

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ

Katedra vodního hospodářství a environmentálního
modelování



Orografický vliv Šumavy na klimatické podmínky v jejím okolí

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce:

Ing. Jana Soukupová

Autor:

Jan Vondrů

2009

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto práci napsal samostatně s použitím zde uvedených podkladů a na základě konzultací a doporučení vedoucího bakalářské práce.

V Praze dne 24.4.2009

.....

Poděkování

Děkuji vedoucí bakalářské práce Ing. Janě Soukopové za věnovaný čas, poskytnuté informace a vedení při psaní této bakalářské práce. Děkuji Jakobovi Hettlerovi za pomoc s tvorbou GIS map reliéfu a pořízení fotografií oblačnosti. Michalovi Lepšímu také děkuji za poskytnuté fotografie.

OBSAH

1	ÚVOD.....	1
2	GEOMORFOLOGICKÁ A KLIMATICKÁ CHARAKTERISTIKA ŠUMAVY A OKOLÍ.....	2
2.1	Geomorfologie.....	2
2.2	Podnebí.....	3
2.3	Vegetační období.....	6
3	VYBRANÉ PROCESY V ATMOSFÉŘE.....	6
3.1	Adiabatické procesy.....	7
3.2	Fyzikální podstata vlnového proudění.....	8
4	HORKÉ VLNY.....	12
4.1	Definice horké vlny.....	12
4.2	Prostorové rozložení.....	12
4.3	Teplotní zvláštnosti jihozápadních Čech.....	14
4.4	Působení a důsledky horkých vln	16
5	SRÁŽKY	16
5.1	Charakteristika srážek na Šumavě a v Pošumaví.....	16
5.2	Orografické ovlivnění srážek Šumavou.....	18
5.3	Mechanismy orografického ovlivňování srážek.....	20
5.3.1	Orografické zesílení srážek.....	20
5.3.2	Orograficky vyvolaná srážková konvekce.....	20
5.4	Matematické modelování orografických srážek.....	22
5.5	Orografické oblaky.....	23
6	VÍTR A TYPY PROUDĚNÍ.....	24
6.1	Horské a údolní větry.....	25
6.2	Fén.....	25
6.3	Proudění vzduchu přes horské překážky.....	26
6.3.1	Nevírové proudění.....	26
6.3.2	Vírové proudění.....	27
6.3.3	Vlnové proudění.....	27
6.3.4	Rotorové proudění.....	29
6.3.5	Chaotické proudění.....	29
7	ZÁVĚR.....	30

1 ÚVOD

Cílem mé práce je popsat, jakým způsobem a měrou Šumava jako pohoří ovlivňuje klima ve svém dosahu. Hlavním činitelem je zde právě orografie. Tento výraz je řeckého původu a překládá se jako horopis. Jedná se o nauku, která přesně popisuje vnější podobu povrchových tvarů, zejména jednotně tak, aby je bylo možno srovnávat (Král et al. 1972). Z hlediska klimatologie je výstižnější následující popis podle Sobiška et al. (1993) .

Orografie je soubor tvarů zemského povrchu, který ovlivňuje všeobecnou cirkulaci atmosféry a patří tak k velice významným klimatickým faktorům. Jde o geometrickou vlastnost aktivního povrchu, která podmiňuje regionální a místní zvláštnosti podnebí.

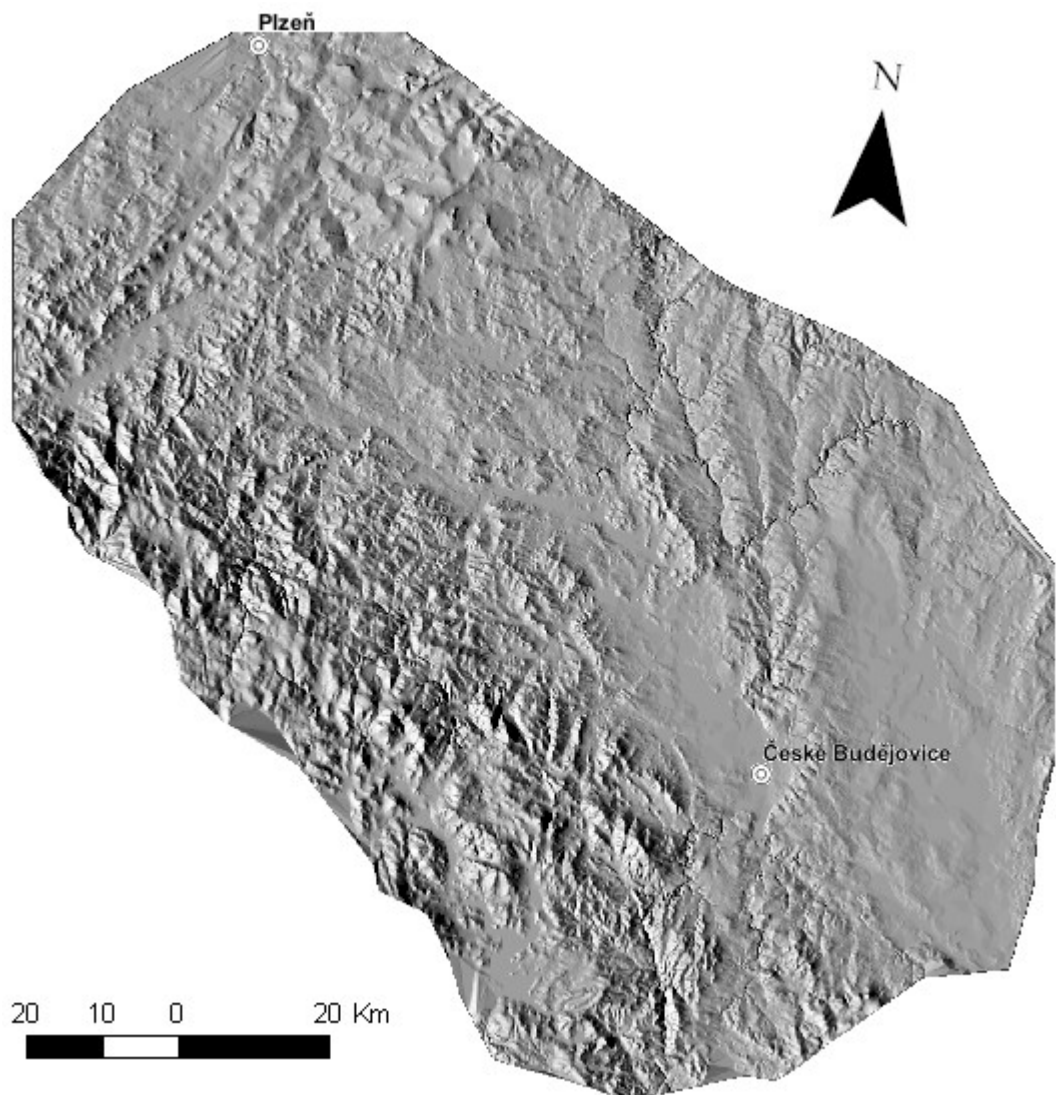
Orografii tak můžeme chápat jako příčinu jevů, které vyvolává. Dalším hlavním činitelem je vzduch samotný a jeho vlastnosti vyplývající z fyziky plynů. Zejména to jsou adiabatické procesy, které se projevují při přechodu vzdušné masy přes horskou překážku (Kemel 2000). Tyto dva faktory různou měrou ovlivňují klima v regionálním měřítku.

Klima je pak dle Sobiška et al. (1993) dlouhodobý charakteristický režim počasí podmíněný energetickou bilancí, cirkulací atmosféry, charakterem aktivního povrchu a lidskými zásahy. Podle staršího pojetí je klima soubor všech meteorologických prvků, jenž určuje průměrný stav atmosféry. V následujících kapitolách jsou rozebírány tyto jednotlivé prvky s cílem zjistit, jestli na ně má orografie nějaký vliv, případně jak veliký. Vedle obvyklých prvků (teplota, srážky, vítr atd.) jsou uvedeny i *horké vlny*, které jsou podle Kyselého (2000) pravděpodobně zesíleny Šumavou a mají velký negativní dopad na ekosystémy, zemědělství i na lidské zdraví.

2 GEOMORFOLOGICKÁ A KLIMATICKÁ CHARAKTERISTIKA ŠUMAVY A OKOLÍ

2.1 Geomorfologie

Vybraná oblast z hlediska správního rozdělení přibližně zabírá JV část Plzeňského kraje a prakticky celý Jihočeský kraj kromě jeho východního výběžku. Z geomorfologického hlediska tvoří území dvě hlavní rozdílné části - jasně definované výrazně hornaté území geomorfologické oblasti Šumava a Šumavské podhůří. Druhou část, která bude pro přehlednost uváděna jako „Pošumaví“, nelze snadno definovat, respektive její hranice severozápadním směrem od Šumavy nejsou ostré. Jedná se o jihovýchodní části Plzeňské pahorkatiny (hlavně Švihovská pahorkatina), Jihočeské pánve, Novohradské podhůří a jižní části Středočeské pahorkatiny (Demek 1987). Dobrý přehled o složité orografii území lze získat na mapách (obr. 1 a přílohy 3-6) vytvořených v na základě digitálního modelu reliéfu ČR (Arcdata 2007).



Obr. 1: Mapa české části Šumavy a Pošumaví vyjadřující tvar reliéfu. (Vytvořil Hettler J. & Vondru J.)

Oblast Šumavy je z našeho pohledu geomorfologicky nejdůležitější, protože vytváří překážku přecházejícím vzdušným masám. Je to pohoří celkově ukloněné k východu podél státní hranice s Německem, které má charakter ploché hornatiny s příkrými jihozápadními svahy na bavorské straně, zatímco severovýchodní svahy na české straně pozvolna přecházejí do šumavského podhůří. Jeho nejvýraznější vrcholy (Grosser Arber 1456 m n. m. a Grosser Rachel 1453,7 m n. m.) se nacházejí na německé straně v severozápadní části. Nejvyšším vrcholem české strany je Plechý 1378,3 m n. m. Rozloha Šumavy činí 1700 km² při délce zhruba 120 km a maximální šířce cca 25 km a střední nadmořské výšce 921,5 m (Albrecht et al. 2003). Centrální části dominují Šumavské pláně, které tvoří náhorní plošinu s průměrnou nadmořskou výškou okolo 1000 m n. m., které jsou podle Löwa & Míchala (2003) jedny z jedinečných nejrozsáhlejších a nejtypičtějších celků ve střední Evropě. Přilehlé Šumavské podhůří má charakter členité vrchoviny s hlubokými až kaňonovitými údolními. Je s rozlohou 2407 km² větší než vlastní česká část Šumavy. Průměrná nadmořská výška činí 634 m n. m. (Demek 1987).

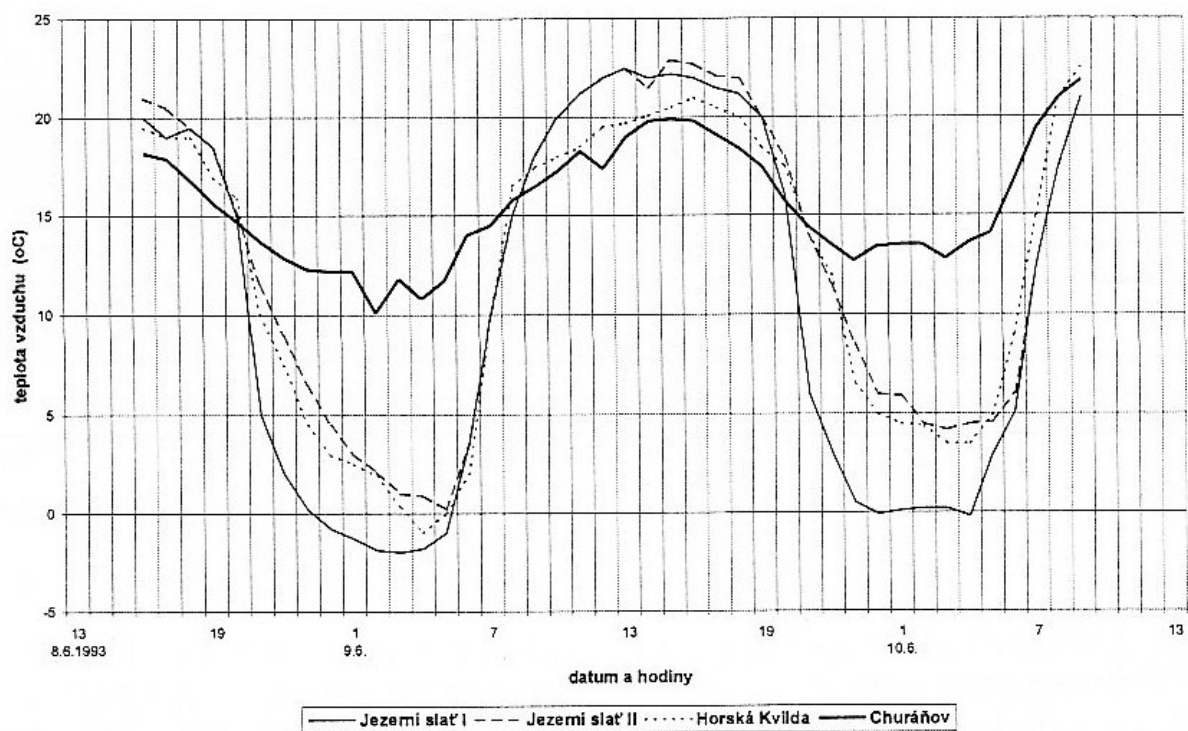
Pošumaví je členitá oblast široce se rozprostírající severně od Šumavy. Směrem od západu ji tvoří Švihovská vrchovina - plochá vrchovina se střední nadmořskou výškou 460 m svažující se směrem k severu (Zahradnický & Mackovčín et al. 2004). Dále jižní části Středočeské pahorkatiny (Táborská a Blatenská pahorkatina). Ta má charakter členitější pahorkatiny s průměrnou výškovou členitostí asi 50 – 150 m. Na východě území končí Jihočeskými pánevemi, které mají převážně rovinný charakter a jsou tak průměrně nejnižší z celého území. Střední výška Třeboňské pánve je 457 m. Českobudějovická pánev se pohybuje v rozmezí 380 – 410 m n. m. Oblast mezi pánevemi a Šumavou vyplňuje Novohradské podhůří, což je soubor sníženin, pahorkatin i členitých kerných pohoří. Dosahuje střední nadmořské výšky 556 m (Demek 1987).

2.2 Podnebí

Pro podnebí oblasti je určující poloha v mírném klimatickém pásmu střední Evropy, geomorfologická členitost území a expozice proti převládajícímu směru proudění vzduchu. Vlivem geografické polohy jsou ale některá místa teplejší nebo chladnější vůči nadmořské výšce. Podstatnými činiteli, které tento jev způsobují jsou inverze v uzavřených kotlinách v podhůří i na pláních a občasný fénový efekt (Albrecht et al. 2003). Podle Quitta (1971) zahrnuje celé území všechny mírně teplé a chladné oblasti, přičemž chladné oblasti pokrývají Šumavu a mírně teplé podnebí panuje v pánvích a pahorkatinách severně od šumavského masivu. Oblast je tedy velice heterogenní a klimaticky pestrá. Například zcela rozdílné podmínky panují v Klatovské kotlině, která leží v mírně teplé klimatické oblasti, kde se průměrná roční teplota pohybuje okolo 8 °C

a roční srážkový úhrn kolem 600 mm. Oproti tomu na vrcholových partiích Šumavy vzdálených 30 km severně mohou srážky ročně dosahovat až 1500 mm a roční průměrné teploty se zde pohybují kolem 4°C (Zahradnický & Mackovčín et al. 2004). Počet mrazových dnů kolísá podle nadmořské výšky od 110 do 180 a počet letních dnů mezi 5 až 50. V nejteplejších částech bývá asi 110 mrazových dní, v nejchladnějších 170 a víc, extrémně 250 (Albrecht et al. 2003).

Samotnou Šumavu lze rozdělit na dva klimaticky rozdílné celky. Větší část zabírá pohraniční pásmo Šumavy s přilehlými inverzními údolími Vltavické brázdy, Horní Vltavy a Otavy v polohách nad 800 m a jihozápadní svahy vnitrozemského pásma. Druhý celek tvoří S a SV svahy vnitrozemského pásma a přilehlá část Šumavského podhůří. Podnebí má přechodný ráz mezi klimatem oceánským a vnitrozemským. Má tedy poměrně malé roční výkyvy teploty a poměrně vysoké srážky se stejným rozložením během celého roku. Horské polohy nad 1200 m n. m. patří mezi nejchladnější území ČR (Strnad 2003).



Graf 1: Denní chody teploty vzduchu ve dnech 8. - 10. 6. 1993. (Křivancová 1999)

K nejchladnějším částem patří Šumavské pláně, kde je právě jejich velká rozloha a nadmořská výška příčinou drsného klimatu. Zde se nachází v široce rozevřených mělkých sníženinách nejchladnější místa v České republice vůbec. V těchto údolích dosahují teploty extrémních hodnot. Jezerní slat' -41,6 ; Březník -40,4; Horská Kvilda -36,4 a Hlinišť -36,5. Nejchladnější měsíční teploty jsou na stanici Kvilda – Jezerní slat', kde denní amplitudy teplot

mohou být 30°C i vyšší a průměrná roční teplota činí pouhé 2 °C. V průměru se zde i během vrcholného léta vyskytuje 10 mrazových dní, zatímco na 5,1 km vzdálené stanici Churáňov ani jeden – viz graf 1 (Křivancová 1991). Křivancová (1999) později tuto anomálii vysvětluje tak, že zde při příhodných mezoklimatických podmínkách vznikají „jezera studeného vzduchu“, kde v přízemní inverzní vrstvě může být teplotní gradient až 1°C na 1 m výšky.

Průměrné teploty se na Šumavě normálně pohybují od 6 °C (750 m n. m.) do 3°C (1300 m n. m.). Teplotně se liší již výše zmíněné oblasti Šumavských plání a inverzní lokality v údolních polohách Vltavické brázdy a mírně zvlněné vysoko položené zalesněné plošiny centrální Šumavy.

Poloha Šumavy vzhledem k alpskému masivu způsobuje při jižním a jihozápadním proudění výrazný fénový efekt (viz kapitola 6.2), zejména na okrajových vrcholech a severovýchodních svazích a v podhůří. Důsledkem toho jsou zde teploty v průměru o 0,5 až 0,8 °C teplejší a jsou o něco méně srážkově bohatší než stejné nadmořské výšky v jiných českých pohořích (Albrecht et al. 2003).

Severně za Šumavou je situace rozdílná. Zatímco průměrná teplota v Plzeňské kotlině se pohybuje kolem 7,5 °C, v chráněných údolích a v Klatovské kotlině dosahuje až kolem 8 °C (Zahradnický & Mackovčín et al. 2004). Dále jsou nejteplejší Jihočeské pánve, kde průměrná teplota dosahuje 7,5 – 8 °C. Se stoupající nadmořskou výškou teplota klesá na 6,5 °C v 600 m a 4,5 °C v 1000 m (Albrecht et al. 2003). Nejteplejší části Pošumaví, které většinou tvoří pánve a kotliny, jsou zajímavé tím, že jsou v zimě vhodné pro vznik inverzí, kdy zde může být dosahováno naopak extrémně nízkých teplot.

Teplotní extrém byl naměřen na stanici Klatovy 40,1 °C (červenec 1983), který je společně se stanicí Plzeň – Bolevec a Husinec historicky nejvyšší teplotou dosaženou v ČR. Ačkoli je zde dosahováno vysokých průměrných ročních teplot, významnou roli zde hrají inverzní situace, které se tvoří v uzavřených kotlinách a údolích. To zejména pak v zimních měsících (Zahradnický & Mackovčín et al. 2004). Například inverzní situace, kdy bylo na Churáňově (1118 m n. m.) naměřeno 0 °C, ve Vyšším Brodě -23 °C a v Třeboňi -21 °C. Historicky nejnižší teploty -42,2 °C v České Republice vůbec bylo dosaženo v únoru 1929 v Litvínovicích u Českých Budějovic (Albrecht et al. 2003). Pro tyto extrémně nízké teploty je typická anticyklóna nad střední Evropou, kdy se díky malé oblačnosti a slabému proudění v maximální míře objevují radiační vlivy kombinované s orografií a v zimním období se tvoří mohutné dlouhotrvající inverze (Křivancová & Vavruška 1997).

2.3 Vegetační období

Zima, tedy časový úsek, kdy průměrná teplota nepřekročí 0 °C, začíná v horní oblasti Šumavy obvykle koncem října a končí až koncem března nebo začátkem dubna. Období, kdy se vyskytují mrazíky, je však delší. V průměru od začátku září do konce května. Nástup jarní vegetace, doba kdy jsou teploty průměrně vyšší než 5°C, je v centrální části Šumavy značně opožděn. Velkou roli zde hraje výška sněhové pokrývky, která k roztátí potřebuje hodně tepelné energie. V průměru zde vegetační doba trvá 150 dní, v nejchladnějších částech jen 100 dní (Albrecht et al. 2003). Trnka obecná začíná kvést v Plzeňské kotlině v průměru 26. - 30. dubna, v podhůří Šumavy 1. - 5. května a ve vyšších polohách na Šumavě až okolo 11. května i později (Zahradnický & Mackovčín et al. 2004).

Nástup vegetačních období i fenologických fází závisí zejména na nadmořské výšce a orografii. Hájková & Nekovář (2007) zpracovávají fenologii smrku ztepilého a břízy bradavičnaté pro celou ČR pomocí GIS map. Z jednotlivých map lze dobře vyčíst vliv nadmořské výšky na nástup jednotlivých fází (viz příloha 7). Smrk ztepilý začíná rašit v nejteplejších oblastech Pošumaví 26.4 – 30.4., v ostatních částech 1.5 – 5.5., na Šumavě pak 6.5-10.5 a ve vrcholových partiích i později než 11.5. U břízy je rašení posunuto do časnějšího jara přibližně o 3 týdny. U jednotlivých fenofází je zajímavý daleko větší vliv nadmořské výšky ve vrcholových partiích, a to zejména na jaře. Ten je pravděpodobně způsoben ochlazováním díky velkým zásobám napadlého sněhu ze zimy. U fenofází na konci sezóny je patrný menší vliv nadmořské výšky.

Zajímavá je také jistá anomálie viditelná na mapce v příloze 8 a 9. V závětří Šumavy je výrazná oblast, kde dochází k opadu listů značně později než na místech s přibližně stejnou nadmořskou výškou. Podobný trend, jakýsi posun teplejšího období směrem do severních svahů Šumavy, je pozorovatelný i u smrku. To může být způsobeno fénem. Fénový efekt odpovídá tvrzení Kemela (2000). Podle něj se na severních svazích snižuje počet mrazových dní a prodlužuje se vegetační doba i v oblastech s poměrně vysokou nadmořskou výškou.

3 VYBRANÉ PROCESY V ATMOSFÉŘE

V této kapitole jsou uvedeny základní fyzikální procesy v atmosféře podle Kemela (2000), které jsou zásadní pro další pochopení textu. Dále je zde rozebírána problematika vlnového proudění a gravitačních vln, která je podstatná zejména pro matematické modelování procesů v atmosféře.

3.1 Adiabatické procesy

Jsou děje odehrávající se uvnitř vzduchové hmoty bez výměny tepla s okolním prostředím. Mohou probíhat ve vzduchu suchém, vlhkém ale nenasyceném. V nenasyceném za předpokladu, že má dostatečnou koncentraci kondenzačních jader. Stoupající vzduchové hmoty se v důsledku nižšího barometrického tlaku rozpínají. Ke zvětšení objemu ale potřebuje určitou energii. Pokud tuto energii nemůže odebrat z okolí, spotřebovává energii vlastní a důsledkem toho se při rozpínání ochlazuje. Na stejném principu tak dochází v atmosféře k procesu opačnému. Sestupující vzduch je vyšším tlakem stlačován a důsledkem toho se otepluje.

Jestliže uvažujeme, že se vzduch adiabaticky ochladí a posléze oteplí za předpokladu, že energie vzduchové hmoty se nezměnila, jedná se o *vratný adiabatický děj*. Ten obvykle probíhá v suchém vzduchu, kdy při výstupu dojde ke kondenzaci, přičemž produkty kondenzace ve formě různých druhů oblaků jsou unášeny dál. Při sestupu a následném oteplení se kapičky, nebo ledové krystalky opět vypaří, takže obsah par se ve srovnání s počátečním stavem nezměnil.

Dojde-li ve fázi výstupu vzduchu k vypadávání srážek, jedná se o děj nevratný – *pseudoadiabatický*.

Ze stavové rovnice plynů potom můžeme odvodit vztah změny energetického stavu v suché vzduchové hmotě.

$$\frac{dQ}{T} = c_p \frac{dT}{T} - R \frac{dp}{p} \quad (3.1)$$

Přírůstek tepla z okolí je při adiabatickém ději nulový, můžeme určit změnu teploty s výškou. Tu udává takzvaný *suchoadiabatický koeficient*.

$$\gamma = \frac{dT}{dz} = 0,00984 (\text{°C m}^{-1}) \quad (3.2)$$

Z výše uvedeného vztahu vyplývá, že na každých 100 m se změní teplota vzduchu o 1 °C. Adiabatický gradient vlhkého nenasyceného vzduchu se prakticky rovná suchoadiabatickému, protože nenasycený vzduch se při adiabatických dějích chová jako suchý.

Oproti tomu při ochlazování nenasyceného vzduchu vodní pára kondenzuje za současného uvolňování tzv. latentního tepla. Z toho vyplývá, že ochlazování probíhá s menší intenzitou. Děje se tak podle tzv. *nasyceně adiabatického gradientu*, pro nějž platí $\gamma' < \gamma$. Ten se pak podle různé nasycenosti různě mění. Jako průměrná hodnota je uváděna 0,5 až 0,6 °C.

3.2 Fyzikální podstata vlnového proudění

Obtékání horské překážky je složitý nelineární proces, který nelze zjednodušeně matematicky popsat. Jako první se touto problematikou v 50. letech 20. století zabýval Jiří Förchsgott. Mnou uvedený přehled uvádí jen zjednodušený pohled do problematiky. Podrobný popis dějů lze najít v uváděných publikacích.

Zjednodušené vysvětlení vzniku vln udává Pechala & Bednář (1991), kdy se v důsledku obtékání horské překážky vzdušným proudem vzduchová částice vychýlí ze své původní hladiny směrem vzhůru. Při stabilním zvrstvení vzduchu na ni začnou okamžitě působit archimedovské síly orientované opačně vůči výchylce a uvažovaná částice vzduchu začne oscilovat kolem určité rovnovážné polohy, přičemž je unášena do závětrí. Její trajektorie tím nabude podoby ve tvaru vln. Ve spodní hranici vlny se pak vytvářejí silné turbulentní rotory.

Prostřednictvím metody částice dosáhneme rovnice harmonického oscilátoru ve stabilně zvrstveném ovzduší

$$\frac{d^2}{dt^2}(\delta z) = -m^2 \delta z \quad (3.3)$$

a

$$m = \sqrt{\frac{g}{\bar{\Theta}} \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial z}} \quad (3.4)$$

pak představuje tzv. *Bruntovu a Väisäläovu* frekvenci, která patří mezi lokální charakteristiky stabilních podmínek v ovzduší. $\bar{\Theta}$ představuje potenciální teplotu vertikálně se pohybující částice v okolním vzduchu.

Označíme-li vzdálenost mezi dvěma po sobě následujícími vrchy v pomyslné oscilující dráze částice jako vlnovou délku λ , obdržíme:

$$\alpha = U \tau = 2 \frac{\pi}{m} \cdot U = 2 \pi U \left(\frac{g}{\bar{\Theta}} \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial z} \right)^{-\frac{1}{2}} \quad (3.5)$$

Uvedená teorie je jen hrubým přiblížením k popisu tzv. závětrných vln vytvářejících se za vhodných podmínek za horskými hřebeny.

Řezáčová et al. (2007) podrobněji popisuje proudění přes horskou překážku. Pro lepší pochopení uvádí jednotlivé situace od velkého k menšímu zjednodušení.

Na začátek uvažuje stacionární symetrické proudění přes soustavu horských hřebenů, které jsou rovnoběžné s horizontální osou y a které tedy můžeme popsat soustavou pohybových rovnic ve vertikální rovině xz . Je to silné zjednodušení, které však ukazuje dvě základní situace, které se při vlnovém proudění vyskytují. Vychází z představy, že vlnové proudění se projevuje jako

střídání výstupného a sestupného pohybu s adiabatickým oteplováním vzduchu. Vytváří se tedy oblasti horizontálního gradientu vzduchu. Tento stav lze popsat rovnicí pro vertikální složku rychlosti proudění. Ta je stacionární formou vlnové rovnice popisující pole vertikální rychlosti nad soustavou horských hřebenů

$$\frac{\partial^2 w}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + l^2 w = 0, \quad (3.6)$$

kde w je rychlost proudění v ose y a l Scorerův parametr definovaný jako

$$l^2 = \frac{1}{\bar{u}^2} \cdot \frac{\partial \bar{B}}{\partial z} - \frac{1}{\bar{u}^2} \cdot \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2}. \quad (3.7)$$

Veličina u značí rychlost proudění v ose x a B vertikálně působící sílu vztlaku. Veličiny bez pruhu značí poruchové hodnoty a veličiny s pruhem se vztahují k vlastnostem natékajícího proudění.

Dále jednoduše vyjádříme výšku terénu, jestliže terén předpokládáme jako nekonečnou řadu periodických hřebenů. Výšku terénu popíšeme funkcí

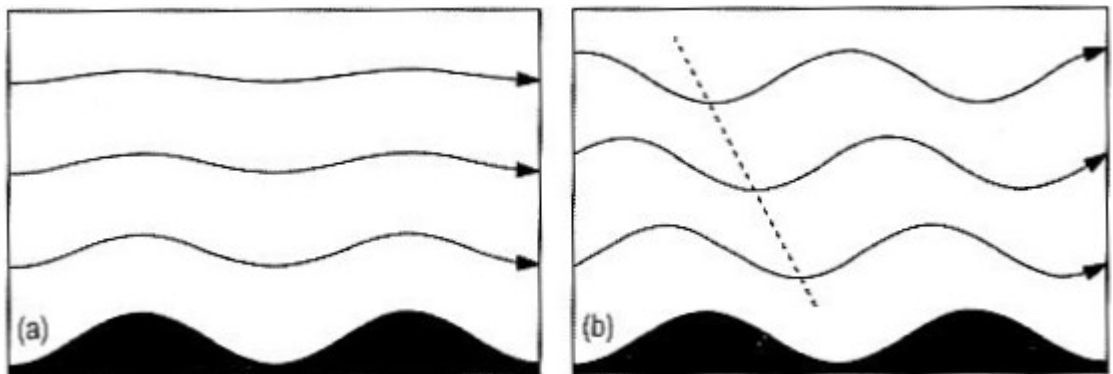
$$h(x) = h_0 \cos(kx), \quad (3.8)$$

kde k je horizontální vlnové číslo a h_0 je maximální výška hřebenu.

Pro názornost jsou dále srovnávány dva případy. Pro hřeben úzký ($k > l$) a pro hřeben široký ($k < l$). Výsledné řešení po dosazení a vyjádření výše uvedených vztahů je dle Řezáčové (2007) následující:

$$w(x, y) = -\bar{u} h_0 k \exp(-nz) \sin(kz) \quad \text{pro } k > l, \quad (3.9)$$

$$w(x, y) = -\bar{u} h_0 k \sin(kx + mz) \quad \text{pro } k < l. \quad (3.10)$$



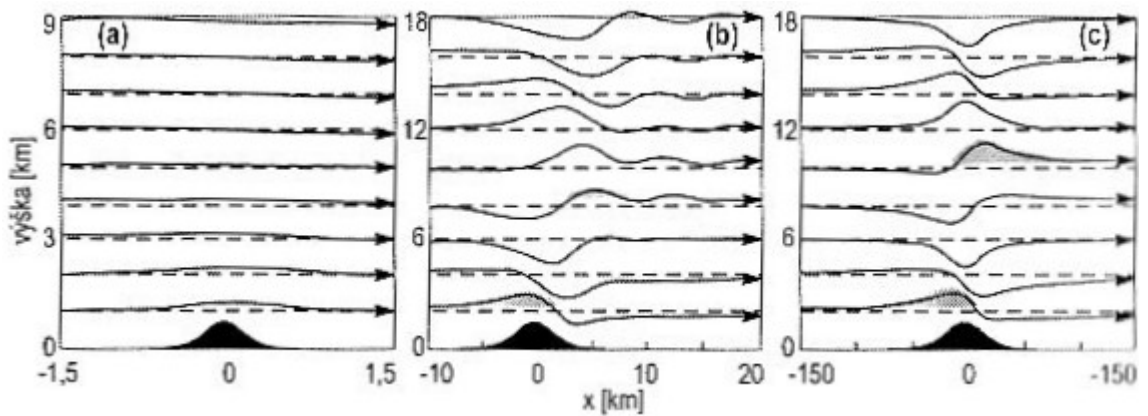
Obr. 2 : Proudnice při dvou základních typech proudění nad nekonečnou řadou hřebenů.

a): Vlnové číslo k soustavy hřebenů je větší než Scorerův parametr (úzké hřebený).

b): Vlnové číslo k je menší než Scorerův parametr (široké hřebený). (Řezáčová et al. 2007)

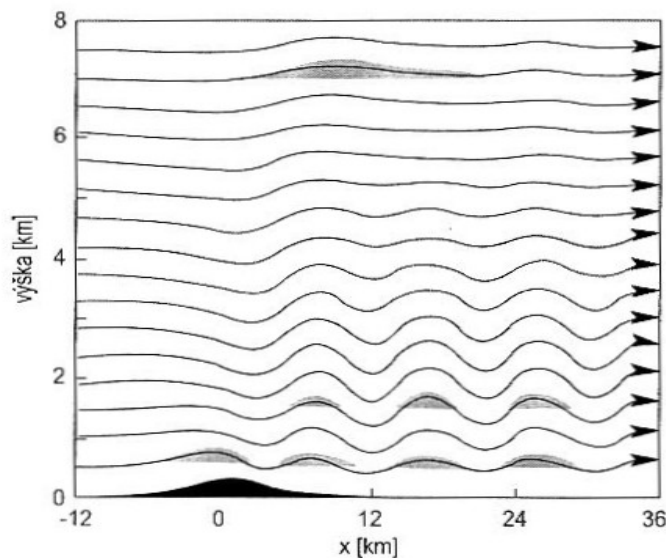
V prvním popsaném případě amplituda vln s výškou klesá, zatímco v druhém vztahu se vlny šíří vertikálně beze změny amplitudy. Oba typy proudění jsou znázorněny na obr. 2. Z uvažovaného jednoduchého příkladu vyplývají dvě základní struktury vlnového proudění závislé pouze na hodnotě k .

Nad hřebenem obecného tvaru se proudění vyvíjí jako superpozice řady jednoduchých vln. Vlnové proudění bude potom mít vlastnosti složitější. Na obr. 3 je znázorněna závislost šířky hřebenu na průběhu proudění přecházejícího přes hřeben. Vznikají tak *vertikálně se šířící vlny* (situace b,c). Může vznikat mělká orografická oblačnost a cirrovitá oblaka po směru proudění.



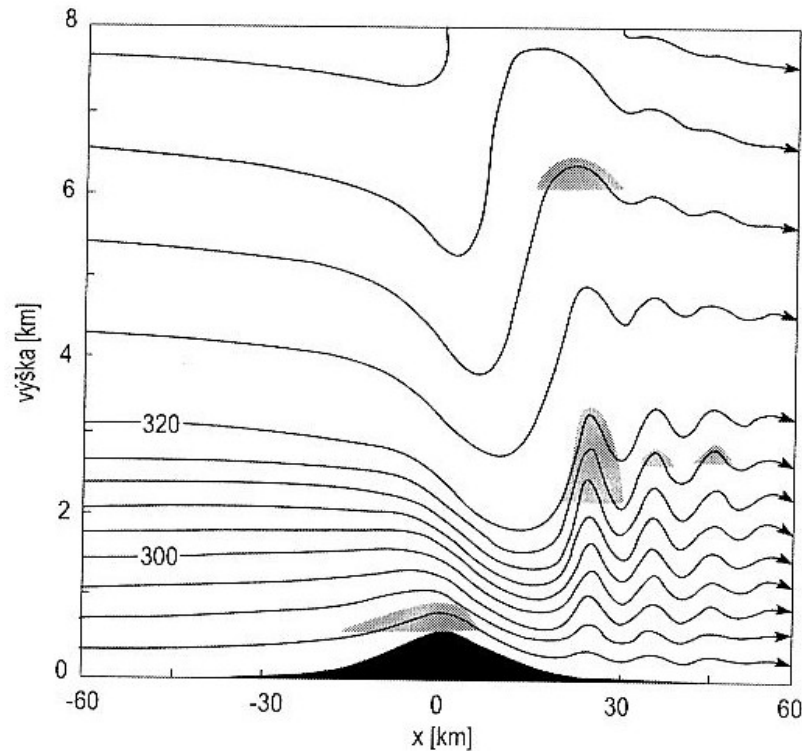
Obr. 3 : Proudnice stacionárního proudění nad izolovaným hřebenem. Panel a) úzký hřeben, b) šířka hřebenu je srovnatelná s hodnotou Scorerova parametru, c) široký hřeben. (Řezáčová et al. 2007)

Dále přidáme další podmínku. V případě, kdy se Scorerův parametr mění s výškou, mohou vzniknout i další typy oblaků. Jestliže l^2 klesá s výškou, může dojít k tvorbě *závětrných vln*. Takový stav může nastat poklesem vertikálního gradientu referenčního vztlaku $\partial \bar{B} / \partial z$, vzrůstem rychlosti natékajícího proudění \bar{u} , nebo změnou křivosti jejího vertikálního profilu..



Obr. 4: Vývoj vlnové oblačnosti nad izolovaným hřebenem. (Řezáčová et al. 2007)

Obr. 4 zobrazuje příklad, kdy uvažujeme spodní vrstvu s nižší hodnotou Scorerova parametru, která podporuje vertikálně šířící se vlny. Horní vrstva s vyšší hodnotou l^2 podporuje řešení, kdy amplituda vln klesá s výškou. Zobrazuje proudění za předpokladu, že vertikální teplotní zvrstvení podporuje tvorbu závětrných vln. Tvar vln ve střední části vyplývá z interference vlnění mezi horní a spodní vrstvou. Závětrné vlny mívají kratší vlnovou délku než vlny šířící se vertikálně. Oblaky se liší od oblačnosti vznikající ve vertikálně se šířících vlnách svým pravidelným výskytem. Mohou se vyskytovat spolu s ostatními typy oblačnosti.



Obr. 5: Proudnice získané řešením numerického modelu proudění nad izolovaným hřebenem. Prostředí je charakterizováno stabilním teplotním zvrstvením se stabilnější vrstvou dole a méně stabilní nahoře. Proudnice odpovídají izočarám potenciální teploty v kelvinech. (Řezáčová et al. 2007)

Dosud byl uvažován pouze lineární tvar pohybových rovnic. Nehydrostatický numerický model se ale nejlépe blíží realitě. Na obr. 5 je zobrazen příklad proudění s vlnami s velkou amplitudou. Vyskytují se zde stejné typy oblaků jako v předchozím lineárním případě kromě nelineárního rotorového oblaku tvořícího se před závětrnou oblačností. Rotorová oblačnost se objevuje při náhlém přechodu ze sestupného na výstupný pohyb vzduchu. Mechanismem vzniku je analogie hydraulického skoku, neboli náhlé změny ve vertikálním rozsahu a rychlosti vrstvy kapaliny.

4 HORKÉ VLNY

Horké vlny spadají do klasifikace extrémních jevů. V poslední době se dostávají do popředí právě kvůli rizikům, která jsou s nimi spojena, a také v souvislosti s možností jejich prohloubení v budoucnu. Mohou mít velký dopad na ekosystémy a na mnoho oblastí lidské činnosti. Zejména zemědělství, vodní zdroje, spotřeba energie a v neposlední řadě i úmrtnost. V posledních letech se územím České republiky intenzivně zabývá Jan Kyselý. Jeho uváděné práce jsou zajímavé zejména proto, že uvažují teplotní zvláštnosti jihozápadních Čech, a to právě v souvislosti s orografií.

4.1 Definice horké vlny

Horkou vlnu můžeme definovat dvěma způsoby. První způsob uvažuje souvislá období mimořádně teplého letního počasí. Ve střední Evropě je to 30°C. Horká vlna je pak období několika po sobě jdoucích tropických dnů. Druhou možností je každé teplotně extrémní období v roce přesahující určitou odchylku od normálu.

Kyselý (2000) používá pevné prahové teploty podle definice Sobíška et al. (1993). Horká vlna je v jeho podání období letních veder, kdy teploty dosahují 30°C a více. Ve střední Evropě bývají tato období podmíněna advekcí tropického vzduchu do nitra pevniny, nebo intenzivním radiačním ohříváním polárního vzduchu setrvávajícího nad přehřátou pevninou.

Analýza horkých vln (Kyselý 2006) je založena na datech více než 50 klimatických stanic, pro které byly použity maximální denní teploty *TMAX* v měsících květen až září v letech 1961 – 2000. Stanice zhruba pokrývají území ČR. Přesněji jsou horké vlny definovány jako souvislá území splňující alespoň 3 dny $TMAX \geq 30^{\circ}C$, průměrnou teplotu za celé období $\geq 30^{\circ}C$ a ve všech dnech maximální teplota nesmí klesnout pod 25°C.

4.2 Prostorové rozložení

Prostorová proměnlivost průměrných teplot je primárně určována orografií. Nejteplejší jsou v ČR nížinné oblasti jižní Moravy, Polabí a Poohří. Naproti tomu se horké vlny nevyskytují výše než 600 m n. m. Zřetelně nejteplejší z výše položených stanic je stanice Kašperské Hory v podhůří Šumavy.

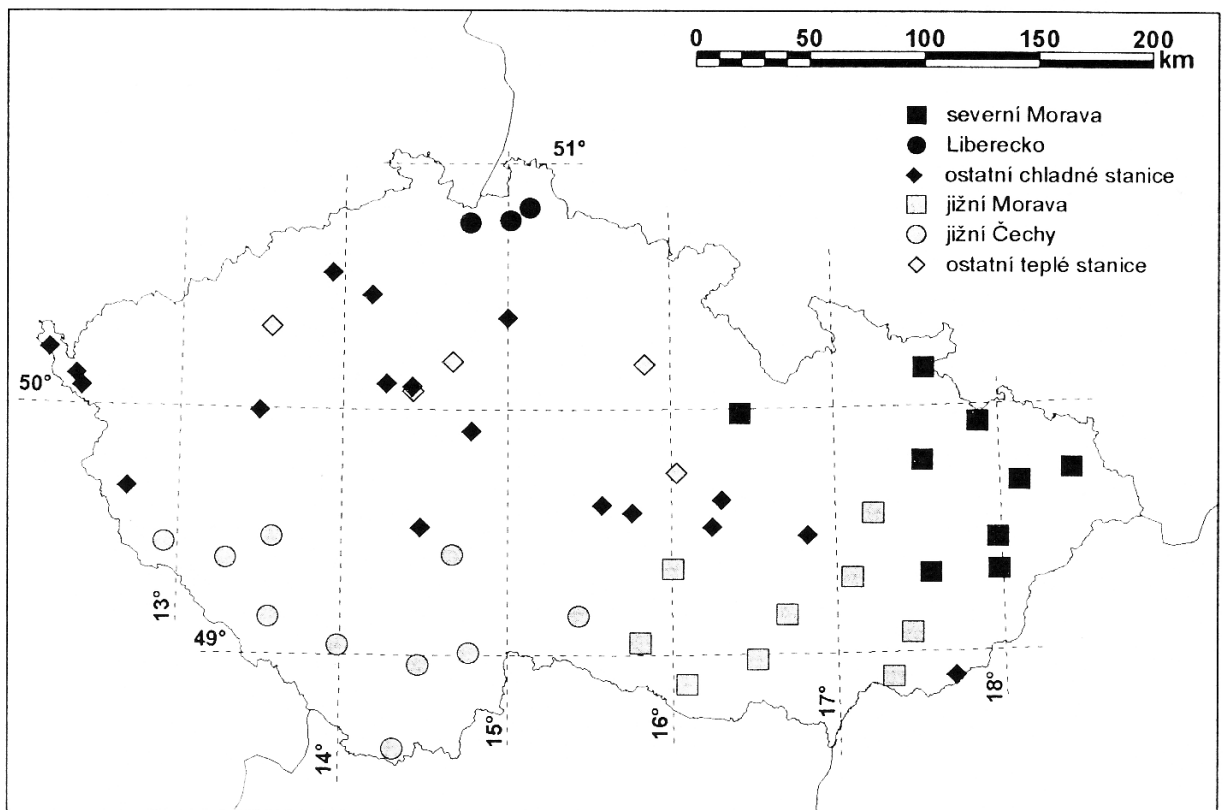
Průměrná délka horkých vln se pohybuje na většině území v poměrně úzkém rozmezí 6 až 8,5 dne a její proměnlivost s výškou není příliš výrazná. Nejčastější jsou horké vlny o délce 4 až 7 dnů. Počet srážek je v těchto obdobích snížen zhruba na polovinu oproti normálu květen – září. Výskyt srážek je typický především pro konec horkého období spojený s vývojem

konvekční oblačnosti při příchodu fronty.

Koncem léta se průměrná poloha horkých vln posunuje směrem vzhůru s nadmořskou výškou a to více než dva dny na 100 m. Efekt je dán vyšší pravděpodobností výskytu horkých vln v níže položených oblastech. Horké vlny na počátku léta jsou relativně čtenější v nížinách, ale mají menší intenzitu a ve vyšších polohách se nevyskytují.

Délka trvání horkých vln poměrně dobře koreluje s nadmořskou výškou. Odvozené průměrné hodnoty D pro různé nadmořské výšky jsou 10,4 dne (200 m), 7,5 dne (300 m), 5,1 dne (400 m), 3,2 dne (500 m), 1,8 dne (600 m), 1 dne (700 m).

Lepší náhled na prostorové rozložení výskytu vln získáme odstraněním nadmořské výšky, a to vyjádřením D' odvozeným od D . Výrazně chladné oblasti ($D' < 1$) poté vyjadřuje severní Morava a Slezsko. Dalšími oblastmi je Liberecko a jako převážně chladné se jeví území západních Čech (Aš, Cheb, Kralovice, Františkovy Lázně, Přímda) a Českomoravské vrchoviny s výjimkou jižních partií.



Obr. 6: Chladné ($D' < 1$) a teplé ($D' > 1$) oblasti z hlediska výskytu horkých vln v ČR. Černě (šedě) jsou vyznačeny stanice s $D' < 1$ ($D' > 1$). Převzato z Kyselý (2006).

Teplé oblasti pokrývají prakticky celou jižní část České republiky a některé jsou z hlediska horkých vln teplejší než Polabí. Souvisí to pravděpodobně s větším vlivem výběžků vyššího tlaku vzduchu, zasahujících nad střední Evropu od jihozápadu, a převládajícím severojižním gradientem teploty nad Evropou. Tato oblast se ale podle nadmořských výšek značně liší. Moravské stanice většinou nepřesahují nadmořskou výšku 340 m, zatímco nejnižší položená stanice v jižních Čechách leží ve výšce 388 m n. m. a ostatní stanice se vyskytují do výšky 570 m n. m. Jinak jsou stanice s hodnotou D' na porovnatelné úrovni. V jižních a jihozápadních Čechách se nachází oblast s nejvyššími hodnotami D' . Jsou to Nepomuk (416 m n. m.) 2,16, Domažlice (465 m n. m.) a 1,82, Klatovy (430 m n. m.).

Ve výskytu horkých vln se uplatňují mezoklimatické, topoklimatické a mikroklimatické faktory. Mezoklimatické (měřítko v řádu desítek až stovek m) mohou odrážet zejména orografické vlivy ovlivňující tvorbu oblačnosti, výskyt srážek, atmosférické proudění a efekt závětrných nebo návětrných efektů. Topoklimatické a mikroklimatické vlivy (měřítko kilometrů až desítek metrů) naproti tomu souvisejí s polohou měřicí stanice, její expozicí atd. (Kyselý 2006).

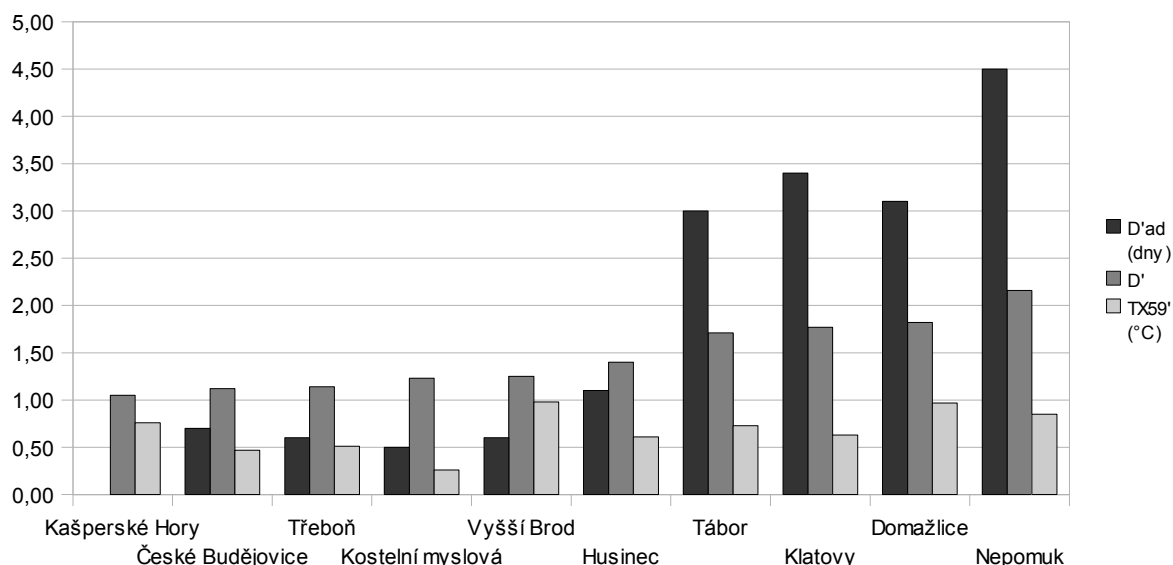
4.3 Teplotní zvláštnosti jihozápadních Čech

Celá oblast Pošumaví je v rámci horkých vln teplá, a to někdy na stejné teplotní úrovni níže položených moravských stanic (tabulka 1 a graf 2). Nejzajímavější je z tohoto pohledu nejteplejší oblast stanic Klatovy, Domažlice, Nepomuk a další poměrně teplé stanice v Pošumaví (Husinec, Kašperské Hory) i v jižních Čechách (např. Tábor). Oproti tomu chladné stanice Kralovice a Přimda. Rozdíly se projevují zejména v maximálních denních teplotách, kdy jsou Klatovy, Domažlice, Nepomuk v průměru o 0,9 – 1,1 °C teplejší než Kralovice (Kyselý 2006).

Stanice	Nadmořská Výška (m)	D' ad (dny)	D'	TX59' (°C)	Stanice	Nadmořská Výška (m)	D' ad (dny)	D'	TX59' (°C)
jižní Morava (průměrné $D' = 1,26$)					jižní Čechy (průměrné $D' = 1,47$)				
Ivanovice na Hané	238	0,1	1,01		Kašperské Hory	737	0,0	1,05	0,76
Brno-Tuřany	241	0,6	1,06	0,22	České Budějovice	388	0,7	1,12	0,47
Olomouc-Slavonín	225	0,6	1,07	-0,03	Třeboň	429	0,6	1,14	0,51
Velké Meziříčí	452	0,3	1,07	0,39	Kostelní Myslová	569	0,5	1,23	0,26
Strážnice	176	1,2	1,11	0,26	Vyšší Brod	559	0,6	1,25	0,98
Staré Město	235	2,1	1,22	0,29	Husinec	536	1,1	1,40	0,61
Pohofelice nad Jihlavou	183	4,0	1,36	0,49	Tábor	440	3,0	1,71	0,73
Kuchařovice	334	2,8	1,42	0,54	Klatovy	430	3,4	1,77	0,63
Moravské Budějovice	457	4,3	2,08	1,19	Domažlice	465	3,1	1,82	0,97
					Nepomuk	465	4,5	2,16	0,85

Tabulka 1: Teplé oblasti podle výskytu horkých vln. D' ad (D') značí aditivní anomálie průměrného ročního trvání horkých vln od regresního vztahu popisujícího závislost na nadmořské výšce. TX59' je odchylka průměrné TMAX za období květen až září od regresního modelu. Převzato z: Kyselý (2006).

Kyselý (2000) vyslovuje pro tuto anomálii hypotézu možného působení fěnu, který se může při proudění s jižní složkou projevit na stanicích v Pošumaví a závětrí Bavorského lesa.. Obecně vliv fěnu v zmiňují (Křivancová & Vavruška 1997; Strnad 2003; Kemel 2000).



Graf 2: Teplé oblasti podle výskytu horkých vln. Grafické znázornění hodnot z výše uvedené tabulky. Vytvořeno podle: Kyselý (2006).

Kyselý (2000) proto analyzoval povětrnostní situace s jižním prouděním příznivé pro vývoj fěnu a porovnal s maximálními teplotami horkých vln v oblasti. V druhém rozboru použil data o oblačnosti a rychlosti větru ze stanic České Budějovice a Klatovy. Z obou analýz ale nevyplývá, že dostupná data podporují teplotní výraznost Klatovska v poli horkých vln fénovým efektem v důsledku proudění přes hřeben Šumavy. Jak ale sám Kyselý (2006) tvrdí, tento postup nemusí být vzhledem k nedostatečnému rozsahu dat průkazný. Pro definitivní prokázání vlivu fěnu by byla nezbytná data o oblačnosti, relativní vlhkosti, směru a rychlosti proudění na obou stranách Šumavy.

Kombinuje se zde pravděpodobně více faktorů. Všechny tři stanice leží na mírných svazích orientovaných převážně jižním směrem a navíc jsou z mikroklimatického hlediska umístěny v hůře větratelných polohách. Tyto podmínky jsou příznivé pro vývoj vysokých letních maxim a to zejména ve dnech s vysokou oblačností.

Orografie šumavského hřebene se ale projevuje závětrným efektem a častým výskytem oblaků typu lenticularis, zmenšením srážek i oblačnosti při jižním a jihozápadním proudění, a proto pravděpodobně přispívá k vývoji vysokých letních teplotních maxim. V Klatovech se tak pravděpodobně kombinují mikroklimatické, topoklimatické a mezoklimatické faktory. Nedokázaný vliv fénového efektu v závětrí Šumavy může přispívat i k vyšším pozorovaným četnostem vln v celé oblasti Pošumaví (Kyselý 2006).

4.4 Působení a důsledky horkých vln

Z analyzované řady dat z let 1961 – 1998 připadá nejvíce období s výskytem horkých vln jednoznačně na 90. léta, minimální pak na přelom let 70. a 80. Mezi všemi roky vynikají zejména rok 1992 a 1994. Rekordní teploty roku 1994 byly pravděpodobně podpořeny fénovým efektem ze závětrí Alp. Největší zvláštností vlny z roku 1994 bylo dlouhé nepřerušené období po sobě jdoucích tropických dní. V Čechách toto období trvalo nejvýše 16 dní (Kyselý 2003).

Jak vyplývá z výše uvedeného textu, horké vlny výrazně ovlivňují klima, ekosystémy, lidskou společnost a zemědělství, kde mohou způsobit velké ekonomické škody. Velice podstatný vliv mají horké vlny na lidské zdraví. Extrémní teplotní jevy mají na svědomí zvýšenou úmrtnost. Bohužel byl rok 1994 v tomto ohledu velice významný. Tato horká vlna byla provázena nárůstem celkové úmrtnosti o 16 % a úmrtnosti v důsledku kardiovaskulárních nemocí o 18 %. Nejvyšší denní odchylka byla až 37 %. Na úmrtnosti se také podílí vlhkost, kdy kombinace vlhčího vzduchu a relativně nižších teplot má za následek horší následky pro lidský organismus. Přestože polovinu obětí tvoří lidé, kteří by zemřeli brzy bez ohledu na počasí, zůstává podíl úmrtí, kterým by se dalo vhodnými zásahy předejít, veliký (Kyselý 2003).

Podle Kyselého (2004) který posléze analyzoval celkem 17 horkých vln z let 1982 – 2000, je průkazná souvislost mezi úmrtností a teplotou skoro ve všech případech. Ačkoli ostatní horké vlny neměly tak dramatický průběh jako ta z roku 1994, zemřelo během těchto let v důsledku horka až 2972 osob.

5 SRÁŽKY

5.1 Charakteristika srážek na Šumavě a v Pošumaví

Oblast Šumavy můžeme podle Strnada (2003) rozdělit do tří srážkových pásem. Dělení vychází z převládajícího jihozápadního a západního směru větru, který má na režim srážek určující vliv. První pásmo leží na hranici a na německé části Šumavy. Druhé pásmo tvoří vrcholové části s vrcholy Churáňova, Boubína a dalších. Další část se nachází na závětrné části s vrcholy Libín, Javorník, Blanský les s Kletí a s jejich severními a severovýchodními svahy. Další podstatnou částí je samotné podhůří, pahorkatiny a pánve ležící taktéž v závětrí Šumavy.

Brádka (1970) uvádí, že při západní situaci spadne v prvním hraničním pásu návětrné strany přibližně pětkrát více srážek, ve druhém jen třikrát více a ve třetím pásmu je orografické zvětšení srážek jen jeden a půl krát větší v porovnání s referenčními stanicemi středních Čech. Strnad (2003) dále uvádí, že se zde uplatňuje i fénový efekt Alp, který snižuje vydatnost srážek především v teplé polovině roku. Vydatnost srážek je tedy v porovnání s celou ČR nižší. Celkové množství srážek roste s nadmořskou výškou, na každých 100 m vzrůstá v průměru o 100 až 150 mm. Pro tak orograficky složitou oblast je tato hodnota ale spíše jen orientační a blíží se jí oblasti v závětrří Šumavy se spíše menší nadmořskou výškou. Podrobněji o závětrných a návětrných efektech pojednává kapitola 5.2.

Podle Albrechta et al. (2003) Šumava vytváří srážkový stín, který se táhne podél celého severovýchodního úpatí Šumavy. V důsledku toho a v kombinaci nízké nadmořské výšky má nejnižší průměrný roční úhrn srážek oblast mezi Mirovicemi, Katovicemi a Pískem. Naopak nejvíce srážek spadne na hraničním hřbetu Šumavy. Průměrný roční úhrn zde činí 1100 až 1500 v oblasti Modravských slatí překračuje 1600 mm. Podle Zahradnického & Mackovčina et al. (2004) v extrémních letech i více než 2000 mm (Horská Kvilda – Březník).

Charakteristická je pak zejména proměnlivost srážek. V nejvlhčích oblastech může být měsíční úhrn 10 mm a v některých měsících v sušších oblastech i 200 mm. Například v Prášilech, které jsou jedním z nejvlhčích míst, spadlo v prosinci roku 1963 7,8 mm srážek, zatímco v prosinci 1993 436,5 mm srážek. (Albrecht et al. 2003)

Část srážek padá ve formě sněhu. U sněžení i výšky sněhové pokrývky velice záleží právě na nadmořské výšce. V nižších polohách napadne první sníh zpravidla v listopadu a pokrývka se udržuje v průměru 50 dní (Některé měsíce ale nemají ani jeden den se souvislou pokrývkou). Ve výšce 750 m je to už 90 dnů, a v oblasti Churáňova kolem 150 dnů (Albrecht et al. 2003). Absolutní maxima výšky sněhové pokrývky v nejvyšších polohách Šumavy se pohybují kolem 300 cm (Zahradnický & Mackovčín et al. 2004).

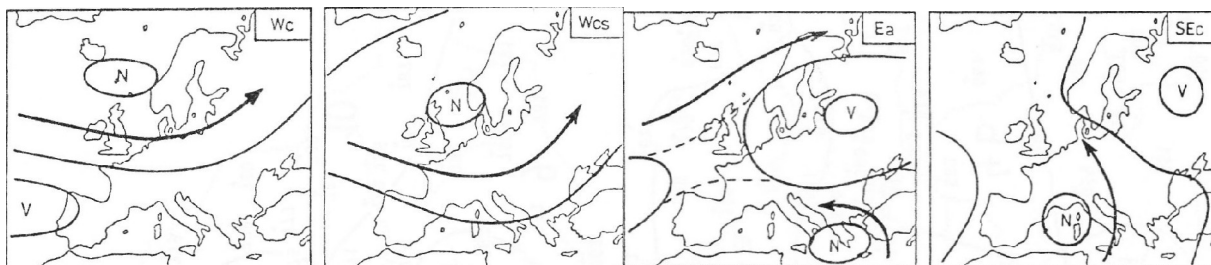
Strnad (2003) uvádí, že na Šumavě se trvalá sněhová pokrývka vyskytuje déle než polovinu roku. Ve vyšších polohách to může být až 200 dnů a více. Sněžení tvoří v podhůří 20 % z celkových ročních srážek a v centrální části Šumavy až 40% srážek, což odpovídá více než 500 mm. To má velký význam pro nástup jara, ovlivňuje zemědělství a zejména turistiku a rekreační využití. Sníh zde také tvoří významnou zásobárnu vody pro vodní toky v jarním i letním období.

V porovnání s výškou sněhové pokrývky v jiných pohořích je na Šumavě vydatnost sněhových srážek nižší. Je to dáno již výše zmiňovaným fénovým prouděním, které se výrazně projevuje právě v zimě.

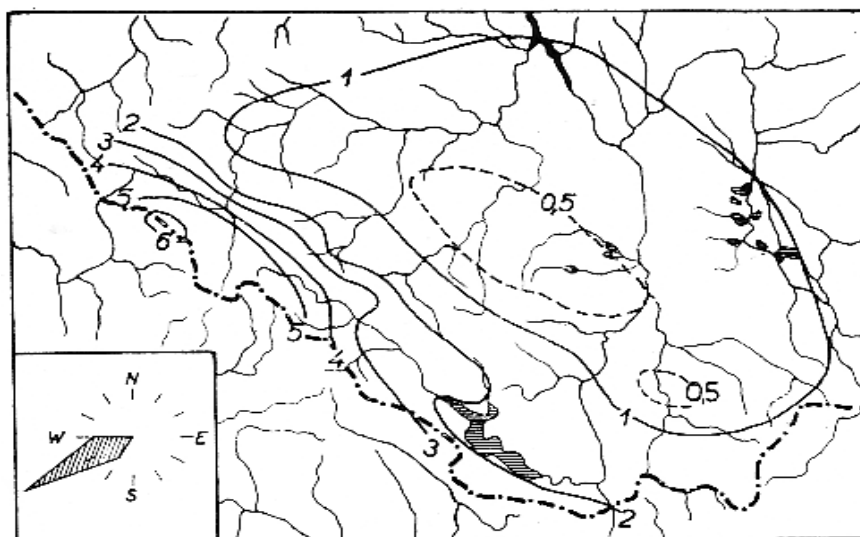
5.2 Orografické ovlivnění srážek Šumavou

Návětrné a závětrné efekty jsou patrné zejména v zimě při západních, tedy relativně teplých a na srážkách bohatších, povětrnostních situacích. První bližší rozbor návětrných a závětrných efektů při nejtypičtější západní cyklonální situaci vytvořil Brádka (1970). Při tomto proudění jsou průměrné denní srážkové úhrny na stanicích: Churáňov 3,3 mm, Fichtelberg 4,5, Beneck 5,0 a na Deštné 5,7. Množství srážek v podhůří Šumavy a severozápadních Čechách je znatelně menší. Pohybuje se mezi 0,8 a 0,9 mm, nejméně srážek mají České Budějovice, a to 0,6 mm. Srážky jsou v závětrí Šumavy asi poloviční než na stanicích ve středních Čechách, a to na nížinných stanicích v prostoru Budějovice, Vodňany, Volyně, Husinec a v oblasti severně od Kaplic. Na hřebenech orografické zesílení dosahuje 400 až 500 %. V závětrí je orografický efekt zeslabení srážek daleko méně patrný než efekt zesílení na straně návětrné (viz obr. 8).

Tento fakt se potvrzuje v souhrnné studii, která mimo jiné hodnotí srážkové úhrny za různých povětrnostních situací na základě dat z let 1962 – 1990 (Křivancová & Vavruška 1997). Opět se orografie projevuje nejvíc při západních cyklonálních situacích (*Wc* a *Wcs*), a to zejména v zimě (přílohy 1,2), kdy údaje nezkrslují konvekční srážky jako v létě, kdy je závětrný efekt méně patrný. Tento úkaz lze sledovat na všech pohořích České Republiky, ale nejvíce je patrný právě na Šumavě, která je nejvíce citlivá na jihozápadní návětrí. Méně patrné orografické ovlivnění srážek se projevuje při východní cyklonální situaci *Ea* na jihozápadní návětrné straně šumavského masivu a při jihozápadní cyklonální situaci *SEc*, kdy je naopak než v předešlých situacích větší srážkový úhrn v jihovýchodních Čechách a na jihovýchodních svazích Šumavy. Vybrané povětrnostní situace jsou pro názornost zobrazeny na obr. 7.

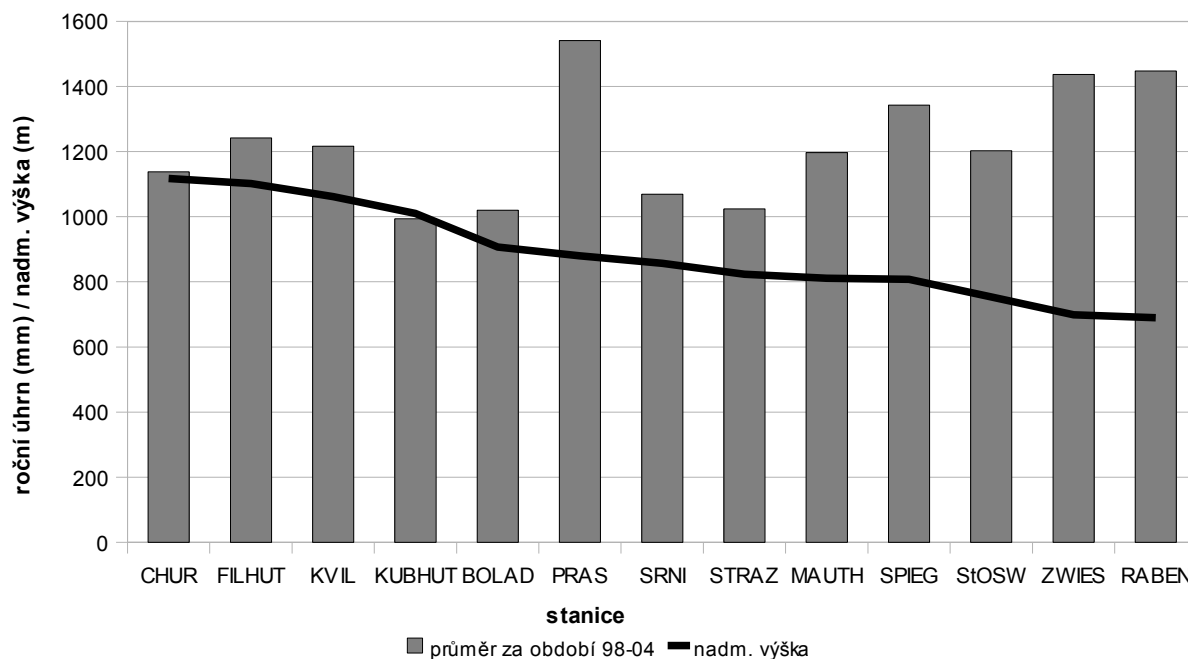


Obr. 7: Schematické mapky vybraných povětrnostních situací podle Křivancové & Vavrušky (1997)



Obr. 8: Rozložení srážek v Pošumaví při západní cyklonální situaci Wc v zimě. Čísla udávají průměrné denní srážky. V rohu růžice směrů větru na Churáňově. (Brádka 1970)

Kubíček (2006) svým rozbořem srážek ve střední Šumavě dokazuje vliv orografie na úkor závislosti úhrnu srážek na nadmořské výšce, jak je patrné z grafu č. 3. Větší srážkové úhrny jsou naopak na stanicích s menší nadmořskou výškou v Německu (kromě Prášil, které jsou srážkově nadprůměrné). Je to způsobeno silným návětrným efektem, který je jasně patrný. Poukazuje také na to, že většina údajů o Šumavě je vztahována k profesionální meteorologické stanici Churáňov, která ale zdaleka nereprezentuje rozložení a charakter srážek v oblasti.



Graf 3: Porovnání ročních průměrných úhrnů a nadmořské výšky podle Kubíčka (2006). Jasně viditelný silný návětrný efekt na německých stanicích.

5.3 Mechanismy orografického ovlivňování srážek

Řezáčová et al. (2007) uvádí, že orograficky ovlivněné proudění může mít vliv i na množství vypadaných srážek. Může vyvolat, nebo ovlivnit vývoj srážkových oblaků nebo zesílit již vypadávající srážky. Orografické zesílení srážek na našem území přispělo k vysokým srážkovým úhrnům při povodňové situaci v roce 1997, dále došlo k zesílení v roce 2002 v Krušných horách. Štekl et al. (2001) dokazuje, že extrémní srážky, tedy takové s úhrnem větším než 150 mm, se většinou váží na severní pohoří. Pokud jsou tyto úhrny orograficky zesílené, to většinou u déletrvajících srážek spojených s přechodem fronty, tak se toto zesílení prokázalo od Beskyd po Jizerské hory, ale na Šumavě jen minimálně. Orografie má ale na celkový srážkový roční úhrn nesporně velice významný vliv (viz předchozí kapitola).

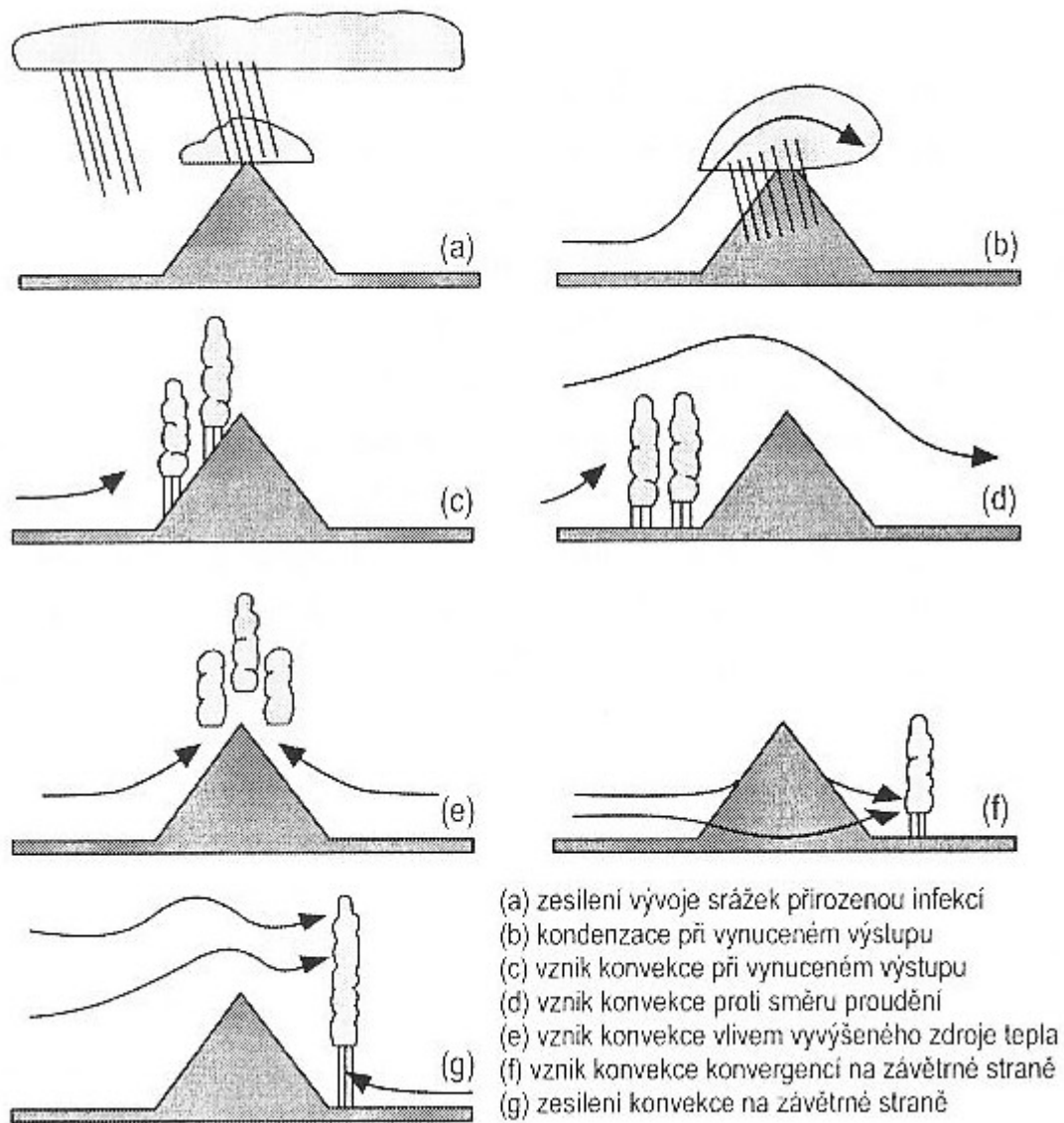
5.3.1 Orografické zesílení srážek

Vycházíme z *S-F procesu*, neboli *Seeder-feeder mechanism*. Jestliže se srážkové částice tvoří ve výše položené vrstvě (S zóna) nad mělkou orografickou oblačností a propadávají do níže situovaného nesrážkového orografického oblaku (F-zóna), může srážka významně zesílit. Při vypadání srážek z S-zóny tyto částice při průchodu takzvaně infikuje S-zónu a vyvolá zde růst částic sběrem oblačné vody (situace (a) na obr. 9). Tento mechanismus se může projevat i v nižších kopcovitých terénech a je znám již od konce 40. let. Řezáčová et al. (2007).

5.3.2 Orograficky vyvolaná srážková konvekce

Vynucený výstupný pohyb při přechodu orografické překážky může v potenciálně instabilním vzduchu vést k uvolnění této instability a následně k vývoji oblačnosti. Na rozdíl od vlnového proudění a orografického zesílení srážek vznikají při tomto ději oblaky Cumulus nebo Cumulonimbus. To může být velice významným zdrojem srážek. V této souvislosti Dvořák (2001) uvádí Nimbostratus, kdy jsou v horách srážky daleko výraznější. Výstupný pohyb nasyceného vzduchu v této oblačnosti může vyvolat díky podmíněné instabilitě vznik konvekčních oblaků - bouřek, které jsou zcela zakryty Nimbostratem a lze je těžko identifikovat. Takový výskyt bouřek je pro horské oblasti typický na jaře a v létě.

Vzniklý konvekční oblak se dále vyvíjí dle dynamiky konvekčních oblaků. Setrvává-li ale nadále v horském terénu, je jeho vývoj ovlivňován součinností dynamiky konvekce a orografie. V závislosti na konfiguraci terénu může docházet k různým situacím. Schematicky jsou znázorněny na obr. 9.



Obr. 9: Schematické znázornění mechanismů, které se uplatňují při vývoji orografických srážek. Šipky schematicky zobrazují proudnice. (Řezáčová et al. 2007)

Konvekce při proudění směřujícím do svahu může nastat, je-li vzduch dostatečně vlhký a instabilní. Konvekce ovšem může nastat ještě před svahem proti směru proudění. Jeden ze způsobů, jak tato situace vzniká, popisuje lineární teorie jako vertikálně šířící se vlny, které se mohou naklánět proti směru proudění a narušovat tak stabilitu a vyvolávat konvekci. Další typ výstupu vzniká v souvislosti s *orografickým blokováním*. Jde o nelineární proces, kdy uvažujeme kapalinu proudící k bariéře. V případě úplného blokování, se kapalina hromadí před překážkou a pro zachování kontinuity v určité vzdálenosti od překážky vzniká hydraulický skok. Rychlost proudění tedy směrem k bariéře klesá.

Při stacionárním stavu může dojít k částečnému blokování. V reálném případě tato situace odpovídá případu, který je spojen se silným větrem po svahu a vývojem rotorové oblačnosti na závětrné straně (viz kap. 6.3.4). K částečnému blokování dochází na straně návětrné.

5.4 Matematické modelování orografických srážek

Vývoj orograficky podmíněných srážek je ovlivněn mnoha faktory, které jsou ve vzájemné interakci. Kombinuje se zde konfigurace terénu, vlastnosti natékajícího vzduchu i fyzikální procesy související s vývojem srážkových částic. Proto je popis jednotlivé složky vždy zjednodušením. V poslední době se k výzkumu na tomto poli používá matematické modelování mezní vrstvy obohacené o parametrizaci srážkových procesů. Byla provedena řada numerických situací, které modelují vývoj orograficky podmíněných srážek.

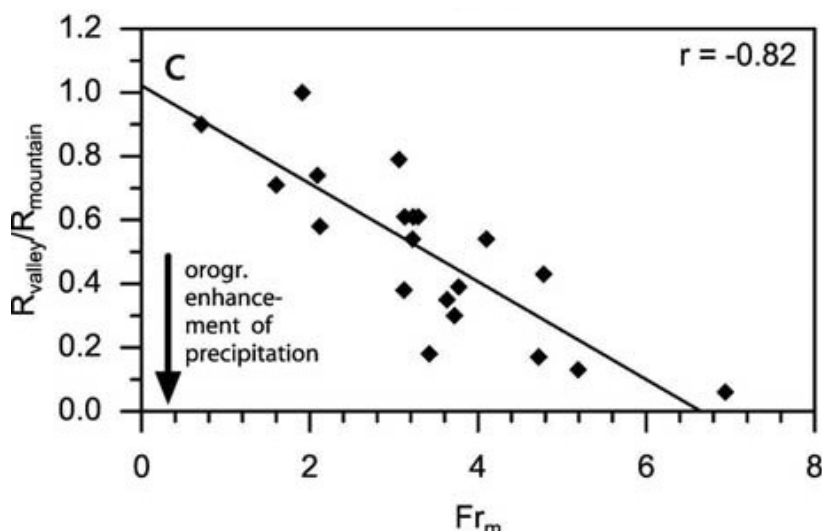
Z posledních let je podmínkám Šumavy nejbližší diagnostický model simulující srážky nad nízkým hornatým terénem v oblasti Schwarzwaldu v Německu (Kunz & Kottmeyer 2006). Výpar a horizontální unášení srážkových částic má významný vliv na prostorovou distribuci srážek. Intenzita srážek je podle modelu velmi citlivá na teplotu v přízemní vrstvě a na proměnné definující Froudovo číslo (horizontální rychlost větru, statická stabilita a výška pohoří). Většina parametrů vykazuje nelineární vztah k simulovaným srážkovým úhrnům, což dokládá složitost celého procesu.

Pro modelování orografických srážek je podstatný popis proudění. Stručný náhled o této problematice je nastíněn v kapitole 3.2. Jestliže uvažujeme nasycený vzduch, definujeme Froudovo číslo jako

$$Fr_m = U / (N_m H) \quad , \quad (5.1)$$

kde U představuje rychlost větru kolmou na hřeben, m je Bruntova a Väisäläova frekvence (vzorec 3.4), která patří mezi lokální charakteristiky stabilních podmínek v ovzduší a H je výška hřebene. Pro $Fr_m > 1$, které je typické právě pro menší pohoří, je možné použít lineární teorii.

Množství orograficky vyvolaných srážek je podle Kunze & Kottmeyera (2006) závislé právě na Froudově čísle (Obr. 10). Čím vyšší je, tím větší jsou srážkové úhrny.



Obr. 10: Závislost mezi orograficky vyvolanými srážkami a Froudovým číslem. (Kunz a Kottmayer 2006)

5.5 Orografické oblaky

Tímto pojmem rozumíme oblaky, které se vyvíjejí vlivem, nebo v souvislosti s orograficky vyvolanými výstupnými pohyby. Kromě oblaků, které mohou být terénem ovlivněny, existují formy oblačnosti, které jsou přímo spojeny s topografickou nerovností.

Pro proudění přes horskou překážku je charakteristický vývoj vlnových pohybů, který je podrobně rozebírán v kapitole 6.3.3. Oblaky vznikající při výstupu do svahu jsou obecně vrstevnaté, ve výstupné části vln se tvoří oblaka typu *Ac lenticularis* nebo jiná vlnová oblačnost. Takto vyvolané oblaky mají vůči překážce stálou polohu i při silném větru. Typickým příkladem je oblačná čepice. Vrstevnatý a celkem symetrický oblak zakrývající osamocený horský vrchol. Takový jsem pozoroval na nejvyšším vrcholu německé části Šumavy Velký Javor (Grosser Arber) v zimě.

Vlnová oblačnost jsou oblaka typu *lenticularis*, které mají čočkovitý tvar a tvoří se ve zvlněném proudění za hřebenem. U širšího pohoří mohou vznikat i dlouhé opakující se pásy oblaků typu *lenticularis*. Jsou také typické pro fénové proudění, kdy se tvoří nad a za překážkou. Na závětrné straně vlivem silně klesavých větrů, které se mohou měnit na stoupavé, může být spojen vývoj rotorovité oblačnosti tvaru válce s horizontální osou rovnoběžnou ve směru hřebenu.

Dalším typem oblačnosti je fénová oblačnost zmiňovaná kapitole 6.2. Může mít charakter fénové zdi nebo valu, přičemž okraj valu může přesahovat až přes hřeben. (Řezáčová et al. 2003)

Také konvekční oblačnost může být vázána na orografii. Horské proudění hraje velkou roli v otázce, kde se budou konvekční cely vyvíjet a jak budou konvekční srážky uspořádány. Orografie tedy nejen ovlivňuje pozici např. konvekční bouře, ale i její průběh. V současnosti se intenzivně studuje vliv orografie na vývoj oblačnosti a srážek hlavně pomocí nehydrostatického matematického modelování, které zahrnuje i změny vlhkosti a vznik oblaků (viz kapitola 5.4). Fotografie i družicové snímky různých typů orografické oblačnosti jsou v přílohách 10-21.

6 VÍTR A TYPY PROUDĚNÍ

Vítr vzniká jako důsledek nerovnoměrností tlaků v zemské atmosféře ve stejných výškových hladinách. Značný vliv na směr a rychlost větru má terén. Vlivem reliéfu může měnit směr, jak ve velkém měřítku ve vyšších vrstvách atmosféry, tak například v horských údolích v měřítku menším. Při přechodu přes horskou překážku musí masa vzduchu projít menším prostorem, tím pádem se zvyšuje rychlost proudění (Strnad 2003).

Vítr je dalším velmi podstatným faktorem ovlivňujícím klima v celé oblasti. Ve volné atmosféře převládá během roku západní proudění, v přízemní vrstvě atmosféry jsou však rychlost a směr větru ovlivněny orografií. Je to částečné odchýlení převládajících větrů směrem k jihozápadu v oblasti Šumavy, které je způsobeno přetékaním vzduchových hmot přes horské pásmo ve směru kolmém k jeho ose. Mírný odklon k SZ je v oblasti pánví dán usměřováním podle jejich osy. (Albrecht et al. 2003)

Další četnosti směru proudění jsou zaznamenány postupně ze směru severozápadního, severovýchodního, východního, severního a jihovýchodního. Průměrná roční rychlost v otevřených partiích je 3 - 4 m/s v jihočeských pánvích kolem 2 m/s, v uzavřených kotlinách kolem 1 m/s. V ročním chodu jsou největrnější letní měsíce, ale i v zimě vítr dosahuje mohutných rychlostí. Např. na stanici Churáňov v únoru 1962 dosahoval vítr rychlosti až 158,2 km/hod. Takovéto nárazy větru typické pro Šumavu mají zejména vliv na místní lesní porosty. První písemné zprávy už z roku 1710 hovoří o škodách na lesním majetku na Vimpersku. Vichřice zde pravidelně způsobují polomy. Za zmínku stojí například orkán v prosinci roku 1867 následovaný několika vichřicemi, které měly za následek obrovské polomy ve Schwarzenberských lesích. (Strnad 2003)

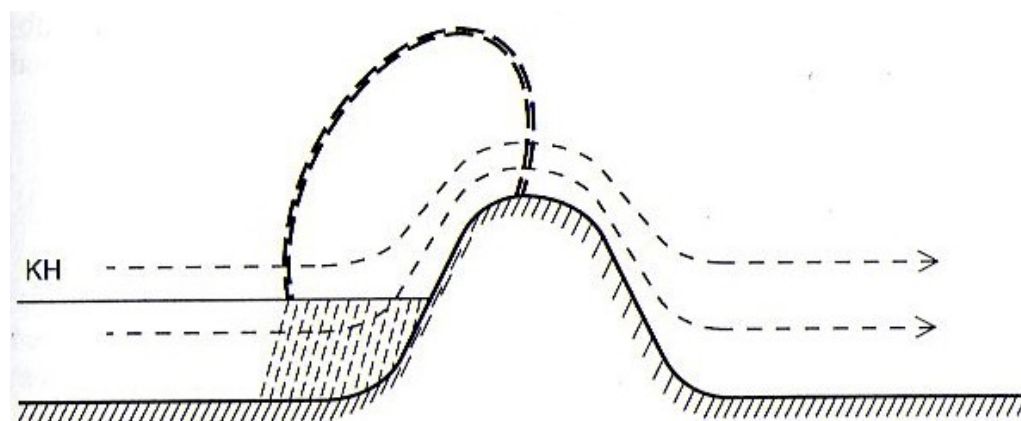
Z posledních let pro přiblížení závažnosti činnosti větru v oblasti stojí za zmínku zejména orkán Kyrill z 18 a 19.1. roku 2007. Maximální rychlosti nárazového větru na stanici Churáňov se průměrně pohybovaly kolem 30 m/s, největší náraz byl 38 m/s (137 km/hod). Na Velkém Javoru v Německu bylo dokonce dosaženo 47 m/s (169 km/hod). Směr větru byl 18.1. převážně

jihozápadní, který se 19. 1. změnil na západní (NP Šumava 2007). Vítr vyvrátil či polámal jen v lesních porostech národního parku Šumava 864 199 m³ dřeva (NP Šumava 2008). Škody na lesních porostech i majetku byly vysoké i v podhůří. Z výše uvedeného je patrné, že vítr je velmi významným klimatickým faktorem v oblasti, zejména ve vrcholových partiích Šumavy.

6.1 Horské a údolní větry

Horské a údolní větry znikají jako důsledek termiky nad horami. V důsledku konvekce teplého vzduchu při svazích vzhůru přitéká údolními vzduch z podhůří. V průběhu dne tento údolní vítr zesiluje v závislosti na termice. Je velmi podmíněn orografií a je nejsilnější ve spodních několika stech metrech nad zemí. Typická je obrácená cirkulace v noci. Chladnoucí vzduch začíná stékat do údolí, kde se v kotlinách a uzavřených údolích může hromadit. Takto vzniká teplotní inverze výrazná zejména v zimě. V létě nejsou tyto inverze tolik výrazné (Dvořák 2001).

6.2 Fén



Obr. 11: Schéma vzniku fénového proudění podle Bednáře (2003).

Fén je druh proudění. Konkrétně sestupný proud teplého a suchého vzduchu směřující z hor při jasné obloze. Fén vzniká při přechodu přes horský hřeben za uplatnění pseudoadiabatického děje (viz obr 11). To tak, že vystupující vzduch se ochlazuje podle suchoadiabatického gradientu přibližně o 1 °C na 100 m. Při dalším ochlazování začíná docházet ke srážení a následnému vypadávání srážek. Ochlazování tedy odpovídá nižším hodnotám, přibližně 0,5 až 0,7 °C. Takto dochází často k velmi vydatným srážkám. Vzduch, částečně ochuzený o vlhkost, dalším postupem přes překážku klesá a začíná se oteplovat. Z výše uvedeného vyplývá, že nyní už relativně suchý vzduch přibývá na teplotě podle suchoadiabatického gradientu, a to o 1 °C na 100 m. V konečném důsledku je vzduch za překážkou teplejší než vzduch na odpovídající výškové hladině před překážkou a má menší

relativní vlhkost. Teplota na závětrné straně může být u větších pohoří až o 10–15 °C vyšší než počáteční teplota na straně návětrné. Fény ovlivňují například zemědělství tak, že se na severních svazích snižuje počet mrazových dní a prodlužuje se vegetační doba i v oblastech s poměrně vysokou nadmořskou výškou. U nás jsou relativně slabé účinky fény pozorované na severních stranách pohraničních pohoří v západních Čechách. To platí i pro Šumavu (Kemel 2000).

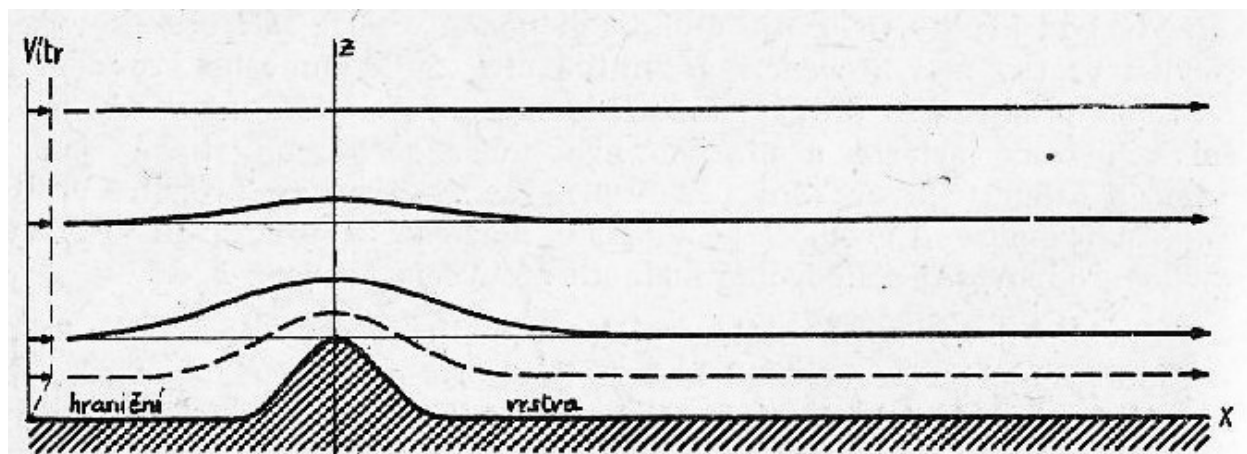
Možný vliv fénového efektu závětrí Alp při jižní cyklonální situaci uvádí Křivancová & Vavruška (1997). Zatímco jsou severní pohoří při této situaci chladná, Šumava je o poznání teplejší. Vzhledem k malé oblačnosti dosahují noční minima v šumavských údolích nejnižších hodnot. V letním období tyto anomálie mizí. Kyselému (2000) se nepodařilo vliv fény v jižních Čechách při horkých vlnách prokázat (viz kap. 4.3). Jak sám ale uvádí, nemuselo to být průkazné. Průvodní jevy fény - oblaka typu lenticularis jsou ale za šumavským masivem často pozorována. Autoři (Strnad 2003; Křivancová & Vavruška 1997; Albrecht et al. 2003) většinou uvádějí vliv alpského fény na klima jihozápadních Čech, ale to, jakou měrou se podílí orografie Šumavy, nikdo s jistotou neuvádí.

6.3 Proudění vzduchu přes horské překážky

Při proudění vzduchu přes horskou překážku v závislosti na stabilitě zvrstvení vzduchu, rychlosti a charakteru proudění můžeme rozeznávat následující typy proudění.

Förchsgott (1953) rozeznává nevírové proudění, vírové proudění, vlnové proudění, rotorové a chaotické. Ostatní autoři většinou uvádějí zejména vlnové proudění, které se nejmarkantněji projevuje charakteristickou oblačností.

6.3.1 Nevírové proudění



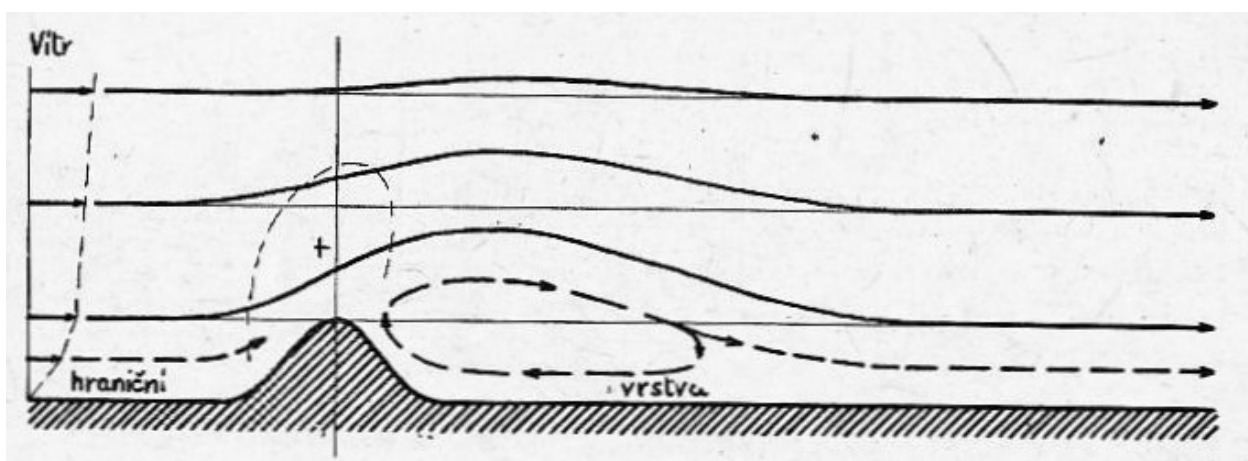
Obr. 12: Schéma nevírového proudění podle Förchsgotta (1953)

Podle Dvořáka (1998) je při velmi slabém větru a stabilním teplotním zvrstvením laminární přetékání horského hřebene (obr. 12). Podle Förchsgotta (1953) je ale výskyt tohoto proudění v přírodě řídký. Jeho podmínkami totiž jsou nepatrná rychlost pohybu a malé rozměry orografických překážek. U větších hřebenů se pak blíží potřebná rychlost vzduchu nule.

6.3.2 Vírové proudění

Zvětší-li se rychlost proudění na 6 – 10 m/s, nastává za hřebenem odtržení mezní vrstvy a prostor přilehlý k závětrnému svahu se vyplní stacionárním vírem s horizontální osou (obr. 13). Za hřebenem se pak vyskytuje slabý vítr proti svahu a výstupný pohyb podél závětrného úbočí (Kráčmar et al. 2006).

Stacionární závětrný vír působí na zvýšení hraniční vrstvy za hřebenem často až nad jeho úroveň. Ve vyšších vrstvách atmosféry pak působí laminární proudění (Förchsgott 1953).



Obr. 13: Schéma vírového proudění podle Förchsgotta (1953)

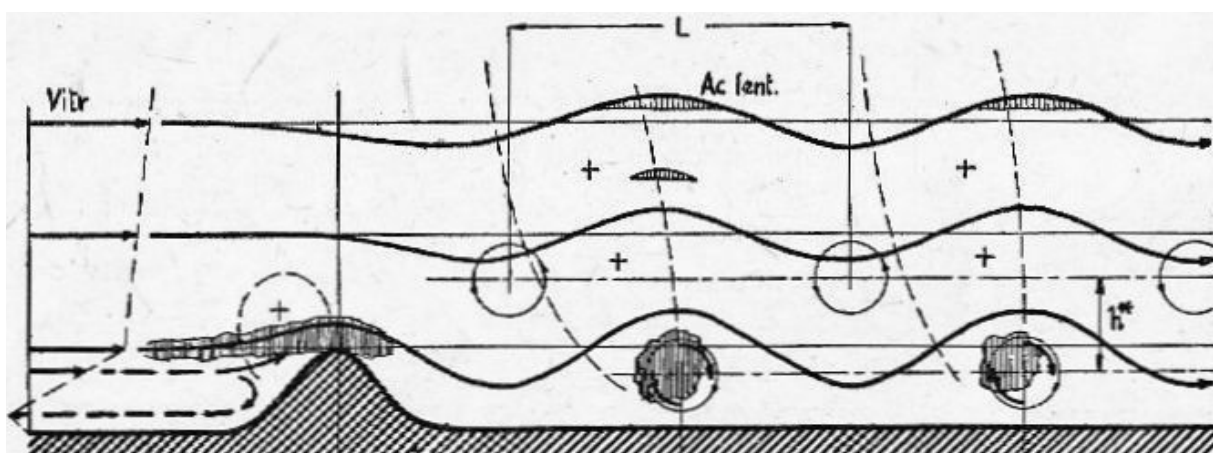
6.3.3 Vlnové proudění

Vlnové proudění je v literatuře nejčastěji uváděný a popisovaný jev spojený s přechodem vzduchu přes orografickou překážku (obr. 14). Jinak též fénové vlny (Häckel 2008), jelikož může být spojeno s fénem (Dvořák 2001).

Tento úkaz vzniká při vhodných podmínkách – rychlost větru větší než 7-15 m/s v dostatečně silné vrstvě (několikanásobně převyšující hřeben). Dále je žádoucí směr větru pokud možno kolmý na podélnou osu orografické překážky a hřeben by měl mít strmou závětrnou stranu. To ale není nutností, vlna může vznikat i u členitých horských oblastí, nebo u negativně tvarovaných překážek, jako jsou výrazná údolí řek atd.

Žádoucí je též stabilní vertikální teplotní gradient. Termika narušuje kontinuitu vlny a ta poté zaniká, proto jsou pro vznik vlnového proudění nejvhodnější větrné podzimní a zimní dny, které jsou typické stabilním zvrstvením vzduchu. Za takovýchto vhodných podmínek může vlnění dosahovat několika desítek, až stovek kilometrů za horský hřeben. (Dvořák 2004)

Podle Kráčmara et al. (2006) se v blízkosti hřebene periodicky uvolňují víry, které se postupně odpoutávají od závětrného prostoru. Uspořádáním mohutných vírů s horizontální osou rovnoběžnou s horským hřebenem vzniká za hřebenem stabilní turbulentní systém, který vnucuje proudění v závětrném prostoru výraznou vlnovou deformaci. Princip vzniku a detailnější náhled do fyziky vlnového proudění byl probrán v kapitole 3.2.



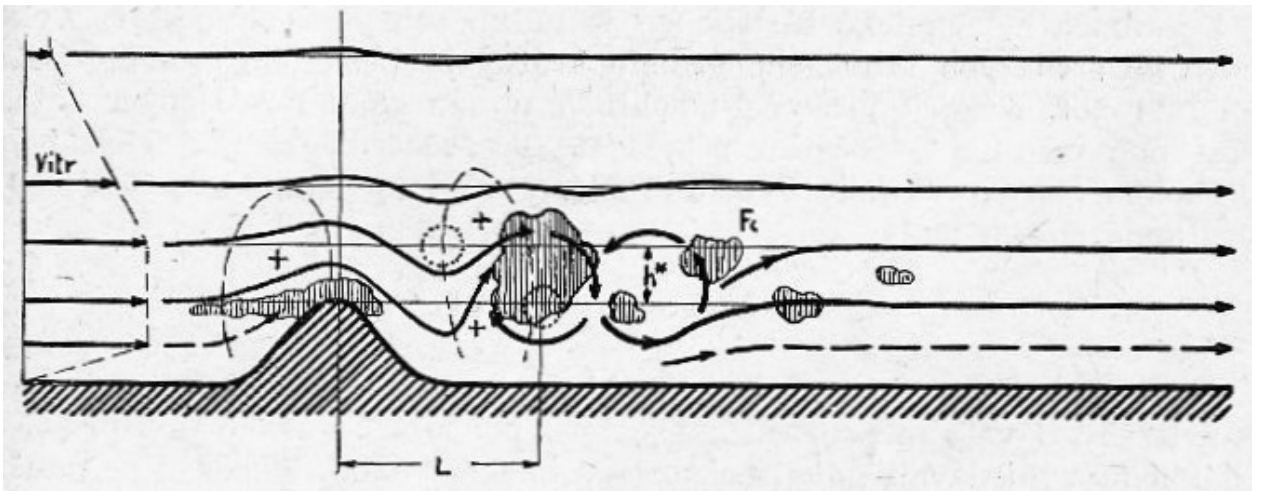
Obr. 14: Schéma vlnového proudění podle Förrchsgotta (1953).

v České republice jsou nejtypičtější pohoří pro vznik vln Krkonoše, Jeseníky, Beskydy a Krušné Hory, ale Kráčmar et al. (2006) uvádí prakticky všechna hraniční pohoří, přičemž velkou roli hrají příznivé podmínky pro vznik vlnového proudění. To platí i pro Šumavu, která není díky své komplikované orografii pro vznik pozorovatelných vlnových oblaků ideální. Ty se zde ale při příznivých podmínkách tvoří, i když ne tak výrazně jako u severních pohoří – viz satelitní snímky v přílohách 10-12.

Všechny výše uvedené zdroje se ale shodují na důsledcích vlnového proudění. Těmi jsou zejména při dostatečné vlhkosti vzduchu vlnovitá oblaka typu *Ac lenticularis* i v několika vrstvách, která jsou často v malých výškách doprovázena tzv. rotorovými oblaky typu *Sc fractatus*, které jakoby setrvávají na jednom místě. Tato oblačnost není spojená s konvekcí. Dále je tento jev negativně i pozitivně velmi důležitý pro letectví. V bezmotorovém létání lze vlny využít k získání rekordních výšek. O to větší nebezpečí skýtá systém rotorů zejména pro větší motorová letadla. Vertikální rychlosti zde mohou dosahovat 20 – 30 m/s, což představuje velmi silnou turbulenci. Proto je třeba se vyvarovat letu v závětrí větších pohoří.

6.3.4 Rotorové proudění

Rotorové proudění vzniká za podobných podmínek jako vlnové, ale vrstva proudění je poměrně malá – srovnatelná s výškou překážky (viz obr. 15). Výsledné proudění je vertikálně omezeno horní hranicí proudící vrstvy a má velmi nárazovitý charakter. Typickou oblačnost tvoří fénová zeď a mohutný rotor za hřebenem. V dalším závětrném prostoru se silná neuspořádaná turbulence projevuje množstvím oblaků *Ac fractatus* (Förchsgott 1953). Řezáčová et al. (2007) přirovnává princip vzniku rotorového proudění hydraulickému skoku, kdy se náhlé změni vertikální rychlost a rozsah vrstvy kapaliny.



Obr. 15: Schéma rotorového proudění podle Förchsgotta (1953).

6.3.5 Chaotické proudění

Klesne-li výška proudící vrstvy pod kritickou mez, mizí pravidelnosti proudění a charakter proudění je pak neuspořádaný a za překážkou působí silná nárazovitost. Při dostatečné vlhkosti se tvoří *Ac fractatus*.

Oba dva výše uvedené také mohou ohrožovat letecký provoz. Silná turbulence se může projevit i za jasného počasí bez jakýchkoli příznaků. (Förchsgott 1953)

7 ZÁVĚR

Orografické vlivy šumavského hřebene nezanedbatelně ovlivňují klima ve svém okolí, a to v několika aspektech. Není to ale jen klima, které je ovlivňováno. V důsledku proudění vzduchu přes šumavský horský hřeben vzniká při vhodných podmínkách vlnové proudění charakteristické vlnovitými oblaky typu lenticularis. Takovouto „dlouhou vlnu“ vyhledávají zejména plachtaři, kdy mohou při bezmotorovém létání dosahovat rekordních výšek. Naopak při velkých rychlostech větru je rotorové proudění vznikající za hřebenem díky turbulencím v atmosféře nebezpečné pro civilní letectví. Při ještě větších, extrémních rychlostech větru vznikají v oblasti rozsáhlé lesní polomy. Vítr dosahuje nejsilnějších nárazů právě na hřebenech.

Nyní již klimatologickým faktorem, který je silně podmíněn orografií, jsou srážky. Nejvíce jsou patrné návětrné efekty na hřebenech a JZ svazích v Německu, zejména při JZ proudění. Zesílení může dosahovat až 500%, zatímco v závětrí je zeslabení srážek řádově menší - přibližně o polovinu. Na německých stanicích jsou proto výrazně větší srážkové úhrny po celý rok. V Pošumaví rozdíly nejsou tak patrné, ale v kombinaci závětrí a nízké nadmořské výšky má nejnižší průměrný roční úhrn srážek oblast mezi Mirovicemi, Katovicemi a Pískem. Šumavský hřeben může mít i opačný efekt, kdy nucený výstup vzduchu vyvolá instabilitu a následně vývoj konvekční oblačnosti a bouřek, které mohou putovat dále do vnitrozemí a přinášet značné úhrny. Velké množství sněhu, které napadne v zimě na hřebenech oddaluje nástup jara, ale tvoří důležitou zásobu vody podstatnou pro hydrologický režim Šumavy. Zajímavou kapitolou je teplota. Kotliny a údolí v Pošumaví jsou charakteristické vysokými teplotami v létě, ale jejich tvar je také příznivý pro vznik výrazných inverzí v zimě. Extrémní teploty zde dosahují jak kladných tak záporných hodnot. Na šumavských pláních se v mělkých sníženinách, většinou slatích, tvoří specifické inverze. Jsou to nejchladnější místa s mrazovými dny i ve vrcholném létě. V závětrí Šumavy jsou teploty v průměru vyšší. Pravděpodobně je to způsobeno fénem ze závětrí Alp i možným fénovým efektem Šumavy. V důsledku toho se vegetační období lehce prodlužuje. To se projevuje pozdějším nástupem fenologických fází rostlin směrem do severozápadních svahů Šumavy.

Možný neprokázaný vliv má fén při vzniku horkých vln, extrémně horkých letních období. Ty jsou specifické pro podhůří Šumavy. Pravděpodobně je to dáno kombinací mezoklimatických, topoklimatických a mikroklimatických faktorů. Nicméně horké vlny jsou na Klatovsku nejsilnější. Taková období horka a sucha mají výrazný negativní vliv na ekosystémy, zemědělství, a dokonce úmrtnost.

V současnosti se k výzkumu orograficky podmíněných jevů používá zejména matematické modelování, které přináší nové poznatky o této složité problematice.

LITERATURA

- ALBRECHT J. ed., 2003: Českobudějovicko. In: MACKOVČIN P. & SEDLÁČEK M. (eds.): Chráněná území ČR, svazek VIII. *AOPK ČR a EkoCentrum Brno, Praha*.
- BEDNÁŘ J., 2003: Meteorologie. *Portál, Praha. Meteorologické Zprávy 44, s. 143-150.*
- BRÁDKA J., 1970: Srážky v závětrří Šumavy při západní cyklonální povětrnostní situaci. *Meteorologické Zprávy 23, s. 240-144.*
- DEMEK, J.(ed.), 1987: Hory a nížiny. *Academia, Praha.*
- DVOŘÁK P., 1998: Meteorologie pro plachtaře. *Portál, Praha*
- DVOŘÁK P., 2001: Atlas oblaků. *Svět křídel, Cheb.*
- DVOŘÁK P., 2004: Letecká meteorologie. *Svět křídel, Cheb.*
- FÖRCHTGOTT J., 1953: Letecká meteorologie. *Státní nakladatelství technické literatury, Brno.*
- HÄCKEL H., 2008: Atlas oblaků. *Academia, Praha.*
- HÁJKOVÁ L. & NEKOVÁŘ J., 2007: Zpracování fenologie smrku a břízy pomocí GIS map. *Sborník prací ČHMÚ sv.50. ČHMÚ, Praha.*
- KEMEL M., 2000: Klimatologie, meteorologie, hydrologie. *ČVUT, Praha.*
- KRÁČMAR J., et al. 2006: Meteorologie (050 00). *Akademické nakladatelství CERM, Brno.*
- KRÁL V., 1972 (ed.): *Malý encyklopedický slovník A-Ž. Academia, Praha,*
- KŘIVANCOVÁ S., 1991: Teplotní zvláštnosti Šumavy. *Meteorologické Zprávy s. 44, 143-150.*
- KŘIVANCOVÁ S., 1999: Doplnění poznatků o teplotních zvláštnostech Šumavy. *Meteorologické Zprávy 44, s. 143-150.*
- KŘIVANCOVÁ S. & VAVRUŠKA F., 1997: Základní meteorologické prvky v jednotlivých povětrnostních situacích na území České republiky v období 1961 – 1990. *Národní klimatický program ČR 27. Praha.*
- KUNZ M. & KOTTMEYER C., 2006: Orographic Enhancement of Precipitation over Low Mountain Ranges. Part I: Model Formulation and Idealized Simulations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology, vol. 45, Issue 8, p.1025-1040.*
- KYSELÝ J., 2000: Změny ve výskytu extrémních teplotních jevů. (Doktorská disertační práce PGDS.) *Praha, Univerzita Karlova, Fakulta matematicko-fyzikální.*
- KYSELÝ J., 2003: Časová proměnlivost horkých vln v České republice a extrémní horká vlna z roku 1994. *Meteorologické zprávy 56, s. 13-18.*
- KYSELÝ J., 2004: Mortality and displaced mortality during heat waves in the Czech Republic. *International Journal of Biometeorology 49, 91-97*

- KYSELÝ J., 2006: Prostorová proměnlivost horkých vln v České republice a letní teplotní zvláštnost jihozápadních Čech. *Meteorologické zprávy* 59, s. 183-189.
- LÖW J. & MÍCHAL I., 2003: Krajinný ráz. *Lesnická práce, Kostelec nad Černými lesy*.
- PECHALA F. & BEDNÁŘ J., 1991: Příručka dynamické meteorologie. *Praha, Academia*.
- ŘEZÁČOVÁ D., NOVÁK P., KAŠPAR M. & SETVÁK M., 2007: Fyzika oblaků a srážek. *Academia, Praha*.
- SOBÍŠEK B. ed., 1993: Meteorologický slovník výkladový a terminologický. *Academia, MŽP ČR, Praha*,
- STRNAD E., 2003: Podnebí Šumavy. In: DUDÁK V. (ed.): Šumava (příroda, historie – život). *Baset, Praha*.
- ŠTEKL J., BRÁZDIL R., KAKOS V., JEŽ J., TOLASZ R. & SOKOL Z., 2001 : Extrémní denní srážkové úhrny na území ČR v období 1879 – 2000 a jejich synoptické příčiny. *Národní klimatický program České republiky, sv.31, ČHMÚ, Praha*.
- QUITT, E., (1971): Klimatické oblasti Československa. *Československá akademie věd - geografický ústav Brno*.
- ZAHRADNICKÝ J. & MACKOVČIN P. (eds.), 2004: Chráněná území ČR, Plzeňský a Karlovarský kraj. In: MACKOVČIN P. & SEDLÁČEK M. (eds.): Chráněná území ČR, svazek XI. *AOPK ČR a Ekocentrum Brno. Praha*.

ONLINE ZDROJE

- ARCDATA 2007: *Digitální model reliéfu České republiky (online)*
[URL: http://old.arcdata.cz/download/doc/dmr3arcsec_wgs_cr.zip (cit. 5.4.2009)]
- NP ŠUMAVA 2007: *Povětrnostní podmínky během orkánu Kyrill (online)*
[URL: <http://www.npsumava.cz/stranky.php?idc=1255> (cit. 6.3.2009)]
- NP ŠUMAVA 2008: *Tisková zpráva - V den výročí Kyrillu (online)*
[URL: <http://www.npsumava.cz/stranky.php?idc=1385> (cit. 6.3.2009)]

PŘÍLOHY

SEZNAM PŘÍLOH

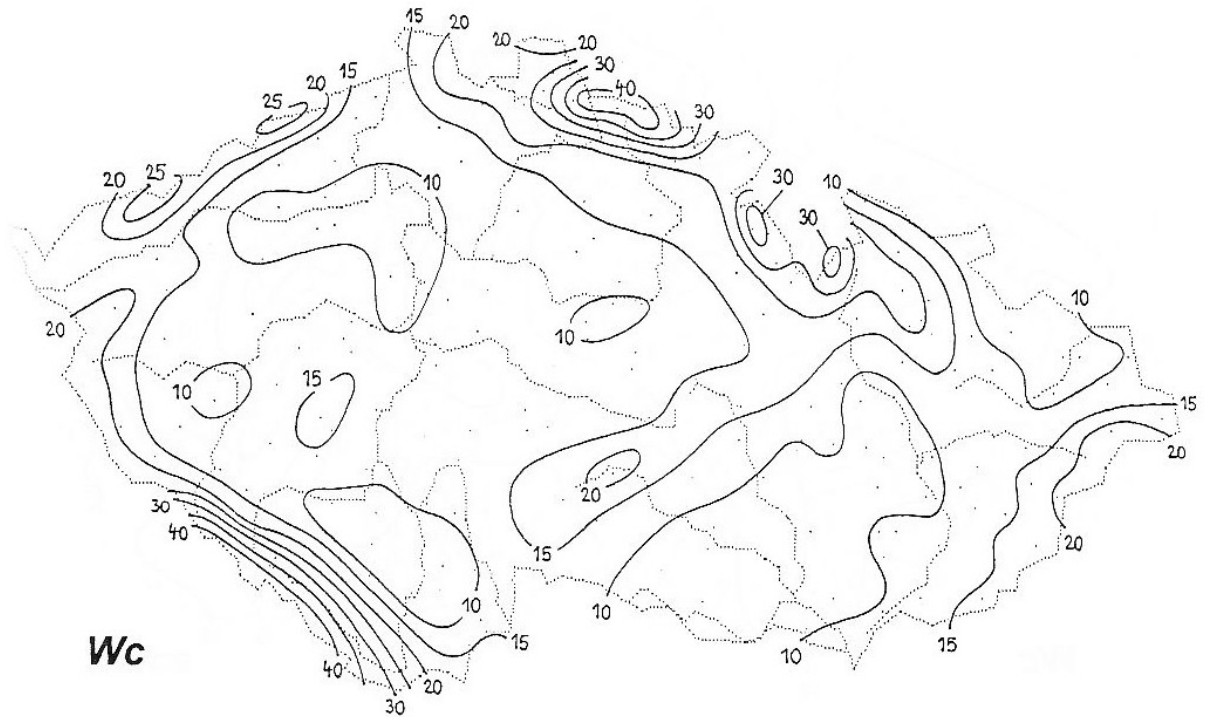
1 – 2: Mapky plošného rozdělení srážek při západních cyklonálních situacích v zimě.

3 – 6: Mapy reliéfu Šumavy a Pošumaví z různých pohledů.

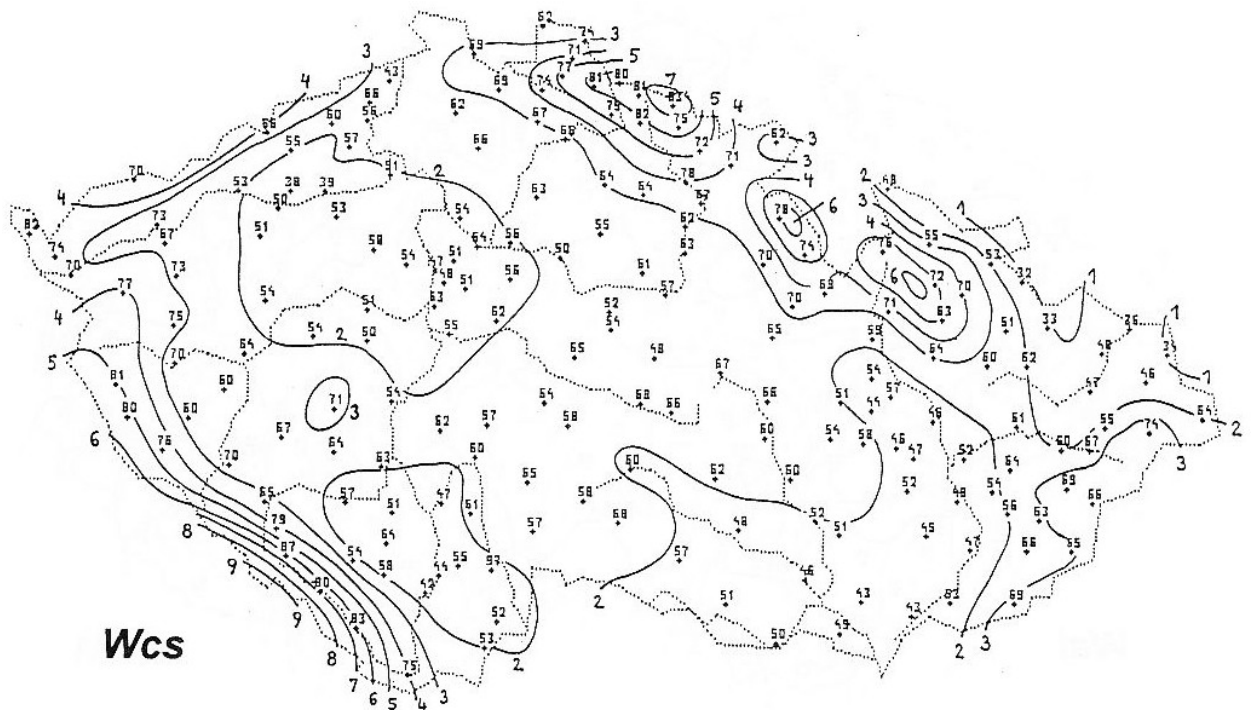
7 – 9: Mapy nástupu vybraných fenofází břízy bradavičnaté.

10 – 14: Družicové snímky oblačnosti v situacích s jasným orografickým vlivem Šumavy.

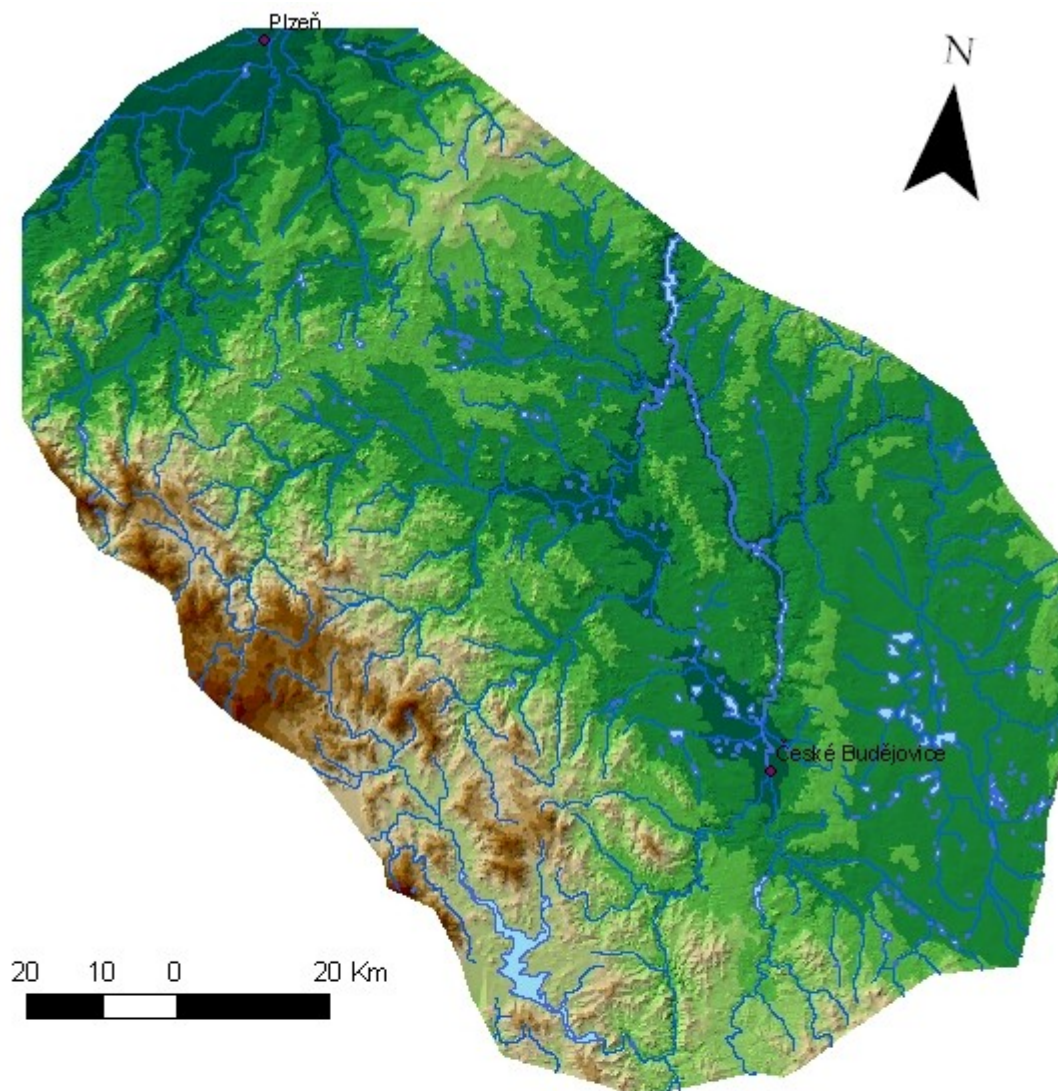
15 – 21: Fotografie orograficky podmíněné oblačnosti vzniklé nad Šumavou.



**Příloha 1: Průměrné maximální denní srážky v milimetrech v zimním pololetí.
(Křivancová & Vavruška 2007)**



Příloha 2: Průměrný denní úhrn srážek v milimetrech (izočáry) a relativní četnost dnů se srážkami > 4 mm v procentech všech dnů se situací Wcs (čísla) v zimním pololetí (říjen až březen). (Křivancová & Vavruška 2007)

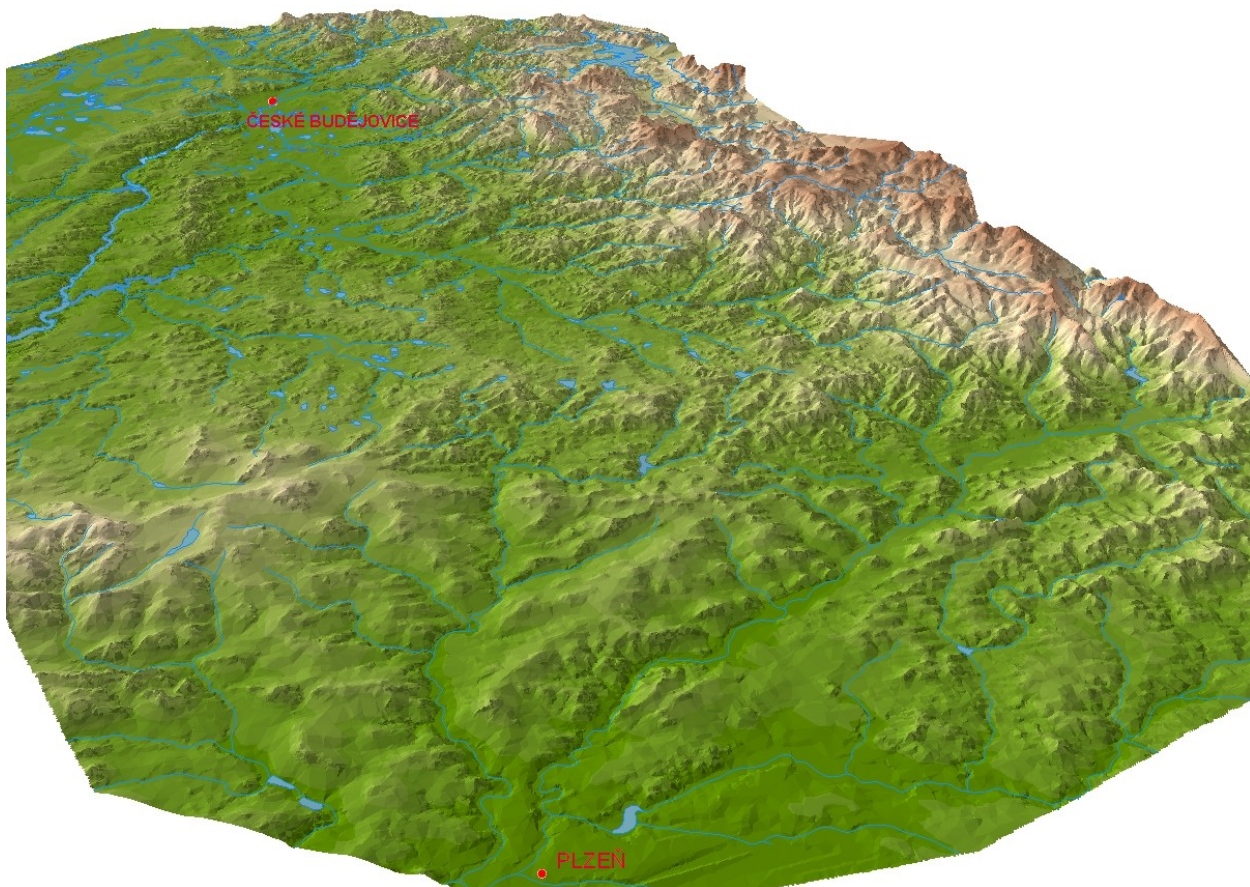


Legenda

Nadmořská výška (m)



Příloha 3: Mapa reliéfu české části Šumavy a Pošumaví. Vytvořil Hettler J. & Vondru J.



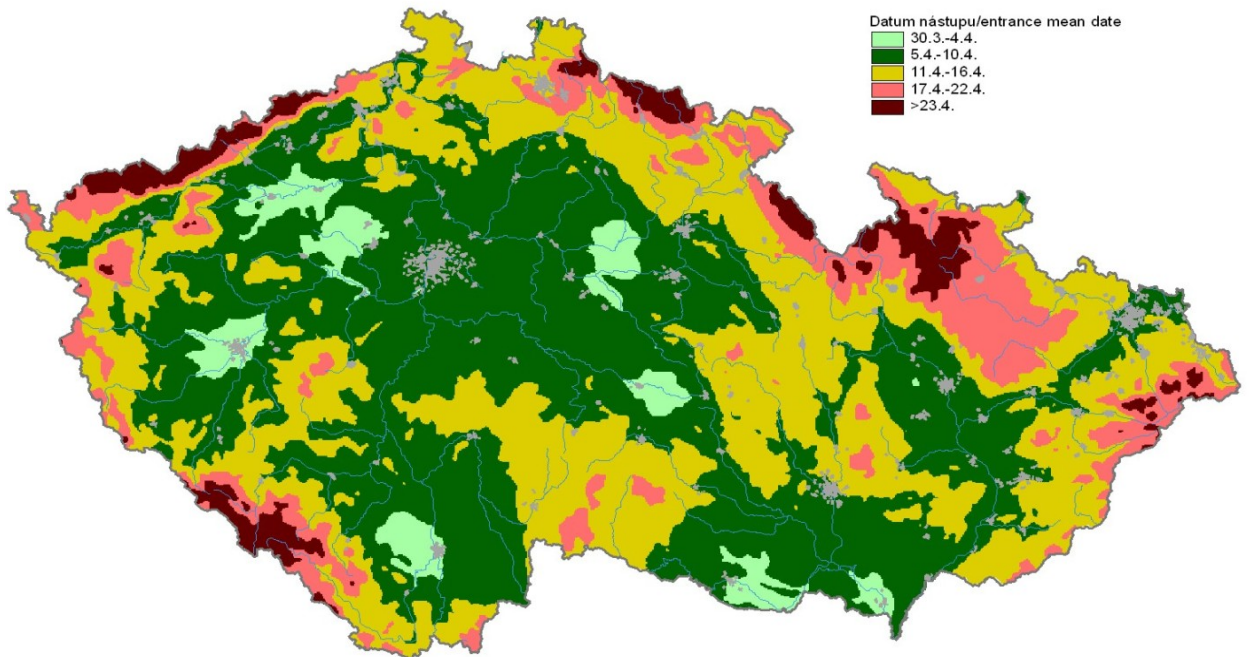
Příloha 4: 3D mapa oblasti – pohled od západu. Vytvořil Hettler J. & Vondrů J.



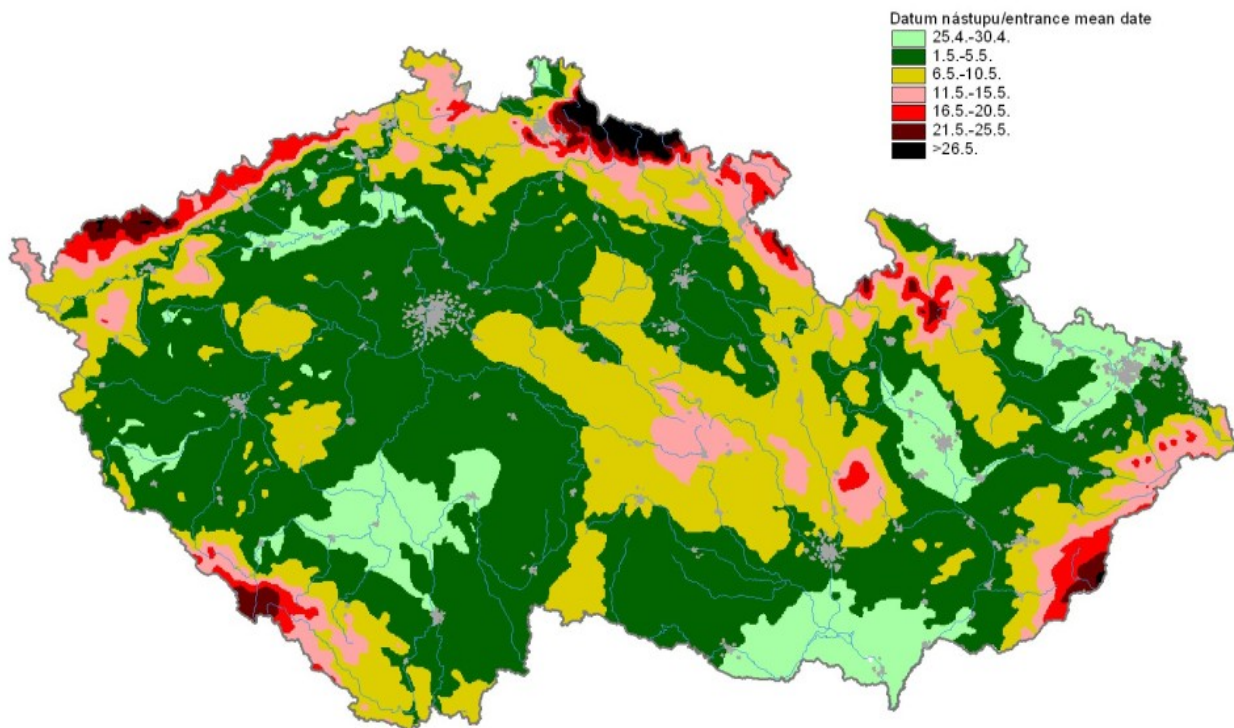
Příloha 5: 3D mapa oblasti – pohled od severovýchodu. Vytvořil Hettler J. & Vondrů J.



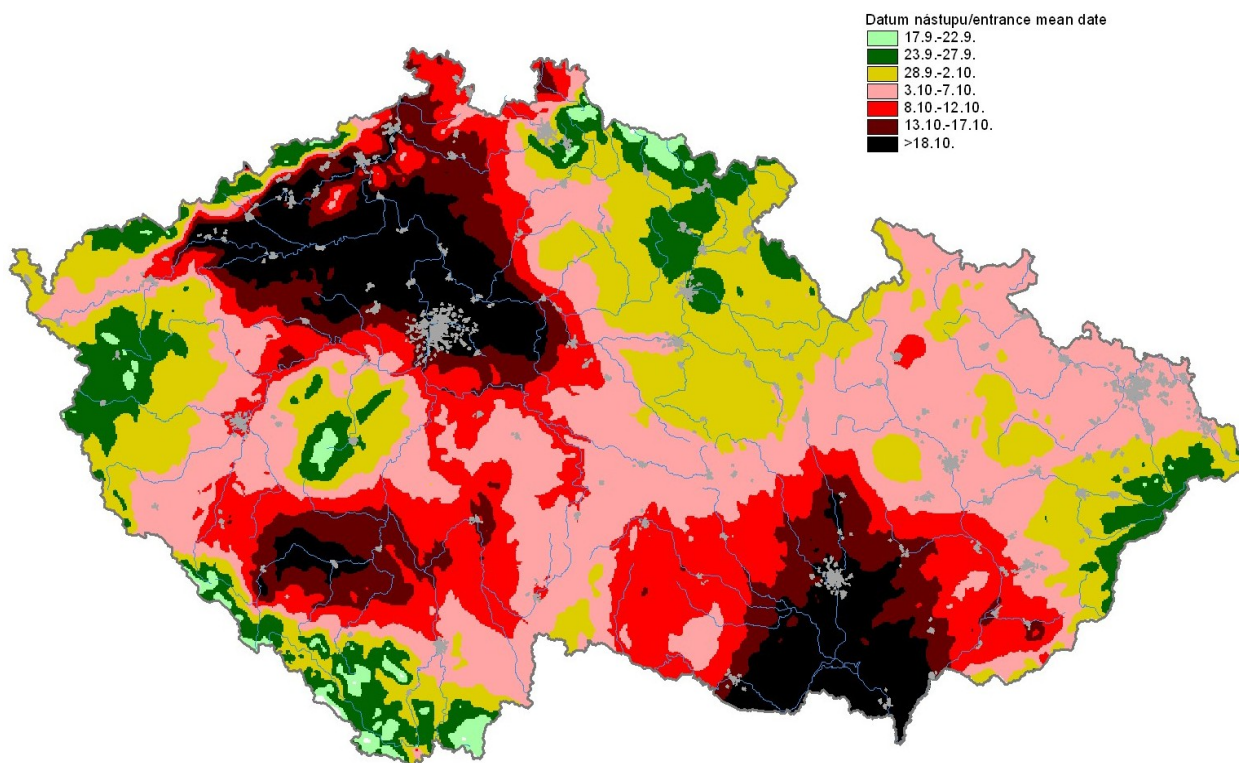
Příloha 6: 3D mapa oblasti – detail Šumavy a podhůří (pohled od severovýchodu). Vytvořil Hettler J. & Vondrů J.



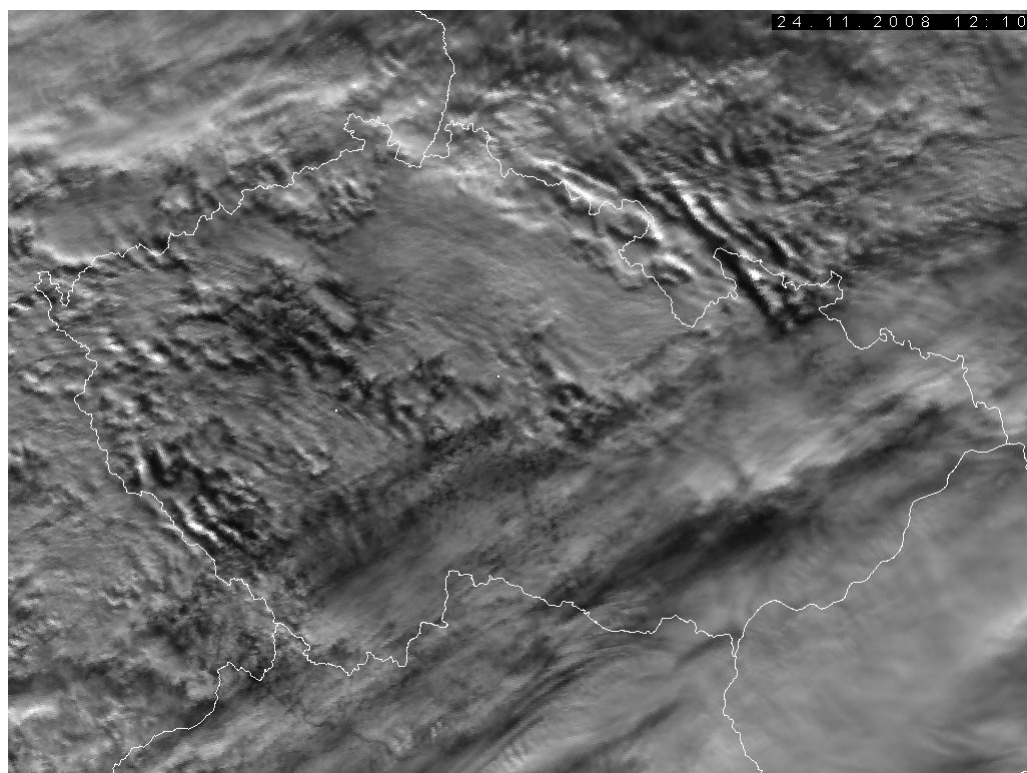
Příloha 7: Mapa fenofáze rašení, břízy bradavičnaté, průměrné datum nástupu, 1992-2006. (Hájková & Nekovář 2007)



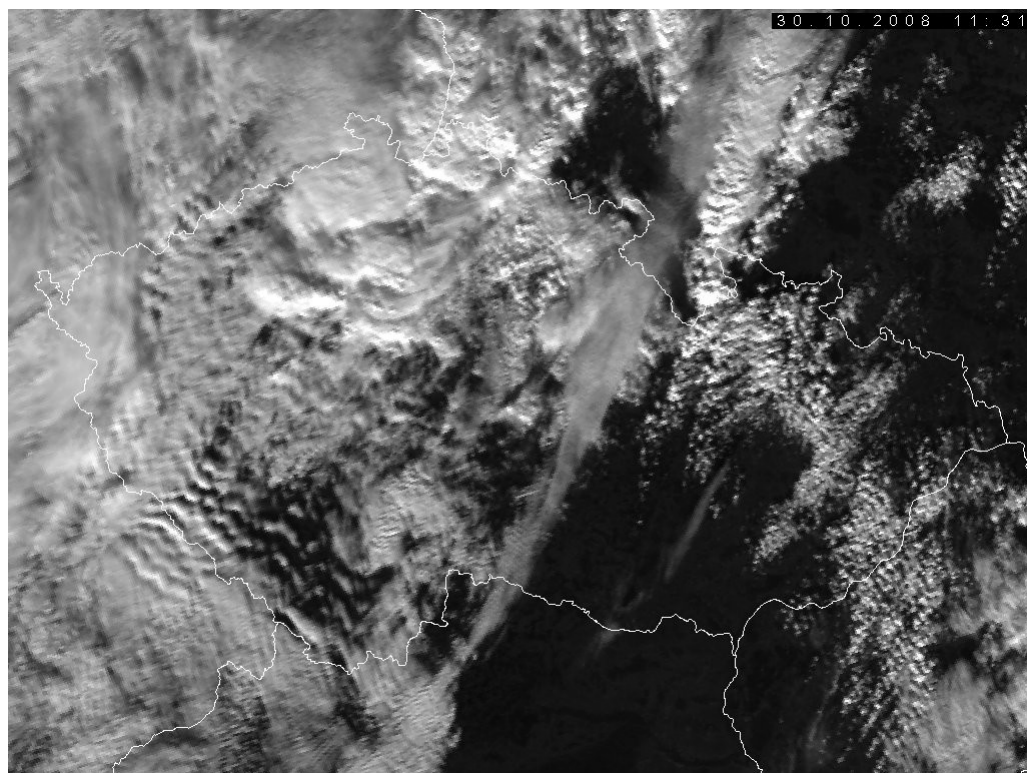
Příloha 8: Mapa fenofáze odkvětu břízy bradavičnaté, průměrné datum nástupu, 1992-2006. (Hájková & Nekovář 2007)



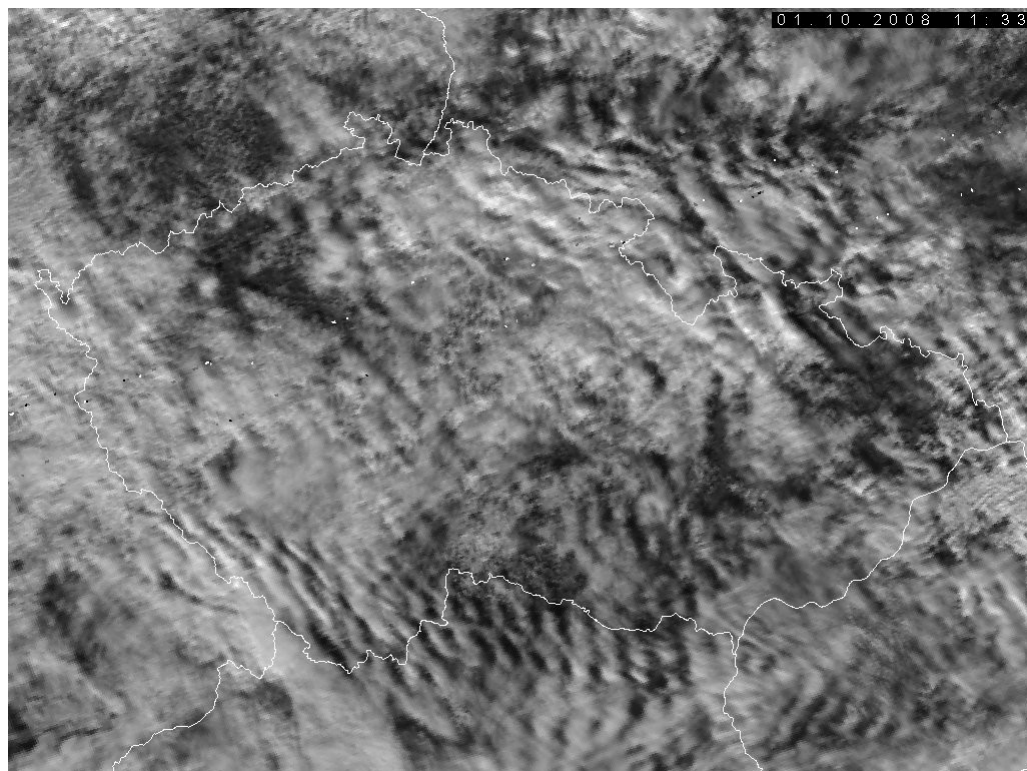
Příloha 9: Mapa fenofáze opadu listů (10%) břízy bradavičnaté, průměrné datum nástupu, 1992-2006. (Hájková & Nekovář 2007)



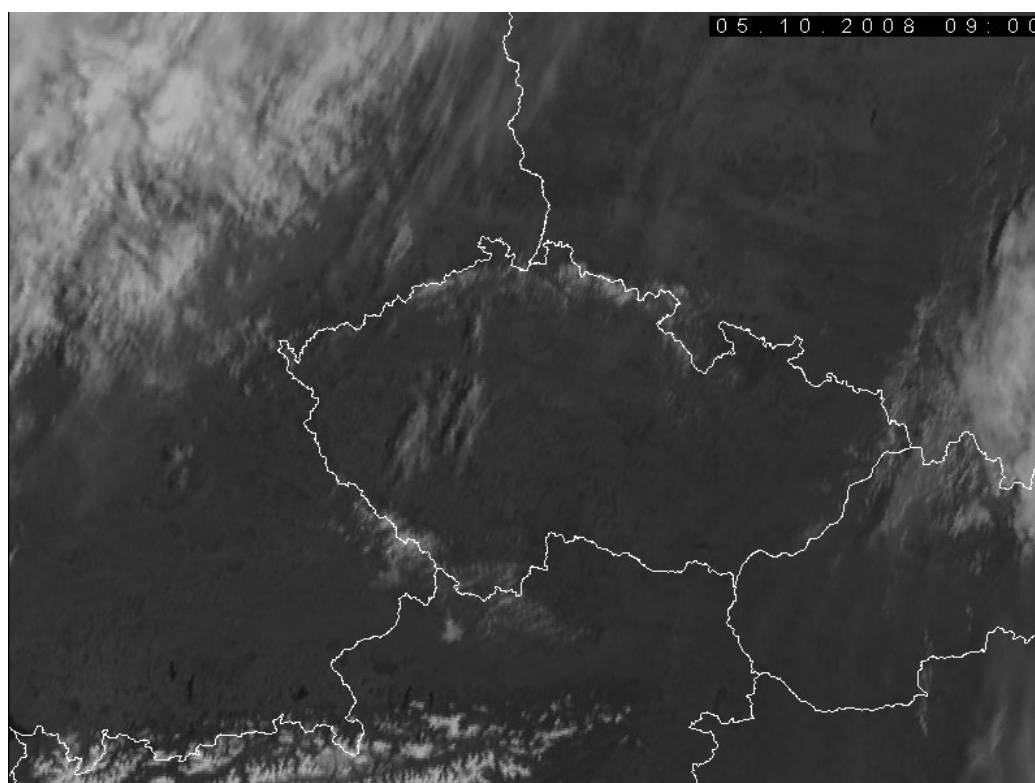
Příloha 10: 24. 11. 2008 – Orografická vlnovitá oblačnost při jihozápadním proudění za Šumavou.
Převzato z družicových snímků NOAA dostupné z [<http://www.chmu.cz/meteo/sat/avhrr/index.php>].



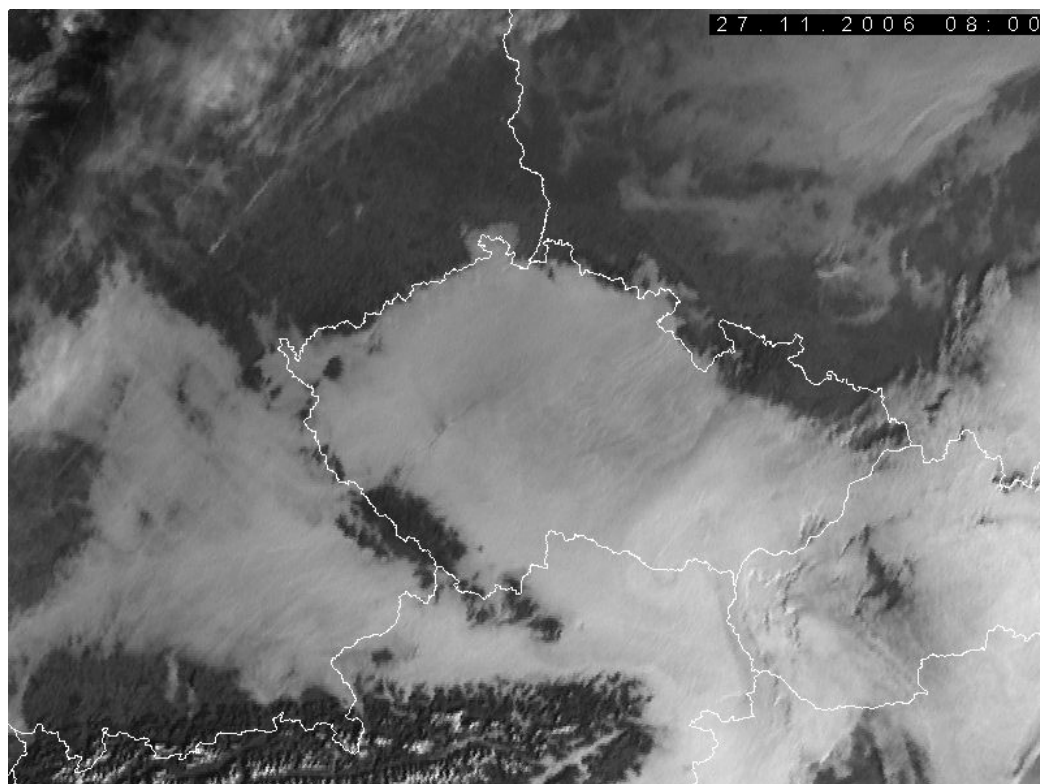
Příloha 11: 30. 10. 2008 – Orografická vlnovitá oblačnost při silném jihozápadním proudění za Šumavou.
Převzato z družicových snímků NOAA dostupné z [<http://www.chmu.cz/meteo/sat/avhrr/index.php>].



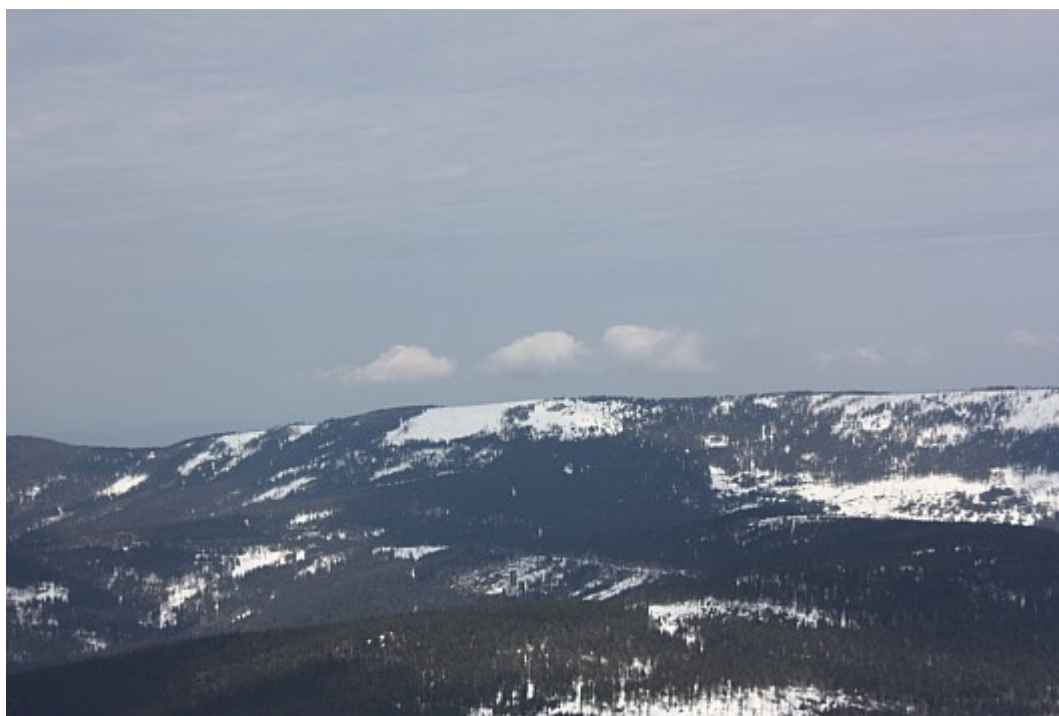
Příloha 12: 1. 10. 2008 – Dlouhý pruh vlnovité oblačnosti vznikající při západním proudění za Šumavou.
Převzato z družicových snímků NOAA dostupné z [<http://www.chmu.cz/meteo/sat/avhrr/index.php>].



Příloha 13: 5. 10. 2008 – Orografická oblačnost vyvíjející se nad Šumavou při relativně bezoblačné situaci.
Převzato z družicových snímků NOAA dostupné z [<http://www.chmu.cz/meteo/sat/avhrr/index.php>].



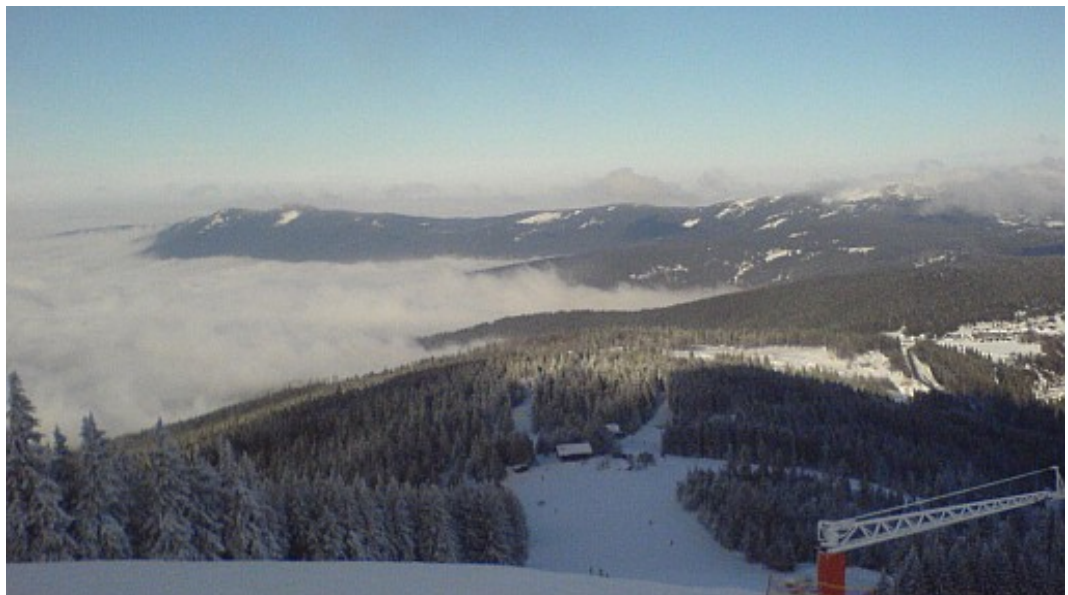
Příloha 14: 27. 11. 2006 - Inverzní oblačnost a mlhy ve střední Evropě. Z inverzní oblačnosti vystupují všechna pohoří, kde panuje typické inverzní slunečné počasí. Převzato z Řezáčová et al. (2007)



Příloha 15: 28.3.2009 - Pohled z Velkého Javoru (1456 m n. m.) směrem na severovýchod. Orograficky podmíněná oblaka Sc na hřebenu Polomu (1295 m n. m.). Autor Hettler J.



Příloha 16: 28.3.2009 - Pohled z Velkého Javoru (1456 m n. m.) směrem na východ. Jasná vlnovitá struktura oblaků As způsobená přechodem přes překážku. V pozadí orograficky podmíněná oblaka Sc. Autor Hettler J.



Příloha 17: 13.12.2008. - Pohled z Velkého Javoru (1456 m n. m.) směrem na severovýchod. Z inverzní oblačnosti zleva vystupuje hřeben Prenet - Můstek – Pancíř nad kterým se tvoří oblačnost typu Sc. Autor Vondru J.



Příloha 18: 18.4.2009 – Pohled na konec severozápadního hřebene Šumavy od Klenové. Oblaka typu As perlucidus. Autor Lepší M.



Příloha 19: 18.4.2009 – Pohled směrem na Severozápadní hřeben Šumavy od Klatov. Celkově je patrná podélná struktura oblačnosti, přičemž jsou pruhy oblačnosti orientovány stejně jako hřeben Šumavy. Autor Lepší M.



Příloha 20: 7.7.2007 – Oblaky Sc lenticularis nad Šumavou (v pozadí vrchol Boubín).

Autor Václav Jílek, převzato z [<http://www.gliding.cz/forum/download/file.php?id=3369&mode=view>].



Příloha 21: 8.1.2005 - Irizace oblaků typu lenticularis nad Poledníkem na Šumavě.

Autor Poupa M., převzato z [http://ukazy.astro.cz/gal/20050108MartinPoupa_Img_5808.jpg]