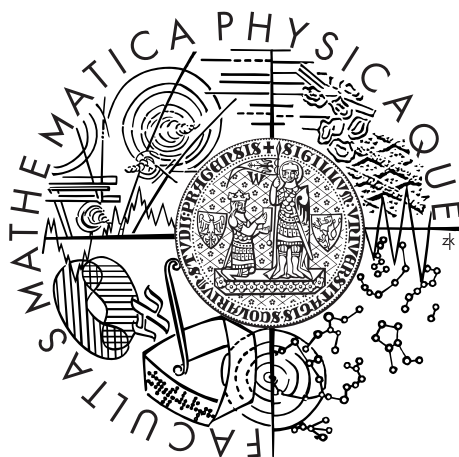


Univerzita Karlova v Praze
Matematicko-fyzikální fakulta

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE



Zuzana Kupčihová

Kvazi-dvouletá oscilace zonálních větrů v tropické stratosféře

Katedra meteorologie a ochrany prostředí

Vedoucí bakalářské práce: doc. RNDr. Petr Pišoft, Ph.D.

Studijní program: Fyzika

Studijní obor: Obecná fyzika

Praha 2014

V prvom rade by som chcela poďakovať môjmu vedúcemu, doc. RNDr. Petrovi Pišoftovi, Ph.D. za cenné rady, konzultácie textu, vysvetlenie neznámych pojmov, stálu ochotu pomôcť a celkový čas, ktorý tejto práci venoval. Ďalej by som chcela poďakovať mojej rodine za podporu počas celého štúdia a konkrétne môjmu bratovi, Ing. Matejovi Kupčihovi za všetku IT pomoc.

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracovala samostatně a výhradně s použitím citovaných pramenů, literatury a dalších odborných zdrojů.

Beru na vědomí, že se na moji práci vztahují práva a povinnosti vyplývající ze zákona č. 121/2000 Sb., autorského zákona v platném znění, zejména skutečnost, že Univerzita Karlova v Praze má právo na uzavření licenční smlouvy o užití této práce jako školního díla podle §60 odst. 1 autorského zákona.

V dne

Podpis autora

Název práce: Kvazi-dvouletá oscilace zonálních větrů v tropické stratosféře

Autor: Zuzana Kupčihová

Katedra: Katedra meteorologie a ochrany prostředí

Vedoucí bakalářské práce: doc. RNDr. Petr Pišoft, Ph.D., Katedra meteorologie a ochrany prostředí

Abstrakt: Moje práce se zabývá fenoménem kvazi-dvouleté oscilace, což je střídání západních a východních větrů v rovníkové stratosféře s průměrnou periodou 28 měsíců. Struktura práce je následující. Nejprve popisuje obecné dělení atmosféry, kde se klade důraz na vertikální dělení podle teploty, které je v meteorologii nej-používanější. Dále přibližuje podmínky ve stratosféře, průměrné teploty a zonální proudění v hladinách 100 hPa, 10 hPa a jejich porovnání pro letní a zimní měsíce. Práce obeznamuje čtenáře s důležitými stratosférickými jevy, jako je polární vír, náhlé stratosférické oteplení, Brewer-Dobsonova cirkulace. Celá třetí kapitola je věnována kvazi-bienální oscilaci. Popsaná je její základní charakteristika, teorie vzniku a různé vlivy na tropickou i mimotropickou oblast. Zhrnutí celé práce obsahuje závěr.

Klíčová slova: stratosféra, atmosférické vlny, kvazi-dvouletá oscilace

Title: Quasi-biennial oscillation of zonal winds in the tropical stratosphere

Author: Zuzana Kupčihová

Department: Department of Meteorology and Environment Protection

Supervisor: doc. RNDr. Petr Pišoft, Ph.D., Department of Meteorology and Environment Protection

Abstract: This thesis is about phenomenon of the quasi-biennial oscillation-the alternation of westerly and easterly zonal wind in the equatorial stratosphere with a mean period of 28 months. The structure of the thesis is following. Firstly it describes the general division of the atmosphere with the emphasis on vertical division according to the temperature, which is the most common in meteorology. Furthermore it depicts conditions in the stratosphere; temperature and mean zonal wind flow at the 100 hPa, 10 hPa level and comparison for the summer and winter months. The work introduces important stratospheric phenomena such as polar vortex, sudden stratospheric warming, Brewer-Dobson circulation. The entire third chapter is devoted to the quasi-biennial oscillation. The basic characteristic, the theory of formation and different impacts on the tropical and extratropical region are described. The whole thesis is summarized in the epilogue.

Keywords: stratosphere, atmospheric waves, quasi-biennial oscillation

Názov práce: Kvázi-dvojročná oscilácia zonálnych vetrov v tropickej stratosfére

Autor: Zuzana Kupčihová

Katedra: Katedra meteorologie a ochrany prostředí

Vedúci bakalárskej práce: doc. RNDr. Petr Pišoft, Ph.D., Katedra meteorologie a ochrany prostředí

Abstrakt: Moja práca sa zaoberá fenoménom kvázi-dvojročnej oscilácie, čo je striedanie západných a východných vetrov v rovníkovej stratosfére s priemernou periódou 28 mesiacov. Štruktúra práce je následovná. Najprv popisuje všeobecné delenie atmosféry, pričom sa kladie dôraz na vertikálne delenie podľa teploty, ktoré je v meteorológii najpoužívanějšíe. Ďalej približuje podmienky v stratosfére, priemerné teploty a zonálne prúdenie v hladinách 100 hPa, 10 hPa a ich porovnanie pre letné a zimné mesiace. Práca oboznamuje čitateľa s dôležitými stratosferickými javmi ako je polárny vír, náhle stratosferické oteplenie, Brewer-Dobsonova cirkulácia. Celá tretia kapitola je venovaná kvázi-bienálnálnej oscilácii. Popísaná je jej základná charakteristika, teória vzniku a rôzne vplyvy na tropickú aj mimotropickú oblasť. Zhrnutie celej práce obsahuje záver.

Kľúčové slová: stratosféra, atmosferické vlny, kvázi-dvojročná oscilácia

Obsah

Úvod	2
1 Atmosféra	3
1.1 Vertikálne delenie atmosféry	3
1.2 Pokles teploty v troposfére a tropopauza	5
1.3 Všeobecná cirkulácia atmosféry	7
1.3.1 Tryskové prúdenie (Jet Stream)	10
1.3.2 Brewer-Dobsonova cirkulácia	10
2 Stratosféra	14
2.1 Objav stratosféry	14
2.2 Teplotná charakteristika	14
2.3 Prúdenie v stratosfére	16
2.3.1 Polárny vír (Polar Vortex)	19
2.4 Náhle stratosferické oteplenie (SSW)	22
2.5 Zhrnutie podmienok na severnom a južnom póle	24
3 Kvázi-bienálna oscilácia (QBO)	25
3.1 Objav QBO	25
3.2 Základná charakteristika QBO	25
3.3 Atmosferické vlny	26
3.3.1 Ekvatoriálne vlny	29
3.4 Teória vzniku QBO	29
3.4.1 QBO experiment	31
3.5 Dôsledky QBO	32
3.5.1 Vplyv na Brewer-Dobsonovu cirkuláciu a množstvo ozónu	33
3.5.2 Vplyv na mimotropickú stratosféru	34
3.5.3 Vplyv na troposféru	35
3.5.4 Mezosferické QBO	35
Záver	36
Zoznam použitej literatúry	38
Zoznam obrázkov	42
Zoznam použitých skratiek	43

Úvod

Najnižšiu vrstvu atmosféry Zeme tvorí troposféra. Hoci má najmenší vertikálny rozsah, obsahuje viac ako 3/4 celkovej hmotnosti atmosféry a takmer všetku vodnú paru. Teplota v nej s výškou klesá. Chladnejší vzduch je hustejší a má tendenciu klesať, preto je rozvrstvenie vzduchu nestabilné a prevláda turbulentné prúdenie. Základ slova pochádza z gréckeho *tropos*, čo znamená otočenie, zmenu, miešanie, teda turbulenciu a neustále sa meniace počasie, ktoré je pre troposféru typické.

V troposfére pozorujeme rôzne nepravidelné oscilácie týkajúce sa meteorologických prvkov ako atmosferický tlak, teplota, rýchlosť a smer vetra. Tieto oscilácie sú zaujímavé najmä kvôli tomu, že zásadne menia počasie. Závislosť medzi tlakom nad Arktídou a nižšími zemepisnými šírkami popisuje AO (*Arctic oscillation*). Anomálie s ňou spojené sa zvyčajne udávajú v hladine 500 hPa (približne 5500 m). Obdobnú osciláciu môžeme pozorovať aj nad Antarktídou - AAO (*Antarctic oscillation*) a severným Atlantikom - NAO (*North Atlantic oscillation*). Index NAO sa počíta z rozdielu tlakov medzi subtropickou azorskou výšou a islandskou nížou. Ďalšou významnou osciláciou je ENSO (*El Niño southern oscillation*), ktorá má oceánsku a atmosferickú časť. Jedná sa o zmeny tlaku vzduchu a teploty povrchu Pacifiku medzi jeho západnou a východnou rovníkovou oblasťou.

Nad troposférou leží tropopauza - vrstva teplotnej izotermie. Tá sa plynule mení až na vrstvu s teplotnou inverziou - stratosféru. Jej názov je odvodený z latinského slova *stratus* - rozvrstvený. Vďaka tejto inverzii predstavuje vrstvu stabilnú, bez väčšieho vertikálneho premiešavania. Pre človeka je veľmi dôležitá, pretože jej súčasťou je ozónová vrstva absorbujúca škodlivé UV žiarenie.

Aj v stratosfére sa nachádza všeobecne menej známa kvázi-dvojočročná oscilácia - QBO (*Quasi-biennial oscillation*), ktorá je predmetom mojej bakalárskej práce. Patrí k dôležitým atmosferickým javom, na ktoré sa často v súvislosti so všeobecnou cirkuláciou zabúda. Ide o skoro periodické (22-36 mesiacov), teda pravidelné striedanie západných a východných vetrov v ekvatoriálnej stratosfére v hladinách asi 1 hPa až 100 hPa, čo pokrýva oblasť spodnej stratosféry. Spôsobujú ju vertikálne šíriace sa ekvatoriálne atmosferické vlny, ktoré disipujú v okolí kritickej hranice nulového zonálneho prúdenia ($U=0$ m/s) a odovzdávaním horizontálnej zložky svojej hybnosti (východnej, alebo západnej) postupne menia jeho smer.

Práca je rozdelená do troch kapitol. Prvé dve sú úvodné, majú za úlohu objasniť problematiku všeobecnej cirkulácie atmosféry, stratosféru a hlavne významné deje, ktoré sú pre ňu charakteristické, ako napr. Brewer-Dobsonova cirkulácia, náhle stratosferické oteplenia a polárny vír. Stručne priblížená je aj história objavu stratosféry a samotnej QBO. V poslednej kapitole je pomocou názorných obrázkov a grafov vysvetlená základná charakteristika QBO, teória vzniku spolu s atmosferickými vlnami. Záverečná podkapitola obsahuje základné vplyvy QBO na Brewer-Dobsonovu cirkuláciu, hurikány, aj mezosféru. Na vykreslenie QBO z časových radov v rokoch 1989 až 2013 boli použité dáta zo Singapuru, voľne dostupné z berlínskej Freie Universität.

1. Atmosféra

1.1 Vertikálne delenie atmosféry

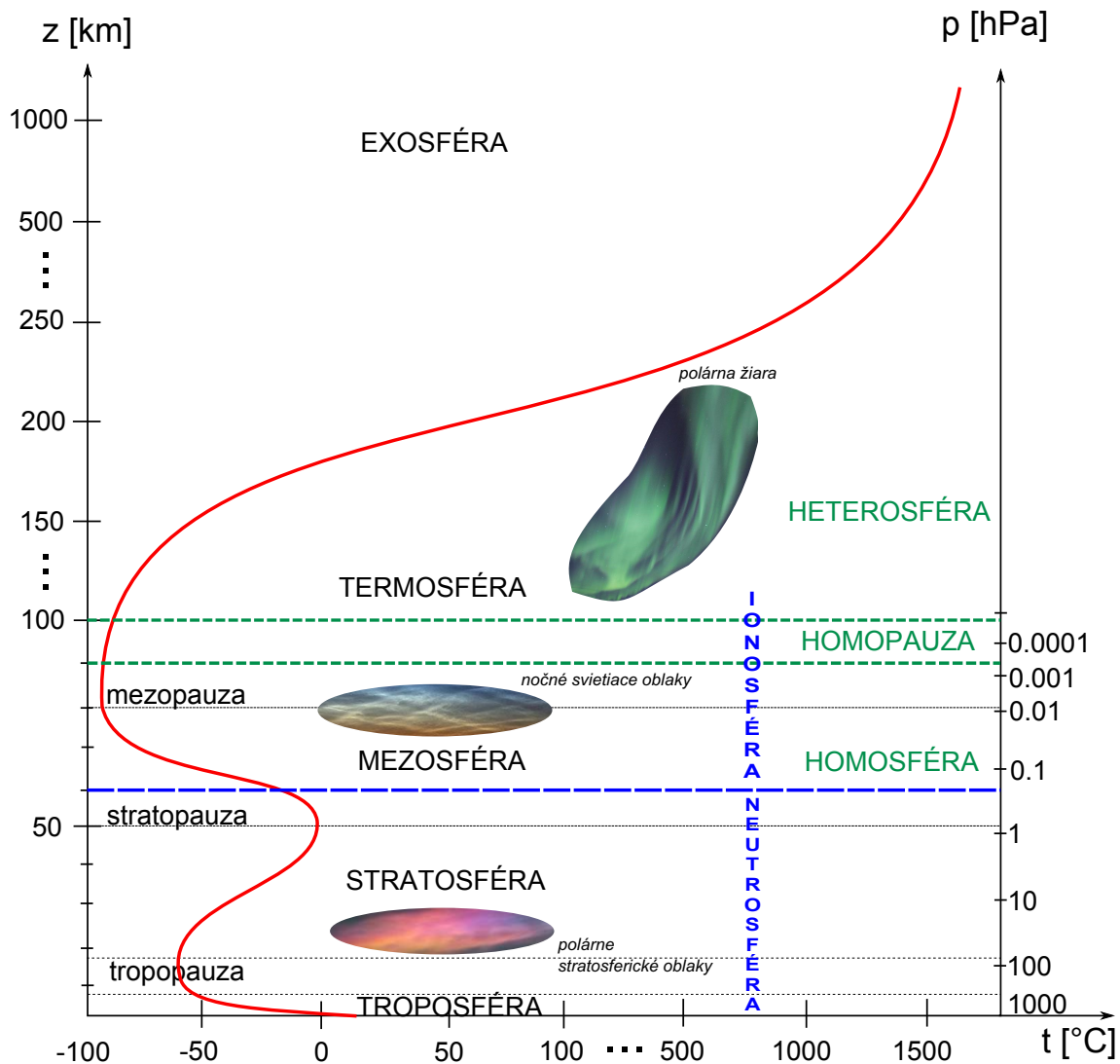
Atmosféru s rastúcou výškou delíme podľa:

- teploty (troposféra, stratosféra, mezosféra, termosféra, exosféra)
- vodivosti (neutrosféra, ionosféra)
- chemického zloženia (homosféra, heterosféra)
- vplyvu trenia o zemský povrch (medzná vrstva, voľná atmosféra).

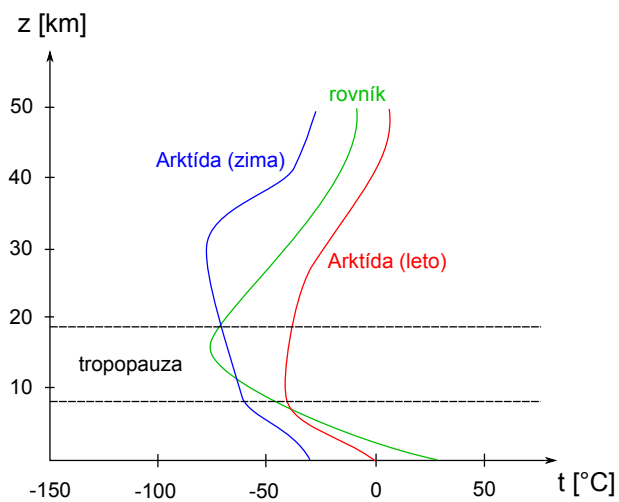
Schematicky je to znázornené na obrázku 1.1. V meteorológii sa najčastejšie používa delenie podľa teploty, ktorá sa v atmosfére s výškou mení kvôli radiačným vlastnostiam a chemickému zloženiu. Najnižšia vrstva atmosféry sa nazýva *troposféra*. Získava teplo najmä od zemského povrchu, ktorý absorbuje slnečnú radiáciu. Preto teplota s rastúcou výškou klesá (podrobnejšie v kapitole 1.2) až do oblasti tropopauzy, ktorá oddeľuje troposféru od ďalšej vrstvy – stratosféry, kde je najnižšia teplota -40°C až -80°C . Výška tropopauzy nie je konštantná, na póloch dosahuje 8-9 km [1], zatiaľ čo nad rovníkom až 18-19 km [1] (znázornené na obrázku 1.2). Môže za to rotácia Zeme a mohutné výstupné konvektívne prúdenie teplejšieho vzduchu na rovníku, zatiaľ čo na póloch prevláda subsidencia studeného vzduchu. V našej zemepisnej šírke sa nachádza vo výške približne 11 km, no mení sa napríklad s ročným chodom (v zime je nižšie ako v lete), alebo s tlakovými útvarmi (počas tlakovej níše je nižšie ako počas výše). Troposféra je najhustejšia a najťažšia vrstva atmosféry. Obsahuje takmer všetku vodnú paru a vodu. Charakterizuje ju vertikálne miešanie vzduchu, tvoria sa v nej oblaky a vzniká počasie.

Stratosféra siaha do 50 km, je to stabilná vrstva bez väčšieho miešania vzduchu. Spodná časť do výšky 20-25 km je izotermická, vyššie nastáva teplotná inverzia, teda teplota s rastúcou výškou stúpa. Stratosféru oddeľuje od mezosféry stratopauza, kde teplota môže dosiahnuť na póloch až 0°C . Životne dôležitá je vrstva atmosférického ozónu – *ozónosféra* (15-30 km), ktorá absorbuje pre organizmy nebezpečnú ultrafialovú (UV) zložku slnečného žiarenia. Ozón vzniká fotodisociáciou dvojatómvej molekuly kyslíka na dva atómy a následnou syntézou atómu a molekuly kyslíka. Molekula absorbovaním fotónu s istou vlnovou dĺžkou (100-400 nm) zvýši svoju energiu, vďaka čomu sa stratosféra otepluje. Najväčšia koncentrácia ozónu je vo výške okolo 20-25 km.

V oblasti pólův vznikajú v zimnom období *polárne stratosferické oblaky* (*PSC* – *Polar Stratospheric Clouds*). Vyskytujú sa hlavne nad Antarktídou, keď je mimoriadne silný polárny vír a teploty klesnú pod -78°C [1]. Existujú dva typy PSC. Predpokladá sa, že typ I tvorí kyselina dusičná, kyselina sírová a ľadové kryštáliky veľké rádovo mikrometre, ktoré klesajú vertikálne rýchlosťou 10 m/deň [1]. Typ II je vzácnejší, vzniká pri teplotách menších ako -85°C [1]. Častice, ktoré tvoria tento typ, sú relatívne veľké, >10 mikrometrov, a padajú oveľa rýchlejšie, až 1.5 km/deň [1]. PSC významne prispievajú k zväčšovaniu ozónovej diery nad Antarktídou, pretože na ich povrchu prebieha chemická reakcia, pri ktorej sa



Obr. 1.1: Vertikálne delenie atmosféry [2], [3], [4]



Obr. 1.2: Premennivosť tropopauzy s ročným chodom a zemepisnou šírkou

transformujú stabilné halogenidy (hlavne Cl) na viac reaktívne, ktoré v stratosfére spôsobujú rozklad ozónu. Stratosféra bude viac popísaná v kapitole 2.

V *mezosfére* opäť teplota s výškou klesá. Vzduch je veľmi riedky a nie je tam už takmer žiadny ozón. Horná hranica mezosféry vo výške približne 80 km [1] sa nazýva mezopauza, kde teplota dosahuje až -90°C , čo sú najnižšie hodnoty v celej atmosfére. Tvorí sa tu nočné svietiace oblaky, ktoré sú zložené z ľadových kryštálov a kozmického prachu. Dajú sa pozorovať v stredných zemepisných šírkach, keď sa Slnko tesne po západe nachádza 6° až 16° pod horizontom.

Ďalšou vrstvou atmosféry je *termosféra* siahajúca do výšky 600-800 km. Teplota stúpa absorpciou energetického krátkovlnného slnečného žiarenia hlavne molekulami kyslíka, ktorých je ale veľmi málo. Medzi termosférou a exosférou je izotermická vrstva termopauzy, kde sa ešte vyskytuje polárna žiara.

Exosféra je posledná vrstva atmosféry, ktorá plynule prechádza do medziplanetárneho priestoru.

Podľa vodivosti (koncentrácie iónov) delíme atmosféru na dve časti: *neutrosféru* do výšky 60 km a *ionosféru*. Vodivosť s rastúcou výškou stúpa vplyvom kozmického žiarenia. Tento proces sa nazýva fotoionizácia a vznikajú pri ňom voľné ióny a elektróny z molekúl jednotlivých zložiek plynu v atmosfére. Vo výške 60 km stúpne natoľko, že odráža rádiové vlny. Najviac iónov je vo výške okolo 300 km.

Podľa chemického zloženia delíme atmosféru na *homosféru* a *heterosféru*. V homosfére, ktorá siaha približne do výšky 90-100 km, je percentuálne zastúpenie prvkov rovnaké (okrem vodnej pary, ktorá sa takmer všetka vyskytuje v troposfére, ozónu, oxidu uhličitého a iných stopových prvkov), prevláda turbulentné premiešavanie vzduchu. V heterosfére s výškou ubúdajú vplyvom gravitácie ťažšie plyny rýchlejšie, preto na hornej hranici atmosféry prevláda najľahší prvok – vodík.

Podľa vplyvu trenia o zemský povrch rozdeľujeme atmosféru na *medznú vrstvu* a *voľnú atmosféru*. Medzná vrstva rastie s drsnosťou povrchu, priemerne siaha do výšky 1-2 km, kde je trenie o zemský povrch významné. Vo voľnej atmosfére je toto trenie zanedbateľné.

1.2 Pokles teploty v troposfére a tropopauza

Prvá termodynamická veta znie:

$$dU = dQ + dW \quad (1.1)$$

Hovorí, že zmena vnútornej energie (U) môže nastať práve dvoma spôsobmi, a to dodaním tepla (Q) alebo konaním práce (W). Pre zjednodušenie predpokladajme *adiabatický dej*, teda neprebíha žiadna tepelná výmena ($dQ = 0$). V tom prípade sa zmena vnútornej energie rovná vykonanej práci a rovnicu 1.1 vyjadříme ako

$$c_p dT = \frac{1}{\rho} dp, \quad (1.2)$$

$c_p = 1158 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ je merná tepelná kapacita suchého vzduchu pri konštantnom tlaku [5] (300 K, 1000 hPa), T teplota v Kelvinoch, ρ hustota vzduchu a

dp je zmena tlaku. Z rovnice hydrostatickej rovnováhy 1.3, čo je jedna zo základných rovníc v meteorológii, kde neuvažujeme zmenu tlaku v horizontálnom smere dosadíme dp

$$\frac{dp}{dz} = -g\rho, \quad (1.3)$$

$g = 9.80665 \text{ ms}^{-2}$ [6] je gravitačné zrýchlenie. Následnou úpravou rovnice 1.2 a dosadením konštánt získame

$$\frac{dT}{dz} = \frac{-g}{c_p} \doteq -10 \text{ K/km}. \quad (1.4)$$

V skutočnosti klesá teplota v troposfére pomalšie (približne 6K/km), pretože dochádza ku kondenzácii nasýtenej vodnej pary, pričom sa uvoľňuje latentné teplo (neplatí predpoklad adiabatického procesu) a taktiež tlak nie je konštantný, ale nelineárne klesá s výškou.

Hranicu medzi troposférou a stratosférou tvorí tropopauza. Podľa [7] existujú tri definície:

- teplotná
- chemická (ozónová)
- dynamická.

Výška tropopauzy závisí od synoptického situácie a zemepisnej šírky. *Teplotná* je definovaná ako základňa vrstvy hrubej aspoň 1 km, kde teplota klesá o menej ako 2 K/km a zároveň v každom ďalšom kilometri nestúpne o viac ako 2 K .

Ozónová tropopauza sa nachádza priemerne cca o 1 km nižšie ako teplotná. Definuje ju ozónový zmiešavací pomer v jednotkách *ppbv* (*parts per billion by volume*, teda koľko častíc ozónu pripadá na miliardu častíc vzduchu v jednotkovom objeme) tak, že v tropopauze vo vrstve hrubej aspoň 200 m presiahne 60 ppbv [7] a hneď nad ňou >110 ppbv [7].

Dynamická tropopauza (obr. 1.3 podľa [7]) začína vo výške, kde *potenciálna vorticitá* $1.6 P_{\Theta} = 2 \text{ PVU}$ (potential vorticity unit, $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ Km}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ [7]). *Vorticitá* popisuje vírivú štruktúru prúdenia tekutiny, je to vertikálna zložka rotácie *rýchlosti prúdenia* \vec{v} . *Relatívna vorticitá* ξ sa vzťahuje k súradnicovej sústave pevne spojenej s rotujúcou Zemou.

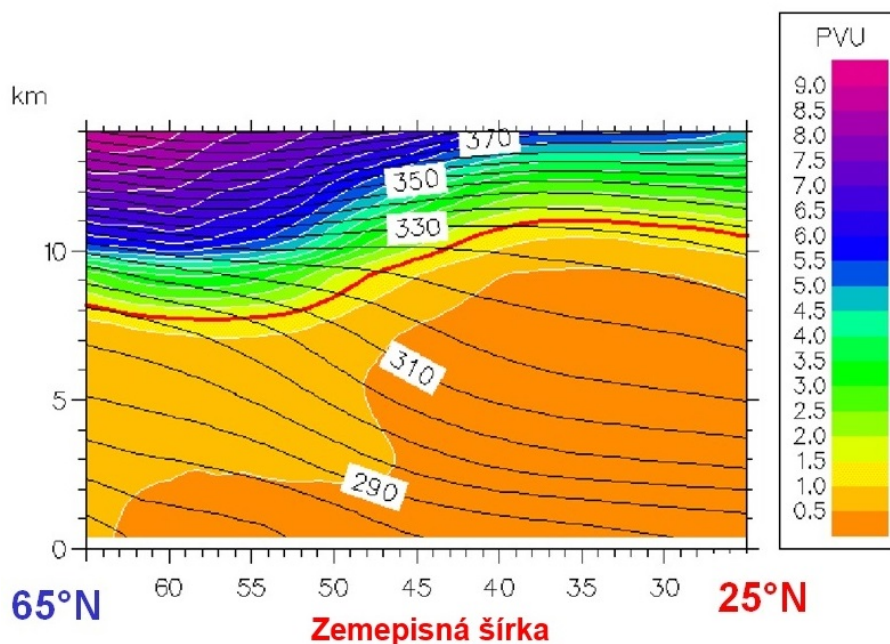
$$\xi = \vec{k}(\nabla \times \vec{v}), \quad (1.5)$$

\vec{k} je jednotkový vektor vo vertikálnom smere a $\nabla \times \vec{v}$ diferenciálny operátor rotácie¹. *Potenciálna teplota* Θ [K] je podľa [9] teplota, ktorú by mala hmota nenasýteného vzduchu, ak by sme ju adiabaticky premiestnili do tlakovej hladiny 1000 hPa. Stále hodnoty potenciálnej teploty pri adiabatickom procese predstavujú hladiny konštantnej entropie. Potenciálna vorticitá je definovaná v [10] ako

$$P_{\Theta} = -g(\xi + f) \left(\frac{\partial p}{\partial \Theta} \right)^{-1} \quad (1.6)$$

pomocou *gravitačného zrýchlenia* g , *relatívnej vorticity* 1.5, *Coriolisovho parametra* f a zmeny tlaku podľa potenciálnej teploty.

¹ $\nabla \times \vec{v} = \left(\frac{\partial v_x}{\partial y} - \frac{\partial v_y}{\partial x}, \frac{\partial v_x}{\partial z} - \frac{\partial v_z}{\partial x}, \frac{\partial v_y}{\partial z} - \frac{\partial v_z}{\partial y} \right)$



Obr. 1.3: *Dynamická tropopauza, graf prevzatý z [8]. Čierne izočiarajú konštantnú potenciálnu teplotu, červená čiara označuje dynamickú tropopauzu ($P_{\Theta} = 2 \text{ PVU}$).*

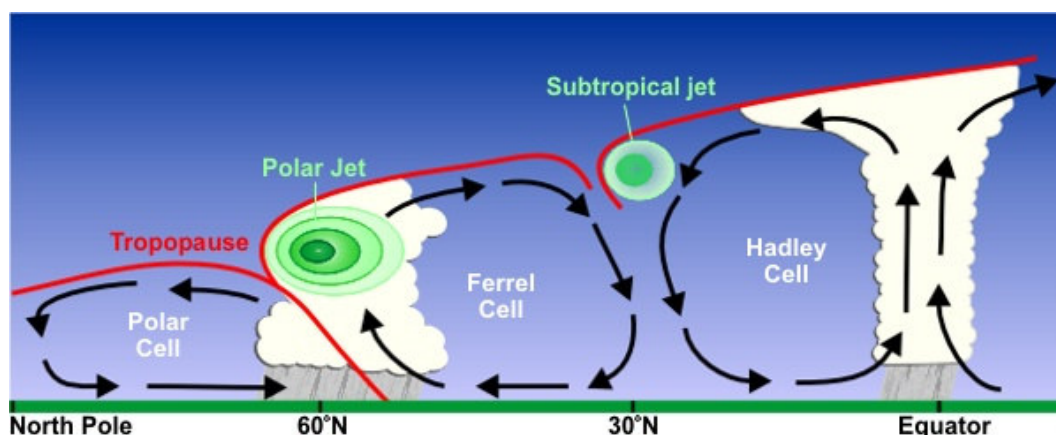
1.3 Všeobecná cirkulácia atmosféry

Všeobecná cirkulácia atmosféry je súhrn všetkých atmosferických vzdušných prúdov v zonálnom, meridionálnom a vertikálnom smere. Vzniká dôsledkom nerovnomernej radiačnej bilancie sústavy Zem-atmosféra, trením a rotáciou Zeme okolo vlastnej osi.

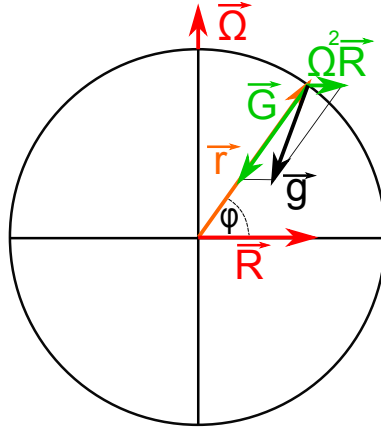
Pohyb vzduchovej častice popisuje pohybová rovnica 1.7 v relatívnej súradnicovej sústave pevne spojenjej s rotujúcou Zemou,

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla p + \vec{G} + \Omega^2\vec{R} - 2\vec{\Omega} \times \vec{v} \quad (1.7)$$

kde \vec{v} je rýchlosť prúdenia, prvý člen na pravej strane predstavuje *silu tlako-*



Obr. 1.4: *Cirkulačné bunky v troposfére, obrázok prevzatý z [11]*



Obr. 1.5: Tiažová sila na mieste so zemepisnou šírkou φ

vého gradientu, druhý člen gravitačnú silu, tretí člen odstredivú silu s rýchlosťou rotácie $\vec{\Omega}$ a polomerom otáčania \vec{R} . Posledný člen udáva Coriolisovu silu \vec{c} , ktorá pôsobí iba na pohybujúcu sa tekutinu. Vektorovým sčítaním gravitačnej a odstredivej sily dostaneme tiažovú silu \vec{g} , ktorá je najväčšia na póloch (nulová odstredivá sila) a najmenšia na rovníku (najväčšia odstredivá sila), viď obr.1.5.

Prúdenie v troposfére v meridiálnom smere zabezpečujú tri cirkulačné bunky: *Hadleyho*, *Ferellova* a *polárna* (obr.1.4). V oblasti rovníka sa nachádza tlaková níz, kde teplý vlhký vzduch stúpa, postupne sa ochladzuje, rozpína a kondenzuje. Pokračuje meridiálne pozdĺž spodnej hranice tropopauzy až približne po zemepisnú šírku 30° , kde naráža na Ferellovu bunku, je stáčaný dole a vysušuje sa. Na miestach, kde prevládajú tieto zostupné prúdy, sa vytvára subtropická tlaková výš. Naspäť k rovníku sa vracia v podobe pasátov. Miesto, kde sa stretávajú pasáty severnej a južnej pologule, nazývame intertropická zóna konvergencie (*ITCZ* – *Intertropical Convergence Zone*). ITCZ sa posúva s ročným chodom: v zime na severnej pologuli je južne od rovníka (obr. 1.6), v lete severne (obr. 1.7).

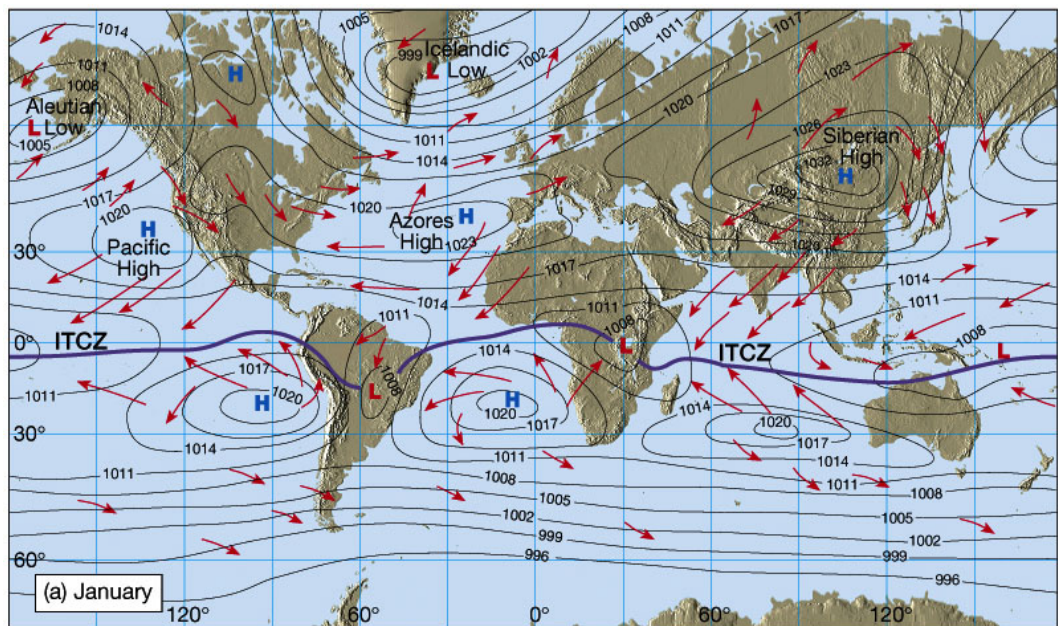
Prúdenie v horizontálnom smere je vždy spojené s rozdielom tlakov medzi dvoma miestami. Keďže je na Zemi nerovnomerné rozloženie pevniny a oceánu, vznikajú namiesto celých pásov vysokého a nízkeho tlaku jednotlivé tlakové útvary – níše a výše, tvorené uzavretými izobarami, čo sú myslené krivky s rovnakou hodnotou atmosferického tlaku. Počasie v Európe najviac ovplyvňuje azorská výš a islandská níz (obr. 1.6)

Nad rovníkom v oblasti Tichého oceánu existuje *Walkerova cirkulačná bunka*, ktorá má zonálnu a vertikálnu zložku. Vzniká silou tlakového gradientu vďaka vysokému tlaku nad východnou časťou Tichého oceánu a nízkym tlakom nad Indonéziou. Teplý a vlhký vzduch stúpa nad Indonéziou, v hornej troposfére prúdi na východ k Južnej Amerike, kde zostupuje, a vracia sa naspäť. Ak je Walkerova cirkulácia oslabená, hovoríme o jave *El Niño*, ak je naopak silnejšia ako zvyčajne, hovoríme o jave *La Niña*.

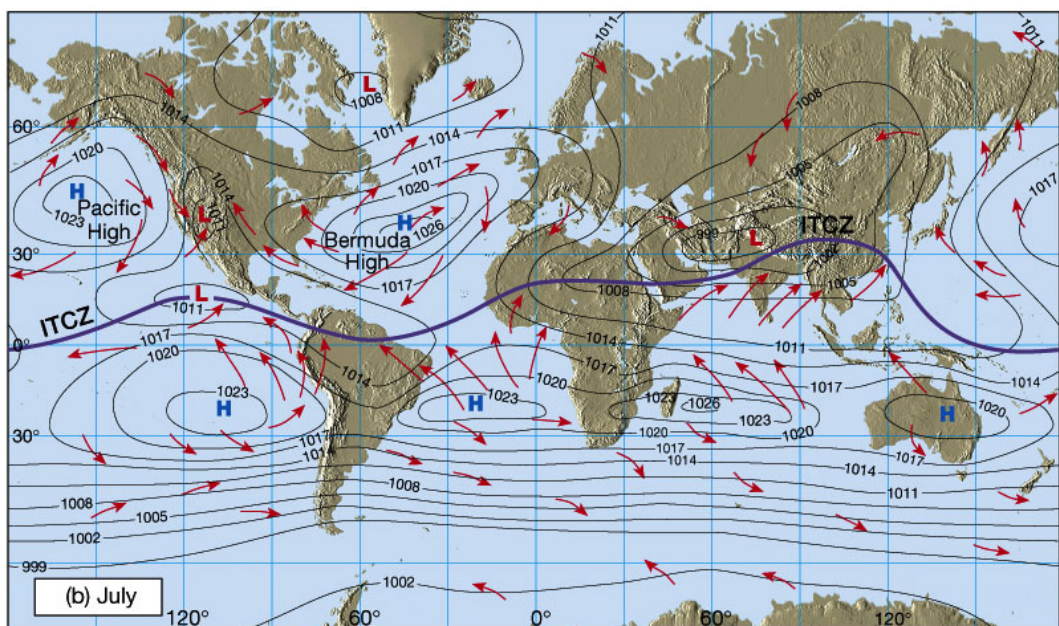
Každý termodynamický systém sa snaží dostať do rovnovážneho stavu, preto v snahe vyrovnať rozdiel tlakov prúdi vzduch z oblasti vyššieho tlaku do nižšieho. Hneď, ako sa začne pohybovať, pôsobí na neho Coriolisova sila, ktorá ho na severnej pologuli stáča doprava, až kým sa nevyrovná sile tlakového gradientu, odkedy prúdi pozdĺž izobar. Ak platí, že prúdenie je rovnomerné priamočiare (normálová aj dotyčnicová zložka zrýchlenia sú nulové), toto ideálne horizontálne a stacionár-

ne prúdenie v atmosfére nazývame *geostrofické* s rýchlosťou \vec{v}_g . V skutočnosti je predpoklad nulového zrýchlenia väčšinou nesplnený, preto hovoríme o *ageostrofickom prúdení* (\vec{v}_{ag}), ktoré je definované ako vektorový rozdiel medzi skutočnou rýchlosťou prúdenia (\vec{v}) a geostrofickou aproximáciou [10]:

$$\vec{v} = \vec{v}_g + \vec{v}_{ag} \quad (1.8)$$



Obr. 1.6: Intertropická zóna konvergencie v januári, obrázok prevzatý z [12]



Obr. 1.7: Intertropická zóna konvergencie v júni, obrázok prevzatý z [12]

1.3.1 Tryskové prúdenie (Jet Stream)

Hranicu medzi studenou polárnou a teplou vzduchovou hmotou stredných zemepisných šírok tvorí polárny front. Tieto hmoty sú veľmi rozdielne, vznikajú medzi nimi gradienty tlaku, vďaka čomu sa tesne pod tropopauzou formuje úzky pás rýchleho prúdenia zvaného *polárny jet stream*, ktorého rýchlosť môže v strede dosiahnuť maximum 200 až 400 km/h. Jet stream je tým silnejší, čím je teplotný rozdiel medzi vzduchovými hmotami väčší. Preto je najsilnejší v zime, keď je medziširokový gradient teploty kvôli polárnej noci najväčší.

Jet stream má buď zonálny, alebo meridionálny charakter. Prúdenie je zonálne, ak prevláda západo-východný smer vetra, meridionálne, ak prevláda smer severo-južný. Meridionálny jet stream tvoria hrebene vysokého tlaku vzduchu z juhu a brázdy nízkeho tlaku vzduchu zo severu. Zonálny jet je rýchlejší, prináša so sebou premenlivejšie počasie, zatiaľ čo meridionálny je pomalší, čo má za následok stálejšie počasie, ktoré sa nemusí meniť aj niekoľko dní. Presne to nastalo počas povodní na prelome máj-jún 2013. Do strednej Európy zasahovala brázda nízkeho tlaku a prúdil k nám vlhký vzduch od Stredozemného mora, ktorý sa stretol so studeným arktickým vzduchom, čo vyústilo do výdatných zrážok a nasledovali povodne so storočnou vodou (z klimatologického hľadiska toľko zrážok napadne s pravdepodobnosťou 0.01, teda raz za sto rokov). Medzitým do severnej Európy zasahoval hrebeň vysokého tlaku, kde vo Švédsku a Fínsku namerali miestami až o 12°C vyššie teploty, ako je dlhodobý priemer.

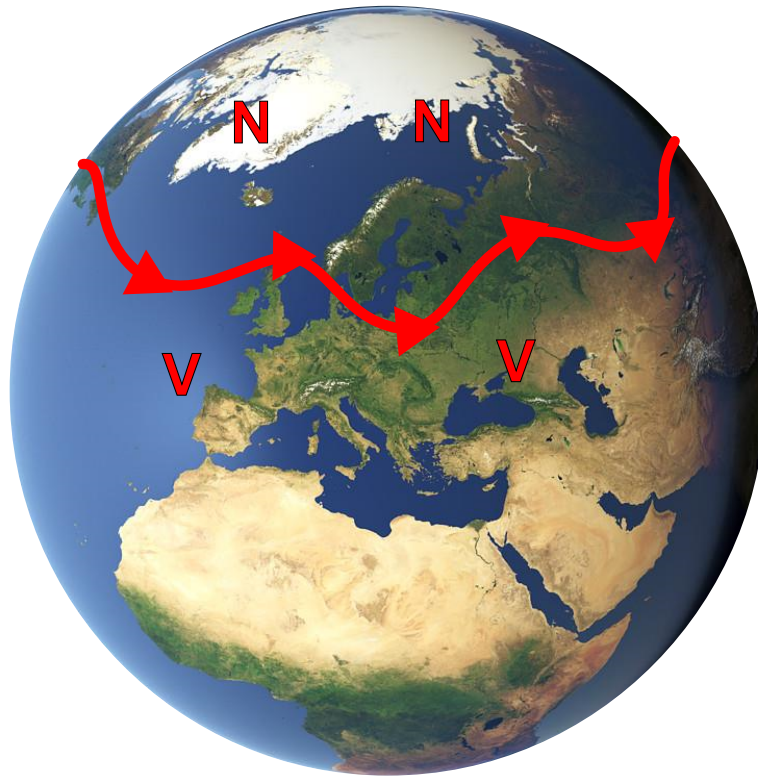
Tvar jet streamu závisí aj od fázy *Arktickej oscilácie* (AO), čo je pomer tlaku vzduchu nad Arktídou a nad nižšími zemepisnými šírkami. Ak je AO v kladnej fáze (1.8), pomer tlakov je veľký, polárny vír je silný a prevláda zonálny charakter polárneho jet streamu. Ak je AO v zápornej fáze (1.9), pomer tlakov je malý, polárny vír je slabý a prevláda meridionálny charakter polárneho jet streamu.

Ďalší známy jet stream je *subtropický*. Vyskytuje sa v oblasti tlakovej výše približne na 30. rovnobežke a taktiež ho tvorí západné prúdenie, ale nie je až také silné ako polárne. Môže sa stať aj to, že sa polárny a subtropický jet spoja v jeden. V období monzúnov sa ITCZ presúva nad Prednú Indiu, teda posunie sa hranica severnej a južnej Hadleyho bunky, medzi ktorými vzniká východný *tropický jet stream*.

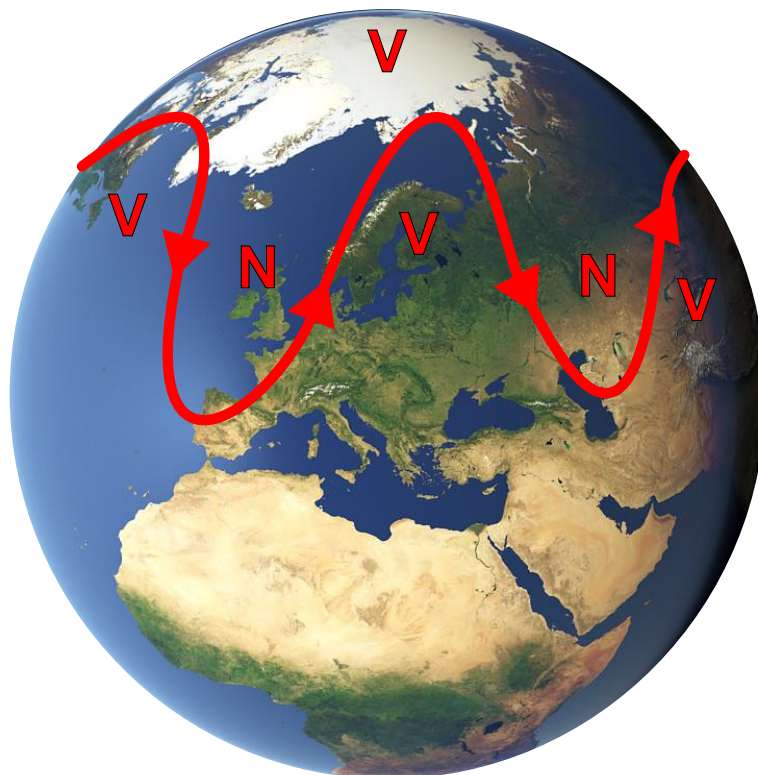
1.3.2 Brewer-Dobsonova cirkulácia

Brewer-Dobsonova cirkulácia zahŕňa celkové meridionálne prúdenie v stratosfére. Okrem toho vysvetľuje šírkové rozloženie ozónu a rôznych iných atmosferických zlúčenín ako N_2O , alebo CH_4 .

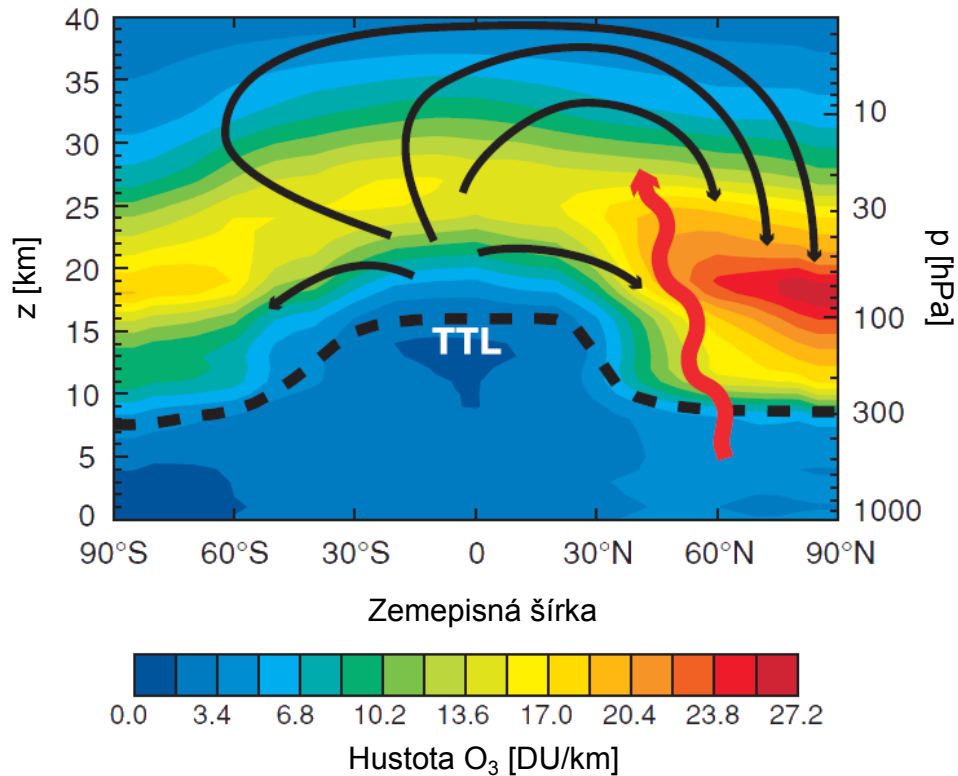
Podľa [1] ju rozdeľujeme na tri fázy. Prvá zahŕňa výstupné prúdy tropického suchého vzduchu s nízkou koncentráciou ozónu z troposféry do stratosféry, ktoré sú dostatočne pomalé (20-30 m/deň [13]) na to, aby sa počas nich fotodisociáciou vytvoril z atmosferického kyslíka ozón. Najviac ozónu sa tvorí v tropickej stratosfére, kde je slnečné žiarenie najintenzívnejšie počas celého roka. V stratosfére rýchlo klesá hustota vzduchu, vo výške 32 km je o 90% nižšia ako vo výške 16 km. Väčšina vzduchu obohateného o ozón pokračuje meridionálne smerom k pólom, čo tvorí druhú fázu BD cirkulácie. Okolo 30° zemepisnej šírky začínajú zostupné pohyby a časť vzduchu je transportovaná naspäť do troposféry, zatiaľ čo zvyšok pokračuje ďalej a zostupuje až v polárnych šírkach, kde sa kumuluje v spodnej



Obr. 1.8: *Kladná fáza AO, zonálny charakter polárneho jet streamu.*



Obr. 1.9: *Záporná fáza AO, meridionálny charakter polárneho jet streamu.*



Obr. 1.10: Zonálny priemer Brewer-Dobsonovej cirkulácie počas zimy na severnej pologuli a hustota ozónu v Dobsonových jednotkách ($1DU=2,69 \cdot 10^{20}$ molekúl/m³). Prerušovaná čiara označuje tropopauzu, červená šípka znázorňuje planetárne vlny a čierne šípky BD cirkuláciu. IPCC/TEAP 2005. Prevzaté a upravené z [14].

stratosfére. Ozón v spodnej stratosfére má dlhšiu dobu života, pretože veľká časť UV žiarenia je pohltaná už vo vyšších vrstvách. BD cirkulácia vysvetľuje, prečo sa viac ozónu vyskytuje vo vyšších zemepisných šírkach aj napriek tomu, že vzniká hlavne v tropickej oblasti.

BD cirkulácia nevzniká stúpaním teplého vzduchu a klesaním studeného tak, ako to funguje v troposfére, ale ako dôsledok mimotropických atmosférických planetárnych vln, ktoré vznikajú kombináciou rotácie Zeme, meridionálnym teplotným gradientom a prechodom vzduchu cez veľkú topografickú prekážku (napríklad Himaláje). Pohybujú sa pomaly vertikálne smerom z východu na západ. Interakciou so zonálnym prúdením mu odovzdávajú východnú hybnosť, ktorá brzdí aj polárny vír (kapitola 2.3.1). Tieto vlny prenikajú iba cez západné prúdenie, BD cirkulácia je najvýraznejšia na zimnej pologuli, v lete takmer neexistuje, čo je ukázané na obrázku 1.10. Viac o vlnách v kapitole (3.3).

Príčina neustálej výmeny vzduchu BD cirkuláciou je jednoduchá. Ak sa teplý tropický vzduch dostane do polárnych oblastí, termodynamická rovnováha je porušená a vzduch sa začne ochladzovať. Ten má väčšiu hustotu, klesá a aby bola zachovaná rovnica kontinuity, na jeho miesto musí prúdiť ďalší. Takzvaná Brewer-Dobsonova cirkulačná bunka je vytvorená disipáciou planetárnych vln v stratosfére zimnej hemisféry a existuje vďaka rovnici kontinuity. Priemerná teplota polárnej stratosféry by bola bez BD cirkulácie až o 40 °C nižšia [13], pretože vďaka nej sa klesajúci vzduch adiabatickou kompresiou otepľuje.

Na severnej pologuli je cirkulácia oveľa silnejšia ako na južnej, kde je menej

pevniny (takmer celú oblasť od 50. rovnobežky južnej šírky po Antarktídu tvorí iba oceán) a tým aj menej topografických rysov, bez ktorých nevzniká toľko planetárnych vln.

Keďže troposferický vzduch vstupuje do stratosféry hlavne nad rovníkom, tropická tropopauza je veľmi dôležitá (na obrázku 1.10 TTL=tropical tropopause layer), predstavuje okrajové podmienky pre vzduch v stratosfére. Charakterizujú ju veľmi nízke teploty a takmer žiadna vlhkosť. Na to, že je stratosféra mimoriadne suchá prišiel kanadsko-anglický fyzik a klimatológ *Alan West Brewer*, ktorý počas druhej svetovej vojny skúmal kondenzačné pruhy lietadiel vo vyšších nadmorských výškach, ktoré v stratosfére náhle vymizli. Predpokladal, že vzduch sa výstupným pohybom cez tropickú tropopauzu vysuší veľkým mrazom (v angličtine *freeze-dry*) a pomaly cirkuluje smerom k pólom, kde zostupuje. Britský meteorológ *Gordon Miller Bourne Dobson* dospel k názoru, že by táto cirkulácia mohla vysvetľovať zvýšenú koncentráciu ozónu v spodnej stratosfére nad pólmi, ďaleko od jeho zdroja. Vďaka nim túto cirkuláciu dnes nazývame Brewer-Dobsonova.

2. Stratosféra

2.1 Objav stratosféry

Ľudia sa začali aktívne zaujímať o vertikálne členenie atmosféry koncom 18. storočia. Najprv skúmali meteorologické prvky iba zo zeme. Prvý dôležitý objav učinil v roku 1787 *H. B. de Saussure*, ktorý s teplomerom a barometrom vystúpil na Mont Blanc. Zistil, že teplota s výškou klesá o približne $0.7^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Podľa toho *H. von Helmholtz* vypočítal, že vo výške 30 km by mala teplota rovnomerným klesaním dosiahnuť absolútnu nulu.

Neskôr merali teplotu a tlak vo vyšších vrstvách atmosféry pomocou teplovzdušných balónov s ľudskou posádkou. Tieto merania boli veľmi nepresné, chýb sa dopúšťali hlavne tým, že meracie prístroje boli vystavené priamemu slnečnému žiareniu. Ďalšie nevýhody vo väčších výškach boli riedky vzduch a veľmi nízke teploty. Maximálna výška, ktorú sa im podarilo dosiahnuť a vrátiť sa naspäť, bola 10 km[7].

Prvý sondážny balón bez posádky, napustený svietiplynom, vypustil *Hermite* v roku 1892. O rok vypustil spolu s *Besançonom* balón vyrobený z tkaniva čreva hovädzieho dobytky, ktorý zaznamenal vo svojej maximálnej výške 14,7 km teplotu -21°C , no vo výške 12,5 km teplotu -51°C , čo sa v tej dobe podľa Hermitovho záveru považovalo za nemožné a bolo označené za chybu merania.

K rozšíreniu sondážnych meraní prispel objav gumeného balóna. Vďaka veľkej elasticite mal výhodu v tom, že nikdy nedosiahol rovnovážny stav, ale pri vertikálnom pohybe sa neustále rozpínal a neprestal stúpať, až kým nepraskol.

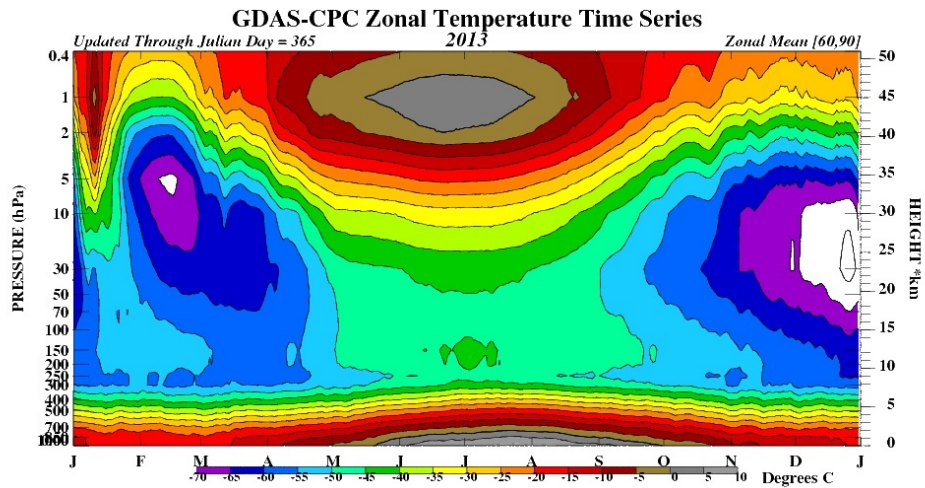
Samotný objav stratosféry bol spomenutý v roku 1902 *T. de Bortom* v Paríži a *Assmanom* v Berlíne nezávisle na sebe. De Bort prezentoval výsledky 236 sondážnych výstupov [7], kde zmienil existenciu izotermickej vrstvy. Nevedel síce jej hrúbku, ale odhadoval ju na niekoľko kilometrov. Taktiež si všimol, že táto vrstva začína vo výške približne 12 km počas tlakovej výše a 10 km počas níže. Assman v Berlíne hovoril o existencii teplého prúdu vo vyššej atmosfére, kde spomenul nielen izotermickú oblasť, ale dokonca aj to, že teplota s výškou mierne stúpa.

2.2 Teplotná charakteristika

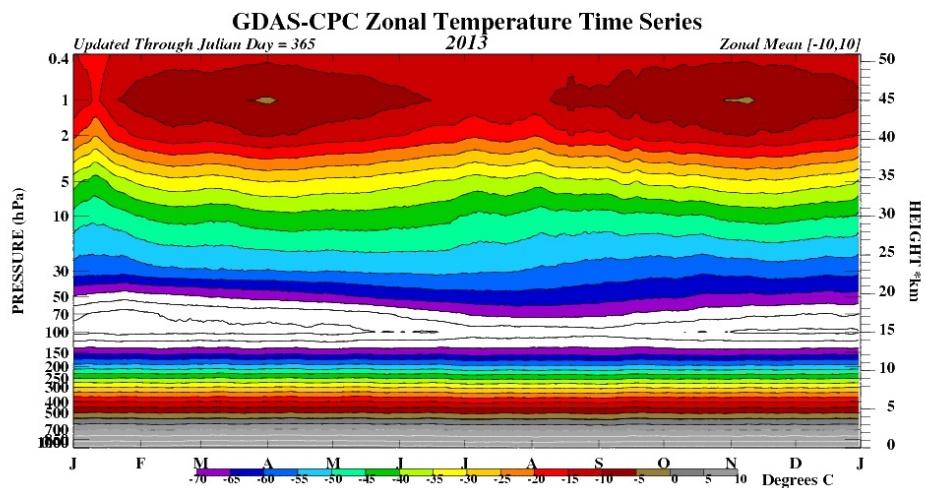
Stratosféra je vrstva atmosféry s teplotnou inverziou, teda teplota v nej s výškou stúpa.

Ročný chod teploty v troposfére a stratosfére vo vyšších šírkach na severnej pologuli znázorňuje obrázok 2.1. Ako už bolo spomenuté, tropopauza je nižšia v zime ako v lete, na póle dosahuje 7-9 km. V letných mesiacoch (jún-august) teplota hneď nad troposférou stúpa, zatiaľ čo v zime klesá až do výšky 25-30 km, kde nastáva inverzia. Na severnej pologuli môže nastať *náhle stratosferické oteplenie* (viac o ňom v nasledujúcej kapitole 2.4). Počas neho teplota na krátky časový úsek môže stúpnuť až o desiatky $^{\circ}\text{C}$. Náhle stratosferické oteplenie patrí medzi javy, ktoré sa vyskytujú na severnej pologuli a sú spôsobené anomáliami v prúdení.

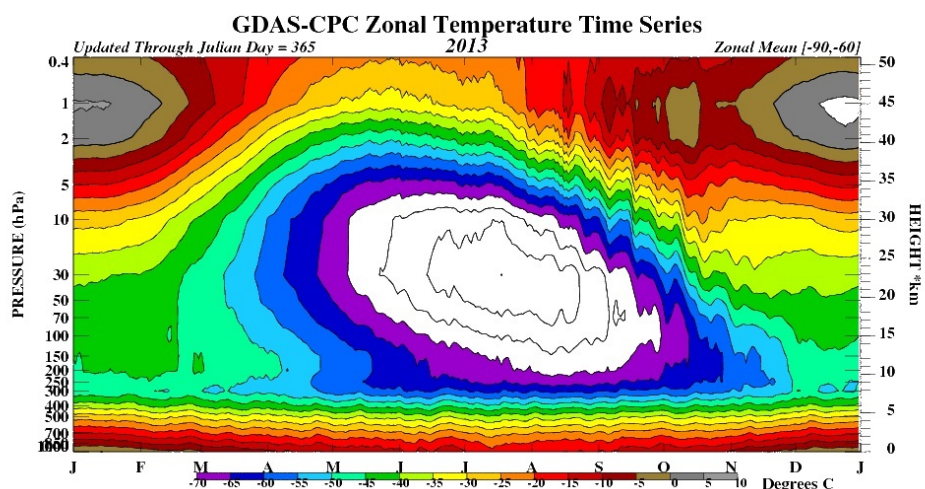
Chod teploty v rovníkovej oblasti (obr. 2.2) je stály. Tropická tropopauza sa nachádza vo výške 15-18 km, v tlakovej hladine okolo 100 hPa. Keďže v troposfére



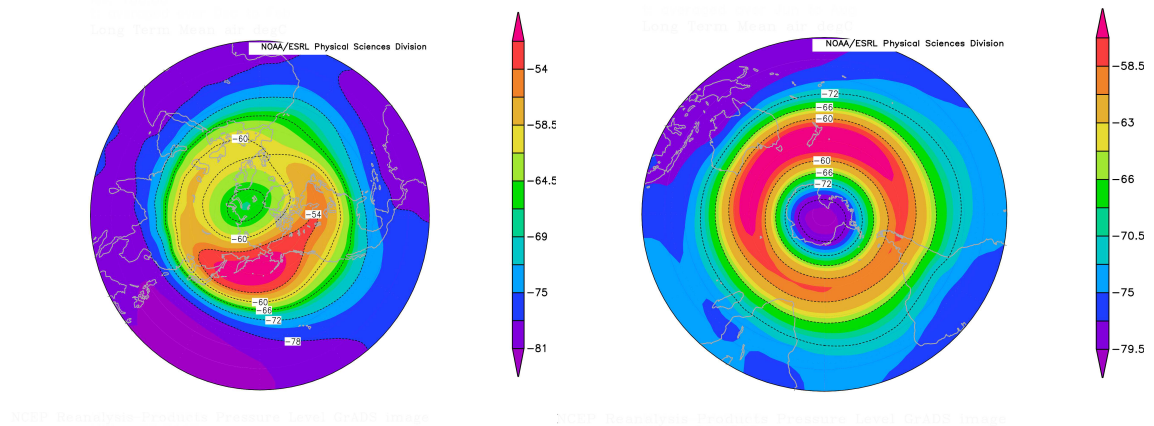
Obr. 2.1: Časový priebeh teploty v troposfére a stratosfére v roku 2013. Dáta sú spriemerované pre severnú pologuľu (60°N až 90°N), prevzaté z [15].



Obr. 2.2: Časový priebeh teploty v troposfére a stratosfére v roku 2013. Dáta sú spriemerované pre rovníkovú oblasť (10°N až 10°S), prevzaté z [15].



Obr. 2.3: Časový priebeh teploty v troposfére a stratosfére v roku 2013. Dáta sú spriemerované pre južnú pologuľu (60°S až 90°S), prevzaté z [15].



Obr. 2.4: Šírkový priebeh teploty v hladine 100 hPa, priemer za obdobie 1981-2010, severná a južná pologuľa v zime. Graf vykreslený na webovej stránke [16].

teplota klesá dlhšie, teplota v nej môže klesnúť pod -70°C .

Na rozdiel od severnej pologule, teplota na južnej pologuli v zimných mesiacoch klesá na oveľa nižšie hodnoty, až -90°C vďaka tlakovej níži, pozdĺž ktorej prúdi silný západný vietor, zvaný polárny vír (kapitola 2.3.1).

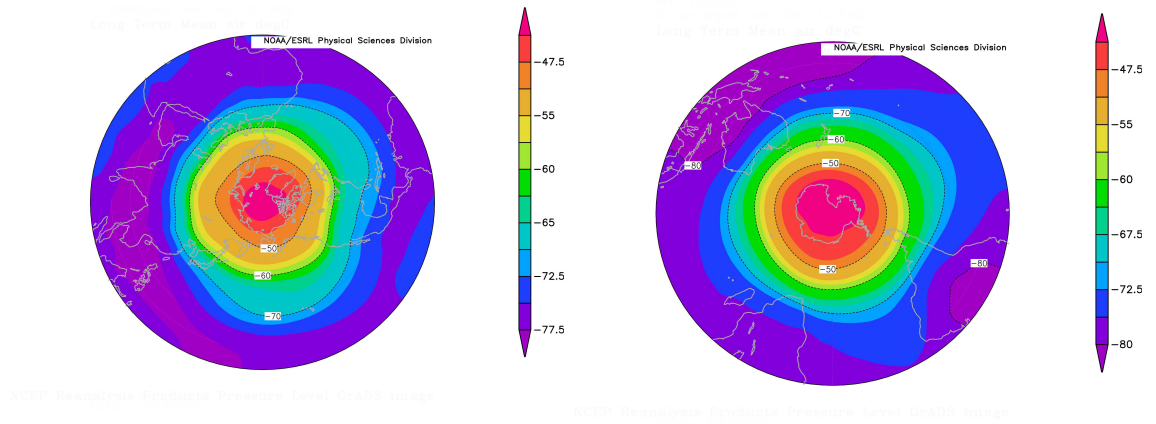
Na nasledujúcich obrázkoch som vykreslila šírkové rozloženie teploty v tlakovej hladine 100 hPa pre zimu (obr. 2.4) a pre leto (obr. 2.5) a v hladine 10 hPa takisto pre zimu (obr. 2.6) a leto (obr. 2.7). Vľavo je vždy severná pologuľa, kde sú hodnoty v zime z mesiacov december-február, v lete z mesiacov jún-august. Vpravo je južná pologuľa, kde je to opačne, zima je jún-august a leto december-február.

Tlak 100 hPa nájdeme vo výške približne 16 km, čo znamená, že na pólach sme už v stratosfére, ale na rovníku ešte v horných vrstvách troposféry. Rovníková oblasť je počas celého roka takmer izotermická, teploty sa držia okolo -80°C až -70°C . Vyššie zemepisné šírky majú svoj ročný chod. Zatiaľ čo priemerné teploty počas leta sú v obidvoch polárnych oblastiach približne rovnaké (okolo -45°C), teploty v zime sa výrazne líšia. Na severnom póle dosahujú priemerné teploty okolo -60°C , na južnom póle až -90°C . Za vysoké teploty na severnom póle môžu náhle stratosférické oteplenia (2.4). V hladine 100 hPa má stále výrazný vplyv tropická tropopauza.

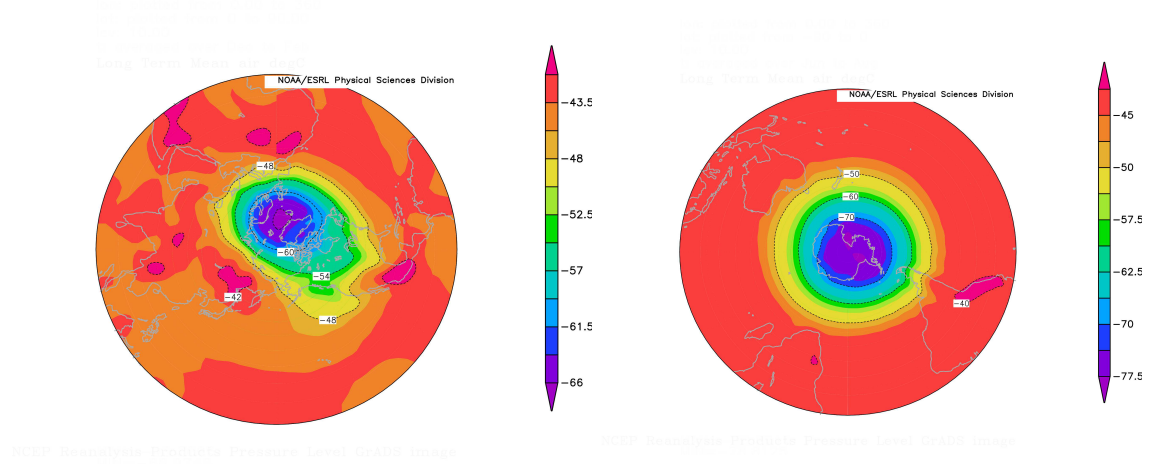
Tlaková hladina 10 hPa sa nachádza vo výške približne 32 km. Teploty v lete sú na oboch pólach okolo -30°C , rozdiel medzi teplotami v zime je trochu menší, ale aj tak je stále južný pól s teplotami -75°C chladnejší ako severný pól s priemernou teplotou -55°C . Teplota v rovníkovej oblasti je oveľa vyššia ako v tropopauze, dosahuje -45°C .

2.3 Prúdenie v stratosfére

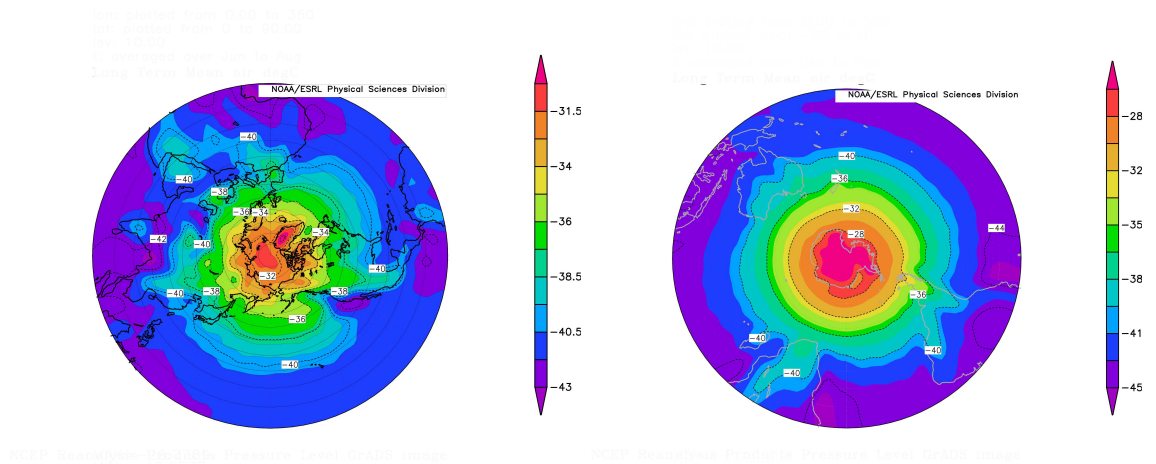
Prúdenie v stratosfére som vykreslila pomocou grafov geopotenciálnej výšky v tlakových hladinách 100 hPa pre zimu (obr. 2.8) a leto (obr. 2.9) a takisto v hladine 10 hPa pre zimu (obr. 2.10) a leto (obr. 2.11). Hodnoty v grafoch sú udávané v metroch a interval medzi dvoma izohypsami je 200 m.



Obr. 2.5: Šírkový priebeh teploty v hladine 100 hPa, priemer za obdobie 1981-2010, severná a južná pologuľa v lete. Graf vykreslený na webovej stránke [16].



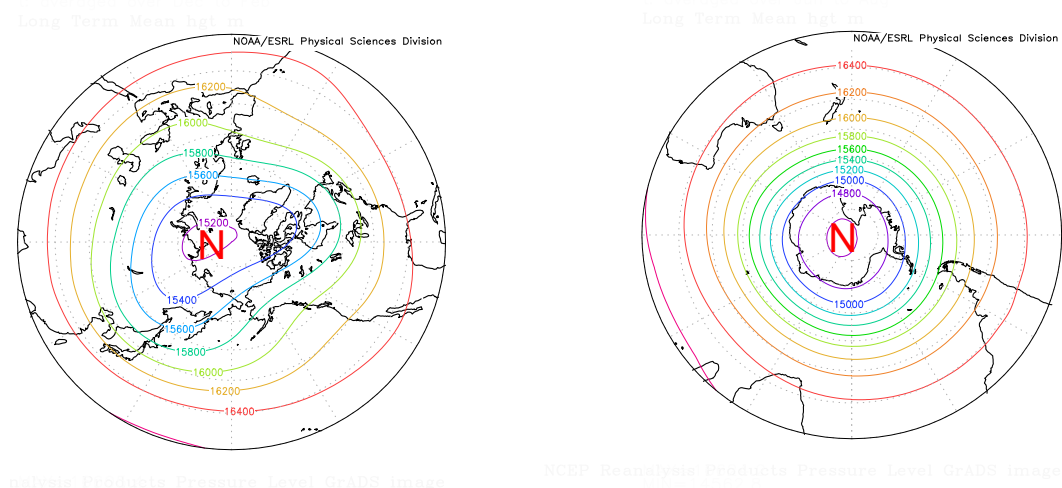
Obr. 2.6: Šírkový priebeh teploty v hladine 10 hPa, priemer za obdobie 1981-2010, severná a južná pologuľa v zime. Graf vykreslený na webovej stránke [16].



Obr. 2.7: Šírkový priebeh teploty v hladine 10 hPa, priemer za obdobie 1981-2010, severná a južná pologuľa v lete. Graf vykreslený na webovej stránke [16].

Pole geopotenciálnej výšky je úmerné tlakovému poľu, preto som v grafoch vyznačila tlakové útvary (výše a nižšie) na póloch. Ak berieme do úvahy geostrofickú aproximáciu prúdenia, vzduch sa pohybuje pozdĺž izobar tak, že vľavo je oblasť nižšieho tlaku a vpravo vyššieho. Z toho vyplýva, že v zime prevláda v stratosfére západné prúdenie, keď je nad pólom nižšie, zatiaľ čo v lete prúdenie východné, keď prevláda tlaková výška.

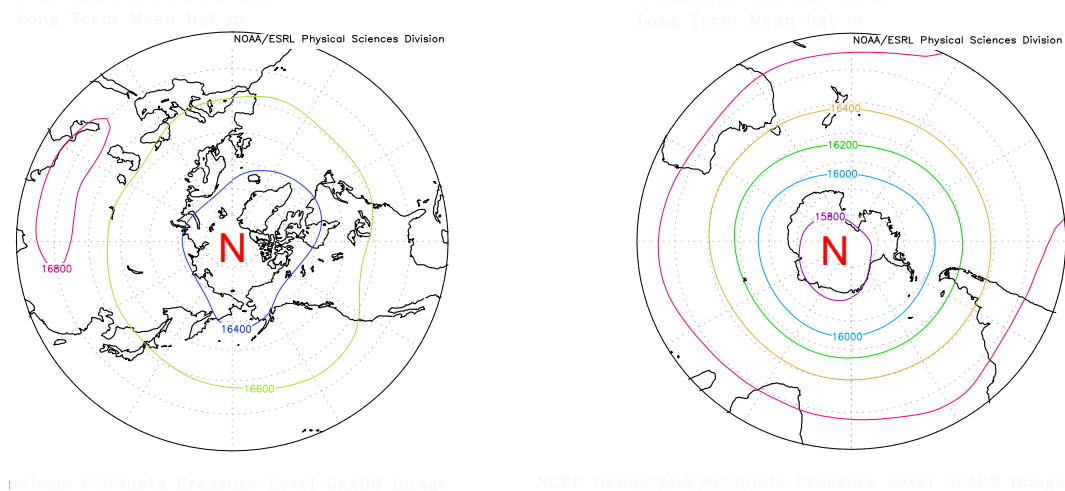
Stratosferické prúdenie je všeobecne silnejšie v zime ako v lete, čo sa na grafoch prejavuje zhustenými izohypsami, teda gradient tlaku je väčší. Ak porovnáme zimu na obidvoch pologuliach, na južnej fúka silnejší vietor, čo má za následok stabilnejší polárny vír (kapitola 2.3.1). Rýchlosť prúdenia s rastúcou výškou stúpa, čo sa dá pozorovať porovnaním obrázkov v hladine 100 hPa a 10 hPa opäť zhustenými izohypsami. V spodnej časti stratosféry v lete pretrvávajú slabé tlakové nízky, no vyššie v 10 hPa už je typická tlaková výška.



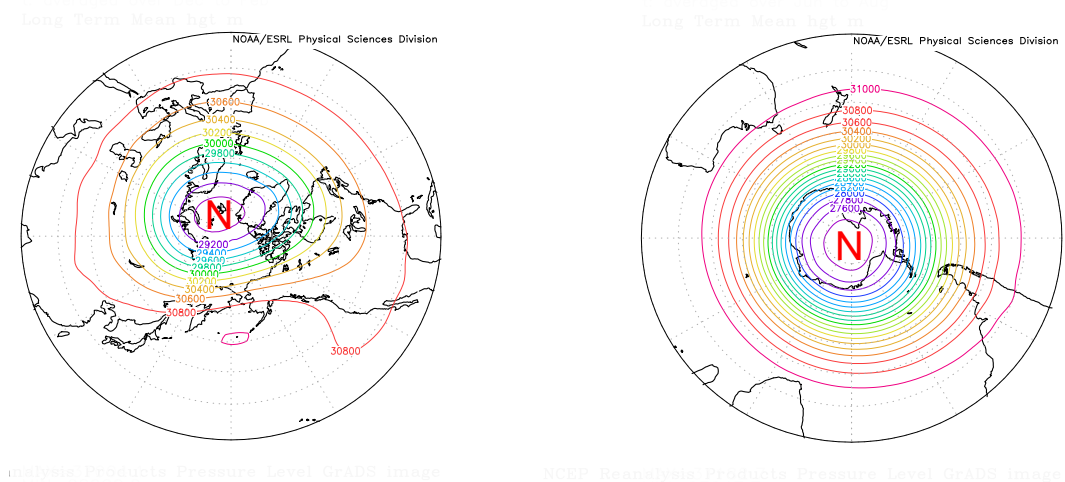
Obr. 2.8: Šírkový priebeh geopotenciálnej výšky v hladine 100 hPa, priemer za obdobie 1981-2010, severná a južná pologuľa od 20. rovnobežky v zime. Hodnoty sú v metroch, interval medzi jednotlivými izohypsami 200 m. Graf vykreslený na webovej stránke [16].

Na obrázkoch 2.12 a 2.13 je znázornený šírkový priebeh zonálneho vetra v troposfére a stratosfére v mesiacoch jún-august a december-február. Môžeme na nich vidieť to, že v lete prevládajú východné vetry a v zime západné. Taktiež je zjavné, že s rastúcou výškou silnejú a že sú na južnej pologuli rýchlejšie ako na severnej. Okolo 200 hPa sa nachádzajú jet streamy (kapitola 1.3.1). Tvorí ich západné prúdenie, ktoré je v lete mierne oslabené a presunuté ďalej od rovníka (približne z 30° na 40° až 50°).

V tropickej stratosfére sa vyskytuje fenomén *kvázi-dvojročnej oscilácie (QBO)* približne od tlakovej hladiny 100 hPa do 2 hPa [1]. Ide o cirkuláciu zonálnych vetrov s periódou meniacou sa od 22 do 36 mesiacov, ktorá je spôsobená ekvatoriálnymi atmosferickými vlnami. Keďže je QBO hlavná téma mojej bakalárskej práce, podrobnejšie popísaná bude v kapitole 3.



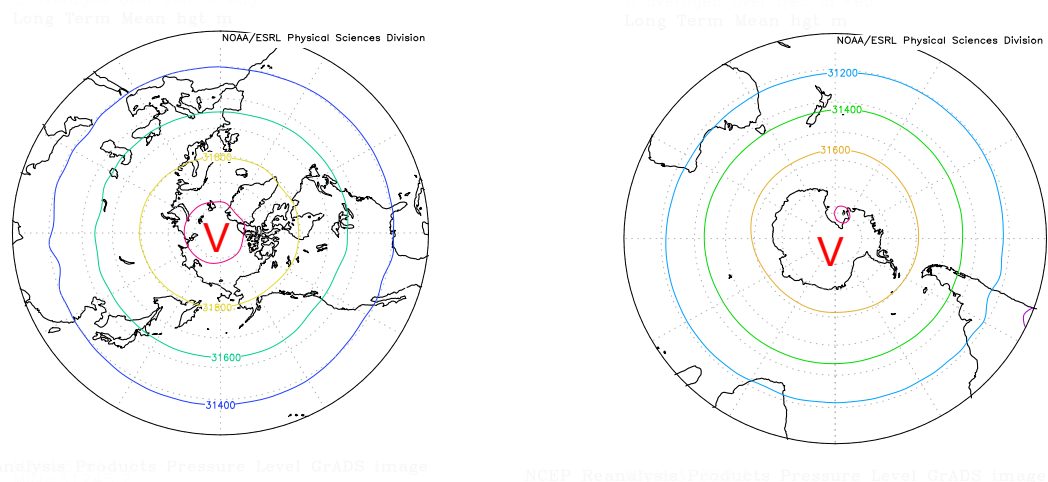
Obr. 2.9: Šírkový priebeh geopotenciálnej výšky v hladine 100 hPa, priemer za obdobie 1981-2010, severná a južná pologuľa od 20. rovnobežky v lete. Hodnoty sú v metroch, interval medzi jednotlivými izohypsami 200 m. Graf vykreslený na webovej stránke [16].



Obr. 2.10: Šírkový priebeh geopotenciálnej výšky v hladine 10 hPa, priemer za obdobie 1981-2010, severná a južná pologuľa od 20. rovnobežky v zime. Hodnoty sú v metroch, interval medzi jednotlivými izohypsami 200 m. Graf vykreslený na webovej stránke [16].

2.3.1 Polárny vír (Polar Vortex)

V zime sa v polárnej vyššej troposfére a stratosfére formuje silné uzavreté západné prúdenie, ktoré obklopuje tlakovú níz, zvané polárny vír (Polar Vortex), alebo nočný polárny jet stream. Jeho vonkajšiu hranicu tvorí polárny jet stream, ktorý, ako už bolo spomínané, môže mať rôzny tvar, preto polárny vír niekedy zasahuje až do miernych zemepisných šírok, kde vplýva na počasie v troposfére.

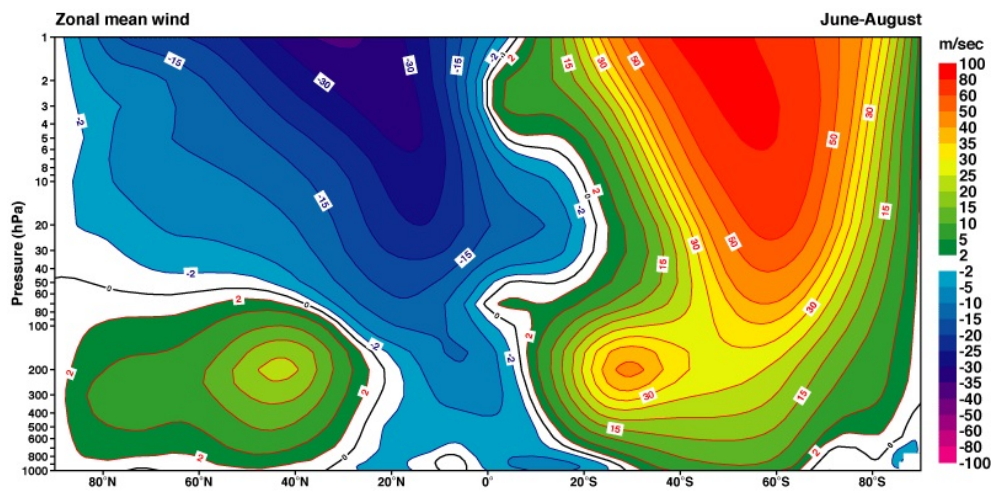


Obr. 2.11: Šírkový priebeh geopotenciálnej výšky v hladine 10 hPa, priemer za obdobie 1981-2010, severná a južná pologuľa od 20. rovnobežky v lete. Hodnoty sú v metroch, interval medzi jednotlivými izohypsami 200 m. Graf vykreslený na webovej stránke [16].

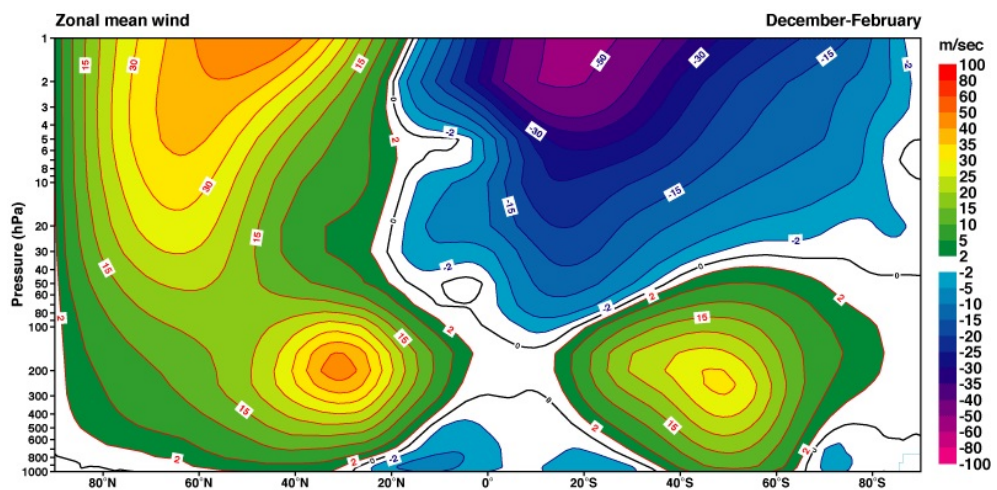
Na obidvoch hemisférach sa začína formovať na jeseň v dôsledku radiačných a dynamických podmienok nad pólmi počas prichádzajúcej polárnej noci, keď je radiačná bilancia záporná. Prehĺbujúci sa gradient teploty (a s ním spojený gradient tlaku) zvyšuje rýchlosť prúdenia. Maximálnu hodnotu dosahuje v strede zimy. Na jar, keď sa vracia slnečné žiarenie, vír sa postupne spomalí, zanikne a nahradí ho pomalšie letné východné prúdenie.

Polárny vír nad Arktídou a Antarktídou sa značne odlišuje. Nad južným pólom vzniká rýchlejšie, je zonálne symetrický, stály a vydrží približne o mesiac dlhšie ako nad severným pólom, kde má asymetrický tvar. V zimnej stratosfére nad Arktídou dochádza k javom, pri ktorých sa môže vír rozpadnúť na dve časti, poprípade až zaniknúť (kapitola o náhlom stratosferickom oteplení 2.4). Počas stratosferického oteplenia na severnej pologuli v priebehu niekoľkých dní stúpne teplota o 30 až 50 °C. Na polárny vír môže pôsobiť aj počasie v troposfére napríklad tak, že mohutná cyklóna vír ochladí a zosilní.

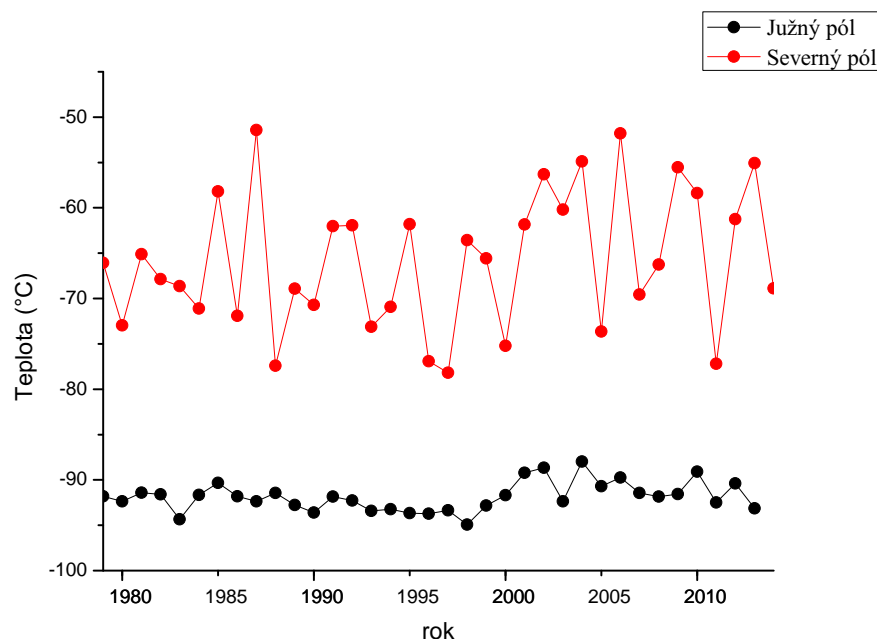
Rozdiel medzi severným a južným pólom vidno na grafoch geopotenciálnej výšky v zime (obr. 2.8, 2.10). Nad Antarktídou sú izohypsy bližšie pri sebe, gradient tlaku je väčší a prúdenie rýchlejšie. Silný vír izoluje vzduch v jeho vnútri, kde teploty klesajú pod -80°C [1]. Veľmi nízke teploty podporujú tvorbu polárnych stratosferických oblakov (PSC), ktoré v kombinácii s prvým jarným slnečným žiarením výrazne prispievajú k úbytku ozónu nad pólmi. Variabilita polárneho víru nad Arktídou bude popísaná v nasledujúcej kapitole o náhlom stratosferickom oteplení.



Obr. 2.12: Šírkový priebeh zonálneho vetra v troposfére a stratosfére, jún-august. Prevzaté z [17].



Obr. 2.13: Šírkový priebeh zonálneho vetra v troposfére a stratosfére, december-február. Prevzaté z [17].



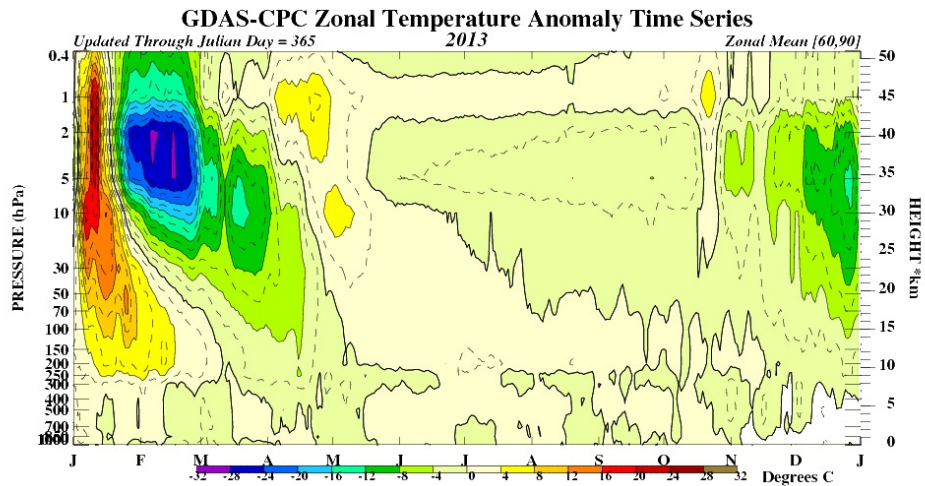
Obr. 2.14: Časový priebeh teploty v hladine 30 hPa na severnom póle, január-február 1979-2014 a južnom póle, júl-august 1979-2013. Dáta z [19].

2.4 Náhle stratosferické oteplenie (SSW)

Na obrázku 2.14 som vykreslila časový priebeh priemernej teploty na severnom a južnom póle v hladine 30 hPa v zimnom období. Na prvý pohľad je zjavné, že sa tieto zimy zásadne líšia. Teplota v zime na južnom póle je stála a oveľa nižšia ako na severnom, kde sa striedajú teplé a studené zimy. Stojí za tým jav nad Arktídou, ktorý nazývame *náhle stratosferické oteplenie* (*Sudden Stratospheric Warming*). Vzniká na základe interakcie západného prúdenia so zosilnenými vertikálne sa šíriacimi planetárnymi vlnami, ktoré sa vo vyšších vrstvách rozpadajú a odovzdávajú svoju energiu (hybnosť). Planetárne vlny sú indukované v troposfére topografiou povrchu a rozdielnou teplotou na rozhraní pevnina–oceán. Preto ich vzniká väčšina na severnej pologuli, kde dochádza k SSW. Výnimkou bolo náhle oteplenie nad Antarktídou v roku 2002, viac o ňom v článku [18].

SSW začína tým, že stratopauza stúpne do výšky približne 60 km a oblasť pod ňou sa oteplí. Následne v priebehu niekoľkých dní klesne aspoň o 20 km, čím sa vzduch adiabaticky otepluje a môže dosiahnuť teplotu až 40 °C [20]. V konečnom dôsledku sa môže otočiť celé prúdenie a polárny vír sa rozpadne. Teplota vo výške 20-80 km býva takmer izotermická [20].

Svetová meteorologická organizácia (WMO) definovala tri základné druhy stratosferických oteplení: hlavné, vedľajšie a finálne. *Hlavné oteplenie* (*Major Warming*) je dané zmenou smeru západných vetrov na východné severne od 60°N v geopotenciálnej hladine 10 hPa. Polárny vír je narušený a môže sa buď rozdeliť na dva, alebo je premiestnený južnejšie, mimo svojho normálneho miesta. Počas *vedľajšieho oteplenia* (*Minor Warming*) sú západné vetry oslabené, ale nezmenia svoj smer a polárny vír sa nikdy nerozpadne. WMO definuje toto oteplenie ako významné zvýšenie teploty (aspoň o 25°C za menej ako týždeň) kdekoľvek



Obr. 2.15: Časový priebeh teplotných anomálií v troposfére a stratosfére v roku 2013. Prevzaté z [15].

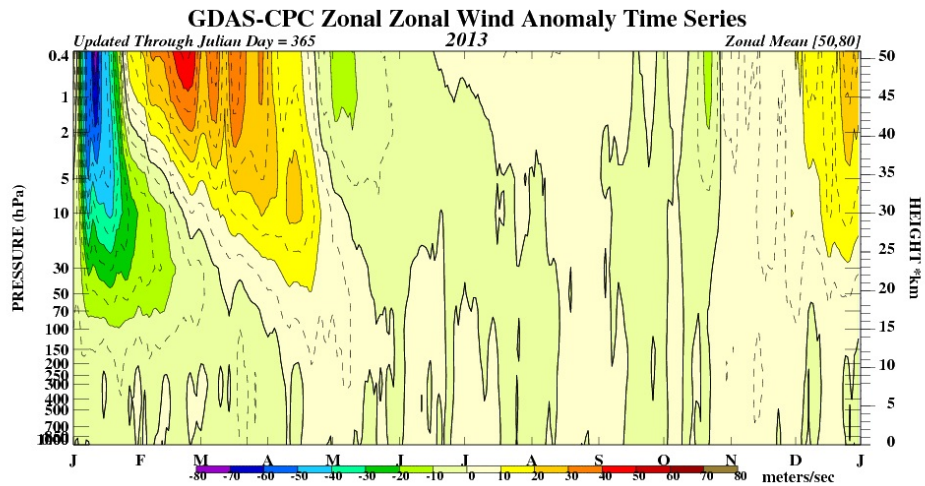
v stratosfére na zimnej pologuli. *Konečné oteplenie (Final Warming)* nastáva vždy koncom zimy, keď sa tlaková níž mení na výš, ktorá sa nad pólom udržuje v lete. Zimné západné prúdenie sa zmení na letné východné prúdenie, je to posledné oteplenie v roku až do nasledujúcej zimy.

Veľký vplyv na SSW má *ENSO (El Niño Southern Oscillation)*. Jedná sa o závislosť atmosférického tlaku (a teploty povrchu oceána) vo Walkerovej bunke medzi Indonéziou a východnou časťou ekvatoriálneho Pacifiku. ENSO má dva extrémny, teplú fázu *El Niño* a studenú *La Niña*. Teplá fáza sa vyznačuje nadpriemernou teplotou povrchu vody pri západnom pobreží Južnej Ameriky a podpriemernou teplotou okolo Indonézie, kde je oslabená konvekcia. Studená fáza je charakteristická podpriemernou teplotou povrchu západnej časti ekvatoriálneho Pacifiku, čím sú pasáty silnejšie a v Indonézii prevláda mohutná konvekcia a s ňou spojené abnormálne daždivé počasie.

Analýza teplôt na severnom póle ukazuje, že väčšina náhlych stratosferických oteplení sa odohrala počas teplej fázy ENSO, zatiaľ čo počas studenej fázy bol polárny vír stály bez žiadnych narušení. Výnimku tvoria roky poznamenané obrovskými sopečnými erupciami El Chichón (1982) a Pinatubo (1991). Aj napriek tomu, že ENSO oscilácia bola v zápornej fáze, nastalo náhle stratosferické oteplenie. Do atmosféry sa dostal veľký počet aerosolových častíc, ktoré znížili množstvo krátkovlnnej slnečnej radiácie v troposfére až o 30%, kde teplota klesla o 1°C. Každé ochladenie troposféry implikuje oteplenie stratosféry.

Vplyv QBO a 11-ročný cyklus slnečných škvŕn na SSW je kombinovaný. Ukázalo sa, že maximálne stabilný je polárny vír počas západnej fázy QBO a minime slnečného cyklu [20].

Začiatkom roku 2013 sme nad Arktídou mohli pozorovať SSW. Teplotné anomálie a anomálie v zonálnom prúdení sú na obrázkoch 2.15 a 2.16. Vidno, že teplota náhle stúpla oproti priemeru o takmer 30 stupňov a vietor zmenil svoj smer zo západného na východný, čo korešponduje s definíciou hlavného oteplenia.



Obr. 2.16: Časový priebeh anomálií zonálneho vetra v troposfére a stratosfére v roku 2013. Prevzaté z [15].

2.5 Zhrnutie podmienok na severnom a južnom póle

Zatiaľ, čo leto na obidvoch póloch prebieha viac-menej rovnako, podmienky v zime sú výrazne odlišné. Základná príčina vyplýva z nerovnomerného rozloženia pevniny a oceánu na Zemi. Väčšina pevniny sa nachádza na severnej pologuli, kde topografické prekážky (napr. vysoké pohoria) pomáhajú pri tvorbe planetárnych vín, ktoré spôsobujú náhle stratosferické oteplenia, oslabujú polárny vír nad Arktídou a zosilňujú Brewer-Dobsonovu cirkuláciu.

Polárny vír v zime nad Antarktídou je stály, nenarušujú ho žiadne vonkajšie anomálie, prúdenie v ňom je rýchlejšie a teploty klesajú pod -90 °C (viď obrázok 2.14). Extrémne nízke teploty splňajú podmienky potrebné na tvorbu polárnych stratosferických oblakov. Na ich povrchu sa pomocou slnečného žiarenia uvoľňujú atómy chlóru, ktoré ničia ozón. Maximálny úbytok ozónu nastáva všeobecne začiatkom jari (s príchodom prvého slnečného žiarenia), na južnom póle hovoríme o ozónovej diere.

Situácia nad Arktídou je premenlivá, striedajú sa tam teplé a studené zimy (SSW), preto je priemerná teplota oveľa vyššia, dosahuje okolo -65 °C (obr. 2.14). Konečné oteplenie, tj. celková zmena cirkulácie (zo zimnej cyklóny na letnú anticyklónu) nastáva na južnej pologuli približne o dva mesiace neskôr ako na severnej.

3. Kvázi-bienálna oscilácia (QBO)

3.1 Objav QBO

K objavu QBO prispel mohutný výbuch sopky Krakatoa (Indonézia, 6°S) v roku 1883. Jej popol prenikol až do stratosféry a za dva týždne obletel Zem smerom z východu na západ. Vetry, ktoré ho unášali, sú v angličtine známe ako *Krakatau easterlies*. Na objasnení QBO sa ako ďalší podieľal nemecký meteorológ *Arthur J. Berson*, ktorý v roku 1908 vypúšťal meteorologické balóny v rovníkovej oblasti Afriky [29]. Objavil západné vetry vo výške tropopauzy, neskôr známe ako *Berson westerlies*. Nasledujúce roky neprebíhali v ekvatoriálnej oblasti takmer žiadne merania. Až v roku 1954 novozélandský meteorológ *Clarence E. Palmer* [29] analyzoval dáta zo sondážnych meraní určených na štúdium rádioaktívneho prachu po jadrových testoch na Marshallových ostrovoch (7°N). Zistil, že prechod medzi západnými a východnými vetrami sa mení z roka na rok. Nemal však dostatok dát, aby určil periódu týchto zmien.

V roku 1959 *P. Grayston*, britský meteorológ, prezentoval výsledky meraní z Vianočného ostrova (Austrálske teritórium, 10°S), kde stanovil periódu zmien východných a západných vetrov na 2 roky. Samotný objav QBO sa pripisuje Američanovi *R. J. Reedovi* a Britovi *R. A. Ebdonovi* [29], ktorí nezávisle na sebe skúmali dáta z ostrova Kanton (Kiribati, 2°S).

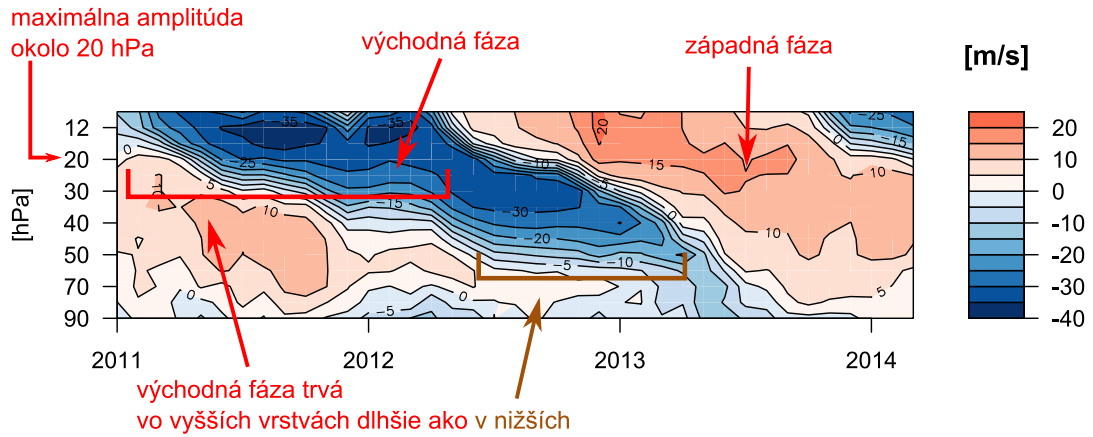
Vyššie vrstvy atmosféry sa začali intenzívnejšie študovať počas medzinárodného roka geofyziky (*IGY - International Geophysical Year*), ktorý trval od júla 1957 do decembra 1958. V tomto období sa napríklad rozšírila sieť meteorologických staníc, ktoré vypúšťali sondy do stratosféry, čím pomohli k lepšiemu pochopeniu v nej prebiehajúcich dejov.

3.2 Základná charakteristika QBO

Kvázi-bienálna oscilácia patrí medzi najväčšie atmosférické fenomény. Jedná sa o takmer-dvojiročné periodické striedanie východných a západných (zonálnych) vetrov v tropickej stratosfére. Takmer-dvojiročné preto, lebo jeho perióda nie je stála, ale pohybuje sa od 22 do 36 mesiacov (v priemere 28). Šírkovo zasahuje QBO po 10. až 15. rovnobežku symetricky severne a južne od rovníka [20].

Daná západná alebo východná fáza začína približne v tlakovej hladine 10 hPa (≈ 30 km) a postupne sa šíri nadol priemernou rýchlosťou 1 km/mesiac až do hladiny 100 hPa (≈ 16 km) [20]. Označenie, v akej fáze je práve QBO, nie je jednoznačné, pretože vo vertikálnom profile nad jedným miestom máme skoro vždy aj východnú aj západnú. Obvykle sa fázou QBO myslí smer vetrov prevládajúcich vo výške 30 hPa.

Rýchlosť pohybu nie je konštantná, východná fáza trvá dlhšie vo vyšších hladinách, teda klesá pomalšie ako západná, naopak v nižších hladinách trvá dlhšie západná (viď obrázok 3.1). Východné vetry QBO sú vo všetkých hladinách silnejšie ako západné a ich amplitúda s výškou stúpa [20]. Najväčšia je v okolí 20 hPa (≈ 27 km), $(v_{max})_V = 30$ m/s. Maximálna rýchlosť západných vetrov je o polovicu menšia, $(v_{max})_Z = 15$ m/s [20]. Časový priebeh QBO nad Singapurom



Obr. 3.1: Časový priebeh zhruba jedného cyklu QBO. Na vykreslenie grafu boli použité najnovšie dáta zo Singapuru (2011-marec 2014) [21].

z posledných 25 rokov je znázornený na obrázku 3.2.

3.3 Atmosferické vlny

V atmosfére vznikajú viaceré druhy vln: od menších s horizontálnou vlnovou dĺžkou do 10 km, po veľké planetárne vlny s horizontálnou vlnovou dĺžkou väčšou ako 10 000 km. Atmosferické vlny ovplyvňujú cirkuláciu v stratosfére a v tejto kapitole sa im venujem preto, že ekvatoriálne vlny stoja za vznikom kvázi-bienálnej oscilácie.

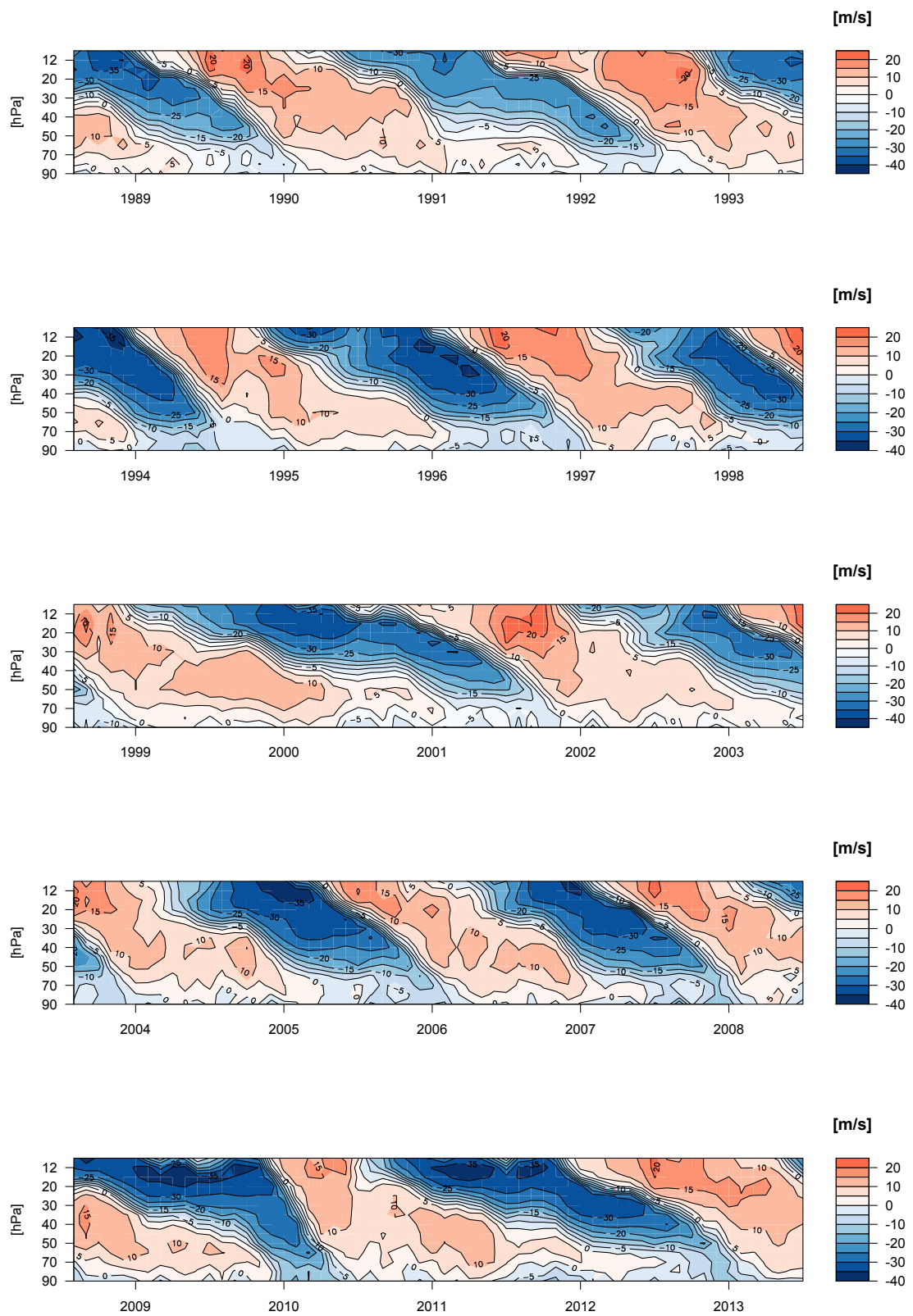
Vlnenie je dej, pri ktorom sa periodicky mení v priestore nejaká fyzikálna veličina a zároveň dochádza k prenosu energie. Môže byť stojaté alebo postupné, ktoré sa šíri prostredím. Podľa smeru kmitania rozdeľujeme vlnenie na priečne (kmitanie kolmo na smer šírenia) a pozdĺžne (kmitanie v smere šírenia). Pozdĺžne vlnenie sa šíri iba v stlačiteľnom prostredí, príkladom sú zvukové vlny vo vzduchu. Kmitanie každého bodu vlnenia predstavuje jednoduchý harmonický oscilátor popísaný pohybovou rovnicou:

$$\frac{d^2x(t)}{dt^2} + \omega^2x(t) = 0, \quad (3.1)$$

kde x ako funkcia času je výchylka z rovnovážnej polohy a ω uhlová frekvencia definovaná vzťahom

$$\omega = \frac{2\pi}{\tau}. \quad (3.2)$$

τ je perióda (prevrátená hodnota frekvencie ν), teda čas, za ktorý prejde rozruch vzdialenosť jednej vlnovej dĺžky λ (vzdialenosť medzi dvomi najbližšími bodmi prostredia, ktoré sú v tom istom čase vo fáze).



Obr. 3.2: Časový priebeh QBO v rokoch 1989-2013, Singapur. Dáta stiahnuté z [21].

Riešenie rovnice 3.1 má tvar vlnovej funkcie:

$$x = x_{max} \cos(\omega t + \varphi). \quad (3.3)$$

Okamžitá výchylka má kosínový charakter, amplitúda x_{max} udáva maximálnu hodnotu výchylky a φ je fázový uhol. Pomocou fázovej rýchlosti šírenia vlny c vyjadríme vlnovú dĺžku vzťahom:

$$\lambda = c\tau = c \frac{2\pi}{\omega}. \quad (3.4)$$

Ďalšia veličina, ktorá popisuje vlnenie je *vlnové číslo* k :

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} = \frac{\omega}{c}. \quad (3.5)$$

Poslednú rovnosť nazývame tzv. *disperzným vzťahom*:

$$\omega(k) = ck, \quad (3.6)$$

ktorý udáva závislosť rýchlosti vlnenia na vlnovej dĺžke. Rýchlosť šírenia amplitúdy skupiny vln a rýchlosť prenosu energie vlnením vyjadruje *grupová rýchlosť* v_g definovaná ako:

$$v_g = \frac{d\omega}{dk}. \quad (3.7)$$

Ak nedochádza k disperzii, vlny všetkých vlnových dĺžok sa šíria rovnakou rýchlosťou a fázová rýchlosť sa rovná grupovej. Vzťah medzi týmito rýchlosťami sa dá odvodiť napríklad v tvare:

$$v_g = c - \lambda \frac{dc}{d\lambda}. \quad (3.8)$$

Atmosferické vlny vznikajú v dôsledku tepelných a dynamických zmien v poli nejakej atmosferickej premennej (teplota, tlak, rýchlosť vetra...). Dynamickou zmenou sa myslí napríklad prechod vzduchu cez horský hrebeň. Tepelná zmena môže mať malý charakter (gravitačné vlny vzniknuté konvekciou) alebo veľký (Rossbyho vlny vzniknuté na základe rozdielu teploty nad pevninou a oceánom v zime). V troposfére a stratosfére sa podľa [1] vyskytujú:

- *gravitačné (vztlakové) vlny*, ktorých existenciu umožňuje vztlaková sila alebo gravitácia
- *zotrvačno-gravitačné vlny*, ktoré majú dostatočne dlhú periódu na to, aby na nich pôsobila Coriolisova sila
- *vynútené stacionárne planetárne vlny* – Rossbyho vlny s veľmi dlhou vlnovou dĺžkou (do 10 000 km), ktoré sú generované masívnou topografiou (napr. Himalájami) alebo rozdielom teplôt pevniny a oceána; ak je západné prúdenie oslabené, šíria sa vertikálne a zanechávajú svoju hybnosť v stratosfére
- *voľne šíriace sa planetárne vlny*, ktoré sa pohybujú okolo danej zemepisnej šírky s periódou niekoľko dní

- *ekvatoriálne vlny*, ktoré sú viazané k rovníku vďaka tomu, že Coriolisov parameter sa tam blíži k nule
- *gravitačné vlny miernych zemepisných šírok* sú zotrvačno-gravitačné vlny v miernych a vyšších šírkach, ktoré sa môžu šíriť do strednej atmosféry.

QBO riadia vertikálne sa šíriace ekvatoriálne *Rossbyho-gravitačné* vlny, *Kelvinove* a gravitačné vlny. Vznikajú v tropickej troposfére, ich amplitúda je najväčšia na rovníku a ďalej exponenciálne klesá.

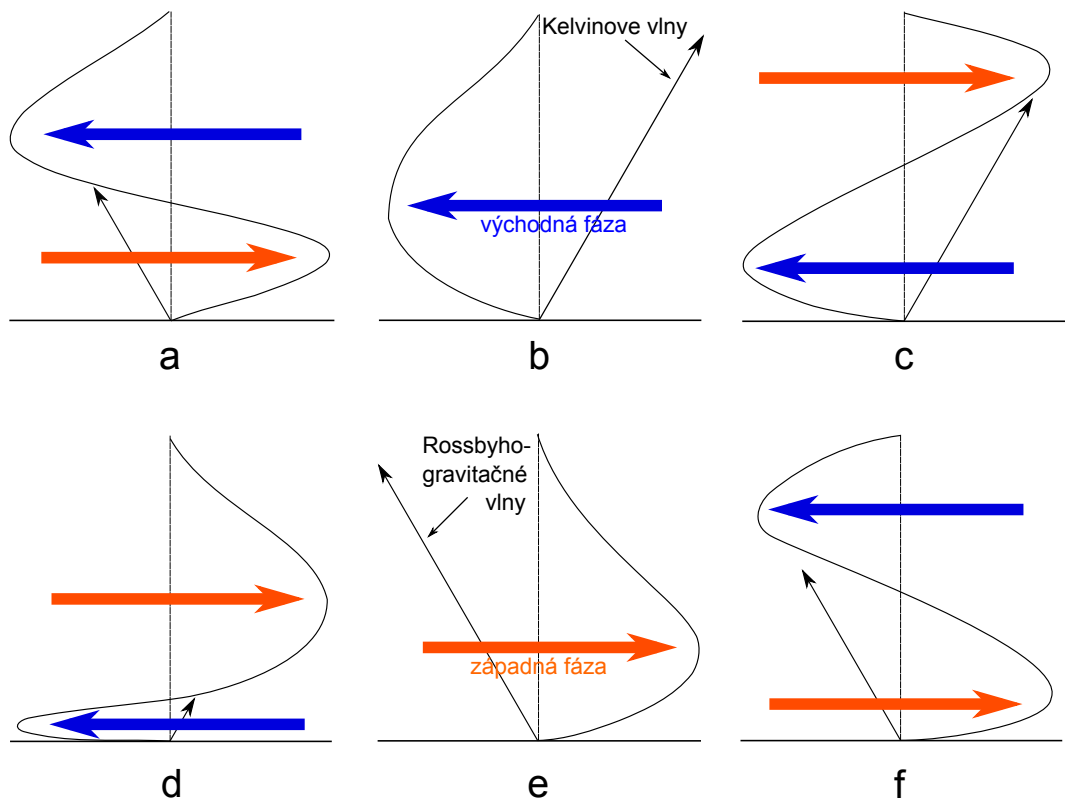
3.3.1 Ekvatoriálne vlny

Ekvatoriálne vlny sa môžu pohybovať iba zonálne a vertikálne [1]. Patria medzi *Kelvinove vlny*, ktoré existujú v oceáne aj atmosfére a šíria sa popri prekážke. Oceánske Kelvinove vlny majú na severnej pologuli pevninu v smere šírenia po pravej strane, na južnej pologuli po ľavej strane. Sú nedisperzné, fázová rýchlosť c sa rovná grupovej rýchlosti v_g , čím si zachovávajú svoj tvar a sú symetrické po oboch stranách rovníka. Atmosferické ekvatoriálne Kelvinove vlny, dôležité pre QBO, sa vyskytujú iba v blízkosti rovníka, ktorý im slúži ako prekážka, popri ktorej sa pohybujú pomerne rýchlo (až 250 km/deň [1]) smerom zo západu na východ, takže prenášajú západnú hybnosť. Zohrávajú taktiež dôležitú rolu pri oscilácii ENSO.

Rossbyho-gravitačné vlny sú nesymetrické v poli rýchlosti vetra a tlaku. Šíria sa smerom z východu na západ, prenášajú a neskôr v stratosfére odovzdávajú východnú hybnosť. Fázová rýchlosť Rossbyho-gravitačných vln sa nerovná grupovej rýchlosti, teda závisí na vlnovom čísle a platí pre nich disperzný vzťah.

3.4 Teória vzniku QBO

Tropické atmosferické vlny, ktoré spôsobujú QBO, v období jej objavu neboli známe, preto sa vedci snažili nájsť odpovede inde. Vymýšľali teórie o neznámej vnútornej spätnej väzbe, prirodzenej perióde atmosferickej oscilácie, alebo kombinácii oboch. Keďže sa fáza QBO šíri zhora nadol, mysleli si, že príčina vzniku musí byť v hornej stratosfére. Nepodarilo sa im však vysvetliť meniace sa fázy, ani smer ich šírenia s nemennou amplitúdou. V roku 1968 americkí vedci *Richard S. Lindzen* a *James R. Holton* napísali článok o tom, že QBO poháňajú vertikálne sa šíriace tropické gravitačné vlny, ktorý vyšiel v časopise *Journal of the Atmospheric Sciences* [22]. Tieto vlny sa šíria z troposféry do stratosféry, kde sú tlmené a odovzdávajú horizontálnu zložku svojej hybnosti zonálnemu vetru. O štyri roky neskôr článok doplnili popisom Kelvinových vln so západnou hybnosťou a Rossbyho-gravitačných vln, ktoré nesú východnú hybnosť [23]. Britský meteorológ *R. Alan Plumb* a austrálsky vedec *Angus David McEwan* v roku 1978 zrealizovali QBO ako laboratórny experiment [24]. Takmer identický pokus je uvedený v odstavci 3.4.1. Pozorované amplitúdy Kelvinových a Rossbyho-gravitačných vln boli dostatočné v modeli ideálnej atmosféry, no procesy v reálnej atmosfére opísali až Briti *L. J. Gray* a *J. A. Pyle* v roku 1989 [25], ktorí amplitúdy trikrát zväčšili. Túto teóriu dodnes nikto nespochybnil.



Obr. 3.3: Zmena fáz QBO, čierna krivka znázorňuje vertikálny profil ekvatoriálnych zonálnych vetrov.

QBO poháňajú ekvatoriálne západné Kelvinove, východné zmiešané Rossbyho-gravitačné vlny a gravitačné vlny. Šírenie atmosferických vln s fázovou rýchlosťou c vo vertikálnom smere popisuje *Charney-Drazinova podmienka*[26]:

$$0 < U - c < U_c. \quad (3.9)$$

U je priemerná rýchlosť prúdenia v zonálnom smere a U_c je Rossbyho kritická rýchlosť definovaná vzťahom:

$$U_c = \frac{\beta}{k^2 + l^2 + \frac{f^2}{4N^2H^2}}. \quad (3.10)$$

β udáva zmenu Coriolisovho parametra f ($f = 2\Omega \sin\varphi$) so zemepisnou šírkou (y je vzdialenosť od rovníka):

$$\beta = \frac{\partial f}{\partial y}, \quad (3.11)$$

k a l sú horizontálne vlnové čísla, H výška (*scale height*) nad zemským povrchom, v ktorej atmosferický tlak zmenší svoju hodnotu e -krát (e -Eulerovo číslo) a N je *Brunt-Väisäläova vztlaková frekvencia* udávajúca frekvenciu, s ktorou osciluje vzduchová častica vertikálne premiestnená v staticky stabilnom prostredí, definovaná zmenou potenciálnej teploty θ s výškou:

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz}} \quad (3.12)$$



Obr. 3.4: Nádoba použitá pri experimente [27]

Aby sa v atmosfére mohli vlny šíriť vertikálne, musí prevládať západné zonálne prúdenie s rýchlosťou menšou ako U_c . Kritická hodnota pre vlny s horizontálnym vlnovým číslom 2 je približne 38 m/s, pre vlny s horizontálnym vlnovým číslom 1 približne 57 m/s. V zime býva prúdenie rýchlejšie, preto planetárne vlny najviac prenikajú z troposféry do stratosféry hlavne na jeseň, keď je západné prúdenie ešte slabšie.

Fázy QBO sa menia vďaka ekvatoriálnym Kelvinovým a Rossbyho-gravitačným vlnám. Periodický cyklus znázorňuje obrázok 3.3. Podľa Charney–Drazinovej podmienky (nerovnica 3.9) sa Rossbyho-gravitačné vlny (s východnou horizontálnou zložkou hybnosti) môžu šíriť cez západné prúdenie (a) až po hranicu s východným prúdením, kde sa rozdiel fázovej rýchlosti vlny a zonálnej rýchlosti prúdenia blíži k nule ($U-c \rightarrow 0$), a disipujú. Západná fáza sa postupne vertikálne zužuje, až sa stane nestabilnou a úplne zanikne (b). Kelvinove vlny postupujú vyššie cez východné prúdenie a odovzdávajú západnú hybnosť, kým nevznikne nová západná fáza (c), ktorá sa začne šíriť nadol. Tentokrát sa zužuje východná fáza, až pozvoľna zaniká (d). Rossbyho-gravitačné vlny sa môžu opäť vertikálne šíriť bez prekážok (e). Ak je východnej hybnosti dostatok, vniká nová východná fáza (f) a celý cyklus sa opakuje. Pokles danej fázy spôsobuje energia absorbovaná zonálnym prúdením pri disipácii vlny na hranici $U=c$.

3.4.1 QBO experiment

V rokoch 1990-1997 profesor *Satoshi Sakai* organizoval viaceré geofyzikálne experimenty spolu so študentmi Kjótskej univerzity, medzi ktorými simulovali aj QBO [27]. Chceli zreprodukovat pôvodný *Plumbov a McEwanov* pokus [24], čo sa im aj podarilo. Model ekvatoriálnej stratosféry predstavovala akrylová nádoba tvorená dvoma súosými valcami s priemerom 40 a 60 cm a výškou 60 cm (obr. 3.4). Atmosféru s klesajúcou hustotou nahradila rozvrstvená rôzne slaná voda. Nádoba bola zhora uzavretá gumenou membránou rozdelenou na šestnásť



Obr. 3.5: Záber z videa experimentu [27]

komôr, do ktorých bol privedený vzduch, čím modelovali gravitačné vlny. Jediný rozdiel oproti skutočnosti bol, že vlny pôsobili zhora a nie zdola, ako je tomu v atmosfére. Keďže sú stacionárne gravitačné vlny vertikálne symetrické, pokus to neovplyvnilo, akurát sa daná fáza QBO šírila opačne, tj. zdola nahor.

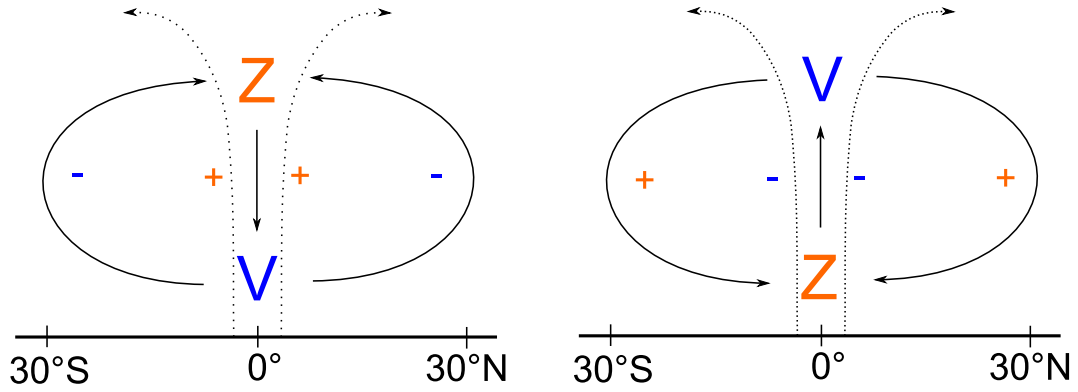
Výsledky ich mnohoročnej práce sú zachytené na 20-sekundovom videu, ktoré je zrýchlené 230-krát, ukázkový záber z neho je na obrázku 3.5. Celé video je dostupné na priloženom CD spolu s elektronickou verziou práce.

Pomocou vzduchu rozvibrovali membránu s amplitúdou 11 mm a naozaj boli schopní pozorovať meniace sa fázy QBO. Pohyby tekutiny zvýraznili malými bielymi guľôčkami, ktoré sa bez pôsobenia vonkajších síl vo vode neutrálne vznášali. Ak sledujeme spodnú vrstvu vody, vidíme, ako sa pohybuje jedným smerom a daná fáza sa šíri nahor. Postupne spomaľuje, zastaví sa a zmení smer pohybu na opačný, čo sa periodicky opakuje. Tento pokus názorne overil mechanizmus kvazi-bienálnej oscilácie.

3.5 Dôsledky QBO

Aj napriek tomu, že QBO je jav vyskytujúci sa v tropickej stratosfére, jeho dôsledky sú zjavné aj mimo trópov. QBO ovplyvňuje:

- stratosferické prúdenie vo všetkých zemepisných šírkach tým, že modifikuje efekty mimotropických atmosferických vln na zonálnom prúdení
- premenlivosť mezoféry na jej hornej hranici (okolo 80 km), pretože filtruje vlny (cez QBO prejdú vlny iba s určitými vlnovými dĺžkami), ktoré sa šíria vertikálne cez ekvatoriálnu stratosféru
- šírkové rozloženie chemických zložiek atmosféry (napr. ozón, vodná para, metán)
- mimotropické vlny, ktoré môžu spôsobiť rozpad polárneho víru, ktorý ovplyvňuje počasie, takže QBO nepriamo vplýva na situáciu v troposfére.



Obr. 3.6: Kladné (+) s záporné (-) teplotné anomálie spojené so zostupujúcou západnou (Z) a východnou (V) fázou QBO. Bodkované šípky znázorňujú oslabenú/zosilnenú Brewer-Dobsonovú cirkuláciu.

3.5.1 Vplyv na Brewer-Dobsonovu cirkuláciu a množstvo ozónu

Kvázi-bienálna oscilácia vyvoláva v stratosfére teplotné anomálie, ktoré upravujú BD cirkuláciu, na ktorej závisí množstvo ozónu v stratosfére. Vzťah medzi horizontálnym gradientom teploty a vertikálnym strihom vetra $\left(\frac{\delta U}{\delta z}\right)$ vyjadruje *termálny vietor* (viac o ňom napr. v [10]). Ak je horizontálny teplotný gradient kladný (smeruje od pólův k rovníku), podľa rovnice termálneho vetra na rovníku západný vietor s výškou rastie. Naopak, ak je horizontálny teplotný gradient záporný, s výškou rastie východný vietor.

Medzi zostupujúcou západnou fázou QBO a východnou fázou, ktorá je pod ňou, vzniká kladná teplotná anomália (ľavý obrázok 3.6), čo vedie k zvýšenému dlhovlnnému vyžarovaniu (napr. molekulami O_3 a CO_2). Ak predpokladáme, že ohrev krátkovlnnou slnečnou radiáciou je konštantný, celkový ohrev danej oblasti stratosféry je nižší, čím je Brewer-Dobsonova cirkulácia oslabená.

Zostupujúca východná fáza QBO vytvára medzi sebou a západnou fázou záporné anomálie (pravý obrázok 3.6), vďaka ktorým je dlhovlnné vyžarovanie slabšie, čím je celkový ohrev stratosféry väčší a Brewer-Dobsonova cirkulácia je urýchlená. Príslušné výstupné/zostupné pohyby teplotných anomálií na rovníku sú kompenzované zostupnými/výstupnými pohybmi opačných teplotných anomálií v subtropickej oblasti (na obr. 3.6 znázornené šípkami).

QBO je spojená s okolím rovníka, kde vzniká väčšina ozónu a začína jeho transport. Spomalená BD cirkulácia počas západnej fázy QBO značí zvýšenú koncentráciu ozónu nad rovníkom, pretože môže vznikáť dlhšiu dobu, a zníženú koncentráciu v subtropickej oblasti. Analogicky zrýchlená BD cirkulácia vysvetľuje nad rovníkom zníženie a v subtropickej oblasti zvýšenie koncentrácie ozónu. Podľa [29] sa tieto anomálie pohybujú v rozsahu ± 10 DU, čo predstavuje ± 4 % oproti priemerným hodnotám. Keďže QBO nemá stály ročný chod, neexistuje žiadne ročné obdobie, v ktorom by anomálie ozónu dosahovali maximálnu amplitúdu.

3.5.2 Vplyv na mimotropickú stratosféru

V mimotropickej stratosfére dochádza počas ročného chodu k oveľa väčším zmenám ako v troposfére. V zime ochladením vzniká západný polárny vír, ktorý v lete kvôli radiačným zmenám nahrádza východné prúdenie. Túto cirkuláciu najmä na severnej pologuli narúšajú planetárne vlny šíriace sa vertikálne a meridiálne cez západné vetry. Polárny vír nad Arktídou nimi býva oslabený, alebo môže úplne zmeniť smer o 180° (SSW, kapitola 2.4). Vďaka tejto veľkej medziročnej variabilite na severnej pologuli QBO ovplyvňuje polárnu stratosféru tým, že modifikuje vlnovú aktivitu.

Skúmať QBO signál nie je jednoduché, časový rad dát je limitovaný pozorovaniami (dáta do výšky 10 hPa až od 50. rokov minulého storočia). Na mimotropickú stratosféru vplyva aj napr. troposféra, slnečný cyklus a sopečné erupcie, preto je zložité rozoznať a oddeliť práve QBO signál.

Prvú teóriu o tom, ako QBO mení globálnu cirkuláciu v hladine 50 hPa napísali *James R. Holton* a *Hsiu-Chi Tan* v roku 1980 [28]. Študovali 16 zím na severnej pologuli (1962-1977), čo je zo štatistického hľadiska pomerne malý súbor. Rozdelili ich do dvoch kategórií: na zimy, počas ktorých bolo QBO vo východnej a v západnej fáze. Výskumom došli k záverom:

- ak je QBO v západnej fáze, planetárne vlny s horizontálnym vlnovým číslom 2 majú začiatkom zimy (november-december) až o 40% väčšiu amplitúdu a môžu sa voľne šíriť. Prevláda stabilný, studený polárny vír.
- Ak je QBO vo východnej fáze, okolo 30° N sa nachádza hranica (*critical line*), kde je nulový zonálny vietor ($U=0$ m/s), pretože vyššie už sú zimné západné vetry. V tomto prípade sa môžu voľne šíriť vlny s horizontálnym vlnovým číslom 1, amplitúdu majú väčšiu koncom zimy (január-marec), čo často vedie k rozpadu polárneho víru a hlavnému náhlemu stratosferickému otepleniu.

Podľa ich teórie QBO moduluje medzišírkovú pozíciu hranice $U=0$ a meridiálny profil mimotropického zonálneho vetra, čím ovplyvňuje šírenie planetárnych vln. Počas východnej fázy QBO planetárne vlny vzniknuté v zimnej hemisfére sú odklonené od rovníka naspäť, kde ostávajú uväznené, čím oslabujú polárny vír. Ďalej zistili, že geopotenciálna hladina 50 hPa je v polárnej oblasti (60° N až 90° N) podstatne nižšia počas západnej fázy QBO (zima aj leto), zatiaľ čo v miernych zemepisných šírkach sa nachádza vyššie.

Neskôr Holton–Tanovu (H–T) teóriu doplnili profesorka *Karin Labitzke* a *H. van Loon* [20] z berlínskej stratosferickej výskumnej skupiny. Po preskúmaní 40 zím overili platnosť H–T teórie iba v prípade nízkej slnečnej aktivity (11-ročný cyklus slnečných škvŕn je v minime). Ak je slnečná aktivita vysoká, vplyv QBO bol presne opačný. Polárny vír bol silný počas východnej fázy QBO, kým počas západnej fázy pozorovali často jeho narušenie. Vplyv QBO na cirkuláciu stratosféry vyšších zemepisných šírok je teda kombinovaný s cyklom slnečných škvŕn (*SSC - The Sunspot Cycle*).

Otázkou zostáva, či za touto dekádovou premenlivosťou naozaj stojí SSC. Počas 11-ročného cyklu sa solárna konštanta mení iba o menej ako 0.1%. Z toho rozdiel v UV zložke, ktorá je zodpovedná za zmeny množstva tepla produkované ozónom v stratosfére, je menší ako 1% [29].

3.5.3 Vplyv na troposféru

Čo sa troposféry týka, najpreukázateľnejší vplyv má QBO na variabilitu aktivity hurikánov v Atlantickom oceáne [29]. Ak sa QBO nachádza vo východnej fáze okolo výšky 50 hPa (alebo sa do východnej fázy tesne blíži), v tropickej oblasti Atlantiku vzniká výrazne viac silných hurikánov, ako keď je QBO vo fáze západnej. Táto skutočnosť sa doteraz využíva ako jeden z faktorov predpovede hurikánovej sezóny.

Mechanizmus vplyvu je vysvetlený v [31]. Jedna z nutných podmienok vzniku hurikánu (napr. okrem toho, že teplota povrchu oceánu musí byť $>26.5^{\circ}\text{C}$, vzduch musí byť dostatočne vlhký a Coriolisova sila sa nesmie blížiť k nule) je nízka hodnota vertikálneho strihu vetra, čo je splnené počas západnej fázy QBO. Ďalší vplyv QBO na množstvo hurikánov je cez už spomínané teplotné anomálie. Počas západnej fázy pozorujeme kladné anomálie, kedy môže byť teplota tropickej tropopauzy zvýšená až o 0.8°C . Tým vzniká v hornej troposfére stabilné rozvrstvenie, čo znižuje konvektívne prúdenie na rovníku a vytvára kompenzujúce výstupné pohyby ďalej od rovníka, kde sa už môžu tvoriť hurikány (Coriolisov parameter už nie je nulový). Počas východnej fázy QBO záporné anomálie posilňujú konvekciu na rovníku, ktorá je sprevádzaná zostupnými pohybmi vo vyšších zemepisných šírkach, čo sťažuje podmienky pre vznik hurikánov.

3.5.4 Mezosferické QBO

So zaujímavou teóriou prišiel v roku 1996 *M. D. Burrage*, ktorý v článku [30] popisuje osciláciu závislú na QBO v mezosfére. Analyzoval satelitné dáta z Vianočného ostrova (2°N), v ktorých po odstránení ročného chodu (*annual oscillation*) a polročnej oscilácie (*SAO – semi-annual oscillation*) objavil osciláciu podobnú QBO s centrom približne vo výške 85 km. Nazval ju mezosferické QBO (MQBO). MQBO dosahuje až po 30. rovnobežku severnej aj južnej zemepisnej šírky a jej fáza sa líši o 180° od fázy QBO vo výške 40 hPa (ak je QBO vo východnej fáze, MQBO je v západnej a analogicky, ak je QBO v západnej, MQBO je vo východnej). Vzhľadom ku krátkemu časovému radu použitých dát (1991-1996) sa nedá jednoznačne tvrdiť, že sa jedná o pravidelný jav. Na to by bolo potrebné preskúmať oveľa dlhšie obdobie.

Neskôr britská vedecká skupina zaoberajúca sa výskumom Antarktídy publikovala článok [32] o tom, ako súvisia MQBO vetry nad Antarktídou s ekvatoriálnou stratosférou a QBO. K dispozícii mali dáta zo stanice Halley (75.5°S 26.5°W) získané IDI (*imaging Doppler interferometer*) technikou, kde ju takmer nepretržite používali na meranie mezosferických vetrov v rokoch 1996 až 2007, čo zahŕňa päť QBO cyklov a celý slnečný cyklus (SSC). Zistili spojitost v zime a na jar. Potvrdili hypotézu, že prúdenie je modulované vplyvom QBO na šírenie planetárnych vln. V zime MQBO v západnej fáze dovoľuje mezosferickým planetárnym vlnám šíriť sa cez rovník na opačnú pologuľu, čím sa znižuje vlnová aktivita a mezosferický polárny vír je silnejší. Medzitým sa v stratosfére uplatňuje Holton-Tanov efekt: QBO vo východnej fáze implikuje oslabený polárny vír. Ak je na jar QBO naopak v západnej fáze, polárny vír v stratosfére je silnejší. Počas toho je MQBO vo východnej fáze, čo zase znižuje aktivitu mezosferických planetárnych vln, ktoré majú zablokovaný prechod cez rovník z jesennej pologule. V konečnom dôsledku sú mezosferické vetry silnejšie aj v zime, aj na jar.

Záver

Úlohou prvej kapitoly je priblížiť zemskú atmosféru, jej rozdelenie a všeobecnú cirkuláciu. Odvodený je vertikálny gradient teploty v troposfére, ak platia isté zjedodušujúce predpoklady (adiabatický dej, konštantná hustota vzduchu a tepelná kapacita, zmeny atmosferického tlaku iba v horizontálnom smere a hlavne nulová vlhkosť). V závere kapitoly je objasnené tryskové prúdenie (jet stream), jeho zonálny a meridionálny charakter v závislosti na fáze arktickej oscilácie a významná Brewer-Dobsonova cirkulácia, ktorá určuje medzišírkové rozloženie ozónu.

V druhej kapitole som sa zamerala na stratosféru, jej priemerné charakteristiky a podstatné javy, ktoré sa v nej vyskytujú. Teplota a zonálne prúdenie je vykreslené pomocou NCEP/NCAR mesačných reanalýz. Vybrala som si dve hladiny, 100 hPa a 10 hPa. Ak porovnáme grafy týchto hladín, na prvý pohľad sú rozdielne. 100 hPa odpovedá výške približne 16 km, čo na rovníku znamená ešte okolie tropopauzy s veľmi nízkymi teplotami pod -80°C . V polárnej oblasti sa tropopauza rozprestiera zhruba vo výške 300 hPa a v šestnástich kilometroch v lete pomaly začína teplotná inverzia. Hladina 10 hPa sa nachádza vo výške asi 30 km, kde nepozorujeme už žiaden vplyv tropopauzy.

Zonálne prúdenie je vykreslené pomocou grafov geopotenciálnej výšky, ktorá je úmerná tlaku. Geostrofická aproximácia hovorí, že vzduch prúdi pozdĺž izohýps v takom smere, aby naľavo bol tlak nižší a napravo vyšší, čo súvisí so zimnou tlakovou nížou nad pólmi, ktorú obklopuje uzavreté západné prúdenie nazývané polárny vír. Ten je nad Antarktídou silnejší ako nad Arktídou a tiež je stály, vďaka čomu sa prehľbujú teplotné gradienty a teploty pod -90°C nie sú vôbec výnimočné. Tým je splnená podmienka vzniku polárnych stratosferických oblakov, ktoré reakciami prebiehajúcimi na ich povrchu prispievajú k úbytku ozónu a každoročnému jarnému zväčšeniu ozónovej diery. Severná pologuľa sa od južnej líši najmä väčším podielom pevniny k oceánu, čo pomáha pri vzniku planetárnych vln. Vlnová aktivita môže narušiť polárny vír, alebo spôsobiť jeho celkový rozpad. Tieto javy známe ako náhle stratosferické oteplenia sú spojené s rýchlym zvýšením teploty rádovo o desiatky $^{\circ}\text{C}$ v polárnej stratosfére počas iba niekoľkých dní.

Posledná kapitola sa zaoberá stratosferickým fenoménom kvázi-dvojročnej oscilácie (QBO). Na začiatku je stručne vykreslená jej história, základná charakteristika a teória vzniku. Charney-Drazinová podmienka vysvetľuje vertikálne šírenie atmosferických vln a tiež s tým spojenú zmenu fáz QBO.

Dôležitá je podkapitola o dôsledkoch, aké má QBO na troposféru, stratosféru, aj mezosféru. QBO cez teplotné anomálie, ktoré vznikajú so zostupujúcou západnou a východnou fázou, mení Brewer-Dobsonovu cirkuláciu, a tým aj množstvo ozónu. Ak je QBO v západnej fáze, BD cirkulácia je spomalená a v rovníkovej oblasti sa nachádza viac ozónu a v subtrópech menej ozónu ako zvyčajne. Ak je QBO vo východnej fáze, BD cirkulácia je naopak urýchlená a v ekvatoriálnej oblasti je ozónu menej, zatiaľ čo v subtropickej oblasti je ho viac. Holton-Tanov efekt zase dáva do súvislosti fázu QBO a stabilitu polárneho víru: západná fáza QBO značí silný a stabilný vír, počas východnej fázy bolo pozorovaných viac náhlych stratosferických oteplení, a teda slabý, menej stabilný vír. Neskôr sa ukázalo, že táto teória vychádza iba vtedy, ak je cyklus slnečných škvŕn vo svojom

minime.

V podkapitole o vplyve na troposféru som sa zamerala na prepojenie QBO s množstvom hurikánov. Zatiaľ všetko nasvedčuje tomu, že počas východnej fázy QBO je značne vyššia frekvencia výskytu silných hurikánov v Atlantickom oceáne.

Vplyv na mezoféru je popísaný v poslednej podkapitole. Ak je QBO vo východnej fáze, v mezofére sú nad ňou západné vetry a ak je QBO vo fáze východnej, v mezofére prevláda západné ekvatoriálne prúdenie. Následne sa ukázalo to, že nezáleží na tom, aká je fáza QBO, pretože mezosferický polárny vír je v oboch fázach posilnený.

Kvázi-bienálna oscilácia je dôležitá hlavne kvôli vyššie spomínaným vplyvom na stratosféru a troposféru, napr. modifikovaním polárneho víru ovplyvňuje dokonca aj počasie na Zemi.

Zoznam použitej literatúry

- [1] MOHANAKUMAR, K. *Stratosphere Troposphere Interactions* Springer, 2008 ISBN 978-14020-8216-0
- [2] NASA, *Ozone Hole Watch* [online]. 2005 [cit. 25. 2. 2014]. Dostupné z: http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/facts/images/polar_stratospheric_cloud.jpg
- [3] NASA [online]. 2013 [cit. 25. 2. 2014]. Dostupné z: http://www.nasa.gov/sites/default/files/images/181083main_NoctilucentWide_lg.jpg
- [4] Frank Andreassen, *Astronomy Picture of the Day* [online]. 2013 [cit. 25. 2. 2014]. Dostupné z: <http://apod.nasa.gov/apod/ap060329.html>
- [5] Glenn Elert, *The Physics Hypertextbook* [online]. 1998–2014 [cit. 2. 3. 2014]. Dostupné z: <http://physics.info/heat-sensible/>
- [6] National Institute of Standards and Technology [online]. 2010 [cit. 2. 3. 2014]. Dostupné z: <http://www.physics.nist.gov/cuu/Constants/index.html>
- [7] HOINKA, K. *The tropopause: discovery, definition and demarcation* [online]. 1997 [cit. 2. 3. 2014]. Dostupné z: <http://www.aos.princeton.edu/WWWPUBLIC/gkv/history/Hoinka-tropo97.pdf>
- [8] EUMETRAIN [online]. 2014 [cit. 15. 3. 2014]. Dostupné z: <http://eumetrain.org/data/3/306/navmenu.php?tab=2&page=1.0.0>
- [9] KOPÁČEK, J. a BEDNÁŘ, J. *Jak vzniká počasí*. KAROLINUM, 2005. ISBN 80-246-1002-7.
- [10] PECHALA, F., BEDNÁŘ, J. *Průručka dynamické meteorologie* Academia, 1991 ISBN 80-200-0198-0
- [11] NOAA, National Weather Service [online]. 2014 [cit. 15. 3. 2014]. Dostupné z: <http://www.srh.noaa.gov/jetstream/global/jet.htm>
- [12] STIMAC, J. P. *Atmospheric Circulation, Department of Geology/Geography, Eastern Illinois University* [online]. 2006 [cit. 20. 3. 2014]. Dostupné z: <http://www.ux1.eiu.edu/~cfjps/1400/circulation.html>
- [13] *Stratospheric Dynamics and the Transport of Ozone and Other Trace Gases* [online]. 2003 [cit. 9. 4. 2014]. Dostupné z: http://www.ccpo.odu.edu/~lizsmith/SEES/ozone/class/Chap_6/
- [14] IPCC/TEAP Special Report: *Safeguarding the Ozone Layer and the Global Climate System* [online]. 2008 [cit. 28. 3. 2014]. Dostupné z: http://www.ipcc.ch/pdf/special-reports/sroc/sroc_full.pdf
- [15] National Weather Service, Climate Prediction Center [online]. 2010 [cit. 4. 3. 2014]. Dostupné z: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/stratosphere/strat-trop/>

- [16] *NCEP/NCAR Reanalysis Monthly Means and Other Derived Variables: Pressure Level, National Oceanic and Atmospheric Administration* [online]. 2010 [cit. 31. 3. 2014]. Dostupné z: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.derived.pressure.html>
- [17] *Pressure level climatologies, ECMWF, ERA-40 Atlas* [online]. 2006 [cit. 23. 3. 2014]. Dostupné z: http://www.ecmwf.int/research/era/ERA-40_Atlas/docs/index.html
- [18] NISHII, K., NAKAMURA, H. *Tropospheric Influence on the Diminished Antarctic Ozone Hole in September 2002, Geophysical Research Letters* [online]. 2004 [cit. 28. 3. 2014]. Dostupné z: <http://www-aos.eps.s.u-tokyo.ac.jp/~nishii/paper/GRL-NishiiNakamura04.pdf>
- [19] *NASA, Annual Meteorological Statistics* [online]. 2014 [cit. 23. 3. 2014]. Dostupné z: http://acdb-ext.gsfc.nasa.gov/Data_services/met/ann_data.html
- [20] LABITZKE, K. and Van Loon, H. *The stratosphere: phenomena, history, and relevance*. Springer, 1999. ISBN 9783540657842.
- [21] *The Quasi-Biennial-Oscillation (QBO) Data Serie, Freie Universität Berlin* [online]. 2014 [cit. 12. 4. 2014]. Dostupné z: <http://www.geo.fu-berlin.de/en/met/ag/strat/produkte/qbo/>
- [22] LINDZEN, R. S., HOLTON, J. R. *A Theory of the Quasi-Biennial Oscillation, Journal of the Atmospheric Sciences* [online]. 1968 [cit. 12. 4. 2014]. Dostupné z: <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0469%281968%29025%3C1095%3AATOTQB%3E2.0.CO%3B2>
- [23] HOLTON, J. R., LINDZEN, R. S. *An Updated Theory for the Quasi-Biennial Cycle of the Tropical Stratosphere, Journal of the Atmospheric Sciences, September 1972* [online]. 1972 [cit. 12. 4. 2014]. Dostupné z: <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0469%281972%29029%3C1076%3AAUTFTQ%3E2.0.CO%3B2>
- [24] PLUMB, R. A., MCEWAN, A. D. *The Instability of a Forced Standing Wave in a Viscous Stratified Fluid: A Laboratory Analogue of the Quasi-Biennial Oscillation* [online]. 1978 [cit. 23. 4. 2014]. Dostupné z: <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0469%281978%29035%3C1827%3ATI0AFS%3E2.0.CO%3B2>
- [25] GRAY, L. J., PYLE, J. A. *A Two-Dimensional Model of the Quasi-biennial Oscillation of Ozone, Journal of the Atmospheric Sciences, January 1989* [online]. 1989 [cit. 12. 4. 2014]. Dostupné z: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469%281989%29046%3C0203%3AATDMOT%3E2.0.CO%3B2>
- [26] CHARNEY, J. G., DRAZIN P. G. *Propagation of Planetary-Scale Disturbances from the Lower into the Upper Atmosphere* [online]. 1961 [cit. 26. 4. 2014]. Dostupné z: http://climateknowledge.org/figures/Rood_Climate_

Change_AOSS480_Documents/QC109_Charney_Drazin_Propagation_Planetary_Waves_JGR_1961.pdf

- [27] SAKAI, S. *QBO experiment, Kyoto University* [online]. 1990-1997 [cit. 11. 4. 2014]. Dostupné z: http://www.gfd-dennou.org/library/gfd_exp/exp_e/exp/bo/index.htm
- [28] HOLTON, J. R., TAN, Hsiu-Chi *The Influence of the Equatorial Quasi-Biennial Oscillation on the Global Circulation at 50 mb* [online]. 1980 [cit. 26. 4. 2014]. Dostupné z: <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0469%281980%29037%3C2200%3ATIOTEQ%3E2.0.CO%3B2>
- [29] BALDWIN, M. P., et al. *The quasi-biennial oscillation, Rev. Geophys., 39(2), 179-229* [online]. 2001 [cit. 12. 4. 2014]. Dostupné z: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/1999RG000073/abstract>
- [30] BURRAGE, M. D. et al. *Long-term variability in the equatorial middle atmosphere zonal wind* [online]. 1996 [cit. 29. 4. 2014]. Dostupné z: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/96JD00575/abstract>
- [31] ARPE, K., LEROY, S. A. G. *Impacts from SSTs, ENSO, stratospheric QBO and global warming on Hurricanes over the North Atlantic* [online]. 2009 [cit. 6. 5. 2014]. Dostupné z: http://bura.brunel.ac.uk/bitstream/2438/4330/1/text_hur_22May2008_no_Fig.pdf
- [32] FORD, E. A. K., HIBBINS, R. E., JARVIS, M. J *QBO effects on Antarctic mesospheric winds and polar vortex dynamics* [online]. 2009 [cit. 4. 5. 2014]. Dostupné z: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2009GL039848/pdf>

Zoznam obrázkov

1.1	<i>Vertikálne delenie atmosféry</i>	4
1.2	<i>Premenlivosť tropopauzy s ročným chodom a zemepisnou šírkou</i>	4
1.3	<i>Dynamická tropopauza</i>	7
1.4	<i>Cirkulačné bunky v troposfére</i>	7
1.5	<i>Tiažová sila na mieste so zemepisnou šírkou φ</i>	8
1.6	<i>Intertropická zóna konvergencie v januári</i>	9
1.7	<i>Intertropická zóna konvergencie v júni</i>	9
1.8	<i>Kladná fáza AO, zonálny charakter polárneho jet streamu.</i>	11
1.9	<i>Záporná fáza AO, meridionálny charakter polárneho jet streamu.</i>	11
1.10	<i>Zonálny priemer Brewer-Dobsonovej cirkulácie počas zimy na severnej pologuli a hustota ozónu v Dobsonových jednotkách.</i>	12
2.1	<i>Časový priebeh teploty v troposfére a stratosfére v roku 2013. Data sú spriemerované pre severnú pologuľu ($60^{\circ}N$ až $90^{\circ}N$).</i>	15
2.2	<i>Časový priebeh teploty v troposfére a stratosfére v roku 2013. Data sú spriemerované pre rovníkovú oblasť ($10^{\circ}N$ až $10^{\circ}S$).</i>	15
2.3	<i>Časový priebeh teploty v troposfére a stratosfére v roku 2013. Data sú spriemerované pre južnú pologuľu ($60^{\circ}S$ až $90^{\circ}S$).</i>	15
2.4	<i>Šírkový priebeh teploty v hladine 100 hPa, priemer za obdobie 1981-2010, severná a južná pologuľa v zime.</i>	16
2.5	<i>Šírkový priebeh teploty v hladine 100 hPa, priemer za obdobie 1981-2010, severná a južná pologuľa v lete.</i>	17
2.6	<i>Šírkový priebeh teploty v hladine 10 hPa, priemer za obdobie 1981-2010, severná a južná pologuľa v zime.</i>	17
2.7	<i>Šírkový priebeh teploty v hladine 10 hPa, priemer za obdobie 1981-2010, severná a južná pologuľa v lete.</i>	17
2.8	<i>Šírkový priebeh geopotenciálnej výšky v hladine 100 hPa, priemer za obdobie 1981-2010, severná a južná pologuľa od 20. rovnobežky v zime.</i>	18
2.9	<i>Šírkový priebeh geopotenciálnej výšky v hladine 100 hPa, priemer za obdobie 1981-2010, severná a južná pologuľa od 20. rovnobežky v lete.</i>	19
2.10	<i>Šírkový priebeh geopotenciálnej výšky v hladine 10 hPa, priemer za obdobie 1981-2010, severná a južná pologuľa od 20. rovnobežky v zime.</i>	19
2.11	<i>Šírkový priebeh geopotenciálnej výšky v hladine 10 hPa, priemer za obdobie 1981-2010, severná a južná pologuľa od 20. rovnobežky v lete.</i>	20
2.12	<i>Šírkový priebeh zonálneho vetra v troposfére a stratosfére, jún-august. Prevzaté z [17].</i>	21
2.13	<i>Šírkový priebeh zonálneho vetra v troposfére a stratosfére, december-február.</i>	21
2.14	<i>Časový priebeh teploty v hladine 30 hPa na severnom póle, január-február 1979-2014 a južnom póle, júl-august 1979-2013.</i>	22
2.15	<i>Časový priebeh teplotných anomálií v troposfére a stratosfére v roku 2013.</i>	23

2.16	<i>Časový priebeh anomálií zonálneho vetra v troposfére a stratosfére v roku 2013.</i>	24
3.1	<i>Časový priebeh zhruba jedného cyklu QBO. Na vykreslenie grafu boli použité najnovšie dáta zo Singapuru (2011-marec 2014).</i>	26
3.2	<i>Časový priebeh QBO v rokoch 1989-2013, Singapur.</i>	27
3.3	<i>Zmena fáz QBO.</i>	30
3.4	<i>Nádoba použitá pri experimente.</i>	31
3.5	<i>Záber z videa experimentu.</i>	32
3.6	<i>Kladné (+) s záporné (-) teplotné anomálie spojené so zostupujúcou západnou (Z) a východnou (V) fázou QBO. Bodkované šípky znázorňujú oslabenú/zosilnenú Brewer-Dobsonovú cirkuláciu.</i>	33

Zoznam použitých skratiek

AO	Arctic Oscillation
DU	Dobson Unit
ENSO	El Niño Southern Oscillation
IDI	Imaging Doppler Interferometer
ITCZ	Intertropical Convergence Zone
MQBO	Mesospheric Quasi-biennial Oscillation
PSC	Polar Stratospheric Cloud
PVU	Potential Vorticity Unit
QBO	Quasi-biennial Oscillation
SAO	Semi-annual Oscillation
SSC	Sunspot Cycle
SSW	Sudden Stratospheric Warming
TTL	Tropical Tropopause Layer
UV	ultraviolet
WMO	World Meteorological Organisation