

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie



Bc. Markéta VENCLOVÁ

**KLIMATOLOGIE VERTIKÁLNÍHO GRADIENTU
TEPLOTY VE SPODNÍ A STŘEDNÍ TROPOSFÉŘE**

**CLOMATOLOGY OF TEMPERATURE LAPSE RATE IN THE
LOWER AND MIDDLE TROPOSPHERE**

Diplomová práce

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Radan Huth, DrSc.

Vrchlabí 2016

Zadání práce

Název práce

Klimatologie vertikálního gradientu teploty ve spodní a střední troposféře

Cíle práce

Cílem práce je prostudovat chování vertikálního gradientu teploty spodní a střední troposféry nad mezní vrstvou (přibližně vymezené standardními izobarickými hladinami 850 a 300 hPa) ve středních zeměpisných šířkách severní polokoule. Rešeršní práce se soustředí na mechanismus změny teploty vzduchu s výškou, faktory ovlivňující vertikální gradient teploty a studie publikované na téma klimatologie a synoptické klimatologie vertikálního gradientu teploty. Základní částí práce bude popis synoptické klimatologie vertikálního gradientu teploty v Praze-Libuši, tj. jeho závislost na směru proudění nebo typu synoptické situace. Rozšíření tohoto úkolu je možné provedením analogické synopticko-klimatologické analýzy pro další stanice v Evropě.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Pracovní metody: standardní metody statistického zpracování dat.

Zájmové území: aerologické stanice Praha-Libuš a Poprad-Gánovce.

Data: Radiosondážní výstupy pro Prahu-Libuš jsou k dispozici u vedoucího práce; radiosondážní výstupy pro stanici Poprad-Gánovce jsou veřejně přístupné na <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>. Data o synoptických typech Hesse a Brezowského jsou k dispozici u vedoucího práce

Datum zadání: 18. 12. 2014

Jméno studenta: Bc. Markéta Venclová

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: RNDr. Radan Huth, DrSc.

Podpis vedoucího práce:

Prohlášení

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

Ve Vrchlabí dne 15. 8. 2016

.....

Bc. Markéta Venclová

Poděkování

Ráda bych poděkovala svému školiteli, panu RNDr. R. Huthovi, DrSc., za vedení práce a čas věnovaný konzultacím. Dále děkuji Ing. J. Fišerovi za cenné rady při zpracování dat. Především děkuji své rodině za trpělivost a morální i finanční podporu během celé doby mého studia.

Klimatologie vertikálního teplotního gradientu ve spodní a střední troposféře

Abstrakt

Hlavním cílem této práce je klimatologicko-synoptická analýza vertikálního teplotního gradientu (γ) ve spodní a střední troposféře nad mezní vrstvou atmosféry ve středních zeměpisných šířkách severní polokoule. V hlavní části rešerše jsou shrnuty poznatky o mechanismu změny teploty vzduchu s výškou v troposféře, vlivu vodní páry na γ a stabilitních podmínkách v atmosféře. Část je věnována záření v atmosféře a radiační bilanci, jako jedné ze stěžejních faktorů ovlivňujících hodnotu γ . Následuje kapitola shrnující poznatky o proměnlivosti γ v prostoru a čase. Těžištěm práce je analýza γ vypočteného z dat radiosondážního měření v Praze-Libuši ve vrstvě atmosféry vymezené izobarickými hladinami 850 a 300 hPa. Výsledky prokázaly roční chod γ . Denní chod nebyl v této vrstvě atmosféry pozorován. Dále byla analyzována souvislost γ se směrem proudění a synoptickými typy Hesse a Brezowského. Z výsledků vyplývá, že směr proudění a určitá synoptická situace má spolu s radiačními a vlhkostními poměry v atmosféře vliv na hodnotu γ . Na základě analogické analýzy γ v Popradu-Gánovcích byly výsledky z velké části potvrzeny.

Klíčová slova: vertikální teplotní gradient, synoptická typizace, volná atmosféra

Climatology of temperature lapse rate in the lower and middle troposphere

Abstract

The main objective of this thesis is synoptic-climatological analysis of the temperature lapse rate (γ) in the lower and middle troposphere above the boundary layer at mid-latitudes of the northern hemisphere. The main part of the background research summarizes current knowledge about the mechanism of air temperature change with altitude, the effect of water vapour on γ , and stability conditions in the atmosphere. Radiation and net radiation are discussed to be one of the key factors influencing the behaviour of γ . The following chapter is summarizing findings about temporal and spatial variability of γ . The analysis of γ calculated from 850 and 300 hPa radiosounding data from Praha-Libuš is the core of this thesis. Results were used to describe annual variation of γ . Daily variation was not observed at this altitude. Further, the relationship of γ with air flow direction and Hess-Brezowsky synoptic types was analysed. The results show that the air flow direction and the synoptic situations together with the radiation and the humidity of atmosphere influence the value of γ . Based on the analogous analysis of γ in Poprad-Gánovce were results from Prague-Libuš largely confirmed.

Keywords: temperature lapse rate, synoptic classification, free atmosphere

Obsah

SEZNAM OBRÁZKŮ A TABULEK.....	9
1 ÚVOD.....	11
2 VERTIKÁLNÍ PROFIL TEPLoty VZDUCHU V ATMOSFÉŘE	13
2.1 Členění atmosféry	13
2.1.1 Členění atmosféry podle průběhu teploty s výškou.....	13
2.1.2 Členění vzhledem k interakci atmosféry Země se zemským povrchem.....	14
2.3 Změna teploty vzduchu s výškou.....	16
2.4 Vertikální teplotní gradient	18
2.4.1 Adiabatický teplotní gradient nenasyceného vzduchu.....	20
2.4.2 Adiabatický teplotní gradient nasyceného vzduchu	21
2.5 Stabilita v atmosféře	23
2.5.1 Vliv stability atmosféry na vertikální teplotní gradient	25
2.6 Záření v atmosféře	25
2.6.1 Sluneční záření.....	25
2.6.2 Vyzařování Země.....	26
2.6.3 Radiační bilance Země.....	28
2.7 Klimatologie vertikálního teplotního gradientu.....	31
2.7.1 Sezónní a prostorová variabilita vertikálního teplotního gradientu.....	32
3 DATA A METODY	40
3.1 Data	40
3.1.1 Zájmová oblast.....	40
3.1.2 Aerologická data ze stanice Praha-Libuš.....	40
3.1.3 Aerologická data ze stanice Poprad-Gánovce	43
3.1.4 Synoptická typizace Hesse a Brezowského	43
3.2 Metody	45
3.2.1 Výpočet vertikálního teplotního gradientu	45
3.2.2 Test dobré shody	45
3.2.3 Roční a denní chod vertikálního teplotního gradientu.....	46
3.2.4 Souvislost synoptických typů s vertikálním teplotním gradientem	47
4 VÝSLEDKY	49
4.1 Roční chod vertikálního teplotního gradientu	49
4.2 Denní chod vertikálního teplotního gradientu	52
4.3 Souvislost synoptických typů s vertikálním teplotním gradientem.....	53

4.3.1	Zhodnocení celého roku.....	53
4.3.2	Jaro.....	58
4.3.3	Léto	60
4.3.4	Podzim	62
4.3.5	Zima	64
4.4	Srovnání výsledků se sondážním měřením v Popradu-Gánovcích	67
4.4.1	Srovnání ročního chodu vertikálního teplotního gradientu	67
4.4.2	Srovnání denního chodu vertikálního teplotního gradientu.....	68
4.4.3	Srovnání souvislosti synoptických typů s vertikálním teplotním gradientem ...	68
5	DISKUZE	72
6	ZÁVĚR	77
7	ZDROJE	79
7.1	Internetové zdroje.....	84
	SEZNAM PŘÍLOH.....	86

Seznam obrázků a tabulek

Obr. 1: Radiační bilance v lednu, dubnu, červenci a říjnu v roce 2015.....	31
Obr. 2: Závislost vertikálního teplotního gradientu na zeměpisné šířce na severní polokouli.	35
Obr. 3: Závislost průměrného ročního γ na zeměpisné šířce.....	36
Obr. 4: Geografické rozložení průměrného ročního γ ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$) v troposféře v lednu (vlevo) a srpnu (vpravo).	37
Obr. 5: Vertikální profily teploty vzduchu v zimě (A) a v létě (B).	37
Obr. 6: Průměrné roční izoplety vertikálního teplotního gradientu ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$).....	38
Obr. 7: Sezónní variabilita vertikálního teplotního gradientu.	39
Obr. 8: Vodíkový balón a radiosonda VAISALA RS92-SGP.....	42
Obr. 9: Roční chod vertikálního teplotního gradientu v Praze-Libuši.....	50
Obr. 10: Srovnání ročního chodu γ a trvání (astronomicky možného) slunečního svitu v Praze-Libuši v roce 2015.	51
Obr. 11: Denní chod vertikálního teplotního gradientu v Praze-Libuši.	53
Obr. 12: Histogram vertikálních teplotních gradientů na jaře.	58
Obr. 13: Souvislost vertikálního teplotního gradientu a synoptických typů Hesse a Brezowského na jaře.	59
Obr. 14: Histogram vertikálních teplotních gradientů v létě.	60
Obr. 15: Souvislost vertikálního teplotního gradientu a synoptických typů Hesse a Brezowského v létě.....	61
Obr. 16: Histogram vertikálních teplotních gradientů na podzim.	62
Obr. 17: Souvislost vertikálního teplotního gradientu a synoptických typů Hesse a Brezowského na podzim.....	63
Obr. 18: Histogram vertikálních teplotních gradientů v zimě.	64

Obr. 19: Souvislost vertikálního teplotního gradientu a synoptických typů Hesse a Brezowského v zimě.	66
Obr. 20: Srovnání ročního chodu vertikálního teplotního gradientu v Praze-Libuši a Popradu-Gánovcích.	67
Obr. 21: Denní chod vertikálního teplotního gradientu v Popradu-Gánovcích.	68
Obr. 22: Histogram vertikálních teplotních gradientů v Popradu-Gánovcích.	69
Obr. 23: Souvislost vertikálního teplotního gradientu a synoptických typů Hesse a Brezowského v Popradu-Gánovcích.	71
Tab. 1: Teplotní zvrstvení atmosféry a odpovídající vertikální teplotní gradienty.	24
Tab. 2: Vertikální teplotní gradienty v troposféře.	33
Tab. 3: Výsledky testu Kolmogorov-Smirnov pro termíny měření 00, 06, 12, 18 UTC.	50

1 Úvod

Jedna z velmi významných charakteristik atmosféry je změna teploty vzduchu s výškou. V troposféře, spodní části atmosféry Země, je teplotní zvrstvení závislé na mnoha faktorech, zejména na radiační bilanci, přenosu tepla a konvekci (Mokhov a Akperov, 2006). Profil teploty vzduchu v troposféře je určen vertikálním teplotním gradientem. Jedná se o důležitou charakteristiku atmosféry a celého klimatického systému Země. Vertikální teplotní gradient je parametr popisující termodynamické vlastnosti atmosféry. Vedle toho, že dává představu o rozložení teploty s výškou, jeho hodnota vyjadřuje do určité míry intenzitu vertikálních pohybů v atmosféře, které mají důležitou úlohu při vývoji oblaků, při přenosu vlhkosti a pevných částic od zemského povrchu do vyšších vrstev atmosféry.

Většina meteorologických a klimatologických publikací prezentuje vertikální teplotní gradient jako pokles teploty vzduchu s výškou o konstantní hodnotu $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (Brunt, 1933; Minder et al., 2009; Mokhov a Akperov, 2006; Neumann, 1955; Rennick, 1977; Stone a Carlson, 1979; Yang a Smith, 1984). Hodnota vertikálního teplotního gradientu $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ je reprezentativní pro model mezinárodní standardní atmosféry ICAO, a používá se především v letecké meteorologii pro cejchování přístrojů (Kopáček a Bednář, 2005; ČMeS). V reálné atmosféře se vertikální teplotní gradient mění v čase (roční, denní chod) i prostoru (závislost na výšce a zeměpisné šířce), a proto jeho konstantní hodnota nemusí vždy odpovídat skutečným podmínkám v atmosféře. Zhodnocení a vyčíslení proměnlivosti vertikálního profilu teploty vzduchu v prostoru a čase je jedním z hlavních témat studií věnujících se klimatologii vertikálního teplotního gradientu (Ballard, 1933; Folkins, 2001; Gaffen, 2000; Held, 1981; Neumann, 1955; Mokhov a Akperov, 2006; Moor, 1956; Stone a Carlson, 1979; Rolland, 2003; Minder et al., 2009, Ramaswamy et al., 2006; Rennick, 1977; Rolland, 2003; Seep a Jaagus, 2002; Stone a Carlson, 1979; Yang a Smith, 1984). Studium proměnlivosti vertikálního teplotního gradientu a jeho reakcí na různé vnější vlivy přináší přesnější poznání skutečné teplotní struktury atmosféry při daných podmínkách. Literatura zabývající se tímto tématem je z velké části zahraniční a soustředí se na konkrétní oblasti nebo konkrétní ovlivňující faktor.

Studium vertikálního teplotního gradientu přináší určitý přínos pro studium cirkulace, pro předpovědní účely, zpřesnění předpovědí teplotního pole atmosféry,

předpověď silných inverzí ve spodní troposféře, pro účely studia znečištění atmosféry a předpověď tropopauzy pro letecké účely.

Cílem této práce je shrnout poznatky z dosavadní literatury zabývající se vertikálním teplotním gradientem a jeho klimatologií ve spodní a střední troposféře ve středních zeměpisných šířkách severní polokoule. V této oblasti má velký význam při určování hodnoty vertikálního teplotního gradientu baroklinita atmosféry. Baroklinita je v reálné atmosféře zásadní při formování pole proudění vzduchu, při vývoji tlakových útvarů a cirkulačních systémů, které tak udávají hodnoty vertikálního teplotního gradientu středních zeměpisných šířek. Dalším cílem práce je tedy statisticky zhodnotit závislost vertikálního teplotního gradientu na směru proudění vzduchu a jednotlivých synoptických typech Hesse a Brezowského. Znalost vztahů mezi atmosférickou cirkulací a teplotou vzduchu je užitečná například při vyhodnocování budoucích změn klimatu.

Rešeršní část je věnována studiu vertikálního teplotního gradientu obecně. Nejprve je popsána vertikální struktura teploty v celé atmosféře s detailnějším zaměřením na oblast troposféry. Následující kapitola se zabývá procesem změny teploty vzduchu s výškou, chováním vertikálního gradientu teploty v nasyceném a nenasyceném vzduchu, stabilitou v atmosféře a jejím vlivem na vertikální teplotní gradient. Část rešeršní práce je zaměřena i na záření v atmosféře a na radiační bilanci, která je prvotním mechanismem distribuce tepla v rámci zeměpisné délky a šířky, a tím určuje horizontální a vertikální rozložení teploty v atmosféře. Poslední kapitola se soustředí na sezónní a prostorovou proměnlivost vertikálního teplotního gradientu a na vlivy, které tuto proměnlivost působí.

Druhá část práce je věnována analýze profilu teploty vzduchu v Praze-Libuši. Samotná analýza vychází z dat radiosondážního měření na meteorologické stanici Praha-Libuš. Vzhledem k tomu, že se vertikální teplotní gradient mění s výškou nad zemským povrchem, podle denní a roční doby a podle povětrnostní situace (Kopáče a Bednář, 2005), byl v kapitole 4 zpracován právě jeho roční a denní chod a jeho závislost na synoptických typech Hesse a Brezowského. Pro porovnání výsledků byla zpracována analogická analýza vertikálního teplotního gradientu pro meteorologickou stanici Poprad-Gánovce.

2 Vertikální profil teploty vzduchu v atmosféře

2.1 Členění atmosféry

Atmosféra neboli plynný obal Země, sahá od zemského povrchu do výšek v řádu desítek tisíc km (ČMeS). V tomto vertikálním rozsahu se mění její vlastnosti. Na základě těchto vlastností lze atmosféru členit dle různých kritérií: podle chemického složení (homosféra a heterosféra), podle koncentrace atmosférických iontů a volných elektronů (neutrosféra a ionosféra) nebo podle charakteru kinetických procesů (exosféra). Nejpoužívanějším a nejdůležitějším kritériem pro studium počasí a podnebí je členění podle průběhu teploty vzduchu s výškou. Pro účel této práce je právě průběh teploty s výškou v atmosféře zásadní, jelikož určuje tendence (zda teplota s výškou roste nebo klesá) a hodnoty vertikálního teplotního gradientu, tedy velikost tohoto poklesu nebo vzrůstu. Druhým důležitým dělením, pro vymezení námi studované oblasti, je členění vzhledem k interakci atmosféry Země se zemským povrchem na: mezní vrstvu atmosféry a volnou atmosféru (Pechala a Bednář, 2011; Schattler, 2009; ČMeS).

2.1.1 Členění atmosféry podle průběhu teploty s výškou

Na základě průběhu teploty s výškou v atmosféře lze vymežit troposféru, stratosféru, mezosféru a termosféru a jejich svrchní hranice tropopauzu, stratopauzu a mezopauzu (Pechala a Bednář, 2011; Schlatter, 2009).

Troposféra je nejspodnější vrstvou atmosféry, jejíž dolní hranice přiléhá k zemskému povrchu a horní hranice se pohybuje ve výšce od 9 do 17 km (Schattler, 2009). Výška horní hranice závisí na zeměpisné šířce, roční době a tlaku vzduchu. Ve středních zeměpisných šířkách sahá do výšky 11 km, v rovníkových oblastech do 16–18 km a v polárních oblastech do 7–9 km (Pechala a Bednář, 2011). V zimě je horní hranice položena níže než v létě a stejně tak je níže v oblastech nižšího tlaku vzduchu než v oblastech vyššího tlaku. V troposféře teplota vzduchu s rostoucí výškou klesá průměrně o 0,65 °C/100 m. V mírných zeměpisných šířkách dosahuje při její horní hranici -56 až -60 °C (Schattler, 2009). Troposféra je oblastí neustálého intenzivního proudění vzduchu, především turbulentního a konvektivního. Konvektivní procesy způsobují obrovský transport tepla zapříčiněný výparem a kondenzací. Rychlost proudění vzduchu obvykle s výškou roste a maxima dosahuje v blízkosti tropopauzy.

Tropopauza je přechodná vrstva oddělující níže ležící troposféru od výše ležící stratosféry (ČMeS). Jedná se o stabilní vrstvu charakteristickou výskytem izotermie nebo inverze. Její mocnost se pohybuje v řádu stovek metrů až 3 km a nachází se ve výšce 10–17 km, kde brání vertikálnímu vývoji oblaků.

Stratosféra sahá do výšky 50 km nad zemským povrchem a její horní hranice je tvořena stratopauzou (Schattler, 2009). Součástí stratosféry je ozonosféra, vrstva s maximální koncentrací ozonu (ČMeS). Tato vrstva se v mírných zeměpisných šířkách nachází ve výšce 22–25 km (Pechala a Bednář, 2011). Ve spodních vrstvách stratosféry se teplota vzduchu téměř nemění. Ke změnám dochází až nad 25 km, kde začíná teplota s přibývajícím výškou růst vlivem pohlcování ultrafialového záření ozonem. S rostoucí výškou se růst teploty zrychluje a maximální teplota při horní hranici dosahuje až 0 °C. Stratosféra se od troposféry liší slabými vertikálními pohyby vzduchu a nedostatkem vodní páry (Ramaswamy et al., 2006).

Mezosféra sahá od stratopauzy do výšky 80–90 km a vyznačuje se poklesem teploty s rostoucí výškou. Při spodní hranici je teplota standardně kolem 0 °C po celý rok. Teplota na horní hranici mezoféry se mění, v létě se zde teploty pohybují mezi -80 až -90 °C a v zimě od -40 do -50 °C (ČMeS). V této vrstvě zaniká většina menších meteorů, které vstoupí do atmosféry. Vysokorychlostní srážky mezi meteory a molekulami plynů produkují teplo, potřebné k výparu (Schattler, 2009). Z důvodu poklesu koncentrace ozonu s rostoucí výškou je absorpce ultrafialového záření v mezoféře mnohem nižší než ve stratosféře (Schattler, 2009).

Vrstva atmosféry Země nad mezopauzou je označována jako termosféra. Její dolní hranice se nachází 80–90 km nad zemským povrchem. Poloha horní hranice je nejistá, někteří autoři ji pokládají do výšky 700 km, někteří ji považují za neomezenou a jiní za oblast výskytu polárních září (ČMeS). Spodní část termosféry je charakteristická prudkým vzrůstem teploty a to až do výšky 200–300 km. Ve vyšších vrstvách se vzrůst teploty postupně zpomaluje, až dosáhne ve výšce 600 km teploty vyšší než 1 500 °C. Teplota v termosféře je značně ovlivněna absorpcí ultrafialového záření a sluneční aktivitou, proto se často mění i v rámci jednoho dne (Schattler, 2009).

2.1.2 Členění vzhledem k interakci atmosféry Země se zemským povrchem

Průběh teploty vzduchu při zemském povrchu se zásadně liší od průběhu teploty ve vyšších vrstvách atmosféry. Proto je pro účel této práce nutné zmínit členění atmosféry podle interakce se zemským povrchem na mezní vrstvu atmosféry a volnou atmosféru

(Pechala a Bednář, 2011; Schattler, 2009; ČMeS).

Mezní vrstva atmosféry (MVA) je definována jako spodní část atmosféry, v níž jsou meteorologické prvky (proudění vzduchu, denní chod teploty a vlhkosti) přímo ovlivněny zemským povrchem (Pechala a Bednář, 2011; Řezáčová et al. 2007; AVIMET). MVA nabývá mocnosti stovek metrů až 2 km od zemského povrchu. Tloušťka MVA roste se zvětšující se drsností zemského povrchu, s rychlostí proudění a s intenzitou vertikálního promíchávání vzduchu (Pechala a Bednář, 2011; AVIMET). Vzhledem k poměrně častému výskytu inverzí teploty v MVA, je zde v průměru zmenšený vertikální pokles teploty. V tomto smyslu je MVA též nazývána peplosférou (Kopáček a Bednář, 2005). Ve volné atmosféře se již neprojevuje vliv zemského povrchu na meteorologické prvky. Proudění v této vrstvě lze aproximovat geostroficky (Bednář a Zikmunda, 1985; Pechala a Bednář, 2011; Řezáčová et al., 2007; ČMeS).

Rozdílný průběh teploty vzduchu s výškou u povrchu a ve vyšších vrstvách atmosféry je důsledkem řady faktorů. Zásadním faktorem je povrch, zejména jeho typ a fyzikální vlastnosti, které výrazně ovlivňují spodní vrstvy vzduchu. Rozdílné vlastnosti různých typů povrchů dávají vznik silně proměnlivému horizontálnímu teplotnímu gradientu. S rostoucí výškou se teplotní gradient vlivem atmosférických pohybů vyrovnává (Ramaswamy et al., 2006). Mimo povrch mají na rozdílný průběh teploty v jednotlivých vrstvách atmosféry vliv změny v atmosférické cirkulaci a módech proměnlivosti a další faktory přírodního původu (sluneční a vulkanická činnost) a antropogenního původu (skleníkové plyny, aerosoly, ozon a krajinný pokryv) (Kopáček a Bednář, 2005).

Součástí MVA je přízemní vrstva atmosféry (Kopáček a Bednář, 2005; ČMeS), někdy nazývaná Prandtlova vrstva nebo přízemní podvrstva (Bednář a Zikmunda, 1985). V přízemní vrstvě bývá zeslabena turbulentní výměna vzduchu, vlivem poklesu rychlosti větru směrem k povrchu. Přízemní vrstva je tak velmi silně ovlivněna zemským povrchem (druh a fyzikální vlastnosti půdy, mikrorelief, vegetace apod.) a v podstatě je od vyšších vrstev vzduchu izolována. Její mocnost se pohybuje průměrně od 1 do 1,5 m nad povrchem. Během dne dochází vlivem příkonu slunečního záření k oteplování půdy a od ní i vzduchu přiléhajícího k povrchu. To způsobuje velké rozdíly teploty v rámci jednoho metru nad povrchem (například v 0,5 m nad povrchem bývají teploty i o 5–10 °C nižší než u povrchu). V přízemní vrstvě tak vznikají obrovské vertikální teplotní gradienty s hodnotami 1000–2000 °C/100 m (Kopáček a Bednář, 2005). Takové hodnoty gradientů způsobují při povrchu výrazný vzrůst hustoty

s výškou, jelikož platí, že hustota s výškou vzrůstá při vertikálních gradientech teploty vyšších než $3,4 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ (Kopáček a Bednář, 2005). Zmíněné podmínky jsou velmi příznivé pro vznik silné konvekce, kterou lze pozorovat zrakem (chvění vzduchu). Během noci při jasné obloze naopak teplota půdy výrazně klesá vlivem efektivního vyzařování. Následně teplota klesá i v přízemní vrstvě a vzniká noční přízemní inverze teploty.

Ve vyšších vrstvách se vzduch promíchává poměrně intenzivně. Důsledkem toho dochází k vyrovnávání vlastností vzduchu v horizontálním i vertikálním směru. V MVA je vertikální teplotní gradient závislý na radiačních poměrech a intenzitě turbulence (Kopáček a Bednář, 2005). Do výšky 500 m nad povrchem vykazuje vertikální teplotní gradient významný roční i denní chod, daný vlivem zemského povrchu na tuto vrstvu. Během letních dnů jsou hodnoty vertikálního teplotního gradientu vyšší. To je dáno vyšší insolací na povrchu půdy, často způsobující instabilní zvrstvení atmosféry (viz kapitola 2.5). V zimě a v noci, zejména při jasné obloze, jsou naopak hodnoty vertikálního gradientu teploty nižší, někdy i záporné (inverze).

Ve střední části troposféry (2–9 km), tedy ve volné atmosféře, je hodnota vertikálního teplotního gradientu určována zejména turbulentní výměnou (Kopáček a Bednář, 2005). Důsledkem této intenzivní a neustálé výměny vzduchu se zde vertikální teplotní gradient blíží adiabatickému gradientu (především nasyceně adiabatickému, jelikož se jedná o vrstvu časté kondenzace vodních par). Ve výšce 2–3 km je průměrná hodnota vertikálního teplotního gradientu kolem $0,5 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ a ve výšce 7–8 km dosahuje hodnoty $0,7 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ (Kopáček a Bednář, 2005).

Následující kapitoly se již soustředí detailněji na profil teploty vzduchu a vertikální teplotní gradient v troposféře zejména nad mezní vrstvou, tedy ve volné atmosféře.

2.3 Změna teploty vzduchu s výškou

Změnu teploty vzduchu s výškou je možné vysvětlit pomocí metody vzduchové částice. Vzduchová částice je fyzikální abstrakcí objemu vzduchu, který musí být dostatečně velký, aby bylo možné jeho stav popsat makroskopickými proměnnými (tlak, teplota, hustota, vlhkost, koncentrace znečištění) a zároveň dostatečně malý, aby nevyvolával kompenzační pohyby okolního vzduchu. Při svém přemístění si částice nevyměňuje teplotu s okolním prostředím a zachovává si svoji identitu, je tedy adiabaticky izolovaná. Dalším předpokladem vzduchové částice je, že její tlak se okamžitě

přízpůsobuje tlaku vzduchu v jejím okolí. (Kopáček a Bednář, 2005; Řezáčová et al., 2007; ČMeS).

Vzduchová částice se pohybuje izentropicky¹ a její chování je určeno adiabatickými procesy. Chování vzduchové částice závisí na její hustotě a hustotě okolního vzduchu. Hustota částice se bude měnit v souladu s termodynamickými principy, které popisují změnu vlastností plynu při jeho adiabatické expanzi nebo kompresi (Pechala a Bednář, 1991). Na tyto změny nemá okolí adiabaticky izolované částice vliv. Podpora nebo utlumení pohybu částice tedy závisí pouze na vertikálním profilu hustoty vzduchu v okolí.

Na každé těleso na Zemi i v atmosféře, tedy i na vzduchovou částici, působí dvě vertikální síly. Síla vztaková, působící z vyššího tlaku do nižšího, přičemž v atmosféře platí, že tlak klesá s rostoucí výškou od zemského povrchu (Pechala a Bednář, 1991). Síla tíhová působí kolmo na zemský povrch. Těleso se vertikálně nepohybuje, pokud mají tyto dvě síly stejnou velikost. V takovém případě nastává stav hydrostatické rovnováhy. Uvažujeme-li změnu tlaku p v určitém elementárním objemu atmosférického vzduchu při přemístění o jednotkovou vzdálenost ve směru vertikální osy z , lze rovnici hydrostatické rovnováhy vyjádřit rovnicí (1) (Pechala a Bednář, 1991).

$$\frac{dp}{dz} = -g\rho, \quad (1)$$

kde ρ značí hustotu vzduchu, g velikost tíhové zrychlení a dp/dz změnu tlaku vzduchu s výškou (vertikální tlakový gradient). Tento vztah platí pouze za předpokladu relativního klidu atmosféry vůči Zemi, který je předpokládán v okolí vzduchové částice. Pomocí rovnice hydrostatické rovnováhy je možné popsat i změnu teploty vzduchu s výškou při vertikálním přemístění vzduchu v prostředí, které splňuje podmínky hydrostatické rovnováhy (2) (Řezáčová et al., 2007).

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{dT}{dp}\rho g \quad (2)$$

K vertikálnímu vychýlení adiabaticky izolované vzduchové částice dochází v troposféře právě při narušení hydrostatické rovnováhy. Změna tlaku je poté příčinou

¹ Izentropický děj je děj, při němž zůstává konstantní hodnota entropie (míra termické neuspořádanosti daného systému). V nenasyceném vzduchu je izentropickým každý adiabatický děj (ČMeS).

² Virtuální teplota je charakteristikou vlhkého vzduchu, která odpovídá teplotě suchého vzduchu o stejných hodnotách tlaku a hustoty jako má vzduch vlhký (ČMeS). Virtuální teplota T_v umožňuje použít

změny objemu vzduchové částice (Řezáčová et al., 2007). Vzduchová částice je při zemi stlačována určitým atmosférickým tlakem, který však s rostoucí výškou klesá. Tím je vzduchová částice s rostoucí výškou stlačována čím dál méně a proto se rozpíná, neboli expanduje.

Obecně platí, že stlačováním se vzduch zahřívá a rozpínáním naopak ochlazuje (Pechala a Bednář, 1991). Proto se vzduchová částice putující směrem vzhůru, do oblastí nižšího tlaku vzduchu, rozpíná a ochlazuje. Tento jev lze pro jednotku hmotnosti plynu vysvětlit pomocí I. hlavní věty termodynamické (I. HVT) (3).

$$dq = du + dw \quad (3)$$

Jedná se o vyjádření zákona zachování energie v termodynamickém systému. Teplo dodané nebo odebrané systému dq se spotřebuje na změnu vnitřní energie systému du a na práci dw (Řezáčová et al., 2007).

Jelikož při adiabatickém procesu nedochází k výměně tepla mezi částicí a jejím okolím, je dq rovno nule. Z tohoto důvodu musí být vykonaná práce kompenzována snížením vnitřní energie systému. Při vzestupu se vzduchová částice vlivem poklesu tlaku rozpíná a silou působí na své okolí, tedy vykonává práci. Tím se sníží její vnitřní energie a následně poklesne její teplota, neboť právě teplota je mírou vnitřní energie (Kopáček a Bednář, 2005). Při adiabatickém sestupu probíhá proces opačný. Vzduchová částice klesá do míst s vyšším atmosférickým tlakem, kde dochází k její kompresi. Práci vykonává tlak okolního vzduchu a na účet vnějších sil vzrůstá zásoba vnitřní energie částice, tudíž stoupá i její teplota (Kopáček a Bednář, 2005).

2.4 Vertikální teplotní gradient

Změna teploty s výškou je vyjádřena profilem teploty vzduchu neboli vertikálním teplotním gradientem (Ramaswamy et al., 2006). Vertikální profil teploty vzduchu závisí na řadě faktorů, například na radiční a turbulentní výměně tepla mezi zemským povrchem a spodními vrstvami atmosféry. Dále závisí na absorpci krátkovlnného a dlouhovlnného záření plyny a vodní párou, na uvolňování a pohlcování tepla při fázových změnách vody v troposféře, na advekčním přenosu tepla a také na zeměpisné šířce a ročním období (viz kapitola 2.7).

Meteorologický slovník výkladový a terminologický (ČMeS) definuje teplotní gradient jako vektor daný složkami $\partial T / \partial x$, $\partial T / \partial y$, $\partial T / \partial z$, kde T znamená teplotu

a x , y , z , jsou osy souřadného systému. V meteorologii se však prakticky po každé pod teplotním gradientem rozumí vektor $(-\partial T / \partial x, -\partial T / \partial y, -\partial T / \partial z)$, zatímco vektor $(\partial T / \partial x, \partial T / \partial y, \partial T / \partial z)$ se nazývá ascendent teploty. Teplotní gradient směřuje kolmo k izotermickým plochám a určuje změnu teploty připadající na jednotkovou vzdálenost ve směru, v němž dochází k největšímu prostorovému poklesu teploty. V meteorologii rozlišujeme horizontální gradient teploty $(-\partial T / \partial x, -\partial T / \partial y)$ a vertikální gradient teploty $(-\partial T / \partial z)$.

Vertikální gradient teploty je definován záporně vzatou změnou teploty ∂T připadající na jednotkovou vzdálenost ve vertikálním směru ∂z (Pechala a Bednář, 1991; ČMeS). Změna teploty na jednotku výšky, která se v atmosféře v daném okamžiku skutečně vyskytuje, je označována jako skutečný vertikální teplotní gradient. V české literatuře je též označován jako gradient aktuální nebo lokální (Kopáček a Bednář, 2005; Pechala a Bednář, 1991), v anglické literatuře jako actual (Brunt, 1933) nebo enviromental lapse rate (NOAA). Skutečný vertikální teplotní gradient tedy popisuje změnu teploty v atmosféře s výškou v daném časovém bodě a určuje teplotní zvrstvení atmosféry určitého místa (Kopáček a Bednář, 2005). V meteorologii bývá označen řeckým písmenem γ a matematicky vyjádřen rovnicí (4).

$$\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z} \quad (4)$$

Skutečný γ v troposféře nabývá kladných hodnot, pokud teplota s výškou klesá. V opačném případě se jedná o teplotní inverzi a teplota tak s rostoucí výškou stoupá ($\gamma < 0$). Jestliže se teplota s rostoucí výškou nemění ($\gamma = 0$) nastává stav izotermie. Průměrná hodnota γ v troposféře se ve většině literatury udává 0,65 °C/100 m. Ve skutečnosti se tato hodnota mění s místem i časem. Závisí na výšce nad zemským povrchem, na roční i denní době, ale i na povětrnostní situaci (viz kapitola 2.7). Právě skutečný vertikální teplotní gradient je stěžejní pro účely této práce. Kapitola 4 se věnuje analýzou skutečných γ naměřených na aerologické stanici Praha-Libuš za dané období.

Jak již bylo zmíněno výše, pokud nedochází k výměně teploty mezi vzduchovou částicí a jejím okolím, jedná se o adiabatický proces. Vertikální teplotní gradient vzduchové částice při adiabatické expanzi nebo kompresi v atmosféře, která je v hydrostatické rovnováze, je označován jako adiabatický vertikální teplotní gradient. Vyjadřuje ochlazování vzduchové částice při jejím adiabatickém výstupu a oteplování při jejím

adiabatickém sestupu (ČMeS).

Pechala a Bednář (1991) odvozují souvislost změn tlaku a teplot při adiabatickém vertikálním pohybu vzduchu z I. HVT pomocí Poissonových rovnic. Úpravou a dosazením (viz Kopáček a Bednář, 2005) do základní rovnice hydrostatické rovnováhy (1) a stavové rovnice (6) je následně možné adiabatický vertikální teplotní gradient vyjádřit i pomocí tíhového zrychlení g a měrného tepla při stálém tlaku c_p (5). Stavová rovnice je v tomto případě dána tlakem p , hustotou ρ , měrnou plynovou konstantou pro suchý vzduch R_d a virtuální teplotou T_v .

$$\gamma = \frac{g}{c_p} \quad (5)$$

$$\frac{p}{\rho} = R_d T_v \quad (6)$$

Souvislost tlaku a teploty vzduchu při adiabatické expanzi nebo kompresi tedy vyplývá z adiabatického vyjádření I. HVT. Přitom je nutné brát v potaz, zda se jedná o vzduch suchý, vlhký, nenasyčený nebo nasycený vodní párou (Řezáčová et al., 2007). Podle relativní vlhkosti vzduchové částice je definován vertikální teplotní gradient suchoadiabatický, vlhkoadiabatický a nasyceně adiabatický, který se při praktické aplikaci aproximuje hodnotou pseudoadiabatického teplotního gradientu (ČMeS).

2.4.1 Adiabatický teplotní gradient nenasyčeného vzduchu

Z hlediska atmosférické termodynamiky se vzduch skládá ze dvou plynných složek, suchého vzduchu a vodní páry. Ty se souhrnně označují jako vzduch vlhký, jehož chování lze dobře popsat stavovou rovnicí ideálního plynu (Řezáčová et al., 2007). Vlhký vzduch může být nasycený nebo nenasyčený vodní párou. Jako nenasyčený vzduch je v termodynamice označován vlhký vzduch, jehož relativní vlhkost je nižší než 100 %. Tlak vodní páry v nenasyčeném vzduchu má nižší hodnotu, než je hodnota tlaku nasycené vodní páry při dané teplotě vzduchu (ČMeS).

Adiabatický teplotní gradient částice suchého vzduchu, tedy suchoadiabatický teplotní gradient (γ_d), vyjadřuje míru ochlazování a oteplování adiabaticky vystupujícího nebo sestupujícího suchého vzduchu (7) (Kopáček a Bednář, 2005; ČMeS).

$$\gamma_d = \left(-\frac{dT}{dz}\right)_d \quad 7$$

Proměnná dT označuje změnu teploty a dz změnu výšky. Dosazením hodnot tíhového zrychlení $g = 9,81 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ a měrného tepla při stálém tlaku suchého vzduchu $c_{pd} = 1004 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ do rovnice (5), lze vypočítat hodnotu suchoadiabatického teplotního gradientu $\gamma_d = 0,0098 \text{ K}\cdot\text{m}^{-1}$, což bývá často zaokrouhlováno na pokles teploty o 1K na 100 m výšky (Kopáček a Bednář, 2005; ČMeS). Tíhové zrychlení a měrné teplo při stálém tlaku je možné při dobrém přiblížení považovat za konstanty, z toho důvodu je i hodnota γ_d přibližně nezávislá na teplotě a výšce (Kopáček a Bednář, 2005).

Adiabatický teplotní gradient vlhkého, ale nenasyceného vzduchu se nazývá vlhkoadiabatický teplotní gradient. Pro vlhký, vodní parou nenasycený vzduch je podíl teploty a virtuální teploty² při užívání Kelvinovy stupnice blízký jedné. Rozdíl mezi suchoadiabatickým a vlhkoadiabatickým teplotním gradientem tak bývá velmi malý, proto se adiabatická změna teploty vlhké nenasycené částice popisuje suchoadiabatickým teplotním gradientem (Kopáček a Bednář, 2005; Pechala a Bednář, 1991; Řezáčová et al., 2007). Suchoadiabatický a vlhkoadiabatický teplotní gradient lze souhrnně označit jako gradient teplotní nenasyceně adiabatický (ČMeS).

2.4.2 Adiabatický teplotní gradient nasyceného vzduchu

Nasycený vzduch je vlhký vzduch nasycený vodní parou. Parciální tlak vodní páry při teplotě vlhkého vzduchu tedy odpovídá stavu nasycení. Relativní vlhkost nasyceného vzduchu je 100 % (ČMeS). K nasycení vlhkého vzduchu může dojít při izobarickém procesu, adiabatické expanzi a adiabaticky-izobarickém promíchávání (Řezáčová et al., 2007).

Při výstupu nasycené vzduchové částice dochází ke kondenzaci nadbytečné vodní páry, a tím k uvolňování latentního tepla (Kopáček a Bednář, 2005). V tomto případě se jedná o latentní teplo kondenzace, které se uvolňuje při fázovém přechodu vodní páry v kapalnou vodu. Latentní teplo kondenzace je definováno jako množství tepla, které je zapotřebí, aby zkondenzovala jednotka hmotnosti vody při konstantní teplotě a tlaku (Řezáčová et al., 2007). Podle předpokladu adiabatického děje latentní teplo vzduchovou částicí neopouští, ale zpětně ji ohřívá (Kopáček a Bednář, 2005). Tím je ochlazení vystupující vzduchové částice zmírněno a hodnota ochlazování nasyceného vzduchu je tak nižší než hodnota ochlazování vzduchu nenasyceného.

² Virtuální teplota je charakteristikou vlhkého vzduchu, která odpovídá teplotě suchého vzduchu o stejných hodnotách tlaku a hustoty jako má vzduch vlhký (ČMeS). Virtuální teplota T_v umožňuje použít pro vlhký vzduch stavovou rovnici ideálního plynu pro suchý vzduch, dosadíme-li do ní virtuální teplotu místo teploty vzduchu (viz rovnice (6)).

Změna teploty nasyceného vzduchu s výškou je označována jako nasyceně adiabatický vertikální teplotní gradient (γ_s) (8), tedy teplotní gradient částice nasyceného vzduchu, který může obsahovat kondenzovanou vodu (Kopáček a Bednář, 2005; Pechala a Bednář, 1991; ČMeS).

$$\gamma_s = \left(-\frac{dT}{dz}\right)_s \quad (8)$$

Jedná se o záporně vzatou změnu teploty dT připadající na jednotkovou vzdálenost ve vertikálním směru dz . Pro výpočet hodnoty γ_s je potřeba při aplikaci I. HVT uvažovat latentní teplo kondenzace (Kopáček a Bednář, 2005; Pechala a Bednář, 1991). Dosazením do rovnice (5) vznikne vztah pro výpočet γ_s (9).

$$\gamma_s = \frac{g}{c_p} \frac{1 + \frac{wL_v}{RT}}{1 + \frac{wL_v^2}{c_p R_v T^2}} \quad (9)$$

Proměnná w vyjadřuje měrnou vlhkost nasyceného vzduchu, L_v latentní teplo kondenzace vodní páry, R_v měrnou plynovou konstantu vodní páry a R měrnou plynovou konstantu vlhkého, ale nenasyčeného vzduchu, často nahrazovanou měrnou plynovou konstantou suchého vzduchu R_d (Kopáček a Bednář, 2005; Pechala a Bednář, 1991).

Hodnota γ_s závisí na teplotě a tlaku vzduchu a pohybuje se v rozsahu přibližně 0,2 – 1,0 K na 100 m výšky. Při teplotě 0 °C a tlaku vzduchu 1000 hPa je hodnota γ_s 0,6 K/100 m (ČMeS). Obecně platí, že s klesající teplotou roste hodnota γ_s , ale s ubývajícím tlakem jeho hodnota klesá. Celkově pak se vzrůstající výškou hodnota γ_s roste a asymptoticky se přibližuje suchoadiabatickému gradientu γ_d (Kopáček a Bednář, 2009; Yang a Smith, 1984). Nenasyceně adiabatický vertikální teplotní gradient je tedy vyšší než nasycený adiabatický vertikální teplotní gradient ($\gamma_s < \gamma_d$).

Při reálném výstupu nasycené částice vzduchu může dojít k pseudoadiabatickému ději. V takovém případě je při výstupu nasycené vzduchové částice veškerá zkondenzovaná voda okamžitě po svém vzniku ze systému odstraněna a latentní teplo kondenzace ohřívá pouze vlhký vzduch. Nejde již o vratný proces a systém není uzavřený (dochází k částečné výměně tepla mezi vzduchovou částicí a jejím okolím), proto bývá často dobrou aproximací reálného děje (Kopáček a Bednář, 2005; Řezáčová et al., 2007). Při adiabatickém procesu ohřívá latentní teplo kondenzace jak plynnou tak kondenzovanou

složku, jedná se tedy o vratný proces. Reálné děje nasyceného vzduchu se odehrávají mezi uvedenými aproximacemi. Průběh teploty částice nasyceného vzduchu s výškou pak popisuje pseudoadiabatický teplotní gradient (ČMeS).

2.5 Stabilita v atmosféře

Jedním z faktorů významně ovlivňujících vertikální přenos tepla v atmosféře jsou její stabilitní podmínky. Stupeň vertikální stability atmosféry závisí na teplotním zvrstvení, tudíž na hodnotě skutečného vertikálního teplotního gradientu ve sledované vrstvě (Kopáček a Bednář, 2005). Teplotní zvrstvení je možné popsat pomocí reakce vzduchové částice na vnější impuls, který ji vychýlí z dané hladiny ve vertikálním směru. Pohyb částice je dán vztahem hustoty vzduchové částice a hustoty okolního vzduchu (viz kapitola 2.3). Hustota vzduchové částice se mění v souladu s termodynamickými principy, které popisují změnu vlastností plynu při jeho adiabatické expanzi nebo kompresi (Řezáčová et al., 2007). Na tyto změny nemá okolí adiabaticky izolované částice vliv. Podpora, nebo naopak utlumení pohybu částice tedy závisí pouze na vertikálním profilu hustoty vzduchu v okolí.

Při stabilním zvrstvení se vzduchová částice po odeznění impulsu vrací do své původní hladiny. Teplota s výškou klesá pomaleji, než odpovídá hodnotě suchoadiabatického nebo nasyceně adiabatického vertikálního teplotního gradientu (viz Tab. 1, B a C), nebo se s výškou nemění (izotermie), případně roste (teplotní inverze) (Pechala a Bednář, 1991). Z toho vyplývá, že čím více je zvrstvení atmosféry stabilní, tím více jsou potlačovány vertikální pohyby a promíchávání vzduchu. Atmosféra je absolutně stabilní pokud je skutečný vertikální teplotní gradient nižší než nasyceně adiabatický i suchoadiabatický gradient zároveň (viz Tab. 1, A).

V případě, kdy vnějším impulsem vychýlená částice urychleně pokračuje ve vertikálním pohybu a zvětšuje svoji výchylku, jde o instabilní (labilní) zvrstvení atmosféry. V takovém případě teplota klesá s výškou rychleji, než odpovídá suchoadiabatickému, případně nasyceně adiabatickému teplotnímu gradientu (viz Tab. 1, F a G). Instabilní atmosféra je velmi náchylná pro tvorbu významných vertikálních pohybů (termické konvekce) a podporuje intenzivní promíchávání vzduchu.

V rámci instability teplotního zvrstvení lze na základě nasycenosti vzduchu vodní párou definovat podmíněnou, absolutní a potenciální instabilitu. Podmíněná instabilita nastane, pokud je teplota skutečného vertikálního teplotního gradientu v atmosféře mezi hodnotou suchoadiabatického a nasyceně adiabatického vertikálního

teplotního gradientu (viz Tab. 1, E) (ČMeS). Vzduch je tak instabilní vůči nasycenému vzduchu, ale vůči vzduchu nenasyčenému je zvrstvení stabilní (Pechala a Bednář, 1991). Při absolutní instabilitě je teplota skutečného vertikálního teplotního gradientu vyšší než hodnota suchoadiabatického teplotního gradientu, tedy větší než 1°C na 100 m výšky (viz Tab. 1, D) (ČMeS). Ovzduší je pak instabilní pro vzduch nenasyčený i nasycený vodní párou (Pechala a Bednář, 1991). Zvláštní případ nastává, pokud je vzduchová částice k výstupu nucena (vlivem orografie nebo frontálních ploch). Takové zvrstvení je definováno jako potenciálně instabilní. Při kondenzaci vyvolané adiabatickým ochlazováním roste během výstupu ve spodní části vrstvy teplota rychleji než v části horní. Tím klesá stabilita a roste instabilita dané vrstvy (ČMeS).

Přechodným stavem mezi stabilně a instabilně zvrstveným vzduchem je indiferentní stav, kdy vzduchová částice nepokračuje v započatém vychýlení a zároveň se nevrací do původní polohy (Pechala a Bednář, 1991). Pokles teploty vzduchu s výškou je v nenasyčeném vzduchu vodní párou roven suchoadiabatickému vertikálnímu teplotnímu gradientu a v nasyceném vzduchu vodní párou nasyceně adiabatickému teplotnímu gradientu (viz Tab. 1, H a I). Při indiferentním zvrstvení termická konvekce nevzniká, ale vývoj již předešle vzniklé konvekce není tlumen ani podporován (Kopáček a Bednář, 2005). Teplotní zvrstvení může být indiferentní vůči nenasyčenému vzduchu a instabilní pro nasycený vzduch nebo může být indiferentní vůči nasycenému vzduchu a stabilní pro nenasyčený vzduch (viz Tab. 1, CH a J).

Teplotní zvrstvení atmosféry			Vertikální teplotní gradient
Stabilní zvrstvení	A	Absolutní stabilita	$\gamma < \gamma_s < \gamma_d$
	B	Nenasycená vzduchová částice	$\gamma < \gamma_d$
	C	Nasycená vzduchová částice	$\gamma < \gamma_s$
Instabilní zvrstvení	D	Absolutní instabilita	$\gamma > \gamma_d > \gamma_s$
	E	Podmíněná instabilita	$\gamma_d > \gamma > \gamma_s$
	F	Nenasycená vzduchová částice	$\gamma > \gamma_d$
	G	Nasycená vzduchová částice	$\gamma > \gamma_s$
Indiferentní zvrstvení	H	Nenasycená vzduchová částice	$\gamma = \gamma_d$
	CH		$\gamma = \gamma_d > \gamma_s$
	I	Nasycená vzduchová částice	$\gamma = \gamma_s$
	J		$\gamma_d > \gamma = \gamma_s$

Tab. 1: Teplotní zvrstvení atmosféry a odpovídající vertikální teplotní gradienty.

Poznámky: γ – skutečný vertikální teplotní gradient, γ_d – suchoadiabatický vertikální teplotní gradient, γ_s – nasyceně adiabatický vertikální teplotní gradient

Zdroj: upraveno podle (Pechala a Bednář, 1991; Kopáček a Bednář, 2005)

2.5.1 Vliv stability atmosféry na vertikální teplotní gradient

Změna teploty adiabaticky izolované částice vzduchu při jejím vertikálním pohybu může být rychlejší nebo pomalejší než změna teploty v jejím okolí. Vzduchová částice tak přináší do určitých vrstev jinou teplotu, než jaká odpovídá těmto vrstvám.

Při stabilním teplotním zvrstvení atmosféry v nenasyceném vzduchu se vystupující vzduchová částice adiabaticky ochlazuje rychleji, než odpovídá skutečnému vertikálnímu gradientu teploty okolního vzduchu. Důsledkem je přísun nižších teplot vzduchu do vyšších vrstev než jaké odpovídají těmto vrstvám. Klesající vzduchová částice tak naopak přináší do nižších vrstev vyšší teplotu. Při stabilním zvrstvení se tedy horní vrstvy turbulentní výměnou ochlazují a dolní oteplují (Kopáček a Bednář, 2005). Dochází tak k zvětšování skutečného vertikálního teplotního gradientu do té doby, než vytvoří indiferentní zvrstvení. Obecně při stabilním zvrstvení atmosféry působí divergence atmosférického proudění pokles hodnot γ v daném místě, naopak konvergence proudění růst γ (Procházka, 1977).

Při instabilně zvrstvené atmosféře je situace zcela opačná. V nenasyceném vzduchu se budou vlivem promíchávání horní vrstvy oteplovat a dolní ochlazovat. Skutečný vertikální teplotní gradient se v dané vrstvě zmenšuje až do okamžiku, kdy se vyrovná hodnotě suchoadiabatického gradientu a vytvoří se indiferentní teplotní zvrstvení (Kopáček a Bednář, 2005; Yang a Smith, 1981).

2.6 Záření v atmosféře

Vertikální teplotní gradient volné atmosféry je přímo závislý na rozdělení teploty v dané vrstvě. Teplota volné atmosféry je dána mnoha spolu souvisejícími faktory, jako je radiační bilance, vliv zemského povrchu a změna všeobecné cirkulace atmosféry (Pribiš, 1977). V první řadě je rozdělení teploty ve volné atmosféře určeno množstvím sluneční energie dopadajícího na zemský povrch. Slunečnímu záření a vyzařování zemského povrchu jsou věnovány následující kapitoly. Na základě slunečního záření a vyzařování Země je v kapitole 2.6.3 popsána radiační bilance záření a její proměnlivost v prostoru a čase.

2.6.1 Sluneční záření

Hlavním zdrojem energie pro vznik, vývoj a udržování všeobecné cirkulace atmosféry i všech dílčích cirkulačních systémů je sluneční záření (Hartmann, 1994; Pechala

a Bednář, 1991). Sluneční elektromagnetické záření představuje zdroj tepla a světla a při jeho interakci s atmosférou a zemským povrchem se mění.

Při průchodu slunečního záření atmosférou dochází k jeho kvantitativním i kvalitativním změnám především rozptylem (difúzí), pohlcováním (absorpcí) a zeslabováním (extinkcí) (Pidwirny, 2006). Rozptyl slunečního záření probíhá na molekulách vzduchu (molekulární rozptyl) nebo na větších částicích v atmosféře (vodní kapičky, ledové krystalky, prachové částice aj.). Absorpce slunečního záření v bezoblačné atmosféře je poměrně nízká (pouze 15–20 % z jeho vstupujícího množství) (Kopáček a Bednář, 2005; Pidwirny, 2006).

Množství přímého slunečního záření dopadající na jednotku vodorovné nebo nakloněné plochy za jednotku času je označováno jako insolace (ČMeS). Hodnota insolace závisí na zenitovém úhlu Slunce, čímž je proměnlivá v průběhu dne a roku, ale závisí i na libovolné části zemského povrchu. Čím větší je úhel dopadu slunečních paprsků, tím kratší cestu musí paprsky absolvovat a tím více energie dopadá na jednotku plochy. Množství dopadajícího slunečního záření je tak dáno stálým sklonem zemské osy k ekliptice a závisí na zeměpisné šířce (Pidwirny, 2006).

Při interakci slunečního záření se zemským povrchem je sluneční záření odraženo nebo pohlceno. Součet množství rozptýleného slunečního záření dopadajícího za jednotku času na jednotku plochy horizontálního zemského povrchu (J) a insolace (I'), je označováno jako globální sluneční záření (S) (10) (ČMeS). Množství tepla (Q) získaného jednotkou plochy zemského povrchu za jednotku času absorbováním slunečního záření je vyjádřeno vztahem (11), kde A značí albedo³ neboli odrazivost zemského povrchu (Kopáček a Bednář, 2005).

$$S = I' + J \quad (10)$$

$$Q = S(1 - A), \quad (11)$$

2.6.2 Vyzařování Země

Zemský povrch je sám o sobě schopný, jako každé těleso s teplotou vyšší než 0 K, záření emitovat. Toto dlouhovlnné záření má charakter infračerveného, tepelného záření

³ Albedo je definováno jako poměr množství slunečního záření odraženého a dopadajícího (Kopáček a Bednář, 2005).

(Kopáček a Bednář, 2005). Kromě zemského povrchu vyzařuje dlouhovlnné záření i atmosféra. Vyzařování černého tělesa lze popsat Stefan-Boltzmannovým zákonem (Salby, 1996). Za předpokladu, že zemský povrch má v oboru dlouhovlnného záření vlastnosti, které dobře odpovídají vlastnostem šedého tělesa⁴, lze toto množství vyzářené radiace (G) pro reálný zemský povrch, vyjádřit vztahem (12), kde T_g značí teplotu tělesa v Kelvinech, σ Stefan-Boltzmannovu konstantu a ε vyzařovací schopnost, neboli emisivitu⁵ (Kopáček a Bednář, 2005).

$$G = \varepsilon \sigma T_g^4 \quad (12)$$

Tepelné vyzařování země je z velké části pohlceno atmosférou, která se tak zahřívá. Jelikož je atmosféra průchodná pro sluneční krátkovlnné záření a neprůchodná pro dlouhovlnné vyzařování Země, tzv. skleníkový efekt (Salby, 1996), dochází k zadržování energie v systému povrch-atmosféra. Teplota Země je tak o 33 °C vyšší než by byla při radiační rovnováze (Huth, 2014). Přibližně 15 % slunečního záření se spotřebuje na ohřev atmosféry, která se ale mnohem více ohřívá od zemského povrchu. Atmosféra je tak sama schopna vyzařovat. Přibližně 70 % vyzařování atmosféry dopadá zpět k zemskému povrchu, a zbylých 30 % uniká do světového prostoru (Hartmann, 1994). Dlouhovlnné záření dopadající na zemský povrch je označováno jako zpětné záření atmosféry. Zpětné záření je z 99 % pohlceno zemským povrchem a je tak významným zdrojem tepla.

Rozdíl vyzařování zemského povrchu a zpětného vyzařování atmosféry udává efektivní vyzařování Země. Vlastní vyzařování zemského povrchu je zpravidla větší než zpětné záření atmosféry, proto efektivní vyzařování působí radiační ochlazování zemského povrchu (Kopáček a Bednář, 2005). Efektivní vyzařování výrazně roste se zvětšující se teplotou zemského povrchu, klesá s rostoucím obsahem vodní páry ve vzduchu a je výrazně zeslabováno oblačností.

Kromě záření směřujícího zpět k povrchu je část energie vyzařovaná atmosférou opačným směrem, kde může být opět pohlcena nebo vyzářena do mezihvězdného

⁴ Šedé těleso má menší intenzitu vyzařování než černé těleso při stejné teplotě povrchu. Poměr intenzity vyzařování šedého tělesa a intenzity vyzařování černého tělesa se nazývá poměrná zářivost, neboli emisivita (Pidwirny, 2006).

⁵ Emisivita charakterizuje daný povrch, jak dalece se tento povrch blíží z hlediska fyziky záření svými vlastnostmi černému tělesu (Řezáčová et al., 2007).

prostoru. Menší díl zemským povrchem vyzařené energie prochází ovzduším netknutý tzv. atmosférickými okny⁶.

2.6.3 Radiační bilance Země

Radiační bilance neboli bilance záření je definována jako rozdíl záření směřujícího dolů a záření směřujícího nahoru (ČMeS). Radiační bilanci lze posuzovat vzhledem k určité hladině, vrstvě nebo sloupci atmosféry, vzhledem k zemskému povrchu nebo vzhledem k celé soustavě Země-atmosféra.

Radiační bilance zemského povrchu je stěžejní pro život na Zemi a vývoj organické přírody. Podílí se na určování klimatických podmínek, na režimu oceánských a kontinentálních vod a na utváření fyzicko-geografických poměrů na zemském povrchu (Hartmann, 1994; ČMeS). Radiační bilance zemského povrchu je dána rozdílem množství globálního slunečního záření absorbovaného jednotkou plochy zemského povrchu a efektivního vyzařování zemského povrchu. Může nabývat kladných i záporných hodnot, přičemž přechod od kladné bilance k záporné a naopak se pozoruje při výškách Slunce 10 až 15° nad obzorem (ČMeS).

Radiační bilance zemského povrchu je jedním ze základních faktorů určujících teplotu povrchu. Hodnota a chování vertikálního teplotního gradientu s teplotou povrchu úzce souvisí (Rennick, 1977; Mokhov a Akperov, 2006). Vertikální teplotní gradient zpravidla roste s rostoucí teplotou povrchu (Mokhov a Akperov, 2006). Míra oteplování a ochlazování zemského povrchu je dána příjmem a ztrátou tepla, tedy tepelnou bilancí zemského povrchu. Tepelnou bilanci lze vyjádřit pomocí rovnice tepelné bilance zemského povrchu (13), kde \tilde{R} vyjadřuje radiační bilanci zemského povrchu, \tilde{P} množství tepla odváděného ze zemského povrchu do atmosféry turbulentním tokem, \tilde{V} ztrátu tepla při vypařování nebo příjem tepla při kondenzaci a \tilde{S} tok tepla do nebo z podloží zemského povrchu. Zemský povrch lze považovat za plochu s nulovou tepelnou kapacitou, proto se součet příjmů a ztrát tepla na zemském povrchu musí rovnat nule (ČMeS).

$$0 = \tilde{R} + \tilde{P} + \tilde{V} + \tilde{S} \quad (13)$$

⁶ Atmosférická okna jsou oblast elektromagnetického záření, v níž má bezoblačná atmosféra velkou propustnost. Pro radiační a tepelný režim Země a její atmosféry jsou významná zejména atmosférická okna v oblasti vlnových délek 8,5–12,5 μm . Meteorologickými družicemi jsou pro monitorování zemského povrchu a oblačnosti v tepelném záření využívána především atmosférická okna v pásmech 3,5–4 μm , 8–9 μm a 10–12,5 μm (ČMeS).

Radiační bilance zemského povrchu nabývá v noci záporných hodnot, jelikož chybí přísun slunečního záření. Zemský povrch se tak ochlazuje vlivem převažujícího vyzařování Země. Nejchladnější část dne nastává cca 30 minut po východu Slunce, kdy převažuje dlouhovlnné vyzařování zemského povrchu a příkon slunečního záření je stále velmi slabý. Poté již nastává vzestup teplot díky kladné radiační bilanci (Kopáček a Bednář, 2005).

Vedle radiační bilance zemského povrchu lze definovat radiační bilanci samotné atmosféry jako rozdíl množství záření pohlceného a vyzářeného atmosférou. Radiační bilance atmosféry ovlivňuje teplotu a tudíž i teplotní zvrstvení atmosféry nad zemským povrchem. Protože atmosféra pohlcuje sluneční záření poměrně málo, má pro radiační bilanci atmosféry podstatný význam pohlcování dlouhovlnného záření a vlastní záření atmosféry. Radiační bilance atmosféry je vždy záporná a takto vzniklý deficit v tepelné bilanci atmosféry je kompenzován uvolňováním tepla při fázových přechodech a turbulentní výměnou tepla mezi zemským povrchem a atmosférou (ČMeS).

Celkový přísun energie získaný soustavou Země-atmosféra je v ročním průměru prakticky konstantní. V dílčích subsystémech ovzduší, vlivem působení časově i prostorově nerovnoměrného rozložení jednotlivých druhů energie, vzniká složitá časoprostorová kompenzace neustále se vytvářejících lokálně nerovnovážných stavů (Pechala a Bednář, 1991). K vyrovnání nerovnovážných stavů energie slouží pevný zemský povrch a zejména oceány, ve kterých je naakumulováno obrovské množství energie. Přibližná energetická rovnováha soustavy Země-atmosféra je podmíněna tím, že Země jako planeta vyzařuje v ročním průměru prostřednictvím dlouhovlnné radiace zhruba takové množství energie, jež přijme od Slunce v podobě absorbovaného krátkovlnného záření. Soustava Země-atmosféra je tak kvaziizolovaný termodynamický systém (Pechala a Bednář, 1991).

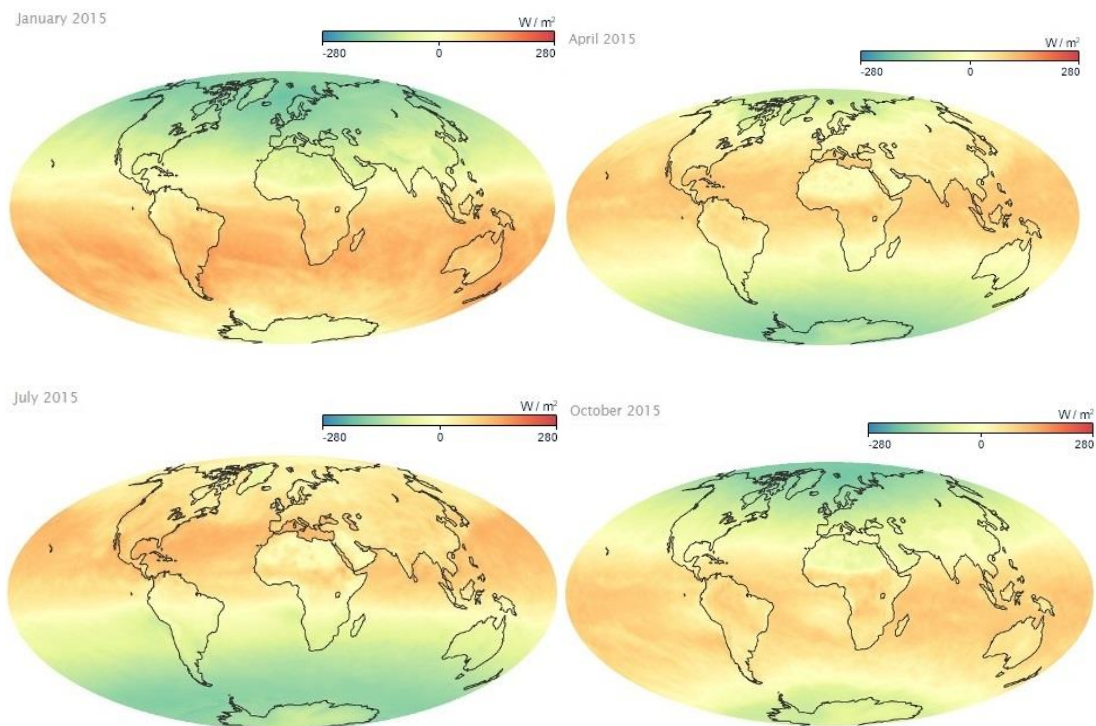
Energetická rovnováha soustavy Země-atmosféra, daná rozdílem množství krátkovlnného slunečního záření vstupujícího do atmosféry a dlouhovlnného vyzařování Země, je nazývána radiační bilancí (Salby, 1996). Za předpokladu, že mezi soustavou Země-atmosféra a jejím okolím nedochází k významnější výměně tepla jinak než prostřednictvím radiačního přenosu, je radiační bilance soustavy Země-atmosféra též tepelnou bilancí tohoto systému (ČMeS). Radiační bilance vychází z 1. hlavní věty termodynamické, tedy zákona zachování energie (Hartmann, 1994). Může nabývat kladných i záporných hodnot, ale její roční průměrná globální hodnota se musí

pohybovat kolem 0, v jiném případě dochází k oteplování nebo ochlazování systému (NASA).

Radiační bilance se mění v závislosti na zeměpisné šířce, ročním obdobím a fázi dne (Hartmann, 1994). Radiační bilance je v rovníkových, vlhkých tropických a subtropických oblastech po celý rok kladná, což vede k velkému ohřevu vzduchu, půdy, oceánů a moří, a výparu. Zemský povrch se v těchto oblastech silně zahřívá, čímž výrazně zvyšuje podíl přenosu tepla turbulentním tokem. Přibližně kolem 40° s. a j. š. dochází k převaze dlouhovlnného vyzařování Země nad absorpcí krátkovlnného slunečního záření. V polárních oblastech je tedy s výjimkou 2–3 měsíců energetická bilance záporná a převažuje vyzařování z aktivního povrchu (viz Obr. 1) (NASA).

V letním období na severní polokouli převažuje vstupující sluneční záření nad vyzařováním Země, a způsobuje tak kladné hodnoty radiační bilance. Během podzimní a jarní rovnodennosti jsou maximální hodnoty radiační bilance v oblasti nad rovníkem a minimální na pólech (Salby, 1996; NASA). V zimním období jsou hodnoty radiační bilance na severní polokouli převážně záporné vlivem převažujícího vyzařování Země. Se zvyšující se zeměpisnou šířkou narůstají rozdíly mezi létem a zimou, přičemž v létě i na pólech (během letního slunovratu) je množství globálního záření stejné jako na rovníku (díky dlouhým dnům), avšak v zimě, za polárních nocí, je hodnota globálního záření zanedbatelná. Tento efekt je navýšen velkým albedem sněhu a ledu v polárních oblastech (Hartmann, 1994; Salby, 1996).

Rozdíl v přísunu a výdeji energie mezi rovníkem a póly je zdrojem energie pro atmosférickou a termohalinní cirkulaci (NASA). Cirkulační procesy jsou, spolu s dalšími dynamickými pohyby v atmosféře, konvekcí a rotačními pohyby Země, příčinou distribuce tepla v rámci zeměpisné délky a šířky a tím určují horizontální i vertikální teplotní zvrstvení atmosféry v jednotlivých regionech na Zemi (Hartmann, 1994; Pribiš, 1977). Vertikální profil teploty v troposféře je tudíž výsledkem radiační bilance zahrnující působení skleníkových plynů, aerosolů a oblaků (Ramaswamy et al., 2006). Změny radiační bilance v závislosti na zeměpisné šířce, ročním obdobím a fázi dne tak určují chování vertikálního teplotního gradientu (viz kapitola 2.7).



Obr. 1: Radiční bilance v lednu, dubnu, červenci a říjnu v roce 2015.

Zdroj: NASA

2.7 Klimatologie vertikálního teplotního gradientu

Vertikální teplotní gradient s hodnotou $0,65 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ (případně $0,6 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ (Kopáček a Bednář, 2005)) je ve většině meteorologických publikací chápán jako konstantní hodnota poklesu teploty s výškou (například Minder et al., 2009; Mokhov a Akperov, 2006; Neumann, 1955; Rennick, 1977; Stone a Carlson, 1979; Yang a Smith, 1984). Zmíněná konstantní hodnota γ odpovídá modelu standardní mezinárodní atmosféry ICAO⁷ (Yang a Smith, 1984) a používá se pro jednotné cejchování přístrojů v letectví. S konstantní hodnotou γ je ale možné pracovat pouze za předpokladu, že se gradient v prostoru a čase nemění, nebo mění jen nepatrně. V řadě studií je tato hodnota zjednodušeně používána pro teoretický pseudo-adiabatický vertikální teplotní gradient (viz kapitola 2.4.2) (Folkins, 2001) nebo pro průměrný pokles teploty vzduchu s výškou ve volné atmosféře (Minder et al., 2009).

Na základě studia γ lze tvrdit, že jeho konstantní hodnota neodpovídá skutečným

⁷ Model standardní atmosféry je vypočtený na základě rovnice hydrostatické rovnováhy za předpokladu, že vzduch je ideální plyn. Standardní atmosféra udává hypotetické vertikální rozložení tlaku, teploty a hustoty suchého vzduchu v atmosféře během celého roku ve středních zeměpisných šířkách. V letecké meteorologii je dohodnuto používat mezinárodní standardní atmosféru ICAO, která vychází z předpokladu, že vertikální teplotní gradient je roven $0,65 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$. (ČMeS).

podmínkám v atmosféře, ale vykazují určitou proměnlivost v prostoru a čase (Minder et al., 2009; Mokhov a Akperov, 2006; Neumann, 1955; Rennick, 1977; Rolland, 2003; Stone a Carlson, 1979; Yang a Smith, 1984). Základní příčiny proměnlivosti jsou radiační a dynamické procesy v atmosféře, zejména konvekce a míra nasycenosti vzduchu vodní párou (Ballard, 1933; Held, 1981; Ramaswamy et al., 2006; Yang a Smith, 1984). Vlivu radiační bilance a vlhkosti vzduchu na vertikální teplotní gradient jsou věnovány kapitoly 2.4.1, 2.4.2 a 2.6.3.

Pokud jde o procesy synoptického měřítka, ne například vertikální přenos tepla konvekcí, má rozhodující vliv na změny γ v celé troposféře advekce (Procházka, 1977). Divergence proudění má podstatnější význam pouze v oblasti horní troposféry a spodní stratosféry, kde se důležitým způsobem podílí na vytváření teplotního pole kolem tropopauzy a při dlouhodobější subsidenci ve spodní troposféře (vytváření subsidenčních inverzí). Lokální změny γ jsou tedy způsobeny zejména advekcí teploty střížným ageostrofickým prouděním, horizontální a vertikální advekcí γ , divergencí atmosférického proudění a změnou tepelné funkce s výškou (Procházka, 1977). Horizontální advekce vyšších hodnot teploty střížným ageostrofickým prouděním vyvolává růst γ s časem, advekce nižších hodnot teploty pokles γ s časem. Zvětšování hodnot γ s výškou je při výstupném pohybu vzduchových částic spjato s časovým poklesem hodnot γ , zmenšování teploty s výškou s jejich růstem.

Nerovnoměrné rozložení příkonu slunečního záření, rozdílné fyzikální vlastnosti zemského povrchu, prostorové a časové změny propustnosti atmosféry, proměnlivé množství oblačnosti a další fyzikální vlastnosti působí nerovnoměrné rozložení vnitřní a potenciální energie i všech dalších druhů energie v atmosférickém systému (Pechala a Bednář, 1991). Veškeré vnější faktory, které narušují radiační bilanci a stanovují vlhkost vzduchu, jsou příčinou změny v klimatických podmínkách a tím i změny vertikální struktury teploty v atmosféře, proto je potřeba při studiu γ brát tyto vnější vlivy v potaz. Vnější vlivy mohou být jak přírodního (např. sluneční aktivita a sopečná činnost) tak antropogenního původu (např. změna koncentrace radiačně aktivních plynů a aerosolů) (Kopáček a Bednář, 2009; Mokhov a Akperov, 2006; Neumann, 1955; Ramaswamy et al., 2006; Stone a Carlson, 1979).

2.7.1 Sezónní a prostorová variabilita vertikálního teplotního gradientu

Vlivem kladné radiační bilance v tropických oblastech je silně oteplován zemský povrch. S rostoucí výškou od zemského povrchu se prostorové rozdíly teploty

vyrovnávají (Kopáček a Bednář, 2005; Mendrisová a Zbellová, 1970; Ballard, 1933). V nízkých zeměpisných šířkách, kde je teplota povrchu vyšší, než na pólech kles teplota s výškou rychleji. Vertikální teplotní gradient tak zpravidla roste s rostoucí teplotou povrchu (Mokhov a Akperov, 2006). S rostoucí zeměpisnou šířkou se radiální bilance zmenšuje a v polárních oblastech již nabývá záporných hodnot. Zemský povrch je ochlazován a teplota s výškou klesá pomaleji.

Hodnoty γ tedy stejně jako teplota a příkon slunečního záření s rostoucí zeměpisnou šířkou klesají (viz Obr. 2, Příloha 1) (Neumann, 1955). V zimě γ od rovníku k pólům klesá postupně. V létě je mezi rovníkem a středními zeměpisnými šířkami konstantní a dále směrem k pólům opět klesá (viz Tab. 2). S rostoucí zeměpisnou šířkou se pokles hodnoty vertikálního teplotního gradientu zrychluje (Mokhov a Akparov, 2006).

Severní zeměpisná šířka (°)	Leden				Červenec				Roční průměr	
	Ts	Tt	H	γ	Ts	Tt	H	γ	$\gamma=(D+H)/2$	(From(2))
	(A)	(B)	(C)	(D)	(E)	(F)	(G)	(H)	(I)	(J)
0	26	-80	16,6	6,4	26	-80	16,9	6,3	6,3	6,3
10	26	-76	16,4	6,2	27	-77	16,8	6,2	6,2	6,2
20	22	-72	15,6	6,0	28	-75	16,3	6,3	6,2	6,2
30	15	-63	13,4	5,8	27	-68	14,9	6,4	6,1	6,1
40	5	-57	11,2	5,5	24	-58	13,1	6,2	5,9	5,8
50	-7	-56	9,8	5,0	18	-53	11,5	6,2	5,6	8,6
60	-16	-56	9,2	4,3	14	-49	10,4	6,0	5,2	5,1
70	-26	-57	8,6	3,6	7	-46	9,5	5,7	5,7	4,7
80										4,4
90										3,6

Tab. 2: Vertikální teplotní gradienty v troposféře.

Poznámky: Ts - povrchová teplota (°C), Tt- teplota v tropopauze (°C), H – výška tropopauzy (km), γ – vertikální teplotní gradient (°C/km)

Zdroj: Neumann, 1955

Vztah mezi vertikálním teplotním gradientem (γ) a zeměpisnou šířkou (φ) je dle Neumanna (1955) možné vyjádřit rovnicí (14).

$$\gamma_{\varphi} = 6,25 - 2\sin^4\varphi \quad (14)$$

Chování γ v závislosti na zeměpisné šířce lze rozdělit do dvou režimů - režim nízkých zeměpisných šířek a režim vysokých zeměpisných šířek. (Minder, et al., 2009; Mokhov a Akperov, 2006; Ramaswamy et al., 2006; Rennick, 1977; Stone a Carlson, 1979; Yang a Smith, 1984). Oblast přechodu mezi režimy se přesouvá mezi 28° s. š. v lednu a 47° s. š. v červenci, přičemž v létě je přechod více pozvolný a v zimě ostřejší (viz Obr. 2) (Stone a Carlson, 1979).

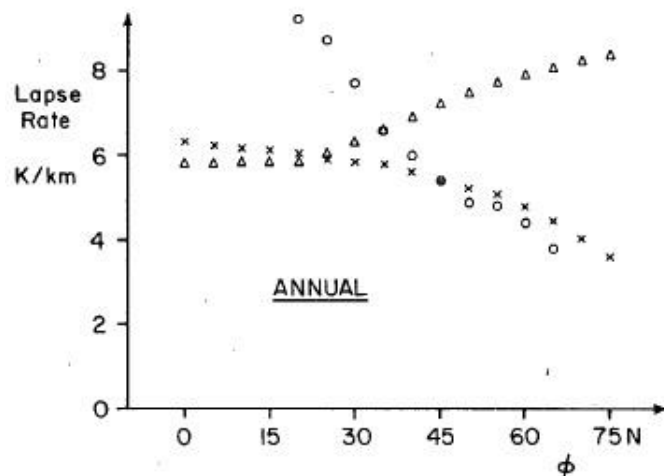
V nízkých zeměpisných šířkách γ více odpovídá adiabatickému teplotnímu gradientu nasyceného vzduchu (γ_s) (Gaffen, 2000). Stone a Carlson (1979) definují tento režim jako oblast, kde 20 % vertikálních teplotních gradientů nabývá hodnoty nasyceně adiabatického teplotního gradientu. Režim nízkých zeměpisných šířek se v lednu vyskytuje mezi 25° s. a 40° j. š. a v červnu mezi 50° s. a 30° j. š. (Yang a Smith, 1984). Hodnoty γ ve vlhkých tropech se pohybují kolem 0,4 °C/100 m a jsou velmi citlivé na změny teploty povrchu. Vertikální teplotní gradient je v této oblasti určen zejména nasycenou konvekcí a všeobecnou cirkulací atmosféry (Walkerovou cirkulací a cirkulací v Headleyho buňce) (Folkins, 2001; Rennick, 1977; Ramaswamy et al., 2006; Yang a Smith, 1984). Naopak v suchých subtropických oblastech, vlivem nedostatku vlhkosti, dosahuje γ 0,8 až 0,9 °C/100 m (Ramaswamy et al., 2006).

Ve vyšších zeměpisných šířkách je γ určen baroklinitou atmosféry⁸. Baroklinita má v reálné atmosféře zásadní význam při formování pole proudění vzduchu, při vývoji tlakových útvarů a cirkulačních systémů. Tyto faktory tak udávají γ vyšších zeměpisných šířek, který je nadále označován, dle Stoneho a Carlsona (1978), jako vertikální teplotní gradient baroklinní atmosféry (γ_c). Vertikální profil teploty vzduchu ve středních zeměpisných šířkách (nad 30° z. š.) je určen pohybem vzduchových hmot planetárního měřítka a všeobecnou cirkulací atmosféry (cirkulace Ferrelovy buňky) (Rennick, 1977; Yang a Smith, 1984). V oblasti mezi 40°–65° s. š. se γ během roku mění méně v porovnání s nižšími zeměpisnými šířkami. Stabilizační funkci zde plní oceány, které jsou obrovskou zásobárnou tepla (Yang a Smith, 1984).

Yang a Smith (1984) uvádí i třetí režim polárních oblastí (60–90° z. š.), kde jsou hodnoty γ dány zejména cirkulací v polární buňce. Vysoká proměnlivost γ v polárních

⁸ Baroklinní atmosféra je stav atmosféry, v níž izopyknické (izosterické), izotermické a izobarické plochy nejsou rovnoběžné, ale navzájem se protínají a vytvářejí tak termodynamické solenoidy. V baroklinní atmosféře je proto hustota vzduchu funkcí tlaku i teploty vzduchu a vektor geostrofického větru se s výškou mění (ČMeS). Primárním zdrojem baroklinity v atmosféře je horizontálně nerovnoměrný příkon energie ze slunečního záření, který rovněž působí rozvoj vertikálních pohybů vzduchu (Pechala a Bednář, 1991).

oblastech je důsledkem působení planetárních vln⁹, jejichž vliv je dále zesilován orografií a teplotním rozdílem mezi oceány a pevninou Ramaswamy et al., 2006).



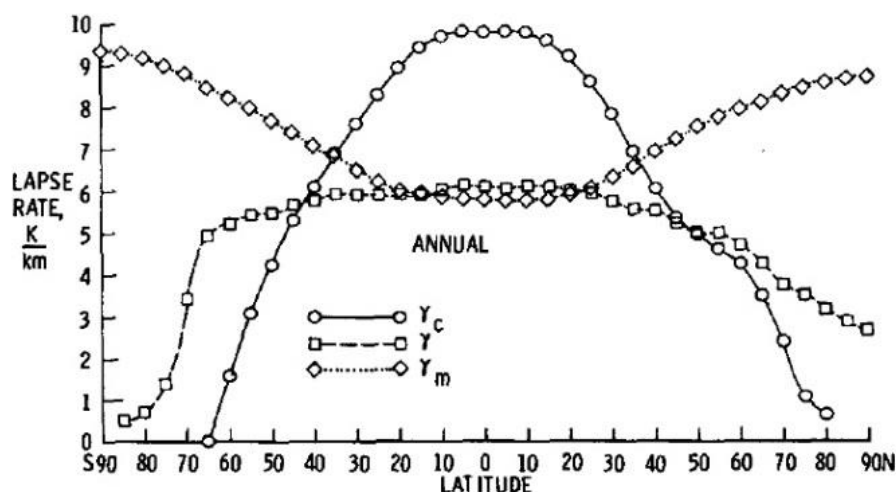
Obr. 2: Závislost vertikálního teplotního gradientu na zeměpisné šířce na severní polokouli.

Poznámky: průměrný roční vertikální teplotní gradient v troposféře (x), vertikální teplotní gradient nasyceně adiabatický (Δ) a vertikální teplotní gradient baroklinní atmosféry (o).

Zdroj: Stone a Carlson, 1979

Chod vertikálního teplotního gradientu v závislosti na zeměpisné šířce není na severní a jižní polokouli stejný (viz Obr. 3) (Yang a Smith, 1984). Příčinou je rozdílný podíl oceánů a pevniny na obou polokoulích, a tím i rozdílný chod teploty povrchu. Velký meridionální teplotní gradient středních zeměpisných šířek jižní polokoule způsobuje výrazný pokles γ_c oproti poklesu gradientu na severní polokouli (viz Obr. 3) (Taljaard, 1972). Vzhledem k zaměření práce je nadále popisován vertikální teplotní gradient severní polokoule.

⁹ Planetární vlny jsou vlny v zonálním proudění s velkými vlnovými délkami (10 000 km a více). Často oscilují kolem určité polohy. Projevují se především na výškových klimatologických mapách tlakového pole (ČMeS).



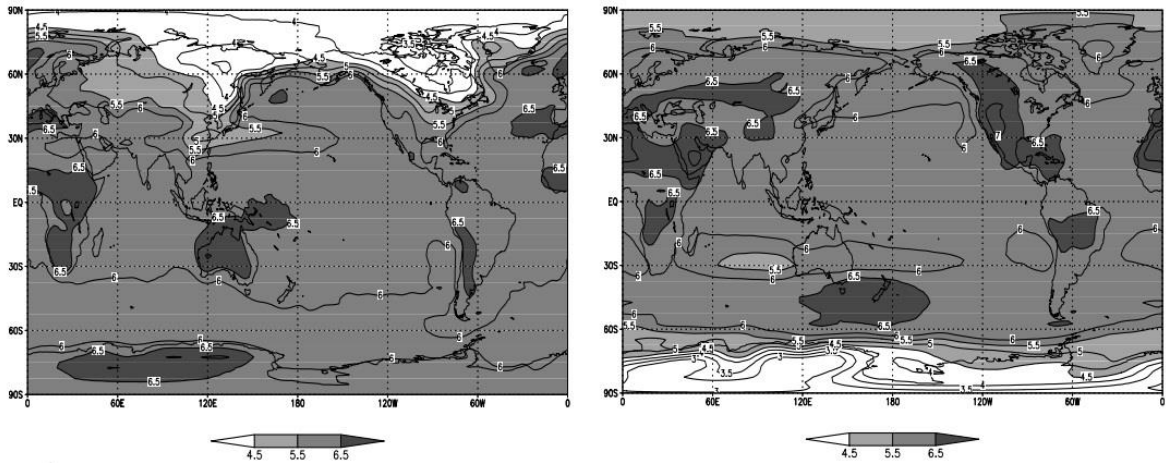
Obr. 3: Závislost průměrného ročního γ na zeměpisné šířce.

Poznámky: Vertikální teplotní gradient baroklinní atmosféry (γ_c), vertikální teplotní gradient nasyceně adiabatický (γ_m) a troposférický průměrný vertikální teplotní gradient (γ).

Zdroj: Yang a Smith, 1984

Sezónní proměnlivost γ je na severní polokouli výraznější než na jižní polokouli. Průměrné roční hodnoty γ severní polokoule se v publikacích, zabývajících se touto problematikou, liší jen málo. Hlavní tendence chodu a chování γ v prostoru i čase jsou v zásadě stejné. Pro ilustraci uvádím průměrné hodnoty γ dle Mokhova a Akperova (2006), vypočtené na základě dat z reanalýz NCEP/NCAR pro období 1948–2001.

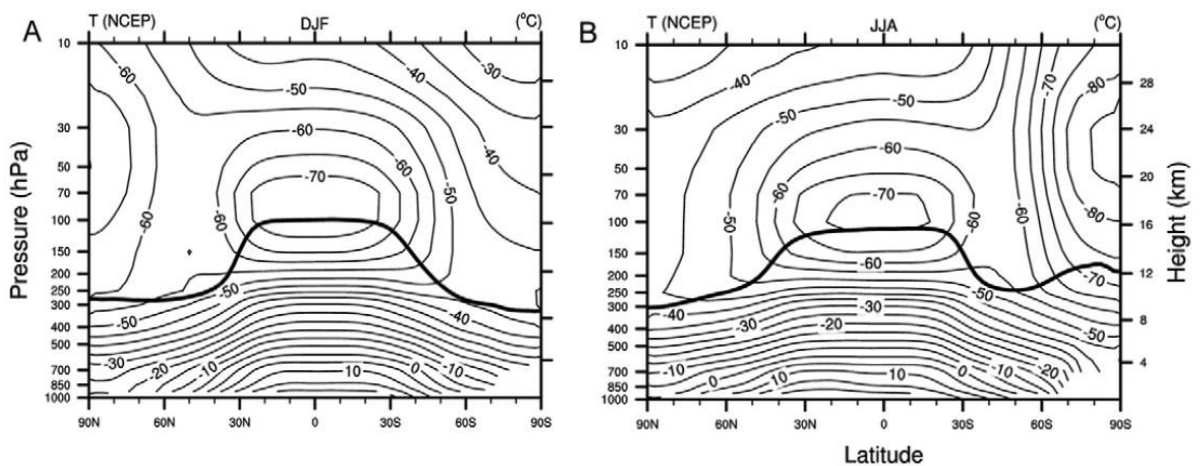
Průměrný roční γ v troposféře je na severní polokouli 0,61 °C/100 m, v lednu dosahuje průměrné měsíční hodnoty 0,59 °C/100 m a v srpnu 0,63 °C/100 m. Maxima dosahuje v srpnu (0,7 °C/100 m) a minima v lednu (0,35 °C/100 m). Průměrný roční γ nad oceány má hodnotu 0,61 °C/100 m a nad pevninou 0,62 °C/100 m. V lednu se průměrný měsíční γ severní polokoule pohybuje kolem 0,6 °C/100 m nad oceány a 0,57 °C/100 m nad kontinenty. V srpnu je jeho hodnota nad oceány 0,62 °C/100 m a 0,64 °C/100 m nad kontinenty (viz Obr. 4).



Obr. 4: Geografické rozložení průměrného ročního γ ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$) v troposféře v lednu (vlevo) a srpnu (vpravo).

Zdroj: Mokhov a Akperov, 2006

V oblastech horní troposféry a spodní stratosféry se teplota s rostoucí výškou mění méně v porovnání s nižšími hladinami (viz Obr. 5). To se projevuje jak v rovníkových oblastech, tak v oblastech nad 30° s. š. Vertikální teplotní gradient v této hladině dosahuje v tropických oblastech vyšších hodnot než ve vyšších zeměpisných šířkách. (Ramaswamy et al., 2006)



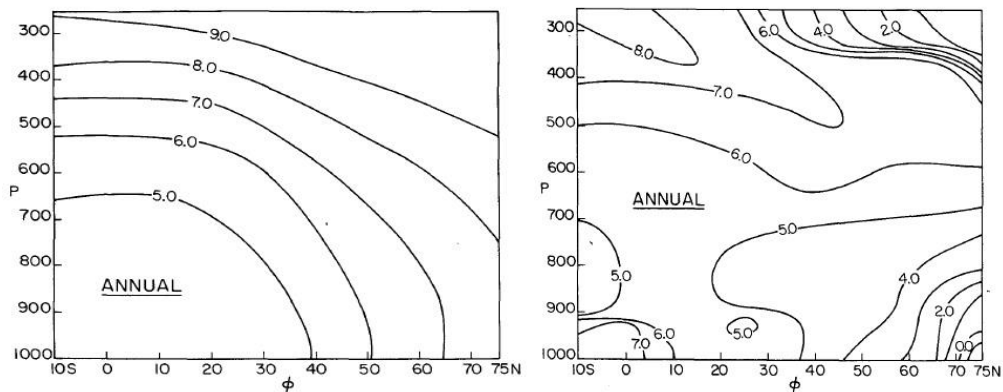
Obr. 5: Vertikální profily teploty vzduchu v zimě (A) a v létě (B).

Poznámky: Plná čára značí tropopauzu.

Zdroj: Ramaswamy et al., 2006

Rozdílný chod nasyceně adiabatického vertikálního teplotního gradientu a vertikálního teplotního gradientu baroklinní atmosféry je zobrazen na Obr. 6.

Izoplety¹⁰ γ_s značí zrychlení poklesu teploty s rostoucí výškou a zeměpisnou šířkou (viz Obr. 6 (vlevo)). V případě γ_c lze pozorovat klesající tendenci hodnot v nižších polohách vyšších zeměpisných šířek. Dále pokles γ_c s výškou ve stratosférických oblastech vyšších zeměpisných šířek a jeho pokles s výškou v nižších hladinách nižších zeměpisných šířek (viz Obr. 6 (vpravo)). V mírných zeměpisných šířkách mezi hladinami 800 a 400 hPa se γ_c celé severní polokoule pohybuje v rozmezí 5–7 K/km (Stone a Carlson, 1979).



Obr. 6: Průměrné roční izoplety vertikálního teplotního gradientu (°C/km).

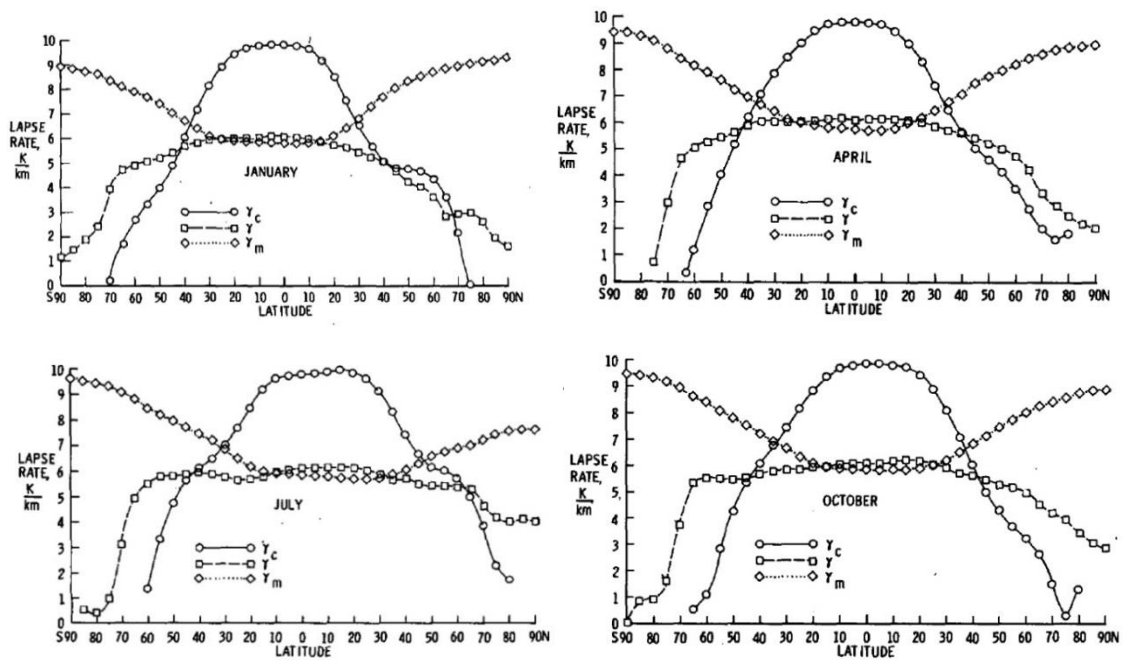
Poznámky: vertikální teplotní gradient nasyceně adiabatický (γ_s) (vlevo), vertikální teplotní gradient baroklinní atmosféry (γ_c) (vpravo).

Zdroj: Stone a Carlson, 1979

Sezónní proměnlivost nasyceně adiabatického vertikálního teplotního gradientu je v tropech poměrně nízká, zejména mezi 20° s. a j. š. (Gaffen, 2000; Stone a Carlson, 1979; Yang a Smith, 1984). Během zimy (v lednu na severní polokouli a v červnu na jižní polokouli) v mírných a vysokých zeměpisných šířkách jsou nasyceně adiabatické vertikální teplotní gradienty obou polokoulí téměř shodné. V letním období je, ale γ_s severní polokoule menší než gradient jižní polokoule (Yang a Smith, 1984).

Sezónní variabilita vertikálního teplotního gradientu baroklinní atmosféry není rovnoměrná. Mezi 45–70° s. š. je γ_c v dubnu a říjnu nižší než v lednu. V polárních oblastech γ_c opět vzrůstá po celý rok, až na leden (viz Obr. 7).

¹⁰ Izopleta, neboli izolinie, vyjadřující závislost jedné proměnné na dvou nezávisle proměnných, znázorněné v pravouhlé souřadnicové soustavě, přičemž zpravidla alespoň jedna z nezávisle proměnných nemá geometrický charakter (ČMeS). V tomto případě se jedná o změnu teploty vzduchu v závislosti na zeměpisné šířce a výšce.



Obr. 7: Sezónní variabilita vertikálního teplotního gradientu.

Poznámky: Jedná se o hodnotu poklesu teploty s výškou od zemského povrchu do hladiny 200 hPa. Vertikální teplotní gradient baroklinní atmosféry (γ_c), vertikální teplotní gradient nasyceně adiabatický (γ_m) a troposférický průměrný vertikální teplotní gradient (γ).

Zdroj: Yang a Smith, 1984

3 Data a metody

Následující kapitoly jsou věnovány analýze vertikálního teplotního gradientu ve spodní a střední troposféře nad mezní vrstvou atmosféry v Praze-Libuši. Je popsán jeho roční a denní chod a závislost na synoptických typech Hesse a Brezowského (viz kapitola 4.1, 4.2, 4.3). Pro porovnání výsledků byla zpracována analogická klimatologicko-synoptická analýza vertikálního teplotního gradientu na aerologické stanici Poprad-Gánovce (viz kapitola 4.4).

3.1 Data

3.1.1 Zájmová oblast

Práce se zaměřuje na analýzu vertikálního teplotního gradientu především ve spodní a střední troposféře středních zeměpisných šířek severní polokoule. Oblast středních zeměpisných šířek je definována podle Kotlyakova a Komarové (2007) jako území ležící mezi tropy a polárním kruhem.

Troposféra je podle Meteorologického slovníku výkladového a terminologického (ČMeS) spodní částí atmosféry Země. Spodní hranici přiléhá k povrchu, zatímco horní hranice se mění v závislosti na zeměpisné šířce, roční době a na celkové povětrnostní situaci (například v zimě je horní hranice níže a v létě výše, stejně tak je níže v cyklonách a výše v anticyklonách). Troposféra sahá ve středních zeměpisných šířkách průměrně do výšky 11 km (viz kapitola 2.1.1). Například Vysoudil (2004) dělí troposféru podle výšky na spodní (do 2 km), střední (2–7 km) a horní (nad 7 km). Tato práce se soustředí na vrstvu atmosféry vymezenou izobarickými hladinami 850 a 300 hPa. Následná analýza γ je zaměřena zejména na oblast, kde není proudění vzduchu ovlivněno třením o zemský povrch, tedy ve volné atmosféře nad mezní vrstvou (viz kapitola 2.1.2).

3.1.2 Aerologická data ze stanice Praha-Libuš

Hodnoty teplot ve standardních i význačných hladinách byly měřeny pomocí aerologického měření. Aerologie se zabývá pozorováním a výzkumem mezní vrstvy atmosféry a volné atmosféry (ČMeS). Pomocí balónů, radiosond a letadel jsou měřeny základní prvky jako teplota, vlhkost vzduchu, směr a rychlost větru, atmosférický tlak, ale i ozón, radioaktivita a některé složky dlouhovlnného záření (Řezáčová, 2014). Aerologické měření tak umožňuje analyzovat vertikální teplotní gradient ve volné

atmosféře a je reprezentativní právě pro regionální měřítko (Minder et al., 2009).

Použitá data pochází z aerologické stanice Praha-Libuš. Stanice se nachází na 50°0'29" s. š. a 14°26'49" v. d. v nadmořské výšce 302,04 m (Benešová, 2003). Meteorologická stanice Praha-Libuš je součástí sítě meteorologických stanic Světové meteorologické organizace (WMO) (ČHMÚ (b)). Počátek měření na stanici byl v roce 1967, kdy se měřilo nepravidelně a jen vybrané prvky. Pravidelné měření bylo zavedeno až v roce 1974. Od té doby došlo k několika změnám režimu měření a instalaci automatických stanic. Od roku 2011 se jedná o stanici kombinovaného typu, měření je tak přízemní i sondážní (ČHMÚ (b)).

Měření probíhá pomocí aerologické sondy, která se skládá z pozemního zařízení, radiosondy, balónu, antény, ze systému měřícího vítr a z přijímacího a vyhodnocovacího pozemního zařízení (viz Obr. 8). Pomocí balónu naplněného vodíkem je radiosonda vynesena do výšky alespoň 30 až 35 km během 90 minut (Řezáčová, 2014). Pozemní zařízení přijímá data o tlaku, teplotě a vlhkosti z čidel, která jsou součástí radiosondy.

Na aerologické stanici Praha-Libuš jsou dnes používané finské analogové radiosondy VAISALA RS92-SGP a od stejné firmy je i pozemní zařízení (ČHMÚ (c)). Radiosonda je vybavena křemíkovým mikročipovým kapacitním tlakovým čidlem, které měří v rozmezí 1080 až 3 hPa s přesností 0,4 hPa. Teplota je měřena kondenzátorem na základě změn kapacity mezi dvěma tenkými drátky v rozsahu +60 až -90 °C s přesností 0,1 °C. Vlhkost se měří pomocí odmrazovací metody dvěma vyhřívanými tenkovrstvými kondenzátorovými čidly v rozsahu 0 až 100 % relativní vlhkosti s přesností 2 %. K lokalizaci sondy během letu je využíván družicový navigační systém GPS (Global Positioning System).

Pozemní zařízení VAISALA DigiCORA MW21 přijímá data z radiosondy automaticky pomocí antény. Z těchto dat je spočítána i výška a teplota rosného bodu. Směr a rychlost větru počítá pozemní zařízení z informací o poloze radiosondy (ČHMÚ (c)). Vyhodnocení naměřených a vypočítaných dat ve standardních a význačných tlakových hladinách umožňuje program METGRAPH firmy VAISALA (ČHMÚ (c)).



Obr. 8: Vodíkový balón a radiosonda VAISALA RS92-SGP.

Během období měření nebyly vždy sondy vypouštěny pravidelně ve stejných termínech. Do roku 1975 se měřilo pouze dvakrát denně v 00 a 12 UTC (Coordinated Universal Time, koordinovaný světový čas). Od roku 1975 se začalo měřit již čtyřikrát denně v termínech 00, 06, 12 a 18 hodin UTC s občasným měřením pouze třikrát nebo dvakrát denně. Od roku 2013 bylo ukončeno vypouštění sondáží v termínu 18 UTC. Dnes se měří pravidelně pouze třikrát denně v termínech 00, 06 a 12, přičemž přesný start vypuštění je 30 až 45 minut před termínem (Řezáčová, 2014). V této práci byla zpracována data pro období 1974–2014. Procentuální zastoupení jednotlivých termínů měření je během tohoto období srovnatelné. Měření v termínu 00 zaujímá 26,5 % z celkového počtu měření, termín 06 - 24,5 %, termín 12 - 26,4 % a termín 18 - 22,7 %. Průměrně tak každý termín tvoří 25% podíl na celkovém měření s maximální odchylkou od průměru 1,4 %.

3.1.3 Aerologická data ze stanice Poprad-Gánovce

Aerologická stanice Poprad-Gánovce se nachází na 49°2' s. š. a 20°19' v. d. v nadmořské výšce 695 m (SHMÚ). Je tak položena o necelých 400 m výše než stanice v Praze-Libuši. Obec Gánovce se nachází 3 km jihovýchodně od města Poprad, je vzdálená necelých 440 km vzdušnou čarou od Prahy a 150 km od česko-slovenských hranic.

Aerologická stanice Poprad-Gánovce je specializovanou stanicí Slovenského hydrometeorologického ústavu a zároveň je součástí staniční sítě WMO (GÁNOVCE). Aerologické měření na této stanici probíhá od roku 1977. Poprad-Gánovce je na Slovensku jediná meteorologická stanice provozující radiosondážní měření. Stejně jako v Praze-Libuši se zde měří základní meteorologické prvky jako teplota, vlhkost vzduchu, směr a rychlost větru, atmosférický tlak, radioaktivita a některé složky dlouhovlnného záření. V roce 1933 byl na stanici nainstalován Brewerův ozónový spektrofotometr. Poprad-Gánovce je tak jediná aerologická stanice na Slovensku měřící celkový atmosférický ozon. Od roku 1999 zde probíhá i pravidelné jednohodinové měření pomocí automatické meteorologické stanice. V roce 2007 byla stanice pověřena Národním centrem pro měření slunečního záření vedením národní sítě pro měření charakteristik slunečního záření a pravidelnou kalibrací přístrojů. Meteorologická stanice Poprad-Gánovce má tak značný mezinárodní význam (GÁNOVCE).

Aerologická data ze stanice Poprad-Gánovce byla získána z databáze University of Wyoming pro období 1979–2014. V datové řadě chybí měření pro celý rok 1997 a pro velkou část roku 1998. Od roku 1979 probíhalo měření v termínech 00, 06, 12 a 18 hodin UTC. Na začátku roku 1984 bylo vynecháno měření v 18 hodin a od roku 1985 se již měřilo pouze v termínech 00 a 12 UTC. Procentuální zastoupení jednotlivých termínů měření v celkovém počtu měření je tak značně odlišné. Termíny 00 a 12 mají oba 43% zastoupení v celkovém měření, zatímco termín 06 pouze 8% a termín 18 již jen 6% zastoupení.

3.1.4 Synoptická typizace Hesse a Brezowského

Typizace Hesse a Brezowského je jednou z nejpoužívanějších a nejvýznamnějších typizací v Evropě, známá také jako Groswetterlagen/-typen (HBGW) (Philipp et al., 2010). Vyhodnocování jednotlivých synoptických typů probíhá na základě subjektivního neboli manuálního přístupu, a stejně tak i přiřazení jednotlivých situací

k typům je subjektivní (Huth et al., 2008; Seep a Jaagus, 2002). Časová řada HBGW je zpracována pro období od roku 1881 až do současnosti a je tak jednou z nejdelších řad synoptických typů. První katalog byl vydán v roce 1952 pro období od 1. 1. 1881 do 31. 12. 1950. Následně došlo k řadě aktualizací a přepracování, naposledy F. W. Gerstengarbem a P. C. Wernerem v roce 1999. Od té doby je katalog spravován Německou meteorologickou službou (Philipp et al., 2010).

Koncept typizace byl převzat z klasifikace podle Baura z roku 1948 (Philipp et al., 2010). Původní Baurova klasifikace obsahovala 21 synoptických typů. Ty byly tříděny podle geografické polohy tlakových útvarů, polohy frontální zóny nad Evropou a přilehlým oceánem, podle rázu počasí nad střední Evropou (cyklonální, anticyklonální) a podle převládajícího vlivu okolních tlakových útvarů (Gerstengarbe a Werner, 2010). Baurova klasifikace byla vypracována pro území Německa. Následně se ale prokázalo, že HBGW je velice dobře použitelná i pro širší oblast střední Evropy (Cahynová a Huth, 2009; Huth, 2015; James 2007; Stryhal a Huth, 2016). HBGW tak jako jediná subjektivní typizace dokáže zachytit velkoprostorové charakteristiky synoptických situací a zároveň je spojit s lokálními projevy počasí (James, 2007).

Paul Hess a Helmuth Brezowsky v letech 1969 až 1977 klasifikaci přepracovali a rozšířili na 29 synoptických typů a jeden nedefinovaný neboli přechodný typ (Philipp et al., 2010). Při definici synoptických typů byl zohledněn i pohyb vzduchových hmot a cirkulace v tlakové hladině 500 hPa. Pro přiřazení k synoptickému typu je nutné, aby daná situace trvala alespoň tři po sobě následující dny. Výjimkou je přechodný typ U, který může být kratší (Philipp et al., 2010). Pokud se daná situace vyskytuje méně než tři dny, přiřadí se k předchozímu, či následujícímu typu, nebo je označena jako typ přechodný.

Typizace HBGW určuje tři základní typy vymezené dle převažujícího směru proudění - zonální, smíšený a meridionální. Ty se dělí na 10 podtypů (HBGWT - Großwettertypen) stanovených podle směrové růžice, převládajícího vlivu proudění nebo podle výskytu tlakové výše nebo níže nad střední Evropou. Nakonec se těchto 10 podtypů dělí na již výše zmíněných 29 typů (HBGWL – Großwetterlagen) a jeden nedefinovaný neboli přechodný typ (viz Příloha 2) (Philipp et al., 2010).

3.2 Metody

3.2.1 Výpočet vertikálního teplotního gradientu

Pro analýzu vertikálních teplotních gradientů byla použita data o teplotě, tlaku a nadmořské výšce pro období 1974–2014 v Praze-Libuši a pro období 1979–2014 v Popradu-Gánovcích. Data z aerologických výstupů měla původně podobu tabulky v textovém formátu (viz Příloha 3). Informace o teplotě, tlaku a nadmořské výšce byli vybrány pomocí objektového programovacího jazyka VBA (Visual Basic for Application) v programu Excel. Po dosazení do rovnice (4) byl z rozdílů teploty (T) a výšky (Z) v hladině 850 a 300 hPa vypočítán γ v jednotlivých termínech měření pomocí vztahu (15).

$$\gamma = -(T_{850} - T_{300}) / (Z_{300} - Z_{850}) \quad (15)$$

Případy měření s výskytem tropopauzy níže než 300 hPa, byly vzhledem k jejich nízkému počtu z datového souboru vyřazeny. Jelikož se jedná o pokles teploty vzduchu s výškou, je γ definován jako záporná hodnota. Ve většině publikací je však častěji používán jako hodnota kladná, tedy ascendent teploty (ČMeS). Z tohoto důvodu jsou v následujícím textu používány absolutní hodnoty γ .

3.2.2 Test dobré shody

K otestování shody jednotlivých termínů měření (00,06,12,18) byl použit dvouvýběrový Kolmogorův-Smirnov test (K-S test). Jedná se o test dobré shody dvou náhodných výběrů, který porovnává empirické distribuční funkce. Pro spojitě rozdělení je K-S test mnohem silnější než χ^2 test, proto bývá často upřednostňován. Dle nulové hypotézy jsou distribuční funkce dvou náhodných výběrů shodné, tedy že všechny realizace náhodných veličin pochází z téhož nespecifikovaného rozdělení (Wilks, 2011). K-S test (16) hodnotí absolutní hodnoty difference empirických kumulativních distribučních funkcí (F_n, F_m) proměnných x_1 a x_2 o rozsahu n_1 a n_2 .

$$D_s = \max_x |F_n(x_1) - F_m(x_2)| \quad (16)$$

Hodnota D_s se porovnává s kritickou hodnotou D , kterou lze odvodit vztahem (17).

$$D = \frac{1,36}{\sqrt{\frac{n_1 + n_2}{n_1 n_2}}} \quad (17)$$

Testováno bylo na hladině statistické významnosti $\alpha = 0,05$. V případě, že maximální rozdíl je větší než kritická hodnota, zamítá se nulová hypotéza. V opačném případě se nulová hypotéza přijímá (Wilks, 2011).

3.2.3 Roční a denní chod vertikálního teplotního gradientu

Změny hodnoty skutečného vertikálního teplotního gradientu v čase jsou způsobené jak trvalými a pravidelnými příčinami, tak nepravidelnými příčinami. Mezi nepravidelné příčiny patří například advekce nebo přechod atmosférických front. Pro popis pravidelných ročních a denních změn γ , je proto potřeba nepravidelné příčiny vyloučit. Z toho důvodu byly pro analýzu ročního chodu použity měsíční průměrné hodnoty γ , které byly vypočítány z denních průměrných γ . Tak zůstaly zachované pouze pravidelné teplotní změny vyvolané trvalými vlivy, tedy periodicky se měnícími radiačními poměry a souhrnem místních faktorů.

Pro popis ročního chodu γ byly použity následující statistické charakteristiky - medián, maximum, minimum, 1. kvartil a 3. kvartil pro každý měsíc v roce (viz kapitola 4.1). Mírou polohy je medián neboli prostřední hodnota. Medián rozděluje neklesající řadu tak, že polovina prvků řady má menší hodnotu a polovina prvků větší hodnotu, než je hodnota mediánu (Brázdil et al., 1995). Výhoda použití mediánu jako charakteristiky polohy spočívá v jednoduchosti jeho výpočtu a nezávislosti na odlehlých hodnotách. Minimum a maximum představují nejnižší a nejvyšší naměřenou hodnotu průměrného denního γ v daném měsíci. Kvartily dělí statistický soubor na čtyři stejně velké části. Vzniknou tak tři kvartily, kdy první (dolní) kvartil odděluje dolní čtvrtinu všech hodnot, třetí (horní) kvartil horní čtvrtinu všech hodnot a prostřední kvartil se shoduje s mediánem (Brázdil et al., 1995).

Denní chod γ byl vypracován z naměřených hodnot v termínech 00, 06, 12 a 18 UTC. Stejně jako roční chod byl popsán mediánem, minimem, maximem a 1. a 3. kvantilem hodnot γ v jednotlivých termínech měření (viz kapitola 4.2).

3.2.4 Souvislost synoptických typů s vertikálním teplotním gradientem

Níže uvedené grafy (Obr. 13, 15, 17, 19) zobrazují hodnoty základních statistických charakteristik vertikálního teplotního gradientu v daném ročním období při jednotlivých synoptických typech Hesse a Brezowského. Meteorologická roční období vymezují zimu od 1. 12. do 28. (29.) 2., jaro od 1. 3. do 31. 5., léto od 1. 6. do 31. 8. a podzim od 1. 9. do 30. 11.

Výsledky (viz Obr. 13, 15, 17, 19) jsou porovnávány s hodnotou průměrného vertikálního teplotního gradientu 0,65 °C/100 m. Základní statistické charakteristiky znázorněné v grafech jsou medián, maximum, minimum, 1. kvartil a 3. kvartil (viz kapitola 3.2.3). V příloze 4, 5, 6, 7 jsou uvedeny další statistické charakteristiky rozšiřující informace o datovém souboru z aerologické stanice v Praze-Libuši a v příloze 8 ze stanice v Popradu-Gánovcích. Číselné charakteristiky znaků lze rozdělit na charakteristiky polohy, variability, asymetrie, koncentrace dat kolem průměru a těsnosti závislosti (Budíková et al., 2010).

Charakteristika polohy je kromě mediánu vyjádřena i aritmetickým průměrem (18). Jedná se o jednu z nejpoužívanějších statistických charakteristik definovanou podílem úhrnu hodnot statistického znaku a rozsahem souboru (Brázdil et al., 1995)

$$m = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i. \quad (18)$$

Aritmetický průměr vyjadřuje „těžiště dat“, kdy součet podprůměrných hodnot je roven součtu hodnot nadprůměrných. Nejvhodnější je použití aritmetického průměru při symetrickém rozložení dat. Naopak nevýhodou je vysoká závislost na odlehlých hodnotách.

Mezi charakteristiky variability patří rozptyl (19). Jedná se o průměrnou kvadratickou odchylku hodnot od jejich aritmetického průměru (Budíková et al., 2010). Stejně jako aritmetický průměr je i rozptyl silně ovlivněn odlehlými hodnotami a hodí se pro charakteristiku variability pouze u symetrického rozložení dat.

$$s^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - m)^2 \quad (19)$$

Rozptyl vychází v kvadrátech jednotek, v nichž byl měřen znak, proto se častěji používá směrodatná odchylka (20), definovaná jako druhá odmocnina z rozptylu

(Budíková et al., 2010). Směrodatná odchylka vyjadřuje míru rozptylu hodnot sledovaného znaku kolem průměru (Brázdil et al., 1995)

$$s = \sqrt{s^2} \quad (20)$$

Jako charakteristika asymetrie (nesouměrnosti) dat byla použita šikmost (21). Šikmost popisuje rozložení dat kolem průměru a bývá vyjádřena koeficientem šikmosti (asymetrie) α_3 , který je roven aritmetickému průměru z třetích mocnin odchylek jednotlivých hodnot x_i od aritmetického průměru m , vyjádřených v jednotkách směrodatné odchylky s (Brázdil et al., 1995).

$$\alpha_3 = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - m)^3}{s^3} \quad (21)$$

Má-li rozložení dat prodloužený pravý konec, podprůměrné hodnoty jsou tak více nahuštěny u průměru než hodnoty nadprůměrné, jde o kladně zešikmené rozložení ($\alpha_3 > 0$). Naopak je-li rozložení dat prodloužené u levého konce, nadprůměrné hodnoty jsou více nahuštěny u průměru než hodnoty podprůměrné, jde o záporně zešikmené rozložení ($\alpha_3 < 0$). Při symetrickém rozložení dat kolem aritmetického průměru je hodnota $\alpha_3 = 0$ (Budíková et al., 2010).

Základní charakteristiku koncentrace dat kolem průměru přináší špičatost (22). Špičatost lze vyjádřit koeficientem špičatosti, což je průměrná hodnota součtu čtvrtých mocnin odchylek hodnot x_i od aritmetického průměru m , měřených v jednotkách směrodatné odchylky s (Brázdil et al., 1995)

$$\alpha_4 = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - m)^4}{s^4} - 3. \quad (22)$$

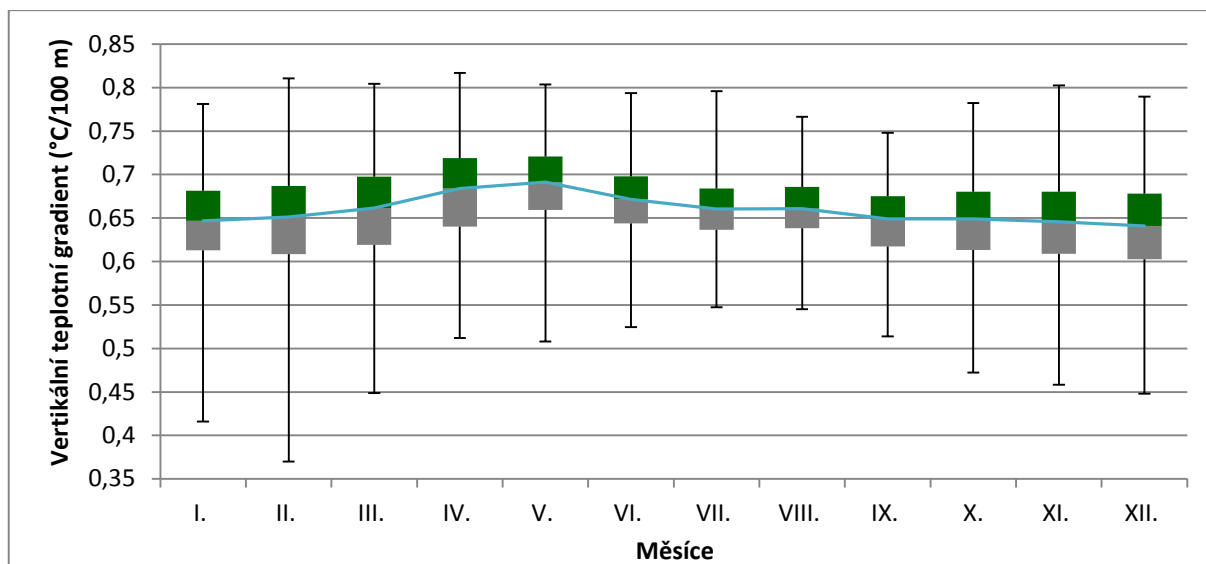
Špičatost poskytuje představu o tvaru rozdělení dat a podle hodnoty koeficientu špičatosti lze určit, zda je rozložení dat normální ($\alpha_4 = 0$), strmé ($\alpha_4 > 0$) nebo ploché ($\alpha_4 < 0$) (Budíková et al., 2010). Výsledné hodnoty koeficientů šikmosti a špičatosti uvedené v příloze 4, 5, 6, 7 a 8 jsou celkově blízké nule, tudíž lze rozdělení dat považovat za normální a symetrické.

4 Výsledky

4.1 Roční chod vertikálního teplotního gradientu

Ve volné atmosféře je mechanismus přenosu tepla dán radičním přenosem, kondenzací vodní páry a advekcí vzduchových hmot (Kopáček a Bednář, 2005). Vzhledem k tomu, že tyto faktory, které určují hodnoty vertikálního teplotního gradientu, vykazují denní i roční chod, je logické, že i samotný γ podléhá změnám během roku a dne. Ročnímu chodu γ a faktorům, které ho formují, je věnována kapitola 2.7. V kapitole 2.7.1 jsou podrobněji popsány reprezentativní charakteristiky, tendence a hodnoty γ během roku, uváděné v publikacích, které se danému tématu věnují (Mokhov a Akperov, 2006; Ramaswamy et al., 2006; Stone a Carlson, 1979; Yang a Smith, 1984).

Jelikož se teplota s rostoucí výškou od zemského povrchu postupně vyrovnává, je i roční chod γ méně výrazný ve vyšších hladinách atmosféry než u zemského povrchu. Nejvýraznější roční (i denní) změny γ jsou v nejspodnějších 100 m (Kopáček a Bednář, 2005). Výraznější roční i denní chod γ v nižších hladinách atmosféry je výsledkem konvektivní a turbulentní výměny. S rostoucí výškou od povrchu dochází k útlumu těchto procesů a účinkem kondenzačních procesů se zmenšuje hodnota γ , jelikož při kondenzaci dochází k uvolňování latentního tepla, který vzduchu ohřívá, proto se hodnoty γ přibližují nasyceně adiabatickému vertikálnímu teplotnímu gradientu. Roční chod γ ve vrstvě vymezené hladinami 850 a 300 hPa je vyobrazen na Obr 9.



Obr. 9: Roční chod vertikálního teplotního gradientu v Praze-Libuši.

Poznámka: krabicové diagramy znázorňují minimum, maximum, 1. kvartil, 3. kvartil a medián průměrných měsíčních vertikálních teplotních gradientů.

Vzhledem k výsledkům statistického testu Kolmogorov-Smirnov (viz kapitola 3.2.2), kdy jsou hodnoty testové statistiky (D_s) menší než kritické hodnoty (D), nezamítáme nulovou hypotézu a termínová měření můžeme považovat za pocházející z jednoho a téhož rozdělení (viz Tab. 3). V takovém případě lze pro následující analýzu ročního chodu γ použít denní průměr z jednotlivých měření.

Termín	00/06	00/12	00/18	06/12	06/18	12/18
D_s	0,0014	0,0008	0,0023	0,0016	0,0020	0,0023
D	0,0164	0,0161	0,0167	0,0164	0,0170	0,0167

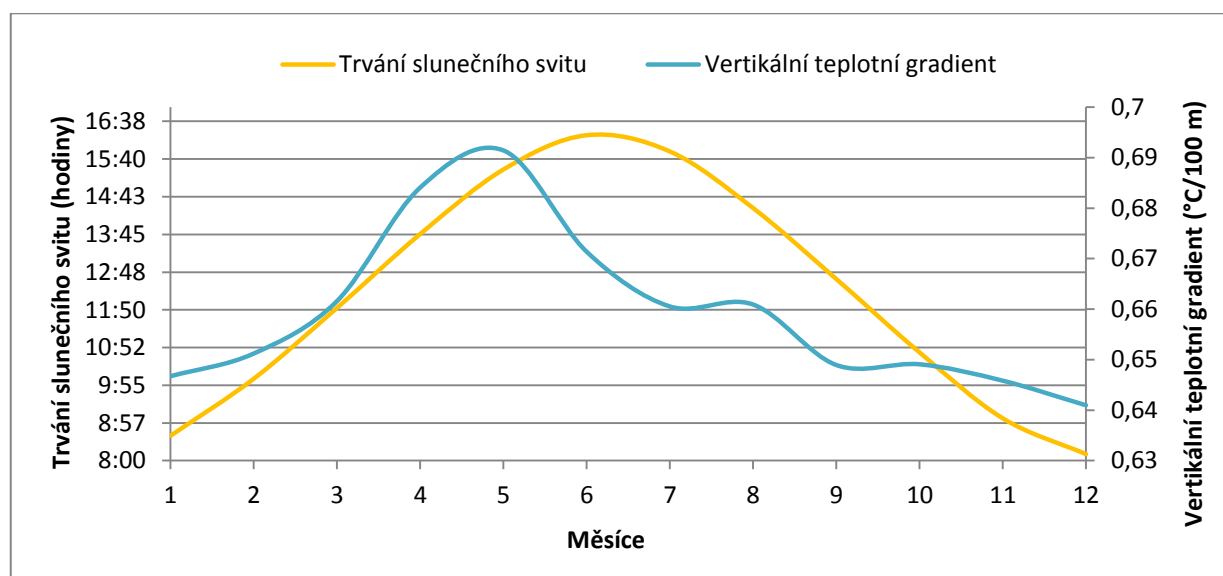
Tab. 3: Výsledky testu Kolmogorov-Smirnov pro termíny měření 00, 06, 12, 18 UTC.

Průměrný roční γ v Praze-Libuši má hodnotu $0,6567 \pm 0,66$ °C/100 m. Je tedy nepatrně vyšší, ale stále velmi blízký hodnotě γ modelu standardní atmosféry (0,65 °C/100 m). Medián je shodný s průměrem. Průměrný roční γ v Praze-Libuši je významně vyšší než průměrný roční γ severní polokoule (0,61 °C/100 m) (Mokhov a Akperov, 2006).

V zimě je γ celkově nejnižší, medián měsíčních hodnot se pohybuje v intervalu 0,64–0,65 °C/100 m. V zimě je také pozorováno velké rozpětí naměřených hodnot. Největší rozpětí 0,44 °C nastalo v únoru. Během jara γ stoupá a dosahuje svého ročního maxima v květnu, kdy je medián měsíčních hodnot až 0,69 °C/100 m. Léto je

charakteristické postupným poklesem γ (ze střední hodnoty $0,67 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ v červnu na $0,66 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ v srpnu) s mírným vzestupem v srpnu. Během léta jsou γ mnohem vyrovnanější s rozpětím hodnot pouze $0,22 \text{ }^\circ\text{C}$. Na podzim je γ poměrně vyrovnaný, pohybující se v těsné blízkosti hodnoty $0,65 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$. Absolutní naměřené maximum průměrného denního γ ($0,82 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$) nastalo v dubnu a absolutní minimum ($0,37 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$) v únoru.

Z výše uvedených výsledků je možné konstatovat, že γ má od prosince do května rostoucí tendenci a po zbytek roku naopak tendenci klesající. Maxima dosahuje v květnu a minima v prosinci. Takový chod γ může být důsledkem většího příkonu slunečního záření a delšího dne na jaře a v létě a naopak na podzim a v zimě (viz Obr. 10). Podle Kopáčka a Bednáře (2005) je γ ve střední části troposféry (2–9 km) dán hlavně turbulentní výměnou. Z výsledku ale vyplývá, že i v této hladině troposféry mají stále vliv na hodnotu γ i radiční poměry atmosféry (viz kapitola 2.1.2). Nízké hodnoty γ v chladné části roku souvisí s kolísáním spodní hranice troposféry, která je během zimních měsíců položena níže. Hladiny kolem 12 km tak mají už v tomto období stabilní zvrstvení stratosféry (Pribiš, 1977).



Obr. 10: Srovnání ročního chodu γ a trvání (astronomicky možného) slunečního svitu v Praze-Libuši v roce 2015.

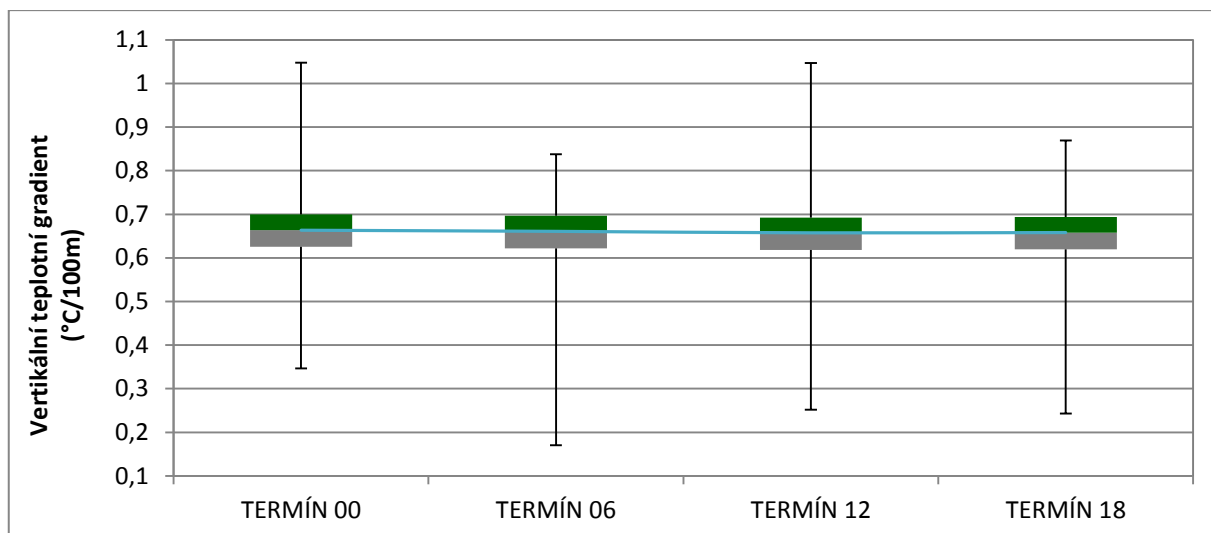
Zdroj: United States Naval Observatory, University of Wyoming

4.2 Denní chod vertikálního teplotního gradientu

Radiační bilance má obecně tendenci teplotní rozdíly vyrovnávat. Naopak turbulence podporuje vznik adiabatických vertikálních teplotních gradientů. Oba tyto faktory podléhají určité proměnlivosti během dne, proto i γ vykazuje denní chod (Ballard, 1933).

Denní chod je stejně jako roční chod γ závislý na výšce nad zemským povrchem. Obecně platí, že čím níže u povrchu, tím je denní chod výraznější (Mendrisová a Zbellová, 1992; Pribiš, 1977). Podle Ballarda (1933) je denní chod γ ekvivalentní dennímu chodu teploty. Jelikož s rostoucí výškou nad povrchem ubývá velikost amplitudy teploty, ubývá tak i proměnlivost γ během dne. S rostoucí výškou dále dochází i ke zpoždování nástupu extrému teploty vzduchu (Kopáček a Bednář, 2005). Teplota vzduchu má významný denní chod obecně do výšky přibližně 2 km. Nad 2 km jsou denní změny teploty vyvolány zejména advekcí, dále pohlčováním a vyzařováním energie vodní párou a prachovými částicemi nebo nepravidelnými vlivy, jako například kondenzací vodní páry nebo vypařováním vodních kapek či ledových částic tvořících oblaky (Kopáček a Bednář, 2005). V podmínkách Česka nejsou denní změny teploty už v 1500 m n. m., což je zapříčiněno přímým vlivem toku sluneční radiace, kterou přijímá zemský povrch (AVIMET). Malá část slunečního záření se absorbuje do vzduchu mezní vrstvy, největší část slunečního záření (90 %) je pohlceno zemským povrchem. Ve volné atmosféře jsou změny teploty způsobené zejména advekcí vzduchových hmot, která je provázána přenosem tepla.

Z Obr. 11 je patrné, že ve vrstvě 850–300 hPa γ nevykazuje významnou proměnlivost během dne. Hodnota γ od 0 do 18 hodin UTC nepatrně klesá, tento pokles je však v řádu setin $^{\circ}\text{C}/100$ m, tudíž je možné ho zanedbat. Medián γ se pohybuje kolem hodnoty $0,66$ $^{\circ}\text{C}/100$ m. Absolutní minimum bylo naměřeno v termínu 06 ($0,17$ $^{\circ}\text{C}/100$ m) a absolutní maximum v termínu 00 ($1,05$ $^{\circ}\text{C}/100$ m). Termín 12 vykazuje největší rozpětí naměřených hodnot ($0,79$ $^{\circ}\text{C}/100$ m).



Obr. 11: Denní chod vertikálního teplotního gradientu v Praze-Libuši.

Poznámka: krabicové diagramy znázorňují minimum, maximum, 1. kvartil, 3. kvartil a medián vertikálního teplotního gradientu naměřeného v jednotlivých termínech měření.

4.3 Souvislost synoptických typů s vertikálním teplotním gradientem

V této kapitole je analyzována souvislost hodnot γ se směrem proudění a rozložením tlakových útvarů v oblasti mírných zeměpisných šířek střední Evropy. Generalizované rozložení tlaku vzduchu, vzduchových hmot a proudění vzduchu v konkrétní geografické oblasti, které podmiňuje charakteristické počasí v závislosti na roční době je označováno jako synoptický typ (ČMeS). V této práci je γ v Praze-Libuši a Popradu-Gánovcích porovnáván se synoptickými typy Hesse a Brezowského (viz kapitola 3.1.4).

Vzhledem k ročnímu chodu γ byl vliv synoptických typů na hodnotu γ zkoumán pro jednotlivá roční období zvlášť. V následující kapitole jsou shrnuty hlavní tendence a závislosti γ na synoptických typech v Praze-Libuši během celého roku. Kapitoly 4.3.2, 4.3.3, 4.3.4, 4.3.5 se věnují popisu chování γ během jara, léta, podzimu a zimy zvlášť. Nakonec byla zpracována analogická klimatologicko-synoptická analýza γ v Popradu-Gánovcích, jejíž výsledky byly porovnány s výsledky z Prahy-Libuše (viz kapitola 4.4).

4.3.1 Zhodnocení celého roku

Celkem bylo za sledované období (1974–2012) analyzováno 13 804 dní a každý den byl přiřazen právě jednomu typu Hesse a Brezowského.

V oblasti mírných zeměpisných šířek převládá západní proudění (Kopáček

a Bednář, 2005). Tento fakt odpovídá převažujícímu výskytu synoptického typu WZ během sledovaného období, který byl zaznamenán ve 2 280 dnech. Výskyt typu WZ převládá i v jednotlivých ročních obdobích (viz Příloha 9). Typ WZ je charakteristický západním cyklonálním prouděním, které je určeno řídící studenou cyklónou v oblasti Islandu a Norského moře a teplou anticyklónou mezi Azorskými ostrovy a Španělskem. Jednotlivé atmosférické fronty postupují směrem od západu do vnitrozemí a aktivně zasahují naše území (Gerstengarbe a Werner, 2010). Naopak nejméně četným synoptickým typem na našem území je SZ. Celkově byl zaznamenán pouze v 97 dnech (viz Příloha 9). Jedná se opět o proudění s cyklonálním zakřivením, ale směrem od jihu. Nejčastěji se vyskytuje v zimě a na podzim a méně často v létě a na jaře (viz Příloha 9).

Srovnáním výsledků jednotlivých ročních období (viz Obr. 13, 15, 17, 19), lze pozorovat určité stejné rysy chování γ při daných synoptických typech:

- Bez ohledu na velikost hodnot, které se během roku mění, jsou hodnoty γ vyšší za synoptických typů SEA, SEZ, SA, SZ, TB, TRW, SWA a SWZ. U těchto typů převládá jihovýchodní, jižní a jihozápadní směr proudění. Během léta je tento nárůst méně znatelný, z důvodu vysokých hodnot γ při většině synoptických typů díky kladné radiační bilanci.
- Dalším společným rysem je poměrně vyrovnaný γ , často velice blízký průměrné hodnotě 0,65 °C/100 m, při synoptických typech s převládajícím západním prouděním (WA, WS, WZ a WW). Výjimkou je jaro, kdy jsou hodnoty lehce nadprůměrné.
- Při severozápadním a severním směru proudění (NWA, NWZ, NA, NZ) γ klesá pod průměrnou hodnotu 0,65 °C/100 m.
- Při synoptickém typu NA převládá severní anticyklonální proudění dané výskytem tlakové výše nad Velkou Británií, Severním mořem nebo Norským mořem. Při této situaci byly ve všech sezónách kromě léta zaznamenány minimální hodnoty mediánu γ . V létě toto minimum nastalo při severozápadním proudění s anticyklonálním zakřivením (NWA). Naopak u proudění jižního směru s cyklonálním zakřivením (SZ) nebo proudění jižního směru řízeným tlakovou níží nad Britskými ostrovy (TB), byly hodnoty mediánu nejvyšší. Dá se tedy předpokládat, že vysoké hodnoty γ jsou dány jižním směrem proudění a jeho cyklonálním zakřivením a nízké hodnoty γ závisí na severním směru proudění a jeho anticyklonalitě.

- Závislost hodnot γ na jednotlivých synoptických typech je patrná i z absolutních naměřených maxim. Ta byla zaznamenána ve všech sezónách za situace TRW. Jižní směr proudění u tohoto typu je dán výskytem brázd nízkého tlaku vzduchu nad západní Evropou. Stejně tak u hodnot absolutních minim je v zimě, na jaře a na podzim zřejmá spojitost se synoptickými typy s převládajícím východním prouděním (HFZ, HFA, HNFA). Výjimkou je léto, kdy bylo absolutní minimum naměřeno při synoptickém typu BM.

Z výše uvedeného vyplývá, že hodnota γ je na směr proudění a jeho cyklonalitě či anticyklonalitě závislá. Při synoptických typech s převládajícím jihovýchodním, jižním a jihozápadním prouděním, v létě i východním prouděním, jsou hodnoty γ vyšší. Naopak při proudění severního, severozápadního, smíšeného, a v zimě i východního směru jsou γ nižší.

Tento trend je dán podmínkami počasí určité vzduchové hmoty, která se pohybuje ve směru hlavního systému proudění v atmosféře (všeobecné cirkulace atmosféry). V takovém případě jsou γ závislé na stabilitě či instabilitě těchto vzduchových hmot. Při vpádu teplých či studených stabilních vzduchových hmot na území střední Evropy je γ spíše nízký. Naopak při vpádu teplých, či studených instabilních hmot nabývá γ vyšších hodnot (Kopáček a Bednář, 2005).

Stabilní zvrstvení atmosféry a tedy i nižší γ přináší do střední Evropy teplé vzduchové hmoty postupující ze středních a jižních oblastí Severního Atlantského oceánu. Čím více od jihu přicházejí, tím je vzduchová hmota teplejší a má větší měrnou vlhkost. Nad mořem a částečně nad pobřežními oblastmi je hmota instabilní, ale s přechodem nad pevninu získává stabilitu. Podmínky pro vpád teplé stabilní vzduchové hmoty do Evropy nastávají v zimě v případě, že na severu nebo severozápadě Atlantiku je rozsáhlá málo pohyblivá tlaková níže a na jihu dobře vyvinutá Azorská tlaková výše s výběžkem nad Středozemní moře. Proudění má tedy západní nebo jihozápadní směr (synoptické typy WA, WS, WZ, WW, SWA a SWZ). V létě přichází teplá vzduchová hmota za přítomnosti málo pohyblivých tlakových výší, kdy dlouhotrvající sestupné pohyby vzduchu vedou ke zmenšení vertikálních teplotních gradientů a k vytváření subsidenčních inverzí.

Studená stabilní vzduchová hmota se nad pevninou nachází pouze v chladné části roku. V mírných zeměpisných šířkách vlivem sněhové pokrývky v zimě dochází k ochlazení přízemní vrstvy vzduchu. Nízké vertikální teplotní gradienty jsou

důsledkem zmenšení měrné vlhkosti vzduchu související se snížením teploty a sublimací vodní páry na sněhové pokrývce, což způsobuje zvětšení efektivního vyzařování (Kopáček a Bednář, 2005). Tato situace nastává při výskytu anticyklón nad centrálními oblastmi pevnin (synoptické typy HM a BM).

Výrazně vyšších hodnot dosahuje γ v instabilních vzduchových hmotách. V teplé části roku se na naše území dostává studená instabilní hmota z vysokých zeměpisných šířek volného oceánu. Poměrně nízké teploty ve spodní vrstvě vzduchu a velký obsah vodní páry způsobují při ohřátí spodní vrstvy vzduchu nad pevninou vznik konvekce. V chladné části roku se studená instabilní vzduchová hmota vyskytuje především nad volným mořem a přímořskými oblastmi. Při přechodu nad pevninu má tato hmota v přízemní vrstvě charakter teplé vzduchové hmoty, jelikož teplota povrchu souše je v zimě nižší než teplota spodních vrstev oceánského vzduchu. Ve vyšších hladinách je mořský instabilní vzduch chladnější než vzduch kontinentální, který je silně stabilní.

Teplé instabilní vzduchové hmoty se v zimě vyskytují pouze nad mořem případně nad pobřežními oblastmi. V létě se ale vyskytují pouze nad pevninou. Vzduchová hmota nabývá instability za předpokladu silného ohřátí pevniny vlivem insolace v denních hodinách natolik, že vznikne impuls pro rozvoj termické konvekce. Instabilita narůstá i vlivem nerovnoměrné advekce teploty v různých výškách, a vlivem existence vzestupných pohybu, které působí pokles teploty ve vyšších hladinách. Další příčinou vysokých γ je i vzrůst měrné vlhkosti dané vzduchové hmoty. V noci je u povrchu země efektivní vyzařování poměrně malé a teplota přízemních vrstev vzduchu klesá v noci s časem relativně málo. Naopak ve výšce vlivem dlouhovělného vyzařování vodní páry do prostoru, které není ničím kompenzováno, probíhá ochlazování teplého a vlhkého vzduchu. Tím se teplotní rozdíl mezi spodními a horními vrstvami této vzduchové hmoty zvětšuje, roste γ , a tím i instabilita (Kopáček a Bednář, 2005).

Vertikální zvrstvení teploty při anticyklonálních a cyklonálních situacích vykazuje podstatné rozdíly. S rostoucí výškou se rozdíly v hodnotách γ mezi anticyklonálními a cyklonálními situacemi vyrovnávají a ve výšce 3–9 km jsou již velmi malé (Pribiš, 1977). Hodnot γ ve vrstvě atmosféry vymezené izobarickými hladinami 850–300 hPa se za anticyklonálních a cyklonálních situací pohybují od 0,56 do 0,72 °C/100 m. Přesto byly i v této vrstvě atmosféry pozorovány vyšší hodnoty γ při synoptických typech

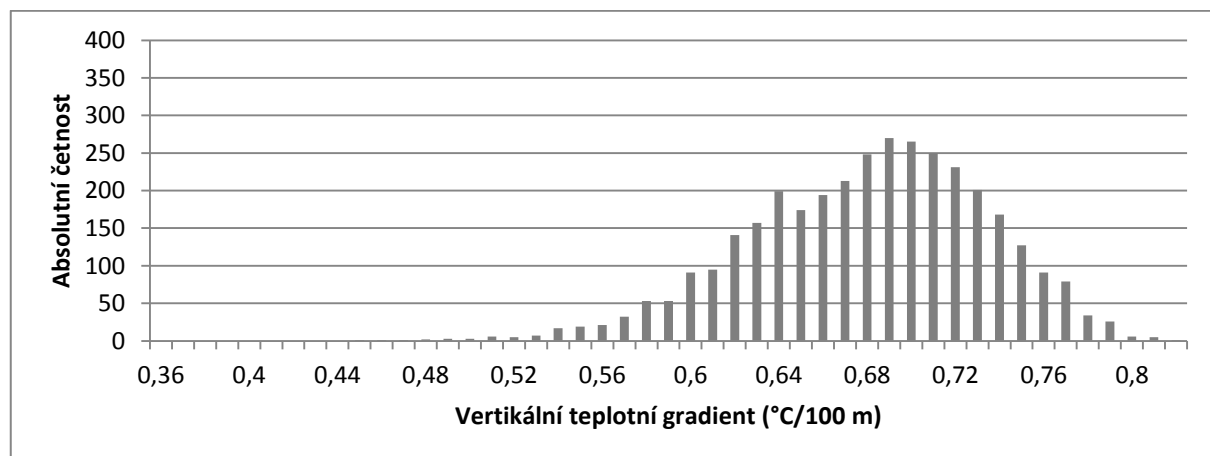
s cyklonálním zakřivením proudění a naopak nižší hodnoty při typech s anticyklonálním zakřivením.

V oblasti kolem vyvíjejícího se středu cyklóny se vyskytují vzestupné pohyby vzduchu. Maximální vzestupné pohyby se nejčastěji nachází nad oblastí maximálních poklesů tlaku vzduchu (Kopáček a Bednář, 2005). Skutečnost vyšších hodnot γ za cyklonálních situací se shodují s tvrzením Procházky (1977), že konvergence proudění v cyklonách způsobuje vzestup γ v daném místě. Vliv cyklonálního zakřivení proudění na vysoké hodnoty γ byl pozorován zejména při synoptické situaci SZ, TB a TRW.

Naopak kolem středu anticyklony vznikají sestupné pohyby vzduchu a maximální sestupné pohyby jsou v oblasti maximálních poklesu tlaku vzduchu (Kopáček a Bednář, 2005). Kromě sestupných pohybů vzduchu má na γ vliv i nízká vlhkost vzduchových hmot a výrazné inverze, které brání vzniku konvekce. Podle Procházky (1977) působí divergence proudění v anticyklonách pokles hodnot γ . Vliv anticyklonálního zakřivení proudění na nízké hodnoty γ byl pozorován zejména při synoptických typech NA, NWA.

4.3.2 Jaro

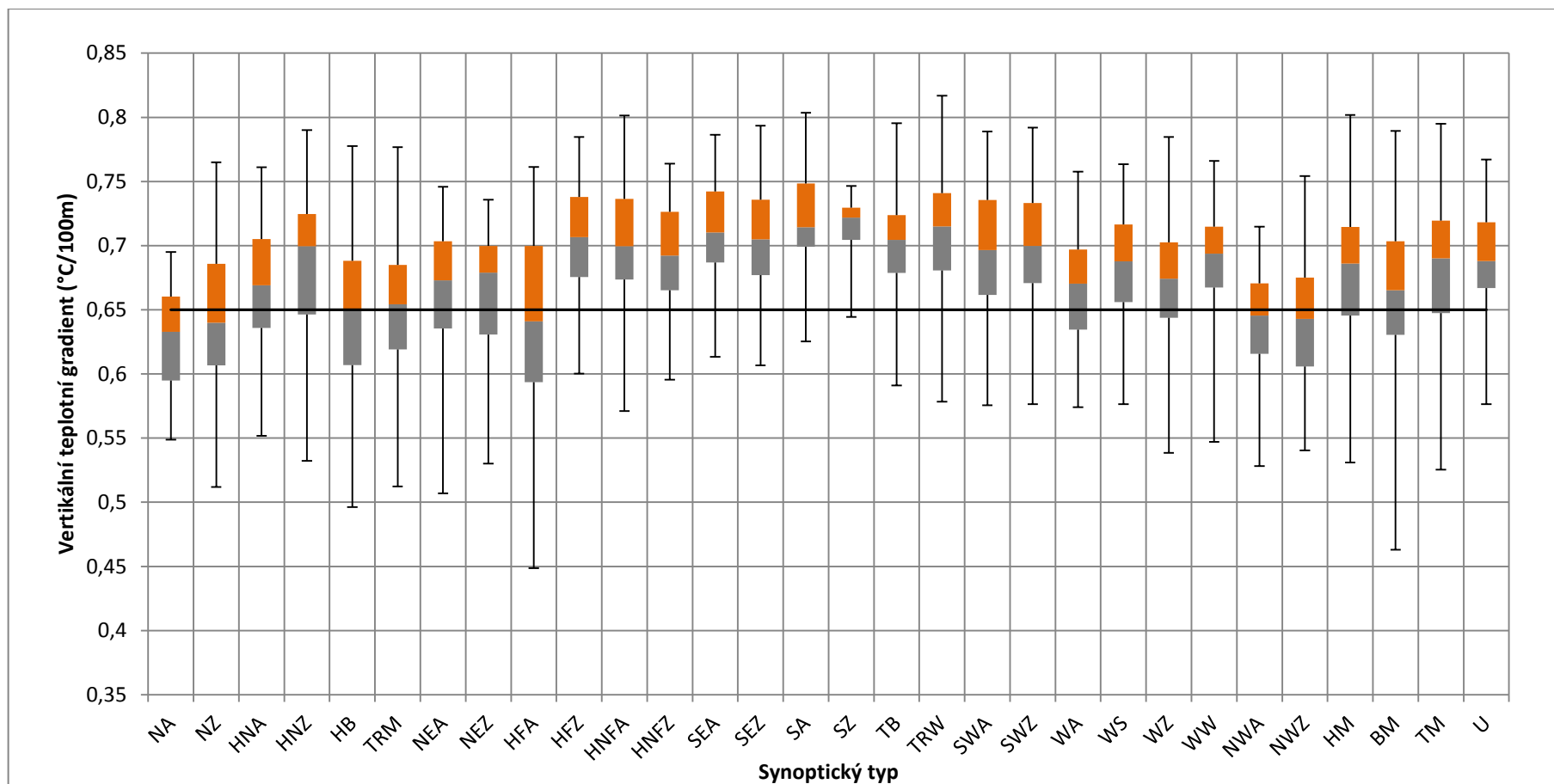
Během jarního období bylo analyzováno celkem 3 490 dní. Hodnota mediánu γ je značně vysoká: 0,68 °C. Až 69 % naměřených hodnot γ převyšuje průměrný vertikální teplotní gradient (0,65 °C/100 m), kdy 270 naměřených hodnot spadá do intervalu 0,68–0,69 °C/100 m (viz Obr. 12).



Obr. 12: Histogram vertikálních teplotních gradientů na jaře.

Na jaře byl nejčastěji pozorován synoptický typ BM (435 krát) a WZ (418 krát). Nejvyšší záporná odchylka mediánu od průměrného γ nastala při situaci NA a kladná odchylka při situaci SZ. Naopak při severním a severozápadním proudění (synoptických typech HB, TRM a NWA) byly naměřeny hodnoty γ nejbližší průměru (viz Obr. 13).

Vysoké hodnoty se drží především u synoptických typů s převládajícím východním, jihovýchodním, jižním, jihozápadním až západním prouděním. Při synoptických typech daných severozápadním prouděním dochází k poklesu γ (NWA, NWZ). Během převládajícího západního proudění jsou hodnoty na jaře v porovnání se zbytkem roku vyšší. Pohybují se kolem 0,68 °C/100 m, zatímco po zbytek roku jsou blízké hodnotě 0,65 °C/100 m.

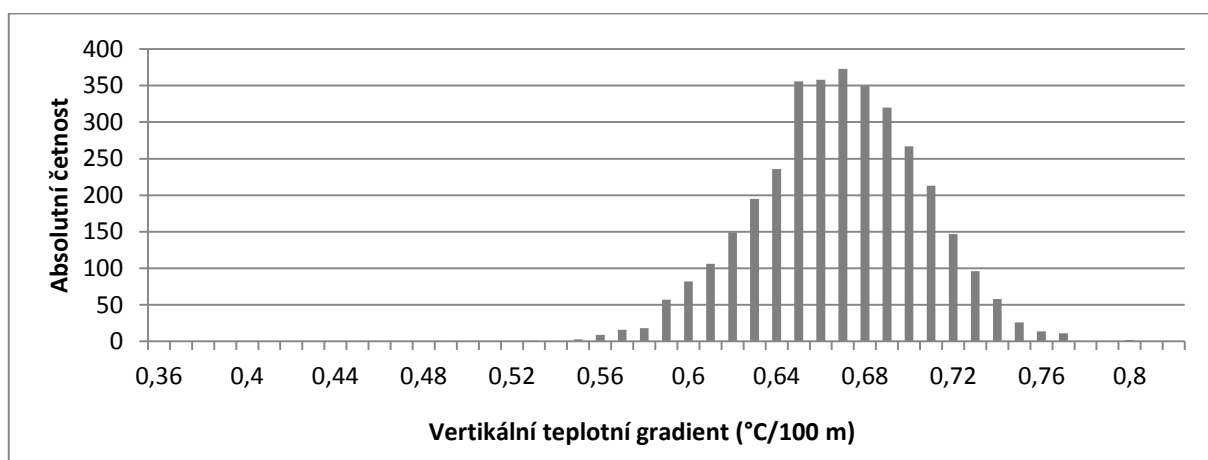


Obr. 13: Souvislost vertikálního teplotního gradientu a synoptických typů Hesse a Brezowského na jaře.

Poznámka: krabicové diagramy vyjadřují základní statistické charakteristiky γ (minimum, maximum, 1. kvartil, 3. kvartil a medián) pro jednotlivé synoptické typy. Černá příčka značí průměrný vertikální teplotní gradient ($0,65 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$).

4.3.3 Léto

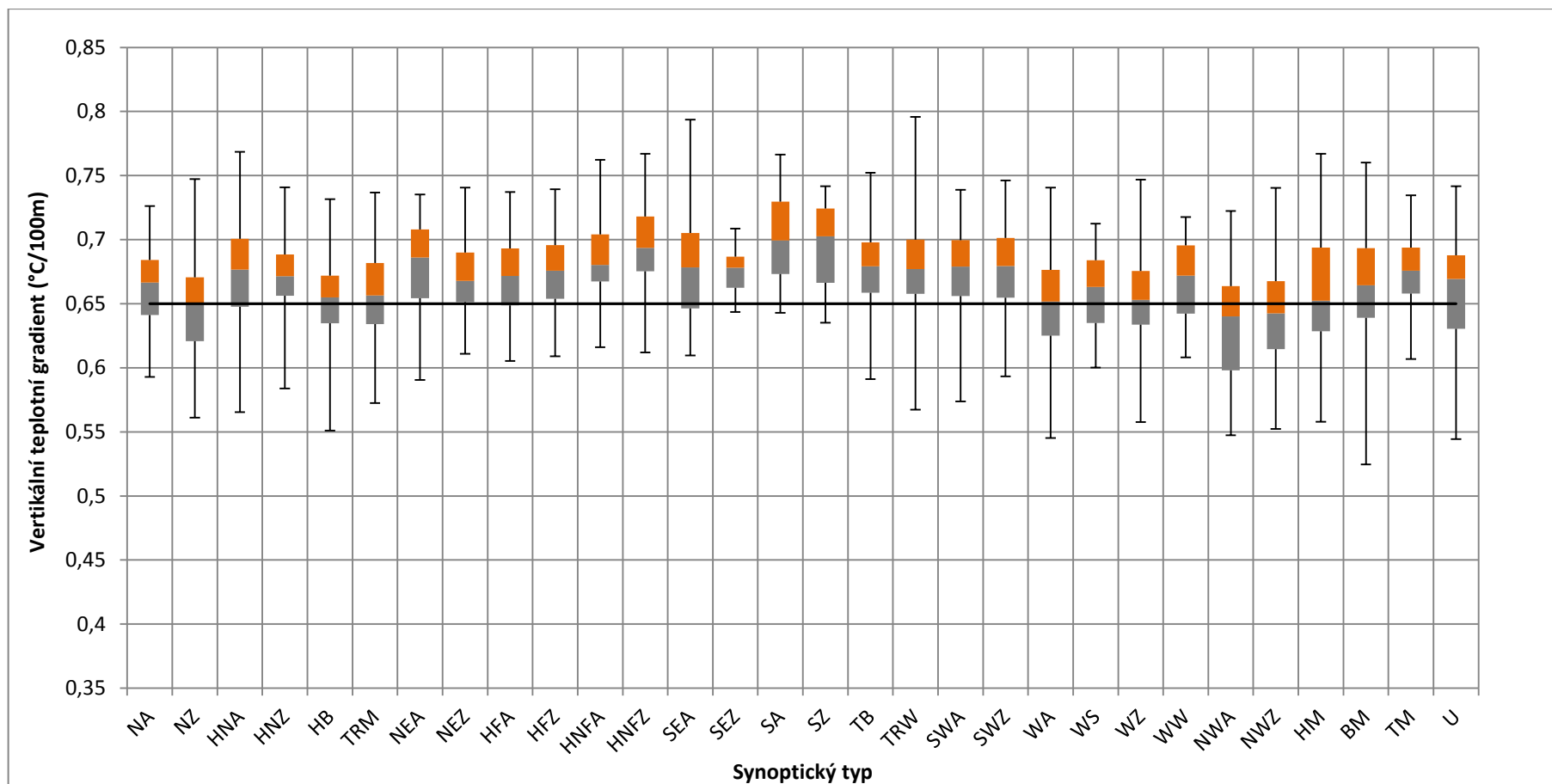
Během léta bylo analyzováno 3 462 dní. Hodnota mediánu je $0,66 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$. Rozpětí hodnot je poměrně malé ($0,28 \text{ } ^\circ\text{C}$). Až 65 % hodnot γ převyšuje průměrný vertikální teplotní gradient, kdy nejvíce hodnot (373) spadá do intervalu $0,66\text{--}0,67 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ (viz Obr. 14). Vysoké hodnoty γ v porovnání se zbytkem roku jsou dány zejména vyšším příkonem slunečního záření a delším trváním slunečního dne během letního období. Teplota povrchu je tak vyšší a dochází k ohřívání vzduchu zdola, což je příčinou vzniku instabilních vzduchových hmot, které jsou charakteristické právě rychlým poklesem teploty s rostoucí výškou (viz kapitola 2.5).



Obr. 14: Histogram vertikálních teplotních gradientů v létě.

V letním období byl nejčastěji pozorován synoptický typ WZ, který se vyskytl v 573 letních dnech, naopak nejméně se vyskytl typ SZ a to pouze ve 13 dnech (viz Příloha 9).

Základní statistické charakteristiky γ při synoptických typech jsou v létě poměrně vyrovnané, ale i přes to lze pozorovat vliv synoptických typů na hodnotu γ (viz Obr. 15). Medián je u většiny synoptických typů nadprůměrný, pouze při severozápadním proudění (NWA, NWZ) klesá pod hodnotu $0,65 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$. Například při NWA, kdy je severozápadní anticyklonální proudění řízeno tlakovou níží nad Bílým mořem a výší nad západní Evropou, většinou se středem nad kanálem La Manche, γ vykazuje nejnižší hodnotu mediánu ($0,64 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$). Tato situace se ale v letním období vyskytuje minimálně. Naopak při typu SZ byly naměřeny nejvyšší hodnoty mediánu γ ($0,7 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$), což je důsledkem jižního cyklonálního proudění. Za situací NZ, WA, HM a WZ je γ naopak nejbliže průměrné hodnotě.

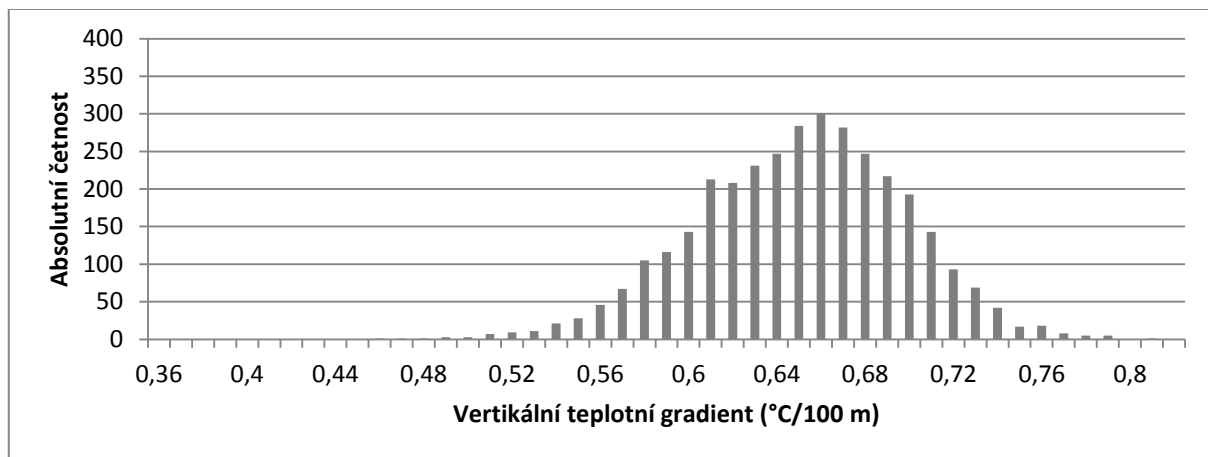


Obr. 15: Souvislost vertikálního teplotního gradientu a synoptických typů Hesse a Brezowského v létě.

Poznámka: krabicové diagramy vyjadřují základní statistické charakteristiky γ (minimum, maximum, 1. kvartil, 3. kvartil a medián) pro jednotlivé synoptické typy. Černá příčka značí průměrný vertikální teplotní gradient ($0,65 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$).

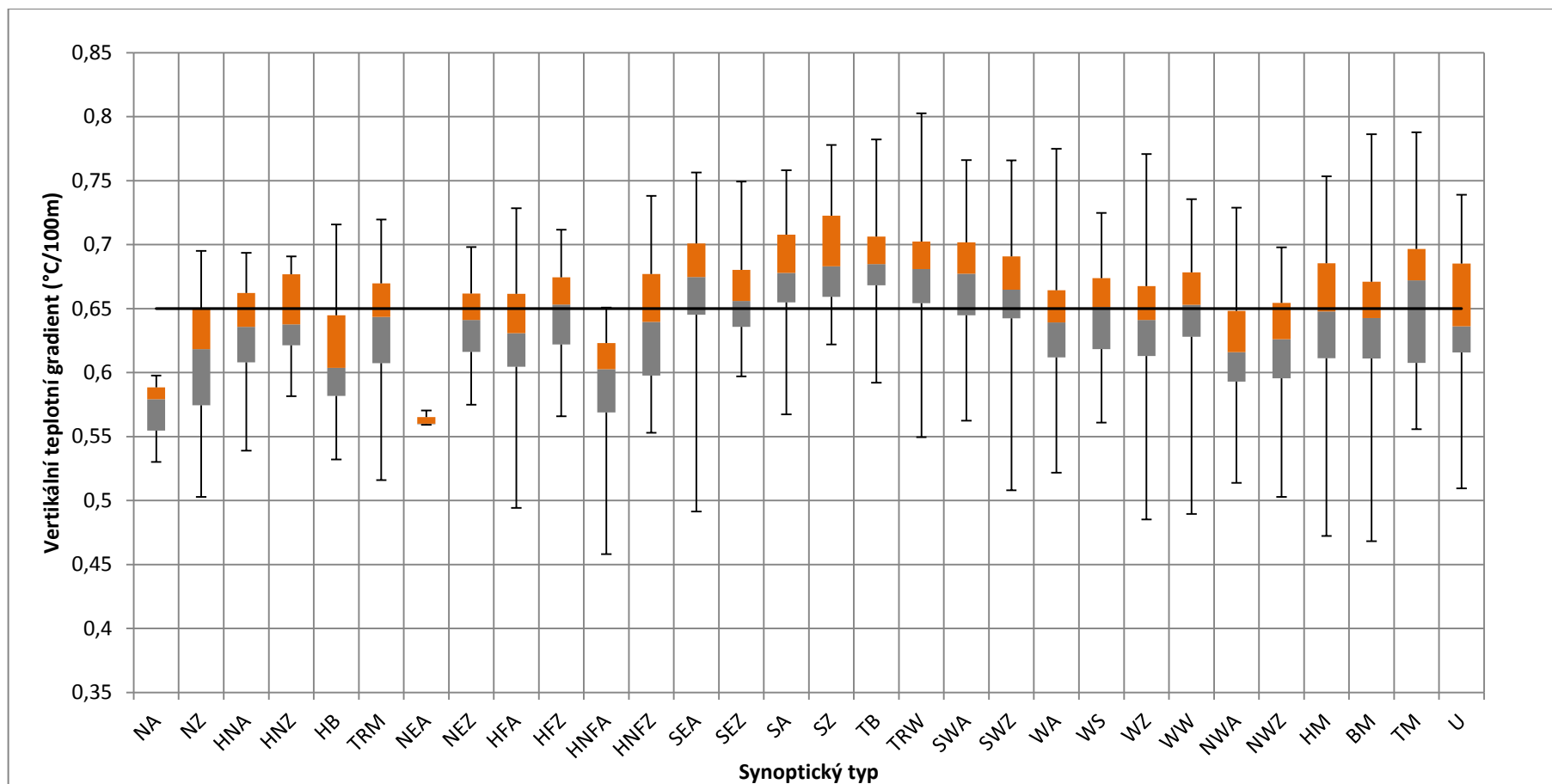
4.3.4 Podzim

Na podzim bylo analyzováno celkem 3 385 dní, z toho 557 dní bylo přiřazeno synoptickému typu WZ (viz Příloha 9). Nejvíce naměřených hodnot γ (300) spadá do intervalu 0,65–0,66 °C/100 m (viz Obr. 16).



Obr. 16: Histogram vertikálních teplotních gradientů na podzim.

Souvislost synoptických typů s γ je v zimě a na podzim celkem podobná, čemuž odpovídá i stejná hodnota mediánu 0,65 °C/100 m. Stejně jako v zimě lze pozorovat nízké hodnoty γ při severním, severovýchodním a severozápadním proudění (NA, NZ, NEA, NEZ, NWA, NWZ). Naopak při synoptických typech daných jihovýchodním, jižním a jihozápadním prouděním (SEA, SEZ, SA, SZ, SWA, SWA, SWZ) se hodnoty γ pohybují nad průměrem, kolem hodnoty 0,67 °C/100 m. Nadprůměrný γ byl zaznamenán i u typů TB, TM a TRW, které jsou učeny výskytem tlakové níže nad Britskými ostrovy a střední Evropou nebo výskytem brázdy nízkého tlaku nad západní Evropou. Západní proudění (WA, WS, WZ, WW) na podzim stejně jako v zimě a v létě přináší hodnoty γ blízké průměru (viz Obr. 17).

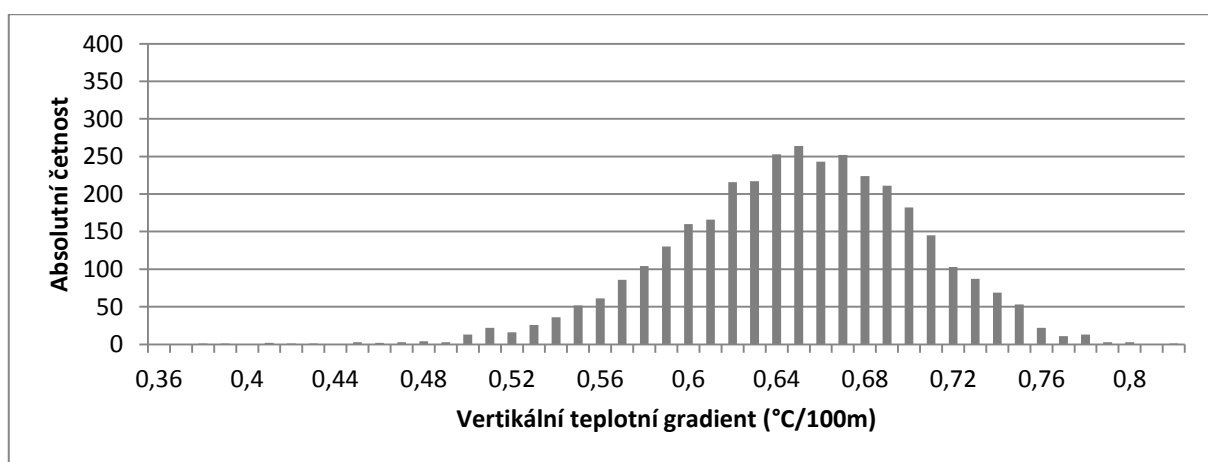


Obr. 17: Souvislost vertikálního teplotního gradientu a synoptických typů Hesse a Brezowského na podzim.

Poznámka: krabicové diagramy vyjadřují základní statistické charakteristiky γ (minimum, maximum, 1. kvartil, 3. kvartil a medián) pro jednotlivé synoptické typy. Černá příčka značí průměrný vertikální teplotní gradient ($0,65 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$).

4.3.5 Zima

V zimě bylo analyzováno 3 465 dní. Výrazné je v tomto ročním období rozpětí hodnot (0,44 °C). Rozsáhlé rozpětí hodnot γ (0,40 °C) se objevilo u samotného typu HFZ. Medián sledovaného období má hodnotu shodnou s průměrem, tedy 0,65 °C/100 m. Během zimního období bylo 60 % naměřených hodnot γ podprůměrných, tedy nižších než 0,65 °C/100 m. Do intervalu 0,64–0,65 °C/100 m spadá nejvíce naměřených γ , celkově 264 (viz Obr. 18). Nízké hodnoty γ v porovnání se zbytkem roku jsou dány nižší polohou spodní hranice tropopauzy během zimního období.



Obr. 18: Histogram vertikálních teplotních gradientů v zimě.

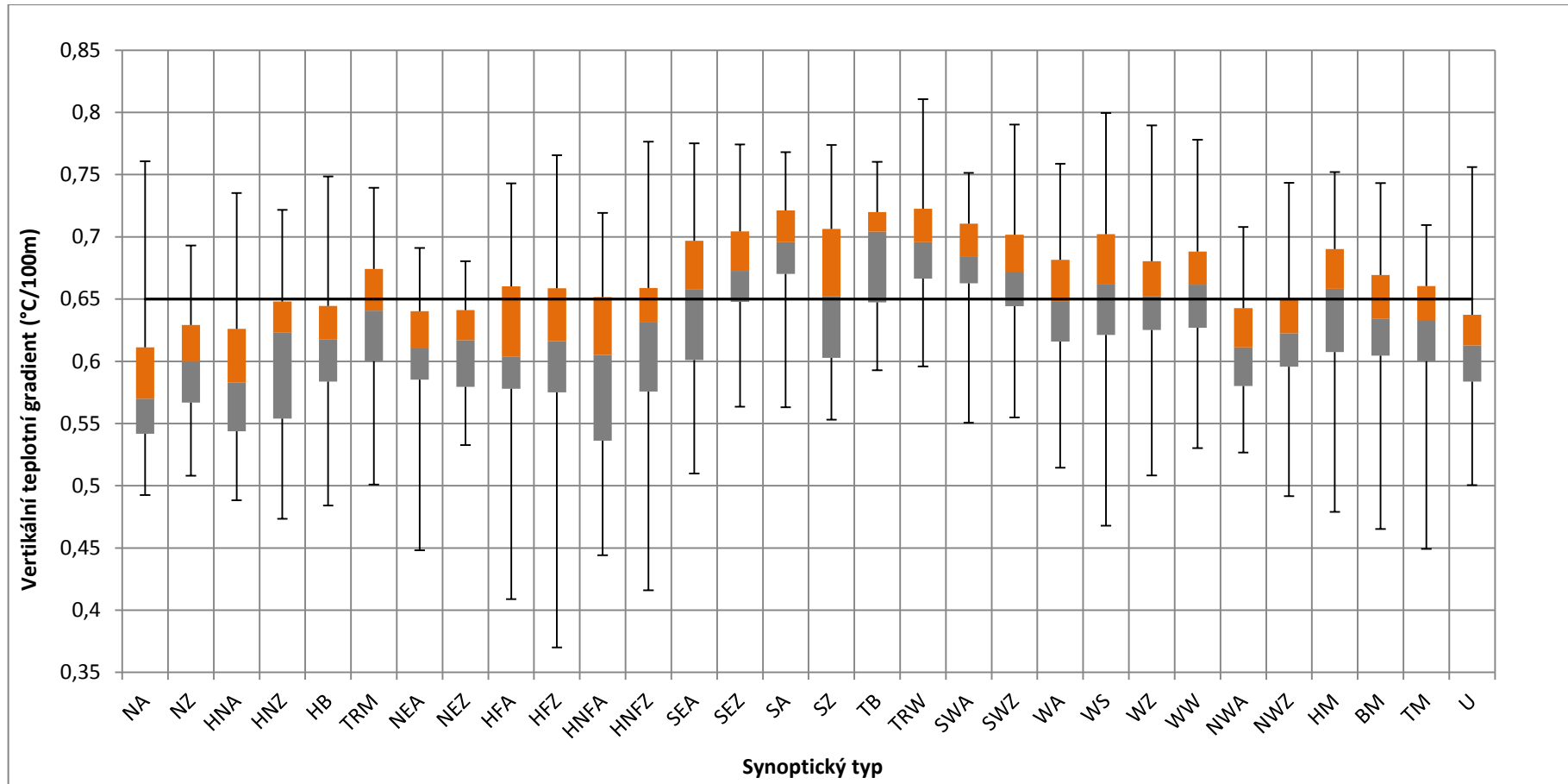
Nečetnější synoptický typ zimního období je západní cyklonální (WZ), který nastal celkově v 732 dnech (viz Příloha 9). Největší kladná odchylka od průměru byla zaznamenána u typu TB, který je dán výskytem tlakové níže nad Britskými ostrovy a medián γ dosáhl hodnoty 0,7 °C/100 m. Nejnižší medián (0,57 °C/100 m) byl určen severním prouděním s anticyklonálním zakřivením (NA).

Během zimy jsou u synoptických typů s převládajícím severozápadním, severním, severovýchodním a východním prouděním patrné nízké γ (NA, NZ, HNA, HNZ, NEA, NEZ, HFA, HFZ, HNFA, HNFZ, NWA, NWZ), jejichž hodnoty se pohybují kolem 0,61 °C/100 m. Podprůměrné hodnoty byly dále zaznamenány u typů určených výskytem tlakové výše nad Velkou Británií, výskytem hřebenu vysokého tlaku nebo níže nad střední Evropou (HB, BM, TM). Při synoptickém typu SZ byl během zimních měsíců zaznamenán pokles mediánu γ na hodnotu 0,65 °C/100 m, zatímco po zbytek roku se jeho hodnota drží nad průměrem.

Stejně jako na podzim nastaly nadprůměrné hodnoty γ (0,67 °C/100 m) při synoptických typech daných jihovýchodním, jižním a jihozápadním prouděním (SEA,

SEZ, SA, SZ, SWA, SWA, SWZ). Nadprůměrný γ byl zaznamenán i u typů TB, TM a TRW. Při západním proudění (WA, WS, WZ, WW) je medián v zimě celkem blízký průměru (viz Obr. 19).

Porovnáním léta a zimy lze pozorovat významné rozpětí hodnot γ během celé zimy i u jednotlivých synoptických typů, zatímco během léta jsou γ poměrně vyrovnané. Dalo by se tedy říci, že v zimě jsou hodnoty γ více závislé na určitém synoptickém typu než v létě.



Obr. 19: Souvislost vertikálního teplotního gradientu a synoptických typů Hesse a Brezowského v zimě.

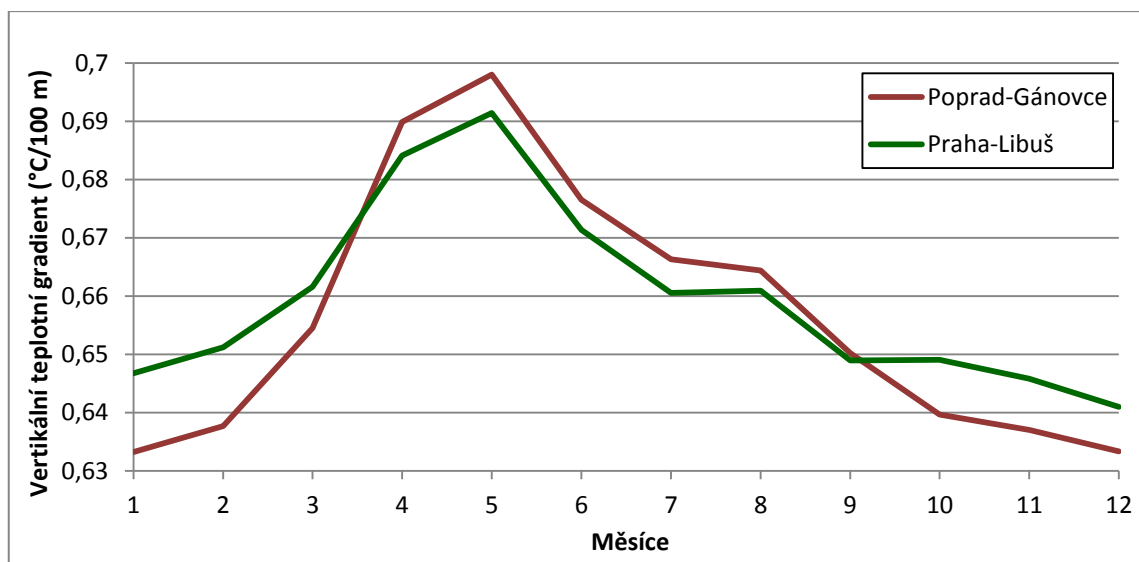
Poznámka: krabicové diagramy vyjadřují základní statistické charakteristiky γ (minimum, maximum, 1. kvartil, 3. kvartil a medián) pro jednotlivé synoptické typy. Černá příčka značí průměrný vertikální teplotní gradient ($0,65 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$).

4.4 Srovnání výsledků se sondážním měřením v Popradu-Gánovcích

4.4.1 Srovnání ročního chodu vertikálního teplotního gradientu

Při porovnání ročního chodu vertikálního teplotního gradientu v Praze-Libuši a Popradu-Gánovcích je patrná velká podobnost (viz Obr. 20). U obou stanic hodnoty γ vzrůstají od ledna do května, kdy nabývají své maximální roční hodnoty. Od května po zbytek roku hodnoty γ postupně klesají s výjimkou v srpnu, kdy je zaznamenán nepatrný vzrůst.

Průměrný roční γ v Popradu-Gánovcích je $0,65 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$. Tato hodnota se tedy shoduje s průměrnou roční hodnotou γ uváděnou ve většině meteorologických publikací (např. Hartmann, 1994; Kopáček a Bednář, 2005; Salby, 1996; ČMeS). Roční chod γ v Popradu-Gánovcích má větší amplitudu než v Praze-Libuši. V květnu dosahuje medián měsíčních hodnot γ vyšší hodnoty než v Praze ($0,7 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$). Od května do června je patrný postupný pokles γ , který je v průměru o $0,005 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ vyšší než v Praze. Na podzim a v zimě je v Popradu γ naopak nižší. Minimálních hodnot ($0,63 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$) dosahuje průměrný měsíční γ na přelomu prosince a ledna. V Popradu jsou tedy výkyvy γ větší než v Praze, jelikož i ve výšce 2 a 3 km nad povrchem se uplatňuje vliv orografie (Pribiš, 1977).



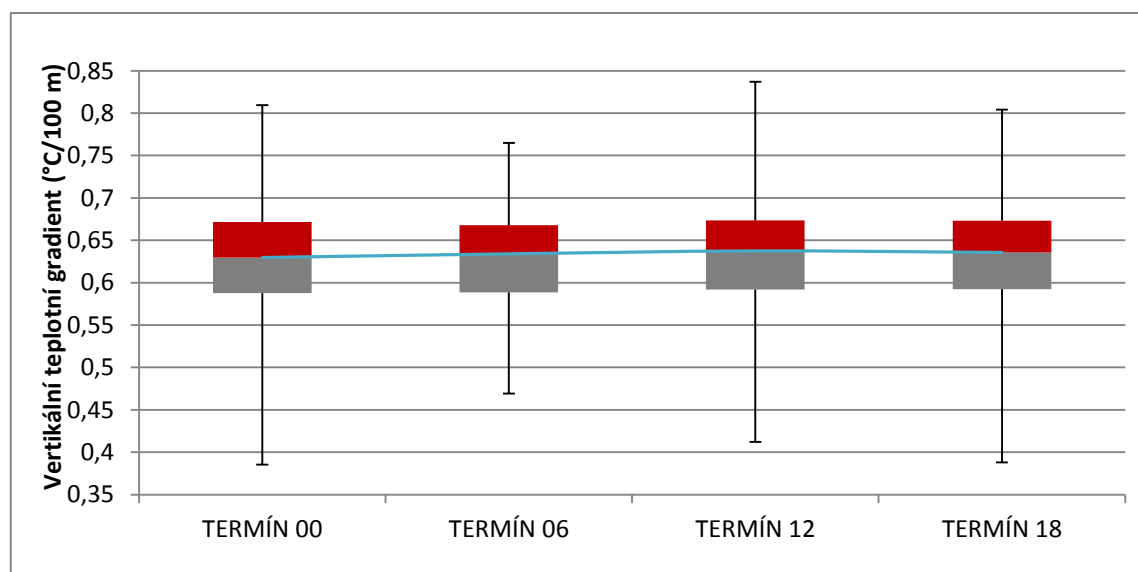
Obr. 20: Srovnání ročního chodu vertikálního teplotního gradientu v Praze-Libuši a Popradu-Gánovcích.

Stejně jako γ , který je nad Popradem na podzim a v zimě nižší a na jaře a v létě vyšší než nad Prahou, je i teplota vzduchu v chladné části roku (od září až do března) nižší

a po zbytek roku vyšší v Popradu než v Praze. To, že nad Prahou je troposféra v zimním období teplejší a v letním období roku chladnější než nad Popradem poukazuje na vliv Atlantického oceánu na termický režim atmosféry nad Evropu. Vzhledem k všeobecné cirkulaci atmosféry, při převládajícím západním proudění v mírných zeměpisných šířkách, vzduchové hmoty z oblasti Atlantického oceánu přinášejí nad evropskou pevninu i svoje termické vlastnosti. Tento vliv se zmenšuje s rostoucí vzdáleností od pobřeží a nejvíc se projevuje ve spodní a střední troposféře.

4.4.2 Srovnání denního chodu vertikálního teplotního gradientu

Vertikální teplotní gradient v Popradu-Gánovcích stejně jako v Praze-Libuši nevykazuje významný denní chod (viz Obr. 21). Během dne dochází k mírnému vzrůstu v řádu setin $^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Tento vzrůst lze zanedbat vzhledem k velmi nízkému počtu měření v termínech 06 a 18 (viz kapitola 3.1.3). Medián γ během dne nabývá hodnoty $0,66\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, je tedy shodný s mediánem v Praze-Libuši.



Obr. 21: Denní chod vertikálního teplotního gradientu v Popradu-Gánovcích.

Poznámka: krabicové diagramy znázorňují minimum, maximum, 1. kvartil, 3. kvartil a medián vertikálního teplotního gradientu naměřeného v jednotlivých termínech měření.

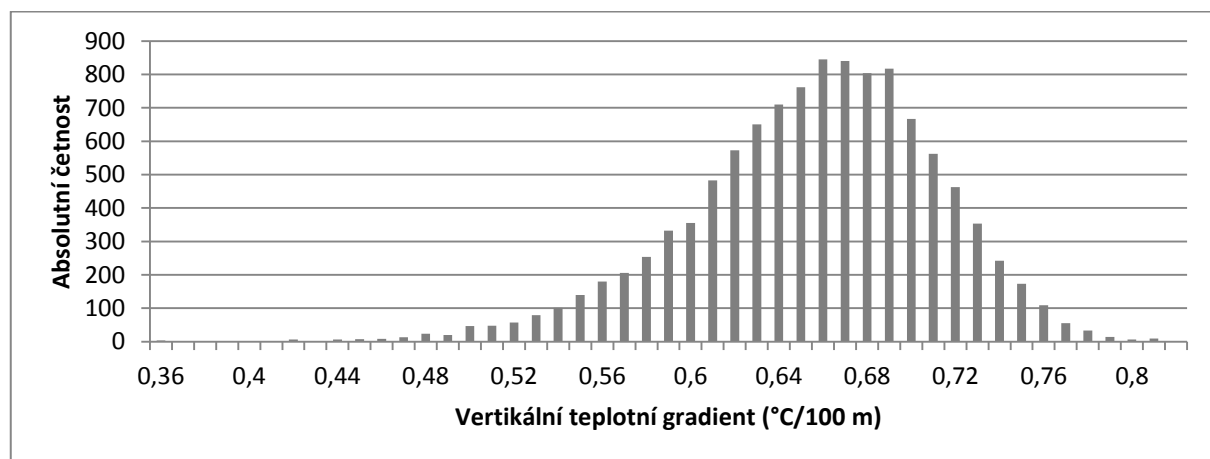
4.4.3 Srovnání souvislosti synoptických typů s vertikálním teplotním gradientem

Pro porovnání výsledků souvislosti synoptických typů s vertikálním teplotním gradientem v Praze-Libuši je uvedena analogická analýza dat z aerologické stanice

Poprad-Gánovce. Celkově bylo analyzováno 11 066 dní pro období 1979–2012. Hodnoty průměrných denních γ byly porovnávány se synoptickými typy Hesse a Brezowského (viz kapitola 3.1.4). Pro srovnání výsledků, hlavních tendencí a souvislostí γ se synoptickým typem a směrem proudění, nebyla data ze stanice Poprad-Gánovce zpracována pro jednotlivá roční období zvlášť jako v Praze-Libuši, ale celkově pro dané období měření.

Synoptická typizace Hesse a Brezowského není specifická pro jednotlivé meteorologické stanice. V rámci střední Evropy jsou rozdíly mezi stanicemi v tom, jaké proudění typy představují, a jaké počasí přinášejí, velmi malé. Četnost výskytu jednotlivých synoptických typů Hesse a Brezowského je tedy v Praze-Libuši a Popradu-Gánovcích shodná (viz Příloha 9). V Popradu se nejčastěji vyskytl typ WZ (viz Příloha 10), který stejně jako v Praze převládá i v jednotlivých ročních obdobích. Výjimkou je jaro, kdy se nejčastěji vyskytl synoptický typ BM. Nejméně četným je synoptický typ SZ, který například na jaře za období 1979–2012 nebyl v Popradu zaznamenán vůbec.

Medián γ v Popradu-Gánovcích má hodnotu $0,66 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$. Až 73 % naměřených hodnot je nadprůměrných (vyšší než $0,65 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$). Nejvíce naměřených hodnot (817) spadá do intervalu $0,66\text{--}0,67 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ (viz Obr. 22).



Obr. 22: Histogram vertikálních teplotních gradientů v Popradu-Gánovcích.

Maximální hodnota mediánu γ ($0,68 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$) nastala při synoptické situaci SZ. Absolutního naměřeného maxima γ bylo dosaženo za situace SWA ($0,89 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$). Naopak nejnižší medián γ ($0,62 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$) nastal při synoptickém typu HFA, který je definován výskytem tlakové výše nad Fénoskandinávií. Absolutní minimum ($0,20 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$) bylo naměřeno při situaci WZ.

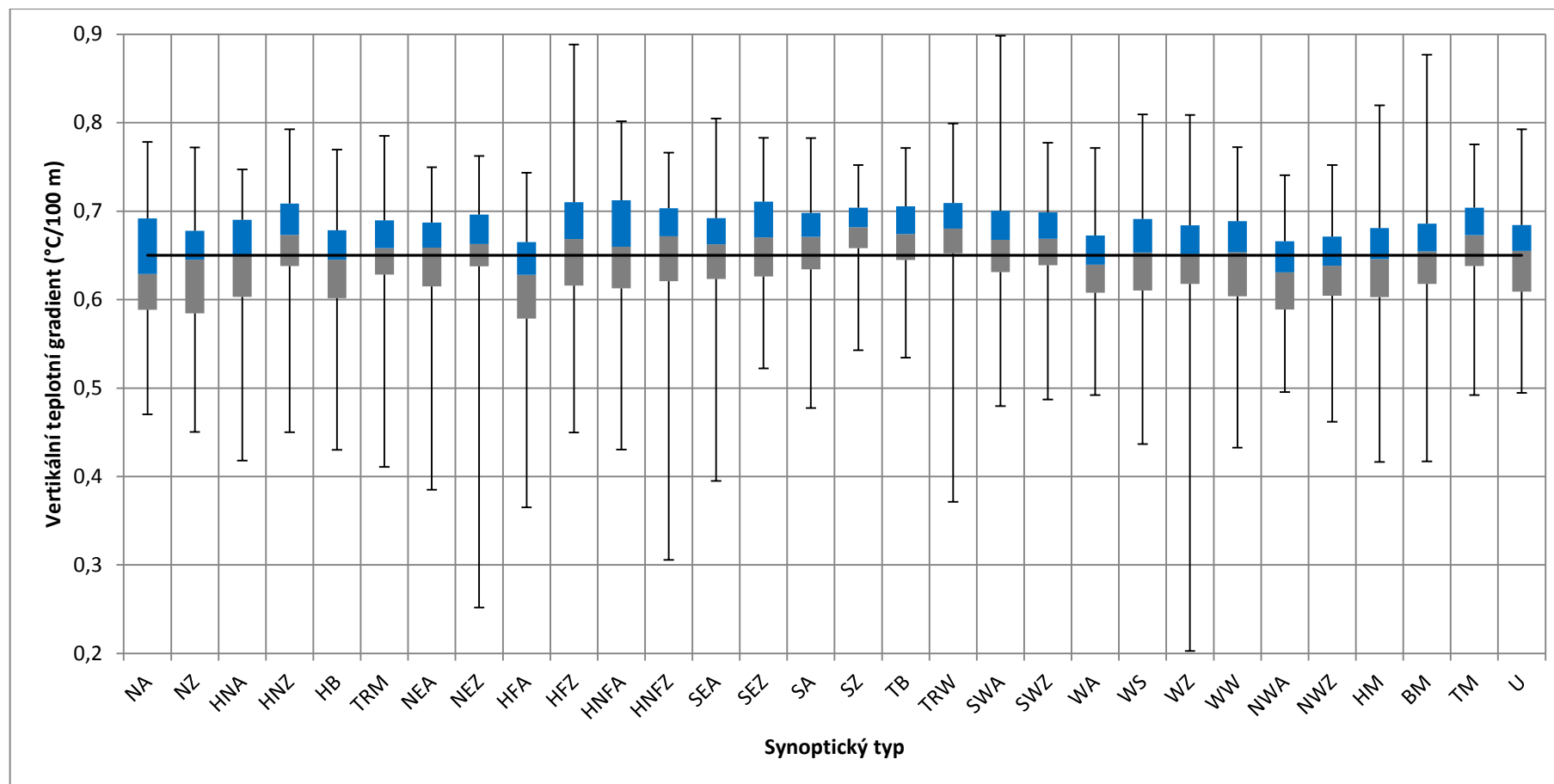
Chování γ při jednotlivých synoptických typech je v Praze a Popradu velmi

podobné (viz Obr. 23). Při synoptických typech s převládajícím severním prouděním (NA, NZ) a severozápadním prouděním (NWA, NWZ) jsou γ hluboce pod průměrem a jejich medián se pohybuje kolem 0,63 °C/100 m. Nízké hodnoty γ byly zaznamenány i za synoptických typů daných výskytem tlakové výše nad Severním mořem, nad Fénoskandinávií nebo nad Velkou Británií s anticyklonálním zakřivením proudění (HNA, HFA, HB).

Naopak cyklonální zakřivení proudění při synoptických typech HNZ a HFZ způsobuje vyšší hodnoty γ . Při proudění jihovýchodního, jižního a jihozápadního směru jsou γ nadprůměrné a jejich medián se pohybuje kolem hodnoty 0,67 °C/100 m. Vysoké hodnoty γ jsou pozorovány i při výskytu tlakové níže nad střední Evropou a Velkou Británií nebo brázdy nízkého tlaku nad střední a západní Evropou (TM, TB, TRM, TRW).

Při synoptických typech daných severovýchodním prouděním (NEA, NEZ) jsou hodnoty γ v Popradu-Gánovcích nadprůměrné. V Praze-Libuši byli nadprůměrné γ za těchto typů pozorovány pouze v teplé části roku (na jaře a v létě), zatímco v chladné části roku (na podzim a v zimě) γ klesly pod průměr.

Synoptické typy dané západním prouděním (WA, WZ, WS, WW) a výskytem tlakové výše nebo hřebenu vysokého tlaku nad střední Evropou (HM, BM) udávají hodnoty γ blízké průměru (0,65 °C/100 m).



Obr. 23: Souvislost vertikálního teplotního gradientu a synoptických typů Hesse a Brezowského v Popradu-Gánovcích.

Poznámka: krabicové diagramy vyjadřují základní statistické charakteristiky γ (minimum, maximum, 1. kvartil, 3. kvartil a medián) pro jednotlivé synoptické typy. Černá příčka značí průměrný vertikální teplotní gradient ($0,65 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$).

5 Diskuze

Vertikálnímu teplotnímu gradientu se věnuje poměrně značné množství meteorologických a klimatologických publikací. Podrobně popsán je vertikální teplotní gradient zejména v mezní vrstvě atmosféry, jelikož podmínky počasí v této vrstvě nás přímo ovlivňují (například Černikovský, 1990; Bednář a Zikmunda, 1985; Mendrisová a Zbellová, 1992; Rein, 1970; Rennick, 1977; Stull, 1988; Svoboda, 1972). Cílem této práce bylo studium vertikálního teplotního gradientu ve spodní a střední troposféře, konkrétně ve vrstvě vzduchu, která již není ovlivněna zemským povrchem.

Publikace věnující se problematice vertikálního teplotního gradientu se často soustředí na popis jeho chodu v prostoru a čase. Chodem gradientu v závislosti na zeměpisné šířce se již v roce 1955 zabýval J. Neumann a o rok později byla jeho práce doplněna a zpřesněna J. G. Moorem. V roce 1978 H. Stone a J. H. Carlson podrobně popsali proměnlivost vertikálního teplotního gradientu severní polokoule v závislosti na zeměpisné šířce i ročním období. Velký význam na jeho formování přikládali zejména nasycené konvekci, pohybu vzduchových hmot planetárního měřítka a všeobecné cirkulací atmosféry. Na jejich práci navázali S. K. Yang a G. L. Smith (1984). Z novodobějších prací popisujících vliv zeměpisné šířky na vertikální teplotní gradient, lze uvést studii I. I. Mokhova a M. G. Akperova z roku 2006.

Část publikací se věnují konkrétním faktorům, které určují hodnotou vertikálního teplotního gradientu. Autoři M. A. Rennick (1977), I. I. Mokhov a M. G. Akperov (2006) se zaměřili na souvislost hodnoty gradientu s teplotou povrchu. R. G. Fleagle a J. Procházka (1977) popisují vliv divergence proudění a advekce. Dále I. M. Held (1981) a D. Brunt (1933) zmiňují výrazný vliv vlhkosti. Důležitou publikací je dále první z 21 zpráv programu U. S. Climate Change Science Program (CCSP) z roku 2006. Hlavním autorem je V. Ramaswamy a práce popisuje především vliv radiační bilance, všeobecné cirkulace atmosféry, teploty povrchu, vlhkosti vzduchu, mocnosti troposféry a dalších přírodních i antropogenních faktorů na hodnotu vertikálního teplotního gradientu.

Proměnlivost vertikálního teplotního gradientu je hodnocena z globálního, kontinentálního, ale i lokálního měřítka. Původu změn vertikálního teplotního gradientu ve vyšších hladinách troposféry v tropech se věnuje práce I. Folkinse z roku 2001. Dalším příkladem může být práce J. R. Mindera et al. (2009), který zpracoval analýzu γ u povrchu v oblasti Kaskádových hor, práce Ch. Rollanda (2003), který se zaměřil na

pohoří Alp nebo M. Vuille a R. S. Bradley (2000), kteří se věnovali teplotě a vertikálnímu teplotnímu gradientu v Andách.

Souvislostí synoptických typů Hesse a Brezowského s teplotou vzduchu v Evropě se z části zabývali M. Sepp a J. Jaagus ve své práci z roku 2002. Co se týče české literatury, je nutné zmínit práci J. Pribiše z roku 1977 a práci A. Benešové z roku 1980, kteří se věnovali porovnání teplotních charakteristik volné atmosféry nad územím Československa. Pro analýzu teploty a vertikálního teplotního gradientu ve volné atmosféře využili data z aerologických stanic právě v Praze a Popradu.

Výsledky této práce hodnotí proměnlivost γ během roku a dne a popisují jeho souvislost se synoptickými situacemi a směrem proudění v Praze-Libuši. Výsledky mohou přispět k lepšímu pochopení meteorologických procesů a jevů, a tím i přesnějšímu vyhodnocení jejich dopadu na lidskou činnost a další přírodní jevy. Ve vyšších hladinách atmosféry je γ úzce spjat s formováním pole proudění vzduchu a cirkulačními systémy. Znalost vztahů mezi atmosférickou cirkulací a teplotou vzduchu je užitečná například při vyhodnocování budoucích změn klimatu. Za účelem verifikace výsledků byla vypracována analogická klimatologicko-synoptická analýza γ na aerologické stanici Poprad-Gánovce pro období 1979–2014.

Konstantní hodnota γ ($0,65 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$) je v některých meteorologických publikacích brána jako reprezentativní pro podmínky ve volné atmosféře (Minder et al., 2009). Výše uvedené výsledky ale ukazují, že γ má i ve volné atmosféře určitý roční chod a je výrazně ovlivněn směrem proudění vzduchu a daným synoptickým typem. Hodnota gradientu $0,65 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ je tedy vhodná pouze jako roční průměr dle definice standardní atmosféry, což se shoduje s roční průměrnou hodnotou γ v Praze-Libuši a Popradu-Gánovcích.

Pro analýzu γ bylo využito dat z aerologických měření na meteorologických stanicích Praha-Libuš a Poprad-Gánovce. Vzhledem k tomu že radiosonda vystoupá do výšky alespoň 30 až 35 km, je tento způsob měření vhodný pro vyhodnocení meteorologických prvků ve vyšších hladinách atmosféry (pro účely této práce vrstvu vymezenou izobarickými hladinami 850 a 300 hPa). Výsledky zde uvedené jsou prezentovány jako analýza γ na stanici Praha-Libuš. Nejedná se ale o přímý profil teploty vzduchu nad stanicí, jelikož je radiosonda během svého výstupu unášena větrem. V extrémním případě byla radiosonda nalezena až v oblasti Krakova. Toto platí i pro výsledky ze stanice Poprad-Gánovce.

Z měsíčních průměrů γ byl zpracován jeho roční chod. Navzdory skutečnosti, že s rostoucí výškou se γ vlivem atmosférických pohybů vyrovnává (Kopáček a Bednář, 2005; Ramaswamy et al., 2006), je z výše uvedených výsledků patrná vzestupná tendence γ od ledna do května a naopak sestupná tendence od května do konce roku. Roční chod γ ve vyšší vrstvě atmosféry tak může být důsledkem zvyšujícího se příkonu slunečního záření a prodlužující se délky dne během jara a léta a naopak snižující na podzim a v zimě. Z toho lze předpokládat, že i ve vyšších hladinách troposféry, je γ dán radiačními poměry a ne pouze turbulentní výměnou, jak je uvedeno v učebnici Kopáčka a Bednáře (2005). Nízké hodnoty γ v chladné části roku souvisí s kolísáním spodní hranice troposféry, která je během zimních měsíců položena níže. Hladiny kolem 12 km tak mají už v tomto období stabilní zvrstvení stratosféry (Pribiš, 1977).

Při analýze denního chodu bylo nutné se omezit na několik diskrétních profilů během dne. V Praze-Libuši byl podíl měření v jednotlivých termínech stejný, proto je možné považovat výsledek za adekvátní. Počet měření během dne je však pro zhodnocení denního chodu nedostačující (obecně 2–4). Vertikální teplotní gradient tak nevykazuje významný denní chod. Minimální denní chod γ v Praze a Popradu ve volné atmosféře potvrzuje práce J. Pribiše (1977). Tato skutečnost se shoduje i s tvrzením H. Mendrisové a Z. Zbellové (1992), že s rostoucí výškou od povrchu je denní chod méně výrazný. Aerologická měření se provádí globálně v synoptických termínech, definovaných vzhledem k daným celým hodinám UTC (nejčastěji v hlavních synoptických termínech – 0, 6, 12 a 18 hodin UTC). To značně omezuje srovnávání se vzdálenějšími místy.

Srovnáním výsledků z Prahy s výsledky z Popradu byl potvrzen podobný roční chod vertikálního teplotního gradientu. Roční chod γ v Popradu-Gánovcích vykazuje během roku větší rozpětí hodnot než v Praze-Libuši. V květnu dosahuje průměrný měsíční γ vyšší hodnoty než v Praze. Na podzim a v zimě je v Popradu γ naopak značně nižší. V Popradu jsou tedy výkyvy γ větší než v Praze, jelikož i ve výšce 2 a 3 km nad povrchem se uplatňuje vliv orografie (Pribiš, 1977). Denní chod nelze srovnávat. Z důvodu velkých rozdílů v procentuálním zastoupení jednotlivých termínů měření nelze denní chod v Popradu brát za vypovídající (termíny 00 a 12 zaujímají oba 43% podíl z celkového měření, termín 06 pouze 8% podíl a termín 18 již jen 6% podíl).

Pro vyhodnocení souvislosti γ s určitou synoptickou situací v Praze-Libuši byla využita typizace synoptických typů Hesse a Brezowského. Vyhodnocování typů probíhá na

základě subjektivního neboli manuálního přístupu a stejně tak i přiřazení jednotlivých situací k typům je subjektivní (Huth et al., 2008), z čehož vyplývá řada nepřesností. Tyto nepřesnosti vychází ze závislosti klasifikace na zkušenostech autora a na změnách v autorském kolektivu. Většina subjektivních klasifikací je konstruována pro určitou geografickou oblast a proto jsou geograficky nepřenosné (Huth, 2015). Řešením pro omezení těchto nepřesností by bylo použití klasifikace objektivní. Vhodný zdroj představuje databáze klasifikačních metod a klasifikační software vytvořený v rámci projektu COST733 (Huth, 2010). Při analýze byla objevena v některých případech těsná závislost mezi hodnotou γ a synoptickým typem.

Kolektiv autorů HMÚ uvádí, že katalog Hesse a Brezowského se v mnohých případech nedá použít pro naše území, jelikož je zpracován pro území západního Německa a kromě toho jsou v něm případy nezařazených dnů. Následně se ale prokázalo, že HBGW je velice dobře použitelná i pro širší oblast střední Evropy (Cahynová a Huth 2009; Huth, 2015; James 2007; Stryhal a Huth, 2016). Pro předejití této nesrovnalosti by bylo vhodné použít katalog typů povětrnostních situací HMÚ, který byl vytvořen přímo pro území Česka a Slovenska. Klasifikace Hesse a Brezowského byla použita z důvodu možnosti analýzy mnohem delší časové řady. Souvislost γ se synoptickými typy byla v Praze-Libuši vyhodnocena pro období (1974–2012) a v Popradu-Gánovce pro období (1979–2012).

Výsledky z Prahy-Libuše a Popradu-Gánovce vykazují stejné tendence γ za určitých synoptických situací. Tím lze potvrdit vliv synoptické situace na hodnotu γ .

Nepočetnějším typem je u obou stanic WZ – západní cyklonální. To je důsledkem polohy stanic v oblasti mezi pásy vysokého tlaku (30° s. a j. š.) a pásy nízkého tlaku (60° s. aj. š.), kde převládá západní proudění (Kopáček a Bednář, 2005).

Vyšší hodnoty γ jsou pozorovány u obou stanic, zejména při proudění vzduchu jihovýchodním, jižním a jihozápadním směrem (SEA, SEZ, SA, SZ, SWA a SWZ) nebo při synoptických typech s cyklonálním zakřivením proudění (SZ, TB, TRW). Naopak při severním a severozápadním jsou γ po celý rok podprůměrné (NA, NZ, NWA, NEZ). Nízké hodnoty γ jsou pozorovány i u proudění anticyklonálního zakřivení (NA, NWA). Skutečnost vyšších hodnot γ za cyklonálních situací se shodují s tvrzením J. Procházky (1977), že konvergence proudění v cyklonách způsobuje vzestup γ v daném místě a naopak divergence proudění v anticyklonách pokles γ v daném místě.

U obou stanic byl při západním proudění zaznamenán γ velmi blízký průměrné

hodnotě (0,65 °C/100 m). Skutečnost, že γ jsou při těchto synoptických typech (WA, WS, WZ, WW) blízký průměru, souvisí s vysokou četností jejich výskytu. Vysoký počet výskytu tak udává velikost průměrné hodnoty γ .

Vertikální teplotní gradienty byly v Praze-Libuši posuzovány zvlášť pro jednotlivá roční období. V létě jsou γ obecně vyšší než v zimě. To je způsobeno vyšším příkonem slunečního záření a delším trváním slunečního dne během letního období. Teplota povrchu je tak vyšší a dochází k ohřívání vzduchu zdola, což je příčinou vzniku instabilních vzduchových hmot, které jsou charakteristické právě rychlým poklesem teploty s rostoucí výškou. Nízké hodnoty γ v zimě jsou důsledkem níže položené spodní hranice tropopauzy. Porovnáním léta a zimy lze pozorovat významné rozpětí hodnot během celé zimy i u jednotlivých synoptických typů. Z toho vyplývá výraznější závislost γ na synoptickém typu v zimě, na rozdíl od léta, kdy se hodnoty γ liší v mnohem menší míře.

Z výše uvedených výsledků vyplývá, že hodnoty a tendence γ jsou na synoptických typech závislé. Jeho hodnotu určuje jak směr proudění, tak cyklonalita či anticyklonalita. Nelze však tvrdit, že tyto faktory jsou pro hodnotu γ určující. Stále významný vliv na vertikální teplotní gradient mají ve spodní a střední troposféře nad mezní vrstvou radiační poměry v atmosféře.

6 Závěr

Cílem předkládané práce byla klimatologicko-synoptická analýza vertikálního teplotního gradientu ve spodní a střední troposféře severní polokoule. Publikace na toto téma se věnují gradientu teploty z globálního, kontinentálního či lokálního hlediska. Práce je užitečná z důvodu analýzy vertikálního teplotního gradientu v Praze-Libuši. Popisuje tak změnu teploty s výškou ve zdejších podmínkách. Na základě aerologických dat naměřených na meteorologické stanici Praha-Libuš byl popsán roční a denní chod γ ve vrstvě atmosféry vymezené izobarickými hladinami 850–300 hPa a jeho chování při synoptických typech Hesse a Brezowského. Pro porovnání výsledků byla zpracována analogická analýza γ pro meteorologickou stanici Poprad-Gánovce.

Moor (1956) uvádí, že γ ve vyšší hladině atmosféry, která je již méně ovlivněna zemským povrchem, začínají být více vyrovnané v prostoru i čase a nepodléhají tak výrazně dennímu a ročnímu chodu. Tato skutečnost byla potvrzena při vyhodnocení denního chodu vertikálního teplotního gradientu v Praze-Libuši i Popradu-Gánovcích, kdy na základě měření teploty v hladině vymezené izobarickými hladinami 850 a 300 hPa nebyl zaznamenán významný denní chod.

Roční chod je v Praze-Libuši i Popradu-Gánovcích na rozdíl od denního chodu jasně vyjádřený. Vertikální teplotní gradient má od ledna do května rostoucí tendenci a po zbytek roku naopak tendenci klesající. Medián měsíčních hodnot γ dosahuje v Praze-Libuši maxima v květnu (0,69 °C/100 m) a minima v prosinci (0,64 °C/100 m). Během zimních měsíců je pozorováno větší rozpětí hodnot, naopak v létě jsou hodnoty γ vyrovnanější a pohybují se z velké části nad průměrem. Dalo by se tedy říci, že v zimě hodnoty γ více závisí na určitém synoptickém typu, zatímco v létě mají stále zásadní vliv radiační poměry v atmosféře. Medián γ je během měřeného období v Praze-Libuši a Popradu-Gánovcích shodný (0,66 °C/100 m). Roční chod γ v Popradu-Gánovcích má větší amplitudu než v Praze-Libuši, to je způsobeno polohou stanice Poprad-Gánovce ve vyšší nadmořské výšce. Ve výšce 2 a 3 km nad povrchem se totiž stále uplatňuje vliv orografie na teplotní zvrstvení atmosféry. Maxima dosahuje medián měsíčních hodnot γ v Popradu-Gánovcích v květnu (0,7 °C/100 m) a minima na přelomu prosince a ledna (0,63 °C/100 m).

Porovnáním hodnot γ v Praze-Libuši se synoptickými typy Hesse a Brezowského byly zjištěny určité souvislosti. Na závěr práce byly tyto souvislosti porovnány s výsledky pro meteorologickou stanici Poprad-Gánovce. I přes to, že se

výsledky z obou stanic významně neliší a nejzásadnější souvislosti γ se synoptickými typy potvrzují, by bylo vhodné do analýzy zahrnout další aerologické stanice ve střední Evropě.

Z hlavních souvislostí hodnoty γ se synoptickými typy Hesse a Brezowského lze uvést:

- vyšší hodnoty γ během celého roku při synoptických typech SEA, SEZ, SA, SZ, TB, TRW, SWA a SWZ. U těchto typů převládá jihovýchodní, jižní a jihozápadní směr proudění. Během léta je tento nárůst méně znatelný, z důvodu vysokých hodnot γ při většině synoptických typů.
- vyrovnaný γ blízký průměrné hodnotě 0,65 °C/100 m při synoptických typech s převládajícím západním prouděním (WA, WS, WZ a WW). Výjimkou je jaro, kdy jsou hodnoty nadprůměrné.
- celoročně podprůměrné hodnoty γ (nižší než 0,65 °C/100 m) při severním a severozápadním směru proudění (NA, NZ, NWA a NWZ).
- vysoké hodnoty γ při synoptických typech s cyklonálním zakřivením proudění (SZ, TB, TRW).
- Nízké hodnoty γ při synoptických typech s anticyklonálním zakřivením (NA, NWA).

7 Zdroje

BALLARD, J. C. The diurnal variation of free-air temperature and of the temperature lapse rate. Monthly weather review [online]. 1933, vol. 61, no. 3, s. 61–80. ISSN 0027-0644.

BALLON, L., FORGÁČ, P., MOLNÁR, F. Počasie na území Slovenska za typických poveternostných situácií. HMÚ. 1964, 30 s.

BEDNÁŘ, J., ZIKMUNDA, O. Fyzika mezní vrstvy atmosféry. 1. vydání, 1985. Praha: Academia, 248 s.

BENEŠOVÁ, A. Aerologické charakteristiky Praha-Libuš 1971–2000. Interní publikace Českého hydrometeorologického ústavu. 2003. 38 s.

BENEŠOVÁ, A., ILKO, J., PRIBIŠ, J. Ročný chod niektorých charakteristík voľnej atmosféry nad Popradom za obdobie 1961–1970. Meteorologické zprávy. 1980, vol. 33, no. 4, s. 108–113. ISSN 0026-1173.

BRÁDKA, J., DŘEVIKOVSKÝ, A., GREGOR, Z., KOLESÁR, J. Počasí na území Čech a Moravy v typických povětrnostních situacích. HMÚ, 1961, 32 s

BRÁZDIL, R. Statistické metody v geografii: cvičení. 1. vydání, 1981. Brno: Universita J. E. Purkyně v Brně, 177 s. ISBN 80-210-1260-9.

BRUNT, D. The adiabatic lapse rate for dry and saturated air. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society [online]. 1933, vol. 59, no. 252, s. 351–360. ISSN 1477-870X.

BUDÍKOVÁ, M., KRÁLOVÁ, M., MAROŠ, B. Průvodce základními statistickými metodami. 1. vydání, 2010. Praha, 272 s. ISBN 978-80-247-3243-5.

CAHYNOVÁ, M., HUTH, R. Changes of atmospheric circulation in central Europe and their influence on climatic trends in the Czech Republic. Theoretical and Applied Climatology [online]. 2009, vol. 96, no. 1–2, s. 57–68. ISSN: 0177-798X.

ČERNIKOVSKÝ, L. Proudění v mezní vrstvě atmosféry na stanici Praha-Libuš v letech

1978–1986. Meteorologické zprávy. 1990, vol. 43, no. 3, s. 70–72. ISSN 0026-1173.

FLEAGLE, R. G. A study of the effects of divergence and advection on lapse rate. *Journal of the Atmospheric Sciences* [online]. 1946, vol. 3, no. 1, s. 9–13. ISSN 0095-9634.

FOLKINS, I. Origin of Lapse Rate Changes in the Upper Tropical Troposphere. *Journal of the Atmospheric Sciences* [online]. 2001, vol. 59, no. 5, s. 992–1005. ISSN 0022-4928.

GAFFEN, D. J., SANTER, B. D., BOYLE, J. S., CHRISTY, J. R., GRAHAM, N. E., ROSS, R. J. Multidecadal Changes in the Vertical Temperature Structure of the Tropical Troposphere. *Science* [online]. 2000, vol. 287, no. 13, s. 1242–1245. ISSN 0894-8755.

GERSTENGARBE, F. W., WERNER, P. C. Katalog der Großwetterlagen Europas 1881-2009 nach P. Hess und H. Brezowsky. 7. vydání, 2010. Potsdam: Potsdam Institut für Klimafolgenforschung, 138 s. ISSN 1436-0179.

HARTMANN, D. L. *Global physical climatology*. 2. vydání, 1994. San Diego: Academic Press, 409 s. ISBN 0-12-328530-5.

HELD, I. M. On the Height of the Tropopause and Static Stability of the Troposphere. *Journal of Atmospheric sciences* [online], 1981, vol. 39, no. 2, s. 412–417. ISSN 0022-4928.

HUTH, R. *Dynamická a synoptická klimatologie. Klasifikace. Přednáška*. Praha: Univerzita Karlova v Praze, 2015.

HUTH, R. *Meteorologie a klimatologie II. Radiace. Přednáška*, Praha: Univerzita Karlova v Praze, 2014.

HUTH, R. Synoptic-climatological applicability of circulation classifications from the COST733 collection: First results. *Physics and Chemistry of the Earth*, [online], 2010, 35, s. 388–394. ISSN 1474-7065.

HUTH, R., BECK, CH., PHILIPP, A., DEMUZERE, M., USTRNUL, Z., CAHYNOVÁ, M., KYSELÝ, J., TVEITO, O. E. Classifications of atmospheric circulation patterns. *Recent Advances and Applications. Annals of the New York Academy of Sciences*. 2008, vol. 1146, no. 19, s. 105–152. ISSN 1749-6632.

CHLÁDOVÁ, Z., KALVOVÁ, J. Změny vybraných klimatických charakteristik v České republice v období 1961–2000. *Meteorologické zprávy*. 2005, vol. 58, no. 5, s. 146–153. ISSN 0026-1173.

JAMES, P. M. An objective classification method for Hess and Brezowsky Grosswetterlagen over Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, 2007, vol. 88, no. 1, s. 17–42. ISSN 0177-798X.

KOLEKTIV HMÚ. Katalog povětrnostních situací pro území ČSSR. 1972, Praha: HMÚ, 23 s.

KOLEKTIV HMÚ. Katalog povětrnostních situací pro území ČSSR. 1968, Praha: HMÚ, 94 s.

KOPÁČEK, J., BEDNÁŘ, J. Jak vzniká počasí. 1. vydání, 2005. Praha: Karolinum, 226 s. ISBN 80-246-1002-7.

KOTLYAKOV, V., KOMAROVA, A. Elsevier's dictionary of geography. 1. vydání, 2007. Moskva: Elsevier, 1072 s. ISBN 9780444510426.

MENDRISOVÁ, H., ZBELLOVÁ, Z. Rozdiel medzi teplotou voľnej atmosféry a teplotou dva metre nad terénom. *Meteorologické zprávy*. 1992, vol. 45, no. 2, s. 52–55. ISSN 0026-1173.

MINDER, J. R., MOTE, P. W., LUNDQUST, J. D. Surface temperature lapse rates over complex terrain: Lessons from Cascade Mountains. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* [online]. 2009, vol. 115, ISSN 0148-0227.

MOKHOV, I. I., AKPEROV, M. G. Tropospheric lapse rate and its relation to surface temperature from reanalysis data. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics* [online]. 2006, vol. 42, no. 4, s. 430–438. ISSN 0001-4338.

MOOR, J. G. The Tropospheric Temperature Lapse Rate. *Meteorology and Atmospheric Physics* [online], 1956, vol. 9, no. 4, s. 468–470, ISSN 0177-7971.

NEUMANN, J. Latitudinal variation of tropospheric temperature lapse rate. *Meteorology and atmospheric physics* [online], 1955, vol. 8, no. 4, s. 351–353. ISSN 0177-7971.

PECHALA, F., BEDNÁŘ, J. Příručka dynamické meteorologie. 1. vydání, 1991, Praha: Academia, 370 s. ISBN 80-200-0918.

PHILIPP, A., BARTHOLY, J., BECK, C., ERPICUM, M., ESTEBAN, P., FETTVEIS, X., HUTH, R., JAMES, P., JOURDAIN, S., KREIENKAMP, F., KRENNERT, T., LYKOUDES, S., MICHALIDES, S. C., PIANKO-KLUCZYNSKA, K., POST, P., ALVAREZ, R. D., SCHIEMANN, R., SPEKAT, A., TYMVIOS, S. F. Cost733cat - A database of weather and circulation type classifications. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* [online]. 2010, vol. 25, no. 9–12, s. 360–373. ISSN 1474-7065.

PRIBIŠ, J. Teplotné charakteristiky voľnej atmosféry nad územím Československa podľa meraní v Poprade a v Prahe. Zborník prác hydrometeorologického ústavu v Bratislave. 1977, vol. 8, s. 81–135.

PRIBIŠ, J. Porovnanie vertikálnej štruktúry pola vetra nad Popradom a Prahou. Zborník prác hydrometeorologického ústavu v Bratislave. 1979, vol. 12, s. 33–102.

PROCHÁZKA, J. Časové zmeny vertikálneho gradientu teploty vo voľnej atmosfére. *Meteorologické zprávy*. 1977, vol. 30, no. 6, s. 174–179. ISSN 0026-1173.

RACKO, S. Poznámka o zmene v typizovaní synoptických situácií. *Meteorologické zprávy*, 1996, vol. 49, no. 3, s. 89. ISSN 0026-1173.

RAMASWAMY, V., HURREL, J. W., MEEHL, G. A., PHILLIPS, A., SANTER, B. D., SCHWARZKOPF, M. D., SEIDEL, D. J., SHERWOOD, S. C., THORNE, P. W. Temperature trends in the lower atmosphere. Steps for Understanding and Reconciling Differences. U.S. Global Change Research Program [online], 2006, s. 15–28.

REIN, F. Orientační charakteristiky vertikálního teplotního gradientu teploty a vektoru větru ve spodním 300 m atmosféry. Meteorologické zprávy. 1970, vol. 23, no 5, s. 113–115. ISSN 0026-1173.

RENNICK, M. A. The parametrization of tropospheric lapse rate in terms of surface temperature. Journal of the atmospheric sciences [online], 1977, vol. 34, no. 3, s. 854–862. ISSN 0022-4928.

ROLLAND, CH. Spatial and seasonal variations of air temperature lapse rate in Alpine regions. Journal of climate [online], 2003, vol. 15, no. 8, s. 130–144. ISSN 0894-8755.

ŘEZÁČOVÁ, D. Meteorologie a klimatologie II. Úvod do měření. Přednáška. Praha: Univerzita Karlova v Praze, 2014.

ŘEZÁČOVÁ, D., NOVÁK, P., KAŠPAR, M., SETVÁK, M. Fyzika oblaků a srážek. 1. vydání, 2007, Praha: Academia, 576 s. ISBN 978-200-1505-1.

SALBY, L. M. Fundamentals of Atmospheric physics. 2. vydání, 1996, London: Academic Press, 603 s. ISBN 978-0-12-615160-2.

SEEP, M., JAAGUS, J. Frequency of circulation patterns and air temperature variations in Europe. Boreal environment research [online]. 2002, vol. 7, s. 273–279. ISSN 1239-6095.

SCHATTNER, T. W. Atmospheric Composition and Vertical Structure. NOAA Earth Systems Research Laboratory [online]. 2009, vol. 6, 54 s.

STONE, P. H., CARLSON, J. H. Atmospheric lapse rate regimes and their parameterization. Journal of Atmospheric Sciences [online]. 1979, vol. 36, no. 3, s. 415–423. ISSN 0022–4928.

STRYHAL, J., HUTH, R. Klasifikace atmosférické cirkulace. Geografie [online]. 2016, vol., 121, no. 2, s. 300–323. ISSN 1212-0014.

STULL, R. B., An introduction to boundary layer meteorology. 1. vydání, 1988, Dordrecht: Kluwex Academic Publishers, 670 s. ISBN 90-277-2768-6.

SVOBODA, J. Proměnlivost vertikálního gradientu teploty v mezní vrstvě atmosféry. Meteorologické zprávy. 1972, vol. 25, no. 4–5, s. 126–128. ISSN 0026-1173.

TALJAARD, J. J. Physical features of the Southern Hemisphere. Meteorology Monographs [online], 1972, vol. 13, no. 35, s. 1–8. ISSN 0065-9401.

VUILLE, M., BRADELY, R. S. Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes. Geophysical research letters [online], 2000, vol. 27, no. 23, s 3885-3888, ISSN 0094-8276.

WILKS, D. S. Statistical methods in atmospheric sciences. 2. vydání, 2011, Amsterdam: Wlsevier Academic Press, 627 s. ISBN 978-0-12-751966-1.

YOUNG, S. K., SMITH. G. L. Further study on Atmospheric lapse rate regimes. Journal of Atmospheric Sciences [online]. 1984, vol. 42, no. 9, s. 961–965. ISSN 0022-4928.

7.1 Internetové zdroje

AVIMET: Mezní vrstva atmosféry [online]. Dostupné z: <
<http://www.avimet.cz/index.php?id=read&idd=1288345605> [cit: 10. 7. 2016].

ČHMÚ (a): Popis synoptických typů [online]. Dostupné z: <
<http://portal.chmi.cz/historicka-data/pocasi/typizace-povetnostnich-situaci#>>. [cit: 26. 7. 2016].

ČHMÚ (b): Informace o přízemních měřeních a pozorováních na stanici Praha – Libuš [online]. Dostupné z: <
http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/oa/prizemni_mereni.html >. [cit: 30. 7. 2016].

ČHMÚ (c): Základní aerologické měření [online]. Dostupné z: <
http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/oa/sondaz_PTU_vitr.html>. [cit: 10. 8.
2016].

ČMeS: Meteorologický slovník výkladový a terminologický [online]. Dostupné z: <
<http://slovník.cmes.cz/>>. [cit: 6. 7. 2016].

GÁNOVCE: Oficiálne stránky obce, Meteorologická stanica Poprad-Gánovce [online].
Dostupné z: : < <http://www.ganovce.sk/meteostanica/>>. [cit: 24. 7. 2016].

NASA: Net radiation [online]. Dostupné z:
<http://earthobservatory.nasa.gov/GlobalMaps/view.php?d1=CERES_NETFLUX_M>.
[cit: 6. 7. 2016].

NOAA: Glossary [online]. Dostupné z:
<<http://www.nws.noaa.gov/glossary/index.php?letter=e>> . [cit: 15. 7. 2016].

Pidwirny, 2006: Fundamentals of Physical Geography. Net Radiation and the Planetary
Energy Balance [online]. Dostupné z:
<<http://www.physicalgeography.net/fundamentals/contents.html>> . [cit: 2. 8. 2016].

SHMÚ: Zoznam klimatologických stanic [online]. Dostupné z:
<http://www.shmu.sk/File/Klima/zoznam_klimatologickych_stanic_SK.pdf>. [cit: 6. 7.
2016].

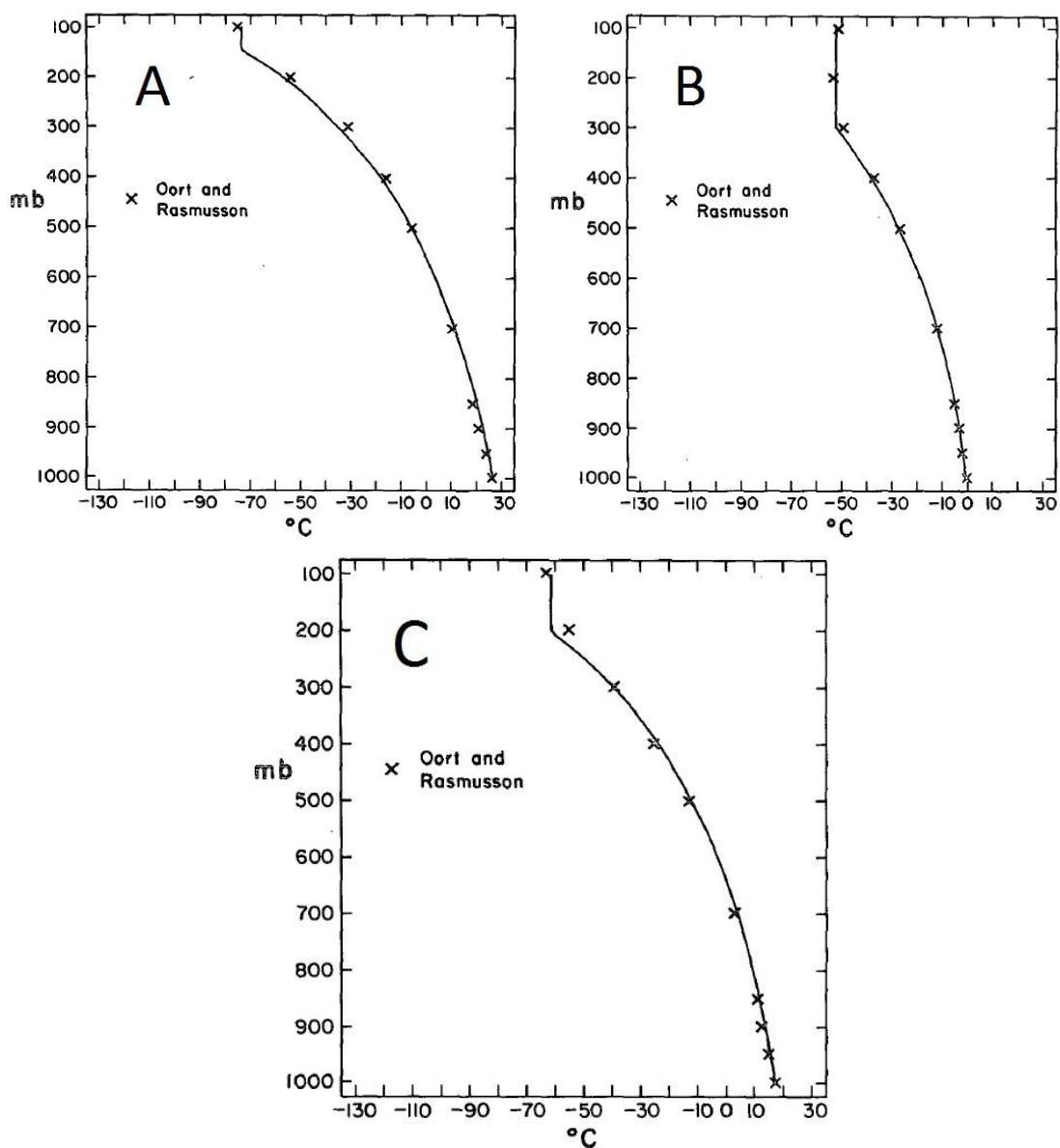
University of Wyoming: Aerological Data [online]. Dostupné
z:<<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>>. [cit: 6. 7. 2016].

UNSO: Data services, Duration of Daylight/Darkness Table for One Year [online].
Dostupné z:< <http://aa.usno.navy.mil/data/index.php>>. [cit: 26. 7. 2016].

Seznam příloh

Příloha 1: Vertikální profily teploty vzduchu.	87
Příloha 2: Synoptická klasifikace podle Hesse a Brezowského.	88
Příloha 3: Ukázka profilu z radisonážího měření v Praze-Libuši.	89
Příloha 4: Základní statistické charakteristiky vertikálního teplotního gradientu synoptických typů Hesse a Brezowského v Praze-Libuši na jaře.	90
Příloha 5: Základní statistické charakteristiky vertikálního teplotního gradientu synoptických typů Hesse a Brezowského Praze-Libuši v létě.	91
Příloha 6: Základní statistické charakteristiky vertikálního teplotního gradientu synoptických typů Hesse a Brezowského Praze-Libuši na podzim.	92
Příloha 7: Základní statistické charakteristiky vertikálního teplotního gradientu synoptických typů Hesse a Brezowského Praze-Libuši v zimě.	93
Příloha 8: Základní statistické charakteristiky vertikálního teplotního gradientu synoptických typů Hesse a Brezowského v Popradu-Gánovce.	94
Příloha 9: Absolutní četnost výskytu jednotlivých synoptických typů Hesse a Brezowského.	95

Příloha 1: Vertikální profily teploty vzduchu.



Poznámky: A) 10° s. š., B) 65° s. š., C) 35° s. š.

Zdroj: Rennick, 1977

Příloha 2: Synoptická klasifikace podle Hesse a Brezowského.

	GWT	GWL	Český název		
Zonální	Západní	WA	Západní anticyklonální	1.	
		WZ	Západní cyklonální	2.	
		WS	Západní s jižní drahou	3.	
		WW	Západní přímořský	4.	
Smíšené	Jihozápadní	SWA	Jihozápadní anticyklonální	5.	
		SWZ	Jihozápadní cyklonální	6.	
	Severozápadní	NWA	Severozápadní anticyklonální	7.	
		NWZ	Severozápadní cyklonální	8.	
	V nad střední E	HM	V nad střední E	9.	
		BM	Hřeben nad střední E	10.	
	N nad střední E	TM	N nad střední E	11.	
	Meridionální	Severní	NA	Severní anticyklonální	12.
NZ			Severní cyklonální	13.	
HNA			V nad Severním mořem-Islandem, anticyklonální.	14.	
HNZ			V nad Severním mořem - Islandem, cyklonální.	15.	
HB			V nad Velkou Británií	16.	
TRM			Brázda nad střední E	17.	
Severovýchodní		NEA	Severovýchodní anticyklonální	18.	
		NEZ	Severovýchodní cyklonální	19.	
Východní		HFA	V nad Fenoskandinávií, anticyklonální.	20.	
		HFZ	V nad Fenoskandinávií, cyklonální	21.	
		HNFA	V nad Severním mořem - Fenoskandinávií, anticyklonální	22.	
		HNFZ	V nad severním mořem - Fenoskandinávií, cyklonální	23.	
Jihovýchodní		SEA	Jihovýchodní anticyklonální	24.	
		SEZ	Jihovýchodní cyklonální	25.	
Jižní		SA	Jižní anticyklonální	26.	
		SZ	Jižní cyklonální	27.	
		TB	N nad Britskými ostrovy	28.	
		TRW	Brázda nad západní E	29.	
			U	Nedefinované, přechodné	30.

Poznámka: GWT (Grosswettertypen) – typ, GWL (Groswetterlagen) – označení, E – Evropa, N – níže, V – výše

Zdroj: Gerstengarbe a Werner, 2010

Příloha 3: Ukázka profilu z radiosondážního měření v Praze-Libuši.

11520 Praha-Libus Observations at 18Z 01 Mar 2012

PRES hPa	HGHT m	TEMP C	DWPT C	RELH %	MIXR g/kg	DRCT deg	SKNT knot	THTA K	THTE K	THTV K
1000.0	202									
988.0	303	10.8	7.0	77	6.40	305	2	284.9	303.0	286.0
984.0	337	12.0	7.8	75	6.79	305	3	286.5	305.7	287.6
929.0	816	8.7	5.8	83	6.28	305	12	287.8	305.7	288.9
925.0	852	8.4	5.7	83	6.24	310	12	287.9	305.7	289.0
904.0	1042	6.8	4.9	88	6.04	325	15	288.1	305.4	289.2
884.0	1226	7.6	1.6	66	4.88	340	18	290.8	305.1	291.7
871.0	1348	6.8	1.1	67	4.80	350	19	291.2	305.3	292.0
850.0	1548	5.4	0.4	70	4.66	345	21	291.8	305.5	292.6
795.0	2089	1.0	-0.6	89	4.61	330	23	292.7	306.4	293.5
777.0	2275	-0.5	-1.0	96	4.60	329	26	293.0	306.7	293.9
757.0	2484	2.4	-3.6	65	3.89	328	30	298.4	310.3	299.1
722.0	2866	1.0	-9.0	47	2.69	326	37	300.9	309.4	301.4
700.0	3114	-0.5	-10.5	47	2.47	325	41	301.9	309.8	302.4
643.0	3776	-5.2	-13.5	52	2.10	335	43	303.9	310.7	304.3
547.0	5035	-14.3	-19.3	66	1.53	326	34	307.6	312.6	307.8
533.0	5230	-15.6	-25.5	43	0.91	325	33	308.3	311.4	308.4
505.0	5636	-18.3	-38.3	16	0.28	329	36	309.8	310.8	309.8
500.0	5710	-18.7	-37.7	17	0.30	330	37	310.2	311.3	310.2
437.0	6697	-27.1	-40.1	28	0.27	336	39	311.7	312.7	311.8
401.0	7312	-30.2	-47.1	18	0.14	340	41	315.4	316.0	315.4
400.0	7330	-30.3	-47.3	17	0.13	340	41	315.5	316.1	315.6
325.0	8767	-43.3	-54.3	29	0.07	333	46	316.9	317.2	316.9
300.0	9300	-47.9	-52.3	60	0.10	330	49	317.7	318.1	317.8
291.0	9501	-49.9	-53.7	64	0.09	331	49	317.7	318.0	317.7
250.0	10480	-57.5	-61.8	58	0.04	335	51	320.4	320.6	320.5
210.0	11566	-64.2	-70.6	41	0.01	335	62	326.3	326.4	326.3
200.0	11870	-66.1	-73.1	37	0.01	340	58	327.9	328.0	327.9
198.0	11931	-66.5	-73.5	37	0.01	339	57	328.2	328.3	328.2
170.0	12840	-70.5	-78.5	30	0.01	331	42	336.2	336.2	336.2
152.0	13511	-65.5	-78.0	16	0.01	325	31	355.7	355.8	355.7
150.0	13590	-64.9	-77.9	15	0.01			358.1	358.1	358.1

Poznámka: Jedná se o profil z 1. Dubna 2012 v termínu 18:00 UTC. Pro zpracování analýzy vertikálního teplotního gradientu byli použity sloupce s hodnotami tlaku – PRES (hPa), výškou – HGHT (m) a teploty – TEMP (°C).

Zdroj: Zdroj dat: radiosondážní měření ČHMÚ

Příloha 4: Základní statistické charakteristiky vertikálního teplotního gradientu synoptických typů Hesse a Brezowského v Praze-Libuši na jaře.

Synoptický typ	Absolutní četnost	Aritmet. průměr	Medián	Minimum	Maximum	Směrodat. odchylka	Rozptyl	1. kvartil	3. kvartil	Koef. špičatosti	Koef. Šikmosti
NA	32	0,6273	0,6328	0,5488	0,6950	0,0409	0,0017	0,5949	0,6603	-1,0143	-0,0962
NZ	71	0,6424	0,6400	0,5119	0,7649	0,0566	0,0033	0,6066	0,6858	-0,4919	-0,1998
HNA	89	0,6649	0,6691	0,5517	0,7611	0,0518	0,0027	0,6358	0,7050	-0,5688	-0,3345
HNZ	105	0,6844	0,6995	0,5322	0,7901	0,0556	0,0031	0,6464	0,7246	0,0608	-0,7362
HB	117	0,6479	0,6496	0,4961	0,7777	0,0552	0,0031	0,6070	0,6881	-0,2120	-0,1359
TRM	206	0,6532	0,6544	0,5122	0,7768	0,0490	0,0024	0,6190	0,6848	-0,2274	0,0079
NEA	43	0,6597	0,6730	0,5070	0,7458	0,0608	0,0038	0,6355	0,7033	0,2698	-0,9143
NEZ	41	0,6606	0,6789	0,5302	0,7359	0,0512	0,0027	0,6308	0,6998	0,1580	-0,8167
HFA	135	0,6373	0,6410	0,4485	0,7613	0,0750	0,0057	0,5936	0,6998	-0,5052	-0,5403
HFZ	59	0,7025	0,7065	0,6002	0,7847	0,0476	0,0023	0,6755	0,7379	-0,6310	-0,3797
HNFA	93	0,6985	0,6996	0,5711	0,8014	0,0488	0,0024	0,6736	0,7364	-0,2622	-0,3989
HNFZ	70	0,6916	0,6922	0,5956	0,7640	0,0414	0,0017	0,6653	0,7264	-0,4998	-0,3532
SEA	60	0,7139	0,7103	0,6133	0,7865	0,0366	0,0014	0,6869	0,7423	-0,3562	-0,1463
SEZ	74	0,6994	0,7048	0,6066	0,7935	0,0447	0,0020	0,6769	0,7357	-0,5118	-0,2581
SA	40	0,7195	0,7143	0,6253	0,8035	0,0363	0,0014	0,6990	0,7484	0,4496	-0,1067
SZ	13	0,7125	0,7219	0,6444	0,7465	0,0278	0,0008	0,7045	0,7296	1,5767	-1,4103
TB	96	0,7028	0,7046	0,5911	0,7954	0,0367	0,0014	0,6786	0,7238	0,2926	-0,1150
TRW	295	0,7082	0,7149	0,5784	0,8169	0,0459	0,0021	0,6808	0,7409	-0,2825	-0,4421
SWA	102	0,6950	0,6966	0,5756	0,7890	0,0486	0,0024	0,6615	0,7356	-0,5486	-0,1970
SWZ	147	0,7004	0,6997	0,5765	0,7920	0,0452	0,0021	0,6708	0,7332	-0,3476	-0,3231
WA	97	0,6677	0,6704	0,5740	0,7577	0,0407	0,0017	0,6347	0,6970	-0,3209	-0,0478
WS	72	0,6849	0,6878	0,5765	0,7635	0,0426	0,0018	0,6560	0,7165	-0,2714	-0,5308
WZ	418	0,6725	0,6743	0,5384	0,7847	0,0446	0,0020	0,6438	0,7026	-0,0313	-0,2926
WW	40	0,6853	0,6938	0,5471	0,7660	0,0473	0,0023	0,6674	0,7149	0,9325	-0,9943
NWA	54	0,6423	0,6456	0,5282	0,7148	0,0405	0,0017	0,6156	0,6705	0,1558	-0,5258
NWZ	198	0,6420	0,6430	0,5404	0,7543	0,0427	0,0018	0,6057	0,6750	-0,6568	0,0086
HM	148	0,6794	0,6859	0,5311	0,8018	0,0526	0,0028	0,6454	0,7146	0,1153	-0,3833
BM	435	0,6657	0,6653	0,4629	0,7894	0,0524	0,0028	0,6304	0,7035	0,3144	-0,3288
TM	108	0,6797	0,6901	0,5254	0,7950	0,0535	0,0029	0,6474	0,7196	0,1934	-0,6655
U	32	0,6875	0,6880	0,5765	0,7670	0,0475	0,0023	0,6669	0,7181	0,1209	-0,5052

Příloha 5: Základní statistické charakteristiky vertikálního teplotního gradientu synoptických typů Hesse a Brezowského Praze-Libuši v létě.

Synoptický typ	Absolutní četnost	Aritmet. průměr	Medián	Minimum	Maximum	Směrodat. odchylka	Rozptyl	1. kvartil	3. kvartil	Koef. špičatosti	Koef. Šikmosti
NA	35	0,6632	0,6665	0,5929	0,7263	0,0342	0,0012	0,6412	0,6841	-0,4778	-0,0790
NZ	66	0,6472	0,6504	0,5611	0,7474	0,0377	0,0014	0,6208	0,6706	-0,0824	0,0863
HNA	75	0,6757	0,6767	0,5655	0,7684	0,0387	0,0015	0,6475	0,7007	0,0736	0,0617
HNZ	69	0,6686	0,6714	0,5838	0,7408	0,0335	0,0011	0,6562	0,6883	0,8811	-0,7757
HB	136	0,6508	0,6550	0,5510	0,7316	0,0358	0,0013	0,6349	0,6720	0,4285	-0,5836
TRM	266	0,6562	0,6565	0,5724	0,7368	0,0331	0,0011	0,6341	0,6818	-0,5171	-0,0901
NEA	65	0,6783	0,6860	0,5905	0,7353	0,0359	0,0013	0,6543	0,7080	-0,3616	-0,5849
NEZ	70	0,6710	0,6679	0,6109	0,7407	0,0281	0,0008	0,6514	0,6899	-0,4382	0,2486
HFA	111	0,6719	0,6718	0,6053	0,7371	0,0316	0,0010	0,6486	0,6932	-0,6262	-0,0741
HFZ	43	0,6736	0,6759	0,6090	0,7394	0,0327	0,0011	0,6540	0,6957	-0,5657	-0,2980
HNFA	52	0,6848	0,6802	0,6162	0,7624	0,0353	0,0013	0,6674	0,7040	-0,1734	0,1903
HNFZ	68	0,6933	0,6936	0,6120	0,7670	0,0325	0,0011	0,6753	0,7180	-0,0738	-0,2389
SEA	30	0,6800	0,6783	0,6097	0,7936	0,0429	0,0019	0,6462	0,7051	0,5416	0,6390
SEZ	30	0,6752	0,6781	0,6435	0,7086	0,0186	0,0004	0,6624	0,6868	-0,5957	0,1271
SA	16	0,6999	0,6994	0,6429	0,7665	0,0368	0,0014	0,6732	0,7296	-1,0002	0,3172
SZ	13	0,6970	0,7026	0,6352	0,7418	0,0330	0,0012	0,6663	0,7244	-1,0624	-0,4832
TB	83	0,6789	0,6793	0,5912	0,7522	0,0296	0,0009	0,6587	0,6979	0,4305	-0,2330
TRW	212	0,6778	0,6770	0,5672	0,7959	0,0345	0,0012	0,6577	0,7001	0,7734	-0,2104
SWA	72	0,6742	0,6790	0,5738	0,7390	0,0375	0,0014	0,6561	0,6995	-0,1121	-0,4748
SWZ	160	0,6778	0,6794	0,5933	0,7462	0,0318	0,0010	0,6548	0,7013	-0,2971	-0,1842
WA	237	0,6512	0,6517	0,5451	0,7407	0,0346	0,0012	0,6251	0,6764	-0,4228	-0,2079
WS	39	0,6605	0,6632	0,6001	0,7124	0,0297	0,0009	0,6349	0,6840	-0,6903	-0,3759
WZ	573	0,6533	0,6530	0,5578	0,7469	0,0320	0,0010	0,6336	0,6756	0,0575	-0,1620
WW	24	0,6692	0,6718	0,6081	0,7176	0,0309	0,0010	0,6423	0,6954	-0,9601	-0,2832
NWA	80	0,6351	0,6402	0,5474	0,7225	0,0401	0,0016	0,5981	0,6638	-0,5720	0,0753
NWZ	104	0,6421	0,6426	0,5522	0,7403	0,0363	0,0013	0,6146	0,6676	-0,3142	0,0326
HM	165	0,6574	0,6523	0,5580	0,7671	0,0451	0,0020	0,6285	0,6939	-0,4628	0,1776
BM	482	0,6650	0,6643	0,5247	0,7602	0,0387	0,0015	0,6391	0,6933	-0,0981	-0,0920
TM	74	0,6754	0,6757	0,6068	0,7345	0,0276	0,0008	0,6579	0,6939	-0,0533	-0,1316
U	32	0,6651	0,6693	0,5443	0,7417	0,0427	0,0019	0,6305	0,6878	0,5668	-0,4472

Příloha 6: Základní statistické charakteristiky vertikálního teplotního gradientu synoptických typů Hesse a Brezowského Praze-Libuši na podzim.

Synoptický typ	Absolutní četnost	Aritmet. průměr	Medián	Minimum	Maximum	Směrodat. odchylka	Rozptyl	1. kvartil	3. kvartil	Koef. špičatosti	Koef. Šikmosti
NA	3	0,5690	0,5792	0,5301	0,5977	0,0285	0,0012	0,5547	0,5885	0,0000	-1,2057
NZ	80	0,6111	0,6184	0,5028	0,6950	0,0485	0,0024	0,5745	0,6492	-0,6253	-0,3426
HNA	49	0,6297	0,6358	0,5389	0,6935	0,0387	0,0015	0,6081	0,6621	-0,5613	-0,5412
HNZ	16	0,6437	0,6376	0,5814	0,6908	0,0317	0,0011	0,6214	0,6769	-1,0415	-0,0744
HB	80	0,6123	0,6036	0,5321	0,7157	0,0423	0,0018	0,5817	0,6447	-0,4613	0,4274
TRM	198	0,6382	0,6435	0,5159	0,7195	0,0434	0,0019	0,6073	0,6697	-0,4301	-0,3547
NEA	3	0,5631	0,5599	0,5592	0,5703	0,0051	0,0000	0,5595	0,5651	0,0000	1,7013
NEZ	41	0,6388	0,6410	0,5748	0,6982	0,0322	0,0011	0,6161	0,6617	-0,5784	-0,1117
HFA	76	0,6287	0,6308	0,4942	0,7284	0,0467	0,0022	0,6045	0,6616	0,4623	-0,6370
HFZ	40	0,6469	0,6532	0,5658	0,7116	0,0391	0,0016	0,6220	0,6745	-0,7404	-0,4091
HNFA	31	0,5915	0,6025	0,4581	0,6509	0,0444	0,0020	0,5689	0,6231	1,1108	-0,8714
HNFZ	46	0,6368	0,6395	0,5530	0,7380	0,0469	0,0022	0,5977	0,6770	-0,8459	0,0407
SEA	102	0,6651	0,6746	0,4914	0,7564	0,0529	0,0028	0,6453	0,7009	1,2505	-1,0264
SEZ	33	0,6596	0,6560	0,5971	0,7492	0,0353	0,0013	0,6356	0,6803	0,3059	0,6356
SA	104	0,6797	0,6779	0,5674	0,7580	0,0379	0,0014	0,6549	0,7079	-0,2072	-0,2545
SZ	38	0,6869	0,6829	0,6219	0,7779	0,0401	0,0016	0,6592	0,7227	-0,7200	0,3089
TB	62	0,6894	0,6848	0,5921	0,7822	0,0376	0,0014	0,6682	0,7063	0,3281	0,2310
TRW	189	0,6782	0,6809	0,5495	0,8026	0,0423	0,0018	0,6543	0,7025	0,6273	-0,1451
SWA	147	0,6723	0,6772	0,5625	0,7660	0,0407	0,0017	0,6447	0,7018	-0,1845	-0,4539
SWZ	206	0,6640	0,6647	0,5081	0,7659	0,0372	0,0014	0,6423	0,6908	1,2255	-0,5078
WA	201	0,6385	0,6392	0,5217	0,7749	0,0400	0,0016	0,6119	0,6643	0,2812	0,0563
WS	53	0,6453	0,6512	0,5610	0,7248	0,0420	0,0018	0,6183	0,6738	-0,4267	-0,1484
WZ	557	0,6399	0,6412	0,4851	0,7709	0,0403	0,0016	0,6130	0,6675	0,5728	-0,1654
WW	74	0,6502	0,6529	0,4895	0,7355	0,0437	0,0019	0,6280	0,6783	1,3983	-0,7267
NWA	145	0,6185	0,6160	0,5137	0,7289	0,0411	0,0017	0,5930	0,6482	-0,0203	0,2044
NWZ	137	0,6242	0,6260	0,5029	0,6978	0,0415	0,0017	0,5954	0,6544	-0,3814	-0,3786
HM	164	0,6456	0,6477	0,4723	0,7533	0,0527	0,0028	0,6113	0,6853	-0,0739	-0,3613
BM	415	0,6408	0,6425	0,4681	0,7862	0,0459	0,0021	0,6109	0,6710	0,4028	-0,1574
TM	59	0,6578	0,6722	0,5558	0,7878	0,0543	0,0030	0,6075	0,6966	-0,9112	-0,0954
U	36	0,6481	0,6361	0,5094	0,7390	0,0522	0,0028	0,6156	0,6852	0,4665	-0,4388

Příloha 7: Základní statistické charakteristiky vertikálního teplotního gradientu synoptických typů Hesse a Brezowského Praze-Libuši v zimě.

Synoptický typ	Absolutní četnost	Aritmet. průměr	Medián	Minimum	Maximum	Směrodat. odchylka	Rozptyl	1. kvartil	3. kvartil	Koef. špičatosti	Koef. Šikmosti
NA	21	0,5885	0,5700	0,4926	0,7607	0,0631	0,0042	0,5419	0,6112	1,0534	1,0534
NZ	85	0,6021	0,6001	0,5080	0,6931	0,0451	0,0021	0,5668	0,6291	-0,8073	-0,8073
HNA	56	0,5850	0,5827	0,4883	0,7353	0,0605	0,0037	0,5438	0,6260	-0,3534	-0,3534
HNZ	30	0,6103	0,6229	0,4735	0,7217	0,0637	0,0042	0,5540	0,6480	-0,6906	-0,6906
HB	91	0,6177	0,6174	0,4840	0,7486	0,0525	0,0028	0,5837	0,6444	-0,0798	-0,0798
TRM	156	0,6344	0,6408	0,5010	0,7395	0,0548	0,0030	0,6001	0,6741	-0,3511	-0,3511
NEA	19	0,6038	0,6104	0,4481	0,6911	0,0549	0,0032	0,5852	0,6404	2,0538	2,0538
NEZ	17	0,6127	0,6170	0,5326	0,6804	0,0419	0,0019	0,5794	0,6411	-0,7680	-0,7680
HFA	88	0,6157	0,6038	0,4089	0,7429	0,0626	0,0040	0,5779	0,6603	0,8288	0,8288
HFZ	42	0,6081	0,6163	0,3701	0,7656	0,0827	0,0070	0,5750	0,6587	1,9867	1,9867
HNFA	20	0,5968	0,6053	0,4441	0,7193	0,0765	0,0062	0,5363	0,6516	-0,8680	-0,8680
HNFZ	61	0,6173	0,6312	0,4159	0,7764	0,0770	0,0060	0,5757	0,6590	0,1700	0,1700
SEA	88	0,6510	0,6581	0,5099	0,7752	0,0640	0,0041	0,6009	0,6969	-0,7888	-0,7888
SEZ	50	0,6717	0,6726	0,5635	0,7743	0,0503	0,0026	0,6478	0,7043	-0,3570	-0,3570
SA	65	0,6930	0,6958	0,5632	0,7681	0,0419	0,0018	0,6702	0,7213	1,3605	1,3605
SZ	33	0,6615	0,6521	0,5532	0,7739	0,0600	0,0037	0,6028	0,7064	-1,2088	-1,2088
TB	22	0,6881	0,7042	0,5928	0,7603	0,0468	0,0023	0,6474	0,7200	-0,7628	-0,7628
TRW	69	0,6925	0,6957	0,5959	0,8106	0,0481	0,0023	0,6665	0,7225	-0,1640	-0,1640
SWA	118	0,6817	0,6845	0,5506	0,7513	0,0419	0,0018	0,6626	0,7105	0,9886	0,9886
SWZ	119	0,6744	0,6721	0,5549	0,7902	0,0440	0,0020	0,6442	0,7018	-0,0692	-0,0692
WA	218	0,6483	0,6478	0,5145	0,7588	0,0468	0,0022	0,6159	0,6815	-0,2306	-0,2306
WS	171	0,6591	0,6622	0,4679	0,7996	0,0593	0,0035	0,6211	0,7022	0,3015	0,3015
WZ	732	0,6526	0,6526	0,5082	0,7896	0,0423	0,0018	0,6252	0,6804	0,2650	0,2650
WW	116	0,6596	0,6617	0,5303	0,7781	0,0443	0,0020	0,6269	0,6881	0,1218	0,1218
NWA	64	0,6127	0,6112	0,5267	0,7080	0,0397	0,0016	0,5802	0,6428	-0,2668	-0,2668
NWZ	264	0,6220	0,6226	0,4915	0,7435	0,0423	0,0018	0,5957	0,6497	0,4172	0,4172
HM	233	0,6472	0,6582	0,4789	0,7520	0,0558	0,0031	0,6074	0,6902	-0,3296	-0,3296
BM	337	0,6341	0,6341	0,4652	0,7432	0,0490	0,0024	0,6046	0,6693	0,2586	0,2586
TM	44	0,6269	0,6332	0,4493	0,7096	0,0514	0,0027	0,6001	0,6604	2,2528	2,2528
U	35	0,6166	0,6127	0,5006	0,7561	0,0574	0,0034	0,5837	0,6373	0,2879	0,2879

Příloha 8: Základní statistické charakteristiky vertikálního teplotního gradientu synoptických typů Hesse a Brezowského v Popradu-Gánovce.

Synoptický typ	Absolutní četnost	Aritmet. průměr	Medián	Minimum	Maximum	Směrodat. odchylka	Rozptyl	1. kvartil	3. kvartil	Koef. špičatosti	Koef. Šikmosti
NA	55	0,6291	0,6289	0,4704	0,7783	0,0735	0,0054	0,5885	0,6917	-0,5622	-0,2161
NZ	231	0,6322	0,6450	0,4504	0,7720	0,0646	0,0042	0,5844	0,6779	-0,3511	-0,3663
HNA	189	0,6385	0,6503	0,4179	0,7472	0,0674	0,0045	0,6033	0,6903	0,7890	-0,9314
HNZ	178	0,6660	0,6731	0,4500	0,7925	0,0610	0,0037	0,6381	0,7087	1,1936	-0,9120
HB	371	0,6351	0,6450	0,4303	0,7696	0,0597	0,0036	0,6014	0,6783	0,4494	-0,7825
TRM	709	0,6565	0,6583	0,4109	0,7852	0,0477	0,0023	0,6283	0,6897	0,9408	-0,4887
NEA	84	0,6476	0,6587	0,3852	0,7496	0,0581	0,0034	0,6149	0,6870	3,6094	-1,3637
NEZ	83	0,6580	0,6627	0,2518	0,7625	0,0647	0,0042	0,6376	0,6960	17,7361	-3,1193
HFA	268	0,6170	0,6279	0,3652	0,7435	0,0686	0,0047	0,5785	0,6649	0,5675	-0,6747
HFZ	156	0,6616	0,6684	0,4497	0,8883	0,0632	0,0040	0,6160	0,7101	0,9512	-0,2779
HNFA	177	0,6599	0,6598	0,4305	0,8014	0,0661	0,0044	0,6128	0,7122	0,0666	-0,3641
HNFZ	161	0,6548	0,6714	0,3059	0,7660	0,0746	0,0056	0,6210	0,7033	2,5229	-1,2540
SEA	236	0,6554	0,6625	0,3949	0,8046	0,0625	0,0039	0,6233	0,6921	1,3682	-0,6994
SEZ	123	0,6695	0,6702	0,5223	0,7830	0,0541	0,0029	0,6262	0,7107	-0,3460	-0,2241
SA	185	0,6641	0,6709	0,4774	0,7827	0,0505	0,0025	0,6343	0,6979	0,5893	-0,6177
SZ	58	0,6768	0,6818	0,5429	0,7522	0,0367	0,0013	0,6582	0,7038	1,7276	-0,9438
TB	201	0,6709	0,6742	0,5342	0,7713	0,0472	0,0022	0,6449	0,7054	0,3858	-0,5086
TRW	623	0,6771	0,6801	0,3714	0,7991	0,0477	0,0023	0,6521	0,7092	3,3694	-0,9743
SWA	371	0,6628	0,6674	0,4796	0,8984	0,0530	0,0028	0,6312	0,7004	1,4787	-0,4000
SWZ	548	0,6664	0,6687	0,4872	0,7773	0,0479	0,0023	0,6388	0,6986	0,5281	-0,4370
WA	576	0,6386	0,6396	0,4921	0,7714	0,0489	0,0024	0,6078	0,6724	0,0677	-0,1685
WS	259	0,6483	0,6532	0,4367	0,8095	0,0601	0,0036	0,6104	0,6911	0,3792	-0,4497
WZ	1841	0,6487	0,6517	0,2027	0,8088	0,0510	0,0026	0,6177	0,6840	3,3335	-0,6596
WW	169	0,6441	0,6534	0,4328	0,7722	0,0609	0,0037	0,6037	0,6887	0,4810	-0,5949
NWA	284	0,6280	0,6308	0,4956	0,7406	0,0534	0,0028	0,5888	0,6658	-0,5921	-0,2030
NWZ	585	0,6352	0,6384	0,4620	0,7520	0,0535	0,0029	0,6045	0,6712	0,0451	-0,3862
HM	588	0,6376	0,6458	0,4163	0,8197	0,0605	0,0037	0,6027	0,6809	0,3608	-0,5203
BM	1414	0,6492	0,6544	0,4172	0,8768	0,0549	0,0030	0,6176	0,6858	0,4697	-0,3857
TM	235	0,6673	0,6726	0,4920	0,7756	0,0514	0,0026	0,6380	0,7038	0,7404	-0,7842
U	108	0,6481	0,6551	0,4947	0,7927	0,0589	0,0035	0,6091	0,6843	-0,1523	-0,1498

Příloha 9: Absolutní četnost výskytu jednotlivých synoptických typů Hesse a Brezowského.

