

Univerzita Palackého v Olomouci
Přírodovědecká fakulta



Transport tepla v atmosféře

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Vypracoval: Jakub Flám

Vedoucí práce: RNDr. Renata Holubová, CSc.

Držková, 2019

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci vypracoval samostatně s využitím zdrojů uvedených v seznamu použité literatury.

V Držkové dne 12. 5. 2019

.....

Jméno a příjmení studenta

Poděkování

Děkuji paní RNDr. Renatě Holubové, CSc. za odborné vedení bakalářské práce, věcné připomínky a rady v průběhu vypracovávání práce. Dále patří poděkování panu Ing. Pavlu Lipinovi, vedoucímu Oddělení meteorologie a klimatologie a panu RNDr. Romanu Volnému, vedoucímu Regionálního předpovědního pracoviště ČHMÚ v Ostravě za spolupráci při poskytnutí dat z meteorologických stanic a synoptických map.

Abstrakt

Tato práce má za cíl popsat transport tepla v atmosféře s využitím naměřených dat z meteorologických stanic. Pozornost je věnována na nejnižší vrstvu atmosféry (troposféru), v níž probíhají veškeré meteorologické jevy a procesy. Bakalářská práce podává základní matematický aparát nezbytný pro popis přenosu tepla prouděním (konvecí) a sáláním (radiací). Stručně pojednává o atmosféře a termodynamice vlhkého vzduchu, atmosférickém tlaku a podmínkách stability atmosféry v návaznosti na konvekci a radiaci. Praktická část dokládá teoretický rozbor s využitím meteorologických dat z vlastních meteorologických stanic a stanic Českého hydrometeorologického ústavu. V práci je popsán průběh vybrané bouřkové činnosti a stabilní meteorologická situace s hodnocením tepelné bilance a namodelováním důležité charakteristiky zemského povrchu (efektivního vyzařování).

Klíčová slova: počasí, konvekce, radiace, teplota, vzduch

Abstract

The aim of this work is to describe the transport of heat in the atmosphere using data measured at meteorological stations. Attention is given to the lowest layer of the atmosphere (the troposphere), in which all the meteorological phenomena and processes take place. The bachelor thesis provides basic mathematical apparatus necessary to describe the heat transfer via convection and radiation. It discusses briefly the atmosphere and the thermodynamics of moist air, the atmospheric pressure and the conditions of atmospheric stability as a consequence of convection and the radiation. The practical part illustrates a theoretical analysis of using meteorological data from own weather stations and from stations of the Czech Hydrometeorological Institute. The text describes the progress of a selected storm activity and a stable meteorological situation evaluating the heat balance and modeling of the important characteristics of the Earth's surface (effective emissivity).

Key words: weather, convection, radiation, temperature, air

Obsah

1. Úvod	7
2. Atmosféra	8
3. Termodynamika vlhkého vzduchu	10
3.1. Stavová rovnice vlhkého vzduchu.....	10
3.2. Charakteristiky vlhkosti.....	12
3.3. Vlhký nasycený vzduch.....	13
3.3.1 Latentní teplo a Clausius – Clapeyronova rovnice	14
3.4. Děje vedoucí k nasycení vlhkého vzduchu	15
3.4.1. Izobarický děj a nasycení vzduchu	16
3.4.2. Adiabatická expanze a nasycení vzduchu	16
3.4.3. Adiabticko – izobarické promíchávání a nasycení vzduchu	17
4. Atmosférický tlak	17
4.1. Rovnice hydrostatické rovnováhy	17
4.2. Změny atmosférického tlaku s nadmořskou výškou	19
5. Vertikální gradient teploty	20
6. Transport tepla prouděním (konvekce)	22
6.1. Teplotní zvrstvení a stabilita atmosféry	23
6.2. Vertikální stabilita v nasyceném vzduchu.....	25
6.3. Dynamika konvekčního oblaku.....	26
6.3.1. Pohybové rovnice	26
6.3.2. Síla vztlaku a vorticitata	28
6.4. Rozbor konvekční oblačnosti	29
6.4.1. Oblak typu Cb (cumulonimbus) a hodnocení bouří	29
6.5. Doprovodné nebezpečné jevy konvekčních bouří.....	32
6.6. Charakteristiky konvekčního prostředí	33
7. Transport tepla sáláním (radiace)	35
7.1. Sluneční záření	35
7.2. Dlouhovlnné záření	40
7.3. Tepelná bilance povrchu země	42
7.4. Tepelné poměry půdy	43
7.5. Teplotní inverze.....	44
• Radiační inverze	44
• Advekční inverze.....	45

• Frontální a subsidenční inverze	45
7.6. Noční mrazy na zemském povrchu	45
• Radiační noční mrazy	46
• Advekční a advekčně – radiační noční mrazy	46
7.7. Mlha.....	46
• Radiační mlhy.....	47
• Údolní mlhy.....	47
8. Meteorologické stanice v Hostýnských vrších	49
8.1. Meteorologická činnost v Držkové	50
8.1.2. Manuální klimatologická stanice Držková, Vančica (B7DRVA01) ...	51
8.1.3. Meteorologické stanice v údolí Držkové (B7DR...01)	54
8.1.3. Meteorologická stanice Kašava, pod Rablinů (B7KASA01)	56
8.2. Způsob vyhodnocení naměřených dat	57
9. Konvekční bouře v Hostýnských vrších v květnu 2014	59
9.1. Konvekční bouře 26.–28. 5. 2014	59
9.1.1. Stav a průběh počasí	62
9.1.2. Důsledky konvekční bouře a diskuze	72
10. Mikroklima Hostýnských vrchů za stabilní povětrnostní situace	73
10.1. Hodnocení teplotních poměrů za období 16.–26. 4. 2019.....	73
10.2. Charakteristiky slunečního záření	82
10.3. Porovnání veličin T_z , T_{2m} a E^* ve vybraných dnech.....	85
11. Závěr	95
12. Seznam použité literatury.....	98
14. Seznam obrázků	100
15. Seznam tabulek	100
16. Seznam grafů	101

1. Úvod

Bakalářskou práci s názvem „Transport tepla v atmosféře“ jsem si vybral především díky mému zájmu o počasí. Od útlých let se věnuji jako amatér pozorování počasí a studiu všech jevů, které s ním souvisí. Od roku 2013 provozuji na katastru obce Držková, na místním kopci Vančica, manuální meteorologickou stanici s profesionálními přístroji, jež svým rozsahem spadá mezi základní klimatologické stanice, které provozuje Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ). Tyto stanice pozorují 3x denně nejen teploty z různých hledisek, ale i vlhkost vzduchu, směr a rychlost větru, množství oblačnosti a veškeré meteorologické jevy včetně celkového stavu počasí. Od listopadu roku 2017 jsem s ČHMÚ navázal bližší spolupráci a pravidelně zasílám naměřené teploty vzduchu do databáze CLIDATA, která je zpracovává a vyhodnocuje z různých hledisek.

Od roku 2013, kdy započala éra pozorování počasí na Vančici, jsem rozšířil svoji činnost i na údolí v Hostýnských vrších a v současné době provozuji celkem pět meteorologických stanic, jež jsou zařazeny do staniční sítě ČHMÚ jako doplňkové, každá s indikativem B7... Jedná se o stanice Držková, obec (375 m n. m. s indikativem B7DRZK01), Držková, Hutě (B7DRHU01 v nadmořské výšce 423 m n. m.), dále Držková, Hutě, Ráztoky (B7DRHR01 ve výšce 395 m n. m.), již výše zmíněná Vančica (B7DRVA01, 501 m n. m.) a v zimě roku 2018 nově instalovaná stanice Kašava, pod Rablínů (B7KASA01, 337 m n. m.). Všechny tyto stanice pokrývají spolu se stanicemi ve správě ČHMÚ Maruškou, Kateřinicemi, Ojičnou a Hošťálkovou alespoň část Hostýnských vrchů.

V práci nejprve budou shrnuty poznatky o atmosféře v návaznosti na termodynamiku vlhkého vzduchu, atmosférický tlak, vertikální gradient teploty, konvekci a radiaci. Teoretické poznatky budou doloženy o vlastní měření z meteorologických stanic v praktické části.

2. Atmosféra

Život na Zemi je umožněn díky vzdušnému obalu nazývanému atmosféra. Lze ji rozdělit z hlediska svého složení na tři části:

1. *Suchou a čistou atmosféru*, jež je tvořena směsí plynů, které za běžných teplot a tlaků považujeme za dokonalé plyny. Mezi tuto směs se řadí dusík N_2 s největším zastoupením (78 %), dále kyslík O_2 (21 %) a zbytek tvoří plyny jako jsou argon (Ar), oxid uhličitý (CO_2), neon (Ne) a další. Suchá a čistá atmosféra je prakticky neměnná až do výšek 90–100 km nad zemským povrchem.
2. *Vodní kapičky, ledové částice a vodní páru*. Vodní pára již nespĺňuje předpoklady ideálního plynu, chová se v atmosféře jako reálný plyn. Nicméně uvažujeme-li páru nenasycenou, lze použít aproximaci ideálního plynu. V atmosféře se jak vodní pára, vodní kapičky, tak i ledové částice vyskytují současně a prostorově i časově se významně liší.
3. *Znečišťující příměsi (aerosoly)*. Aerosol představuje částice v kapalném či tuhém skupenství, jež jsou volně rozptýleny v plynném prostředí. Mezi znečišťující aerosoly v atmosféře řadíme jak půdní, tak prachové částice, vulkanický popel, pylová zrnka, semena rostlin, spory, bakterie či výstrusy aj. Všechny tyto příklady jsou přirozenými aerosoly. Další příklad aerosolů představují aerosoly antropogenního původu vznikající přímou i nepřímou produkcí lidstva (v zemědělství, v dopravě, popř. vznikající průmyslovou činností). Z hlediska meteorologie jsou nejvýznamnějšími aerosoly, které působí jako tzv. kondenzační jádra (např. hygrokopické soli).¹

Atmosféru lze vertikálně rozdělit z různých hledisek:

1. *členění podle průběhu teploty s výškou*
2. *členění podle elektrických vlastností vzduchu*
3. *členění podle intenzity promíchávání vzduchu²*

ad 1. Nejspodnější část atmosféry, v níž probíhají veškeré meteorologické děje a jevy, označujeme jako troposféru. V našich zeměpisných šířkách sahá do výšky okolo 11 km, nad póly jen do 8–9 km a nad rovníkem až do 17–18 km.

¹ Pechala, František a Bednář, Jan: Příručka dynamické meteorologie. Praha: Academia 1991, s. 17.

² Tamtéž.

Teplota v troposféře s rostoucí výškou klesá a v našich zeměpisných šířkách dosahuje na její horní hranici hodnot až $-55\text{ }^{\circ}\text{C}$. Pro srovnání, nad rovníkem teplota klesá až k $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$ na její horní hranici. Troposféra obsahuje většinu vodní páry obsažené v atmosféře a vznikají zde oblaka a srážky. „*Tlak vzduchu dosahuje ve výškách kolem 11 km hodnot blízkých 200 hPa, nad rovníkem klesá v oblasti horní hranice troposféry pod 100 hPa.*“³

Nad troposférou se nachází stratosféra, jež sahá až do výšky 50 km. Teplota vzduchu se v dané vrstvě zpočátku příliš nemění, mluvíme o tzv. izotermii, postupně však narůstá, přičemž u horní hranice stratosféry může nabývat dokonce kladných hodnot. Ve stratosféře se nalézá ozonosféra, díky níž je umožněna existence života na Zemi. Ozonosféra obsahuje velké množství ozonu pohlcující ultrafialové záření. Jeho největší koncentrace jsou pozorovány kolem výšky 25–30 km. „*Kdybychom všechny ozon vyskytující se v ozonosféře přivedli k tlaku 1000 hPa, vytvořil by ve středních zeměpisných šířkách vrstvičku silnou cca 3 mm.*“⁴

Od 50 do 80 km se vyskytuje mezoféra, v níž teplota ostře klesá. Na její horní hranici dosahuje hodnot $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$ až do $-100\text{ }^{\circ}\text{C}$. Nad mezoférou se nachází termosféra sahající do výšek až 500 km, nicméně ve vymezení její horní hranice panuje neshoda. Některé publikace uvádí její horní hranici ve výšce až 700 km. Teplota v termosféře prudce roste, blízko u horní hranice je již téměř konstantní a dosahuje stovek $^{\circ}\text{C}$. Polární záře pozorovatelné během letních měsíců i ve střední Evropě mají původ právě v termosféře. Nutno také podotknout, že s ohledem na nízkou hustotu vzduchu již nelze teplotu měřit klasickými metodami, nýbrž na základě kinetické energie molekul. Nad termosférou se nachází poslední vrstva exosféra, jež přechází volně v meziplanetární prostor.

Přechody mezi jednotlivými vrstvami označujeme jako pauzy. Přechod mezi troposférou a stratosférou nazýváme tropopauzu, mezi stratosférou a mezoférou stratopauzu.

ad 2. Z pohledu elektrických vlastností lze atmosféru rozdělit na neutrosféru a ionosféru. Elektrická vodivost vzduchu u zemského povrchu je velmi malá. Působením kosmického záření významně roste a od 60 km výšky hovoříme o ionosféře, pod touto výškou o neutrosféře.

³ Tamtéž, s. 18.

⁴ Tamtéž.

ad 3. Z pohledu intenzity promíchávání vzduchu je atmosféra do výšek 90–100 km dostatečně turbulentně promíchávána, tudíž procentuální zastoupení jednotlivých složek vzduchu (mimo ozon, oxid uhličitý a vodní páru) se příliš nemění. Tutu část označujeme jako *homosféru*. Výše turbulentní promíchávání slábne, což vede k značnému úbytku těžších složek vzduchu. Nejvyšší části atmosféry jsou tvořeny převážně vodíkem a přechází v *heterosféru*. Zemskou atmosféru lze členit i z jiného hlediska na *mezní vrstvu*, v níž se uplatňuje tření vzduchu o zemský povrch, a *volnou atmosféru* s jen zanedbatelným třením. Tloušťka mezní vrstvy je závislá na drsnosti zemského povrchu, intenzitě promíchávání vzduchu a také na rychlosti proudění. Většinou dosahuje výšek kolem 1–2 km nad povrchem země.

3. Termodynamika vlhkého vzduchu

Termodynamické děje probíhající v atmosféře jsou složité, proto zavádíme určitá zjednodušení. Suchý vzduch zbaven veškeré vodní páry považujeme za ideální plyn, avšak v reálné atmosféře je vodní pára nedílnou součástí a její množství se neustále, mnohdy i výrazně, mění. Jako vlhký vzduch označujeme kombinaci suchého vzduchu a vodní páry. Dle množství vodní páry rozlišujeme vlhký nenasycený a vlhký nasycený vzduch. V případě suchého vzduchu lze termodynamické proměnné jako jsou teplota T , tlak p , objem V , resp. měrný objem v , měnit zcela bez omezení, aniž by docházelo ke změně fáze. Odlišná situace nastává pro vlhký vzduch. Vodní pára obsažená v atmosféře se totiž vyskytuje jak v pevné, tak kapalně fázi. S dostatečnou přesností lze využít vztahy popisující suchý vzduch, jinak označován také jako dokonalý plyn, ale pouze v případě, že všechny termodynamické parametry měníme jen v takovém rozsahu, aby nedocházelo k fázovým změnám. Pokud by se vlhký nenasycený vzduch stal nasyceným, aproximace ideálního plynu již neplatí.

3.1. Stavová rovnice vlhkého vzduchu

Uvažujeme-li vzduch jako směs vlhkého a suchého vzduchu, lze zapsat stavovou rovnici suchého vzduchu pro látkové množství $n = 1$ mol ve tvaru

$$p_{dv} - e = p_d = \frac{R}{M_d} \rho_d T = R_d^* \rho_d T, \quad (3.1)$$

kde p_{dv} označuje tlak vlhkého vzduchu, p_d tlak suchého vzduchu, M_d molární hmotnost suchého vzduchu, R molární plynovou konstantu, T termodynamickou teplotu a R_d^* měrnou plynovou konstantu suchého vzduchu. Hustota suchého vzduchu ρ_d byla spočtena jako převrácená hodnota měrného objemu v_d .

Pro vodní páru přepíšeme stavovou rovnici pro látkové množství $n = 1$ mol do tvaru

$$e_v = \rho_v R_v^* T, \quad (3.2)$$

kde e je dílčí tlak vodní páry ve vlhkém nenasyceném vzduchu, R_v^* měrná plynová konstanta vodní páry a ρ_v hustota vodní páry.

Součtem (3.1) a (3.2) obdržíme stavovou rovnici pro vlhký vzduch ve tvaru

$$p_{dv} = p_d + e = (\rho_d R_d^* + \rho_v R_v^*) T. \quad (3.3)$$

Celková hustota vlhkého vzduchu ρ_{dv} představuje součet hustoty suchého vzduchu ρ_d a hustoty vodní páry ρ_v

$$\rho_d + \rho_v = \rho_{dv}. \quad (3.4)$$

Vztah (3.3) přepíšeme s použitím (3.4), přičemž rozšíříme pravou stranu rovnice podílem $\frac{\rho_{dv}}{\rho_{dv}}$,

$$p_{dv} = T(\rho_d R_d^* + \rho_v R_v^*) \frac{\rho_{dv}}{\rho_{dv}} = \rho_{dv} R_{dv}^* T, \quad (3.5)$$

kde R_{dv}^* označuje měrnou plynovou konstantu vlhkého vzduchu dánu jako vážený průměr plynových konstant přítomných složek. Vztah mezi měrnou plynovou konstantou vodní páry R_v^* a měrnou plynovou konstantou suchého vzduchu R_d^* je dán jako

$$\xi = \frac{R_d^*}{R_v^*} = 0,622, \quad (3.6)$$

$$\frac{1}{\xi} = \frac{R_v^*}{R_d^*} = 1,610, \quad (3.7)^5$$

kde bylo dosazeno za $R_d^* \cong 286,85 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ a $R_v^* \cong 461,50 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$.

⁵ Řezáčová, Daniela: Fyzika oblaků a srážek. Praha: Academia, 2007, s. 90-91.

3.2. Charakteristiky vlhkosti

Množství vodní páry ve vzduchu se mění. Tuto proměnlivost vyjadřujeme pomocí několika veličin, mezi něž patří:

1. Hustota vodní páry ρ_v , jež představuje hmotnost m vodní páry přítomné v jednotkovém objemu v_{dv} vlhkého vzduchu. V meteorologii je často označována jako absolutní vlhkost.
2. Parciální (dílčí) tlak vodní páry e označován jako napětí vodní páry.
3. Směšovací poměr vodní páry r_v , jež udává poměr hustoty vodní páry ρ_v a hustoty suchého vzduchu ρ_d , resp. poměr hmotnosti vodní páry m_v vlhkého vzduchu a hmotnosti suchého vzduchu m_d v daném objemu V

$$r_v = \frac{m_v}{m_d} = \frac{\frac{m_v}{V}}{\frac{m_d}{V}} = \frac{\rho_v}{\rho_d}. \quad (3.8)$$

Dosadíme-li za ρ_v a ρ_d ze stavové rovnice pro suchý a vlhký vzduch ve tvaru (3.1) a (3.3), společně se vztahem (3.6), obdržíme upravenou rovnici (3.8) pro směšovací poměr vodní páry

$$r_v = \frac{e}{p_{dv} - e} \xi = 0,622 \frac{e}{p_{dv} - e} \cong \frac{e \xi}{p_{dv}}. \quad (3.9)$$

Přibližnou hodnotu směšovacího poměru vodní páry r_v lze uvést v případě, že zanedbáme napětí vodní páry e vzhledem k hodnotě p_{dv} ve jmenovateli zlomku (3.9). „Uvážíme-li, že například napětí nasycené páry při 30 °C činí pouze kolem 4 % hodnoty standardního tlaku vzduchu na hladině moře, je pro řadu výpočtů toto zjednodušení přijatelné.“⁶

4. Měrná vlhkost vzduchu w představuje podíl hustoty vodní páry ρ_v a vlhkého vzduchu ρ_{dv}

$$w = \frac{\frac{m_v}{V}}{\frac{m_v}{V} + \frac{m_d}{V}} = \frac{\rho_v}{\rho_v + \rho_d} = \frac{\rho_v}{\rho_{dv}}. \quad (3.10)$$

Dosadíme-li opět za ρ_v a ρ_d ze stavové rovnice pro suchý vzduch a vodní páru ve tvarech (3.1) a (3.3), obdržíme upravený vztah (3.10) pro měrnou vlhkost vzduchu w

⁶ Tamtéž, s. 92.

$$w = \frac{e\xi}{p_{dv} - (1 - \xi)e} \cong \frac{e\xi}{p_{dv}}. \quad (3.11)$$

Měrnou plynovou konstantu R_{dv}^* vlhkého vzduchu lze též vyjádřit jako

$$R_{dv}^* = R_d^*(1 + 0,61r_v), \quad (3.12)$$

kde R_d^* je měrná plynová konstanta suchého vzduchu a r_v směšovací poměr vodní páry.

5. Relativní vlhkost vzduchu h_r představuje podíl napětí vodní páry e při dané teplotě T a napětí syté vodní páry e_s při téže teplotě

$$h_r = \frac{e}{e_s}. \quad (3.13)$$

Relativní vlhkost vzduchu h_r je bezrozměrná veličina, nabývá hodnot od 0 do 1. Nejčastěji se však vyjadřuje v procentech po vynásobení stem. Neudává, jak velké množství vodní páry je ve vzduchu obsaženo, nýbrž jak daleko se daná vodní pára nachází od stavu nasycení. Stav úplného nasycení představuje relativní vlhkost vzduchu h_r rovnu 100 %. S ohledem na stavovou rovnici vodní páry (3.2) přepíšeme (3.13) na

$$h_r = \frac{\rho_v}{\rho_{vs}}, \quad (3.14)$$

kde ρ_{vs} označuje hustotu nasycené vodní páry.

6. „Teplota rosného bodu T_d , tj. teplota, kterou by měl vlhký vzduch, kdyby byl za konstantního směšovacího poměru izobaricky (tj. při stálém tlaku) ochlazen do stavu nasycení vodní párou.“⁷

3.3. Vlhký nasycený vzduch

Doposud jsme pracovali s vlhkým nenasyceným vzduchem. Stav nasycení odpovídá relativní vlhkosti vzduchu $h_r = 100$ %. V této kapitole uvedeme základní poznatky o latentním teple, Clausius – Clapeyronově rovnici a procesech vedoucích k nasycení při různých termodynamických dějích.

⁷ Pechala, Bednář: Příručka dynamické meteorologie, s. 86.

3.3.1 Latentní teplo a Clausius – Clapeyronova rovnice

Uvažujme fázový přechod kapalná voda \rightarrow vodní pára. Aby došlo k vypaření hmotné jednotky z kapalně vody při konstantním tlaku a teplotě, je nutno dodat jisté množství tepla označované jako latentní teplo výparu L_{wv} (skupenské teplo vypařování). Zároveň nastává i kondenzace, tj. molekuly vodní páry pronikají zpět do vody. „Při dané teplotě mají molekuly vodní páry vyšší kinetickou energii než molekuly vody, a proto se při výparu teplo spotřebovává a při kondenzaci teplo uvolňuje.“⁸ Po určité době nastane rovnovážný stav mezi výparem a kondenzací. Vodní pára dosáhne stavu nasycení při dané teplotě T . Latentní teplo kondenzace má přímý vztah k latentnímu teplu vypařování, $L_{vw} = -L_{wv}$. Z hlediska konvence značíme indexy wv jako fázový přechod kapalná voda \rightarrow vodní pára a vw jako přechod vodní pára \rightarrow kapalná voda. Uvedený fázový přechod probíhá za konstantního tlaku, tím pádem lze vyjádřit latentní teplo L_{wv} jako rozdíl měrných entalpií ve tvaru

$$L_{wv} = h_v - h_w, \quad (3.15)$$

kde h_v představuje měrnou entalpii vodní páry a h_w měrnou entalpii kapalně vody. Latentní teplo lze též vyjádřit jako

$$L_{wv} = T \int_w^v \frac{\delta q}{T} = T \int_w^v ds = T(s_v - s_w), \quad (3.16)$$

kde s_v je měrná entalpie vodní páry a s_w měrná entalpie vody. Pro změnu latentního tepla v závislosti na teplotě T při konstantním tlaku p obdržíme Kirchhoffovu rovnici

$$\left(\frac{\partial L_{wv}}{\partial T}\right)_p = \left(\frac{\partial h_v}{\partial T}\right)_p - \left(\frac{\partial h_w}{\partial T}\right)_p. \quad (3.17)$$

Rovnici (3.17) lze zapsat jako

$$\left(\frac{\partial L_{wv}}{\partial T}\right)_p = c_w - c_{pv}, \quad (3.18)$$

kde c_{pv} je měrná tepelná kapacita vodní páry za konstantního tlaku p a c_w měrná tepelná kapacita kapalně vody. „Latentní teplo výparu L_{wv} slabě roste s klesající

⁸ Řezáčová: Fyzika oblaků a srážek, s. 105.

teplotou, přičemž například pro $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ je latentní teplo výparu přibližně o 6 % vyšší než při $+30\text{ }^{\circ}\text{C}$.⁹ Z rovnice (3.18) obdržíme latentní teplo vypařování L_{wv} jako funkci teploty ve tvaru

$$L_{wv}(T) = -(c_w - c_{pv})(T - T_0) + L_{wv}(T_0), \quad (3.19)$$

Analogicky bychom obdrželi latentní tepla i pro ostatní fázové přechody. Vztah (3.19) však platí jen přibližně, neboť měrné tepelné kapacity c závisejí slabě na teplotě T . „Pro běžné praktické účely však v meteorologii většinou vystačíme s hodnotami

$$L_{vw} = -L_{wv} = 2,500 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}, \quad (3.20a)$$

$$L_{vi} = -L_{iv} = 2,834 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}, \quad (3.20b)$$

$$L_{wi} = -L_{iw} = 0,334 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}, \quad (3.20c)$$

uvažovanými v celém rozsahu existujících hodnot teploty a tlaku vzduchu v troposféře.¹⁰

Pro libovolný fázový přechod platí Clausius – Clapeyronova rovnice. Uvážíme-li přechod kapalná voda \rightarrow vodní pára, obdržíme

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{s_v - s_w}{v_v - v_w} = \frac{L_{wv}}{T(v_v - v_w)}, \quad (3.21)$$

kde jsme využili (3.16), e_s označuje tenzi syté páry. Analogické vztahy získáme i pro ostatní fázové přechody. Zanedbáme-li závislost latentního tepla na teplotě T a budeme jej považovat za konstantní hodnotu, získáme s využitím stavové rovnice pro vodní páru (3.2) a po integraci (3.21) rovnici

$$\ln \frac{e_s(T)}{e_s(T_0)} = \frac{L_{wv}}{R_v^*} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right), \quad (3.22)$$

kde $e_s(T)$ označuje tlak nasycené vodní páry při dané teplotě T , $e_s(T_0)$ je tlak nasycené vodní páry při referenční hodnotě teploty T_0 .

3.4. Děje vedoucí k nasycení vlhkého vzduchu

Rozlišujeme dva základní procesy vedoucí při ochlazování vlhkého vzduchu k jeho nasycení vodní párou. Formování oblačnosti se děje adiabatickým ochlazováním

⁹ Tamtéž.

¹⁰ Pechala, Bednář: Příručka dynamické meteorologie, s. 73.

při stoupání vlhkého vzduchu. Dalším procesem je izobarické ochlazování. Nasycení lze též dosáhnout kombinací výše zmíněných procesů, což označujeme jako adiabaticko – izobarické promíchávání.

3.4.1. Izobarický děj a nasycení vzduchu

Příkladem izobarického procesu vedoucího k nasycení vlhkého vzduchu je ochlazování v přízemní vrstvě atmosféry, kdy dochází k poklesu teploty povrchu země. To má za následek vznik rosy nebo mlhy, uvážíme-li nasycení vodními parami nad vodou, resp. tvorbu jinoatky v případě nasycení nad ledem. Typickou charakteristiku daného procesu označujeme jako teplotu rosného bodu T_d . Mezi napětím vodní páry a napětím syté vodní páry jako funkce teploty T_d rosného bodu platí vztah

$$e = e_s(T_d), \quad (3.23)$$

z čehož plyne, že teplota vzduchu T poklesne na teplotu rosného bodu T_d v případě, že napětí vodní páry e dosáhne stavu nasycení. Pro teplotu T_d rosného bodu platí přibližný vztah

$$T_d = \frac{243,5 \ln e_s - 440,8}{19,48 - \ln e_s}. \quad (3.24)^{11}$$

3.4.2. Adiabatická expanze a nasycení vzduchu

Uvažujme nenasycený vzduch, jež ochladíme adiabatickou expanzí za doprovodu stálého směšovacího poměru r_v . Vzduch se stane nasyceným v okamžiku, kdy jeho teplota poklesne na kondenzační teplotu T_k . „*Teplota kondenzace (izentropická) T_k je definována jako hodnota teploty, při níž se adiabaticky ochlazený a původně nenasycený vzduch stává nasyceným vzhledem k rovnému vodnímu povrchu.*“¹²

Tu obdržíme v tzv. výstupní kondenzační hladině. Pro teplotu kondenzace T_k jsou platné následující vztahy s přesností na 0,1 K

$$T_k = \left[(T_d - 56)^{-1} + \ln \frac{T}{T_d} 800^{-1} \right]^{-1} + 56, \quad (3.25)$$

kde T_d je teplota rosného bodu, popř. s využitím napětí vodní páry e

¹¹ Řezáčová: Fyzika oblaků a srážek, s. 118.

¹² Tamtéž, s. 119.

$$T_k = \frac{2840}{3,5 \ln T - \ln e - 4,805} + 55. \quad (3.26)^{13}$$

3.4.3. Adiabticko – izobarické promíchávání a nasycení vzduchu

Představme si, že mísíme nenasycený vzduch o dané teplotě T a měrné vlhkosti w s jiným nenasyceným vzduchem o odlišných vlastnostech. Výsledná teplota a vlhkost dané směsi závisí na hmotnostech a vlastnostech přítomných složek. Při izobarickém a adiabatickém promíchávání dojde k nasycení směsi a část vodní páry zkondenzuje. Typickým příkladem izobarického promíchávání je tvorba kondenzačních pruhů za letadly. Vodní pára je za vysoké teploty produktem spalování jejich motorů a při mísení s okolním vzduchem dochází k její kondenzaci. Jiný příklad představuje vznik mlhy za předpokladu, že proudí studený nenasycený vzduch nad teplejší povrch, v jehož těsné blízkosti se nachází tenká vrstva o stejné teplotě jako je teplota samotného povrchu. Pokud je rozdíl teplot mezi zemským povrchem a přicházejícím studeným vzduchem dostatečně velký, směs dospěje do stavu nasycení za doprovodu vzniku mlhy.

4. Atmosférický tlak

Atmosférický tlak představuje hydrostatický tlak způsobený vlastní tíhou vertikálního vzduchového sloupce uvažovaného od hladiny, k níž měření vztahujeme, až po horní hranici atmosféry. V meteorologii je využívána jednotka hPa (hektopascal). 1 hPa odpovídá dříve běžné jednotce mbar (milibar). Jako normální tlak vzduchu považujeme hodnotu na hladině moře 1013,25 hPa. Plochy se stejným atmosférickým tlakem označujeme jako izobarické plochy a jejich průsečnice s danou hladinou představují izobary, jež spojují v dané hladině místa se stejným tlakem vzduchu.

4.1. Rovnice hydrostatické rovnováhy

V důsledku změn atmosférického tlaku, jak ve vodorovném tak svislém směru, vzniká síla tlakového gradientu. Její odvození lze uskutečnit umístěním kvádru do kartézské soustavy souřadné, jehož objem je dán $dV = dx \cdot dy \cdot dz$, kde dx , dy , dz představují délky hran kvádru. Označme tlak p působící na levou boční stěnu a $\frac{\partial p}{\partial x}$

¹³ Tamtéž, s. 119.

jako prostorovou změnu tlaku v kladném směru osy x . Celková síla působící na levou stěnu je dána $pdydz$. Na pravou stěnu působí síla $\left[p + \left(\frac{\partial p}{\partial x}\right) dx\right] dydz$. Výsledná síla působící v kladném směru osy x představuje

$$pdydz - \left[p + \left(\frac{\partial p}{\partial x}\right) dx\right] dydz = -\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right) dxdydz. \quad (4.1)^{14}$$

Sílu tlakového gradientu ve směru osy x označme jako b_x a vydělme výrazem $\rho dxdydz$, kde ρ označuje hustotou vzduchu. Obdržíme pro složku x této síly vztah

$$b_x = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}. \quad (4.2)$$

Analogicky získáme i ostatní složky síly tlakového gradientu, pouze nahradíme v (4.2) index a proměnnou x za y a z . Síla tlakového gradientu představuje vektor $\vec{b}(b_x, b_y, b_z)$ a působí kolmo k izobarickým plochám. Směřuje od vyššího k nižšímu tlaku. V případě, že vzduch je vůči Zemi v relativním klidu, je v rovnováze s tíhovým zrychlením g

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = g, \quad (4.3)$$

kde g je velikost tíhového zrychlení. Úpravou (4.3) získáme rovnici hydrostatické rovnováhy ve tvaru

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g. \quad (4.4)^{15}$$

Při vertikálním i horizontálním pohybu vzduchu platí (4.4) s přesností na 0,1 %. V případě význačných vertikálních pohybů vzduchu (konvekce) není její využití vhodné. Vztah (5.4) lze přepsat s využitím totálního diferenciálu, uvažujeme-li změnu tlaku p v určitém objemu vzduchu při vertikálním přemístění ve směru osy z . Obdržíme analogicky jako (4.4)

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g. \quad (4.5)$$

¹⁴ Bednář, Jan: Meteorologie. Úvod do studia dějů v zemské atmosféře. Praha: Portál 2003, s. 24.

¹⁵ Tamtéž, s. 25.

4.2. Změny atmosférického tlaku s nadmořskou výškou

Vyjdeme z rovnice hydrostatické rovnováhy ve tvaru (4.5). Uvažujme idealizovaný případ, tedy suchý vzduch. Na pravé straně (4.5) označíme ρ_d jako hustotu suchého vzduchu a dosadíme ze stavové rovnice (3.1), dostáváme

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_d^* T} dz, \quad (4.6)$$

kde T je teplota a R_d^* označuje měrnou plynovou konstantu suchého vzduchu. Uvažujme horizontální vrstvu vzduchu, jejíž atmosférický tlak na její spodní hranici z_1 dosahuje p_1 a na horní hranici z_2 hodnoty p_2 . Integrací (4.6) zapíšeme ve tvaru

$$\int_{p_1}^{p_2} \frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_d^*} \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{T}. \quad (4.7)$$

Po integraci (4.7) získáme rovnost

$$p_2 = p_1 \exp\left(-\frac{g}{R_d^*} \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{T}\right). \quad (4.8)$$

Namísto teploty T závislé na výšce z zavedeme zprůměrovanou hodnotu v dané vrstvě. Vztah (4.8) přepíšeme ve dvou možných formách

$$p_2 = p_1 \exp\left[-\frac{g}{R_d^* \bar{T}} (z_2 - z_1)\right], \quad (4.9)$$

$$z_2 - z_1 = \frac{R_d^* \bar{T}}{g} \ln \frac{p_2}{p_1}. \quad (4.10)$$

(4.9) a (4.10) nazýváme jako *barometrické formule*, jež umožňují přepočítat tlak vzduchu naměřený na meteorologických stanicích různých nadmořských výšek na mořskou hladinu. Stejně tak lze stanovit rozdíl nadmořských výšek dvou konkrétních bodů, v jejichž rozmezí měříme tlak vzduchu. Ten klesá s výškou exponenciálně a pokles je tím výraznější, čím je vzduch studenější. Většinou však uvažujeme měření teploty na dolní a horní hranici vrstvy.

5. Vertikální gradient teploty

Jako lokální vertikální gradient teploty γ v kartézské soustavě souřadné označujeme zápis ve tvaru

$$\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}, \quad (5.1)$$

kde T označuje termodnamickou teplotu a z vertikální souřadnici. Jedná se o záporně vzatou změnu teploty T v závislosti na jednotkové vzdálenosti ve svislém směru.

Uvažujme změnu vertikální polohy určitého objemu vzduchu. Jelikož si vzduchové částice nestačí dostatečně předat během přemísťování ve svislém směru teplo s okolím, lze považovat příslušné procesy za adiabatické. Vzduch stoupající do vyšších hladin atmosféry s nižším tlakem vzduchu se bude rozpínat a adiabaticky ochlazovat, kdežto vzduch klesající do nižších hladin s vyšším tlakem se bude ohřívat a podlehne adiabatické kompresi. V případě suchého vzduchu lze adiabatický děj popsat rovnicí

$$\delta q = c_{pd}dT - vdp = 0, \quad (5.2)$$

kde c_{pd} je měrná tepelná kapacita za konstantního tlaku a $\delta q = 0$. Dosazením (5.2) do (5.1) za dT obdržíme

$$\gamma_{ad} = -\frac{dT}{dz} = -\frac{v}{c_{pd}} \frac{dp}{dz}, \quad (5.3)$$

kde v je měrný objem suchého vzduchu. Totální derivace znamená, že se jedná o změnu vertikální polohy vzduchové částice. S použitím vztahu pro měrný objem v jakožto převrácené hodnoty hustoty suchého vzduchu ρ_d a rovnice hydrostatické rovnováhy (4.5), přepíšeme (5.3) do tvaru

$$\gamma_{ad} = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_{pd}}, \quad (5.4)$$

kde g je velikost tíhového zrychlení a γ_{ad} nazýváme suchoadiabatický gradient, jež představuje záporně vzatou změnu teploty částice suchého vzduchu v závislosti na její vertikální poloze. Dosazením hodnot $g = 9,81 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a $c_{pd} = 1004 \text{ J} \cdot \text{kg} \cdot \text{K}^{-1}$ obdržíme hodnotu $\gamma_{ad} = 0,0098 \text{ K} \cdot \text{m}^{-1}$. „*To znamená, že vystoupí-li částice*

*suchého vzduchu vzhledem ke své výchozí poloze např. o 100 m výše, zmenší se v důsledku adiabatického rozpínání její teplota o 0,98 K.*¹⁶

V případě vlhkého nenasyčeného vzduchu lze stanovit hodnotu vertikálního gradientu teploty γ jako v předchozím případě. Namísto c_{pd} dosazujeme měrnou tepelnou kapacitu vlhkého vzduchu c_{pdv} za konstantního tlaku p . S dostatečnou přesností však lze využít aproximaci suchého vzduchu, tudíž vztah (5.4) s hodnotou $0,0098 \text{ K} \cdot \text{m}^{-1}$.

Pro případ nasyceného vzduchu vodní párou musíme započíst i latentní teplo uvolněné při kondenzaci nasycené vodní páry, čímž je zpomalen pokles teploty vzduchové částice ve vertikálním smyslu. Za předpokladu, že pohyb částice se děje vzhůru, vertikální gradient teploty γ_s obdržíme s využitím rovnice hydrostatické rovnováhy ve tvaru (4.5), vztahu pro měrnou vlhkost (3.11), kde namísto e označíme e_s jako napětí nasycené vodní páry a Clausius – Clapeyronovy rovnice (3.21), v níž zanedbáme měrný objem kapalné vody na úkor objemu vodní páry. Využijeme též stavové rovnice pro vodní páru ve tvaru (3.2) s napětím nasycené vodní páry e_s . S dostatečnou přesností lze výsledný vztah pro nasyceně adiabatický gradient γ_s aproximovat jako pseudoadiabatický gradient γ_p ve tvaru

$$\gamma_p = - \left(\frac{dT}{dz} \right)_s = \frac{g}{c_{pd}} \frac{1 + \frac{L_{vw}w}{R_d^*T}}{1 + \frac{L_{vw}^2}{c_{pd}R_v^*T^2}}, \quad (5.5)$$

kde c_{pd} označuje měrnou tepelnou kapacitu suchého vzduchu za konstantního tlaku, R_d^* je měrná plynová konstanta suchého vzduchu a R_v^* měrná plynová konstanta vodní páry. L_{vw} označuje latentní kondenzační teplo a w měrná vlhkost. Za běžných teplot v atmosféře hodnota nasyceně adiabatického gradientu odpovídá $0,0065 \text{ K} \cdot \text{m}^{-1}$. Při velmi nízkých teplotách je rozdíl γ_s a γ_{ad} zanedbatelný a druhý zlomek na pravé straně (5.5) odpovídá jedničce. Hodnoty vertikálních gradientů teploty jsou využitelné pro hodnocení podmínek stability v atmosféře při studiu konvekce.¹⁷

¹⁶ Pechala, Bednář: Příručka dynamické meteorologie, s. 117.

¹⁷ Tamtéž, s. 119.

6. Transport tepla prouděním (konvekce)

Jedním z možných přenosů tepla v atmosféře představuje proudění vzduchu označované jako konvekce. Dle meteorologického výkladového slovníku lze konvekci definovat následovně:

„V meteorologii vzestupné a kompenzační sestupné pohyby vzduchu v atmosféře, přičemž vzestupné pohyby mívají větší rychlost. Konvekce je v obvyklém fyzikálním smyslu vyvolána nenulovým vztlakem, vznikajícím následkem horiz. nehomogenit hustoty vzduchu při zemském povrchu a ve volné atmosféře.“¹⁸

Jednotlivé proudy konvekce přenášejí vlhký a teplý vzduch do vyšších hladin atmosféry. Současně dochází k poklesu hustoty vzduchu v důsledku jeho ohřátí, což vyvolá horizontální rozdíly teploty vzduchu. Rychlost výstupných pohybů dosahuje v řádech jednotek až desítek $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$. Dochází k rozpínání vzduchu a jeho ochlazování v závislosti na poklesu atmosférického tlaku. Kompenzační sestupný proud může vyvolat silný výtok studenějšího vzduchu ve formě nárazového větru. Relativní vlhkost vzduchu h_r při konvekční činnosti narůstá. Nedosáhne-li teplejší vzduch stavu nasycení vodní párou, mluvíme o *suché konvekci*. Významnější je z hlediska tvorby kupovité oblačnosti *vlhká konvekce*. Proudění vzduchu do vyšších hladin atmosféry ovlivňuje i směr a rychlost větru v celém sledovaném vertikálním rozsahu. Pro iniciaci konvekce musí být splněny základní předpoklady:

1. Proudící vzduch směrem vzhůru musí být dostatečně teplý a vlhký, aby nastala tvorba oblačnosti.
2. Existuje proces, jež vybudí vznik konvekční činnosti.
3. Teplota a vlhkost vzduchu ve vertikálním smyslu podpoří další urychlení proudění v troposféře.

Typickým příkladem proudění vzduchu je *termická konvekce* vyvolána působením vztlakové síly svisle vzhůru při různorodé hustotě vzduchu. V takovém případě si lze představit prostor jako nehomogenní teplotní pole v důsledku nerovnoměrného prohřívání zemského povrchu. Často se setkáváme i s *konvekci vynucenou* při proudění vzduchu přes horskou překážku. Vlhkou konvekci lze též členit na

¹⁸ Česká meteorologická společnost [online]: Elektronický meteorologický slovník výkladový a terminologický (eMS) [cit 08.05.2019]. Dostupné z: <http://slovník.cmes.cz/vyklad/cs/k>.

mělkou, kdy sice dochází k tvorbě kupovité oblačnosti, avšak srážky nevypadávají a vertikální rozsah oblaků sahá od několik desítek metrů do několika málo kilometrů. Opačným případem je *hluboká konvekce*, jež představuje vývoj mohutného oblaku zvaného *Cumulonimbus*, jehož horní hranice může přerůst až do spodních vrstev stratosféry. Běžně se setkáváme s prorůstáním do výšek kolem 15 km, výjimečně i do 18 km výšky nad zemským povrchem.

6.1. Teplotní zvrstvení a stabilita atmosféry

V kapitole 5 jsme se zabývali vertikálním gradientem teploty vzduchu γ . Pro posouzení konvekční činnosti formulujeme několik podmínek. Studujeme stabilní podmínky vedoucí k iniciaci výstupných pohybů vzduchu, resp. k jejich tlumení. Posuzování stability atmosféry pojíme s pojmem vzduchové částice splňující několik podmínek:

1. Vzduchová částice se nemísí s okolím.
2. Její pohyb nevyvolává sestupné pohyby vzduchu.
3. Tlak vzduchu částice se ztotožňuje s tlakem prostředí, v němž se nachází.
4. Chování částice se řídí adiabatickými procesy.¹⁹

Uvažujme, že se částice nachází ve výšce z_1 při dané hustotě ρ_1 a teplotě T_1 . Následně ji vychýlíme z uvedené hladiny směrem vzhůru do výšky $z_1 + \Delta z$. Je-li její hustota větší než hustota okolního vzduchu, začne klesat do nižších vrstev a uvedenou skutečnost označíme za stabilní. V opačném případě (hustota částice je menší jak hustota okolního vzduchu) se částice bude pohybovat do vyšších vrstev, mluvíme o instabilitě. Označme její teplotu jako T , hustotu ρ a okolní vzduch o teplotě T' a hustotě ρ' . Jelikož platí podmínka 3., lze zapsat stavovou rovnici ve tvaru

$$p = \rho R^* T, \quad (6.1)$$

kde p je tlak a R^* její měrná plynová konstanta. Stavovou rovnici pro okolní vzduch zapíšeme analogicky k (6.1) s využitím veličin T' a ρ'

$$p = \rho' R^* T'. \quad (6.2)$$

Vydělením (6.1) a (6.2) obdržíme vztah

¹⁹ Řezáčová: Fyzika oblaků a srážek, s. 237.

$$\frac{\rho}{\rho'} = \frac{T'}{T}. \quad (6.3)$$

Celkovou sílu působící na danou částici lze zapsat

$$\vec{F} = \vec{G} + \vec{F}_v, \quad (6.4)$$

kde \vec{G} je tíhová síla a \vec{F}_v vztlaková síla. Výslednou sílu v souladu s druhým Newtonovým pohybovým zákonem lze zapsat jako $\vec{F} = aV\rho$, tíhovou sílu $\vec{G} = V\rho g$ a vztlakovou sílu na základě Archimédova zákona $\vec{F}_v = -V\rho'g$, kde V je objem částice, g tíhové zrychlení a a zrychlení částice ve vertikálním smyslu. Dosadíme-li tyto vztahy do (6.4), obdržíme

$$aV\rho = V\rho g - V\rho'g. \quad (6.5)$$

Vyjádříme-li zrychlení a z (6.5), obdržíme

$$a = -g \frac{\rho' - \rho}{\rho}. \quad (6.6)$$

Dosazením rovnice (6.3) do (6.6) získáme

$$a = -g \frac{T - T'}{T'}. \quad (6.7)^{20}$$

Pravou stranu (6.7) označujeme jako *vztlak B*. Částice bude pokračovat ve výstupném pohybu za podmínky, když její teplota bude vyšší než teplota okolí, tj. v (6.7) $T > T'$, v opačném případě, kdy $T < T'$, bude urychlována směrem dolů. Rozlišujeme několik základních typů stability či instability atmosféry. Označíme-li γ jako vertikální gradient okolního vzduchu a γ_{ad} suchoadiabatický gradient, lze zapsat následující podmínky pro jednotlivé výškové hladiny atmosféry:

- a) $\gamma < \gamma_{ad}$ v případě, že teplota částice T klesá rychleji než teplota okolního vzduchu. Stává se tak chladnější a těžší. Výstupný pohyb po počátečním impulsu bude ukončen a částice začne klesat směrem dolů. Atmosféra se stává v referenční hodnotě výšky z stabilní.
- b) $\gamma > \gamma_{ad}$ pro případ, kdy teplota T částice klesá pomaleji, než je teplota okolí, stává se teplejší a lehčí. Po počátečním impulsu samovolně vystupuje do vyšších výšek. V referenční hodnotě výšky z je atmosféra nestabilní.

²⁰ Pechala, Bednář: Příručka dynamické meteorologie, s. 126-127.

- c) $\gamma = \gamma_{ad}$ představuje situaci, kdy teplota částice je stejná jako teplota okolí, v němž se nachází. Mluvíme o tzv. indiferentním stavu a na částici nepůsobí žádná vztlačková síla \vec{F}_v .²¹

Namísto pojmu stabilní, instabilní a indiferentní stav se často využívá stabilní, instabilní či indiferentní teplotní zvrstvení. Instabilní teplotní zvrstvení též označujeme ekvivalentně jako labilní, popř. nestabilní.

6.2. Vertikální stabilita v nasyceném vzduchu

Při posouzení stability nasycené vzduchové částice využíváme pseudoadiabatickou aproximaci. Dle meteorologického slovníku definujeme pseudoadiabatický děj následovně:

„Term. proces, při němž dochází k ochlazení nasyceného vzduchu, který je tepelně izolován od okolí, a veškerá kondenzovaná voda je okamžitě ze vzduchu odstraněna. Latentní teplo kondenzace tedy ohřívá pouze vlhký vzduch.“²²

Označme γ_p jako pseudoadiabatický gradient teploty a γ jako vertikální gradient teploty okolního vzduchu, v němž se částice nachází. Lze vymezit celkem pět stupňů hodnocení stability či instability pro danou nasycenou částici vzduchu. Bude-li $\gamma > \gamma_p$, částice se bude pohybovat zrychleným pohybem vertikálně vzhůru. „Hodnota pseudoadiabatického gradientu závisí na tlaku a teplotě. Vzhledem k uvolněnému latentnímu teplu, které snižuje pokles teploty vyvolaný adiabatickou expanzí, je však vždy $\gamma_p < \gamma_{ad} \cong 10 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$.“²³

Obdržíme následující podmínky:

- $\gamma < \gamma_p < \gamma_{ad}$ označuje absolutně stabilní zvrstvení, tedy stabilní stav jak pro nenasycený tak nasycený vzduch.
- $\gamma > \gamma_{ad} > \gamma_p$ představuje absolutně instabilní zvrstvení, tj. labilní stav pro nenasycený i nasycený vzduch.
- $\gamma_{ad} > \gamma = \gamma_p$ udává stabilní stav pro nenasycený a indiferentní stav pro nasycený vzduch.

²¹ Řezáčová: Fyzika oblaků a srážek, s. 240.

²² Česká meteorologická společnost [online]: Elektronický meteorologický slovník výkladový a terminologický (eMS) [cit 08.05.2019]. Dostupné z: <http://slovník.cmes.cz/heslo/583>.

²³ Řezáčová: Fyzika oblaků a srážek, s. 243.

- d) $\gamma_{ad} > \gamma > \gamma_p$ označuje podmíněně instabilní zvrstvení vzhledem k nasycenému a stabilní vůči nenasycenému vzduchu.
- e) $\gamma = \gamma_{ad} > \gamma_p$ představuje instabilní zvrstvení vzhledem k nasycenému a indiferentní stav vůči nenasycenému vzduchu.²⁴

Hodnocení stability jsme uvažovali se vzduchovou částicí, jež označujeme jako metoda částice. Jiné možnosti pro posouzení stabilních podmínek jsou metoda vrstvy a metoda vtahování. Metoda vrstvy zohledňuje kromě vzestupných proudů i proudy sestupné. Metoda vtahování zahrnuje mísení teplejšího vzduchu ve výstupných proudech s okolním studenějším vzduchem, jež je vtahován do konvekčního oblaku.

Kromě posuzování stability s využitím vzduchové částice se využívá i hodnocení podmínek pro výskyt potenciální instability atmosféry. Potenciální instabilita atmosféry představuje studium změny stability při vertikálním přemístění horizontální vzduchové vrstvy za doprovodu adiabatického děje. Lze ji označit jako *konvekční instabilitu* vedoucí k nasycení vzduchu v důsledku vyzdvižení vrstvy. Z původně stabilní vrstvy se stává vrstva nestabilní (labilní). Nejčastěji se s tímto faktem setkáváme při nucených pohybech vzduchu v závislosti na orografii.

6.3. Dynamika konvekčního oblaku

Iniciace konvekčního oblaku je spojena s kladným vztlakem vzduchové částice a s výstupem vzduchu s kladným vertikálním zrychlením, jehož horizontální rozměr odpovídá řádově 10^2 až 10^4 m. Mluvíme o podmíněně instabilním zvrstvení. Konvekční oblak zahrnuje typ Cu (cumulus) a Cb (cumulonimbus). Výstupné proudy dosahují rychlosti od 1 do $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, přičemž kompenzační sestupné pohyby chladnějšího vzduchu mohou dosahovat rychlosti i desítek $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$. Vrchol oblaku v některých případech přerůstá až do spodní vrstvy stratosféry. Podmínka hydrostatické rovnováhy je jen obtížně splnitelná, jelikož uvažujeme horizontální rozměr vzduchu v řádech stovek metrů.

6.3.1. Pohybové rovnice

Rychlost vystupující (opouštějící) částice vzduchu do oblaku, resp. z něj, se může řádově lišit i o $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ v průběhu několika minut. Zrychlení částice představuje minimální hodnotu $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$. Uvažujme vektor rychlosti \vec{u} o složkách

²⁴ Pechala, Bednář: Příručka dynamické meteorologie, s. 129.

$\vec{u}(u_x, u_y, u_z)$ a vektor tíhového zrychlení $\vec{g}(0,0,-g)$. Soustavu pohybových rovnic se zanedbáním tření zapíšeme ve tvaru

$$\frac{du_x}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad (6.8)$$

$$\frac{du_y}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}, \quad (6.9)$$

$$\frac{du_z}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g, \quad (6.10)$$

kde u_x, u_y, u_z , jsou složky vektoru rychlosti ve směru kartézských os x, y a z , p označuje tlak a g tíhové zrychlení. Hustota vzduchu ρ je závislá na vertikální poloze z , přičemž hodnotu tlaku p uvažujeme blízkou hodnotě v hydrostatické rovnici. Tlak p a hustotou ρ lze vyjádřit jako součet referenčních hodnot p_0 a ρ_0 , pro něž platí rovnice hydrostatické rovnováhy ve tvaru (4.5) a malých odchylek (tzv. poruchových složek) p^* a ρ^* ve tvaru

$$p = p_0(z) + p^*(x, y, z, t), \quad (6.11)$$

$$\rho = \rho_0(z) + \rho^*(x, y, z, t). \quad (6.12)$$

Dosazením vztahů (4.4), (6.11) a (6.12) do (6.8) až (6.10) obdržíme pohybové rovnice v poruchovém tvaru. Využijeme aproximaci, kdy pro malé hodnoty a platí $(1 + a)^{-1} \cong (1 - a)$ a současně skutečnosti, že $\frac{\rho^*}{\rho} \ll 1$. Rovnice (6.8) až (6.10) zapíšeme ve tvarech

$$\frac{du_x}{dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p^*}{\partial x}, \quad (6.13)$$

$$\frac{du_y}{dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p^*}{\partial y}, \quad (6.14)$$

$$\frac{du_z}{dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p^*}{\partial z} - g \frac{\rho^*}{\rho_0} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p^*}{\partial z} + B, \quad (6.15)$$

kde B označuje jako velikost zrychlení v důsledku síly vztlaku působící vzhůru v případě, že hustota vzduchové částice je menší než hustota okolního prostředí. Parciální derivace na pravé straně (6.13) až (6.15) označují složky vektoru poruchového tlakového gradientu.

Pokud síla vztlaku vyvolá zrychlení vzhůru, hydrostatická rovnováha bude narušena za doprovodu působení sil poruchového tlakového gradientu. „*Jestliže*

*pole tlaku ve velké vzdálenosti od částice není jejím pohybem narušeno, vzniká nad částicí oblast poruchového vysokého tlaku a pod částicí oblast poruchového tlaku nízkého.*²⁵ Dochází k roztékání vzduchu nad částicí pro uvolnění prostoru k jejímu dalšímu výstupu. Pod částicí proudí vzduch na její původní místo.

6.3.2. Síla vztlaku a vorticity

Při vyšetřování pohybové rovnice v konvekčním oblaku jsme uvedli veličinu B jako sílu vztlaku. Korektní definice pro vztlak představuje následující: „*Absolutní hodnota B vyjadřuje velikost vertikálně orientované výslednice síly tíže působící na vzduchovou částici o jednotkové hmotnosti a nadlehčující síly, jež je podle Archimédova zákona rovna záporně vzaté tíži okolního vzduchu o stejném objemu, jako je objem částice.*“²⁶ Zrychlení způsobené vztlakem lze vyjádřit v konvekčním oblaku jako rozdíl teploty T částice a teploty okolí T' vyděleným teplotou okolí T , přičemž konstantou úměrnosti je velikost tíhového zrychlení g . Obdržíme

$$B = g \frac{T - T'}{T}. \quad (6.16)$$

Se silou vztlaku B souvisí i specifické horizontální a vertikální rotační proudění v konvekčním oblaku označované jako vorticity $\vec{\omega} = \text{rot } \vec{u}$, kde \vec{u} je vertikální rychlost proudění.

V důsledku horizontálního gradientu síly vztlaku se vyvíjí v okolí oblaku horizontální vorticity při výstupu studeného vzduchu do okolí. Rozšířením do tří rozměrů se vyvíjí v horizontální rovině vírová trubice generována horizontálně proměnným polem vztlaku. Vznik vertikální vorticity vychází z horizontální vorticity. Při vtékajícím teplejším a vlhčím vzduchu do konvekčního oblaku se horizontální vorticity deformuje za doprovodu vzniku vertikální vorticity. Důsledek vorticity je pozorován především u supercelárních bouří. Horizontální vorticity je vtahována do středu bouře a silný vzestupný proud ji transformuje do vertikální polohy za doprovodu vzniku víru, který představuje vhodný základ tvorby trychtýřovité oblačnosti či tornáda.

²⁵ Řezáčová: Fyzika oblaků a srážek, s. 258.

²⁶ Tamtéž, s. 84.

6.4. Rozbor konvekční oblačnosti

V úvodu kapitoly 6 jsme se stručně zmínili o dvou základních typech konvekce (mělké a hluboké), pozorovatelné u různých konvekčních oblaků. Tato oblaka lze dělit i z hlediska horizontálního rozložení na *izolovaná oblaka* a *oblačné systémy*. Oblačný systém však často pozorujeme ne jako celek, nýbrž studujeme jednotlivé oblačné jednotky kvůli jejich výrazným vlastnostem.

Oblačnost, v níž dochází k výrazným sestupným a vzestupným pohybům vzduchu, označujeme jako Cu (cumulus), resp. Cb (cumulonimbus). Typ Cu představuje nesrážkovou oblačnost a je případem mělké konvekce. Naopak mohou uvozovat pěkné počasí (typ cumulus humilis) a jejich vertikální rozsah sahá do řádů maximálně stovek metrů. Za letního počasí nesahají vertikálně do vrstvy v atmosféře, v níž se teplota pohybuje pod 0 °C. Rychlost vzestupných proudů se obvykle pohybuje kolem $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Konvekční srážky převážně slabšího charakteru mohou být produkovány v případě přerůstání oblaku Cu do vyšších výšek, nicméně jejich životnost se pohybuje méně než 45 minut. Vertikální rychlost výstupných proudů dosahuje hodnot v rozmezí $5\text{--}10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Nebezpečnějším oblakem je typ Cb (cumulonimbus), jehož doba života se pohybuje mnohdy i v rádech desítek minut až několika hodin. Cb často prorůstá až do spodních vrstev stratosféry, výstupný proud představuje rychlost kolem $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Adiabatické ochlazování ve většině případů přesahuje radiační. „Vezmeme-li v úvahu například kumulonimbus s vertikálním rozsahem 12 km a se střední výstupnou rychlostí $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, trvá výstup částice pouze asi 800 s a neliší se příliš od doby výstupu u kumulů.“²⁷

6.4.1. Oblak typu Cb (cumulonimbus) a hodnocení bouří

Cumulonimby jsou základem tzv. konvekčních bouří vyznačujících se nebezpečnými hydrometeorologickými jevy jako jsou přívalový déšť, kroupy, silné nárazy větru aj. Souhrně označujeme *konvekční bouři* jako sled procesů a jevů, jež jsou typické pro oblak Cb.

Jednotka konvekční bouře představuje termín *konvekční cela* (buňka). Jedná se převážně o jeden výstupný a kompenzační sestupný proud vzduchu. Konvekční celu lze dále rozlišit na *jednoduchou*, jejíž doprovodné jevy nepředstavují žádné

²⁷ Tamtéž, s. 413.

významnější riziko, a na tzv. *supercelu*, pro kterou je typická obnova cirkulace a vznik rotačních pohybů v některých partiích oblaku. Supercelu lze označit poté jako supercelární bouři.

Jiným typem konvekční bouře je *multicelární konvekční bouře*. Jedná se o typ bouře sestávající z několika organizovaných či neorganizovaných jednoduchých cel. Jednotlivé cely se mohou vyvíjet v různém rozsahu nezávisle na sobě. Typickou strukturou uspořádaných multicel představuje tzv. „*squall line*“ (SQL). Horizontální rozsah multicelární bouře více jak 100 km označujeme jako *mezosynoptické konvekční systémy*. Součástí multicelární bouře mohou být i supercely.

6.4.1.1. Jednoduchá konvekční cely

Vývoj jednoduché konvekční cely lze rozdělit do tří stádií:

1. „*Stadium kumulu je charakteristické převládajícím výstupným proudem, jehož vertikální rozsah odpovídá vertikálnímu rozsahu oblaku.*
2. *Stadium zralosti je možné charakterizovat současnou přítomností výstupného a sestupného proudu v různých částech oblaku.*
3. *Stadium rozpadu je typické sestupným proudem, jehož vertikální rozsah odpovídá vertikálnímu rozsahu cely.*²⁸

Nejprve dojde k výstupnému proudu teplejšího a vlhčího vzduchu za vzniku vodních kapek a ledových krystalků s následkem růstu oblaku (*stadium kumulu*). Následně je vtahován i okolní vzduch mísící se s teplejším výstupným proudem. Další stoupání do vyšších hladin vede ke kondenzaci vodní páry. Je-li rychlost vzestupného proudu nižší než pádová rychlost kapek a krystalků, začnou z oblaku vypadávat při strhávání okolního vzduchu. V nenasyceném vzduchu dochází k výparu srážek, což vede k ochlazení a vzniku sestupného proudu vytékajícího od oblaku. Hovoříme o *stadiu zralosti*. Výtok studeného vzduchu představuje nebezpečný jev vyznačující se silnými nárazy větru označován jako tzv. *gust fronta*. Výstupný teplejší a lehčí vzduch může být odříznut výtokem studeného vzduchu a nastává *stadium rozpadu*. Výtok studeného vzduchu slábne, tím pádem zaniká zdroj pro další vývoj bouře.

²⁸ Tamtéž, s. 417.

6.4.1.2. Multicelární konvekční bouře

Většina konvekčních bouří se skládá z více cel. Jednotlivé cely vznikají při střetu teplejší a vlhčí výstupné vzduchové hmoty se studenějším výtekajícím vzduchem z bouře. Může docházet k opakovaným silným srážkám ve formě přivalových dešťů a krup. Vizuálně pozorujeme multicelární systém jako celek. Nové cely vznikají před systémem a postupně s ním splývají. Vypadávání srážek s sebou nese mnohdy silné nárazy větru (gust frontu), jež mohou být novým zdrojem pro tvorbu dalších cel. Pokud se vytékající vzduch vzdálí od systému natolik, že není přítomna potřebná energie pro další tvorbu nových cel, systém postupně spěje ke svému zániku. Gust fronta představuje rozhraní mezi vytékajícím studeným vzduchem z bouře a okolním vzduchem. *„Je oblastí velkých horizontálních gradientů meteorologických veličin a přechod gust fronty může být doprovázen prudkou změnou meteorologických podmínek, zejména rychlým poklesem teploty a prudkým nárazovitým větrem.“*²⁹ Její šíření je důležitým ukazatelem pro další předpověď konvekčních bouří. Gust fronty původem z různých cel se mohou setkat a vytvářet intenzivní výtok jako zdroj pro novou konvekci i ve velké vzdálenosti.

6.4.1.3. Supercela

Jako supercelu označujeme konvekční celu se silným rotujícím výstupným proudem. Její vývoj je dán vzájemnou interakcí síly vztlaku a nehydrostatické síly tlakového gradientu. Při svém pohybu se většinou stáčí do prava po směru hodinových ručiček při pohledu shora. Byly však zaznamenány i případy stáčení doleva. Její vývoj nastává při vysokých hodnotách *CAPE*, o nichž bude pojednáno dále, a značném vertikálním stříhu větru. Jedna supercela se může rozštěpit i na dvě, které se od sebe vzdalují. Některá z nich postupně zaniká. Typickým znakem je dlouhá životnost mohutné konvekční cely. Jako vizuální ukazatel supercely lze stanovit oblačné pásy indikující rotační pohyb, jehož rozměr odpovídá 3–10 km a nachází se na jihozápadním okraji bouře. Typickým znakem supercely je tzv. přestřelující vrchol oblaku a rozsáhlá kovadlina po směru větru, ale i částečně proti němu. *„Základna supercely zahrnuje oblast beze srážek a vizuálně výraznou oblast rotující oblačnosti (angl. označení „wall cloud“), která vystupuje ze základny oblaku směrem dolů a je hlavní oblastí, v níž může dojít k vývoji tornáda.“*³⁰

²⁹ Tamtéž, s. 426

³⁰ Tamtéž, s. 431.

6.5. Doprovodné nebezpečné jevy konvekčních bouří

Řadu konvekčních bouří doprovází nebezpečné hydrometeorologické jevy, s nimiž se setkáváme převážně v letní polovině roku. Mezi ně bez pochyby patří přívalové srážky vedoucí k lokálním přívalovým povodním, krupobití a nárazový vítr.

Přívalové srážky a kroupy představují potenciální nebezpečí při konvekční bouři. Jejich prostorový a časový výskyt je velmi omezený a jejich následkem dochází k erozi půdy a náhlému odtoku srážkové vody. I přesto, že konvekční bouře může svým rozsahem zasáhnout větší část území, přívalové srážky a krupobití zasáhnou většinou menší část prostoru. Předpokladem pro výskyt přívalové povodně je *vysoká intenzita srážek a vysoké srážkové úhrny* při jejich dlouhodobém trvání. Přítomnost značného množství vodní páry vstupující do konvekčního oblaku indikuje možnost výskytu silných srážek. Základním parametrem konvekčního oblaku je *srážková účinnost*. Ta udává, kolik vodní páry se změní na srážku dopadající k zemskému povrchu. Ne všechny srážky dopadají na zemský povrch. Některé z nich se vypařují již nad zemským povrchem při sestupných proudech, jiné jsou unášeny až do nejvyšších vrstev konvekčního oblaku a dále se vypařují. Je-li vtahovaný vzduch ve výšce do oblaku nenasyčený, srážková účinnost klesá. Typický příklad vysokých úhrnů srážek představuje multicelární systém. Na čele tohoto systému se mohou vytvářet nové cely, jejichž pohyb se děje ve směru pohybu systému, resp. proti směru jeho pohybu. Mnohem vyšší úhrny srážek představuje pohyb cel proti směru pohybu systému. Druhým případem významných srážek jsou cely opakovaně se vytvářející nad daným územím, popř. jejich pohyb se děje po stejné dráze. Tento jev označujeme jako *řetězový efekt*. Pozorovatelný řetězový efekt nastává při tvorbě cel vlivem orografie.

Pro vývoj kroupy v konvekčním oblaku je důležitý silný vzestupný proud. „Kroupa o průměru 2 cm má pádovou rychlost kolem $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.“³¹ Její zárodek nevzniká přímo v hlavním výstupném proudu, nýbrž nejčastěji v závětrné části výstupného proudu, jelikož jeho pádová rychlost dosahuje maximálně $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Teprve tyto zárodky začínají růst, přičemž jejich trajektorie může probíhat skrz výstupný proud nebo kolem něj. Růst krup probíhá v teplotním intervalu od -10 do $-25 \text{ }^\circ\text{C}$. Ledové zárodky sbírají přechlazenou vodu. Na řezu kroupy pozorujeme dvě vrstvy různé průzračnosti. První z nich se jeví jako bílá v důsledku *suchého růstu*.

³¹ Tamtéž, s. 452.

Při tomto procesu ledová struktura obsahuje mnoho vzduchových bublin jevící se jako bílé při okamžitém mrznutí přechlazené vody. Druhá vrstva je průzračná bez vzduchových bublin. Povrch kroupy obsahuje kapalnou vodu, jež při svém mrznutí vytváří led. Uvedený proces označujeme jako *vlhký růst*.

Dalším nebezpečným jevem je *downburst*, představující krátkodobě silný vítr zasahující oblasti o horizontálních rozměrech od stovek metrů do 10 km. V našich zeměpisných šířkách je nejčastější výskyt *microburstu* zasahující plochu menší jak 4 km s dobou trvání několika minut. V mnohých případech způsobuje ničivé účinky. Některé bouře se vyznačují nápadným lukovitým prohnutím, indikujícím krátkodobý silný výtok vzduchu ve formě *downburstu*. Je-li splněna podmínka významných škod v pásu délky 400 km a současně jsou měřeny nárazy větru větší než $25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, přičemž na některých místech přesahují $33 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, mluvíme o větrné bouři neboli *derechu*.

6.6. Charakteristiky konvekčního prostředí

Aby vzestupný proud překonal stabilní stav atmosféry až do kondenzační hladiny, v níž nastane stav nasycení, je třeba dodat dostatečný impuls. Částice po překročení tzv. *hladiny volné konvekce* získá kladné zrychlení a její kinetická energie roste. Její teplota se v dané hladině vyrovná s teplotou okolního prostředí. Při dalším výstupu může nastat případ, kdy se teplota částice a okolí opět vyrovná v tzv. *hladině nulového vztlaku B*, částice získává záporné zrychlení s ponížením její kinetické energie. Uvedené skutečnosti lze obsáhnout do veličiny zvané *CAPE*, jež označuje *konvekční dostupnou potenciální energii*, a veličiny *CIN* jako *konvekční inhibici*. Veličina *CAPE* je dána jako

$$CAPE = \int_{HVK}^{HNV} B dz = \int_{HVK}^{HNV} g \frac{T - T'}{T'} dz, \quad (6.17)$$

kde *HNV* označuje výšku hladiny nulového vztlaku, *HVK* výšku hladiny volné konvekce, *T* představuje teplotu vystupující částice, *T'* teplotu okolí a *B* vztlak. Podobně definujeme i *CIN*, jakožto energii potřebnou pro přenos vzduchové částice z přízemní hladiny až do hladiny volné konvekce

$$CIN = - \int_{z_0}^{HVK} B dz = - \int_{z_0}^{HVK} g \frac{T - T'}{T'} dz, \quad (6.18)$$

Jednotkou $CAPE$ a CIN je $J \cdot kg^{-1}$. Vysoké hodnoty $CAPE$ mohou být dobrým indikátorem vývoje konvekce, ne však nutnou podmínkou. Nízká hodnota CIN znamená nízkou energii potřebnou pro iniciaci konvekce. Při současně nízké hodnotě CIN a vysoké hodnotě $CAPE$ ke konvekci nemusí docházet. Celý proces však uvažujeme adiabatický a jen pro jednu částici.

Podmínky pro iniciaci konvekce lze stanovit i na základě tzv. *indexů instability*, jež představují různé kombinace teplot a vlhkosti. Na hodnotě indexu lze usuzovat pravděpodobnost výskytu jevu v konvekční bouři. Mezi základní indexy řadíme *Showalterův index ShI* ve tvaru

$$ShI = T(500) - T_p(850 \rightarrow 500), \quad (6.19)$$

kde $T(500)$ označuje teplotu v hladině 500 hPa, druhý člen na pravé straně (6.19) udává teplotu částice, jež vystoupila z hladiny 850 hPa suchoadiabaticky do kondenzační hladiny a dále pseudoadiabaticky do 500 hPa. „Hodnota ShI roste s rostoucí stabilitou zvrstvení a teprve pro $ShI < 3$ lze očekávat vývoj přeháněk a ojedinělých bouřek. Pravděpodobnost výskytu bouřek roste v intervalu hodnot $ShI (-1, 2)$ a silné bouře lze očekávat pro $ShI < -3$.“³²

Dalším indexem je K – *index* dán jako

$$K = T(850) - T(500) + T_d(850) - T(700) + T_d(700), \quad (6.20)$$

kde $T(k)$ označuje příslušnou teplotu v hladině k hPa a $T_d(k)$ příslušnou teplotu rosného bodu v dané hladině. Je-li $K < 20$, bouřky se neočekávají, jejich četnost roste pro $K > 20$.

Poslední index označujeme jako *Faustův index*

$$F = T(500) - T_{NS}, \quad (6.21)$$

kde T_{NS} udává teplotu nulového výparu. S rostoucí stabilitou F roste. $F < 0$ představuje vhodné podmínky pro iniciaci konvekce. Některé studie zahrnují při výpočtu hodnot F i typ konvekční bouře a měsíc v roce.

Indexy instability v sobě nezahrnují vertikální stříh větru způsobující rozpad bouře, na druhou stranu může významně podpořit vývoj oblaku a prodloužit dobu trvání bouře. Uplatňuje se výrazně při gust frontě za doprovodu vývoje nových cel a při vývoji supercely.

³² Tamtéž, s. 282.

7. Transport tepla sáláním (radiace)

Doposud jsme se zabývali transportem tepla prouděním (konvekci). Zdroj cirkulačních systémů v atmosféře představuje i přítomné sluneční záření. V této kapitole se kromě uvedeného typu energie budeme zabývat i vyzařováním a absorpcí dlouhovlnného záření v atmosféře a na zemském povrchu. Uvedeme také podmínky pro vznik významného ochlazování údolních oblastí v průběhu nočních hodin s výskytem teplotní inverze a dalších skutečností, jež se s radiálním ochlazováním pojí.

7.1. Sluneční záření

Základním zdrojem energie v atmosféře je elektromagnetické (sluneční) záření s charakteristickým spektrem vlnových délek, jež odpovídá před vstupem do zemské atmosféry záření černého tělesa. Spektrum slunečního záření dělíme na ultrafialové s vlnovými délkami $\lambda < 400$ nm a je převážně absorbováno ozonem, viditelné záření pro vlnové délky $400 \text{ nm} < \lambda < 750$ nm a infračervené záření pro $\lambda > 750$ nm. Množství energie elektromagnetického záření v intervalu frekvencí (ω , $\omega + d\omega$) lze vyjádřit Planckovým vyzařovacím zákonem ve tvaru

$$E_{\omega} d\omega = \frac{V\hbar}{\pi^2 c^2} \frac{\omega^3}{e^{\frac{\hbar\omega}{kT}} - 1} d\omega, \quad (7.1)^{33}$$

kde c označuje rychlost světla, k představuje Boltzmannovu konstantu, T termodynamickou teplotu, V objem a \hbar redukovanou Planckovu konstantu, pro niž platí vztah $\hbar = \frac{h}{2\pi}$. Vztah (7.1) lze přepsat i s využitím následující rovnosti

$$d\omega = -\frac{2\pi c}{\lambda^2} d\lambda. \quad (7.2)$$

Po dosazení (7.2) do (7.1) společně se vztahem pro redukovanou Planckovu konstantu obdržíme

$$E_{\lambda} d\lambda = \frac{8\pi Vhc}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda kT}} - 1} d\lambda, \quad (7.3)^{34}$$

³³ Opatrný, Tomáš: Kapitoly termodynamiky a statické fyziky 2009 [online], s. 94. [cit. 16. 4. 2019]. Dostupné z: <http://www.ktf.upol.cz/tom/bookex1.pdf>.

³⁴ Tamtéž, s. 94 [cit. 16. 4. 2019]. Dostupné z: <http://www.ktf.upol.cz/tom/bookex1.pdf>.

kde h je Planckova konstanta dána jako $h = 6,626 \cdot 10^{-34} \text{ J} \cdot \text{s}^{-1}$. Funkční hodnota E_λ a E_ω s rostoucí teplotou T roste a poloha maxima se posouvá k vyšším frekvencím ω a kratším vlnovým délkám λ .

Maximum vyzařování energie E_ω obdržíme derivací (7.1) dle ω , přičemž obdržený výraz položíme roven nule

$$\frac{V\hbar\omega^2}{\pi^2 c^3} \frac{3 \left(e^{\frac{\hbar\omega}{kT}} - 1 \right) - \frac{\hbar\omega}{kT} e^{\frac{\hbar\omega}{kT}}}{\left(e^{\frac{\hbar\omega}{kT}} - 1 \right)^2} = 0. \quad (7.4)$$

V čitateli zlomku (7.4) zavedeme substituci $\frac{\hbar\omega}{kT} = \xi$ a vyšetřujeme rovnost

$$3(e^\xi - 1) - \xi e^\xi = 0, \quad (7.5)$$

jejíž řešení představuje $\xi = 2,821$. Maximální frekvence ω_{max} je dána jako

$$\omega_{max} = 2,821 \frac{kT}{\hbar}, \quad (7.6)$$

přičemž ω_{max} se ve spektru posouvá lineárně s teplotou T . Derivací (7.3) dle λ získáme rovnici

$$5(e^\psi - 1) - \psi e^\psi = 0, \quad (7.7)$$

kde $\psi = \frac{hc}{kT\lambda_{max}}$. Řešení (7.7) představuje $\psi = 4,965$. Vlnová délka λ_{max} je tedy dána jako

$$\lambda_{max} = \frac{hc}{4,965kT}. \quad (7.8)$$

Označíme-li v (7.8) $b = \frac{hc}{4,965k}$, obdržíme

$$\lambda_{max} = \frac{b}{T}, \quad (7.9)$$

kde $b = 2,9 \cdot 10^{-3} \text{ mK}$ označujeme jako posunovací konstantu.

Vlnová délka odpovídající maximální vyzařované energii je nepřímo úměrná teplotě T . Vztahy (7.6) a (7.8), resp. (7.9) označujeme jako *Wienův posunovací zákon*. Maximální množství energie E_λ slunečního záření před vstupem do atmosféry odpovídá vlnové délce $\lambda_{max} = 470 \text{ nm}$. Celkovou energii

elektromagnetického záření lze vyjádřit na základě integrace vztahu (7.1), v intervalu frekvencí $(0, \infty)$

$$E = \int_0^{\infty} E_{\omega} d\omega = \frac{V\hbar}{\pi^2 c^3} \int_0^{\infty} \frac{\omega^3}{e^{\frac{\hbar\omega}{kT}} - 1} d\omega = \frac{Vk^4 T^4}{\pi^2 c^3 \hbar^3} \int_0^{\infty} \frac{x^3}{e^x - 1} dx, \quad (7.10)^{35}$$

kde integrál na pravé straně (7.10) nabývá číselné hodnoty $\frac{\pi^4}{15}$. Vztah (7.10) přepíšeme jako

$$E = aVT^4, \quad (7.11)$$

kde a nabývá hodnoty

$$a = \frac{\pi^2 k^4}{15c^3 \hbar^3} \approx 7,56 \cdot 10^{-16} \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-4}. \quad (7.12)$$

Intenzitu slunečního záření vyjadřuje Stefan – Boltzmannův zákon jako množství vyzářené energie E dopadající kolmo na jednotku plochy S za jednotku času t s využitím vztahu (7.12)

$$I = \frac{E}{St} = \frac{acT^4}{4} = \sigma T^4, \quad (7.13)$$

kde σ označuje Stefan – Boltzmannovu konstantu, jež nabývá hodnoty

$$\sigma = \frac{ac}{4} = \frac{\pi^2 k^4}{60c^2 \hbar^3} \approx 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}. \quad (7.14)$$

Sluneční záření lze rozdělit na *přímé* a *odražené*. Přímé sluneční záření představuje svazek téměř rovnoběžných paprsků. K jeho rozptylu dochází na molekulách vzduchu, mluvíme o *molekulárním rozptylu* (Rayleighův rozptyl) a na aerosolových částicích jako jsou prachové částice, vodní kapky a ledové krystalky (Mieův rozptyl). Charakteristikou rozptylu je jeho účinnost i dána jako převrácená hodnota čtvrté mocniny vlnové délky λ

$$i \approx \frac{1}{\lambda^4}. \quad (7.15)$$

Rayleighův rozptyl má symetrický charakter. To znamená, že množství rozptýlených paprsků, jež svírají s dopadajícím paprskem úhel menší jak 90° je

³⁵Tamtéž, s. 96. [cit. 16. 4. 2019]. Dostupné z: <http://www.ktf.upol.cz/tom/bookex1.pdf>.

stejně jako množství rozptýlených paprsků svírajících s dopadajícím paprskem úhel větší jak 90° . Účinněji jsou rozptylovány kratší vlnové délky ve viditelné oblasti spektra (modrá a fialová barva). Z toho důvodu se obloha jeví jako modrá. Při zvýšené koncentraci vodní páry, resp. vodních kapiček a znečišťujících příměsí v atmosféře, modrý vzhled oblohy přechází do bělavého charakteru. V opačném případě je vzduch dobře průzračný, obloha se jeví sytě modrá až modrofialová za doprovodu mimořádné horizontální dohlednosti.

Mieův rozptyl má asymetrický charakter. Sluneční záření je rozptylováno do úzkého prostorového úhlu se směrem původních paprsků. V případě rozptylu na aerosolech jsou různé vlnové délky rozptýleny stejně účinně, přičemž světlo má bílou barvu. Oblačnost pozorujeme jako důsledek Mieova rozptylu.

Záření není jen rozptylováno ale i absorbováno. Jako absorber působí vodní pára v infračervené oblasti spektra. Absorpce ultrafialového záření se děje ozonem ve stratosféře. „*Bezoblačná atmosféra absorbuje sluneční záření poměrně slabě, asi 15–20 % z jeho vystupujícího množství.*“³⁶

Intenzitu dopadajícího přímého slunečního záření (*insolaci*) na horní hranici atmosféry lze zapsat jako

$$I' = I_* \sin \alpha, \quad (7.16)$$

respektive

$$I' = I_* \cos \theta, \quad (7.17)$$

kde I' představuje insolaci, I_* je *solární konstanta* nabývající hodnoty $I_* = 1370 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, α označuje úhlovou výšku slunce nad ideálním obzorem a θ je zenitální úhel (úhlová vzdálenost Slunce od zenitu). Intenzitu přímého slunečního záření na horizontálním zemském povrchu lze vyjádřit jako

$$I_z = I_* \frac{R_{Oz}^2}{R_z^2} P, \quad (7.18)^{37}$$

kde P označuje propustnost atmosféry. „*Solární konstanta – intenzita slunečního záření vně zemské atmosféry ve vzdálenosti od Slunce, jež se rovná střední*

³⁶ Bednář: Meteorologie. Úvod do studia dějů v zemské atmosféře, s. 123.

³⁷ Tamtéž, s. 121.

vzdálenosti Země – Slunce. “³⁸ R_{oz} označuje střední vzdálenost Země od Slunce a R_z okamžitou vzdálenost Země od Slunce.

„Maximální vzdálenost Země od Slunce je přibližně 152 milionů km a minimální vzdálenost 147 milionů km. Hodnota faktoru $\frac{R_{oz}^2}{R_z^2}$ v průběhu roku kolísá v rozmezí zhruba $\pm 0,035$ kolem jedné, což znamená, že intenzita přímého slunečního záření při vstupu do zemské atmosféry I' se může od solární konstanty I_* maximálně lišit asi o 3,5 % její hodnoty.“³⁹

Insolaci na zemském povrchu v závislosti na propustnosti atmosféry a úhlové výšce Slunce, resp. na zenitálním úhlu stanovíme dle vztahů

$$I_z = I_* P^m \sin \alpha, \quad (7.19)$$

respektive

$$I_z = I_* P^m \cos \theta, \quad (7.20)$$

kde m značí *optickou hmotu* (poměr dráhy, kterou paprsek skutečně urazí ku dráze, jež by urazil při kolmém dopadu na horizontální zemský povrch), již lze při zanedbání zakřivení zemského povrchu a lomu slunečních paprsků zapsat ve tvaru

$$m = (\cos \theta)^{-1}, \quad (7.21)$$

Propustnost atmosféry je dána jako $P = e^{-\beta}$, kde β představuje *koeficient extinkce (zeslabení)* dán jako

$$\beta = \beta_r + \beta_a, \quad (7.22)$$

kde β_r a β_a představují po řadě koeficient rozptylu a koeficient absorpce. Pro čistou atmosféru nabývá propustnost P hodnoty 0,9, v reálném ovzduší se pohybuje v rozmezí 0,5–0,9.

Označíme-li J jako množství rozptýleného slunečního záření dopadajícího na horizontální povrch země za jednotku času a I' jako insolaci, součtem těchto veličin získáme globální sluneční záření S

³⁸ Tamtéž.

³⁹ Tamtéž.

$$S = J + I', \quad (7.23)$$

přičemž množství tepla, jež obdrží jednotková plocha zemského povrchu za jednotku času, zapíšeme ve tvaru

$$S(1 - A), \quad (7.24)$$

kde A je albedo neboli odrazivost zemského povrchu, dáno jako poměr dopadajícího slunečního záření S ku záření odraženému S_A . Největší hodnotu albeda pozorujeme u sněhové pokrývky ($A = 0,7$). To znamená, že 70 % dopadajícího slunečního záření je odraženo zpět do atmosféry. „*Ostatní přirozené povrchy půdy a vegetačního krytu mají albedo většinou v rozmezí 0,05–0,30, (tj. odrážejí 5–30 % dopadajícího slunečního záření).*“⁴⁰

Kromě albeda zavádíme také *planetární albedo* jako poměr odraženého slunečního záření planetou Zemí ku stejnému záření, jež vstupuje do atmosféry. Jeho hodnota odpovídá 0,3, tedy Země odráží 30 % slunečního záření. Největší podíl na planetárním albedu má vlastní albedo oblaků (0,50–0,80) a rozptyl slunečního záření na molekulách vzduchu. V případě nepřítomnosti oblaků (bezoblačné oblohy) přispívá k planetárnímu albedu i albedo zemského povrchu.

7.2. Dlouhovlnné záření

Zemský povrch kromě absorpce slunečního záření sám vyzařuje elektromagnetické dlouhovlnné záření v rozsahu vlnových délek $10^{-5} \text{ m} < \lambda < 10^{-4} \text{ m}$. Pokud bychom uvažovali ideální zemský povrch, množství vyzařené energie by bylo v souladu se Stefan – Boltzmannovým zákonem dle vztahu (7.13). Pro reálný povrch země platí rovnost

$$I = \varepsilon \sigma T^4, \quad (7.25)$$

kde ε označuje vyzařovací schopnost povrchu (emisivitu). Jelikož však ε je pro většinu typů zemského povrchu bezrozměrné číslo přibližně rovno jedné, lze i reálný povrch země uvažovat jako černé těleso s využitím rovnice (7.13). Dlouhovlnné záření prochází i skrz atmosféru zpět k zemskému povrchu a mluvíme o zpětném záření atmosféry, na jehož vzniku se podílí především vodní pára, oblačnost a částečně i oxid uhličitý. Tok zpětného záření E dopadající na reálný

⁴⁰ Tamtéž, s. 126

zemský povrch lze vyjádřit jako εE , pokud uvažujeme aproximaci $\varepsilon \approx 1$, zemský povrch veškeré zpětné záření absorbuje.

Důležitou charakteristikou zemského povrchu je efektivní vyzařování E^* , jež představuje radiační ochlazování zemského povrchu zejména během nočních hodin bez příkonu energie slunečního záření. To vede ke vzniku radiační přízemní inverze a přízemních mrazů. Hodnota E^* roste s teplotou povrchu země a klesá za přítomnosti vysoké vodní páry a zvětšené oblačnosti. Předpokládáme-li, že vyzařovací schopnost odpovídá jedné, lze efektivní vyzařování E^* vyjádřit jako rozdíl vyzařené intenzity zemského povrchu I a zpětného záření atmosféry E

$$E^* = I - E. \quad (7.26)$$

Pro efektivní záření E^* za bezoblačné oblohy lze využít i empirických vztahů

$$E^* = \sigma T^4 (a + b e^{-ce}), \quad (7.27)$$

$$E^* = \sigma T^4 (a' - b' \sqrt{e}), \quad (7.28)^{41}$$

kde σ je Stefan – Boltzmannova konstanta, T termodynamická teplota, a , b , a' , b' , c označují konstanty značně místně závislé a e tlak vodní páry. Vztah (7.27) představuje *Angströmův vzorec* a (7.28) *Bruntův vzorec*. Prakticky využitelnější je (7.28) z důvodu menšího počtu konstant stanovených na základě měření.

Množství oblačnosti významně ovlivňuje efektivní vyzařování. Tuto závislost vyjádříme přibližným vztahem

$$E^* = E_0^* (1 - cn), \quad (7.29)$$

kde E_0^* udává efektivní vyzařování za jasné oblohy, c je empirická konstanta nabývající hodnoty $c \doteq 0,75$ a n představuje pokrytí oblohy oblačností vyjádřené v osminách, popř. v desetinách. (7.29) lze též zapsat ve tvaru

$$E^* = E_0^* (1 - c_n n_n - c_s n_s - c_v n_v), \quad (7.30)^{42}$$

kde n_n , n_s a n_v představuje pokrytí oblohy nízkou, střední a vysokou oblačností z pohledu pozorovatele na zemském povrchu. Součet $n_n + n_s + n_v \leq 1$. C_n , c_s a c_v označují empirické konstanty, jež nabývají hodnot

$$c_v \doteq 0,2, \quad (7.31a)$$

⁴¹ Tamtéž, s. 128.

⁴² Tamtéž.

$$c_s \doteq 0,5 - 0,6, \quad (7.31b)$$

$$c_n \doteq 0,6 - 1,0. \quad (7.31c)$$

7.3. Tepelná bilance povrchu země

Ochlazování a oteplování zemského povrchu za denních a nočních hodin studujeme na základě jeho tepelné bilance. Uvažujme dopadající sluneční záření S na jednotkovou plochu povrchu půdy. Část z tohoto záření je pohlcována a část (S_A) odražena zpět do atmosféry. Pohlcené sluneční záření se šíří jako teplo vedením dále do půdy (P), ale část přichází do styku s přilehlými vrstvami vzduchu jako následek turbulence a konvekce představující teplo V . Zemský povrch ztrácí teplo efektivním vyzařováním E^* a vypařováním vody za doprovodu latentního tepla vypařování L_{wv} . Tepelnou bilanci, jako dodanou a odevzdanou energii, lze za denních hodin vyjádřit ve tvaru

$$B_d = S(1 - A) - E^* - P - V - L_{wv}, \quad (7.32)$$

kde A označuje albedo v souladu se vztahem (7.24).

V nočních hodinách nastává opačná situace. Příkon slunečního záření neohřívá zemský povrch, ten se stává chladnější než hlubší vrstvy půdy a vzduch v jeho těsné blízkosti. Převažuje efektivní vyzařování E^* , přívod tepla z půdy P a z přiléhajících vrstev V . Vypařování většinou ustává a nastává kondenzace vodní páry za doprovodu uvolnění latentního kondenzačního tepla L_{vw} ohřívající zemský povrch. Celková tepelná bilance představuje

$$B_n = -E^* + P + V + L_{vw}. \quad (7.33)^{43}$$

Vzestup teploty půdy je spojen s kladnou tepelnou bilancí ($B_d > 0$), jež se projevuje vzestupem teploty vzduchu měřené ve 2 m nad zemí. Okolní vzduch se mnohem více ohřívá v důsledku odraženého slunečního záření S_A než od dopadajícího slunečního záření S . Ochlazování povrchu země se pojí se zápornou tepelnou bilancí ($B_n < 0$). Přejít mezi kladnou a zápornou tepelnou bilancí nastává až při výstupu Slunce do výšky asi 10–15° nad obzorem, nikoli ihned při svém východu.

⁴³ Kopáček, Jaroslav a Bednář, Jan: Jak vzniká počasí. Praha: Karolinum, 2005, s. 51.

7.4. Tepelné poměry půdy

Teplota povrchu půdy během dne závisí nejen na dodávání, resp. odebírání tepla, avšak i na tepelné bilanci povrchu země. Její minimální teplota je pozorována kolem východu Slunce, maximum nastává během odpoledních hodin v rozmezí od 13. do 15. h místního času v závislosti na ročním období. Tepelná bilance se stává opět zápornou 1–2 hodiny před západem Slunce. Začíná převažovat efektivní vyzařování E^* . Za denního světla a dopadajícího slunečního záření je teplota povrchu země výrazně vyšší než teplota okolního vzduchu, v noci nastává situace opačná. Průběh denní teploty půdy závisí na několika faktorech:

- 1) oblačnosti
- 2) sklonu povrchu země a jeho orientaci vůči Slunci, výměně tepla s okolním vzduchem
- 3) vlhkosti a albedu půdy, přítomnosti vegetace, pokrytí sněhovou pokrývkou

ad 1) Nejvýznamnější faktor představuje množství oblačnosti. Při jasné obloze během denních hodin dosahuje insolace vysokých hodnot, a teplota půdy významněji roste, zatímco při zcela zatažené obloze může insolace nabývat nulové hodnoty, tím pádem denní amplituda teploty (rozdíl mezi nejvyšší a nejnižší teplotou) půdy nabývá nižších hodnot.

ad 2) Sluneční záření dopadající na zemský povrch nejvíce ohřívá především jižní svahy. Nejméně jsou ohřívány severní, dále pak východní svahy, jelikož velká část dodávaného tepla se spotřebuje na výpar usazených srážek ve formě rosy či jinovatky, kdežto v odpoledních hodinách roste výrazně teplota povrchu půdy zejména na jihozápadních svazích v důsledku již suché půdy bez přítomnosti rosy. Vane-li silnější vítr, povrch půdy se ohřívá méně. V noci je naopak při výraznějším promíchávání vzduchu dodáno do půdy větší množství tepla za doprovodu vyšší teploty jejího povrchu.

ad 3) Přítomnost vegetace způsobuje menší ohřev povrchu půdy, než bychom pozorovali na půdě holé. Během noci dochází v důsledku vegetace k nižšímu efektivnímu vyzařování. Sněhová pokrývka izoluje půdu v důsledku špatné tepelné vodivosti. V případě její nepřítomnosti a teplot trvale pod bodem mrazu může půda promrzat do hloubky několika desítek cm. Efektivní vyzařování je nad sněhovou pokrývkou velmi výrazné, což mnohdy vede za jasných nocí k záznamu velmi nízkých přízemních teplot ve srovnání s teplotou měřenou ve 2 m nad zemí.

„Hodnota albeda půdy určuje velikost ztráty tepelné energie v odraženém slunečním záření. Půda s menším albedem odráží méně slunečního záření, takže denní vzestup, a tedy i denní maximum teploty povrchu půdy, je větší (např. na tmavé půdě).“⁴⁴

Teplo se do hloubky půdy šíří vedením. Časový výskyt maximální a minimální teploty se zpožďuje asi o 2,5–3,5 hodiny na každých 10 cm hloubky. Amplituda teploty s hloubkou půdy se zmenšuje. Změny teploty během dne pozorujeme obvykle do hloubky 1 m, přičemž roční změny do hloubek kolem 20 m v závislosti na klimatických a půdních podmínkách. Dále považujeme teplotu za téměř konstantní a amplituda je zanedbatelně malá.

7.5. Teplotní inverze

Transport tepla sáláním úzce souvisí s teplotní inverzí. V kapitole 6 jsme se zabývali stabilními podmínkami atmosféry na základě hodnocení zrychlení vzduchové částice. V případě teplotní inverze je vystupující částice do vyšších hladin atmosféry bržděna, a nucena k sestupnému pohybu do původní hladiny. Jedná se o nejstabilnější typ atmosféry potlačující jakýkoli výstupný pohyb vzduchu a rozptyl aerosolů. Rozlišujeme dva základní typy teplotní inverze v závislosti na dolní hranici jejího výskytu. *Přízemní inverze* představuje okamžitý nárůst teploty vzduchu od zemského povrchu, kdežto *výškové inverze* se vyskytují od určité hladiny v atmosféře. Z jiného hlediska lze teplotní inverzi rozdělit na *radiační, advekční, frontální a subscidenční*.

• Radiační inverze

Nejběžnější typ teplotní inverze představuje *radiační inverze*. Zemský povrch v důsledku vysílání dlouhovlnného záření spotřebovává okolní teplo a ochlazuje se. K ochlazování dochází i v přilehlých vzduchových vrstvách. Její výskyt je možno pozorovat celodenně během zimních měsíců, kdy příkon Slunce nedokáže dostatečně prohřívát vzduch a radiace převládá nad absorpcí slunečního záření. Výskyt radiačních inverzí je typický pro údolní oblasti a kotliny. Tak jak se ochlazuje zemský povrch a od něj okolní vzduch, stéká podél svahů do údolí a usazuje se. Vytváří se jakási „ledová plotna“, jejíž hustota a vlhkost narůstá za

⁴⁴ Tamtéž, s. 134.

doprovodu dalšího ochlazování. Ideální podmínky pro vznik radiační inverze představují jasná obloha, bezvětří a v zimě i přítomnost sněhové pokrývky, která odráží sluneční záření a zamezuje přívodu tepla z půdy. Ke vzniku výškové teplotní inverze dochází zejména v zimních měsících. Vodní pára, tedy i přítomná oblaka, značně vyzařují elektromagnetickou energii. V určité vrstvě dojde k ochlazení a na její horní hranici vzniká inverze za doprovodu rozpouštění oblačnosti, výrazného poklesu vlhkosti vzduchu jen na několik procent a postupného růstu teploty vzduchu. Tento typ inverze je typický pro vyšší polohy (nad 600 m n. m.) a především pro horské oblasti (nad 800 m n. m.).

• **Advekční inverze**

Advekční inverze se projevuje v případě přílivu teplejšího vzduchu nad chladnějším, od něhož se ochlazuje. Tato situace nastává zejména v zimě při proudění teplého vzduchu nad chladný kontinent a je umocněná přítomností sněhové pokrývky.

• **Frontální a subsidenční inverze**

„Frontální inverze vznikají na teplé frontě⁴⁵ nasouváním relativně teplého vzduchu nad vzduch studený, nebo na studené frontě, kde těžší studený vzduch naopak zatlačuje teplejší vzduchovou hmotu, přičemž pod ni proniká a „nadzvedává“ ji.“⁴⁶
Subsidenční inverze vznikají v důsledku sesedání vzduchové hmoty za vysokého tlaku vzduchu. Jedná se převážně o výškovou inverzi, nicméně může dosáhnout zemského povrchu při následném zániku.

7.6. Noční mrazy na zemském povrchu

Za ideálních podmínek, zejména na jaře a na podzim, vede ochlazování zemského povrchu k poklesu teplot vzduchu v přízemních vrstvách pod bod mrazu. Výsledkem tohoto děje je vznik jinovatky. V mnoha případech se teplota vzduchu ve 2 m nad zemským povrchem značně liší od teploty měřené v 5 cm nad travním porostem. Noční mrazy lze rozdělit na *radiační*, *advekční* a *advekčně – radiační*.

⁴⁵Rozhraní mezi dvěma fyzikálně odlišnými (různá teplota, vlhkost, hustota aj.) hmotami vzduchu označujeme jako frontální plochu. Její průsečnice se zemským povrchem představuje atmosférickou frontu. Teplá fronta udává horizontální přesun teplejší vzduchové hmoty na místo studenější, v opačném případě (vytlačování studenějšího vzduchu teplejším) mluvíme o studené frontě.

⁴⁶ Tamtéž, s. 97.

• **Radiační noční mrazy**

Radiační noční mrazy vznikají důsledkem efektivního vyzařování, jehož intenzita závisí na oblačnosti, rychlosti větru, reliéfu a tepelné vodivosti půdy. Předpokladem pro vznik mrazu na zemském povrchu je minimální oblačnost a slabý vítr. V případě silnějšího větru dochází k intenzivnějšímu promíchávání vzduchu a povrch půdy se natolik neochlazuje. Reliéf krajiny představuje zásadní ukazatel pro vznik radiačního nočního mrazu. Na kopcích se uplatňuje proudění z volné atmosféry odevzdávající teplo do půdy. Z toho důvodu dochází k odtoku chladného vzduchu z přízemních vrstev do údolí. Je-li tepelná vodivost půdy nízká, nastávají vhodné podmínky pro vznik radiačního nočního mrazu. Zemský povrch se ochlazuje rychleji, jelikož není zajištěn dostatečný přívod tepla z hlubších vrstev půdy.

• **Advekční a advekčně – radiační noční mrazy**

Advekční typ nočního mrazu označuje příliv studeného, často arktického vzduchu s teplotou pod bodem mrazu. Svým rozsahem zabírá podstatně větší část území než v případě radiačního nočního mrazu. Rozdíl mezi teplotou ve 2 m nad zemí a přízemní teplotou v 5 cm není tak markantní jako v případě 7.6.1 a taktéž místní podmínky (oblačnost, reliéf, aj.) nehrají tak důležitou roli. Dalším rozšířeným typem nočních mrazů jsou *advekčně – radiační mrazy*, které vznikají kombinací radiačního a advekčního ochlazování.

„K jejich vzniku dochází za jasných nocí po vpádu arktického vzduchu, jehož teplota bývá v našich zeměpisných šířkách koncem jara sice trochu nad 0 °C, ale při jasné obloze klesá následně v noci v přízemních hladinách vlivem ochlazování zemského povrchu efektivním vyzařováním i dosti hluboko pod bod mrazu.“⁴⁷

7.7. Mlha

Doprovodným jevem radiačního ochlazování zemského povrchu je v mnoha případech výskyt mlh, které lze dle svého původu rozdělit na *radiační*, *advekční*

⁴⁷ Tamtéž, s. 136.

a *radiačně – advektivní*. Ve vertikálním smyslu mluvíme o *mlze přízemní* (zasahuje do výšky 2 m nad zemským povrchem) či *vysoké*. Dle Meteorologického výkladového slovníku definujeme mlhu následovně: „*Atmosferický aerosol sestávající z velmi malých vodních kapiček, popř. drobných ledových krystalků rozptýlených ve vzduchu, který zmenšuje vodorovnou dohlednost při zemi alespoň v jednom směru pod 1 km.*“⁴⁸ Relativní vlhkost vzduchu h_r dosahuje 100 %, nebo se k této hodnotě blíží. Vznik mlhy je podmíněn poklesem teploty vzduchu pod teplotu rosného bodu T_d , popř. se k této teplotě přiblíží za dostatečného působení kondenzačních jader. Na meteorologických stanicích se její výskyt indikuje čtyřmi stupni v závislosti na vodorovné dohlednosti. Stupeň č. 4 označuje mlhu velmi silnou s dohlednostmi do 50 m. Vždy však záleží na pozici pozorovatele.

• **Radiační mlhy**

Tvorba radiační mlhy se pojí s izobarickým ochlazováním zemského povrchu za doprovodu značného efektivního vyzařování. Přítomnost rosy může zabránit růstu vlhkosti vzduchu u zemského povrchu, a tím i tvorbě mlhy. Radiační mlhy mají svůj původ v určité výšce nad zemským povrchem, z pohledu pozorovatele se jedná o nízký oblak, následně se šíří k zemskému povrchu. Dobu trvání mlhy prodlužuje i výpar rosy po východu Slunce. Je-li vzduch dále dostatečně prohříván, mlha se zvedá do vyšších hladin a rozpadá. Vznik a dobu jejího trvání však ovlivňuje ve skutečnosti mnohem více faktorů. Jedněmi z nich jsou i přítomné turbulentní promíchávání vzduchu a sedimentace vodních kapiček. Rozpad mlhy taktéž nastává v případě, kdy se nad její horní hranici nasune oblačnost zamezující radiačnímu ochlazení její horní vrstvy, popř. vypadáváním srážek, stejně tak zesílením horizontálním prouděním. Jako důsledek tvorby mlhy pozorujeme částečný nárůst teploty vzduchu ve 2 m nad zemí a taktéž i přízemní teploty vzduchu v 5 cm včetně teploty zemského povrchu. Při silných mlhách se tyto teploty mohou dokonce ztotožnit.

• **Údolní mlhy**

Vývoj údolních mlh je podmíněn radiačním ochlazováním a orografií. Během denních hodin pozorujeme rozdílnou cirkulaci vzduchu v údolních a kopcovitých

⁴⁸ Česká meteorologická společnost [online]: Elektronický meteorologický slovník výkladový a terminologický (eMS) [cit 08.05.2019]. Dostupné z: <http://slovník.cmes.cz/vyklad/cs/m>.

oblastech, mluvíme o *horském a údolním větru*. Cirkulaci během dne a noci lze rozdělit na několik částí, přičemž některé z nich se podílí na tvorbě údolních mlh:

- a) S blížícími se ranními hodinami vane horský vítr do údolí, kde se usazuje s následkem vývoje teplotní inverze (*katabatické proudění*).
- b) Během dopoledních hodin katabatické proudění ustává, zemský povrch se ohřívá a vzduch stoupá do vyšších hladin podél svahů za doprovodu vzniku větru (*anabatické proudění*). Setrvačný vítr v údolí ustává.
- c) V poledních a odpoledních hodinách zesiluje anabatické proudění a k proudění vzduchu dochází i v údolí podél jeho osy.
- d) Ve večerních a nočních hodinách chybí příkon slunečního záření. Anabatické proudění ustává a mění se na katabatické. Začíná vanout horský (setrvačný) vítr do údolí, kde se hromadí studený vzduch za doprovodu dalšího ochlazování, mohutnění a jeho toku údolím do nejnižších nadmořských výšek. Horský vítr tak postupně vyplňuje celé údolí.

Body a) a d) se uplatňují při možném vývoji údolní mlhy. Ve středu údolí dochází k výstupnému proudění chladného vzduchu s následkem prohloubení teplotní inverze. Horský vítr postupně zamezuje výstupnému pohybu tohoto vzduchu a udržuje stabilní proudění. K významnému ochlazení dochází ve středních a spodních hladinách za doprovodu tvorby mlhy. „*Pokračující proudění ze svahu se mísí s teplejším vzduchem ve středních hladinách údolí, kde rychlost ochlazování dosahuje maxima.*“⁴⁹ Teplota vzduchu a rosný bod T_d konvergují ve střední hladině, díky čemuž vzniká tenká vrstva mlhy, která se následně šíří do údolí a dále se rozvíjí. Stejně tak může dojít k tvorbě mlhy po východu Slunce, kdy postupné vertikální mísení vzduchu naráží na chladnější vrstvu v určité výšce nad údolím. Nejdříve pozorujeme rozpad mlhy na vyvýšených oblastech. Údolní mlhy se řadí k jednomu z hůře předpověditelných jevů, jelikož konfigurace terénu značně ovlivňuje podmínky pro jejich možnou tvorbu.

⁴⁹ Řezáčová: Fyzika oblaků a srážek, s. 373.

8. Meteorologické stanice v Hostýnských vrších

Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ) provozuje v Hostýnských vrších a jejich přilehlém okolí několik meteorologických stanic s různým rozsahem pozorování. Jedná se o stanice ryze srážkoměrné (manuální MSS, resp. automatické ASS). Další typ stanic představují AKS1, AKS2, AKS3 a AKS (automatické klimatologické stanice typu 1, 2, a 3). Všechny tyto stanice pozorují základní meteorologické veličiny nad zatravněným povrchem v souladu s doporučeními vydanými Světovou meteorologickou organizací (WMO). Mezi tyto veličiny patří teplota vzduchu, přízemní teplota v 5 cm nad zemským povrchem, relativní vlhkost vzduchu, množství spadlých srážek za dané období, výška sněhové pokrývky, stav a průběh počasí (výskyt meteorologických jevů, jejich intenzita, doba trvání). Některé stanice pozorují i rychlost větru s maximálními nárazy. Veškeré údaje jsou automaticky zasílány v desetiminutových intervalech do ČHMÚ a jejich grafické výstupy lze nalézt na jeho webových stránkách.⁵⁰ V Tabulce č. 1 jsou uvedeny všechny stanice včetně doplňujícího měření, mezi něž řadíme i stanice v Držkové a Kašavě (manuální meteorologické stanice MMS a klimatologická stanice MKS).

Tabulka č. 1: Přehled meteorologických stanic v Hostýnských vrších

Název stanice	Indikativ	Typ stanice	Nadmořská výška [m n. m.]
Hošťálková, Maruška	O3MARU01	AKS1	664,10
Hošťálková	O3HOST01	AKS3	385
Kateřinice, Ojičná	O3KATE01	AKS	585
Bystřice pod Hostýnem	B1BYSH01	AKS2	314
Rajnochovice	O3RAJN01	MSS	405
Holešov	B1HOLE01	AMS1	222,25
Vizovice	B1VIZO01	AKS1	313
Zlín	B1ZMAL01	MSS	193
Zlín, Velíková	B1VELI01	MSS	392

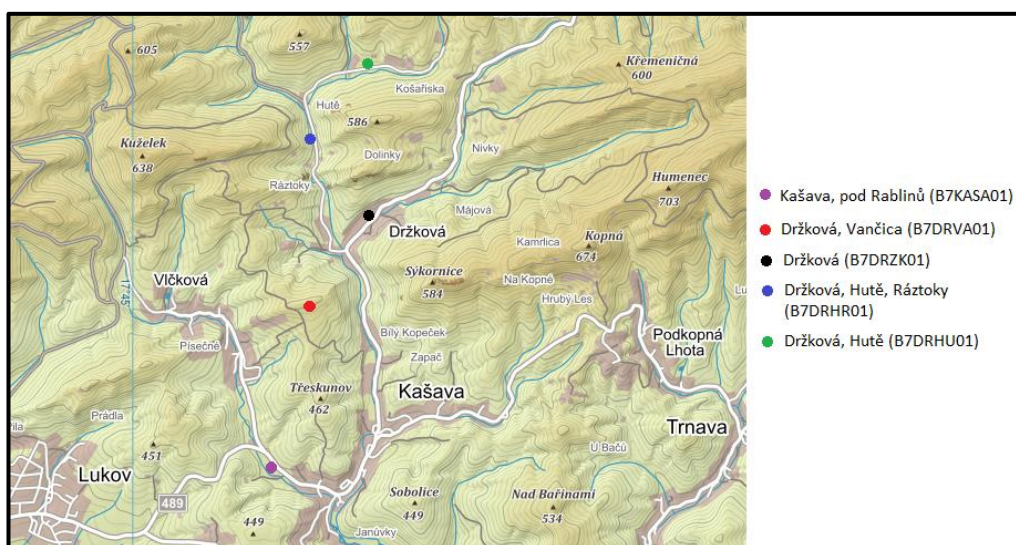
⁵⁰ Český hydrometeorologický ústav, <http://portal.chmi.cz/aktualni-situace/aktualni-stav-pocasi/ceska-republika/stanice/grafy-automatickych-stanic>

Název stanice	Indikativ	Typ stanice	Nadmořská výška [m n. m.]
Držková	B7DRZK01	MMS	375
Držková, Hutě	B7DRHU01	MMS	423
Držková, Hutě, Ráztoky	B7DRHR01	MMS	395
Držková, Vančica	BDRVA01	MKS	501
Kašava, pod Rablinů	B7KASA01	MMS	337

Meteorologické stanice Holešov a Hošťálková, Maruška se řadí také mezi profesionální stanice, proto je jejich nadmořská výška uvedena s přesností na setiny. Data z těchto stanic jsou poskytována v uzavřené zprávě SYNOP v rámci mezinárodní výměny dat a použity jako základ pro modelové výstupy.

Na Obrázku č. 1 je zobrazena mapa s prostorovým rozložením stanic v Držkové a Kašavě.

Obrázek č. 1: Prostorové rozložení stanic v Držkové a Kašavě



8.1. Meteorologická činnost v Držkové

Meteorologická pozorování v Držkové na Zlínsku byla zahájena z mé vlastní iniciativy na základě inspirace Meteorologickou stanicí Hošťálková, Maruška. Důvodem byl zejména můj zájem o problematiku počasí a jeho záznamu. Proces výstavby stanic na profesionální úrovni představuje několikaleté úsilí. Uskupení obcí Vlčková, Držková a Kašava označujeme jako Spolek obcí DKV. V současné

době se nachází v této oblasti celkem pět meteorologických stanic, čtyři z nich katastrálně na území obce Držková a jedna na území Kašavy, kde provozuje ČHMÚ také limnigrafickou stanicí měření průtoku na vodním toku Dřevnice. Všechny stanice v Držkové a Kašavě patří územně, na základě rozvodnic řek, do pobočky ČHMÚ Brno.

8.1.2. Manuální klimatologická stanice Držková, Vančica (B7DRVA01)

Stanice Vančica leží v nadmořské výšce 501 m n. m. Jejím základem je bílá dvojžaluziová *meteorologická budka* standardních rozměrů, v níž se nachází soustava teploměrů (suchý, vlhký, maximální a minimální), dále vlasový vlhkoměr a registrační přístroje s týdenním chodem pro záznam teploty a vlhkosti vzduchu. Teplotu vzduchu měří *termograf*, jehož základem je bimetalový pásek pracující na principu teplotní délkové roztažnosti. Teplotní záznam označujeme jako *termogram*. Vlhkost vzduchu zaznamenává *hygrograf* se svazkem odmaštěných lidských vlasů. Při změnách relativní vlhkosti se vlasy prodlužují či zkracují a na základě převodového mechanismu se tento pohyb přenáší na vlhkostní pásku (*hyrogram*). Meteorologická budka musí být postavena nad zatravněným povrchem v dostatečné vzdálenosti od rušivých elementů (stromy, budovy, aj.) tak, aby se teploměrné nádoby nacházely ve výšce 2 m nad zemským povrchem. Veškeré přístroje a teploměry byly darovány od ČHMÚ Brno a Ostrava. Pozorované meteorologické veličiny zahrnují teplotu a vlhkost vzduchu, množství pokrytí oblohy blačností v desetinách a stav počasí v termínech 07, 14 a 21 h SEČ, resp. (08, 15, 22 h SELČ). Ve skutečnosti pozorování probíhá o 11' dříve v souladu s korekcí na místní sluneční čas, tedy v 06:49, 13:49, 20:49 h SEČ, resp. (07:49, 14:49, 21:49 h SELČ).

Nedílnou součástí stanice je desetimetrový meteorologický stožár se soustavou větroměrných čidel pro měření směru a rychlosti větru. Množství spadlých srážek se měří za pomoci srážkoměrné nádoby se záchytnou plochou 500 cm² a kalibrovanou odměrku. Výška sněhové pokrývky je měřena sněhoměrnou tyčí a obsah vody ve sněhové pokrývce váhovým sněhoměrem. Jedná se o válec, do něhož odebereme vzorek sněhu, vyvážíme ho na rovnoramenných vahách a vypočteme množství vody obsažené ve sněhu v milimetrech. V zimním období tato měření probíhají každé pondělí, ale pouze při celkové výšce pokrývky

nad 4 cm. Atmosférický tlak vzduchu je uskutečněn na základě mikrobarografu se vzduchoprázdňnými dózami.

K obohacení měření došlo po roce 2014 za doprovodu instalace webové kamery a částečné automatizace měření teploty vzduchu čidlem logger (TERMIO). Uvedený typ čidla je využíván zcela běžně na doplňkových stanicích na Šumavě, jehož přesnost se pohybuje v řádech $\pm 0,1$ °C a je umístěn do radiačního krytu. Jedná se o bílou sestavu misek, umožňující volné proudění vzduchu, jež jsou ze spodní části začerněny s vroubkováním, které odráží přicházející záření od zemského povrchu. Uplatnění vroubků nalezneme zejména při odrazu slunečního záření od zemského povrchu, jež je hlavním zdrojem ohřívání vzduchu během denních hodin. V týdenních intervalech jsou zaznamenané údaje o teplotě vzduchu zasílány do databáze CLIDATA. Stanice je zařazena jako doplňková s indikativem B7DRVA01.

Obrázek č. 2 zachycuje detail radiačního krytu s nápadným vroubkováním, Obrázek č. 3 představuje celkový pohled na klimatologickou stanici na Vančici a Obrázek č. 4 zobrazuje letecký pohled na prostředí, v němž se stanice nachází.

Obrázek č. 2: Radiační kryt pro měření teploty vzduchu



Obrázek č. 3: Manuální klimatologická stanice B7DRVA01



Obrázek č. 4: Letecký pohled na polohu stanice B7DRVA01⁵¹



⁵¹ <http://www.drzkova.cz/fotogalerie/letecke-snimky-obce/>

8.1.3. Meteorologické stanice v údolí Držkové (B7DR...01)

Pozorovatelská činnost se během roku 2015 rozšířila i do údolí obce Držková. V letních měsících probíhala experimentální činnost, jež zahrnovala za stabilní povětrnostní situace celonoční průzkumy s cílem umístit stanice do lokalit splňující podmínky pro vhodné měření. Současně bylo cílem vybrat lokalitu tak, aby bylo možné zachytit co nejnižší možné teploty během nočních hodin vůči stanici na Vančici. Od srpna do října tohoto roku byly vystavěny dvě stanice, Držková (B7DRZK01) a Držková, Hutě Ráztoky (B7DRHR01). Hlavní jednotku představuje teplotní čidlo logger pracující na stejné bázi jako u stanice na Vančici. Dosud největší rozvoj těchto dvou stanic umožnil malý meteorologický stožár pro stanici v centru obce od ČHMÚ Ostrava v roce 2018. Obě tyto stanice byly vybaveny týmiž radiačními kryty. V roce 2017 proběhla výstavba další stanice, Držková, Hutě (B7DRHU01). Jejím základem je plně vybavená meteorologická budka společně s radiačním krytem a čidlem logger, stejně jako je tomu na Vančici. Celkový pohled na stanici v Držkové zachycuje Obrázek č. 5, Obrázek č. 6–8 znázorňují letecký pohled na umístění stanice Držková a Držková, Hutě.

Obrázek č. 5: Pohled na stanici Držková



Obrázek č. 6: Letecký pohled na polohu stanice BZDRHU01



Obrázek č. 7: Letecký pohled na polohu stanice B7DRZK01



Obrázek č. 8: Letecký pohled na pozici stanice B7DRHR01⁵²



8.1.3. Meteorologická stanice Kašava, pod Rablinů (B7KASA01)

Poslední realizací byla stavba stanice v Kašavě do lokality, kde minimální noční teploty klesají za příznivých meteorologických podmínek nejnižší ze všech stanic Spolku obcí DKV, zejména ve srovnání s ostatními stanicemi v Hostýnských vrších. Samotná stavba proběhla na konci roku 2018. Opět se jedná o plně vybavenou meteorologickou budku společně s radičním krytem pro záznam teploty ve 2 m nad zemským povrchem. Celá realizace proběhla opět za podpory pana Ing. Pavla Lipiny a také starosty obce Kašava pana Josefa Jarcovjána. Pohled na stanici v Kašavě poskytuje Obrázek č. 9.

⁵² <http://www.drzkova.cz/fotogalerie/letecke-snimky-obce/>

Obrázek č. 9: Letecký pohled na polohu stanice B7KASA01

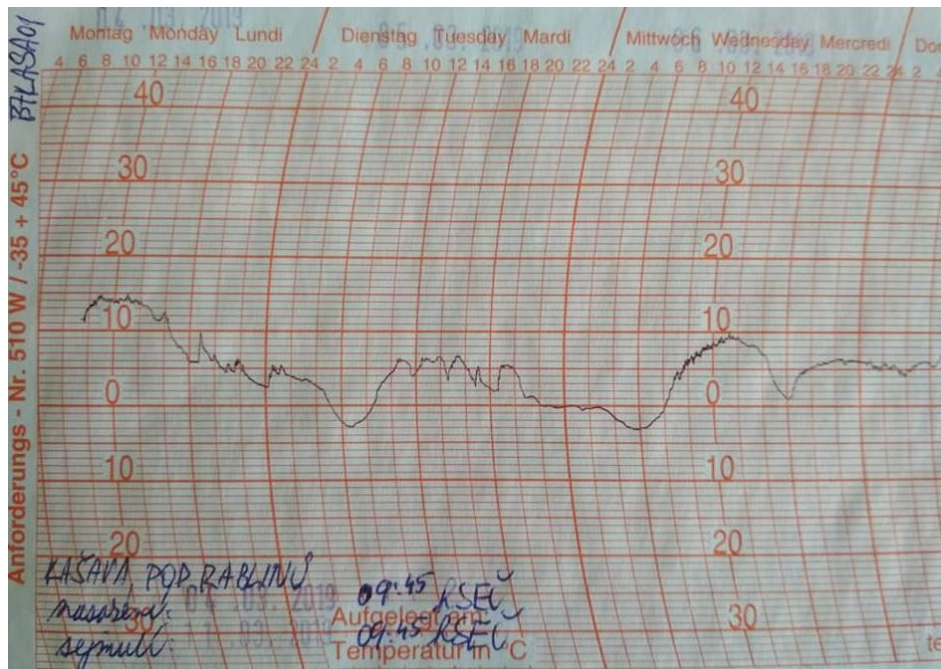


8.2. Způsob vyhodnocení naměřených dat

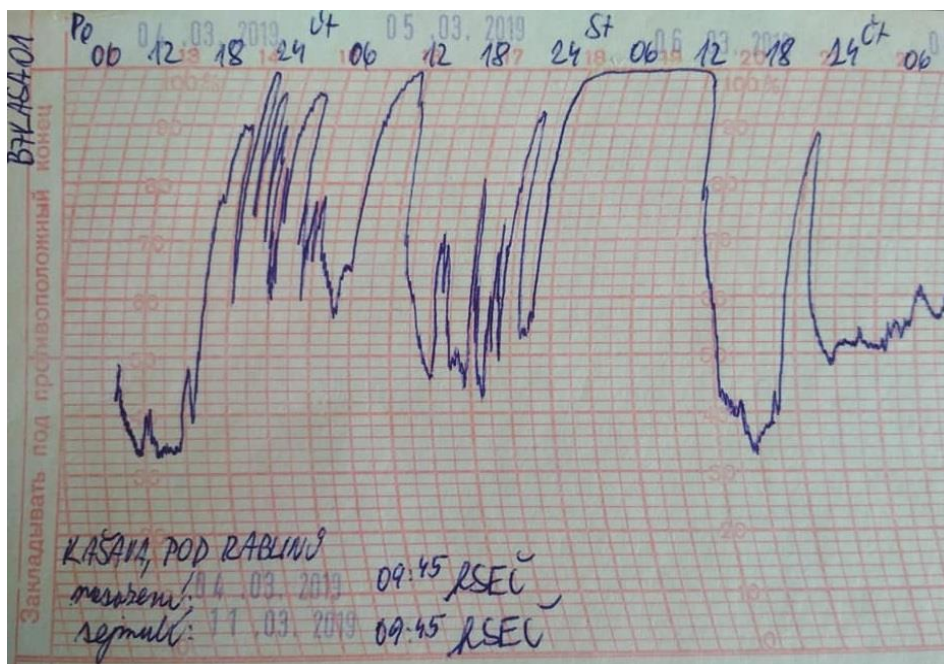
Všechny meteorologické stanice v Držkové a Kašavě se řadí mezi manuální, o částečné automatizaci lze hovořit jen v případě měření teploty vzduchu v pětiminutových intervalech. Veškeré údaje z klimatologické stanice na Vančici se zapisují do Denního záznamníku meteorologických pozorování a následně přenášejí do Měsíčního výkazu meteorologických pozorování. Tyto listinné deníky a výkazy obsahují údaje o teplotách a vlhkostech vzduchu, množství oblačnosti v desetínách, rychlostech větru a tlaku vzduchu, stejně tak i o půdních teplotách naměřených v časech 07, 14 a 21 h SEČ, resp. 08, 15, 22 h SELČ včetně korekce na místní sluneční čas. Kromě těchto údajů je zaznamenána i denní průměrná rychlost větru včetně nejvyššího nárazu a průběh jednotlivých meteorologických jevů (časový začátek a konec jevu, jeho intenzita).

Týdenní záznamy teploty, vlhkosti a tlaku vzduchu (termogramy, barogramy a hygogramy) jsou zakládány společně s měsíčním výkazem. Z ostatních stanic jsou uchovány taktéž termogramy a hygogramy. Příklad těchto záznamů ilustruje Obrázek č. 10 a Obrázek č. 11. Nutno poznamenat, že grafický záznam nepředstavuje absolutní přesnost. Důležitým parametrem je jeho týdenní průběh. Termografy zaznamenávají teplotu vzduchu s přesností ± 1 °C, nejvýše ± 2 °C a hygografy s přesností ± 3 %, nejvýše ± 5 %.

Obrázek č. 10: Příklad teplotního záznamu z termografu



Obrázek č. 11: Příklad záznamu vlhkosti vzduchu z hygrografu



Data naměřená z teplotních čidel logger umístěných v radičních krytech se v týdenních intervalech zasílají do ČHMÚ do databáze CLIDATA. Na základě stejné použité techniky tak můžeme vyhodnocovat údaje o teplotě vzduchu z různých hledisek. Mezi ně řadíme maximální teploty ve dne (07 h SEČ až 21 h

SEČ) a za celé období (21 h SEČ předešlého do 21 h SEČ aktuálního dne), termínová měření, minimální teploty za noc (21 h SEČ až 07 h SEČ aktuálního dne) a za celé období 21 h SEČ – 21 h SEČ tohoto dne. Poslední charakteristiku představuje amplituda teploty vzduchu.

Po skončení měsíce je ze stanice na Vančici vypracována v širokém rozsahu souhrnná zpráva o stavu a průběhu počasí, i z klimatologického hlediska. Společně pozorované veličiny na všech stanicích podléhají speciálnímu vyhodnocení. Pozornost je věnována zejména minimálním nočním teplotám, jelikož vhodné meteorologické podmínky přinášejí významné teplotní rozdíly (běžně 6 až 8 °C, výjimečně i více než 10 °C). Tyto rozdíly jsou největší mezi stanicí na Vančici (501 m n. m.) a stanicí v Kašavě (337 m n. m.), přičemž vzdušná vzdálenost těchto míst činí 1,9 km. Všechna hodnocení jsou dostupná na oficiálních internetových stránkách obcí Držková a Kašava, kde lze taktéž nalézt více podrobností.

9. Konvekční bouře v Hostýnských vrších v květnu 2014

Výskyt konvekčních bouří nejen v Hostýnských vrších je vázán převážně na letní polovinu roku. V mnoha případech hraje významnou roli skladba krajiny, členitost terénu a nadmořská výška. Uvedená kapitola se bude zabývat hodnocením vybrané bouřkové situace zaznamenané na Klimatologické stanici Držková, Vančica. Důraz bude kladen zejména na stav a průběh počasí před výskytem dané bouře, na její průběh s případným záznamem význačných doprovodných jevů, jejich intenzity, popř. důsledků. Vybraná situace bude pro srovnání doplněna o staniční data z některých meteorologických stanic ČHMÚ uvedených v Tabulce č. 1 kapitoly 8.

9.1. Konvekční bouře 26.–28. 5. 2014

Vhodné podmínky pro vznik konvekčních bouří představuje i nevýrazné tlakové pole charakteristické nízkými horizontálními gradienty tlaku. V takovém případě převládá slabé proudění vzduchu a není přítomna teplá či studená advekce. Vzduch je tak prohříván v souladu s tepelnou bilancí v souladu se vztahem (7.32) nabývajících kladných hodnot

$$B_d = S(1 - A) - E^* - P - V - L_{wv}.$$

Typický průběh počasí během denních hodin znamená zpočátku slunečné počasí se slabým větrem, popř. i bezvětřím. Vzduch se v důsledku pozvolného ohřívání stává instabilní a omezíme-li se v případě hodnocení stability atmosféry z pohledu vzduchové částice na idealizovaný stav, získá kladný vztlak B dán vztahem (6.7)

$$a = -g \frac{T - T'}{T'}$$

Je však nutno podotknout, že ve skutečnosti nelze považovat stav atmosféry při konvekční činnosti za idealizovaný případ. Mezi vzduchovými částicemi, jež jsou nuceny k vzestupnému pohybu, se vyskytují i částice se sestupným pohybem. Iniciace konvekce představuje převahu vzduchových částic, jejichž teploty dosahují vyšších hodnot, než je teplota okolního prostředí, což koresponduje s hodnocením vertikální stability v nenasyceném a nasyceném vzduchu na základě vztahu jednotlivých gradientů teploty γ . Platí-li $\gamma > \gamma_{ad} > \gamma_p$, nenasycený a nasycený vzduch se stanou labilními. Důležitými ukazateli pro iniciaci konvekce jsou i hodnoty teplot T_d rosného bodu v závislosti na vysoké či nízké vlhkosti vzduchu. Tvorba oblačnosti je významně podmíněna relativní vlhkostí vzduchu. Její vysoké hodnoty během dne mohou způsobit rozvoj kupovité oblačnosti, ačkoliv vertikální pohyby vzduchu nejsou dostatečně podporovány, na druhou stranu však ani omezovány. V poledních a odpoledních hodinách dochází k rozvoji konvekce za doprovodu přeháněk⁵³ a bouřek. Nebezpečným doprovodným jevem mohou být intenzivnější srážky s vysokými úhrny, jelikož proměnlivost větru v různých výškách zamezuje pohybu oblačnosti jedním směrem, resp. podporuje její setrvání na daném místě po delší dobu. Nevýrazné tlakové pole se v meteorologii označuje slangově jako „tlakové bahno“. Meteorologický slovník uvádí následující definici:

„Slang. označení pro nevýraznou oblast nižšího a rovnoměrně rozloženého tlaku vzduchu redukováného na hladinu moře, která se vytváří především v létě nad pevninou. Jednou z příčin je přehřátí zemského povrchu v důsledku insolace. V tlakovém bahnu mohou vznikat místní bouřky doprovázené často přívalovým deštěm.“⁵⁴

⁵³ Konvekční srážka většinou s krátkou dobou trvání s kolísající intenzitou, při níž je přechodně snížena horizontální dohlednost.

⁵⁴ Česká meteorologická společnost [online]: Elektronický meteorologický slovník výkladový a terminologický (eMS) [cit. 19. 4. 2019]. Dostupné z: <http://slovník.cmcs.cz/vyklad/cs/b>.

9.1.1. Stav a průběh počasí

Společnost ESTOFEX (European Storm Forecast Experiment) očekávala dne 26. 5. 2014 50% pravděpodobnost výskytu bouřek nad územím České republiky s možným výskytem přívalových srážek, krup a nárazového větru.⁵⁸ Pondělní počasí 26. 5. započalo se skoro jasnou oblohou s množstvím pokrytí v termínu 07:49 h SELČ⁵⁹ 2/10 za doprovodu doznívajícího nočního (katabatického) proudění ze SSV směru (20° azimutu) o průměrné rychlosti

$1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Směr a rychlost větru jsou měřeny ve výšce 10 m nad zemským povrchem. Minimální noční teplota za období 21:49 h – 07:49 h byla stanovena na hodnotu 12,5 °C, přízemní minimální teplota v 5 cm nad zemským povrchem poklesla na 7,8 °C. Teplota vzduchu naměřená v 07:49 h činila 13,6 °C a vlhká teplota⁶⁰ 13,2 °C při relativní vlhkosti vzduchu 96 %.

Během dopoledních hodin převládala zmenšená oblačnost se slabým proměnlivým větrem, teplota vzduchu narůstala a po poledních hodinách dosáhla 24,0 °C. Relativní vlhkost vzduchu od ranního termínu 07:49 h poklesla z 96 % na 70 % a následně se udržovala na této hodnotě. Již v dopoledních hodinách docházelo k iniciaci prozatím vertikálně nevýrazné konvekční oblačnosti na JJV až JZ obzoru. V poledních hodinách se ustálilo na stanici bezvětří za doprovodu urychlení rozvoje oblaků. V 12:30 h byl zaznamenán ve směru 190° (JJZ směr) první blesk. Četnost blesků narůstala. Záznam intenzity jednoduché cely je stanoven na základě subjektivního pozorování množství blesků pozorovatelem. V Měsíčním výkazu meteorologických pozorování splnila v době od 12:30 h do 13:30 h intenzitu č. 1. Pohyb bouře byl pozorován z pohledu pozorovatele na Klimatologické stanici na Vančici z JJZ směru (190°) na SSV (20°). Nárůst kupovité oblačnosti pokračoval s následným pozorováním několika jednoduchých cel ve formě multiceární konvekční bouře. Od 13:45 h do 15:00 h dosáhla multicela intenzity č. 2. Ve 13:35 h se přidal déšť, jehož intenzita rostla na intenzitu č. 2 s trváním do 14:10 h. Následně přívalový déšť slábl a úplně ustal ve 14:30 h. Od 13:35 h do 14:33 h spadlo 48,8 mm srážek (48,8 litrů na 1 m²), přičemž převážná část v době od 13:45 h do 14:10 h. Maximální náraz větru na gust frontě

⁵⁸ European Storm Forecast Experiment (ESTOFEX) [online]. Dostupné z: <http://www.estofex.org/> [20. 4. 2019]

⁵⁹ Dále budou všechny časy uvedeny v SELČ.

⁶⁰ Teplota měřená na vlhkém teploměru (vlhká izobarická teplota).

dosáhl hodnoty 13,7 m/s (49,3 km/h) ze směru 220° (JZ směr). Dle Beaufortovy stupnice se jednalo o silný vítr (stupeň č. 6). Vzhledem k tomu, že postup multicely probíhal nízkou rychlostí, opustila stanici až v době 15:00 h. Bouřku na stanici evidujeme v případě, že doba mezi bleskem a hřměním nepřesáhne 10 s. Navíc konec bouřky píšeme, pokud se v době 15 min nevyskytne viditelný blesk za akustického doprovodu, resp. slyšitelné hřmění bez blesku. To bylo splněno právě v 15:00 h, i když srážky přestaly padat již ve 14:30 h a oblačnost se dále přesouvala na SSV (20°).

Teplota vzduchu během bouře v důsledku gust fronty poklesla o 10 °C a relativní vlhkost vzduchu vystoupila na 98 %. Při příchodu multicely začal vát slabý J až JJZ vítr (180°–190°), což dle Beaufortovy stupnice síly větru znamená stupeň č.2 s rychlostí v rozmezí od 1,6 m · s⁻¹ do 3,3 m · s⁻¹, s průměrem 2 m · s⁻¹. Příchod bouře a vypadávání přívalových srážek znamenalo zesílení proudění na dosti čerstvé o rychlostech mezi 5,5–7,9 m · s⁻¹ v souladu s Beaufortovou stupnicí (stupeň č. 4). S odchodem multicely se vítr uklidňoval na slabý a jeho směr se stáčel na SSV ve směru dalšího postupu konvekční bouře. Docházelo k rozpouštění oblačnosti a naměřené meteorologické údaje ve 14:49 h představovaly následující hodnoty: teplota vzduchu opět rostla ze 14 °C na 19,6 °C, vlhkost vzduchu však setrvala na vysokých hodnotách (97 %) a obloha byla pokryta 6/10 oblačností (oblačno). Vítr vál o průměrné rychlosti 1 m · s⁻¹ ze směru 20–40° (SSV–SV).

Jako důsledek dalšího prohřívání vzduchu při vysoké relativní vlhkosti a slabého větru docházelo v pozdních odpoledních hodinách k tvorbě další kupovité oblačnosti, tentokrát na V až JV obzoru v Javorníkách a Beskydech při postupu směrem na SZ. Opět se jednalo o seskupení jednoduchý cel v multiceleární konvekční bouři. V Měsíčním výkazu meteorologických pozorování byla označena nejprve jako hřmění s indexem T^{61} v době od 16:45 h do 17:15 h, následně jako slabá bouřka blízka s indexem 0 v době od 17:15 h do 18:25 h, jejíž vzdálenost (doba mezi bleskem a hřměním) činila 10 s. Pokročilá denní doba však zapříčinila pozvolné slábnutí multiceleární bouře a do Hostýnských vrchů dorazila již pouze ve formě přeháňky s úhrnem 5,5 mm srážek (5,5 litrů na 1 m²).

⁶¹ Hřmění se dle metodického návodu pro pozorovatele meteorologických stanic označuje písmenem T.

Konvekční bouře zasáhla obce VLKADRŽ i během úterý 27. 5. 2014 v dopoledních hodinách v době od 09:50 h do 10:30 h s intenzivnějšími srážkami s úhrnem 19,9 mm za uplynulé období. V tento den zasáhly bouře převážně SZ a S část Hostýnských vrchů a přívalové srážky dosáhly srovnatelných intenzit jako v případě pondělního dne 26. 5. 2014. Středeční den 28. 5. 2014 přinesl již slabou bouřku s úhrnem srážek 6,2 mm.

V Tabulce č. 2 jsou shrnuty meteorologické veličiny naměřené v ranním a odpoledním termínu 07:49 h a 13:49 h.

Tabulka č. 2: Termínové naměřené meteorologické veličiny

Veličina	07:49 h	14:49 h
Suchá teplota T_s	13,6 °C	19,6 °C
Vlhká teplota T_w	13,2 °C	19,3 °C
Vlhkost vzduchu h_r	96 % (96 %)	97 % (97 %)
Tlak vodních par e	11,1 mm (14,8 hPa)	16,5 mm (22,0 hPa)
Tlak nasycených par e_s	11,6 mm (15,4 hPa)	17,0 mm (22,7 hPa)
Teplota rosného bodu T_d	13,4 °C	19,4 °C
Teplota kondenzace T_k	12,7 °C	18,9 °C
Rychlost větru	1 m · s ⁻¹	1 m · s ⁻¹
Směr větru	20° (SSV)	20–40° (SSV–SV)
Oblačnost	2/10	6/10

Ze znalosti suché a vlhké teploty lze stanovit relativní vlhkost vzduchu h_r a tlak vodních par e na základě psychrometrických tabulek, jejichž platnost je dána přesně pro nadmořské výšky 300 m n. m. a pro tlak vzduchu 755 mm Hg (1006,6 hPa). Suché teplotě 13,6 °C a vlhké teplotě 13,2 °C odpovídá relativní vlhkost $h_r = 96 %$, v souladu s hodnotou dle psychrometrických tabulek uvedenou v závorce v Tabulce č. 2, a tlak vodních par e je stanoven v milimetrech rtuťového sloupce na $e = 11,1$ mm, resp. v hektopascalech na $e = 14,8$ hPa. Při suché teplotě 19,6 °C a vlhké teplotě 19,3 °C je $h_r = 97 %$, což koresponduje i s hodnotou měřenou na vlasovém vlhkoměru, a tlak vodních par představuje $e = 16,5$ mm, resp. $e = 22,0$ hPa. Napětí nasycených vodních par lze stanovit ze vztahu (3.13)

$$e_s = \frac{e}{h_r}.$$

Relativní vlhkosti 96 % a napětí vodních par $e = 11,1$ mm odpovídá $e_s = 11,6$ mm (15,5 hPa), resp. při $h_r = 97$ % a $e = 16,5$ mm je $e_s = 17,0$ mm (22,7 hPa). V tomto případě nebylo třeba provádět žádnou korekci, jelikož rychlost větru v termínových měřeních nepřesáhla hodnotu $2,5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Přepočtení mezi 1 mm Hg sloupce a 1 hPa je dán jako $1 \text{ mm Hg} = 1,33322 \text{ hPa}$.

Teplotu rosného bodu T_d [K] získáme využitím Clausius – Clapeyronovy rovnice ve tvaru (3.22)

$$\ln \frac{e_s(T)}{e_s(T_0)} = \frac{L_{wv}}{R_v^*} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T_d} \right),$$

Jako referenční teplotu budeme uvažovat $T_0 = 273,15 \text{ K}$ a tlak sytých par pro tuto hodnotu je stanoven na hodnotu $e_s(T_0) = 6,11 \text{ hPa}$. Měrná plynová konstanta pro vodní páru nabývá hodnoty $R_v^* = 461,50 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ a skupenské teplo vypařování v souladu s (3.20a) $L_{wv} = 2,50 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$. Pro tlak sytých par $e_s = 22,7 \text{ hPa}$ obdržíme rovnici

$$\ln \frac{22,7}{6,11} = \frac{2,50 \cdot 10^6}{461,50} \left(\frac{1}{273,15} - \frac{1}{T_d} \right).$$

Algebraickými úpravami obdržíme

$$2,42 \cdot 10^{-4} - \frac{1}{273,15} = \frac{1}{T_d}.$$

Vyjádříme-li T_d , obdržíme

$$T_d = 292,5 \text{ K} \cong 19,4 \text{ }^\circ\text{C}.$$

Analogicky vypočteme teplotu rosného bodu T_d pro teplotu $13,6 \text{ }^\circ\text{C}$ a příslušný tlak sytých par $e_s = 15,4 \text{ hPa}$, dostaneme $T_d = 286,5 \text{ K} \cong 13,4 \text{ }^\circ\text{C}$. Příslušnou teplotu kondenzace T_k při $T_s = 13,6 \text{ }^\circ\text{C}$, $T_d = 13,4 \text{ }^\circ\text{C}$ a $e = 14,8 \text{ hPa}$ stanovíme dle vztahu (3.26)

$$T_k = \frac{2840}{3,5 \ln 286,8 - \ln 14,8 - 4,805} + 55 = 285,9 \text{ K} \cong 12,7 \text{ }^\circ\text{C},$$

Pro $T = 19,6 \text{ }^\circ\text{C}$, $T_d = 19,4 \text{ }^\circ\text{C}$ a $e = 22,0 \text{ hPa}$ získáme hodnotu $T_k = 292,0 \text{ K}$ ($18,9 \text{ }^\circ\text{C}$). Při výpočtu lze využít i vztah (3.25).

Tabulka č. 3 ukazuje změnu některých meteorologických veličin na Klimatologické stanici Vančica při působení konvekční bouře v pondělí 26. 5. 2014 v odpoledních

hodinách jako důsledek gust fronty. Jednotlivé veličiny byly zaznamenány před příchodem bouře v 12:30 h, kdy teplota dosáhla maximální hodnoty a vítr válo průměrné rychlosti $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, a následně při odchodu bouře ve 14:30 h při skončení vypadávání konvekčních srážek a zeslábnutí větru opět na hodnotu $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Z toho důvodu lze opět využít psychrometrické tabulky bez korekce (do rychlosti větru $2,5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$).

Tabulka č. 3: Změna meteorologických veličin v důsledku konvekční bouře

	Před bouří (12:30 h)	Při odchodu bouře (14:30 h)	Rozdíl (pokles/vzestup)
Suchá teplota T_s	24,2 °C	14,0 °C	-10,2 °C
Vlhká teplota T_w	20,2 °C	13,8 °C	-6,4 °C
Vlhkost vzduchu h_r	70 % (68 %)	98 % (98 %)	+28 % (+30 %)
Tlak vodních par e	15,7 mm (20,9 hPa)	11,6 mm (15,5 hPa)	-4,1 mm (-5,5 hPa)
Tlak nasycených par e_s	22,4 mm (29,9 hPa)	11,8 mm (15,8 hPa)	-10,6 mm (-14,1 hPa)
Teplota rosného bodu T_d	18,2 °C	13,7 °C	-4,5 °C
Teplota kondenzace T_k	17,8 °C	13,6 °C	-4,2 °C
Oblačnost	4/10	8/10	+4/10

V důsledku vytékajícího studeného vzduchu (gust fronta) a intenzivních přivalových srážek došlo k významnému poklesu suché a vlhké teploty za doprovodu poklesu tlaku vodních par, par nasycených, včetně teploty rosného bodu a teploty kondenzace. Relativní vlhkost vzduchu a množství oblačnosti zaznamenalo nárůst. Před příchodem bouře činila teplota rosného bodu $T_d = 18,2 \text{ °C}$ a při odchodu $T_d = 13,7 \text{ °C}$. Teplota kondenzace před bouří byla stanovena jako v termínových měřeních na $T_k = 17,8 \text{ °C}$ a při jejím odchodu na $T_k = 13,6 \text{ °C}$. Uvedenou hodnotu $T_k = 17,8 \text{ °C}$ bychom naměřili v příslušné výstupné

kondenzační tlakové hladině, v níž současně ležela spodní základna konvekční oblačnosti. Při odchodu multicely kondenzační hladina v důsledku vypádávání srážek poklesla. Hodnoty napětí vodních par, teploty rosného bodu a teploty kondenzace byly vypočteny pro relativní vlhkost vzduchu naměřenou na vlasovém vlhkoměru $h_r = 70 \%$ a po bouři pro $h_r = 98 \%$. Hodnoty $CAPE$ a CIN dle vztahů (6.17), společně s příslušnými indexy na základě (6.18) až (6.21)

$$CAPE = \int_{HVK}^{HNV} B dz = \int_{HVK}^{HNV} g \frac{T - T'}{T'} dz,$$

$$CIN = - \int_{z_0}^{HVK} B dz = - \int_{z_0}^{HVK} g \frac{T - T'}{T'} dz,$$

$$ShI = T(500) - T_p(850 \rightarrow 500),$$

$$K = T(850) - T(500) + T_d(850) - T(700) + T_d(700),$$

$$F = T(500) - T_{NS}$$

však z pozemního měření na meteorologických stanicích nelze stanovit. Potřebné údaje sbírá vypuštěná sonda ze dvou míst v České republice, a to z Prahy – Libuše a Prostějova. Konvekční bouře za příslušných doprovodných jevů v uvedených dnech lze hodnotit jako středně silné až silné. Přibližné hodnoty $CAPE$, K – indexu, ShI a Faustova indexu F jsou pro tyto případy uvedeny v Tabulce č. 4.

Tabulka č. 4: Parametry indikující středně silnou a silnou konvekční bouři⁶²

Veličina	Středně silné bouřky	Silné bouřky
$CAPE [J \cdot kg^{-1}]$	800–1600	1700–2500
K - index	25 až 35	35 až 40
ShI	0 až -4	-4 až -7
F	≥ 30	nedefinováno

⁶² Tabulka vybraných bouřkových parametrů [online].

Dostupné z: <http://tornadoaboure.wz.cz/calculator/table.htm>, [20. 4. 2019].

Tabulka č. 5 shrnuje naměřené 24h srážkové úhrny v době od 08:00 h předešlého do 08:00 h aktuálního dne za dny 26. až 28. 5. 2014 na meteorologických stanicích v Hostýnských vrších a jejich okolí.

Tabulka č. 5: Denní úhrny srážek z meteorologických stanic

Stanice	Srážky (26.–27. 5.) [mm]	Srážky (27.–28. 5.) [mm]	Srážky (28.–29. 5.) [mm]
O3MARU01	28,3	44,3	1,8
O3HOST01	60,8	9,4	3,5
O3RAJN01	9,8	62,4	2,3
B1BYSH01	6,2	23,2	1,9
B1HOLE01	5,4	24,3	2,5
B1VIZO01	5,5	2,0	5,8
B1VELI01	65,0	27,8	5,0
B7DRVA01	53,3	23,9	6,2

Na základě naměřených hodnot z různých stanic je patrné, že multicelární konvekční bouře zasáhla dne 26. 5. 2014 převážně prostor JJZ až SSV směru v pásu od Zlína, přes oblast obcí DKV, včetně Velíkové a Hošťálkové na Vsetínsku, což dokazují vysoké srážkové úhrny, z nichž převážná část spadla za krátký časový úsek. Přívalové srážky zasáhly omezené území. Přímá vzdušná vzdálenost stanic Hošťálková a Maruška představuje pouze 3 km, přesto v Hošťálkové spadlo o 32,5 mm více srážek. Na druhou stranu však nízké úhrny zaznamenaly stanice obepínající Hostýnské vrchy (B1BYSH01, B1HOLE01, BVIZO01). V případě stanice O3RAJN01 je úhrn srážek 9,8 mm nízký, uvážíme-li, že vzdušná vzdálenost od Hošťálkové je „pouze“ 7 km.

Dne 27. 5. 2014 se dle naměřených staničních dat intenzivní bouřková činnost přesunula do SZ a S části Hostýnských vrchů, kde srážkové úhrny dosahovaly opět vysokých hodnot. V oblasti DKV se vyskytla pouze jedna intenzivnější jednoduchá cela. Na stanici Hošťálková spadlo dle Tabulky č. 5 celkem 9,4 mm srážek, zatímco na Marušce 44,3 mm srážek. Nejintenzivnější srážky vpadávaly v Rajnochovicích (62,4 mm za 24 h), z nichž převážná část za krátký časový úsek. Výrazně nižší

úhrny zaznamenal den 28. 5., kdy konvekční činnost nebyla natolik rozsáhlá a intenzivní na žádné stanici v Hostýnských vrších ani jejich okolí.

V Tabulce č. 6 jsou uvedeny nejvyšší hodinové úhrny srážek ve dnech 26.–28. 5. z týchž stanic jako v Tabulce č. 5. Čas v závorce udává dobu změření úhrnu v SELČ.

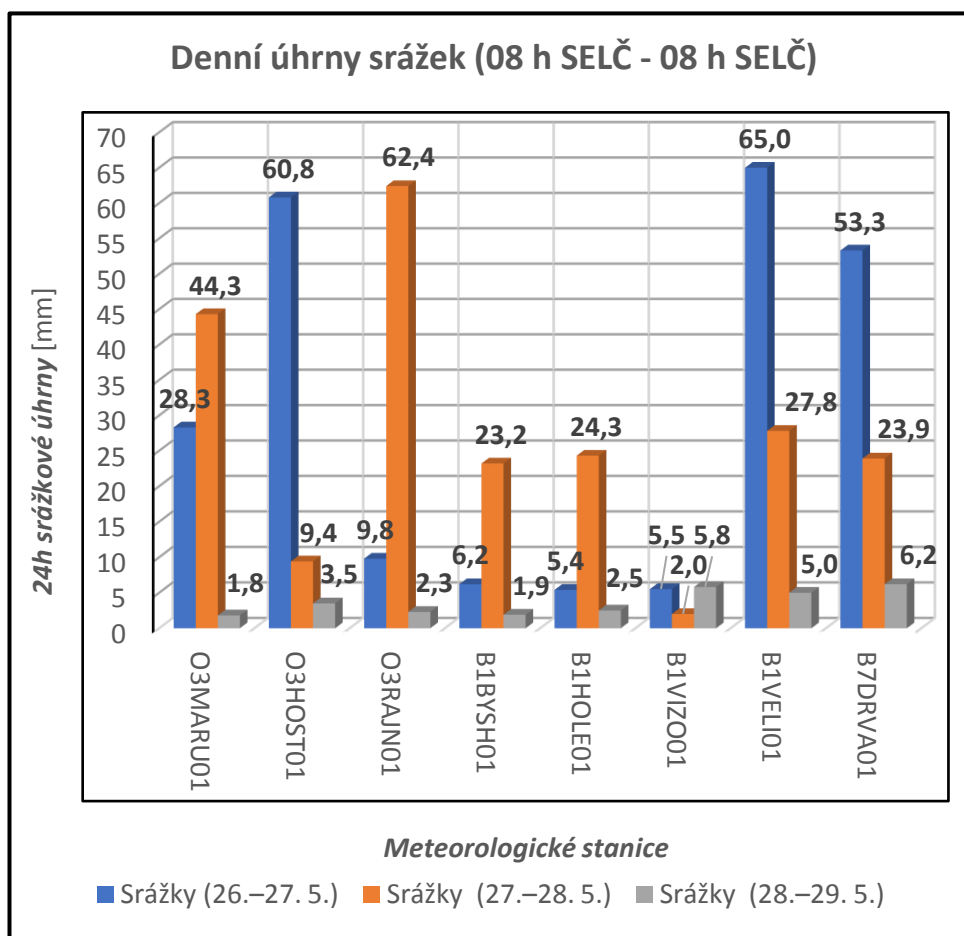
Tabulka č. 6: Nejvyšší hodinový úhrn srážek v uvedených dnech

Stanice	Úhrn srážek za 1 h dne 26. 5. [mm]	Úhrn srážek za 1 h dne 27. 5. [mm]	Úhrn srážek za 1 h dne 28. 5. [mm]
O3MARU01	24,2 (14:20–15:20)	35,8 (10:50–11:50)	1,4 (17:40–18:40)
O3HOST01	55,7 (14:10–15:10)	7,7 (11:20–12:20)	3,3 (18:10–19:10)
B1BYSH01	3,5 (17:40–18:40)	18,3 (10:30–11:30)	1,8 (18:00–19:00)
B1HOLE01	3,3 (12:40–13:40)	13,7 (10:40–11:40)	2,3 (19:10–20:10)
B1VIZO01	3,4 (17:10–18:10)	1,9 (22:20–23:20)	4,3 (18:20–19:20)
B7DRVA01	48,8 (13:35–14:35)	19,9 (09:50–10:50)	4,5 (17:35–18:35)

V případě výskytu konvekční bouře 26. 5. 2014 v odpoledních hodinách lze z nejvyšších hodinových úhrnů srážek a jejich doby trvání, zaznamenaných stanicemi B7DRVA01 a O3HOST01, zřetelně usuzovat velmi pozvolný postup multicelární bouře. Stanice B1VELI01 a O3RAJN01 jsou manuální srážkoměrné. Nezaznamenávají se tedy hodinové úhrny, ale pouze jen denní 24h srážky. Intenzita přívalových srážek dosáhla nejvyšších hodnot právě na těchto stanicích. Drtivá většina spadla ve velmi krátkém časovém úseku, v intervalu 30–40 min. Na stanici O3HOST01 spadlo v čase 14:10 h až 14:40 h 50,9 mm srážek (50,9 litrů na 1 m²). Zbývající množství 4,8 mm spadlo od 14:40 h do 15:10 h. V případě stanic B1VIZO01 a B1BYSH01 byly pozorovány intenzivnější hodinové úhrny až v podvečer při postupu rozpadající se multicely od V z Javorníků a Beskyd.

V Grafu č. 1 jsou vyneseny 24h srážkové úhrny ze stanic z Tabulky č. 5 za období 26.–29. 5.

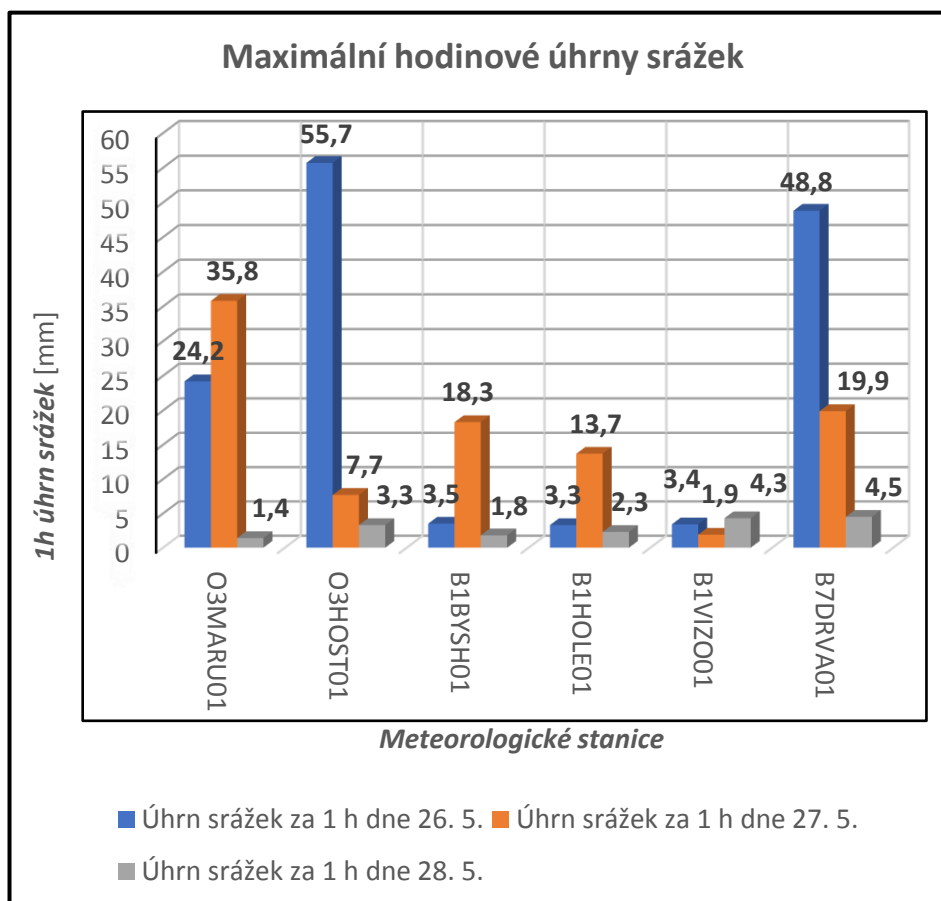
Graf č. 1: Denní úhrny srážek ve dnech 26.–29. 5.



Výskyt konvekčních bouří v nevýrazném tlakovém poli dle naměřených dat z meteorologických stanic, včetně vynesení Grafu č. 1, doprovází přívalové srážky s vysokými úhrny, přičemž jejich prostorové rozložení je značně nerovnoměrné. V mnoha případech se právě srážky konvekčního charakteru vysoce podílejí na celkovém měsíčním úhrnu, a jednotlivé meteorologické stanice tak vykazují značné odchylky i v rámci malého prostorového měřítka.

Graf č. 2 představuje nejvyšší hodinové úhrny srážek dle stanic v Tabulce č. 6 za uvedené dny (26.–28. 5.).

Graf č. 2: Nejvyšší hodinové úhrny srážek ve dnech 26.–28. 5.



Nejnižší maximální hodinové úhrny srážek byly zaznamenány dle Grafu č.2 na stanicích v okolí Hostýnských vrchů, konkrétně na B1VIZO01, posléze na B1HOLE01 a B1BYSH01. Vliv orografie na formování konvekční oblačnosti v případě nevýrazného tlakového pole je zřetelný. Všechny meteorologické stanice ve vrších zaznamenaly mimořádné hodinové srážkové úhrny, k čemuž přispěla skladba krajiny a členitost terénu (různorodost nadmořské výšky).

9.1.2. Důsledky konvekční bouře a diskuze

Multicelární konvekční bouře, jež zasáhla 26. 5. 2014 značnou část Hostýnských vrchů, přinesla komplikace. Největší problémy nastaly v důsledku přívalových srážek. Krátkodobý úhrn srážek 48,8 mm na Klimatologické stanici Vančica představoval rychlý odtok srážkové vody. Vodní toky reagovaly na přívalový déšť značným vzestupem. Držkovský potok i Dřevnice dosáhly krátkodobě 3. stupně povodňové aktivity (3.SPA). Skladba krajiny přispěla k soutoku spadlé srážkové vody v údolí obce Držková a lokální bleskové povodni. Na limnigrafické stanici na vodním toku Dřevnice v Kašavě byl zaznamenán 2. SPA po soutoku Dřevnice a potoku Kameňák z Vlčkové. Dopolední jednoduchá cela 27. 5. způsobila komplikace v obci Vlčková v důsledku rychlého odtoku vody ze svahů z lokality Vančica. Půda byla značně nasycena srážkovou vodou z předešlého dne. I přesto, že hladiny vodních toků již poklesly na své normální hodnoty, v důsledku přesycenosti půdy znamenal úhrn 19,9 mm opětovný vzestup hladin vodních toků, na měrném profilu v Kašavě na výšce 112 cm (32 cm nad úrovní 1.SPA). Jedním z důsledků, byť ne přímo viditelným, je i skutečnost, že převážná část srážkové vody nepřispěla k případnému zlepšení půdního sucha. Na Obr. č.1 až č.6 jsou vyobrazeny komplikace v důsledku přívalových srážek (3. SPA Držkovského potoku, nánosy bahna a kamení, ucpané kanalizace aj.).

Předpověď konvekční činnosti ani v současné době není dostatečně přesná. Při posouzení podmínek pro její iniciaci je potřeba pracovat s velkým množstvím parametrů uvedených v této kapitole 6 (*CAPE*, *CIN*, indexy) a současně i s prouděním vzduchu v různých výškách troposféry. Nezastupitelným pomocníkem pro sběr hodnot jsou sondážní měření. Výpočet jednotlivých parametrů bez znalosti sondážních výstupů nelze uskutečnit, proto byly také v této kapitole uvedeny v Tabulce č. 4 pouze jejich hodnoty indikující intenzitu daných bouří. Nutno však podotknout, že se jedná o obecně platné hodnoty a při dané konvekční situaci nemusely dosahovat těchto rozměrů. Na druhou stranu výpočty tlaku vodních par a par sytých, včetně teploty rosného bodu a kondenzační teploty indikují při vysoké relativní vlhkosti vzduchu nízko položenou kondenzační hladinu, a tím pádem rychlejší rozvoj oblačnosti. Při měření v 12:30 h 26. 5. 2014 činila teplota vzduchu 24,2 °C při vlhkosti 70 %. Uvážíme-li kondenzační teplotu 17,8 °C v porovnání s teplotou vzduchu, ležela základna kupovité oblačnosti

poměrně nízko, což by mohl být jeden z indikátorů silných bouří. Proudění (konvekce) představuje nejsložitější termodynamický proces a malá změna jednoho parametru může vyvolat či zamezit do značné míry rozvoji, resp. rozpadu bouře. Vysoké hodnoty jednoho parametru neindikují automaticky vhodné podmínky pro konvekci.

10. Mikroklima Hostýnských vrchů za stabilní povětrnostní situace

Teplotní poměry v Hostýnských vrších jsou do značné míry formovány skladbou krajiny (převaha lesů, luk, nízká rozloha obydlených oblastí). Zejména stabilní meteorologické situace přinášejí do nižších poloh (pod 400 m n. m.) během nočních hodin nízké až velmi nízké teploty vzduchu než do vyšších nadmořských výšek. To se projevuje nejen na průměrné denní teplotě vypočtené na základě termínových měření, ale i na dalších různých charakteristikách, mezi něž patří výpočet průměrné měsíční teploty, denní amplitudy teploty (rozdíl mezi maximální a minimální teplotou vzduchu) aj. Vyskytne-li se během daného měsíce několik stabilních meteorologických situací, průměrné měsíční teploty v nižších polohách často dosáhnou nižších hodnot než ve vyšších polohách. Ve výjimečných případech se jedná o rozdíly pohybující se kolem 1–2 °C, i přesto že maximální denní teploty představují v údolních oblastech vyšší hodnoty. V této kapitole bude vyhodnocen průběh teplot z meteorologických stanic v Držkové a Kašavě, a to z různých hledisek a za zvolené období, kdy byla meteorologická situace stabilnější. Vyhodnocení bude doplněno i o hodnoty z jiných stanic v Hostýnských vrších. Pozornost bude věnována také vyhodnocení radiačních charakteristik pro dvě zvolené meteorologické stanice.

10.1. Hodnocení teplotních poměrů za období 16.–26. 4. 2019

Stabilitu počasí zajišťuje anticyklona (tlaková výše), jež představuje tlakový útvar vyznačující se alespoň jednou uzavřenou izobarou. Počasí v anticykloně je převážně slunečné, popř. jen s minimální oblačností a slabým prouděním vzduchu. V zimních měsících, kdy nedochází k tak významnému prohřívání vzduchu, může namísto slunečného počasí převládnout inverzní ráz počasí za doprovodu mlh

a nízké oblačnosti. Během jarních a letních měsíců se v důsledku prodlužování dne vyskytují především radiační inverze teploty vzduchu, na jaře, resp. na podzim i za doprovodu radiačních, resp. advektivně – radiačních nočních mrazů. Dostane-li se daná oblast pod vliv tlakové výše, dochází k rozpouštění oblačnosti a teploty den za dnem rostou ve svých maximálních hodnotách. Stejně tak nejnižší noční teploty zaznamenávají postupný nárůst. V údolích lze měřit obdobné minimální teploty po celé období působení anticyklony v důsledku významného efektivního vyzařování, zatímco v kopcovitých oblastech převažuje ustálené proudění vzduchu i během nočních hodin a efektivní vyzařování se projevuje s mnohem nižší intenzitou.

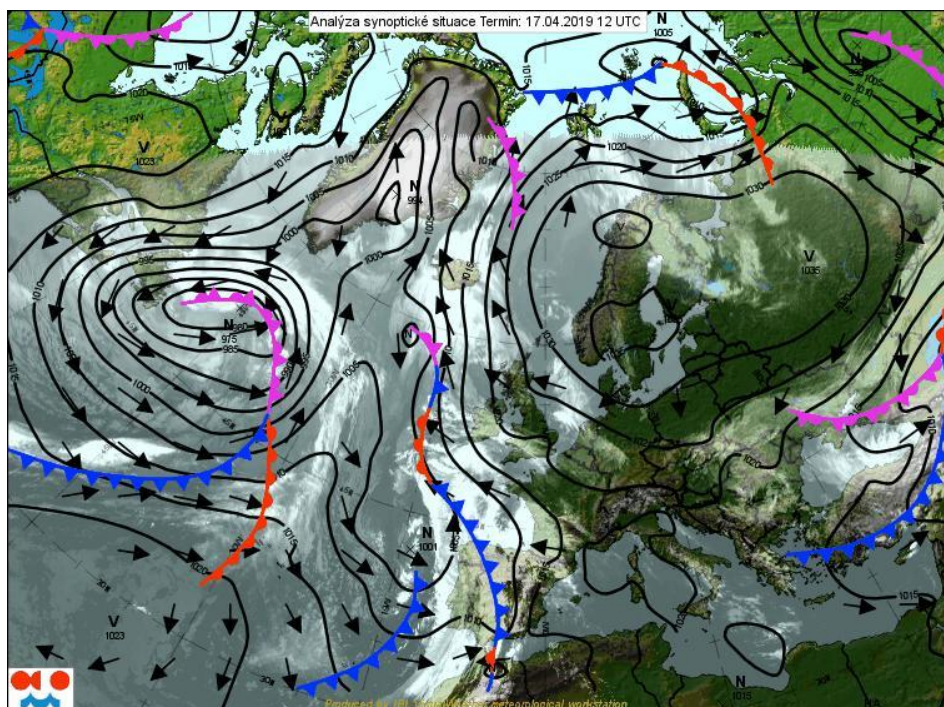
Vzduch vždy proudí z oblasti vyššího tlaku do oblasti s nižším tlakem vzduchu. V případě anticyklony na severní polokouli to znamená proudění po směru hodinových ručiček. Dostane-li se dané území na okraj, resp. na přední stranu tlakové výše, proudí zpočátku chladnější vzduch ze S až SV. V jejím středu převažuje slabý proměnlivý vítr s postupným oteplováním a na zadním okraji převážně příliv teplého JV až JZ vzduchu s největším růstem teplot.

Ve dnech 16.–26. 4. ovlivňovala naše území tlakové výše se středem na S Evropou. V závěru období se přesunula nad V Evropu a její vliv na počasí na našem území postupně slábnul. Po většinu období se její střed udržoval nad Norskem, Finskem a Švédskem, resp. se přesouvala částečně k Německu a v závěru období se přemístnila nad V Evropu do blízkosti Kaspického moře. Převažovalo slunečné počasí, popř. s minimem oblačnosti, s mírným S až SV větrem (v případě přiblížení středu anticyklony nad S Německo vál jen slabý proměnlivý vítr), který se v nočních hodinách v nižších polohách pod 400 m n. m. uklidňoval (v závislosti na skladbě krajiny), a docházelo tak k značnému radiačnímu ochlazování s výskytem nočních mrazů i ve výšce 2 m nad zemským povrchem, přestože maximální teploty dosahovaly hodnot blízkých 20 °C, popř. tuto hodnotu překonávaly. V kopcovitých oblastech bylo efektivní vyzařování potlačeno na úkor proudění z volné atmosféry. Studený vzduch v přízemních vrstvách stékal po svazích do údolí a společně s radiačním ochlazováním zemského povrchu přispěl k nízkým ranním teplotám a vysokým denním amplitudám teplot vzduchu. Průměrné denní teploty dosahovaly ve vyšších polohách v některých dnech vyšších hodnot než na stanicích v nižších polohách. Částečné narušení anticyklonálního počasí nastalo ve dnech 17. a 23. 4., kdy naše území ovlivnila výšková tlaková níže (*„cyklona, která je dobře vyjádřena na výškových mapách střední a horní*

troposféry, avšak na přízemní synoptické mapě v dané oblasti nenajdeme žádnou uzavřenou izobaru, uvnitř které by byl tlak vzduchu nižší než v okolí.⁶³) za doprovodu zvětšené oblačnosti a 23. 4. i srážkami slabé intenzity.

Na Obrázku č. 13 je zobrazena synoptická situace ze dne 17. 4. 2019 12 UTC, kdy střed tlakové výše se nacházel nad S Evropou.

Obrázek č. 13: Analýza synoptické mapy ze dne 17. 4. 2019 12 UTC

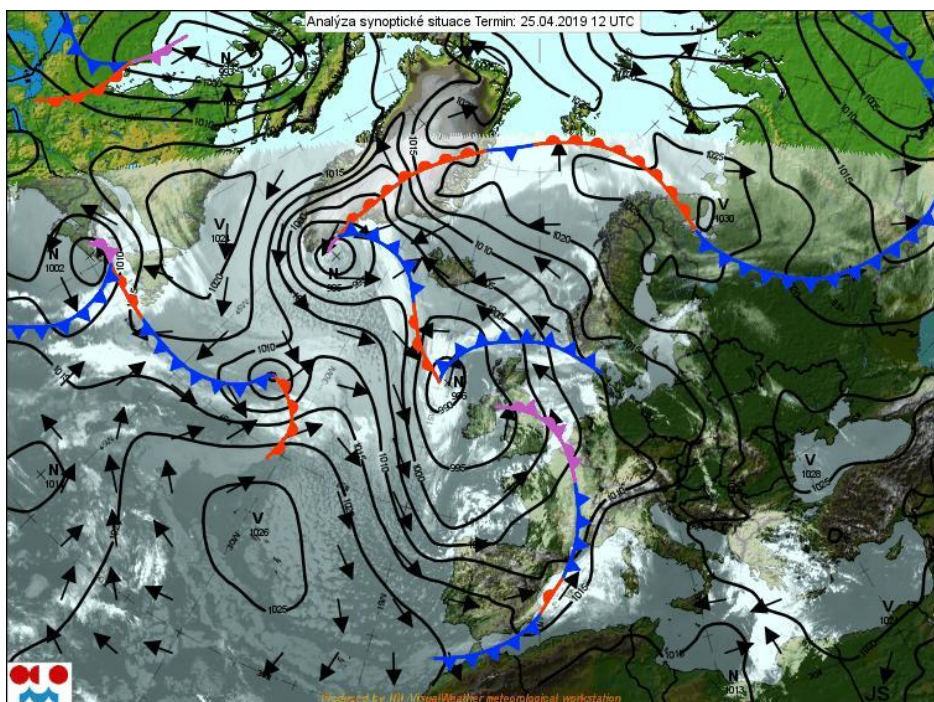


Po přední straně anticyklony proudí S až SV vítr a tlak vzduchu narůstá. V důsledku sestupného pohybu vzduchu dochází k rozpouštění oblačnosti. Naznačené šipky znázorňují směr proudění vzduchu po směru hodinových ručiček a na základě hustoty izobar lze usuzovat ve středu tlakové výše na slabý vítr. Jedna izobara protíná Českou republiku, což znázorňuje onen mírný S až SV vítr. Čím více jsou izobary nahuštěny, tím silněji vane vítr. Další izobara se od Česka dále na jih nachází nad územím Slovenska, Rakouska a části Francie. Bělavé závoje na synoptické mapě znázorňují oblačnost.

⁶³ Česká meteorologická společnost [online]: Elektronický meteorologický slovník výkladový a terminologický (eMS) [cit 27.04.2019]. Dostupné z: <http://slovník.cmes.cz/vyklad/cs/c>.

Obrázek č. 14 představuje opět se svolením ČHMÚ synoptickou situaci dne 25. 4. 2019 ve 12 h UTC, kdy na území České republiky vál teplý J až JZ vzduch a teploty dosahovaly v denních maximech hodnot kolem letních 25 °C.

Obrázek č. 14: Analýza synoptické situace ze dne 25. 4. 2019 12 UTC



Území České republiky začala postupně ovlivňovat studená fronta spojená s tlakovou níží v blízkosti Britských ostrovů postupující ze Z Evropy (modrá křivka na synoptické mapě). Před ní vrcholil příliv teplého vzduchu a proudění v denních i nočních hodinách zesilovalo v souladu s nahušťujícími se izobarami, což bylo příčinou vyšších minimálních teplot i v údolních oblastech. Střed tlakové výše se přesunul nad Kaspické moře.

V následujících tabulkách budou uvedeny teploty vzduchu naměřené teplotním čidlem logger, jehož přesnost je dle kalibračního listu stanovena na $\pm 0,1$ °C. Střední hodnotu pro každou stanic stanovíme jako aritmetický průměr ze všech hodnot dle vztahu

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{n=1}^{11} x_n, \quad (11.1)$$

kde n označuje počet naměřených hodnot.

Tabulka č. 7 zobrazuje minimální noční teploty T_{Minoc} [°C] ve dnech 16.–26. 4. z jednotlivých stanic. Indikativy stanic byly zkráceny, tudíž např. MARU označuje stanici Maruška (O3MARU01).

Tabulka č. 7: Minimální noční teploty z meteorologických stanic

Datum	MARU	KATE	DRVA	DRHU	DRHR	DRZK	HOST	KASA
16. 4.	1,5	1,7	0,0	-4,0	-5,0	-3,8	-5,9	-6,3
17. 4.	1,6	2,0	2,5	0,5	-2,8	-1,4	-2,8	-2,7
18. 4.	5,4	5,7	4,6	-0,9	-1,8	-0,7	-2,7	-1,4
19. 4.	8,2	8,4	5,3	0,7	-0,7	0,3	-2,0	-1,3
20. 4.	10,5	8,1	6,0	-0,5	-1,9	-0,6	-2,9	-3,3
21. 4.	6,5	6,5	4,7	-0,3	-2,1	0,0	-2,3	-3,0
22. 4.	8,2	5,9	5,1	0,2	-0,9	0,5	-1,2	-2,4
23. 4.	7,0	7,3	7,2	1,4	0,8	2,1	0,7	1,1
24. 4.	7,4	7,9	8,8	8,7	8,1	9,0	8,3	9,9
25. 4.	11,9	12,6	12,9	13,4	11,2	13,8	14,1	10,6
26. 4.	12,6	12,7	13,4	8,4	6,0	9,0	9,9	7,1
$\overline{T_{Minoc}}$	7,3	7,2	6,4	2,5	1,0	2,6	1,2	0,8

Dle zaznamenaných údajů postupně rostly minimální noční teploty na stanicích ve středních (nad 400 m n. m.) a vyšších (nad 600 m n. m.) polohách. Konkrétně na stanicích Kateřinice, Maruška. V nižších a údolních oblastech se projevovalo jejich mikroklima. Skladba krajiny a uzavřenost daných oblastí způsobily značné efektivní vyzařování za doprovodu slabého proudění či bezvětří a usazování přitékajícího vzduchu po svazích. Na základě Tabulky č.7 byly spočteny značné odchylky minimálních teplot mezi Maruškou a Kašavou, konkrétně nejvyšší dne 20. 4. $\Delta T = 13,8$ °C. Pro hodnoty vertikálního gradientu γ okolního vzduchu, pseudoadiabatického gradientu γ_p nasycené částice vzduchu a suchoadiabatického gradientu γ_{ad} nenasycené částice platí nerovnost $\gamma < \gamma_p < \gamma_{ad}$, což udává absolutně stabilní zvrstvení, stabilní stav pro nenasycenou i nasycenou vzduchovou částici. Přestože se stanice Vančica nachází na kopci ve výšce 501 m n. m., nejnižší teploty klesaly níže, jelikož se projevovalo částečně katabatické proudění a současně

i závětrná oblast. Během nočních hodin docházelo k slábnutí S až SV větru, což způsobilo rostoucí vliv efektivního vyzařování ze zemského povrchu na úkor proudění z volné atmosféry.

Minimální noční teploty se v údolích pohybovaly v těsné blízkosti bodu mrazu, resp. pod ním až do 23. 4. Odchytky v minimálních teplotách i v rámci údolí dosahovaly hodnot mezi 0 až ± 3 °C v závislosti na tom, vzhledem ke které stanici danou odchylku vztahujeme. Následoval prudký vzestup způsobený zesilujícím JV až J větrem v důsledku blížící se změny počasí v souladu se synoptickou mapou dle Obrázku č. 14. Ten vál i během noci v takové míře, že zamezoval radiačnímu ochlazování a potlačoval efektivní vyzařování, a stanice v údolích naměřily vyšší minimální hodnoty než ve vyšších polohách. Přízemní inverze teploty vzduchu tak byla narušena. Noc na 26. 4. opět znamenala slábnutí větru a v nižších polohách se projevovalo částečně efektivní vyzařování s opětovným nástupem inverze během nočních hodin. Stagnace či kolísání nočních minim byly na stanicích Vančica, Kateřinice a Maruška ve dnech 21.–23. 4. způsobeny zesílením chladnějšího vzduchu v závislosti na poloze anticyklony.

Tabulka č. 8 shrnuje amplitudy teplot vzduchu T_{ampl} [°C] jako rozdíl maximální (T_{max}) a minimální teploty (T_{min}) za období 21 h SEČ předešlého až 21 h SEČ aktuálního dne.

Tabulka č. 8: Amplitudy teplot vzduchu z meteorologických stanic

Datum	MARU	KATE	DRVA	DRHU	DRHR	DRZK	HOST	KASA
16. 4.	4,8	11,4	14,6	18,3	20,2	19,2	21,4	22,6
17. 4.	6,0	10,7	12,3	14,1	18,0	16,5	18,2	19,1
18. 4.	5,0	10,7	13,9	18,7	20,2	19,0	22,1	21,3
19. 4.	9,5	9,4	14,5	18,9	21,0	19,8	22,2	22,2
20. 4.	5,4	9,8	14,9	19,9	21,8	20,9	23,4	24,5
21. 4.	7,8	9,4	14,2	17,9	20,3	18,9	21,3	22,4
22. 4.	8,8	10,2	11,7	16,6	18,6	17,5	19,2	21,4
23. 4.	6,0	7,4	7,5	13,6	15,0	13,8	16,4	15,1
24. 4.	9,3	9,7	8,4	10,0	10,5	9,9	11,6	9,6
25. 4.	9,7	9,2	9,3	10,0	12,3	10,1	10,4	13,0
26. 4.	9,3	11,9	10,5	16,2	19,2	16,1	15,2	18,1
$\overline{T_{AMPL}}$	7,4	10,0	12,0	15,8	17,9	16,5	18,3	19,0

Denní amplitudy teplot se při působení tlakové výše zvětšují především v údolích jako následek značného radiačního ochlazování během nočních hodin, kdy převažuje katabatické proudění vyplňující celou údolní oblast s usazováním v nejnižších polohách jako plotna ledového vzduchu, a taktéž v důsledku prudkého ohřívání zemského povrchu insolací za výrazného vzestupu teplot do doby, než se projeví anabatické proudění. Nejvyšší amplitudy teplot vzduchu byly změřeny na nejchladnějších stanicích v jednotlivých dnech (konkrétně v Hošťálkové a v Kašavě). Ke snižování jejich hodnot docházelo v závěru sledovaného období 24. a 25. 4. jako následek mnohem teplejších nocí v důsledku promíchávání vzduchové hmoty. I v rámci údolí byly zaznamenány odchylky amplitud v rozmezí ± 2 až ± 4 °C (opět s ohledem vztahu k dané stanici) zejména v závislosti na minimálních nočních teplotách, jelikož maximální teploty vystupovaly na blízké či srovnatelné hodnoty na všech stanicích.

V Tabulce č. 9 jsou vypočteny průměrné denní teploty za studované období T_{AVG} dle vzorce

$$T_{AVG} = \frac{T_{07} + T_{14} + 2T_{21}}{4}, \quad (11.2)$$

kde T_{07} , T_{14} a T_{21} označuje po řadě teplotu vzduchu v 7, 14 a 21 h SEČ.

Tabulka č. 9: Průměrné denní teploty vzduchu z meteorologických stanic

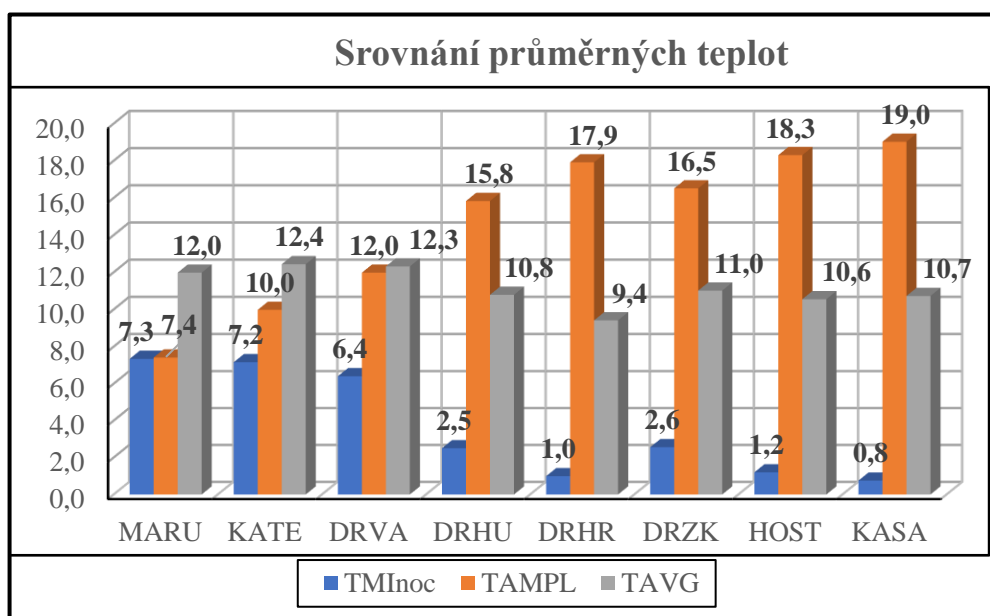
Datum	MARU	KATE	DRVA	DRHU	DRHR	DRZK	HOST	KASA
16. 4.	7,8	8,1	7,8	6,9	6,3	7,0	5,0	7,1
17. 4.	7,6	8,0	9,0	7,7	7,1	9,2	7,1	10,1
18. 4.	11,2	12,2	10,8	9,8	7,4	8,9	8,3	11,1
19. 4.	13,8	14,1	12,6	9,3	7,7	9,1	9,9	8,7
20. 4.	13,3	13,6	12,9	9,8	8,1	9,6	10,5	8,7
21. 4.	11,6	11,9	11,0	8,6	6,4	8,7	8,4	7,9
22. 4.	10,8	11,3	11,5	8,5	7,0	8,8	8,2	7,8
23. 4.	8,3	9,1	9,7	10,3	9,4	10,2	10,2	10,8
24. 4.	13,3	13,7	14,4	15,2	15,4	15,7	15,9	15,6
25. 4.	16,6	17,1	17,5	16,3	14,7	16,9	16,2	15,3
26. 4.	17,5	17,7	18,3	16,3	14,1	17,1	16,4	14,9
$\overline{T_{AVG}}$	12,0	12,4	12,3	10,8	9,4	11,0	10,6	10,7

Průměrné denní teploty vzduchu dosahovaly na stanicích ve středních a vyšších polohách v některých dnech mnohem vyšších hodnot než v nižších a údolních oblastech. Na výrazném snížení průměru se podílí hodnota měřená v termínu 07 h SEČ (ve dnech 16.–26. 4. několik desítek minut po východu Slunce). Insolace a albedo zemského povrchu dosahovaly v tuto dobu nízkých hodnot. Z toho důvodu teplota vzduchu měřená ve 2 m nad zemským povrchem ještě nezaznamenávala dostatečný nárůst. Nejzřetelnější rozdíly průměrných denních teplot představovaly hodnoty ± 5 až ± 7 °C pod vlivem anticyklony ve dnech 18.–22. 4. Stanice v údolí

ve vzájemném srovnání taktéž zaznamenaly odchylky, pouze však v rozmezí ± 1 až ± 2 °C. Nicméně s ohledem na jejich prostorové rozložení (vzdušná vzdálenost od několika set metrů po jednotky kilometrů) představují odchylky nezanedbatelné hodnoty. Před příchodem cyklonálního počasí zesílil příliv teplého vzduchu. Průměrné denní teploty na všech stanicích narostly v souladu s vyššími teplotami měřenými ve všech pozorovacích termínech. Odchylky průměrných denních teplot se snížily v rozmezí 0 až ± 2 °C vzhledem k pozorovacímu místu.

Graf č. 3 znázorňuje porovnání průměrných minimálních nočních teplot, amplitud a průměrných denních teplot ze všech stanic uvedených v Tabulkách č. 7–9.

Graf č. 3: Průměrné hodnoty teplot za období 16.–26. 4. 2019



Průměrné hodnoty amplitud teploty vzduchu dosahovaly nejvyšších hodnot na stanicích v nižších polohách. Nejvyšší odchylka průměrné hodnoty $+11,6$ °C dosáhla mezi stanicí Maruška a Kašava, což poukazuje na skutečnost, že stabilní meteorologická situace přináší do ideálně položených oblastí nízké noční teploty způsobené výrazným radiačním ochlazováním nejen daného místa, ale i okolního prostředí (svahy obklopující uvedenou oblast). To samé platí i pro průměr minimálních nočních teplot, které dosahovaly nižších hodnot opět v údolních oblastech. Průměrné denní teploty nad 500 m n. m. z toho důvodu převýšily hodnoty pod touto nadmořskou výškou, a to nezanedbatelně. Nejvyšší odchylka byla pozorována mezi stanicí Kateřinice a Ráztoky ($3,0$ °C) a mezi Vančicí a Ráztoky ($2,9$ °C).

10.2. Charakteristiky slunečního záření

Insolaci ve dnech 16.–26. 4. na horní hranici atmosféry stanovíme na základě vztahů (7.16) a (7.17)

$$I' = I_* \sin \alpha,$$

respektive

$$I' = I_* \cos \theta.$$

Úhlovou výšku Slunce nad ideálním obzorem α lze stanovit dle vztahu

$$\alpha = 90^\circ - \varphi + \delta \quad (11.3)$$

kde φ označuje zeměpisnou šířku a δ deklinaci Slunce, jakožto úhel svírající spojnice středu Země a Slunce s rovinou rovníku vypočtenou dle vztahu

$$\delta = 23,45^\circ \sin(0,98^\circ d + 29,7^\circ m - 109^\circ), \quad (11.4)$$

kde d je daný den v měsíci a m měsíc v roce. Pro náš výpočet využijeme hodnotu pro stanici na Vančici, tedy $\varphi = 49,31^\circ$ s. š. V případě výpočtu s využitím zenitálního úhlu θ zavádíme vztah

$$\theta = 90^\circ - \alpha. \quad (11.5)$$

Intenzitu slunečního záření I na povrchu Slunce stanovíme ze Stefan – Boltzmannova zákona dle vztahu (7.13) jako

$$I = \sigma T^4,$$

kde za teplotu T dosadíme hodnotu pro povrch Slunce $T \doteq 5800$ K. Intenzita nabývá hodnoty $I \doteq 64,16 \cdot 10^6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Insolaci I_z na zemském povrchu při průchodu přímého slunečního záření jednotlivými vrstvami atmosféry stanovíme dle vztahů (7.19) a (7.20)

$$I_z = I_* P^m \sin \alpha,$$

respektive

$$I_z = I_* P^m \cos \theta.$$

Propustnost atmosféry je dána jako $P = e^{-\beta}$. Pro čistou atmosféru dosahuje hodnoty 0,9, v reálném ovzduší se pohybuje v rozmezí 0,5–0,9. Solární konstantu budeme uvažovat bez závislosti na aktuální vzdálenosti Země od Slunce, tedy $I_* = 1370 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Zanedbáme-li zakřivení zemského povrchu a lom slunečních paprsků, lze optickou hmotu m stanovit dle vztahu (7.21)

$$m = (\cos\theta)^{-1}.$$

Veličiny α , δ , θ [°] a m jsou pro jednotlivé dny 16.–26. 4. uvedeny v Tabulce č. 10. Příslušné střední hodnoty byly vypočteny dle (11.1).

Tabulka č. 10: Hodnoty α , δ , θ , m pro jednotlivé dny

Datum	Úhlová výška α	Zenitální úhel θ	Deklinace δ	Optická hmota m
16. 4.	50,78	39,22	10,09	1,29
17. 4.	51,13	38,87	10,44	1,28
18. 4.	51,50	38,50	10,81	1,28
19. 4.	51,85	38,15	11,16	1,27
20. 4.	52,20	37,80	11,51	1,27
21. 4.	52,55	37,45	11,86	1,26
22. 4.	52,89	37,11	12,20	1,25
23. 4.	53,23	36,77	12,54	1,25
24. 4.	53,57	36,43	12,88	1,24
25. 4.	53,90	36,10	13,21	1,24
26. 4.	54,23	35,77	13,54	1,23
\bar{x}	52,53	37,47	11,84	1,26

Hodnoty deklinace a úhlové výšky zaznamenávají nárůst, kdežto zenitální úhel a hodnoty optické hmoty m v závislosti na převrácené hodnotě kosinu zenitálního úhlu θ s postupujícím časem zaznamenávají pokles.

Tabulka č. 11 udává hodnoty insolace [$W \cdot m^{-2}$] pro uvedené období na horní hranici atmosféry a pro jednotlivé hodnoty propustnosti od 0,5 do 0,9.

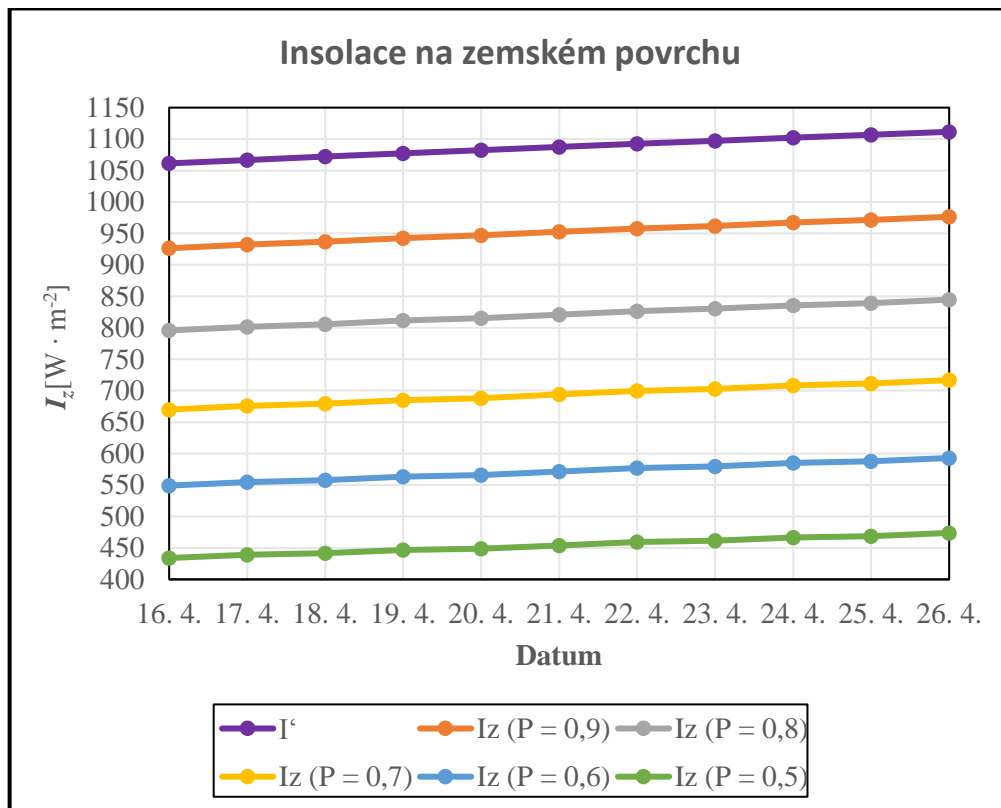
Tabulka č. 11: Insolace na horní hranici atmosféry a zem. povrchu (propustnost 0,5–0,9)

Datum	I'	$I_{z 0,9}$	$I_{z 0,8}$	$I_{z 0,7}$	$I_{z 0,6}$	$I_{z 0,5}$
16. 4.	1061,37	926,49	795,89	669,95	549,14	434,05
17. 4.	1066,64	932,07	801,63	675,68	554,69	439,24
18. 4.	1072,17	936,90	805,78	679,19	557,57	441,51
19. 4.	1077,36	942,43	811,49	684,91	563,14	446,74
20. 4.	1082,51	946,93	815,37	688,19	565,83	448,87
21. 4.	1087,62	952,41	821,05	693,91	571,41	454,13
22. 4.	1092,55	957,73	826,62	699,54	576,94	459,36
23. 4.	1097,43	962,01	830,31	702,67	579,52	461,41
24. 4.	1102,28	967,28	835,84	708,29	585,06	466,68
25. 4.	1106,95	971,38	839,38	711,29	587,54	468,65
26. 4.	1111,58	976,47	844,78	716,82	593,02	473,89
\bar{x}	1087,13	952,01	820,74	693,68	571,26	454,05

Pokles insolace na zemském povrchu v důsledku snižování propustnosti atmosféry za ideálních podmínek je značný. K nejmenšímu pohlcení dochází pro $P = 0,9$. V průměru o 10 %. Nejvýznamněji je pohlcováno přímé sluneční záření při propustnosti $P = 0,5$, průměrně až o 40 %. V našem případě však neuvažujeme vliv vlhkosti vzduchu, ani promíchávání vzduchové hmoty, možné zakalení vzduchu a nadmořskou výšku daného místa.

Graf č. 4 zobrazuje insolace pro jednotlivé hodnoty propustnosti atmosféry.

Graf č. 4: Insolace na zemském povrchu pro různou propustnost atmosféry.



Všechny křivky vykazují lineární průběh. V souladu s rostoucí maximální výškou Slunce nad obzorem roste s postupujícím časem taktéž insolace na horní hranici atmosféry i na zemském povrchu. Odstupňování jednotlivých křivek pro snižující se propustnost naznačuje ideální stav atmosféry bez proudění, vlivu nadmořské výšky a vlhkosti vzduchu. Nutno dodat, že vypočtené hodnoty nejsou ovlivněny množstvím oblačnosti. Uvažujeme jasnou oblohu.

10.3. Porovnání veličin T_z , T_{2m} a E^* ve vybraných dnech

Efektivní vyzařování zemského povrchu lze vyjádřit jako rozdíl intenzity vyzařování zemského povrchu a zpětného záření atmosféry dle vztahu (7.26)

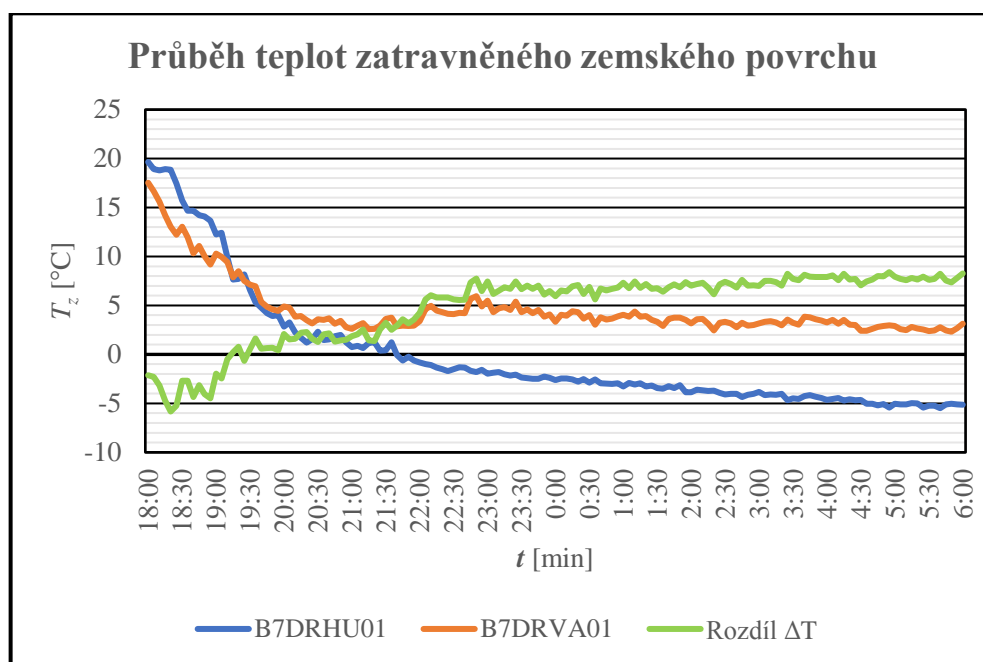
$$E^* = I - E,$$

kde zpětné vyzařování atmosféry považujeme za bezoblačné oblohy při teplotě $T_z = 255 \text{ K}$, jež nabývá v souladu se Stefan – Boltzmannovým zákonem hodnoty $E = 320 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, přičemž emisivitu položíme $\varepsilon \approx 1$. Pro výpočet efektivního vyzařování zemského povrchu využijeme data z meteorologických stanic

B7DRHU01 v nadmořské výšce 423 m n. m. a ze stanice B7DRVA01 ve výšce 501 m n. m. na otevřeném kopci za stabilní povětrnostní situace (vliv anticyklony) za období od 19. 4. 18:00 h SELČ do 20. 4. 06:00 h SELČ.

Graf. č.5 znázorňuje průběh teplot zatravněného zemského povrchu z těchto dvou stanic v uvedeném časovém intervalu.

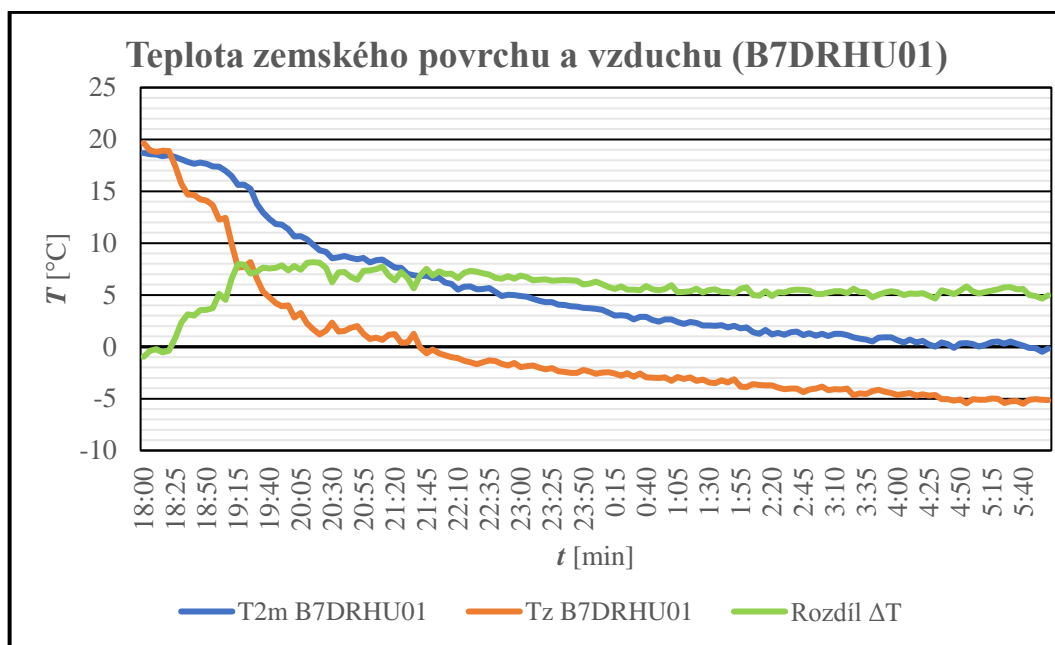
Graf č. 5: Průběh teplot zatravněného zemského povrchu



Dle Grafu č. 5 docházelo k poklesu teploty zemského povrchu na stanici B7DRHU01 v průběhu celého sledovaného období, kdežto na stanici B7DRVA01 v důsledku volného proudění z atmosféry docházelo ke kolísání teplot. Teplotní rozdíl byl vypočten jako $\Delta T = T_2 - T_1$, kde T_2 představuje teplotu povrchu na B7DRVA01 a T_1 teplotu povrchu na stanici B7DRHU01. Odchylka v průběhu nočních hodin kolísala, popř. slabě narůstala a nejvyšších hodnot dosáhla v brzkých ranních hodinách, jejíž hodnota se pohybovala mezi 6–8 °C.

Graf č. 6 vyobrazuje porovnání průběhu teploty vzduchu měřené ve 2 m nad zemským povrchem a teploty zatrávněného zemského povrchu na stanici B7DRHU01.

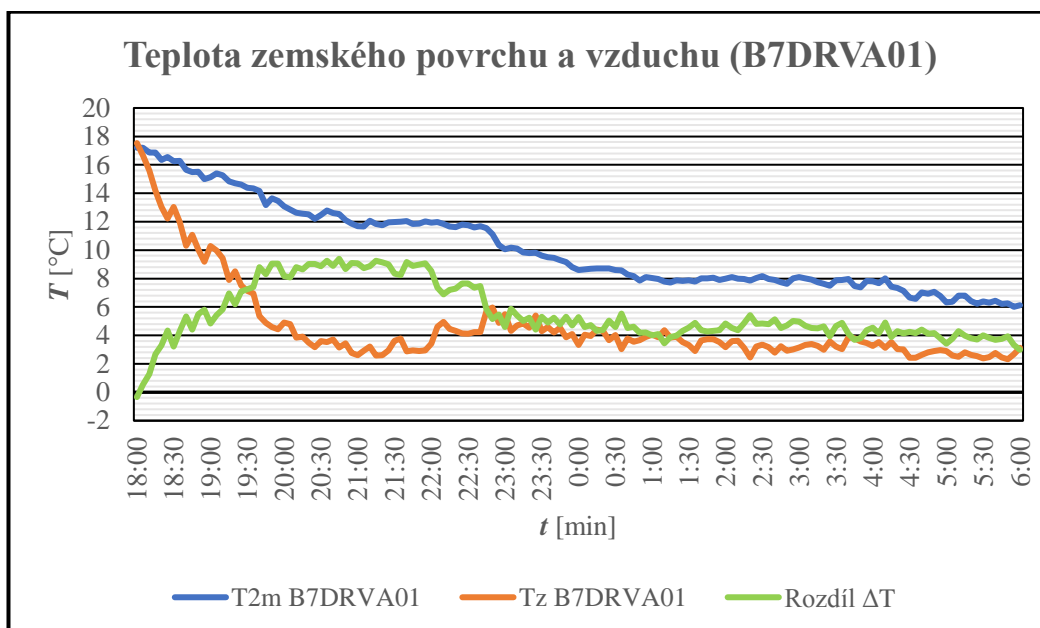
Graf č. 6: Porovnání průběhu teplot T_z a T_{2m} ze stanice B7DRHU01



Záporná tepelná bilance zemského povrchu nastává již cca 1–2 h před západem Slunce. Strmější pokles jeho teploty dle Grafu č. 6 poukazuje na zesilující dlouhovlnné vyzařování s postupným ochlazováním dalších vrstev vzduchu. To se projevuje nejprve pozvolným poklesem teploty ve 2 m při působení slunečního záření. Západ Slunce pro danou polohu znamenal čas 19:47 h SELČ. Rozdíl teplot byl určen jako $\Delta T = T_{2m} - T_z$. Nejprve tento rozdíl dosahoval záporných hodnot. S blížícím se západem Slunce, tedy jakmile zesilovalo efektivní vyzařování zemského povrchu, narůstal. Nejvyšších hodnot (7–8 °C) dosáhl teplotní rozdíl v intervalu 19:15–20:15 h SELČ. Posléze se během nočních hodin zmenšoval a setrval přibližně kolem 5–6 °C do ranních hodin.

Graf č. 7 představuje porovnání teploty vzduchu ve 2 m a teploty povrchu země na stanici B7DRVA01.

Graf č. 7: Porovnání průběhu teplot T_{2m} a T_z na stanici B7DRVA01



Mnohem významnější záporná tepelná bilance nastává v kopcovitých oblastech. Příkon slunečního záření ve vybraném období v podvečerních hodinách slábnul, a společně s ním i proudění vzduchu. Strmý pokles zaznamenala teplota zatrávněného povrchu země. Proudění z volné atmosféry zamezovalo po západu Slunce do pozdních večerních hodin významnějšímu poklesu teploty vzduchu ve 2 m nad zemí. K značnému prochlazování docházelo v přízemních vrstvách. Nejvyšší odchylky, spočtené stejně jako v případě B7DRHU01, dosáhly taktéž po západu Slunce a v důsledku proudění z volné atmosféry se udržovaly na hodnotách okolo 9 °C až do pozdních večerních hodin. Teplejší proudění z volné atmosféry se postupně mísilo s nočním katabatickým, což způsobilo přechodný vzestup teploty povrchu, avšak pozvolný pokles teploty ve 2 m a teplotní odchylka do ranních hodin kolísala kolem 4–5 °C.

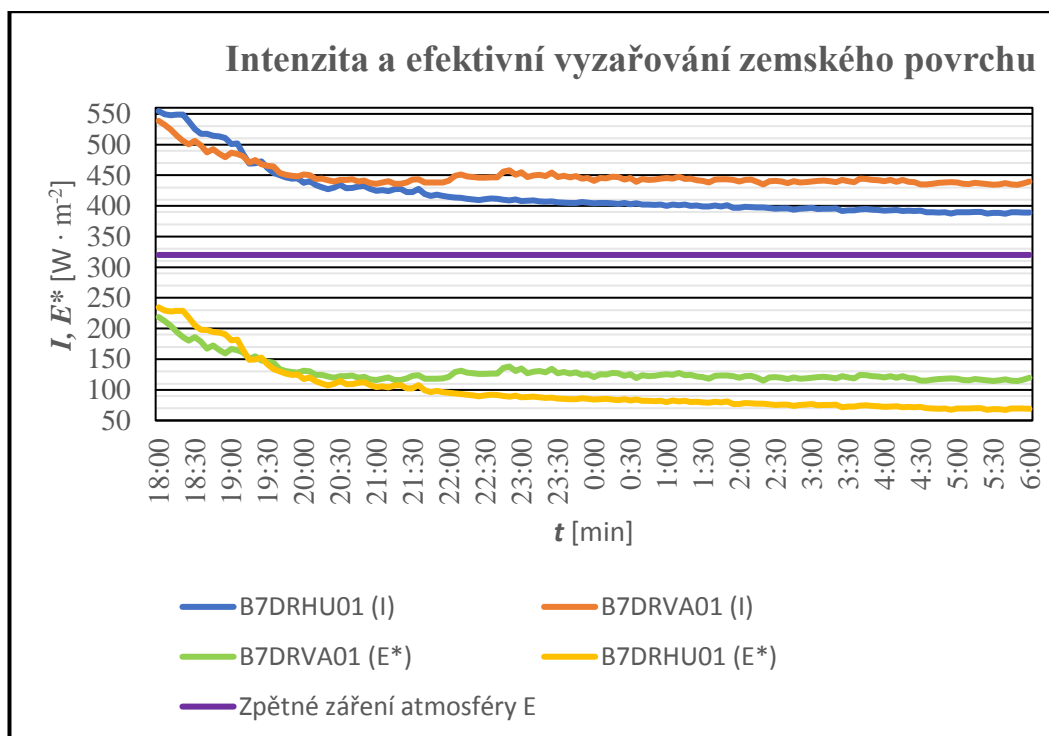
Intenzitu vyzařování zemského povrchu vypočteme dle Stefan – Boltzmannova zákona (7.16)

$$I = \sigma T^4,$$

kde za teplotu T postupně dosadíme hodnoty teplot zemského povrchu z jednotlivých stanic.

Graf č. 8 znázorňuje vypočtenou intenzitu a efektivní vyzařování zemského povrchu za studované období 19. 4. 18:00 h SELČ – 20. 4. 06:00 h SELČ.

Graf č. 8: Intenzita a ef. vyzařování zemského povrchu (B7DRVA01 a B7DRHU01)



Intenzita vyzařování zemského povrchu za bezoblačné oblohy dosahuje vždy vyšších hodnot než zpětné záření atmosféry. To dokazuje i grafický průběh z příslušných stanic ve srovnání s úsečkou rovnoběžnou s osou času. Intenzita záření ponížena o hodnotu zpětného záření atmosféry představuje efektivní vyzařování. Významnější intenzita vyzařování ze zemského povrchu byla pozorována na stanici Vančica. V údolních oblastech její hodnoty, včetně hodnot efektivního vyzařování, jsou nižší v souladu se Stefan – Boltzmannovým zákonem. Dle Grafu č. 8 přibližně do západu Slunce převažovalo vyzařování vyšších intenzit na stanici B7DRHU01. K vyrovnání hodnot docházelo v intervalu před a po západu Slunce. K vyzařování dochází i na svazích obklopujících nižší polohy a údolí. Těžký studený vzduch tak stéká a usazuje se v nejnižších bodech za doprovodu vzniku radiační noční inverze. Celé údolí se vyplňuje studeným vzduchem a vytváří vrstvu vzduchu, která částečně zamezuje efektivnímu vyzařování, což znamená i jeho nižší hodnoty. Z toho důvodu byly na stanici B7DRVA01 naměřeny vyšší

hodnoty efektivního vyzařování zemského povrchu. Dále je nutno dodat, že intenzita efektivního vyzařování klesá s rostoucí vlhkostí vzduchu. V případě stanice B7DRHU01 docházelo po celé sledované období k nárůstu její hodnoty. V odpoledních hodinách 19. 4. se pohybovala v rozmezí 20–25 % a v podvečer zaznamenala značný nárůst. V ranních hodinách 20. 4. dosáhla hodnoty 95 %. Z Grafu č. 8 je patrné, že hodnota efektivního vyzařování klesala velmi zvolna až do konce sledovaného období. Na stanici B7DRVA01 vlhkost vzduchu do pozdních večerních hodin narůstala podstatně pomaleji, popř. kolísala. Během nočních hodin zaznamenala pozvolný nárůst a v ranních hodinách dosáhla naproti B7DRHU01 nejvyšší hodnoty 52 %. To se projevilo i na efektivním vyzařování, jehož hodnoty po celou noc kolísaly, popř. jen velmi zvolna klesaly.

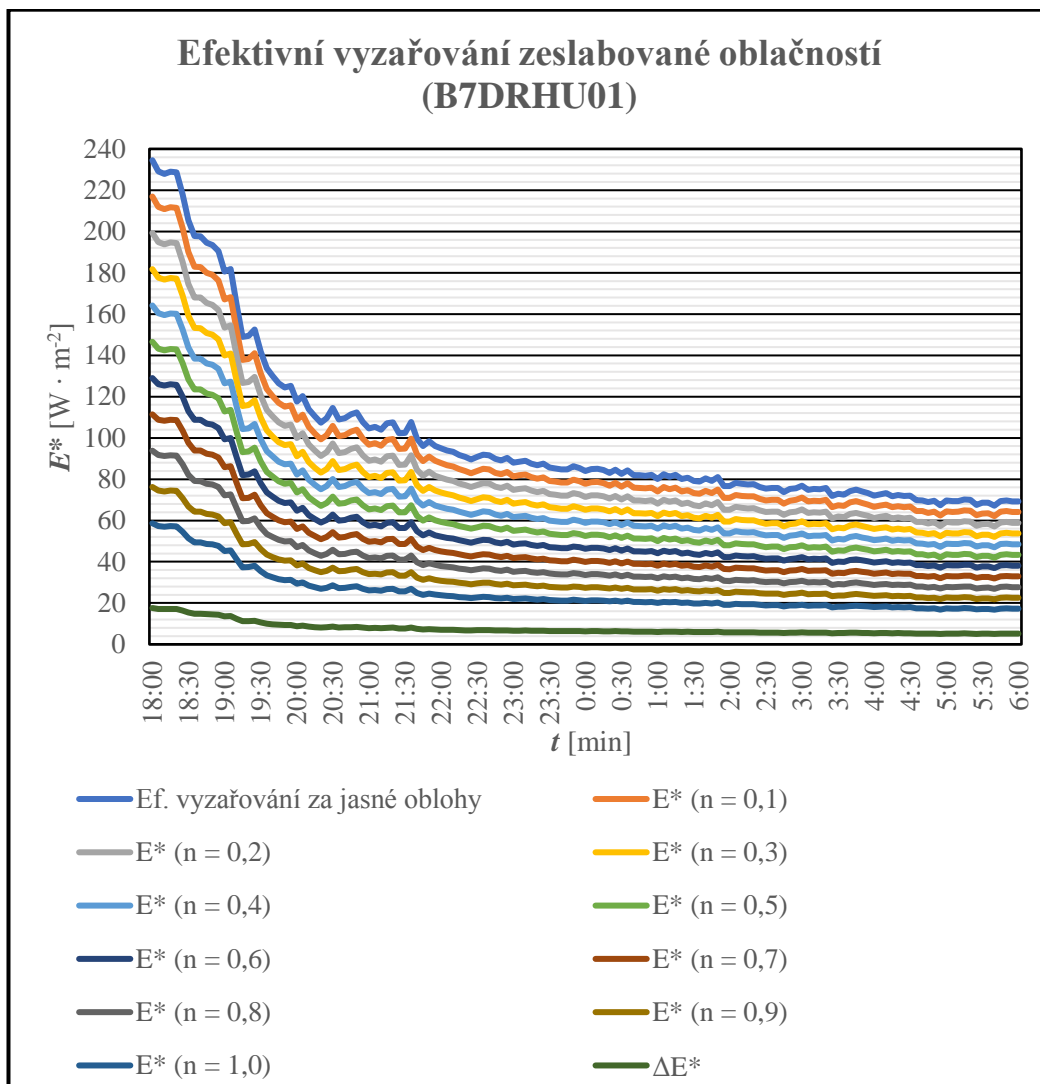
Efektivní vyzařování v důledku působení oblačnosti vyjádříme přibližným vztahem (7.29)

$$E^* = E_0(1 - cn).$$

Pro výpočet využijeme hodnoty efektivního vyzařování E_0 za jasné oblohy. Konstanta c nabývá hodnoty $c = 0,75$. Množství pokrytí oblohy oblačností budeme uvažovat v desetinách v rozmezí $n = 1/10$ až $10/10$, tak jak je pozorováno na pozemních klimatologických stanicích.

Graf č. 9 znázorňuje modelovou situaci efektivního vyzařování zemského povrchu pro stanici B7DRHU01.

Graf č. 9: Efektivní vyzařování na stanici B7DRHU01 při působení oblačnosti



Modelová situace vyobrazena v Grafu č. 9 nezohledňuje různé vrstvy oblačnosti, mezi něž patří nízká, střední a vysoká oblačnost. Taktéž hodnota konstanty $c = 0,75$ se pro uvedené typy oblačnosti liší. Hodnotu ΔE^* určíme jako

$$\Delta E^* = E_i^* - E_j^*, \quad (11.6)$$

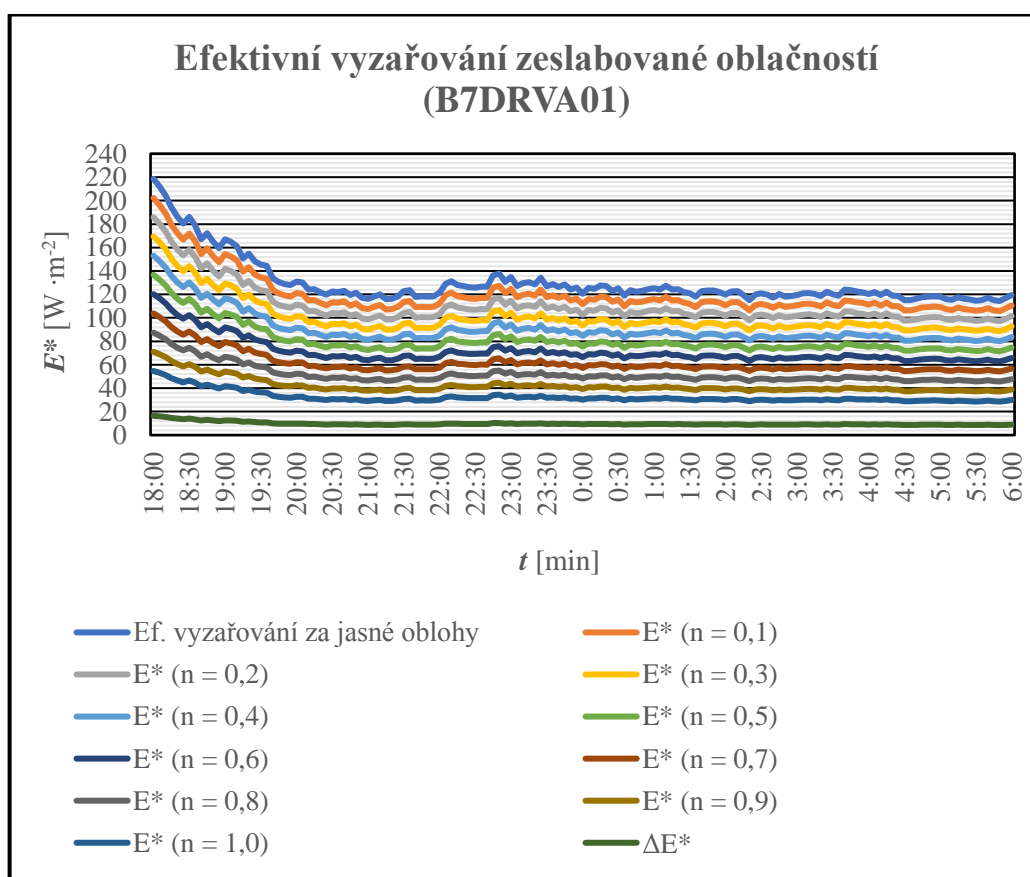
kde $i = 0; \dots, 0,9$ a $j = 0,1; \dots, 1,0$; přičemž $i \neq j$. ΔE^* nabývá pro daný časový úsek mezi jednotlivými hodnotami efektivního vyzařování konstantní hodnoty. Jako příklad uvedeme rozdíl ΔE^* pro čas 18:00 h SELČ pro efektivní vyzařování za jasné oblohy a při množství oblačnosti 1/10, tedy $E_0 - E_{0,1}^* = 234,52 - 216,93 =$

$17,59 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Tutéž hodnotu obdržíme v případě, že vypočteme ΔE^* pro efektivní vyzařování povrchu při množství oblaků 9/10 a 10/10, čili $\Delta E^* = E_{0,9}^* - E_{1,0}^* = 17,59 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$.

Efektivní vyzařování zaznamenává nejstrmější pokles za jasné oblohy v souladu s Grafem č. 9. Pokud by obloha byla úplně zatažená (10/10), zemský povrch by vyzařoval s mnohem nižší intenzitou a hodnota efektivního vyzařování by do ranních hodin klesala jen nepatrně v řádech jednotek $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$. Za jasné oblohy by se jeho hodnota od večerních hodin dle Grafu č. 8 změnila o desítky $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$.

Graf č. 10 zobrazuje modelovou situaci taktéž pro období 19. 4. 18:00 h SELČ do 06:00 h SELČ pro stanici B7DRVA01.

Graf č. 10: Efektivní vyzařování na stanici B7DRVA01 při působení oblačnosti



Efektivní vyzařování za jasné oblohy představuje rychlejší pokles jeho hodnoty v důsledku poklesu teploty povrchu země, avšak jeho hodnota dle Grafu č. 10 během nočních hodin kolísala s mírným vzestupem v pozdních večerních hodinách. Stejně jako v případě stanice B7DRHU01 vliv oblačnosti znamená mnohem mírnější pokles efektivního vyzařování pozorovaný v podvečerních hodinách.

Zatímco při jasné obloze se v pozdních večerních hodinách projevila nárůst hodnot vyzařování, při působení oblačnosti by se vzestup projevoval tím méně, čím více oblačnosti by převažovalo. Při úplně zatažené obloze (10/10) by se hodnoty efektivního vyzařování od večerních do ranních hodin téměř neměnily a kolísaly v rámci několika jednotek $W \cdot m^{-2}$. Hodnoty ΔE^* vypočteme v souladu se vztahem (11.6). Pro čas 18:00 h SELČ a hodnoty efektivního vyzařování pro nejbližší interval (E_0 a $E_{0,1}$) nabývá $\Delta E^* = 16,40 W \cdot m^{-2}$.

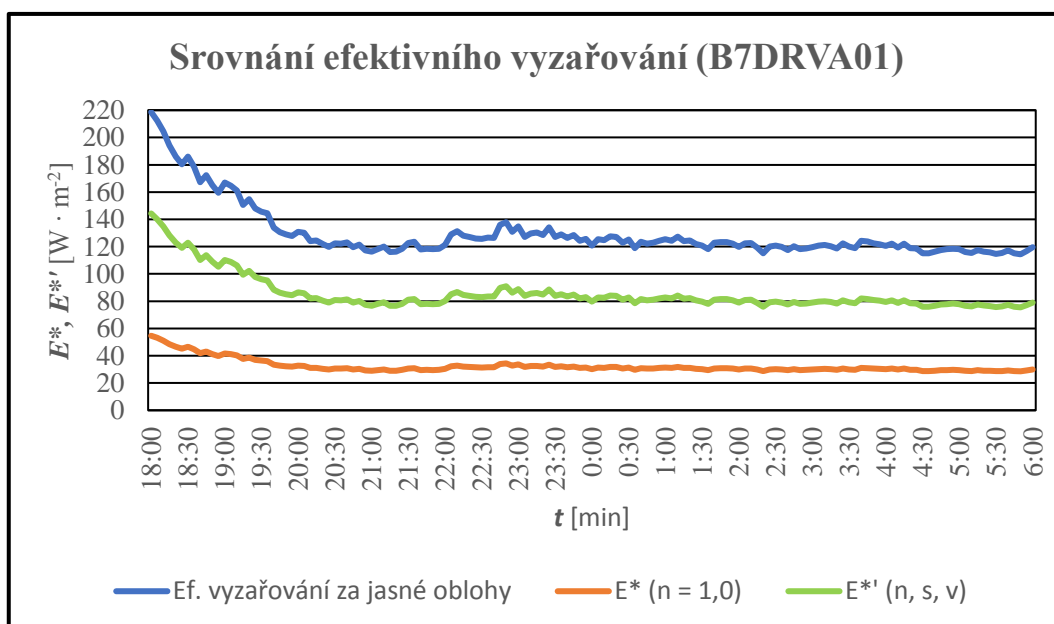
Modelovou situaci zpřesníme rozlišením jednotlivých vrstev oblačnosti. Efektivní vyzařování zemského povrchu při působení oblačnosti nízkých, středních a vysokých pater vypočteme v souladu s (7.30) jako

$$E^* = E_0(1 - c_n n_n - c_s n_s - c_v n_v).$$

Hodnoty efektivního vyzařování za jasné oblohy využijeme stejně jako v předchozích případech. Nutnou podmínkou je splnění celkového množství pokrytí oblohy oblačností, jež nikdy nemůže přesáhnout hodnotu 1, tedy $n_n + n_s + n_v \leq 1$.

Graf č. 11 zobrazuje srovnání E^* bez oblačné pokrývky s efektivním vyzařování při úplně zatažené obloze (bez rozdílu vrstev oblačnosti) a vyzařováním při působení jednotlivých vrstev oblaků na stanici B7DRVA01.

Graf č. 11: Porovnání ef. vyzařování (působení vrstev oblačnosti) pro B7DRVA01

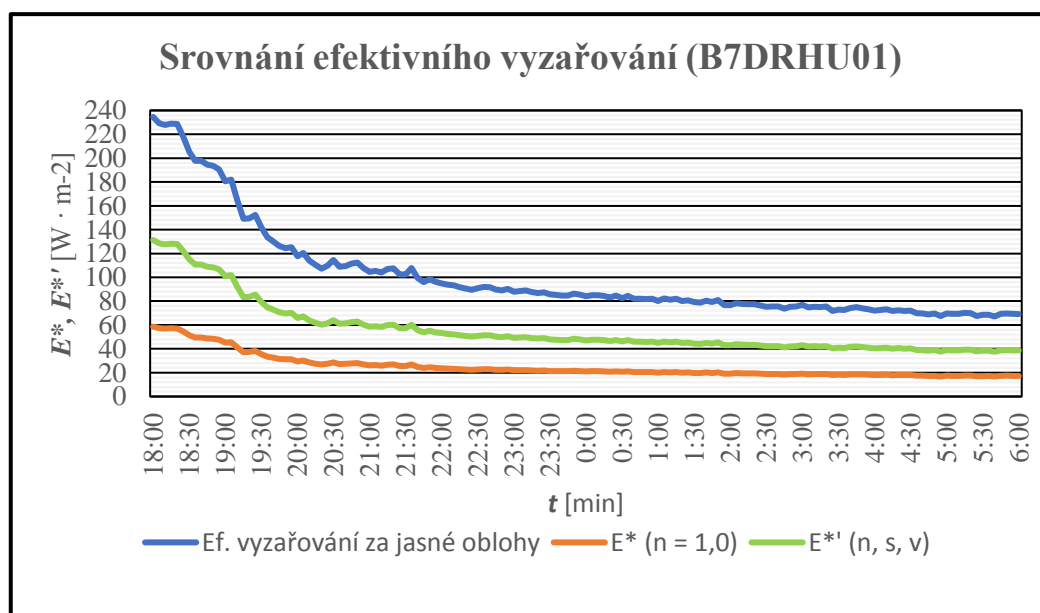


Pro nízkou oblačnost nabývají empirické konstanty c_n v rozmezí hodnot $0,6 \leq c_n \leq 1,0$, pro střední oblačnost $0,5 \leq c_s \leq 0,6$ a v případě vysoké oblačnosti $c_v = 0,2$.

Pro grafický průběh dle Grafu č. 11 byly využity následující empirické konstanty: $c_n = 0,6$; $c_s = 0,5$ a $c_v = 0,2$ a množství oblačnosti $n_n = 0,2$ (nízká oblačnost), $n_s = 0,4$ (střední oblačnost) a $n_v = 0,4$ (vysoká oblačnost). Celková oblačnost odpovídá jedné (úplně zataženo). Hodnoty efektivního vyzařování vypočtené dle vztahu $E^* = E_0(1 - cn)$ dosahují značně nižších hodnot než efektivní vyzařování při působení různých vrstev oblačnosti. Intenzivnější vyzařování je způsobeno v důsledku menšího pokrytí oblohy nízkou oblačností ($n_n = 0,2$). Střední a vysoká oblačnost do jisté míry umožňují intenzivnější efektivní vyzařování.

Modelový případ budeme studovat i pro stanici B7DRHU01. Hodnoty konstant c uvažujeme stejné jako v předchozím případě. Množství pokrytí oblohy oblačností záměrně zvolme odlišné než v předchozím případě: $n_n = 0$, $n_s = 0,8$ a $n_v = 0,2$. Průběh efektivního vyzařování znázorňuje Graf č. 12.

Graf č. 12: Porovnání ef. vyzařování (působení vrstev oblačnosti) pro B7DRHU01



Působení střední vrstvy oblačnosti při jejím pokrytí oblohy $n_s = 0,8$ snižuje efektivní vyzařování povrchu země výrazněji než v předchozím případě u stanice B7DRVA01, kdy jsme uvažovali, že oblohu pokrývalo 4/10 střední, vysoké a 2/10 nízké oblačnosti. Jednotlivé modelové situace by bylo možné uvést pro různé kombinace empirických konstant c a množství oblačnosti jednotlivých vrstev.

11. Závěr

Cílem bakalářské práce bylo aplikovat teoretický základ konvekce a radiace na konkrétní bouřkovou činnost a stabilní meteorologickou situaci na základě vlastního měření z mých meteorologických stanic. Pro srovnání jsem využil i data z ostatních stanic v Hostýnských vrších, které provozuje ČHMÚ, abych poukázal na různorodost některých význačných meteorologických veličin.

V praktické části jsem se snažil co nejlépe zmapovat vývoj a současný stav mých meteorologických stanic. Pro lepší orientaci, kde se stanice přibližně nacházejí, jsem přiložil letecké snímky. Další část jsem věnoval bouřkové činnosti ve dnech 26.–28. 5. 2014. Tyto dny byly vybrány záměrně, jelikož se nad územím České republiky vyskytovalo nevýrazné tlakové pole, které v mnoha případech podporuje výskyt silných konvekčních bouří, jejichž nízká organizovanost vede především k vysokým srážkovým úhrnům i na krátkou vzdálenost. V případě přechodu jednotlivých studených front vysoké úhrny srážek při bouřkové činnosti zasáhnou plošně rozsáhlejší území.

Pozornost byla věnována především 26. 5., kdy oblast obcí DKV zasáhla konvekční bouře, jež přinesla srážkový úhrn blížící se 50 mm za krátký časový úsek s následkem vzestupu hladin vodních toků s dosažením SPA a bleskové povodni. Nejprve jsem uvedl meteorologickou situaci společně se synoptickou mapou se svolením ČHMÚ z neveřejné databáze. Následně byl popsán stav a průběh počasí od ranního termínu 07:49 h SELČ během celého dopoledne až po přechod konvekční bouře. Zvýšená pozornost byla věnována v čase 12:30 h SELČ, kdy se multicelární systém začal vytvářet. V uvedenou dobu byly změřeny jednotlivé meteorologické veličiny s následným výpočtem některých charakteristik (konkrétně tlaku nenasyčených a sytých par v návaznosti na kondenzační teplotu). Jelikož parametry jako jsou *CAPE*, *CIN* a indexy nebylo možné vyčíst z pozemního meteorologického měření, byly uvedeny obecně platné hodnoty na základě zaznamenané intenzity bouře, které však nelze považovat za zcela přesné. Uvedené veličiny jsou získávány z aerologických měření. Přechod bouře znamenal prudkou změnu meteorologických veličin v důsledku gust fronty. Neorganizovanost jednotlivých cel byla doložena na základě pozemního měření i z ostatních stanic v Hostýnských vrších. Porovnány byly nejvyšší hodinové a denní úhrny srážek.

Jelikož dosahovala bouřková činnost zvýšené aktivity i ve dnech 27. a 28.5., uvedl jsem taktéž porovnání srážkových úhrnů z těchto dnů.

Ve třetí části jsem sledoval tepelné poměry Hostýnských vrchů za anticyklonálního počasí ve dnech 16.–26. 4. 2019. Nejprve jsem uvedl se svolením ČHMÚ analýzu synoptické mapy v počátku sledovaného období a posléze i na konci období s komentářem. Následně byly vyhodnoceny teploty vzduchu z různých hledisek pozorování ze všech meteorologických stanic v Hostýnských vrších. Ukázalo se, že stabilní meteorologická situace je doprovázena výrazným poklesem teplot v údolních oblastech, které způsobí snížení průměrné denní teploty. V důsledku značných teplotních rozdílů dosáhly amplitudy teplot (rozdíl mezi nejnižší a nejvyšší hodnotou) v údolních oblastech vysokých hodnot, kdežto v kopcovitém terénu v důsledku proudění z volné atmosféry v nočních hodinách, byly amplitudy výrazně nižší. Stabilní stav atmosféry přinesl v tyto dny radiační inverzi za doprovodu radiačních nočních mrazů, avšak bez výskytu údolních mlh, jelikož proudil nad naším územím suchý vzduch, jehož vlhkost klesala na hodnoty kolem 20 %. U tohoto důvodu nebyla v nočních hodinách splněny podmínky pro vznik mlh. Vlhkost vzduchu zaznamenala sice silný nárůst, avšak ke stavu nasycení nedocházelo.

Následně byly vypočteny hodnoty dopadajícího slunečního záření na horní hranici atmosféry v závislosti na úhlové výšce Slunce. Společně s výpočtem optické hmoty jsem vypočítal insolaci na zemském povrchu pro různé propustnosti atmosféry. Jednalo se o modelovou situaci za doprovodu jasné oblohy, bez vlivu nadmožské výšky a vlhkosti vzduchu. V souladu s narůstající úhlovou výškou Slunce rostla i insolace na zemském povrchu.

V poslední části byly vyhodnoceny radiační charakteristiky pro dvě meteorologické stanice na základě měření teploty zemského povrchu za noc z 19. na 20. 4. Nejprve jsem porovnal hodnoty teplot mezi oběma stanicemi. Na základě výpočtu intenzit záření země byly stanoveny hodnoty efektivního vyzařování. Stanice v údolí v souladu s nižšími teplotami povrchu země zaznamenala vždy nižší hodnoty efektivního vyzařování, přičemž nárůst vlhkosti vzduchu částečně zamezoval dalšímu poklesu hodnot efektivního vyzařování. Vypočtené efektivní vyzařování za jasné oblohy bylo využito pro modelovou situaci, do níž jsem zahrnul vliv působení oblačnosti bez rozdílu jednotlivých vrstev. Jednalo se o ideální stav. Reálnější stav atmosféry však představuje pokrytí různými vrstvami oblačnosti.

Modelová situace byla vypočtena a graficky znázorněna pro náhodně zvolené vrstvy, přičemž celkové pokrytí oblohy oblačnou pokrývkou dosáhlo hodnoty jedna. Pro stanici B7DRVA01 byly záměrně zvoleny jiné hodnoty než pro stanici B7DRHU01. Nejvýznamněji je efektivní vyzařování zeslabeno při plném působení nízké oblačnosti. Jednotlivé modelové situace lze sestavit pro libovolné oblačné vrstvy, celkové pokrytí oblačností nesmí přesáhnout hodnotu 10/10.

Meteorologie je podle mého názoru velmi zajímavá věda plná neustálého objevování a pozorování. Asi i z tohoto důvodu se stala mou srdcovou záležitostí. Sledovat a zaznamenávat proměnlivost počasí je sice krásná, ale někdy i nelehká činnost. Své stanice se snažím stále rozvíjet a posouvat na profesionálnější úroveň. Díky velké podpoře kolegů a také podpory místních starostů se tento můj sen postupně plní, a za to velmi děkuji.

12. Seznam použité literatury

- Ambaum, Maarten H. P.: Thermal physics of the atmosphere. John Wiley & Sons, 2010.
- Bednář, Jan: Meteorologie. Úvod do studia dějů v zemské atmosféře. Praha: Portál, 2003.
- Dvořák, Petr: Atlas oblaků. Cheb: Svět křídel, 2012.
- Dvořák, Petr: Pozorování a předpověď počasí. Příbram: Svět křídel, 2012.
- Fortin, François. Počasí. Zemská atmosféra, srážky, meteorologie, klimatická pásma, životní prostředí. Praha: Fortuna Print, 2003.
- Hydrometeorologický ústav v Praze: Psychrometrické tabulky. Praha, 1996.
- Kopáček, Jaroslav a Bednář, Jan: Jak vzniká počasí. Praha: Karolinum, 2005
- Lipina, Pavel a Židek, Dušan: Návod pro pozorovatele meteorologických stanic. Praha: ČHMU, 2014.
- Lynch, John: Počasí. Londýn: BBC Worldwide, 2002. (do češtiny přeložila Kateřina Danielová a kol. v roce 2013)
- Nožička, Jiří: Matematické základy fenomenologické termodynamiky. Praha: Vydavatelství ČVUT, 2002.
- Obdržálek, Jan: Úvod do termodynamiky, molekulové fyziky a statické fyziky. Praha: Matfyt-press, 2015.
- Pechala, František a Bednář, Jan: Příručka dynamické meteorologie. Praha: Academia, 1991.
- Řezáčová, Daniela a kol.: Fyzika oblaků a srážek. Praha: Academia, 2007.
- Karas, Pavel / Zárybnická, Alena / Miková, Alena: Skoro jasno. Praha: Česká televize, 2007.

Internetové zdroje:

- http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/poboc/CB/pruvodce/povodnove_zpravy/os_2014_05b.pdf
- <http://slovník.cmes.cz/>
- <http://portal.chmi.cz/>
- <http://www.estofex.org/>

- <http://tornadoaboure.wz.cz/calculator/table.htm>
- <http://www.ktf.upol.cz/tom/bookex1.pdf>
- <http://www.drzkova.cz/fotogalerie/letecke-snimky-obce/>
- https://www.aldebaran.cz/~brichnac/skola/meteorologie_a_klimatologie.pdf
- https://is.muni.cz/do/rect/el/estud/pedf/ps14/fyz_geogr/web/pages/03-prvky.html
- https://is.muni.cz/el/1431/podzim2017/Z0076/um/met_prednaska_03.pdf
- https://kke.zcu.cz/export/sites/kke/about/projekty/enazp/projekty/18_Zaklady-ekologie_48-49/48_IUT/113_Slunecni-energie---Benedikt---P0.pdf

14. Seznam obrázků

Obrázek č. 1: Prostorové rozložení stanic v Držkové a Kašavě.....	50
Obrázek č. 2: Radiační kryt pro měření teploty vzduchu	52
Obrázek č. 3: Manuální klimatologická stanice B7DRVA01	53
Obrázek č. 4: Letecký pohled na polohu stanice B7DRVA01	53
Obrázek č. 5: Pohled na stanici Držková.....	54
Obrázek č. 6: Letecký pohled na polohu stanice BZDRHU01.....	55
Obrázek č. 7: Letecký pohled na polohu stanice B7DRZK01	55
Obrázek č. 8: Letecký pohled na pozici stanice B7DRHR01.....	56
Obrázek č. 9: Letecký pohled na polohu stanice B7KASA01	57
Obrázek č. 10: Příklad teplotního záznamu z termografu	58
Obrázek č. 11: Příklad záznamu vlhkosti vzduchu z hygrografu	58
Obrázek č. 12: Analýza synoptické mapy ze dne 26. 5. 2014 12 UTC	61
Obrázek č. 13: Analýza synoptické mapy ze dne 17. 4. 2019 12 UTC	75
Obrázek č. 14: Analýza synoptické situace ze dne 25. 4. 2019 12 UTC.....	76

15. Seznam tabulek

Tabulka č. 1: Přehled meteorologických stanic v Hostýnských vrších	49
Tabulka č. 2: Termínové naměřené meteorologické veličiny	64
Tabulka č. 3: Změna meteorologických veličin v důsledku konvekční bouře	66
Tabulka č. 4: Parametry indikující středně silnou a silnou konvekční bouři	67
Tabulka č. 5: Denní úhrny srážek z meteorologických stanic	68
Tabulka č. 6: Nejvyšší hodinový úhrn srážek v uvedených dnech.....	69
Tabulka č. 7: Minimální noční teploty z meteorologických stanic	77
Tabulka č. 8: Amplitudy teplot vzduchu z meteorologických stanic	79
Tabulka č. 9: Průměrné denní teploty vzduchu z meteorologických stanic	80
Tabulka č. 10: Hodnoty α , δ , θ , m pro jednotlivé dny	83
Tabulka č. 11: Insolace na horní hranici atmosféry a zem. povrchu (propustnost 0,5–0,9)	84

16. Seznam grafů

Graf č. 1: Denní úhrny srážek ve dnech 26.–29. 5.....	70
Graf č. 2: Nejvyšší hodinové úhrny srážek ve dnech 26.–28. 5.....	71
Graf č. 3: Průměrné hodnoty teplot za období 16.–26. 4. 2019	81
Graf č. 4: Insolace na zemském povrchu pro různou propustnost atmosféry.	85
Graf č. 5: Průběh teplot zatravněného zemského povrchu.....	86
Graf č. 6: Porovnání průběhu teplot T_z a T_{2m} ze stanice B7DRHU01	87
Graf č. 7: Porovnání průběhu teplot T_{2m} a T_z na stanici B7DRVA01	88
Graf č. 8: Intenzita a ef. vyzařování zemského povrchu (B7DRVA01 a B7DRHU01).....	89
Graf č. 9: Efektivní vyzařování na stanici B7DRHU01 při působení oblačnosti	91
Graf č. 10: Efektivní vyzařování na stanici B7DRVA01 při působení oblačnosti	92
Graf č. 11: Porovnání ef. vyzařování (působení vrstev oblačnosti) pro B7DRVA01	93
Graf č. 12: Porovnání ef. vyzařování (působení vrstev oblačnosti) pro B7DRHU01	94