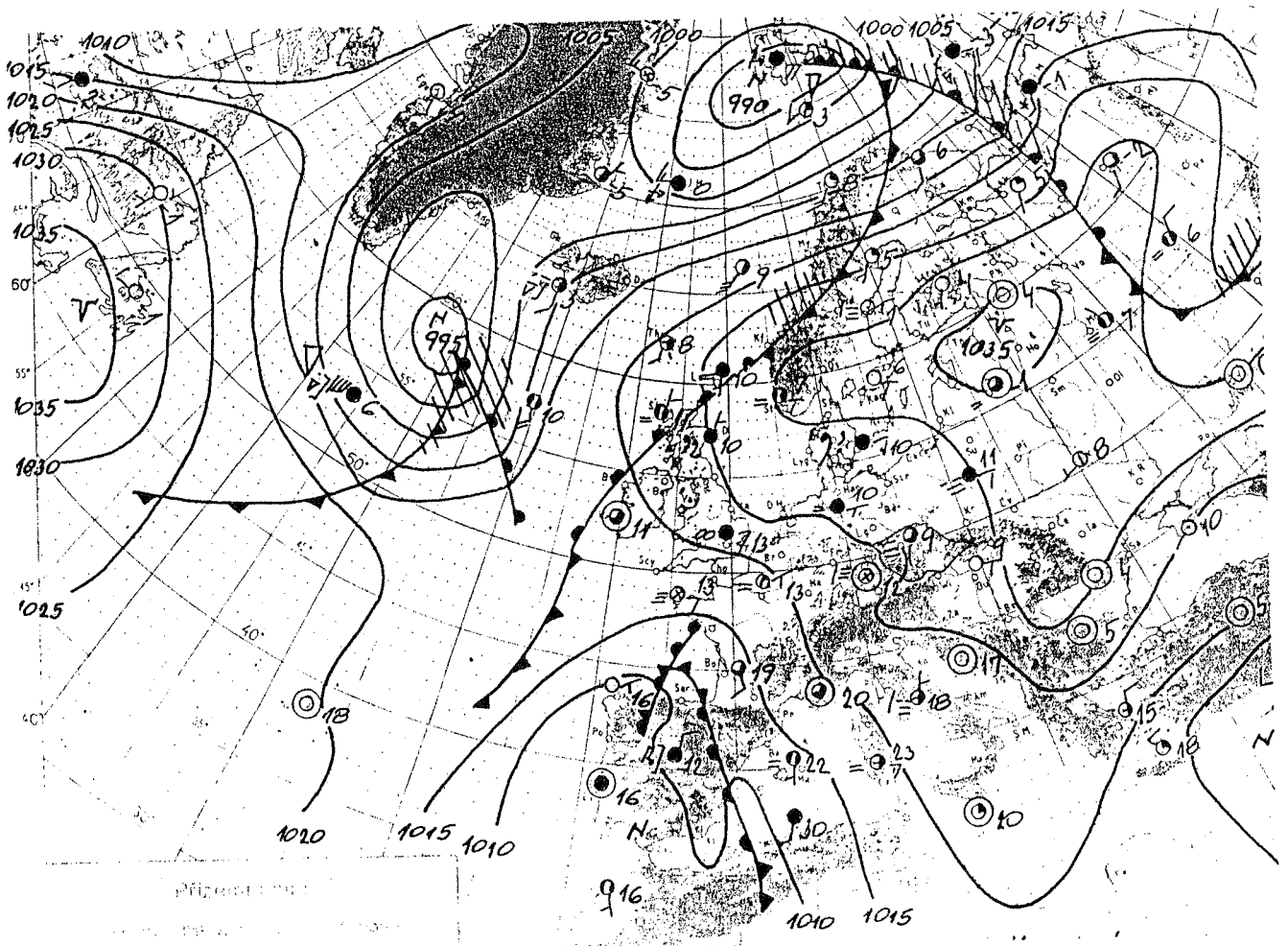
Průběh rychlosti větru je s výškou poměrně stálý (obr. 14) a pohybuje se od 5-10 m/s. Pouze mezi hladinami 300 a 200 hPa stoupá na 15 m/s s následným poklesem na 4-5 m/s. Přízemní vítr je jižní a od výšky 3000m se mění na jihozápadní. Tato změna probíhá pomalu a nemá velký rušivý vliv na vlnové proudění.

Vertikální gradient teploty je od nadmořské výšky 1500 m stálý, a to $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Ovzduší je tedy stabilní. Do výšky 1500 m je výrazná teplotní inverze typická pro toto roční období. V této době převládalo na Pradědu jasné slunečné počasí s výbornými pozorovacími podmínkami i v noci. Denní teploty dosahovaly až 10°C , zatímco například v Ostravě byla mlha a pouze 4°C .

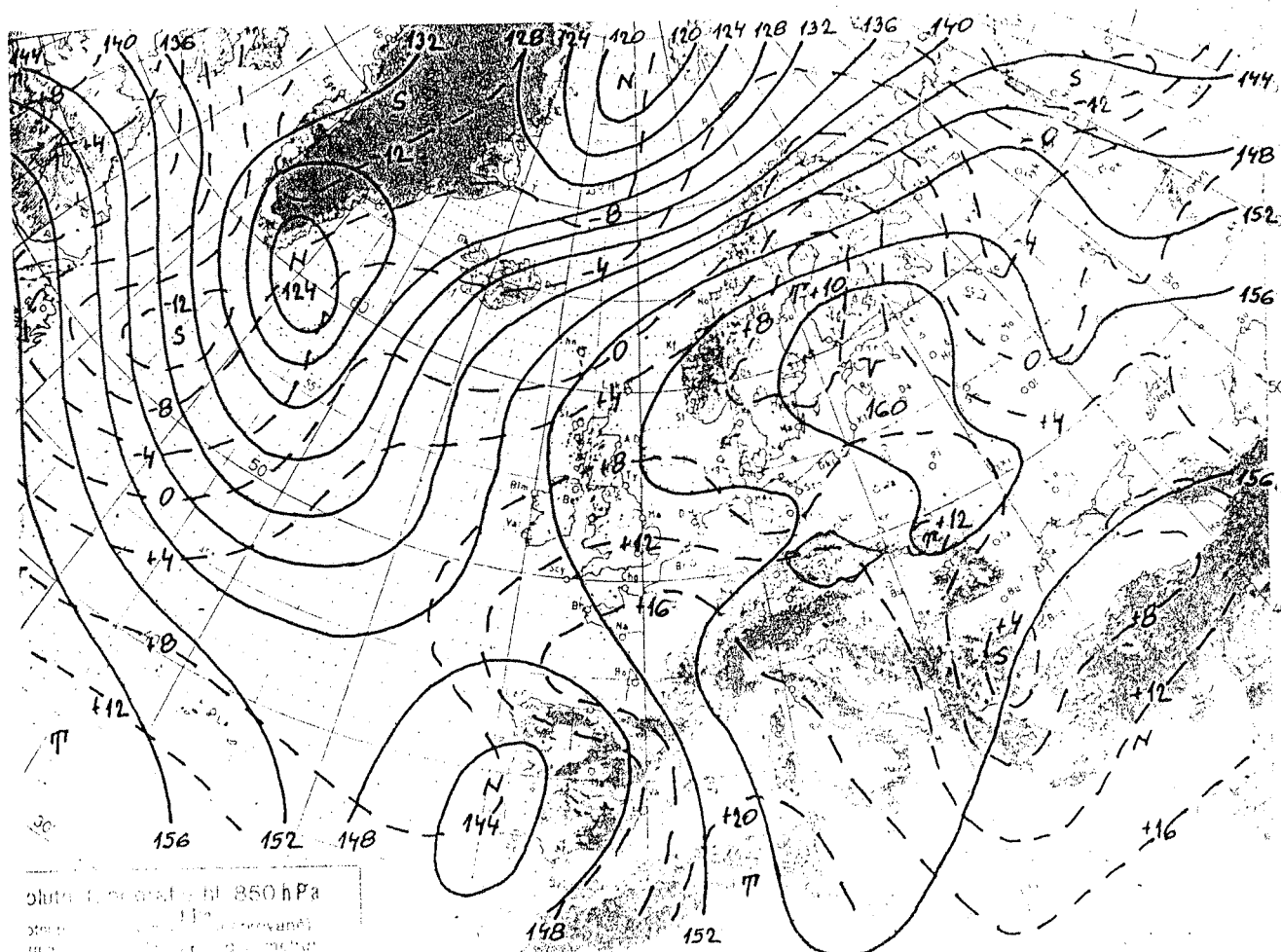
Celkově je možno tuto situaci hodnotit jako méně výraznou, což se hlavně týká rychlosti větru. Na závěr je tedy možno konstatovat, že nad výraznými horskými překážkami se může vlnové proudění vyskytnout i při slabších podmínkách anticyklonálních situací.



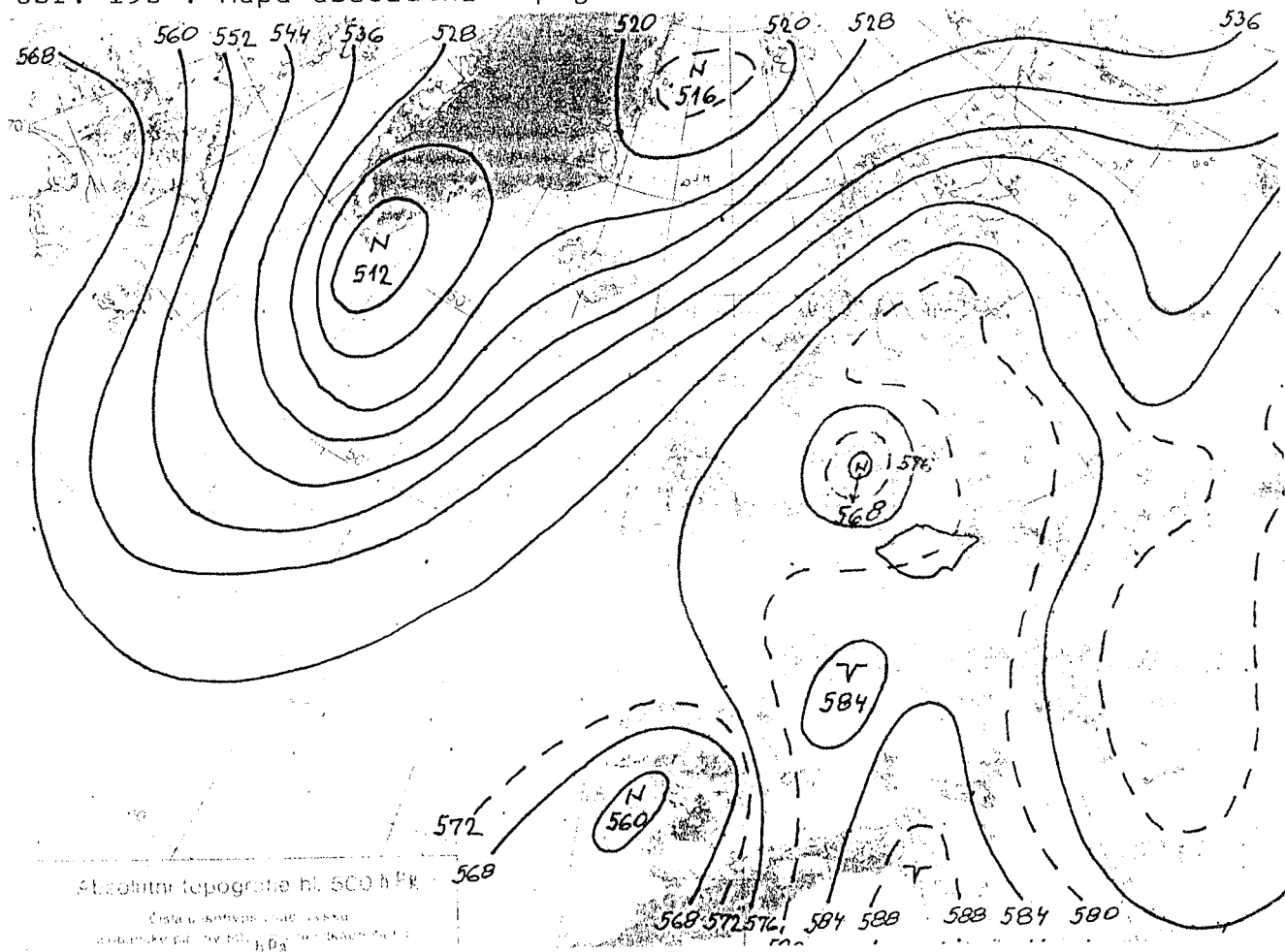
Obr. 14 : Průběh teploty a rychlosti větru s výškou dne 17.10.1988



Obr. 15a : Přizemní mapa dne 17.10.1988



Obr. 15b : Mapa absolutní topografie hl. 850 hPa dne 17.10.1988



Obr. 15c : Mapa absolutní topografie hl. 500 hPa dne 17.10.1988

4. Z Á V Ě R

Vlnové proudění v oblasti Jeseníků vzniká působením osamocené překážky a tou je horský hřeben dlouhý 23 km s převýšením nad terénem až 1000 m. Ten vytváří podmínky pro vznik vlnového proudění za různých meteorologických podmínek. Závětrné efekty můžeme pozorovat při různých směrech a při různé průměrné rychlosti větru. Vzhledem ke konkávnímu tvaru hřebene a jeho orientaci vzniká nejvýraznější vlnové proudění při západním, jihozápadním a jižním proudění. Tento předpoklad je potvrzen zpracováním údajů stanice Praděd za období let 1987-1991. Delší časové období nebylo zvoleno z důvodu nutnosti zpracovávat výsledky ručně bez využití počítače.

Vztah vlnového proudění k jednotlivým typům synoptických situací nebyl přesvědčivě dokázán. Je to dáno jednak jistým zjednodušením, které je obsaženo v popisech těchto synoptických situací a jednak zkreslením vzniklým možnostmi pozorování. Proto nelze žádnou situaci prohlásit za "vlnotvornou".

Denní chod vlnové oblačnosti potvrdil teoretické poznatky i praktické zkušenosti z této oblasti, byl prokázán vliv slunečního záření zvláště v letním období, které díky zvýšené labilitě ovzduší omezuje možnost vzniku vlnového proudění. Na výsledcích se také projeví zhoršené možnosti pozorování, které jsou patrné hlavně v zimě.

Roční chod vlnové oblačnosti vykázal značně rozporuplné výsledky, které odporují teoretickým předpokladům. Zde je ale nutno připomenout značný vliv mlhy a nízké oblačnosti, která má na stanici Praděd maximum na podzim a v zimě. Z těchto důvodů je znemožněno pozorování střední a vysoké oblačnosti po dobu 100-200 dní v roce, což je více než každý druhý den. V některých zimních měsících během sledovaného období byl vrchol Pradědu zahalen mlhou trvale, takže oblačnost typu Ac len nemohla být pozorována.

Cílem této práce bylo poskytnout základní informace o proudění v oblasti hor, především o vlnovém proudění a v rámci možností prozkoumat tento jev v oblasti Jeseníků. Teoretické závěry a praktické výsledky pozorování závětrných efektů jsou uvedeny v prvních dvou částech této práce. Jsou výsledkem mnohých výzkumů v různých částech světa. Třetí část této práce se věnuje proudění v oblasti Jeseníků. V ní jsem se snažil popsat podmínky vzniku vlnového proudění. Jistým omezením zde bylo, že jako jediný identifikátor vlnového proudění mi sloužila oblačnost typu Ac len zaznamenaná meteorologickou stanicí Praděd.

Jsem přesvědčen, že i přes toto omezení jsem dospěl k některým závěrům, které mohou být v letectví využity.

S e z n a m l i t e r a t u r y

1. Nedelka M. : Přehled letecké meteorologie. ALFA Bratislava 1984
2. Förchtgott J. : Atmosférické jevy významné pro letectví.
3. Förchtgott J. : Meteorologické zprávy 3. Praha 1949
4. Kdér F. : metodika leteckého výcviku na kluzácích, díl II. Praha 1979
5. Tolasz R. : Meteorologické zprávy 49. Praha 1992
6. Queney P. : The airflow over mountains. WMO, Technical note No 34
7. Katalog povětrnostních situací pro území ČSSR. Praha 1972
8. ČHMU : Metodický předpis č. 1. Kódovací příručka. Praha 1981