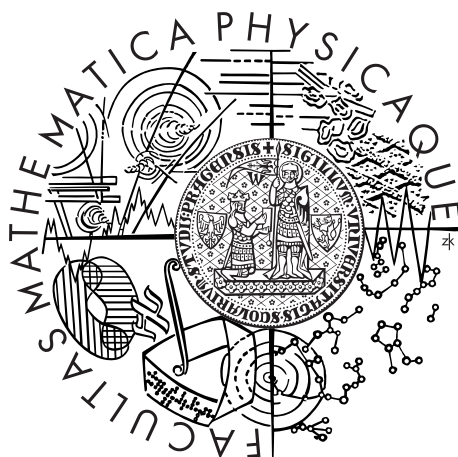


Univerzita Karlova v Praze
Matematicko-fyzikální fakulta

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE



Aleš Kuchař

Klimatické charakteristiky vyšších vrstev atmosféry

Katedra meteorologie a ochrany prostředí

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

Studijní program: Fyzika

Studijní obor: Obecná fyzika

Praha 2011

Na tomto místě bych rád poděkoval především vedoucímu své bakalářské práce RNDr. Petru Pišoftovi, Ph.D., za pomoc s vykreslování použitých dat, za čas, který byl ochoten věnovat konzultacím, a za zapůjčení odborné literatury. Dále bych chtěl poděkovat svému nejbližšímu okolí za morální podporu během vzniku mé bakalářské práce.

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval 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: Klimatické charakteristiky vyšších vrstev atmosféry

Autor: Aleš Kuchař

Katedra: Katedra meteorologie a ochrany prostředí

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

Abstrakt: Tato práce se zabývá studiem klimatických charakteristik vyšších vrstev atmosféry. Mezi klimatické charakteristiky, které byly analyzovány, patří teplota vzduchu, rychlost a směr zonálního větru, geopotenciální výška a celkový sloupec ozónu, popř. jeho směšovací poměr v jednotlivých hladinách. K tomu jsou použity reanalyzovaná data z projektů NCEP/NCAR a ERA-40. Data byla zpracována do grafické podoby, zejména do průměrných měsíčních map za období 1978–2007, resp. 1978 – 2002 v azimutální projekci každé hemisféry v hladinách 300, 100, 10 a 30 hPa. Získané výsledky jsou popsány a interpretovány na základě rešerše z dostupné literatury.

Klíčová slova: stratosféra, ozón, Brewer-Dobsonova cirkulace, polar vortex

Title: Climate characteristics of higher atmospheric levels

Author: Aleš Kuchař

Department: Department of Meteorology and Environment Protection

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

Abstract: This work investigates the climatic characteristics of the upper atmosphere. The characteristics that were analyzed include air temperature, speed and direction of the zonal wind, geopotential height and total column of ozone or its mixing ratio in the individual levels of pressure. Data from projects NCEP/NCAR and ERA-40 reanalysis were used for these purposes. The data are present in a graphic form, particularly in the average monthly maps during 1978 – 2007 for the first one and during 1978 – 2002 for the second one with azimuthal projection for each hemisphere for the levels of 300, 100, 10 and 30 hPa. The results obtained are described and interpreted by a research of available literature.

Keywords: stratosphere, ozone, Brewer-Dobson circulation, polar vortex

Obsah

Úvod	2
1 Atmosféra	3
1.1 Členění a složení atmosféry	3
1.2 Stratosféra a její objev	6
1.3 Základní popis cirkulace v atmosféře	8
1.3.1 Meridionální a zonální cirkulace	8
1.3.2 Jet stream	10
1.3.3 Brewer-Dobsonova cirkulace	12
1.3.4 Polární vír	14
1.4 Kvazi-dvouletá oscilace	14
1.4.1 QBO a Brewer-Dobsonova cirkulace	14
1.4.2 Vliv QBO na transport ozonu	16
1.5 Radiační a chemické procesy ve stratosféře	17
1.5.1 Stratosférický ozon	18
2 Klimatické charakteristiky stratosféry	22
2.1 Použitá data	22
2.2 Teplotní charakteristika	22
2.2.1 Náhlé stratosférické oteplení	24
2.3 Charakteristiky větru	27
2.4 Charakteristiky ozónu	30
3 Průměrné měsíční mapy na Severní polokouli	33
4 Průměrné měsíční mapy na Jižní polokouli	52
Závěr	70
Seznam použité literatury	72
Seznam obrázků	75
Seznam tabulek	76
Seznam použitých zkratk	77
A Standardní atmosféra	78
B Vertikální stříh větru	79

Úvod

Náplní mé bakalářské práce je studium klimatických podmínek vyšších vrstev atmosféry. Především jsem se zaměřil na poměry ve stratosféře. Objev stratosféry na začátku 20. století položil základy k mnohem komplexnějšímu pohledu na zemskou atmosféru. Už neexistovala pouze jedna vrstva – troposféra, kde teplota s výškou klesá, ale objevem inverze teploty ve stratosféře se meteorologie a klimatologie začala zabývat radiačními, chemickými a dynamickými interakcemi mezi těmito dvěma vrstvami atmosféry, jež mají zcela zásadní dopad na vývoj počasí a klimatu Země.

K tomuto účelu jsem použil data z projektu NCEP/NCAR reanalýz [24]. Existence stratosféry je zásadní pro veškeré živé organismy tím, že je chrání před škodlivým UV zářením, neboť obsahuje více než 90 % atmosférického ozonu, proto jsem do své práce také zakomponoval data měsíčních průměrů ozonu, které jsem měl k dispozici z projektu ERA-40 [25]. Výstupem z těchto dat jsou nejrůznější závislosti těchto charakteristik – teploty vzduchu, rychlosti a směru zonálního větru a celkového úhrnu ozónového sloupce, popř. jeho směšovacího poměru. Důraz však byl kladen na vypracování průměrných měsíčních map jednotlivých charakteristik, které nejlépe vystihují poměry ve stratosféře, jak mezišířkově tak longitudinálně.

V práci jsou však využívány i další datové zdroje (především volně dostupné). Např. pro názorný popis atmosféry jsou využívána data z U.S. Standard Atmosphere 1976 [3], [4]. Při základním popisu cirkulace v atmosféře jsem použil data z projektu pro studium stratosférických procesů SPARC [23] či jedné z nejdelších časových řad stratosférických veličin z Free University v Berlíně [7].

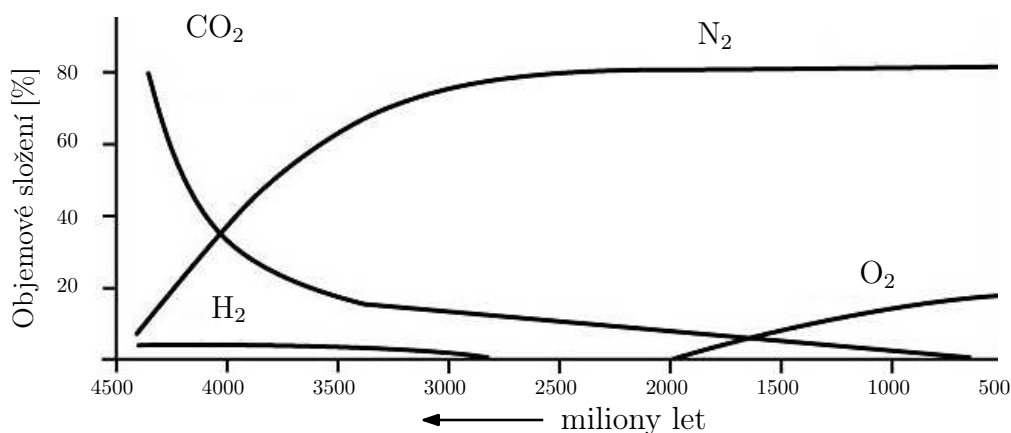
Práci jsem konstituoval tak, že se v první kapitole zabývám atmosférou, kde pojednávám o jejím složení, vertikální struktuře a všeobecné cirkulaci. Konec této kapitoly jsem už profiloval na děje probíhající v převážné většině ve stratosféře s ohledem na vznik a transport ozónu, jako je Brewer-Dobsonova cirkulace a Kvazi-dvouletá oscilace. V další kapitole se věnuji podrobnější diskuzi a interpretaci teplotních charakteristik, kde jsem neopomněl popsat důležitý stratosférický fenomén – Náhlé stratosférické oteplení; charakteristik větru a ozónu. V posledních dvou kapitolách přicházejí na řadu průměrné měsíční mapy teploty vzduchu, geopotenciální výšky, rychlosti a směru zonálního větru a směšovacího poměru ozónu v množině tlakových hladin {300, 100, 30, 10} hPa na obou polokoulích.

1. Atmosféra

1.1 Členění a složení atmosféry

Atmosféra¹ představuje vzdušný obal Země, který svým složením působí jako ochranná bariéra veškerých forem života na naší planetě ať už tím, že absorbuje nebezpečné UV záření nebo tím, že udržuje příznivé klimatické podmínky pro jejich setrvání.

Stáří Země se odhaduje na 4,5 miliardy let, kdežto atmosféra se začala tvořit zhruba před 2 miliardami let v době, kdy kyslík začal unikat z oceánu a jeho rostoucí koncentrace rostla na úkor oxidu uhličitého (viz obr. 1.1). Rozkladem kyslíku UV zářením rostlo také postupně množství ozonu, tudíž se mohly zhruba před půl miliardou let objevit první suchozemské rostliny. Postupem času se z CO₂ stal stopový prvek atmosféry. Jak je z obrázku 1.1 patrné značnou dominanci v atmosféře Země hrají dva plyny – dusík a kyslík, které tvoří 99 % stálých plynů suchého atmosférického vzduchu do 100 km, o čemž také informuje tabulka 1.1. Do zmíněných 100 km sahá homosféra, čili vrstva, kde probíhá neustále turbulentní promíchávání vzduchu, který považujeme za homogenní směs, buď neměnných atmosférických plynů (horní část tabulky) nebo plynů, jejichž koncentrace se mění (dolní část tabulky), kam patří skleníkové plyny, jako je vodní pára, ale např. i atmosférické aerosoly a ozon. Nad 100 km pak dominuje tzv. difúzní promíchávání, plyny jsou pak rozvrstveny podle své molekulové hmotnosti, tuto vrstvu nazýváme heterosférou.



Obrázek 1.1: Evoluce složení atmosféry, upraveno dle [1]

Udáváme-li v příslušné tabulce molekulové hmotnosti jednotlivých složek atmosféry, měli bychom uvést její další poměrně důležité parametry. Střední hmotnost molekul vzduchu se udává $28,966 \text{ g} \cdot \text{mol}^{-1}$, přičemž celkovou střední hmotnost atmosféry lze získat následující aproximací (dle [5])

$$m_a = \frac{2\pi a^2 f}{g} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} [p_s(\phi)] \cos \phi \, d\phi, \quad (1.1)$$

¹Název pochází z řečtiny spojením slov: *atmos* – pára, *sphaira* – koule

Plyn	Chem. značka	Objemové zastoupení [%]	Poměrná molekulová hmotnost [g/mol]
Dusík	N ₂	78,08	28,01
Kyslík	O ₂	20,95	32,00
Argon	Ar	0,933	39,95
Oxid uhličitý	CO ₂	0,033	44,01
Neon	Ne	0,001820	20,18
Helium	He	0,000520	4,02
Krypton	Kr	0,000110	83,8
Xenon	Xe	0,000009	139,29
Vodík	H ₂	0,000050	2,02
Metan	CH ₄	0,000150	16,04
Oxid dusný	N ₂ O	0,000027	44,01
Oxid uhelnatý	CO	0,000019	28,01
Vodní pára	H ₂ O	0 – 4	18,02
Ozón	O ₃	0 – 0,0004	48,02
Amoniak	NH ₃	0,0000004	17,02
Oxid siřičitý	SO ₂	0,0000001	64,06
Oxid dusičitý	NO ₂	0,0000001	46,05

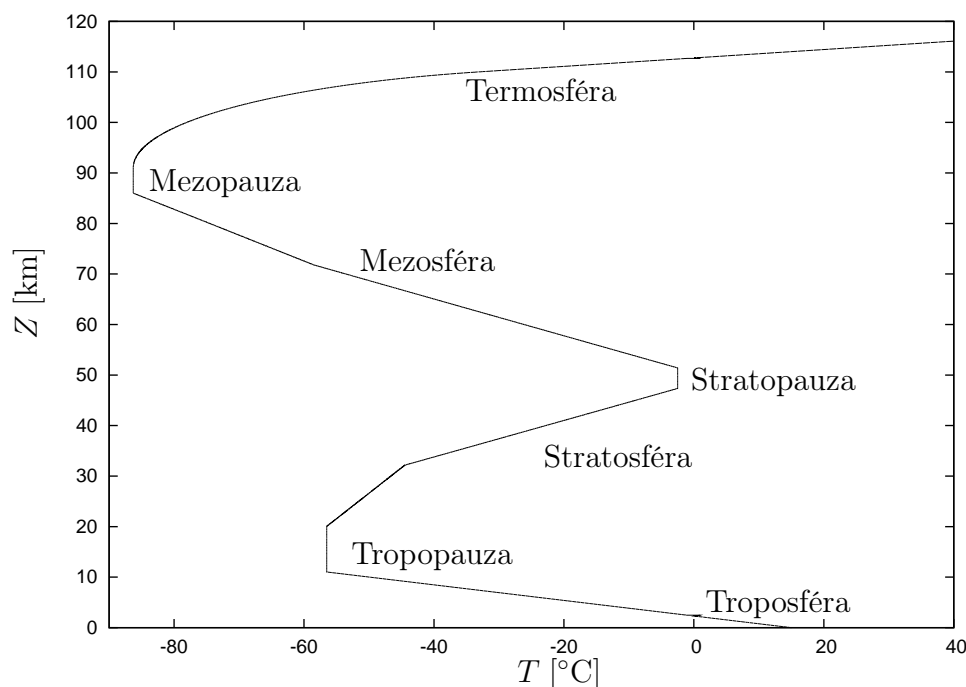
Tabulka 1.1: Základní složky suchého atmosférického vzduchu. Data z [2]

kde $f = 1,002$ je faktor, do něhož jsou započítány efekty tvaru Země a změna tíhového zrychlení s nadmořskou výškou, resp. zeměpisnou šířkou; $a = 6378,39$ km je poloměr Země na rovníku; $g = 9,80665$ m · s⁻² je tíhové zrychlení na 45° zeměpisné šířky; $p_s = 984,76$ hPa je normální zonální povrchový tlak. Celková střední hmotnost atmosféry tedy činí $5,1441 \cdot 10^{18}$ kg, přičemž se v průběhu roku může měnit, např. v důsledku změn vodní páry v atmosféře.

Vertikálních dělení atmosféry existuje celá řada (podle chemického složení, podle interakce atmosféry se zemským povrchem, atd.), my se však zaměříme na vertikální dělení atmosféry podle průběhu teploty vzduchu s nadmořskou výškou.

Podle tohoto kritéria je nejspodnější částí atmosféry **troposféra**. Teplota zde s výškou klesá v průměru² o 0,65°C/100 m. Pokles teploty s výškou v podobě lokálního teplotního gradientu je v mezní vrstvě (do 2 km) závislý především na ročním a denním chodu radiační bilance (přilehlé vrstvy jsou povrchem ohřívány více než ty odlehlejší) a na intenzitě turbulence (významnou roli ovšem hraje i orografie zemského povrchu). V troposféře se vyskytuje prakticky všechna vodní pára obsažená v atmosféře, tedy i všechna oblačnost a s tím spojené příslušné počasí. Vodní pára patří mezi nejdůležitější skleníkové plyny. Obsah vodní páry v atmosféře s výškou klesá, což umožňuje většímu úniku dlouhovlnné radiace, tato skutečnost se pak promítá do vertikálního poklesu teploty. Troposféra může dosahovat v rovníkových oblastech až do výšky 18 km (přičemž pevná hranice není dána), zatímco v polárních oblastech je to kolem 8 km, v našich zeměpis-

²Výše uvedená hodnota je průměrná hodnota lokálního teplotního gradientu $\gamma = -(\partial T)/(\partial z)$ ve standardní atmosféře. Ten se bude místně i časově měnit, tzn. že závisí na denní a noční době, povětrnostní situaci a výšce nad zemským povrchem (viz tab. A.1).



Obrázek 1.2: Vertikální členění atmosféry podle teploty do nadmořské výšky $Z = 120$ km. Data z [3].

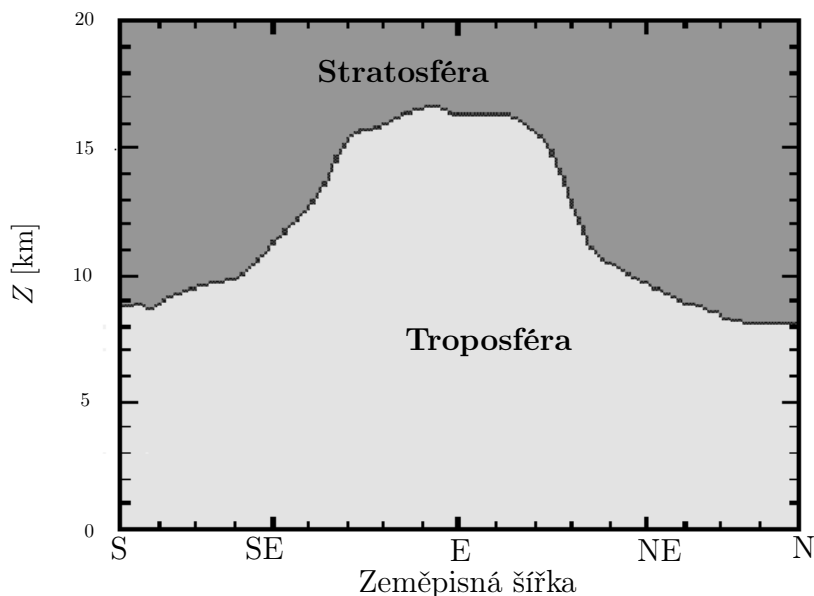
ných šířkách je to kolem 11 km. Troposféra je dále typická neustálým vertikálním promícháním vzduchu, jež ustává v **tropopauze**, která je definována³ poklesem teploty menším než $0,2^\circ\text{C}/100$ m. Průběh tohoto rozhraní v závislosti na zeměpisné šířce mezi troposférou a další vrstvou je znázorněn na obr. 1.3.

Nad troposférou se nachází **stratosféra**, který je na rozdíl od troposféry suchá a kde teplota přestává s výškou klesat a naopak od 10 – 25 km začíná růst.⁴ V důsledku této inverze je zabráněno konvektivním pohybům a stratosféra je z hlediska dynamické meteorologie stabilní vrstvou. Růst teploty s výškou je zapříčiněn tím, že se ve stratosféře vyskytuje 90 % atmosférického ozonu s maximem ve 22 km (~ 41 hPa, viz příloha A), který absorpcí ultrafialového záření ohřívá tyto vrstvy atmosféry, což přímo koresponduje s vertikálním průběhem koncentrace ozonu ve středních vrstvách atmosféry (obr. 1.4). Maximum teploty ve stratosféře vrcholí kolem -3°C v **stratopauze**.

Nad stratosférou najdeme **mezosféru**, vrstvu rozprostírající se v průměru mezi 50 – 80 km, kde se trend teploty opět mění díky zanedbatelné koncentraci vodní páry a téměř žádné UV absorpci ozonem. Mezosféru ohraničuje shora vrstva – **mezopauza**, kde můžeme najít ty nejnižší teploty na zemi. Odtud směrem vzhůru nalezneme **termosféru**, rozprostírající se v průměru ve výškách 80 – 800 km. Teplota však s výškou opět roste a může dosahovat až 1727°C [10]. Měření se však neprovádí klasickými termometrickými metodami, ale určujeme ji na základě velikosti kinetické energie pohybu jednotlivých molekul [11]. Poslední vrstvu zemské atmosféry nazýváme **exosférou**, kterou atmosféra spojitě přechází

³Kromě termické definice troposféry existují i jiné – dynamická či ozónová (více viz [2]).

⁴V závislosti na zeměpisné šířce a na ročním období, neboť např. v Arktidě v prosinci růst teploty s výškou nastává při dolní mezi, kdežto v červenci při té horní.



Obrázek 1.3: Průběh výšky tropopauzy v závislosti na zeměpisné šířce. Upraveno dle [6].

v meziplanetární prostor.

Při pohledu na průběh tlaku v atmosféře dle US Standard Atmosphere (1976), je z obr. 1.5 snadno patrné, že troposféra zaujímá přibližně 74 % celkové hmotnosti atmosféry (bereme-li konec troposféry ve výšce 10 km). Ve stratopauze tlak poklesne až na 1 hPa, což je 0,1 % hmotnosti atmosféry. Nad samotnou hranicí homospféry (tedy do 100 km) se vyskytuje už jen asi miliontina celkové hmotnosti atmosféry.

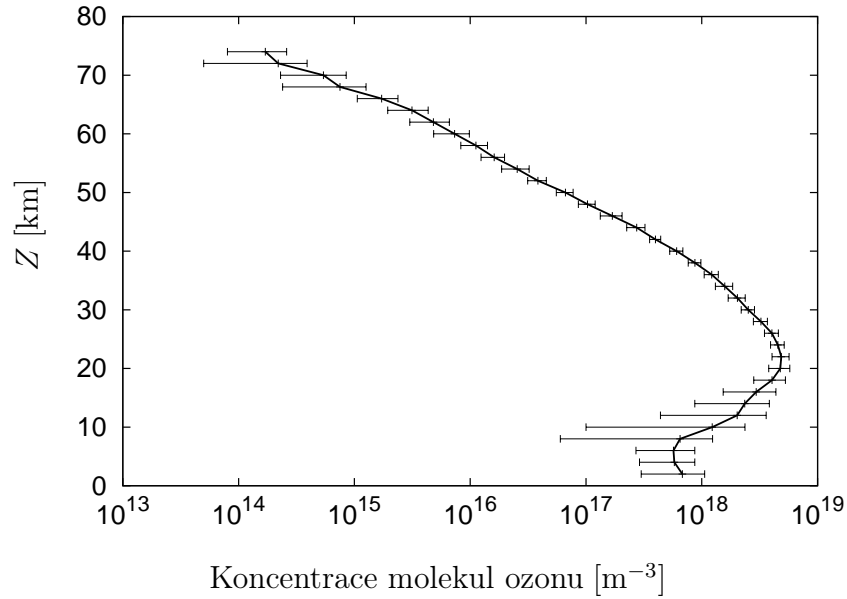
1.2 Stratosféra a její objev

Éra průzkumu volné atmosféry započala v druhé polovině 18. století, kdy datujeme první úspěšný let papírovým horkovzdušným balonem bratrů Mongolfiérových dne 5. června 1783, což dalo neskonale možnosti k měření veškerých meteorologických charakteristik vyšších vrstev atmosféry. Před nasazením balonových měření, probíhala pozorování vyšších vrstev atmosféry pomocí pozorovacích balonů připoutaných k zemi⁵ či tzv. aerostatů z vysokohorských meteorologických stanic. Pilotované lety meteorologických balonů však neměly dlouhodobějšího trvání, neboť výstupy do vyšších vrstev atmosféry si vyžadují použití dýchacích přístrojů, nemluvě o velmi nízkých teplotách, které znemožňují samotný zápis změřených veličin, proto rekordní dostoupanou výškou zůstává 10,5 km s přeživší posádkou, na rozdíl od amerického kapitána H. C. Gray, který podle záznamu barografu dostoupal do výšky 12,8 km, ale let bohužel nepřežil [8].

Průzkum vyšších vrstev atmosféry se začal výrazněji rozvíjet až objevem balonových sond⁶ – roku 1892 Gustave Hermite vypustil první meteorologický balon o průměru 90 cm plněný svítiplynem, který dostoupal do výšky 1,2 km [12].

⁵V angličtině označovaných jako *kites*.

⁶V angličtině *soundings balloons*.



Obrázek 1.4: Modelové rozložení ozónu ve středních vrstvách atmosféry. Data z [3].

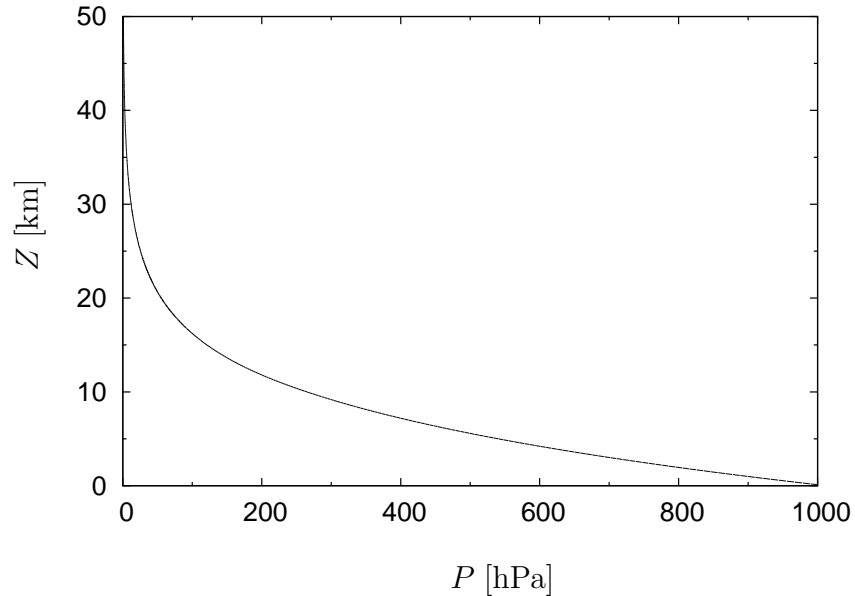
Sondáž volné atmosféry se neubírala jen směrem přesnějších registračních meteorologických přístrojů a snižování jejich váhy, ale změnil se postupem času také materiál na výrobu plášťů sondážních balonů. Papír, hedvábí či zlatotepecká blána byly nahrazeny gumovým povrchem. Elasticita tohoto materiálu sebou přináší výhodu, že nikdy nedosáhne tzv. rovnovážného stavu, jak je tomu např. u papíru. Rychlost výstupu gumového balonu může mít rozpínáním plynu rostoucí či alespoň konstantní tendenci, čímž je dosaženo větší dostupnosti balonu, dále také dostatečné ventilace nesených přístrojů např. aspiračního termometru⁷, což bylo nezbytné k odstranění vlivu přímé sluneční radiace na měřicí přístroje [13]. První gumový balon byl vypuštěn 1. února 1901 Assmanem. Během roku jich stihl z Berlína vypustit 6 s dostupností nad 12 km.

Objev tropopausy na sebe nenechal dlouho čekat. Jelikož od konce 18. století vládla myšlenka, že teplota ve vyšších vrstvách atmosféry s výškou klesá přibližně jako sucho-adiabatický gradient⁸ až do absolutní nuly, které měla dosáhnout zhruba ve 30 km, při prvních měřeních teploty nad 10 km byla překvapující isotermie či případný růst teploty, což se původně připisovalo na vrub systematické chybě způsobené přímou sluneční radiací. Proto např. Léon Teisserenc de Bort i na základě velkého množství vypuštěných balonů z Trappes poblíž Versailles dokonce vypouštěl balony v noci, aby se zbavil pochyb o tom, že v těchto výškách volné atmosféry opravdu nastává inverze teploty. Na to v dubnu roku 1902 uveřejnil práci s názvem „Temperature Variations in the Free Atmosphere between 8 km and 13 km“, nezávisle na něm uveřejnil práci také Assman – „On the existence of a Warmer Air Current at Levels between 10 km and 15 km“.

Teisserenc de Bort rozdělil atmosféru na dvě části – troposféru a stratosféru.

⁷Zkonstruovaného roku 1887 Richardem Assmanem.

⁸ $\gamma_d = -(dT)/(dz) = 1^\circ\text{C}/100\text{ m}$



Obrázek 1.5: Vertikální profil atmosférického tlaku. Data z [3].

Troposféra⁹ je vrstva, kde turbulentní proudění na rozdíl od stratosféry¹⁰ která je stabilnější, vrstevnatá (laminární). Sir Napier Shaw zavedl v roce 1926 tropopauzu jako horní mez troposféry [8].

Postupně se docházelo k závěrům, že troposféra se nachází v létě výše než v zimě, tudíž je i v tropických oblastech výše než v těch polárních. Z balonových měření z roku 1902 bylo např. známo, že se troposféra v anticyklonální situaci posunuje výše než-li v cyklonální.

1.3 Základní popis cirkulace v atmosféře

Dříve popsané vlastnosti jednotlivých vrstev atmosféry se odvíjí od radiační, chemických a dynamických procesů, které se v nich odehrávají. Dynamické vlastnosti atmosféry souvisí s její všeobecnou cirkulací, do které zahrnujeme veškeré planetární vzdušné proudy zabezpečující zonální, meridionální ale i vertikální výměnu vzduchu z hlediska prostorových, časových a energetických měřítek.

1.3.1 Meridionální a zonální cirkulace

Prvním, kdo se začal zabývat atmosférický pohyby, konkrétně pasátovým prouděním byl Edmond Halley, na něhož navázal se svou prací „Concerning the cause of the general trade winds“ roku 1735 George Hadley, který si uvědomil, že všeobecná cirkulace musí být důsledkem rozdílných hodnot intenzity sluneční radiace mezi rovníkem a polárními oblastmi, která je daná už samotnou geometrií Země. Tato tepelná nerovnováha je vyrovnávána meridionálním transportem teplého vzduchu směrem k pólům a naopak studeného směrem k rovníku. V řeči

⁹Z řeckého slova *tropos*, obrat

¹⁰Z řeckého slova *stratum*, příkrývka

čísel se podle [14] transportuje kolem $6 \cdot 10^{15}$ W. Na rovníku teplý vzduch stoupá (termická konvekce), proudí k pólů, kde se subsidencí opět vrací k povrchu a proudí zpět směrem k rovníku, což mimochodem také koresponduje s průběhem výšky tropopauzy v atmosféře (viz obr. 1.3). Působením Coriolisovy síly jsou tyto vzduchové hmoty pohybující se na sever v horních vrstvách atmosféry a severní polokouli uchylovány doprava, tj. východním směrem, a zároveň vzduch pohybující se k rovníku je uchylován směrem západním. Na jižní polokouli jsou tyto pohyby odkláněny doleva. Tento typ cirkulace se nazývá **Hadleyho cirkulací** nebo také **Hadleyho buňkou**¹¹.

Následující elementární úvahou demonstruje, že mechanismus meridionálního transportu, který by byl postaven pouze na jedné Hadleyho buňce – rozprostírající se od rovníku k pólu (z pohledu jedné hemisféry), není fyzikálně přijatelný.

Uvažujme západní vítr vanoucí rychlostí u po idealizovaném prstenci (viz obr. 1.3.1). Moment hybnosti se při tomto pohybu bude zachovávat, tudíž celkový moment hybnosti na jednotku hmoty vzhledem k ose otáčení Země je dán vztahem

$$L = \Omega r^2 + ur, \quad (1.2)$$

kde první člen je moment hybnosti rotující koule a druhý je příspěvek momentu hybnosti pohybující se částice (v našem případě západního větru) vzhledem k rotující Zemi.

Za použití polárních souřadnic dostaneme následující tvar:

$$L = \Omega a^2 \cos^2 \varphi + ua \cos \varphi. \quad (1.3)$$

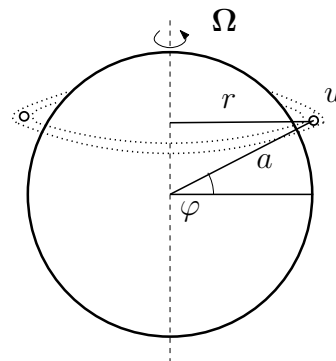
Na rovníku však můžeme však užít předpokladu, že $u = 0$, dostáváme tedy podmínku: $L_0 = \Omega a^2$, která se bude zachovávat pro vzduchové pohyby po kružnici vzhledem k zeměpisné šířce φ , což vyjadřuje následující vztah

$$L = \Omega a^2 \cos^2 \varphi + ua \cos \varphi = L_0, \quad (1.4)$$

z čehož vyjádříme velikost rychlosti větrů směřujících ze západu na východ:

$$u(\varphi) = \Omega a \frac{\sin^2 \varphi}{\cos \varphi}. \quad (1.5)$$

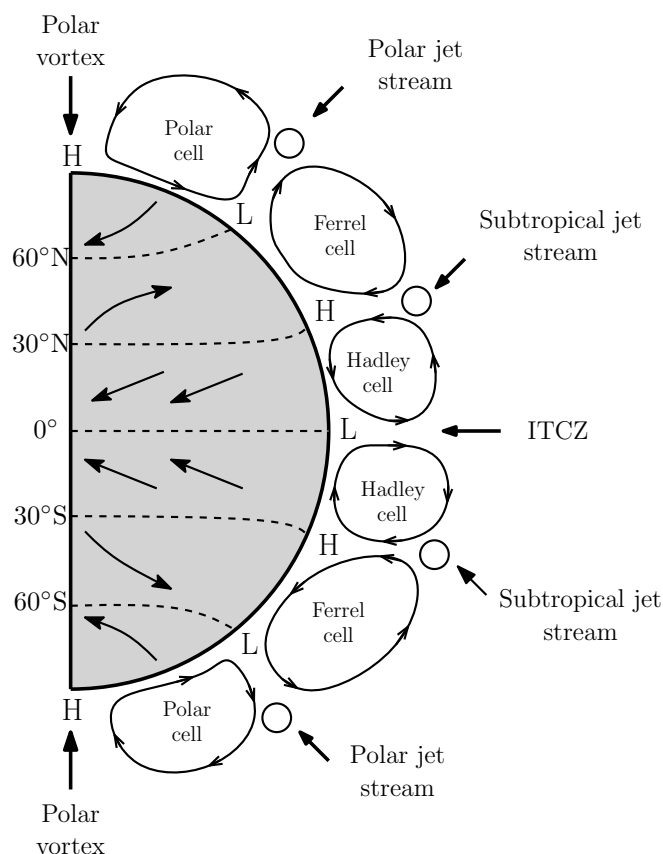
Dosazením poloměru Země $a = 6371$ km, úhlové rychlosti rotace Země $\Omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ dostaneme nerealistické rychlosti větru, např. pro $\varphi = \{10, 20, 30\}^\circ \rightarrow u = \{14, 58, 134\} \text{ m/s}$, přičemž pro $\varphi \rightarrow 90^\circ$ je rychlost dokonce nekonečná, což dokazuje, že Hadleyho buňka nesahá až k pólům [15]. Tuto skutečnost jsem znázornil na obr. 1.7¹², kde jsou kromě již popsané Hadleyho buňky, která se rozprostírá na obou polokoulích přibližně do 30° , znázorněny další dvě – **Polární** a **Ferrellova**. V polární buňce probíhá podobná cirkulace jako v Hadleyho buňce, konvekce kolem 60° severní či jižní šířky je dostatečná k rozpoutání této cirkulace.



Obrázek 1.6: Schematické znázornění vzduchu proudícím po idealizovaném prstenci, který se advekcí pohybuje od rovníku k pólu

¹¹V angličtině *Hadley cell*

¹²V obrázku jsou pro přehlednost vzhledem k české diakritice použity anglické výrazy.



Obrázek 1.7: Ilustrace globální atmosférické cirkulace. Inspirováno obr. v [2].

Ve Ferrelově buňce je meridionální přenos tepla a momentu hybnosti řízen turbulentními pohyby, které jsou vytvářeny důsledkem dynamické nestability Hadleyho buňky kolem 30°. Ve Ferrelově buňce pozorujeme vzestupné pohyby od 45° směrem k pólu a sestupné směrem k rovníku [16].

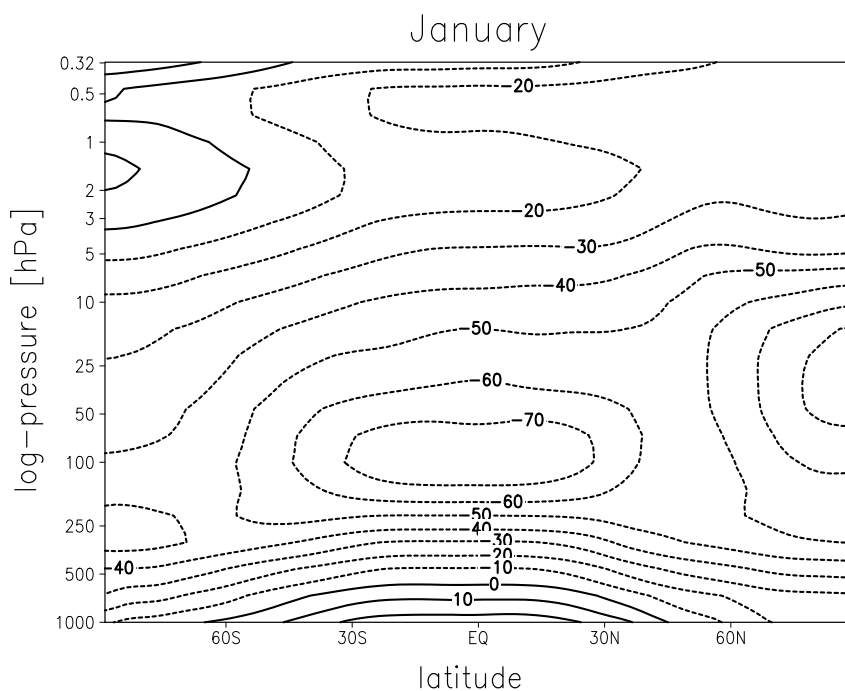
Obecně lze konstatovat, že meridionální větry jsou mnohem slabší než zonální. Ve stratosféře jsou tyto poměry zachovány. Z ročního průměru dat reanalýz NCEP/NCAR (viz kapitola 2.1) mezi hladinami 100 hPa a 10 hPa vyplývá, že zonální vítr je přibližně o dva řády větší než vítr meridionální. Zonální vítr nabývá hodnoty 11,60 m/s, kdežto meridionální má roční průměr rychlosti v těchto hladinách 0,12 m/s. V horních vrstvách stratosféry (směrem k hladině 1 hPa) mohou průměrné rychlosti zonálního větru nabývat až rychlosti kolem 30 – 40 m/s, čímž se dostaneme na hodnotu průměrného zonálního stratosférického větru kolem 20 m/s, jak se ostatně udává v [2].

1.3.2 Jet stream

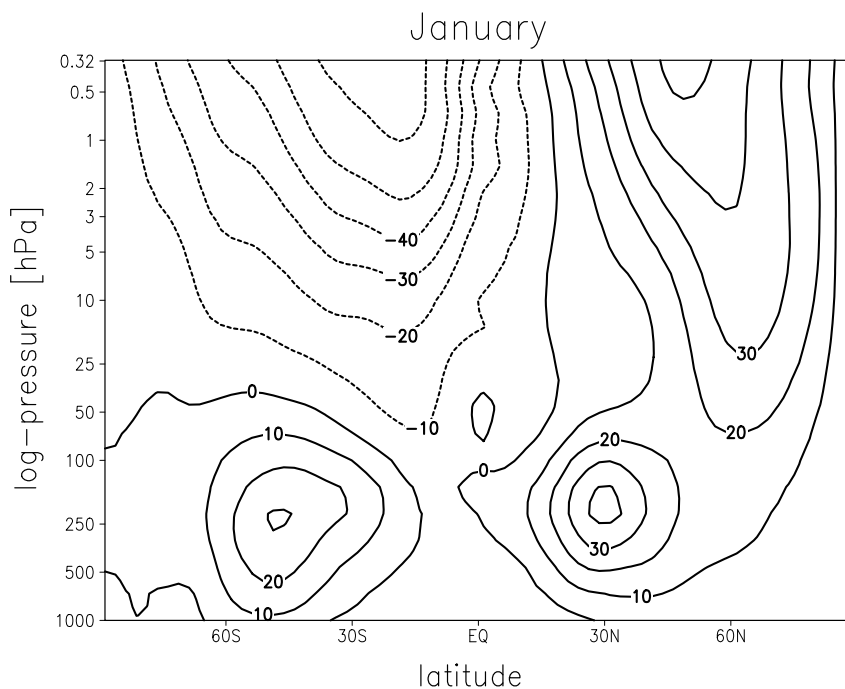
S rostoucí zeměpisnou šířkou roste hodnota Coriolisova parametru¹³. Z měřítkové analýzy pohybových rovnic ve standardním souřadném systému je zřejmé, že zapříčiňuje stáčení, ale i urychlování vzduchových hmot proudících od rovníku severním, resp. jižním směrem¹⁴, přičemž v obou případech mezi jednotlivými

¹³ $f = 2\Omega \sin \varphi$

¹⁴Na severní polokouli Coriolisova síla stáčí doprava, na jižní polokouli zase doleva.



Obrázek 1.8: Zonální průměr měsíční teploty v [°C] pro leden. Plnou čarou jsou značeny teploty nad nulou, přerušovaně pak záporné teploty. Data získaná z modelu UKMO, [23].

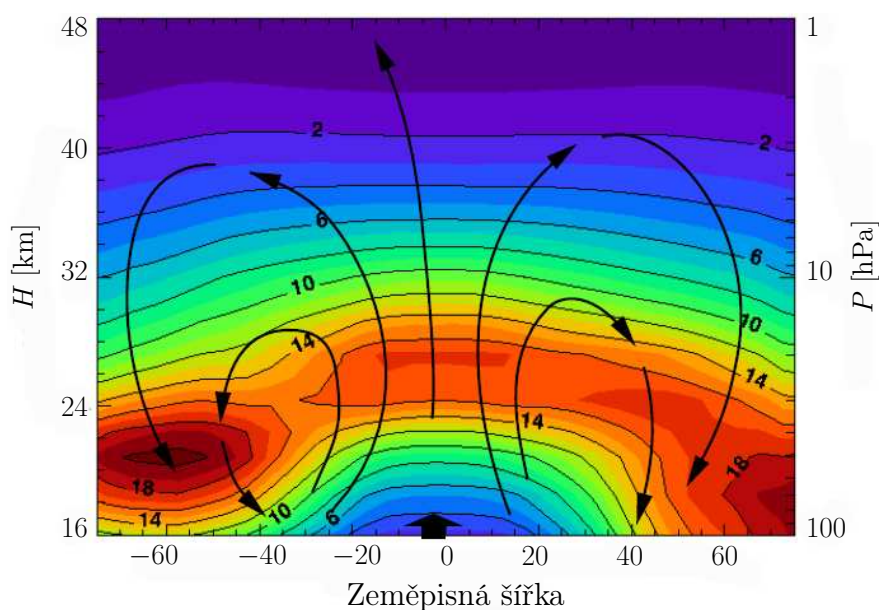


Obrázek 1.9: Průběh průměru zonálního větru v [m/s] pro leden s výškou. Záporné hodnoty rychlosti větru představují východní větry (přerušovaná čára), kladné hodnoty pak větry západní (plná čára). Data získaná z modelu UKMO, [23].

buňkami pozorujeme západní tryskové proudění tzv. **jet stream**. Tento fenomén jsem opět naznačil v obr. 1.7. Rychlost tohoto proudění často přesahuje 30 m/s. Pro zkoumání stříhu větru (tzn. vertikální změny rychlosti proudění) se v prvním přiblížení nabízí použití definice tzv. geostrofického větru, tedy větru, při němž je síla Coriolisova a síla tlakového gradientu v rovnováze¹⁵. Po této aproximaci je vertikální změna rychlosti větru úměrná horizontálnímu gradientu teploty, tzn., že rychlost větru s výškou narůstá, čím výraznější je gradient teploty mezi rovníkem a póly. V momentě obratu v trendu horizontálního teplotního gradientu, což nastává blízko tropopauzy, dochází k postupnému vymizení rychlostí, proto udávaná výška výskytu jet streamů je dle [2] v intervalu 9 – 18 km. Vzájemná vazba horizontálního teplotního gradientu a zonální složky rychlosti je patrná z obr. 1.8 a 1.9, kde v tlakových hladinách kolem 250 hPa, můžeme hledat tzv. jádra jet streamů.

Zajímavostí je, že vzhledem ke své lokaci, jsou často využívány pro zrychlení letů komerčních letadel napříč kontinenty. Jak v pozdější kapitole 2 uvidíme, jejich rychlosti mohou přesáhnout dokonce i hranici 70 m/s.

1.3.3 Brewer-Dobsonova cirkulace



Obrázek 1.10: Zonální průměr stratosférické cirkulace a roční průměr ozónové hustoty [DU/km]. Nimbus-7 SBUV pozorování. Upraveno dle [17].

Pohyby vzduchových hmot skrze tropopauzu do stratosféry jsou důležité pro pochopení samotného chemického složení těchto vrstev a s tím spojených radiačních vlastností, s vazbou zejména na stratosférický ozon. K porozumění transportních procesů ozonu přispěl svými pozorováními G. M. B. Dobson¹⁶, jehož studium výsledků naměřených jednoduchým spektrofotometrem, který sám

¹⁵Vy vyšších tlakových hladinách – blízko tropopauzy, kde tryskové proudění nabírá na síle, je třetí síla zanedbatelná, tudíž geostrofická aproximace je přijatelná.

¹⁶Po němž je také pojmenována jednotka – Dobson Unit, která udává množství ozonu v atmosféře. $1 \text{ DU} = 2,69 \cdot 10^{20}$ molekul ozonu/m², což po vydělení Avogadrovou konstantou dává

vyvinul, přispělo k definování následujících skutečností ohledně rozložení a ročním cyklu ozonu ve stratosféře:

- Celkové množství ozonu ve středních zeměpisných šířkách má roční chod s maximem na jaře na obou polokoulích.
- Celkové množství ozonu je velmi nízké v tropech a subtropích, kde je také slabý roční chod [8].

Skutečnost, že nejvíce ozonu není v místech, kde slunce svítí nejintenzivněji a tedy podmínky pro jeho tvorbu jsou nejpříznivější (dále viz kap. 1.5.1) můžeme vysvětlit pomocí meridionální cirkulace ve stratosféře tzv. **Brewer-Dobsonovy cirkulace**, pomocí níž velké množství „tropického“ ozonu končí ve vyšších zeměpisných šířkách. Obr. 1.10 ilustruje zonálně zprůměrované proudění ve stratosféře, jež zcela koresponduje s ročním průměrem hustoty ozonu v závislosti na zeměpisné šířce.

Brewer-Dobsonova cirkulace lze rozdělit do tří částí. První částí je výstup tropického vzduchu z troposféry do stratosféry, jež je dostatečně pomalý, aby se během něj fotodisociací atmosférického kyslíku vytvořilo dostatečné množství ozonu. Maximální koncentrace nastává ve výšce kolem 27 km, kam vzduchová částice z hranice troposféry vystoupá za více než 6 měsíců [2]. Další částí je pohyb vzduchových hmot směrem k pólům, který se kolem 30° severní, resp. jižní šířky dělí na pokračující pohyby směrem k pólům, a sestupné pohyby ve středních zeměpisných šířkách, které tvoří poslední fázi této cirkulace, a pokračují zpět do troposféry. Tyto „fáze“ Brewer-Dobsonovy cirkulace vedou k již zmínovanému navýšení koncentrace ozonu ve vyšších zeměpisných šířkách. Dalším způsobem navýšení ozonu ve vyšších zeměpisných šířkách je fakt, že životnost 1 molekuly ozonu v dolní stratosféře je delší než v horních vrstvách, neboť většina UV záření je absorbována molekulami O_3 v horní stratosféře. Mechanismus Brewer-Dobsonovy cirkulace je svým charakterem podobný meridionální cirkulaci v troposféře. Brewer-Dobsonova cirkulace je však řízena vlnovými pohyby atmosféry. Více o teorii atmosférických vln lze najít např. v [9].

Zcela zásadní je souvislost Brewer-Dobsonovy cirkulace s meridionálním rozložením teploty ve stratosféře. Z obr. 1.8 je patrné, že tropopauza je nejstudenějším místem v troposféře, ale i ve stratosféře, což je důsledkem výstupných pohybů vzduchu z tropické troposféry, které díky adiabatické expanzi tuto oblast ochlazují pod teplotu lokální radiační rovnováhy teploty. Nízké pozorované hodnoty koncentrace vodní páry v tropických oblastech stratosféry jsou také důsledkem těchto výstupných pohybů tzv. upwellingu, při kterém se vzduch ochlazuje na tak nízké teploty, že se vzdušná vlhkost vymrazuje a tím se vysušuje¹⁷. V polárních oblastech naopak probíhá oteplení vlivem adiabatické komprese nad rámeček lokální radiační rovnováhy teploty.

Brewer-Dobsonova cirkulace mimo jiné vysvětluje pozorované mezišířkové rozložení takových prvků v atmosféře, jako jsou např. N_2O a CH_4 .

446,7 $\mu\text{mol}/\text{m}^2$. Jedna Dobsonova jednotka pak za standardní teploty a tlaku odpovídá ozónové vrstvě tlusté 10 μm .

¹⁷V angličtině **freeze-drying**

1.3.4 Polární vír

Silné cirkumpolární větry formující se ve stratosféře na hranici přilehlých vzduchových hmot – nízké polární teploty během polárních nocí a teplý vzduch, který se adiabatickou kompresí ohřívá a proudí směrem k rovníku¹⁸; tvoří základ tzv. **polárního víru**¹⁹. Cirkumpolární proudění v podobě polárního víru izoluje polární vzduch do té míry, že teploty v zimě na pólu klesají až k -80°C . V kapitole 2,3 a 4 se přesvědčíme, že teploty stratosféry v Arktidě nedosahují tak nízkých hodnot jako v Antarktidě z důvodu toho, že polar vortex je mnohem více narušován působením atmosférických vln než na jižní polokouli. Polar vortex ovlivňuje nejen stratosférické teploty, ale má značný vliv na také vývoj stratosférického ozónu, protože zabraňuje pronikání vzduchu bohatého na ozon Brewer-Dobsonovou cirkulací z tropů do Arktidy, resp. Antarktidy, což v současnému stavu velmi nízkých hodnot ozónu spolu s tvorbou tzv. **perleťových oblaků**²⁰ účinně zabraňuje přirozené obnově ozónových děr v Antarktidě.

1.4 Kvazi-dvouletá oscilace

Kvazi-dvouletá oscilace²¹ je fenomén určující směr a sílu zonálního větru v tropické stratosféře. Směr větru osciluje mezi západním a východním směrem s nepravidelnou průměrnou periodou 28 měsíců [2] v zeměpisných šířkách kolem $10^{\circ} - 15^{\circ}$ od rovníku na obou polokoulích, ačkoli vliv QBO např. v subtropích nelze zpochybnit [2]. Na základě dat The Stratospheric Research Group v Berlíně ([7]), resp. obr. 1.11 a dostupné literatury ([8],[16] a [2]) můžeme tento fenomén vystihnout následujícími vlastnostmi:

- Střídání západní a východní fáze QBO můžeme pozorovat v intervalu 100 hPa a 2 hPa s maximem mezi tlakovými hladinami 20 hPa a 10 hPa, kde průměrná amplituda východní fáze je $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a západní $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ s tím, že s rostoucí výškou v atmosféře roste jejich rychlost.
- Přičemž rozhraní těchto fází se šíří dolů rychlostí 1 km/měsíc, přičemž jak je patrné z obr. 1.11 západní fáze se šíří dolů rychleji než fáze východní.
- Předešlý bod souvisí s tím, že ve vyšších nadmořských výškách (nižších tlakových hladinách) trvá déle východní fáze, naopak v nižších nadmořských výškách (vyšších tlakových hladinách) trvá déle fáze západní.
- Sestupné pohyby se odehrávají nejméně do hladiny 30 hPa bez jakéhokoliv útlumu amplitudy rychlosti větru.

1.4.1 QBO a Brewer-Dobsonova cirkulace

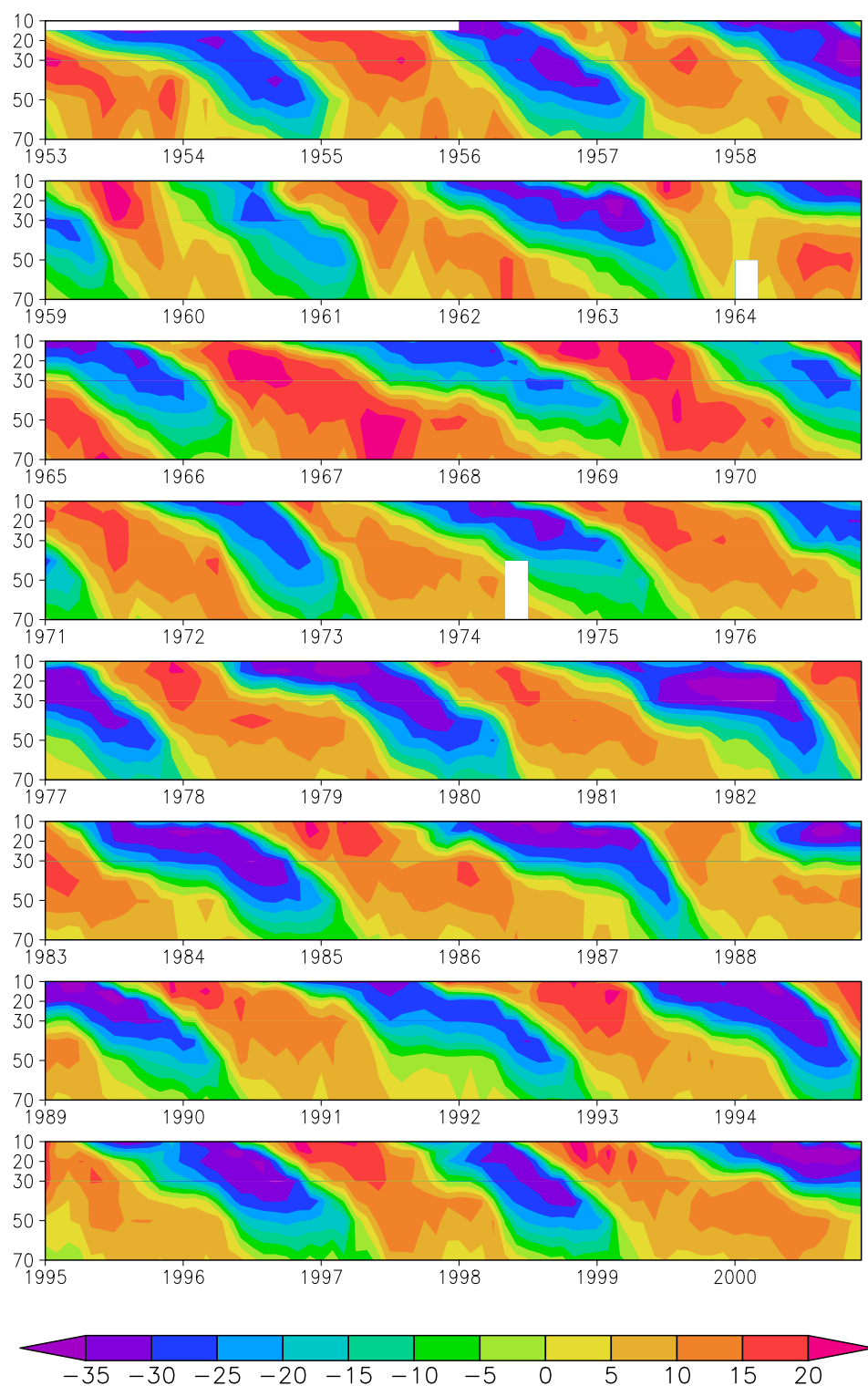
V předešlém odstavci jsme vyložili fenomén QBO jako kvazi-dvouletou oscilaci zonálního větru. Jev QBO je také přímo spojen s kvazi-dvouletými anomáliemi

¹⁸Sestupující větev Brewer-Dobsonovy cirkulace (viz obr. 1.10).

¹⁹Dále užíváme i anglického ekvivalentu – **polar vortex**.

²⁰Známa také jako polární stratosférická oblaka, s anglickou zkratkou PSC

²¹Anglickým ekvivalentem je Quasi-Biennial Oscillation (QBO)



Obrázek 1.11: Vertikální průběh QBO v tlakových hladinách od 70 hPa do 10 hPa. Měsíční průměr zonálních větrů v m/s v rovníkových stanicích: ostrov Kanton, 3°S/172°W (leden 1953 – srpen 1967), ostrov Gan (Maledivy) 1°S/73°E (září 1967 – prosinec 1975) a Singapur, 1°N/104°E (od ledna 1976). Bílá políčka značí chybějící data. Západní větry mají kladné hodnoty rychlosti. Data z [7].

teploty, jež modifikují standardní průběh Brewer-Dobsonovy cirkulace, ale také transport ozonu v atmosféře. Tato fyzikální souvislost vertikálního stříhu zonálního větru a horizontálního gradientu teploty se vysvětluje jako tzv. **termální vítr**. Tzn., že horizontální teplotní gradient je úměrný vertikální změně rychlosti proudění.

Horní část obr. 1.12a znázorňuje západní fázi QBO, kdy západní vítr sestupuje do vyšších tlakových hladin. Horizontální teplotní gradient směřující ze subtropů k rovníku je kladný, proto dle rovnice termálního větru roste západní vítr s výškou. Bude-li horizontální teplotní gradient záporný bude růst východní vítr s výškou anebo západní vítr bude s výškou klesat (dolní část obr. 1.12b).

V závislosti na fázi QBO je standardní průběh Brewer-Dobsonovy cirkulace, buď oslabován nebo naopak zesilován. V západní fázi QBO jsou na rovníku mezi svrchními západními větry a spodními východními větry udržovány vyšší teploty v porovnání se subtropickou částí stratosféry (viz 1.12a). Důsledkem této teplotní anomálie se zvýší vyzařování dlouhovlnné radiace stratosférických plynů: O_3 (9,6 μm a 14 μm) a CO_2 (15 μm). Za předpokladu, že ohřev pomocí krátkovlnné UV radiace je konstantní, je celkový ohřev příslušných vrstev stratosféry menší než za stavu mimo fázi QBO. Tyto studenější vrstvy pak vedou k zpomalení Brewer-Dobsonovy cirkulace.

Ve východní fázi QBO se zase mezi vrchními východními větry a spodními západními vyskytují nižší teploty (viz 1.12b), což vede k menší ztrátě tepla, příslušné vrstvy stratosféry nejsou v takové míře ochlazovány Brewer-Dobsonova cirkulace bude naopak zrychlována.

Vliv QBO na Brewer-Dobsonovu cirkulaci ilustrují tučné šipky v obr. 1.12, kde jsou dále naznačeny kompenzující pohyby mimo rovník v subtropických oblastech.

1.4.2 Vliv QBO na transport ozonu

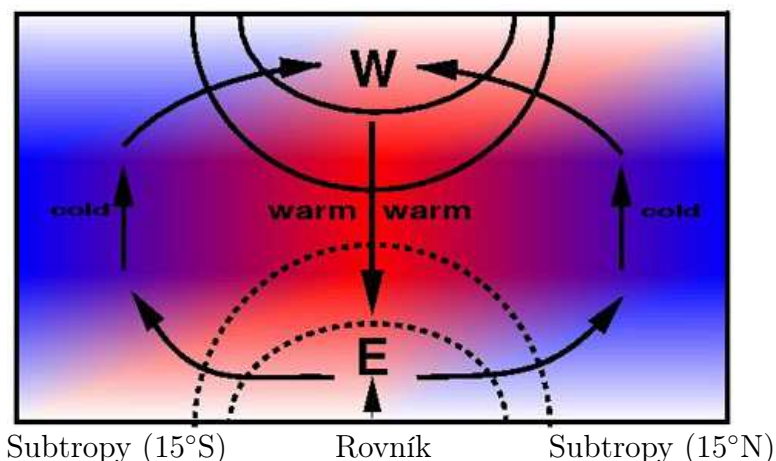
Jednou z charakteristik QBO je také to, že je pevně lokalizován v rovníkové stratosféře, tedy v oblasti, odkud je řízen veškerý transport atmosférického ozonu. Pod 30 km je ozon pod kontrolou Brewer-Dobsonovy cirkulace, jež je ovlivněna kvazi-dvouletou oscilací v podobě změn zonálního větru. Nad 30 km řídicí úlohu přebírají fotochemické procesy, jež jsou velmi závislé na teplotě prostředí, tudíž do hry vstupuje QBO v podobě teplotních anomálií.

V předešlé podkapitole jsme si již v souvislosti s obr. 1.12a ujasnili, že model západní fáze QBO sestává ze sestupných pohybů na rovníku a kompenzujících výstupných pohybů v subtropických oblastech stratosféry, zároveň působí jako zeslabující činitel výstupné části standardní Brewer-Dobsonovy cirkulace. Zeslabení Brewer-Dobsonovy cirkulace společně s kladným vertikálním gradientem koncentrace ozonu v nižších vrstvách stratosféry²² vede k tomu, že procesy vedoucí k tvorbě molekul ozonu mohou trvat delší dobu. Výsledkem je navýšení množství ozonu v tropech a snížení množství ozonu v subtropické části stratosféry.

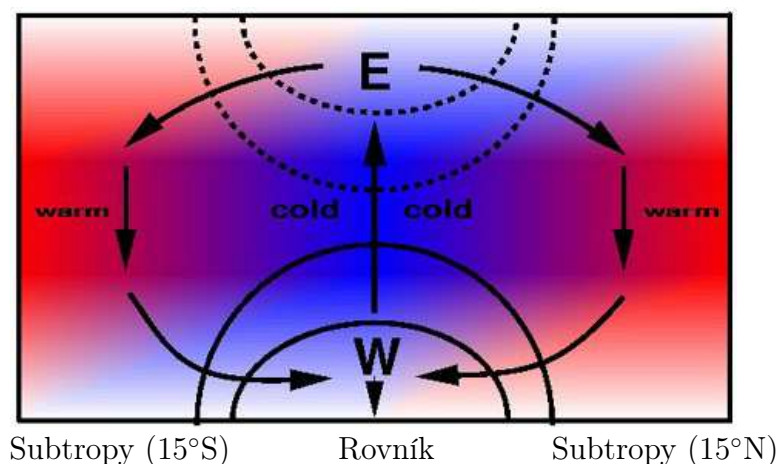
Ve východní fázi QBO, je perioda pro tvorbu stratosférického ozonu zkrácena, proto dochází k navýšení, resp. snížení v subtropické, resp. tropické oblasti.

²²Tzn., že počet molekul ozonu v těchto vrstvách roste s výškou (viz obr. 1.4)

a) Západní fáze QBO



b) Východní fáze QBO



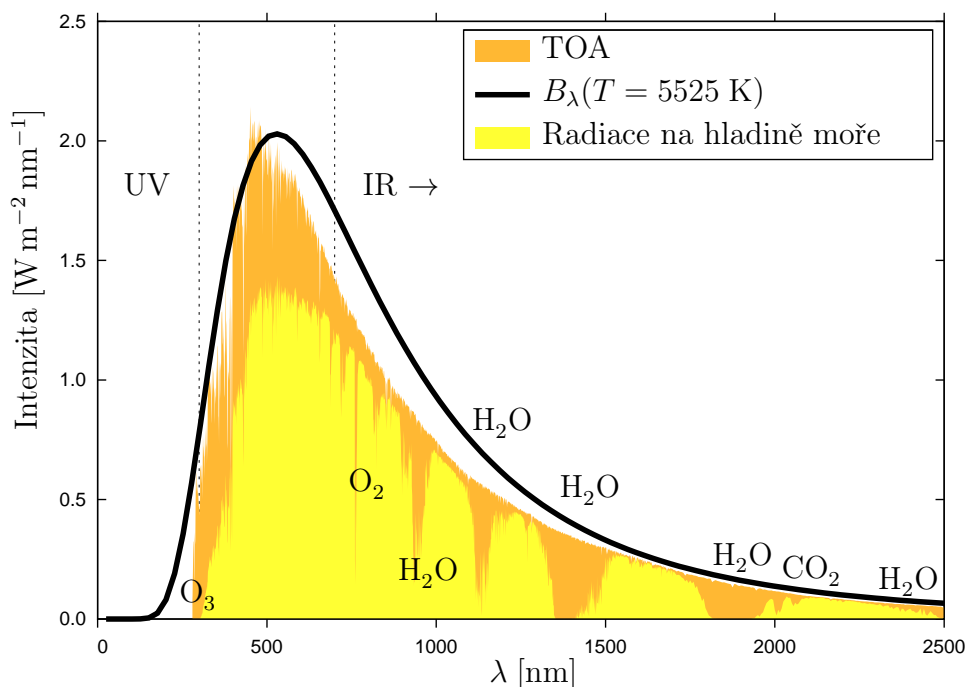
Obrázek 1.12: Komplexní ilustrace fenoménu QBO. Upraveno dle [17].

1.5 Radiační a chemické procesy ve stratosféře

Solární radiace představuje primární zdroj energie pro všechny procesy probíhající v atmosféře ať už je to všeobecná cirkulace, vývoj počasí v troposféře, ale i fotodisociace ozonu ve stratosféře. Pro pochopení dějů ve stratosféře s přímou vazbou na děje odehrávající se v troposféře je důležité pochopení mechanismů, které probíhají při průchodu solární radiace z horní hranice atmosféry k zemskému povrchu. V této podkapitole se zaměříme na ty procesy, které se týkají stratosférického ozonu, tj. absorpce jednotlivých složek UV a jejich vlivu na stratosférickou teplotu, jeho tvorbu ale zároveň i ubývání vlivem antropogenní činnosti.

Rozdíl solární radiace na horní hranici atmosféry a té, která dopadá na hladinu moře znázorňuje obr. 1.13. Ten je způsoben absorpcí atmosférických plynů v jednotlivých oblastech slunečního spektra.

Spektrum solární radiace se rozprostírá od krátkého gamma záření ($< 0,03$ nm), po kterém následuje rentgenové záření ($0,03 - 3$ nm), až po záření infračervené ($700 - 14000$ nm) (viz obr. 1.13). Kolem 43 % z celkového množství solární energie



Obrázek 1.13: Absorpce solární radiace atmosférou Země, kde $B_\lambda(T)$ je Planckova funkce pro záření černého tělesa. Data jsou získána z [19].

zaujímá viditelná část slunečního spektra (400 – 700 nm), 7% patří ultrafialovému záření. Zbylé 1% připadá na rengenové záření, gamma záření a na rádiové vlny [2]. Mezi 3 a 300 nm se nachází ultrafialová složka záření, kterou můžeme rozdělit do tří intervalů vlnových délek a to:

UV_a , jež se rozprostírá mezi 320 a 400 nm, je nejméně škodlivá složka UV, tudíž není vůbec absorbována ozónem.

UV_b je složka, která sahá od 280 a 320 nm. Vzhledem ke své zhoubnosti k živým organismům je UV_b z převážné většiny absorbováno ozónem.

UV_c je nejtvrďší složkou UV záření mezi vlnovými délkami 200 a 280 nm. Toto záření je mnohem škodlivější pro živé organismy než UV_b , neboť je schopno pronikat hlouběji např. do tkání, přičemž může dojít k poškození DNA za vzniku rakovinotvorného bujení. Za normálního stavu stratosférického ozonu a kyslíku by mělo být těmito plyny zcela absorbováno.

1.5.1 Stratosférický ozon

Ozon je alotropní formou kyslíku se třemi atomy – O_3 . Patří mezi minoritní prvky atmosféry, jejichž koncentrace se mění především v důsledku radiačních a chemických procesů v atmosféře (viz tab. 1.1). S prvním popisem formování stratosférického ozonu přišel Sydney Chapman ve své práci „A Theory of Upper-Atmospheric Ozone“ [20], kde předpokládal, že se UV složka solární radiace podílí na jeho tvorbě. První reakcí v tzv. Chapmanově cyklu je fotolýza molekuly kyslíku UV zářením s vlnovou délkou ν menší než 242 nm.



Atomární kyslík je velmi reaktivní, okamžitě reaguje s molekulárním kyslíkem za vzniku ozonu.



kde K představuje katalyzátor (obvykle N_2 nebo O_2), který absorbuje přebytečnou energii.

Jak již bylo výše uvedeno, ozon silně absorbuje UV záření. Molekula ozonu se poté disociuje na O a O_2 následující reakcí

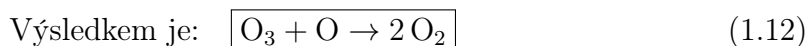
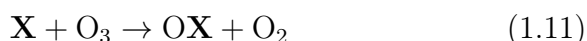


Tepló vyzárené touto reakcí vysvětluje, proč jsou stratosférické vrstvy atmosféry teplejší než ty v horní troposféře.

Zároveň však Chapman vyslovil hypotézu, že vedle reakcí, při kterých vzniká ozon, existují i reakce, při nichž se naopak ozon ničí, čímž by měla existovat jakási rovnováha mezi fotochemickou produkcí a destrukcí ozonu (viz následující rovnice).



Přestože Chapmanova teorie poskytuje celkem jasnou představu nejen o produkci ale i o destrukci molekul ozonu ve stratosféře, jejím problémem je, že se značně rozchází s pozorováním koncentrace stratosférického ozonu. Např. v nízkých zeměpisných šířkách jsou hodnoty množství ozonu předpovídané Chapmanem na dvojnásobku hodnot získaných z pozorování. Tento nesoulad experimentálních dat a Chapmanovy teorie byl odstraněn v 50. a 60. letech minulého století objevem katalytických procesů, při kterých dochází ke ztrátám molekul ozonu [22]. Tyto procesy můžeme shrnout do následujících rovnic.



kde X značí katalyzátor, kterým může být např. chlor (Cl), vodík (H), oxid dusnatý (NO) nebo hydroxylová skupina (OH) a který se v průběhu těchto reakcí zachovává, proto výstupem je destrukce ozonu na dvě molekuly kyslíku.

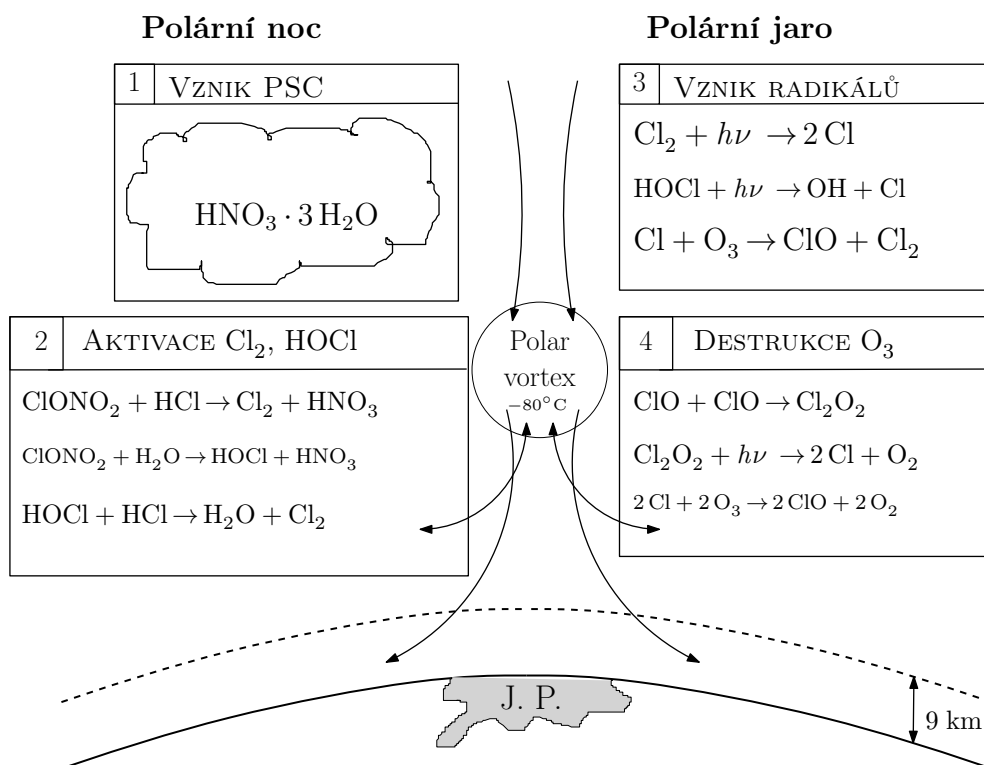
Vedle přírodních katalyzátorů snižujících koncentraci ozonu jako je např. hydroxylová skupina, která vzniká oxidací vodní páry vysoce reaktivním singletem kyslíku²³ $\text{O}(^1\text{D})$, se v atmosféře vyskytují plyny, jež mají antropogenní původ. Mezi takové plyny patří např. chlor-fluorované uhlovodíky.²⁴ Jelikož molekuly CFC jsou nereaktivní v troposféře (nerozpouštějí se ve vodě), dostávají se vzduchovými pohyby do stratosféry, kde se z nich fotodisociací uvolňuje chlor. Příkladem může být např. dichlordifluormethan CF_2Cl_2 (označován také jako CFC-12 nebo Freon-12):



Atom chloru pak funguje jako spouštěcí mechanismus cyklu katalytických reakcí, při nichž dochází ke ztrátám molekul ozonu (viz výše reakce (1.12)).

²³S elektronovou konfigurací $1s^2 2s^2 2p_x^2 2p_y^2$, kde jsou všechny elektrony ve valenční vrstvě spárované. Vzniká např. při fotolýze ozonu UV zářením (viz reakce (1.8)).

²⁴Známý především pod anglickou zkratkou – CFC.



Obrázek 1.14: Schematicky znázorněné meteorologické podmínky a chemické reakce, které přispívají ke značným jarním deficitům v množství ozonu nad jižním pólem.

V 70. letech minulého století byly v jarních měsících zaznamenány mimořádně nízké hodnoty ozonu na jižním pólu, právě díky znečištění způsobené plyny jako jsou např. již zmiňované CFC. Důvodem pro extrémně nízké hodnoty ozonu v Antarktidě, jsou specifické meteorologické podmínky, které tam v průběhu roku nastávají. Schéma těchto procesů je naznačeno v obr. 1.14. V průběhu polární zimy se díky intenzivnímu cirkumpolárnímu víru vyskytují nad Antarktidou teploty sahající až k -90°C . Tyto extrémně nízké teploty umožňují kondenzaci vodní páry a tedy i tvorbu polárních stratosférických oblak (PSC), které se mohou skládat buď ze zmrzlých krystalků vodní páry nebo také z pevné fáze kyseliny dusičné ($\text{HNO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$). Z analýzy termodynamického diagramu trihydrátu kyseliny dusičné z [22] vyplývá, že jeho kondenzace je možná už při přibližně -76°C , což je vyšší hodnota než bod mrazu vodní páry při daných podmínkách²⁵ ve stratosféře. Na tvorbu PSC nejsou tedy potřeba teploty sahající až k -90°C (viz [1] v obr. 1.14). Na povrchu zmrzlých částic v těchto oblacích jsou pomocí heterogenních reakcí z poměrně nereaktivních sloučenin chloru (ClONO_2) produkovány vysoce reaktivní formy chloru (Cl_2 , HOCl) (viz reakce [2] v obr. 1.14). V době polárního jara (září – říjen) se jižní polokoule přivrací ke Slunci a příslušné molekuly jsou slunečním zářením štěpeny na volné radikály chloru, které pak přispívají k úbytku ozonu nad Antarktidou (viz reakce [3] a [4] v obr. 1.14). Molekula ClO funguje jako katalyzátor, který se v průběhu v těchto reakcí nemění. Na základě mechanismu popsaném v rovnicích (1.12) je výsledkem těchto

²⁵Uvažujeme-li napětí vodní páry ve stratosféře mezi $3-5 \cdot 10^{-4}$ hPa vychází bod mrazu mezi -88°C a -83°C .

to katalytických reakcí destrukce 2 molekul O_3 na 2 molekuly O_2 . V obr. 1.14 jsem naznačil pouze průběh heterogenních reakcí s chlórem, přičemž analogicky bychom mohli popsat tzv. druhý katalytický cyklus s bromem (dále viz [2]).

2. Klimatické charakteristiky stratosféry

2.1 Použitá data

K této práci jsem měl k dispozici reanalyzovaná data NCEP/NCAR za období 1978–2007 v množině tlakových hladin {1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10} hPa [24], z kterých jsem poté vypracoval průměrné měsíční mapy v Lambertově azimutální projekci a dále zonální průměry teploty a zonálního větru mezi těmito hladinami. Obrázky zonálních průměrů jsou vyvedeny jen pro letní a zimní průměry těchto veličin, neboť dostatečně vystihují základní charakter průběhů teploty a zonálního větru. Naopak průměrné měsíční mapy uvádím pro tři měsíce z letní (květen, červenec a září), resp. zimní poloviny roku (listopad, leden, březen). Data byla průměrována za třicetileté období.

Existence stratosféry je zásadní pro veškeré živé organismy tím, že je chrání před škodlivým UV zářením, neboť obsahuje více než 90 % atmosférického ozonu, proto jsem do své práce také zakomponoval data měsíčních průměrů ozonu, které jsem měl k dispozici z projektu ERA-40 obohacené o tlakové hladiny {7, 5, 3, 2, 1} hPa [25]. Tyto data byla průměrována za období 1978 – 2002, čili za 24 let. Rozlišení dat z obou zmíněných projektů bylo 2,5° jak v zonálním, tak i v meridionálním směru.

2.2 Teplotní charakteristika

V kapitole 1.1 jsme nastínili základní vlastnosti průběhu teploty ve stratosféře, tzn., že je to vrstva, ve které dochází k inverzi teploty s výškou. Od troposféry, je ohraničena tropopauzou, která může být mimo jiné definována neměnným vertikálním teplotním gradientem.

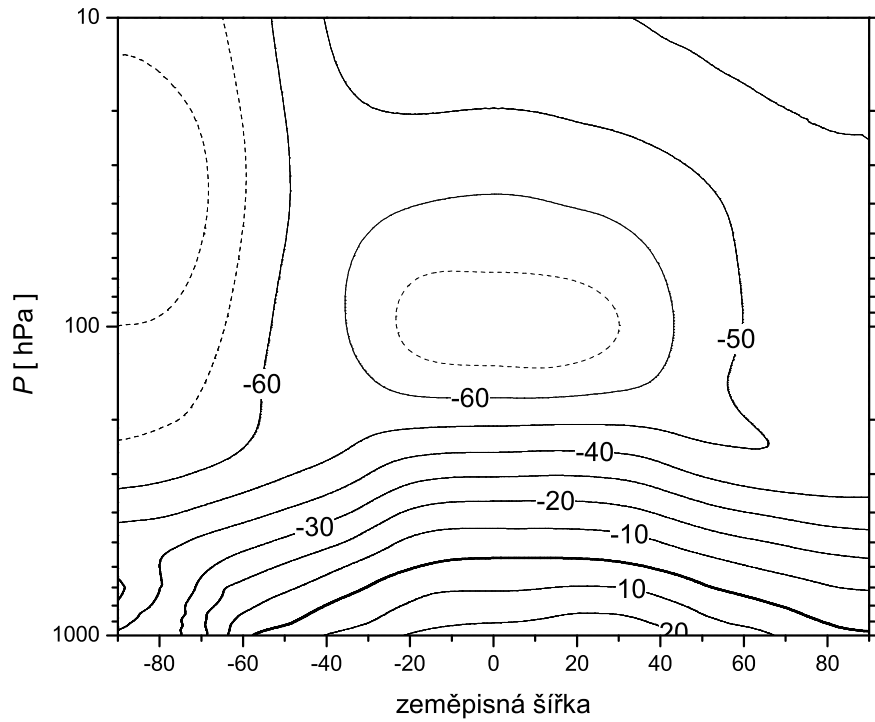
Výška tropopauzy se však mění se zeměpisnou šířkou, což ilustruje obr. 1.3. Výška troposféry v tropických oblastech¹ je totiž vyšší než ve vyšších zeměpisných šířkách². Protože tlak s výškou klesá, tropická tropopauza se nachází v tlakové hladině 100 hPa, kdežto tropopauzu vyšších zeměpisných šířek můžeme pozorovat už v hladině 300 hPa. V našich zeměpisných šířkách se tropopauza nachází kolem 200 hPa.

Tato skutečnost je patrná z obr. 2.1, ve kterých je vykreslen zonální průměr teploty za tři letní, resp. zimní měsíce mezi tlakovými hladinami 1000 hPa a 10 hPa, které jsem vytvořil z dat již zmíněného projektu NCEP/NCAR reanalýz. Tyto obrázky názorně ukazují mezišířkovou a sezónní proměnlivost teploty. Teplota v tropech klesá v obou ročních obdobích v průměru až k -70°C , kde se kolem hladiny 100 hPa trend obrací a dochází k růstu teploty ve stratosféře. Ve vyšších zeměpisných šířkách obrát v trendu teploty nastává již kolem 300 hPa. Výjimku vyšších zeměpisných šířek tvoří zima, kdy pokles teploty neustává za troposférou. K obrátu teploty na jižním pólu v létě dochází mezi hladinami 30 hPa a 20 hPa,

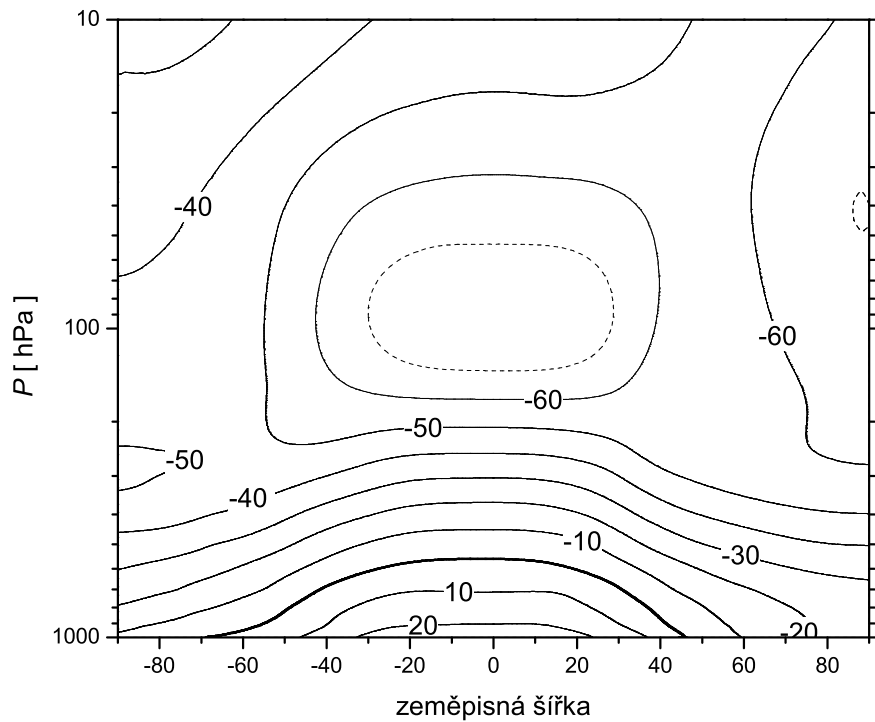
¹Obvykle dosahuje 18 km.

²Např. v Arktidě je tropopauza v 9 km a v Antarktidě je přibližně o kilometr níže.

(a) Zonálního průměru letní teploty.



(b) Zonálního průměru zimní teploty.



Obrázek 2.1: Závislost zonálního průměru teploty pro léto (červen, červenec, srpen) a zimu (prosinec, leden, únor) na tlaku ve [°C]. Izoterma s 0°C je vyznačena tučně a teploty nad -70°C jsou značeny přerušovaně. Kladné hodnoty na horizontální ose značí severní zeměpisnou šířku. Data z [24].

kde teplota dosahuje necelých -90°C . Severní pól je v zimě v porovnání s jižním teplejší, teploty zde dosahují k hodnotě -70°C s maximem mezi hladinami 50 hPa a 30 hPa. Podmínky pro takto nízké teploty zajišťují cirkumpolární víry, které se formují na rozhraní chladného polárního vzduchu a vzduchu teplého, který je ohříván adiabatickou kompresí při sestupném pohybu z nižších tlakových hladin. Polar vortex v Arktidě není tak výrazný jako ten na jižní polokouli a proto teploty nedosahují tak nízkých hodnot, což je dáno výraznějším narušováním tohoto fenoménu atmosférickými planetárními vlnami.

2.2.1 Náhlé stratosférické oteplení

Příležitostně však mohou takto nízké teploty vymizet a oteplí se během jednoho týdne až o 70°C , což je srovnatelné s průměrnou teplotou kolem rovníku v hladině 600 hPa. Tento jev se nazývá náhlé stratosférické oteplení (Sudden Stratospheric Warming). Spolu s vysokou variabilitou teploty může dojít také ke zpomalení nebo úplnému obrácení směru západních větrů na severním pólu. Vysvětlení musíme hledat v zesílení atmosférických vln v troposféře, které jsou potom příčinou růstu teploty a narušení cirkumpolárního proudění. Zesílení atmosférických vln je spojeno s oscilacemi v atmosféře, ať je to už známý fenomén kvazi-dvouleté oscilace nebo tzv. Jižní oscilace (SO) – kolísání atmosférického tlaku mezi Indickým a Tichým oceánem, jež poprvé pojmenoval Sir G. T. Walker. Z klimatologického hlediska se však přikládá váha také jedenáctiletému slunečnímu cyklu nebo sopečným erupcím³ [8].

Podle synoptických podmínek, které během náhlého stratosférického oteplení nastávají, se stratosférická oteplení dělí podle Světové meteorologické organizace (WMO) do čtyř kategorií:

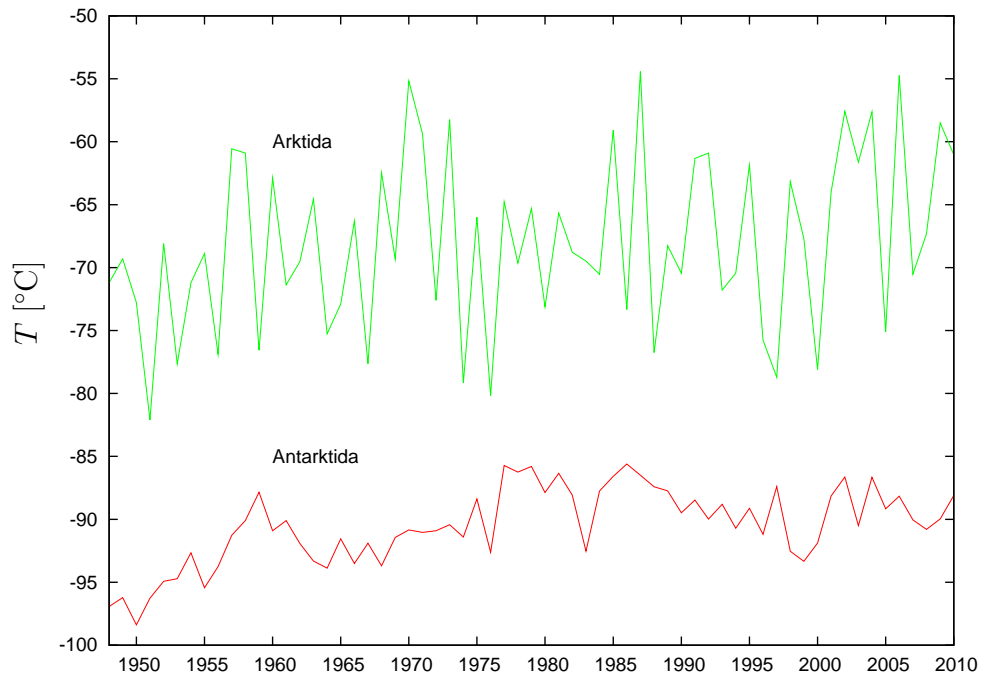
- **Hlavní oteplení** (Major midwinter warming), které nastává většinou mezi zimními měsíci severního pólu – leden až únor. Spolu s náhlým stratosférickým oteplením a náhlou změnou gradientu teploty dochází také k nahrazení polárního víru (cyklonální situace) tlakovou výší. Polární vír může být buď zcela vytlačen nebo rozdělen do dvou tlakových níží. Západní cirkumpolární proudění se tedy v 10 hPa v Arktidě mění ve východní proudění. MMW se majoritně vyskytuje v Arktidě, v Antarktidě s výjimkou roku 2002 dosud nebyl pozorováno [2]. Působení náhlého stratosférického oteplení v Arktidě má potom dopad na nynější průměry zimních teplot. Průměrné teploty na severní pólu v hladině 30 hPa se pohybují v intervalu od -82°C až po -55°C . Na jižním pólu teploty dosahují o poznání nižších hodnot, variabilita však není tak výrazná. Rozdíl mezi póly pak spočívá ve stabilitě polárního víru, neboť cirkumpolární proudění na jižní polokouli nepodléhá narušování již několikrát zmíněných atmosférických vln a proto teploty mohou klesat v průměru k $(-91 \pm 3)^{\circ}\text{C}$ (viz obr. 2.2). Z kapitoly 1.5.1 již víme, že takto nízké teploty setrvávají nad Antarktidou i na jaře, nahrávají vzniku polárních stratosférických oblaků, což vede ke snižování koncentrace ozónu a vzniku ozónových děr. Naproti tomu v Arktidě jsou v porovnání s Antarktidou poměrně vysoké teploty (v 30 hPa neklesnou teploty v březnu pod -50°C), ale i vyšší koncentrace O_3 , který je sem transportován atmosférickými vlnami [8].

³1963 – Mount Agung (Bali), 1982 – El Chichón (Mexiko), 1991 – Pinatubo (Filipíny).

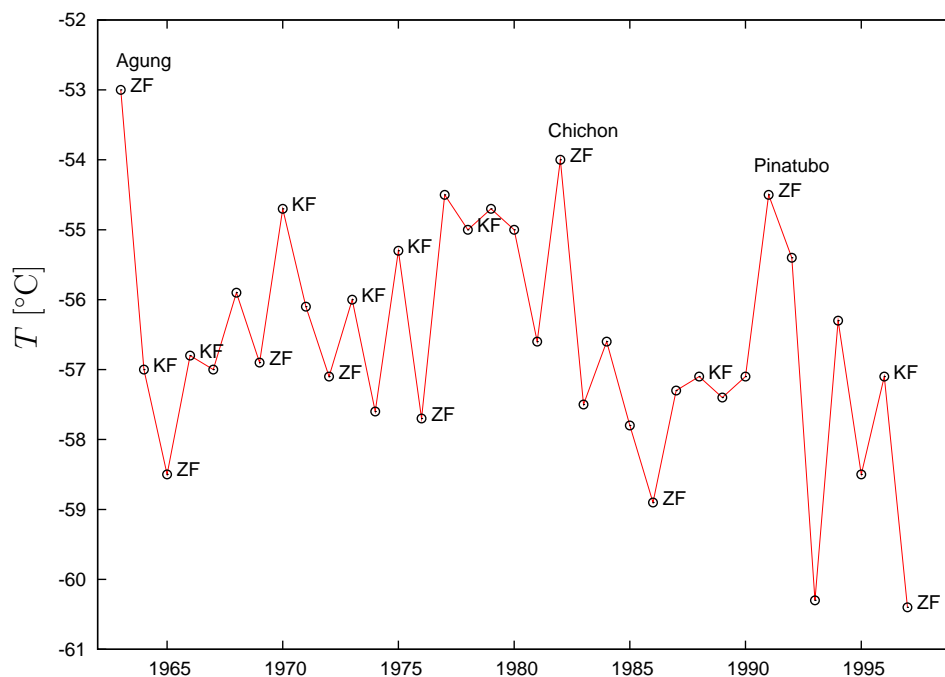
- **Vedlejší oteplení** (Minor warming) může být co do změny teploty stejně intenzivní jako MMW, ale nemá za následek žádný obrat v cirkulaci. Může se však vyskytovat i na jižní polokouli.
- **Kanadské oteplení** (Canadian warming) nastává v době, kdy Aleutská anticyklóna⁴ zesiluje a posouvá se směrem k pólu. Při Kanadském oteplení může dojít k obrácení trendu teploty či ke změně směru proudění. Oboje však trvá krátkou dobu na to, aby to nějakým způsobem ovlivnilo setrvání polárního víru v Arktidě.
- **Konečné oteplení** (Final warming) se odehrává v přechodném období mezi zimou (západním prouděním) a létem (východním prouděním). FW je vlastně poslední fází stratosférického oteplení, kdy synoptické podmínky, které nastávají během zimy v polárním víru, přejdou na letní synoptické podmínky, kde setrvávají až do následující zimy. Proto se také tento typ oteplení nazývá konečným.

Periodické změny tlaku ve Walkerově buňce, tj. změny v meridionální cirkulaci mezi Tichým a Indickým oceánem se označují jako Jižní oscilace (SO). Záporná fáze SO nastává v momentě, kdy se otepluje povrch Tichého oceánu při pobřeží Chile (fenomén El Niño), subtropická oblast vysokého tlaku vzduchu nad centrálním Pacifikem je zeslabena, naopak tlak nad Indonésií je vyšší a severovýchodní pasátové proudění slábne nebo dokonce obrací směr. V kladné fázi naopak teplá tropická voda vlivem silícího pasátového proudění proniká do oblasti Indonésie, kde podporuje vzestupné pohyby (vzniká kupovitá oblačnost), místní tlaková níže je prohlubována. Sílí však oblast vysokého tlaku nad centrálním Pacifikem. Zesílení je zaznamenáno i u Peruánského proudu, který sebou přináší chladnou vodu až do rovníkových oblastí. Vliv těchto fází na stratosférické teploty ukazuje obr. 2.3. Během záporné fáze je abnormálně vyšší povrchová teplota Tichého oceánu, tím jsou podpořeny vzestupné konvektivní pohyby, čímž se ochlazuje oblast tropické tropopauzy a přilehlé vrstvy stratosféry. V kladné fázi Jižní oscilace je tomu naopak, teploty v tropické troposféře jsou neobvykle nízké a nižší vrstvy stratosféry teplejší, což potvrzuje také obr. 2.3, kde záporné fáze představují lokální minima v teplotní řadě v tropické stratosféře. Existují tu však výjimky v podobě roků se zápornou fází SO, kdy se do stratosféry dostal sopečný materiál z tropických vulkánů, jako byl Mount Agung v březnu roku 1963, El Chichón v dubnu 1982 a Pinatubo v červnu 1991. S těmito erupcemi se do stratosféry dostalo velké množství sirnatých plynů, které reakcí s vodní parou vytvářejí tzv. stratosférické aerosoly (síranového či sulfátového typu), které sestávají až ze 75% z kyseliny sírové a mohou ve stabilních stratosférických vrstvách setrvávat v těchto vrstvách řádově roky [8]. Radiační vlastnosti těchto aerosolů jsou důležité pro troposférické a zároveň stratosférické teploty, protože odrážejí krátkovlnnou sluneční radiaci a absorbují infračervenou část spektra jak terestrického záření, tak také záření přicházejícího ze Slunce. Troposféra se proto ochlazuje na rozdíl od oteplující se stratosféry.

⁴Definována dle [26] následujícími kritérii: 1. hladina 10 hPa leží výše než 30, 80 km v pásmu 40° – 80°N a 120°E – 80°W; 2. v období od 1. října do 31. března; 3. s rozlohou větší než 50° délky a 10° šířky; 4. s relativní vorticitou menší než $-2,5 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$; 5. musí trvat nejméně 5 dnů.



Obrázek 2.2: Časová řada průměrné teploty mezi měsíci lednem a únorem na severním pólu a mezi červencem a srpnem na pólu jižním v hladině 30 hPa (1948–2010). Data z [24].



Obrázek 2.3: Časová řada průměrné prosincové teploty v hladině 30 hPa 10°N (1963 – 1997). KF značí kladnou fázi Jižní oscilace a ZF zase zápornou fázi SO. V grafu jsou dále označeny roky, kdy vybuchly tři tropické vulkány. Data z [7].

Souvislost Jižní oscilace a MMW je zřejmá v tom, že během záporné fáze SO se ve stratosféře zmenší meridionální teplotní gradient mezi tropy a vyššími zeměpisnými šířkami, čímž je zeslabeno západní cirkumpolární proudění, a teplejší vzduch obohacený o ozon může pronikat do oblasti Arktidy.

Dále tu existuje prokazatelná korelace mezi extrémami jedenáctiletého slunečního cyklu a fázemi QBO v zimě na severní polokouli. V knize [8] se ukazuje, že sluneční aktivita kladně koreluje s geopotenciální výškou hladiny 30 hPa v době západní fáze QBO v oblasti Arktidy. Záporná korelace naopak nastává v Arktidě během východní fáze QBO. Znaménko korelace se pak obrací směrem k nižším zeměpisným šířkám. Proč je koeficient korelace v Arktidě kladný během západní fáze QBO, se vysvětluje tím, že MMW se dosud odehrávalo na přelomu ledna a února pouze v době maximální sluneční aktivity, která je charakteristická vyšším počtem slunečních skvrn. Polar vortex pak jako tlaková níže zůstává během západní fáze stabilní a chladný v průběhu minima sluneční aktivity. Obráceně je tomu ve východní fázi QBO, kdy může během minima sluneční aktivity dojít k náhlému stratosférickému oteplení a naopak v maximu zůstává polar vortex nedotčený.

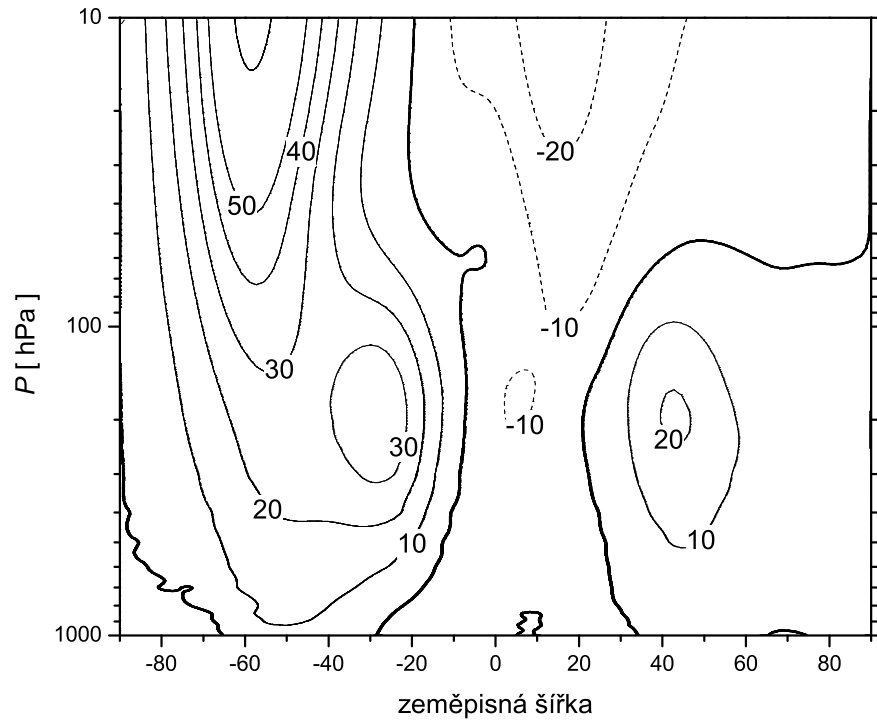
2.3 Charakteristiky větru

Ve stejném duchu jako teplotu v obr. 2.1 jsem zpracoval průběh zonálního větru v závislosti na zeměpisné šířce a tlaku pro letní a zimní měsíce (viz obr. 2.4). Větry vanoucí ze západu na východ (západní větry) nabývají kladných hodnot a větry vanoucí z východu na západ zase hodnot záporných (východní větry). Hranice mezi nimi je vyznačena tučně. V obou obrázcích jsou nejvíce patrné kontury západního proudění, které na obou hemisférách převažuje přibližně od 30° zeměpisné šířky. Západní větry, které se nacházejí kolem hladiny 200 hPa, splňují podmínky pro označení subtropickým jet streamem. Je to úzká oblast mezi 20° a 35° zeměpisné šířky západního horizontálního proudění s rychlostmi v průměru kolem 30 m/s. Rychlosti tryskového proudění mohou v této hladině přesáhnout až hranici 70 m/s, což bude patrné na průměrných měsíčních mapách v následující kapitole.

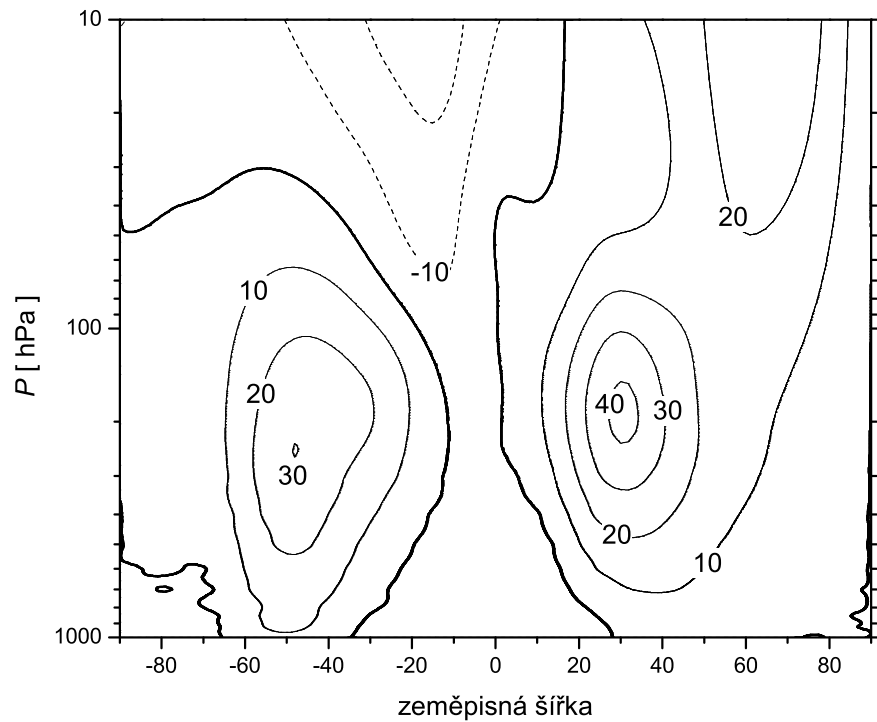
Západní proudění je v pásu kolem rovníku vystřídáno prouděním východním, jež se v létě sbíhá k rovníku od 32,5° severní šířky a 27,5° jižní šířky, přičemž v zimě je tento pás východních větrů posunut přibližně o 5° jižně. Tímto se také přesouvají vzduchové hmoty se západním prouděním, které jsou v zimním období oproti tomu letnímu intenzivnější a to na obou polokoulích. V létě i v zimě nemá západní proudění na severní polokouli takový mezišířkový rozsah, tzn., že od 40° severní šířky směrem k pólu proudění slábne, kdežto na jižní polokouli rychlosti západního proudění neklesnou v průměru pod 20 m/s do 60° jižní šířky.

Ve stratosférických výškách se v létě na severní polokouli vyskytují východní větry a v zimě zase západní. Na jižní polokouli je režim západních a východních větrů opačný, ale nutno říci, že intenzita větrů ve stratosféře je mnohem vyšší. Porovnáme-li vertikální změnu západního zonálního větru v zimních měsících na obou hemisférách na 60° zeměpisné šířky dle obr. 2.4a, můžeme konstatovat, že západní proudění je obecně na jižní polokouli silnější než na severní, jejich rozdíl však s výškou narůstá a jak je patrné z obr. 2.4a v hladině 10 hPa je tento rozdíl více než dvojnásobný. Z teorie vertikální stříhu větru (viz příloha B) vyplývá,

(a) Zonálního průměru zonálního větru v létě.

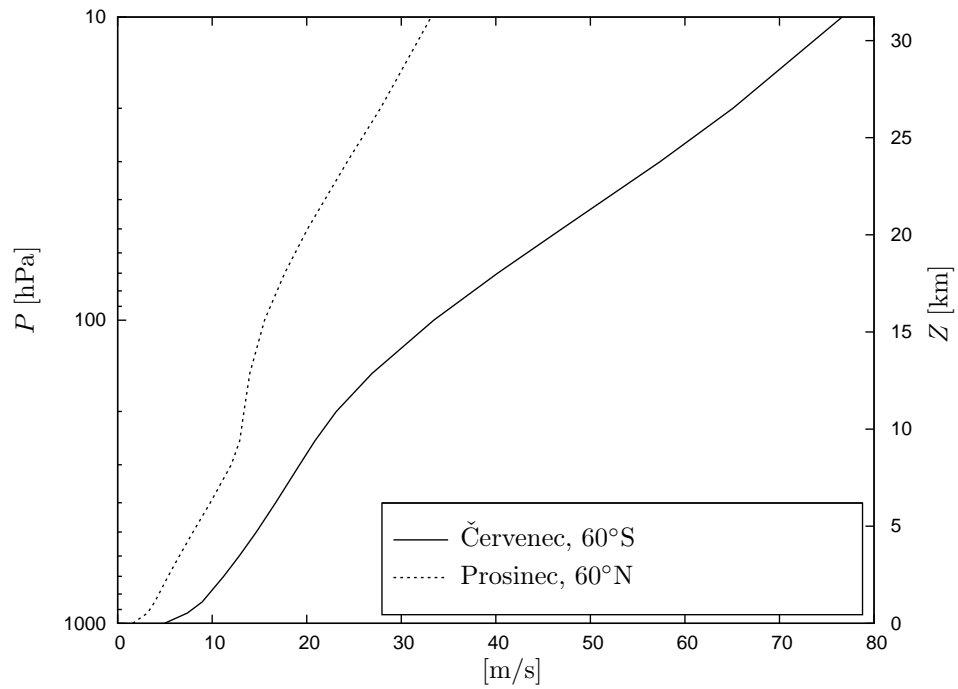


(b) Zonálního průměru zonálního větru v zimě.

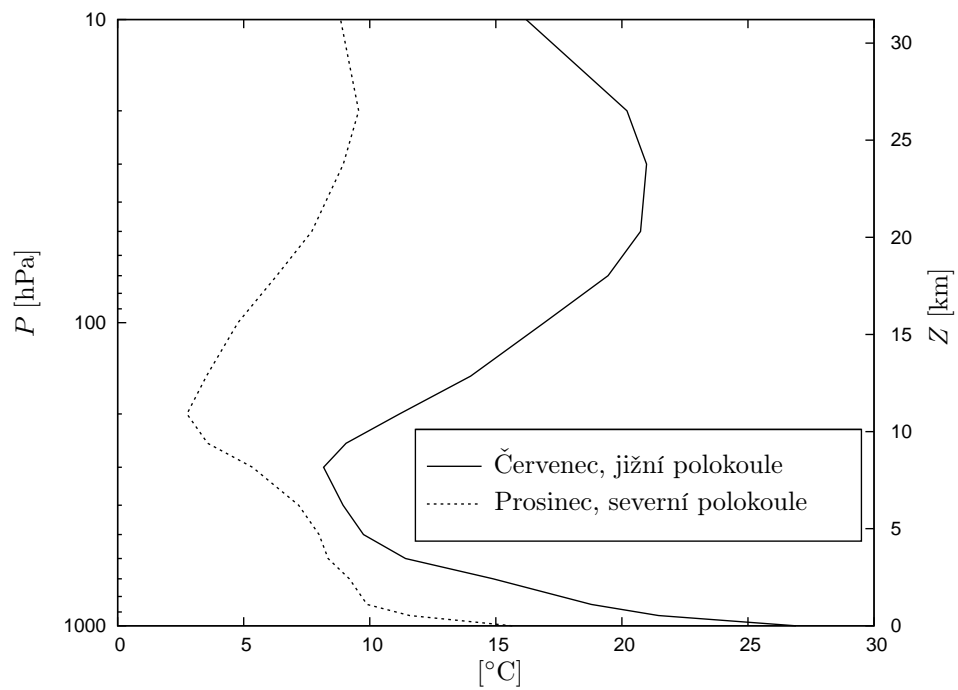


Obrázek 2.4: Závislost zonálního průměru zonálního větru pro léto (červen, červenec, srpen) a zimu (prosinec, leden, únor) na tlaku v [m/s]. Západní větry mají kladné hodnoty a naopak východní větry záporné. Kladné hodnoty na horizontální ose značí severní zeměpisnou šířku. Data z [24].

(a) Vertikální změna zonálně zprůměrovaného západního proudění.



(b) Rozdíl teploty mezi 50°S a 70°S v červenci a 50°N a 70°N v prosinci.

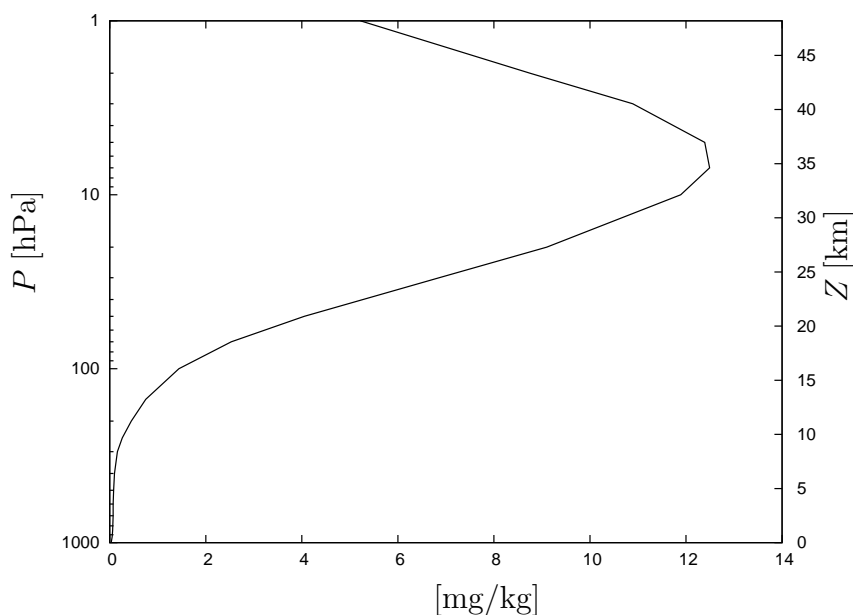


Obrázek 2.5: Demonstrace termálního větru v atmosféře. Data z [24].

že vertikální změna zonální složky rychlosti proudění je úměrná meridionálnímu gradientu teploty. Reálný dopad rovnice (B.7) v atmosféře pak ukazuje spolu s obr. 2.4a i obr. 2.4b, který znázorňuje průběh rozdílu teplot mezi 50° a 70° příslušné zeměpisné šířky v červenci na jižní polokouli a prosincem na severní polokouli. Z obou obrázků si lze povšimnout, že čím více je 50° rovnoběžka teplejší, tím je markantnější nárůst rychlosti zonálního větru.

2.4 Charakteristiky ozónu

V kapitole 1.5.1 byl již vyložen mechanismus, kterým se formuje ozónová vrstva v atmosféře. Tento mechanismu začíná fotolýzou molekul kyslíku UV zářením s vlnovou délkou menší než 242 nm a pokračuje slučováním atomárního kyslíku za přítomnosti katalyzátoru ke vzniku O_3 . Vzhledem k tomu, že ozón kompletně absorbuje krátkovlnné záření v intervalu (200; 280) nm, tak množství krátkovlnné radiace, která má potenciál na fotolýzu O_2 , s výškou směrem k povrchu klesá. Největší pokles však nastává ve vyšších zeměpisných šířkách, kde záření urazí delší optickou dráhu. Jelikož množství O_2 pro vznik atmosférického ozónu dle reakce (1.7) směrem od zemského povrchu exponenciálně ubývá, maximální produkce O_3 nastává v nižších zeměpisných šířkách (v tropickém pásu) a v určité vrstvě nad povrchem Země [27]. Tato vrstva se nachází v hladině 7 hPa (~ 35 km). Viz obr. 2.6, který zohledňuje závislost ročního průměru směšovacího poměru⁵ na výšce.



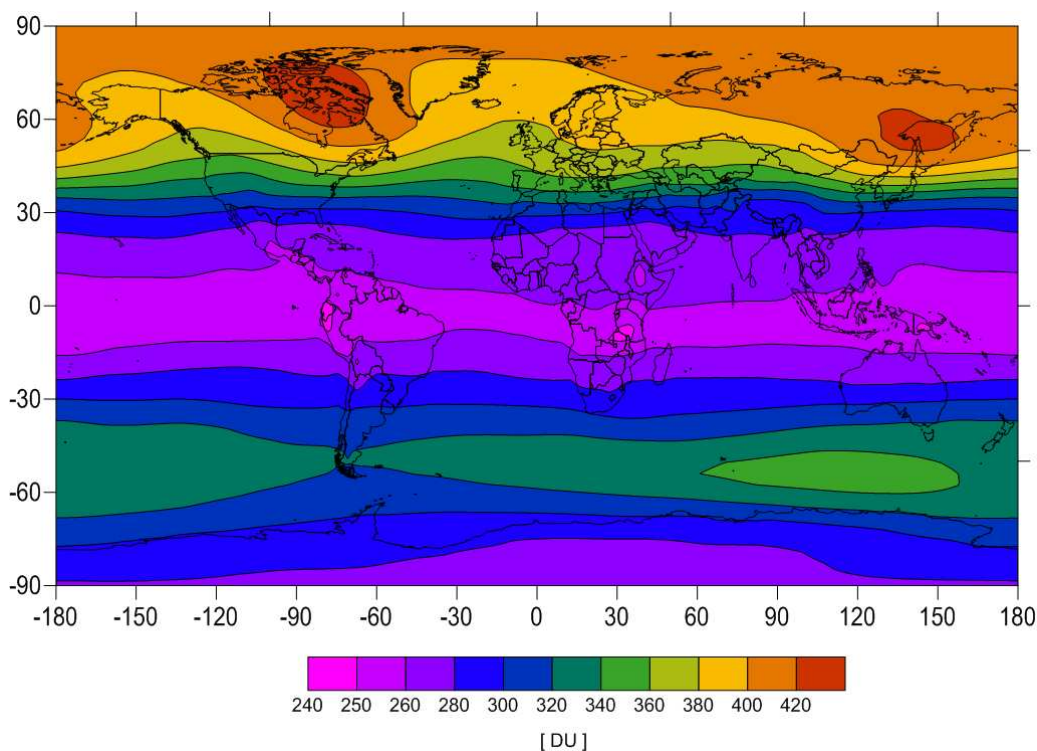
Obrázek 2.6: Závislost průměru směšovacího poměru ozónu na tlaku, resp. nadmořské výšce. Data z [25].

⁵Je jedna z preferovaných veličin k udávání koncentrací prvků v atmosféře, neboť v důsledku sestupných či výstupných pohybů v atmosféře se nezachovává např. hustota daného prvku. Směšovací poměr je potom definován jako $m = \rho_{O_3}/\rho$, kde ρ označuje hustotu okolního vzduchu vyjma hustoty daného prvku a ρ_{O_3} potom hustotu daného prvku (v tomto případě ozónu).

Nejvíce molekul ozónu se ale nachází kolem 22 km (viz obr. 1.4), existují tu tedy sestupné pohyby, které molekuly O_3 transportují do nižších vrstev stratosféry. Tato část stratosféry je označována jako ozónosféra.

Jak už bylo několikrát zmíněno, v tropické stratosféře jsou sice nejpříznivější podmínky pro tvorbu ozónu, přesto zde nacházíme minimální hodnoty celkového úhrnu ozónu. Ten je totiž z tropů transportován stratosférickým prouděním do vyšších zeměpisných šířek (viz kapitola 1.3.3 o Brewer-Dobsonově cirkulaci). Proto množství UV záření, které pronikne až na zemský povrch, je největší v tropech.

Mapa rozložení ročního průměru ozónového sloupce je vykreslena v obr. 2.7, kde lze vidět, že délková variabilita množství ozónu je v průměru zanedbatelná oproti mezišířkové změně množství O_3 . Nárůst množství ozónu od rovníku směrem k vyšším zeměpisným šířkám narůstá. Na jižní polokouli se tento růst zastavuje přibližně na 60° jižní šířky na hodnotě kolem 320 DU a dále směrem k jižnímu pólu nastává pokles. Na severní polokouli tento růst neustává a za 60° rovnoběžkou přesahuje hodnoty 400 DU. Nižší hodnoty ozónu především v oblasti Antarktidy souvisí (jak již bylo několikrát poznamenáno) s mnohem studenějšími stratosférickými vrstvami a stabilitou polární víru v zimě. Ke snížení se potom přidává jarní katalytická destrukce ozónu, jak bylo rozebíráno v kapitole 1.5.1 a jak je schematicky ukázáno v obr. 1.14.



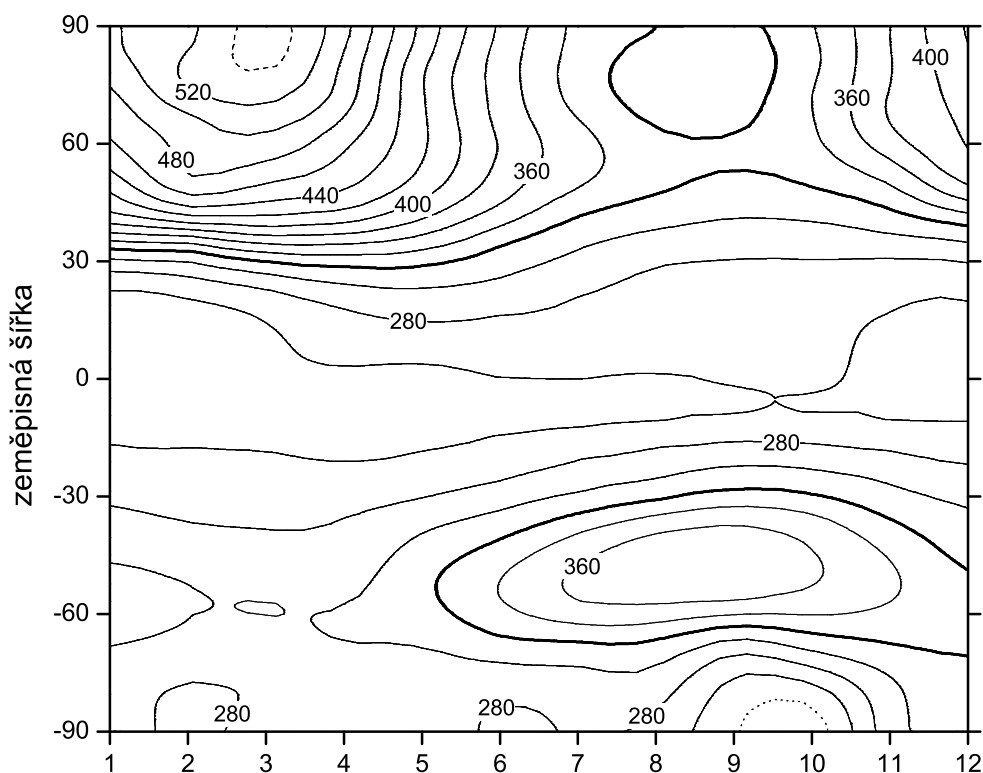
Obrázek 2.7: Rozložení ročního průměru celkového úhrnu ozónového sloupce v [DU]. Data z [25].

Nejvýrazněji na obr. 2.7 působí regiony s vysokým množstvím ozónu nad Severní Amerikou a východním pobřežím Asie mezi poloostrovy Sachalin a Kamčatka. Tyto výrazná maxima patrně korespondují se sestupnými pohyby Brewer-Dobsonovy cirkulace, které do těchto zeměpisných šířek dosahují (viz obr. 1.10) a přinášejí sem ozón z tropických oblastí.

Vysvětlení můžeme hledat také v ročním chodu ozónového sloupce v těchto zeměpisných šířkách, který je ukázán v obr. 2.8. Právě u vyšších zeměpisných šířek je zřejmý výrazný roční chod ozónového sloupce, jehož maxima zrovna v případě severní polokoule nastávají v únoru až březnu. Zcela opačný je průběh na jižní polokouli, kde naopak na jaře (v říjnu) lze najít ty nejnižší hodnoty (240 DU). Za vysoké průměrné hodnoty v Arktidě (až 540 DU) je patrně zodpovědný četnější výskyt Hlavních stratosférických oteplení (MMW), které dokáží narušit stabilitu polárního víru a tím podpořit transport tropického ozónu ale i jeho samotnou tvorbu ve vyšších zeměpisných šířkách.

Vysoké hodnoty však mohou nastat i v oblasti Antarktidy a to důsledkem Konečného oteplení (FW), které jakožto přechod mezi zimní a letní cirkulací nastává na jižní polokouli přibližně o 2 měsíce později. Během FW se polar vortex a jeho jarní ozónové minimum přesouvají směrem k Jižní Americe, kde potom zaniká. Jeho místo nahrazuje ozónové maximum, které se původně nacházelo jižně od Austrálie. Hodnoty ozónového sloupce v Antarktidě potom mohou přesáhnout i 450 DU. Stejně tak se může opozdit FW v Arktidě, potom měsíční průměr ozónového sloupce v březnu může poklesnout až na těžko očekávatelných 300 DU [8].

Hodnoty ozónového sloupce jsou v Antarktidě obecně velmi nízké. Podobně je tomu také v tropickém pásu, kde se hodnoty nedostanou ani na průměrných 321 DU a netrpí téměř žádným ročním chodem.



Obrázek 2.8: Roční chod ozónového sloupce v závislosti na zeměpisné šířce v [DU]. Hodnoty přesahující 540 DU jsou značeny čárkovaně, hodnoty pod 240 DU zase tečkovaně. Průměrná hodnota 321 DU je zvýrazněna tučně. Horizontální osa představuje pořadí jednotlivých měsíců v roce. Data z [25].

3. Průměrné měsíční mapy na Severní polokouli

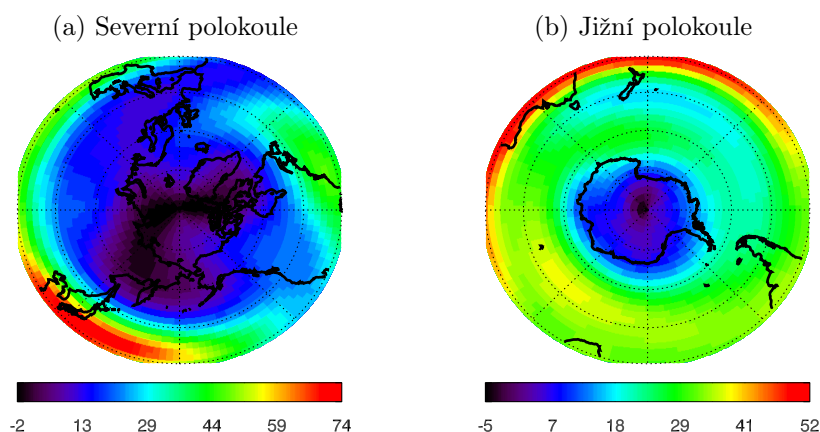
V této části práce budeme popisovat poměry (teplotu, rychlost a směr větru, geopotenciální výšku, ozón) ve stratosféře pomocí průměrných měsíčních map ve 4 tlakových hladinách, a to {300, 100, 30, 10} hPa. Omezíme se na 3 letní měsíce a na 3 zimní měsíce na obou polokoulích. Zeměpisná délka je v mapách vyznačena po 45°, zeměpisná šířka zase po 15°, přičemž okraje map představují 30°N, resp. 30°S.

Z důvodu toho, že výška tropopauzy je závislá na zeměpisné šířce, ale také na ročním období, jsem vykreslil i průměrné měsíční mapy v hladinách 300 hPa a 100 hPa. Porovnáním zimních měsíců (listopad, leden) v Arktidě dle obr. 3.2 a 3.3 je zřejmé, že stratosférická inverze teploty ještě neprobíhá, naopak teplota nadále klesá, obrat nastává až za hladinou 50 hPa, v našem případě mezi hladinami 30 hPa a 10 hPa (viz obr. 3.4). V letních měsících už můžeme pozorovat inverzi teploty i v oblasti Arktidy. V hladině 100 hPa si povšimněme, že ekvatoriální teploty jsou nižší než ty polární, což způsobuje Brewer-Dobsonova cirkulace ve stratosféře (viz kapitola 1.3.3).

První částí Brewer-Dobsonovy cirkulace je výstup vzduchových hmot z ekvatoriální oblasti tropopauzy. Adiabatickou expanzí se tedy příslušné vrstvy ochlazují. Další částí této cirkulace je pohyb vzduchových hmot k vyšším zeměpisným šířkám, kde sestupnými pohyby dochází k adiabatické kompresi a tedy k ohřátí příslušných vrstev. V květnu až září jsou tyto teploty díky příkonu solární radiace ohřívány absorpcí molekul O_3 . Na obr. 3.15 je patrný úbytek směšovacího poměru ozónu během polárního léta. V zimních měsících však na pólech nastává polární noc a díky nedostatku solární radiace průměrné měsíční teploty klesají. Tyto nízké průměrné hodnoty teploty na pólu jsou však obklopeny vrstvami teplejšího vzduchu.

Na tomto rozhraní studených a relativně teplých hmot vznikají silné západní cirkumpolární větry (jet streamy), jež tvoří základ tzv. polárního víru [8]. Tzv. subtropický jet stream nabírá nejvíce na síle v zimě v hladině 200 hPa mezi 20° a 35° zeměpisné šířky. Na severní polokouli rychlosti nad Japonskem přesahují dokonce rychlosti 70 m/s (viz obr. 3.1a). Na jižní polokouli se tento jet stream s rychlostmi přes 50 m/s táhne od západu Austrálie až skoro k východnímu pobřeží Jižní Ameriky (viz obr. 3.1b). S nižším meridionálním teplotním gradientem blízko tropopauzy toto proudění slábne (viz obr. 3.11).

Geopotenciální výšky hladin 300 hPa a 100 hPa jsou vykresleny v obr. 3.6 a 3.7. Hladina 300 hPa se pohybuje v průměru ve výškách mezi 8,6 km (polární oblasti) a 9,6 km (tropy). Hladina 100 hPa se nachází v průměru mezi 15,7 km a 16,6 km. Nejvyšší hodnoty nastávají v červenci v subtropickém pásu do 45°N, který je také nejteplejším měsícem, a nejmenší v lednu, kdy se s nízkými teplotami v polární oblasti prohlubuje oblast nízkého tlaku vzduchu (polar vortex). Roční chod geopotenciálních výšek jednotlivých hladin je největší v polárních oblastech, naopak nejmenší je v subtropech až tropech. V lednu potom pozorujeme největší rozdíl mezi pólem a okrajem mapy (asi 1,3 km). Z geostrofové aproximace větru (viz rovnice (B.1)) vyplývá, že čím je větší meridionální sklon tlaku mezi



Obrázek 3.1: Mapy průměrného zonálního větru v [m/s] v hladině 200 hPa v zimě na obou polokoulích. Data z [24].

ekvatoriální oblastí a pólem, tím je rychlost větru větší, což znamená, že v teplejší polovině roku je slabší vítr než v té chladnější. Směr geostrofického větru je pak dán tím, že nižší hodnoty tlaku se nacházejí vlevo od směru proudění. Vítr pak na Severní polokouli vane kolem cyklón proti směru hodinových ručiček a kolem anticyklón po směru. Vzhledem k těmto vlastnostem geostrofického větru, vítr v těchto hladinách vane silněji v zimě a vane kolem polárních níží proti směru hodinových ručiček – západní vítr (viz obr. 3.10 a 3.11).

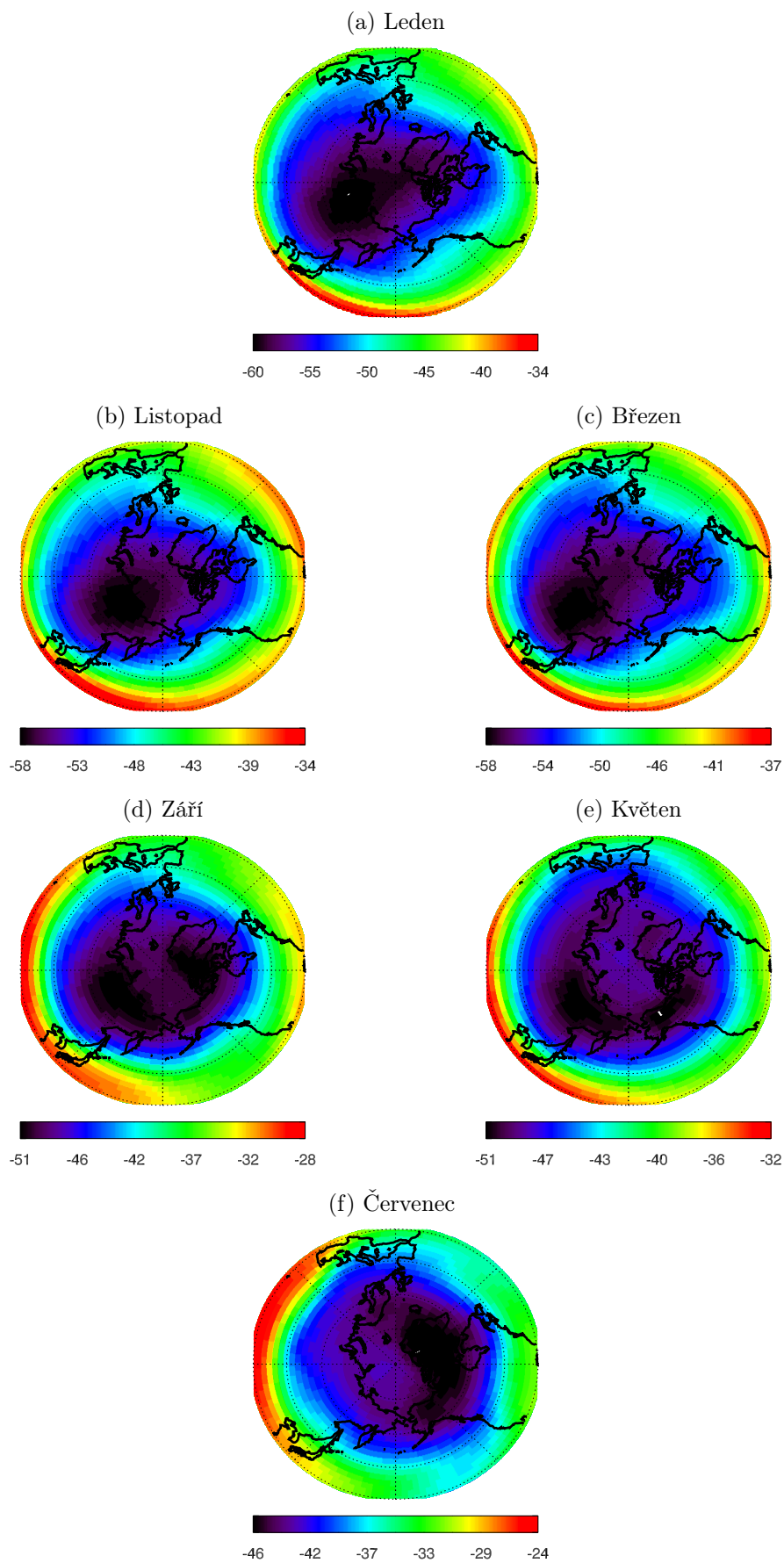
Zastavíme-li se u ročního chodu směšovacího poměru ozónu na severní polokouli, který je znázorněn v polárních mapách 3.14 až 3.17, můžeme pozorovat, že v nižší vrstvách stratosféry (tzn. obr. 3.15) je směšovací poměr vyšší na pólu a směrem k rovníku se snižuje, což souvisí opět z Brewer-Dobsonovou cirkulací, která ozón vzniklý v ekvatoriálním pásu transportuje do vyšších zeměpisných šířek. Opačně je tomu ve vyšších vrstvách stratosféry (tzn. obr. 3.16 a 3.17), kde vyšší hodnoty směšovacího poměru v ekvatoriálním pásu odpovídají fotochemické produkci O_3 (viz kapitola 2.4), která již není ovlivněna stratosférickou cirkulací [27]. V hladině 300 hPa se směšovací poměr blíží nule.

Rozložení teplot v hladině 30 hPa a 10 hPa je svým průběhem podobné teplotám v hladině 100 hPa. Můžeme také pozorovat relativně teplou polární oblast v létě a naopak velmi chladnou v zimě, což koresponduje s ročním chodem ozónového sloupce. Vyšší vrstvy stratosféry jsou ohřívány absorpcí UV záření molekulami O_3 – koncentrace molekul ozónu se do července až srpna snižuje (viz obr. 2.8). Odlišné jsou však teplotami subtropických oblastí (přibližně od 30° níže), které už nedosahují tak nízkých hodnot jako v hladině 100 hPa.

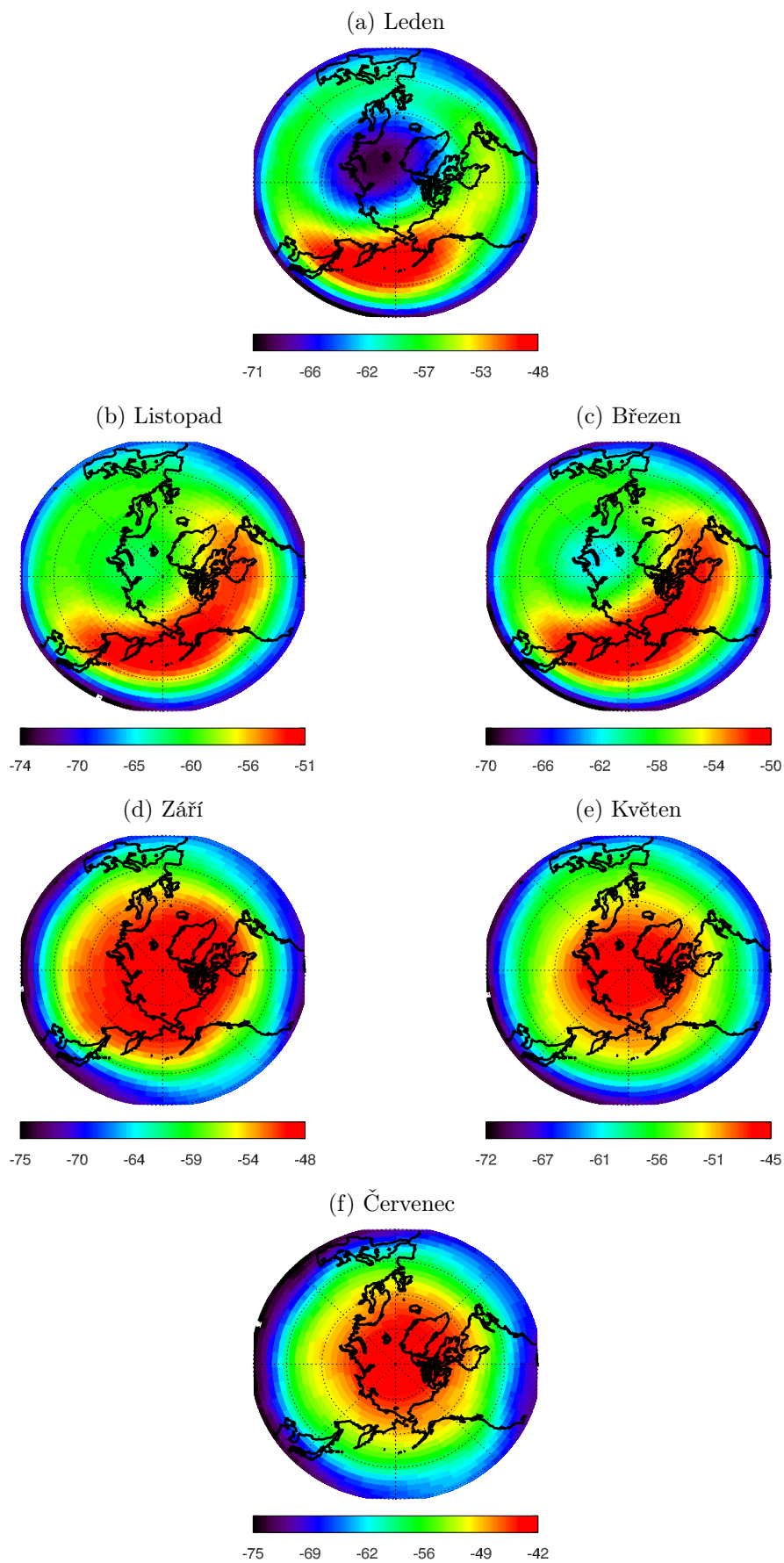
Vysoké teploty ve vyšších vrstvách stratosféry jsou zodpovědné za ustanovení tlakové výše v červnu na severní polokouli (viz obr. 3.7f a 3.8f), díky tomu západní cirkulaci na severní polokouli vystřídá cirkulace východní (viz obr. 3.11f a 3.12f). Jakmile se na podzim začne ochlazovat, na pólu se anticyklonální situace začne vytrácet a začne ji nahrazovat oblast nízkého tlaku vzduchu (polar vortex). Větry budou opět proudit ze západu na východ a budou tím rychlejší, čím bude větší

rozdíl mezi těmito tlakovými útvary.

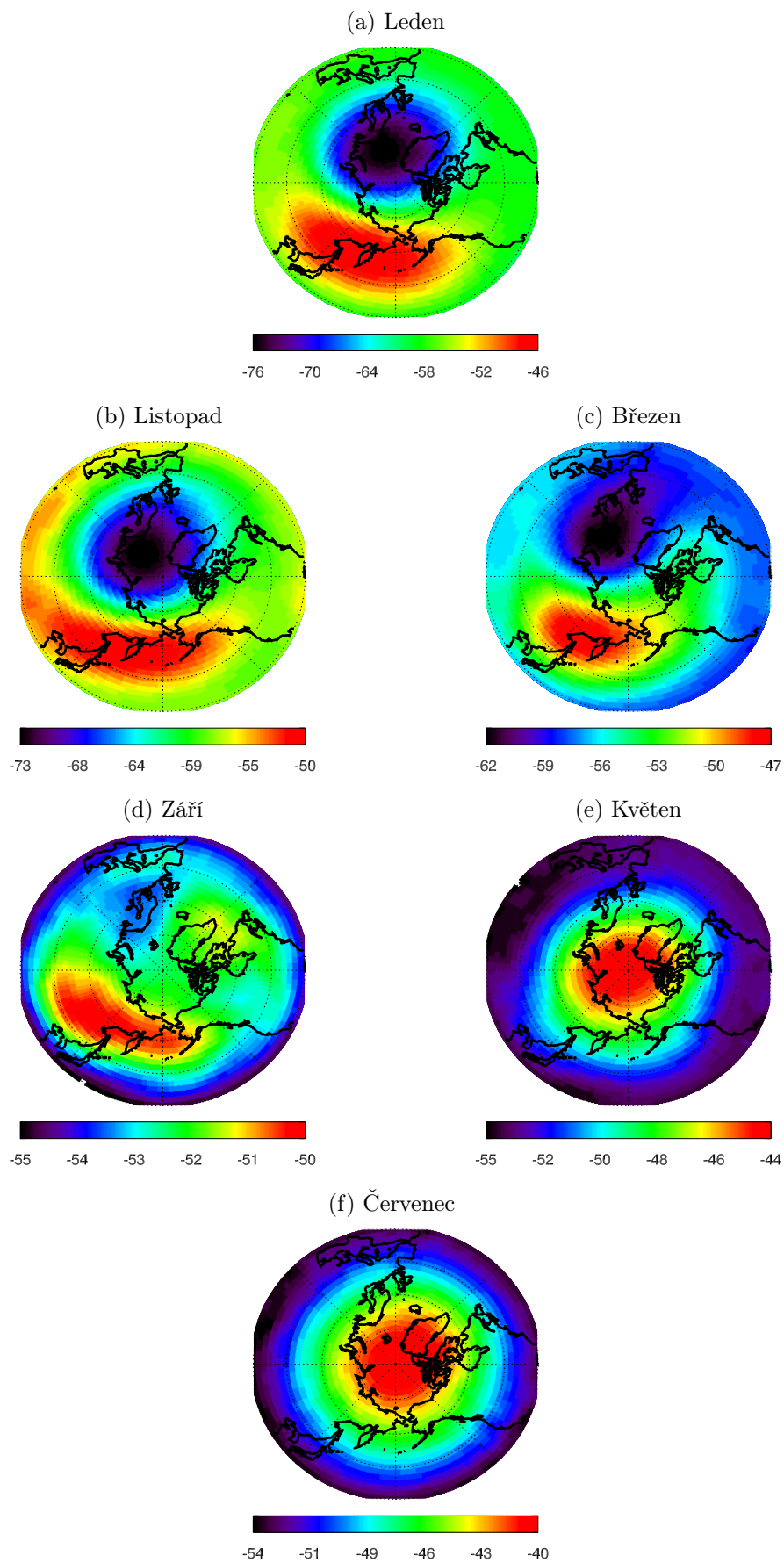
V kapitole 2.2.1 o Náhlých stratosférických oteplení byla definována Aleutská stratosférická výše. Nejdůležitější kritériem v poznámce č. 4 v této kapitole je hned to první, že tlaková hladina 10 hPa leží výše než 30,8 km. Nejzřetelněji ji lze tedy pozorovat na obr. 3.8c. Tato výše pak hraje klíčovou roli v klimatických poměrech vyšších vrstev stratosféry na severní polokouli v zimě, neboť narušuje symetrii polárního víru, jež je vytlačován směrem k Evropě. Důsledkem čehož je umožněno k dalekosáhlejšímu pronikání atmosférických vln do oblasti Arktidy, které s sebou kromě tepla přinášejí také stratosférický ozón, což může vést k MMW a posléze i k zániku nebo obrácení cirkumpolárního proudění [8]. Narušení symetrie polárního víru a Náhlá stratosférická oteplení pak přispívají k výraznému kolísání časové řady průměrných teplot mezi lednem a únorem v obr. 2.2.



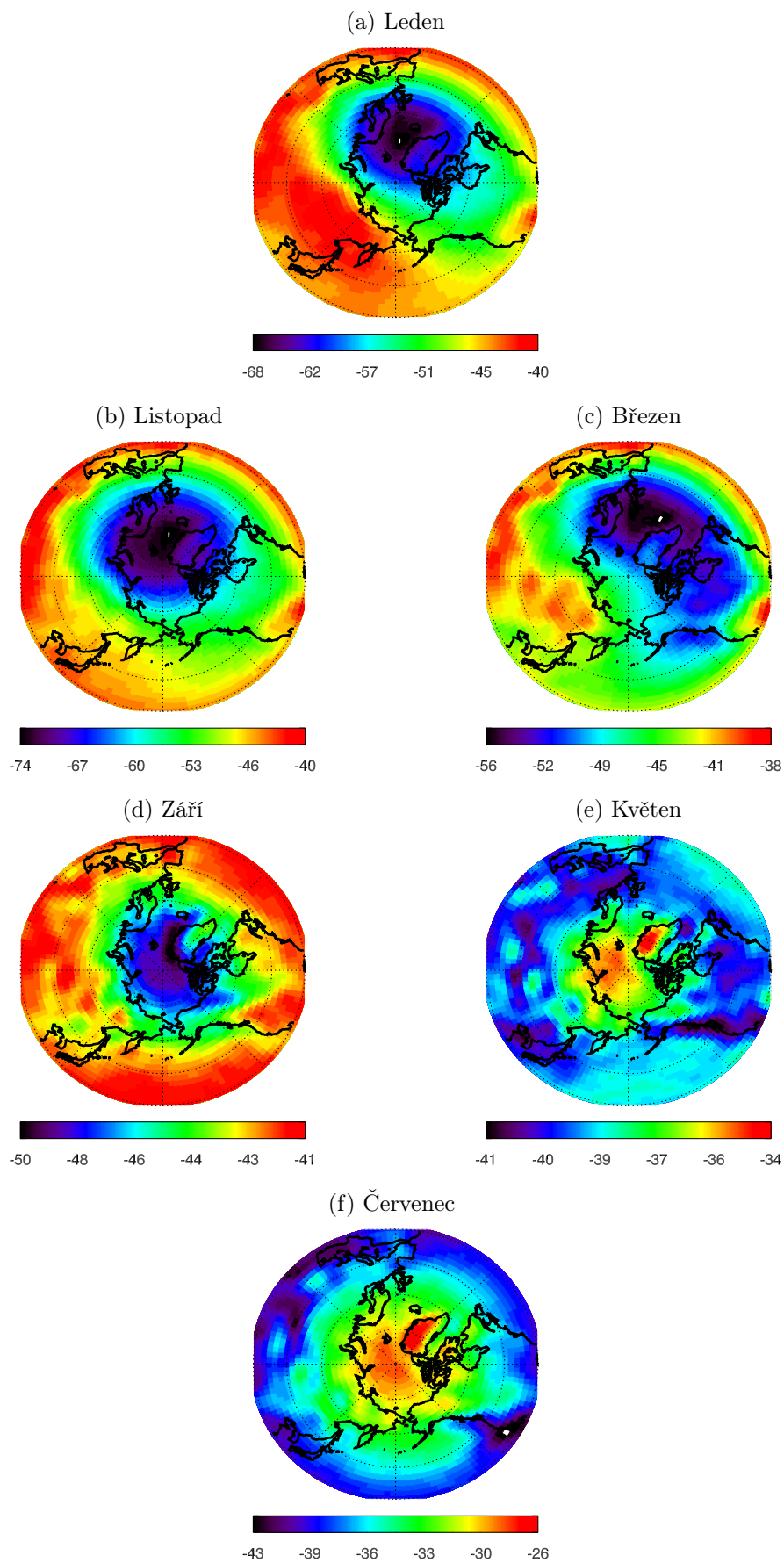
Obrázek 3.2: Mapy průměrné měsíční teploty ve [°C] v hladině 300 hPa pro severní polokouli. Data z [24].



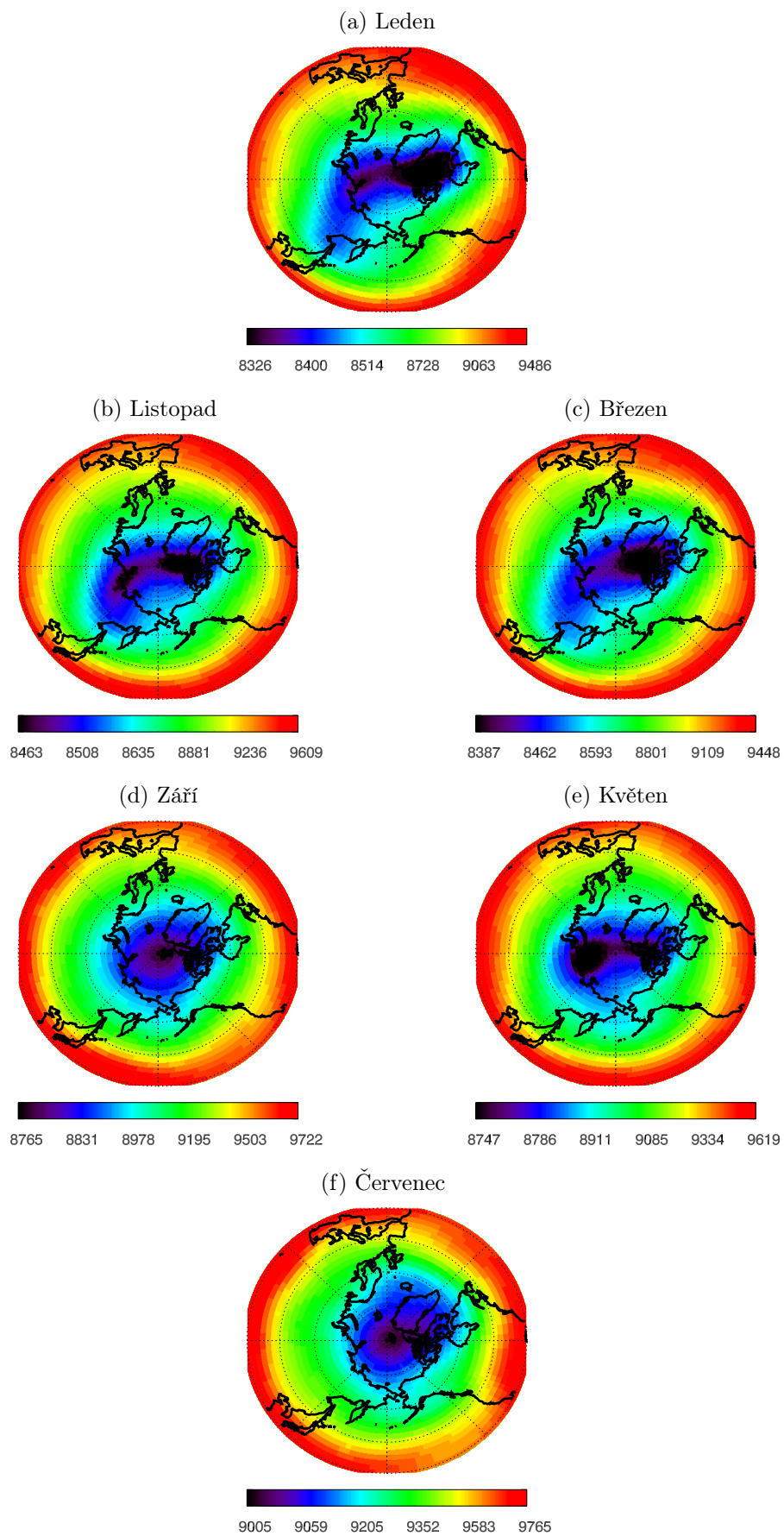
Obrázek 3.3: Mapy průměrné měsíční teploty ve [°C] v hladině 100 hPa pro severní polokouli. Data z [24].



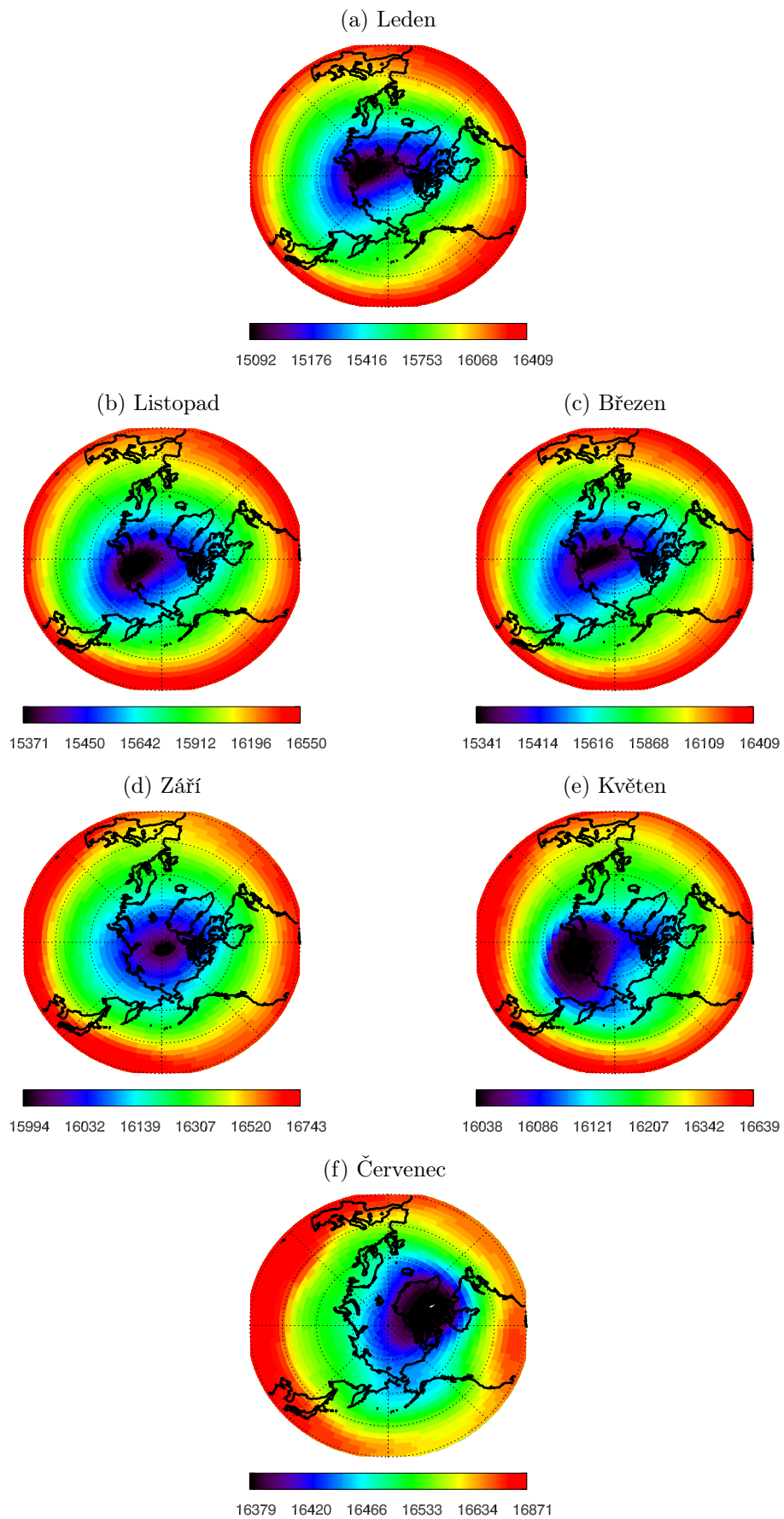
Obrázek 3.4: Mapy průměrné měsíční teploty ve [°C] v hladině 30 hPa pro severní polokouli. Data z [24].



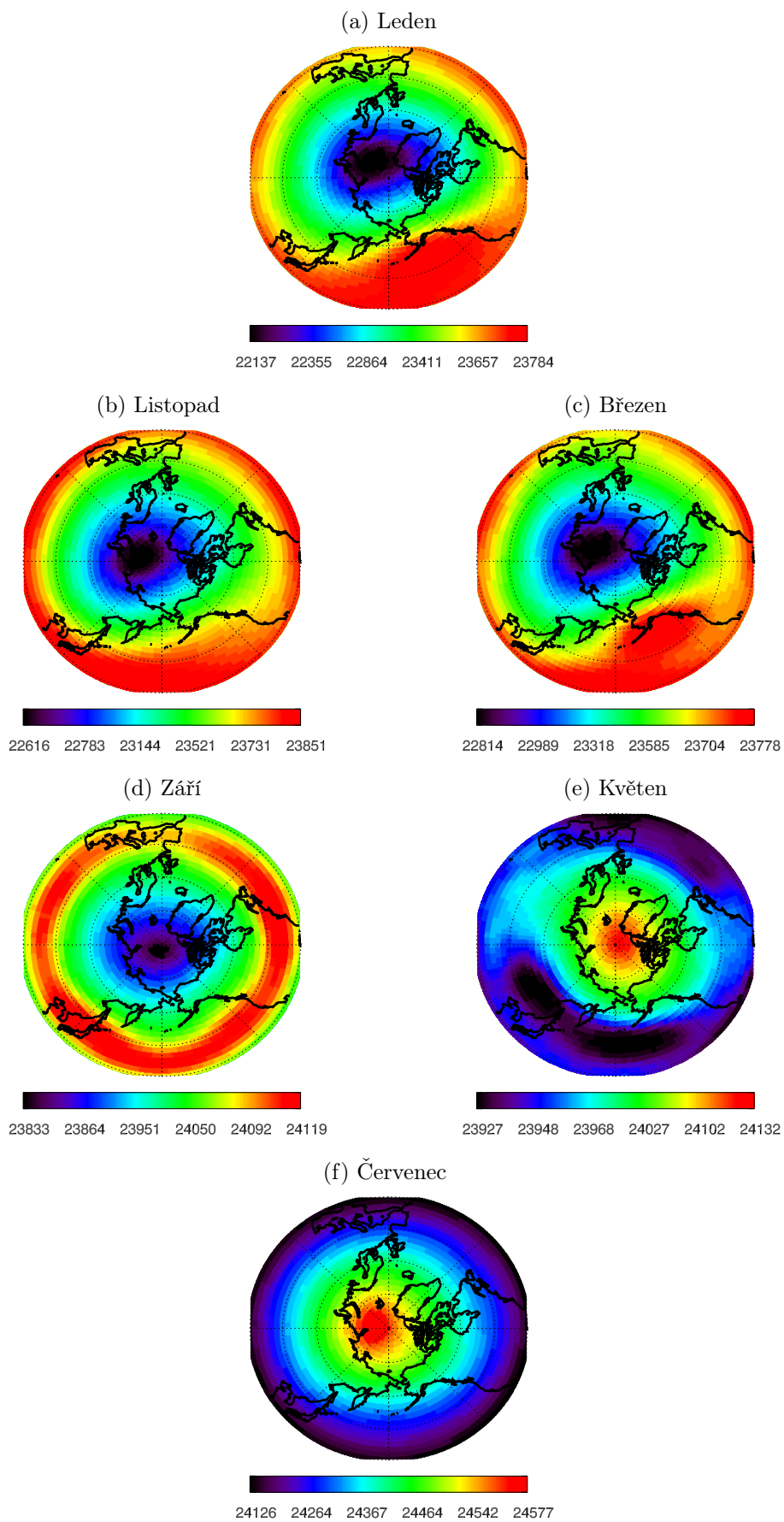
Obrázek 3.5: Mapy průměrné měsíční teploty ve [°C] v hladině 10 hPa pro severní polokouli. Data z [24].



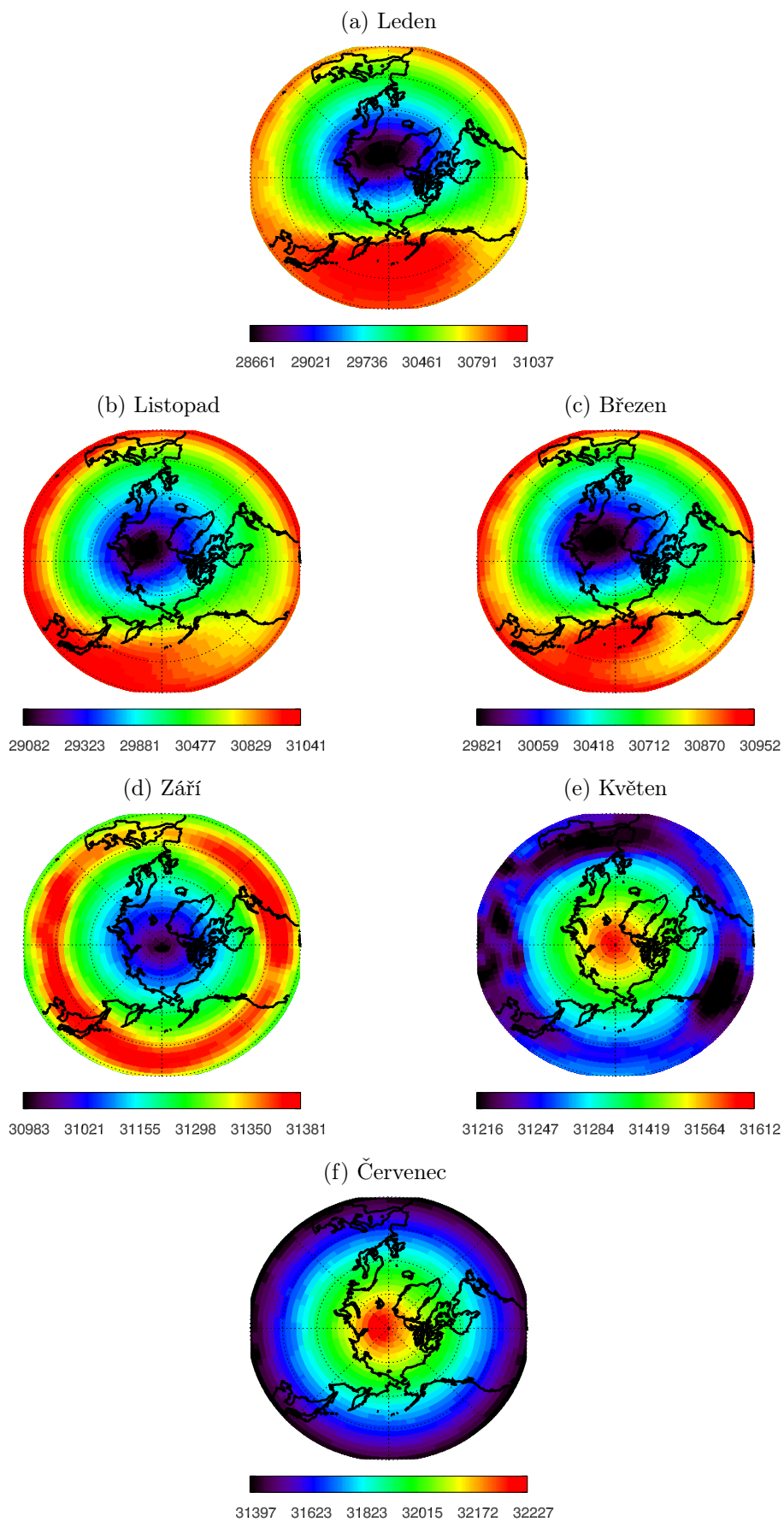
Obrázek 3.6: Mapy průměrné geopotenciální výšky hladiny 300 hPa v [m] pro severní polokouli. Data z [24].



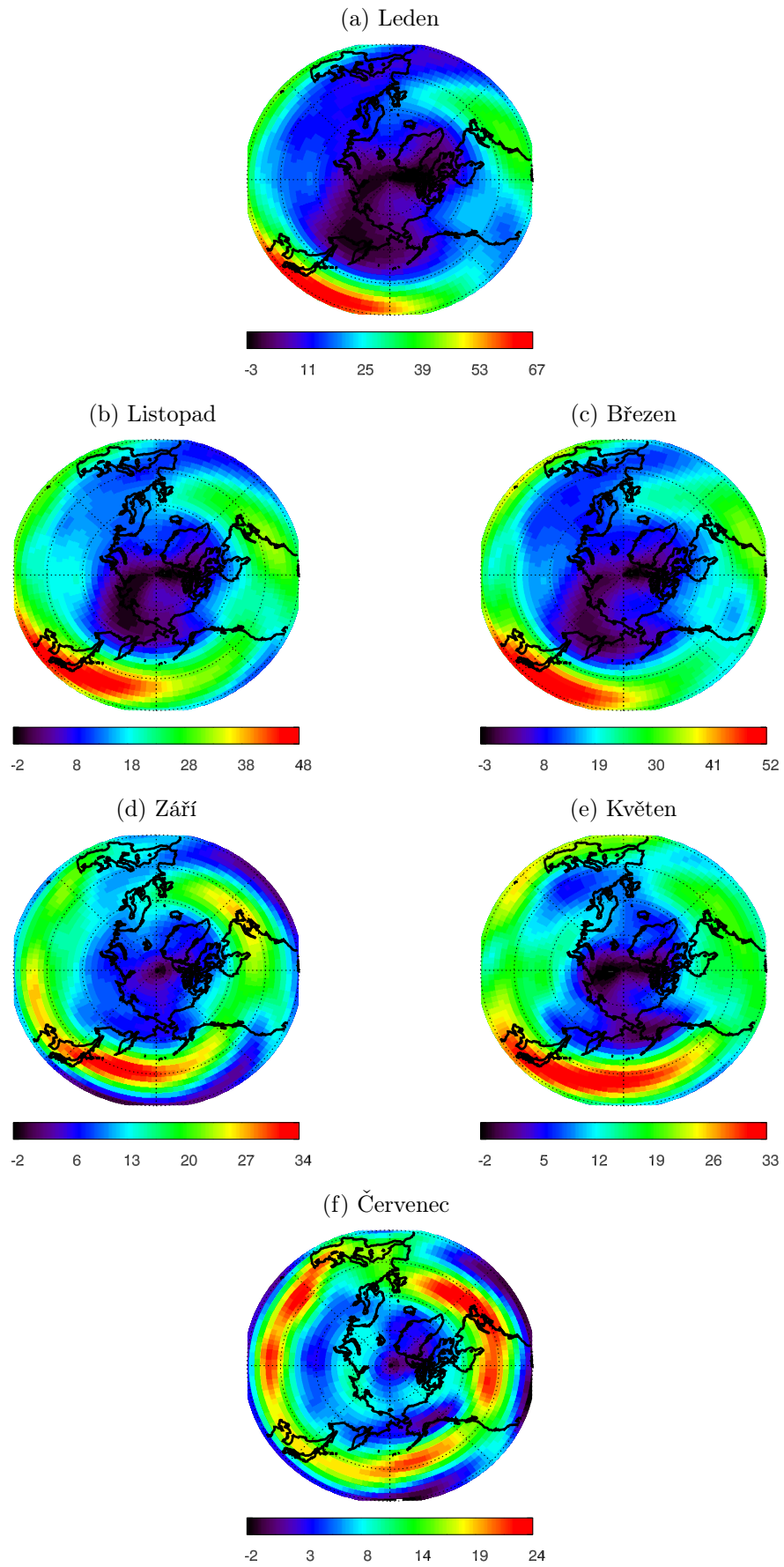
Obrázek 3.7: Mapy průměrné geopotenciální výšky hladiny 100 hPa v [m] pro severní polokouli. Data z [24].



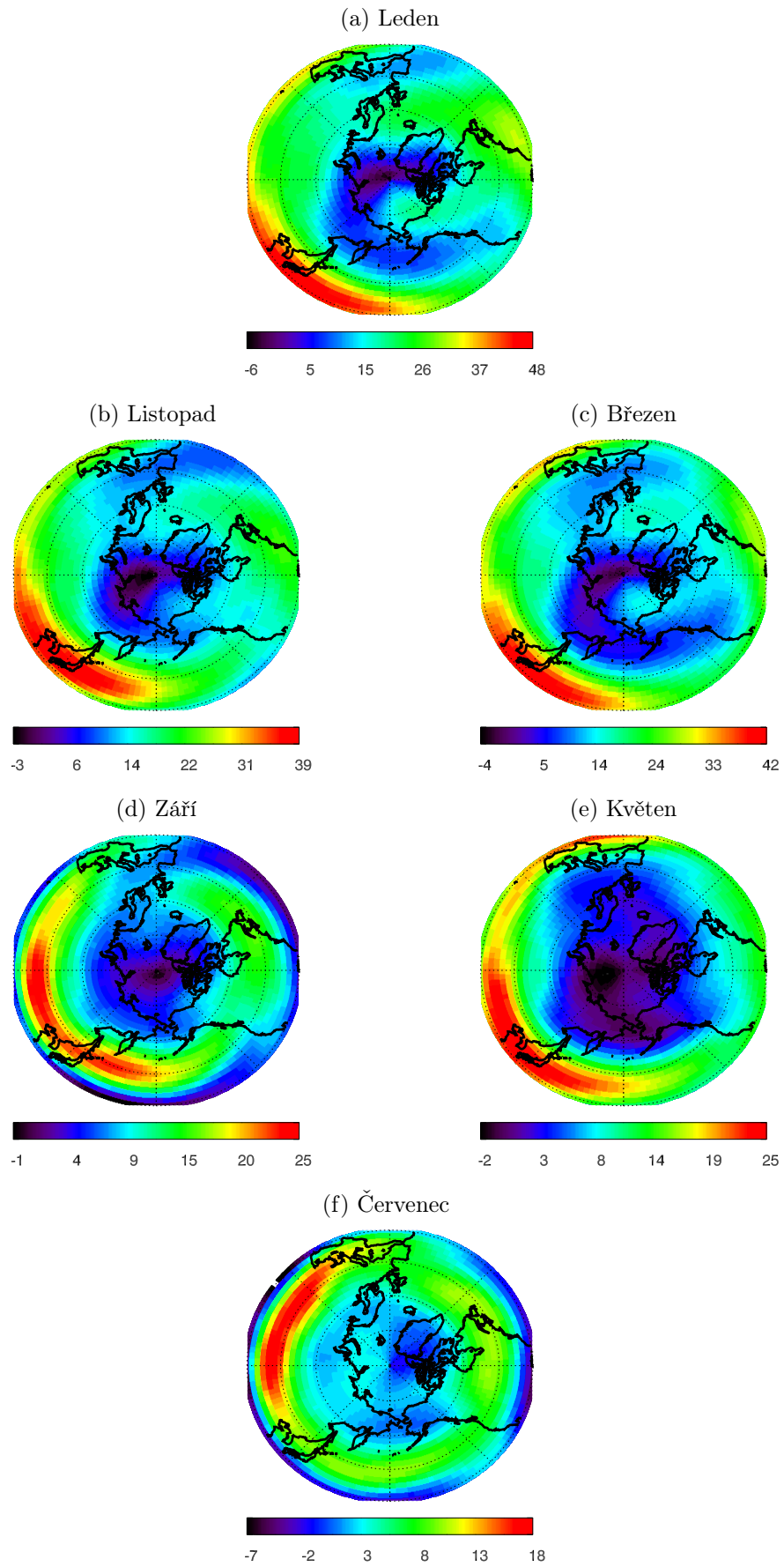
Obrázek 3.8: Mapy průměrné geopotenciální výšky hladiny 30 hPa v [m] pro severní polokouli. Data z [24].



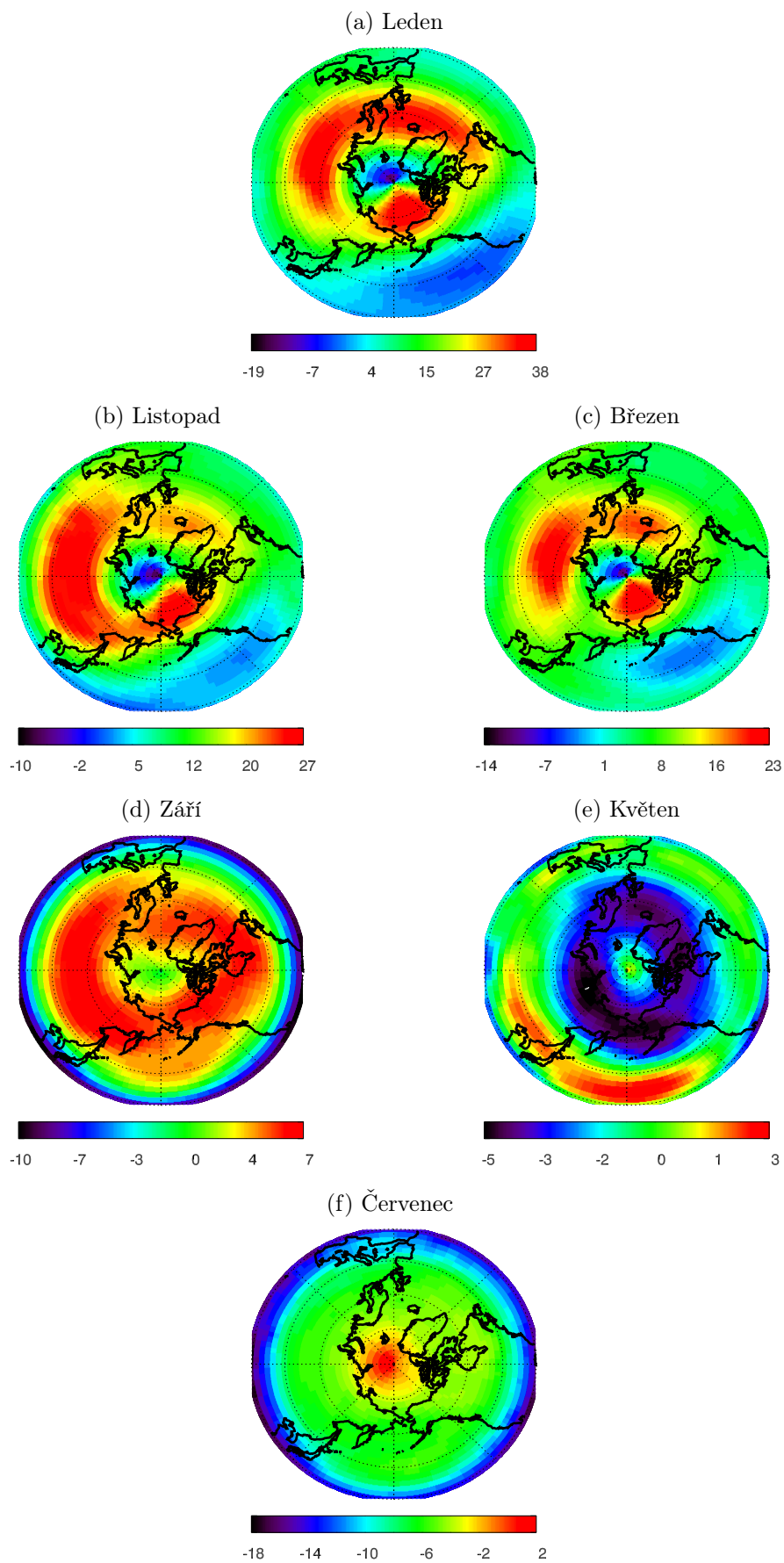
Obrázek 3.9: Mapy průměrné geopotenciální výšky hladiny 10 hPa v [m] pro severní polokouli. Data z [24].



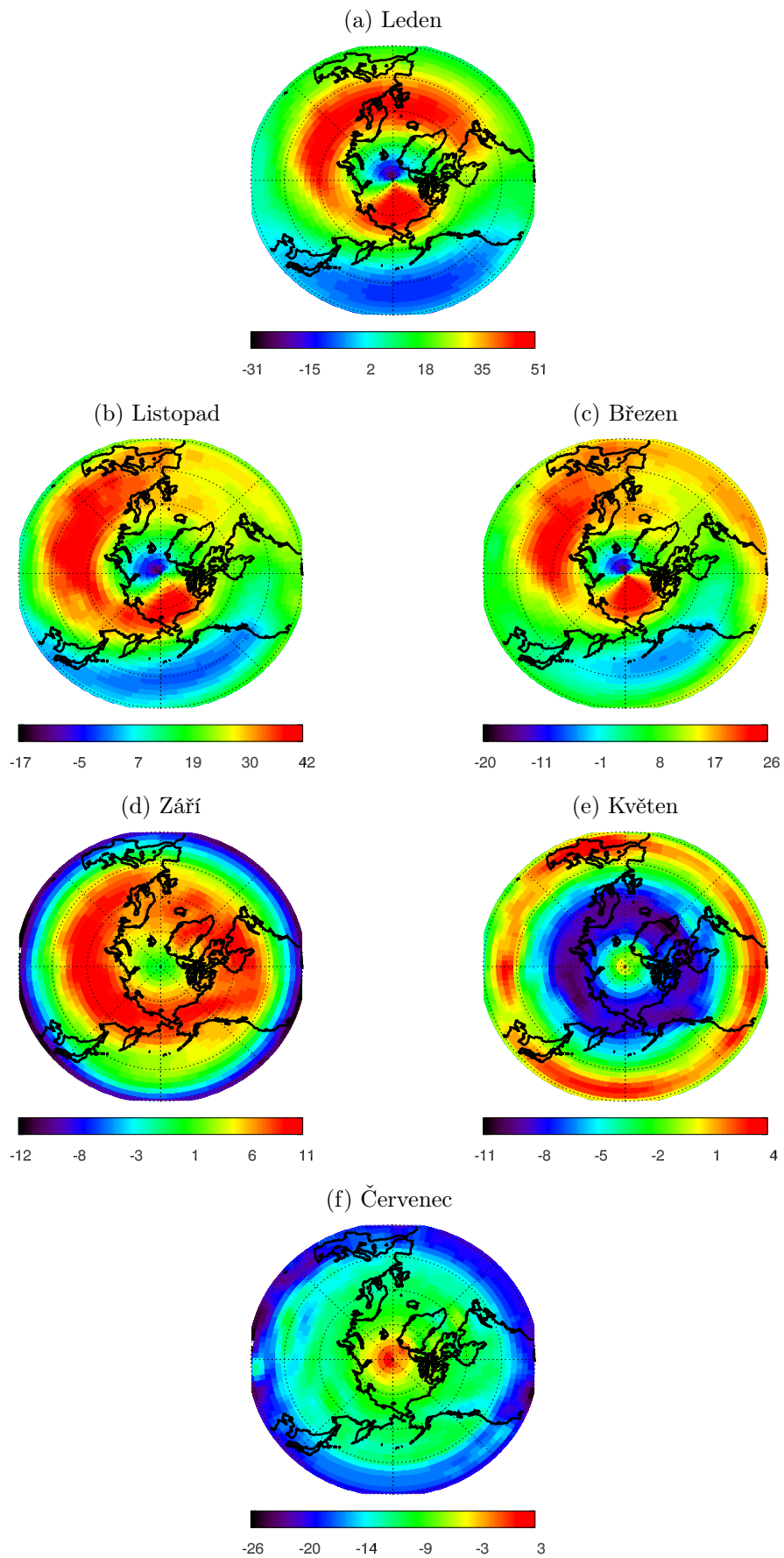
Obrázek 3.10: Mapy průměrného zonálního větru v hladině 300 hPa v [m/s] pro severní polokouli. Data z [24].



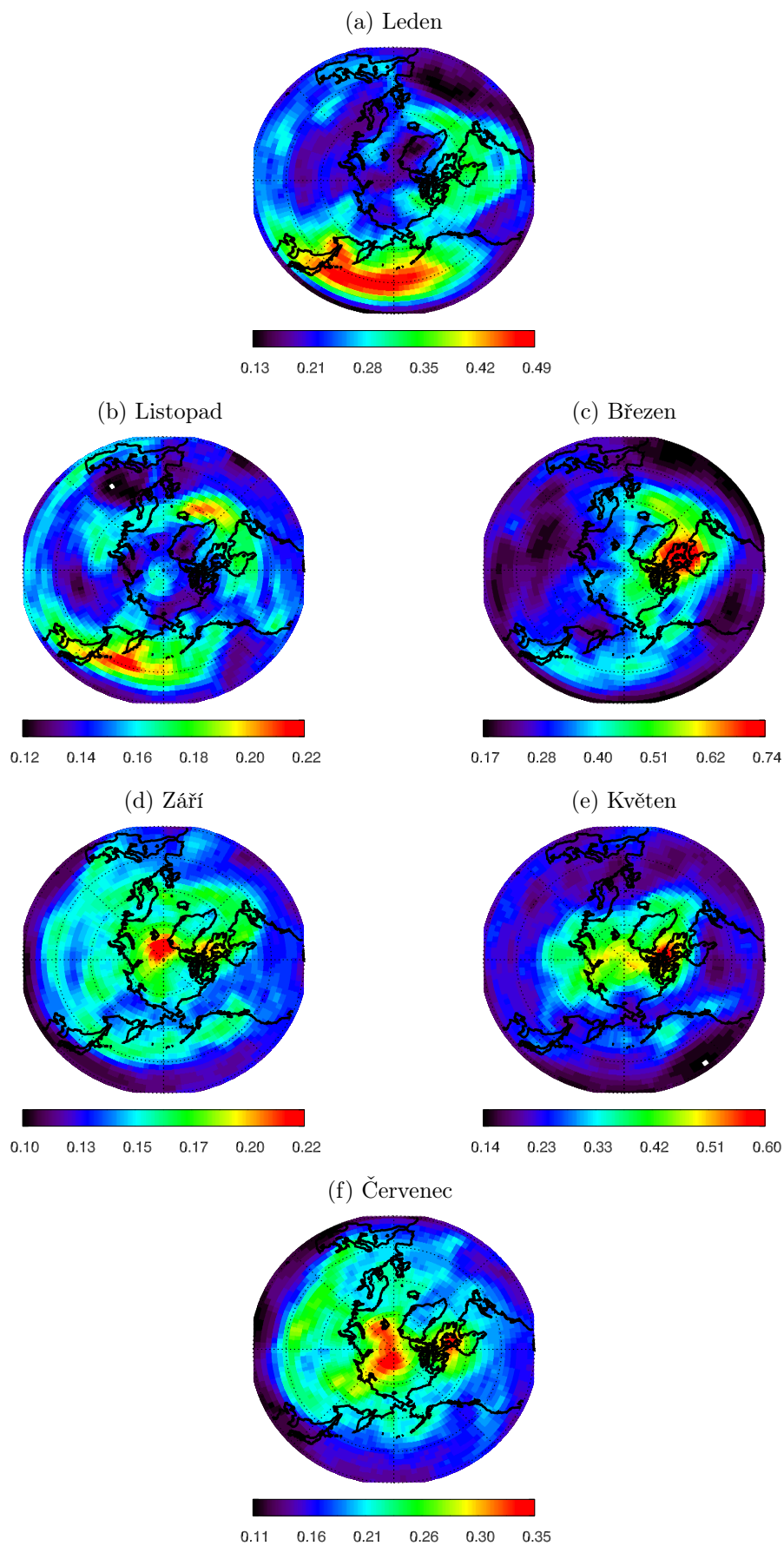
Obrázek 3.11: Mapy průměrného zonálního větru v hladině 100 hPa v [m/s] pro severní polokouli. Data z [24].



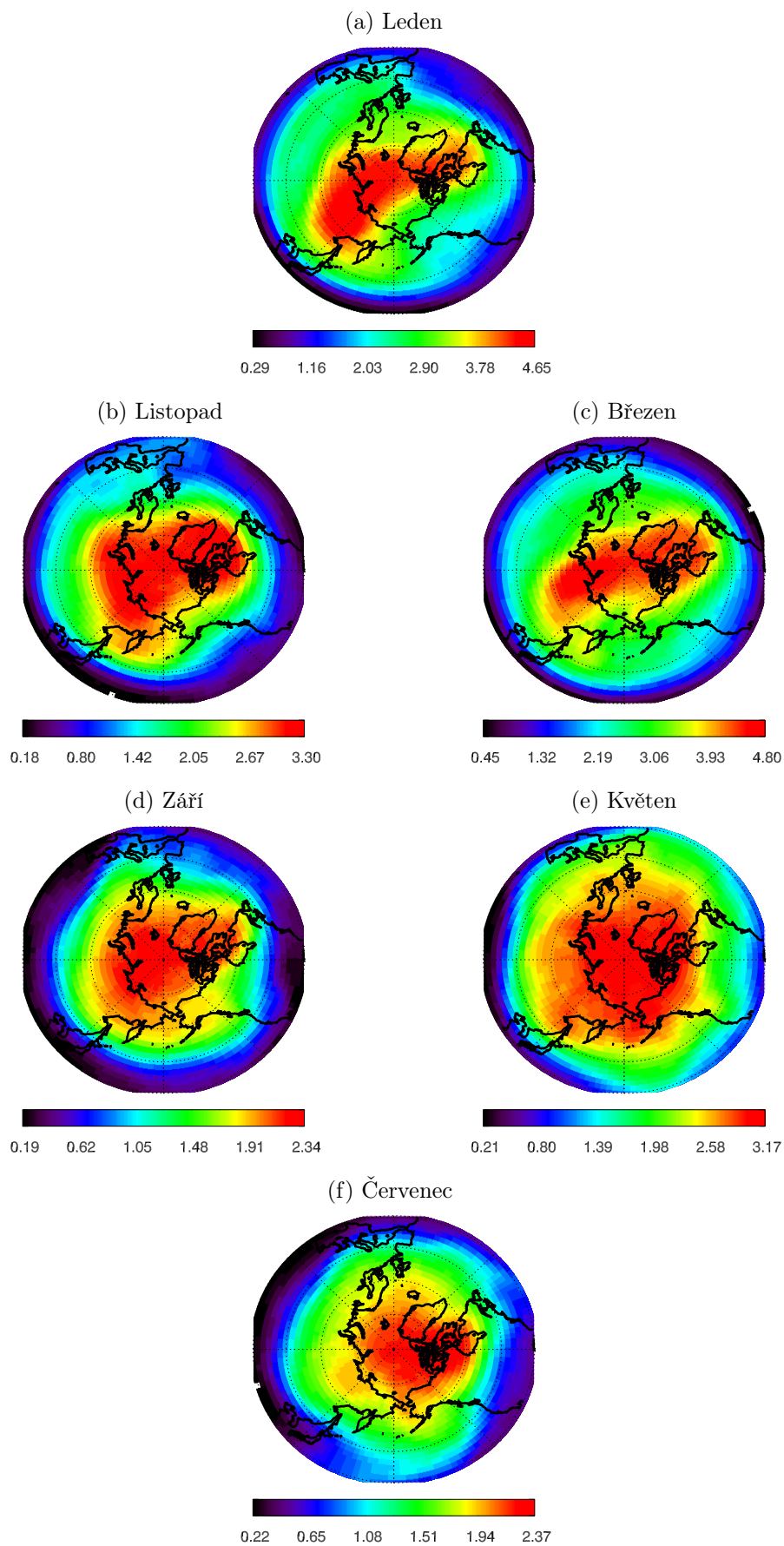
Obrázek 3.12: Mapy průměrného zonálního větru v hladině 30 hPa v [m/s] pro severní polokouli. Data z [24].



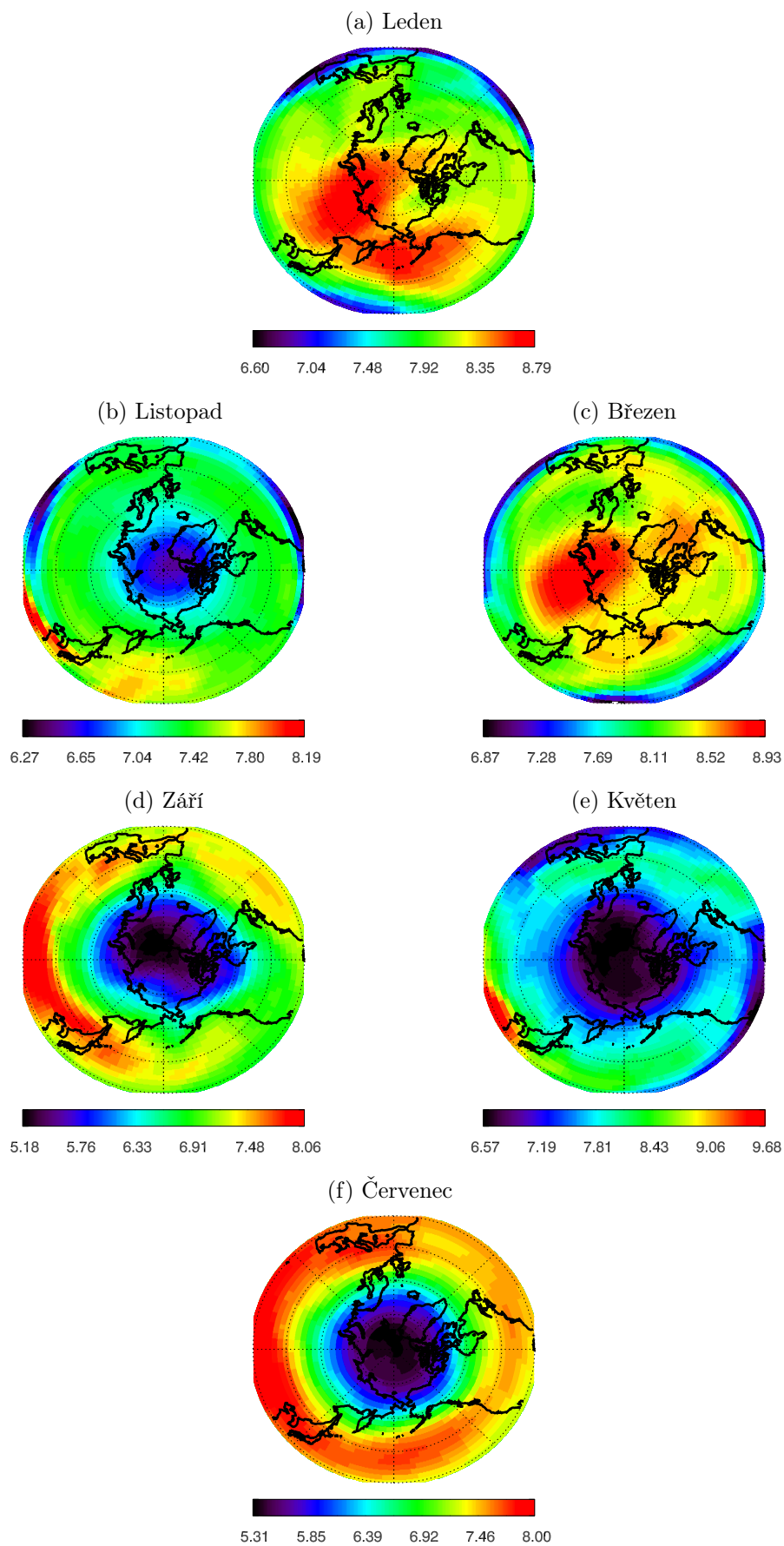
Obrázek 3.13: Mapy průměrného zonálního větru v hladině 10 hPa v [m/s] pro severní polokouli. Data z [24].



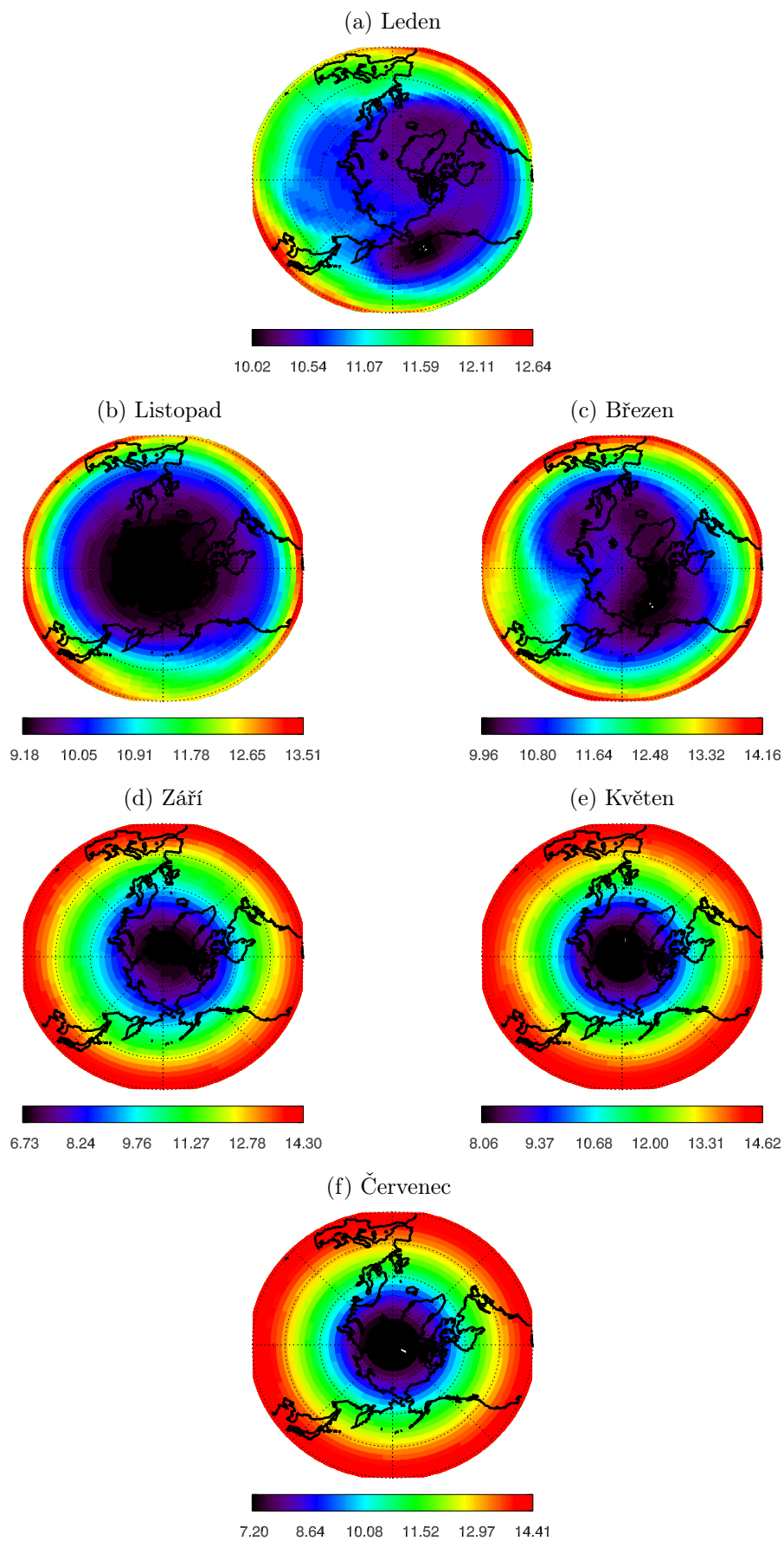
Obrázek 3.14: Mapy průměrného směšovacího poměru v [mg/kg] v hladině 300 hPa pro severní polokouli. Data z [25].



Obrázek 3.15: Mapy průměrného směšovacího poměru v [mg/kg] v hladině 100 hPa pro severní polokouli. Data z [25].



Obrázek 3.16: Mapy průměrného směšovacího poměru v [mg/kg] v hladině 30 hPa pro severní polokouli. Data z [25].



Obrázek 3.17: Mapy průměrného směšovacího poměru v [mg/kg] v hladině 10 hPa pro severní polokouli. Data z [25].

4. Průměrné měsíční mapy na Jižní polokouli

Kompletní soubor průměrných měsíčních map jednotlivých charakteristik vyšších vrstev atmosféry vykazuje na jižní hemisféře silnou symetričnost oproti hemisféře severní. Symetrie jednotlivých charakteristik vychází ze symetrie polárního víru, který obepíná celou oblast Antarktidy.

Porovnáním letních průměrných měsíčních teplot v tlakových hladinách od 100 hPa nad Antarktidou (leden, obr. 4.1a až obr. 4.3a) a Arktidou (červenec, obr. 3.2f až obr. 3.4f) zjistíme, že Antarktida je teplejší než Arktida, což je především dáno tím, že 1. ledna je Země v přísluní (perihéliu), tedy v nejbližším místě svého oběhu kolem Slunce. K těmto vyšším teplotám v Antarktidě může dále přispívat fakt, že ekvatoriální oblast jižní hemisféry je v lednu chladnější než v červenci, což může být dáno intenzivnější výstupnou částí Brewer-Dobsonovy cirkulace, jejíž intenzivnější sestupné pohyby na pólu potom přispívají k vyšším lednovým teplotám v Antarktidě [8].

V době, kdy na jižní hemisféře nastává šestměsíční dlouhá polární noc, se na rozhraní velmi studených vzduchových hmot na pólu a teplejších vzduchových hmot vyšších zeměpisných šířek formují polární jet stream, který blokuje mezišířkovou výměnu vzduchových hmot mezi jižním pólem a nižšími zeměpisnými šířkami, z čehož pak plynou velmi nízké teploty v Antarktidě. Porovnáním zimních teplot v lednu na severní polokouli a červenci na jižní polokouli liší se minimální teploty v hladině 30 hPa o 13°C (viz obr. 3.4 a 4.3). Tyto nízké teploty jsou však v oblasti Antarktidy patrné ještě v září (viz obr. 4.2d), kdy už se Země jižní hemisférou začíná přivracet ke Slunci.

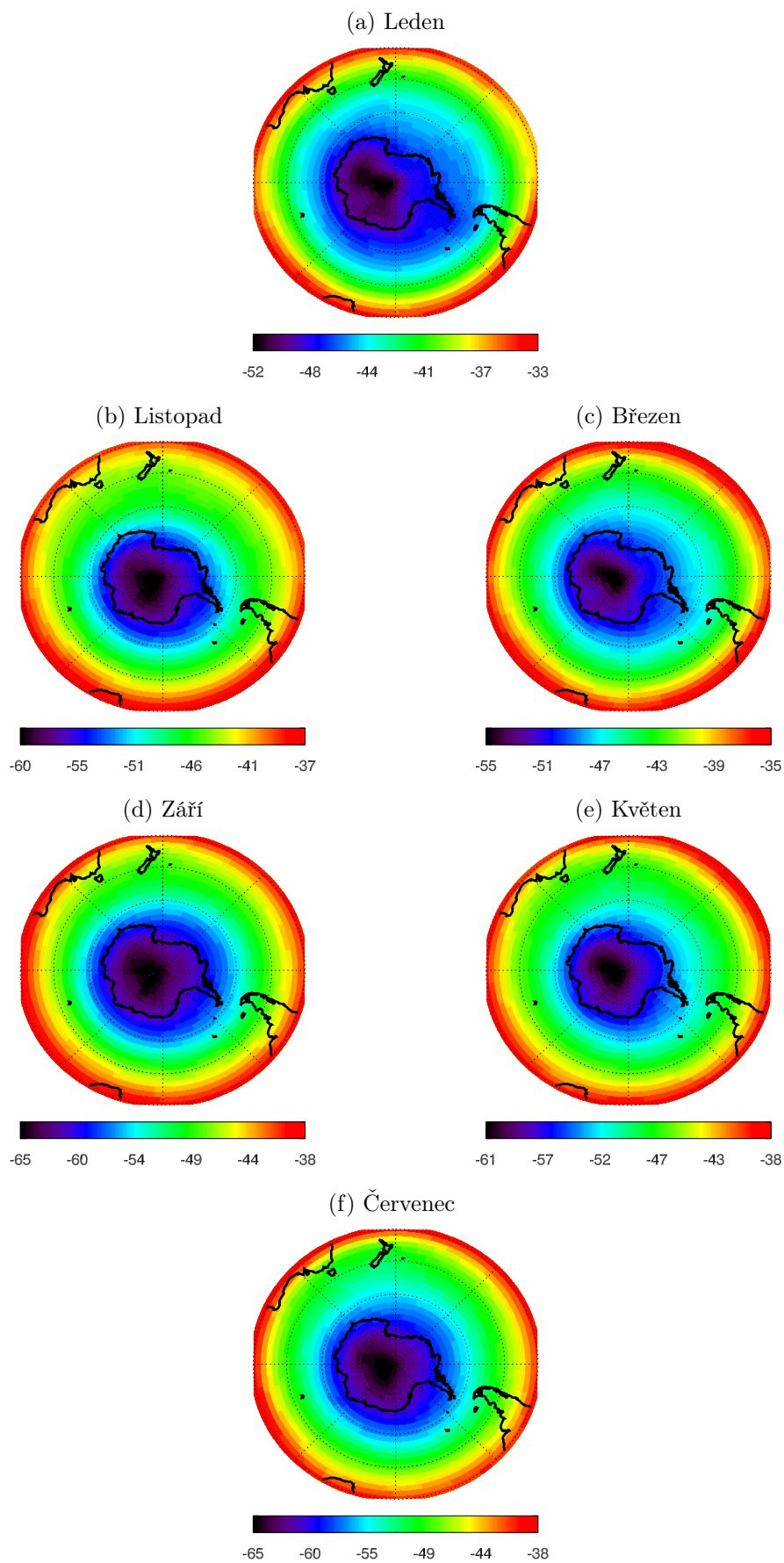
Polární jet streamy tedy ovlivňují nejen stratosférické teploty, ale mají značný vliv také na vývoj stratosférického ozónu, nejenže zabraňuje pronikání vzduchu bohatého na ozon Brewer-Dobsonovou cirkulací z tropů do Antarktidy, což v současnému stavu velmi nízkých hodnot ozónu spolu s tvorbou tzv. perleťových oblaků účinně zabraňuje přirozené obnově ozónových děr v Antarktidě [8].

Stabilita polárního víru je patrná na mapách geopotenciálních výšek jednotlivých hladin. V hladinách 300 hPa a 100 hPa není cyklonální situace na pólu v žádném z měsíců v roce střídána situací anticyklonální, tomu odpovídá také západní směr proudění. Velký rozdíl (1,9 km) geopotenciálních výšek mezi polární oblastí a nižšími zeměpisnými šířkami v červenci (viz obr. 4.5f) potom koresponduje s vyššími rychlostmi cirkumpolárního proudění (viz obr. 4.9f). S přesunem do vyšších nadmořských výšek, se polar vortex nad Antarktidou v červenci prohlubuje, což lze pozorovat v obr. 4.7f, kde rozdíl geopotenciálních výšek nad Antarktidou a nižšími zeměpisnými šířkami dosahuje 4 km. Rychlosti cirkumpolárního proudění kolem této tlakové níže dosahují až 87 m/s (viz obr. 4.11f).

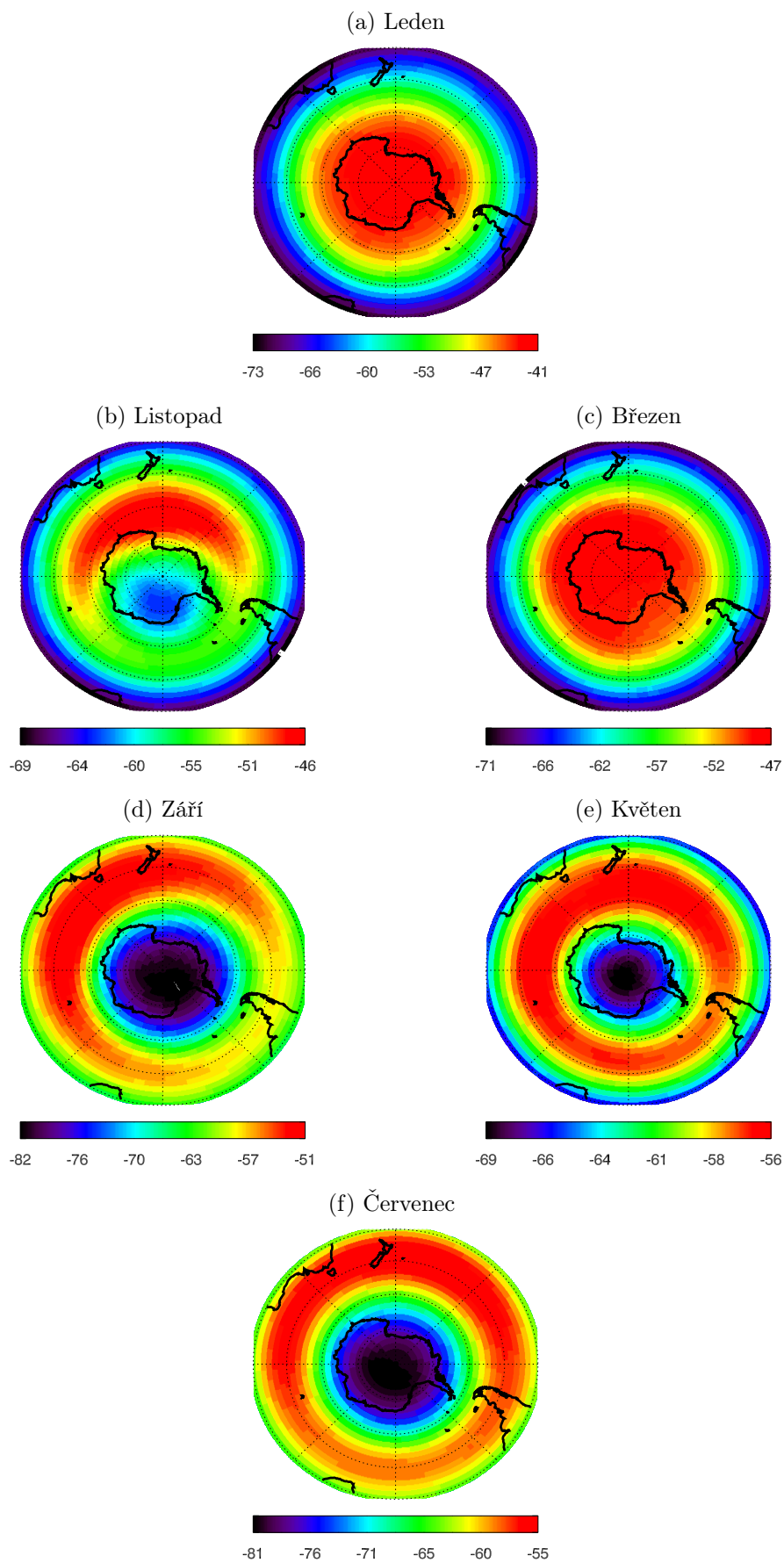
V létě jsou západní větry na jižní hemisféře vystřídány větry východními (viz obr. 4.11 a 4.12), které vanou kolem výše vytvořené nad jižním pólem (viz obr. 4.7 a 4.8). Vzhledem k tomu, že troposféra v Antarktidě je chladnější než v Arktidě (viz obr. 4.0a a 3.1f), můžeme ve vztahu k rovnici (B.7) zonální složky větru tvrdit, že vertikální stříh západních větrů v Antarktidě je silnější než v Arktidě. Troposférické západní větry narušují ty východní ve stratosféře v létě do takové

míry, že východní větry na jižní polokouli jsou slabší [8].

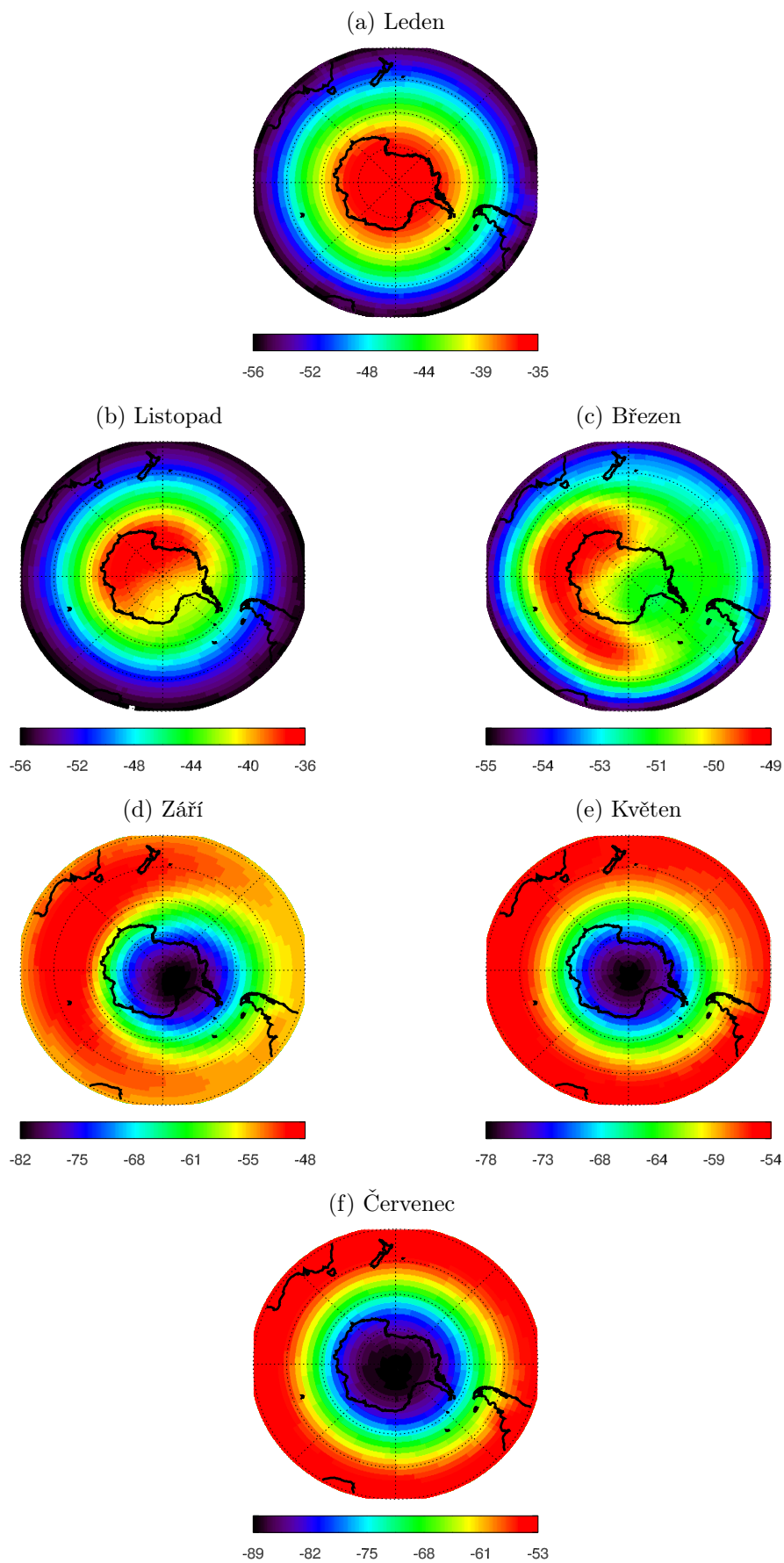
Roční chod směšovacího poměru je v zásadě podobný jako je tomu na polokouli severní, s tím malým rozdílem, že v nižších vrstvách stratosféry, tzn. v hladině 100 hPa (viz obr. 4.14), jsou hodnoty v Antarktidě na jaře (v listopadu) mnohem nižší – kolem 1,5 mg/kg, což je přibližně třikrát méně než jarní hodnoty v Arktidě. Stabilita polárního víru totiž nedovoluje takový přísun molekul O_3 během polární zimy jako na severní polokouli, přidají-li se k tomu i katalytické procesy probíhající na PSC, dostaneme odpovídající nízké hodnoty směšovacího poměru ozónu nad Arktidou.



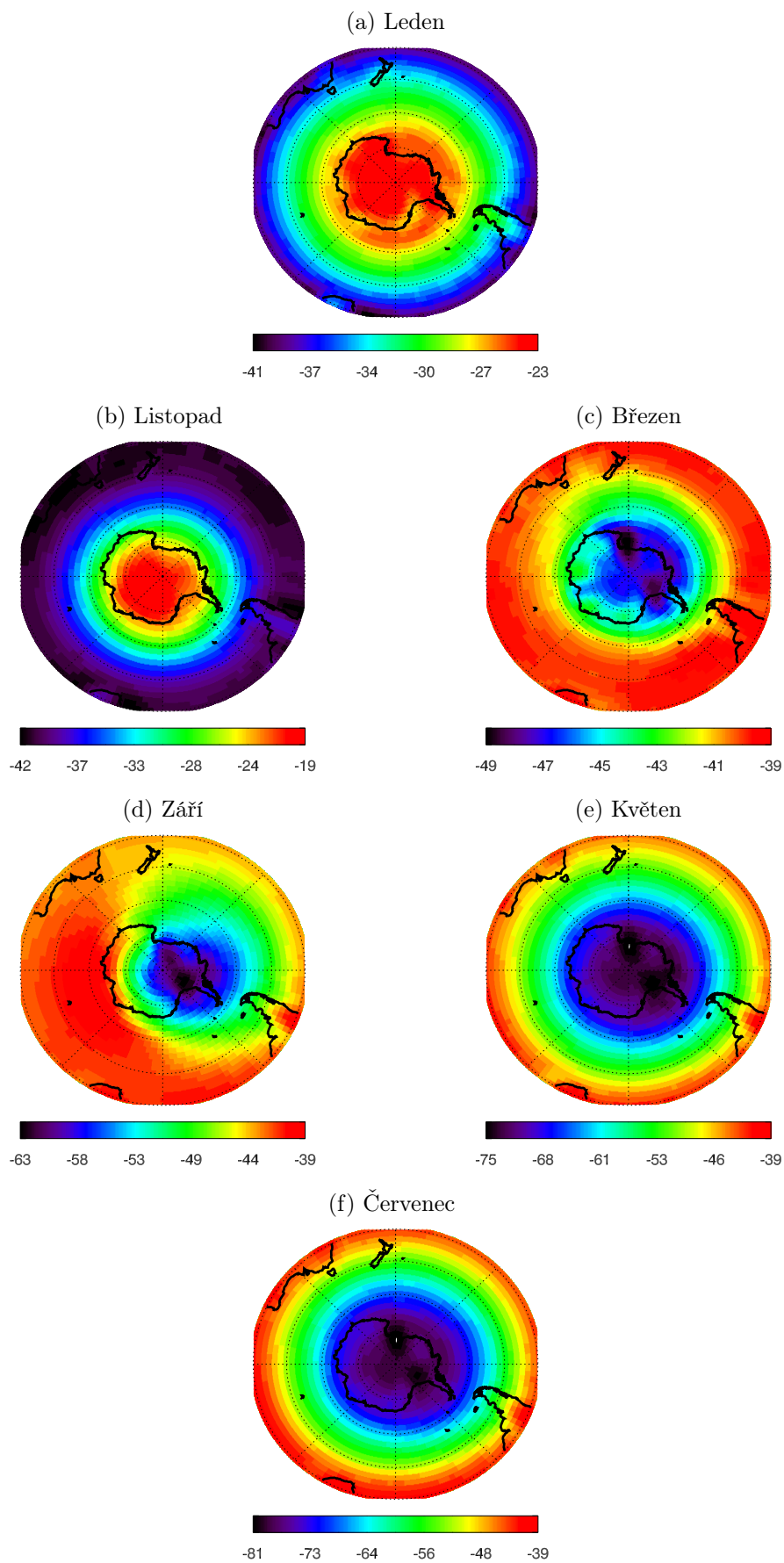
Obrázek 4.1: Mapy průměrné měsíční teploty ve [°C] v hladině 300 hPa pro jižní polokouli. Data z [24].



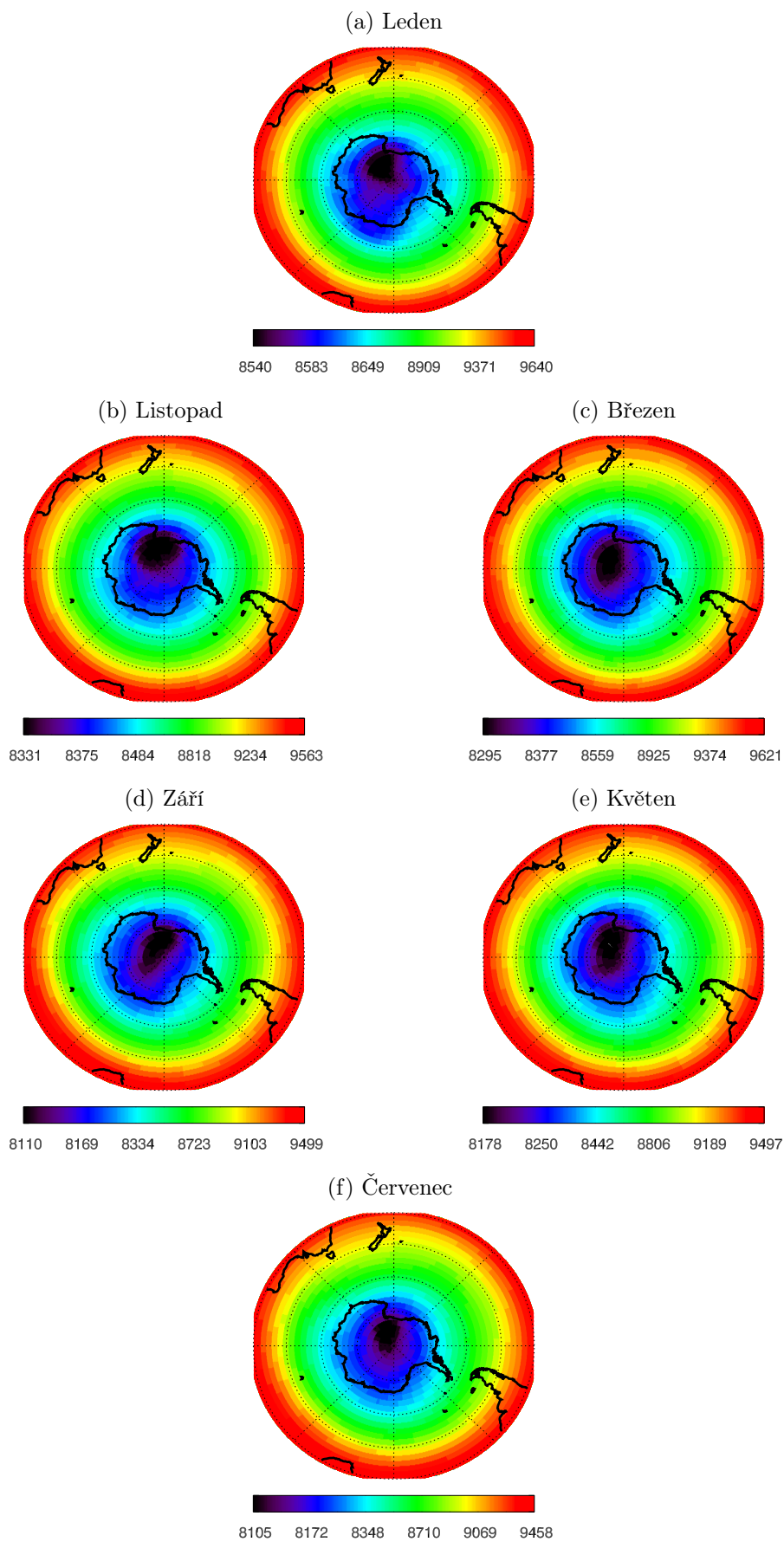
Obrázek 4.2: Mapy průměrné měsíční teploty ve [°C] v hladině 100 hPa pro jižní polokouli. Data z [24].



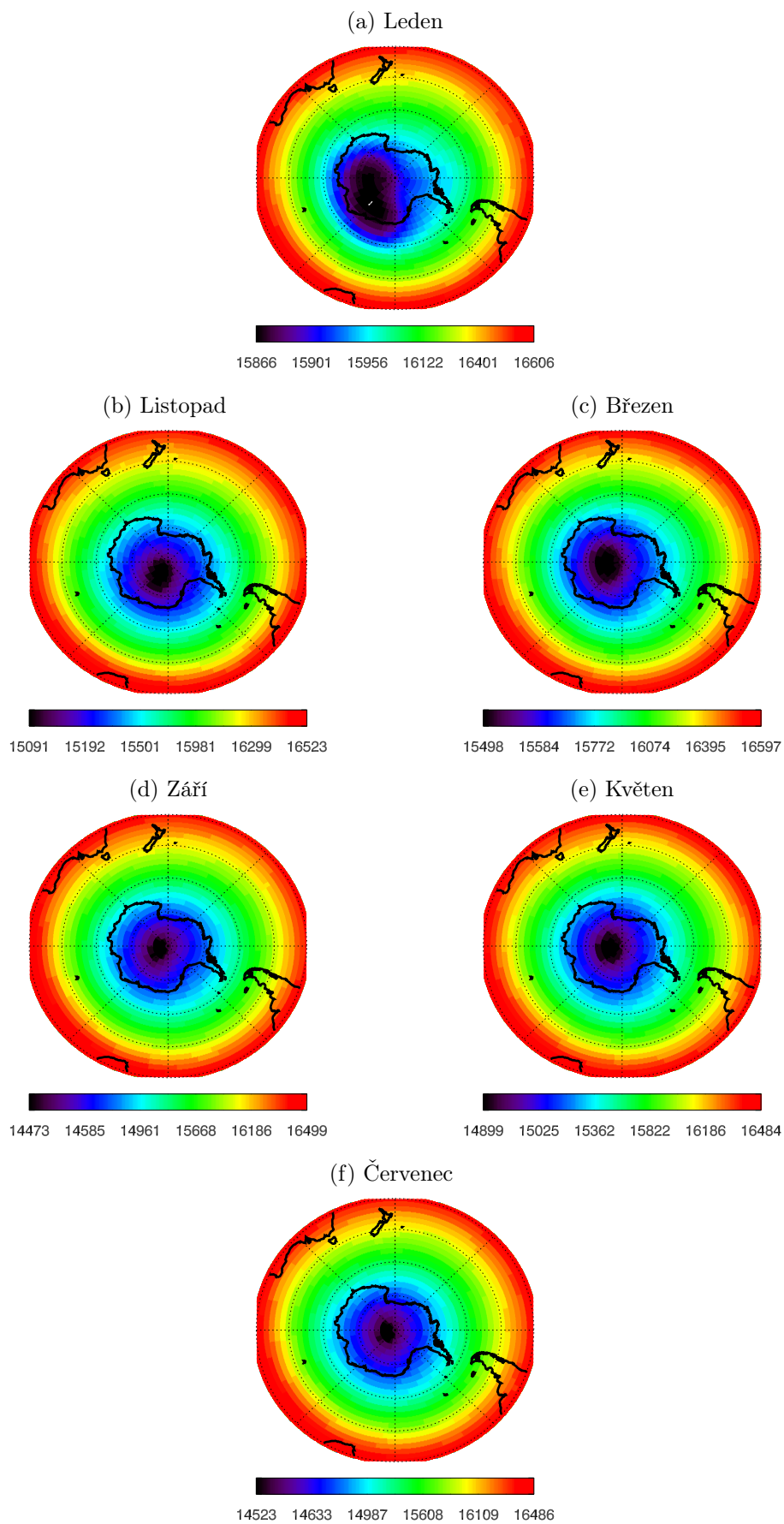
Obrázek 4.3: Mapy průměrné měsíční teploty ve [°C] v hladině 30 hPa pro jižní polokouli. Data z [24].



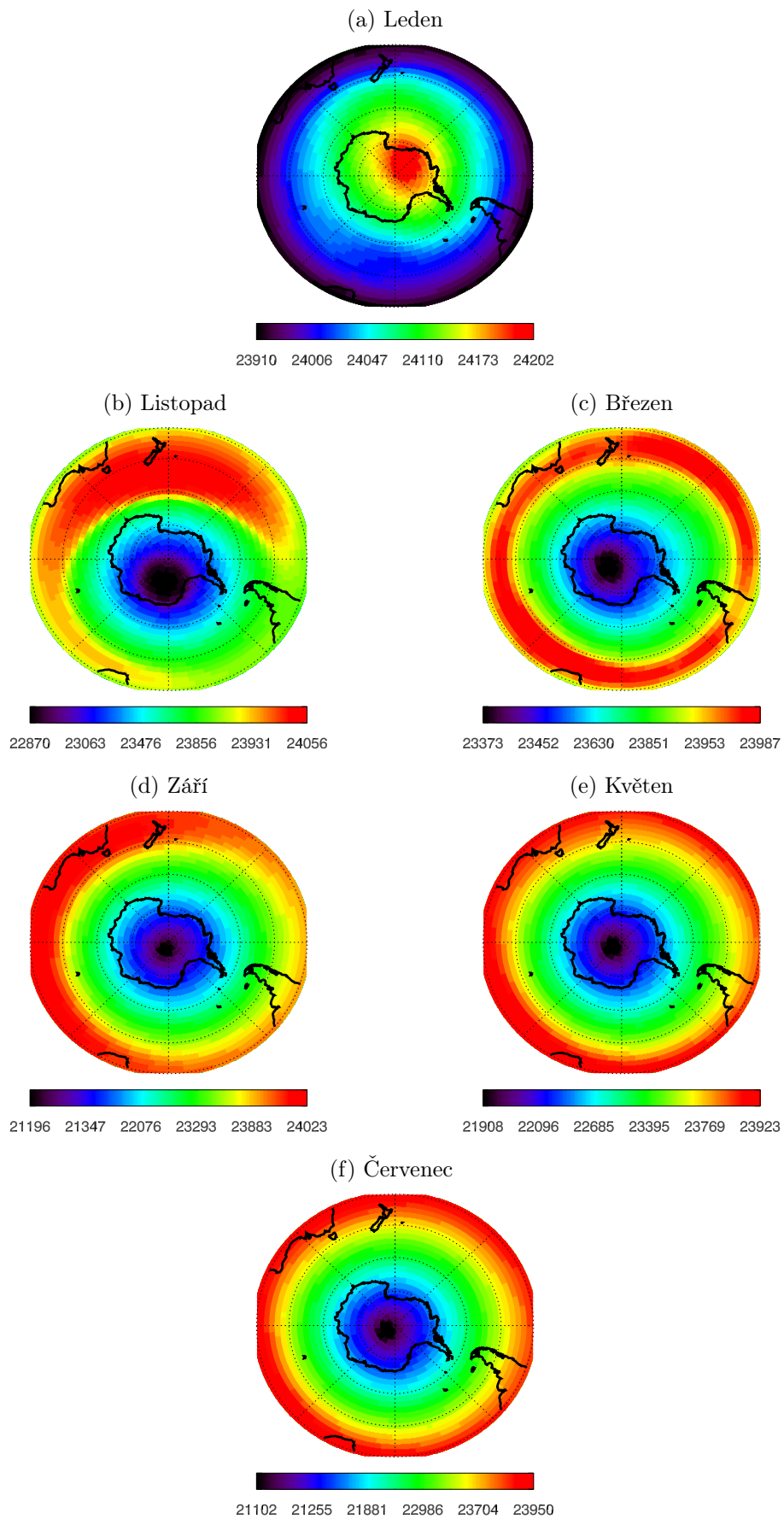
Obrázek 4.4: Mapy průměrné měsíční teploty ve $^{\circ}\text{C}$ v hladině 10 hPa pro jižní polokouli. Data z [24].



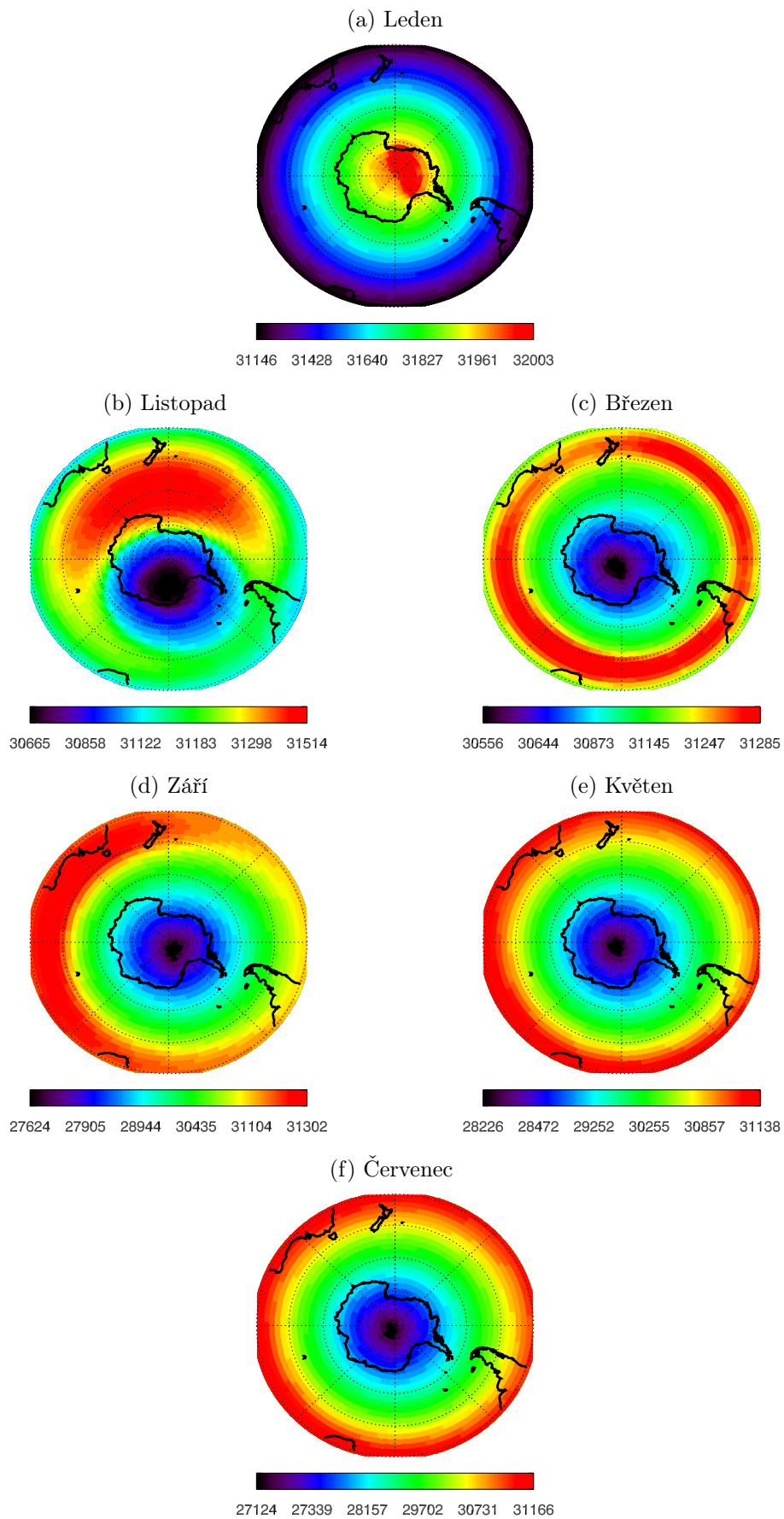
Obrázek 4.5: Mapy průměrné geopotenciální výšky hladiny 300 hPa v [m] pro jižní polokouli. Data z [24].



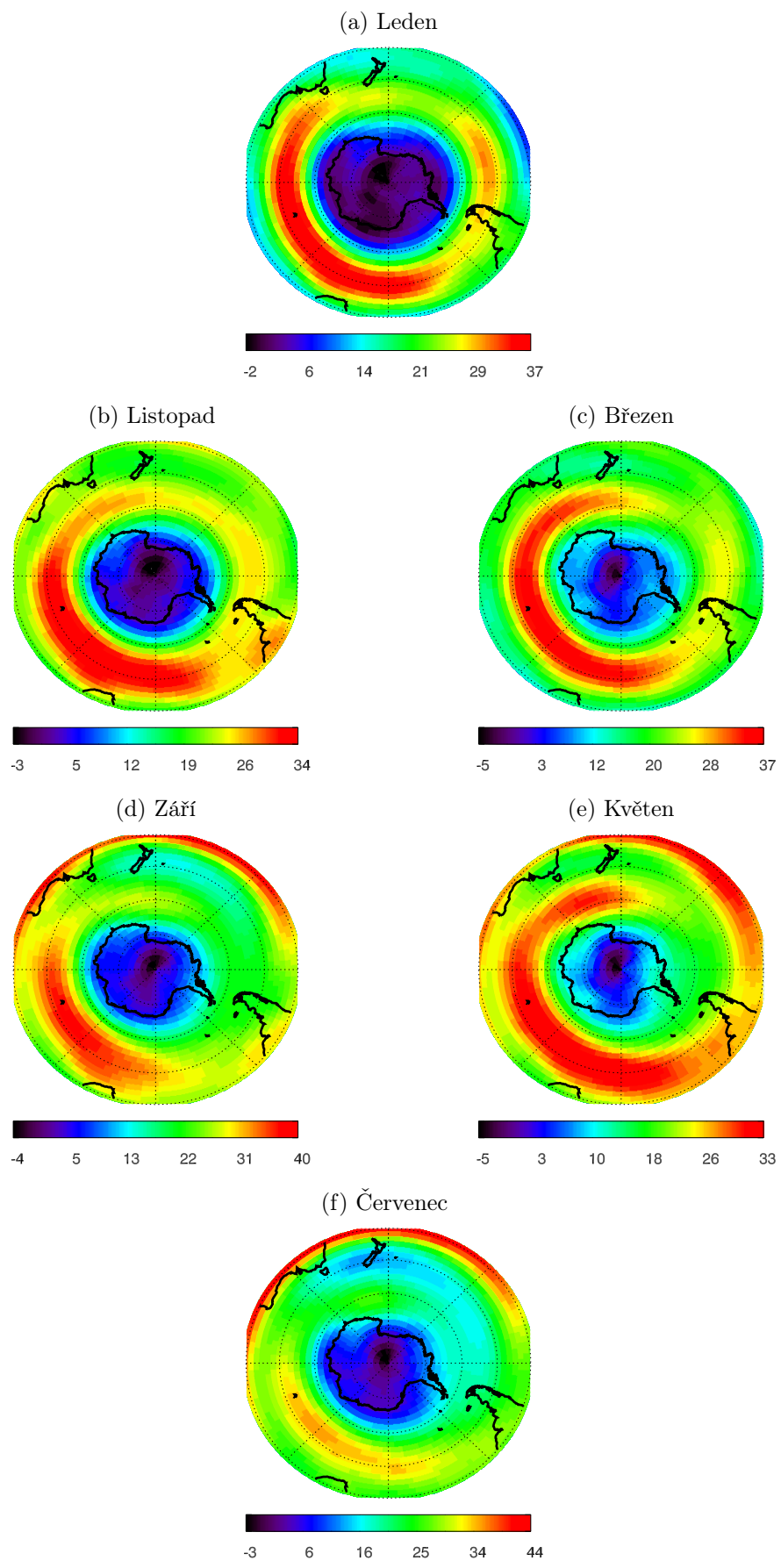
Obrázek 4.6: Mapy průměrné geopotenciální výšky hladiny 100 hPa v [m] pro jižní polokouli. Data z [24].



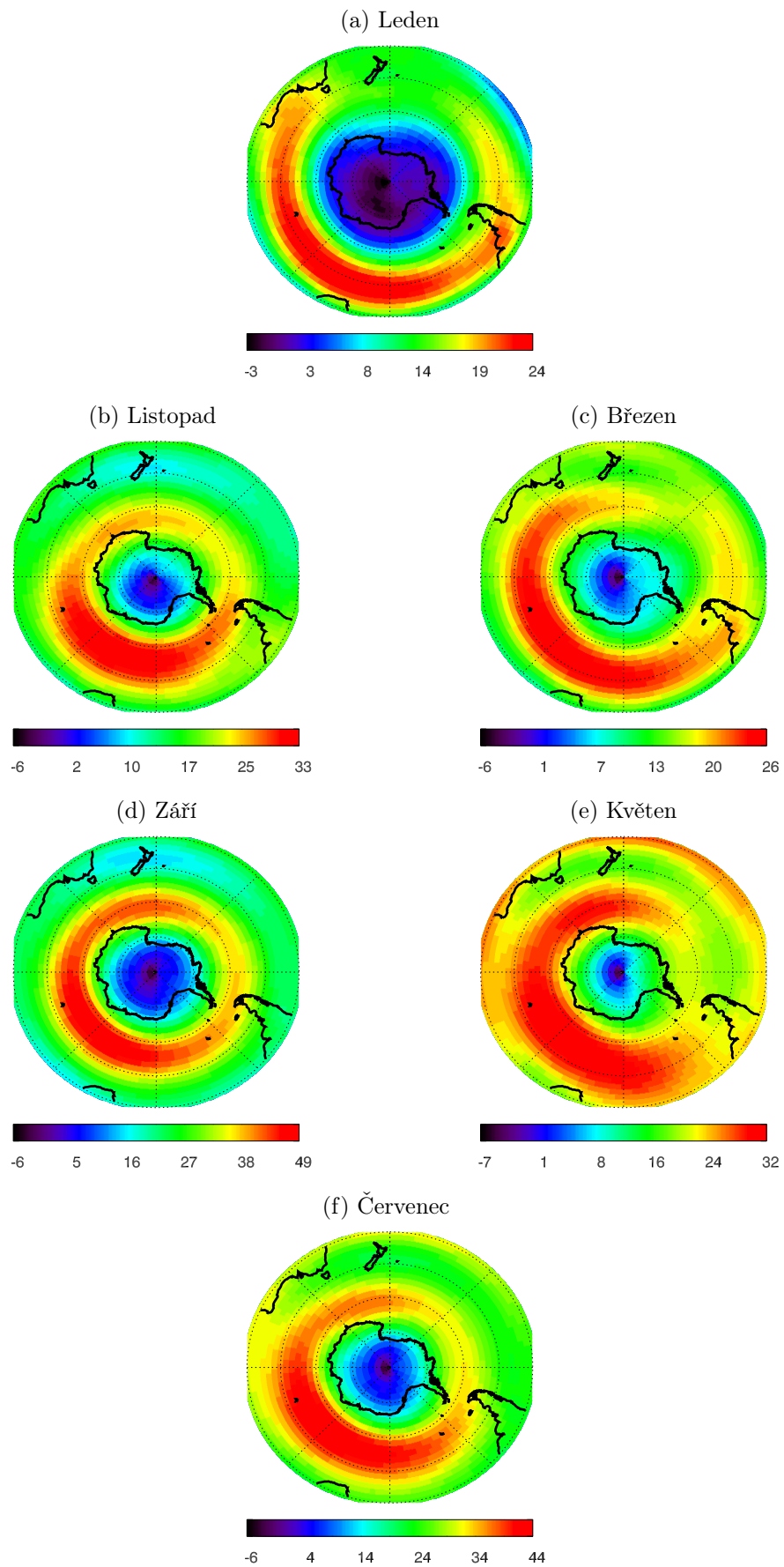
Obrázek 4.7: Mapy průměrné geopotenciální výšky hladiny 30 hPa v [m] pro jižní polokouli. Data z [24].



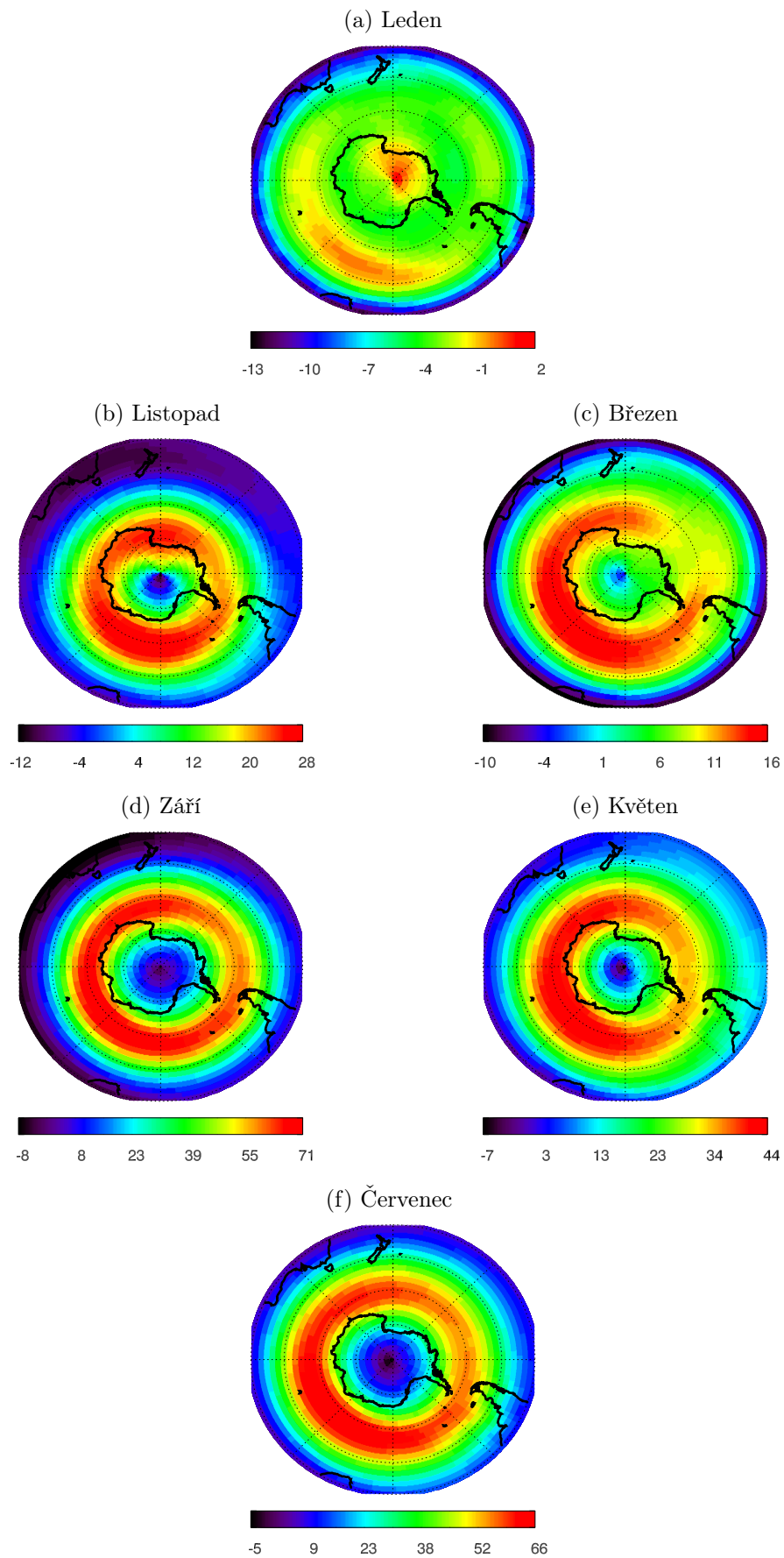
Obrázek 4.8: Mapy průměrné geopotenciální výšky hladiny 10 hPa v [m] pro jižní polokouli. Data z [24].



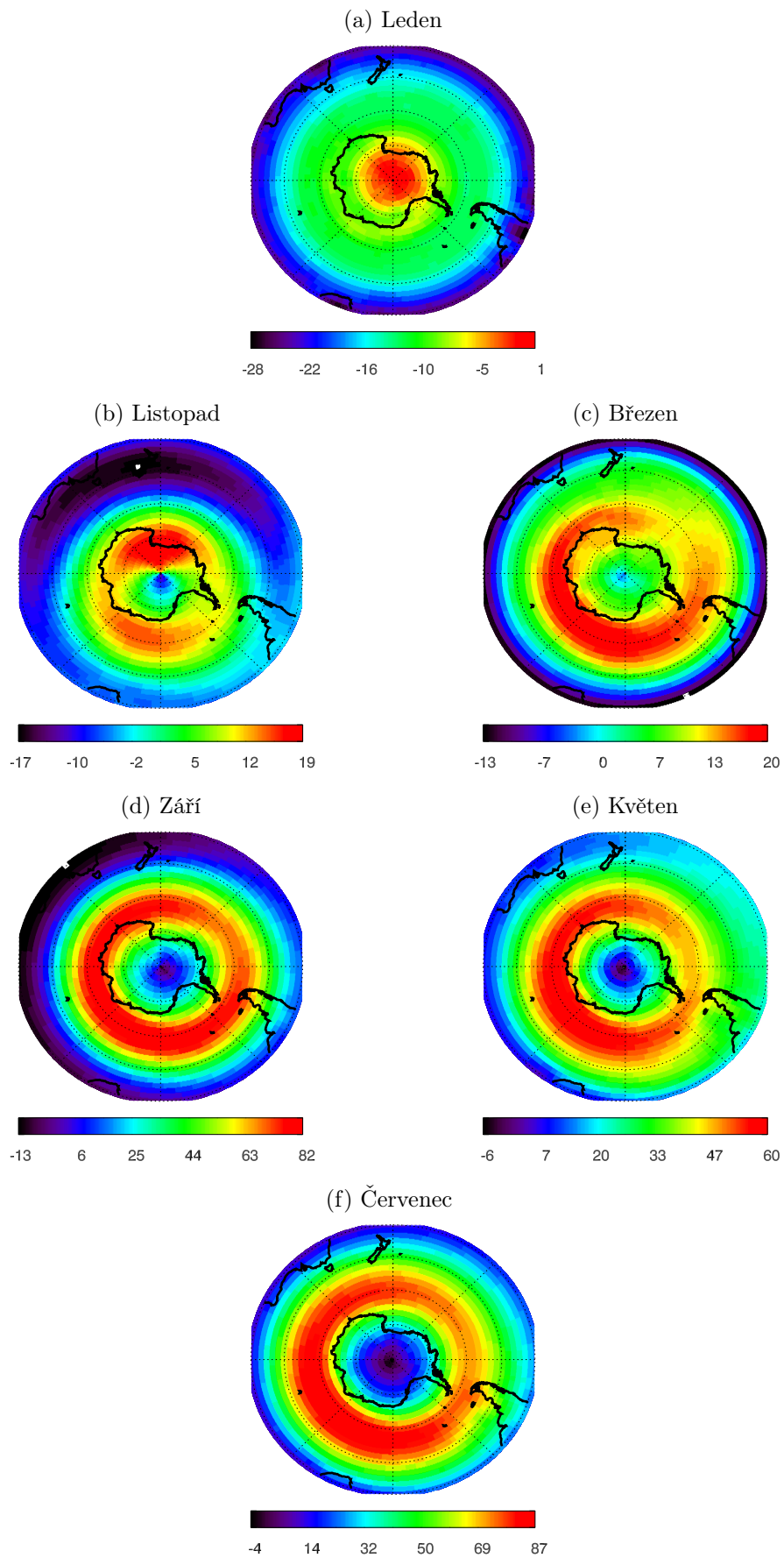
Obrázek 4.9: Mapy průměrného zonálního větru v hladině 300 hPa v [m/s] pro jižní polokouli. Data z [24].



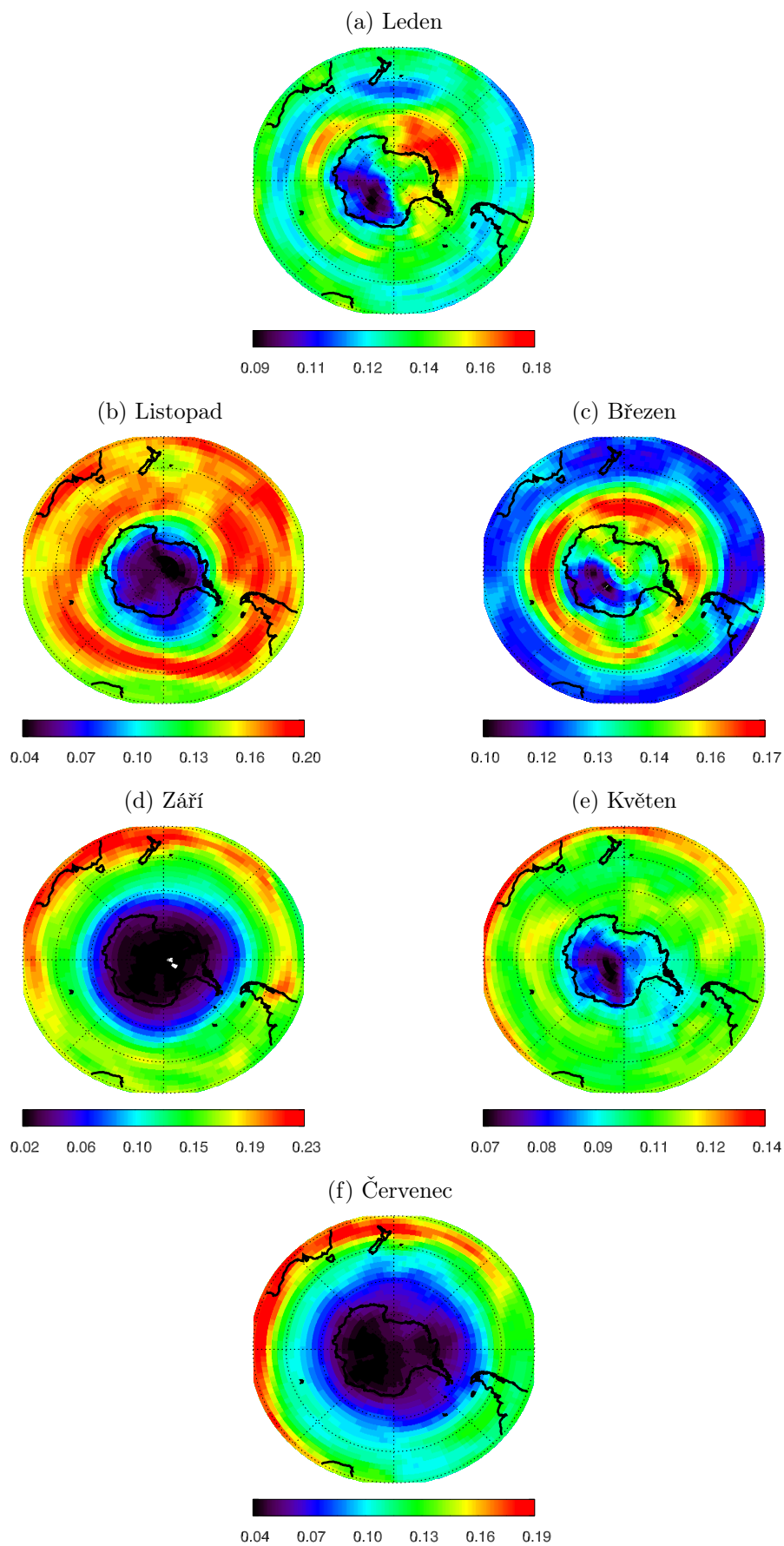
Obrázek 4.10: Mapy průměrného zonálního větru v hladině 100 hPa v [m/s] pro jižní polokouli. Data z [24].



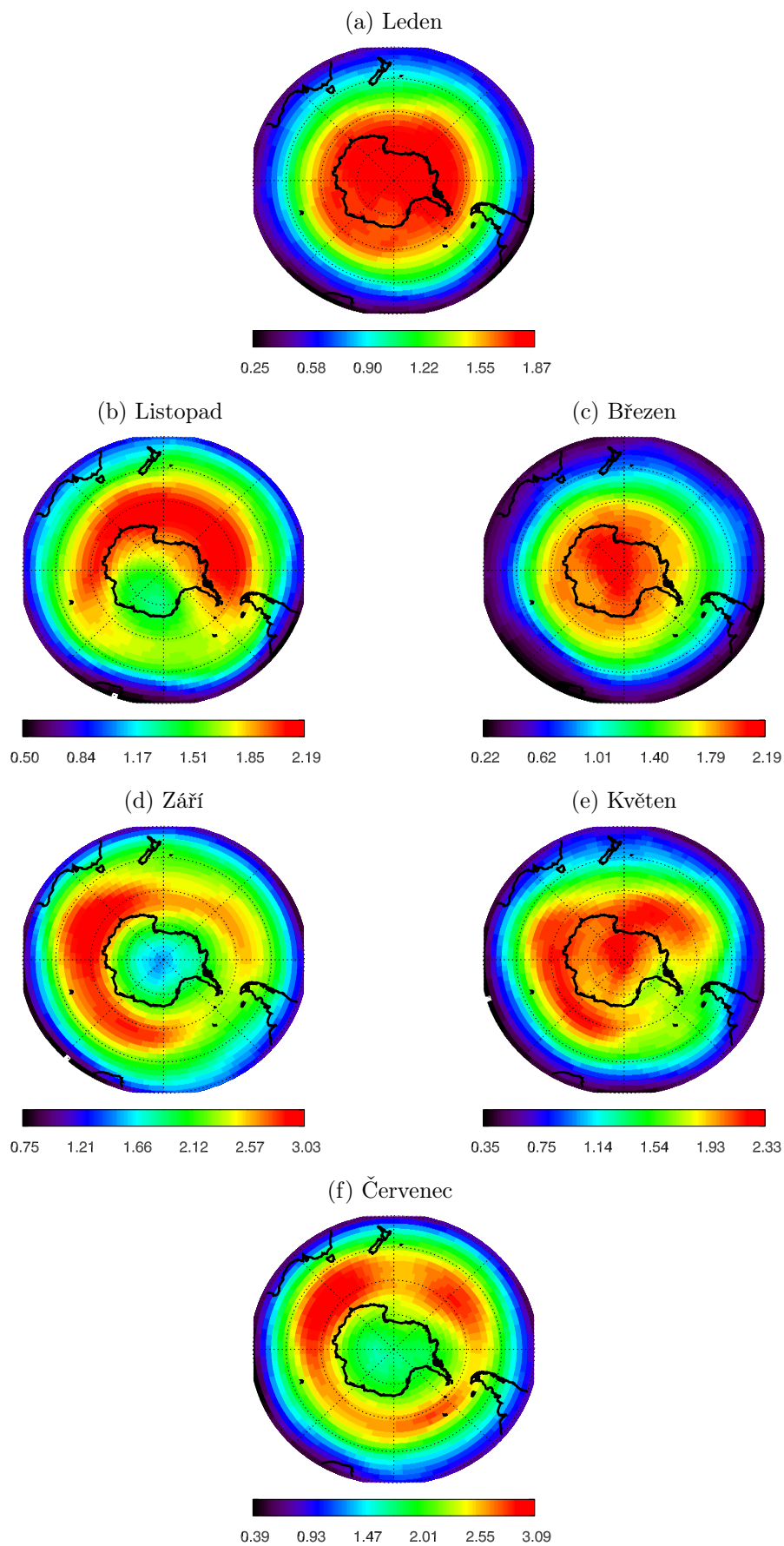
Obrázek 4.11: Mapy průměrného zonálního větru v hladině 30 hPa v [m/s] pro jižní polokouli. Data z [24].



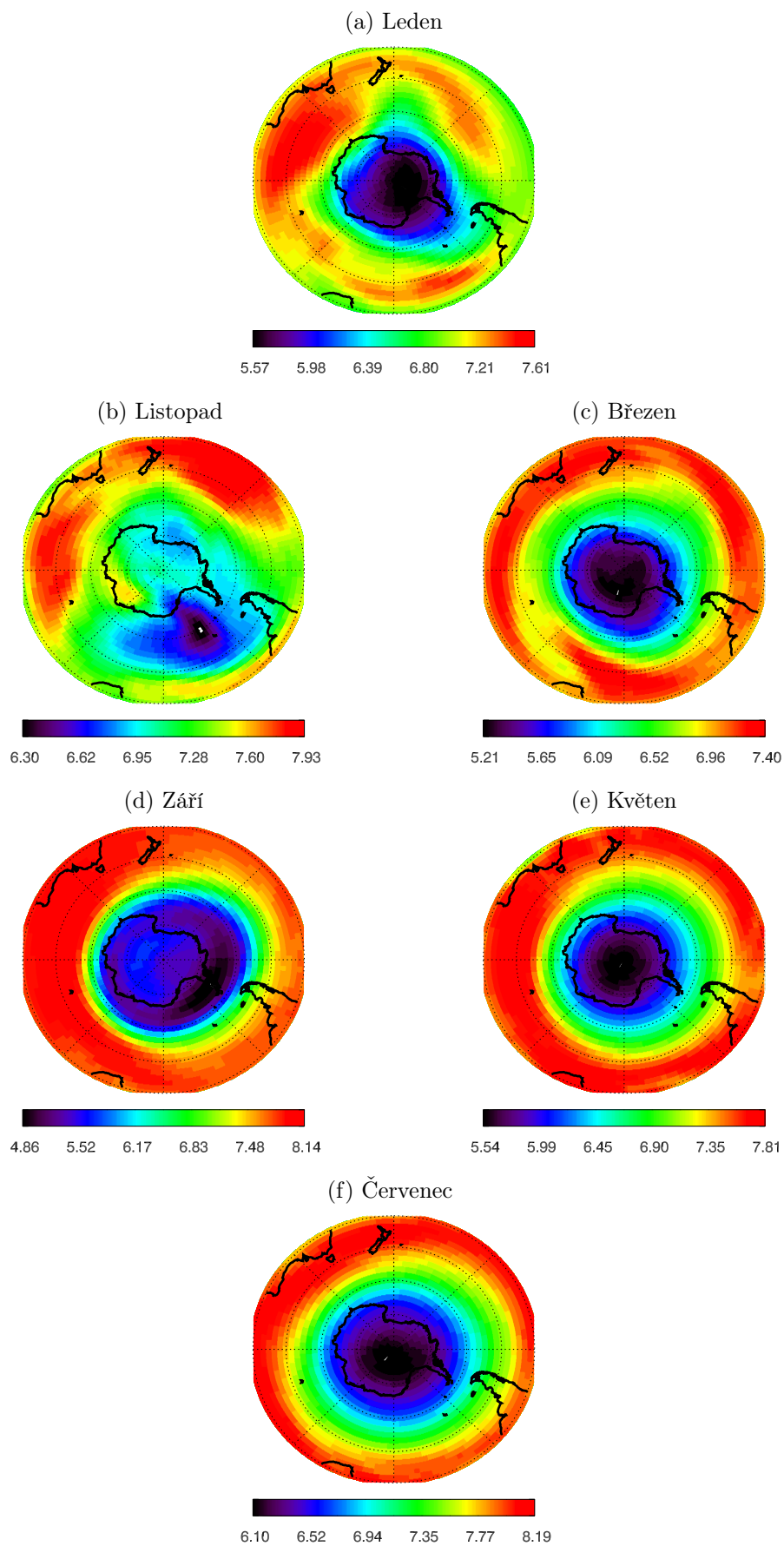
Obrázek 4.12: Mapy průměrného zonálního větru v hladině 10 hPa v [m/s] pro jižní polokouli. Data z [24].



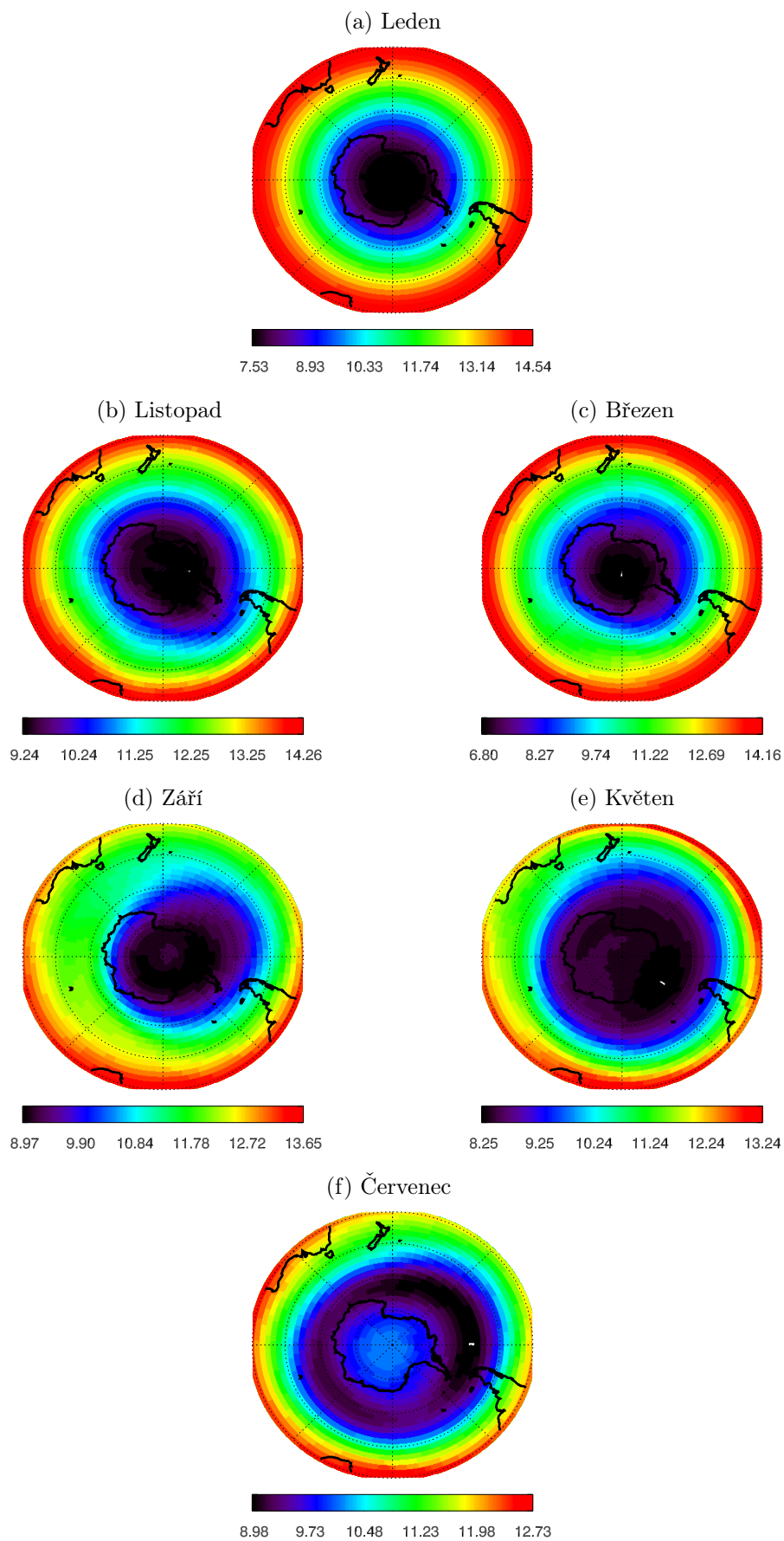
Obrázek 4.13: Mapy průměrného směšovacího poměru v [mg/kg] v hladině 300 hPa pro jižní polokouli. Data z [25].



Obrázek 4.14: Mapy průměrného směšovacího poměru v [mg/kg] v hladině 100 hPa pro jižní polokouli. Data z [25].



Obrázek 4.15: Mapy průměrného směšovacího poměru v [mg/kg] v hladině 30 hPa pro jižní polokouli. Data z [25].



Obrázek 4.16: Mapy průměrného směšovacího poměru v [mg/kg] v hladině 10 hPa pro jižní polokouli. Data z [25].

Závěr

V první kapitole se obecně pojednává o procesech a fenoménech, který mají podstatný dopad na klimatické poměry ve vyšších vrstvách atmosféry. Mezi tyto děje bezesporu patří Brewer-Dobsonova cirkulace, Kvazi-dvouletá oscilace, polární vír, trysková proudění, Jižní oscilace a Náhlá stratosférická oteplení. Jejich meteorologické a klimatické vlastnosti byly názorně popsány v grafických výstupech teploty vzduchu, směru a rychlosti zonálního větru a celkového úhrnu ozónové sloupce popř. jeho směšovacího poměru, které se nalézají v následujících kapitolách.

V druhé kapitole se nacházejí zonální průměry teploty a rychlosti a směru větru. Náhlé stratosférické oteplení je zde demonstrováno na časové řadě průměrné teploty mezi měsíci lednem a únorem v Arktidě a červencem a srpnem v Antarktidě v hladině 30 hPa, z které je patrné, že variabilita zimních teplot v Arktidě je mnohem větší a že teploty v Arktidě v zásadě nepřesahují teploty -80°C , na rozdíl od Antarktidy, kde je průměrná teplota $(-91 \pm 3)^{\circ}\text{C}$. Tyto skutečnosti souvisí se stabilitou a symetrií polárního víru, který se v zimě ve stratosférických výškách v těchto oblastech formuje. V Antarktidě není narušován atmosférickými vlnami, nenarušují symetrii polárního víru, což právě v zimě vede k velmi nízkým teplotám v této polární oblasti. Silnější pronikání atmosférických vln do oblasti Arktidy není dáno jen orografií povrchu severní polokoule, ale i s fenomény jako je Kvazi-dvouletá a Jižní oscilace, jejichž souvislost s Náhlým stratosférickým oteplením je v této podkapitole popsána také.

V podkapitole o charakteristikách větru je kromě zonálních průměru zonálního větru v zimní a letní části roku, kde se ukazuje přechod mezi zimním západním prouděním a letním východním prouděním ve stratosférických tlakových hladinách, také zahrnut vertikální stříh zonálního větru, jehož rychlost podle očekávání roste s výškou.

Podkapitola o charakteristikách ozónu dává do souvislosti dynamické pohyby, chemismus a radiační poměry ve stratosféře. Výstupem je potom závislost průměru směšovacího poměru ozónu na tlaku, mapa rozložení ročního průměru ozónového sloupce a jeho roční chod. Tato podkapitola dává do souvislosti koncentrace ozónu zejména v polárních oblastech stratosféry s Brewer-Dobsonovou cirkulací, stabilitou polárního víru a katalytickými procesy, které vedou k destrukci molekul ozónu a vzniku ozónové díry v oblasti Antarktidy.

Následující dvě kapitoly obsahují jednotlivé veličiny v závislosti na měsíci v roce ve čtyřech tlakových hladinách {300, 100, 30, 10} hPa ve formě průměrných měsíčních map s azimutální projekcí na jednotlivé polokoule. Zde se kromě již zmíněných veličin objevují mapy geopotenciálních výšek jednotlivých hladin, na nichž šlo velmi dobře ukázat zejména již zmíněnou stabilitu polárního víru v Antarktidě, s postupem do vyšších nadmořských výšek se polar vortex prohlubuje a např. v červenci v hladině 10 hPa rozdíl geopotenciálních výšek mezi jižním pólem a 30° zeměpisné šířky dosahuje 4 km. Tomu odpovídají i rychlosti cirkumpolárního proudění, které v průměru dosahují až 87 m/s.

V těchto kapitolách jsou také rozebírány jednotlivé části Brewer-Dobsonovy cirkulace a její vliv na teplotu vzduchu od hladiny 100 hPa. V této hladině jsou ekvatoriální teploty nižší než ty polární, což způsobuje právě mechanismus této

cirkulace, při které vzduch vystupuje z ekvatoriální oblasti a adiabatickou expanzí se ochlazuje. Potom, co jsou vzduchové hmoty transportovány v meridionálním směru do vyšších zeměpisných šířek, následují sestupné pohyby, které naopak ohřívají polární oblasti. Brewer-Dobsonova cirkulace také zajišťuje transport molekul ozónu z tropického pásu, kde je navzdory nejpříznivějším podmínkám pro jejich vznik nejvyšší úhrn ozónového sloupce, do polárních oblastí, kde maximální rozdíl mezi Arktidou a Antarktidou může činit až 300 DU, což opět souvisí se stabilitou polárního víru v jednotlivých polárních oblastech.

Z charakteru práce je patrné, že jsem se snažil klimatické podmínky ve vyšších vrstvách interpretovat na základě četných grafických výstupů, pro něž jsem data získal z reanalýz pocházejících z již několikrát zmíněných projektů NCEP/NCAR a ERA-40, jejichž cílem je obsáhnout klimatický charakter příslušných tlakových hladin na základě pozorování a klimatických modelů. Kromě charakteristik ozónu jsem měl k dispozici data jen do hladiny 10 hPa, proto by bylo zajímavé rozšířit tuto práci o další vrstvy, popř. za využití fundamentálnějších statistických technik.

Seznam použité literatury

- [1] SCOTESE, Christopher R. *Earth History* [online]. 2010 [cit. 2011-03-27]. Paleomap Project. Dostupné z WWW: http://www.scotese.com/precamb_chart.htm.
- [2] MOHANAKUMAR, K. *Stratosphere troposphere interactions : An introduction*. Springer, 2008. 416 s. ISBN 978-1-4020-8216-0.
- [3] *Standard Atmospheres* [online]. 2006 [cit. 2011-03-27]. Small World Communications. Dostupné z WWW: <http://www.sworld.com.au/steven/space/atmosphere/>.
- [4] *Properties Of The U.S. Standard Atmosphere 1976* [online]. 2010 [cit. 2011-04-18]. Public Domain Aeronautical Software. Dostupné z WWW: <http://www.pdas.com/atmos.html>.
- [5] TRENBERTH, Kelvin E.; SMITH, Lesley. *The Mass of the Atmosphere: A Constraint on Global Analyses*. *J.Climate*, 2005, **18**, 864-875. Dostupné z WWW: <http://www.cgd.ucar.edu/cas/Trenberth/trenberth.papers/massERA40JC.pdf>
- [6] GEERTS, B.; LINACRE, E. *Resources in Atmospheric Sciences* [online]. 1997 [cit. 2011-03-26]. The height of the tropopause. Dostupné z WWW: <http://www-das.uwo.edu/~geerts/cwx/notes/chap01/tropo.html>.
- [7] LABITZKE, K. and Collaborators. *The Berlin Stratospheric Data Series*. CD from Meteorological Institute, Free University Berlin. 2002. Dostupné z WWW: <ftp://strat50.met.fu-berlin.de/pub/bdataCD/bdata.iso.gz>.
- [8] LABITZKE, K.; LOON, van H. *The Stratosphere*. Berlin: Springer, 1999.
- [9] NAPPO, Carmen J. *An Introduction to Atmospheric Gravity Waves*. Elsevier Science, 2002. 279 s. ISBN 0-12-514082-7.
- [10] *Nasa Education* [online]. 2011 [cit. 2011-03-22]. Earth's Atmosphere. Dostupné z WWW: http://www.nasa.gov/audience/forstudents/9-12/features/912_liftoff_atm.html.
- [11] PECHALA, František; BEDNÁŘ, Jan. *Příručka dynamické meteorologie*. 1.vyd. Praha : Academia, 1991. 370 s. ISBN 80-200-0198-0.
- [12] ROCHAS, Michel. L'invention du ballon-sonde. *History of Meteorology* [online]. 2004 [cit. 2011-03-23]. Dostupný z WWW: <http://www.meteohistory.org/Rochas.pdf>.
- [13] HOINKA, Klaus P. The tropopause: discovery, definition and demarcation. *Meteor.Z.* 1997, 6, s. 281-303. Dostupný také z WWW: <http://aos.princeton.edu/WWWPUBLIC/gkv/history/Hoinka-tropo97.pdf>.

- [14] TRENBERTH, Kevin E.; CARON, Julie M. Estimates of Meridional Atmosphere and Ocean Heat Transports. *J. Clim* [online]. 2001, 14, [cit. 2011-03-29]. Dostupný z WWW: <http://www.cgd.ucar.edu/cas/papers/jclim2001a/transpts.html>.
- [15] MARSHALL, John; PLUMB, R. Alan. Atmosphere, Ocean and Climate Dynamics: An Introductory Text. Cambridge, Massachusetts : Elsevier Academic Press, 2007. 344 s. ISBN 978-0-12-558691-7.
- [16] HOLTON, James R. *An Introduction to Dynamic Meteorology*. [s.l.] : Elsevier Academic Press, 2004. 535 s. ISBN 0-12-354015-1.
- [17] *Studying Earth's Environment from Space* [online]. 2003 [cit. 2011-04-04]. Dostupné z WWW: <http://www.ccpo.odu.edu/~lizsmith/SEES/>.
- [18] BRASSEUR, Guy; SOLOMON, Susan. *Aeronomy of the Middle Atmosphere: Chemistry and Physics of the Stratosphere and Mesosphere*. Berlin : Springer, 2005. 644 s.
- [19] *Solar Radiation Resource Information* [online]. 2008 [cit. 2011-04-15]. Reference Solar Spectral Irradiance: Air Mass 1.5. Dostupné z WWW: <http://rredc.nrel.gov/solar/spectra/am1.5/>.
- [20] GIUNTA, Carmen. *Classic Chemistry* [online]. 2001 [cit. 2011-04-25]. Selected Classic Papers from the History of Chemistry. Dostupné z WWW: <http://web.lemoyne.edu/~giunta/chapman.html#foot1>.
- [21] DESSLER, Andrew . *The Chemistry and Physics of Stratospheric Ozone*. Academic Press, 2005. 214 s. ISBN 0-12-212051-5.
- [22] JACOBS, Daniel. *Introduction to Atmospheric Chemistry* [online]. Princeton, New Jersey : Princeton University Press, 1999 [cit. 2011-04-25]. Stratospheric ozone, s. . Dostupné z WWW: <http://acmg.seas.harvard.edu/publications/jacobbook/bookchap10.pdf>.
- [23] RANDEL, W. J. SPARC Reference Climatologies. NCAR. Dostupné z WWW: ftp://atmos.sparc.sunysb.edu/pub/sparc/ref_clim/randel/.
- [24] KISTLER, R.; KALNAY, E.; COLLINS, W.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; KANAMITSU, M.; KOUSKY, V.; VAN DEN DOOL, H.; JENNE, R.; FIORINO, M. 2001. *The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation*. Bul. Am. Meteorol. Soc. 82:247-268.
- [25] UPPALA, S.M.; KALLBERG, P.W.; SIMMONS, A.J. et al. 2005. *The ERA-40 re-analysis*. Q. J. R. Meteorol. Soc. 131:2691–3012
- [26] HARVEY, V. Lynn; HITCHMAN, Matthew H. 1996. *A climatology of the aleutian high*. J. Atmos. Sci., 53, 2088–2102.
- [27] ANDREWS, D.G.; HOLTON, J.R.; LEOVY, C.B. *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press, Orlando, 1987.

Seznam obrázků

1.1	Evoluce složení atmosféry	3
1.2	Vertikální členění vyšších vrstev atmosféry podle teploty	5
1.3	Průběh výšky tropopauzy v závislosti na zeměpisné šířce	6
1.4	Modelové rozložení ozónu ve středních vrstvách atmosféry	7
1.5	Vertikální profil atmosférického tlaku	8
1.6	Schema k vyvrácení „jednobuněčného“ modelu	9
1.7	Ilustrace globální atmosférické cirkulace	10
1.8	Zonální teplota	11
1.9	Zonální vítr	11
1.10	Brewer-Dobsonova cirkulace	12
1.11	Vertikální průběh QBO	15
1.12	QBO – schéma	17
1.13	Absorpce solární radiace atmosférou Země	18
1.14	Schéma vzniku ozónové díry nad jižním pólem	20
2.1	Zonální průměry teploty (NCEP/NCAR) pro léto a zimu	23
2.2	Teplotní řada 30 hPa v zimě na obou pólech	26
2.3	Časová řada průměrné prosincové teploty v 30 hPa na 10°N	26
2.4	Zonální průměry u-větru (NCEP/NCAR) pro léto a zimu	28
2.5	Demonstrace termálního větru v atmosféře	29
2.6	Profil směšovacího poměru O ₃	30
2.7	Rozložení ročního průměru ozonu	31
2.8	Roční chod ozónového sloupce v závislosti na zeměpisné šířce	32
3.1	Mapy průměrného zonálního větru – 200 hPa, obě pol. v zimě	34
3.2	Mapy průměrné měsíční teploty – 300 hPa, sev. pol.	36
3.3	Mapy průměrné měsíční teploty – 100 hPa, sev. pol.	37
3.4	Mapy průměrné měsíční teploty – 30 hPa, sev. pol.	38
3.5	Mapy průměrné měsíční teploty – 10 hPa, sev. pol.	39
3.6	Mapy průměrné geopotenciální výšky 300 hPa, sev. pol.	40
3.7	Mapy průměrné geopotenciální výšky 100 hPa, sev. pol.	41
3.8	Mapy průměrné geopotenciální výšky 30 hPa, sev. pol.	42
3.9	Mapy průměrné geopotenciální výšky 10 hPa, sev. pol.	43
3.10	Mapy průměrného zonálního větru v 300 hPa, sev. pol.	44
3.11	Mapy průměrného zonálního větru v 100 hPa, sev. pol.	45
3.12	Mapy průměrného zonálního větru v 30 hPa, sev. pol.	46
3.13	Mapy průměrného zonálního větru v 10 hPa, sev. pol.	47
3.14	Mapy průměrného směšovacího poměru – 300 hPa, sev. pol.	48
3.15	Mapy průměrného směšovacího poměru – 100 hPa, sev. pol.	49
3.16	Mapy průměrného směšovacího poměru – 30 hPa, sev. pol.	50
3.17	Mapy průměrného směšovacího poměru – 10 hPa, sev. pol.	51
4.1	Mapy průměrné měsíční teploty – 300 hPa, již. pol.	54
4.2	Mapy průměrné měsíční teploty – 100 hPa, již. pol.	55
4.3	Mapy průměrné měsíční teploty – 30 hPa, již. pol.	56
4.4	Mapy průměrné měsíční teploty – 10 hPa, již. pol.	57

4.5	Mapy průměrné geopotenciální výšky 300 hPa, již. pol.	58
4.6	Mapy průměrné geopotenciální výšky 100 hPa, již. pol.	59
4.7	Mapy průměrné geopotenciální výšky 30 hPa, již. pol.	60
4.8	Mapy průměrné geopotenciální výšky 10 hPa, již. pol.	61
4.9	Mapy průměrného zonálního větru v 300 hPa, již. pol.	62
4.10	Mapy průměrného zonálního větru v 100 hPa, již. pol.	63
4.11	Mapy průměrného zonálního větru v 30 hPa, již. pol.	64
4.12	Mapy průměrného zonálního větru v 10 hPa, již. pol.	65
4.13	Mapy průměrného směšovacího poměru – 300 hPa, již. pol.	66
4.14	Mapy průměrného směšovacího poměru – 100 hPa, již. pol.	67
4.15	Mapy průměrného směšovacího poměru – 30 hPa, již. pol.	68
4.16	Mapy průměrného směšovacího poměru – 10 hPa, již. pol.	69

Seznam tabulek

1.1	Základní složky suchého atmosférického vzduchu	4
A.1	Základní vrstvy Standardní atmosféry	78
A.2	Přepočet základních tlakových hladin	78

Seznam použitých zkratek

ERA-40	ECMWF re-analysis
CW	Canadian warming
CFC	chlorofluorocarbon
DU	Dobson unit
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
FW	Final warming
IR	infrared
ITCZ	intertropical convergence zone
MMW	Major midwinter warming
MW	Minor warming
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Prediction
PSC	polar stratospheric cloud
QBO	quasi-biennial oscillation
SO	Southern oscillation
SPARC	Stratospheric Processes and its Influence in Climate
SSW	Sudden stratospheric warming
UKMO	the United Kingdom Meteorological Office
TOA	top of the atmosphere
UV	ultraviolet
WMO	World Meteorological Organization

A. Standardní atmosféra

H_1 [km]	H_2 [km]	Z_1 [km]	Z_2 [km]	γ [°C/km]
0	11	0,00	11,02	-6,5
11	20	11,02	20,06	0,0
20	32	20,06	32,16	1,0
32	47	32,16	47,35	2,8
47	51	47,35	51,41	0,0
51	71	51,41	71,80	-2,8
71	84,852	71,80	86,00	-2,0

Tabulka A.1: 7 základních vrstev Standardní atmosféry, kde H_i značí geopotenciální výšku a Z_i výšku nadmořskou, přičemž pro ně platí následující převodní vztah: $H = (az)/(a + z)$, kde a je poloměr Země. Data z [4].

P [hPa]	H [km]	Z [km]
1000	0,11	0,11
900	0,99	0,99
850	1,46	1,46
700	3,01	3,01
600	4,21	4,21
500	5,57	5,58
400	7,19	7,19
300	9,16	9,18
250	10,36	10,38
200	11,78	11,81
150	13,61	13,64
100	16,18	16,22
50	20,58	20,64
30	23,85	23,94
20	26,48	26,59
10	31,06	31,21

Tabulka A.2: Přepočtení základních tlakových hladin na geopotenciální výšku, resp. nadmořskou výšku dle Standardní atmosféry [4].

B. Vertikální stříh větru

V této příloze bych chtěl stručně dokázat závislost stříhu větru (tj. změny rychlosti s výškou) na horizontálním teplotním gradientu. Vyjdeme-li z geostrofické aproximace, tzn., že budeme zkoumat lokální změnu $(\partial \mathbf{v}_g)/(\partial z)$, kde vektor rychlosti geostrofického proudění se v z-systému rovná

$$\mathbf{v}_g = -\frac{\alpha}{f} \nabla_{HP} \times \mathbf{k}, \quad (\text{B.1})$$

kde α je měrný objem vzduchu ($1/\rho$), p tlak, f Coriolisův parametr a \mathbf{k} jednotkový vektor směřující ve směru osy z . Následnou parciální derivací podle z , dostaneme

$$\frac{\partial \mathbf{v}_g}{\partial z} = -\frac{1}{f} \frac{\partial \alpha}{\partial z} \nabla_{HP} \times \mathbf{k} - \frac{\alpha}{f} \nabla_H \frac{\partial p}{\partial z} \times \mathbf{k}, \quad (\text{B.2})$$

kde z rovnice ideálního plynu $p\alpha = RT$ získáme

$$\frac{\partial \alpha}{\partial z} = \frac{R}{p} \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{g}{p}, \quad (\text{B.3})$$

a z rovnice hydrostatické rovnováhy

$$-\frac{\alpha}{f} \nabla_H \frac{\partial p}{\partial z} \times \mathbf{k} = \frac{g}{f\rho} \nabla_H \rho \times \mathbf{k}. \quad (\text{B.4})$$

Dosadíme-li tyto dva členy do (B.2), vychází

$$\frac{\mathbf{v}_g}{\partial z} = \frac{g}{f} \left[\underbrace{\frac{1}{\rho} \nabla_H \rho - \frac{1}{p} \nabla_{HP}}_{-\frac{1}{T} \nabla_H T} - \frac{R}{pg} \frac{\partial T}{\partial z} \nabla_{HP} \right] \times \mathbf{k} \quad (\text{B.5})$$

Závěrem tedy obdržíme následující vztah

$$\frac{\mathbf{v}_g}{\partial z} = -\frac{g}{f} \left[\frac{1}{T} \nabla_H T \right] + \mathbf{v}_g \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (\text{B.6})$$

Druhý člen bývá zpravidla řádově menší [11], proto ho pro zjednodušení zanedbáváme¹. Tento tvar můžeme pro názornost rozepsat do složek

$$\frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{g}{fT} \frac{\partial T}{\partial y} \quad (\text{B.7})$$

$$\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{g}{fT} \frac{\partial T}{\partial x}. \quad (\text{B.8})$$

Z toho vyplývá, že směr stříhu větru v geostrofické aproximaci je úměrný horizontálnímu gradientu teploty, přičemž nižší hodnoty teploty se budou nalézat nalevo od směru proudění. Např. změna rychlosti zonálního větru u bude tím větší, čím se bude směrem na sever snižovat teplota.

¹Přičemž v p-systému se na pravé vyskytuje pouze člen, který je úměrný izobarickému gradientu teploty ($\nabla_p T$).