

Univerzita Karlova v Praze
Matematicko-fyzikální fakulta

DIPLOMOVÁ PRÁCE



Martin Motl

Variabilita meteorologických procesů ve stratosféře ve vztahu k vertikálnímu profilu ozonu

Katedra meteorologie a ochrany prostředí

Vedoucí diplomové práce: doc. RNDr. Jaroslava Kalvová, CSc.

Studijní program: Meteorologie a klimatologie

Děkuji doc. RNDr. Jaroslava Kalvové, CSc za odborné vedení při vypracování této diplomové práce, za její trpělivost a všestrannou pomoc. Dále bych rád poděkoval RNDr. Pavle Skřivánkové za zajištění použitých dat, věnovaný čas a přínosné odborné rady.

Prohlašuji, že jsem svou diplomovou práci napsal samostatně a výhradně s použitím citovaných pramenů. Souhlasím se zapůjčováním práce.

V Praze dne: 14. 8. 2006

Martin Motl

Obsah

Obsah	3
Abstrakt	4
1 Úvod	5
2 Shrnutí základních poznatků řešené problematiky	6
2.1 Ozon	6
2.1.1 Chemické procesy tvorby a zániku ozonu	8
2.1.2 Variabilita ozonu	10
2.2 Tropopauza	15
2.3 Cirkulační indexy	16
3 Použité statistické metody	22
3.1 Korelační koeficienty	22
3.2 Testování normality	22
3.3 Lineární regrese	23
3.4 Mapy maximálních záporných korelací	24
3.5 Analýza hlavních komponent	26
4 Zdrojová data	30
5 Výsledky výpočtů	32
5.1 Vliv tlaku tropopauzy na celkové množství ozonu	32
5.1.1 Celkový ozon – statistické rozdělení a jeho vlastnosti	33
5.1.2 Tlak tropopauzy – statistické rozdělení a jeho vlastnosti	37
5.1.3 Vzájemný vztah celkového ozonu a tlaku tropopauzy	42
5.2 Vliv tlaku tropopauzy na vertikální profil ozonu	49
5.3 Mody variability geopotenciálních polí	59
5.4 Vliv modů variability na celkový ozon a jeho vertikální profil	67
5.5 Lineární regresní modely popisující variabilitu celkového ozonu	71
6 Závěr	77
7 Literatura	80
Přílohy:	
A Mody variability geopotenciálu v hladině 500 hPa – oblast II	82
B Mody variability geopotenciálu v hladině 10 hPa – oblast I	84
C Azorský mod – vertikální vývoj	86

Název práce: Variabilita meteorologických procesů ve stratosféře ve vztahu
k vertikálnímu profilu ozonu

Autor: Martin Motl

Katedra (ústav): Katedra meteorologie a ochrany prostředí

Vedoucí diplomové práce: doc. RNDr. Jaroslava Kalvová, CSc

e-mail vedoucího: jaroslava.kalvova@mff.cuni.cz

Abstrakt: V této práci je studován vliv dynamických procesů v atmosféře na celkový ozon a vertikální profil ozonu. Nejprve jsou popsány známé atmosférické procesy ovlivňující množství ozonu a v práci použité statistické metody. Dále je studována vazba ozonu a výšky tropopauzy. Rovněž jsou sledovány časové trendy ozonu a výšky tropopauzy. V další části jsou pro pole geopotenciálu vypočteny módy variability v tlakových hladinách 500-10 hPa a je sledována statistická vazba vypočtených módů variability a ozonu. Dále je pomocí vypočtených módů a časového trendu sestaven lineární regresní model, popisující významnou část variability ozonu. V závěru práce je zhodnocení možností použití podobného modelu pro předpověď celkového ozonu.

Klíčová slova: ozon, tropopauza, módy variability

Title: Variability of meteorological processes in stratosphere in relation
to vertical ozone profile

Author: Martin Motl

Department: Department of meteorology and environment protection

Supervisor: doc. RNDr. Jaroslava Kalvová, CSc

Supervisor's e-mail address: jaroslava.kalvova@mff.cuni.cz

Abstract: There is studied an influence of dynamical processes in atmosphere on the total ozone and its vertical profile in this work. There are described known atmospherical processes with influence on ozone variability and statistical methods used in the work at first. Then is studied connection between ozone and tropopause height. There are also monitored time trends of ozone and tropopause height. There are computed modes of variability for the field of the geopotential in pressure levels from 500 to 10 hPa in the next part of the work and there is studied a statistical connection between computed modes and ozone. There is constructed linear regression model from time trend and computed modes. This model describes considerable part of the ozone variability and there are discussed possibilities of use some similar model for prediction of the total ozone in the resume.

Keywords: ozone, tropopause, modes of variability

1 Úvod

Stratosférický ozon má zásadní význam při redukci slunečního UV záření dopadajícího na povrch Země, proto patří celkové množství ozonu i jeho vertikální profil mezi velmi sledované atmosférické parametry. Ozonová vrstva byla v minulých letech silně narušena lidskou činností, a ačkoli lze očekávat v budoucnu zlepšení současného stavu díky omezení produkce freonů, je důležité znát, které meteorologické procesy vedle fotochemických ovlivňují koncentrace ozonu v atmosféře.

Variabilita koncentrací ozonu v daném místě atmosféry je dána především dvěma faktory. Prvním je ustavení fotochemické rovnováhy mezi reakcemi produkujícími ozon a reakcemi, jež jej rozkládají, druhým faktorem je transport vzduchových hmot, který se týká samozřejmě i ozonu. Oba tyto faktory jsou ovlivňovány mnoha procesy v atmosféře všech časových měřítek, od denního chodu radiace přes krátkodobé či sezónní změny proudění a teploty po dlouhodobé změny klimatu a chemického složení atmosféry.

Tato práce se podle zadání zabývá především vlivem dynamických procesů v atmosféře na celkový ozon a vertikální profil koncentrací ozonu. Jedním z cílů práce je zkoumání vlivu výšky tropopauzy na celkový ozon a jeho vertikální profil v oblasti České republiky. V další části bude k popisu proudění v atmosféře použito pole geopotenciálu, které je s polem proudění úzce spjato.

Pro zjednodušení pole meteorologické proměnné se často používá analýza hlavních komponent. Účelem této statistické metody je nalézt a popsat nejvýznamnější rysy chování sledovaného meteorologického pole. Tyto rysy, tzv. módy variability, mohou popisovat často ne zcela zřejmé vlastnosti chování daného meteorologického pole, nebo mohou jiné, předpokládané vlastnosti, potvrdit. Právě analýza hlavních komponent je v této práci využita k jednoduchému popisu pole geopotenciálu a jsou hledány vazby mezi módy variability a celkovým ozonem nad Českou republikou. Rovněž jsou sledovány vazby módů variability pole geopotenciálu a vertikálního profilu koncentrací ozonu.

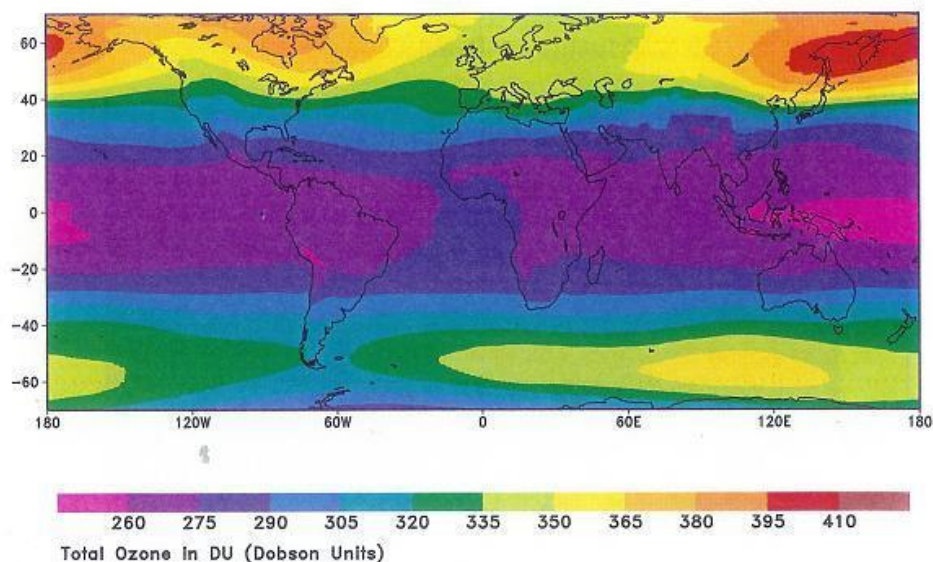
Kromě toho bude sledován dlouhodobý časový trend ozonu, který je pravděpodobně do značné míry ovlivněn antropogenní činností. V závěru práce je sestaven lineární regresní model popisující variabilitu ozonu pomocí módů variability geopotenciálu a dlouhodobého časového trendu.

2. Shrnutí základních poznatků řešené problematiky

2.1 Ozon

Celkové množství ozonu se zpravidla měří v Dobsonových jednotkách (DU). Platí, že 1 DU odpovídá 0,01 mm výšky sloupce ozonu při tlaku 1013 hPa a teplotě 15 °C. Ozonové profily se pak měří jako parciální tlak ozonu (používané jednotky jsou zpravidla mPa), případně dle objemových koncentrací – počet molekul na cm^3 , což je, až na přenásobení konstantou, totéž. Druhou možností je uvádění hodnot směšovacího poměru – poměr množství ozonových molekul vůči všem molekulám v atmosféře v daném místě (používané jednotky jsou ppm, což je počet částic ozonu na milion částic vzduchu).

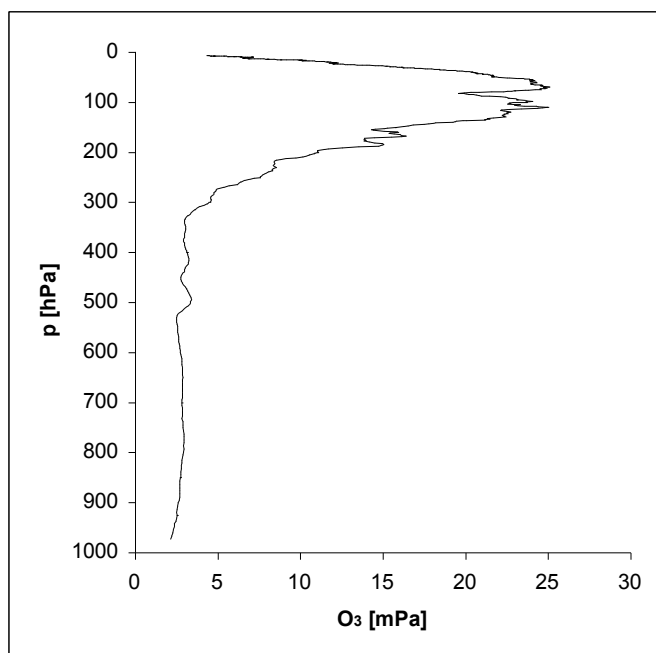
V celoročním průměru je nejméně ozonu nad rovníkovými oblastmi (méně než 260 DU), směrem k pólům tato hodnota narůstá, výrazněji však na severní polokouli než na jižní. Na obou polokoulích dosahuje maxima asi na 60° z.š., dále směrem k pólu dochází k mírnému poklesu. Maximum severní polokoule je v oblasti Kamčatky (400 DU), na jižní polokouli je méně výrazné maximum v jihovýchodní části Indického oceánu (360 DU). Výše uvedené je názorně vidět na obr. 2.1.



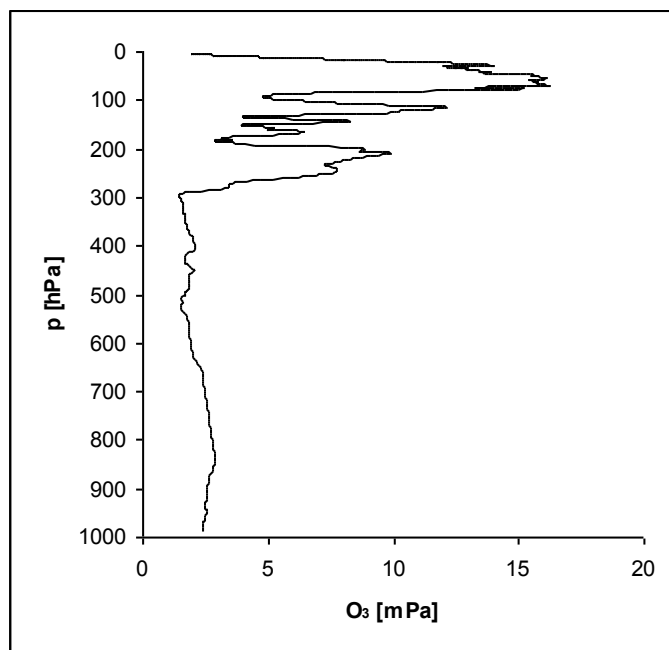
Obr. 2.1: Celkové množství ozonu – roční průměr. Převzato z <http://www2.nict.go.jp/y/y222/SMILES/old/smiles/Motoki/picture/ozone.jpg>

Z hlediska ročního chodu celkové množství ozonu dosahuje minima na podzim (v České republice v listopadu) a maxima na jaře (v České republice v dubnu). V rovníkových oblastech je roční chod nevýrazný. Výjimku tvoří oblast Antarktidy a dobře známý fenomén její ozonové díry. V antarktické oblasti má naopak roční chod na jaře výrazné minimum (čerpáno z German Bundestag (1989) a Hlaváček a kol. (2004)).

Vertikálně jsou koncentrace ozonu (měřeno dle parciálního tlaku) v troposféře velmi malé, nad tropopauzou dochází k prudkému nárůstu, maxima dosahují nejčastěji v hladinách 200-10 hPa, a pak opět klesají. Někdy dochází ke zdvojení či znásobení vlny v profilu (obr. 2.2 a 2.3). Vrstvám výrazně zvýšených či snížených koncentrací v profilu ozonu se říká laminace, případně laminy, a podrobněji se jimi zabývá např. Mlch (1996). Nabízí se možnost souvislosti laminací s prudkými změnami tlaku tropopauzy, k tomu by ovšem byly nejspíš potřeba denní měření profilu ozonu a tlaku tropopauzy.



Obr. 2.2: Jednoduchý profil ozonu (Praha – Libuš, 19. 1. 2005)



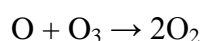
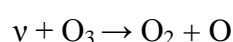
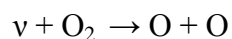
Obr. 2.3: Profil s laminacemi (Praha – Libuš, 3. 1. 2005)

V této práci bude sledován dlouhodobý trend a vliv dynamických procesů na množství celkového ozonu a vertikální profil koncentrací ozonu. Dynamické procesy budou zjednodušeny a v částech 5.1 a 5.2 budou popsány pouze výškou tropopauzy, zatímco v částech 5.3, 5.4 a 5.5 bude použita analýza hlavních komponent pole geopotenciálu. Pole geopotenciálu je úzce svázané s polem proudění v dané tlakové hladině a dává dobrou informaci o meteorologických podmínkách v oblasti.

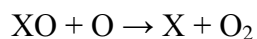
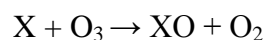
2.1.1 Chemické procesy tvorby a zániku ozonu

Ozon (O_3), přes své relativně nízké koncentrace (maximálně desítky ppm), je velice důležitou složkou Zemské atmosféry. Způsobuje to především jeho schopnost absorbovat škodlivé UV záření, bez níž by byl život na Zemi nemožný nebo přinejmenším velmi obtížný. Maximum absorpce ozonem je ve vlnových délkách 240-270 nm a tento absorpční pás se nazývá Hartleyův. Dále je z hlediska řešení problematiky významný Chappuisův absorpční pás s maximem v oblasti okolo 570-600 nm ve viditelném spektru. Tento absorpční pás sice není tak výrazný jako Hartleyův, ale zato umožňuje fotodisociaci ozonu v troposféře, kam se běžně UV záření o vlnových délkách 200-300 nm nedostává (Mlch, 1996).

Základem teorie vzniku a zániku stratosférického ozonu je tzv. Chapmanův cyklus. V něm se molekula kyslíku štěpí působením vysokoenergetického UV záření (o vlnových délkách 185-220 nm) na dva atomární kyslíky. Ty následně reagují s molekulárním kyslíkem za vzniku ozonu. Molekula ozonu absorbuje UV záření a štěpí se zpět na atomární a molekulární kyslík. Atomární kyslík pak reaguje s molekulou ozonu za vzniku dvou molekul kyslíku. Schematicky pak Chapmanův cyklus (Dessler, 2000) vypadá takto:



Intenzita jednotlivých procesů závisí na koncentracích reagujících látek, množství UV záření a na teplotě. Rovnováha těchto procesů poukazuje na typický profil koncentrace ozonu. V horních vrstvách atmosféry je velmi málo vzduchu, a tedy i kyslíku potřebného ke vzniku ozonu. Naopak do spodních vrstev atmosféry (do troposféry) neproniká UV záření štěpící molekulární kyslík na atomární (prakticky veškeré záření o vlnových délkách menších než 280 nm je pohlceno ve stratosféře). Proto jsou maximální koncentrace ozonu právě ve spodní stratosféře. Chapmanův cyklus je exotermický, tedy uvolňuje do okolí teplo, což posiluje záporný vertikální gradient teploty ve stratosféře. Chapmanův cyklus je kvalitativně správný, kvantitativně by z něj však vyplývalo více než dvojnásobné množství stratosférického ozonu oproti měřeným hodnotám, takže je třeba brát v úvahu další procesy přispívající k rozkladu ozonu. Zjednodušeně lze zapsat tyto procesy cyklem:



kde X označuje různé reaktanty, zejména oxidy dusíku, vodíku, chloru a též atomární chlor, fluor či brom.

2.1.2 Variabilita ozonu

Variabilita ozonu se výrazně projevuje na všech časových škálách. Koncentrace ozonu jsou ovlivněny dvěma základními faktory – intenzitou tvorby a zániku ozonu při chemických reakcích a transportem ozonu při proudění vzduchových hmot. Tyto dva faktory jsou však ovlivňovány mnoha dalšími atmosférickými procesy a jevy, které budou následně podrobněji rozebrány.

Vysokoenergetické záření, nutné k rozkladu molekuly kyslíku na atomární kyslík, a tedy nutné při vzniku i zániku ozonu, se vyskytuje ve výrazně větší míře v horní stratosféře než ve spodní, kam se již příliš často nedostane. To má za následek velmi rychlé ustavování fotochemické rovnováhy horní stratosféry a vcelku pomalé ustavování fotochemické rovnováhy ve spodní stratosféře. V důsledku toho je v horní stratosféře krátkodobá variabilita dána především fotochemickou rovnováhou, zatímco ve spodní troposféře ke krátkodobé variabilitě přispívá zejména proudění vzduchu.

Procesy ovlivňující krátkodobé změny koncentrací ozonu

U koncentrací ozonu horní stratosféry lze pozorovat denní chod, způsobený absencí slunečního záření v noci a jeho nárůstem přes den s poledním maximem. Denní chod zapříčiňuje v horní stratosféře asi 10% nárůst koncentrací ozonu v noci (Newman a kol., 2003).

Dalším faktorem přispívajícím ke krátkodobé variabilitě je rotace Slunce, s periodou 27 dnů, která ve spojení s rozložením slunečních skvrn má za následek změny intenzity slunečního záření vlnové délky 200 nm až o 10 %. Sluneční rotace opět přispívá především k variabilitě ozonu horní stratosféry.

Teplota vzduchu je faktorem propojujícím vliv proudění a vliv fotochemie na koncentrace ozonu. V krátkodobém měřítku jsou změny teploty vzduchu zapříčiněny především prouděním. Následně mají za následek změny fotochemické rovnováhy. Z krátkodobého hlediska teplota vzduchu ovlivňuje opět především koncentrace ozonu v horní stratosféře.

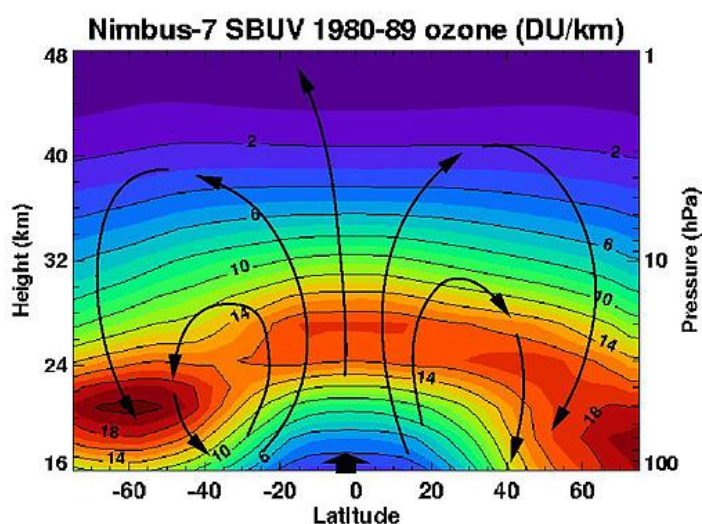
Krátkodobé změny koncentrací ozonu spodní stratosféry jsou způsobeny především cirkulací vzduchu, a tedy zejména pohybem tlakových útvarů. V oblasti výskytu tlakové výše v troposféře dochází k sestupným pohybům. Ty jsou doprovázeny vzestupnými

pohyby vzduchu ve stratosféře. Do sloupce vzduchu je tedy přinášén vzduch z nejnižších vrstev stratosféry, nepříliš bohatý na ozon, a ozon z vyšších stratosférických vrstev se naopak přesouvá nad jiné oblasti. To má za následek úbytek ozonu. Situace u troposférických tlakových níží je obdobná, jen s opačnými účinky.

Roční chod celkového ozonu

Vzhledem k tomu, že ozon ke svému vzniku potřebuje vysokoenergetické UV záření, vzniká většina ozonu ve stratosféře nad tropickými oblastmi, kde je výskyt takového záření největší. Paradoxně právě nad tropickými oblastmi je v dlouhodobém průměru celkového ozonu nejméně. To je způsobeno tzv. Brewer-Dobsonovou cirkulací, která zapříčiňuje přesun ozonu z tropických oblastí směrem k pólům.

Brewer-Dobsonova cirkulace se skládá ze tří základních částí – vzestupné pohyby v troposféře a spodní stratosféře tropických oblastí, transport stratosférického vzduchu směrem od rovníku k pólům a sestupné pohyby ve stratosféře středních a vyšších zeměpisných šířek (Newman a kol., 2003). Brewer-Dobsonova cirkulace je černými šipkami schématicky znázorněna na obr. 2.4. Barevnou škálou jsou na obr. 2.4 znázorněny průměrné koncentrace ozonu v závislosti na výšce nad povrchem a zeměpisné šířce.



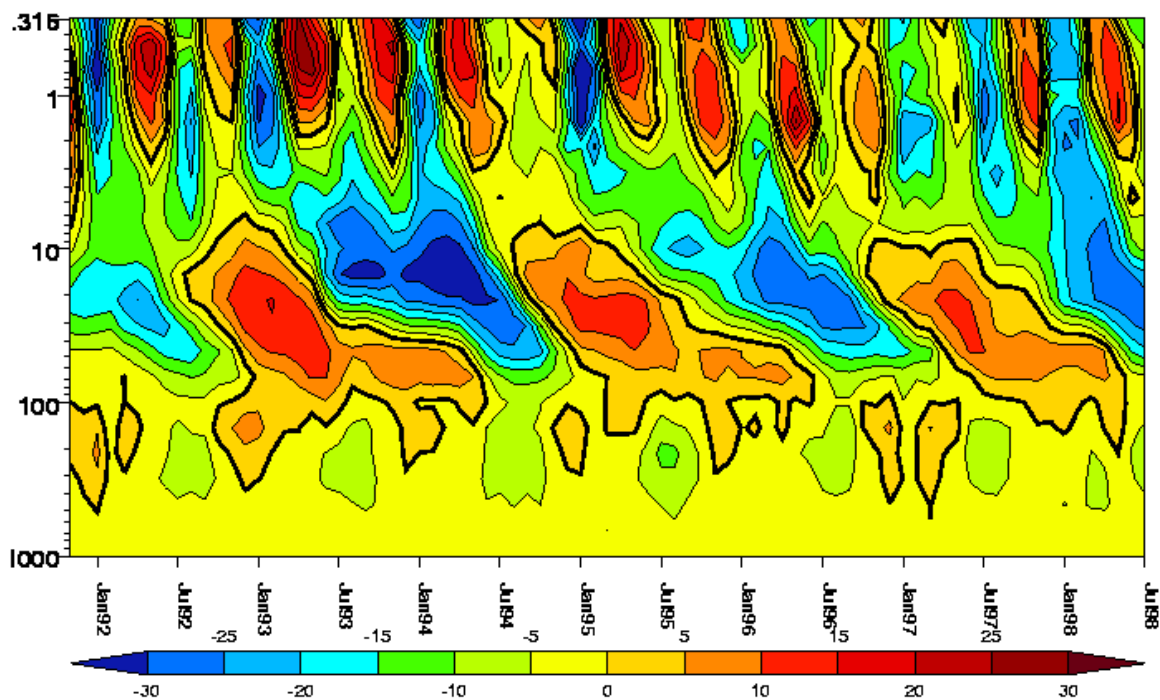
Obr 2.4: Brewer-Dobsonova cirkulace, zonálně zprůměrovaný celkový ozon.

Převzato z Newman a kol. (2003).

Transport vzduchových hmot při Brewer-Dobsonově cirkulaci je poměrně pomalý, takže tropický troposférický vzduch s nízkými koncentracemi ozonu má po vstupu do stratosféry dostatek času k ustavení nové fotochemické rovnováhy, a poté s již významným množstvím ozonu putuje do oblastí vyšších zeměpisných šířek. Tam se, zejména v polárních oblastech, po poklesu vzduchu do spodní stratosféry ozon akumuluje. Brewer-Dobsonova cirkulace má výrazný roční chod, její intenzita dosahuje na severní polokouli maxima v zimě a minima v létě severní polokoule, na jižní polokouli obdobně, s maximem v zimě a minimem v létě jižní polokoule. Brewer-Dobsonova cirkulace má za následek zimní nárůst koncentrací ozonu v našich zeměpisných šířkách. S nástupem jara začíná Brewer-Dobsonova cirkulace slábnout, sluneční záření sílí a zapříčiňuje postupný úbytek ozonu až do minima na podzim, kdy opět začne Brewer-Dobsonova cirkulace převažovat.

Dlouhodobé změny množství celkového ozonu

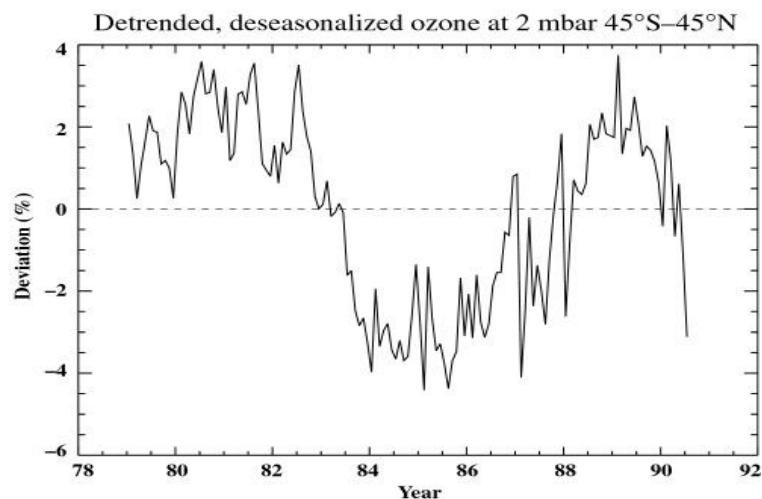
Zonální proudění v oblasti rovníku je do značné míry určováno kvazi-dvouletou oscilací (QBO). Proudění se ze západního na východní mění s průměrnou periodou 28 měsíců. Změna směru proudění se postupně šíří z vyšších hladin atmosféry níže. Maxima amplitud jsou v hladině 20 hPa – pro východní složku průměrně 30 m/s, pro západní složku průměrně 15 m/s. Po většinu periody převládá v hladině 10 hPa východní složka a v hladině 100 hPa naopak západní složka. Vývoj QBO v období 1992 – 1998 je zobrazen na obr. 2.5. QBO má vliv na ozonovou vrstvu ze dvou důvodů: (1) QBO ovlivňuje teplotní strukturu stratosféry, která má následně vliv na fotochemickou rovnováhu horní stratosféry a (2) QBO přímo ovlivňuje Brewer-Dobsonovu cirkulaci (Newman a kol., 2003). Vliv QBO v našich zeměpisných šířkách je již pouze dynamický, díky ovlivnění Brewer-Dobsonovy cirkulace, a je odhadováno, že změny fáze a intenzity QBO zapříčiňují změny celkového ozonu o 5-20 DU. Vliv změn QBO na celkový ozon u nás samozřejmě není okamžitý, nýbrž se projevuje s určitým zpožděním. Vzhledem k tomu, že tato práce nezohledňuje časově posunuté vazby, nebude zde vliv QBO podrobněji zkoumán.



Obr. 2.5: Kvazi-dvouletá oscilace v období 1992 – 1998.

Převzato z ugamp.nerc.ac.uk/hot/ajh/qboland.gif.

Dalšími dlouhoperiodickými jevy ovlivňujícími celkový ozon jsou vulkanické erupce a jedenáctiletý sluneční cyklus. Při výbuchu sopka vyvrhne velké množství prachu, který se může dostat do stratosféry až do výšek nad 30 km. Množství prachových částic má za následek zvýšení absorpce slunečního záření ve spodní stratosféře, a tedy nárůst teploty spodní stratosféry. Tento nárůst má za následek změny fotochemické rovnováhy tvorby a zániku ozonu. Příčinou vlivu jedenáctiletého slunečního cyklu na celkový ozon jsou změny intenzity slunečního záření. Na obr. 2.6 jsou zobrazeny odchylky koncentrací ozonu v hladině 2 hPa od průměru při odstranění ročního chodu a dlouhodobého trendu. Z obr. 2.6 je vidět jedenáctiletá perioda koncentrací ozonu, zapříčiněná právě jedenáctiletým slunečním cyklem.



Obr 2.6: Odchylky od průměrných koncentrací ozonu v hladině 2 hPa na 45° s š. a 45° v d.
Převzato z Newman a kol. (2003).

Na koncentrace ozonu, a v našich zeměpisných šířkách zejména na dlouhodobé změny, má silný vliv chemické složení atmosféry, především množství halogenových plynů. Právě výskyt halogenových plynů je téměř výhradně spojen s antropogenní činností a jejich účinnost při destrukci ozonu je velmi vysoká. Základní údaje týkající se vlivu některých sloučenin chloru a bromu na ozonovou vrstvu jsou uvedeny v tabulce 2.1. Potenciál k poškození ozonové vrstvy (PPOV) zde uvedený je jednotka porovnávající efektivitu destrukce ozonu za přispění dané sloučeniny. Je počítána jako střední množství ozonu rozloženého danou látkou relativně k množství ozonu rozloženého pomocí CCl_3F stejné hmotnosti. Samozřejmě (i když ne zcela lineárně) platí, že čím je větší střední doba života dané sloučeniny v atmosféře, tím je větší její PPOV. Ze středních dob života plynů přispívajících k destrukci ozonu vidíme, že z tohoto hlediska má trend ozonové vrstvy velkou setrvačnost, a po omezení antropogenních exhalací může docházet k obnovování ozonové vrstvy jen velmi pozvolna. Toto obnovování je otázkou desítek, ne-li stovek let.

Antropogenní chemické znečištění atmosféry je sice hlavním faktorem ovlivňujícím vliv na dlouhodobý trend ozonu, ne však jediným. Dále k dlouhodobému trendu mohou přispívat klimatické změny, například globální oteplování, či jiné, dosud neprozkoumané dlouhoperiodické procesy.

Tabulka 2.1: Doba života, množství emisí v roce 2000 a potenciál k poškození ozonové vrstvy (PPOV) vybraných sloučenin (Fahey a kol., 2002)

Sloučenina	Doba života [roky]	Globální emise [kilotuny]	PPOV
CCl_2F_2	100	130-160	1
$\text{CCl}_2\text{FCClF}_2$	85	10-25	1
CCl_3F	45	70-110	1
CCl_4	26	70-90	0,73
CH_3CCl_3	5	20	0,12
CH_3Cl	1,3	3000-4000	0,02
CBrF_3	65	3	12
CBrClF_2	16	10	6
CH_3Br	0,7	160-200	0,38

2.2 Tropopauza

Tropopauza je nejčastěji definována jedním z těchto dvou způsobů (Hoinka a kol., 1996):

- 1) Dynamická tropopauza je plocha o určité hodnotě potenciální vorticity, používaná hodnota je zpravidla 1,6 PVU až 3,5 PVU. Kde PVU (potential vorticity unit) je jednotka potenciální vorticity, pro niž platí: $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ km}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$.
- 2) Termická tropopauza je spodní hranice vrstvy, kde je vertikální gradient teploty menší než 2 K km^{-1} a jejíž tloušťka je alespoň 2 km.

Pro účely této práce bude použita termická definice tropopauzy. Vzhledem k tomu, že tlak s rostoucí výškou v atmosféře monotónně klesá, s výškou tropopauzy velice úzce souvisí tlak tropopauzy. Protože ozonové sondy měří přímo tlak vzduchu, zatímco výšku nad povrchem z něj následně počítají, bude dále sledován pouze tlak vzduchu ve výšce, kde se nachází tropopauza (dále jen tlak tropopauzy), s vědomím velice těsné souvislosti těchto dvou veličin. Tropopauza se vyskytuje v hladinách 410-120 hPa, přičemž ve více než 50 % případů je v rozmezí 200-250 hPa (výše uvedené platí pro naše zeměpisné šířky, u rovníku je tropopauza v průměru výše – v hladině asi 100 hPa).

2.3 Cirkulační indexy

Již dlouho je známo, že některé útvary, vyskytující se v polích meteorologických veličin, třebaže často vzájemně velmi vzdálené, jsou mezi sebou nějakým způsobem „propojeny“. To znamená, že se v těchto místech vyskytují simultánní anomálie meteorologické veličiny, například tlaku vzduchu nebo teploty vzduchu. Pro tato „propojení“ je používán název „telekonexe“, případně „oscilace“ (Borák, 2000). Centra těchto útvarů jsou pak zpravidla nazývána „akční centra“. Patrně poprvé byl termín „teleconnection“ použit v roce 1935, v práci zaměřené na analýzu změn klimatu v oblasti Severního Atlantiku a Evropy (Angstrom, 1935). Pro mapy popisující polohu akčních center příslušné telekonexe se v anglické literatuře zpravidla používá název „teleconnection pattern“ nebo „oscillation pattern“. Časová řada intenzity výše uvedených anomálií v poli tlaku (resp. geopotenciálu) je popisována tzv. „cirkulačními indexy“. Nejdůležitější telekonexí ovlivňující počasí v Evropě je Severoatlantická oscilace. Tento a několik dalších významných cirkulačních indexů bude následně podrobněji popsáno. Následující odstavce jsou čerpány především ze stránek <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>, odkud byly staženy i použité časové řady cirkulačních indexů.

Severoatlantická oscilace (NAO) je bipolární oscilace s centry opačné polarity, jedním v oblasti Islandu a druhým v oblasti Azorských ostrovů. Vzhledem ke své poloze fáze NAO do značné míry ovlivňuje západní proudění přicházející přes Atlantský oceán do Evropy. NAO je nejvýraznější v zimě, vyskytuje se však po celý rok. Při pozitivní fázi NAO dochází k zesílení a posunu hlavní části proudění přes Atlantský oceán k severu, což má za následek vlhké teplé zimy v severní Evropě a na východním pobřeží USA. Naopak v Kanadě dochází k chladnému suchému zimnímu období a rovněž k suché zimě ve Středomoří.

Východoatlantická oscilace (EA) je výrazná po celý rok. Jedná se o bipolární oscilaci strukturou velmi podobnou NAO. Severní centrum se nachází jihozápadně od Islandu, jižní se pak táhne od Karibského moře až do jižní části Evropy. Pozitivní fáze EA je spojena s nadprůměrnými teplotami v Evropě a podprůměrnými v jižní části USA. Rovněž je pozitivní fáze EA spojována s nadprůměrnými srážkami v severní Evropě a podprůměrnými srážkami v jižní Evropě.

Oscilace východní Atlantik/západní Rusko (EA/WR) je tvořena dvěma centry shodné polarity nad západní Evropou a severní Čínou a jedním centrem polarity opačné nad střední částí pohoří Ural. Pozitivní fáze EA/WR je spojena s podprůměrnými teplotami v západním Rusku a nadprůměrnými teplotami ve východní Asii. Při pozitivní fázi EA/WR bylo rovněž pozorováno zvýšení srážek ve východní Asii a snížení srážek ve střední Evropě.

Skandinávská oscilace (SCA) se skládá z výrazného centra nad Skandinávií a dvou slabších center opačné polarity nad západním Mongolskem a v oblasti Biskajského zálivu. Pozitivní fáze Skandinávské oscilace je často spojena s blokujícími anticyklony nad Skandinávií a západním Ruskem. Při pozitivní fázi SCA jsou zpravidla podprůměrné teploty v evropské části Ruska a západní Evropě. Pozitivní fáze je rovněž spojena se sníženými srážkami ve Skandinávii a zvýšenými srážkami v jižní a západní Evropě.

Polární oscilace (POLAR) se vyskytuje po celý rok. Jedná se o bipolární oscilaci s jedním centrem v oblasti Severního pólu a druhým nad severovýchodem Číny a Mongolskem. Polární oscilace je spojena se změnami intenzity cirkumpolárního víru. Její pozitivní fáze je spojena s nadprůměrnými teplotami nad východní Sibiří a podprůměrnými teplotami nad východní Čínou.

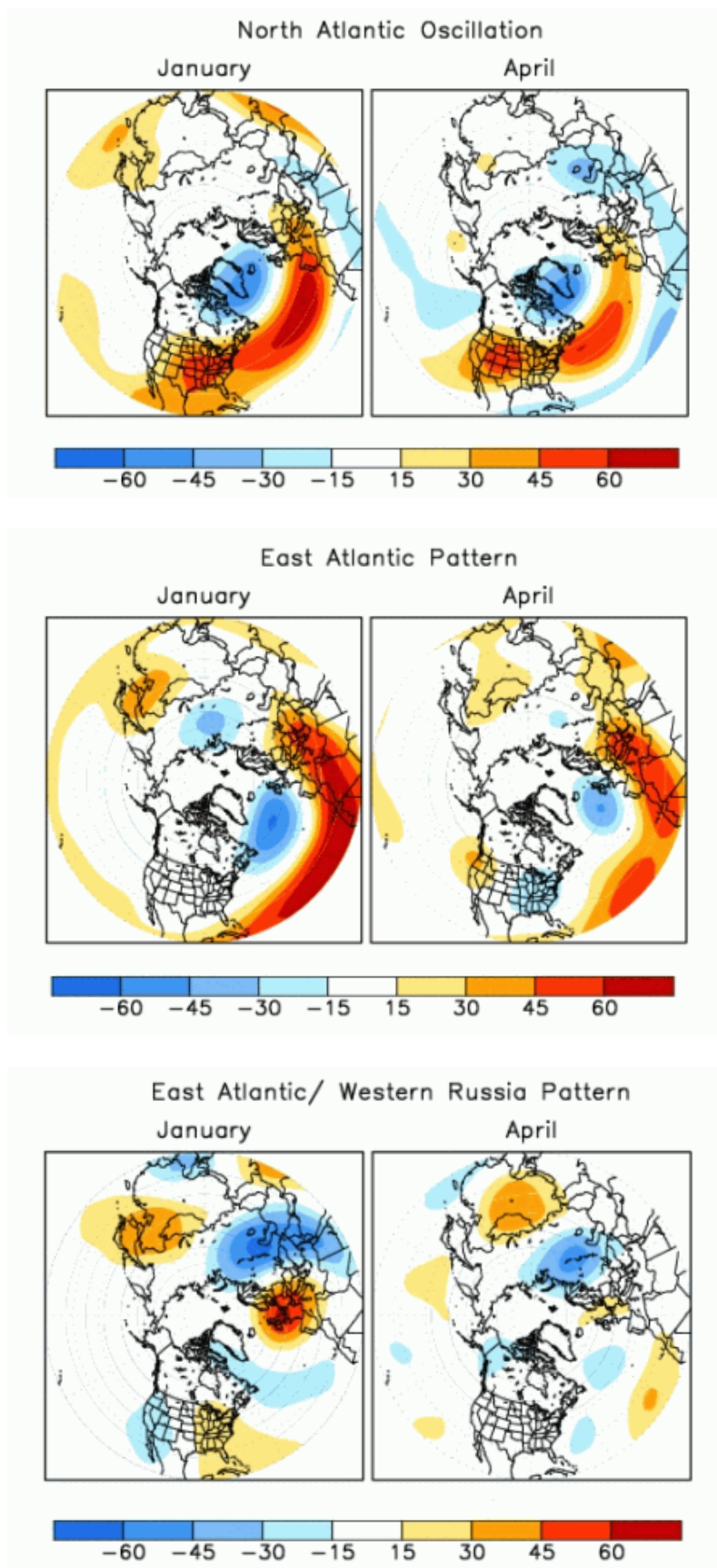
Západopacifická oscilace (WP) se vyskytuje po celý rok, v létě a na podzim je méně výrazná než ve zbylých dvou ročních obdobích. Sestává ze severojižního dipólu se severním centrem nad Kamčatkou a velmi rozsáhlým jižním centrem táhnoucím se od Východočínského moře až k Havaji. Pozitivní fáze WP je spojena s nadprůměrnými teplotami v oblasti Východočínského moře a podprůměrnými teplotami na východní Sibiři. Je rovněž spojena se zvýšením srážkové činnosti v severním Pacifiku a snížením množství srážek v jeho centrální části.

Oscilace východní Pacifik-severní Pacifik (EP-NP) se vyskytuje ve všech ročních obdobích kromě zimy a má tři hlavní centra. Dvě stejné polarity nad Labradorem a severně od Havaje, jedno polarity opačné nad Aljaškou a severozápadní částí Kanady. Pozitivní fáze EP-NP je spojena s posunem Pacifického tryskového proudění k jihu, což má za následek anticyklonální situace na západě Severní Ameriky a cyklonální situace na východě USA.

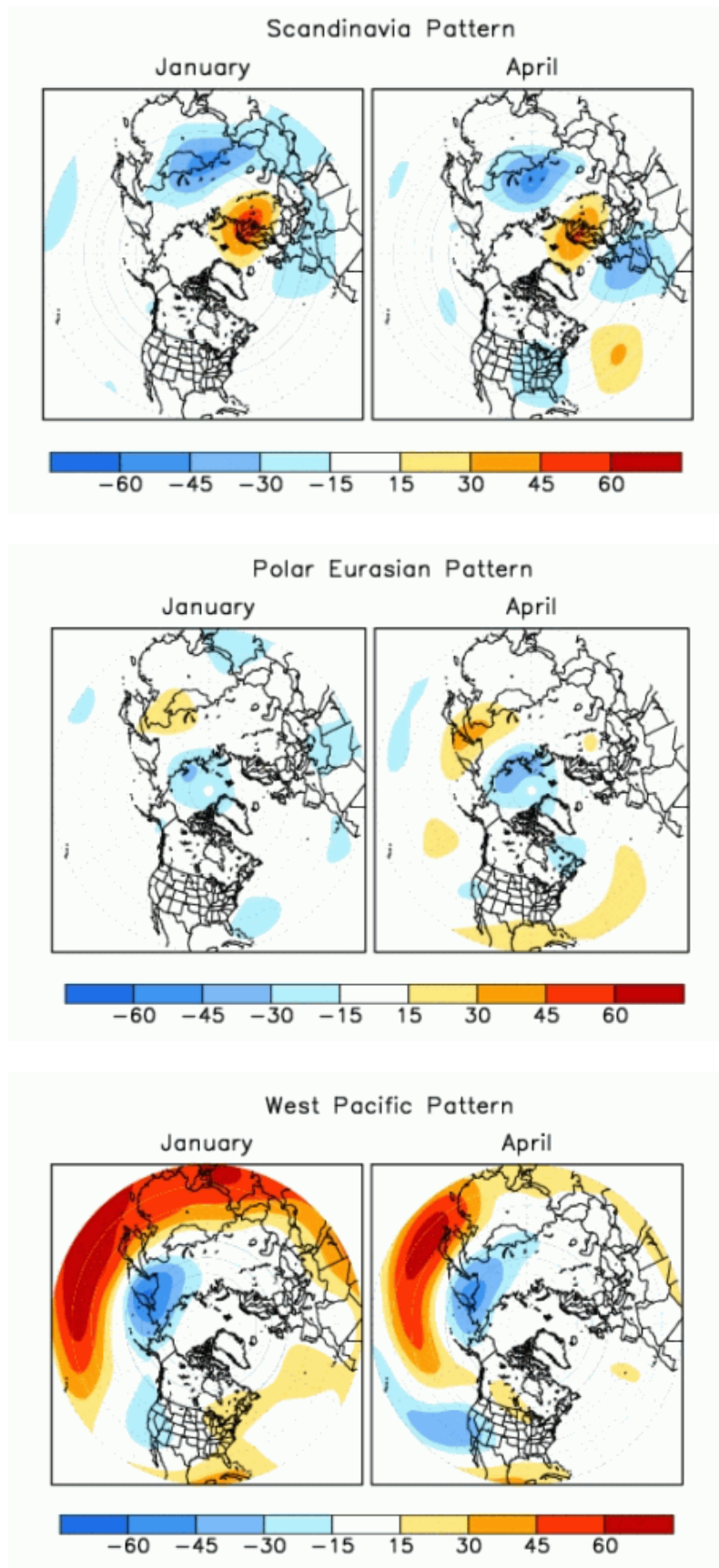
Oscilace Pacifik-Severní Amerika (PNA) má dvě centra shodné polarity západně od Havaje a nad západní částí hranice mezi USA a Kanadou a dvě centra polarity opačné, jedno jihozápadně od Aleut a druhé nad jihovýchodní částí USA. PNA se vyskytuje po celý rok a je spojena s polohou a intenzitou východoasijského tryskového proudění. Pozitivní fáze PNA je spojena s nadprůměrnými teplotami v západní části Kanady a USA.

Oscilace tropy-severní polokoule (TNH) se vyskytuje pouze v zimním období roku. Má dvě centra shodné polarity v Aljašském a Mexickém zálivu a jedno centrum opačné polarity v oblasti Labradoru. Zobrazuje změny polohy a intenzity pacifického tryskového proudění a tlakové níže nad Hudsonovým zálivem. Pozitivní fáze TNH je spojena s nízkými teplotami v jižní Kanadě a centrální části USA a také se snížením srážek v západní části USA a v oblasti Karibiku.

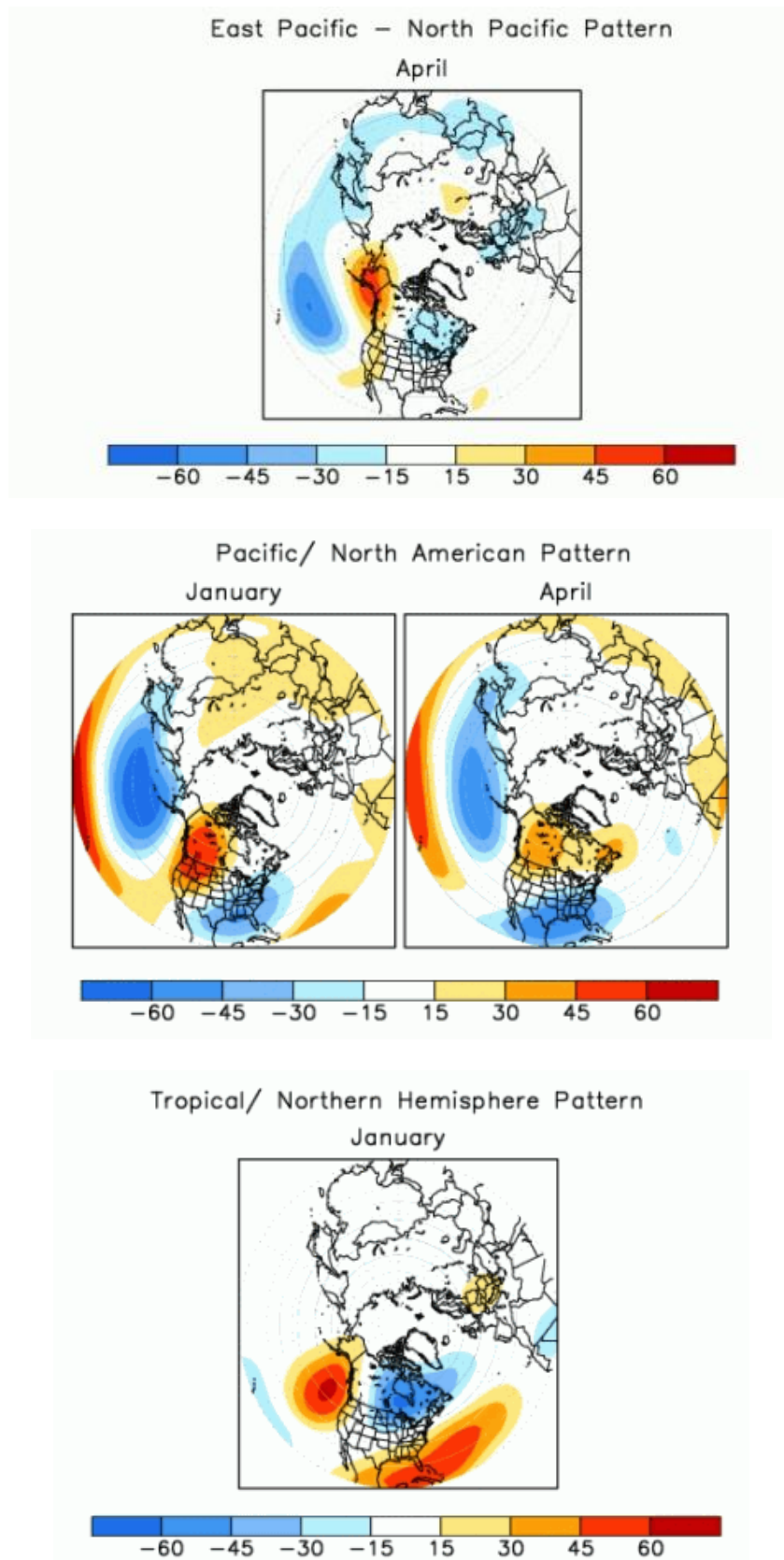
Na obr. 2.7-2.9 jsou graficky znázorněny polohy akčních center výše popsaných oscilací severní polokoule. Barevnou škálou je vždy znázorněn 100 násobek korelačních koeficientů příslušného cirkulačního indexu a geopotenciálu v jednotlivých bodech zakreslených na mapě (v hladině 500 hPa). Mapy jsou vytvořeny vždy pro měsíce leden a duben, pokud se daná oscilace v těchto měsících vyskytuje. Obrázky jsou převzaty z internetových stránek <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>.



Obr. 2.7: Severoatlantická oscilace, Východoatlantická oscilace a Oscilace východní Atlantik/západní Rusko



Obr. 2.8: Skandinávská oscilace, Polární oscilace a Západopacifická oscilace



Obr. 2.9: Oscilace východní Pacifik-severní Pacifik, Oscilace Pacifik-Severní Amerika a Oscilace tropy-severní polokoule

3 Použité statistické metody

3.1 Korelační koeficienty

Korelační koeficient vyjadřuje míru vazby mezi dvěma veličinami. Nejčastěji používaný je Pearsonův korelační koeficient, počítaný podle vzorce

$$r_{xy} = \frac{\sum (y_i - \bar{y})(x_i - \bar{x})}{\sqrt{\sum (y_i - \bar{y})^2 \sum (x_i - \bar{x})^2}}, \quad (3.1)$$

kde y_i a x_i jsou měřené hodnoty veličin X a Y, \bar{x}, \bar{y} příslušné průměry a sumace se provádí přes počet dvojic měření. Pearsonův korelační koeficient nabývá hodnot od -1 po +1. Nulový korelační koeficient vyjadřuje vzájemnou statistickou lineární nezávislost obou veličin, s rostoucí absolutní hodnotou koeficientu sílí míra vazby obou veličin. Pearsonův korelační koeficient je dobrou mírou těsnosti vztahu dvou veličin pro veličiny s normálním rozdělením a lineární závislostí Y na X. Jeho použití u veličin, jejichž rozdělení se liší od normálního nebo je obtížné statistické rozdělení zjistit (např. z důvodu malého rozsahu náhodného výběru), není nejlepší volbou. Pro takovéto veličiny je výhodnější použití jiných korelačních koeficientů, například Spearmanova. Při výpočtu Spearmanova pořadového korelačního koeficientu ρ jsou nejprve hodnotám každé proměnné přiřazena pořadí, nejmenší hodnotě je přiřazeno pořadí 1, další pořadí 2 atd. Necht' R_1, \dots, R_N jsou pořadí x_1, \dots, x_N a Q_1, \dots, Q_N pořadí y_1, \dots, y_N . Pak Spearmanův korelační koeficient ρ je dán vztahem

$$\rho = 1 - \frac{6 \sum D_i^2}{N(N^2 - 1)}, \quad (3.2)$$

kde D_i je rozdíl pořadí R_i a Q_i a N je počet dvojic hodnot.

3.2 Testování normality

Řada statistických postupů vychází z předpokladu, že má náhodná veličina normální rozdělení. K ověření této hypotézy slouží tzv. testy normality. V této práci je využíván Kolmogorov-Smirnovův test normality, Lilieforsův test a normální p-grafy. Kolmogorov-Smirnovův test je založen na maximálním rozdílu mezi pozorovanými kumulativními četnostmi a předpokládanými kumulativními četnostmi odpovídajícími normálnímu rozdělení. Test je dobře citlivý na tvar (šikmost a špičatost) rozdělení, hůře

však reaguje na posun mediánu vůči střední hodnotě. Pro tento test se používají tabelované hodnoty zamítnutí nebo přijetí hypotézy normality, které publikoval Massey (1951). Tyto hodnoty ovšem předpokládají známou střední hodnotu a směrodatnou odchylku, což u naměřených hodnot zpravidla není splněno. Později Lilliefors (1967) publikoval pravděpodobnosti pro neznámou střední hodnotu a směrodatnou odchylku, pomocí nichž jsme schopni určit, zda výsledky vypočtené pomocí Kolmogorov-Smirnovova testu jsou statisticky významné.

Pro rychlou a přehlednou orientaci, zda je možné, že má veličina normální rozdělení, může sloužit též histogram nebo normální p-graf. U normálního p-grafu odpovídá x-ová osa pozorovaným hodnotám zkoumané veličiny. Jednotlivá pozorování jsou pak seřazena podle velikosti a poté je k nim vypočítána hodnota, jakou by mělo číslo v uvedeném pořadí u standardizovaného normálního rozdělení. Těmto hodnotám odpovídá y-ová osa. Pokud má veličina normální rozdělení, vnesené body se budou pohybovat v těsné blízkosti diagonály takového grafu. Navíc, pokud se v normálním p-grafu veličina nedrží na diagonále, ale zaujímá podél ní nějaký pravidelný tvar (například oblouk), lze často veličinu pomocí nějaké jednoduché funkce transformovat na veličinu normální.

3.3 Lineární regrese

Lineární regrese má za cíl jednu „závislou“ náhodnou veličinu (prediktant) co nejlépe vyjádřit lineární kombinací jedné či více veličin „nezávislých“ (tzv. prediktorů). Jednoduchý lineární regresní model je dán vztahem

$$y_i = \alpha + \beta x_i + \varepsilon_i; \quad i=1,2, \dots, N, \quad (3.3)$$

kde α a β jsou neznámé parametry (regresní koeficienty) a ε_i jsou nekorelované normálně rozdělené náhodné veličiny se střední hodnotou 0 a neznámým rozptylem $V(\varepsilon_i) = \sigma^2$, $i=1,2, \dots, N$. Odhady a a b neznámých regresních koeficientů α a β jsou obvykle počítány metodou nejmenších čtverců, která hledá nejmenší možný součet druhých mocnin rozdílu „pozorované“ a „předpověděné“ veličiny, tj. minimum $\sum_{i=1}^N (y_i - \alpha - \beta x_i)^2$ vzhledem k α a β .

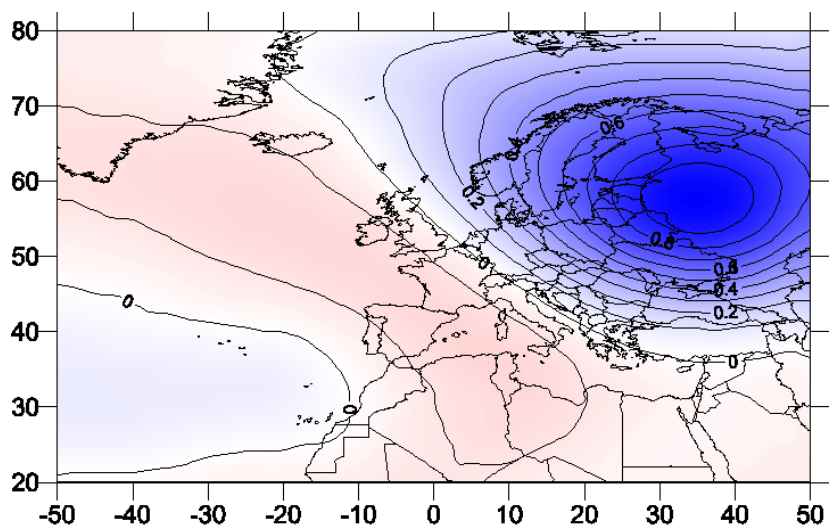
V praxi se často setkáváme s případy, kdy máme velké množství proměnných, pomocí nichž chceme popsat závislou veličinu, a naším cílem je z nich vybrat jen několik málo tak, aby danou veličinu popsaly co nejlépe. K tomuto účelu lze použít například „dopřednou“ krokovou regresi. Při jedné z variant jsou v prvním kroku vypočteny korelační koeficienty závislé veličiny a nezávislých veličin. Ten z prediktorů, který má s prediktantem nejvyšší korelační koeficient je zařazen do regresního modelu a jsou vypočteny regresní koeficienty α a β . Od hodnot pozorované veličiny jsou pak odečteny „předpověděné“ hodnoty – tedy získáme rezidua e_i . Dále jsou spočteny korelační koeficienty reziduí a dosud nepoužitých prediktorů. Opět je vybrán ten prediktor s nejvyšším korelačním koeficientem a přidán do regresního modelu. Tento proces se opakuje, dokud není splněna uživatelem stanovená ukončovací podmínka (tou může být požadavek na počet proměnných v modelu, minimální celkový vysvětlený rozptyl, minimální korelační koeficient pro přidání další proměnné atp.).

Zdaleka ne vždy je lineární závislost mezi dvěma veličinami nejvhodnější aproximací, ale správný tvar závislosti často není snadné odhadnout. Kromě lineární aproximace je velmi často hledána polynomiální, logaritmická nebo exponenciální závislost. Rovněž lze použít aproximaci pomocí lomené čáry složené z několika spojených úseček. Cílem aproximace je jednak veličinu pomocí ní co nejlépe popsat a jednak k tomu použít co nejméně parametrů. Lineární, logaritmická a exponenciální aproximace používá dva nezávislé parametry, u polynomiální je počet parametrů roven stupni polynomu plus jedna. Lomená čára má počet parametrů roven $2k$, kde k je počet úseček, ze kterých se skládá. V práci je pro výpočet jednou lomené čáry použita metoda zlomového bodu, která vždy pro pevně zvolenou x-ovou souřadnici zlomového bodu vypočte metodou nejmenších čtverců jeho y-ovou souřadnici a směrnice obou úseček. Toto udělá postupně pro více x-ových souřadnic zlomového bodu v dostatečně malých intervalech a z nich pak uživatel vybere nejvhodnější.

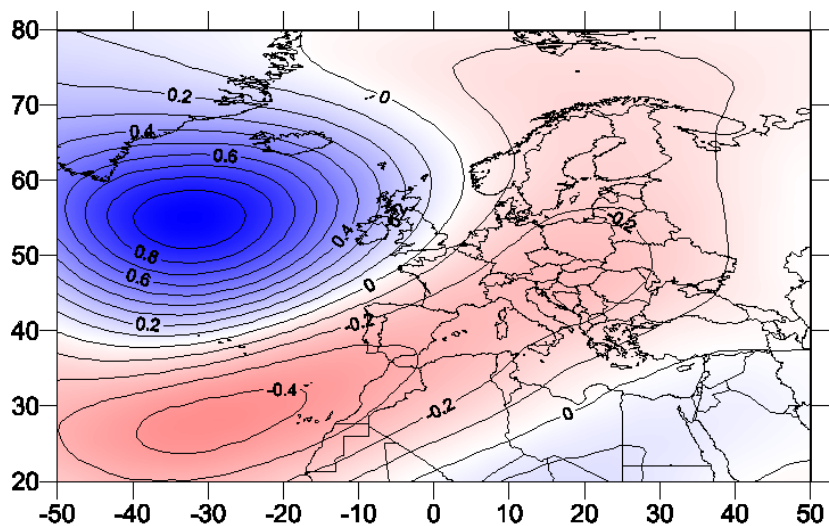
3.4 Mapy maximálních záporných korelací

Pro rychlou identifikaci velkoprostorových vazeb (telekonexí) v poli geopotenciálu lze použít korelační mapy. Vytvoříme-li korelační matici všech sledovaných uzlových bodů, je velmi obtížné v ní přímo vyhledávat nějaké vzájemné telekonexe. Lze vytvořit korelační mapu jednoho konkrétního uzlového bodu, která zobrazuje korelace daného bodu

s ostatními uzlovými body. Na takové mapě zpravidla uvidíme eliptické obrazce se středem v daném bodě, v němž je korelace rovna 1 a se vzdáleností od něj klesá. Pro některé uzlové body ovšem získáme jiné obrazce, které mohou poukazovat právě na velkoprostorové vazby daného uzlového bodu. Na obr. 3.1 je příklad eliptické struktury jednobodové mapy korelací, na obr. 3.2 pak druhý případ, kdy je zřejmá záporná korelace daného uzlového bodu se vzdálenější oblastí.



Obr. 3.1: Bodová korelační mapa geopotenciálu v hladině 500 hPa pro uzlový bod o souřadnicích 57,5° s š., 35° v d.



Obr. 3.2: Bodová korelační mapa geopotenciálu v hladině 500 hPa pro uzlový bod o souřadnicích 55° s š., 30° z d.

Takovéto mapy bychom ovšem museli vytvořit pro každý uzlový bod jednu, čímž bychom ztratili hlavní účel, tedy rychlou a jednoduchou identifikaci velkoprostorových vazeb. Místo jednobodových korelačních map lze použít tzv. mapu maximálních záporných korelací. V korelační matici se z každého sloupce vybere minimální hodnota, a ta se přiřadí uzlovému bodu příslušejícímu k danému sloupci. Z těchto hodnot a souřadnic uzlových bodů se pak vytvoří mapa, která zobrazuje nejvýraznější záporné korelace v dané oblasti. Takováto mapa dokáže určit pravděpodobnou polohu nejvýznamnějších akčních center dané oblasti s opačnou polaritou. Nevýhodou je fakt, že nijak neinformuje o pozitivních korelacích vzdálených center, a rovněž ignoruje méně významné podružné telekonexe, jelikož pro každý uzlový bod uvažuje pouze jednu.

3.5 Analýza hlavních komponent

Původním účelem analýzy hlavních komponent (PCA) byla redukce objemných dat na několik hlavních údajů charakterizujících co nejlépe daný soubor proměnných. Dnes je rovněž používána jako nástroj k identifikaci velkoprostorových vazeb ve sledované oblasti.

Při výpočtu PCA se ze vstupujících proměnných nejprve vypočte korelační, případně kovarianční matice. Pro tuto matici jsou pak vypočtena vlastní čísla a jim příslušející vlastní vektory. Počet vlastních čísel i vlastních vektorů takové matice je samozřejmě stejný jako počet původních proměnných a vlastní vektory jsou navíc navzájem kolmé. Takže místo původního souřadného systému, kde bázi tvořily původní proměnné, můžeme vytvořit nový souřadný systém s bázi tvořenou těmito vlastními vektory. Součet vlastních čísel matice je roven stopě původní matice (což je pro korelační matici zároveň počet vstupujících proměnných). Vydělíme-li vlastní číslo stopou korelační (kovarianční) matice, získáme část rozptylu původních dat, kterou vysvětluje vlastní vektor příslušející danému vlastnímu číslu. Seřadíme-li tedy vlastní čísla sestupně podle velikosti, pomocí příslušných vlastních vektorů získáme vždy maximální možný vysvětlený rozptyl při daném počtu použitých nových proměnných. Pro vlastní vektory korelační (kovarianční) matice meteorologických polí se často používá pojem mody variability.

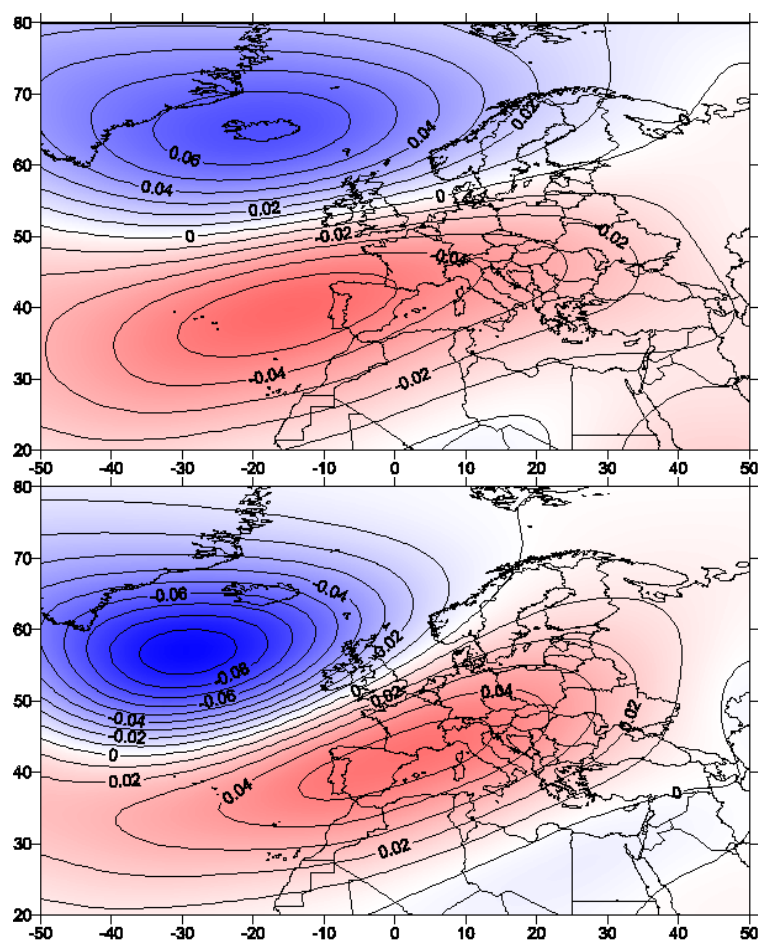
Jelikož jsou mody variability tvořeny lineární kombinací původních proměnných, každý mod je počítán jako součet n sčítanců, kde n je počet vstupujících proměnných, pro pole některého meteorologického prvku zpravidla uzlových bodů. Koeficienty, jimiž násobíme

hodnoty sledovaného meteorologického prvku v uzlových bodech při výpočtu libovolného modu, lze zakreslit do mapy (na pozice příslušných uzlových bodů). Mody vysvětlující významnou část rozptylu reprezentují základní rysy chování příslušného pole meteorologického prvku a takováto mapa často zobrazuje významné telekonexe sledované oblasti.

Vlastní vektory jsou zpravidla normovány, tudíž výsledná nová báze tvořená těmito vektory je ortonormální. Pokud libovolný vlastní vektor vynásobíme koeficientem -1 , nezmění se ortonormalita báze, ani procento vysvětleného rozptylu tímto vektorem. Je-li tedy vlastní vektor vypočten pomocí PCA, je možno jej vynásobit tímto koeficientem, aniž by byl změněn smysl vypočtených výsledků. Tento fakt lze s výhodou použít při porovnávání výsledných modů s cirkulačními indexy, které již mají konvencí zavedenou orientaci. Navíc sledujeme-li „vertikální vývoj modu“, tedy chování téhož modu v různých hladinách atmosféry, můžeme si dovolit tento mod orientovat ve všech hladinách stejným směrem a zachovat tak jeho prostorovou kontinuitu. Matematická ortogonalita vlastních vektorů, a tedy jejich vzájemná nezávislost, je poněkud v rozporu s fyzikální zkušeností. Není důvod, aby důležité procesy probíhající v atmosféře byly vzájemně nezávislé, zpravidla tomu bývá naopak.

Naměřené meteorologické veličiny bývají zpravidla interpolovány do pravidelné sítě uzlových bodů a takovéto sítě se pak používají k dalším výpočtům. Pravidelnou sítí jsou myšleny konstantní rozdíly zeměpisné délky a šířky sousedních uzlových bodů. Ovšem s rostoucí vzdáleností od rovníku se rozestupy takovýchto uzlových bodů postupně zmenšují. Pro PCA je potřeba, aby každý uzlový bod alespoň přibližně reprezentoval stejnou část povrchu, jinak by výsledná centra na mapách vykazovala posun k pólům, kde jsou sousední uzlové body blíže k sobě, a tedy jsou i hodnoty sledované veličiny více korelovány. K zajištění tohoto požadavku jsou nejčastěji používané dvě metody. První se snaží požadavek splnit tím, že s rostoucí zeměpisnou šířkou postupně vypouští uzlové body. Například na 60° s.š. je tak použita jen polovina uzlových bodů oproti rovníku. Druhý přístup pak hodnoty z jednotlivých uzlových bodů násobí tzv. kosinovou vahou. Pokud φ je zeměpisná šířka příslušného uzlového bodu, platí, že každý uzlový bod reprezentuje právě $\cos\varphi$ násobek plochy, kterou reprezentuje libovolný uzlový bod na rovníku. Vynásobením kosinovou vahou se výrazně zmenší rozptyl veličin v uzlových bodech vyšších zeměpisných šířek a kompenzuje se tak větší hustota těchto uzlových bodů. Pro výpočet byla zvolena tato varianta, protože uzlové body zachovávají lepší symetričnost

rozložení, kterou nelze u první varianty zcela zajistit. Při násobení cosinovou vahou je nutno použít pro výpočet PCA kovarianční matici, jelikož při výpočtu korelačních koeficientů dělíme rozptylem, čímž bychom vliv cosinové váhy zcela vymazali.

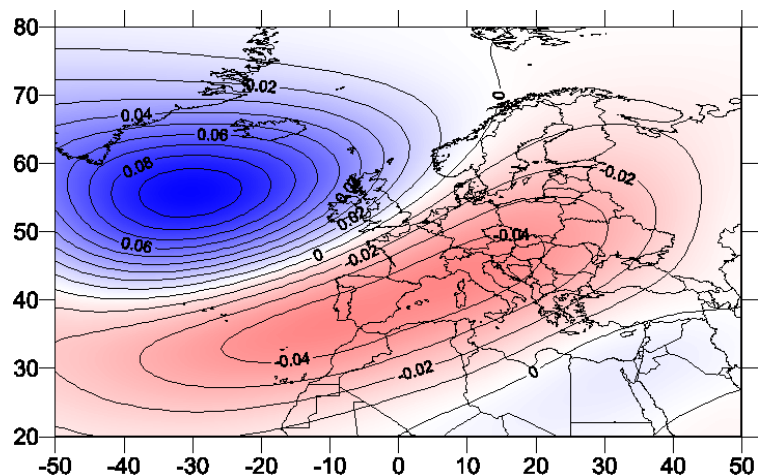


Obr. 3.3: 2. mod variability pole geopotenciálu v hladině 500 hPa před aplikací cosinové váhy a po její aplikaci

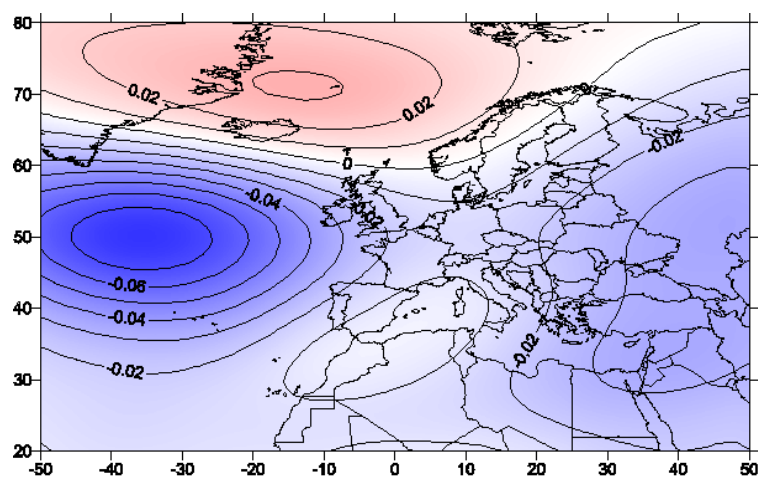
V obr. 3.3 vidíme srovnání druhého modu variability geopotenciálu v hladině 500 hPa vypočteného bez aplikace cosinové váhy a téhož modu vypočteného po jejím použití.

Z použitých dat byl dále filtrován jejich roční chod – byly vypočteny průměrné hodnoty veličin pro jednotlivé dny ve všech uzlových bodech a dále sledovány pouze jejich odchylky od průměru. Posledním krokem pak bylo odstranění všech hodnot kromě lednových až dubnových, aby byly mody počítány za stejné období, ve kterém probíhaly měření ozonu. Na obr. 3.4 je též mod jako na obr. 3.3, tentokrát po filtraci ročního chodu a po ořezání na sledované čtyřměsíční období. Na rozdíl od obr. 3.3 se již nejedná o druhý

mod variability geopotenciálu v hladině 500 hPa, ale o první, jelikož v předchozích případech první mod reprezentoval právě odfiltrovaný roční chod. Obr. 3.5 pak ukazuje rozdíl mezi výsledným modem a modem počítaným z původních neupravovaných dat.



Obr 3.4: Výsledný 1. mod variability v hladině 500 hPa



Obr. 3.5: Rozdíl výsledného 1. modu v hladině 500 hPa a téhož modu vypočteného z neupravovaných dat

4 Zdrojová data

Údaje o vertikálních profilech parciálního tlaku ozonu, tlaku tropopauzy a celkovém množství ozonu dal k dispozici Český hydrometeorologický ústav. Denní měření celkového ozonu je prováděno na stanici ČHMI v Hradci Králové od roku 1962. K měření byl používán nejprve spektrofotometr Dobson D074, později pak spektrofotometr Brewer B098. Tato řada ozonových měření patří svou délkou a kvalitou mezi nejlepší dostupné řady ozonových měření na světě.

Údaje o tlaku tropopauzy a profilu parciálního tlaku ozonu pocházejí z ozonových sondáží ČHMÚ na stanici Praha – Libuš. Sondáže byly prováděny od roku 1979 do roku 1991 ozonovou sondou typu Brewer Mast, od roku 1992 pak ozonosondou typu ECC. Hustota naměřených dat novým typem sondy je deset až patnáctkrát vyšší než u starého typu, takže z nového typu sondy dostáváme podstatně přesnější informace o vertikálním profilu parciálního tlaku ozonu. Měření nebyla zpočátku prováděna pravidelně, od roku 1982 probíhají, až na malé výjimky, vždy každé pondělí, středu a pátek v měsících lednu až dubnu.

Čidlo ozonosondy měřící parciální tlak ozonu je elektro-chemický koncentrační článek, tvořený dvěma elektrodami ponořenými v katodové a anodové komůrce do roztoků jodidu draselného odlišných koncentrací. Komůrky jsou vzájemně propojeny iontovým můstkem. V průběhu měření je čidlem pomocí pumpy prosáván vzduch obsahující ozon. Ozon reaguje s katodovým roztokem a z výsledků elektrochemické reakce jsou následně počítány koncentrace ozonu (Skřivánková, 1998).

Pro výpočet modů variability byla použita data z NCAR/NCEP reanalýz. Jedná se o denní hodnoty geopotenciálu v pravidelné síti uzlových bodů v hladinách 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 a 10 hPa. Zonální i meridionální vzdálenost sousedních uzlových bodů je 2,5°, pro celou Zemi je takovýchto uzlových bodů 10226 (144x72 plus dva póly). Hodnoty geopotenciálu jsou do uzlových bodů interpolovány z pozemních, sondážních, leteckých a družicových měření. Data byla zapůjčena katedrou, rovněž jsou k dispozici na internetu na stránce <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/>.

Časové řady měsíčních hodnot cirkulačních indexů NAO, PNA, EA, WP, EP/NP, EA/WR, TNH, POL a SCA (bližší viz kap. 3.5) byly čerpány ze souboru staženého z internetu na adrese <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>. Cirkulační indexy jsou počítány následujícím způsobem: Z pole geopotenciálu severní polokoule

(přesněji 20-90° s š.) v hladině 500 hPa jsou počítány rotovanou analýzou hlavních komponent módy variability (použitá data jsou měsíční průměry za období 1950 – 2000). Prvních deset nejvýznamnějších módů pak odpovídá výše uvedeným devíti módům variability, desátý mod je PT (Pacific Transition), který není v zimě ani na jaře pozorován. Cirkulační indexy jsou pak projekcí průměrného pole geopotenciálu v daném měsíci do směru těchto módů variability.

5 Výsledky výpočtů

5.1 Vliv tlaku tropopauzy na celkové množství ozonu

V této kapitole budou porovnány údaje o tlaku tropopauzy ze sondáží v Praze Libuši s celkovým množstvím ozonu měřeným v Hradci Králové a budou hledány jejich vzájemné vazby. Vzhledem k tomu, že obě města nejsou od sebe příliš vzdálena, lze předpokládat, že srovnávání těchto hodnot a hledání souvislostí mezi nimi navzájem má smysl.

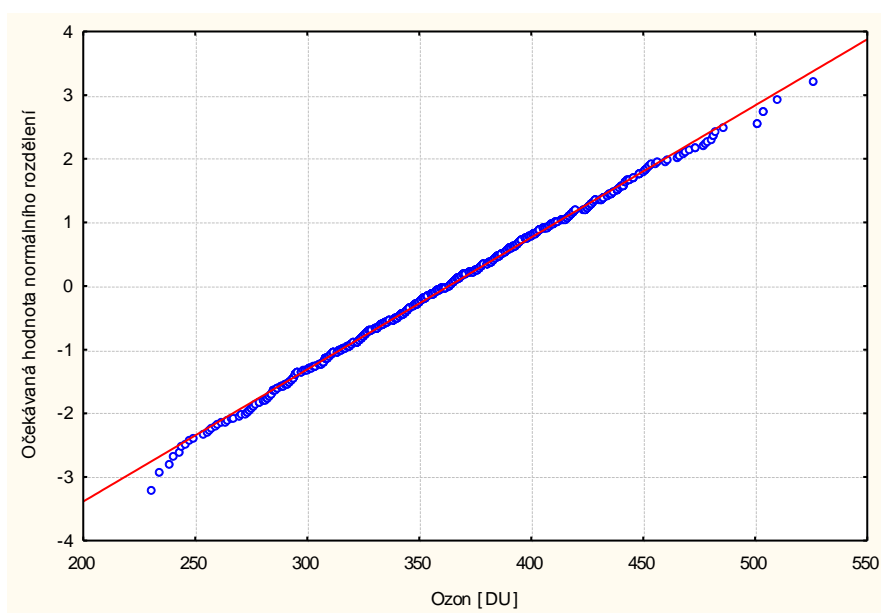
Brány v úvahu byly pouze sondáže z měsíců ledna až dubna. V těchto měsících probíhaly sondážní měření v letech 1979 – 2005. V měsících květnu až prosinci probíhala měření pouze v letech 1979 – 1981 a takto krátké období nemělo smysl statisticky hodnotit, proto byly tyto sondáže ze zpracování vyřazeny. V některých dnech, kdy byly prováděny sondáže, nebyly k dispozici údaje o celkovém množství ozonu, tudíž bylo nutno je z prováděné statistiky vyřadit. K dalšímu zpracování bylo nakonec použito celkem 1006 měření, vše je zpracováno v tab. 5.1.

Tabulka 5.1: Počet měření

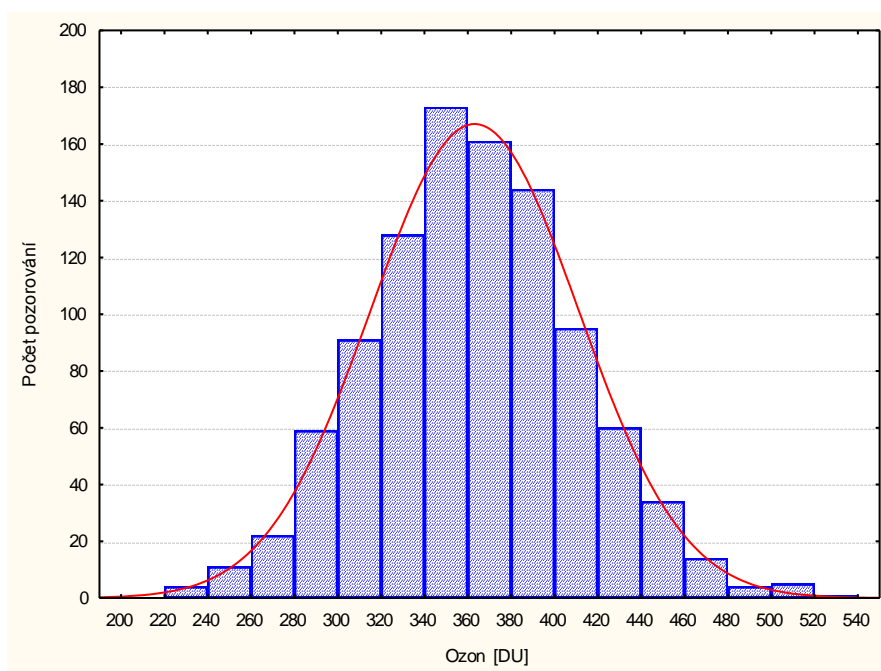
celkem sondáží		1105
v období květen-prosinec		60
bez celkového ozonu		39
použitelné pro výpočty		1006
z toho:	leden	230
	únor	255
	březen	284
	duben	237

5.1.1 Celkový ozon – statistické rozdělení a jeho vlastnosti

Nejprve byla zkoumána statistická rozdělení celkového ozonu a tlaku tropopauzy zvlášť. V Kolmogorov-Smirnovově testu normality pro soubor ozonových dat nebylo možno zamítnout nulovou hypotézu (tedy hypotézu, že je rozdělení veličiny normální) na 5% hladině významnosti ani pro celé období dohromady, ani pro jednotlivé měsíce zvlášť. Pro náš případ je ovšem o něco vhodnější Lilieforsův test normality, jelikož ten, na rozdíl od Kolmogorov-Smirnovova testu, počítá s neznámou střední hodnotou a rozptylem. V Lilieforsově testu už tak jednoznačné výsledky nejsou. Pro celé období dohromady, únor a březen sice opět vyšlo, že hypotézu normality nemohu zamítnout, ovšem pro lednová a dubnová data už tuto hypotézu na 5% hladině významnosti zamítnout lze. Na následujícím obr. 5.1 (normální p-graf) a obr. 5.2 (histogram) vidíme, do jaké míry odpovídá rozdělení normálnímu. Normální rozdělení je znázorněno červenými křivkami, naměřená reálná ozonová data pak modrými. Jedná se o soubor dat celkového ozonu z celého sledovaného období. Na normálním p-grafu by se v případě dokonale normálního rozdělení modře zobrazené hodnoty vyskytovaly přesně na červené přímce, čím jsou větší odchylky hodnot od přímky, tím méně odpovídá rozdělení normálnímu. Vidíme, že hodnoty s výjimkou chvostů tuto přímku téměř dokonale kopírují. Především velmi nízké hodnoty ozonu se ovšem od přímky odpovídající normálnímu rozdělení zřetelně odchyľují.



Obr. 5.1: Normální p-graf, celkový ozon v období leden až duben



Obr. 5.2: Histogram celkového ozonu, období leden až duben

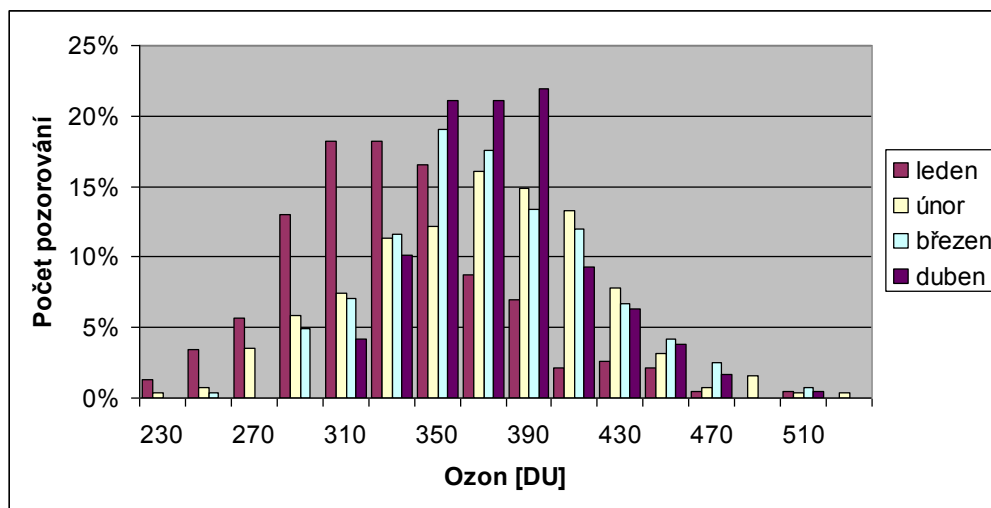
Rozdělení četností výskytů hodnot celkového ozonu v intervalech po 20 DU je znázorněno ve frekvenční tabulce (tab. 5.2) sestavené jak pro jednotlivé měsíce zvlášť, tak pro celé období dohromady. V tabulce je vždy uveden v prvním sloupci počet případů, kdy bylo naměřeno množství ozonu odpovídající příslušnému intervalu ze sloupce zcela vlevo a ve druhém sloupci odpovídající procentuální zastoupení v daném období.

Tabulka 5.2: Absolutní a relativní četnosti celkového ozonu

Ozon DU	leden		únor		březen		duben		1.- 4.	
	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%
220<x≤240	3	1,3	1	0,4	0	0,0	0	0,0	4	0,4
240<x≤260	8	3,5	2	0,8	1	0,4	0	0,0	11	1,1
260<x≤280	13	5,7	9	3,5	0	0,0	0	0,0	22	2,2
280<x≤300	30	13,0	15	5,9	14	4,9	0	0,0	59	5,9
300<x≤320	42	18,3	19	7,5	20	7,0	10	4,2	91	9,0
320<x≤340	42	18,3	29	11,4	33	11,6	24	10,1	128	12,7

Ozon	leden		únor		březen		duben		1.- 4.	
DU	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%
340<x≤360	38	16,5	31	12,2	54	19,0	50	21,1	173	17,2
360<x≤380	20	8,7	41	16,1	50	17,6	50	21,1	161	16,0
380<x≤400	16	7,0	38	14,9	38	13,4	52	21,9	144	14,3
400<x≤420	5	2,2	34	13,3	34	12,0	22	9,3	95	9,4
420<x≤440	6	2,6	20	7,8	19	6,7	15	6,3	60	6,0
440<x≤460	5	2,2	8	3,1	12	4,2	9	3,8	34	3,4
460<x≤480	1	0,4	2	0,8	7	2,5	4	1,7	14	1,4
480<x≤500	0	0,0	4	1,6	0	0,0	0	0,0	4	0,4
500<x≤520	1	0,4	1	0,4	2	0,7	1	0,4	5	0,5
520<x≤540	0	0,0	1	0,4	0	0,0	0	0,0	1	0,1

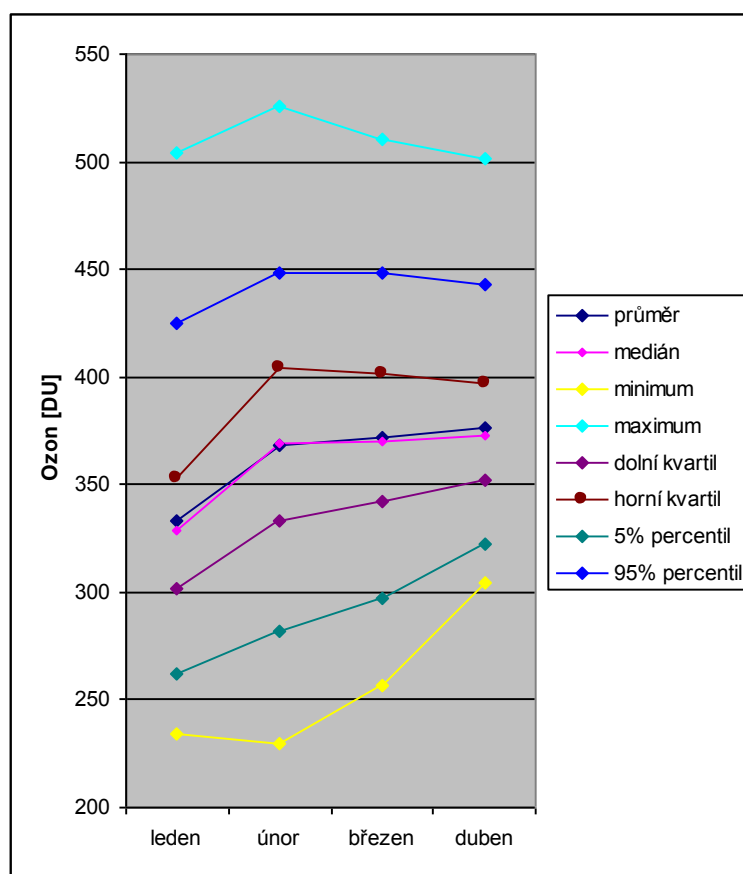
Následující graf (obr. 5.3) srovnává procentuální zastoupení celkového množství ozonu (rozděleno opět po intervalech 20 DU) v jednotlivých měsících. Dále následuje tabulka a grafické znázornění hodnot některých statistických charakteristik použitého souboru dat.



Obr. 5.3: Procentuelní zastoupení množství ozonu – leden až duben

Tabulka 5.3: Vybrané charakteristiky celkového množství ozonu

Ozon [DU]	Průměr	Medián	Minimum	Maximum	Dolní kvartil	Horní kvartil	5% percentil	95% percentil
leden	333,0	328,5	234,0	504,0	302,0	353,0	262,0	425,0
únor	368,4	369,0	230,0	526,0	333,0	404,0	282,0	448,0
březen	371,6	370,0	257,0	510,0	342,0	401,5	297,0	448,0
duben	376,6	373,0	304,0	501,0	352,0	397,0	322,0	443,0
1.- 4.	363,1	363,0	230,0	526,0	330,0	394,0	285,0	442,0



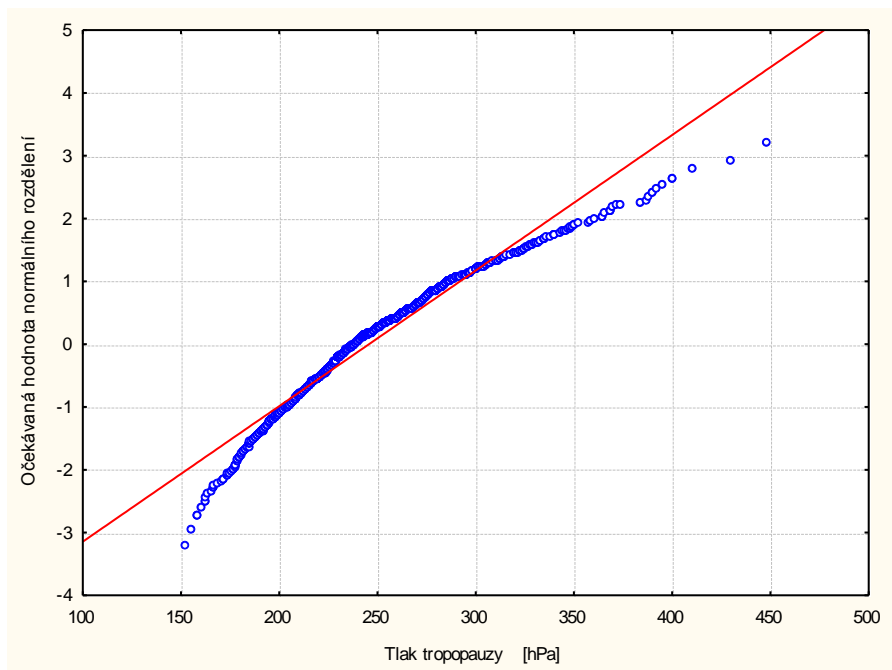
Obr. 5.4: Vybrané charakteristiky množství celkového ozonu pro jednotlivé měsíce

Z obr. 5.3 vidíme, že v lednu je výrazně vyšší zastoupení velmi nízkých hodnot ozonu oproti zbytku sledovaného období. V období únor-duben s postupujícím rokem se poněkud zvyšuje průměr a medián a zřetelně se zmenšuje rozptyl. Například v intervalu 340-400 DU

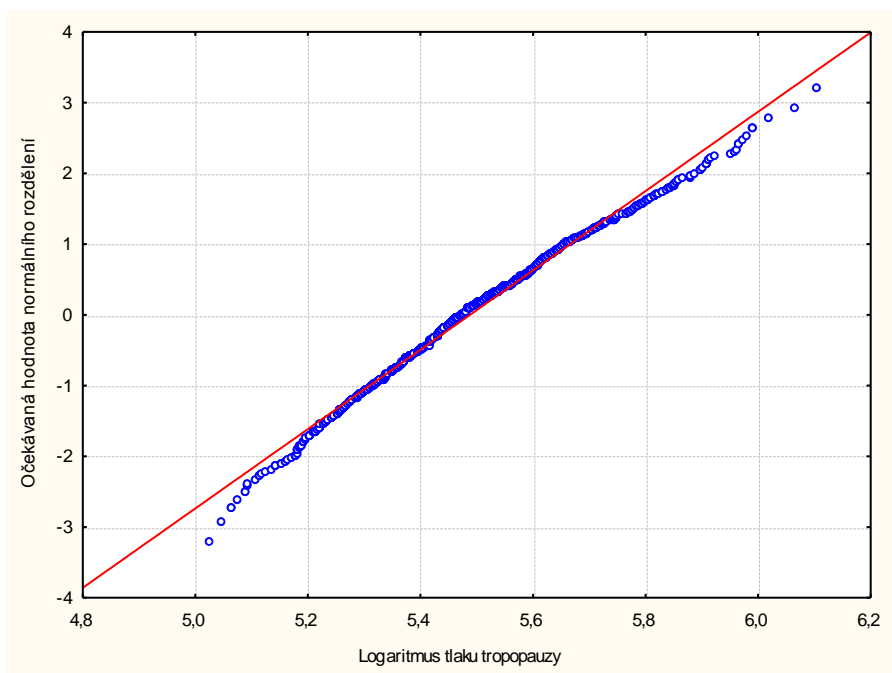
se nachází pouze 43 % únorových hodnot oproti 50 % březnových a dokonce 64 % dubnových. Obdobné závěry lze vyvozovat i z tab. 1.3 a jejího grafického znázornění na obr. 5.4. Všechny lednové charakteristiky (s výjimkou minima) jsou výrazně nižší než u zbylých tří měsíců. Od února do dubna výrazně klesá výskyt situací s nízkými hodnotami ozonu, nevýrazně klesají i horní extrémní a percentily. Medián a střední hodnota pak velmi mírně rostou. U všech čtyř měsíců nabývá medián a střední hodnota velmi blízkých hodnot, z čehož vyplývá velmi dobrá symetričnost daného rozdělení. Tyto výsledky dobře korespondují se zpracováním ročního chodu dat z Hradce Králové (Hlaváček a kol., 2004), podle něhož nabývá roční chod ozonu asi v půlce dubna maxima, předtím od začátku prosince množství ozonu prudce roste asi do půli února, od půli února do půli dubna pak jen pozvolna. Rovněž rozptyl je v dubnu znatelně menší než v předchozích měsících.

5.1.2 Tlak tropopauzy – statistické rozdělení a jeho vlastnosti

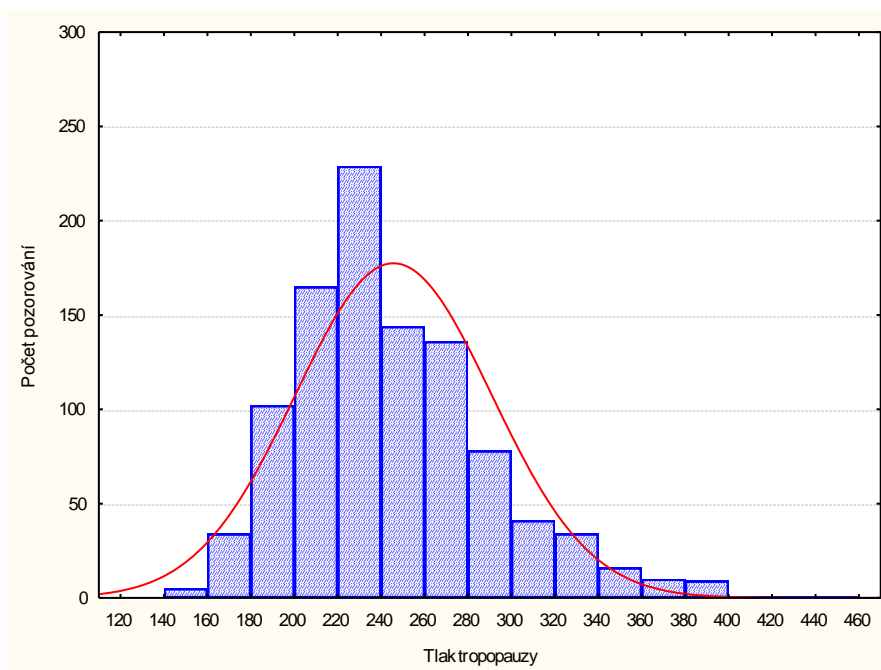
Oproti souboru měření celkového ozonu naopak soubor tlaků tropopauzy vykazuje značnou šikmost. Jak Kolmogorov-Smirnovův test, tak pohled na histogramy a normální p-grafy ukazuje, že statistické rozdělení tlaků tropopauzy normální není. Totéž potvrzuje i Lilieforsův test normality. Vzhledem k tomu, že vztah mezi výškou nad povrchem a tlakem vzduchu je logaritmický, za předpokladu, že by výška tropopauzy měla normální rozdělení, měl by pak tlak tropopauzy lognormální rozdělení. Spočítal jsem tedy logaritmy měřených hodnot a na vzniklém souboru dat opět testoval normalitu. Dle Lilieforsova testu, který jsem považoval za směrodatný, jsem však mohl i hypotézu lognormality zamítnout na 5% hladině významnosti pro celý soubor dat, leden a duben. Naopak únorová a březnová data hypotéze lognormality velmi dobře odpovídají. Z normálních p-grafů a histogramů na obr. 5.5-5.8 však vidíme, že i soubor dat za celé období výrazně lépe odpovídá lognormálnímu, než normálnímu rozdělení.



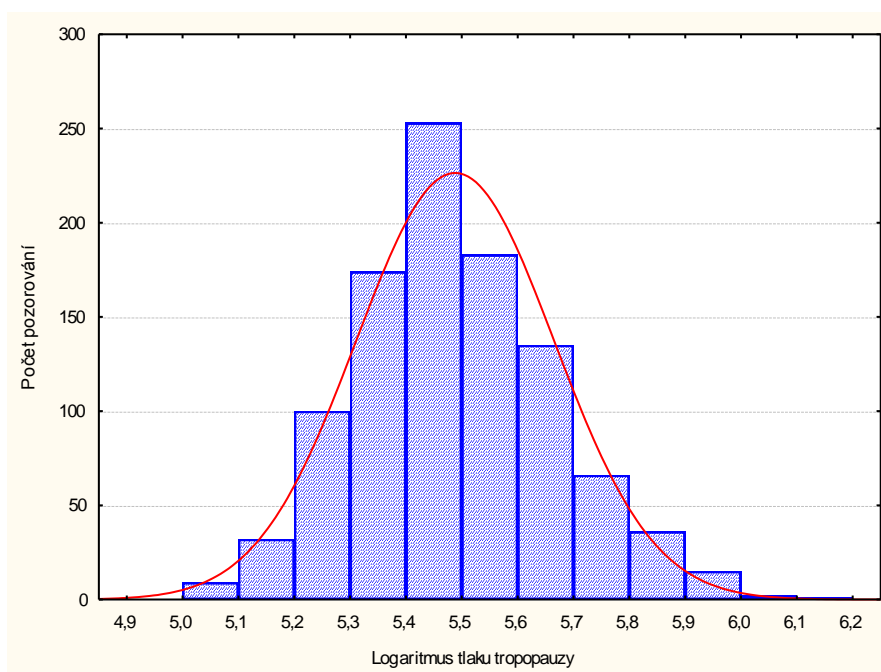
Obr. 5.5: Normální p-graf, tlak tropopauzy v období leden až duben



Obr. 5.6: Normální p-graf, logaritmus tlaku tropopauzy v období leden až duben



Obr. 5.7: Histogram tlaku tropopauzy za období leden až duben

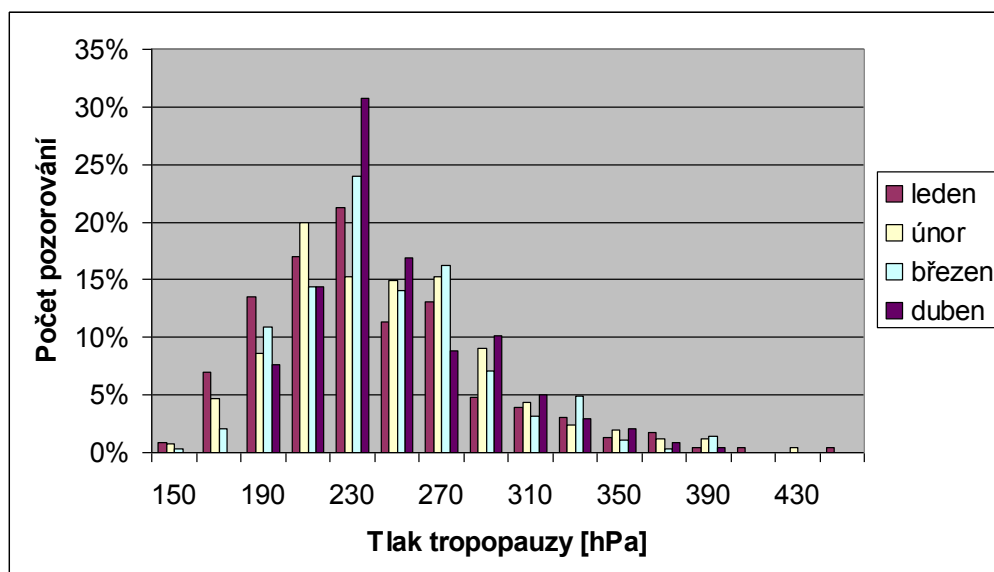


Obr. 5.8: Histogram logaritmu tlaku tropopauzy za období leden až duben

Ve frekvenční tabulce (tab. 5.4) a histogramu (obr. 5.9) vidíme srovnání tlaku tropopauzy v jednotlivých měsících. Struktura tabulky i grafu je stejná jako u tab. 5.2 a obr. 5.3, jen intervaly jsou tentokrát po 20 hPa.

Tabulka 5.4: Absolutní a relativní četnosti tlaku tropopauzy

Tropopauza hPa	leden		únor		březen		duben		1.- 4.	
	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%
140<x≤160	2	0,9	2	0,8	1	0,4	0	0,0	5	0,5
160<x≤180	16	7,0	12	4,7	6	2,1	0	0,0	34	3,4
180<x≤200	31	13,5	22	8,6	31	10,9	18	7,6	102	10,1
200<x≤220	39	17,0	51	20,0	41	14,4	34	14,3	165	16,4
220<x≤240	49	21,3	39	15,3	68	23,9	73	30,8	229	22,8
240<x≤260	26	11,3	38	14,9	40	14,1	40	16,9	144	14,3
260<x≤280	30	13,0	39	15,3	46	16,2	21	8,9	136	13,5
280<x≤300	11	4,8	23	9,0	20	7,0	24	10,1	78	7,8
300<x≤320	9	3,9	11	4,3	9	3,2	12	5,1	41	4,1
320<x≤340	7	3,0	6	2,4	14	4,9	7	3,0	34	3,4
340<x≤360	3	1,3	5	2,0	3	1,1	5	2,1	16	1,6
360<x≤380	4	1,7	3	1,2	1	0,4	2	0,8	10	1,0
380<x≤400	1	0,4	3	1,2	4	1,4	1	0,4	9	0,9
400<x≤420	1	0,4	0	0,0	0	0,0	0	0,0	1	0,1
420<x≤440	0	0,0	1	0,4	0	0,0	0	0,0	1	0,1
440<x≤460	1	0,4	0	0,0	0	0,0	0	0,0	1	0,1

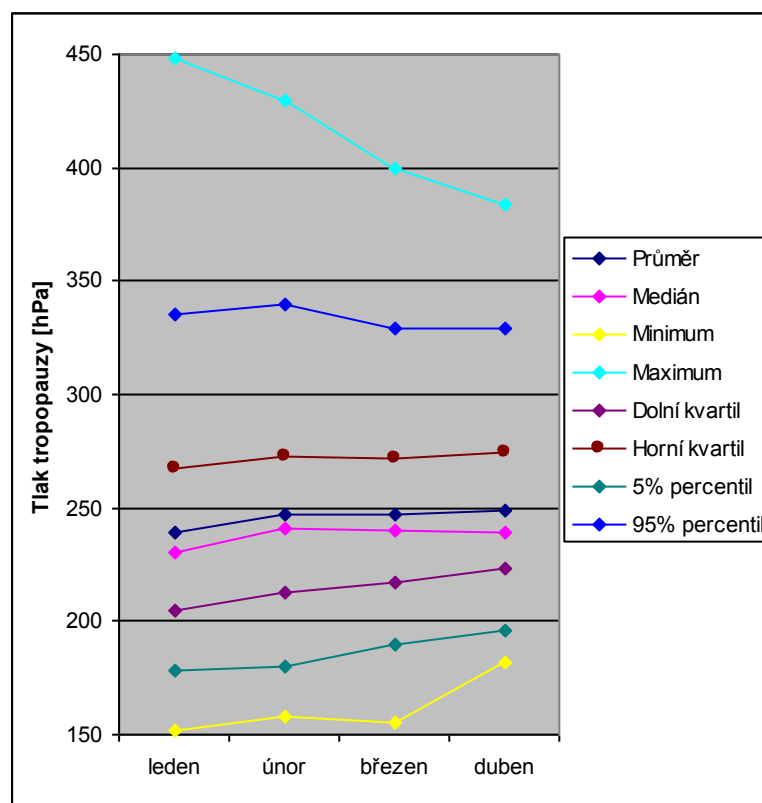


Obr. 5.9: Relativní četnosti – tlak tropopauzy, leden až duben

Už z histogramu a frekvenční tabulky vidíme, že na rozdíl od ozonových dat, tlak tropopauzy v lednu se příliš neliší od únorových a březnových hodnot, zatímco v dubnu opět dochází ke snižování rozptylu. Lépe pro další posouzení poslouží opět hodnoty vybraných statistických charakteristik použitého souboru dat. Ty jsou znázorněny v obr. 5.10 a uvedeny v tabulce 5.5.

Tabulka 5.5: Vybrané charakteristiky tlaku tropopauzy

Tropopauza [hPa]	Průměr	Medián	Minimum	Maximum	Dolní kvartil	Horní kvartil	5% percentil	95% percentil
leden	239,5	230,0	152,0	448,0	204,6	267,0	178,0	335,0
únor	247,1	241,0	158,0	430,0	213,0	273,0	180,0	340,0
březen	247,2	240,0	155,4	400,0	217,0	272,0	190,0	329,0
duben	248,4	239,0	182,0	384,0	223,0	274,0	196,0	329,0
1.- 4.	245,7	238,0	152,0	448,0	214,4	272,0	184,0	332,7



Obr. 5.10: Vybrané charakteristiky tlaku tropopauzy

Z tabulky 5.5 vidíme, že medián i průměr tlaku tropopauzy v lednu je opět nižší než ve zbytku sledovaného období, nikoli však výrazně. Dolní kvartil a 5% percentil se s postupujícím rokem přibližují k mediánu, a tedy rozptyl klesá. Horní kvartil a 95% percentil zůstává spíše konstantní. Výrazně klesají maxima, ovšem u tropopauzy s tlakem vyšším než 400 hPa je otázka zda se vzhledem k definici termické tropopauzy nejednalo spíše o nějaké extrémně silné inverze.

5.1.3 Vzájemný vztah celkového ozonu a tlaku tropopauzy

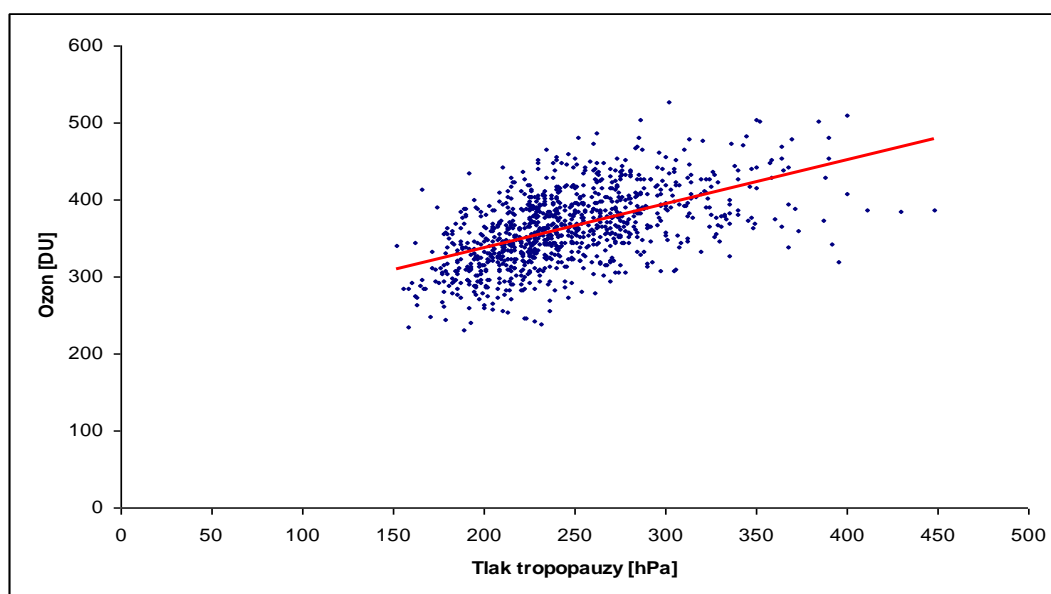
Při zkoumání vzájemných vztahů celkového ozonu a tlaku tropopauzy byly nejprve spočítány korelační koeficienty mezi těmito veličinami, regresní koeficienty lineární závislosti celkového množství ozonu na tlaku tropopauzy, a pro každou z uvedených

veličin lineární závislost na čase. Hodnoty ozonu v závislosti na tlaku tropopauzy jsou zobrazeny na obr. 5.11. Pozorováními je proložena regresní přímka.

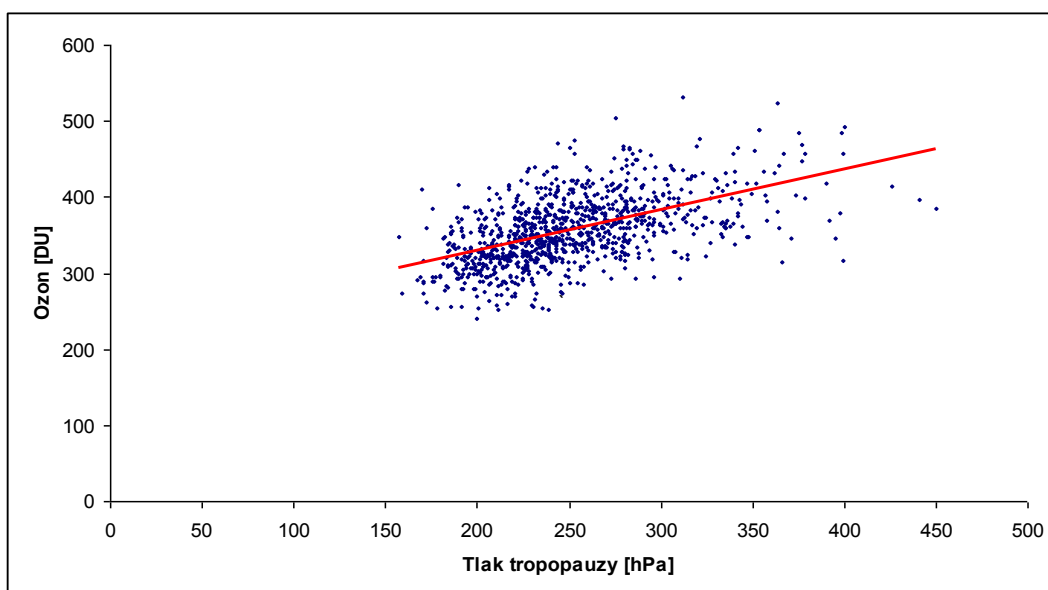
Třetina roku je období, které už je dostatečně dlouhé na to, abychom nemohli ignorovat roční chod. Odstranění ročního chodu bylo provedeno následovně:

Roční chod byl linearizován, což by pro dané období měla být dostatečná aproximace. Linearizace probíhala tím způsobem, že každému měření bylo přiřazeno pořadové číslo dne v roce, ve kterém bylo měření uskutečněno, a poté byla mezi touto novou veličinou „pořadí dne v roce“ a původní veličinou, tedy celkovým ozonem resp. tlakem tropopauzy, spočtena lineární regrese. Spočtená regresní přímka by měla reprezentovat lineární aproximaci ročního chodu za uvedené období. Při zpracování jednotlivých měsíců zvlášť byl linearizován vždy roční chod speciálně pro daný měsíc místo použití linearizace celého čtyřměsíčního období.

Dále byl linearizovaný roční chod odečten od původních veličin. Lineární závislosti na čase byly po odfiltrování ročního chodu z dat přepočteny. Výraznější změnu lze pozorovat snad jen u lednového trendu ozonu, který se změnil z $-3,9$ DU/10 let na $-4,9$ DU/10 let, ostatní odchylky byly vždy menší než 10 %, a tedy roční chod nemá na lineární časovou závislost výrazný vliv. Trend byl po vypočtení opět odečten od původních veličin po filtraci ročního chodu a bylo zpětně ověřeno, že výsledná „filtrovaná“ veličina již trend i roční chod postrádá. Závislost detrendovaných hodnot ozonu na detrendovaných hodnotách tlaku tropopauzy je zobrazena v obr. 5.12 opět s proloženou regresní přímkou.



Obr. 5.11: Závislost celkového ozonu na tlaku tropopauzy



Obr. 5.12: Závislost celkového ozonu na tlaku tropopauzy – detrendované veličiny

Jelikož předmětem zájmu této práce je vliv krátkodobých změn tlaku tropopauzy na množství ozonu, byly přepočítány korelační koeficienty a směrnice regresních přímek pro data s odfiltrovaným ročním chodem a lineárním trendem. Korelační koeficienty vykázaly po této úpravě jen velmi mírné změny (maximálně 3 % pro leden), směrnice regresních přímek vesměs mírně poklesly opět s lednovou výjimkou, neboť leden zaznamenal velmi mírný nárůst. Vypočtené regresní a korelační koeficienty jsou uvedeny v tab. 5.6 před odstraněním ročního chodu a lineárního trendu a v tab. 5.7 po těchto úpravách.

Tabulka 5.6: Korelační koeficient tlaku tropopauzy a množství ozonu, směrnice regresní přímky (b) a lineární trend celkového ozonu a tlaku tropopauzy

	počet měření	korelační koeficient	b [DU/hPa]	trend tropopauzy [hPa/10let]	trend ozonu [DU/10let]	p-level 0,05 korelace
1.- 4.	1006	0,539	0,573	-6,57	-14,2	0,062
leden	230	0,571	0,536	-6,20	-3,9	0,129
únor	255	0,476	0,513	-4,73	-12,1	0,123
březen	284	0,572	0,592	-9,79	-19,6	0,116
duben	237	0,613	0,554	-4,06	-13,9	0,127

Tabulka 5.7: Korelační koeficient tlaku tropopauzy a množství ozonu, směrnice regresní přímky (b) a lineární trend celkového ozonu a tlaku tropopauzy – filtrované veličiny

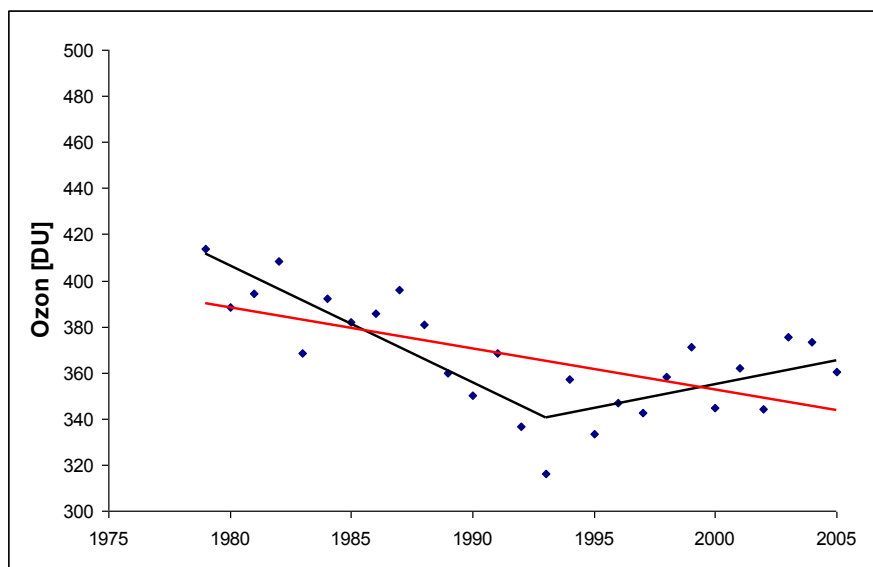
	počet měření	korelační koeficient	b [DU/hPa]	trend tropopauzy [hPa/10let]	trend ozonu [DU/10let]	p-level 0,05 korelace
1.- 4.	1006	0,541	0,535	-6,56	-14,2	0,062
leden	230	0,596	0,547	-5,90	-4,9	0,129
únor	255	0,467	0,487	-4,71	-11,8	0,123
březen	284	0,546	0,528	-9,89	-19,7	0,116
duben	237	0,621	0,538	-4,07	-13,9	0,127

V posledním sloupci obou tabulek je uvedena kritická hodnota korelačních koeficientů pro 5% hladinu významnosti při daném počtu měření. Pokud je hodnota korelačního koeficientu větší než tato hodnota, pak lze považovat vzájemnou vazbu sledovaných veličin za prokázanou. Vzhledem k tomu, že korelační koeficienty se pohybovaly v intervalu 0,47-0,62, je statistická vazba mezi tlakem tropopauzy a celkovým množstvím ozonu nesporný. U korelačních koeficientů pozorujeme výrazné meziměsíční změny, ovšem při daném počtu měření je stále ještě není možné považovat za statisticky významné. Regresní koeficienty ve všech případech odpovídají úbytku ozonu přibližně o 0,5 DU na každý 1 hPa posunu tropopauzy vzhůru.

Dále bylo sledováno, jak výrazný vliv mají odlehlé body na regresní koeficient, jelikož se většinou vyskytovaly pod regresní přímkou. Když bylo ze sledovaného souboru dat odebráno 5 % údajů s nejvyššími hodnotami tlaku tropopauzy, regresní koeficient vzrostl, ovšem pouze z 0,53 na 0,55, tudíž vliv těchto bodů není příliš významný.

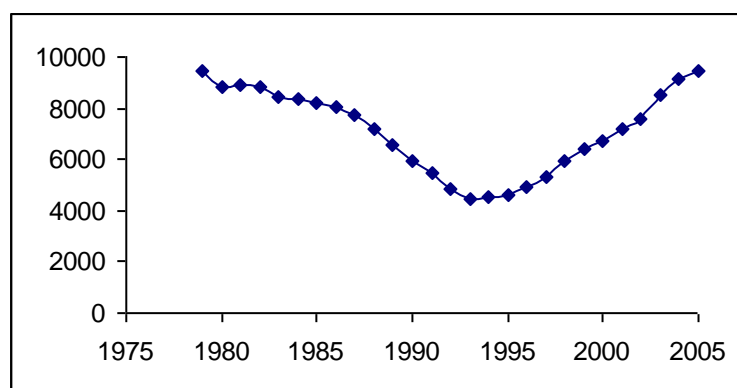
V 90 % případů se tropopauza nachází v oblasti ohraničené tlakovými hladinami 184 hPa a 333 hPa, tedy změny tlaku tropopauzy v tomto rozpětí odpovídají změnám množství celkového ozonu o 75 DU. Z hlediska dlouhodobého lineárního trendu se tropopauza postupně posouvá vzhůru, tedy do hladin s nižším tlakem, přičemž březnový posuv je téměř dvojnásobný oproti zbylým třem sledovaným měsícům. Tyto změny představují asi 2-4 % za deset let. Mezi lineárními trendy ozonu jsou ještě výraznější rozdíly. Zatímco

v lednu je úbytek ozonu sice znatelný, ale nijak vysoký – asi 1,5 % za deset let, úbytek březnových hodnot ozonu přesahuje 5 % za deset let, což odpovídá asi 50 DU za sledované dvacetišestileté období.

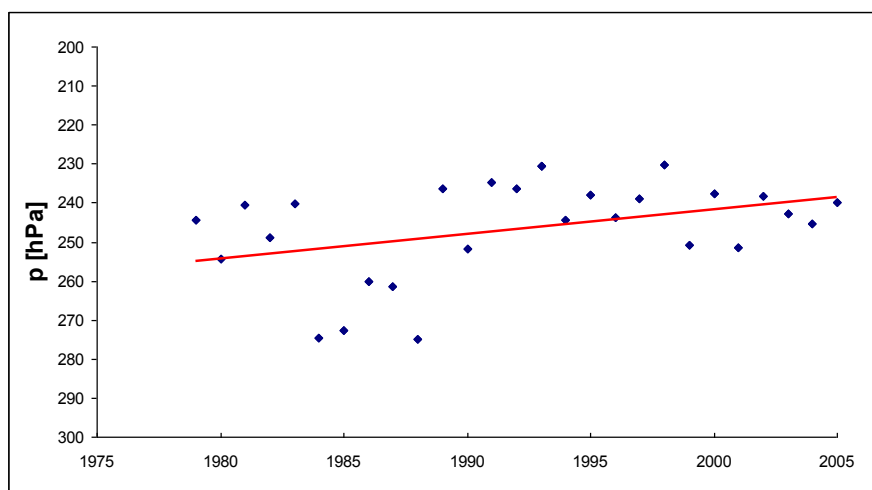


Obr. 5.13: Průměrný ozon za období leden až duben v letech 1979 – 2005

Na obr. 5.13 je zobrazeno průměrné množství ozonu v období leden až duben v letech 1979 – 2005. Červená čára na obr. 5.13 je lineární trend. Z obrázku je vidět, že lineární trend není v daném období nejlepší aproximací. Proto byla testována jednak kvadratická aproximace a jednak lomená čára, která popisuje v daném případě trend ozonu nejlépe. Na obr. 5.13 je znázorněna černou křivkou. Bod zlomu a směrnice polopřímek byly hledány metodou nejmenších čtverců. Závislost nejmenšího možného součtu čtverců od jednou lomené čáry při daném roku zlomu udává obr. 5.14. Zřetelné minimum, a tedy nejvhodnější rok pro umístění bodu zlomu spadá do roku 1993. Lomená čára je složena ze dvou úseček, které v období 1979 – 1993 odpovídají silnému trendu -49 DU/10 let, zatímco v letech 1994 – 2005 pozorujeme naopak nárůst 21 DU/10 let. Bod zlomu a směrnice polopřímek byly hledány metodou nejmenších čtverců. Otázkou zůstává, do jaké míry se jedná o náhodné krátkodobé změny a do jaké míry jde o pozitivní důsledky Montrealského protokolu z roku 1987 a jeho dodatků, tedy dohody o omezení freonových plynů.



Obr. 5.14: Závislost minimální sumy čtverců odchylek průměrného ozonu v jednotlivých letech od jedné lomené čáry na daném roce, ve kterém se nachází bod zlomu.



Obr. 5.15: Průměrný tlak tropopauzy za období leden až duben v letech 1979 – 2005

Na obr. 5.15 jsou průměrné hodnoty tlaku tropopauzy v období leden až duben v letech 1979 – 2005. Červená příčka opět odpovídá lineárnímu trendu. Z obrázku je zřejmé, že u tlaku tropopauzy k žádnému zlomu trendu na začátku devadesátých let nedošlo. Vzhledem k velmi těsné vazbě tlaku tropopauzy a množství ozonu by se tedy dalo usuzovat, že zlom v trendu celkového množství ozonu by opravdu mohl být antropogenního původu. Rovněž Fahey a kol. (2002) uvádí minimum globálního ozonu v roce 1993, dále předpovídá nárůst a postupné obnovování ozonové vrstvy.

Vzhledem k tomu, že v Hoinka a kol. (1996) jsou počítány podobné charakteristiky pro měření ozonu v Hohenpeissenbergu a tropopauzy v Mnichově, nabízí se srovnání zde vypočítaných výsledků a výsledků z Německa. Místa, kde byl měřen ozon a tropopauza,

byla od sebe vzdálena asi 50 km, takže i v tomto je tento případ podobný našemu. Vzhledem k tomu, že tento článek se týká rovněž středoevropské oblasti, daly by se očekávat podobné výsledky. Hoinka a kol. (1996) uvádí průměrné množství ozonu 330,3 DU nad Hohenpeissenbergem a průměrný tlak tropopauzy nad Mnichovem měřený radiosondážemi 230,0 hPa. V našem případě vyšly hodnoty 333 DU a 239,5 hPa, tedy podobné, jen o něco málo vyšší. Ovšem v Německu se jednalo o celoroční měření z období let 1974 – 1993, zatímco naše data jsou pouze ze zimního a jarního období let 1979 – 2005, ve kterém mívá roční chod obou veličin maximum. Dalším příspěvkem ke zmenšení rozdílu srovnávaných hodnot je fakt, že v České republice probíhaly v pozdějším období, což při záporném lineárním trendu implikuje snížení průměrných hodnot. Celkově je tedy možno pouze říci, že obě veličiny v České republice nabývají podobných hodnot jako v jižním Německu, k přesnějšímu srovnání však chybí údaje o výsledcích měření ve shodných obdobích. Lineární trendy byly v Německu vypočteny na -3,7 %/10 let pro celkový ozon a -3,0 %/10 let pro tlak tropopauzy. Zde, pokud vydělíme vypočtené lineární trendy dlouhodobým průměrem, získáme lineární trendy -3,9 %/10 let pro celkový ozon a -2,7 %/10 let pro tlak tropopauzy. Výsledky jsou tedy ve velmi dobré shodě. Korelační koeficienty byly počítány pro celý rok a pro jednotlivá tříměsíční období: prosinec-únor, březen-květen, červen-srpen a září-listopad. V této práci není žádné období identické, ale sledované období leden-duben se překrývá se zimním a jarním obdobím v Hoinka a kol. (1996). Korelační koeficienty vyšly 0,46-0,53 v Německu respektive 0,47-0,62 v České republice, tedy opět velmi podobné, můžeme tedy říci, že podle předpokladů je chování tlaku tropopauzy a celkového množství ozonu v rámci střední Evropy velmi podobné.

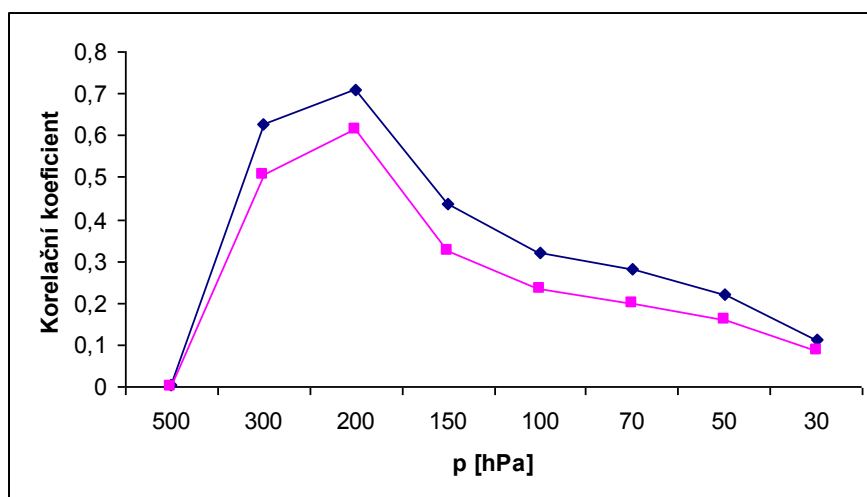
5.2 Vliv tlaku tropopauzy na vertikální profil ozonu

Tato kapitola se zabývá vzájemným vztahem tlaku tropopauzy a vertikálního profilu ozonu. Vertikální profily ozonu byly, stejně jako tlak tropopauzy, měřeny sondážemi v Praze – Libuši. Ozonové sondáže dávají informaci o rozvrstvení ozonu na rozdíl od spektrofotometrických měření, z nichž se dozvíme pouze celkové množství ozonu. Nevýhodou sondážních měření profilu ozonu je fakt, že měřicí sondy se dostanou jen zřídka výrazněji nad hladinu 10 hPa, a asi v 10 % případů nedosáhnou ani hladiny 20 hPa. Vzhledem k tomu, že tyto hladiny stále ještě výraznou měrou přispívají k ozonové vrstvě, postrádáme u sondážních měření přesnou informaci o celkovém množství ozonu.

Jednotlivá data získaná ozonovou sondou byla měřena během výstupu v pravidelných časových intervalech (v podstatě sondy prováděly měření tak často, jak jim to jejich technické vybavení dovolilo). Z toho vyplývá, že hladiny, v nichž byly údaje proměřeny, nebyly ekvidistantní, nýbrž jejich rozvrstvení záviselo na aktuální rychlosti výstupu sondy. Po přechodu ze starého typu sondy Brewer Mast na nový typ ECC v roce 1992 se navíc výrazně zvýšila hustota dat měřených sondou. Pro účely sledování dlouhodobějšího chování profilů ozonu bylo potřeba používaná data nějakým způsobem unifikovat.

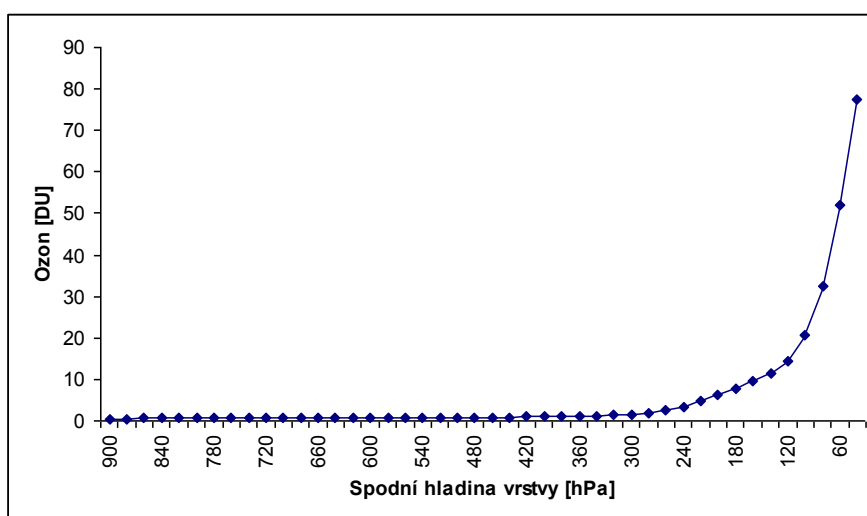
Nabízely se dvě možnosti jak toto provést. První byla sledovat parciální tlak ozonu v jednotlivých zvolených hladinách, při linearizaci profilu mezi jednotlivými proměřenými hladinami. V některých případech měly sondy v části profilu výpadky měření, zejména v období zavádění nového typu radiosondy. Takové části profilů nebyly linearizovány, nýbrž zcela vynechány, jelikož vzdálenost hladin mezi dvěma měřeními byla příliš velká na to, aby měla linearizace smysl. Druhou možností bylo integrovat množství ozonu přes vrstvy atmosféry o určité tloušťce, opět za předpokladu lineárního průběhu profilu ozonu mezi proměřenými hladinami.

Zvolena byla druhá možnost, jelikož tato varianta by měla eliminovat méně výrazné výchylky v profilu parciálního tlaku ozonu. Ozon byl integrován vždy přes vrstvy tloušťky 20 hPa od hladiny 900 hPa po hladinu 20 hPa. Pro naše účely bylo k dispozici 1041 profilů ozonu (silně porušené profily byly vyřazeny), z nich 946 bylo proměřeno v celé sledované oblasti 900-20 hPa, tedy asi 90 %. Nad hladinou 20 hPa již byly k dispozici údaje z výrazně menšího počtu sondáží, což je důvodem, proč části profilů sahající výše již nebyly zkoumány.

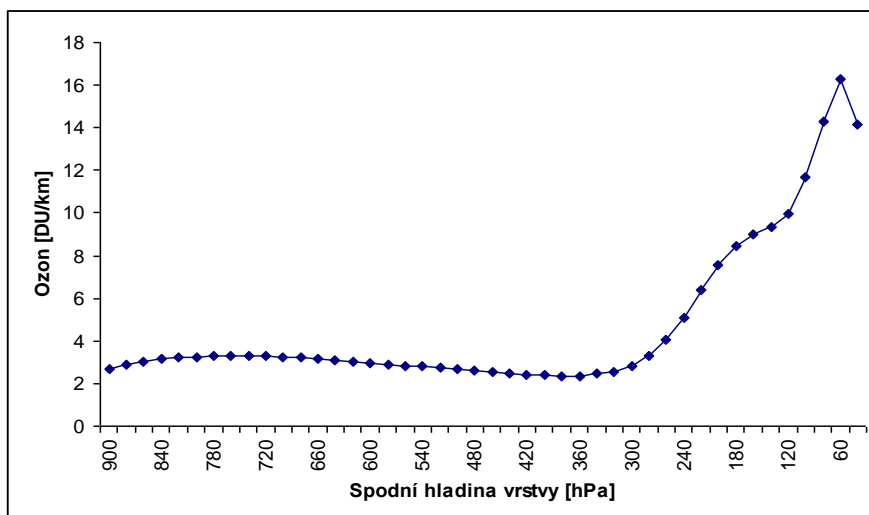


Obr. 5.16: Korelace tlaku tropopauzy a koncentrací ozonu ve standardních tlakových hladinách – fialová křivka; korelace tlaku tropopauzy a ozonu integrovaného přes vrstvu tloušťky 20 hPa – modrá křivka

Korelační koeficienty tlaku tropopauzy a ozonu integrovaného přes vrstvy o tloušťce 20 hPa znázorňuje na obr. 5.16 modrá lomená čára, fialová čára znázorňuje korelační koeficient tlaku tropopauzy a parciálního tlaku ozonu v daných tlakových hladinách. Vyšších hodnot korelací ve všech případech dosahuje ozon integrovaný přes vrstvu dané tloušťky, což odpovídá předpokladu, že v tomto případě dochází ke snížení vlivu laminací v profilu ozonu nesouvisejících s tlakem tropopauzy, ale spíše s aktuálními meteorologickými a chemickými podmínkami v dané hladině.

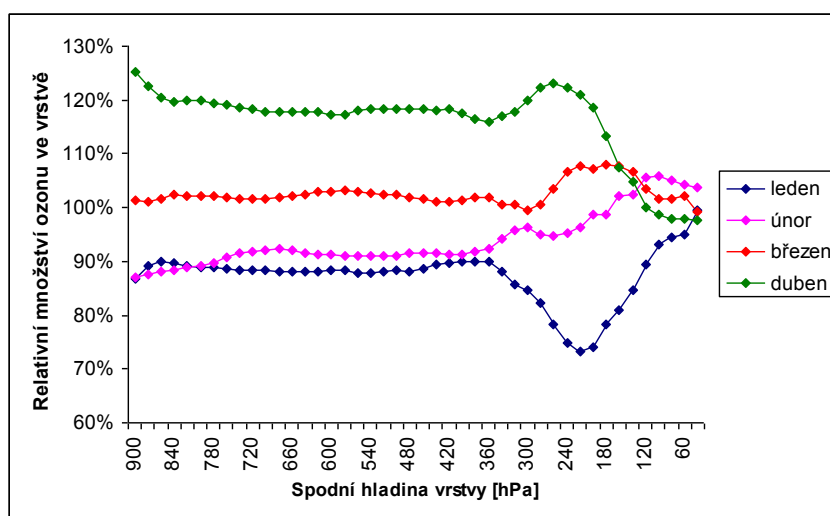


Obr. 5.17: Průměrné množství ozonu ve vrstvách tloušťky 20 hPa



Obr. 5.18: Průměrná výšková hustota ozonu ve vrstvách tloušťky 20 hPa

Na obr. 5.17 jsou znázorněny získané průměrné hodnoty množství ozonu v tlakových vrstvách tloušťky 20 hPa v období leden až duben. Jednoznačně rostoucí graf není nijak překvapivý, jelikož s klesajícím tlakem mají vrstvy konstantní tlakové tloušťky rostoucí reálnou tloušťku a tedy i obsahují více ozonu. Proto byla pomocí rovnice hydrostatické rovnováhy přibližná tloušťka jednotlivých vrstev a průměrné množství ozonu přepočteno na průměrný ozon na jeden kilometr výšky, což je zobrazeno na obr. 5.18. Z obr. 5.18 vidíme, že v troposféře je přibližně konstantní hustota ozonu okolo 2 DU/km, ve stratosféře narůstá až k maximu 16 DU/km ve vrstvě 60-40 hPa.



Obr. 5.19: Relativní množství ozonu ve vrstvách tloušťky 20 hPa v jednotlivých měsících vzhledem k průměru za období leden až duben

Na obr. 5.19 je znázorněno relativní množství ozonu (průměrné hodnoty pro jednotlivé měsíce) vzhledem k průměrům počítaným ze všech čtyř měsíců dohromady. Zatímco v lednu a únoru jsou troposférické koncentrace ozonu téměř identické, v březnu jsou asi o 10 % a v dubnu asi o 30 % vyšší. Ve spodní stratosféře jsou lednové koncentrace znatelně snižené oproti ostatním měsícům, s rostoucí výškou se pak koncentrace vyrovnávají a asi od hladiny 80 hPa výše jsou koncentrace téměř shodné ve všech čtyřech sledovaných měsících. Sledujeme-li relativní četnosti tlaku tropopauzy, zjistíme, že pod hladinou 280 hPa se relativní četnosti v lednu výrazně neliší od relativních četností v ostatních měsících. Až nad touto hladinou se tropopauza v průměru vyskytuje v lednu výše než ve zbylých třech sledovaných měsících. Protože propad lednových množství ozonu je pozorován už od hladiny 360 hPa výše, s minimem ve vrstvě 220-200 hPa, nesouvisí pravděpodobně s tlakem tropopauzy, která by se projevila až ve vyšších hladinách.

Při odečtení integrovaného ozonu od celkového zůstane číslo odpovídající množství ozonu od země po hladinu 900 hPa plus ozon od hladiny 20 hPa výše. Vzhledem k relativně nízkým koncentracím přízemního ozonu lze nízké hladiny zanedbat (vzhledem k hodnotám těsně nad hladinou 900 hPa lze očekávat, že od povrchu Země do hladiny 900 hPa se nachází asi 2-5 DU, což činí přibližně 5 % ozonu nad hladinou 20 hPa). Rozdíl mezi celkovým ozonem a ozonem integrovaným mezi hladinami 900 hPa a 20 hPa lze tedy považovat za množství ozonu v atmosféře nad hladinou 20 hPa. Takto je vyznačena na obr. 5.20 a dále. Chyba této hodnoty je navíc navýšena o rozdíl množství celkového ozonu nad Hradcem Králové a Prahou, ovšem i tak dává alespoň přibližnou informaci o koncentracích ozonu ve vyšších, sondami často již neměřených vrstvách stratosféry.

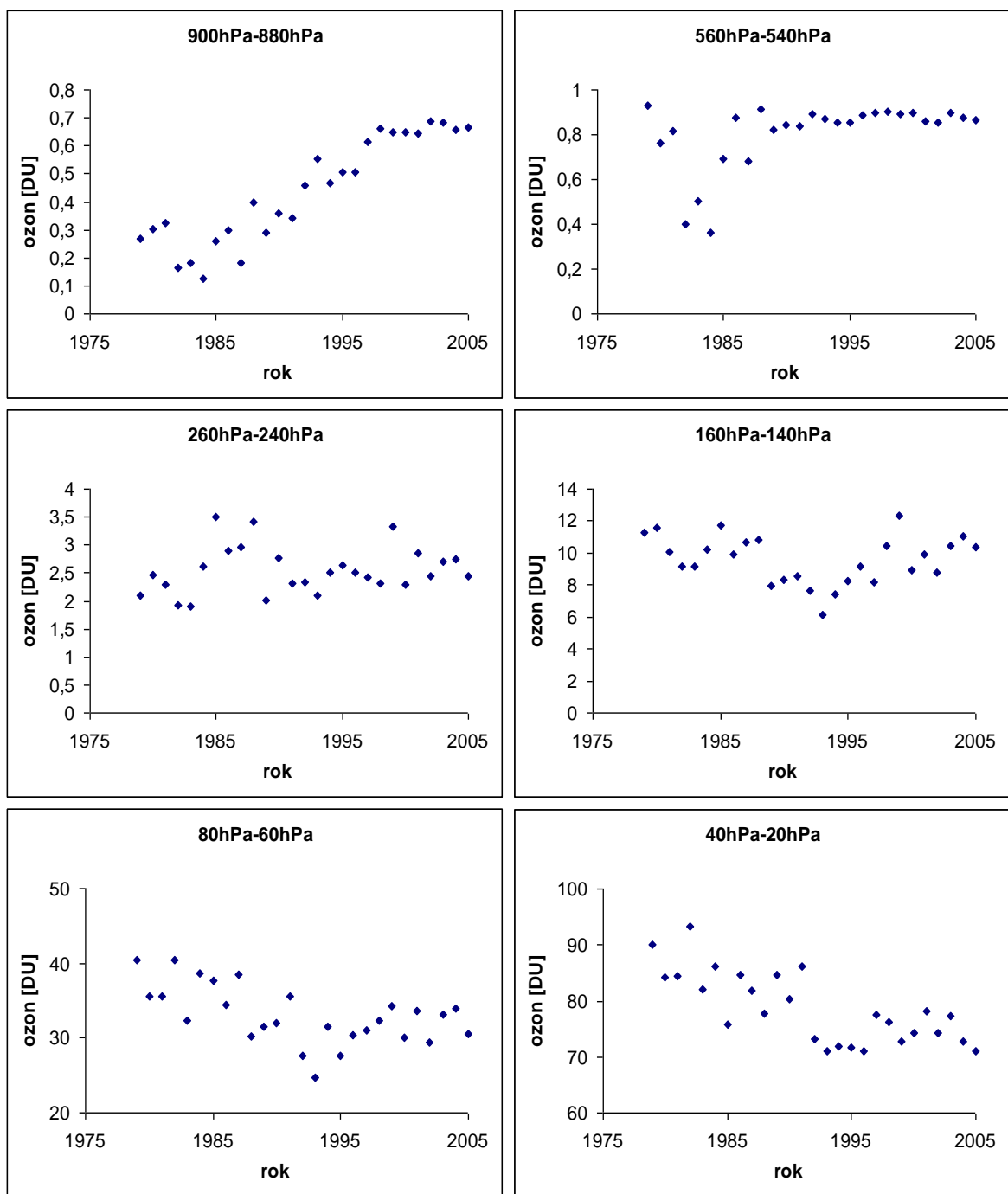
Po integraci ozonových profilů přes vrstvy tloušťky 20 hPa byl zkoumán časový vývoj množství ozonu v těchto vrstvách. Nejprve byla vypočtena lineární časová závislost množství ozonu v tlakových vrstvách v období 1979 – 2005. Vypočtené relativní změny množství ozonu (podíl lineárního trendu ozonu a střední hodnoty ve sledovaném období) jsou uvedeny v tabulce 5.8.

V kapitole 5.1 bylo zjištěno, že lineární časový trend nemusí být vhodnou aproximací časového průběhu celkového ozonu. Totéž se dá předpokládat o množství ozonu v tlakových hladinách, proto byly rovněž graficky kontrolovány průměrné hodnoty množství ozonu ve vrstvách z jednotlivých let. Pro vybrané vrstvy jsou zobrazeny v obr. 5.20. Množství ozonu v nižších vrstvách troposféry má v letech 1981 – 1996 rostoucí tendenci, ovšem v poslední dekádě jsou hodiny již spíše konstantní. S rostoucí výškou se

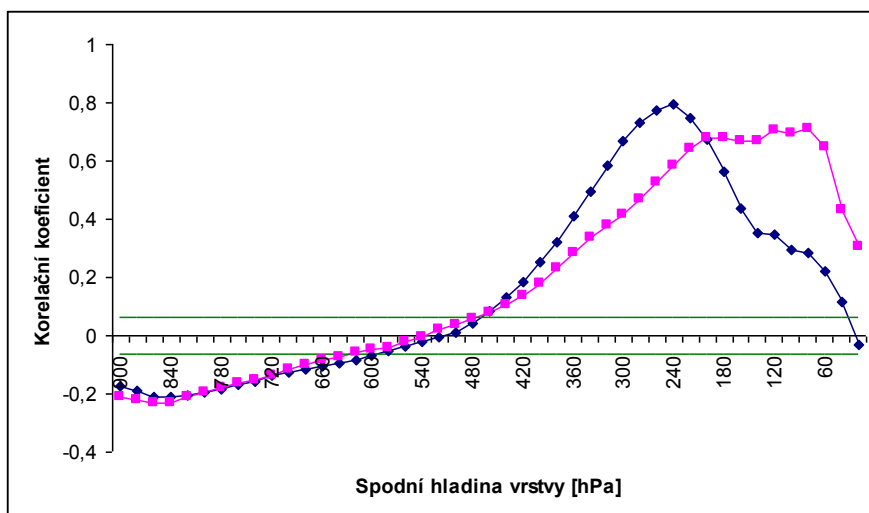
vyrovnávají a v oblasti 440-180 hPa již o časovém trendu nelze hovořit. V letech 1982 – 1984 pozorujeme výrazně snížené množství troposférického ozonu v hladinách 900-360 hPa. V oblasti častých výskytů tropopauzy (např. vrstva 260-240 hPa na obr. 5.20) vidíme zřetelné zvýšení koncentrací v letech 1984 – 1988, tedy právě v letech, kdy byla tropopauza níže než obvykle. V tomto směru se projevuje velmi těsná vazba mezi tlakem tropopauzy a množstvím ozonu v těchto vrstvách, ovšem množství ozonu v těchto vrstvách na rozdíl od tlaku tropopauzy postrádají výrazný časový trend. Od hladiny 180 hPa po 80 hPa je zřetelný pokles množství ozonu do roku 1993 a následný vzestup stejně, jako byl pozorován u ročních průměrů celkového ozonu. V hladinách s tlakem nižším než 80 hPa lze rovněž pozorovat zlom okolo roku 1993, ovšem po poklesu do tohoto roku nenásleduje vzestup, ale hodnoty množství ozonu zůstávají přibližně konstantní. V nejvyšší vrstvě, tedy nad hladinou 20 hPa, pozorujeme soustavný pokles množství ozonu a žádný zlom není pozorovatelný. Lze tedy konstatovat, že obnovování ozonové vrstvy započaté v 90. letech minulého století se nejvíce projevuje v nejnižších vrstvách stratosféry a postupně se šíří do vyšších vrstev. Většina hladin vykazuje po roce 1991 snížení rozptylu, což je způsobeno větší přesností měření od roku 1992 s novým typem sondy.

Tabulka 5.8: Relativní časové změny množství ozonu v tlakových vrstvách

Vrstva [hPa]	Relativní změna množství ozonu [%/10let]	Vrstva [hPa]	Relativní změna množství ozonu [%/10let]	Vrstva [hPa]	Relativní změna množství ozonu [%/10let]
900-880	34,0	600-580	14,4	300-280	2,1
880-860	32,4	580-560	13,5	280-260	3,1
860-840	30,7	560-540	12,5	260-240	3,9
840-820	28,8	540-520	11,7	240-220	3,4
820-800	26,9	520-500	11,2	220-200	2,8
800-780	25,2	500-480	10,7	200-180	2,3
780-760	23,7	480-460	9,9	180-160	1,0
760-740	22,3	460-440	9,0	160-140	-0,2
740-720	21,0	440-420	8,4	140-120	-2,4
720-700	20,0	420-400	7,3	120-100	-5,4
700-680	18,9	400-380	7,1	100-80	-5,6
680-660	17,8	380-360	6,6	80-60	-7,3
660-640	16,7	360-340	5,3	60-40	-8,0
640-620	15,9	340-320	4,5	40-20	-7,3
620-600	15,2	320-300	3,1	20-0	-5,2



Obr. 5.20: Časový vývoj množství ozonu ve vybraných tlakových vrstvách



Obr. 5.21: Korelace tlaku tropopauzy resp. celkového ozonu a množství ozonu v jednotlivých tlakových vrstvách tloušťky 20 hPa

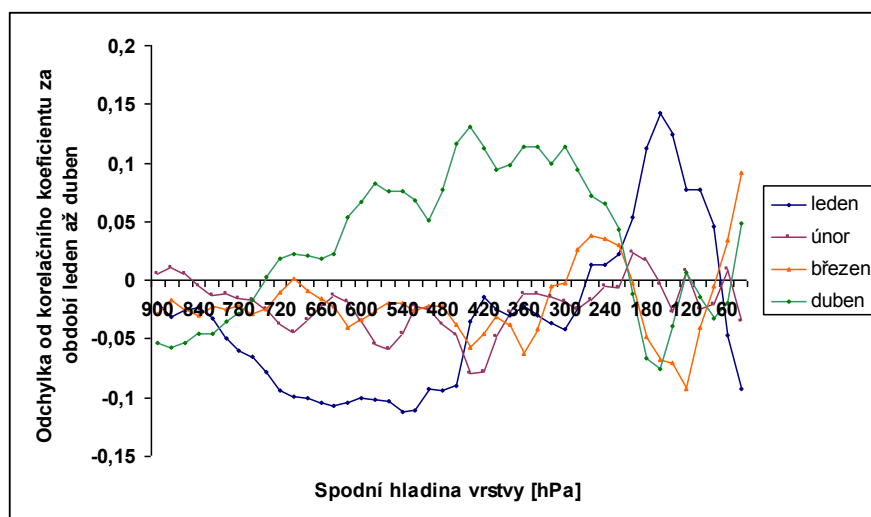
Dále byly počítány korelační koeficienty tlaku tropopauzy a množství ozonu v jednotlivých tlakových vrstvách tloušťky 20 hPa. Rovněž byly spočteny korelační koeficienty ozonu v tlakových vrstvách a celkového množství ozonu. Vypočtené hodnoty jsou zobrazeny na obr. 5.21 modrou, respektive fialovou křivkou. Zelené přímky na obrázku odpovídají kritické hodnotě testu nulové hypotézy pro 5% hladinu významnosti při daném počtu měření.

Korelační koeficienty tlaku tropopauzy vyznačené v obr. 5.21 výborně odpovídají jednoduché představě profilu ozonu, podle které je množství ozonu pod tropopauzou minimální, těsně nad ní začínají koncentrace prudce narůstat a ve vyšších hladinách opět klesají. Tato představa implikuje vysoké hodnoty korelací ve vrstvách s největšími četnostmi výskytu tropopauzy, za které lze považovat vrstvu 210-270 hPa. V těchto hladinách dosahovaly korelace hodnot 0,73-0,79 s maximem ve vrstvě 240-220 hPa. V dostatečné výšce nad tropopauzou pak její vliv na koncentrace ozonu klesá, což je ve shodě s výsledky, které uvádí Steinbrecht a kol. (1998). Za povšimnutí rovněž stojí statisticky významné záporné korelace tlaku tropopauzy s troposférickým ozonem, což je opět ve shodě se Steinbrecht a kol. (1998).

Korelace celkového množství ozonu a ozonu v jednotlivých vrstvách z obr. 5.21 dávají zajímavé výsledky zejména ve srovnání s průměrným množstvím ozonu ve vrstvách znázorněným na obr. 5.17. Korelace sice až do hladiny 160 hPa rostou ve shodě

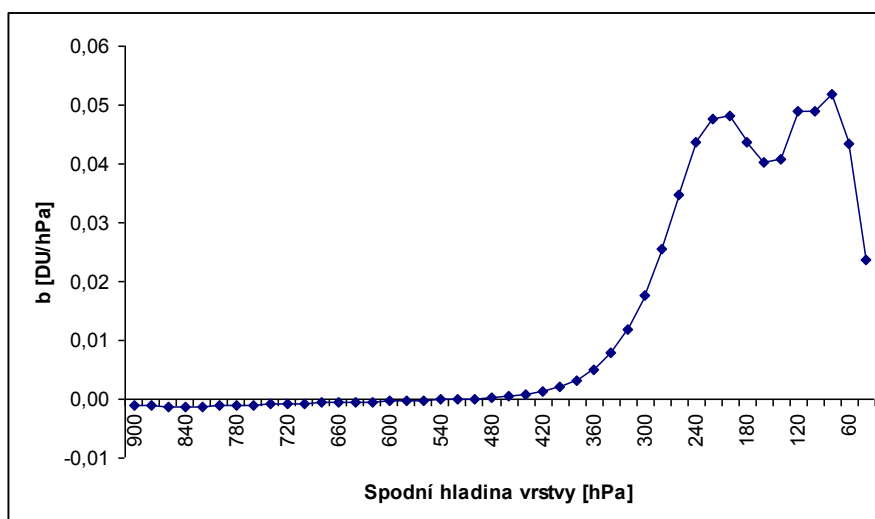
s rostoucím množstvím ozonu ve vrstvách, dále až po hladinu 60 hPa zůstávají přibližně konstantní okolo hodnoty 0,7 a od hladiny 60 hPa výše klesají. Toto lze vysvětlovat snižujícím se rozptylem množství ozonu ve výše položených vrstvách, jelikož rozptyl je ze značné části způsoben změnami tlaku tropopauzy. Na vrstvy dostatečně vysoko nad tropopauzou nemají její výškové změny výrazný vliv.

Na obr. 5.22 je srovnání korelací tlaku tropopauzy a ozonu v tlakových vrstvách pro jednotlivé měsíce. Do grafu jsou zaneseny odchylky v daném měsíci od korelačního koeficientu příslušejícího celému sledovanému čtyřměsíčnímu období. Graf spolu s obr. 5.21 poukazuje na zvýšené lednové záporné korelace středních vrstev troposféry (760-500 hPa) a naopak snížené dubnové. V hladinách 500-200 hPa přechází záporné korelace v kladné, a protože duben má stále pozitivní výchylky a leden negativní, jsou dubnové pozitivní korelace vyšší než lednové. Ve výškách nad 200 hPa je vliv tropopauzy v lednu na množství ozonu pro změnu znatelně vyšší než v únoru až dubnu. Křivky všech čtyř měsíců se téměř setkávají právě v oblasti s nejčastějším výskytem tropopauzy, a tedy i nejvyšších korelačních koeficientů. Rozdíly korelačních koeficientů mezi jednotlivými měsíci dosahují až 0,2, tedy jsou statisticky významné. Mezi březnovým a únorovým profilem těchto korelačních koeficientů pak nejsou výrazné rozdíly.



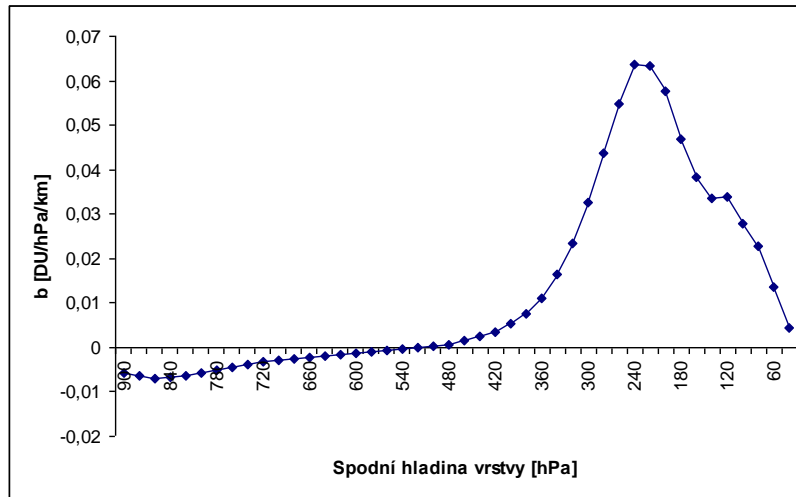
Obr. 5.22: Korelace tropopauzy a ozonu v tlakových vrstvách – odchylky měsíců od průměru

Kromě korelací byly vypočteny i regresní koeficienty lineární závislosti množství ozonu v dané vrstvě na tlaku tropopauzy. Směrnice regresních přímk vyjadřují, jak se změní množství ozonu v dané vrstvě při posunu tlaku tropopauzy o 1 hPa a jsou zobrazeny v obr. 5.23. Součet těchto koeficientů dává ve shodě s kapitolou 5.1 změnu celkového ozonu asi o 0,5 DU na 1 hPa změny tlaku tropopauzy. Jak známo, regresní koeficienty závisí na těsnosti vazby mezi veličinami vyjádřené pearsonovým korelačním koeficientem a na rozptylu obou sledovaných veličin. Tím je způsobeno dvojité maximum zřetelné na obr. 5.23, jelikož korelační koeficienty dosahují maxima ve vrstvě 240-220 hPa, zatímco rozptyl ozonu v tlakových vrstvách monotónně roste.



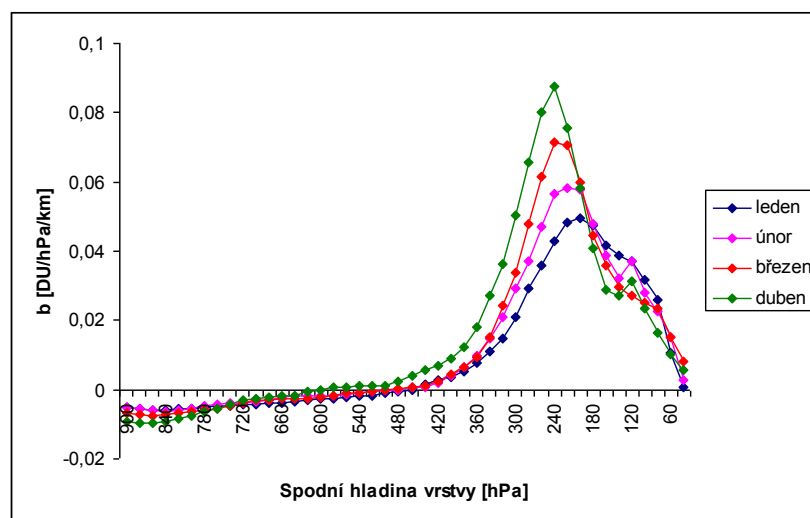
Obr. 5.23: Směrnice regresních přímk mezi tlakem tropopauzy a množstvím ozonu v tlakových vrstvách tloušťky 20 hPa

Dále byly tyto regresní koeficienty přepočítány na 1 km tloušťky každé z vrstev, což dobře vyjadřuje vliv změn tlaku tropopauzy na koncentrace ozonu v jednotlivých tlakových vrstvách. Tyto přepočtené koeficienty jsou zobrazeny na obr. 5.24. Přestože výšková hustota použitá místo celkového ozonu ve vrstvách rovněž roste monotónně až do hladiny 40-20 hPa, pokles korelačních koeficientů tlaku tropopauzy a ozonových koncentrací nad hladinou 220 hPa převažuje a výsledná křivka má jednoduché maximum ve vrstvě 240-220 hPa. Tato křivka tedy opět poukazuje na výrazný vliv tlaku tropopauzy na množství ozonu ve vrstvách jejího výskytu, který klesá s rostoucí vzdáleností od tropopauzy jak dolů tak nahoru.



Obr. 5.24: Směrnice regresních přímek mezi tlakem tropopauzy a množstvím ozonu v tlakových vrstvách tloušťky 20 hPa přepočtené na 1 km tloušťky vrstvy

Totéž bylo vypočteno pro každý ze sledovaných měsíců zvlášť. Výsledné směrnice regresních přímek přepočtené na 1 km tloušťky vrstvy jsou znázorněny v obr. 5.25. Od ledna do dubna se maximum křivek zvyrazňuje a posunuje do nižších hladin. Zatímco v lednu jsou maximální změny výškové hustoty ozonu ve vrstvě 200-180 hPa a dosahují hodnoty 0,05 DU/hPa/km, v dubnu je maximum ve vrstvě 240-220 hPa a dosahuje téměř dvojnásobné hodnoty, tedy 0,09 DU/hPa/km. Zdá se tedy, že v dubnu má tropopauza intenzivnější vliv na množství ozonu ve svém bezprostředním okolí, oproti tomu v lednu více ovlivňuje množství ozonu ve vrstvách relativně vysoko nad ní.

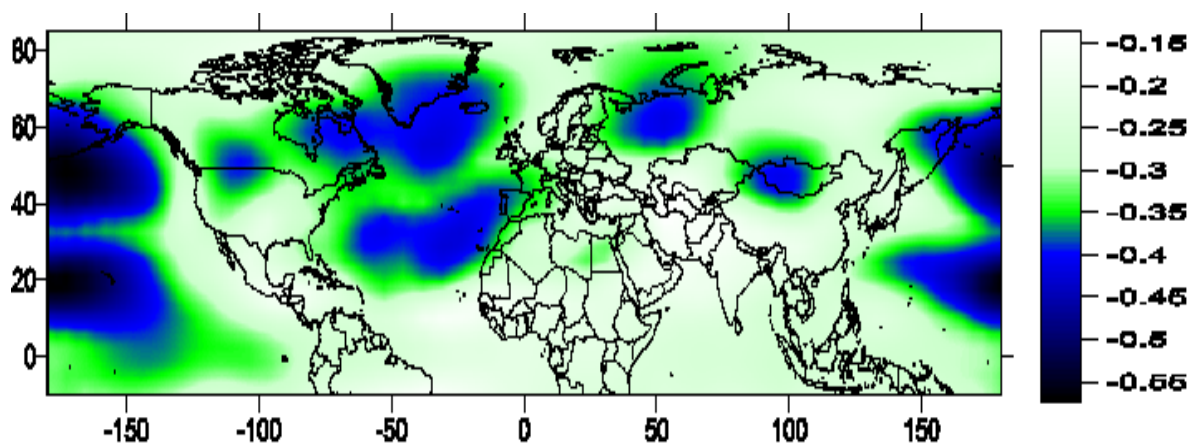


Obr. 5.25: Směrnice regresní přímky přepočtená na 1 km tloušťky vrstvy – jednotlivé měsíce

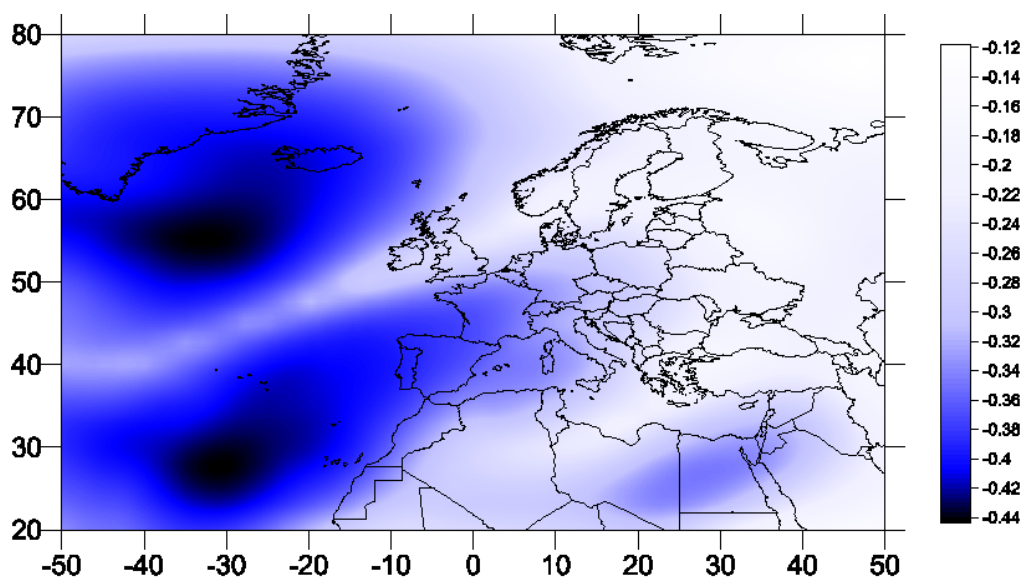
5.3 Mody variability geopotenciálních polí

Mody variability byly pomocí PCA počítány pro pole geopotenciálu v hladinách 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 a 10 hPa. Pro výpočet byla použita data z NCAR/NCEP reanalýz (viz kap. 4) v pravidelné síti uzlových bodů o vzdálenosti 2,5° zeměpisné šířky, resp. zeměpisné délky, v oblasti 50° z.d. – 47,5° v d. a 20° s.š. – 80° s.š. (oblast I). Tedy celkem bylo pro výpočet použito 1000 uzlových bodů. Jednalo se o denní data období leden-duben z let 1961 – 2000. Oblast byla volena podle několika kritérií. První bylo výpočetní omezení, jelikož program Statistica použitý pro výpočet PCA je schopen pracovat s maximálně 1000 proměnnými. Dále byla snaha mít síť uzlových bodů co nejhustší, takže byla použita nejvyšší hustota uzlových bodů, která byla k dispozici, tedy 2,5° x 2,5°. Zároveň byla snaha postihnout co největší oblast, a tedy využít možných 1000 proměnných co nejvíce. Oblast byla centrována nad Českou republiku, s mírným posunem k západu, jelikož především západním prouděním jsou meteorologické podmínky v České republice ovlivňovány. Pro hladinu 500 hPa byly mody variability vypočteny navíc i pro celou severní polokouli (přesněji od 10° j.š. po 85° s.š.) v řidší síti uzlových bodů (oblast II). Zonální vzdálenost použitých uzlových bodů byla 7,5°, meridionální pak 5°. Tyto mody byly vypočteny pro srovnání, zda se mody převažující nad atlantickou oblastí objeví i při výpočtu modů rozsáhlejší oblasti.

Před výpočtem modů variability byly pro výše uvedené sítě vypočteny mapy maximálních záporných korelací v hladině 500 hPa pro získání představ poloh hlavních akčních center, které by se měly následně projevit ve vypočtených modech variability. Tyto mapy jsou uvedeny na obr. 5.26 a 5.27. Hodnoty korelací jsou na obr. 5.26 a 5.27 vyznačeny barevnou škálou.



Obr. 5.26: Mapa maximálních záporných korelací – severní polokoule



Obr. 5.27: Mapa maximálních záporných korelací – oblast Evropa a severní Atlantský oceán

Pomocí mapy maximálních záporných korelací lze na severní polokouli rozlišit celkem 9 výrazných akčních center, z nichž dvě spadají do podrobněji sledované oblasti a dvě do ní částečně zasahují. Dvě nejvýraznější se nacházejí v Tichém oceánu, přesněji západně od Havaje a jihozápadně od Aleut. Patrně se jedná o splývající centra Oscilace Pacifik-Severní Amerika (PNA), Západopacifické oscilace (WP) a Oscilace východní Pacifik-severní Pacifik (EP-NP). Centrum na hranicích Kanady a USA je pak zbývající centrum PNA. Centra se středy jihozápadně od Islandu resp. jižně od Azorských ostrovů svým tvarem i polohou dobře odpovídají centřům Severoatlantické oscilace (NAO). Centrum západně od Uralu a centrum nad Mongolskem lze přiřadit Oscilaci východní Atlantik/západní Rusko (EA/WR), případně Skandinávské oscilaci (SCA). Centra nad Labradorem a v oblasti Bermudských ostrovů, částečně splývající s centry NAO, náleží Oscilaci tropy-severní polokoule (TNH), jejíž třetí centrum v oblasti severního Tichého oceánu je překryto centrem PNA, WP či EP/NP. Na obr. 5.27 jsou stejná dvě centra odpovídající centřům NAO jako na obr. 5.26, centra západně od Uralu a z oblasti Bermud, která by dle obr. 5.26 měla zasahovat i do oblasti I zobrazené na obr. 5.27, na obr. 5.27 nejsou, jelikož jejich maximální záporné korelace jsou s centry nad Mongolskem resp. Labradorem, které jsou zcela mimo oblast I.

Mody vypočtené z oblasti I a z oblasti II nebyly jednoznačně identické, spíše byly mody oblasti I „vytvořeny“ lineární kombinací několika modů oblasti II. Mody oblasti I pak bylo možno vyjádřit za použití lineární regrese přibližně takto:

$$M1 = -0,9A + 1,1B - 1,3D + 1,1F; r = 0,95$$

$$M2 = -1,1B - 0,9D - 1,5E; r = 0,92$$

$$M3 = -0,6B + 1,6F; r = 0,78$$

$$M4 = D - 1,1E; r = 0,76$$

$$M5 = J + N + 0,8P - 0,9R; r = 0,80$$

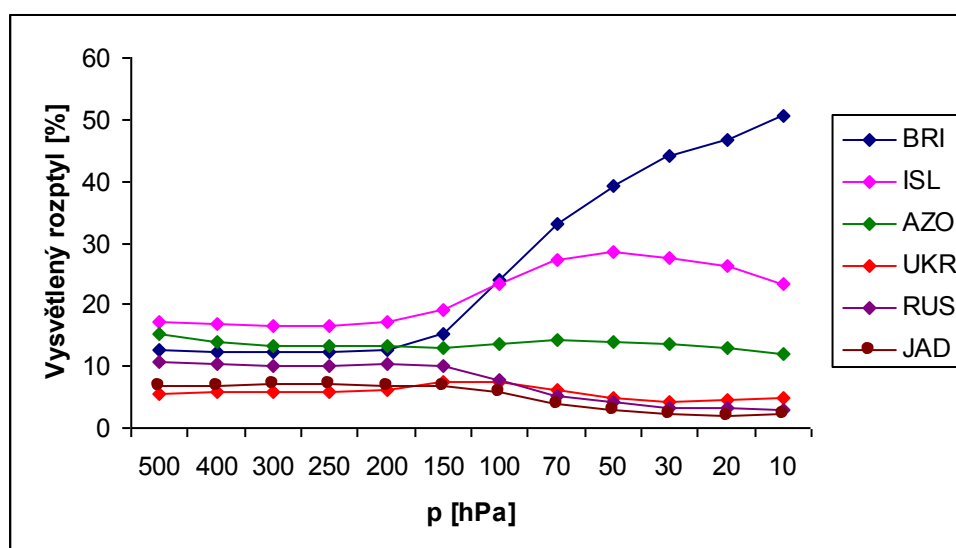
$$M6 = -0,8K + 1,4M; r = 0,69$$

kde písmena A, B, C, ... označují po řadě 1., 2., 3., ... mod oblasti II vypočtený v hladině 500 hPa, M1 až M6 lineární kombinace těchto modů vytvořené pomocí lineární regrese a r je korelační koeficient veličin M1 až M6 a 1. až 6. modu oblasti I v hladině 500 hPa. Mody označené písmeny A, B, C, D, E, F, tedy prvních šest modů oblasti II v hladině 500 hPa, jsou zobrazeny v příloze A.

Pro další zpracování bylo využito vždy prvních šest modů příslušné tlakové hladiny, jelikož další už často vysvětlovaly jen velmi malé procento rozptylu v dané hladině. Navíc u těchto šesti modů bylo možno identifikovat, že tytéž útvary lze najít ve všech sledovaných tlakových hladinách. Byly sledovány změny těchto modů v závislosti na tlakových hladinách použitých pro výpočet. Vzhledem k tomu, že týž útvar vysvětloval v různých hladinách různé množství rozptylu, měnilo se i pořadí modů. Tedy např. 1. mod, vysvětlující nejvíce rozptylu v hladině 150 hPa, byl tentýž útvar jako 2. mod v hladině 100 hPa. Vývoj pořadí modů v závislosti na použité tlakové hladině je uveden v tabulce 5.1. Pro účely této práce bude 1. mod v hladině 500 hPa označován jako islandský (ISL), 2. mod jako azorský (AZO), 3. mod jako britský (BRI), 4. mod ruský (RUS), 5. mod jadranský (JAD) a 6. mod ukrajinský (UKR). Stejně budou tyto mody označovány i v ostatních hladinách, nezávisle na pořadí jejich významnosti (vysvětleném rozptylu) v příslušné hladině. Je zřejmé, že v případě modů vypočtených z jiné oblasti, např. posunuté dále na západ, není vyloučeno, že geografické názvy nebudou zcela výstižné.

Tabulka 5.9: Pořadí významnosti módů v hladinách (oblast I)

p [hPa]	ISL	AZO	BRI	RUS	JAD	UKR
500	1	2	3	4	5	6
400	1	2	3	4	5	6
300	1	2	3	4	5	6
250	1	2	3	4	5	6
200	1	2	3	4	5	6
150	1	3	2	4	6	5
100	2	3	1	4	6	5
70	2	3	1	5	6	4
50	2	3	1	5	6	4
30	2	3	1	5	6	4
20	2	3	1	5	6	4
10	2	3	1	5	6	4



Obr. 5.28: Vysvětlený rozptyl prvních šesti módů v závislosti na tlakové hladině

Na obr. 5.28 je znázorněn vývoj rozptylu vysvětleného sledovanými šesti mody v závislosti na sledovaných tlakových hladinách. Ve shodě s teorií dochází s rostoucí výškou ke zjednodušení tlakového pole a růstu významu nejdůležitějších módů. Tento fakt potvrzuje i tabulka 5.10, která udává množství rozptylu vysvětleného pomocí těchto prvních šesti módů.

Tabulka 5.10: Rozptyl geopotenciálu vysvětlený pomocí prvních šesti modů variability

p [hPa]	500	400	300	250	200	150	100	70	50	30	20	10
Vysvětlený rozptyl [%]	68,5	66,1	64,8	65,2	66,5	71,5	81,8	89,8	93,6	95,2	95,4	95,6

Uvedené mody jsou pro hladinu 500 hPa znázorněny na obr. 5.29, jejich tvar v hladině 10 hPa je uveden v příloze B. Stručně lze popsat těchto šest modů asi takto:

Islandský mod: Výrazné centrum na JZ od Islandu (30° z d., 55° s š.), rozsáhlé mělké centrum opačné polaritě sahající od Kanárských ostrovů až po Českou republiku. S rostoucí výškou dochází ke zvýraznění původně nevýrazného centra a jeho posunu na SV (v hladině 10 hPa se středem nad polsko-ukrajinskými hranicemi) a k odsunu centra původně JZ od Islandu na SZ přes jih Grónska ven ze sledované oblasti.

Azorský mod: Výrazné centrum severně od Azorských ostrovů (30° z d., 45° s š.), rozsáhlé mělké centrum opačné polaritě sahající od Islandu k západním břehům Norska. S rostoucí výškou dochází k přesunu severního centra na východ k severní části Uralu. V příloze 3 je zobrazen vertikální vývoj tohoto modu.

Britský mod: Výrazné centrum nad Británií, nevýrazná centra opačné polaritě nad jižním Grónskem a nad Kyprem. S rostoucí výškou nevýrazná centra mizí a hlavní centrum se posunuje mírně na sever (0° z d., 60° s š. v hladině 10 hPa). Ve stratosféře nabývá na významu a vysvětluje přes 50 % rozptylu.

Ruský mod: Centrum nad Španělskem a Francií, dvě centra opačné polaritě – první na SZ od Azorských ostrovů (40° z d., 40° s š.) a druhé východně od Petrohradu. S rostoucí výškou se centrum nad Španělskem rozdělí, jedna část se přesune na SV, jižně od Špicberků, druhá na JV, západně od Kanárských ostrovů. Centra opačné polaritě se posunula na okraj sledované oblasti – od Petrohradu směrem na JV ke Kaspickému moři a od Azorských ostrovů na SZ ke Grónsku.

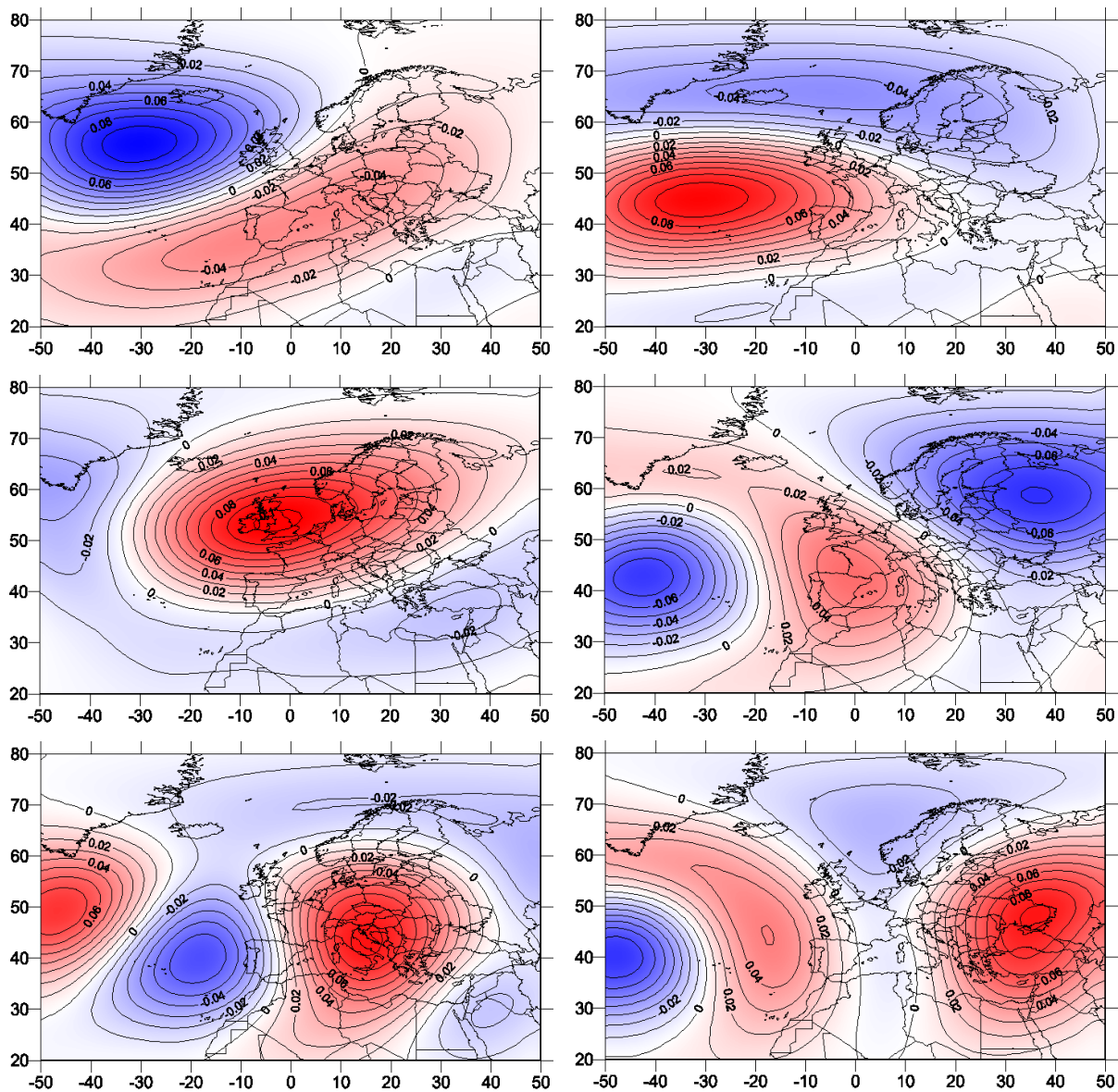
Jadranský mod: Centrum na SV od Azorských ostrovů a dvě centra opačné polaritě – první na jih od Grónska, druhé nad Jaderským mořem. S výškou se azorské centrum posunuje nejprve na JZ a poté na SZ, v hladině 10 hPa se nachází v oblasti jižně od Grónska, kde bylo v hladině 500 hPa centrum opačné polaritě. To se nejprve posouvá severním směrem nad Grónsko, a poté putuje západně ven ze sledované oblasti. Jadranské centrum se pouze

přesune nad Rumunsko a zpět nad Jaderské moře, asi v hladině 100 hPa se objevuje nové centrum téže polarity jako azorské na sever od poloostrova Kola, posunuje se na východ a poté na jih k Uralu.

Ukrajinský mod: Výrazné centrum západně od Azorských ostrovů (50° z d., 40° s š.), méně výrazné centrum stejné polarity na západ od norského pobřeží. Nevýrazné centrum opačné polarity mezi Azorskými ostrovy a Španělskem, výrazné centrum téže polarity nad Ukrajinou a Černým mořem. S rostoucí výškou centrum západně od Azorských ostrovů opouští sledovanou oblast, centrum původně mezi Azorskými ostrovy a Španělskem sílí, štěpí se na severní část nad Grónskem a jižní západně od Kanárských ostrovů. Centrum od norského pobřeží se přesunuje nad jižní Francii a nabývá na intenzitě. Centrum původně nad Ukrajinou se přesouvá jižně nad Egypt. V hladině 100 hPa se centrum od Kanárských ostrovů spojuje s egyptským, francouzské se přesouvá nad Británii a Grónské opouští mapu. V hladině 10 hPa se egyptské centrum přesunulo ke Kaspickému moři a francouzské nad Severní moře.

Byla snaha identifikovat, zda vypočtené mody variability odpovídají významným cirkulačním indexům popsaným v kapitole 2.3. Vzhledem k předchozímu zjištění, že mody vypočtené pro sledovanou oblast se příliš neshodují s mody severní polokoule, dle kterých je definována většina cirkulačních indexů, se dalo předpokládat, že shoda s cirkulačními indexy nebude zcela přesná. Korelační koeficienty vypočtených modů a cirkulačních indexů jsou uvedeny v tabulkách 5.11-5.16. V tabulkách jsou uvedeny pouze cirkulační indexy, které s vypočtenými mody alespoň v jednom případě překročily hodnotu korelačního koeficientu 0,4. Vesměs se jednalo o oscilace, jejichž významná akční centra se nacházejí uvnitř oblasti I.

Podle očekávání byly cirkulační indexy dobře vyjádřeny především z modů vypočtených z tlakových hladin v troposféře. Mody většinou nevyjadřovaly jednoznačně pouze jeden cirkulační index. Nejlepší shody dosahovala NAO s AZO v hladině 250 hPa, následovaná EA a ISL v hladině 250 hPa. SCA byla v nejlepší shodě s ruským modem v hladině 300 hPa, AO s islandským v hladině 100 hPa a EA/WR s ruským v hladině 150 hPa.



Obr. 5.29: 1. až 6. mod variability pole geopotenciálu v hladině 500 hPa

Tabulka 5.11: Korelace islandského modu a cirkulačních indexů

p [hPa]	10	20	30	50	70	100	150	200	250	300	400	500
NAO	0,19	0,36	0,44	0,54	0,59	0,61	0,57	0,49	0,41	0,41	0,46	0,52
EA	0,07	0,02	0,03	0,12	0,22	0,37	0,55	0,65	0,69	0,68	0,65	0,62
EA/WR	0,08	0,10	0,11	0,12	0,12	0,10	0,05	0,00	0,04	0,06	0,06	0,05
SCA	0,06	0,00	0,03	0,06	0,09	0,12	0,17	0,12	0,05	0,01	0,01	0,05

Tabulka 5.12: Korelace azorského modu a cirkulačních indexů

p [hPa]	10	20	30	50	70	100	150	200	250	300	400	500
NAO	0,13	0,16	0,20	0,29	0,34	0,37	0,54	0,65	0,71	0,71	0,69	0,68
EA	0,07	0,08	0,08	0,08	0,10	0,08	0,16	0,20	0,17	0,16	0,20	0,25
EA/WR	0,12	0,15	0,17	0,22	0,26	0,28	0,17	0,06	0,08	0,11	0,09	0,05
SCA	0,16	0,27	0,35	0,47	0,53	0,59	0,56	0,52	0,49	0,50	0,53	0,54

Tabulka 5.13: Korelace britského modu a cirkulačních indexů

p [hPa]	10	20	30	50	70	100	150	200	250	300	400	500
NAO	0,01	0,02	0,05	0,08	0,09	0,10	0,03	0,32	0,26	0,32	0,29	0,23
EA	0,04	0,05	0,05	0,07	0,08	0,05	0,00	0,18	0,23	0,27	0,27	0,21
EA/WR	0,00	0,01	0,02	0,04	0,07	0,13	0,25	0,45	0,51	0,50	0,50	0,49
SCA	0,00	0,03	0,07	0,16	0,24	0,36	0,46	0,09	0,03	0,10	0,07	0,01

Tabulka 5.14: Korelace ruského modu a cirkulačních indexů

p [hPa]	10	20	30	50	70	100	150	200	250	300	400	500
NAO	0,02	0,04	0,07	0,08	0,10	0,33	0,35	0,22	0,26	0,26	0,26	0,25
EA	0,10	0,21	0,31	0,44	0,58	0,33	0,19	0,03	0,01	0,06	0,12	0,14
EA/WR	0,07	0,12	0,13	0,16	0,20	0,49	0,54	0,42	0,31	0,31	0,36	0,41
SCA	0,19	0,24	0,20	0,15	0,15	0,10	0,28	0,59	0,65	0,66	0,65	0,64

Tabulka 5.15: Korelace jadranského modu a cirkulačních indexů

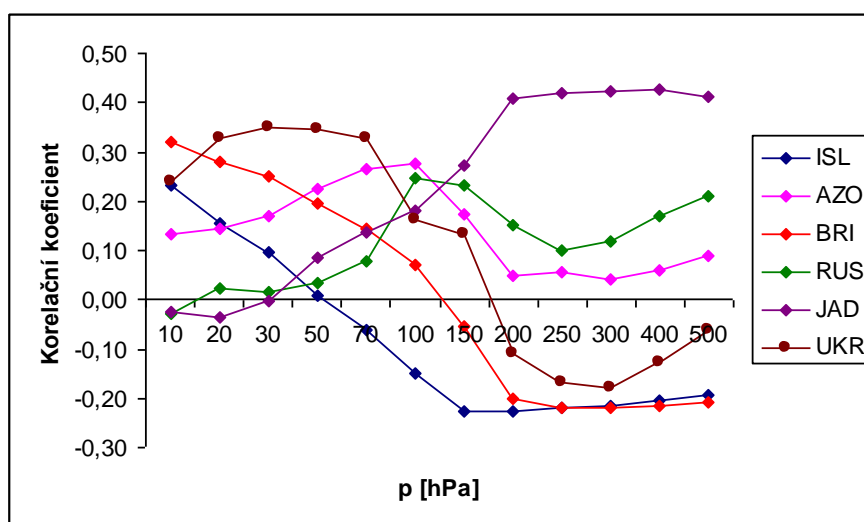
p [hPa]	10	20	30	50	70	100	150	200	250	300	400	500
NAO	0,05	0,10	0,21	0,35	0,40	0,15	0,03	0,21	0,17	0,15	0,11	0,10
EA	0,15	0,16	0,20	0,27	0,14	0,08	0,16	0,10	0,13	0,14	0,19	0,24
EA/WR	0,11	0,05	0,03	0,02	0,01	0,04	0,02	0,20	0,27	0,30	0,26	0,19
SCA	0,01	0,01	0,04	0,11	0,21	0,37	0,40	0,28	0,23	0,18	0,13	0,12

Tabulka 5.16: Korelace ukrajinského a cirkulačních indexů

p [hPa]	10	20	30	50	70	100	150	200	250	300	400	500
NAO	0,17	0,12	0,09	0,03	0,04	0,27	0,38	0,33	0,24	0,20	0,21	0,22
EA	0,06	0,09	0,15	0,22	0,27	0,52	0,48	0,51	0,46	0,44	0,41	0,38
EA/WR	0,02	0,11	0,19	0,27	0,31	0,14	0,11	0,08	0,12	0,15	0,23	0,30
SCA	0,05	0,07	0,13	0,17	0,12	0,04	0,16	0,14	0,25	0,25	0,24	0,22

5.4 Vliv modů variability na celkový ozon a jeho vertikální profil

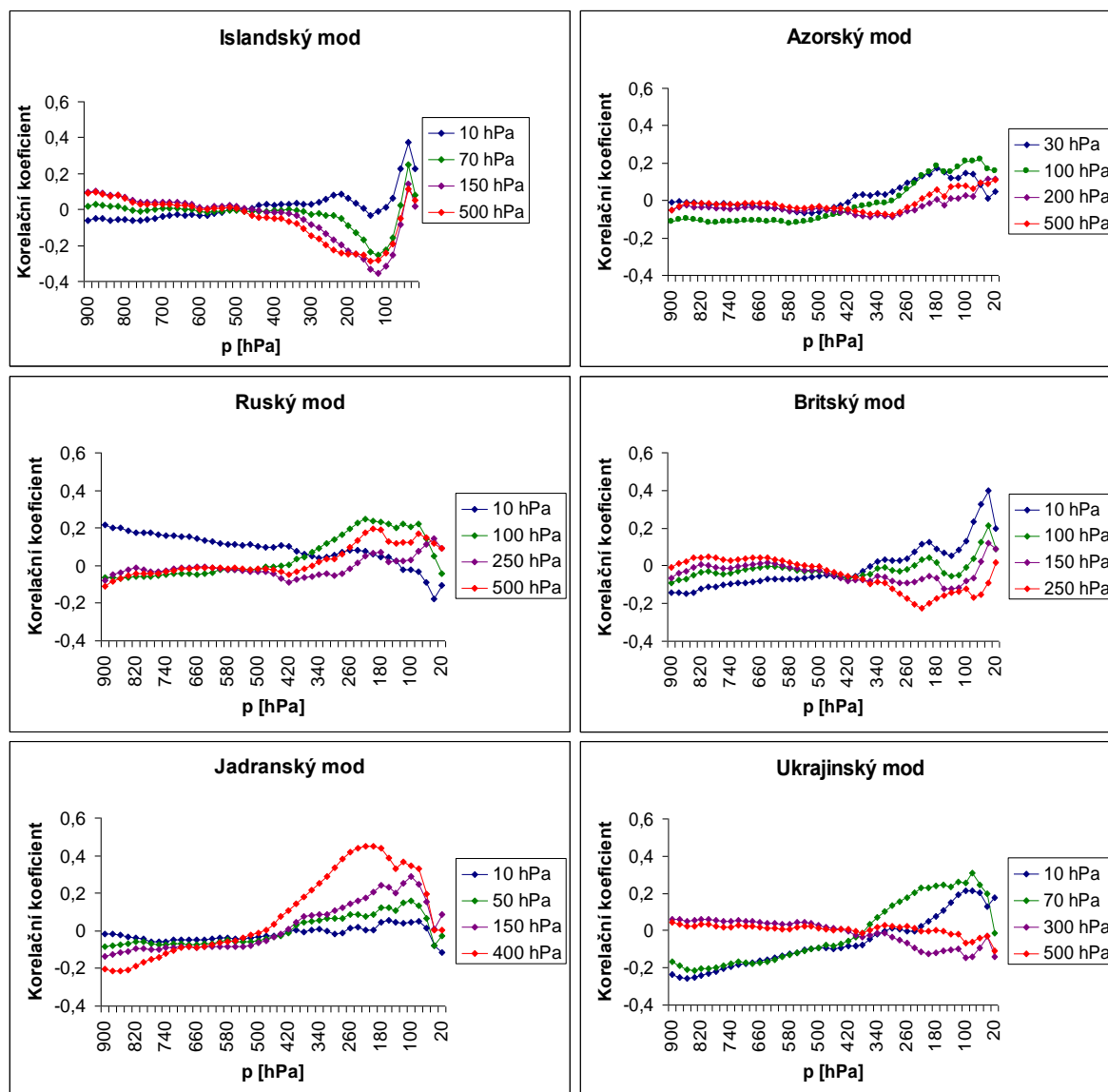
Hlavním důvodem výpočtu modů variability v předchozí kapitole byla snaha o jednoduchou reprezentaci meteorologických podmínek pomocí několika mála proměnných vyjadřujících pole geopotenciálu nad Evropou a severní částí Atlantického oceánu. Bylo sledováno šest modů variability vypočtených pomocí PCA ve dvanácti tlakových hladinách. Tato kapitola je věnována sledování vazeb mezi těmito mody a celkovým ozonem nad Českou republikou.



Obr. 5.30: Korelační koeficienty modů variability a celkového ozonu

Obr. 5.30 znázorňuje vývoj korelačních koeficientů modů variability a celkového ozonu ve sledovaných tlakových hladinách. Z obr. 5.30 vidíme, že korelační koeficienty u všech šesti modů jsou sice menší, než je korelační koeficient celkového ozonu a tlaku tropopauzy, nicméně stále nabývají statisticky významných hodnot. Islandský, azorský a ruský mod mají maximální korelace 0,23-0,28 (při daném počtu měření lze považovat za statisticky významné již korelační koeficienty větší než 0,07), ukrajinský mod v hladině 400 hPa dokonce 0,43. Islandský, britský a ukrajinský mod mají korelační koeficienty v troposféře opačného znaménka oproti koeficientům vypočteným z modů v nejvýše položených tlakových hladinách. Dochází tedy k situaci, kdy stejný mod ve stejné fázi v různých hladinách působí opačné změny v množství ozonu. Tato vlastnost je umožněna značným vertikálním vývojem modů, zejména při přechodu z troposféry do stratosféry. Korelační

koeficienty azorského, ruského a jadranského modu s celkovým ozonem mají ve všech hladinách stejné znaménko, nebo jsou statisticky nevýznamné. Korelace jadranského a ruského modu klesají k nule s rostoucí výškou tlakové hladiny použité pro jejich výpočet, což zřejmě souvisí s jejich klesajícím významem (např. v hladině 10 hPa vysvětlují méně než třetinu rozptylu vysvětleného v hladině 500 hPa).

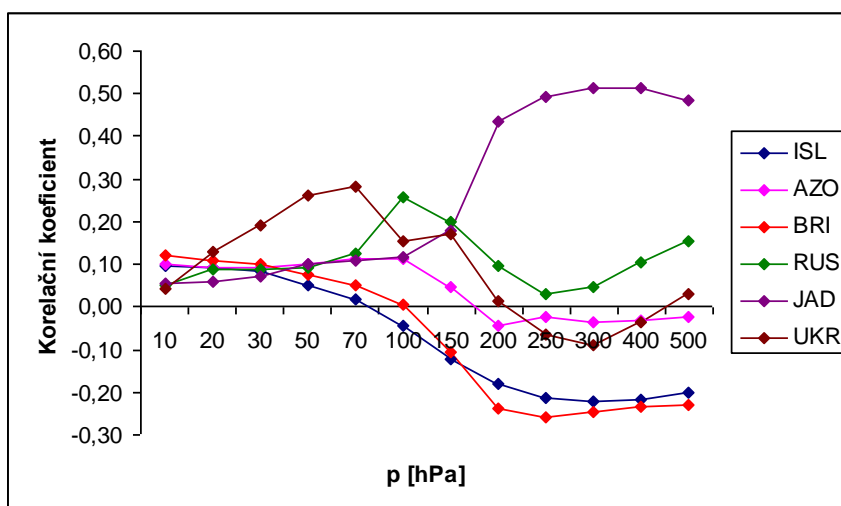


Obr 5.31: Korelace módů variability a množství ozonu v tlakových vrstvách. Legenda udává hladinu použitou pro výpočet modu variability, na ose x je vyneseno tlak příslušných tlakových vrstev tloušťky 20 hPa.

Podrobnější pohled na vztah modů k ozonu dávají korelační koeficienty modů variability a integrovaného ozonu přes tlakové vrstvy tloušťky 20 hPa. Pro sledovaných šest modů jsou tyto koeficienty zobrazeny v obr. 5.31. Použity jsou pro přehlednost vždy pouze mody vypočtené ve vybraných hladinách, ve vynechaných hladinách jde zpravidla pouze o přechod od jedné vybrané křivky k následující.

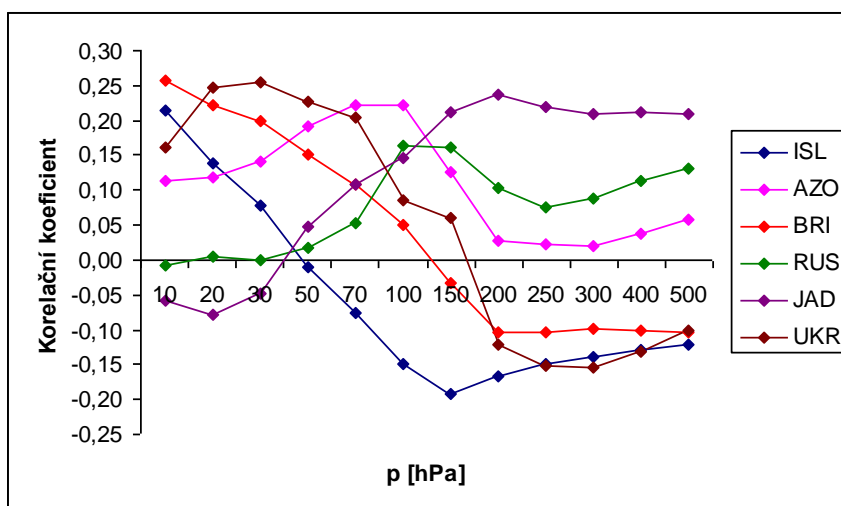
Britský mod nejlépe koreluje s ozonem, je-li vypočten z hladiny 10 hPa. Korelace tohoto modu s ozonem ve vrstvě 40-20 hPa je vyšší než 0,4. Korelační koeficienty britského modu vypočteného z hladiny 10 hPa s ozonem v níže položených vrstvách prudce klesají. Korelace britského modu vypočteného z tlakových hladin nacházejících se níže v atmosféře a stratosférického ozonu se postupně snižují a následně přecházejí do záporných hodnot. Je-li britský mod vypočten z hladin v troposféře, koreluje nejlépe s ozonem ve vrstvách okolo 200 hPa, korelační koeficienty se pohybují okolo -0,2. Velmi podobně se chová i islandský mod. Je-li vypočten z hladiny 10 hPa, mají korelační koeficienty tohoto modu a ozonu v tlakových vrstvách maximum ve vrstvě 40-20 hPa a lokální minimum ve vrstvě 140-120 hPa. Při výpočtu islandského modu z nižších hladin klesají korelační koeficienty a přecházejí do záporných hodnot. Lokální minimum nabývá na významnosti. Korelační koeficienty azorského modu nejsou příliš výrazné a jen výjimečně přesahují hodnotu 0,2, což platí i pro ruský mod. Ukrajinský mod vypočtený z hladiny 10 hPa má statisticky významné korelace s ozonem ve vrstvách nad hladinou 140 hPa a dochází u něj ke značným záporným korelacím s troposférickým ozonem. Pokud je ukrajinský mod počítán z hladin 20, 30, 50 či 70 hPa, je situace obdobná, jen s tím rozdílem, že vysoké pozitivní korelace s ozonem začínají již v nižších vrstvách – ukrajinský mod vypočtený z hladiny 70 hPa má statisticky významné korelace s ozonem ve vrstvách od 300 hPa vzhůru. Je-li ukrajinský mod počítán z hladin v troposféře, je jeho korelace s ozonem minimální. Profil korelací jadranského modu vypočteného z troposférických hladin je velmi podobný profilu korelací tlaku tropopauzy a množství ozonu v tlakových vrstvách. Je tedy možné, že jadranský mod má silnou vazbu na tropopauzu a z ní plyne jeho vazba na ozon. Náznaky podobnosti profilu lze nalézt i u dalších modů (ukrajinský mod vypočtený ze stratosférických hladin, britský mod vypočtený z troposférických hladin), proto byly spočteny korelační koeficienty modů variability a tlaku tropopauzy. Ty jsou znázorněny v obr. 5.32.

Obr. 5.32 potvrzuje, že mody vypočtené z troposférických hladin, které mají vysoké korelační koeficienty s celkovým množstvím ozonu, zároveň silně korelují s tlakem tropopauzy. Od celkového množství ozonu byla následně odečtena regresní přímka popisující lineární závislost ozonu a tlaku tropopauzy, tedy rozptyl ozonu vysvětlený výškou tropopauzy byl odfiltrován. Korelační koeficienty modů variability a takto získaného filtrovaného ozonu udávají, kolik „nové informace“ o rozptylu ozonu jednotlivé mody dávají. Pro tento výpočet byly použity již dříve detrendované hodnoty ozonu a tlaku tropopauzy (z hodnot ozonu a tlaku tropopauzy byl odfiltrován roční chod a dlouhodobý lineární trend) a výsledné korelační koeficienty jsou znázorněny v obr. 5.33. Podle očekávání již korelační koeficienty nejsou u pátého modu zdaleka tak vysoké jako před filtrací, rovněž ke značnému poklesu absolutní hodnoty došlo u třetího modu počítaného v troposféře a šestého modu počítaného ve spodní stratosféře.



Obr. 5.32: Korelační koeficienty modů variability a tlaku tropopauzy

Z výše uvedených výsledků vyplývá, že z modů počítaných z pole geopotenciálu v troposféře lze oproti stratosférickým modům získat výrazně lepší informaci o tlaku tropopauzy, který má zásadní vliv na množství celkového ozonu. Zdá se, že další prvky ovlivňující množství celkového ozonu jsou přibližně stejně dobře vyjádřeny jak v troposférických, tak ve stratosférických modech variability.



Obr. 5.33: Korelační koeficienty modů variability a filtrovaného ozonu

5.5 Lineární regresní modely popisující variabilitu celkového ozonu

Z informací získaných v předchozích kapitolách víme, že na variabilitu ozonu má vliv především tlak tropopauzy, roční chod a dlouhodobý trend ozonu, způsobený především změnami chemického složení atmosféry. Vliv kvazi-dvouleté oscilace nebyl potvrzen, proto nebyla v následných výpočtech zahrnuta. Numerické předpovědní modely počítají zpravidla pole geopotenciálu, které by mohlo být využito pro předpověď celkového ozonu. Zpravidla ovšem neobsahují předpověď tlaku tropopauzy, ten proto nebyl zahrnut ani zde. Mody variability navíc dávají další informace o procesech ovlivňujících množství ozonu.

Není zřejmé, z které hladiny je nejvýhodnější vypočítat mody variability pro využití v regresním modelu. Mody vypočtené z troposférických hladin lépe korelují s tlakem tropopauzy, mody vypočtené ze stratosférických hladin zase vysvětlují výrazně více rozptylu pole geopotenciálu a navíc jsou počítané přímo v hladinách nejvyšších koncentrací ozonu. Proto byl sestaven lineární regresní model pro všechny sledované hladiny geopotenciálu a z nich byl následně vybrán ten nejlépe popisující chování ozonu. Modelovaný ozon byl počítán dle vzorce

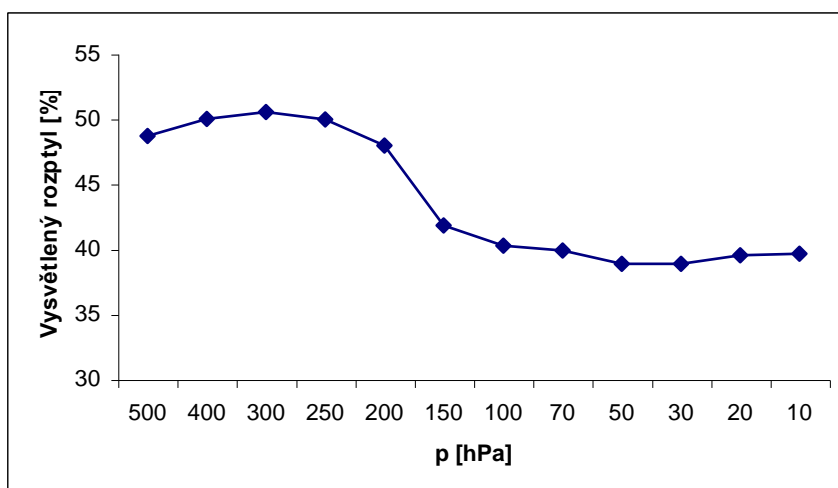
$$O_3 = aR + bT + cM_1 + dM_2 + eM_3 + fM_4 + gM_5 + hM_6 + i, \quad (5.1)$$

kde písmena a až i jsou vypočtené regresní koeficienty, M_1 až M_6 prvních 6 modů variability geopotenciálu příslušné hladiny vyjádřených pomocí ortonormálních vlastních

vektorů kovarianční matice, R pořadové číslo dne v roce (reprezentující roční chod) a T hodnota odpovídající časovému trendu popsanému lomenou čarou v kapitole 5.1. Platí

$$T = -0,00333t + 0,01070 |t-5197|, \quad (5.2)$$

kde t je čas měřený ve dnech a pro 1. 1. 1979 je položeno $t = 0$.



Obr. 5.34: Rozptyl ozonu vysvětlený pomocí lineárního regresního modelu v závislosti na použité tlakové hladině pro výpočet modů variability

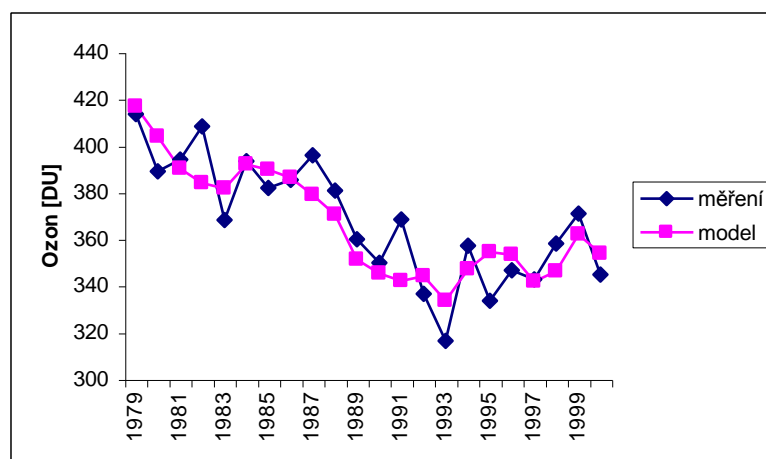
Z obr. 5.34, zobrazujícího závislost vysvětleného rozptylu na tlakové hladině použité pro výpočet modů variability, vidíme, že nejvýhodnější je v tomto směru hladina 300 hPa. Nedostačující informace o tlaku tropopauzy obsažená v modech vypočtených z polí geopotenciálu ve stratosféře měla tedy za důsledek jednoznačně výhodnější použití troposférických modů. S použitím prvních šesti modů variability geopotenciálu v hladině 300 hPa, ročního chodu a dlouhodobého trendu lze vysvětlit více než 50% rozptylu celkového ozonu. Vypočtené regresní koeficienty a až i rovnice (5.1) jsou uvedeny v tabulce 5.17, 5% hladiny statistické významnosti dosáhly všechny koeficienty s výjimkou koeficientu d , příslušejícího azorskému modu v hladině 300 hPa. Tabulka 5.18 zobrazuje některé statistické charakteristiky naměřených hodnot ozonu, modelovaných hodnot ozonu a jejich odchylek (reziduí). V obr. 5.35 vidíme srovnání průměrů za první třetinu roku modelového a naměřeného množství ozonu v letech 1979 – 2000, v obr. 5.36 pak naměřené a modelované hodnoty pro rok 2000.

Tabulka 5.17: Vypočtené regresní koeficienty

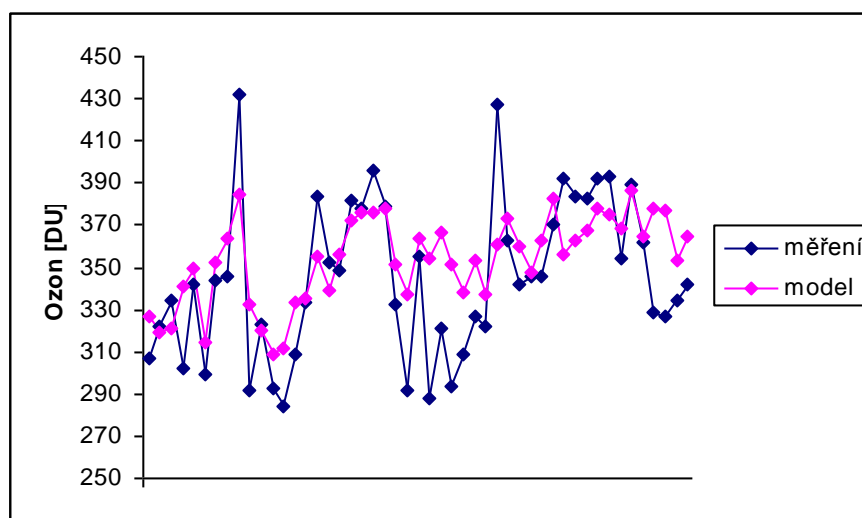
a	b	c	d	e	f	g	h	i
0,430	0,816	-7,47	1,75	7,27	-3,23	-24,26	10,00	319,78

Tabulka 5.18: Naměřené a modelované množství ozonu, rezidua

	Minimum [DU]	Maximum [DU]	Průměr [DU]	Medián [DU]	Směrodatná odchylka [DU]
Měření	238,0	510,0	363,2	363,5	48,5
Model	255,0	447,9	363,2	365,7	34,5
Reziduum	-111,8	102,3	0,0	-1,7	34,1



Obr. 5.35: Srovnání naměřených a modelovaných hodnot ozonu – čtyřměsíční průměry



Obr 5.36: Srovnání naměřených a modelovaných hodnot ozonu – měření v roce 2000

Modelované hodnoty celkového ozonu, jak vidíme z tabulky 5.18, mají problémy s dobrým popisem extrémních hodnot celkového ozonu, což ovšem není u lineárního regresního modelu nic neobvyklého. Rovněž obr. 5.35 a 5.36 poukazují na fakt, že modelované hodnoty mají tendenci shlazovat křivku množství ozonu a při výrazných krátkodobých změnách nereagují nejlépe.

Lze předpokládat, že použití modů pro regresní model z více různých tlakových vrstev povede k výraznému zvýšení vysvětleného rozptylu. Nevýhodou tohoto případného zlepšení je ovšem větší složitost výpočtu z důvodu počítání modů variability geopotenciálu v několika tlakových hladinách.

Pro výpočet regresního modelu byla použita „dopředná“ kroková regrese. Bylo zvoleno, že pro přidání další proměnné do modelu musí tato nová proměnná přispět ke zvýšení vysvětleného rozptylu alespoň o 1 %. Nový model měl opět osm proměnných – časový trend, roční chod, britský mod v hladině 10 hPa, islandský mod v téže hladině, jadranský mod v hladině 20 hPa, islandský a ruský mod v hladině 100 hPa a jadranský mod v hladině 400 hPa. Ve vzorci

$$O_3 = aR + bT + cM_{10BRI} + dM_{10ISL} + eM_{20JAD} + fM_{100ISL} + gM_{100RUS} + hM_{400JAD} + i \quad (5.3)$$

tedy nyní dolní index označuje tlakovou hladinu a příslušný mod v této tlakové hladině. Nově vytvořený regresní model vysvětluje 62,3 % rozptylu ozonu, tedy asi o 10 % více než předchozí.

Tabulka 5.19 uvádí koeficienty a až i tohoto nového modelu (5.3), tabulka 5.20 několik základních statistických charakteristik. Vidíme, že tento model lépe zvládá extrémní hodnoty, i když rozdíl mezi modelovým a naměřeným maximem je stále značný (50 DU). Navíc maximum absolutní hodnoty rezidua, tedy maximální chyba, které se model dopustil, zůstala oproti původnímu modelu téměř stejná. Z obr. 5.37 a 5.38, na nichž je srovnání měřených a modelovaných průměrných čtyřměsíčních hodnot v letech 1979 – 2000 resp. Denních hodnot v roce 2000 vidíme, že model na výrazné změny reaguje lépe než předchozí, ale s postihnutím extrémů má stále problémy.

Při srovnání extrémně vysokých absolutních hodnot reziduí bylo zjištěno, že ze 776 sledovaných případů došlo ve 27 případech k podhodnocení množství celkového ozonu o více než 59,6 DU (tedy dvojnásobek standardní odchylky reziduí) modelem, zatímco k nadhodnocení o stejnou hodnotu došlo pouze ve 12 případech. Z 27 případů silného podhodnocení modelem bylo v devatenácti naměřeno více než 427 DU, tedy spadaly mezi

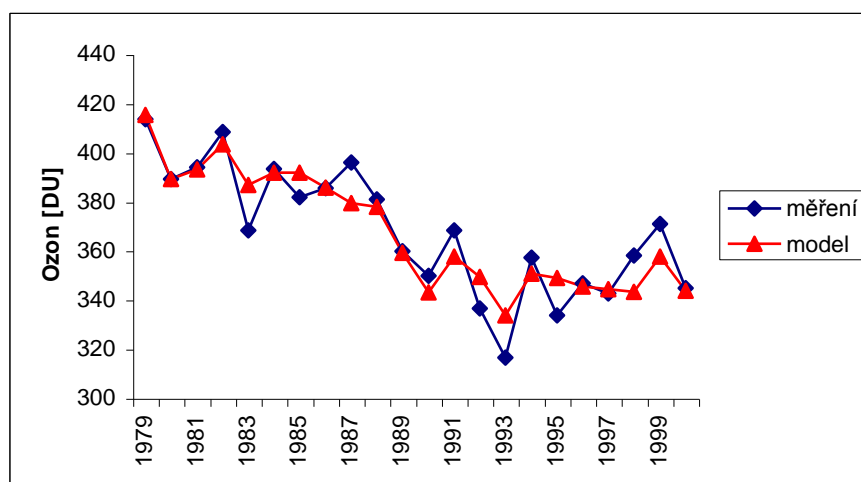
10 % případů s nejvyšším množstvím celkového ozonu. Naproti tomu z 12 silných nadhodnocení modelem bylo pouze ve třech případech naměřeno méně než 301 DU, což je 10% percentil množství ozonu. Lze tedy usuzovat, že model zvládá lépe situace s abnormálně nízkým množstvím ozonu, než situace s abnormálně vysokým množstvím ozonu.

Tabulka 5.19: Vypočtené regresní koeficienty

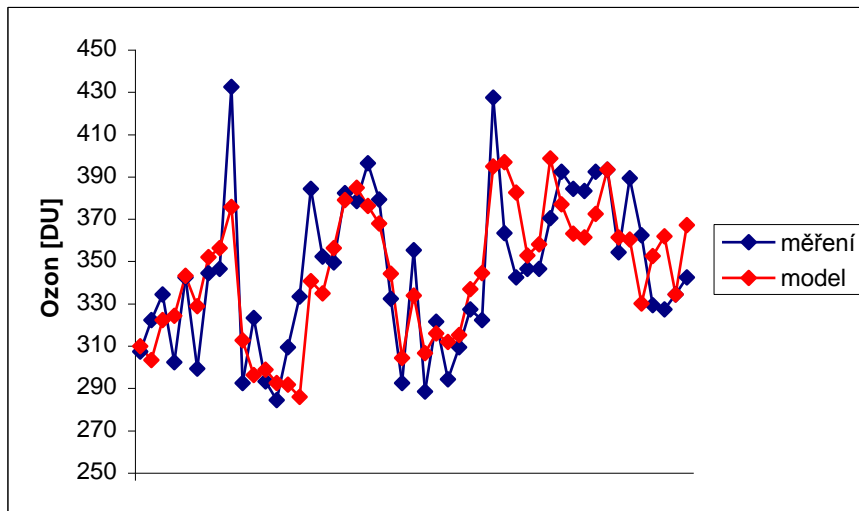
a	b	c	d	e	f	g	h	i
0,382	0,698	2,70	-7,77	8,35	14,02	15,52	-26,15	327,74

Tabulka 5.20: Naměřené a modelované množství ozonu, rezidua

	Minimum [DU]	Maximum [DU]	Průměr [DU]	Medián [DU]	Směrodatná odchylka [DU]
Měření	238,0	510,0	363,2	363,5	48,5
Model	246,3	459,3	363,2	366,9	38,3
Reziduum	-92,5	110,9	0,0	-1,3	29,8



Obr. 5.37: Srovnání naměřených a modelovaných hodnot ozonu – čtyřměsíční průměry



Obr 5.38: : Srovnání naměřených a modelovaných hodnot ozonu – měření v roce 2000

Sestavený regresní model celkového ozonu tedy dobře zachycuje základní rysy chování ozonu, ovšem pro praktické využití by ještě potřeboval značné vylepšení. Za pozitivum lze považovat, že model má výraznější problémy u extrémně vysokých hodnot množství ozonu než u extrémně nízkých, které jsou pro předpověď důležitější. Uvedené výsledky naznačují, že by bylo možno pokusit se model pro předpověď celkového ozonu založený na datech získaných z předpovědních modelů geopotenciálních polí. Tento model by bylo ještě potřeba validovat na nezávislých souborech dat a zvážit možnosti zvýšení přesnosti modelu.

6 Závěr

Cílem diplomové práce bylo studovat celkový ozon a vertikální profil ozonu v závislosti na dynamice atmosféry. Dynamika atmosféry byla reprezentována výškou tropopauzy a mody variability pole geopotenciálu.

V úvodní části (kapitola 2) jsou shrnuty základní poznatky o procesech ovlivňujících intenzitu vzniku a zániku ozonu a o vybraných dynamických procesech zajišťujících transport ozonu v atmosféře. V kapitole 2 jsou rovněž popsány nejdůležitější cirkulační indexy severní polokoule. V dalších kapitole (kapitola 3) jsou shrnuty statistické metody použité v této práci – testy normality, lineární regrese, mapy maximálních záporných korelací a analýza hlavních komponent. Následuje kapitola 4 popisující použitá data a zdroje, ze kterých byla data získána. Výsledkům výpočtů je věnována kapitola 5.

Byla zjištěna těsná statistická vazba mezi celkovým ozonem a tlakem tropopauzy (část 5.1). Tato vazba byla sledována pro měsíce leden až duben zvlášť i celé toto čtyřměsíční období dohromady. Vypočtené korelační koeficienty se pohybovaly od 0,47 do 0,62 a naznačovaly, že vazba celkový ozon – tlak tropopauzy se měsíc od měsíce liší. Pro statistické potvrzení tohoto tvrzení by však byl zapotřebí větší vzorek měření. Dále byly vypočteny lineární časové trendy tlaku tropopauzy a celkového ozonu pro období 1979 – 2005. Oba vypočtené trendy byly záporné, což značí, že v období 1979 – 2005 ubývalo celkového ozonu a tropopauza se posouvala vzhůru do hladin s nižším tlakem. Zejména trend celkového ozonu vykazoval měsíc od měsíce značnou proměnlivost, kdy lednový trend činil $-4 \text{ DU}/10 \text{ let}$ oproti $-20 \text{ DU}/10 \text{ let}$ v dubnu. Bylo zjištěno, že pro celkový ozon je sledované období (1979 – 2005) vhodné rozdělit na období 1979 – 1993, kdy docházelo k úbytku ozonu „rychlostí“ $-50 \text{ DU}/10 \text{ let}$, a období 1993 – 2005, kdy docházelo naopak k nárůstu množství celkového ozonu tempem $20 \text{ DU}/10 \text{ let}$. Výsledky se dobře shodovaly s obdobnými výpočty z Bavorska uvedenými v Hoinka a kol. (1996).

Vertikálním profilem ozonu a vlivem tlaku tropopauzy na něj se zabývala část 5.2. Byly spočítány lineární trendy množství ozonu ve vrstvách konstantní tlakové tloušťky. Byl zjištěn nárůst množství ozonu v troposféře, v některých vrstvách více než 30 % za 10 let (vůči průměru za celé sledované období), oproti tomu byl pozorován úbytek ozonu ve vrstvách ve stratosféře až -8% za 10 let. Korelace množství ozonu ve zvolených vrstvách tloušťky 20 hPa a tlaku tropopauzy byla podle očekávání nejvyšší ve vrstvách nejčastějšího

výskytu tropopauzy a dosahovala zde hodnoty téměř 0,80. S rostoucí vzdáleností tropopauzy a vrstev, v nichž je množství ozonu sledováno, vliv tropopauzy na množství ozonu klesá, v troposféře jsou korelace tlaku tropopauzy a množství ozonu záporné. Ze sledovaných měsíců byla statistická vazba tlaku tropopauzy a množství ozonu v její těsné blízkosti nejsilnější v dubnu, oproti tomu v lednu byl výraznější vliv tlaku tropopauzy na vrstvy ve větší vzdálenosti nad ní.

Části 5.3 a 5.4 jsou věnovány vlivu proudění na celkový ozon a vertikální profil ozonu. Proudění je zde reprezentováno mody variability pole geopotenciálu. Nejprve byly vypočteny mapy maximálních záporných korelací pro severní polokouli a pro oblast severního Atlantského oceánu a Evropy. Nalezená akční centra odpovídala centřům cirkulací popsaných v kapitole 2. Dále byly vypočteny mody variability geopotenciálu v hladině 500 hPa pro dvě různé oblasti – pro oblast Evropy a severního Atlantského oceánu (oblast I) a pro celou severní polokouli (oblast II). Přesné ohraničení oblastí viz část 5.3. Vzhledem k tomu, že výsledné mody variability závisí na konkrétní vybrané oblasti, mody z oblasti I se neshodovaly s mody vypočtenými z oblasti II (což je v souladu s Borák, 2000). Vzhledem k odlišnosti modů oblasti I od modů oblasti II byly mody oblasti I odlišné i od oscilací popsaných v kapitole 3, které jsou počítány z pole geopotenciálu celé severní polokoule.

Vedle výše uvedeného byly mody oblasti I vypočteny i pro další tlakové hladiny až do hladiny 10 hPa. Bylo zjištěno, že v blízkých tlakových hladinách mají mody variability často velmi podobné obrazce a chování (periodu, amplitudu atp.), a lze tedy říci, že se jedná o popis téhož procesu v atmosféře v různých tlakových hladinách. Tímto způsobem byl sledován vertikální vývoj prvních šesti modů variability (dle vysvětleného rozptylu) ve všech použitých hladinách. Při sledování vertikálního vývoje bylo zjištěno, že někdy dochází k prohození pořadí významnosti modů, tedy jimi vysvětleného rozptylu (například 1. mod variability v hladině 10 hPa se prokazatelně vyvinul z 3. modu variability v hladině 500 hPa). Z tohoto důvodu bylo šest sledovaných modů pro účely této práce pojmenováno geografickými názvy jako islandský, azorský, britský, ruský, jadranský a ukrajinský mod. Uvedené názvy odpovídají po řadě 1., 2., 3., 4., 5. a 6. modu v hladině 500 hPa, v dalších hladinách se jejich pořadí významnosti mění (blíže viz tab. 5.9 a obr. 5.28).

Výsledky hledání vazeb vypočtených modů variability geopotenciálu oblasti I a celkového ozonu jsou prezentovány v části 5.4. Rovněž byl sledován vztah modů variability a ozonu ve vrstvách tloušťky 20 hPa. Byla zjištěna statisticky významná vazba celkového ozonu a

všech šesti sledovaných modů alespoň v některých tlakových hladinách. Největší korelace s celkovým ozonem měl tzv. jadranský mod při výpočtu z hladin 500-200 hPa (v těchto hladinách se jednalo o 5. mod variability pole geopotenciálu), a to přibližně 0,4. Dále byla zjištěna významná vazba tohoto modu a tlaku tropopauzy, korelační koeficient byl větší než 0,5.

Část 5.5 prezentuje dva sestavené lineární regresní modely popisující variabilitu celkového ozonu. První sestával z ročního chodu, dlouhodobého trendu popsaného lomenou čarou a prvních šesti modů variability pole geopotenciálu (oblasti I) v hladině 300 hPa. Tento model vysvětloval 50 % rozptylu celkového ozonu. Druhý model sestával z ročního chodu, dlouhodobého trendu popsaného lomenou čarou a šesti vybraných modů variability pole geopotenciálu oblasti I vypočtených z různých tlakových hladin. Tento model vysvětloval 62,3 % rozptylu ozonu.

Lineární regresní modely byly sestaveny pomocí modů variability geopotenciálu z důvodu případného využití pro předpovědní model celkového ozonu. Předpověď pole geopotenciálu počítají všechny numerické předpovědní modely a z něj by mohlo být případně možno počítat předpověď celkového ozonu. K tomuto však zbývá ještě mnoho práce – bylo by potřeba zvýšit účinnost regresního modelu a testovat jeho stabilitu. Jak ukázaly dílčí výpočty, některé mody korelují s celkovým ozonem lépe, jsou-li časově o několik dní posunuté. Tudíž jednou z možností zlepšení přesnosti lineárního regresního modelu by mohlo být zařazení časově posunutých modů variability vůči celkovému ozonu. Vliv kvazi-dvouleté oscilace na celkový ozon středních zeměpisných šířek je považován za prokázáný, proto by bylo vhodné, aby vazba této oscilace a celkového ozonu v České republice byla dále zkoumána. Lze předpokládat, že změny kvazi-dvouleté oscilace se projeví ve změnách celkového ozonu až po jisté časové prodlevě. Zařazení kvazi-dvouleté oscilace a případných dalších vlivů, jako množství aerosolů ve stratosféře či slunečního cyklu by mohlo být další možností zpřesnění regresního modelu. Za zvážení by jistě stálo i použití rotované analýzy hlavních komponent při výpočtu modů variability či výpočet modů v 3D, tedy jejich výpočet ze všech sledovaných hladin současně.

7 Literatura

Angstrom A. (1935): Teleconnections of climate changes in present time., *Geografiska Annaler* **17**, 242-258.

Borák M.(2000): Vztah mezi teplotou povrchu oceánu a atmosféricku cirkulací. Diplomová práce, MFF UK, Praha, 93s.

Dessler M. (2000): *The Chemistry and Physics of Stratospheric Ozone*. Academic Press.

Fahey D.W. a kol. (2002): Twenty Questions and Answers About the Ozone Layer, 39s.
<http://www.epa.gov/ozone/science/unepSciQandA.pdf>

German Bundestag (1989): *Protecting the Earth's Atmosphere (An international Challenge)*, Bonner Universitäts-Buchdruckerei, Bonn, 592s.

Hlaváček J. a kol. (2004): *The Czech Republic and the Protection of the Ozone Layer: A special edition on the occasion of the 16th meeting of the Parties to the Montreal Protocol on Substances that Deplete the Ozone Layer*, Ministerstvo životního prostředí České republiky, Praha, 32s.

Hoinka K. P., Claude H., Köhler U. (1996): On the correlations between tropopause pressure and ozone above Central Europe. *Geophysical research letters*, vol. 23, **14**, 1753-1756.

Lilliefors H. W. (1967): On the Kolmogorov-Smirnov test for normality with mean and variance unknown. *Journal of the American Statistical Association* **64**, 399-402.

Massey F. J., Jr. (1951): The Kolmogorov-Smirnov test for goodness of fit. *Journal of the American Statistical Association* **46**, 68-78.

Mlch P. (1996): *Dynamické a extraterestrické procesy ovlivňující ozonosféru*. Doktorská disertační práce, MFF UK, Praha, 84s.

Newman P. a kol. (2003): *Stratospheric Ozone – An Electronic Textbook* (http://www.ccpo.odu.edu/SEES/ozone/oz_class.htm)

Skřivánková P. (1998): *Ozonová měření* (http://www.chmi.cz/meteo/oap/oap_ozone.html)

Steinbrecht W., Claude H., Köhler U., Hoinka K. P. (1998): Correlations between tropopause height and total ozone: Implications for long-term changes. *Journal of geophysical research*, vol. 103, **D15**, 19183-19192.

Internetové odkazy:

<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/>

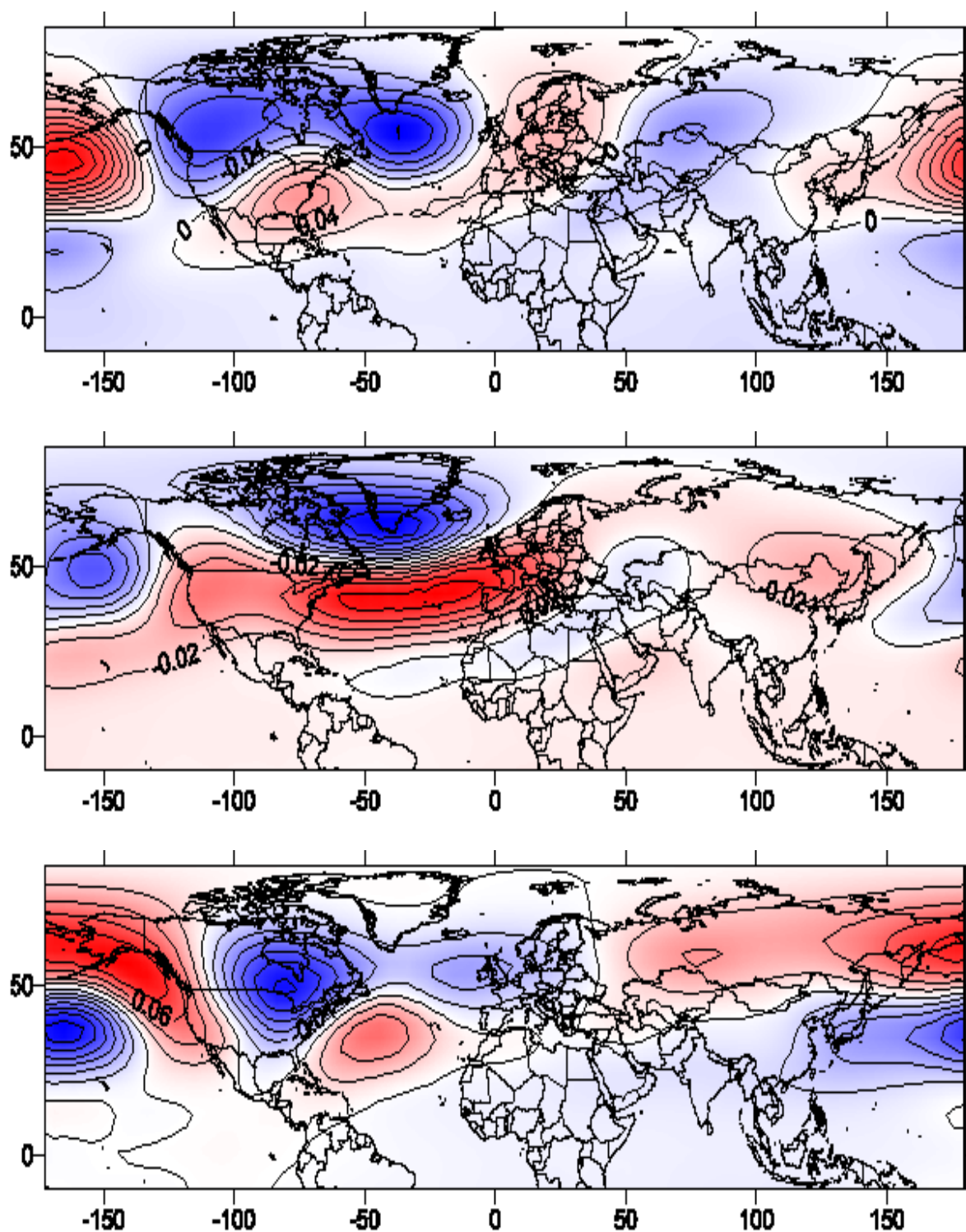
<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>

ugamp.nerc.ac.uk/hot/ajh/qboland.gif

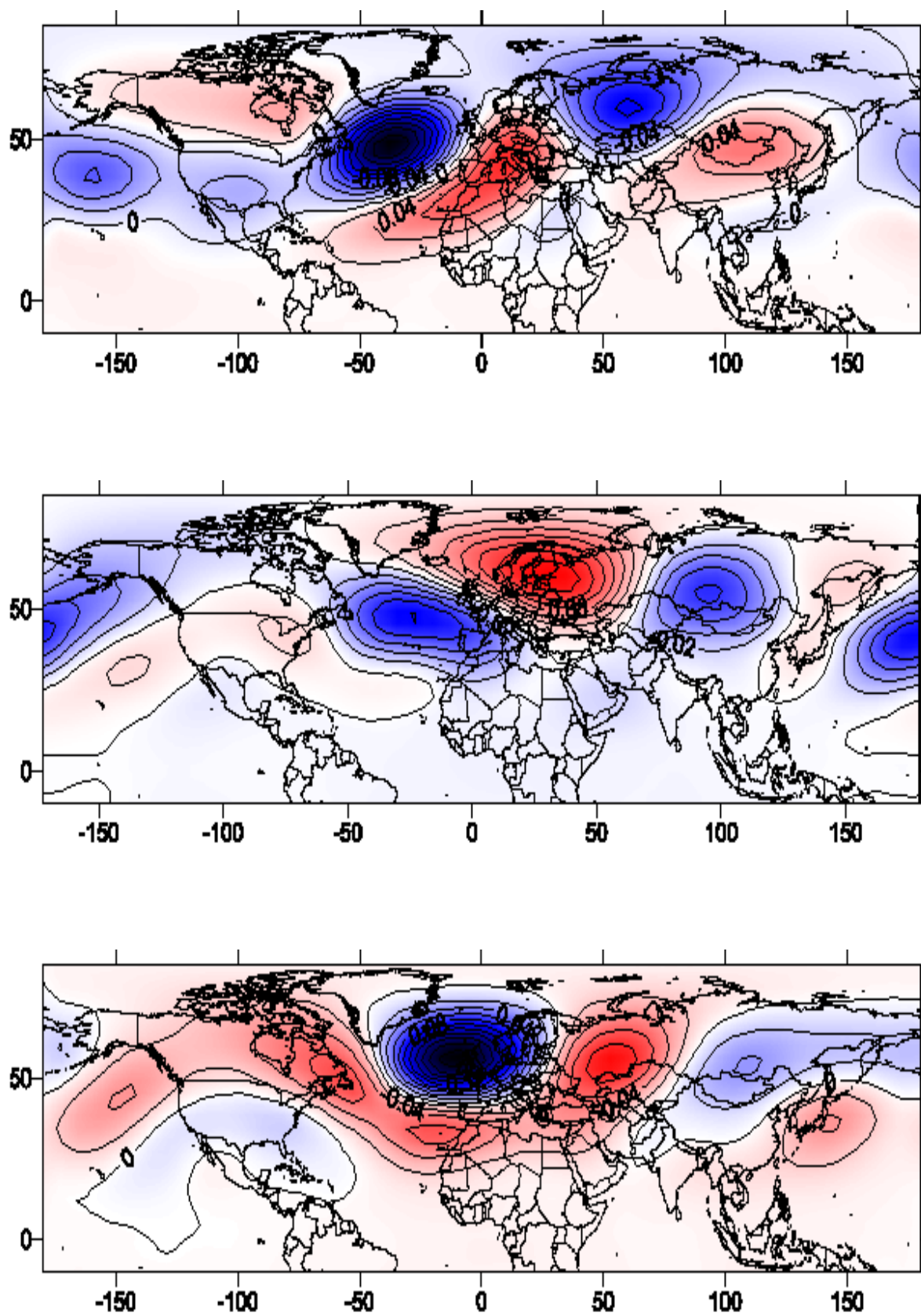
<http://www2.nict.go.jp/y/y222/SMILES/old/smiles/Motoki/picture/ozone.jpg>

Příloha A:

Mody variability geopotenciálu v hladině 500 hPa – oblast II



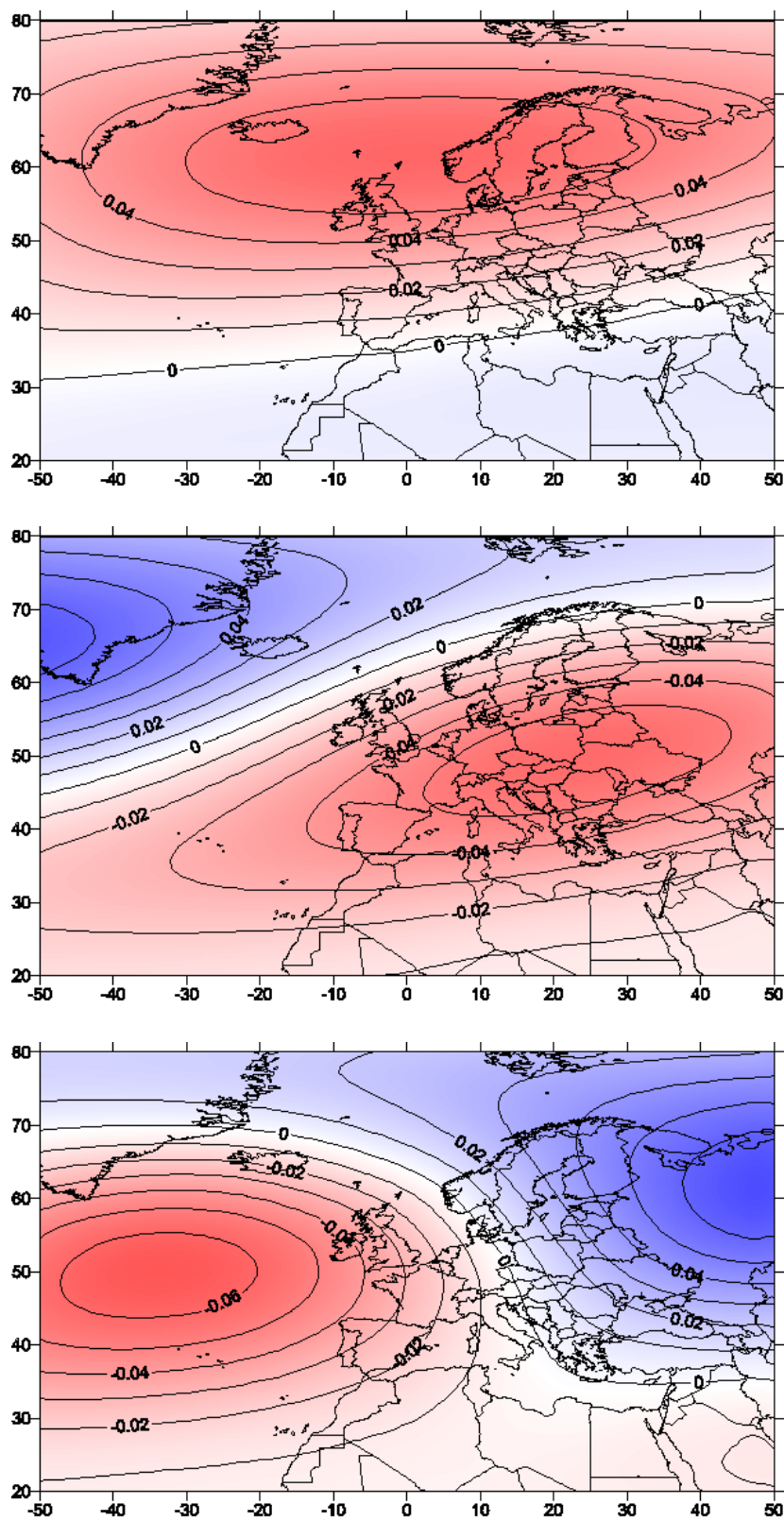
Obr. A.1: 1., 2. a 3. mod variability geopotenciálu v hladině 500 hPa – oblast II



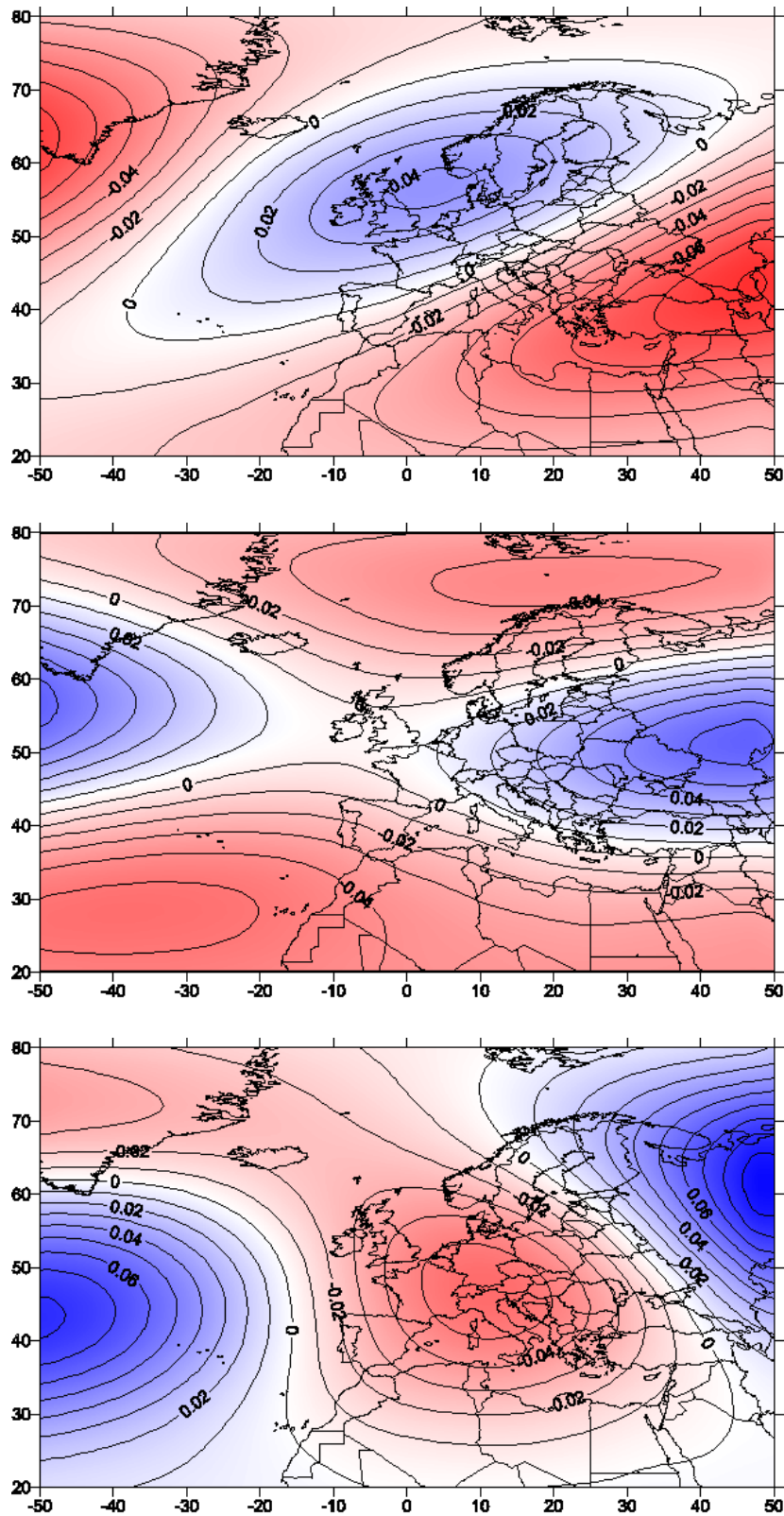
Obr. A.2: 4., 5. a 6. mod variability geopotenciálu v hladině 500 hPa – oblast II

Příloha B:

Mody variability geopotenciálu v hladině 10 hPa – oblast I



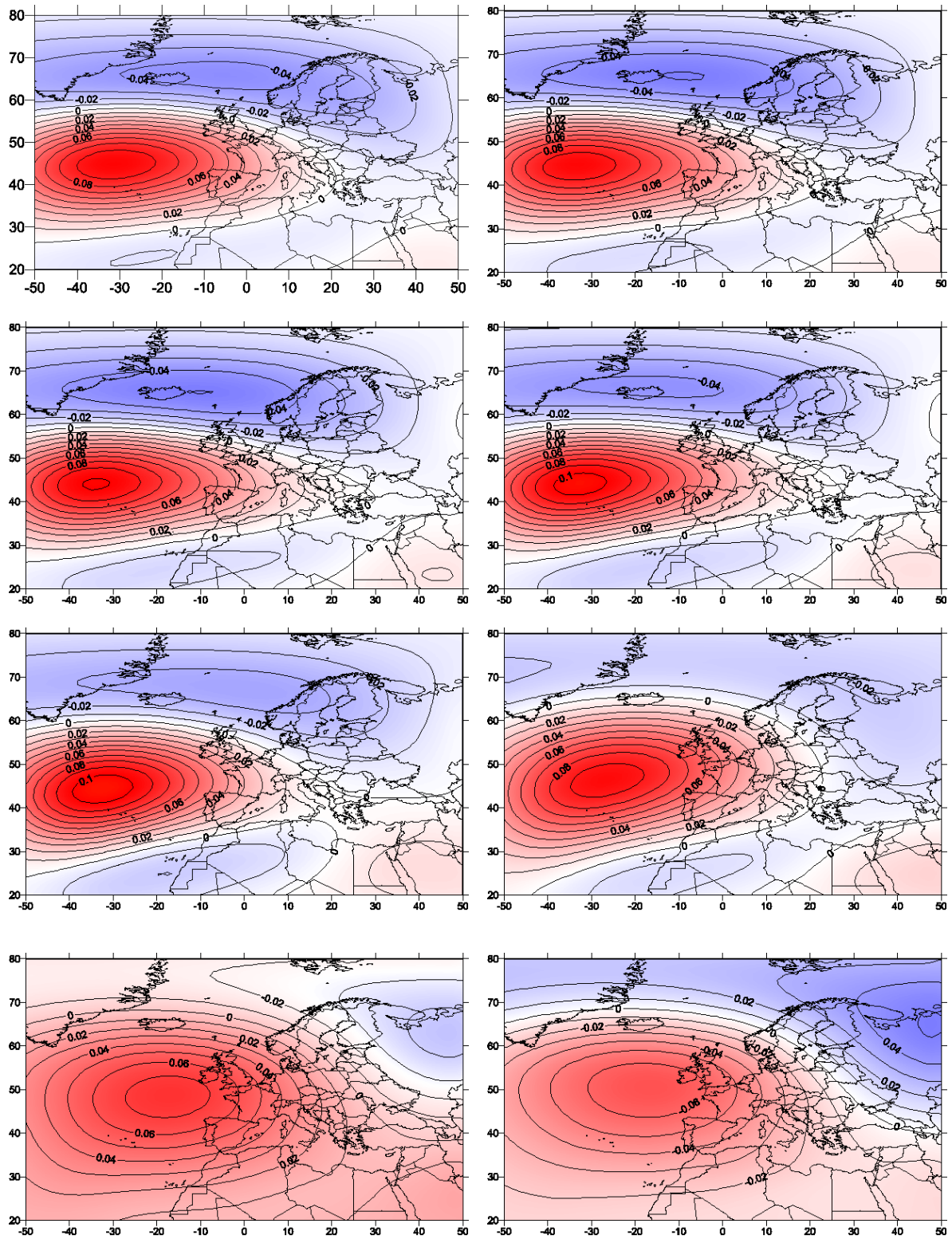
Obr. B.1: 1., 2. a 3. mod variability geopotenciálu v hladině 10 hPa – oblast I



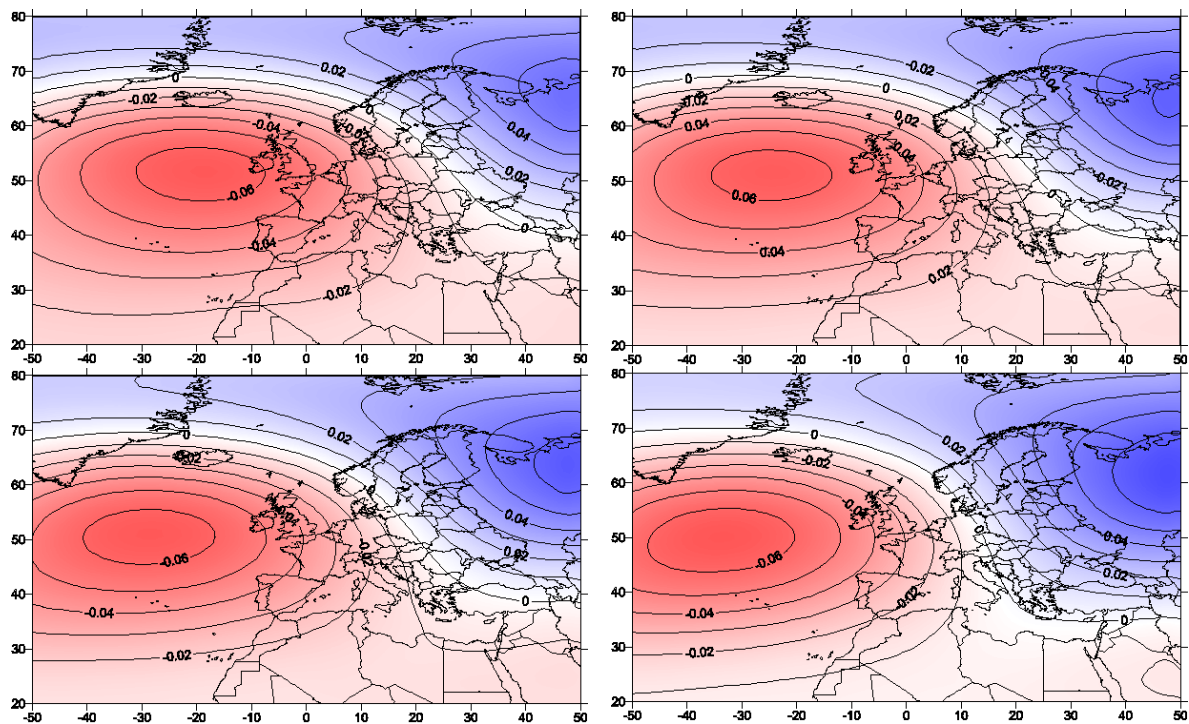
Obr. B.2: 4., 5. a 6. mod variability geopotenciálu v hladině 10 hPa – oblast I

Příloha C:

Azorský mod – vertikální vývoj



Obr. C.1: Azorský mod v hladinách (po řádcích) 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70 hPa



Obr. C.2: Azorský mod v hladinách (po řádcích) 50, 30, 20 a 10 hPa