

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta
Ústav pro životní prostředí

Studijní program: Ekologie a ochrana prostředí

Studijní obor: Ochrana životního prostředí



Mykhailo Fedorenko

Měření vertikální profilu T, RH mezní vrstvy atmosféry s pomocí dronu

Vertical profiling of T and RH in atmospheric boundary layer by drone

Bakalářská práce

Vedoucí práce: RNDr. Jan Hovorka, Ph.D.

Praha, 2024

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce, ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne

Podpis:

Poděkování:

Rád bych vyjádřil své upřímné poděkování RNDr. Janu Hovorkovi, Ph.D., který vedl mou bakalářskou práci. Zejména bych chtěl zdůraznit jeho odborné vedení, trpělivost a čas, který mi věnoval. Za makro v programu Excel děkuji Ing. Luboši Matějčíkovi, Ph.D.

Práce byla financována z grantu GA ČR 22-03426L.

Abstrakt

Spodních 200 metrů mezní vrstvy atmosféry (ABL) se vyznačuje vysokým množstvím atmosférických znečišťujících příměsí, jejichž rozložení i transport je možné předpovědět na základě vertikálních profilů určitých fyzikálních parametrů. Získání detailních vertikálních profilů v tomto rozsahu je proto nezbytné.

Tradiční metody měření vertikálních profilů však nejsou plně použitelné v kontextu SL. Radiosondy nejsou určeny pro časté měření vertikálních profilů v rozsahu 200 metrů a metody dálkového průzkumu často nemají dostatečné časoprostorové rozlišení, pro podrobné měření takovýchto profilů, mohou monitorovat pouze určité parametry, jejich provoz má svá specifika a je spojen s vysokými náklady.

Oproti těmto metodám přináší použití dronu jako mobilní platformy výhody ve formě vysokého časoprostorového rozlišení a schopnosti provádět profilování v krátkých časových intervalech, což umožňuje zachycení detailní dynamiky vertikálních profilů v rozsahu 200 metrů.

V této práci bylo s využitím dronu DJI Air 2s, vybaveným senzorem iMet-XQ2 (InterMet Systems) prováděno měření vertikálních profilů teploty (T) a relativní vlhkosti (RH). Vertikální rychlost vzestupu dronu byla přibližně 1 m/s, měření profilu do 120m tak trvalo obvykle 120 s, cele měření kolem 3-4 minut. Mezi měřeními jednotlivých profilů byla okamžitě vypočítána potenciální teplota (θ), která byla spolu s naměřenými daty průběžně zobrazena v grafech, umožňujících tak získat ucelený přehled o stabilitním stavu spodní části mezní vrstvy atmosféry. Interval mezi jednotlivými profily byl 10 až 15 minut.

Způsob měření vertikálních profilů T a RH s pomocí dronu s následným vyhodnocením umožňuje získat on-line denní chod požadovaný chod stabilitního stavu spodní části mezní vrstvy atmosféry

Klíčová slova: teplota, vlhkost, mezní vrstva atmosféry.

Abstract

The lower 200 meters of the atmospheric boundary layer (ABL) is characterized by a high amount of atmospheric pollutants, whose distribution and transport can be predicted based on vertical profiles of specific physical parameters. Therefore, acquiring detailed vertical profiles in this range is essential.

Traditional methods of measuring vertical profiles are not fully applicable in the context of the SL range. Radiosondes are not designed for frequent measurement of vertical profiles within 200 meters, and remote sensing methods often lack the spatiotemporal resolution needed for detailed measurements of such profiles, can monitor only certain parameters, have specific operational characteristics, and are associated with high costs.

In contrast to these methods, the use of a drone as a mobile platform offers advantages in the form of high spatiotemporal resolution and the ability to profile at short intervals, which enables the capture of detailed dynamics of vertical profiles within 200 meters.

In this work, using the DJI Air 2s drone equipped with an iMet-XQ2 sensor, measurements of temperature (T) and relative humidity (RH) vertical profiles were conducted. The drone's vertical ascent speed was approximately 1 m/s, so measuring a profile up to 120 meters typically took about 120 seconds, with the entire measurement taking around 3-4 minutes. Between measurements of individual profiles, the potential temperature (θ) was immediately calculated, which, along with the measured data, was continuously displayed in graphs, thus providing a comprehensive overview of the stable condition of the lower part of the atmospheric boundary layer. The interval between individual profiles was 10 to 15 minutes.

This method of measuring vertical profiles of temperature and RH with a drone and subsequent evaluation allows for obtaining an online daily progression of the required stable condition of the lower part of the atmospheric boundary layer.

Key words: temperature, relative humidity, atmospheric boundary layer

Obsah

1. Seznam použitých zkratk	7
2. Úvod	9
3. Cíl práce a hypotéza	10
4. Termodynamika atmosféry	11
4.1. Ideální plyn	11
4.1.1. Rovnice ideálního plynu pro suchý čistý vzduch a měrná plynová konstanta	12
4.2. Rovnice hydrostatické rovnováhy	12
4.3. Gravitace	13
4.4. Geopotenciál a hypsometrická rovnice	13
4.5. Teplotní gradienty	15
4.6. Potenciální teplota θ	16
4.7. Stabilita v atmosféře	16
4.7.1. Teplotní inverze	18
4.8. Vodní pára v atmosféře	18
5. Mezní vrstva atmosféry (ABL)	19
5.1. Teplo	19
5.2. Struktura a vývoj ABL	20
5.3. Přizemní vrstva	22
6. Způsoby měření vertikálního profilu přizemní vrstvy atmosféry	23
6.1. Měření vertikálního profilu SL pomocí meteorologických balónku vybavených radiosondou 23	23
6.2. Techniky dálkového průzkumu	24
6.2.1. Měření vertikálních profilů mezní vrstvy pomocí vybraných technik dálkového průzkumu	26
6.3. Měření vertikálních profilů T a RH v SL s pomocí dronu	27
7. Praktická část	29
7.1. Měřicí soustava	29
7.2. Zpracování dat	30
7.3. Výsledky měření a diskuze	31
7.3.1. Grafy vertikálních profilů T, RH a potenciální T	32
7.3.2. Dynamika vertikálních profilů T, RH a θ	34
8. Závěr	36
9. Použitá literatura:	38

1. Seznam použitých zkratk

ABL – Planetary boundary layer (mezní vrstva atmosféry)

CBL – Convective boundary layer (konvektivní mezní vrstva)

SBL – Stable boundary layer (stabilní mezní vrstva)

SL – Surface layer (přízemní vrstva atmosféry)

RH – Relative humidity (relativní vlhkost)

T – Teplota

θ – Potenciální teplota

2. Úvod

Mezní vrstva atmosféry (ABL), je spodní část troposféry nacházející v bezprostřední blízkosti zemského povrchu a reagující na síly zemského povrchu v časovém měřítku hodiny nebo méně [9]. Tyto síly jsou představovány především silou tření a zemskou radiací [10]. Rozsah a charakter této vrstvy se proměňují v závislosti na variabilních parametrech zemského povrchu. Typická výška ABL je podle [5] kolem 1-2 km, ale v určitých situacích může být vyšší.

ABL přímo ovlivňuje jak ekosystémy, tak i lidi jakož jejich součást, proto je důležité mít přehled o procesech probíhajících zde. Tak podle [33] je ABL klíčová pro modelování a pozorování počasí a klimatu. Dalším důležitým aspektem je otázka znečištění ovzduší. Dnes je mezní vrstva charakterizovaná vysokými koncentracemi chemických látek nad znečištěnými oblastmi [24], přičemž množství globálních emisí roste [16]. Příčinou vysokých koncentrací znečišťujících příměsí v ABL je skutečnost, že většina emisních zdrojů je situována právě zde. V této vrstvě příměsí setrvávají, může docházet k jejich chemickým přeměnám, jsou transportovány atmosférou a často dochází k jejich zpětnému transportu k zemskému povrchu, což má negativní působení na lidské zdraví.

V rámci ABL je vyčleňována oblast známá jako přízemní vrstva (SL), která představuje nejnižší část ABL a má rozsah 50-100 metrů [1], [2]. Právě tato přízemní vrstva je velmi důležitá z hlediska znečištění ovzduší [1], neboť obsahuje většinu antropogenních zdrojů znečištění. Distribuce těchto znečišťujících příměsí je pak určena atmosférickou dynamikou posuzovat kterou lze s pomocí základních fyzikálních parametrů atmosférického vzduchu jako T , směr a rychlost proudění.

Proto je zásadní disponovat metodou, která zajišťuje možnost měření těchto parametrů v celém vertikálním rozsahu SL (alespoň do 100m výšky) a to s vysokým časovým a prostorovým rozlišením.

3. Cíl práce a hypotéza

Cíle:

1. Shrnout a vyhodnotit metody měření vertikálního profilu T a RH mezní vrstvy atmosféry.
2. Osvojit metodu měření vertikálního profilu T a relativní RH v mezní vrstvě atmosféry pomocí senzoru iMet-XQ2, který je umístěn na dron DJI Air 2 s.
3. Data zobrazit do grafů, spočítat θ a data zpracovat za účelem odhadu stabilitních podmínek v mezní vrstvě atmosféry.

Hypotéza:

Metoda měření T a RH pomocí dronu může poskytnout vysoké časoprostorové rozlišení a umožňuje tak provádět a hodnotit profilování SL v pravidelných intervalech každých 20 až 30 minut, za účelem získání podrobné dynamiky vertikálních profilů v této vrstvě během dne.

4. Termodynamika atmosféry

V této kapitole bude uveden základní přehled termodynamiky atmosféry, což je nezbytné pro další pochopení problematiky mezní vrstvy. Budou zde také uvedeny několik vzorců, které se budou používat v praktické části práce.

Termodynamická soustava je základním pojmem v termodynamice. Za termodynamickou soustavu můžeme považovat určitou množinu makroskopických objektů, které jsou od okolí odděleny hranicí, buď skutečnou nebo myšlenou. Podle [3] lze nekonečně malé termodynamické soustavy popisovat čtyřmi parametry: hmotností – dM , objemem – dV , tlakem p a teplotou T . [3].

Místo skutečného objemu většinou používáme měrný objem α , který vyjadřuje „objem jednotky hmotnosti dané látky“. Například objem obsažený v 1 kg plynu za daného tlaku p a T . Pro měrný objem platí vztah [3]:

$$\alpha = dV/dM \quad 4.0$$

Pak definujme měrnou ρ hmotnost, která se rovná

$$\rho = \alpha^{-1} \quad 4.1$$

4.1. Ideální plyn

„Ideální plyn“ zjednodušeně popisuje chování reálných plynů. Jeho použití umožňuje snazší definování dalších vztahů pro atmosférický vzduch. Příslušná rovnice může být vyjádřena různými formami, tak podle [5] může mít tvar:

$$pV = mRT \quad 4.1.0$$

Kde, p je tlak, V je objem, m hmotnost, T absolutní teplota plynu v kelvinech a R měrná plynová konstanta, která má určitou hodnotu pro každý plyn. Vzhledem k tomu, že $\rho = m/V$, lze rovnici 2.0 zapsat ve tvaru [5]:

$$p = \rho RT \quad 4.1.1$$

Další modifikaci rovnice 4.1.1 pro dříve definovaný měrný objem α , dostáváme rovnici [5], [3]:

$$p\alpha = RT \quad 4.1.2$$

4.1.1. Rovnice ideálního plynu pro suchý čistý vzduch a měrná plynová konstanta

Suchý a čistý vzduch lze s vysokým stupněm přesnosti považovat za ideální plyn, který lze popsat rovnicí [3]:

$$p_d = \rho_d R_d T \quad 4.1.1.0$$

Symbol ρ_d v indexu značí, že se hodnoty vztahují na čistý suchý vzduch. V tomto kontextu se používá měrná plynová konstanta R_d , která je specifická pro suchý čistý vzduch, a jejíž hodnota je $287.0 \text{ J K}^{-1}\text{kg}^{-1}$. Hodnotu R_d , lze odvodit podle vzorce uvedeného v [5]:

$$R_d = R^*/M_d \quad 4.1.1.2$$

Kde R^* je univerzální plynová konstanta a M_d značí molární hmotnost daného plynu. Dosazením hodnot do této rovnice, lze vypočítat měrnou plynovou konstantu pro suchý vzduch:

$$R_d = \frac{8.3145}{28.97} * 1000 = 287.0 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}.$$

4.2. Rovnice hydrostatické rovnováhy

Atmosférický tlak působící v určitém místě atmosféry je způsoben tíhou veškerého vzduchu, který se nachází přímo nad tímto místem. Proto s rostoucí výškou nad Zemí se hodnota atmosférického tlaku zmenšuje, poněvadž se zmenšuje hmotnost vzduchu, který je přitahován zemskou gravitační silou. Rovnice, která popisuje, jak se mění atmosférický tlak s výškou se nazývá rovnice hydrostatické rovnováhy, která podle [4], může být zapsána ve tvaru:

$$-dp = \rho g dz, \quad 4.2$$

Kde dp je změna tlaku, dz změna výšky, g tíhové zrychlení a ρ hustota vzduchu.

4.3. Gravitace

Gravitace je základní síla mající přitažlivý charakter, která působí mezi všemi hmotnými objekty. Proto jsou hmotné objekty přítomné v relativní blízkosti Země ovlivněny zemskou gravitační silou, což je síla působící mezi Zemí a tělesem poblíž ní. Jedná z rovnic pro výpočet gravitační síly je:

$$F_g = G \frac{m_1 m_2}{r^2}, \quad 4.3.0$$

Kde G je univerzální gravitační konstanta, m_1 a m_2 jsou hmotnosti dvou těles, r je vzdálenost mezi středy těchto těles. V souvislosti s gravitační silou se setkáváme s pojmem gravitační zrychlení, jehož hodnota se rovná gravitační síle působící na jednotkovou hmotu.

Pokud budeme uvažovat hmotný objekt v blízkosti zemského povrchu, tento objekt bude ovlivněn nejen gravitační, ale také odstředivou silou. Tato síla je způsobena zemskou rotací a představuje rychlost této rotace. Velikost, které je $\Omega = 7,29 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ podle [3]. Odstředivou sílu lze vyjádřit vzorcem [4]

$$F_a = m\Omega^2 R, \quad 4.3.1$$

Kde m představuje hmotnost objektu, Ω je velikost uhlové rychlosti zemské rotace a R je vzdálenost objektu od osy rotace. Vzhledem k tomu, že jak gravitační, tak odstředivá síla působí na hmotné objekty v blízkosti zemského povrchu, obvykle pracujeme s jejich výslednicí, silou G (síla zemské tíže), která je dána jejich algebraickým součtem [4]:

$$G = G_a + F_a \quad 4.3.2$$

V souvislosti s touto výslednou silou G hovoříme o tíhové síle, jejíž velikost je vyjádřena tíhovým zrychlením. Ačkoli velikost tíhového zrychlení se mění v závislosti na zeměpisné šířce a nadmořské výšce, tyto změny jsou poměrně nepatrné, a proto v meteorologii můžeme používat průměrnou hodnotu $g = 9.81 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$. [3].

4.4. Geopotenciál a hypsometrická rovnice

Geopotenciál je definován jako práce potřebná k přenesení hmotnosti 1 kg proti zemskému gravitačnímu poli z úrovně mořské hladiny do určité nadmořské výšky. Geopotenciál lze vyjádřit vztahem podle [3]:

$$d\Phi = g dz, \quad 4.4.0$$

Kde g je tíhové zrychlení, $d\Phi$ představuje změnu geopotenciálu, dz je změna výšky. Jednotkou geopotenciálu je $[\text{m}^2\text{s}^{-2}]$. Podle [6] lze pomocí geopotenciálu definovat geopotenciální výšku následovně:

$$Z = \Phi/g_0 \quad 4.4.1$$

Kde g_0 je standardní hodnota tíhového zrychlení ($g = 9.81 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$). I když se geopotenciální výška nerovná geometrické výšce, stejně můžeme ji efektivně používat pro většinu praktických účelů, poněvadž značné rozdíly mezi geopotenciální a geometrickou výškou se projeví až v nadmořských výškách několika desítek kilometrů [6].

Hypsometrická rovnice

Pro praktickou část této práci bude nezbytné vypočítávat výšku, ve které se dron během měření nacházel, aby bylo možné přiřadit hodnoty T k příslušným hodnotám výšky. Tak podle [6], lze z rovnici 4.4.1 odvodit vztah pro výpočet rozmezí mezi dvěma geopotenciálními výškami z_1 a z_2 , což odpovídá geopotenciální vzdálenosti mezi dvěma hladinami s tlaky p_1 a p_2

$$z_2 - z_1 = H \ln \left(\frac{p_1}{p_2} \right), \quad 4.4.2$$

Kde $H = RT/g_0$ je tzv. „scale height“ (charakteristická výška), definovaná pro izotermickou atmosféru. Je to výška, ve které se určitá fyzikální veličina (např. tlak nebo hustota) snižuje o faktor $1/e$ (např. pro tlak p_0 , je to p_0/e).

Při konkrétním výpočtu pro hladiny z_1 a z_2 , kterým odpovídají tlaky p_1 a p_2 , lze za teplotu T dosadit průměrnou teplotu v rozmezí tlaků p_1 a p_2 , dle [7]. Pokud počítáme výšku od zemského povrchu, tedy $z_1 = 0$ a p_1 je přízemní atmosférický tlak, lze rovnici 4.4.2 zapsat ve tvaru

$$h = \frac{RT}{g} \ln \left(\frac{p_0}{p_h} \right), \quad 4.4.3$$

kde h je geopotenciální výška neboli geopotenciální vzdálenost mezi dvěma hladinami, R je měrná plynová konstanta pro suchý vzduch, g je tíhové zrychlení, p_0 je tlak vedle zemského povrchu, p_h – tlak ve výšce h , T je průměrná teplota mezi dvěma tlakovými hladinami p_0 až p_h .

Odvození podobné rovnice lze provést i alternativním způsobem. Základem bude rovnice pro redukce tlaku na mořskou hladinu. Podle [5] tato rovnice má tvar:

$$Z_g = H \ln (p_0/p_g), \quad 4.4.2$$

Kde v případě, že výška h je malá, H může být vypočítána dosazením T těsně nad zemským povrchem. Když ale budeme uvažovat místo mořské hladiny určitý zemský povrch, jehož nadmořská výška se výrazně neliší od mořské hladiny (Pořád uvažujeme geopotenciální výšku) můžeme rovnici 4.4.2 upravit a zapsat pro zemský povrchu ve tvaru:

$$h = \frac{RT}{g} \ln \left(\frac{p_0}{p_g} \right), \quad 4.4.3$$

hodnoty většinou platí stejné jako i pro rovnici 4.5.1, jenomže místo průměrné T ve vzduchovém sloupci mezi dvěma tlakovými hladinami dosazujeme přízemní T .

4.5. Teplotní gradienty

Teplotní gradienty popisují rychlost poklesu T s rostoucí výškou, podle [3] vertikální gradient je definován vztahem:

$$\Gamma = -\frac{dT}{dz}, \quad 4.5.0$$

Kde T je teplota a z je výška. Tento vztah popisuje změnu T za jednotku vzdálenosti. Pokud budeme uvažovat adiabatický děj, tak pro určitou suchou vzduchovou částici bude platit vztah:

$$\Gamma_d = \frac{g}{c_p}, \quad 4.5.1$$

Kde Γ_d – suchoadiabatický gradient c_p (měrné teplo, při stálém tlaku) = 1004 J K⁻¹ kg⁻¹. tento gradient popisuje rychlost poklesu T vzduchu, která je způsobena rozpínáním vzduchové částici při výstupu do oblastí s nižším atmosférickým tlakem [5]. Dosazením a hodnot dostaneme hodnotu 0,0098 K/m, která ukazuje rychlost poklesu T pro suchý adiabatický vzduch.

Pokud ale budeme uvažovat vzduch nasycený, v tomto vzduchu bude docházet ke kondenzaci určitého množství vodní páry. Při tomto procesu se začne uvolňovat latentní teplo, které bude zpětně ohřívat vzduchovou částici. Proto rychlost poklesu T nasyceného vzduchu při adiabatickém výstupu bude menší než u vzduchu nenasyčeného [4]. Hodnota nasyceně

adiabatického gradientu je závislá na T a tlaku, orientační hodnota pro nejčastěji se vyskytující T je 0,0065 K/m. [3].

4.6. Potenciální teplota θ

Potenciální teplota (θ) je důležitý pojem pro popis stability atmosféry. Když mluvíme o „klasické“ T v čisté suché atmosféře, platí pro ni vztah $p_d = \rho_d R_d T$. [3] Při předpokladu, že měrná hmotnost (ρ) a měrná plynová konstanta (R_d) zůstávají konstantní, je tlak přímo úměrný T . Tlak ale jak víme klesá s výškou, tedy s klesající výškou a tlakem bude zároveň docházet k poklesu T . Tudíž rozdíl teplot mezi dvěma tlakovými hladinami p_1 a p_2 může být dán tímto jevem a ne „skutečným rozdílem“ teplot.

Pro srovnání T dvou vzduchových hmot, které se nacházejí na různých tlakových hladinách lze použít vztah pro θ , který ukazuje T , jakou by měla vzduchová hmota, pokud by se nacházela na hladině standardního tlaku 1000 hPa:

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R_d/c_p}; \quad 4.6.0$$

θ je zde vyjádřena použitím Poissonovy rovnice, při které se předpokládá, že $R \cong R_d = 287 \text{ J}^{-1} * \text{kg}^{-1}$ a $c_p = 1004 \text{ J K}^{-1} \text{kg}^{-1}$, proto $\frac{R_d}{c_p} = 0.286$ [5]. Rovnici v tomto tvaru lze aplikovat buď na suchý nebo vlhký, ale nenasycený vzduch [4]. Zároveň je nutně pamatovat, že v tomto případě uvažujeme adiabatické podmínky, což většinou není problém, protože atmosférické procesy jsou často blízké adiabatickým [4].

4.7. Stabilita v atmosféře

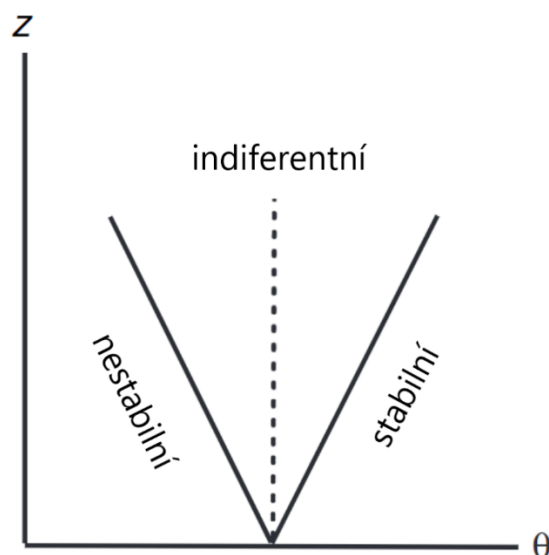
Za stabilní systém můžeme považovat takový systém, který se při malé poruše automaticky vrátí do původního rovnovážného stavu. Pokud však malá porucha způsobí selhání systému, pak tento systém není stabilní [7]. Jako příklad systému lze uvést vzduchovou částici umístěnou v určité atmosférické hladině, která je vystavena vnějším silám působícím ve vertikálním směru. Je-li stav atmosféry stabilní, částice se po posunutí snaží vrátit na původní hladinu, pokud však částice v pohybu pokračuje, je to znak nestabilního stavu atmosféry [3].

Jedním z významných parametrů ovlivňujících vertikální stabilitu atmosféry je teplotní zvrstvení. Obvykle T s rostoucí nadmořskou výškou klesá, tedy teplý a lehčí vzduch je dole a chladnější a těžší nahoře. Při takové situaci dochází k vertikálnímu výstupu teplejšího tudíž lehčího vzduchu. Opačná situace, kdy T s výškou roste, brání vertikálnímu pohybu vzduchu, protože těžší vzduch nemůže samovolně se vznášet nad vzduch lehčí, takovýto stav představuje nejstabilnější formu atmosférického zvrstvení [3]. V kontextu posuzování stabilitních podmínek atmosféry je nezbytné používat θ , aby byly eliminovány efekty změny tlaku na T .

Konkrétně, stabilitní podmínky atmosféry lze popisovat pomocí derivace θ podle výšky, tj. $\frac{d\theta}{dz}$, kde θ je potenciální teplota a z je výška. Existují tři základní typy teplotního zvrstvení [8]:

1. Pokud je hodnota derivace kladná, tedy $\frac{d\theta}{dz} > 0$, θ s výškou roste, což obvykle indikuje stabilní atmosférické podmínky, pokud na systém nepůsobí další síly
2. Pokud je hodnota derivace záporná, tedy $\frac{d\theta}{dz} < 0$, dochází k poklesu θ s výškou, což vede k vertikálnímu pohybu vzduchových hmot, a tedy k nestabilním podmínkám.
3. Když je derivace rovná nule $\frac{d\theta}{dz} = 0$, je stav atmosféry považován za indiferentní z hlediska vertikálního pohybu.

Pro lepší přehled lze typy teplotního zvrstvení zobrazit v grafu 1.



Graf 1: Stabilita atmosféry podle změny θ s rostoucí výškou (z). Převzato a upraveno podle [8].

4.7.1. Teplotní inverze

Pokud T s rostoucí výškou od zemského povrchu ne klesá, ale naopak roste, mluvíme o teplotní inverzi. Tento stav atmosféry je velmi stabilní, což výrazně omezuje promíchávání vzduchu a zhoršuje například prostorový rozptyl znečišťujících příměsí [4]. Proto je významné sledovat výskyt teplotních inverzí a podmínek, které je způsobují [4].

Existují různé typy teplotních inverzí, jako jsou přízemní a výškové, které se liší podle výšky, ve které vznikají. Dále teplotní inverze lze členit na základě způsobu vzniku. Radiační inverze jsou zvláště důležité v kontextu mezní vrstvy. Mechanismus jejich vzniku spočívá v radiačním ochlazení zemského povrchu [1], tedy jejich výskyt je závislý na denním chodu T zemského povrchu, který ovlivňuje i denní chod ABL. K radiačnímu ochlazení zemského povrchu dochází během noci, za jasné oblohy a klidného počasí, nebo v zimním období, kdy je efektivní vyzařování větší než příjem slunečního záření [4]. Přítomnost sněhové pokrývky, která odráží sluneční záření, rovněž podporuje vznik přízemních teplotních inverzí [3]. Přízemní inverze vznikají i jinými mechanismy seznam a popis kterých, lze například najít v [4].

Důležitým aspektem přízemních teplotních inverzí je, že za takových situací dochází ke hromadění znečišťujících látek z přízemních zdrojů u zemského povrchu [3], což negativně ovlivňuje jak lidi, tak i ekosystémy. Pokud ale zdroj znečištění se nachází nad inverzní vrstvou (efektivní výška zdrojů znečištění přesahuje výšku inverzní vrstvy), stabilita této vrstvy paradoxně brání rozptylu znečištění směrem dolů [3]."

4.8. Vodní pára v atmosféře

Obsah vodní páry v atmosféře lze vyjadřovat různými způsoby. V praktické části této práce bude obsah vodní páry vyjádřen prostřednictvím relativní RH, proto tato kapitola objasní tento pojem. Začneme směšovacím poměrem, který je definován jako podíl hmotnosti vodní páry ku hmotnosti suchého vzduchu podle [5]:

$$w = \frac{m_v}{m_d},$$

Kde m_v je hmotnost vodní páry a m_d je hmotnost suchého vzduchu. V případě nasyceného vzduchu platí pro něj nasycený směšovací poměr (v jednotce objemu) [5]:

$$w_s = \frac{m_{vs}}{m_d},$$

m_{vs} je hmotnost vodní páry v daném objemu vzduchu, který je nasycen vzhledem k rovinnému povrchu čisté vody a m_d je hmotnost suchého vzduchu. Na základě těchto dvou směšovacíh poměrů lze podle [5] definovat RH, jako:

$$RH = \frac{w}{w_s} * 100$$

Kondenzace, tedy proces, při kterém dochází k přechodu vodní páry zpět na kapalný stav, může být způsobena určitými fyzikálními podmínkami. Uvažujme vzduchovou částici, která se nachází v místě s konstantním atmosférickým tlakem. V tomto případě lze částici dostat do stavu nasycení jejím ochlazením, aniž bychom přidávali vodní páru. T , při které se vzduchová částice stane nasycenou, se nazývá teplota rosného bodu [6].

5. Mezní vrstva atmosféry (ABL)

Rozsah a charakter mezní vrstvy je definován silami zemského povrchu. Mezi síly definující ABL patří zejména síla tření o zemský povrch a radiace vyzařovaná zemským povrchem [10]. Tyto síly způsobují turbulentní charakter proudění v ABL. Turbulenci lze zjednodušeně popsat jako soubor chaoticky se pohybujících vírů různé velikosti [3]. Existují dva základní typy turbulence mechanická a termická. Mechanická turbulence vzniká v důsledku tření vzduchu o zemský povrch [3]. Termická turbulence vzniká, pokud je zemský povrch intenzivně ohříván slunečním zářením. Taková termická turbulence se typicky formuje za podmínek instabilního teplotního zvrstvení [3].

5.1. Teplo

Primárním zdrojem energie, který pohání všechny procesy v atmosféře, je sluneční záření [11]. Sluneční záření se skládá z fotonů, jichž energii lze kvantifikovat podle vztahu.

$$E = hf = \frac{hc}{\lambda}; \quad 5.1.0$$

Kde h je Planckova konstanta, f frekvence, c rychlost světla a λ vlnová délka. Vycházejíc z uvedeného vztahu, vyplývá, že energie fotonu se zvyšuje s poklesem jeho vlnové délky, na základě, které lze sluneční záření rozdělit do tří základních kategorií [4]:

1. UV-záření s vlnovými délkami menšími než 400 nm
2. Viditelné sluneční záření s vlnovými délkami od 400 do 750 nm.
3. IR záření s vlnovými délkami většími než 750 nm.

Tepelná energie je dána IR záření. Toto záření je emitované jak Sluncem, tak i zemským povrchem (v tomto případě se jedná o sluneční záření pohlcené zemským povrchem a přeměněné na tepelné záření), které má vlnovou délku kolem desíti mikrometrů [3]. Toto dlouhovlnné záření je zejména vyzařováno zpět do atmosféry [4], čímž dochází k ohřívání přízemních vrstev vzduchu. Množství záření emitovaného zemským povrchem podle [3] lze vyjádřit na základě Stefanova-Boltzmanova zákona:

$$G = \varepsilon^* \sigma T_g^4; \quad 5.1.1$$

Kde G je množství radiace vyzařené za jednotku času jednotkou plochy, T_g^4 je teplota černého tělesa v kelvinech a σ je Stefanova a Boltzmanova konstanta. Člen ε^* značí vyzařovací schopnost určitého povrchu, což v tomto případě odpovídá určitému zemskému povrchu. Za předpokladu, že $\varepsilon^* = 1$, lze definovat efektivní vyzařování, které je dáno vyzařováním zemského povrchu a zpětným zářením atmosféry [3]

$$E^* = G - E \quad 5.1.2$$

Pak celková radiační bilance je definována vztahem [3]:

$$R' = Q(1 - A) - E^*; \quad 5.1.3$$

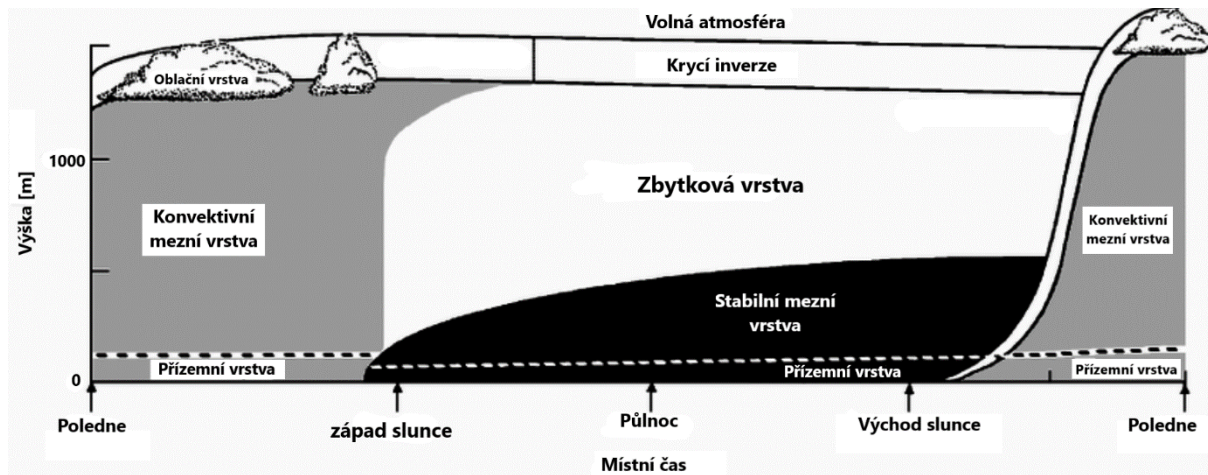
Kde Q – veškeré množství slunečního záření dopadajícího za jednotku času na jednotku plochy, A – albedo, což je poměr množství slunečního záření odraženého a dopadajícího, E^* - efektivní vyzařování. Kladná radiační bilance znamená, že zemský povrch absorbuje více energie, než vyzařuje. Naopak negativní radiační bilance znamená, že zemský povrch, vyzařuje více energie než přijímá, dochází tedy k ochlazení zemského povrchu.

5.2. Struktura a vývoj ABL

ABL je velmi variabilní, což se projevuje jak v denních změnách závislých na intenzitě slunečního záření, tak ve variabilitě způsobené typem podloží, jako jsou pevnina, oceán, sněhová pokrývka či led. Například nad oceánem dochází ke změnám v hloubce ABL pomaleji,

jak v prostoru, tak v čase. To je způsobeno pomalou změnou T mořského povrchu, což má za následek pomalou adaptaci mezní vrstvy na tyto změny [9]

Dále bude podrobněji rozebrána kontinentální mezní vrstva, tedy je mezní vrstva, která se nachází přímo nad zemským povrchem. Zidealizovaný model této vrstvy ilustruje obrázek 1.



Obrázek 1: Struktura a vývoj ABL v průběhu dne a noci nad pevninou. Převzato a upraveno podle [9]

Jak již bylo zmíněno na začátku kapitoly 5, struktura ABL je ovlivněná silami zemského povrchu. Síla tření závisí na reliéfu, který je konstantní. Ale působení zemské radiace je proměnlivé a závisí na hodnotě radiační bilance. Kladné radiační bilanci odpovídá konvektivní mezní vrstva (CBL), zatímco stav záporné radiační bilance odpovídá stabilní mezní vrstvě (SBL). CBL se typicky vyvíjí po východu Slunce, kdy sluneční paprsky většinou ohřívají zemský povrch a tím nepřímo ohřívají vzduchu [2], což vede k vývoji a CBL až do dopoledne. Inverzní vrstva, která převládala před východem Slunce, se postupně stává krycí vrstvou, která stoupá společně s konvekční vrstvou. Se západem Slunce CBL postupně zaniká, protože zemský povrch již není ohříván slunečním zářením. Dochází k postupnému přechodu zbytkové CBL na SBL [9], kdy se vzduch v bezprostřední blízkosti zemského povrchu ochlazuje a vytváří se nízkoúrovňová inverze s relativně stabilními podmínkami [10]. Nad SBL se nachází tzv. zbytková vrstva, která je charakteristická tím, že v ní dochází k určitému míchání vzduchu v důsledku působení atmosférického proudění, i když tepelné toky od zemského povrchu jsou v této fázi minimální. [10].

5.3. Přízemní vrstva

V rámci ABL existuje specifická část, přízemní vrstva atmosféry (SL). Ačkoliv obě, tedy ABL i SL, jsou ovlivněny zemským povrchem, způsob tohoto vlivů se liší. Pro lepší porozumění těmto rozdílům můžeme srovnání obou vrstev ilustrovat pomocí tabulky 1., která byla vytvořena na základě [1]:

Tabulka 1: Srovnání vybraných parametrů ABL a SL

Parametr	Mezní vrstva atmosféry (ABL)	Přízemní vrstva (SL)
Střih větru a tepelný tok	Variabilní	Konstantní
Čím je ovlivněno proudění	Síla tření, teplotní gradient a Coriolisova síla	Typem povrchu i vertikálním teplotním gradientem

Rozsah přízemní vrstvy atmosféry se pohybuje v rozsahu 50-100 metrů, jak uvádí [2]. Důraz na tuto vrstvu je odůvodněn skutečností, že zdroje znečišťujících příměsí se obvykle nacházejí v této vrstvě.

Vývoj SL je podobný vývoji ABL a bude popsán na základě [1]. V průběhu noci je SL stabilně stratifikována, což je způsobeno postupným ochlazením přilehlých vrstev vzduchu od chladnějšího zemského povrchu, a to pohybem tepla od vzduchu směrem k zemskému povrchu. Za těchto podmínek je proudění v SL je téměř laminární. S východem Slunce a za jasného počasí dochází k ohřívání zemského povrchu slunečním zářením, což vede ke konvekčním pohybům a proudění se stává turbulentním. Vertikální tok teplého vzduchu pak způsobuje intenzivní promíchávání vzduchu v rámci vzduchového sloupce a během dne se tloušťka konvekční vrstvy zvyšuje s pokračujícím ohřevem povrchu. V odpoledních hodinách, kdy se T vzduchu vyrovnává s T zemského povrchu, teplotní profil atmosféry přechází do adiabatického stavu, protože tepelný tok mezi povrchem a vzduchem zaniká. Po západu Slunce zvrstvení SL se zase postupně stává stabilním.

6. Způsoby měření vertikálního profilu přízemní vrstvy atmosféry

Měření vertikálních profilů atmosféry znamená měření vertikálního rozložení určitých parametrů (prvků) atmosférického vzduchu. Tyto parametry lze rozdělit do dvou skupin: fyzikální parametry a znečištění ovzduší.

Fyzikální parametry jsou základními stavebními prvky pro popis dynamiky mezní vrstvy. Patří sem T , tlak, rychlost a směr proudění větru. Tyto parametry hrají zásadní roli při analýze výměny energie [12], která řídí všechny procesy probíhající v atmosféře. Jejich vertikální rozložení poskytuje zásadní informace o procesech probíhajících v ABL [3]. Typickým příkladem je možnost odhalení teplotních inverzí (stabilního stavu) na základě vertikálního profilu θ , stanovit kterou lze z naměřené klasické T (vypočet – kapitola 4.6).

Proto je důležité mít k dispozici metodu umožňující měřit vertikální profily základních fyzikálních parametrů v rozsahu SL. A to z co nejlepším časoprostorovým rozlišením.

6.1. Měření vertikálního profilu SL pomocí meteorologických balónku vybavených radiosondou

Jedná se o jednu z tradičních metod používaných pro měření vertikálních profilů atmosféry. Měření se provádí pomocí radiosondy připevněné k balonku, který volně stoupá atmosférou. Radiosonda obsahuje čidla, které měří specifické parametry atmosféry, přičemž získaná data jsou pomocí radiového vysílače přenášena do vyhodnocovacího zařízení [3].

Radiosondy jsou schopné měřit řadu parametru, včetně T , vlhkost, atmosférického tlaku směru a rychlosti větru. Při měření spodních vrstev atmosféry mohou být takovéto balónky využity pro simulaci ABL, jak bylo ukázáno ve studii [13]. Balónky s radiosondami mohou být sice využity k měření fyzikálních parametrů přízemní vrstvy, ale jsou primárně určeny pro získávání rozsáhlejších vzduchových profilů. Při jejich vypouštění je SL změřena pouze jednou, což znamená, že pro získání průběžných dat by bylo nutné balónky vypouštět mnohokrát denně. Vzhledem k vysokým nákladům je to nepraktické. Například z aerologické stanice Praha-Libuš ČHMÚ jsou radiosondy vypouštěny pouze třikrát denně, a to za účelem měření vertikální profilu T , RH a větru [25].

Pro měření v malém rozsahu ABL lze využít upoutaného balónu, který umožňuje opakovaně provádět měření vertikálních profilů. Princip této metody bude proveden na základě studie [26], kde byl použit upoutaný balón naplněný heliem za účelem měření 300 m vertikálního profilu T a RH. Měření probíhá tak, že balón s radiosondou je regulovaně vypouštěn do vzduchu a pak přitahován zpět pomocí provazu. Používána byla radiosonda Vaisala s frekvencí 4 Hz, schopna měřit T , RH a atmosférický tlak. Jednoznačnou výhodou je možnost opakovaného použití balónu a sondy, stejně jako možnost regulaci rychlosti měření. Na druhou stranu provoz takového balónu vyžaduje neustálou fyzickou kontrolu. Autoři studie [26] také uvádějí, že pro získání kompletního 300 m profilu je třeba, aby rychlost větru byla menší než $1,5 \text{ m}^{-1}$.

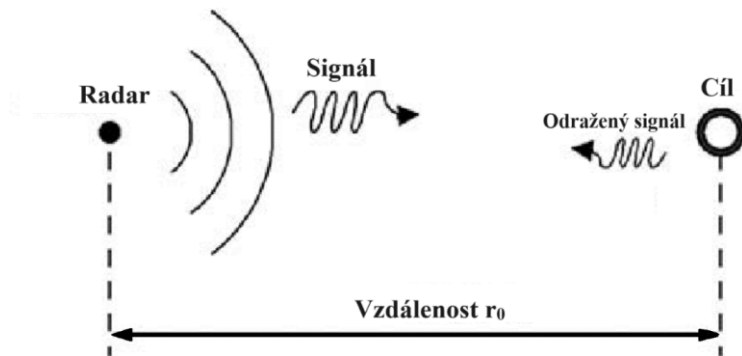
Další alternativou, umožňující opakované měření vertikálních profilů jsou řízené meteorologické balónky, například typu CMET. Tyto balonky využívají reverzibilní způsob regulace výšky skrze kompresi plynů. CMET balónek se skládá ze vnějšího měchýře tlak kterého odpovídá okolnímu atmosférickému tlaku a vnitřního přetlakového měchýře, jehož tlak může být o 0 až 60 kPa vyšší než okolní tlak [21]. Balónek je vyplněn heliem, jehož pumpováním mezi těmito dvěma měchýři lze kontrolovat nadmořskou výšku [22]. Nicméně nelze u těchto balónků kontrolovat pohyb v horizontální rovině, proto jsou odnášeny prouděním na větší vzdálenosti, a tudíž nejde měřit ve stejném místě. Otázkou je také, jestli jsou schopny pohybovat v malém rozsahu SL.

6.2. Techniky dálkového průzkumu

Téma metod dálkového průzkumu je velmi rozsáhlé, proto v první části této kapitoly budou uvedeny pouze některé teoretické základy metod dálkového průzkumu. Dál bude diskutována možnost využití vybraných metod dálkového průzkumu pro měření vertikálních profilů T a RH v SL.

Podle [27] je dálkový průzkum definován jako získávání informací o stavu cíle pomocí senzoru, který s ním není v přímém kontaktu. Senzor je schopen měřit signál reprezentovaný elektromagnetickým zářením, po jeho interakci s určitým objektem. Dále [27] rozlišuje techniky dálkového průzkumu na aktivní a pasivní. Pasivní metody využívají senzory, které reagují na záření emitované z přírodních zdrojů, jako je například Slunce. Aktivní metody zahrnují kromě senzoru také zdroj záření, jehož zpětný rozptyl je následně měřen. Typickými technikami dálkového průzkumu jsou radary, sodary a lidary. Jsou to aktivní metody dálkového průzkumu. Princip jejich fungování je podobný, avšak odlišnosti spočívají ve vysílaných

signálech: radar vysílá radiové vlny, sodar akustické vlny a lidarové systémy emitují elektromagnetické záření stejně jako radary, ale s mnohem kratšími vlnovými délkami. Základní popis jejich principu fungování bude proveden na příkladě radaru. Princip radarových systému je ilustrován na obrázku 2.



Obr. 2: Základní princip detekce radarem cíle

Radarové systémy byly původně navrženy pro měření vzdálenosti mezi vysílačem a cílem. Vztah pro vzdálenost podle [28] je vyjádřen následovně:

$$\tau = \frac{2r_0}{c}; \quad 6.2.0$$

Tato proměna τ měří čas, který uplynul mezi vysláním signálu a přijetím ozvěny. Symbol r_0 představuje vzdálenost, která je vynásobena dvěma, protože EMG (elektromagnetické) záření musí zdolat vzdálenost od zdroje k cíli a zpět. Symbol c značí rychlost šíření vln v daném médiu.

Časové a prostorové rozlišení radaru

Časové rozlišení je schopnost radaru odlišit dva návratové signály, které se vrací v různých, ale velmi blízkých časových úsecích. **Prostorové rozlišení** označuje schopnost radaru odlišit dva objekty, které jsou blízko sebe vzdálenostně, tedy vyjadřuje minimální rozdíl ve vzdálenosti, při kterém může radar identifikovat dva odrazy jako samostatné cíle. Obě tyto charakteristiky jsou závislé na jedné klíčové proměnné šířce pásma radaru (B_r). Pod šířkou pásma rozumíme rozsah frekvenci, který radar může vysílat. Použitím B_r lze definovat časové rozlišení radaru podle [28], kde poslední je nepřímo úměrné šířce pásma:

$$\delta t = \frac{1}{B_r}; \quad 6.2.1$$

Pro prostorové rozlišení platí následující vztah [28]:

$$\delta r = \frac{c}{2} \times \delta t = \frac{c}{2 \times B_r}; \quad 6.2.2$$

Čím je rozsah frekvenci (tj. šířka pásma) větší, tím menší je hodnota rozlišení. Menší hodnota rozlišení znamená lepší prostorové rozlišení. Avšak větší šířka pásma vyžaduje složitější hardware a je spojená s vyššími náklady [28]. Navíc podle této studie jsou také rozsahy frekvencí civilních radarů legislativně omezeny.

6.2.1. Měření vertikálních profilů mezní vrstvy pomocí vybraných technik dálkového průzkumu

Požadavky na techniky dálkového průzkumu v této práci jsou takové, aby byly schopny přímo měřit vertikální profily T a RH. Proto, nejsou radarové systémy vhodné, neboť dokážou měřit turbulenci a RH [14], ale nejsou schopny přímo měřit T vzduchu. Sodarové systémy naopak dokážou detekovat T , ale nelze je použít pro měření obsahu vodní páry ve vzduchu. Příkladem techniky dálkového průzkumu umožňující měření jak T , tak i RH jsou určité typy lidarových systémů.

Lidary

Lidarové systémy operují s takovými vlnovými délkami, že kromě rozptylu emitovaného záření může docházet k jeho absorpci určitými částicemi. Absorpce záření lze podle [29] popsat pomocí celkového absorpčního koeficientu:

$$a(\lambda) = a_a(\lambda) + a_m(\lambda); \quad 6.2.1.0$$

Tento absorpční koeficient závisí na vlnové délce záření a jeho celková hodnota je daná absorpcí aerosolu $a_a(\lambda)$ a molekulární absorpcí $a_m(\lambda)$. Molekulární absorpce je úzkopásmová [29], protože molekuly jsou schopny absorbovat pouze konkrétní vlnovou délku mající příslušnou energii. Tato molekulární absorpce je pak základem pro metodu DIAL [29], techniku, která se používá k měření koncentrace určitých plynů v atmosféře na základě jejich unikátních absorpčních vlastností. Proto jsou DIAL lidary schopny detekovat jak obsah vodní páry [30]. Obvykle DIAL používá dvě vlnové délky laseru, které jsou blízké absorpčnímu vrcholu a absorpčnímu údolí stejné molekuly [31]. Vlnová délka odpovídající vrcholu absorpce je plynem silně absorbována, zatímco jiná, odpovídající údolí, je plynem absorbována pouze

minimálně. [31]. Koncentrace příslušného plynu je pak vypočtena na základě rozdílu mezi vrácenými signály obou vlnových délek. [31]. DIAL lidary však nejsou určeny pro přímé měření T vzduchu.

Příkladem lidaru schopného měřit vertikální profily jak T , tak i RH jsou Ramanovy lidary. Ramanovy lidary vysílají záření na jedné nebo více vlnových délkách a detekují Ramanově posunutý rozptyl záření, což umožňuje určení složky zájmu [30]. Ramanův rozptyl je druh rozptylu, při kterém dochází ke změně kvantového stavu molekuly a současně k posunu frekvence rozptýleného záření [31]. Posun frekvence je podle [31] vyjádřen rovnicí:

$$\Delta\nu = \frac{\Delta E}{hc}; \quad 6.2.1.1$$

Tento posun je určen molekulárním druhem, což umožňuje kvalitativní identifikaci atmosférické vodní páry. Ve vzorci ΔE představuje rozdíl hladin specifické molekulární energie, h je Planckova konstanta a c značí rychlost světla ve vakuu [31]. Časové rozlišení Ramanova lidaru závisí na opakovací frekvenci laseru a energii pulsu a pohybuje se od sekund do minut [30]. Rozlišení vzdálenosti je definováno rychlostí systému sběru dat, s možným velmi vysokým rozlišením (<10m). Příkladem studie, která používala Ramanův lidar pro měření vertikálního profilu T a RH je [32]; měření zde probíhalo ve větším rozsahu a větším vertikálním rozlišením.

I když jsou Ramanové lidary aplikovatelné pro účely měření vertikálních profilů T a RH, mají určité nevýhody. Nejprve mají omezené časové pokrytí, protože poskytují použitelné výsledky pouze při nízkém přirozeném osvětlení pozadí, tedy v noci; zadruhé, spotřební materiál je drahý, proto nejsou obvykle pomocí nich prováděna kontinuální měření [30]. Navíc tyto systémy mají obrovskou velikost [31].

6.3. Měření vertikálních profilů T a RH v SL s pomocí dronu

Dronová měření poskytují efektivní způsob měření vertikálních profilů SL a nabízejí významné výhody oproti jiným metodám. Drony představují dynamickou platformu, která je schopna poskytovat vyšší časoprostorové vzorkovací frekvence, než jaké jsou dostupné prostřednictvím většiny metod satelitního průzkumu [12]. Pro přehlednost porovnání s jinými metodami je vhodné shrnout výše napsanou informaci o radiosondách, sodarech, ceilometrech a dronových měřeních v tabulce 2.

Tabulka 2. Srovnání vybraných metod měření vertikálního profilu SL

Přístroj	Měřené veličiny	Rozlišení a dosah nižších vrstev	Dostupnost
Ramanův lidar	Koncentrace atmosférických plynů, T	Mohou poskytovat dobré prostorové rozlišení (<10m), měří pouze v noci	Vysoká cena
Radiosonda	Závisí na radiosondě, vysoká variabilita	Kontinuální měření, nelze měnit rychlost vzestupu	Frekventovanější použití je nákladné
Dronová měření	Závisí na senzoru, vysoká variabilita	Vysoké časoprostorové rozlišení	Relativně nízká cena

Měřicí soustava je podobná té u balonkových měření, ale jako platforma slouží dron vybavený senzorem. Výběr dronů a senzorů je relativně široký a závisí na cílech měření. Je důležité, aby dron byl schopen zvednout senzor a umožňoval provádění plynulých a relativně pomalých měření. Dalším významným aspektem je umístění senzoru. Vrtule dronu produkují turbulentní proudění, které je tlačeno převážně směrem dolů. Vliv tohoto turbulentního proudění na výsledky měření je relativně neprozkoumaný [16], proto je vhodné zvolit takové umístění, aby působení na senzor bylo minimální. Podle studie [16] existují možnosti umístění senzoru zcela mimo dosah turbulence nebo minimalizace vlivu proudění vzduchu umístěním senzoru na střed trupu dronu nad letadlem. Ve studii [12] je senzor umístěn v blízkosti těla dronu ze spodní strany, aby se minimalizovalo rotorové proudění. V této práci bylo rozhodnuto umístit senzor nad dronem, a to co nejdále, aby minimalizovat vliv proudění produkovaného vrtulemi. Navíc je čidlo senzoru orientováno směrem nahoru, tak aby při vertikálním výstupu dronem čidlo bylo proplachováno vzduchem, který je nasáván dronovými vrtulemi a pak tlačěn směrem dolů a do stran.

I když je to relativně nová metoda, existuje řada studií zabývajících se měřením vertikálních profilů nejnižších vrstev atmosféry pomocí dronu. Například studie [16] poskytuje podrobný přehled nejenom dronů, ale i dalších bezpilotních letadel pro měření vertikálních

profilů v ABL. Tato studie [16] se zaměřuje hlavně na technické způsoby řešení této metodiky a diskutuje různé možnosti použití bezpilotních letadel pro měření vertikálních profilů ABL. Studie, avšak téměř neprobírá otázku zobrazení a zpracování naměřených dat, což je cílem této práce.

Více podobnou studii je [12], tato studie zahrnuje zobrazení vertikálních profilu T a RH, θ a její cílem je použití variogramové analýzy k určení optimálních prostorových vzorkovacích měřítek pro T a RH. Tedy studie se zabývá otázkou, jak přesné musí být prostorové rozlišení těchto vertikálních profilů, aby správně reprezentovaly prostorovou strukturu profilu. Plánují pak dělat rozsáhlejší profily ABL do výšky 1000 metrů a proto je vhodné vědět jaké musí být prostorové rozlišení vertikálních profilů.

Naše práce se zaměřuje na měření v rozsahu nejnižších 200 metrů, v rámci, kterých se nachází SL, vzhledem k relativně malému rozsahu takovýchto profilů lze dovolit přesnější prostorové rozlišení (1 metr), což umožňuje podrobnější posuzování vertikálních profilů.

7. Praktická část

7.1. Měřicí soustava

V této práci byl použit dron DJI Air 2s z instalovaným senzorem iMet-XQ2 UAV sensor (viz Obr. 3).

Dron

Dron DJI Air 2s je komerčně dostupný dron, relativně menší velikosti. Má rozměry 253 mm (šířka) x 183 mm (délka) x 77 (výška) mm a váží 595 gramů. Vzhledem ke své hmotnosti má dron relativně dobrou nosnost, je schopen zvednout zátěž cca 500 gramů a být při tom dobře ovládán, což bylo ověřeno experimentálně. Další výhodou z hlediska legislativy je to, že dron spadá do kategorie „OPEN“ a pro jeho provoz je dostačující základní kategorie provozu dronu – Kategorie A1/A3.

Senzor

V této práci byl použit senzor „iMet-XQ2 UAV sensor“ (InterMet Systems). Senzor váží 60 g a je schopen měřit T , RH, atmosférický tlak a má GPS. Teplotní senzor je schopen měřit T od -90 °C do $+ 50$ °C, doba odezvy je 1 s, a rozlišení $0,01$ °C s přesností $\pm 0,3$ °C.

Senzor RH má rozsah od 0 do 100% RH, doba odezvy závisí na okolní teplotě: 25°C – 0,6s, 5°C – 5,2s, pro – 10°C je 10,9 s, rozlišení je 0,1% s přesností +/- 5% RH.



Obr. 3: Měřicí soustava

Takovéto umístění senzoru a čidla (červené) bylo zvoleno pro minimalizaci vlivů jak proudění vytvářeného vrtulemi dronu, tak i T produkovaného dronem na čidlo senzoru.

7.2. Zpracování dat

Prvním úkolem zpracování dat bylo přiřadit naměřené hodnoty T a RH příslušné výšce, pro možnost vytvoření grafů. I když senzor iMet-XQ2 je vybaven GPS, nebyl použit, protože jeho vertikální rozlišení je 12 m, což v rámci 100-120 m profilů je nepřijatelné. Pro přesnější výpočet nadmořské výšky byla použita transformována hypsometrická rovnice (viz. Kapitola 4.4)

$$h = \frac{RT}{g} \ln \left(\frac{p_0}{p_h} \right), \quad 4.4.3$$

Správnost použití této rovnice potvrzuje nejen odborná literatura, ale i dron, který také má vlastní GPS ukazující výšku. Hodnoty výšky nelze bohužel z dronu extrahovat, ale v aplikaci pro provoz dronu je výška vzletu omezena na 120 metrů kvůli legislativním opatřením, což odpovídá výšce naměřených vertikálních profilů, která byla odhadnuta pomocí rovnice 4.4.3

Dalším úkolem bylo vypočítat hodnotu θ z T pro odhad stabilitního zvrstvení ABL. θ byla vypočítána použitím rovnice:

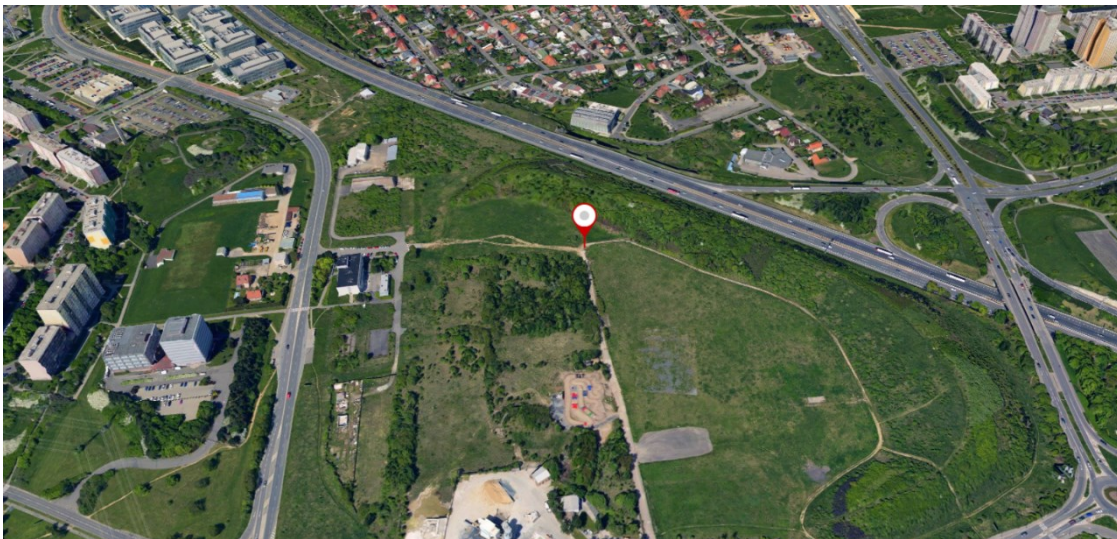
$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R_d/c_p}; \quad 4.6.0$$

Rychlost vzestupu dronu byla kolem 1 m/s, avšak nebyla vždy konstantní. Pro zobrazení dynamiky vertikálních profilů během určitého časového úseku je ale nutné, aby pro výšku každý celý metr byla odpovídající data. Tento problém byl vyřešen pomocí makra v excelu, které z naměřených binárních dat vybralo pro každý celý metr odpovídající data. Pokud údaje o určitém metru chyběly, byly nahrazeny průměrem ze sousedních výšek.

Posledním úkolem bylo zobrazit zpracována data ve formě grafů dvou typů: první typ zahrnuje profily T , RH a θ , druhý zobrazuje dynamiku vertikálních profilů stejných parametrů v průběhu dne. Pro vytvoření grafů byl použit program CoPlot.

7.3. Výsledky měření a diskuze

Všechna měření byla provedena v lokalitě 50.0232037, 14.5033866 (obr. 4)

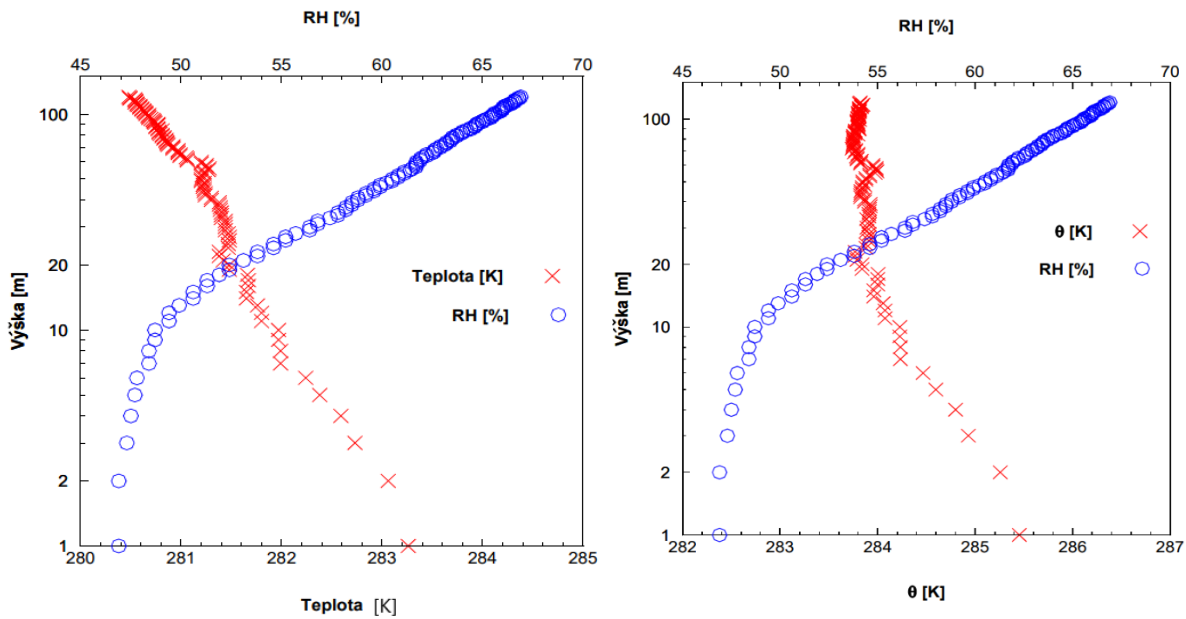


Obr. 4: Lokalita měření

7.3.1. Grafy vertikálních profilů T , RH a θ

V této kapitole jsou představeny tři grafy, každý odpovídá jednomu určitému stavu stabilitních podmínek. Každý graf obsahuje pouze jedno měření, během kterého byly změřeny T a RH, θ byla vypočtena na základě naměřené T . Na každém grafu je T umístěna vlevo a θ vpravo, vertikální profily těchto veličin jsou doplněny vertikálním profilem RH získaného během téhož měření.

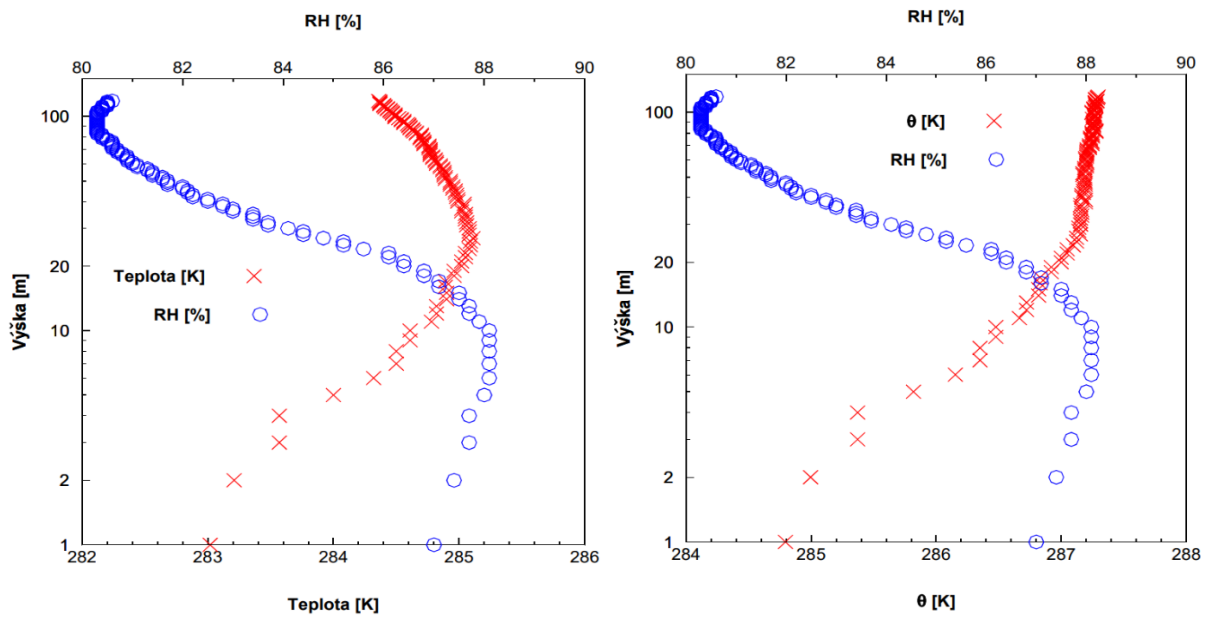
1. Instabilní stav



Graf 2. Vertikální profily T [K], θ [K] a RH [%], 2024.04.03, 08:00 – 8:02

Průběh T koreluje s průběhem RH: s klesající T RH roste, což je očekávané. Tyto profily byly zařazeny do kategorie nestabilního stavu na základě vertikálního profilu θ . Avšak pokles θ je pozorován pouze do výšky 20 metrů; nad touto hranicí je θ téměř konstantní, což naznačuje, že od výšky 20 metrů je stav blízký indiferentnímu.

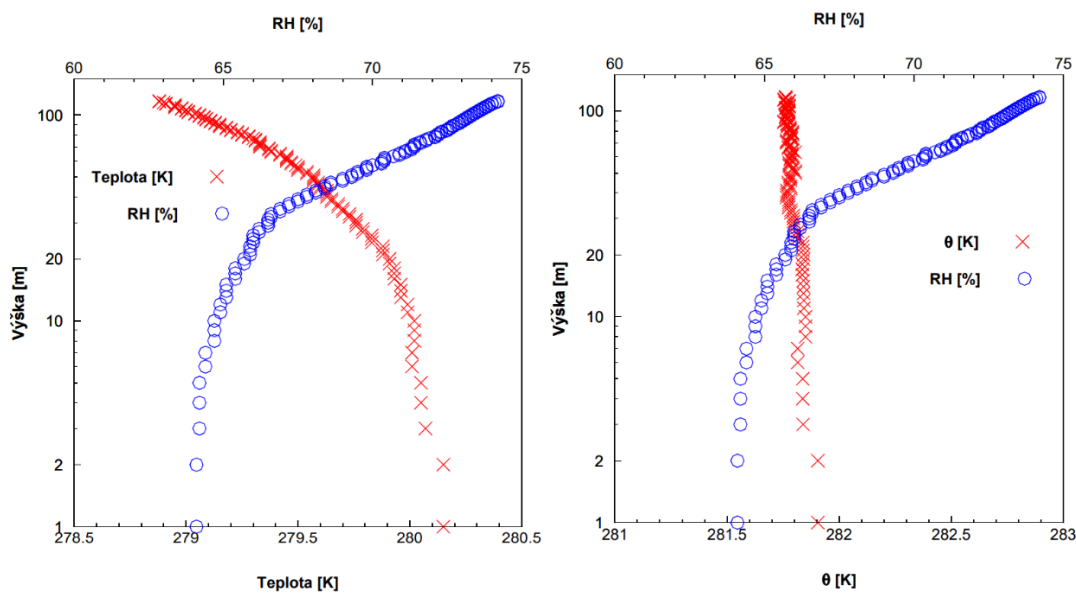
2. Stabilní stav



Graf 3. Vertikální profily T [K], θ [K] a RH [%], 2024.03.14, 17:43 – 17:45

V nejnižších 10 metrech průběh RH nekoreluje jak s průběhem obou teplot, což je v rozporu s očekáváním, že s nárůstem T by mělo docházet k poklesu RH, tedy průběh RH je ovlivněn dalšími faktory. Od výšky 10 však začíná RH více korelovat s průběhem T a θ , a to hlavně s průběhem θ . Nárůst θ ve vzduchovém profilu indikuje stabilní stav.

3. Indiferentní stav



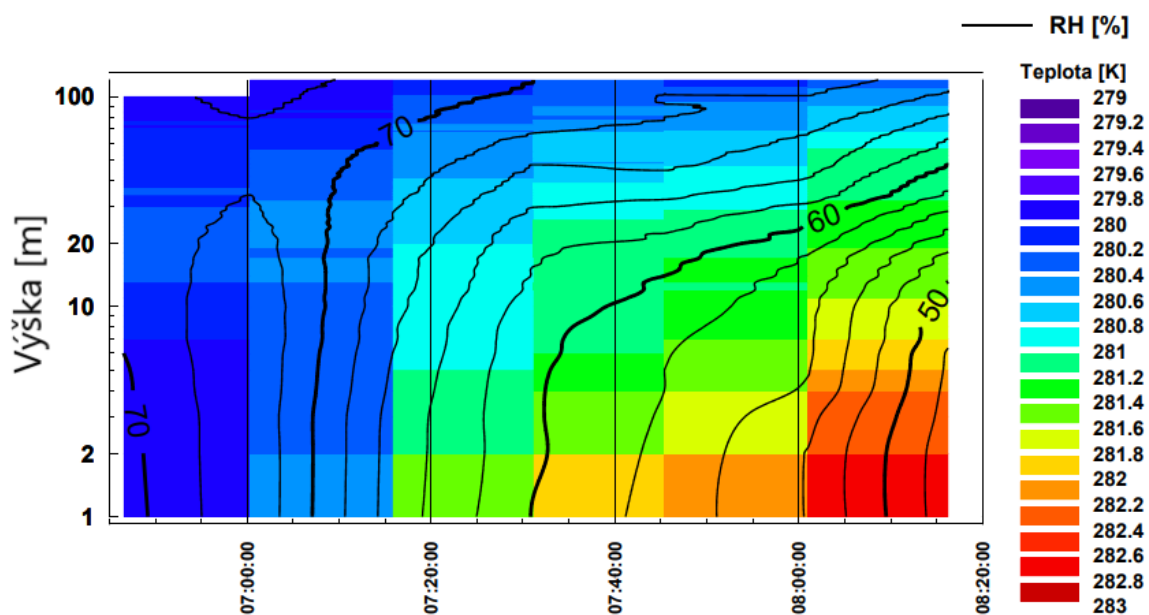
Graf 4. Vertikální profily T [K], θ [K] a RH [%], 2024.03.05, 17:29 – 17:32

Vizuální hodnocení ukazuje téměř ideální korelaci mezi průběhem naměřené T a RH. Ve vertikálním profilu θ dochází k její mírnému poklesu, což naznačuje stav blízký, nikoliv ale zcela indiferentní, protože dochází k poklesu potenciální θ ve vertikálním profilu přibližně na 0,2 K.

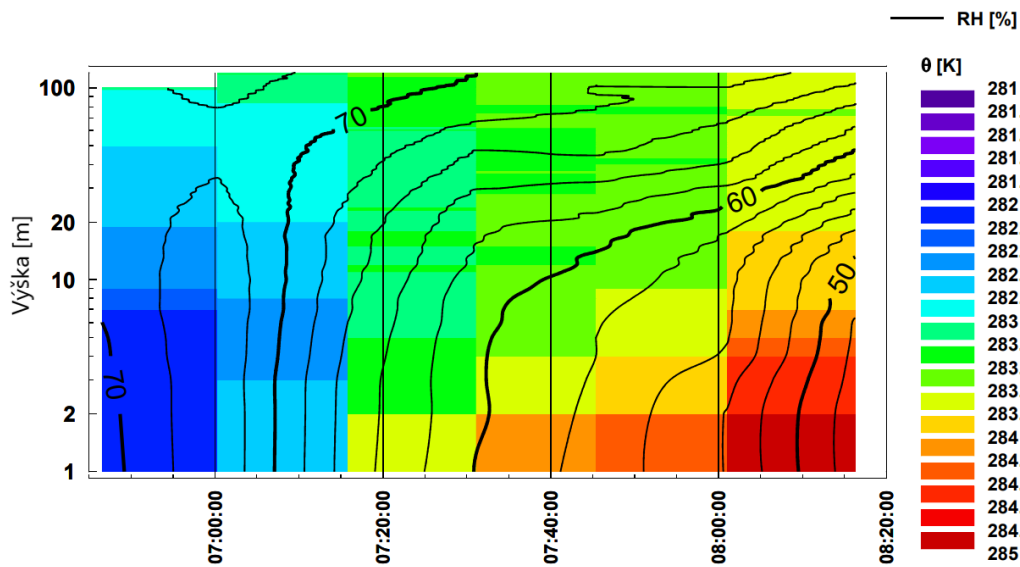
7.3.2. Dynamika vertikálních profilů T, RH a θ

V této kapitole je představena dynamika vertikálních profilů v průběhu určitého časového úseku. K dispozici jsou data pro dva různé stavy: první odpovídá nestabilnímu stavu, frekvence měření vertikálních profilů cca 15 minut, zatímco druhý představuje stabilní stav s frekvencí měření cca každých 10 minut. T a θ jsou na grafech znázorněny v barevné škále, RH je reprezentována čarami.

1. Nestabilní stav



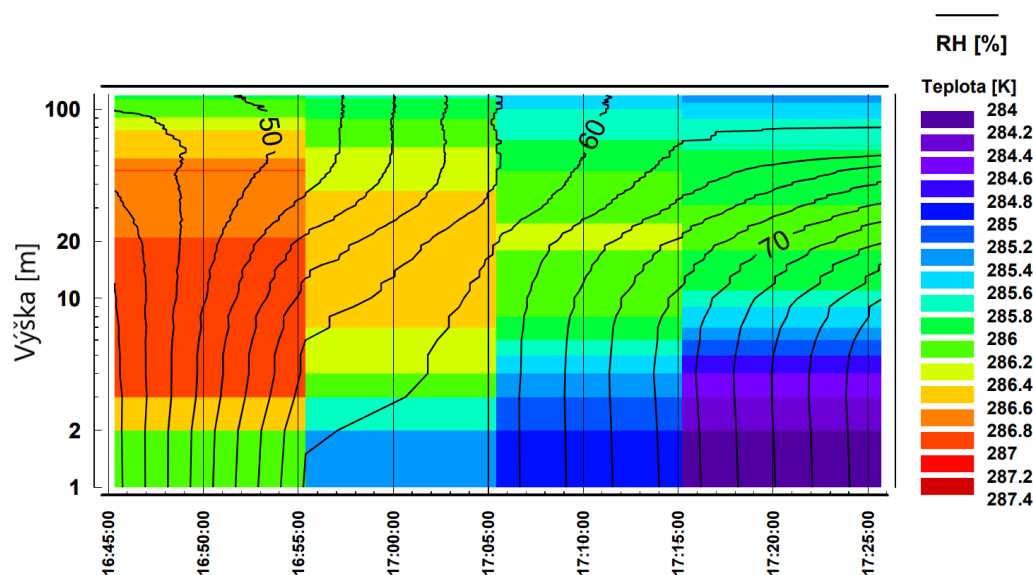
Graf 5. Dynamika vertikálních profilů T a RH (2024_04_03)



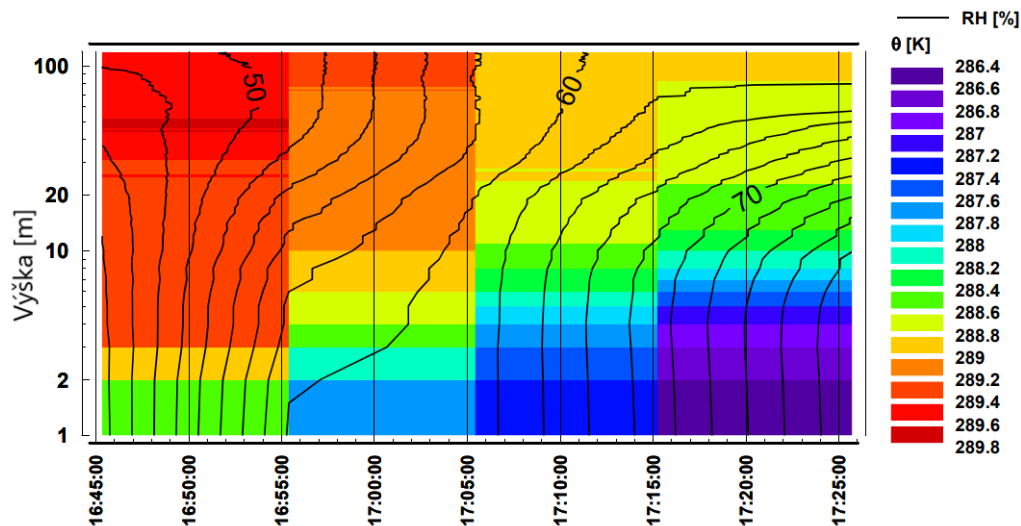
Graf 6. Dynamika vertikálních profilů θ a RH (2024_04_03)

První vertikální profil byl udělán krátce po východu Slunce. V tomto okamžiku nebyl ještě zemský povrch přímo ohříván slunečním zářením, což je vidět na grafu θ , stav je stabilní. Slunce začalo ohřívát zemský povrch přibližně při minuty před měřením druhého profilu, proto spodní část tohoto profilu začala nabývat na teplotě. Od třetího profilu pak dochází k postupnému ohřívání přízemního vzduchu a teplotní zvrstvení se stává nestabilním. Průběh naměřené T je podobný průběhu θ , avšak neindikuje přítomnost stabilního teplotního zvrstvení. Průběh RH koreluje s průběhem obou teplot.

2. Stabilní stav



Graf 7. Dynamika vertikálních profilů T a RH (2024_03_04)



Graf 8. Dynamika vertikálních profilů θ a RH (2024_03_04)

Tato měření byla prováděna těsně před západem Slunce, proto dochází k ochlazení nejnižších vrstev vzduchu a ke vzniku teplotní inverze. Vznik této přízemní inverze je patrný na obou grafech, avšak graf θ ukazuje na přítomnost inverzí i ve vyšších vrstvách (od 10 metrů výše), kde nárůst naměřené T se zastavuje a následně hodnoty T klesají. Průběh RH trochu více koreluje s průběhem θ

8. Závěr

Měření pomocí dronu představují řešení problému omezení měření vertikálních profilů atmosférických prvků. Použití dronu jako mobilní platformy nabízí možnost měření jakýchkoliv prvků SL s vysokým prostorových a časovým rozlišením.

Tato metoda je poměrně nová a dosud nebyla zcela prozkoumána. Existuje otázka, zda proudění vytvářené vrtulemi dronu ovlivňuje výsledky měření. Kromě toho provoz dronu je řízen legislativou, podle které maximální výška vzletu dronu nad terénem je 120 metrů. V kontextu měření vertikálních profilů SL, sáhající přibližně do 100 metrů, nepředstavuje toto omezení problém, ale pro měření vertikální rozsáhlejších profilů je nutné získat povolení od Úřadu pro civilní letectví (v rámci ČR).

V rámci této práce byla provedena měření T a RH s využitím soustavy dron-senzor. Data byla zobrazena ve formě grafů. Z naměřené T byla vypočtena θ , která je klíčová pro identifikaci stabilního zvrstvení atmosféry.

Pomocí dronu lze získávat vertikální profily s inkrementem 1 metr a s okamžitým přepracováním a vyhodnocením dat do 10 minut. Reálně tak pro získání denního chodu stability mezní vrstvy by bylo možné provádět měření v rozsahu každých cca 20–30 minut. Hypotéza ohledně vysokého časoprostorového rozlišení vertikálního profilu T a RH pomocí dronu a rychlé zpracování dat se potvrdila.

9. Použitá literatura:

- [1] SEINFELD, John H. 1986. Atmospheric chemistry and physics of air pollution. New York: Wiley, xxiii, 738 p.
- [2] KAIMAL, J. C. and J. J. FINNIGAN. 1994. Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement. Oxford: Oxford University Press, xiii, 289 p.
- [3] BEDNÁŘ, Jan and Otakar ZIKMUNDA. 1985. Fyzika mezní vrstvy atmosféry. Praha: Academia, 248 s.
- [4] KOPÁČEK, Jaroslav. 2020. Jak vzniká počasí. Karolinum, 1 online zdroj, 334 s.
- [5] WALLACE, John M., HOBBS, Peter V. 2006. Atmospheric Science (Second Edition). San Diego: Academic Press, 471 p.
- [6] VISCONTI, Guido. 2016. Fundamentals of Physics and Chemistry of the Atmosphere. 2nd ed. 2016. Cham: Springer International Publishing, 816 p.
- [7] BOHREN, Craig and Bruce ALBRECHT. 2023. Atmospheric Thermodynamics. 2. Oxford: Oxford University Press, 609 p.
- [8] NORTH, Gerald R. and Tatiana L. ERUKHIMOVA. 2009. Atmospheric thermodynamics: elementary physics and chemistry. Cambridge: Cambridge University Press, xi, 267 p.
- [9] STULL, Roland B. 1988. An introduction to boundary layer meteorology. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, xii, 670 p.
- [10] SPIRIDONOV, Vlado and Mladjen ĆURIĆ. 2020. Fundamentals of Meteorology. Cham: Springer International Publishing, 447 p.
- [11] BEDNÁŘ, Jan. 2003. Meteorologie: [úvod do studia dějů v zemské atmosféře]. Praha: Portál, 223 s .
- [12] Hemingway, Benjamin L., Amy E. Frazier, Brian R. Elbing, and Jamey D. Jacob. 2017. "Vertical Sampling Scales for Atmospheric Boundary Layer Measurements from Small Unmanned Aircraft Systems (sUAS)" Atmosphere 8, no. 9: 176.
<https://doi.org/10.3390/atmos8090176>
- [13] Wouters, H., Petrova, I. Y., van Heerwaarden, C. C., Vilà-Guerau de Arellano, J., Teuling, A. J., Meulenbergh, V., Santanello, J. A., and Miralles, D. G.: Atmospheric boundary

layer dynamics from balloon soundings worldwide: CLASS4GL v1.0, *Geosci. Model Dev.*, 12, 2139–2153, <https://doi.org/10.5194/gmd-12-2139-2019>, 2019.

[14] Dang, R.; Yang, Y.; Hu, X.-M.; Wang, Z.; Zhang, S. A Review of Techniques for Diagnosing the Atmospheric Boundary Layer Height (ABLH) Using Aerosol Lidar Data. *Remote Sens.* 2019, 11, 1590. <https://doi.org/10.3390/rs11131590>

[15] Lee, J., Hong, J.W., Lee, K. et al. Ceilometer Monitoring of Boundary-Layer Height and Its Application in Evaluating the Dilution Effect on Air Pollution. *Boundary-Layer Meteorol* 172, 435–455 (2019). <https://doi.org/10.1007/s10546-019-00452-5>

[16] Schuyler, Travis J., and Marcelo I. Guzman. 2017. "Unmanned Aerial Systems for Monitoring Trace Tropospheric Gases" *Atmosphere* 8, no. 10: 206. <https://doi.org/10.3390/atmos8100206>

[17] Hennemuth, B., Lammert, A. Determination of the Atmospheric Boundary Layer Height from Radiosonde and Lidar Backscatter. *Boundary-Layer Meteorol* 120, 181–200 (2006). <https://doi.org/10.1007/s10546-005-9035-3>

[18] Wilczak, J., Gossard, E., Neff, W., & Eberhard, W. (1996). Ground-based remote sensing of the atmospheric boundary layer: 25 years of progress. *Boundary-Layer Meteorology*, 78, 321-349. https://doi.org/10.1007/978-94-017-0944-6_14.

[19] Huang, M., Gao, Z., Miao, S. et al. Estimate of Boundary-Layer Depth Over Beijing, China, Using Doppler Lidar Data During SURF-2015. *Boundary-Layer Meteorol* 162, 503–522 (2017). <https://doi.org/10.1007/s10546-016-0205-2>

[20] Han, B.; Zhou, T.; Zhou, X.; Fang, S.; Huang, J.; He, Q.; Huang, Z.; Wang, M. A New Algorithm of Atmospheric Boundary Layer Height Determined from Polarization Lidar. *Remote Sens.* 2022, 14, 5436. <https://doi.org/10.3390/rs14215436>

[21] Voss, P.B., Hole, L.R., Helbling, E.F. et al. Continuous In-Situ Soundings in the Arctic Boundary Layer: A New Atmospheric Measurement Technique Using Controlled Meteorological Balloons. *J Intell Robot Syst* 70, 609–617 (2013). <https://doi.org/10.1007/s10846-012-9758-6>

[22] Dale, E. R., Katurji, M., McDonald, A. J., Voss, P., Rack, W., & Seto, D. (2020). A comparison of AMPS forecasts near the Ross Sea polynya with Controlled Meteorological

balloon observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125, e2019JD030591. <https://doi.org/10.1029/2019JD030591>

[23] Voss, Paul & Zaveri, Rahul & Flocke, F. & Mao, Huiting & Hartley, T. & DeAmicis, P. & Deonandan, I. & Contreras Jimenez, Gaston & Martínez-Antonio, O. & Estrada, M. & Greenberg, D. & Campos, T. & Weinheimer, A. & Knapp, David & Montzka, D. & Crouse, J. & Wennberg, Paul & Apel, Eric & Madronich, Sasha & de Foy, Benjamin. (2010). Long-range pollution transport during the MILAGRO-2006 campaign: a case study of a major Mexico City outflow event using free-floating altitude-controlled balloons. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*. 10. 3347-3399. 10.5194/acpd-10-3347-2010.

[24] Vil...-Guerau de Arellano, Jordi., Heerwaarden, Chiel C. van., van Stratum, Bart J. H.. *Atmospheric Boundary Layer: Integrating Air Chemistry and Land Interactions*. Velká Británie: Cambridge University Press, 2015.

[25] Český hydrometeorologický ústav. (n.d.). Informace o aerologických měřeních. Načteno z https://www.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/oa/sondaz_info.html

[26] Bendl, Jan & Hovorka, Jan. (2017). Temperature and Relative Humidity Vertical Profiles within Planetary Boundary Layer in Winter Urban Airshed. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. 95. 052003. 10.1088/1755-1315/95/5/052003.

[27] EFREMENKO, Dmitry and Alexander KOKHANOVSKY. Chapter 1– Introduction to Remote Sensing. In: *Foundations of Atmospheric Remote Sensing*. Cham: Springer International Publishing, 2021, p. 1-35

[28] EMERY, William a CAMPS, Adriano. Chapter 5 - Radar. In: *Introduction to Satellite Remote Sensing*. Elsevier, 2017, p. 291-453. ISBN 9780128092590.

[29] LEASEBOW, Donald B. 1986. *Probing the atmospheric boundary layer*. Boston, Massachusetts: American Meteorological Society, 269 p.

[30] Kotthaus, S., Bravo-Aranda, J. A., Collaud Coen, M., Guerrero-Rascado, J. L., Costa, M. J., Cimini, D., O'Connor, E. J., Hervo, M., Alados-Arboledas, L., Jiménez-Portaz, M., Mona, L., Ruffieux, D., Illingworth, A., and Haeffelin, M.: Atmospheric boundary layer height from ground-based remote sensing: a review of capabilities and limitations, *Atmos. Meas. Tech.*, 16, 433–479, <https://doi.org/10.5194/amt-16-433-2023>, 2023.

- [31] Guo, X., Wu, D., Wang, Z., Wang, B., Li, C., Deng, Q., & Liu, D. (2023). A review of atmospheric water vapor lidar calibration methods. *WIREs Water*, e1712.
<https://doi.org/10.1002/wat2.1712>
- [32] Dengxin Hua and Takao Kobayashi 2005 *Jpn. J. Appl. Phys.* 44 1287
- [33] GARRATT, J. R. 1992. *The atmospheric boundary layer*. Cambridge: Cambridge University Press, xviii, 316 p.