



БЪЛГАРСКА АКАДЕМИЯ НА НАУКИТЕ

НАЦИОНАЛЕН ИНСТИТУТ ПО ГЕОФИЗИКА, ГЕОДЕЗИЯ И ГЕОГРАФИЯ



Петя Владимирова Калейна

*Изучаване на озонения слой
над територията на България*

**Автореферат за присъждане на научната и образователна
Степен “доктор” по специалността 01.04.08 “физика на океана,
Атмосферата и околземното пространство”**

Научен ръководител: чл. кор. проф. дфн Николай Милошев

СОФИЯ, 2016 г.

СЪДЪРЖАНИЕ

Увод.....	3
Глава I. Озон - информация, влияния и разпространение	3
I.1. Информация за озона	3
I.2. Влияния на стратосферния озон в атмосферата	12
I.3. Глобално разпространение на ТСО. Клетка на Брюер-Добсън	13
Глава II. Методи и уреди за измерване на стратосферния озон. Анализ на данните за България. Използвани методи.....	17
II.1. Методи и уреди за измерване на стратосферния озон	17
II.2. Анализ на данните	18
II.3. Използвани методи за анализ на данните	29
Глава III. Модел за прогноза и вертикални профили на озон за България. Глобално разпределение на ТСО	30
III.1. Синтез на модела	30
III.2. Изследване на вертикалните профили на озона над България	38
III.3. Глобално разпределение на ТСО и неговият сезонен ход	40
Заклучение.....	43
Основни приноси на дисертационния труд	44
Литература.....	45

Благодарности

Авторът дължи благодарност за продуктивната работа и помощ към работата по настоящия дисертационен труд на научния си ръководител Николай Милошев. Изключително полезни и крайно необходими бяха множеството консултации, разговори и съвети от научният ми консултант Пламен Мухтаров. Благодарна съм на колегите Георги Гаджев, Ивелина Георгиева, Владимир Иванов, Костадин Ганев, които ми помагаша и даваха съвети по време на цялата ми докторантура. Работите, изложени в настоящия труд и участията в конференции, свързани с темата на дисертацията са изпълнени с финансовата подкрепа на Европейски Социален Фонд 2007 - 2013, ОП „Развитие Човешките Ресурси“, Програма за мултидисциплинарно обучение на докторанти и млади учени, насочена към подобряване на дейностите в България по изграждане на интегрирана система за наблюдение и информационно обслужване в метеорологията, хидрологията и геофизиката с цел намаляване риска от бедствия, рационално използване и опазване на природните ресурси и изследване на климатичните промени, Договор: BG051PO001-3.3.06-0063. Авторът дължи признателност на организациите даващи свободен достъп до данни, използвани за изготвянето на дисертационния труд:

✓ Космически лъчи: *Bartol Research Institute*, "Neutron monitors of the Bartol Research Institute are supported by NSF grant ATM-0527878";

✓ Информация за озона: *NASA*, GES DISC DAAC, Code 610.2, Greenbelt, Maryland,

✓ Данни за озона (OMI и TOMS): *NASA*, <https://ozoneaq.gsfc.nasa.gov/>;

✓ Данни за вертикалните профили на озона: *NASA*, <http://aura.gsfc.nasa.gov/>;

✓ Данни за температурата: *UKMO*,

<http://www.metoffice.gov.uk/datapoint>;

✓ Данни за QBO: *NOAA*, <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>.

УВОД

1. Състояние на проблема.

Изтъняването на озоновия слой (или така наречената озонова дупка) установено през 1985 година от група изследователи от Великобритания става актуална тема в целия свят. И учени, и хора от обществото се интересуват и говорят за проблема. Вече е известно, че озоновият слой над Антарктида започна процеса на своето възстановяване, макар и бавно. Както знаем без него на Земята не би имало живот или поне такъв, какъвто го познаваме. Ето защо обществото трябва да бъде информирано на разбираем език за състоянието на озоновия слой, като се дават прогнози за totalното количество озон и информация за него, които да са достъпни за всеки желаещ.

2. Цел и задачи на настоящото изследване.

Целта на настоящия дисертационен труд е изследване на озоновия слой над България и създаване на емпиричен модел за прогнозиране на totalното количество озон в атмосферата над България. Такъв модел до момента не съществува, което прави темата на дисертацията не само нова, но и актуална, свързана с някои приоритети на здравеопазването. За постигане на целта се оказва необходимо предварително да се решат няколко отделни задачи, без които решаването на основната задача не е възможно. За да се навлезе достатъчно дълбоко във важността на проблема една от целите на дисертационния труд е подробен обзор на информация свързана с озона. На него е посветена първата глава от дисертацията. Тъй като няма достатъчно изчерпателна информация на български език, тази глава може да послужи и като справочник по темата.

Създаването на регионален емпиричен модел за прогноза на totalното количество озон изисква достатъчно дълъг времеви ред от данни от измервания на тази геофизична величина над България, който ред обединява наземни и спътникови измервания с необходимия контрол върху точността на измерванията. На базата на този времеви ред трябва да се извърши подробно изследване на поведението на тази величина в зависимост от конкретните условия - изменения, свързани с годишното време, влияние на космически фактори (слънчева активност), зависимост от други геофизични характеристики (температура, скорост на вятъра), за които величини са достъпни данни от измервания, както и изследване на дългопериодичните тенденции и късопериодичните вариации. Зависимостите, получени в резултат на това изследване се използват при синтеза на емпиричния модел, определянето на конкретни функционални зависимости от различни параметри, които позволяват прогнозирането на totalното количество озон при изпълнение на определени критерии за достоверност, които се проверяват по методите на математическата статистика.

В настоящата дисертация е извършен и сравнителен анализ на поведението на височинния профил на озоновата концентрация над България и на глобалното разпределение на totalното количество озон с цел сравнение на закономерностите на озоновия слой над България и глобалното му състояние в изследвания период.

Глава I. Озон - информация, влияния и разпространение.

I.1. Информация за озона.

I.1.1. Възникване и откриване на озона на Земята.

Озоновият слой е възникнал след обогатяването на първичната атмосфера с кислород. Преди един милиард години първите живи водни организми, наречени синьо-зелени водорасли започнали да използват енергия от Слънцето и да разцепват молекулите на H_2O и CO_2 и ги редуцирали в органични съединения, отделяйки кислород (O_2). Този процес на преобразуване на енергия, известен като фотосинтеза, довел до коренно преобразуване на първичната земна атмосфера. Някои молекули кислород образувани при фотосинтезата се свързвали с органичен въглерод и се образували CO_2 молекули. Така започнал да се натрупва кислород в атмосферата. Докато се увеличавал кислорода в атмосферата, намалявал въглеродния диоксид CO_2 . Благодарение на това сега планетата ни е единствената в Слънчевата система с кислородно-азотна атмосфера – въздухът, необходим за животните и човека. (Shuckburgh, 2004)

Високо в атмосферата някои кислородни (O_2) молекули абсорбират енергия от слънчевите ултравиолетови (UV) лъчи и се разделят, като образуват единични кислородни атоми. Тези атоми се комбинират с кислородните молекули (O_2) и образуват молекули озон (O_3), които са много ефективни при усвояването UV-лъчите. Тънкият слой от озон, която обгражда Земята действа като

щит за защита на планетата от облъчване с ултравиолетова светлина. Количеството озон, необходимо да защити Земята от биологично смъртоносна UV-радиация, с дължини на вълната от 200 до 300 nm, се смята, че е съществувало още преди 600 милиона години.

За съществуването на озона пръв изказва предположение холандският физик Мартин ван Марум през 1785 година. Въпреки това терминът „озон“ се появява едва през 1839 година, когато немският учен Кристиан Шонбайм забелязва остра миризма, докато провежда експеримент с електролиза на вода. Той разбира, че е открил нов елемент и въвежда термина „озон“ от гръцката дума „οζμή“ (ozin), което означава „мириша, излъчвам миризма“. Шонбайм описва откритието си в публикации от 1840 година. (A dictionary of scientists, 1999). През 1865 година Жак-Луи Сорет определя формулата на озона „O₃“. През 1881 година Хартли демонстрира съществуването на озон в атмосферата и обяснява, че липсващата ултравиолетова ивица от слънчевия спектър върху земната повърхност се дължи именно на поглъщането ѝ от атмосферния озон. Озоновият слой е открит през 1913 година от френските учени Шарл Фабри и Анри Бюсон. Свойствата му са подробно изучени от британският метеоролог Гордън Добсън, който разработва прост спектрофотометър, позволяващ измерването от земята на озона в стратосферата.

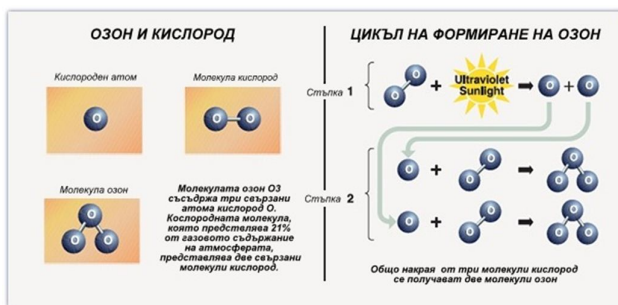
✓ **Какво представлява добсъновата единица (DU)?** Тоталното съдържание на озон (ТСО) се дефинира като съдържание на озон във вертикален атмосферен стълб с основа 1cm² при стандартни налягане и температура. Тогава в единици на налягане този стълб ще бъде около 0,3 атмосферни сантиметра. В случая на измерване на озон в атмосферата величината мили атмосферен сантиметър е прието да се нарича Добсънова единица (DU) в чест на учения. Тя отговаря приблизително на обемна концентрация 1ppbv озон (part per billion volume - частици на милиард обем). ТСО над дадено място е променлива величина, основно зависеща от атмосферната динамика. Като илюстрация можем да си представим привеждане на всички молекули озон в тропосферата и стратосферата до земната повърхност и равномерно разпределяне на тези молекули в слой от газ, простиращ се по земното кълбо. Полученият слой от чист озон ще има средна дебелина от около три милиметра. Средната стойност на ТСО за планетата е около 300 DU и варира според географските координати от около 200 до около 500 DU и в значително по-малки граници в зависимост от часовото време. Приема се че една Добсънова единица съответства на $2,69 \times 10^{16}$ молекули озон на cm². (Милошев, 2009; Huang et al., 2008).

I.1.2. Озона като вещество.

Озонът е един от многото газове в атмосферния въздух с незначително количество, съставляващи общо около 1% от обема на въздуха - от десет милиона молекули въздух само три са озон. В процентно отношение озонът представлява едва 10⁻⁶ % от атмосферния въздух. Простото вещество озон се състои от 3 атома кислород, свързани в полярна молекула, с форма на незавършен триъгълник. Той е газ в алотропна форма на кислорода. По-активен е от кислорода и един път и половина по-гъст и по-разтворим във вода. Озонът е нестабилно химическо вещество и е много силен окислител. Чистият озон в трите агрегатни състояния е взривоопасен при взаимодействие с повечето окисляеми химични вещества. Използва се за обеззаразяване на питейни води. Убива микроорганизмите, и в по-голяма концентрация е отровен и за хората.

I.1.3. Образуване и разпадане на озона в атмосферата.

✓ **Образуване на озона.** Наличието на стратосферен озонов слой в атмосферата е открито през 1920 година чрез наблюдения на слънчевия UV-спектър. Теорията за образуването му е, предложена през 1930 година от британския учен Сидни Чапман, и е известна като *механизъм на Чапман*. Чапман предлага теорията, че озоновият слой се образува чрез фотолиза на кислород O₂ в атмосферата. Енергията на връзката на молекулата O₂ (498 kJmol⁻¹) съответства на енергията на слънчев UV-фотон при дължина на вълната от 240 nm; само фотони с дължини на вълната по-малка от 240 nm могат да извършват фотолиза с O₂ молекула. Такива високоенергийни фотони от Слънчевия спектър има на голяма височина (Jacob, 1999). Под влиянието на т. нар. късовълнов екстремален ултравиолет, молекулярния кислород O₂ се разбива на два атома, които в следствие се свързват с други две кислородни молекули, образувайки две молекули озон O₃. Принципът на процеса е показан на Фиг. I.1.1.

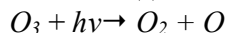


Фиг. 1.1.1. Процес на образуване на молекули озон. (Fahey and Hegglin, 2011)

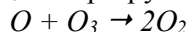
Озоновата молекула е нестабилна (въпреки че в стратосферата може да издържи дълго време) и когато бива ударена от ултравиолетовите лъчи се разцепва на кислороден атом и обикновена двуатомна молекула. Така се получава кръгов процес, наречен озоно-кислороден цикъл, резултат от който е слой с повишено съдържание на озон в стратосферата. Концентрацията на озона в стратосферата се дължи на баланса между производството и разрушаването му.

✓ **Разпадане на озона.** Съществуват няколко варианта за разпадане на озона в атмосферата. Озонът, пренесен от въздушните течения в тропосферата при допир със земната повърхност се саморазгражда. Загубите на озон по този начин са около 1%. Химичните и фотохимични реакции, протичащи в стратосферата са най-важните източници на озон. Например, слабата фотолиза на озона под действие на видимата светлина в диапазона от дължини на вълните 450-650 nm и UV-радиацията при дължина на вълната повече от 320 nm води до бързо образуване на атоми на кислорода в триплетно състояние, т.нар. P -състояние – $O(^3P)$. Повечето от тези атоми участват в реакциите на образуване на озон, но някаква част встъпва в реакция с останалия озон и го разгражда. В глобален мащаб средната скорост на разграждане на озона по този начин достига до 17% от скоростта на образуване на озона при химичните и фотохимични реакции. При дължини на вълните по-малко от 320 nm протича фотолиза на озона и се образуват възбудени синглети, т. е. атоми кислород в състояние 1D . Някои от тях в последствие отново се съединяват с молекулите кислород, образувайки озон. Така, озон не се губи. Именно при този процес озонът поглъща слънчевата UV-радиация при дължини на вълните по-малки от 320 nm. При наличие на водна пара, обаче, става частично разграждане на озона, тъй като част от молекулите $O(^1D)$ предизвикват верига от реакции, въвеждайки молекулите на водорода. Интегрирано за планетата, загубата на озон по този начин съставлява 11% от скоростта на образуването му. И така, загубите на озон при тези три природни процеса общо са до 29%. Останалата, по-голяма част от загубите на озон се дължат на наличието на хлорни, бромни и азотни съединения – основно продукти от човешката дейност.

Наличният в атмосферата озон лесно може да бъде подложен на фотолиза с UV-радиация с дължина на вълната 240 до 310 nm:



Озонът може да се разрушава и при взаимодействие с атомарен кислород (Перов и Хргиан, 1980). При тази реакция се разрушава около 20% от образувания озон:



Тези взаимодействия между O , O_2 и O_3 , както вече беше споменато се наричат реакции на Чапман, описани са от Сидни Чапман. Друг, съществен по своето значение механизъм за разрушаване на озона са каталитичните реакции, в които участват газове в цикличните реакции с озона, при които те отново се възстановяват след химическите превръщания. Такива са: водородният цикъл, азотният цикъл, хлорният цикъл, флуорният цикъл, бромният цикъл и серния цикъл.

1.1.4. Озонов слой.

Озонът се образува основно в средата и горна стратосфера в областта на тропиците. Той се произвежда основно там, защото Слънцето осигурява достатъчно от необходимата екстремна ултравиолетова радиация. На различни географски ширини, вертикалният профил на озона има различни концентрации, но като цяло най-големите концентрации са на височини от 20 до 40 km. Максимумът се намира на тези височини, където създаването на озон е по-интензивно поради две причини: достатъчен приток на кислород и достатъчно количество входяща UV-светлина. Над и под тези височини, тези два ефекта работят един срещу друг. (Wardle et al., 1997) Така наречения "жизнен цикъл" на озоновата молекула се определя от това колко време е необходимо на слънчевия

фотон да проникне в атмосферата и да разруши молекулата чрез фотолиза. Озоновите молекули намиращи се под пика на озон могат да "живеят" в продължение на седмици или месеци без да бъдат унищожени от слънчеви фотони. Това е така, защото озоновия слой молекули над тях абсорбират UV-фотоните. В процеса на унищожаване на молекула озон, фотона губи достатъчно енергия, така че той не спада към биологично вредното ултравиолетово лъчение. По този начин озоновия слой предпазва Земята. Въпреки, че представлява една малка съставна част от атмосферата, озонът играе жизненоважна роля в защитата на живота на Земята от вредната UV-радиация. Озонът е разпределен основно в две зони на атмосферата: стратосфера и тропосфера.

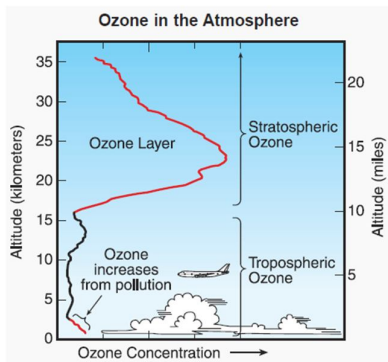
✓ **В стратосферата**, озона се произвежда от слънчева светлина. Около 90% от озона в земната атмосфера се съдържа в този слой (Фиг. I.1.2). Най-голяма е концентрацията на озон на височина между 15 и 35 km, където тя се изменя между 2 и 8 милионни части. Поради околоосното въртене на планетата, характерната височина на озоновия слой над полюсите е между 16-19 km, а при екватора – 22-24 km. Това е „добрият“ озон. В тази част на атмосферата, озона действа като щит за защита на повърхността на Земята, защото той поглъща вредната UV-B радиация от Слънцето. Ако не се абсорбира UV-B радиацията ще достигне повърхността на Земята в количества, които са вредни за различните форми на живот. А за хората, повишено излагане на UV-B лъчи увеличава рисковете от рак на кожата, катаракта и потиска имунната система. Друго UV-облъчване, е UV-A, което не се абсорбира значително от озона. UV-C е най-токсичната радиация, дори смъртоносна за живите организми, но тя се абсорбира от озона, водната пара, кислорода и въглеродния двуокис високо в атмосферата.

✓ **В тропосферата** озона е в близост до повърхността. В приземния слой, той може да има неблагоприятно въздействие, поради това, че той е силен окислител. Той не се емитира директно в атмосферата, а се формира главно от взаимодействието на азотните оксиди и летливите органични съединения под влияние на високи температури и слънчева светлина. Част от него се спуска от стратосферата, друга се образува при гръмотевична дейност. Реакциите, водещи до образуване на озон включват главно въглеродород и азот оксидни газове, както и самия озон, така и всички тези газове изискват слънчева светлина за протичане на реакцията. Приземния озон също реагира с въглеродороди от автомобилните газове и се изпарява от бензина, като образува вторични органични замърсители, като например алдехиди и кетони. Озоновото замърсяване в градските райони може да се разпространи в околните селски и горски райони, които са на стотици километри по посока на вятъра. Използва се за обеззаразяване на питейни води. Убива микроорганизмите, и в по-голяма концентрация е отровен и за хората. Влияние на озона върху здравето се състои в това, че при проникването му в дихателната система, той оказва токсичното си въздействие върху нея. Здравните ефекти се състоят във възпаление на респираторните органи, намаление на функционалността на белия дроб, съпроводени с ускорено дишане. Засяга имунната система и намалява устойчивостта към респираторни заболявания. (Гаджев, 2013) Основни източници са големи градове, където потреблението на изкопаеми горива и промишлени дейности са най-големи.

I.1.5. Разпределение на тоталния озон в световен мащаб.

На Фиг. I.1.2 е показан един типичен профил на озона с ниски стойности близо до повърхността и тропосферата, увеличаване на стойностите с надморска височина в ниската и средната стратосфера, и намаляващи стойности в горната част на стратосферата и мезосферата. Височинния максимума варира в зависимост от сезона (NASA, 2000). Разпределението на общия озон над Земята се изменя в зависимост от място, като стойностите могат да бъдат ежедневни или сезонни. Вариациите са в следствие на широко-машабните движения на стратосферния въздух, химическо производство и унищожаване на самия озон.

Общата концентрация на озона варира силно в зависимост от географската ширина по целия свят, като най-високите стойности се наблюдават на средните и високите географски ширини през всички сезони (виж Фиг. I.1.3). Това е в резултат на нивата на производство на озон от слънчевата радиация, които са най-високи на средните ширини и широкомащабната циркулацията на въздуха в стратосферата, която бавно транспортира тропически озон към полюсите. Озоновото натрупване на средни и високи ширини, води до увеличаване на дебелината (или вертикална стойност) на озоновия слой и в същото време на общо количество озон. За разлика от това, стойностите на общия озон са най-ниските в тропиците през всички сезони (с изключение на озоновата дупка), защото дебелината на озоновия слой е най-малка там.

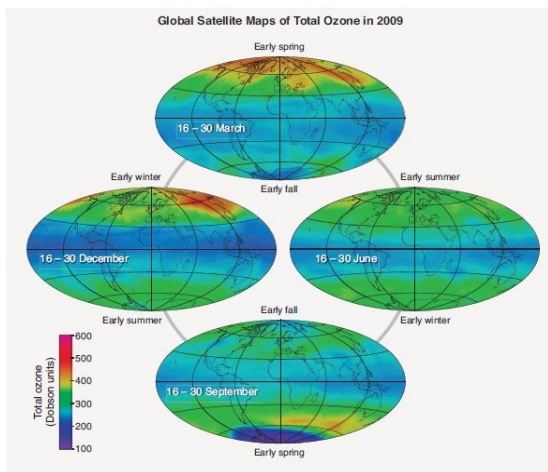


Фиг. 1.1.2. Вертикален профил на озона.

стратосфера, когато дневната светлина е непрекъсната през лятото. Това води до постепенното му намаляване там и достигане до най-ниските му стойности в началото на есента.

Вариациите показани на фигурата, са двуседмично осредни стойности на тоталния озон през 2009 година, измерени със сателитна апаратура. Тоталния озон показва малка промяна в района на тропиците (20° с.ш., 20° ю.ш.) през всички сезони. Тоталния озон извън тропиците варира по-силно с времето, от ежедневни до сезонни изменения, тъй като богатия на озон въздух се премества от тропиците и се натрупва по-високи географски ширини. Ниските стойности на тоталния озон над Антарктика през септември представляват т. нар. "озонова дупка". От 1980 година насам озоновата дупка в края на зимата и началото на пролетта представлява най-ниските стойности на тоталния озон, които се получават за всички сезони и всички географски ширини. Този естествен сезонен цикъл може да се наблюдава ясно в Северното полукуълбо, както е показано на Фиг. 1.1.3, с нарастващи стойности в Арктика на общо количество озон през зимата, ясно изразен максимум през пролетта, и намаляващи стойности от лятото до есента. В Антарктика, обаче, ясно изразен минимум на общо количество озон се наблюдава през пролетта. Минимумът е следствие на "озоновата дупка", която се характеризира с химическо унищожение на озона с озono-разрушаващи вещества е през пролетта. Най-ниските стойности ТСО в целия свят и за всички сезони се срещат всяка пролет в Антарктика. След пролетта, тези ниски стойности изчезват от общите карти на озона, когато полярния въздух се смесва с въздуха от по-ниските географски ширини, имащ много по-висока концентрация на озон. В тропиците, общото количество озон се променя много по-малко при пролетно-лятното и есенно-зимното изменение на сезоните, отколкото в полярните области. Това е така, защото сезонните промени, както в слънчева светлина, така и в транспорта на озон са по-малки в тропиците, отколкото в полярните региони.

Общото количество озон варира силно с географската ширина и дължина в рамките на сезонните показани на Фиг. 1.1.3. Тези примери, които се менят от ежедневни до седмични скали, се получават по две причини. Първо, естествените въздушни движения се смесват и се сливат с въздуха между регионите в стратосферата, които имат високи концентрации на озон и тези, които имат ниски.



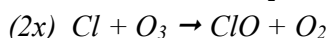
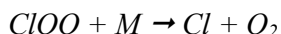
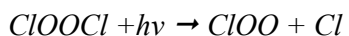
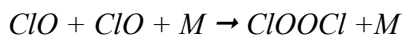
Фиг. 1.1.3. Тотален озон. Тоталния озон варира в зависимост от географската ширина и дължина, и сезон.

Тропосферните ветрови системи може временно да доведат до промяна на дебелината на озоновия слой в даден регион като по този начин се променя общото количество озон. Географската промяна в тези въздушни движения от своя страна причинява промени в разпределението от общия озон. Второ, вариациите на озона възникват в резултат на промените в баланса на химическо производство и процеси на загуба при движението на въздуха до и от различни места на земно кълбо. Този баланс, например, е много чувствителен към количеството на слънчева светлина в даден регион. Разпределението на общия озон над Земята се променя с мястото и варира от ежедневни до сезонни времеви скали. Вариациите са причинени от широкомащабни

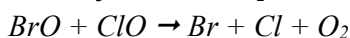
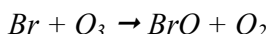
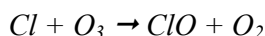
движения на стратосферния въздух и химическото производство и унищожаване на озона. (Fahey and Hegglin, 2011) Общото количество озон обикновено е най-ниско на екватора и най-високо в полярните региони. Като цяло можем да обобщим, че в Северното полукълбо има нарастване на концентрацията на озон през зимно-пролетните месеци. В екваториалната област не се наблюдава силно изразен сезонен ход. В Южното полукълбо се намира известната озонова дупка, където се получават най-ниските стойности в концентрацията на озон. Максимумът в развитието на озоновата дупка (съответно минимум в концентрацията на озон) е през месеците септември-октомври (Stolarski et al. 1991).

1.1.6. Изтъняване на озоновия слой над Антарктида.

Изтъняването на озоновия слой над Антарктида е установено през 1985 година от британските учени Джоузеф Фарман, Брайън Гарднър и Джонатан Шакнклин, членове на Британско антарктическо изследване (British Antarctic Survey). Резултатите от направените през 1982 година изследвания изглеждали толкова невероятни, че учените решили да съберат данни за още три години, преди окончателно да се публикува първият труд, документиращ изтъняването на озоновия слой, наричано за напред озонова дупка. Повторният анализ на данните показва, че дупката е започнала да се появява още през 1977 година. Глобалните сателитни данни веднага потвърди наблюденията над Halley Bay, Антарктида и показали, че намаляването на стратосферния O_3 се разпростира в целия Антарктически вихър (големия циркополяр вихър), обхващащ голяма част от южните полярни ширини. Намаляването на O_3 започва от 1985 година насам, и през пролетта озоновата колона над Антарктида в началото на века е със стойност по-малка от половината на това, което е била през 1960. Измерени вертикални профили показват, че изчерпването на O_3 основно е в най-ниската област на стратосфера между 10 и 20 km, където обикновено се съдържа по-голямата част от общата колона O_3 .



(I.1)



Озоновата дупка трябва да се разбира не като липса на озон, а изтъняване на озоновия слой. Този процес има сезонен характер. Озоновата дупка се появява всяка пролет над Антарктика. Площта ѝ се определя от картата на общия стълб озон. Той се изчислява от затворена линия с постоянна стойност от 220 DU. Стойността от 220 единици на Добсън е избрана, тъй като общите стойности на озона за по-малко от 220 единици на Добсън не са били намерени в историческите наблюдения над Антарктика, преди 1979 година. След публикацията на Фарман се повдигнал въпросът защо сателитните измервания на озона над Антарктика от спътника Nimbus-7, изведен в орбита години по-рано именно с цел измервания на озоновия слой, не сигнализират за изтъняването му. Данните се преразглеждат и се установява, че компютрите, анализиращи информацията, са програмирани да отхвърлят всички стойности на озона под 180 DU като нереални. Сателитните данни ясно потвърждават съществуването на дупката. Скоро след това откритие е подписан международния договор от Монреал с цел да се контролира изпускането на увреждащи озона вещества в атмосферата. След създаването на този договор се наблюдават очевидни резултати и количеството на тези химикали в атмосферата намалява.

1.1.7. Механизъм на формиране на озоновата дупка.

Процесът на изчерпване/изтъняване на озоновия слой започва с освобождаване на емисии халогенни газове от човешка дейност и от естествени процеси. Тези емисии, излъчвани от човешките дейности се наричат още озono-разрушаващи вещества. Следващите стъпки са натрупване, транспорт, преобразуване, протичане на химични реакции и отстраняване/отмиване на тези вещества. Изтъняването на озоновия слой заради халогенни изходни газове е явление от световен мащаб. Най-големите сезонни загуби на озон са в полярните региони, в резултат на реакции включващи полярни стратосферни облаци. Процеса на изтъняване на озоновия слой приключва, когато реактивните халогенни газове се "отмият" от дъжд и сняг в тропосферата и чрез отлагането им върху земната повърхност.

Механизмите на образуване и унищожаване на озон, представени в раздел I.1.3 не могат да обяснят, изчерпването на O_3 наблюдавано над Антарктика. Поради този факт, са проведени няколко мисии чрез въздухоплавателни средства в края на 80^{те} години на 20^{ти} век, с цел се разберат причините за изчерпването на Антарктическият озон. Чрез тези проучвания са се установява, че изчерпването на O_3 се свързва с изключително високо съдържание на ClO (хлорен оксид), а резултатите се потвърждават от спътникови данни. Паралелни лабораторни експерименти показват, че при такава високи концентрации на ClO , чрез нов каталитичен цикъл, включващ самостоятелно реакция на ClO би могъл да обясни голямата част от наблюдаваното изчерпване на O_3 . Бил открит и друг каталитичен цикъл, включен в изчерпването на O_3 през пролетта над Антарктика, който включва радикали на бром (Br), произведени в стратосферата чрез фотолиза и окисление на антропогенни газове, съдържащи Br като CH_3Br . Този каталитичен цикъл допринася за намаляването на съдържанието на озон в стратосферата при наличие на високи концентрации на ClO над Антарктида. Според моделите, механизмът за $ClO + ClO$ съставлява около 70% от общата загуба на O_3 в Антарктика; останалите 30% се отчита от механизма на $BrO + ClO$. Защо концентрациите ClO над Антарктида са толкова високи? Допълнителни изследвания през 1990 година показват, че критичната роля за осъществяване на тези реакции в стратосферата имат аерозолите при ниски температури. Температурите през зимата в антарктическата стратосфера са достатъчно ниски, за да се осъществи образуването на устойчиви ледени облаци наречени полярни стратосферни облаци в долната част на стратосферата. В тези облаци частиците (аерозоли) осигуряват повърхности за превръщане на HCl и $ClNO_3$ в Cl_2 , които след това бързо чрез фотолиза произвеждат ClO_x :



В Антарктика, зимата започва през март. С началото на зимата атмосферата изстива и ветровете, намиращи се на голяма височина започват да циркулират около континента, създавайки кръгла бариера, която спира въздуха от северните ширини да се смеси с въздуха от южните. Тези ветрове са свързани с Арктичната осцилация - тенденция за различни фази в налягането в полярните области и на средни ширини и интензивността на т.нар. „полярен вихър“. Като резултат се образуват облаци в стратосферата, съдържащи озон и вещества отделяни от човешката дейност, които в последствие разрушават озона. Когато южната пролет настъпи, слънчевата енергия започва да затопля атмосферата. Това предизвиква химична реакция между веществата и озоновите молекули и тогава изтъняването на озоновия слой започва да се формира чрез посочените вече химични реакции. По същество облациите служат, за да превърнат химикалите отделяни от емисиите на човешката дейност в химикали, разрушаващи озоновите молекули. Когато настъпи антарктическото лято, ветровете, образувачи кръглата бариера около континента започват да затихват и богатият на озон въздух от север попада обратно от другата страна на Антарктика, за да запълни изчерпания озонов пласт. Така дупката изчезва обикновено през ноември или декември. (Toon et al., 1991)

I.1.8. Вещества, разрушаващи озона.

Стратосферният озон се разрушава от някои индустриални химикали, особено от хлорофлуоровъглеродите. Chloro-fluoro-carbon (CFC) е сборно име на вещества съставени от флуор, хлор, въглерод и водород. Поради техните стабилни, безвредни и незапалими свойства те са широко използвани при: чистещите препарати на електронни компоненти, охладителите на климатиците, пяни за производството на изолиращи материали и т.н. Поради силно разрушаващия ефект върху озона продукцията на CFC е изцяло забранена в края на 1995. В наши дни е нужно да се осигури подходящо съхранение при употребата на CFC. Основна причина за образуване на озоновата дупка е хлорът от антропогенен произход (предимно от широкото използване на фреони в промишлеността и бита), който разрушава озона при специфичните метеорологични условия над Антарктида.

Изкуствените източници на хлор и бром са фреоните и изкуствени пестициди. Те са изкуствени индустриални вещества, произведени за пръв път през 30-те години. Фреоните се използват частично при пожарогасителите и охладители при хладилниците, а изкуствените пестициди се използват като пенливи субстанции при производството на изолационни и опаковъчни материали, както и почистващи препарати. Парите на фреоните не се окисляват от кислорода в долните части на атмосферата, а достигат до стратосферата. Там под действието на светлината се окисляват. Получават се свободни хлорни атоми, които влизат в реакции с озона многократно. Изчисленията показват, че по този начин една молекула хлор може да реагира многократно и да причини разпадането на около 100 000 молекули озон.

1.1.9. Хронология на озоновата дупка.

Хронологията в развитието на Антарктическата озонова дупка е илюстрирана на Фиг. 1.1.4. Тя започва с образуването на Антарктическият вихър обикновено през есента (май). Поради липсата на изразен релеф или контраст суша-океан, не се наблюдават смущения в западния поток в южните средни ширини, меридионалният транспорт е много слаб и Антарктическата атмосфера по този начин е ефективно изолирана от по-ниските географски ширини. Тази изолация е най-силно изразена през зимата, когато топлинният градиент по географска ширина е най-голям. Изолираният антарктически въздух през зимата се нарича антарктически вихър заради силния циркополярен вихър. През юни, температурите в Антарктическият вихър са спаднали до стойности достатъчно ниски за формиране на полярни стратосферни облаци. Осъществява се реакцията (I.2), следва превръщане на HCl и $ClNO_3$ в Cl_2 , и чрез фотолиза се получават Cl атоми. През зимата, обаче, загуба на O_3 е ограничена от липсата на слънчевата радиация, за да може чрез фотолиза да се произведе димера $ClOOC$ както в (I.1). Значително изчерпване на O_3 започва едва през септември, когато има достатъчно светлина на разположение, за да се образува бързо $ClOOC$. През септември вече температурите са се повишили достатъчно и всички полярни стратосферни облаци са се изпарили (пунктирната линия на Фиг. 1.1.4). Тогава HNO_3 във вихъра "пречиства" ClO_x чрез реакцията:



последвана от:

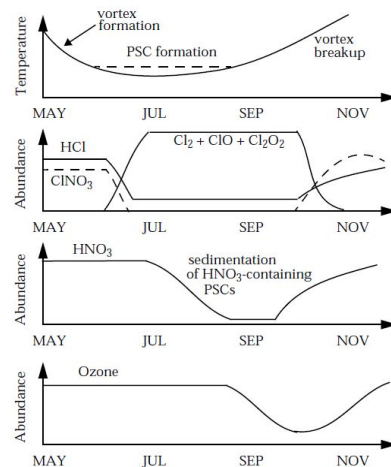


което води до потискане на загубата на O_3 .

Установено е, че това "пречистване" на ClO_x е неефективно, тъй като наблюдаваните концентрации HNO_3 през пролетта в антарктическият вихър са твърде ниски (Фиг. 1.1.4). Изчерпването на HNO_3 от Антарктическата стратосфера е причинено от утаяване на HNO_3 -съдържащи частици чрез полярните стратосферни облаци в течение на зимата; все още не е ясно как тези частици нарастват до достатъчно големи размери, за да могат да се утаят. По-доброто разбиране на този процес на утаяване е от решаващо значение за оценка на времевият обхват на антарктическата озонова дупка, а също и за предсказване на възможността за подобно изчерпване на O_3 . Температурите по време на арктическата зима могат да паднат до достатъчно ниски стойности, за да се формират полярните стратосферни облаци и HCl и $ClNO_3$ да се превърнат в ClO_x (Фиг. 1.1.4), но тези условия като цяло не са достатъчно устойчиви, за да се позволи отстраняване на HNO_3 от полярните стратосферни облаци чрез седиментация. В резултат на това, изчерпването на O_3 през арктическата пролет се потиска от (I.3) + (I.4). Наблюденията показват, че арктическата стратосфера се охлажда през последните години, както и е намерена силна корелация между това охлаждане и повишеното изчерпване на O_3 . Едно от предложените обяснения е увеличението на концентрациите на парникови газове. Парниковите газове в стратосферата имат охлаждащ ефект (за разлика от тропосферата), защото те излъчват енергията генерирана от абсорбцията на UV от O_3 (Jacob, 1999).

1.1.10. Монреалския протокол от 1987 година.

През 1985 година, договор за защита на озоновия слой, наречен Виенска конвенция е подписан от 20 нации във Виена. С подписването си участниците се съгласяват да предприемат подходящи мерки за защита на озоновия слой от човешката дейност. Виенската конвенция е рамково споразумение, чиято цел е да подкрепи научните изследвания, обмен на информация и бъдещите протоколи. В отговор на нарастващата загриженост, е подписан Монреалския протокол за веществата, разрушаващи озоновия слой през 1987 година и след ратификация, влиза в сила през 1989 година. Чрез протоколът се установява законов контрол на развитите и развиващите се страни относно производството и потреблението на халогенни изходните газове, за които е известно, че водят до разрушаване на озоновия слой. Халогенни изходните газове, съдържащи хлор и бром



Фиг. 1.1.4. Хронология на озоновата дупка.

контролирани съгласно Монреалския протокол са посочени като разрушаващи озоновия слой вещества. Протоколните разпоредби са структурирани, така че развитите страни да започнат изпълнението си първи, а развиващите се страни по-късно с някаква финансова помощ. През 2010 година Протокола от Монреал стана първия международен договор ратифициран от всички 196 държави и Европейския съюз. (Faghey and Hegglin, 2011) Договорът е структуриран около няколко групи халогенирани въглеводороди, за които е доказано, че участват в разрушаването на озона. Всички тези озono-разрушаващи вещества съдържат хлор или бром (вещества, съдържащи само флуор не вредят на озоновия слой). За всяка група, Договорът предвижда график, в който производството на тези вещества трябва постепенно да бъде извадено от употреба и в крайна сметка елиминирано.

Откакто Монреалския протокол е в сила, атмосферните концентрации на най-важните хлорофлуоровъглеводороди и свързаните с тях хлорирани въглеводороди или са стабилизирани или намаляват. Концентрацията на халони продължават да се увеличава, тъй като те се съхранявани понастоящем в пожарогасителите и нарастването им се очаква да започне да намалява около 2020 година. Също така, концентрацията на HCFC (hydro-chloro-fluoro-carbons), се е увеличила драстично, защото много от приложенията на CFC са заместени с HCFC. Смята, че HCFC и ненапълно HFC (hydro-fluoro-carbons) допринасят за антропогенното глобално затопляне. Тези съединения са до 10 000 пъти по-мощни парникови газове в сравнение с въглеродния диоксид. Монреалският протокол в момента призовава за пълно спиране на HCFC до 2030 година, но не поставя никакво ограничение на HFC. От подписването на Протокола от Монреал през 1987 година до сега, в света консумацията на вещества, които нарушават озоновия слой е намалена с над 90%.

I.1.11. Последствия от изтъняването на озоновия слой.

Повишената експозиция на UV-радиация има неблагоприятни последици за здравето, свързани преди всичко с очите и кожата. UV-радиацията е призната рисков фактор за някои видове катаракта. За кожата, най-често заплахата е рак. През последните десетилетия, честотата на няколко видове кожни тумори се е повишила значително сред хората. Рак на кожата при човека се появява след дълго излагане на слънце, така нареченото изгаряне. Изчислено е, че дългосрочна редукция на озоновата концентрация с 10% ще означава 26% увеличение на случаите на кожен рак. Екологичното равновесие ще бъде заплашено при разрушаване на озоновия слой. Ето защо е важно да се проучи връзката между слънчевата активност и озоновият слой, да се разграничат антропогенните фактори, водещи до намаляване на озона. Това е изключително важно за здравето на хората. (WHO, 2002)

Основните потенциални последствия от изтъняването на озоновия слой са: нарушаване на топлинната структура на атмосферата, съпроводено с възможни промени в атмосферната циркулация - силен парников ефект. Увеличаване на ултравиолетовата радиация на земната повърхност. Ако всички други фактори останат непроменени, няма никакво съмнение от научна гледна точка, че разрушаването на стратосферния озон ще засили ултравиолетовата радиация на повърхността на Земята. Увеличената ултравиолетова радиация може да се отрази върху здравето на хората, екосистемите, веществата, върху физическите и химическите процеси в ниските слоеве на атмосферата. Също така това може да намали растежът на растенията и да засегне малките живи организми като: зоопланктон, фитопланктон, ларви на насекоми и малки риби. Ще доведе до увеличаване на случаите на рак на кожата (уврежда ДНК в клетките) и визуални пречки като катаракта.

I.1.12. Лечение с озон.

Озонът е използван от 1856 година за дезинфекция на операционни зали в Европейските болници. Той не е прилаган като лечебно средство до 1915 година, когато немският лекар Алберт Волф, започва да го използва при лечението на кожни заболявания. По време на Първата Световна война лекарите в германската армия са използвали озона за лечение на рани и анаеробни инфекции. През 1950 година няколко германски лекари започнали да го прилагат при злокачествени заболявания в комбинация с конвенционални методи на лечение. До 1990 година около 8000 лекари в Германия са използвали озона в своята лечебна практика. Най-подробни изследвания в областта на озонотерапията са правени в бившия Съветски съюз и в Куба. Озонотерапията подпомага детоксикацията на черния дроб, разрушава „вредните мазнини“, подобрява клетъчния метаболизъм и снабдява нашия организъм с енергия, намалява нивото на пикочната киселина, подобрява

реологичните свойства на кръвта, като по този начин подпомага снабдяването на тъканите и органите с кислород, потиска размножаването на бактериите, вирусите и гъбите и ги отстранява от нашия организъм, извежда изключително токсични вещества, които се генерират от разпада на раковите клетки по време на химиотерапия.

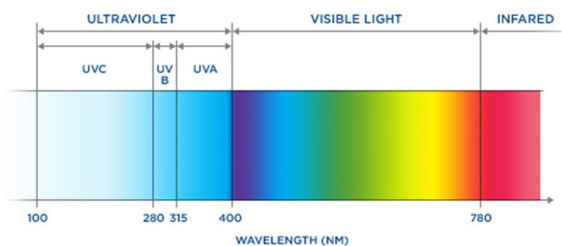
Във високи концентрации озонът е токсичен, но в ниски концентрации има терапевтично действие. В организма озонът освобождава кислород, който има силно противомикробно и противовирусно действие. Методите за приложение на озон са различни: преливане на собствена кръв, обработена с озон, ректални инфузии (вливания), венозни или мускулни инжекции, приемане през кожата с озонова сауна и пиене на озонирана вода. (Интерграмед, 2016)

1.2. Влияния на стратосферния озон в атмосферата.

1.2.1. Взаимодействие на озона със слънчевата UV-радиация.

Слънцето произвежда лъчение при много различни дължини на вълните. Те са част от това, което е известно като електромагнитен (ЕМ) спектър. ЕМ-радиация включва всичко от радиовълни (много дълги дължини на вълните) до рентгенови и гама-лъчи (много малки дължини на вълните). ЕМ-радиация е класифицирана спрямо дължина на вълната, която е мярка за това колко енергетична е радиацията. Енергията на фотон или радиацията (с определена дължина на вълната) е обратно пропорционална на неговата дължина на вълната. Слънцето излъчва радиация във всички части на електромагнитния спектър (Фиг. 1.2.1), около 7% в ултравиолетовия спектър (UV), 41% във видимата област между 400 и 760 nm (VIS) и 52% в инфрачервения (IR). Ултравиолетовият диапазон обхваща дължина на вълната, варираща между 100 и 400 nm и е разделен на три части UV-A, UV-B и UV-C (Ratner and Walker, 1972).

Изчерпването на стратосферния озон води до увеличаване на слънчевата ултравиолетова радиация на повърхността на Земята. Това увеличение става основно в ултравиолетовия B компонент на слънчевата радиация. Дългосрочни промени в UV-B радиацията, достигаща повърхността на Земята се измерват директно и може да бъдат оценена спрямо промените в концентрацията на озон. UV-B радиацията може да навреди на хората и другите форми на живот, и някои материали. Повечето от въздействията на слънчевата светлина върху човешкото тяло, са причинени от излагане на UV-B радиация. Основен ефект е зачервяване (меланом) по кожата, което води до слънчево изгаряне. Повишено излагане може да доведе до рак на кожата. В много страни се дават сведения за еритемната радиация под формата на "UV-индекс" (в България, прогнозата може да бъде видяна на уеб-страницата: http://data.niggg.bas.bg/uv_index/uv_index_bg.php). Дългосрочните промени в UV-B радиацията, достигаща до земната повърхност е важно да се изучават, поради нейната потенциална вреда и взаимоотношение с изтъняването на озоновия слой. Индексът се използва международно, за да се увеличи осведомеността на обществото за вредните ефекти на UV-радиацията върху здравето на хората и за необходимите мерки, които трябва да вземе всеки човек спрямо своя тип кожа. Интензивността на UV-радиацията се влияе от: положение на слънцето, географската ширина, облачно покритие, надморска височина, озонов слой, отражение от земната повърхност. (WHO, 2002)



Фиг. 1.2.1. Слънчев спектър с подробен ултравиолетов диапазон.

1.2.2. Озона като щит за ултравиолетовите лъчи.

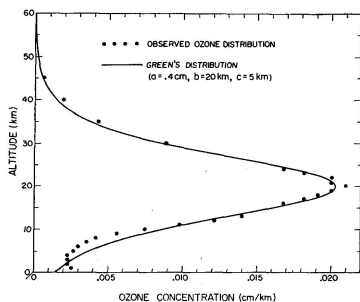
В долния панел на Фиг. 1.2.2 можем да видим колко добре озонът предпазва живота на повърхността от енергичните слънчеви фотони. Фигурата показва количеството на падащата слънчева енергия на Земята на единица площ, като функция от дължината на вълната. "Top of the atmosphere", представлява нивото на идващата слънчева радиация към земната атмосфера. Кривата, озаглавена "30 km" дава количество радиация, получена на 30 km над повърхността, а кривата "Surface" показва количеството радиация попадащо на повърхността. На 30 km височина наблюдаваме значително намаляване на количеството радиация между 225 и 275 nm. Разликата между количеството радиация в горната част на атмосферата и това, получено при 30 km се дължи на абсорбцията ѝ от озон и кислород. Колкото сме по-близо до повърхността, има толкова повече

кислородни и озонни молекули, които ни предпазват от идващата радиация от горната част на атмосферата. За излъчване с дължина на вълната 290 nm, интензитетът на земната повърхност е 350 милиона пъти по-слаб, отколкото в горната част на атмосферата.

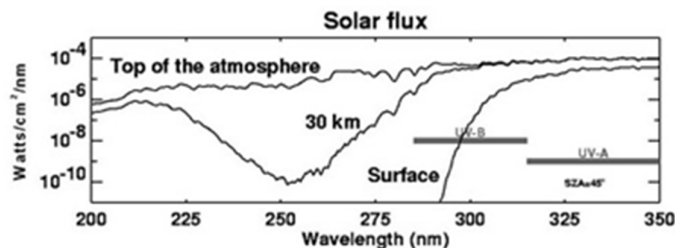
1.2.3. Влияние на озона върху температурата в стратосферата.

Поглъщането на ултравиолетовата радиация от атмосферния озон е причината за повишение на температурата на атмосферата в областта, където то е най-интензивно. Показаното на Фиг. 1.2.3 разпределение на концентрацията на озона по височина показва, че то притежава добре изразен максимум на около 20 km височина, типично за зимата на средни ширини. Точките на Фиг. 1.2.3 са данни от измерванията на McClatchey et. al (1972), а плътната линия е апроксимация.

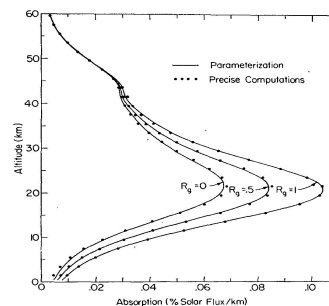
Поглъщането на ултравиолетовата радиация зависи от концентрацията на озона на дадена височина. На Фиг. 1.2.4 е показано височинното разпределение на поглъщането за слънчев зенитен ъгъл $\theta_0 = 60^\circ$ и три стойности на земното албедо. Отчетено е и влиянието на отражението (албедото) от повърхността на Земята. (Champion et al., 1962) В резултат на поглъщане на ултравиолетовата радиация от озона настъпва загряване на атмосферата, което се описва от величината скорост на загряване, показана на фигурата. Забелязва се, че максимумът на скоростта на загряване не съвпада по височина с максимума на абсорбцията, а е значително по-висок (1 mb налягане отговаря приблизително на 50 km височина). Причината за това е, че потокът радиация намалява с височината поради нейното поглъщане и достига до областта на максимално поглъщане значително отслабен. (Dah Chou and Kyu, 1996) Поглъщането на UV-радиация от озона предизвиква увеличение на температурата в стратосферата, която достига максимални стойности на 50 km височина.



Фиг. 1.2.3. Вертикален профил на озона.



Фиг. 1.2.2. Абсорбция и фотолитиза на кислородни молекули от слънчевата радиация.



Фиг. 1.2.4. Профил на поглъщането на слънчевата радиация от озона

1.3. Глобално разпространение на ТСО. Клетка на Брюер-Добсън.

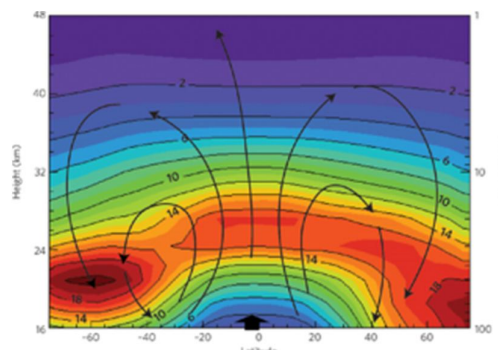
Основното производство на озон е в тропическата стратосферата, където слънцето разгражда кислородните молекули (O_2) в кислородни атоми (O), които реагират бързо с други молекули O_2 за да образуват озон (O_3). Проблемът с тази опростена картина е, че най-голямото количество озон се намира основно на високите географски ширини, а не в тропиците. Това означава, че голяма част от озона се намира извън мястото на неговото образуване. Причината за това е бавната атмосферната циркулация, което придвижва озона от тропиците, където е произведен към средните и полярни ширини. Това бавно движение е известно като циркулацията на Брюер-Добсън, кръстено на двамата учени. Простия модел, предложен от Брюер (1949 г) и Добсън (1956 г) се състои от три основни части. Първата част обяснява нарастващи тропически движение от тропосферата в стратосферата. Втората - транспорта от стратосферата към полюсите. Третата - низходящите движения в стратосферните средни ширини и полярните ширини, въпреки че има съществени различия в двете области. В средната ширина низходящия въздух се транспортира обратно в тропосферата, а на полярните ширина низходящия въздух се транспортира в полярната долна стратосферата, където се натрупва. Този циркулационен модел обяснява защо тропически

въздух е с по-ниска концентрация на озон от полярния въздух, въпреки че основният източник на озон са тропиците.

1.3.1. Стратосферна циркулация: обща картина.

За да се получи по-опростен поглед на тази широко-машабна циркулация в стратосферата, е полезно да се разгледат транспортните процеси като зонално средни, т.е. осреднени около една географска ширина. Фигура 1.3.1 показва тези зонално средни стойности в средната атмосфера насложени върху средната годишна плътност на озона (в единици DU/km). Тази циркулация ние наричаме циркулация на Брюер-Добсън. Тя е изобразена с черните линии със стрелки. Цифрите показват сезонно осреднена плътност на озона (червеното означава висока плътност на озона; синьото - ниска плътност). Данните за озон се основават на измервания за периода 1980-1989 от Nimbus-7 SBUV.

Брюер предлага за първи път този бавен циркулационен модел, за да обясни липсата на вода в стратосферата. Той предполага, че водната пара е изсушена чрез замръзване ("freeze dried"), докато се движи вертикално през студената Екваториална тропопауза. Този процес може да се получи чрез кондензация и утаяване в резултат на охлаждане до температури под -80°C . Най-ниските стойности на водата са намерени в близост до тропическата тропопаузата. По-късно Добсън предполага се, че този тип движения също биха могли да обяснят наблюдаваните високи концентрации на озон в ниската стратосфера в полярните региони, които се намират далеч от района на фотохимичното образуване на озон в тропическата средна стратосфера. Циркулацията на Брюер-Добсън допълнително обяснява наблюдаваните ширини (т.е. север-юг) разпределения на съставни с дълго време на живот, като азотен окис и метан.



Фиг. 1.3.1. Схема на циркулацията на Брюер-Добсън, представена със сезонно осреднена плътност на озона.

1.3.2. Циркулацията Брюер-Добсън в тропиците.

Въздухът, който бавно се вдигна от тропическата тропосферата в стратосферата (Фиг. 1.3.1), е много сух, с ниска концентрация на озон, и високи нива на CFC (хлорофлуоровъглеродороди). Този процес на тропическо повдигане от долната стратосферата е доста бавен, от порядъка на 20-30 метра на ден. Между 16 и 32 km, плътността на въздуха намалява с около 90%. Това означава, че около 90% от масата идваща в стратосферата на 16 km ще премине към средните ширини, и ще достигне до не повече от 32 km височина. Производството на озон в региона на тропиците е най-интензивно, защото Слънцето е разположено перпендикулярно през целия ден и през цялата година. Има достатъчно от необходимата енергетична UV-светлина да разцепи молекулярния кислород O_2 и да се образува озон. Обикновено са необходими повече от 6 месеца за да може въздуха от 16 km височина (в близост до тропическа тропопаузата) да достигне до около 27 km. Въпреки че производството на озон е незначително и бавено в долната стратосфера на тропиците, бавната кръгова циркулация осигурява достатъчно време за образуване. Фигура 1.3.1 показва тази максимална плътност на озона до близо 27 km височина. Това е тази максимална плътност, която обикновено се нарича "озоновия слой".

1.3.3. Циркулацията Брюер-Добсън в извънтропичните ширини.

В стратосферата, циркулацията на Брюер-Добсън носи въздух от екватора към полюсите. Към полюсите от около 30°N и 30°S , движението става надолу, както и към полюсите. Тази циркулация към полюсите и надолу, води до увеличаване концентрацията на озон в долната стратосферата на средни и високи (т.е. извънтропични) ширини. На Фиг. 1.3.1, се вижда това увеличение на озон на ниска надморска височина в по-високите географски ширини, като пряк резултат от тази циркулация. Друга причина, на която се дължи увеличение на озона в долната стратосфера в извънтропичните ширини е, че времето на живот на молекулата озон в тази област нараства. Озона се произвежда от молекуларен кислород чрез фотолиза и се унищожава в каталитични реакции (обикновено се използват свободни кислородни атоми O). Тъй като има много малко кислородни атоми O в долната

стратосфера (защото повечето от ултравиолетовата радиация, необходима за производството им, се абсорбира на по-високите нива в атмосферата) жизнения цикъл на озона е много по-дълъг. По този начин не е лесно да се унищожават молекулите озон в долната стратосферата. В резултат на това, се получава натрупване на озон благодарение на циркулацията на Брюер-Добсън, която задвижва въздуха към полюсите от производствения тропически район към високите географски ширини и надолу към ниските височини.

1.3.4. Теория за циркулацията на Брюер-Добсън.

1.3.4.1. Стоящи планетарни вълни.

Един от видовете атмосферни вълни, който съществува, се нарича вълна на Росби, кръстени на учения в областта на атмосферните науки Carl G. Rossby. Вълната на Росби съществува в резултат на комбинация на градиентите на меридионалната температура и въртенето на планетата (която произвежда силата на Кориолис). Вълната на Росби е широко-машабна вълнова система, чийто размер е хиляди километри в хоризонтално направление и няколко километра по вертикалата. Масштабните топографски характеристики, като Скалистите планини и Хималаите, заедно с температурните градиенти в меридионално направление и отклонението на Кориолис, създават вариант на вълните на Росби, наречени стоящи планетарни вълни (stationary planetary wave - SPW). Те имат много дълги дължини на вълните (до 10 000 km) и или остават неподвижни, или се движат бавно на запад. Те в крайна сметка се разпространяват вертикално в стратосферата.

1.3.4.2. Циркулация на Брюер-Добсън и радиационен баланс.

При липса на каквито и да било стратосферни вълни, поради циркулацията на Брюер-Добсън, в полярната област в средата на зимата ще бъде много по-студено, отколкото е в действителност. Изчисленията показват, че без вълните и циркулацията на Брюер-Добсън, полярната стратосферата ще бъде феноменално студена. Смята се, че на 30 km височина полярната температура на въздуха ще бъде около 160 K (-113° C), за разлика от измерената реална 200 K (-73° C). Полето за температура, получено без никакви вълни или циркулации е известно като "radiative equilibrium" (радиационно равновесие). През зимата в долната стратосферата, циркулацията в полярния регион е низходяща. Това адиабатно спускане (компресия) води до температури, които са по-високи от съответната стойност при радиационното равновесие, създавайки леко по-топъл радиационен баланс.

1.3.5. Разлики в двете полукълба при зимния транспорт.

Видяхме, че циркулацията на Брюер-Добсън се характеризира с повишаващи се движения около екватора, транспорт към полюсите и низходящи движения на високите географски ширини. Това е общия модел. Въпреки това, съществуват значителни разлики в мощността и поведението на клетката на Брюер-Добсън в двете полукълба на Земята. Циркулационните клетки на Брюер-Добсън в южното и северното полукълбо са доста различни по време на зимния сезон. Разликите в двете полукълба произлизат от форсирането на планетарните вълни, произлизащо от тропосферата. Широко-машабните топографски характеристики като Скалистите планини и Хималаите са предимно в северното полукълбо. В южното полукълбо има значително по-малко земя. То е почти изцяло покрито от океан от 55° на юг до континента Антарктида. Слабата зимна вълнова дейност в южното полукълбо означава, че Антарктическият полярен вихър е много по-изолиран от Арктическият, и в резултат на това температурите в Антарктическият полярен вихър достигат изключително ниски стойности. Тези вълнови различия оказват дълбоко влияние върху транспорта и водят до наблюдаваните разлики в двете полукълба в разпределението на озон.

Поради контраста топография-океани в северното полукълбо, северната стратосфера има по-изразена и по-интензивна планетарна вълнова активност по време на северната зима отколкото в южното полукълбо през южната зима. Тази силна вълнова дейност в северното полукълбо, води до по-силна циркулация на Брюер-Добсън през северната зима, отколкото по време на южната. Тези хоризонтални процеси на смесване в южното полукълбо, се ограничават до субтропичите и средните ширини и рядко достигат полярния Антарктичен регион. За разлика от тях, в северното полукълбо, процеси на смесване често преминават в полярния Арктичен регион, благодарение на значителната планетарна вълнова активност и циркулацията на Брюер-Добсън.

1.3.6. Квази-двугодишна осцилация (QBO) и циркулацията Брюер-Добсън.

Квази-двугодишна осцилация (QBO) представлява квази-периодичен среден зонален пренос от обръщането на вятъра, има ниски вариации на честотата в долната екваториална стратосфера (от 3 до 100hPa) и засяга различни извънтропични явления, включително и силата и стабилността на зимния полярен вихър. Теория и наблюденията показват, че един широк спектър от вертикални вълни, разпространяващи се в екваториалната атмосфера трябва да се разгледа, за да се обясни явлението QBO. Ефектът на QBO се извършва в тропиците, но това най-често се изразява като промяна в посоката на стратосферния вятър зонално в Сингапур. Фигура 1.3.2 показва тези зонални ветрове, данните са за периода 1981-199 между 25-30 km височина.

Както виждаме на Фиг. 1.3.2, посоката на вятъра над тропическата стратосфера променя своя знак (посока) всяка година. Въпреки това, тъй като QBO се дължи на вътрешната динамика на тропическите вълни, а не годишната смяната на сезонния цикъл, срокът на колебание на този вятър е силно променлив с периоди, вариращи между 22-34 месеца. Оттам идва и името, квази-двугодишно колебание, отразяващо променлива периода на това явление. Интересно е как ветрове в една посока се спускат в надморската височина във времето и се заменят с ветрове в обратната посока. Ветрове в определена посока наричаме режим. Има западни и източени режими на вятъра, свързани с QBO. Атмосферната метеорологична и вълнова динамика варират от година на година. Тези различия произвеждат многогодишна вариабилност в активността на вълната, която засяга циркулацията на Брюер-Добсън. Един от основните източници от година на година в промяната на общото разпределение на озона е квази-двугодишната осцилация (QBO). Общо разпределение на озона се засяга от QBO по две причини:

- ♦ QBO оказва влияние върху структурата на стратосферната температура, която от своя страна се отразява на фотохимичния баланс на горната стратосфера;
- ♦ QBO директно изменя циркулацията на Брюер-Добсън.

1.3.7. Циркулационни модели извън стратосферата.

Меридионалната атмосферна циркулация също играе роля в разпространението на озон в атмосферата. Под меридионалната, се има предвид циркулацията между различните географски ширини (т.е. север-юг).

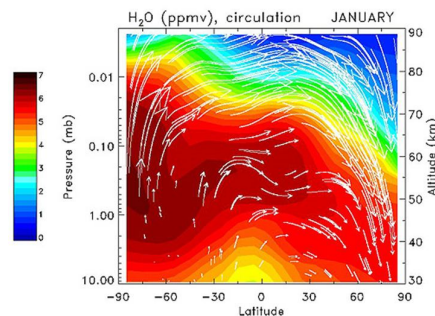
1.3.7.1. Тропосферна меридионална циркулация.

Въпреки че циркулацията на Брюер-Добсън е най-важната циркулация за разпространението на озона в стратосферата, има и други циркулации, които влияят на стратосферата по второстепенен начини. Такава е циркулацията Хадли или клетка на Хадли, тя представлява нарастващи движения в тропическата тропосфера и потъващи движения в извънтропичните региони. Топлият влажен въздух се издига в тропическа тропосфера по Вътрешно-тропична конвекгентна зона, където купесто-дъждовните облаци се издигат в атмосферата. Тези конвективни кули "изпомпват" въздуха от повърхността към тропическата висока тропосфера, откъдето бавно се пренася в стратосферата. Въздухът потъва обратно надолу в по-хладните субтропични региони, в резултат на пояс от високо налягане. Тропически клон от циркулацията на Хадли не е непрекъснат механизъм, който настъпва при всички географски дължини, а серия от концентрират вълни от "горещи кули" на конвекция. Вътрешно-тропичната конвекгентна зона видяна на глобалните изображения на Земята, представлява тънка линия от купесто-дъждовните облаци в рамките на 10° от екватора (Фиг. 1.3.3). В допълнение, циркулацията Хадли е отговорна за по-ниските тропосферен източни ветрове и горните тропосферени западни ветрове, които оказват влияние върху разпространението на озона във височина.

1.3.7.2. Средна меридионална циркулация в мезосферата.

В горната стратосфера и мезосфера (30-90 km) по време на слънцестоенето, циркулацията е доминанта от една единствена клетка с нарастващи движения в полукълбото с лято и потъващи движението в зимното полукълбо. В резултат лятото в полярната мезосфера е много по-студено, отколкото при радиационното равновесие, докато зимата в полярната мезосферата е много по-топло. Този модел на обръщане обикновено се задвижва от малки по мащаб гравитационни вълни. Тези вълни се появяват през всички сезони и при всички географски ширини в мезосферата. Фигура 1.3.4

показва тази циркулация в стратосферата и мезосферата, насложена върху разпределението на водната пара за месец януари (северна зима/южно лято). На Фигура I.3.4 е изобразена средната мезосферна циркулация, която транспортира големи количества водна пара от горната стратосфера към горната мезосфера до около 80 km в средните до високите географски ширини през лятото в южното полукуълбо. Ниските количества водна пара в последствие се транспортират от долната термосфера над 90 km надолу към долната мезосфера и горна стратосферата от средните до високите географски ширини на зимата в северното полукуълбо. (Stratospheric Ozone, An Electronic Textbook)



Фиг. I.3.4. Зонално средно разпределение на водните пари .

Глава II. Методи и уреди за измерване на ТСО. Анализ на данните за България.

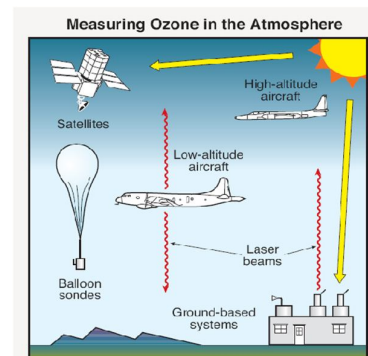
Използвани методи.

II.1. Методи и уреди за измерване на стратосферния озон.

Количеството озон в атмосферата се измерва чрез различни техники (виж Фиг. II.1.1). Тези техниките се базират на уникалните оптични и химични свойства на озона. Има два основни типа измерване: локално и дистанционно. Измерванията на озона са от съществено значение при проследяване развитието на озоновия слой и в разбирането на процесите, които са свързани с баланса на озона в световен мащаб. (Fahey and Hegglin, 2011)

II.1.1. Локални измервания.

Локалните измервания на озон в атмосферата са тези, които изискват въздуха да бъде в директен контакт с инструмента. След като въздуха е в камерата на инструмента, озона се измерва чрез неговото усвояване на ултравиолетова светлина или от електрически поток, или чрез светлината, произведена в химическа реакция с участието на озон. Последният подход се използва в производството на озонсонди, които са леки, озон-измервателни модули подходящи за малки балони. Балоните се изкачват достатъчно високо в атмосферата, за да може да се направи измерване на озона. Озонсондите се изстрелват редовно на много места по света. Инструментите за измерване на озон, които използват оптични или химични методи за измерване, се използват рутинно за изследвания на разпределението на озон в тропосферата и долната стратосфера. Изследванията във височина от самолети на озоновия слой може да се извършват на повечето места по целия свят и може да достигнат до най-отдалечените слоеве във високите географски ширини. Измервания на озон се извършват и рутинно с прибори, разположени на някои търговски самолети. (Fahey and Hegglin, 2011) Наземни (локални) измервания на съдържанието на озон в атмосферата могат да бъдат извършвани по няколко различни дистанционни метода, като цяло уредите са: спектроскопи, лидар, балони, ракети, самолети.



Фиг. II.1.1 Озона се измерва в атмосферата с наземни инструменти, самолети, балони и сателити.

Към днешна дата има над 100 измервателни станции на ТСО по света от Южния полюс, Антарктида (90° S) до остров Елсмир, Канада (83° N). Точността на тези наблюдения се поддържа от редовно калибриране и сравнения. Данните от мрежата са от съществено значение за разбирането на последиците и влиянието на хлорофлуоровъглеродороди (CFC) и други озоноразрушаващи вещества върху озоновия слой. Наземни инструменти с отлична стабилност и точност, се използват за при калибрирането на космически уреди за измерване на озон.

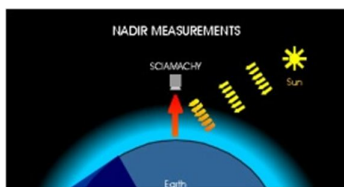
II.1.2. Дистанционни измервания.

Дистанционните измервания на общо количество озон и височинното му разпределение се получават се чрез засичането на озона на големи разстояния от инструмента. Най-отдалечените уреди за измерване на озона разчитат на неговото уникално свойство да абсорбира UV-радиация.

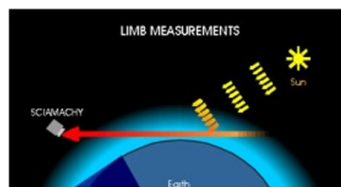
Източници на UV-лъчение, които могат да се използват, са слънцето, лазери и звездната светлина. Например, сателитите използват усвояването на слънчевата UV-радиация от атмосфера или усвояването на слънчевата светлина разпръсната от повърхността на Земята, за да се измери озона над почти целия свят през деня. Лазерите се поставят рутинно на земята и в научно-изследователските самолети за откриване на озон на разстояния от десетки километри по пътя на светлината на лазера. Изградена е мрежа от наземни детектори за измерва озон чрез откриване на малки промени в количеството на слънчевата UV-радиация, която достига до повърхността на Земята. Други инструменти, измерващи озон използват поглъщането му от инфрачервената или видимата светлина или на емисиите на микровълнова или инфрачервена радиация. Измервания на емисиите имат предимството да осигуряват измервания на тоталното количество озон през нощта, което е особено ценно за вземане на проби в полярните региони в периода на непрекъсната тъмнина. (Fahey and Hegglin, 2011) Основните спътници, който измерват количеството озон са: SABER, TOMS, TOMS/2, OMI, SAGE-I, SAGE-II, SME, TOVS, SSBUV, UARS.

II.1.3. Метод на работа на спътниците.

Инструментите разположени на спътниците (спектрометри) регистрират малка част от нормалната светлина, която се абсорбира от молекулите. Тази фракция липсва в спектъра на светлината, която достига до инструмента. Спътниците измерват атмосферните профили по два метода: "NADIR" и "LIMB". "LIMB" сондирането е доста сходно с вертикално сондиране, но при него сателитните измервания се извършват само за "върха" от атмосферата. Както е показано на Фиг. II.1.6, то представлява по-скоро хоризонтално сондиране. Радиометърът включва някои канали, чиито характеристики са сравними с тези, използвани при вертикално сондиране. Всъщност, радиометъра открива слънчевата радиация през лимба от атмосферата. По-точно уредът измерва затихването на слънчевата радиация.



Фиг. II.1.2. Сателита в позиция "NADIR".



Фиг. II.1.3. Сателита в позиция "LIMB".

За да се получи триизмерен образ на данните са необходими измервания в дадена точка, направени и по двата метода "NADIR" и "LIMB". Апаратите се намират на различните места по време на измерванията, но точката в която се измерва е една и съща. В режим "NADIR" се сканира атмосферата под спътника (Фиг. II.1.2). В режим "LIMB" инструмента вижда през атмосферата тангенциално към повърхността на Земята (Фиг. II.1.3). Седем минути след като е извършено измерване в режим "LIMB" се извършва, измерване в режим на "NADIR" в същата секция в атмосферата. По този начин може да се изчисли триизмерно изображение на концентрацията на озон или други вещества в атмосферата. Изображенията са на Institute for Environmental Physics and Remote Sensing at Bremen (IUP Bremen).

II.2. Анализ на данните за България.

II.2.1. Обработка и анализ на данните за стратосферния озон над България за периода 1996 - 2012 година.

II.2.1.1. Използвана апаратура.

Засиленият интерес към състоянието на озоновия слой на земната атмосфера през последните десетилетия се дължи на разбирането, че от тази малка съставна на атмосферата в известна степен зависи защитата на цялата биосфера от слънчевата радиация UV-B (280-315 nm). Освен това, именно поради свойството на озона да абсорбира слънчева енергия, вариациите на неговата концентрация оказват съществено влияние върху температурния режим и от там - върху цялата динамика на средната атмосфера. Във връзка с възложената от правителствените органи на НИГГГ задача да изследва състоянието на озоновия слой над България през 2008 година беше организиран ежедневен мониторинг на тоталното съдържание на озон с наземна апаратура, действаща в София и в

настоящия момент. Поради невъзможността да се получи непрекъснат ред от данни (измервания с наземна апаратура са възможни само в ясно време) данните бяха допълнени с измервания от спътникови инструменти. Полученият ред ежедневни стойности позволява да се проследи състоянието на озоновия слой в атмосферата над България за един достатъчно дълъг период от 1996 до 2012 и да се направят някои изводи относно факторите, които имат най-значимо влияние върху него.

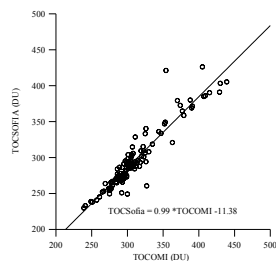
Измерванията на TCO в НИГГГ се провеждат със слънчевия фотометър Microtops II, производство на Solar Light Company, USA, <http://www.solarlight.com>. Приборът е 5-канален слънчев фотометър, с теснолентови филтри за пет дължини на вълната в областта на ултравиолетовата радиация на Слънцето. Отчитането на потока слънчева радиация на повърхността на Земята на три от дължините на вълната - 300, 305 и 312 nm позволява да се определи тоталното съдържание на озон в атмосферата при зададени географски координати на мястото на измерване, универсално време и като се използват данните от вградения измервател на атмосферното налягане. Специалната електроника с ниско ниво на шума и вграденият 20-битов аналого-цифров преобразувател с висока линейност и динамичен диапазон осигуряват висока точност на измерванията. В прибора е вградена оригинален компенсиращ алгоритъм за коригиране на стойността, получена от отношенията на отделните канали. Резултатите се получават напълно автоматично от вградения в прибора микрокомпютър, единствената ръчна операция при измерването е насочването на датчиците на прибора към Слънцето, за която цел в прибора е предвидена оптическа система за насочване. Точността на прибора, дадена от производителя е 1-2%. При средна стойност на тоталния озон около 300 DU грешката възлиза на около 6 DU.

Измерванията с Microtops II са допълнение с данни от Ozone Monitoring Instrument (OMI), работещ на спътника AURA, които са достъпни на Интернет адрес <http://toms.gsfc.nasa.gov/>. Данните се предлагат в мрежа със стъпка от един географски градус по географска ширина и дължина. Тези, които се отнасят за територията на България са от 42° до 44° N и от 23° до 28° E. Методът на измерване на тоталния озон се базира на отражението на слънчевата радиация от облачната покривка при условия близки до местното падне. На Фиг. II.2.1 е показана зависимостта между данните, получени от Microtops II и OMI за периода от септември 2008 до юни 2009. Линейната регресия между двата вида независими измервания е получена по метода на най-малките квадрати и има вида:

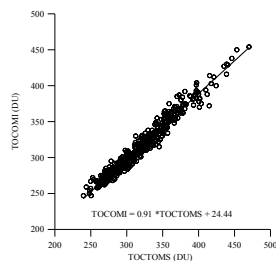
$$TCO_{Sofia} = 0.99TCO_{OMI} - 11.38 \quad (II.2.1)$$

Регресията показва наличие на систематично отклонение от 11.38 DU. Спрямо средната стойност на тоталния озон (300 DU) тя възлиза на около 4%. Линейният коефициент на регресията е практически единица. Това обстоятелство дава основание да се счита, че двата типа измервания, наземните с използвания прибор Microtops II и спътниковите от OMI имат достатъчно добро съвпадение, което позволява да се преизчислят данните на OMI и да се привържат към данните на Microtops II.

Получената средна зависимост между двата вида данни позволява да се използват данните от OMI за попълване на пропуските на измерванията в София, след съответна корекция по горната формула, което е полезно особено в есенно-зимния сезон, когато има продължителни заоблачавания и трайни мъгли, които не позволяват провеждането на измервания. Същото обосновава използването на спътниковите данни за изследване на поведението на атмосферния озон в предходните години.



Фиг. II.2.1. Зависимост между Microtops II в София и OMI.



Фиг. II.2.2. Зависимост между стойностите на тоталния озон от OMI и TOMS.

Базата данни на NASA разполага с времеви ред стойности на тоталния озон от 1996 година до 2005 за координатите на София получени от прибора TOMS. Комбинирането на данните от TOMS и OMI би позволило да се изследва ходът на тоталния озон над България през целия период 1996-2012

година, т.е. за период от 16 години. За тази цел обаче е необходимо да се изследват данните, получени от двата спътника за територията на България в общия период на работа и да се построи регресионна зависимост, позволяваща след съответната корекция тяхното общо разглеждане. Данни от TOMS приключват през декември 2005 година, в същото време данните от OMI стартират през октомври 2004. Това дава възможност да се създаде общ ред данни, като измерванията на двата спътника могат да се привържат количествено. На Фиг. П.2.2 е показана регресионната зависимост, отново получена по метода на най-малките квадрати, между стойностите на измереното тотално съдържание на озон от TOMS и OMI за периода на едновременната им работа – октомври 2004 – декември 2005 година. Получената регресионна зависимост дава възможност да се коригират данните на TOMS към получените с по-нова техника, и поради това предполагаме по-точни данни на OMI, а именно:

$$TCO_{OMI} = 0.911499TCO_{TOMS} + 24.4416 \quad (\text{П.2.2})$$

С тази зависимост коригираме всички данни от TOMS. Следваща стъпка е да коригираме втори път целия ред от спътникови данни, на базата на корелационната зависимост между данните от OMI и наземните измервания от периода 2008-2009 година. В резултат на тези две корекции получаваме практически един непрекъснат ред от ежедневни стойности за периода от средата на 1996 до 2012 година. Казано с други думи, това е ред от данни за тоталното съдържание на озон в атмосферата над България, получен от спътници на NASA, след двойна корекция на стойностите, породена веднъж от смяната на измервателната апаратура на спътниците и втори път за корелиране с по-точните наземни измервания. Така полученият ред данни, независимо от това, че е получен чрез различни апаратури, трябва да се счита освободен от систематични отклонения.

П.2.1.2. Контрол на точността на измерванията.

Известно е, че стойностите на тоталното съдържание на озон са сравнително устойчиви в зависимост от часовото време. В Таблица П.2.1 са представени проведените изследвания, които да установят наличие на денонощен ход или вариации на стойностите на тоталния озон в течение на едно денонощие. Представени са резултати от измервания за няколко произволни дати: средни стойности, стандартно отклонение и броят измервания за денонощието, в които са направени измервания с Microtops II.

Стойности на стандартното отклонение до 5 DU могат да се считат за типични за болшинството денонощия. Те са от порядъка на регламентираната от производителя грешка, която е 1-2 %. В някои отделни случаи се получават стойности на стандартното отклонение до 20 DU. В тях, обаче, винаги има съмнения за влияние на прозрачна облачна покривка. В болшинството случаи, обаче, вариациите на показанията на прибора в различни часове от денонощието са в границите на грешката на прибора. Възприетото осредняване на няколко измервания в денонощието свежда точността на среднодневната стойност до точността на прибора.

Таблица. П.2.1. Средните стойности за денонощие стойности, стандартното отклонение и броят измервания.

Дата	Средна стойност	Стандартно отклонение	Брой измервания
11.4.2009	354.85	1.42	4
16.4.2009	371.46	2.19	5
17.4.2009	338.81	2.65	10
18.4.2009	345.73	4.19	4
24.4.2009	359.72	5.17	6
08.5.2009	353.46	2.74	10

П.2.2. Компоненти на сезонния ход. Метод за тяхното определяне и резултати.

Направено обстойно изследване на поведението на тоталния озон на базата на поведението на компонентите на сезонния ход през изследвания период. Като е извършена декомпозиция на ежедневните стойности с плъзгащ времеви сегмент една година, плъзгащ се със стъпка един ден, като в декомпозицията са включени компонентите на сезонния ход от първи до втори хармоник (т.е. средногодишна стойност, годишна и полугодишна вълна). Поради наличието на пропуски в данните, амплитудите и фазите са определени по метода на най-малките квадрати (Bowman and Krueger,

1985). Резултатите се представят за периода 1997 - 2012, защото 1996 година е непълна, а за втората половина на 2012 имаме възможност да използваме данните до март 2013 година. В настоящата работа се използва следното представяне чрез амплитуди и фази:

$$TOC(day) \approx C_0(day) + \sum_{n=1}^2 C_n(day) \cos\left(n \frac{2\pi}{365} day - \Phi(day)\right) \quad (II.2.3)$$

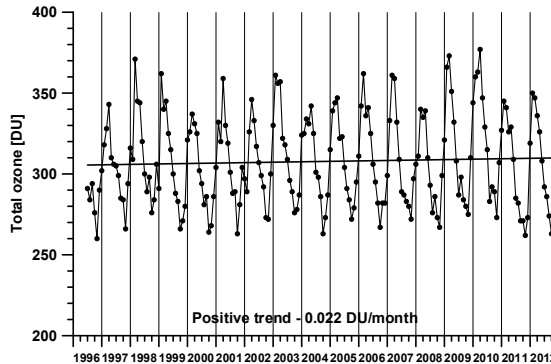
където day е поредният номер на деня, броен от 1 януари 1997.

На Фиг. II.2.3. е показан ходът на средномесечните стойности на ТСО над България. Ясно личи известният сезонен ход на тоталния озон с пролетен максимум и есенен минимум. При показаната линейна апроксимация началната стойност на озона възлиза на 305.6 DU. Полученият позитивен линеен коефициент (това всъщност е тенденцията на изменение на средния тотален озон - т.н. тренд) е 0.022 DU на месец (0.26 DU/year) е незначителен и позволява да се направи извод, че в разглеждания период озоновият слой над България е стабилен като цяло и няма основания да се предполагат тенденции към разрушаването му. Stolarski et al, 1991, на Фиг. 1 на базата на данни от TOMS от 1978 до 1990 определят негативен тренд на тоталния озон за ширина 40° N около 0.5 DU/year. Настоящото изследване показва, че отрицателният тренд се е сменил с положителен в следващия период време.

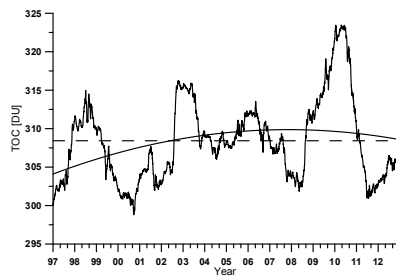
Интерес представляват вариациите на самия сезонен ход на тоталния озон от година на година. За целта от реда стойности на тоталния озон чрез декомпозиция на плъзгащ се сегмент с дължина една година са получени ходът на плъзящата средногодишна стойност и амплитудите и фазите на годишната и някой месечни вариации. Ходът на плъзящите средногодишни стойности на тоталния озон, представен на Фиг. II.2.4 показва три ясно изразени повишения около 1998 година, около 2003-2007 година и през 2009-2010 година и съответни понижения през 2000 година, 2007 година и през 2011 година. Разликата между най-високата и най-ниската стойност е 25 DU. Средната стойност, показана с пунктирна линия е 308.4 DU, и практически съвпада с получената по-горе на базата на средномесечните стойности. Като най-обща характеристика на тенденцията за промяна на средногодишната стойност е показан полином от втора степен, който показва тенденция за увеличение в първата половина на периода, която се сменя с тенденция за понижение във втората половина, но тези тенденции са много слабо изразени и едва ли могат да се тълкуват като влияние, например на 11-годишния цикъл в слънчевата активност, представен на Фиг. II.2.5. чрез изгладения средномесечен слънчев радио-поток F10.7.

Известно подобие се наблюдава между плъзящите средногодишни стойности на тоталния озон и аналогичните стойности на средната зонална скорост на вятъра на 68 hPa на Фиг. II.2.6 (около 18 km височина), получени от асимилираните стратосферни данни на UKMO (United Kingdom Met Office) за координати, близки до координатите на София с точност 2.5° по ширина и 3.5° по дължина. Изборът на ниво 68 hPa се извършва въз основа на експериментално определяне на съотношението между ТСО и температурата на различни нива. Доброто съотношение се получава с температура 68 hPa, което ниво съвпада с максималната концентрация на стратосферния озон, изразена в количество озон на определен обем.

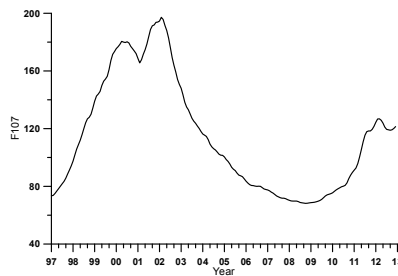
С хода на температурата, показан на Фиг. II.2.7 не се наблюдава видимо сходство. В него ясно личи влиянието на квази-двугодишната осцилация, което не се наблюдава в хода на ТСО. Huang et al, 2008 получават ясно изразена квази-двугодишна осцилация в концентрацията на озона на височини между 30 и 40 km по данни на SABER/TIMED за периода 2002-2004, но преимуществено в екваториалната област.



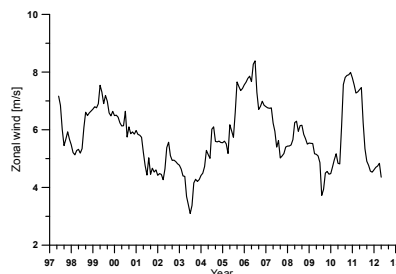
Фиг. II.2.3. Средномесечни стойности на ТСО над България 1996-2012 година.



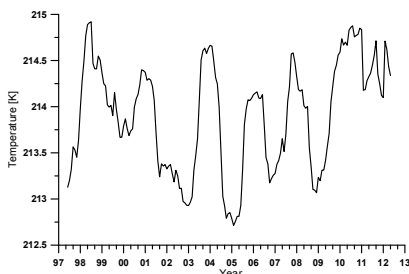
Фиг. II.2.4. Пълзящите средногодишни стойности на тоталния озон.



Фиг. II.2.5. Изгладения средномесечен слънчев радио-поток.



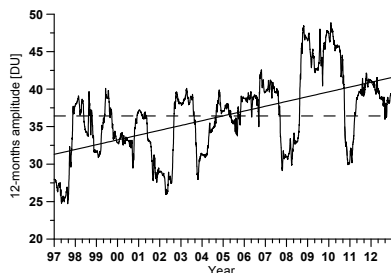
Фиг. II.2.6. Пълзящите средногодишни стойности на зоналния вятър на 68 hPa.



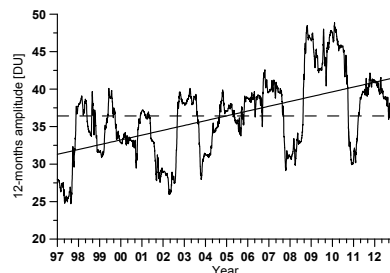
Фиг. II.2.7. Пълзящите средногодишни стойности на температурата на 68 hPa.

Показаните резултати потвърждават стабилния характер на общото количество озон над България в изследвания период. Въпросът дали има слънчева зависимост на ТСО не може да се реши на базата на данните с които разполагаме, но трябва да се предполага, че и да има такава зависимост, тя е достатъчно слаба.

На Фиг. II.2.8 и Фиг. II.2.9 е показан ходът на 12-месечната амплитуда и фаза. Това е най-силната вариация на тоталния озон, свързана със сезонния ход. Амплитудата на годишната вълна показва устойчива тенденция за увеличение през разглеждания период от 30 до 40 DU. Това означава увеличение на максималната и намаление на минималната стойност през годината при условие, че средногодишната стойност, както се получи, няма съществени тенденции за увеличение или намаление. Забелязва се, че временните увеличения и намаления на амплитудата настъпват примерно в същите периоди, в които се забелязва увеличение на средногодишната стойност. Линейната регресия на амплитудата, показана на фигурата е: $Amplitude = 31.3 + 0.64 * (year - 1997)$. Средната стойност за периода, показана с пунктирна линия е 36.4 DU. Фазата на годишното колебание показва видима тенденция за намаление. Като средно за периода фазата (т.е. моментът на максимум на годишната амплитуда) е около 98^{ия} ден от годината (началото на м. април). Негативният линеен тренд е 0.9 days/year. На базата на наличния материал не е възможно да се оцени дали тази тенденция ще продължи и за в бъдеще и дали е свързана с някакви дълготрайни тенденции в атмосферата.



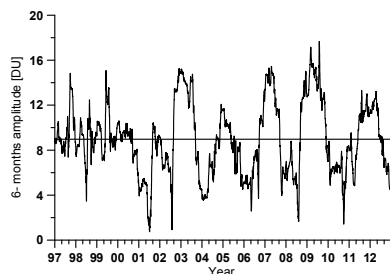
Фиг. II.2.8. 12-месечната амплитуда.



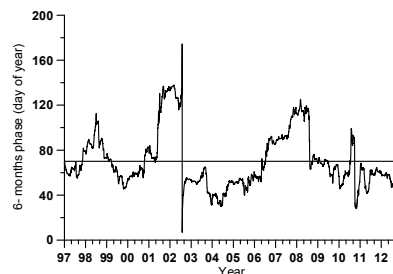
Фиг. II.2.9. 12-месечната фаза.

Амплитудата и фазата на полугодишната вълна на сезонния ход на ТСО не показва съществени тенденции за изследвания период (Фиг. II.2.10, II.2.11). Амплитудата варира в широки

граница - почти от нула до около 16 DU, като средната стойност е 9 DU. Средната стойност на фазата е 70^{ия} ден от годината. В периода от 2001 до 2012 ясно личи квази-двугодишно колебание, който период добре съвпада с периода на забележими квази-двугодишни осцилации в температурата на 68 hPa, показани на Фиг. II.2.7. Зависимостта е видимо отрицателна - на повишение на температурата отговаря намаление на амплитудата на полугодишната вълна на сезонния ход на TCO.



Фиг. II.2.10. 6-месечна амплитуда.



Фиг. II.2.11. 6-месечна фаза.

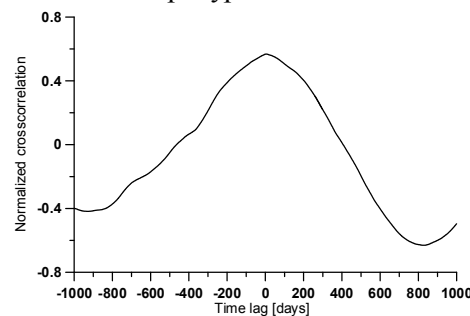
Амплитудите на останалите две компоненти на сезонния ход, с периоди 4 и 3 месеца не са показани. Стойностите им се приближават до грешката в измерванията. Вариациите им, най-вероятно, имат случаен характер. Bowman and Krueger, 1985 за периода 1978-1982 получават стойности на годишната амплитуда около 40 DU, а на полугодишната - около 5 DU (за същите координати Фиг. 5 и 6), почти със стойностите, които са получени и в настоящата работа. Анализът на сезонния ход на тоталното съдържание на озон над България, извършен на базата на сборен ред от ежедневни стойности, получени от наземни и спътникови измервания, които са изравнени помежду си с използване на корекционна регресия показва, че в изследвания 16-годишен период (1997-2012) състоянието на стратосферния озон, който е най-важният за защитата на повърхността на Земята от вредното влияние на ултравиолетовата слънчева радиация е стабилно и не се наблюдават никакви тенденции за неговото разрушаване. Наблюдаваните вариации на средногодишната стойност най-вероятно се дължат на вариации в динамичния режим на стратосферата, имащи чисто вътрешно-атмосферен характер. Установява се, че закономерният сезонен ход на TCO се описва от средногодишната стойност и амплитудите и фазите на 12-месечната и 6-месечна компонента. Годишната компонента показва ясно изразени трендове на амплитудата и фазата, които най-вероятно, също се дължат на дълго-периодични вариации в режима на стратосферата, като най-силно изразено сходство се наблюдава с вариациите на средногодишните стойности на зоналния вятър на 68 hPa.

II.2.3. Зависимост на компонентите на сезонния ход от температурата, квази-двугодишната екваториална осцилация и космическите лъчи, корелации между тях.

II.2.3.1. Взаимовръзка между TCO и стратосферната температура.

За да се направи изследване за връзката между тоталния озон и температурата са използвани данни за стратосферната температура над България от UKMO за изобарно ниво 68 hPa, което се намира приблизително на височина около 18 km. Визуализираните данни за стратосферната температура могат да се видят на Фиг. II.2.7. Този набор от данни е в резултат от асимилация *in situ* и от дистанционно получени данни чрез числен модел за анализ на стратосферата и тропосферата. Дневните стойности на стратосферната температура над България са декомпозирани по същия начин, както и TCO.

На Фиг. II.2.12 е показана нормализираната кроскорелационна функция между средногодишната температура и средногодишния TCO. Максималната стойност на корелацията - 0.58 се наблюдава при положително отместване 5 денонощия. Озонът играе съществена роля в температурния режим на стратосферата, защото абсорбира



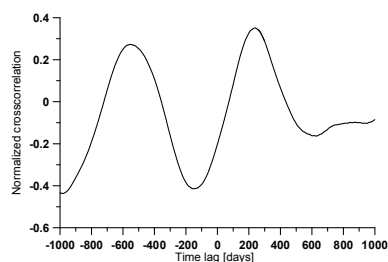
Фиг. II.2.12. Кроскорелационна зависимост между температурата на 68 hPa и средногодишната пълзяща стойност на TCO.

слънчева радиация, но наблюдаваното закъснение показва, че е възможно и обратното въздействие на температурата върху концентрацията на озона (Petzoldt et al., 1994). Средногодишната стойност на ТСО корелира положително със среднегодишната температура на 68 hPa.

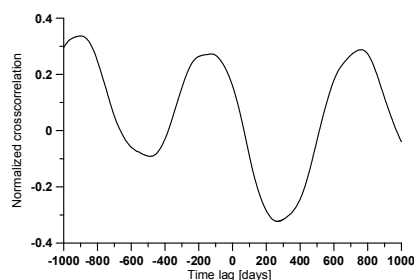
II.2.3.2. Взаимовръзка между ТСО и квази-двугодишната осцилация.

Квази-двугодишната осцилация се намира над Екваториална стратосфера (между 16 - 50 km) и представлява разпростиращ се вятър с източен и западен режим, с променлив период от приблизително 28 месеца. Въпреки че квази-двугодишната осцилация е тропическо явление, това се отразява на стратосферния поток от полюс до полюс чрез изменение ефекта на тропичните вълни. В действителност, изследването на квази-двугодишната осцилация е неразделна част от изучаването на атмосферните вълнови движения. QBO влияе на промените в мезосферата на около 85 km чрез вълни, които се разпространяват нагоре през екваториална стратосфера и може да повлияе на силата на ураганите над Атлантическия океан. Последиците от квази-двугодишната осцилация не се свеждат само до атмосферната динамика. Химически съставни, като озон, водна пара и метан, са засегнати от циркулационните промени, причинени от нея. Чрез модулация на извънтропичното разпространение на вълната, се вижда че тя има ефект върху разпределението на зимните стратосферни полярни вихри и изчерпването на озон на високите ширини (Baldwin et al., 2001).

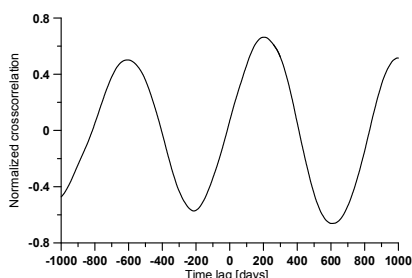
Влияние на квази-двугодишната осцилация (Tung and Yang, 1994) се наблюдава върху амплитудите и фазите на годишната и полугодишна компонента на сезонния ход. Средният период на квази-двугодишната осцилация за изследвания период е 800 денонощия, което е показано на Фиг. II.2.16 чрез спектъра на осцилацията. Данните за QBO за височина, съответстваща на 30 hPa са взети от: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>. Стойностите са изчислени от зонално средната стойност на 30mb на вятъра на екватора чрез реанализ на NCEP/NCAR. Представените на Фиг. II.2.13 кроскорелации показват стойности на корелацията достигащи до около 50%, позначителни в амплитудите (Фиг. II.2.13 а, в), отколкото при фазите (Фиг. II.2.13 б, г). При амплитудите се отбелязва положителна корелация със закъснение около 200 денонощия, а при фазите - отрицателна със същото закъснение.



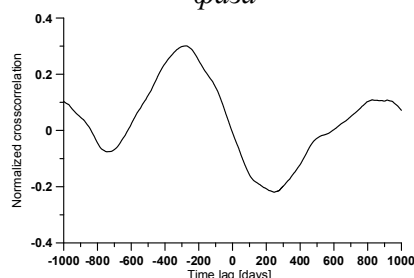
а) Кроскорелация между QBO и 12-месечната амплитуда



б) Кроскорелация между QBO и 12-месечната фаза



в) Кроскорелация между QBO и 6-месечната амплитуда.



г) Кроскорелация между QBO и 6-месечната фаза

Фигура II.2.13. Кроскорелация между квази-двугодишната осцилация и компонентите на сезонния ход на ТСО.

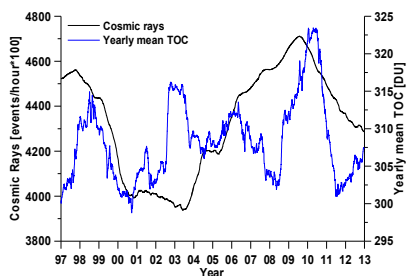
II.2.3.3. Взаимовръзка на ТСО с космическите лъчи и индекса F10.7.

Космическите лъчи представляват изключително високо енергийно излъчване, с произход главно извън Слънчевата система според Sharma (2008). Те пътуват през Вселената почти със скоростта на светлината (около 300 000 km/s). Космическите лъчи могат да произвеждат дъжд от

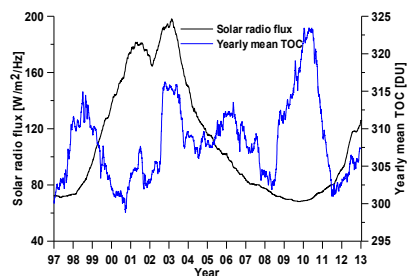
вторични частици, които проникват и в земната атмосфера, като понякога дори достигат земната повърхност. Състоят се основно от високо енергийни протони и атомни ядра.

Индекса F10.7 е мярка за нивото на шума, генериран от слънцето при дължина на вълната 10.7 cm. F10.7 често се изразява в SFU или solar flux units ($1 \text{ SFU} = 10^{-22} \text{ W m}^{-2} \text{ Hz}^{-1}$). Това представлява мярка за дифузно, неизлъчващо нагряване на коронарната плазма, хваната от магнитните полета над активните региони. Това е отличен показател за общите слънчеви нива на активност и корелира добре със слънчевите UV-емисии. Слънчевият F10.7 индекс се измерва ежедневно на обяд, местно време, на честота 100 MHz с дължина 2800 MHz (10.7 cm), в района на Penticton при Dominion Radio Astrophysical Observatory (DRAO), Канада. Следенето на слънчевия F10.7 датира назад до 1947 година, и е най-дългият директен запис на наличната слънчева активност, различен от този, следящ броя на слънчевите петна.

За да се изследва влиянието на космическите лъчи върху тоталния озон, бяха използвани данни от станция Туле, Гренландия (Thule/TH, Greenland) с координати: 76.5° N , 68.7° W . На Фиг. П.2.14 и П.2.15 са съпоставени пълзящи средногодишни стойности на космическите лъчи и пълзящите средногодишни стойности на слънчевото радиоизлъчване с TCO. Данните на космическите лъчи от станция Туле са ежечасови, като те са декомпозирани по същия начин (с пълзящ сегмент от 31 дни), както и TCO за периода от 1997 до 2013 година. Отново на пръв поглед е трудно да се направи извод за връзка между тях. За да се оцени количествено дали по някакъв начин галактическите лъчи и слънчевия радио-поток взаимодействат с TCO, са направена кроскорелации и групови регресии между двете величини и тоталния озон.



Фиг. П.2.14. Пълзящи средногодишни стойности на космическите лъчи и TCO за периода от 1997 до 2013г



Фиг. П.2.15. Пълзящи средногодишни стойности на сл. радиоизлъчване и TCO за периода от 1997 до 2013г

При кроскорелационната функция между галактичните лъчи и средногодишната пълзяща стойност на TCO максималният коефициент на корелацията достига стойности малко над 0.31 с отместване във времето с около 120 дни. Като цяло тази корелация е ниска. За кроскорелационната функция между слънчевия радио-поток и средногодишната пълзяща стойност на TCO, отново корелацията между величините е ниска – 0.39, отместена е във времето със 120 дни назад. Корелацията на слънчевия радиопоток и озона, закъсняваща със 120 дни няма физическо значение, тъй като периода е много голям. При груповата регресия между космическите лъчи и средногодишната пълзяща стойност на TCO размаха на грешката е доста голям, в максималната си стойност, тя достига до 20 DU. Груповая регресия между слънчевото радиоизлъчване и средногодишната пълзяща стойност на TCO, грешката достига до максимална стойност от 15 DU.

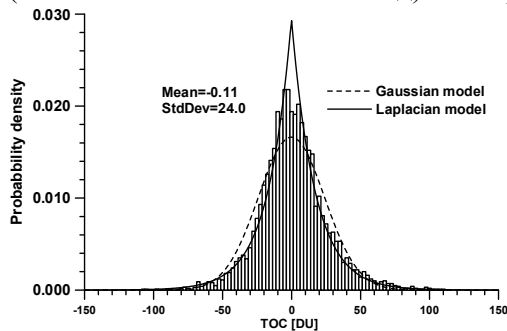
В заключение може да се каже, че използваният в настоящата работа 16 годишен период не позволява да се потвърдят изследванията (Kilifarska, 2011, 2012), които показват влияние на слънчевата активност и Галактическите космически лъчи, върху тоталния озон, измерен в Arosa (Switzerland). Периодът от 16 години е твърде кратък, за да могат да се направят генерални изводи относно връзката между космичните лъчи и концентрацията на озон в атмосферата. Потвърждение на този извод дава и ниската корелация, получена между двете величини и значителният размах на грешката, получен от груповата регресия. Също така стойността на корелацията с космическите лъчи е по-ниска, от тази получена с температурата и квази-двугодишната екваториална осцилация. Поради получените резултати и относително краткият период сравнен със слънчевия цикъл, ще се въздържим за момента да включим влиянието на слънчевата активност и космическите лъчи в модела за прогноза на озон над България.

II.2.4. Късопериодични вариации на ТСО.

В Глава II.2.2 от работата са показани изследваните закономерности на сезонния ход на тоталния озон над България посредством неговите основни компоненти, съответстващи на компонентите от разложението на един периодичен (с период една година) процес в ред на Фурие. В атмосферата съществуват и друг тип колебания, които имат квази-периодичен характер, наричани планетарни вълни. Те представляват вълнови

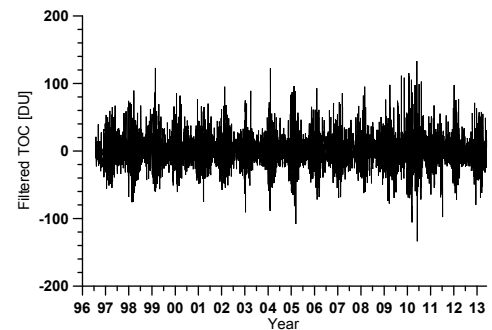
процеси, развиващи се в еластична среда, каквато е атмосферата. Произхождат от възникващи на определени височинни области на барични и термични нееднородности. За разлика от колебанията, които се пораждат от периодични въздействия, свързани с въртенето на Земята около оста си и около Слънцето, тези колебания възникват, като правило, в случайни моменти и продължават сравнително кратко време (няколко периода). Квазипериодите на планетарните вълни, които се определят от наличието на резонансни моди в атмосферата, варират в широки граници, но са по-малки от един месец. Тези вълни се разглеждат като зонално (по продължение на даден географски паралел) разпределена вариация на дадена атмосферна характеристика (температура, налягане, скорост на вятъра), синусоидална във времето и по географска дължина. Различните типове вълни притежават различни вълнови числа и посока на разпространение. В една точка с дадени географски координати вълните се проявяват като колебание във времето. Подробен обзор на изследванията в тази област е даден в Pancheva and Mukhtarov, 2011.

За целите на настоящото изследване, получените ред от ежедневни стойности на ТСО, е филтриран като от всяка стойност е извадена пълзящата средна стойност в сегмент от 31 дни, центриран на съответния ден. По този начин всички вариации с временен мащаб над 31 дни (включително и сезонният ход) се отфилтрират. Ходът на така получените ежедневни стойности е



Фиг. II.2.17. Основни статистически характеристики на краткосрочната изменчивост на тоталното съдържание на озон над България.

показан на Фиг. II.2.16. Очевидно е, че краткосрочните вариации имат значителен размах, който в някои случаи са от порядъка на средния сезонен ход. В тези вариации, естествено, се включва не само предполагаемото влияние на планетарната вълнова активност, но и локалните вариации. Обща характеристика на цялата вариационност на тоталния озон над България дават показаните на Фиг. II.2.17 статистически характеристики - плътност на вероятност, средна стойност и стандартно отклонение. Емпирически получената плътност на вероятността значително се отклонява от Гаусовия модел и показва по-голямо сходство с модела на Лаплас. Средната стойност е практически нулева, което е свойство на използвания метод на филтриране. Вероятността за наличие на



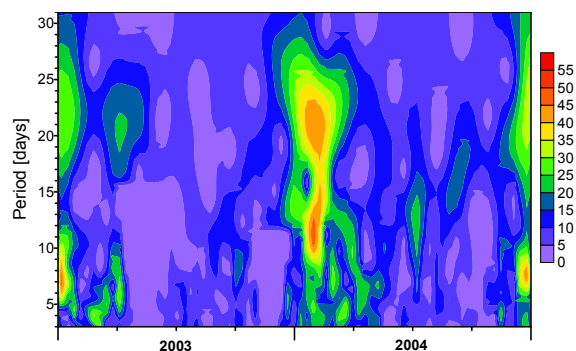
Фиг. II.2.16. Ход на филтрираните стойности на тоталното съдържание на озон за 1996-2013 година.

късопериодична вариация в даден ден по абсолютна стойност не повече от стандартното отклонение - 24 DU е 75%, която стойност е получена чрез интегриране на емпиричната плътност на вероятността.

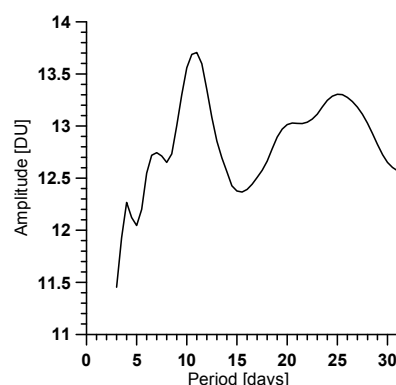
II.2.5. Влияние на планетарните вълни върху тоталното съдържание на озон.

За да се оцени качествено и количествено предполагаемото влияние на планетарната вълнова активност върху тоталния озон е необходимо да се извърши допълнително филтриране на данните. При едноточкови данни, които са предмет на настоящото изследване, не е възможно да се използва най-силният критерий за отделяне на планетарните вълни - именно анализ на зоналната структура, която изисква глобални данни. Единствената възможност е да се търсят такива колебания във времето, които да отговарят на проявата на планетарни вълни в една точка - квази-периодични колебания с периоди, които отговарят на преобладаващите периоди, които са определени от изследванията на глобални данни. Ходът на филтрираните данни, илюстриран на Фиг. II.2.16 показва забележима нестационарност, изразяваща се във видима сезонна зависимост на амплитудите на

вариациите (засилване през зимния сезон), което не позволява да се използват ефективно различните видове спектрални анализи на базата на преобразованията на Фурие. Подходящ са случая е уейвлет анализ (Pancheva and Mukhtarov, 2000) приспособен за случаите, когато в данните има



Фиг. II.2.18. Уейвлет спектър на филтрираните стойности на TCO за периода 2003-2004.



Фиг. II.2.19. Среден уейвлет спектър на филтрираните стойности на TCO за периода 1997-2012.

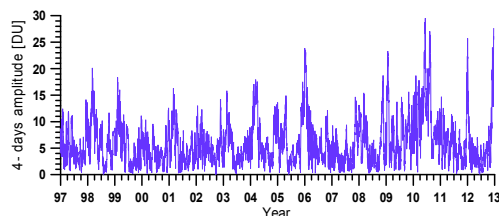
пропуски (Mukhtarov et al, 2010). Уейвлет анализа базиран на функцията на Морлет открива колебания с даден период, които са проявени само в околността на даден момент време.

На Фиг. II.2.18 е показан уейвлет спектър за две години от изследвания период. За зимните периоди е очевидно наличие на квази-периодични колебания с периоди около 7 денонощия, около 10 денонощия и около 22 денонощия. Както е характерно за планетарните вълни, тези колебания имат локализиран във времето характер. За да се получи обща представа за преобладаващите периоди е изчислен среден спектър, като са осреднени амплитудите на колебанията с даден период във всички дни на годините от 1997 до 2012, показан на Фиг. II.2.19.

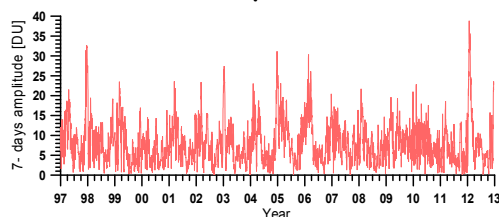
Спектърът е непрекъснат, което означава, че в данните присъстват колебания с всички периоди от 3 до 31 денонощия, но ясно се забелязват преобладаващи такива около 4, 7, 11 и 25 денонощия, които периоди са характерни за планетарните вълни в стратосферата (Pancheva et al., 1994). Полученият среден спектър потвърждава предположението, че планетарната вълнова активност се отразява и на концентрацията на озона в стратосферата (Fusco and Salby, 1999).

След определянето на преобладаващите периоди вече има възможност за изследване на хода във времето на тяхната амплитуда посредством декомпозиция с пълзящи сегменти (Pancheva et al., 2009). В случая методът, естествено, се използва в едномерния си вариант, във функции само на времето. Този метод на филтриране на колебания със зададени периоди, също както и уейвлет анализа притежава свойството на локализация във времето. Едновременно определяне на амплитудите и фазите в околността на даден момент време (използван е пълзящ сегмент от 31 денонощия) прави метода ефективен в случаите, когато са налични близки по време на съществуване колебания с различни периоди.

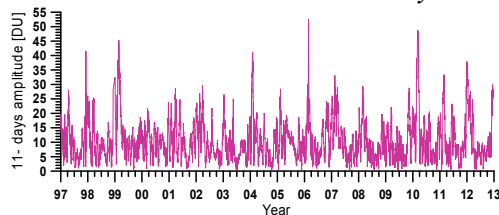
На Фиг. II.2.20-23 е показан ходът по дни на амплитудите на колебанията с периоди 4, 7, 11 и 25 денонощия за периода 1997- 2012. Забелязва се увеличение на амплитудите през зимния сезон, които е характерно за планетарната вълнова активност като цяло. Също така



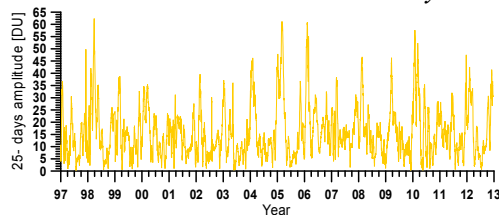
Фиг. II.2.20. 4-дневна амплитуда.



Фиг. II.2.21. 7-дневна амплитуда.



Фиг. II.2.22. 11-дневна амплитуда.

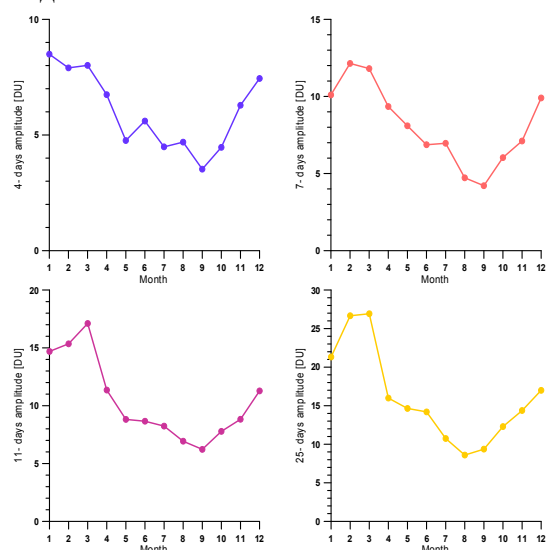


Фиг. II.2.23. 25-дневна амплитуда.

амплитудите на колебанията с по-дълги периоди са по-големи, което също е характерно за планетарната вълнова активност. Изчислени са средните амплитуди за всеки календарен месец, показани на Фиг. II.2.24. Интервалът време 16 години е достатъчно дълъг и осигурява статистическа достоверност на получените средни стойности. Всяка средномесечна стойност е получена от 30 (дни) $\times$ 16 (години) = 480 (стойности).

За колебанието с период 4 денонощия, наблюдавано в данните на тоталния озон може да се предположи, че е отражение на разпространяващите се на запад вълни на Росби (Pancheva et al., 2010). Представената в тази работа климатология на този тип вълна в полето на температурата показва най-силна проява именно на ширина 40° N, но за разлика от настоящите резултати за тоталния озон, сезонният ход на вълните на Росби показва сезонни максимуми в месеците на равноденствието (март и септември-октомври) докато климатологията на 4-дневната вълна в тоталния озон показва отчетливо максимални стойности през декември-март, а през септември е годишният минимум. Освен това в тоталния озон средният период се оказва по-нисък от общоприетия за вълните на Росби диапазон 5-7 денонощия. Колебания с период 5-7 денонощия са откривани в наземни и спътникови данни за температурата и скоростта на вятъра, като характеристиките им се оказват също на Росби (1,1) нормална мода (Shepherd et al., 2007), но на ниски ширини. 11-дневни планетарни вълни с вълново число 1 са наблюдавани в полето на стратосферната температура (Pancheva and Mukhtarov, 2011). Те се активизират на средни ширини и имат максимални амплитуди през зимния сезон, което съвпада с поведението на 11-дневното колебание в ТСО над България. Изследванията на планетарни вълни с период около 25 денонощия (Hua Lu et al., 2012) в геопотенциалната височина показват, че тези вълни в стратосферата се активизират през зимния сезон (от октомври до март) на средни ширини, което съвпада с климатологията на аналогичните колебания в ТСО.

За сезонната зависимост на амплитудите на всички колебания в ТСО е характерно изместване на сезонния ход (максимумът е през февруари-март, а минимумът - през август-септември) от типичния за планетарните вълни в другите атмосферни характеристики и което съвпада със сезонния ход на самия ТСО. За изясняване на това явление е необходимо да се използват вече глобални данни.



Фиг. II.2.24. Сезонно разпределение на амплитудите на 4, 7, 11 и 25-дневните колебания.

налягането. Поведението на 11 и 25-дневните колебания в ТСО съвпада по-добре с известните характеристики на аналогичните планетарни вълни с изключение на известно изместване (с около два месеца напред) на сезонния ход на амплитудите в ТСО.

II.2.6. Изводи.

Благодарение на реда от данни, получен от спътници на NASA, след двойна корекция на стойностите и втора корелация с по-точните наземни измервания, бяха изследвани основните компоненти на сезонния ход на озона. Амплитудата на годишната вълна показва тенденция за увеличение през разглеждания период, а фазата на годишното колебание показва тенденция за

намаление. През изследвания период 6-месечната амплитуда и фаза на ТСО не показват съществени тенденции за изменение. От изследванията за корелациите, можем да кажем, че средногодишната стойност на ТСО корелира положително със средногодишната температура на 68 hPa. Въздействието на квази-двугодишната осцилация се наблюдава върху амплитудите и фазите на годишната и полугодишна компонента на сезонния ход, като тя е по-силно изразено при амплитудите. Изследвания период не позволява да се направят изводи на базата на корелационна зависимост, които показват влияние на слънчевата активност и Галактическите космически лъчи, върху тоталния озон. Късопериодичните отклонения от стационарния сезонен ход имат значителни стойности, но те не са напълно случайни, а в тях отчетливо се наблюдават квази-периодични вариации с периоди, съвпадащи с периодите на планетарните вълни в стратосферата.

II.3. Използвани методи за анализ на данните.

II.3.1. Декомпозиция с пълзящи сегменти.

Този метод позволява да се изследва поведението във времето на периодични процеси с променлива амплитуда и фаза. За разлика от уейвлет анализа метода изисква периодът на процеса да е известен предварително. Основната му идея се състои в това да се изчислят стойности на амплитуди и фази на процеса за всеки момент време. В случаите, когато в данните има пропуски и не е възможно прякото изчисление на амплитудите и фазите по формулите за коефициентите на Фурие може да се използва методът на най-малките квадрати. Когато данните са пълни, резултатите, получени по двата начина съвпадат. Методът на декомпозиция с пълзящи сегменти е особено добре приложим в случаите, когато във физичната величина се наблюдава периодичност точно определен период, каквито са, например, денонощните и сезонни вариации. Когато периодичният процес не е синусоидален, могат да се изследва хода на амплитудите и фазите на достатъчен брой хармоници.

II.3.2. Корелационен анализ.

Корелационният анализ е метод за обработка на статистически данни използвани за изучаване на коефициенти (корелации) между променливи. При анализа се сравняват коефициентите на корелацията между една или повече двойки променливи, за да се установят статистически взаимозависимости между тях. Корелация е математически термин, с който в общ смисъл се означава мярка за стохастична (вероятностна, нефункционална) зависимост между случайни величини. В по-тесен смисъл терминът корелация се разбира като синоним на корелационен коефициент ρ , който представлява мярка за линейна зависимост между две случайни величини x , y , дефинирана като нормираната ковариация на двете величини.

II.3.3. Спектрален анализ.

Спектралният анализ на данните има за цел да определи наличието на периодични процеси в дадена физическа величина. За тази цел най-често се използва преобразованието на Фурие, което превръща даден времеви ред в спектър - ред от амплитуди и фази във функция на честотата (периода). При наличие на периодичен процес с даден период, в спектъра на амплитудите съответстваща на този период, амплитуда се оказва по-голяма от амплитудите, съответстващи на другите периоди. Преобразованието на Фурие, обаче, изисква ред данни без пропуски. В случаите, когато се разполага с ред данни с пропуски е уместно използването на метода на Ломб (Lomb, 1975). Идеята на този метод се състои в това за всеки период (честота) амплитудата и фазата на спектъра да бъдат получени посредством метода на най-малките квадрати, т.е. определя се амплитудата и фазата на косинусоида със зададен период, която апроксимира дадения ред данни. По този начин се получава редица амплитуди и фази, във функция на периода (честотата), които могат да се тълкуват по същия начин, както и спектрите на Фурие.

II.3.4. Програмно обезпечаване.

За целите на описаните в раздела методи за анализ в департамент "Геофизика" на НИГТГ е създадена библиотека от функции, които се интегрират във всички съвременни компилатори на C/C++ и могат да се използват в програмите както и стандартните функции на езика. В настоящата дисертация са използвани следните готови функции, представени от своите прототипи:

1. *Функция за изчисление на коефициентите на Фурие разложението;*
2. *Функция за разложение по Фурие при наличие на пропуски;*

3. Функция за определяне на плътност на вероятността на ред данни;
4. Функция за изчисление на уйвлет чрез Морле-апроксимация на фиксиран момент време;
5. Функция за определяне на нормализираната корелационна функция на ред данни от *min float*, евентуално с пропуски;
6. Функция за създаване на матриците на системата уравнения на мултилинейна регресия;
7. Функция за решаване на система линейни уравнения $AxX=B$ по компактният метод на Гаус.

Освен пакета функции, в настоящата дисертация е използвана и разработената в департамента интерактивна програма MA_STAT, в която са вградени всички описани по-горе функции. Тази програма може да извършва корелационен и спектрален анализ, декомпозиция, уейвлет анализ и др. други от предварително подготвени файлове с данни, като предоставя графично визуализиране на данните и резултатите.

III. Модел за прогноза на озон и вертикални профили за България. Глобално разпределение на ТСО.

III.1. Синтез на модела.

III.1.1. Основна идея на модела.

Един от първите опити за прогноза ТСО базирани на регресии между сателитни данни и метеорологични променливи е направен в Канада (Burrows et al., 1994). Повечето методи за прогнозиране ТСО зависят от статистическите отношения между озон и метеорологични прогнози параметри като температура, гео-потенциална височина и потенциална скорост при различни нива на налягане (Rood and Douglas, 1985; Schubert and Munteanu, 1988; Vaughan and Price, 1991; Allaart, et al., 1993). Модели за прогнозиране на общото съдържание на озон на тази база са разработена от Poulin and Evans, 1994; Spänkuch and Schulz, 1997; Hood, 1997; McCormack and Hood, 1997; Plets and Vynckier, 2000; Monreal et al., 2002. Моделирането на тоталния озон обикновено служи като входен параметър за прогнозата на UV-индекса (Lemus-Deschamps et al., 1999; Schmalwieser, et al., 2003; Allaart et al., 2004). Същият подход за прогноза на тотален озон, като разработения от нас (и описан в тази глава) използва Antón M. et al. (2010) в статията „Temporal and spatial variabilities of total ozone column over Portugal”, но в модела е включено разложение в ред на Фурие само до първи хармоник. Bekoryukov et al., 1987 използват аналогичен модел, но тъй като при тях моделът е за цялата земя, се използват сферични функции. Статистическият модел на McCormick et al. (1992) съдържа сезонни, полугодишни и квази-двугодишни осцилации, линейна компонента и авторегресивен шум.

Целта на настоящата работа е да се създаде емпиричен функционален модел, описващ вариациите на ТСО над България в зависимост от сезона, като се отчетат и възможните дългопериодични вариации. Подходящ за случая метод е представянето на сезонните вариации чрез разложението на реда от ежедневни стойности в ред на Фурие с пълзящ сегмент от една година (разложението е извършено до четвърти хармоник), както в статията на Pancheva et al., (2005). Основна концепция на предложения модел е да се определи функционална зависимост на осреднените с пълзящ сегмент от 31 дни стойности на ТСО за България. В Глава "II.2. Анализ на данните" предварително беше установено, че ТСО има сезонен ход, т.е. периодична зависимост от поредния ден от годината (day of year - DOY). Както беше установено в процеса на анализа на данните, компонентите на сезонния ход притежават: дългопериодични изменения във времето (тренд), зависимост от температурата на ниво 68 hPa и от екваториалната квази-двугодишна осцилация на зоналния вятър. Компонентите на сезонния ход на ТСО представляват синусоидални функции на времето с известен период, които еднозначно се определят от техните амплитуди и фази. В модела е целесъобразно да се работи не с обща амплитуда и фаза (както е направено при анализа на данните), а с амплитудите на една косинусна и една синусна компонента с нулеви начални фази. Двете представяния са идентични поради известното съотношение:

$$C \cos\left(\frac{2\pi}{T}t - \varphi\right) = a \cos\left(\frac{2\pi}{T}t\right) + b \sin\left(\frac{2\pi}{T}t\right) \dots C = \sqrt{a^2 + b^2}; \varphi = \arctan \frac{b}{a} \quad (\text{III.1.1})$$

За компонентите на сезонния ход (представени от съответните амплитуди a и b), в това число и пълзящата средногодишна стойност се предполага, че притежават някакъв тренд и зависимост от температурата и квази-двугодишната екваториална осцилация. Функционалната им зависимост първоначално се предполага, че е неизвестна. В такива случаи се използва известната теорема, че всяка функция може с произволна точност да се представи с частичната сума на ред на Тейлър (Mukhtarov et al., 2013). Редът на Тейлър представя дадена функция с полином от някаква степен,

като степента на полинома трябва да се избере с оглед на изпълнение на някакви критерии за най-добро приближение. В разглеждания случай е целесъобразно експериментално определяне на степента на полиномиалната зависимост.

Предлаганият модел за ТСО над България е синтезиран в два варианта, при първия зависимостите на средногодишния ход и на амплитудите на сезонните компоненти от времето (тренд), от температурата и от квази-двугодишната екваториална осцилация е линейна функция, а при втория - полином от втори ред, който вариант за краткост ще се означава нататък като квадратичен. В квадратичния вариант са включени само членовете, съдържащи квадратите на независимите променливи. Членовете, съдържащи произведенията им са пренебрегнати, защото експериментално е установено, че те не допринасят за подобрене на точността. Видът на функционалната зависимост на някоя от амплитудите на сезонните компоненти или на средногодишната стойност от времето, температурата и квази-двугодишната екваториална осцилация има следният вид. За линейния модел:

$$F(day, T_{68}, QBO) = \alpha_0 + \alpha_1 day + \alpha_2 T_{68}(day - t_t) + \alpha_3 QBO(day - t_q). \quad (III.1.2)$$

За квадратичния модел:

$$F(day, T_{68}, QBO) = \alpha_0 + \alpha_1 day + \alpha_2 T_{68}(day - t_t) + \alpha_3 QBO(day - t_q) + \alpha_4 day^2 + \alpha_5 T_{68}^2(day - t_t) + \alpha_6 QBO^2(day - t_q). \quad (III.1.3)$$

В отразяване на зависимостта от температурата и квази-двугодишната екваториална осцилация е предвидено наличие на закъснение на реакцията, което е обосновано на корелационния анализ на данните. Времето на закъснение на реакцията на изменения на температурата и на квази-двугодишната екваториална осцилация ще бъдат определени в процеса на определяне на другите константи на модела. Номерът на деня day е поредният номер на деня, като нулевият ден се приема на 01.01.1997. Това е необходимо, за да се отразят трендовете и стойностите на температурата и квази-двугодишната осцилация. Продължителността на годината е приета равна на 365.25 денонощия, което отговаря на Юлианския календар, Григорианската поправка в случая е несъществена. Използването на така дефинирано време в дни няма никаква разлика, ако вместо day се използва DOY .

III.1.1.1. Общ вид на линейния модел.

Общата зависимост за линейния модел се представя във вида:

$$TOC(day) = a_{00} + a_{01} day + a_{02} T_{68}(day - t_t) + a_{03} QBO(day - t_q) + \sum_{n=1}^4 (a_{n0} + a_{n1} day + a_{n2} T_{68}(day - t_t) + a_{n3} QBO(day - t_q)) \cos\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) + \sum_{n=1}^4 (b_{n0} + b_{n1} day + b_{n2} T_{68}(day - t_t) + b_{n3} QBO(day - t_q)) \cos\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) \quad (III.1.4)$$

След разкриване на скобите се получава:

$$TOC(day) = a_{00} + a_{01} day + a_{02} T_{68}(day - t_t) + a_{03} QBO(day - t_q) + \sum_{n=1}^4 a_{n0} \cos\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) + \sum_{n=1}^4 a_{n1} day \cos\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) + \sum_{n=1}^4 a_{n2} T_{68}(day - t_t) \cos\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) + \sum_{n=1}^4 a_{n3} QBO(day - t_q) \cos\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) + \sum_{n=1}^4 b_{n0} \sin\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) + \sum_{n=1}^4 b_{n1} day \sin\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) + \sum_{n=1}^4 b_{n2} T_{68}(day - t_t) \sin\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) + \sum_{n=1}^4 b_{n3} QBO(day - t_q) \sin\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) \quad (III.1.5)$$

Този вариант на модела се описва от $9 \times 4 = 36$ параметъра плюс двете закъснения, което прави общо 38 константи. Индексирането във формулата е възприето по следната система: първата част на индекса (означена с n) отговаря на номера на хармоника на сезонния ход:

- ✓ 0 - средногодишната стойност,
- ✓ 1 - 12 месеца,

- ✓ 2 - 6 месеца,
- ✓ 3 - 4 месеца,
- ✓ 4 - 3 месеца.

Втората част на индекса е пореден номер на членовете на мултилинейната регресия на съответните амплитуди на сезонния ход:

- ✓ 0 - константа (свободен член),
- ✓ 1 - линейна зависимост от времето,
- ✓ 2 - линейна зависимост от температурата,
- ✓ 3 - линейна зависимост от квази-двугодишната осцилация.

III.1.1.2. Общ вид на квадратичния модел.

Общата зависимост за квадратичния модел се представя във вида:

$$\begin{aligned}
 TOC(day) = & a_{00} + a_{01}day + a_{02}T_{68}(day - t_i) + c_{03}QBO(day - t_q) + \\
 & a_{01}day^2 + a_{02}T_{68}^2(day - t_i) + c_{03}QBO^2(day - t_q) + \\
 & \sum_{n=1}^4 \left(a_{n0} + a_{n1}day + a_{n2}T_{68}(day - t_i) + a_{n3}QBO(day - t_q) \right) \cos\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) + \\
 & \sum_{n=1}^4 \left(a_{n4}day^2 + a_{n5}T_{68}^2(day - t_i) + a_{n6}QBO^2(day - t_q) \right) \cos\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) + \\
 & \sum_{n=1}^4 \left(b_{n0} + b_{n1}day + b_{n2}T_{68}(day - t_i) + b_{n3}QBO(day - t_q) \right) \sin\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) + \\
 & \sum_{n=1}^4 \left(b_{n4}day^2 + b_{n5}T_{68}^2(day - t_i) + b_{n6}QBO^2(day - t_q) \right) \sin\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right)
 \end{aligned} \tag{III.1.6}$$

След разкриване на скобите зависимостта има вида:

$$\begin{aligned}
 TOC(day) = & a_{00} + a_{01}day + a_{02}T_{68}(day - t_i) + a_{03}QBO(day - t_q) + \\
 & a_{04}day^2 + a_{05}T_{68}^2(day - t_i) + a_{06}QBO^2(day - t_q) + \\
 & \sum_{n=1}^4 a_{n0} \cos\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) + \sum_{n=1}^4 a_{n1}day \cos\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) + \\
 & \sum_{n=1}^4 a_{n2}T_{68}(day - t_i) \cos\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) + \sum_{n=1}^4 a_{n3}QBO(day - t_q) \cos\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) + \\
 & \sum_{n=1}^4 a_{n4}day^2 \cos\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) + \\
 & \sum_{n=1}^4 a_{n5}T_{68}^2(day - t_i) \cos\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) + \sum_{n=1}^4 a_{n6}QBO^2(day - t_q) \cos\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) + \\
 & \sum_{n=1}^4 b_{n0} \sin\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) + \sum_{n=1}^4 b_{n1}day \sin\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) + \\
 & \sum_{n=1}^4 b_{n2}T_{68}(day - t_i) \sin\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) + \sum_{n=1}^4 b_{n3}QBO(day - t_q) \sin\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) + \\
 & \sum_{n=1}^4 b_{n4}day^2 \sin\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) + \\
 & \sum_{n=1}^4 b_{n5}T_{68}^2(day - t_i) \sin\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right) + \sum_{n=1}^4 b_{n6}QBO^2(day - t_q) \sin\left(n \frac{2\pi}{365.25} day\right)
 \end{aligned} \tag{III.1.7}$$

Този вариант на модела се описва от $9 \times 6 = 54$ параметъра плюс двете закъснения, което прави общо 56 константи. Индексирането е възприето по същата система: първата част на индекса (означена с n) отговаря на номера на хармоника на сезонния ход:

- ✓ 0 - средногодишната стойност,
- ✓ 1 - 12 месеца,
- ✓ 2 - 6 месеца,
- ✓ 3 - 4 месеца,
- ✓ 4 - 3 месеца.

Втората част на индекса е пореден номер на членовете на мултилинейната регресия на съответните амплитуди на сезонния ход:

- ✓ 0 - константа (свободен член),
- ✓ 1 - линейна зависимост от времето,
- ✓ 2 - линейна зависимост от температурата,

- ✓ 3 - линейна зависимост от квази-двугодишната осцилация,
- ✓ 4 - квадратична зависимост от времето,
- ✓ 5 - квадратична зависимост от температурата,
- ✓ 6 - квадратична зависимост от квази-двугодишната осцилация.

III.1.2. Определяне на константите на модела.

Константите на модела трябва да се определят такива, че да бъде удовлетворен някакъв критерий за най-добро приближение на модела (в двата си варианта) спрямо данните. Критерият минимална средноквадратична грешка обуславя единственост на решението (Korn and Korn, 1968). Освен това, когато моделът може да се представи като т.н. мултилинейна регресия, определянето на константите на модела се свежда до решаване на система линейни уравнения. Мултилинейната регресия представлява представяне на дадена зависимост като линейна сума от известни функции. В общия случай това представяне е от следния вид:

$$F(x, y, z, \dots, t) = \sum_{i=1}^M \beta_i \varphi_i(x, y, z, \dots, t) \quad (\text{III.1.8})$$

Функциите φ_i са произволни непрекъснати функции, които са линейно независими (не е възможно някоя функция да бъде изразена като линейна сума от останалите). Предлаганата форма на модела на ТСО и в двата си варианта (линейния и квадратичния) е мултилинейна регресия. Решението на задачата за определяне на неизвестните константи при критерий на минимално средноквадратично отклонение се свежда до решение на система линейни уравнения при положение, че са налични достатъчен брой известни стойности на величината, към която зададената функционална зависимост трябва да се приближава по най-добрия начин. Тези стойности (N на брой) са означени с $G_n, n=1, 2, \dots, N$, всяка от които съответства на координати $x_n, y_n, z_n, \dots, t_n$. Минималната стойност на средноквадратичното отклонение се постига при минимална стойност на сумата от квадратите на разликите между стойностите на функцията и известните стойности (данните). Това означава да се намери минимумът на следната функция на неизвестните константи на модела:

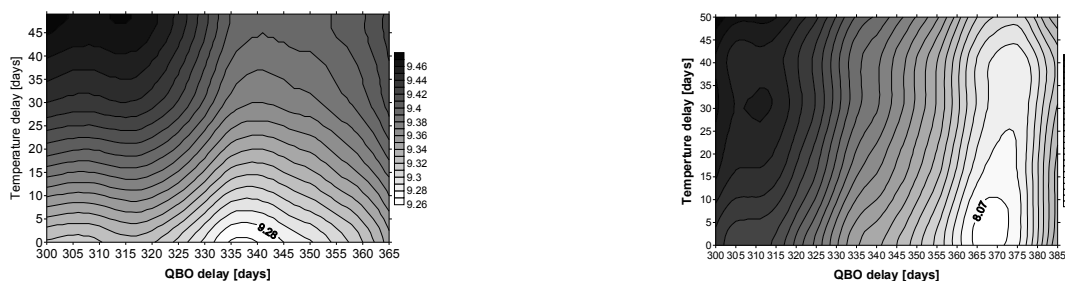
$$S(\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_M) = \sum_{n=1}^N \left(G_n - \sum_{i=1}^M \beta_i \varphi_i(x_n, y_n, z_n, \dots, t_n) \right)^2 \quad (\text{III.1.9})$$

От математиката е известно, че необходимо условие за екстремум на тази функция на неизвестните константи на модела е анулиране на всички частни производни спрямо неизвестните константи. В конкретния случай е доказано, че този екстремум е непременно минимум и това условие е и достатъчно. Системата уравнения, изразяващи условието за едновременно анулиране на частните производни има следния вид:

$$\begin{aligned} \sum_{i=1}^M \beta_i \sum_{n=1}^N \varphi_p(x_n, y_n, z_n, \dots, t_n) \varphi_i(x_n, y_n, z_n, \dots, t_n) = \\ \sum_{n=1}^N G(x_n, y_n, z_n, \dots, t_n) \varphi_p(x_n, y_n, z_n, \dots, t_n) \\ p = 1, 2, \dots, M \end{aligned} \quad (\text{III.1.10})$$

Решението на системата уравнения е този комплекс от константи, който осигурява минимална сума от квадратите на разликите и, следователно, минимално средноквадратично отклонение.

Времената на закъснение на реакциите на озона на изменения на температурата и квази-двугодишната осцилация не участват линейно в модела и не могат да се определят чрез решение на системата уравнения. За намирането на техните стойности (отново по критерия на най-малките квадрати) се използва процедура, основана на "проби и грешки". За всички възможни комбинации от стойности на неизвестното закъснение се решава горната система уравнения. Изчислява се средноквадратичното отклонение при използване на получените коефициенти на модела. От всички зададени стойности на закъсненията се избират тези стойности, при които съответното средноквадратично отклонение е най-малко, а за останалите коефициенти на модела се приемат точно тези, които съответстват на избраните закъснения.

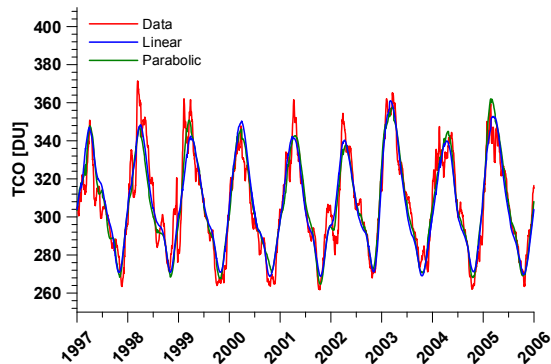


Фиг. III.1.1. Зависимост на средноквадратичната грешка на линейния модел (ляво) и квадратичния модел (дясно) от въведените закъснения в съответните граници.

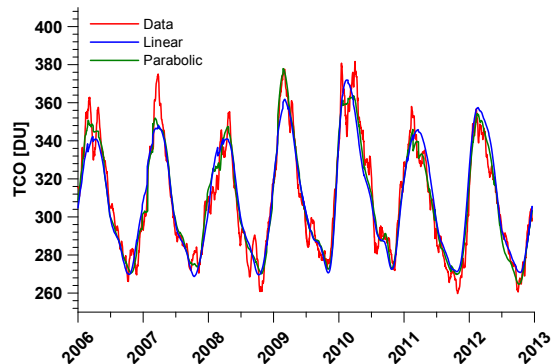
Процедурата за избор на такива закъснения, които съвпадат с реалните инертности на атмосферата е илюстрирана на Фиг. III.1.1. Показана е зависимостта на средноквадратичната грешка на модела (в двата варианта) от въведените закъснения в показаните граници. Отчетливо се забелязва, че при определени стойности на двете закъснения средноквадратичната грешка показва минимум, който дава основание да се изберат именно тези две стойности като най-подходящи за модела.

III.1.3. Резултати.

Корелационните зависимости показаха, че няма закъснение на влиянието на температурата при линейния модел, докато при квази-двугодишната осцилация то е от порядъка на 337 дни, което практически точно съвпада с резултатите, получени по метода на най-малките квадрати. При квадратичния модел закъснението на влиянието на температурата е 3 дни, докато от квази-двугодишната осцилация - от порядъка на 368. Средната квадратична грешка при квадратичния модел е по-малка с около 1 DU, което в случая на средна стойност на TCO от 308.3 DU е незначително, но все пак квадратичния модел дава по-добро съвпадение. Средната грешка и за двата варианта на модела е практически нула.



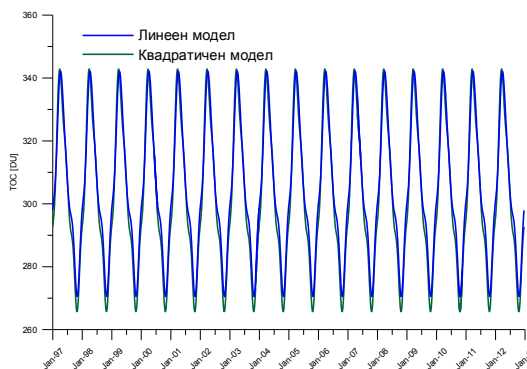
Фиг. III.1.2. Представяне на данните за TCO сравнени с двата варианта на модела за периода 1997-2006 година.



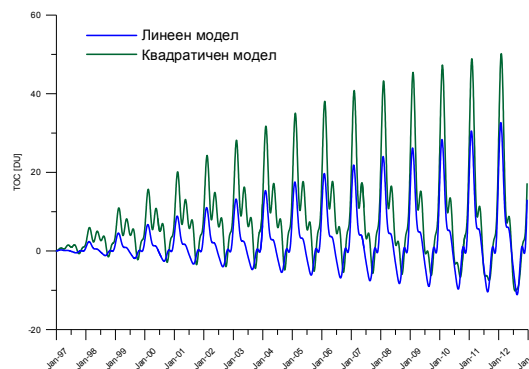
Фиг. III.1.3. Представяне на данните за TCO сравнени с двата варианта на модела за периода 2006-2013 година.

За по-добро визуално разграничаване и сравнение на получените резултати от двата варианта на модела и данните, те са представени на две отделни фигури. На Фиг. III.1.4 са визуализирани получените резултати от 1997 до 2005 година включително. На Фиг. III.1.5 е изобразен останалия период от 2006 до началото на 2013 година. Достатъчно отчетливо се вижда, че параболичния вариант на модела възпроизвежда резултатите по-добре. Както може да се види изменението на TCO през годините е представено задоволително от линейния вариант на модела (в синьо). Забелязва се, че при резки скокове на концентрацията в данните, модела отчита това изменение, макар и с доста по-изгладени стойности. Изменението на TCO през годините представено от квадратичния вариант на модела (в зелено) е още по-добре спрямо линейния вариант. При резки скокове на концентрацията при данните, модела отчита това изменение с по-добро приближение (например началото на 2010 година). При този вариант стойностите от модела се доближават повече до максимумите и минимумите в стойностите на концентрацията на озон от данните при сезонния ход, което се дължи на по-доброто моделиране на амплитудите и фазите на периодичните компоненти на сезонния ход.

На следващите четири фигури са представени приносите на отделните елементи, от които са изградени двата варианта на модела Фиг. III.1.4 Фиг. III.1.7. Бяха обединени линейните и квадратичните приноси на тренда, температурата и квази-двугодишната осцилация за квадратичния модел. Благодарение на това могат да бъдат представени в една фигура и за двата модела сезонния ход, тренда, зависимостта от температурата и квази-двугодишната осцилация.



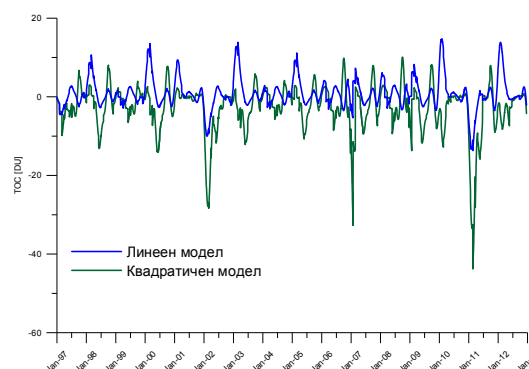
Фиг. III.1.4. Средния сезонен ход за двата варианта на модела.



Фиг. III.1.5. Тренд на двата варианта на модела.



Фиг. III.1.6. Зависимост от температурата за двата варианта на модела.



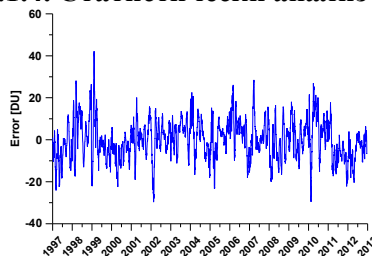
Фиг. III.1.7. Зависимост от QBO за двата варианта на модела.

За да бъдат по-ясни тези зависимости, те са изразени числено в следващата Таблица 1. Представени са средните стойности, дисперсията и стандартното отклонение на сезонния ход, тренда, зависимостта от температурата и от квази-двугодишната осцилация.

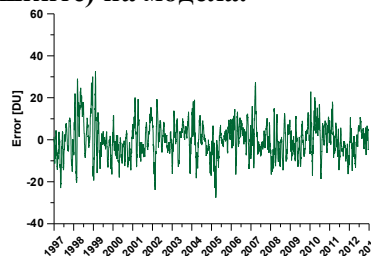
Таб. III.1.1. Линеен и квадратичен модел – статистика.

Модел	Линеен			Квадратичен		
	MEAN	DISP	STD	MEAN	DISP	STD
Среден сезонен ход	305.029	454.862	21.327	302.574	539.156	23.22
Тренд	2.635	55.164	7.427	8.667	130.209	11.411
Температурна зависимост	-0.183	19.996	4.472	-0.212	57.232	7.565
Зависимост от QBO	0.845	14.126	3.758	-2.704	36.998	6.083

III.1.4. Статистически анализ на отклоненията (грешките) на модела.



Фиг. III.1.10. Ежедневни стойности на грешката на линейния модел.



Фиг. III.1.11. Ежедневни стойности на грешката на квадратичния модел.

На следващите две фигури са представени ежедневни стойности на грешката при двата варианта на модела. Това реално представляват разликите в стойностите прогнозирани от модела и реалните данни. Както се вижда грешката варира основна в интервала ± 20 DU, с някои малки изключения.

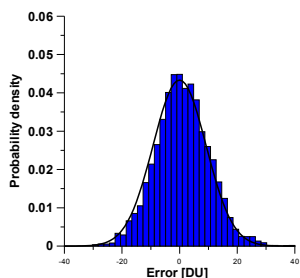
Както е известно най-разпространеният вид вероятностно разпределение е стандартно нормално разпределение (разпределението на Гаус). Удобно е да се използва, когато е нужно да се пресметне вероятността за попадане на случайната променлива в определен интервал от стойности. Описва се чрез функцията за на плътност на вероятността:

$$\phi(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}x^2} \quad (\text{III.1.11})$$

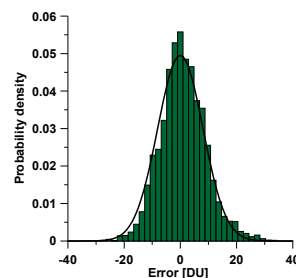
Можем да опишем нормалното разпределение чрез неговата средна аритметична стойност (математическо очакване) μ и дисперсия σ . Чрез тях записваме функцията плътност на вероятността в удобна стандартна форма:

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} = \frac{1}{\sigma} \phi\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right) \quad (\text{III.1.12})$$

Както знаем всяко друго нормално разпределение може да бъде разглеждано като версия на стандартното нормално разпределение, което е било разтеглено хоризонтално с фактор σ и след това транслирано надясно на разстояние μ (μ определя положението на централния максимум на формата на камбаната, а σ определя “ширината” на формата на камбаната). В нашия случай $\mu=0.000$ и $\sigma=9.268$ DU за линейния вариант на модела, и $\mu=0.000$ и $\sigma=8.058$ DU за квадратичния. Средната грешка има практически нулева стойност и за двата варианта, което е резултат на метода на най-малките квадрати. От сравнението на двете графики можем да кажем, че квадратичния модел дава по-добър резултати, тъй като Гаусовата крива е по-стръмна и плътността на вероятност достига по-високи стойности. Тъй като разпределението на грешката се оказва достатъчно близко до гаусово, можем да използваме квантилите на гаусовото разпределение за определяне на доверителните интервали на модела. При интервал на грешката $\pm 1.96\sigma$ доверителната вероятност е 0.975. При интервал на грешката $\pm 2.58\sigma$ доверителната вероятност е 0.995. При интервал на грешката $\pm 3.29\sigma$ доверителната вероятност е 0.9995. Данните за доверителните интервали са представени в табличен вид в Таблица 2.



Фиг. III.1.12. Вероятностно разпределение на грешката на линейния модел.



Фиг. III.1.13. Вероятностно разпределение на грешката на квадратичния модел.

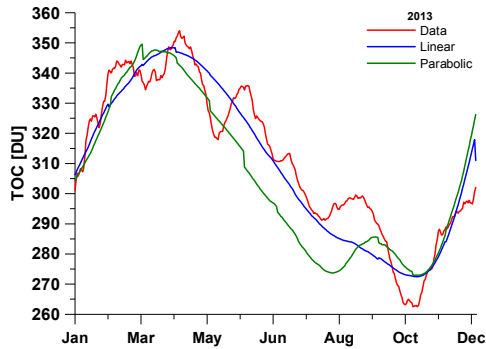
Таб. III.1.2. Доверителните интервали на двата варианта на модела.

Доверителна вероятност	Линеен модел	Квадратичен модел
0.975	± 18.17 DU	± 15.79 DU
0.995	± 23.91 DU	± 20.79 DU
0.9995	± 30.49 DU	± 26.51 DU

В Таблица III.1.2 са показани интервалите на стойностите на грешката, които се получават със зададената в първата колона вероятност. Квадратичният модел показва отново своето преимущество. При него грешката практически не превишава 27 DU, докато при линейния модел максималната грешка е 31 DU.

III.1.5. Верификация на модела за 2013 година.

При създаването на модела бяха използвани данни от 1997 до 2012 година. Данните за TCO през 2013 година не са използвани при синтезирането на модела, защото те са нужни за верификацията на модела. Беше направена проверка на получените моделни резултати посредством сравнение с измерени стойности на TCO. Резултатите от тази проверка са представени в настоящия параграф. На Фиг. III.1.14 е показан ходът на данните и стойностите на TCO за двата варианта на модела през 2013 година. Целта на това е да се направи оценка/верификация на качеството на модела при прогнозиране на стойностите на TCO. Като цяло основния тренд се следва добре от моделните резултати. По-значителни отклонения на модела от данните се наблюдават за периода май - август.



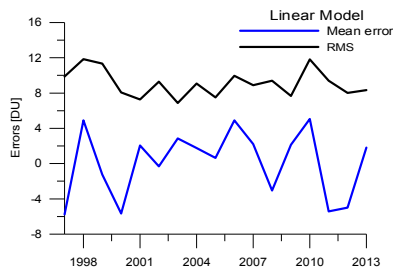
Фиг. III.1.14. Сравнение между данните и двата модела за 2013 година.

На Фигури III.1.15 и III.1.16 са показани, изчислените средна грешка и RMS за двата модела за годините от 1997 до 2013, включително. Средната грешка и в двата случая се разпростира в интервала ± 4 DU. При линейния вариант на модела RMS се движи основно в интервала 8-11 DU. При квадратичния вариант на модела RMS стойностите са значително по-изгладени, като изключим 1998 и 2013 година. В тестовата година – 2013 изчислените средна грешка и RMS са по-големи от съответните стойности за целия период 1997 - 2012, но не превишават най-голямата грешка през отделните години (т.е. тази през 1998 година). Една от възможните причини е нарушаването на трендовете на компонентите на сезонния ход на TCO, които са въведени чисто емпирично в модела

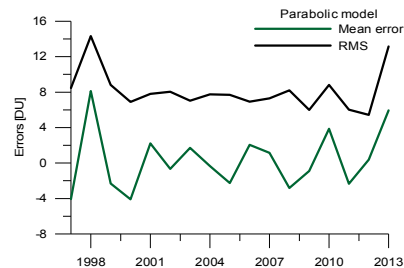
през 2013 година. Друга възможна причина е отклонение на хода на TCO от общите закономерности специално през 2013 година, въведени в модела, подобно на ситуацията през 1998 година.

Въпреки завишените стойности на RMS за 2013 година при квадратичния модел, които не се появяват при линейния през тази година, ще приемем като по-добър квадратичния. Причините са няколко:

- ✓ като цяло, както беше показано в глава "III.1.3. Резултати" на Фигури III.1.2 и III.1.3, параболичния модел дава по-близки резултати до реалните данни спрямо линейния модел през изследвания период;
- ✓ параболичния модел отчита по-добре някой от резките изменения в концентрацията на озона над страната;
- ✓ от Фиг. III.1.16 се вижда, че стойностите на средните грешки през годините като цяло са по-ниски при параболичния модел.



Фиг. III.1.15. Средна грешка и RMS на линейния модел по години.



Фиг. III.1.16. Средна грешка и RMS на квадратичния модел по години.

Можем да приемем, че завишаването на стойностите на грешката през 2013 година се дължи на факта, че в модела са включени определен брой фактори, влияещи върху концентрацията на TCO, и евентуално отсъствието на други такива да е повлияло осезаемо на концентрацията, както през 2013 година, така и през 1998. Моделът ще бъде доусъвършенстван в бъдеще чрез евентуалното включване на други допълнителни фактори.

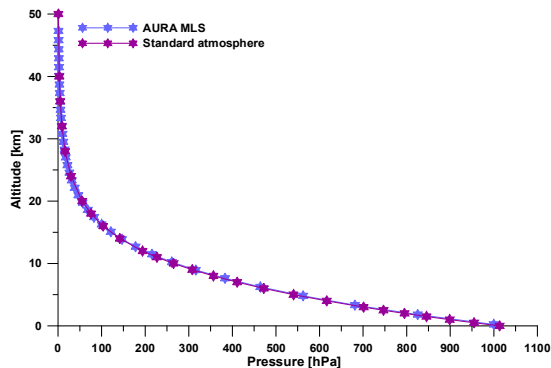
III.2. Изследване на вертикалните профили на озона над България.

III.2.1. Данни.

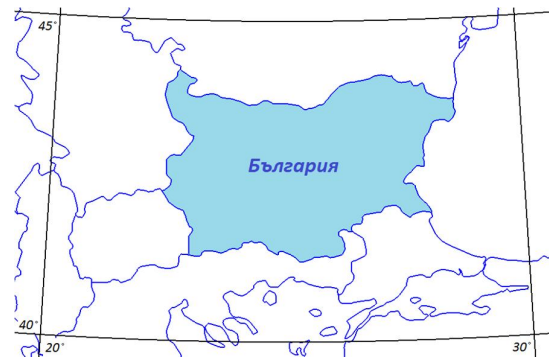
Данните, използвани в тази глава са от инструмента Microwave Limb Sounder (MLS), работещ на спътника AURA на NASA. За целите на настоящото изследване се използват средните стойности на дневните и нощни измервания за даден ден. Разликите между дневните и нощни стойности се оказват незначителни. Апаратурата дава ежедневното глобално покритие с приблизително 14 орбити в денонощие. Измерванията се правят за целия свят през деня и нощта. MLS прави измервания на атмосферните съединения, температура, влажност и облачен лед, които са нужни за: 1) проследяване стабилността на стратосферния озонов слой; 2) подпомагане подобряването на прогнозите за изменение на климата; 3) подобряване на изучаването и разбирането на качеството на въздуха в глобален мащаб.

III.2.2. Конвертиране на данните.

Базата данни за озона, с която предлага MLS е в изобарни нива. Данните бяха преобразувани във височинни нива, за по-добро разбиране при визуализация. В литературата за общият брой на частици на определена височина често се използва "плътност на броя на частиците" (particle number density) или концентрация. Това показва колко частици/молекули от даден вид (например озон) се съдържат в определен обем, например 1 кубичен сантиметър. За преобразуването бяха използвани таблиците за атмосферните параметри от книгата за руския държавен стандарт ГОСТ 4401-81, Атмосфера стандартная (2004). Данните за концентрацията на озона са представени в относителна концентрация в единици $ppmv$ (брой молекули озон на един милион общ брой молекули въздух). За удобство тези стойности са преизчислени в концентрация (брой молекули озон в 1 cm^3) чрез уравнението на Клапейрон-Менделеев за концентрация на молекули (брой молекули) в единица обем: $n = p / KT$. Където $K = 1,38 \cdot 10^{-23} \text{ J/K}$ е константата на Болцман, която важи за произволен идеален газ. Също така за целия обем данни са извадени съответните по време, местоположение и височинно ниво стойности на температурата от спътника AURA. На Фиг. III.2.1. е представено сравнение между получената средна геопотенциална височина за всяко изобарно ниво от данните на AURA и стойностите за стандартна атмосфера. Като отчетливо се вижда съпадението е много добро и можем да твърдим, че преобразуваните данни са достоверни и е правомерно превръщането им от изобарни във височинни нива.



Фиг. III.2.1. Сравнение между зависимостта налягане-височина по данни на AURA и стандартната атмосфера



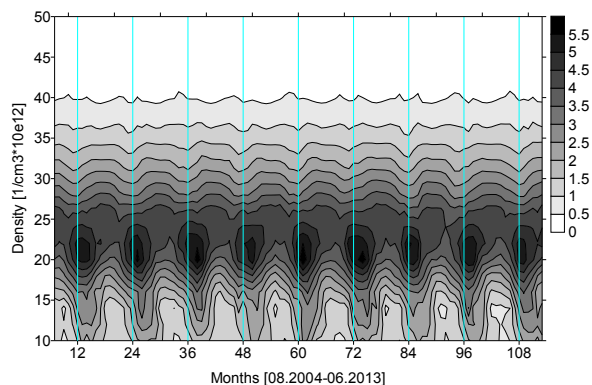
Фиг. III.2.2. Областта, за която са данните

III.3.3. Селектиране на данните.

За целта на настоящото изследване, именно анализ на профила на озоновата концентрация над територията на България е необходимо да се селектират тези стойности, които са измерени на географски ширини и дължини съпадащи с територията на страната. Орбиталните характеристики на спътника, обаче, са такива, че не всеки ден орбитата на спътника преминава над територията на България. Ако стриктно се спазва условието да се отчитат стойности, измерени само над територията на страната, броят пропуски нараства недопустимо. Посредством експериментално търсене беше получено приемливо разширение на географския регион, за който се селектират измервания за настоящото изследване: между 40° N и 45° N по географска ширина и между 20° E и 30° E географска дължина. Избраният регион е показан на Фиг. III.2.2. При този избор се получава

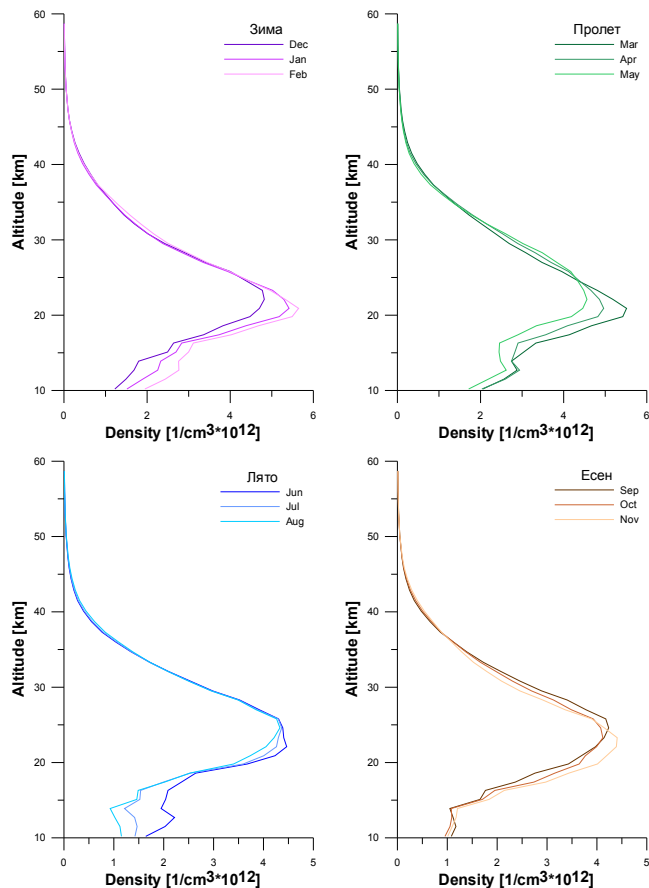
разпределение на пропуските един до два на всеки три дни, което е приемливо за получаване на достатъчно точни характеристики на хода на озоновата концентрация във времето. Ширинните и дължинни разлики в границите на зададения регион са незначителни в сравнение със сезонния ход на озоновата концентрация.

III.2.4. Анализа на данните за вертикалните профили на озона над България.



Фиг. III.2.3. Средномесечни стойности на озона за периода 2004 - 2013 година.

35 km, сезонният ход се обръща с зимен минимум и летен максимум. Над 40 km, ясно изразен сезонен ход не се наблюдава. Както е известно този сезонен ход се получава в следствие на клетката на Брюер-Добсън, чрез която се пренася към полюсите образуваният в екваториалната област озон под въздействие на Слънчевата радиация.



Фиг. III.2.4. Средномесечни профили на озона за периода 2004 - 2013 г - климатология над България.

Данните от спътника AURA са ежедневни за съответните височини: от 10.2km до 90.4km. На Фиг. III.2.3 са представени получените средномесечни стойности на озона за периода 08.2004 – 06.2013 година. Месечните данни са осреднени за съответните височини за годините от изследвания период. Както се вижда на фигурата при височина над 42 km, концентрацията на озон е минимална, за това и графиките на фигурите са визуализирани до 50-60 km.

Ясно се забелязва известният сезонен ход в северното полукълбо с пролетен максимум и есенен минимум от 10 km до 25 km, най-силно изразен на височина около 22 km. Вижда се, че между 25 km и

Както знаем около 90% от озона в атмосферата се съдържа в стратосферата, в региона от 10 до 50 km над земната повърхност. Десет процента от озона се съдържа в тропосферата, най-ниската част на атмосферата, където е „кухнята” на времето. Измерванията, направени от инструменти на място, чрез балони и др., показват че концентрациите на озон са най-големи между 15 и 30 km. Един типичен профил на озона е с ниски стойности близо до повърхността и тропосферата, увеличаване на стойностите с надморска височина в ниската и средната стратосфера, и намаляващи стойности в горната част на стратосферата и мезосферата. Височинния максимума варира в зависимост от сезона (NASA, 2000). Всички тези факти за са ясно изразени на следващите две фигури. Озоновия слой на България влиза в нормите за нашите географски ширини.

На Фиг. III.2.4 са представени средномесечни профили на озона по сезони за изследвания период над България. Вижда се основната тенденция за нарастване на концентрацията до около 25 km. Освен видимите месечни изменения около максимума в профилите на озона, се забелязва и отчетливото изменение на вариациите на височината по сезони. През зимните и пролетните месеци максимумът в концентрацията има най-високи стойности (около $5.8/\text{cm}^3 \cdot 10^{12}$) и се намира на

височина около 20 km. Докато през пролетните и есенните месеци максимумът в концентрацията има по-ниски стойности (около $4.5/\text{cm}^3 \cdot 10^{12}$), но се намира на по-голяма височина около 25 km.

III.2.5. Изводи.

През летните месеци концентрацията на озон е по-малка и озоновия слой е разположен на по-голяма височина. През останалата зимна част от годината озона над страната има по-висока концентрация, на по-ниски височини. Като извод можем да кажем, че вертикалният профил на озона над България е стабилен и следва характерния профил и ниво на концентрация за нашите ширини.

III.3. Глобално разпределение на TCO и неговият сезонен ход.

III.3.1. Данни.

Използваните данни в тази глава са от спътника AURA. Microwave Limb Sounder (MLS) е един от четирите инструмента на Earth Observing System (EOS) от системата за наблюдение на Земята на спътника AURA на NASA. Използваните данни от спътника са за периода от 08.2004 година до 06.2013 година. Данните са сортирани в мрежа от 80° S до 80° N със стъпка 5° и от 180° W до 180° E със стъпка 15° . Данните са ежедневни, като за всеки ден стойността е получена като средна стойност на една близка до местното пладне стойност и една близка до местната полунощ, които стойности се получават от орбитите на спътника, който е синхронизиран с въртенето на Земята.

III.3.2. Метод на работа.

Наличните данни са декомпозирани по метода на стационарните амплитуди и фази. Предполага се, че за всяка географска ширина разпределението на TCO по географска дължина се представя с ред на Фурие (III.3.1), като аргументът на синусоидалните величини е географската дължина:

$$TCO(lon) = TCO_0 + \sum_{s=1}^n TCO_s \cos\left(s \frac{2\pi}{360} lon - \varphi_s\right) \quad (\text{III.3.1})$$

В това представяне TCO_0 представлява зонално средната стойност на TCO. Амплитудите и фазите в сумата представят съществуващите зонални нееднородности на TCO като синусоиди, разпределени по дадения географски паралел със съответните амплитуди, а фазата представя тази географска дължина, на която съответната синусоида има максимум. Поради наличието на пропуски, стойностите на амплитудите и фазите са определени по метода на най-малките квадрати за всяко деценонощие, като са използвани и данните от предходния и следващ ден.

Като резултат от данните са представени климатологиите (осреднените стойности за даден календарен месец за изследвания период) на зонално средната стойност на TCO, на стационарната вълна с вълново число 1 и 2, представени чрез амплитуда и фаза. Климатологията на зонално средната стойност е получена като средно-аритметична стойност на всички дневни стойности през съответните месеци в реда от години. Климатологията на амплитудите и фазите е получена чрез векторно осредняване (III.3.2):

$$\begin{aligned} Amp_{mean} &= \sqrt{M(Amp_i \cos(Pha_i))^2 + M(Amp_i \sin(Pha_i))^2} \\ Pha_{mean} &= \frac{180}{\pi} \arctg\left(\frac{M(Amp_i \sin(Pha_i))}{M(Amp_i \cos(Pha_i))}\right) \end{aligned} \quad (\text{III.3.2})$$

Където с M е означен оператор за осредняване.

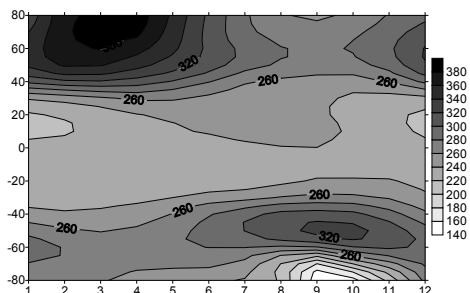
III.3.3. Глобално разпределение на TCO.

Основните характеристики на общото разпределение на тоталния озон са разкрити по време на първата година от редовни наблюдения на Добсън започнали през 1920. Най-важните функция е силния градиент с географска ширина на тоталния озон, с по-ниски стойности над Екватора и тропиците и по-високи стойности над средните и високите географски ширини. Този градиент има добре изразен годишен цикъл, достигайки максимум през пролетта и минимум през есента. Годишният цикъл в общия озон в дадена точка по този начин има амплитуда, която е функция на ширината, с максимални амплитуди намерени на около 60° северна и южна ширина. В тропиците сезонните колебания са малки, с максимуми на озона през лятото; в екваториалната област по същество няма сезонни вариации. Озоновата изменчивост също зависи от сезона и географската

ширина. Концентрацията е по-ниска в екваториалните райони и над тропиците и по-висока над средните и високите географски ширини, особено през зимата и пролетта. Стандартните отклонения от годишния цикъл за ежедневна стойности са около 4-5% в ниските географски ширини, и над средните и високите географски ширини, варираат около 7-8% при спад до 12-15% в края на зимата и началото на пролетта.

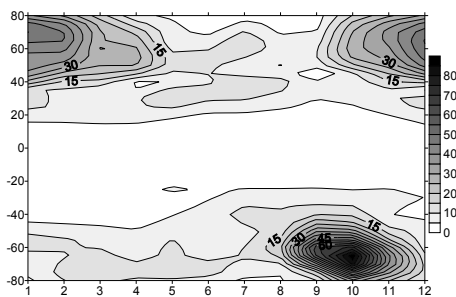
III.3.4. Изчисления.

В следващата серия от Фигури е представена климатологията на зонално средната стойност на ТСО и на стационарната вълна с вълново число 1 и 2, съответно за амплитуда и фаза за периода от 08.2004 до 06.2013 година. На Фиг. III.3.1 е представена климатологията на зонално средната стойност на ТСО за изследвания период. Както се вижда, не се наблюдават аномалии по време на изследвания период. В Северното полукълбо има нарастване на концентрацията на озон през зимно-пролетните месеци. В екваториалната област не се наблюдава сезонен ход и стойностите варират около 200 DU. В Южното полукълбо между 80° и 60° ясно се вижда известната озонова дупка, където се получават най-ниските стойности в концентрацията на озон – 140 DU. Максимумът в развитието на озоновата дупка (съответно минимум в концентрацията на озон) е през месеците септември-октомври (Stolarski et al. 1991). По същото време се забелязва максимум в концентрацията на озона в Южното полукълбо между 60° и 40°.

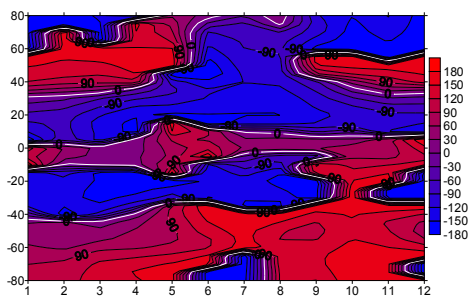


Фиг. III.3.1. Климатология на зонално средната стойност на ТСО за изследвания период.

На Фиг. III.3.2. е представена климатологията на амплитудата при стационарната вълна с вълново число 1 (Stationary planetary waves - SPW1). Тази амплитуда характеризира основната част от дължинните нееднородности на разпределението на ТСО. Отново активизацията в Северното полукълбо е през зимните месеци, а в Южното – през пролетните. В екваториалната област средномесечните стойности са много малки по стойност до 10 DU, докато на високите ширини амплитудите достигат максимални стойности около 80 DU. В северното полукълбо максимални амплитуди се наблюдават през зимните месеци на ширини около 70° N, а в южното - през пролетните месеци на ширини около 65° S. Наблюдаваната несиметрия има значително сходство с поведението на SPW1 в стратосферната температура (Mukhtarov et al, 2010b).



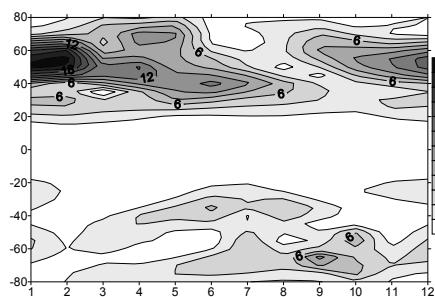
Фиг. III.3.2. Климатология на стационарната вълна с вълново число 1 – амплитуда.



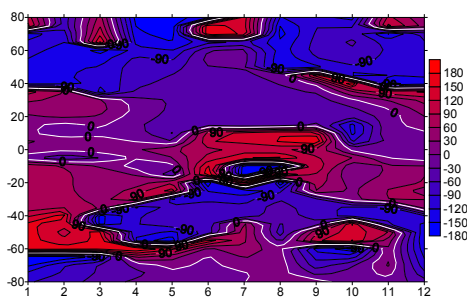
Фиг. III.3.3. Климатология на стационарната вълна с вълново число 1 – фаза.

На Фиг. III.3.3 е представена климатологията на фазата при стационарната вълна с вълново число 1 (Stationary planetary waves - SPW1). За северното полукълбо през зимата и пролетта, когато амплитудите на SPW1 са значими (между 40° N и 80° N), фазите им показват ширинна зависимост -

нарастват в източна посока от около 90° E на 40° N и достигат 180° E на 60° N. При високи ширини (повече от 60° N) фазата се разполага около меридиана противоположен на гринуичкия. На фигурата нулевата линия е резултат от интерполацията при преминаване през дължината 180° E, която е еднаква със 180° W. През летния сезон когато амплитудите са незначителни, фазата е около 90° W. В южното полукълбо на средни и високи ширини фазите се оказват около 90° E. Сезонният и ширинен ход на фазите, т.е. на местоположението на положителния максимум на дължинната нееднородност на разпределението на озона отразява съответната дължинна нееднородност на глобалната циркулация на атмосферата, която се дължи на дължинната нееднородността на земната повърхност (в частност редуването на океани и континенти). От фигурата се вижда, че фазите на значимите по амплитуда SPW1 (между 40° N и 80° N) са преобладаващо положителни (източни), т.е. разположени най-често в източното полукълбо, където на тези ширини преобладава континентална повърхност.



Фиг. III.3.4. Климатология на стационарната вълна с вълново число 2 – амплитуда.



Фиг. III.3.5. Климатология на стационарната вълна с вълново число 2 – фаза.

На Фиг. III.3.4 е представена климатология на амплитудата при стационарната вълна с вълново число 2 (SPW2). Очевидно е, че при планетарните вълни с вълново число 2 стойностите на амплитудите са много по-ниски. Отново активизацията в Северното полукълбо е през зимните месеци, но започва малко по-на юг на около 50° N, отколкото при SPW1. В Южното полукълбо амплитудите са размити и значително по-ниски, отколкото в Северното полукълбо. В екваториалната област средномесечните стойности отново са много малки по стойност. През отделните години сезонният ход на амплитудите е значително по-нерегулярен от съответния ход на амплитудите на SPW1. Същото се наблюдава и в хода на амплитудите на SPW2 в стратосферната температура (Mukhtarov et al, 2010b). На Фиг. III.3.5 е представена климатология на фазата при стационарната вълна с вълново число 2 (Stationary planetary waves – SPW2). За средни и високи ширини в северното полукълбо, където амплитудите са значими, фазите се оказват в западното полукълбо. Като се има предвид вълновото число, което отговаря на пространствен период от 180° , в този случай тази компонента на зоналното разпределение на озона има два максимума в дадения ширинен пояс – единият около 90° W и втори около 90° E. Това означава, че както и при SPW1, максимумите на озона се разполагат над масиви от суша (съответно Америка и Евразия).

III.3.5. Изводи.

Представеното изследване на ширините, дължинни и сезонни вариации на TCO за периода 2004-2014 година показва, че като цяло, особеностите на ширинното и сезонно разпределение на озона в глобален мащаб, което се дължи основно на преноса на озон от тропически ширини към средни ширини посредством циркулацията на Брюер-Добсън се запазват практически без изменения през целия изследван период. Дължинните нееднородности, представени от амплитудите и фазите на стационарните планетарни вълни (SPW) показват очевидна връзка със съществуващите в атмосферата стационарни вълни в полето на температурата, налягането и скоростта на вятъра, които се генерират в тропосферата и се разпространяват и усилват в стратосферата. Тези планетарни вълни се пораждат от ортографските нееднородности на земната повърхност, които оказват влияние върху температурния режим на атмосферата в близост до земната повърхност. По тази причина амплитудите на стационарните вълни варират значително и по ширина и по сезон, но фазите им, в смисъл на климатологически средни стойности, показват определена сезонна устойчивост, но силно зависят от географската ширина. За изследвания период, който е близък по продължителност до един слънчев цикъл, не се наблюдава видима зависимост от слънчевата активност. В частност, годината на

минимална слънчева активност - 2009 не е съпроводена с никакви изменения на глобалния ТСО. Също така през изследвания период антарктическата озонова дупка е стабилна, дори се наблюдава и тенденция за повишение на озоновото съдържание на високи южни ширини през месеците септември и октомври, когато тя се проявява.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основната цел на дисертацията е създаване на емпиричен модел за прогноза на ТСО над България. За да бъде изпълнена целта, бяха осъществени няколко задачи. Една от задачите беше да се представят достатъчно изчерпателни научни факти свързани с озона, озоновия слой и проблема с изтъняването му (озоновата дупка), за да се навлезе подобаващо във важността на проблема. Останалите задачи цяло могат да се обединят около:

- 1) създаване на непрекъснат ред от данни, получен от спътникови и наземни измервания;
- 2) анализ на състоянието и тенденциите на озоновия слой над България, на база получения ред данни;
- 3) създаване на емпиричен модел, прогнозиращ състоянието на озоновия слой над България.

По третата задача и обзорната част е направено обобщение на съществуващата литература.

Първата задача – създаване на непрекъснат ред от данни за ТСО, е осъществена, чрез използване на спътникови данни от Ozone Monitoring Instrument (OMI), Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) и наземни измервания с прибора Microtops II, извършени в НИГГГ. Двата спътника работят в различни интервали от време, но имат около година в която измерванията им се прекриват, за да може да се калибрират един с друг. В резултат се получава непрекъснат ред от ежедневни стойности за периода от средата на 1996 до 2012 година. Благодарение на този ред от данни е изпълнена Втората задача: визуализирани са дневните стойности на тоталния озон съгласно спътникови данни, от които се вижда, че през последните години не се наблюдават тенденции за изменение на средната стойност на тоталния озон над България. Анализът показва, че средният сезонен ход има форма близка до синусоидална, като максимални стойности се достигат около пролетното равноденствие, а минималните - около есенното (типични за нашите географски ширини). Може да се види, че годишната амплитуда показва забележима тенденция за увеличение през изследвания период. За фазата на годишната компонента на сезонния ход, е констатирано изместване към по-ранна дата (т.е. показва видима тенденция за намаление). Изследванията на амплитудата и фазата на полугодишната вълна на сезонния ход на ТСО не показват съществени тенденции. Като амплитудата варира в широки граници, а средната стойност на фазата е 70^{ия} ден от годината. В периода от 2001 до 2012 ясно личи влиянието квази-двугодишната екваториална циркулация, който също се забелязва в полето на температурата на 68 hPa. Може да твърдим със значителна степен на вероятност, че понастоящем озоновата обвивка над България е стабилна. Наблюдаваните вариации на средногодишната стойност най-вероятно се дължат на вариации в динамичния режим на стратосферата, имащи чисто вътрешно-атмосферен характер. Установява се, че закономерният сезонен ход на ТСО се описва от средногодишната стойност и амплитудите и фазите на 12- месечната и 6-месечна компонента. Бяха изследвани и някои зависимости между озона и някои метеорологични елементи. От изследванията за корелациите, можем да кажем, че средногодишната стойност на ТСО корелира положително със средногодишната температура на 68 hPa. Въздействието на квази-двугодишната осцилация се наблюдава върху амплитудите и фазите на годишната и полугодишна компонента на сезонния ход, като тя е по-силно изразена при амплитудите. Изследвания период не позволява да се направят изводи на базата на корелационна зависимост за влиянието на слънчевата активност и галактическите космически лъчи, върху тоталния озон. От изследванията на късопериодичните отклонения от стационарния сезонен ход, можем да кажем, че те имат значителни стойности, но не са напълно случайни, а в тях отчетливо се наблюдават квази-периодични вариации с периоди, съпадащи с периодите на планетарните вълни в стратосферата.

За да се постигне на основната цел на дисертацията, т.е. създаване на емпиричен модел за прогноза на месечните нива на ТСО, сезонният ход на озона за 16 години се разлага в частичен ред на Фурие. В представянето фигурира една средногодишна стойност, амплитуда и фаза на годишна и полугодишна компонента. Разлагането на сезонния ход се ограничава до две периодични компоненти - годишна, с период 12 месеца и полугодишна, с период 6 месеца. Полученият емпиричен модел на

дневните стойности на ТСО над България описва задоволително основните закономерности на хода на ТСО свързан със сезонните изменения в атмосферата, както и влиянието конкретно на температурата и динамиката в стратосферата, като получените грешки са от порядъка на измервателните грешки на данните. Получените от анализа и включени в модела дългосрочни тенденции (трендове) на компонентите на сезонния ход са описани с полином от втора степен и с линейни функции. Предпочетена е параболичната апроксимация, защото параболичния модел дава по-близки резултати до реалните данни, отчита по-добре някой от резките изменения в концентрацията на озона над страната и стойностите на средните грешки през годините като цяло са по-ниски при него. По-нататъшно усъвършенстване на модела е възможно с натрупване на по-дълъг ред данни. Представеният модел може да послужи за контрол на състоянието на озоновия слой над България и да прогнозира дали съществува опасност от опасно за здравето на хората увеличение на ултравиолетовата радиация на Слънцето.

За допълване на резултатите са направени и изследвания на вертикалния профил на озона над страната. Изводите, които можем да обобщим са, че през летните месеци концентрацията на озон е по-малка и озоновия слой е разположен на по-голяма височина. През останалата зимна част от годината озона над страната има по-висока концентрация, на по-ниски височини. Като цяло може да се каже, че вертикалния профил на озона над България е стабилен и следва характерния профил и ниво на концентрация за тези географски ширини.

Представено е и изследване на ширините, дължинни и сезонни вариации на ТСО за периода 2004-2014 година в световен мащаб. Като цяло, особеностите на ширинното и сезонно разпределение на озона в глобален мащаб, което се дължи основно на преноса на озон от тропически ширини към средни ширини посредством циркулацията на Брюер-Добсън, се запазват практически без изменения през целия изследван период. Дължинните нееднородности, представени от амплитудите и фазите на стационарните планетарни вълни показват очевидна връзка със съществуващите в атмосферата стационарни вълни в полето на температурата, налягането и скоростта на вятъра, които се генерират в тропосферата и се разпространяват и усилват в стратосферата. Амплитудите на стационарните вълни варират значително и по ширина и по сезон, но фазите им, в смисъл на климатологически средни стойности, показват определена сезонна устойчивост, но силно зависят от географската ширина. За изследвания период, който е близък по продължителност до един слънчев цикъл, не се наблюдава видима зависимост от слънчевата активност. В частност, годината на минимална слънчева активност - 2009 не е съпроводена с никакви изменения на глобалния тоталния озон. За периода на изследване антарктическата озонова дупка е стабилна, дори се наблюдава и тенденция за повишение на озоновото съдържание на високи южни ширини през месеците септември и октомври, когато тя се проявява.

ОСНОВНИ ПРИНОСИ НА ДИСЕРТАЦИОННИЯ ТРУД

1. Направен е подробен обзор на информация свързана с озона. Целта на обзора е да послужи и като справочник по темата, тъй като тя не е засегната сериозно у нас.

2. Образуван е ред от данни за стратосферния озон над България, започващ от средата на 1996 до 2012 година, който продължава да се допълва ежедневно с данни от наземни и спътникови измервания.

3. Направен е подробен анализ на състоянието и тенденциите на озоновия слой над България, за изследвания период, включително изследване на дългопериодичните и късопериодичните вариации на озона, някой корелации с метеорологични компоненти, изследвани са вертикалните профили над страната.

4. Разработен е емпиричен модел, прогнозиращ стойностите на тоталния озон над България, отчитащ дългопериодичните тенденции, сезонния ход и връзката със стратосферната температура и QBO. Моделът заедно с данните от измерванията може да послужи за дългосрочен контрол върху общото количество озон над България. Моделът ще се използва за оценка на евентуални отклонения от нормалния ход на озона, както и за целите на средносрочно прогнозиране.

5. Направен е анализ по спътникови данни на вариациите (сезонни, ширинни и дължинни) на глобалното разпределение на озона за последното десетилетие, потвърждаващи закономерностите получени от изследването на локалните вариации в атмосферата над България.

ЛИТЕРАТУРА

- A dictionary of scientists, Oxford University Press, Oxford ; New York : (1999).
- Allaart M., Michiel van Weele, Paul Fortuin and Hennie Kelder, 2004, An empirical model to predict the UV-index based on solar zenith angles and total ozone, *Meteorological Applications*, Volume 11, Issue 1, pages 59–65, DOI: 10.1017/S1350482703001130.
- Allaart, M., Kelder, H. And Heijboer, C., 1993, On the relation between ozone and potential vorticity. *Geophysical Research Letters*, 20, pp. 811–814.
- Antón M. , D. Bortoli, M.J. Costa, P.S. Kulkarni, A.F. Domingues, D. Barriopedro, A. Serrano, A.M. Silva, 2011, Temporal and spatial variabilities of total ozone column over Portugal, *Remote Sensing of Environment*, Volume 115, Issue 3, Pages 855–863, DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2010.11.013>
- Baldwin M. P, L. J. Gray, T. J. Dunkerton, K. Hamilton, P. H. Haynes, W. J. Randel, J. R. Holton, M. J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D. B. A. Jones, J. S. Kinnerson, C. Marquardt, K. Sato, M. Takahashi, 2001, The quasi-biennial oscillation, *Reviews of Geophysics*, Volume 39, Issue 2, pages 179–229, May 2001, DOI: 10.1029/1999RG000073
- Bekoryukov V. I., V.N. Glazkov, V.V. Fedorov, 1987, An empirical model of the global total ozone distribution, *Advances in Space Research*, Volume 7, Issue 9, Pages 115–117, DOI: [http://dx.doi.org/10.1016/0273-1177\(87\)90257-2](http://dx.doi.org/10.1016/0273-1177(87)90257-2)
- Bowman, K. P., A. J. Krueger, 1985, A global climatology of total ozone from the Nimbus 7 total ozone mapping spectrometer, *J. Geophys. Res.*, 90(D5), 9767–9776, DOI:10.1029/JD090iD05p07967.
- Burrows William R., Marcel Vallée, David I Wardle, James B Kerr, Laurence J Wilson and David W Tarasick , 1994, The Canadian operational procedure for forecasting total ozone and UV radiation, *Meteorological Applications*, Volume 1, Issue 3, pages 247–265.
- Champion, D. O'Sullivan and S. Telewes, (1962) *United States Standard Atmosphere*, Washington D.C., Gov't Printing Office.
- Dah Chou, Ming, Kyu – Tae Lee, (1996), Parametrizations for the Absorption of Solar radiation by Water Vapor and ozone, *American Meteorological Society, Notes and Correspondence*, Vol 53, No.8.
- Fahey, D.W., and M.I. Hegglin (Coordinating Lead Authors), *Twenty Questions and Answers About the Ozone Layer: 2010 Update*, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010, 72 pp., World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 2011; March 2011; ISBN: 9966-7319-4-6
- Fusco, A., M. Salby, (1999) Interannual Variations of Total Ozone and Their Relationship to Variations of Planetary Wave Activity, *Journal of climate*, V. 12, 1619- 1629.
- Hood L. L., 1997, The solar cycle variation of total ozone: Dynamical forcing in the lower stratosphere, *Journal of Geophysical Research*, VOL. 102, NO. D1, PAGES 1355-1370.
- Hua Lu, D. Pancheva, Pl. Mukhtarov, I Cnossen, 2012, QBO modulation of traveling planetary waves during northern winter, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 117, Issues D09, 1984–2012 , DOI:10.1029/2011JD016901.
- Huang, F., H. Mayr, C. Reber, J. Russell III, M. Mlynczak and J.Mengel, (2008), Ozone quasi-biennial oscillations (QBO), semiannual oscillations (SAO), and correlatiōn with temperature in the mesosphere, lower thermosphere, and stratosphere, based on measurements from SABER on TIMED and MLS on UARS, *Journal of Geophysical research*, Vol. 113, A01316.
- Jacob, Daniel J., *Introduction to Atmospheric Chemistry*, by Princeton University Press, 1999.
- Kilifarska N., 2011, Nonlinear Re-Assesment of the long-term Ozone variability during 20th century, *Comptes rendus de l'Acad'emie bulgare des Sciences*, Tome 64, No 10, 1479- 1488.
- Kilifarska N., 2012, Climate sensitivity to the lower stratospheric ozone variations, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 90–91, 9–14.
- Korn G.A., Korn T.M., 1968, *Mathematical Handbook*, seconded. McGraw-Hill, NewYork.
- Lemus-Deschamps L., Lawrie Rikus, Peter Gies, 1999, The operational Australian ultraviolet index forecast 1997, *Meteorological Applications*, Volume 6, Issue 3, pages 241–251.
- Lomb, N.R., 1975. Least-squares frequency analysis of unequallyspaced data. *Astrophysics and Space Science* 39,447–462.
- McClatchey, R. A., R. W. Fenn, J. E. A. Selby, F. E. Volz, and J. S. Garing, 1972: *Optical properties of the atmosphere* (third edition). Environmental research papers, no. 411, Air Force Cambridge Research Laboratories, Bedford, MA, 108 pp.
- McCormack, J.P. and L.L. Hood, 1997, Modeling the spatial distribution of total ozone in northern hemisphere winter: 1979–1991, *J. Geophys. Res.* Volume 102, Issue D12, pp. 13 711–13 717.
- McCormick M. Patrick, Robert E. Veiga, William P. Chu, 1992, Stratospheric ozone profile and total ozone trends derived from the SAGE I and SAGE II data, *Geophysical Research Letters*, Volume 19, Issue 3, pages 269–272, DOI: 10.1029/92GL00187
- Monreal R McMahon, R. Aguilar, V. Valderrama and P. J. A. Burt, 2002, An operational method for forecasting total column ozone for Punta Arenas, Chile, *Meteorol. Appl.* 9, 327–333, DOI:10.1017/S1350482702003067.
- Mukhtarov, P., D. Pancheva, and B. Andonov (2010), Climatology of the stationary planetary waves seen in the

- SABER/TIMED temperatures (2002–2007), *J. Geophys. Res.*, 115, A06315, doi:10.1029/2009JA015156.
- Mukhtarov, P., D. Pancheva, B. Andonov, and L. Pashova (2013), Global TEC maps based on GNSS data: 1. Empirical background TEC model, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 118, doi:10.1002/jgra.50413.
- Pancheva D., Pl. Mukhtarov, M. Todorova, (1994) Simultaneous observations of quasi-periodical fluctuations in the TCO, mesospheric neutral wind and ionospheric absorption, *BGJ*, Vol XX, No 3, 72–81.
- Pancheva D., Pl. Mukhtarov, N.J. Mitchell, H.G. Muller, (2005) Empirical model of the dynamics in the mesosphere and lower thermosphere region over the UK, including solar and geomagnetic activity, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 67, 197–209
- Pancheva, D. and Mukhtarov, P., 2000. Wavelet analysis on transient behavior of tidal amplitude fluctuations observed by meteor radar in the lower thermosphere above Bulgaria. *Annales Geophysicae* 18, 316–331.
- Pancheva, D., P. Mukhtarov, (2000) Wavelet analysis on transient behaviour of tidal amplitude, *Ann. Geophysicae* 18, 316±331.
- Pancheva, D., P. Mukhtarov, *Atmospheric Tides and Planetary Waves: Recent Progress Based on SABER/TIMED Temperature Measurements (2002–2007)* in *Aeronomy of the Earth's Atmosphere and Ionosphere*, (2011) edited by M.A. Abdu, D. Pancheva (eds.), A. Bhattacharyya (Coed.), IAGA Special Sopron Book Series 2, pp 19–56, DOI: 10.1007/978-94-007-0326-1_2.
- Pancheva, D., P. Mukhtarov, B. Andonov, J.M. Forbes, (2010) *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 72, 26–37.
- Pancheva, D., P. Mukhtarov, B. Andonov, N.J. Mitchell, J.M. Forbes, (2009) Planetary waves observed by TIMED/SABER in coupling the stratosphere–mesosphere–lower thermosphere during the winter of 2003/2004: Part 1–Comparison with the UKMO temperature results, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 71, 61–74
- Petzoldt K., B. Naujokat, K. Neugeboren, 1994, Correlation between stratospheric temperature, total ozone, and tropospheric weather systems, *Geophysical Research Letters*, Volume 21, Issue 13, pages 1203–1206
- Plets H., Coleet Vynckier, 2000, A comparative study of statistical total column ozone forecasting models, *Journal Of Geophysical Research*, VOL. 105, NO. D21, PAGES 26,503–26,517
- Poulin L. & W.F.J. Evans, 1994, Metoz: Total ozone from meteorological parameters, *Atmosphere-Ocean*, 32:2, 285–297, DOI: 10.1080/07055900.1994.9649499
- Ratner M. and James Walker, (1972), *Atmospheric Ozone and History of Life*, *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 29, No.5.
- Rood, R.B. And Douglas, A.R., 1985, Interpretation of temperature correlation. *Journal of Geophysical Research*, 90, pp. 5733–5743
- Schmalwieser, A. W., G. Schauburger, P. Weihs, R. Stubi, M. Janouch, G. J. R. Coetzee, and S. Simic, 2003, Preprocessing of total ozone content as an input parameter to UV Index forecast calculations, *J. Geophys. Res.*, 108(D6), 4176, doi:10.1029/2002JD002186.
- Schubert Siegfried D. and Marie-Jeanne Munteanu, 1988: An Analysis of Tropopause Pressure and Total Ozone Correlations. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 569–582. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1988\)116<0569:AAOTPA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1988)116<0569:AAOTPA>2.0.CO;2)
- Sharma (2008). *Atomic And Nuclear Physics*. Pearson Education India. p. 478. ISBN 978-81-317-1924-4.
- Shepherd, M.G., Wu, D.L., Fedulina, I.N., Gurubaran, S., Russell, J.M., Mlynchak, M.G., Shepherd, G.G., 2007. Stratospheric warming effects on the tropical mesospheric temperature field. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* Volume 69, Issues 17–18, 2309–2337.
- Shuckburgh, E., (2004), *Ozone creation and depletion process*, Cambridge University.
- Spänkuch D. and E. Schulz, 1997, On short-term total-column-ozone-forecast errors, 1997, *Atmospheric Environment*, Volume 31, Issue 1, Pages 117–120, doi:10.1016/S1352-2310(96)00167-7.
- Stolarski, R., P. Bloomfield, R. McPeters, J. Herman, 1991. Total Ozone Trends Deduced from Nimbus 7 Toms Data, *Geophysical Research Letters*, No 18 (6), 1015–1018, DOI: 10.1029/91GL01302.
- Toon, Owen B.; Turco, Richard P. (June 1991). "Polar Stratospheric Clouds and Ozone Depletion". *Scientific American* 264 (6): 68–74
- Tung, K. K., H. Yang, 1994, Global QBO in Circulation and Ozone. Part I: Reexamination of Observational Evidence. *J. Atmos. Sci.*, 51, 2699–2707, DOI: 10.1175/1520-0469(1994)051<2699:GQICAO>2.0.CO;2
- Vaughan G. and J. D. Price , 1991, On the relation between total ozone and meteorology , *Q. J. R. Meteorol. SOC.* 117, pp. 1281–1298 551.510.534:551.513.1
- Wardle D.I., J. Kerr, C.T. McElroy, and D.R. Francis, (eds.) (1997). *Ozone Science: A Canadian Perspective on the Changing Ozone Layer*. Environment Canada Report no. CARD 97-3, University of Toronto Press, Toronto, Canada
- WHO, World Health Organization, *The Global Solar UV Index* (2002)
- Гаджев Г., (2013), Мултимасштабно моделиране на пренос на замърсители в атмосферата, p:56–57, Докторска дисертация
- ГОСТ 4401-81, Атмосфера стандартная, Параметры, 2004, ИПК Издательство Стандартов, Москва.

Димитров С., “Стратосферен озон. Пространствено разпределение и тенденции” (2010г)

Милошев Н., (2009), Министерство на околната среда и водите, Изпълнителна агенция за околна среда, Отчет на тема: Извършване на изследвания на озоновия слой (стратосферен озон) над територията на Р. България.

Перов С. П., А. Х. Хргиан, Современные проблемы атмосферного озона, Л. Гидрометеиздат, 1980

Уеб-страници:

<http://www.cspo.odu.edu/SEES/index.html>.

Stratospheric Ozone, An Electronic Textbook; Извлечено на 20.07.2013 от

http://www.cspo.odu.edu/~lizsmith/SEES/ozone/oz_class.htm

Интерграмед (Медицински Център „Интегративна медицина“); Извлечено на 11.02.2016 от

<http://www.integramed.org>.