

СРПСКА АКАДЕМИЈА НАУКА И УМЕТНОСТИ
ГЕОГРАФСКИ ИНСТИТУТ „ЈОВАН ЦВИЈИЋ“

ПОСЕБНА ИЗДАЊА
КЊИГА 87

Славица Малиновић Милићевић

Милан Радовановић

**UV ЗРАЧЕЊЕ И ТОПЛОТНИ ТАЛАСИ
У ВОЈВОДИНИ**

Београд, 2016

Издавач/Publisher

Географски институт „Јован Цвијић“ САНУ, Београд

Прихваћено за штампу на седници Уређивачког одбора
Географског института „Јован Цвијић“ САНУ 23. 03. 2016. године

Главни уредник/Editor in Chief

Др Бошко Миловановић (Београд)

Рецензенти/Reviewers

Др Горан Анђелковић

Др Владан Дуцић

Др Југослав Николић

Др Милован Пецељ

Енглески превод/English translation

Јелена Радовановић

Технички уредник/ Technical Editor

Милован Миливојевић

Дизајн корица/Cover design

Миленко Ковачев

Исцртавање и штампање финансијски су помогли:

Министарство просвете, науке и технолошког развоја Републике Србије

Штампа/Printed by

Colorgrafix. doo, Beograd 2016.

Тираж/Printed in 300

Београд, 2016

Славица Малиновић Милићевић
Милан Радовановић

UV ЗРАЧЕЊЕ И ТОПЛОТНИ ТАЛАСИ У ВОЈВОДИНИ

САДРЖАЈ

ПРЕДГОВОР	6
1. ВРЕМЕ И КЛИМА	9
1.1 Сунце као извор зрачења и топлоте	9
1.2 Атмосфера и зрачење	12
1.3 Климатске промене	15
2 ТЕОРИЈСКО – МЕТОДОЛОШКИ ОКВИР ИСТРАЖИВАЊА	23
2.1 Ултраљубичасто (UV) зрачење	23
2.1.1 Дефиниција и подела UV зрачења	23
2.1.2 UV индекс и еритемална доза	26
2.1.3 Фактори који утичу на интензитет UV зрачења на Земљи	30
2.1.3.1 Атмосферски озон	30
2.1.3.2 Осцилациони фактори	39
2.1.4 Мониторинг UV зрачења	45
2.1.4.1 Мерење UV индекса у Новом Саду	49
2.1.4.2 Модел НЕОПЛАНТА	52
2.1.5. Пројекција промена UV зрачења у 21. веку	67
2.1.6 Дејство UV зрачења на људски организам	72
2.1.7 Материјал и методе рада	82
2.1.7.1 Опис мерних места и употребљених података	82
2.1.7.2 Техника за реконструкцију дневних доза еритемалног UV зрачења	85
2.2 Топлотни таласи	92
2.2.1 Дефиниција топлотних таласа	92
2.2.2 Термофизиологија	94
2.2.3 Веза између температуре и здравља	96

2.2.3.1 Болесѝи узроковане високим ѝемѝераѝурама.....	96
2.2.3.2 Факѝори који ѝовеђавају ризик од болесѝи из званих ѝоѝлоѝом.....	98
2.2.4 Пројекција учесталости и интензитета топлотних таласа у 21. веку.....	99
2.2.5 Материјал и методе рада	102
2.2.5.1 Оѝис мерних месѝа и уѝоѝребљених ѝодаѝака.....	102
2.2.5.2 Начин анализе каракѝерисѝика ѝоѝлоѝних ѝаласа	104
3. РЕЗУЛТАТИ И ДИСКУСИЈА	107
3.1 UV зрачење.....	107
3.1.1 UV индекс у Новом Саду	107
3.1.2 Еритемалне дозе UV зрачења	110
3.1.3 Реконструисане еритемалне дозе UV зрачења у Војводини	114
3.2 Карактеристике и учесталост топлотних таласа у Војводини	121
3.2.1 Максимална температура ваздуха и врели дани у Војводини	121
3.2.2 Основне карактеристике топлотних таласа	122
3.2.3 Временска дистрибуција појаве топлотних таласа	124
3.2.4 Дани са удруженим дејством високих нивоа UV зрачења и високих температура	128
4. ЗАКЉУЧАК	131
5. РЕФЕРЕНЦЕ.....	135
6. SUMMARY.....	149

ПРЕДГОВОР

Човек је чврсто везан за целокупну природу, односно за све оно што га окружује и на њега, непосредно или посредно, делује. Атмосфера је онај део животне средине са којим је људски организам у сталном додиру па се стање организма може тумачити и као одговор на физичко и хемијско стање атмосфере. Својом делатношћу, човек је изменио првобитни састав атмосфере што се неповољно одражава на сав живи свет, па самим тим и на њега самог. Утицај човекових активности на атмосферу, између осталог, има за последице повећање температуре ваздуха и UV зрачења. Скраћеницу UV ћемо користити у контексту међународне ознаке за ултраљубичасто зрачење (ultraviolet), јер у случају буквалног превода на српски језик било би неопходно користити скраћеницу УЉ (ултраљубичасто, тј. претерано, екстремно, крајње љубичасто).

Акумулација хлорофлороугљеника и других загађујућих материја у атмосфери уништава стратосферски озонски омотач и повећава ниво UV зрачења, које је главни фактор ризика за развој рака коже. Праћење интензитета UV зрачења и прва упозорења због његовог штетног дејства почела су у Аустралији почетком 80-их година двадесетог века, а данас се у свим развијенијим државама на више локација оно континуирано мери. Међутим, упркос значајном повећању броја места за мерење UV зрачења у последњој деценији, просторна густина метеоролошких станица које су опремљене инструментима за мерење UV зрачење још увек је мала. У Војводини се ултраљубичасто зрачење континуирано прати од 2003. само у Новом Саду, што је недовољно да се процени његов тренд и дугорочни биолошки ефекти. Да би се добио довољно дугачак низ података релевантних за процену тренда и оцену биолошког ефекта, у овом истраживању је, поред осталог, конструисана и верификована емпиријска формула за процену дневних еритемалних UV доза.

Повећање концентрација гасовитих загађујућих материја и честица у атмосфери, а посебно повећање гасова стаклене баште, доводи до глобалног загревања и веће учесталости екстремних температура што негативно

утиче на физичко и ментално здравље људи. Научно је потврђено да је просечна температура ваздуха током прошлог века била у сталном порасту, а претпоставља се да су у последњих 100 година људске активности изазвале њихов пораст између 0,4 и 0,8 °C. Ову констатацију треба схватити условно, јер на пољу тумачења глобалног пораста температуре у науци постоје оштро супротстављена становишта око узрока тог пораста. Поред повећања просечне температуре, због продуженог утицаја на људско здравље и људско друштво уопште (пољопривреду, водопривреду и енергетику), последњих деценија многа истраживања усмерена су на дуже периоде екстремних временских услова, као што су топлотни таласи.

У монографији која се налази пред читаоцима описане су карактеристике топлотних таласа и UV зрачења, њихов утицај на људско здравље и извршена је њихова просторна и временска анализа на територији Војводине.

Захвалности

Захваљујемо се проф. др Зорану Мијајковићу са Департамента за физику Природно-математичког факултета у Новом Саду и Градској ујрави за заштитну животној средине Новог Сада за уступање података о мереном UV индексу. Захвални смо такође рецензентима на корисним предлозима за побољшање прве верзије рукописа, као и главном уреднику.

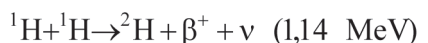
Монографија је проистекла у оквиру истраживања на пројекту ИИИ 47007 који финансира Министарство просвете, науке и технолошког развоја.

Аутори

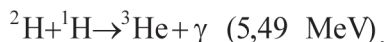
1. ВРЕМЕ И КЛИМА

1.1 Сунце као извор зрачења и топлоте

Сунце је најважнији топлотни и светлосни извор у природи који својим зрачењем омогућава одигравање свих метеоролошких и животних процеса на Земљи. Емитује електромагнетно зрачење на рачун своје унутрашње енергије, односно енергије топлотног кретања својих елементарних честица (атома, молекула, јона). Удаљено је од Земље око 149,5 милиона километара и звезда је просечних димензија и температуре. Оно спада у звезде са изразито стабилним режимом зрачења тако да се његово зрачење може сматрати константним. Међутим, постоје бројне студије у којим се истиче да и релативно мале промене у зрачењу наше звезде могу имати значајног утицаја на метеоролошке и климатске процесе. Највећим делом састоји се од водоника и хелијума и у његовом језгру непрестано се одвијају реакције којима се ослобађа велика количина енергије. Реакција у језгру Сунца започиње сједињавањем два протона при чему се добија деутеријум, позитрон и неутрино:



Готово тренутно деутеријум реагује са протоном и за 4 секунде се формира изотоп хелијума који ослобађа енергију:



Сједињавањем два језгра изотопа хелијума формира се стабилни хелијум, два протона и гама квант:



У овим реакцијама се ослобађа 19,48 MeV енергије. На Сунцу се у само једној секунди потроши око 592×10^6 t водоника и настаје 588×10^6 t хелијума. Разлика у маси која износи 4×10^6 t се претвара у енергију.

Сунце зрачи слично црном телу на температури од 5780 K са максимумом зрачења на 0,476 μm . Температура еквивалентног црног тела описује се Стефан-Болцмановим (Stefan-Boltzman) законом који има облик:

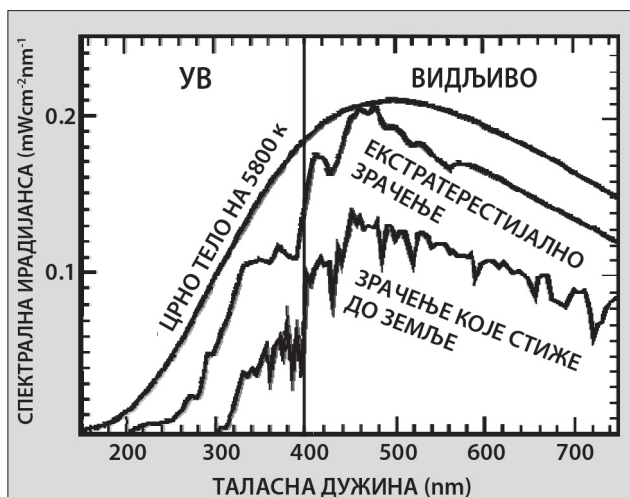
$$T_c = (F / \sigma)^{\frac{1}{4}} = 5780\ \text{K}, \quad (1)$$

где је σ Стефан-Болцманова константа која износи $5,6696 \times 10^{-9} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$. Спектар зрачења које емитује Сунце у зависности од таласне дужине и температуре описује се Планковим (Planck) законом који има следећи облик:

$$I(\lambda) = \frac{c_1 \lambda^{-5}}{e^{c_2/\lambda T} - 1}, \quad (2)$$

где је $I(\lambda)$ интензитет зрачења које се емитује на одређеној таласној дужини, c_1 константа пропорционалности која износи $3.74 \times 10^{-16} \text{ Wm}^2$ а c_2 константа која износи $1.44 \times 10^{-2} \text{ mK}$.

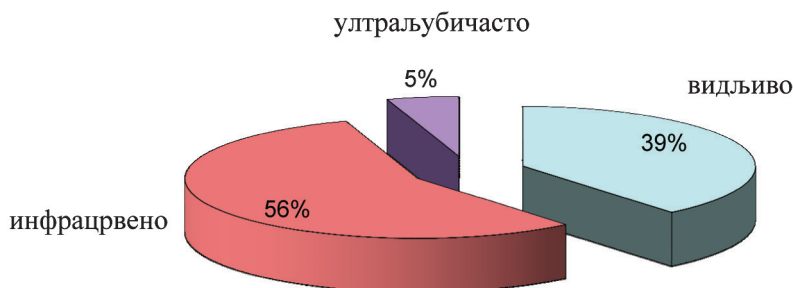
Просечан интензитет сунчевог зрачења који стиже до Земљине орбите се назива соларна константа. При средњем растојању Земље од Сунца од 149,5 милиона км вредност соларне константе износи $1368,31 \text{ Wm}^{-2}$. Како се растојање Земље и Сунца мења у току године (између 147,1 и 152,1 милиона километара) мења се и јачина сунчевог зрачења на горњој граници атмосфере. Најмања је када је Земља на свом кретању по еклиптици најдаље од Сунца почетком јула, а највећа почетком јануара када је Земља најближа Сунцу. На северној полулопти соларна константа зими има већу, а лети мању вредност, при чему те разлике достижу вредност од 3,4 %.



Скица 1. Спектар зрачења црног тела и спектар сунчевог зрачења које стиже до горње границе атмосфере и до површине Земље (извор: Мијатовић, Чонкић & Миљковић, 2002).

На скици 1 приказана је просечна спектрална расподела зрачења које стиже до атмосфере и до површине Земље. Укупан интензитет зрачења, на свим таласним дужинама је пропорционалан површини испод криве, док је интензитет у одређеној области сразмеран површини дела испод криве за одговарајућу област.

Спектар сунчевог зрачења које долази до горње границе атмосфере назива се екстратерестријално зрачење и лежи у области таласних дужина од 0,015 до 1000 μm . Део екстратерестријалног зрачења се апсорбује и до површине Земље стиже измењени спектар. Интензитет и спектар сунчевог зрачења који стиже до Земље зависи од доба дана, године, географске ширине, надморске висине и атмосферске прозрачности која зависи од концентрације гасова, процента влажности, облачности и садржаја аеросола. Зрачење које доспева до Земљине површине обухвата део спектра од 0,29 до 3 μm . Скица 2 показује да од тога инфрацрвено зрачење (0,78-3 μm) сачињава 56 %, видљиво зрачење (0,4-0,78 μm) 39 %, док UV зрачење (0,29-0,4 μm) чини 5 % од укупног приспелог зрачења (Мијатовић, Чонкић & Миљковић, 2002).

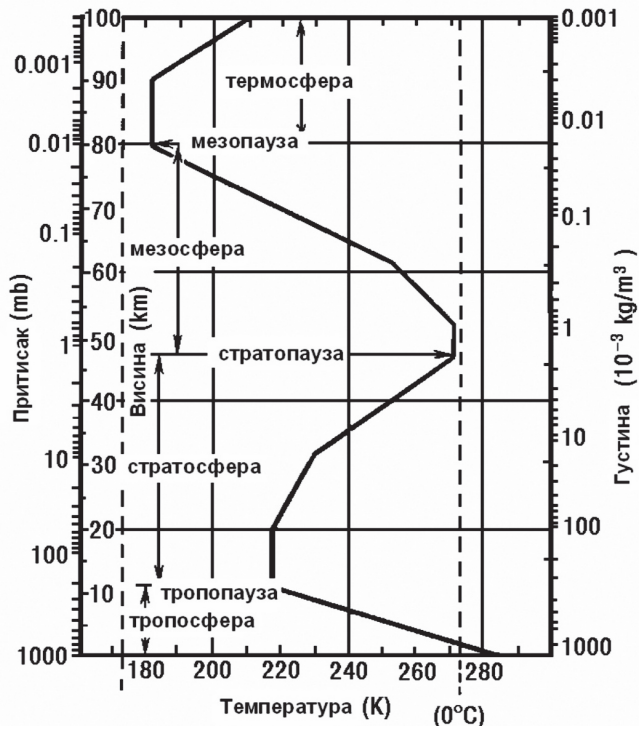


Скица 2. Процентуална расподела сунчевог зрачења које доспева до површине Земље

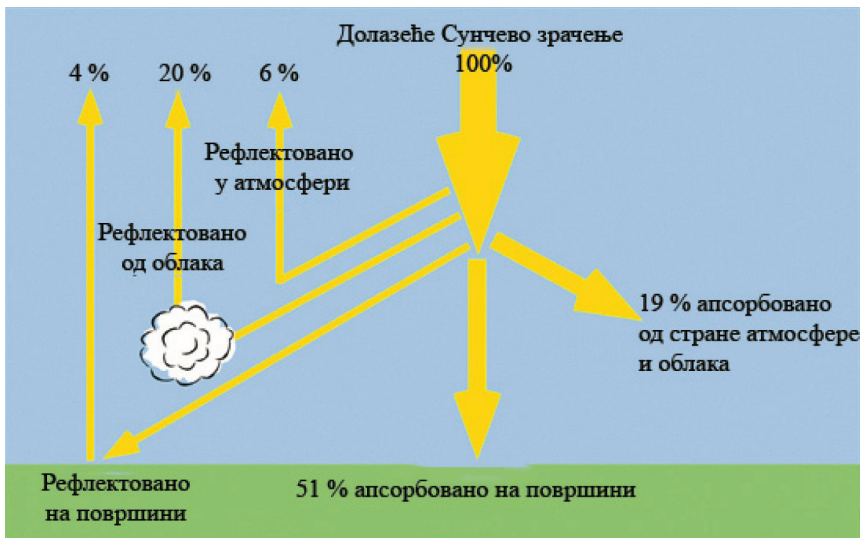
Ултраљубичасти део спектра је зрачење најкраћих таласних дужина, невидљивих за људско око, али са веома јаким хемијским дејством. Зрачење из видљивог дела спектра људско око може да региструје. Овај део спектра састоји се од шест компоненти различитих боја: љубичасте, плаве, зелене, жуте, наранџасте и црвене; поређаних од краћих ка дужим таласним дужинама. Зрачење таласних дужина које припада инфрацрвеном делу оптичког спектра интензивно емитују загрејана тела, па се овај део спектра често назива и топлотно зрачење.

1.2 Атмосфера и зрачење

Атмосфера је гасовити омотач који окружује Земљу и заједно са Земљом ротира око њене осе и око Сунца. Главни састојци атмосфере су азот и кисеоник који заузимају готово 99% од целе запремине ваздуха. У вертикалном правцу атмосфера може да се подели на тропосферу, стратосферу, мезосферу и термосферу (скица 3). На врху сваког од ових слојева редом се наслањају слојеви: тропопауза, стратопауза и термопауза. Тропосфера је доњи слој ваздуха који садржи 75% од укупне масе ваздуха у атмосфери. Висина тропосфере изнад екуатора износи 16-18 километара, изнад умерених ширина 9-11 километара, а изнад поларних предела око 8 километара. У тропосфери се налази више од 80% масе водене паре, облака и падавина. Њу карактерише веома интензивно мешање у вертикалном правцу. Температура ваздуха у тропосфери опада са порастом надморске висине 4-8 °C на 1 километар висинске разлике, најбрже у тропским пределима, а све спорије према вишим географским ширинама. Стратосфера је горњи слој ваздуха од тропосфере па до око 50 километара. Честице се у стратосфери задржавају и неколико година по догађају после кога су доспеле у атмосферу. Због изузетно дугог боравка честица у њој, стратосфера представља неку врсту „резервоара“ за многе типове атмосферског загађења. Температура у стратосфери не опада са висином и стална је до 30 километара висине, а од 30 километара она почиње да расте. Мезосфера обухвата слој атмосфере од 55 до 80 километара. Поклапа се са доњим слојем јоносфере и доњим слојевима области у којима понекад може да се појави и поларна светлост. Слично као и у тропосфери у овом слоју атмосфере температура опада са висином, а вертикална кретања нису ограничена. Током лета она могу да произведу танак облачни слој у горњем слоју мезосфере изнад поларних области. При уобичајеним условима концентрација честица у овим облацима је мала тако да они нису видљиви са Земље. Термосфера се простире до висине од неколико стотина километара где се температуре крећу у опсегу од 500 °C до 2000 °C у зависности од активности Сунца. Овај слој се завршава са термопаузом коју у већем или мањем степену карактерише константна температура. Сунчево зрачење доспева до врха атмосфере у непромењеном облику, а атмосфера може да га расеје, апсорбује, рефлектује или пропусти и тако одреди количину зрачења која стиже до тла. Мерење глобалног сунчевог зрачења на површини Земље има велики значај за процену климатских промена и глобалног загревања јер оно може бити индикатор антропогених поремећаја (Ramanathan, Crutzen, Kiehl & Rosenfeld, 2001). Глобално сунчево зрачење је под утицајем варијабилности облака, концентрације аеросола и гасова стаклене баште, укључујући и водену пару.


















Скица 3. Вертикална расподела температуре у атмосфери. (ивор: Atmosphere, n.d.)



Скица 4. Биланс краткоталасног зрачења на површини Земље и у атмосфери. (ивор: Pidwirny, 2008).

У просеку, од укупног износа сунчеве енергије која долази до врха атмосфере, око 30 % је рефлектовано назад у свемир, док 19 % апсорбују атмосфера и облаци, а 51 % Земљина површина (скица 4). Скорашња истраживања указују да се интензитет глобалног сунчевог зрачења значајно мења током времена што може имати велики утицај на климатске промене. Промене тренда глобалног зрачења у деловима света са најбољом доступношћу дугорочних осматрања представљене су у табели 1.

Табела 1. Промене тренда глобалног зрачења (у Wm^{-2} по деценији) осмотрене у регионима са добром покривеношћу станица.

	1950-1980	1980-2000	после 2000.
САД	-6 	5 	8 
Европа	-3 	2 	3 
Кина/Монголија	-7 	3 	-4 
Јапан	-5 	8 	0 
Индија	-3 	-8 	-10 

извор података: Wild (2012)

Прве студије спроведене током 90-их година 20. века засноване на мерењима на више локација широм Европе (Ohmura & Lang, 1989, Russak, 1990, Liepert, Fabian & Grassl, 1994), јужном полу (Dutton, Stone, Nelson & Mendonca, 1991), бившем Совјетском Савезу (Abakumova, Feigelson, Russak & Stadnik, 1996), и различитим регионима широм света (Stanhill & Moreshet 1992), као и свеобухватна досадашња литература (Gilgenet, Wild, & Ohmura, 1998, Stanhill & Cohen, 2001, Liepert, 2002, Ohmura, 2009, Wild, 2009) указују на смањење глобалног зрачења. Овај феномен популарно је назван „глобално затамњење“ (Stanhill & Cohen, 2001), при чему се реч „глобално“ више односи на глобално зрачење, а мање на глобалну димензију овог феномена. Новије студије показују да промену тренда глобалног зрачења на многим локацијама у периоду од 80-их година 20. века па до 2000. године, па је тај период назван „фаза осветљења“. Ипак, уочено је да пораст глобалног зрачења није кохерентан, као и да је на неким локацијама тренд и даље остао негативан (Wild, 2012). Пораст глобалног зрачења у „фази осветљења“ ($1 - 4 Wm^{-2}$) није надокнадио губитак из „периода затамњења“ ($3 - 9 Wm^{-2}$) (Stanhill & Moreshet, 1992, Liepert, Fabian & Grassl, 1994, Abakumova et al., 1996, Gilgen et al., 1998, Stanhill & Cohen, 2001, Alpert, Kishcha, Kaufman & Schwarzbard, 2005, Kvalevag & Myhre, 2007, Kim & Ramanathan, 2008, Wild, 2009). Истраживања после 2000. године указују на различите тенденције глобалног

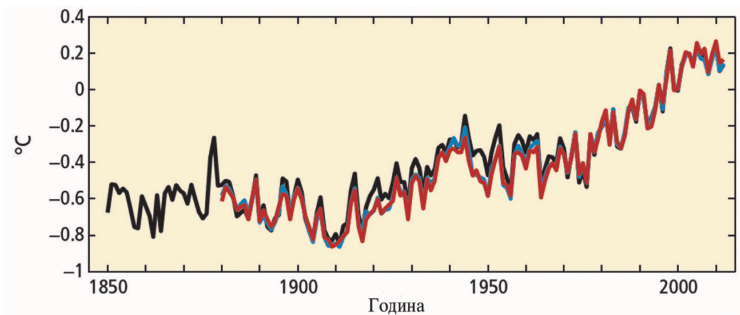
зрачења. Повећање тренда после 2000. године настављено је на локацијама у Европи и Сједињеним Америчким Државама, док је смањење тренда примећено на локацијама у Јапану и Кини (Wild et al., 2009).

1.3 Климатске промене

Климатске промене представљају оне промене климе које се директно или индиректно приписују људским активностима које мењају састав атмосфере и које се, за разлику од климатских варијабилности, бележе током дужег временског периода.

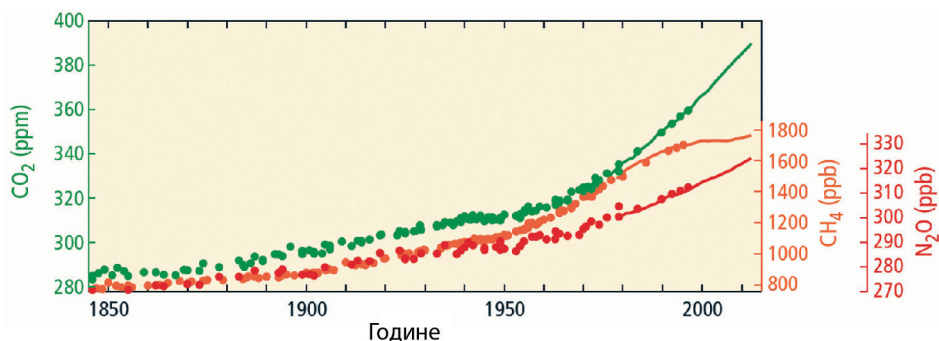
Утицај човекових активности на климу је дуго био занемариван. Године 1988. Светска метеоролошка организација (*World Meteorological Organization* [WMO]) и Програм Уједињених нација за животну средину (*United Nations Environment Programme* [UNEP]) основали су Међувладин панел за климатске промене (*Intergovernmental Panel on Climate Change* [IPCC]) са циљем да се научно сагледају тренутна знања о климатским променама и њиховом утицају на животну средину. Извештаји које је овај панел објавио 1990, 1995., 2001., 2007. и 2014. године, истичу да се климатске промене дешавају сада и да су највећим делом проузроковане људским активностима (IPCC, 2014).

Према IPCC (2014), посматрајући температуре ваздуха од 1850. године свака од последње три деценије сукцесивно је била топлија од претходне, а период 1983-2012. година био је најтоплији 30-огодшњи период у последњих 1400 година. Пораст осредњене комбиноване температуре изнад копна и мора на Земљи у периоду 1880-2012. године износио је $0,85\text{ }^{\circ}\text{C}$, а укупно повећање између просека периода 1850-1900 и периода 2003-2012 износило је $0,78\text{ }^{\circ}\text{C}$ (скица 5).



Скица 5. Аномалије глобално и годишње осредњене комбиноване температуре изнад копна и мора у односу на просек периода 1986-2005 година. Различите боје означавају различите скупове података (извор: IPCC, 2014)

Као један од главних узрока пораста глобалне температуре наводи се пораст емисије гасова који проузрокују загревање атмосфере – гасова стаклене баште (*Greenhouse gas* [GHG]). Сматра се да на глобално загревање највише утицаја имају: (а) угљен диоксид (CO_2), који учествује са око 50-55% у глобалном загревању, а на чију концентрацију највише утиче све веће коришћење фосилних горива и сеча шума; (б) хлорофлуороугљеници (*Chlorofluorocarbons* [CFC]) учествују са око 25% у глобалном загревању, а који се користе за производњу пластичних маса и у расхладним уређајима; (в) метан (CH_4) који у глобалном загревању учествује са око 12%, а који настаје распадањем органских једињења и у индустријским постројењима и (г) азотови оксиди (NO_x) за које се сматра да учествују са 6% у глобалном загревању, а који се највећим делом ослобађају у индустрији, док се велике количине ослободе и у вулканским ерупцијама (Pollution Probe, 2004).



Скица 6. Атмосферске концентрације GHG процењене из леда (тачке) и атмосферских мерења (линије) (извор: IPCC, 2014)

Између 1750. и 2011. године кумулативна антропогена емисија CO_2 износила је $2040 \pm 310 \text{ GtCO}_2$, од чега је око половине емитовано у последњих 40 година. Упркос повећању броја прописа о мерама за ублажавање климатских промена укупна антропогена емисија GHG наставила је да расте у периоду 2000-2010. година (скица 6) чему су највише (78 %) допринели сагоревање фосилних горива и индустријски процеси. Око 40 % антропогене емисије CO_2 задржала је атмосфера док је остатак похрањен у земљу и океане.

Поповић, Ђурђевић, Живковић, Јовић & Јовановић (2009) су очекиване утицаје промене климе на глобалном нивоу, у Европи и у Србији описали групишући их у неколико области:

(а) Просечна температура ваздуха

Глобално

- Брзина раста просечне глобалне температуре повећала се са 0,1 °C по деценији у претходних сто година на 0,2 °C по деценији у претходним деценијама.
- Најбоље процене за пројектовано глобално загревање у току овог века су даљи пораст просечне температуре између 1,8 и 4 °C.

Европа

- Европа се загрејала више од глобалног просека. Просечна годишња температура за европску копнену област до 2007. године је била 1,2 °C виша од преиндустријског нивоа, а за комбиновану област копна и мора виша за 1 °C. Осам од дванаест година, између 1996. и 2007. године су међу 12 најтоплијих година од 1850. године.
- Пројекције годишње температуре, добијене форсирањем климатских модела по различитим сценаријима промене климе, су да ће овог века температура порасти за 1 до 5,5 °C . Током зиме се највеће загревање очекује се у источној и северној Европи, а током лета у југозападној и медитеранској Европи.

Србија

- Процене, базиране на климатском моделирању, по умереним сценаријима, указују да ће годишња температура у Србији до краја века порасти за 2,6 °C. Отопљавање неће бити равномерно током године. Лето ће бити топлије за 3,5 °C, јесен за 2,2 °C, зиме за 2,3 °C, а пролеће са 2,5 °C.

(б) Температурни екстреми

- Учесталост екстремних хладноћа се смањује, а екстремне врућина повећава.
- Очекује се повећање учесталости, интензитета и трајања топлотних таласа и смањење броја мразних и ледених дана.

(в) Екстремне падавине и суше

- Интензитет екстремних падавина повећан је у целој Европи.
- Очекује се повећање учесталости јаких падавина у целој Европи.
- Пројектован је пораст дужине и учесталости сушних периода, нарочито у јужној и југоисточној Европи.
- У Србији је забележена повећана учесталост, интензитет и трајање метеоролошких суша, а очекује се и наставак оваквог тренда.

(г) Речне поплаве

- Пројектовано је да глобално загревање повећава појаву и учесталост поплава у великом делу Европе.
- Пројекције показују да ће загревање довести до смањења акумулације снега током зиме и тако умањити ризик од раних пролећних поплава.

(г) Биодиверзитет свеже воде и квалитет воде

- Климатске промене могу да проузрокују повећање цветања фитопланктона, фаворизујући и стабилизујући доминацију штетних цианобактерија у заједницама фитопланктона, што доводи до повећања претње еколошком статусу језера и повећању здравственог ризика, посебно у водама које се користе за јавно снабдевање.

(ђ) Расподела биљних врста

- Интензитет промена климатских параметара је већи од природних могућности многих врста да се адаптирају на новонастале услове, посебно зато што изфрагментираност предела може да ограничи померања.
- Климатске промене, нарочито током блажих зима, одговорне су за примећено померање многих биљних врста у Европи на север и на веће надморске висине. Планински екосистеми у многим деловима

Европе се мењају јер врсте прилагођене хладноћи бивају потиснуте из својих подручја од врста прилагођених топлијој клими.

- Пројекције су да ће до касног 21. века, дистрибуција европских биљних врста бити померена неколико стотина километара на север, шуме ће бити сужене на југу и проширене на северу, а да ће 60 % биљних врста бити суочено са изумирањем

(е) Тропосферски озон

- Климатске промене су допринеле и доприносиће повећању просечне концентрације тропосферског озона.

(ж) Топлотни таласи и здравље

- Повећавање температура ће вероватно повећати број смрти повезаних са врућинама. Ризик смртности се повећава од 0,2 до 5,5 % за сваки 1 °C повећања температуре преко локално-специфичне граничне вредности.
- Процењује се да се са повећањем просечне глобалне температуре за 3 °C у периоду 2071-2100. година у односу на период 1961-1990. година годишњи број смртних случајева у Европској Унији повећати за 85 000.
- Промене климатских параметара доводе до промене и прерасподеле подручја са одређеним вредностима биометеоролошких параметара, што ће се осетити у Србији.

(з) Биљна фенологија

- Времена сезонских појава биљака се мењају дуж целе Европе, углавном захваљујући климатским условима; 78 % отварања лишћа и цветања показује убрзање трендова, а само 3 % значајније кашњење.
- Између 1971. и 2000. године просечно раније појављивање пролећа и лета је било 2,5 дана по деценији. Ови трендови у сезонским променама ће наставити да напредују у наредним деценијама.

(и) Органски угљеник у тлу

- Повећање температуре и смањење влажности убрзава декомпозицију органских материјала, доводећи до пада органског угљеника у земљишту у Европи и повећања емисија CO_2 у атмосфери. Ово може да поништи све остале сачуване количине које су други сектори економије успели да постигну смањивањем антропогених емисија гасова стаклене баште.
- Губитак органског угљеника је већ примећен у мерењима у разним регионима Европе током протеклих 25 година.
- Пројектоване промене климе за 21. век ће променити допринос земљишта у циклусу CO_2 у многим областима Европске Уније.

(ј) Повећање површина под шумама

- У већем делу континенталне Европе већина шума се брже шири него почетком 20. века.
- Промена климе ће утицати на дистрибуцију врста.
- Периоди суша и топлих зима ослабиће шуме због повећања штеточина.

(к) Економски утицаји

- Око 95% економских губитака проузрокованих катастрофалним појавама је резултат природних непогода које су повезане са временом и климом.
- Просечан број годишњих непогода узрокованих временом и климом у Европи се повећао за око 65 % у периоду 1998-2007. у поређењу са годишњим просеком за 1980. годину.
- Повећавају се улагања у техничко-технолошке системе како би они били димензионисани за оптимално функционисање при процењеним новим климатским условима.

- Долази до прерасподеле потрошње електричне енергије током године; повећава се потрошња струје за потребе климатизације и хлађења.
- Смањује се број „степен дана“ у грејном периоду што пружа могућност за уштеду енергије у односу на сада коришћену за грејање.
- Нужност наводњавања у пољопривреди ће утицати на цене производа.
- Процењује се да ће у наредним деценијама бити доминантни губици од непогода, а да ће у другој половини века бити много израженији ефекти промена климе на економију.

Насупрот изложеним становиштима и предвиђањима, у домену научних резултата постоје бројна истраживања која тврде супротно. Односно, пораст температуре на глобалном нивоу у протеклих стотинак година није условљен доминантним деловањем човека тј. емисијом гасова стаклене баште (Дуцић & Радовановић, 2005, Le Mouél et al., 2009, Radovanović, 2014, Radovanović, Ducić & Mukherjee, 2014). Без икакве намере да се умањи значај штетног дејства загађујућих материја у атмосфери, бројни научници истичу да процеси на Сунцу могу бити узрочник разноврсних поремећаја у животној средини Земље (Радовановић, Стеванчевић, Милијашевић, Mukherjee & Бјељац, 2011, Gomes et al., 2012, Radovanovic, Milovanovic, Pavlovic, Radivojevic & Stevancevic, 2013, Radovanovic et al., 2015 и др). Упркос доминантној медијској заступљености уверења о тзв. глобалном загревању, перцепција научника који се баве овом тематиком је таква да

- Несумњива несавршеност математичких модела разумљива је, али често се дешава да су и на први поглед јасне чињенице непоуздане. По првобитној процени IPCC температура на Земљи у 20. веку је порасла између 0,3 и 0,6°C (Climate Change, 1995). По наредној процени (2001) тај пораст износи $0,6 \pm 0,2^\circ\text{C}$, при чему нека подручја јужне и источне Европе показују тренд захлађења током већег дела прошлог века. По извештају WMO тај пораст износи $0,7^\circ\text{C}$. Вебер (Weber, 1995) тврди да је глобална температура за последњих 140 година порасла за $0,3^\circ\text{C}$, док је у средњим ширинама, укључујући и Европу, у последњих 60 година присутан тренд захлађења.

- И научници са Армаг опсерваторије (Ирска) на основу дугих низова температуре, показали су да је Сунце главни узрок отопљавања за последња два века. На основу метеоролошких осматрања од 1795. године (на станици са хомогеним низом) утврдили су да се пораст температуре у последњих стотинак година слаже са подацима са светске мреже, која показује глобално отопљавање. Међутим, истраживачи су утврдили да су по свој прилици промене средње годишње температуре у Армагу повезане са променама у дужини једанаестогодишњих Сунчевих циклуса. Батлер (Buttler), један од истраживача наводи: „Утврдили смо да је у Армагу хладније када је Сунчев циклус дужи, односно да је топлије када је Сунчев циклус краћи“. За сада, радна хипотеза јесте да је са дужином Сунчевог циклуса повезана емисија космичког зрачења, која опет утиче на облачност, а посредно и на промене температуре. Батлер истиче следеће: „Сумњам, да лоби присталице ефекта стаклене баште потцењују утицај Сунчеве активности на промене климе“ и додаје „ипак, ја ни на који начин нисам присталица загађења атмосфере, из било којих разлога“ (<http://news.bbc.co.uk/hi/sci/tech/1045327.stm>).
- До сличних резултата дошао је и Лин са сарадницима (Lean & Bradley, 1995). Они су реконструисали глобално и UV зрачење Сунца од 1610. године. Веза између Сунчевог зрачења и температуре ваздуха на северној хемисфери у периоду 1610-1800. указује на пресудан утицај Сунца. Њихове анализе показују да постоји пораст од 0,5 °C у периоду од 1860. до данас, као и да би бар половина вредности овог пораста могла бити приписана Сунцу.
- Поред тога, објављени су бројни радови на основу којих се доказује да нас још у првој половини овог 21. века чека глобално захлађење, слично малом леденом добу (Landscheidt, 2003, Vaughn, 2005, Quasim & Attia, 2005, Hathaway & Wilson, 2006, Courtillot, , Gallet, Le Mouél, Fluteau & Genevey, 2007, de Jager & Duhau, 2011, Solheim et al., 2012, Abdusamatov, 2015 итд).

2 ТЕОРИЈСКО – МЕТОДОЛОШКИ ОКВИР ИСТРАЖИВАЊА

2.1 Ултраљубичасто зрачење

2.1.1 Дефиниција и подела UV зрачења

Ултраљубичасто зрачење је дефинисано као део електромагнетног спектра у области између 100 и 400 nm. Чини 8,73 % укупног сунчевог зрачења које долази до горње границе атмосфере (Al-Aruri, Rasas, Al-Jamal, & Shaban, 1988), док нивои на Земљиној површини зависе од сунчевог зенитног угла, озона и прозирности атмосфере (Kylling, Dahlback & Mayer, 2000; Kirchhoff et al., 2002; Luccini, Cede & Piacentini, 2003).

У зависности од дејства и ефеката које производи у различитим системима, област UV зрачења се може поделити на различите начине (Мијатовић, Чонкић & Миљковић, 2002).

(I) У складу са дефиницијом Међународне комисије за осветљење (*Commission Internationale de l'Éclairage* [CIE]), UV зрачење је подељено на следеће области:

- UV - C област ($\lambda = 100\text{-}280$ nm),
- UV - B област ($\lambda = 280\text{-}315$ nm) и
- UV - A област ($\lambda = 315\text{-}400$ nm).

(II) Према биолошком дејству на живе организме дели се на следеће три области:

- UV - C област ($\lambda = 180\text{-}290$ nm),
- UV - B област ($\lambda = 290\text{-}320$ nm) и
- UV - A област ($\lambda = 320\text{-}400$ nm).

Граница од 290 nm између UV - C и UV - B области је одређена произвољно јер се сматра да зрачење краћих таласних дужина од 290 nm не стиже до Земљине површине, осим на веома великим надморским висинама. Избор 320 nm за границу између UV - B и UV - A области је још произвољнији. Иако је зрачење таласних дужина већих од 320 nm генерално мање

фотобиолошки активно од онога краћих таласних дужина, истраживања у области молекуларне биологије показују да би граница од 330-340 nm била примеренија (Peak & Peak, 1986).

(III) Према хемијском дејству UV зрачење се такође може поделити на три области:

- зрачење које учествује у синтези озона ($\lambda = 175-220 \text{ nm}$),
- зрачење које има гермицидно дејство ($\lambda = 220-300 \text{ nm}$) и
- зрачење које има еритемално дејство ($\lambda = 280-320 \text{ nm}$)

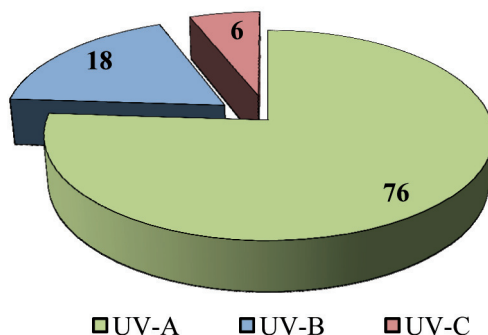
(IV) Са становишта спектроскопије UV област се дели на:

- далеку или вакуумску UV област ($\lambda = 200-300 \text{ nm}$) и
- блиску UV област ($\lambda = 300-400 \text{ nm}$).

UV-A зрачење чини око 98 % од укупног соларног UV зрачења које стиже до Земљине површине. То је зрачење најмање енергије из области UV спектра за које атмосфера представља пропустљиву средину, те је због тога и заступљено у тако великом проценту. Према свом дејству UV-A зрачење је најмање штетно за биолошке системе, али не и потпуно безопасно, нарочито при дужим излагањима већим интензитетима овог зрачења. Продире дубље у кожу од UV-B зрачења, али су његови ефекти слабијег интензитета и не могу се видети одмах. UV-A зрачење делује кумулативно, „сабирањем“ малих озледа које настају у кожи под дејством овог зрачења, а које се испољава много касније када се већ развију озбиљне промене. UV-A зрачење је нашло широку примену у медицини, како у дијагностичке тако и у терапијске сврхе. У терапијске сврхе се користи хемијско дејство UV-A зрачења ($\lambda = 315 - 345 \text{ nm}$). Због своје способности да стимулише синтезу витамина Д из његовог провитамина, ово зрачење се успешно користи у терапији рахитиса, за формирање пигмента, као и у хелиотерапији. У дијагностичке сврхе се UV-A зрачење ($\lambda = 345-400 \text{ nm}$) користи због своје способности да стимулише флуоресценцију у појединим материјалима, који тада емитују видљиво зрачење. Због тога се UV-A зрачење ових таласних дужина још назива и „*тамно светло*“. Користи се у флуоресцентној микроскопији, флуоресцентној фотографији, као и при макроскопским посматрањима. UV-A зрачење се простире кроз ваздух и стакло.

UV-B зрачење због високе енергије својих фотона има деструктивно дејство на биолошки свет. Енергије фотона *UV-B* зрачења су довољне да активирају низ фотохемијских реакција у организму, које могу довести до појаве разних оштећења ткива коже и очију (опекотине, мутације, стварање слободних радикала, превремено старење, карценогенеза, катаракта и друго). Преко 90 % соларног *UV-B* зрачења се апсорбује у атмосфери од стране озона, кисеоника, водене паре и угљен-диоксида. Међутим, и онај мали проценат овог зрачења, који стиже до Земљине површине, може да изазове низ нежељених ефеката због стањеног озонског слоја. *UV-B* зрачење се простира кроз ваздух и кварц, док се у обичном стаклу апсорбује.

UV-C зрачење је зрачење највеће енергије из спектра *UV* области, које се као природно зрачење не среће на Земљи, јер се потпуно апсорбује у стратосфери. *UV-C* зрачење је изузетно штетно за живе организме, јер делује деструктивно на дезоксирибонуклеинску киселину (ДНК), која је саставни део сваке живе ћелије и носилац целокупног генетског материјала јединке. Са друге стране ово зрачење је корисно за опстанак живог света, јер учествује у фотохемијским реакцијама синтезе озона. *UV-C* зрачење таласних дужина од 260-290 nm има бактерицидно дејство, те се користи за стерилизацију ваздуха у појединим просторијама, (операционе сале, инфективне клинике) и за стерилизацију воде. Емитују га вештачки извори: лампе у микробиолошким лабораторијама, фототерапијски и фотодијагностички уређаји, фотоштампарије и друго. Услед случајне прекомерне изложености људског организма овом зрачењу може доћи до снажног слепила и тешких опекотина коже. Иако повреде настале при краткотрајном излагању *UV-C* зрачењу могу нестати за пар дана, оне су веома болне (Sutherland, 1997).



Скица 7. Процентуална расподела *UV* зрачења на горњој граници атмосфере (извор: Vita-Finzi, 2008)

На горњој граници атмосфере UV-C зрачење чини око 6 %, UV-B зрачење 18 %, а UV-A зрачење 76 % од укупног UV зрачења (скица 7). На Земљиној површини највећи је удео UV-A зрачења у укупном UV зрачењу (преко 95 %), док је UV-B зрачење присутно у веома малом проценту. UV-C зрачење се у потпуности апсорбује.

2.1.2 UV индекс и еритемална доза

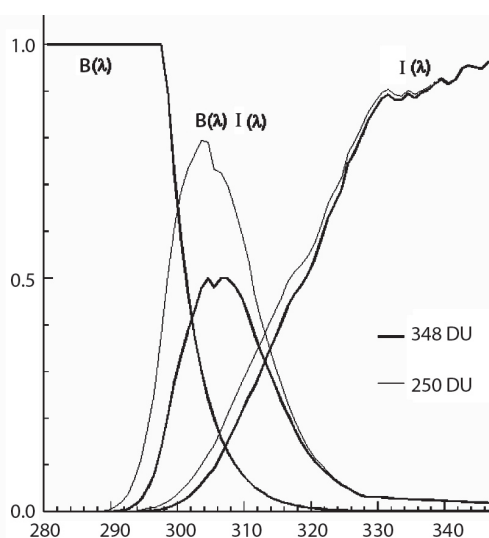
UV индекс (*Ultraviolet Index* [UVI]) је показатељ изложености UV зрацима која може да изазове еритем. Настао је из потребе да се јавности да разумљива информација о вредности UV зрачења и његовом могућем штетном дејству на људску кожу. У употребу су га 1995. године увеле WMO, Светска Здравствена Организација (*World Health Organization* [WHO]) и Међународна комисија за заштиту од нејонизујућег зрачења (*International Commission on Non-Ionizing Radiation Protection* [ICNIRP]). Како би вредност UVI била што разумљивија препоручено је да се он изражава као једноставан цео број број од 1 па навише. У табели 2. вредности UVI груписане су према нивоу излагања и према потреби за заштитом. Националне службе које извештавају о нивоима UV зрачења могу да извештавају о вредности UVI, опсегу у којем се вредност креће или ниво излагања (WHO, 2002).

Табела 2. Категорије UVI према нивоу излагања и према потреби за заштитом коже

UVI	Ниво излагања	Заштита
0-2	Низак	Заштита није потребна
3-5	Средњи	Заштита се препоручује
6-7	Висок	Заштита се препоручује
8-10	Веома висок	Обавезна је
>11	Екстремно висок	потпуна заштита

UV индекс је дефинисан као интензитет UV зрачења отежан еритемалним спектром од 25 mWm^{-2} (Мијатовић, Чонкић & Миљковић, 2002). За његово израчунавање потребно је познавати спектар биолошки активног UV зрачења који се добија комбинацијом спектра UV зрачења (280-400 nm) којем се организам излаже и еритемалног спектра. Скица 8 показује спектар биолошки активног UV зрачења $BI(\lambda)$ који настаје преклапањем спектра UV зрачења $I(\lambda)$ и еритемалног спектра $B(\lambda)$. Дебља и тања линија које су употребљене за ознаку спектра UV зрачења и спектра биолошки активног UV зрачења

показују његове вредности при различитој дебљини озонског омотача (Madronich, Björn, Piyas, & Caldwell, 1998). И поред тога што до горње границе атмосфере стиже значајна количина UV зрачења свих таласних дужина од 100 до 400 nm, интензитет UV зрачења које стиже до површине Земље, $I(\lambda)$, обухвата UV-A и UV-B део спектра (скица 9). Зрачење најкраћих таласних дужина се у потпуности апсорбује од стране атмосферског кисеоника и озона. Зрачење у UV-B области се веома ефикасно, али не и у потпуности, апсорбује од стране озона у стратосфери, док озон веома слабо апсорбује зрачење у UV-A области и оно је у великој мери пропуштено до површине.



Скица 8. Спектар биолошки активног UV зрачења (извор: Madronich et al., 1998)

Еритемални спектар, $B(\lambda)$, описује ефикасност UV зрачења одређене таласне дужине да изазове биолошки ефекат на људску кожу. Одређује се у лабораторијским истраживањима и може бити одређен за различите биолошке врсте и делове организма. Еритемални спектар за људску кожу који су дефинисали McKinley & Diffey (1987) покрива целу област UV зрачења и има следећи облик:

$$B(\lambda) = \begin{cases} 1 & \text{за } \lambda \leq 298\text{nm} \\ 10^{0,094(298-\lambda)} & \text{за } 298\text{nm} < \lambda \leq 328\text{nm} \\ 10^{0,015(139-\lambda)} & \text{за } 328\text{nm} < \lambda \leq 400\text{nm} \\ 0 & \text{за } \lambda > 400\text{nm} \end{cases} \quad (3)$$

Са скице 8 може да се примети да функција $B(\lambda)$ има највећу вредност у области таласних дужина испод 298 nm. У овој области UV зрачење има разарајуће дејство на организме због способности разарања ДНК. Идући ка већим таласним дужинама деловање опада, док је дејство зрачења таласних дужина већих од 328 nm на организме веома мало. Спектар који су дефинисали McKinley & Diffey (1987) се назива и „CIE спектар“ јер је за прорачун UV доза препоручен од стране CIE.

Спектар биолошки активног UV зрачења $BI(\lambda)$ се добија као:

$$BI(\lambda) = B(\lambda)I(\lambda), \quad (4)$$

Спектар углавном покрива област UV-B зрачења и има максимум у области таласних дужина од 300 до 320 nm. Назива се и отежаним спектром, пошто осим сунчевог спектра узима у обзир и биолошко дејство на организам (Мијатовић, Чонкић & Миљковић, 2002). На скици 8 можемо видети да се интензитет овога спектра много више мења при промени количине озона у атмосфери од спектра интензитета UV зрачења што нам говори о много већем утицају зрачења у UV-B области на људску кожу од зрачења у UV-A делу спектра.

Интеграцијом спектра биолошки активног UV зрачења по таласним дужинама добија се његов укупни интензитет који је пропорционалан површини испод криве $BI(\lambda)$ (познат и као еритемално или биолошки активно UV зрачење - UV_{bio}):

$$UV_{bio} = \int_{280}^{400} B(\lambda)I(\lambda)d\lambda \quad (5)$$

Биолошки активно UV зрачење се, као и интензитет UV зрачења, изражава у Wm^{-2} и служи за одређивање UVI. Као што је већ поменуто у јединични UVI се дефинише као интензитет еритемалног зрачења од $25 mWm^{-2}$. Изражено бројчано UVI једнак је умношку укупног интензитета спектра биолошки активног зрачења (Wm^{-2}) са 40, тј.

$$UVI = UV_{bio} \frac{1000}{25} = 40UV_{bio} \quad (6)$$

Како је утицај UV зрачења на организме кумулативан, осим интензитета веома је битно време излагања UV зрачењу. Количина UV зрачења коју

организам прими у неком временском периоду је производ интензитета зрачења и времена излагања dt . Интеграцијом биолошки активног UV зрачења по времену излагања добија се активна или еритемална UV доза (D_{UV}) која се изражава у Jm^{-2} .

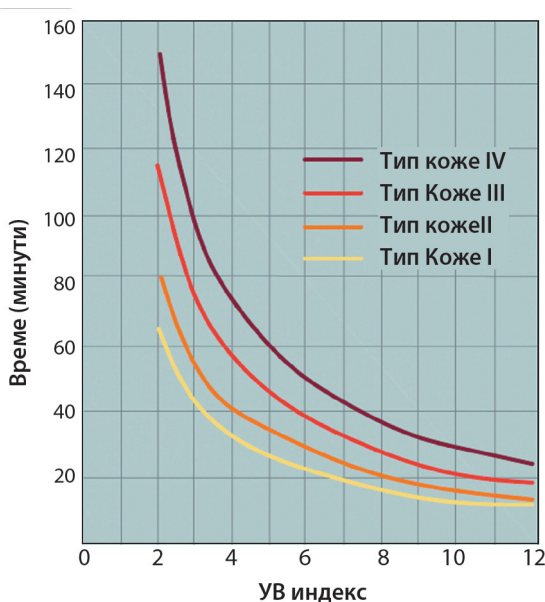
$$D_{UV} = \int UV_{bio} dt \quad (7)$$

Када је реч о дејству UV зрачења на људску кожу уведен је појам *Минимална Еритемална Доза (MED)*. Представља ону дозу зрачења која изазива црвенило коже која није била излагана деловању Сунца и зависи од типа коже. Договором из 1975. године уведена је класификација на шест основних типова коже, у зависности од начина и брзине реакције на соларно UV зрачење. За европску популацију су карактеристична прва четири типа коже чије су основне карактеристике и вредности минималне еритемалне дозе дате у табели 3.

Табела 3. Карактеристике основних типова коже за европску популацију и вредности минималне еритемалне дозе

Фототип коже	I	II	III	IV
Назив типа коже	Келтски	Германски	Средње – европски	Медитерански
Опис коже	веома светла	светла	светла до светло смеђа	светлосмеђа
Боја косе	црвена	плава	браон	црна
Боја очију	плава	плава/зелена	сива/браон	браон
Стварање тена	никад	понекад	увек	увек
Опекотине од Сунца	увек	понекад	ретко	никада
Тамњење	никад	слабо до умерено	приметно	брзо и дубоко
1 MED (Jm^{-2})	200	250	350	450

На скици 9 је приказана зависност времена излагања за које се појави црвенило на кожи од UVI, за четири типа коже. При добијању оваквих резултата узима се у обзир претпоставка да испитаници нису узимали никакве заштитне препарате од UV зрачења пре излагања зрачењу.



Скица 9. Време потребно за појаву црвенила код четири типа коже у зависности од вредности UV Индекса (извор: Мијатовић, Чонкић & Миљковић, 2002)

Пошто MED зависи од самог извора зрачења, типа коже и претходног излагања коже Сунцу, дефинисана је и стандардизована јединица названа Стандардна Еритемална Доза (SED) која је независна од типа коже. SED представља способност извора да изазове црвенило коже и еквивалентна је излагању еритемалном зрачењу од 100 Jm^{-2} (McKinlay & Diffey, 1987).

2.1.3 Фактори који утичу на интензитет UV зрачења на Земљи

Квалитет и квантитет UV зрачења на површини Земље зависи од енергије која долази са Сунца и трансмитивних особина атмосфере. Најважнији фактори који утичу на интензитет UV зрачења који стиже до површине Земље (у опсегу који је релевантан за израчунавање UVI, од 280 до 400 nm) су атмосферски озон (O_3), сунчев зенитни угао (SZA), апсорпција и расејање у атмосфери, облаци, надморска висина и рефлексија са површине.

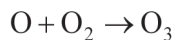
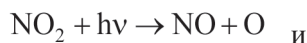
2.1.3.1 Атмосферски озон

Атмосферски озон је мањински састојак атмосфере (приближно један молекул на свака два милиона других молекула) који у великој мери

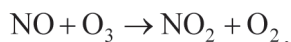
контролише ниво UV-B зрачења на површини Земље. Промена интензитета биолошки активног UV-B зрачења је пропорционална промени дебљине слоја O₃ и то тако да смањење дебљине озонског слоја за 1 % изазива повећање интензитета биолошки активног UV зрачења на површини Земље за 1-1,2 % (Madronich et al., 1998). Озон (ὄζον – мирисати, грч.) је 1839. године први открио немачки научник Кристиан Фридрих Шенбајн (Christian Friedrich Schönbein). Има карактеристичан мирис паре јода који се може осетити за време муња. У атмосфери се може наћи на две локације: испод 10 километара (тропосферски или приземни O₃) и у вишим слојевима атмосфере (стратосферски озон или озонски омотач).

Хемија озона

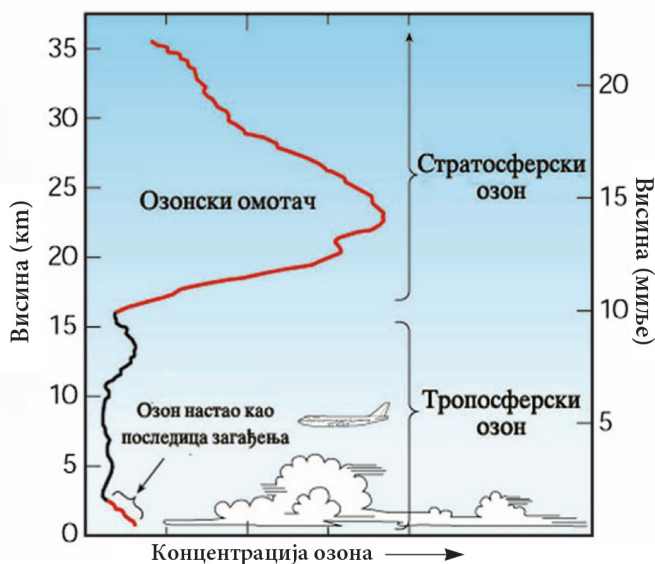
Тропосферски (groundlevel, енг.) озон је озон на висинама на којима живи човек и основни је састојак фотохемијског смога, који настаје при стабилним метеоролошким условима у летњој половини године, у веома загађеним срединама. Чини око 10 % од укупне количине озона. Основне реакције одговорне за стварање тропосферског озона су следеће:



Азот диоксид апсорбује зрачење таласних дужина мањих од 395 nm што одговара енергији дисоцијације од 3,1 eV и основни је извор веома реактивног атомског кисеоника који реагује са молекулом O₂. У случају када у ваздуху нису присутна друга органска једињења озон се троши кроз следећу реакцију:



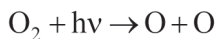
Акумулација озона у тропосфери је једино могућа ако азот моноксид реагује са другим супстанцама (као на пример са угљоводонцима) уместо са озоном и тако ствара азот диоксид. Тропосферски озон знатно ефикасније апсорбује UV зрачење од стратосферског. Разлог за то је присуство честица на којима се зрачење рефлектује и расејава па је тиме пут зрачења кроз слој који апсорбује дужи и апсорпција по јединици дебљине апсорбујућег слоја ефикаснија. Иако и тропосферски озон ефикасније апсорбује штетно UV зрачење на овим висинама није пожељан због своје велике реактивности.



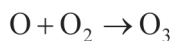
Скица 10. Озон у атмосфери

Озонски омотач (стратосферски озон) представља слој у стратосфери који садржи највећу количину O_3 . То је слој који се простире изнад 10 километара надморске висине (скица 10). Апсорпција UV зрачења од стране O_3 у области таласних дужина између 180 и 320 nm је позната као Хартлијева (Hartley) трака, а у области између 320 и 360 nm Хиџинсова (Huggins) трака. Максимум апсорпције је на таласној дужини од 253 nm.

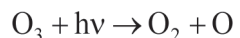
Озон настаје фотохемијским реакцијама под утицајем зрачења малих таласних дужина. Осим апсорпцијом електромагнетног зрачења молекула кисеоника се може разложити и сударом са електронима или другим честицама што се дешава приликом електричних пражњења у атмосфери. Процес настанка O_3 се одвија у две етапе. Прва етапа је дисоцијација молекула O_2 на два атома кисеоника:



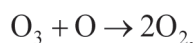
Ова реакција се првенствено одвија у горњим деловима атмосфере у тропским областима под утицајем зрачења високе енергије ($\lambda < 240$ nm). У другој етапи се врши сједињавање атомског кисеоника са молекулским чиме се формира молекул O_3 што показује следећа реакција:



Молекул O_3 се у атмосфери може и разложити под деловањем сунчевог зрачења у процесу фотодисоцијације:

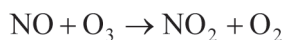
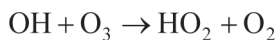
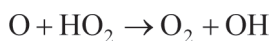
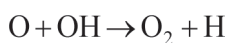


Ова реакција се одвија уз знатно мање улагање енергије, односно апсорпцијом зрачења таласне дужине мање од 320 nm. Озон се уништава ако атом кисеоника и молекула озона међусобно реагују што је приказано следећом реакцијом коју називамо рекомбинација:



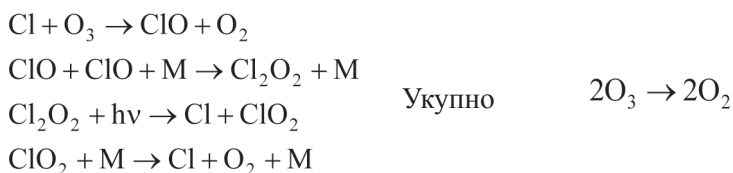
Реакције приказане изнад познате су као Чапменове (Chapman) реакције. Концентрација O_3 резултат је равнотеже између ових реакција. Реакција формирања озона постаје спорија са порастом надморске висине, док реакција разлагања озона постаје бржа. Реакција рекомбинације је веома спора и ако би она била једини механизам за губитак O_3 , он би био два пута дебљи. Одређене врсте, као што су NO_x , водоник, водоникови оксиди и једињења хлора и брома убрзавају рекомбинацију.

Основни извор молекула водоникових оксида HO_x (хемијска скраћеница за OH и HO_2) су метан (CH_4) и водена пара (H_2O), док је основни извор азотних радикала NO_x (хемијска скраћеница за NO , NO_2 , N_2O_5 и NO_3) и азот субоксид (N_2O). Следеће каталитичке реакције показују како водоникови и азотови оксиди могу да утичу на смањење озона у атмосфери:



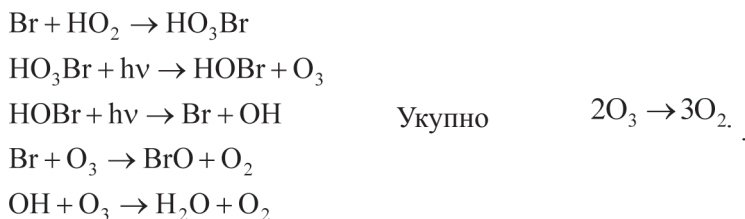
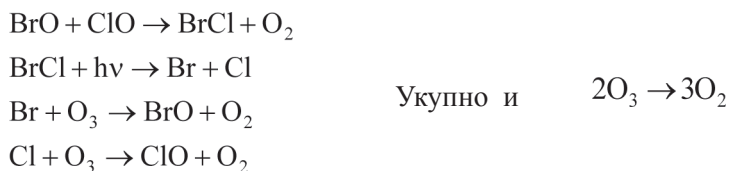
Хлорофлуороугљеници (CFC), који су у великој мери одговорни за уништавање O_3 у атмосфери, имали су широку примену у хемијској индустрији у другој половини прошлог века (расхладни уређаји, растварачи,

спрејиви итд). У тропосфери су слабо реактивни, док су у стратосфери много реактивнији. UV зрачење у стратосфери разара молекуле CFC и молекуле других хлорних једињења као и молекуле хлора. На тај начин се ослобађа атом хлора који, не трошећи се, уништава O_3 . Процене су да један атом хлора може да разори 10^5 молекула O_3 . На пример атом хлора, Cl и хлор монооксид, ClO, катализирају уништавање озона путем неколико механизма. Основне реакције које формирају хлорне каталитичке циклусе су следеће:



Бром заједно са хлором може значајно да допринесе разарању озона. Бром је до сто пута ефикаснији у разарању O_3 од хлора али је његова концентрација у атмосфери знатно мања.

Два основна механизма уништавања озона под утицајем брома и хлора заједно су:



Тренутни слој O_3 је резултат такмичења процеса стварања и разградње O_3 , при чему је са повећањем концентрације катализатора слој O_3 тањи. Ако

би се занемарило загађење атмосфере и узео у обзир само утицај сунчевог зрачења на O_3 у атмосфери би се после извесног времена створила одређена равнотежа између реакција стварања и разградње O_3 . Дебљина озонског омотача би тада била мање више константна што је веома битно због апсорпције штетног UV зрачења. Како је емисија штетних гасова у атмосферу последњих неколико деценија у сталном порасту повећан је и број хемијских реакција које изазивају уништавање O_3 па самим тим и количина штетног UV зрачења које стиже до површине. Због тога се у последње време све већа пажња поклања мерењу и прогнози количине O_3 у атмосфери.

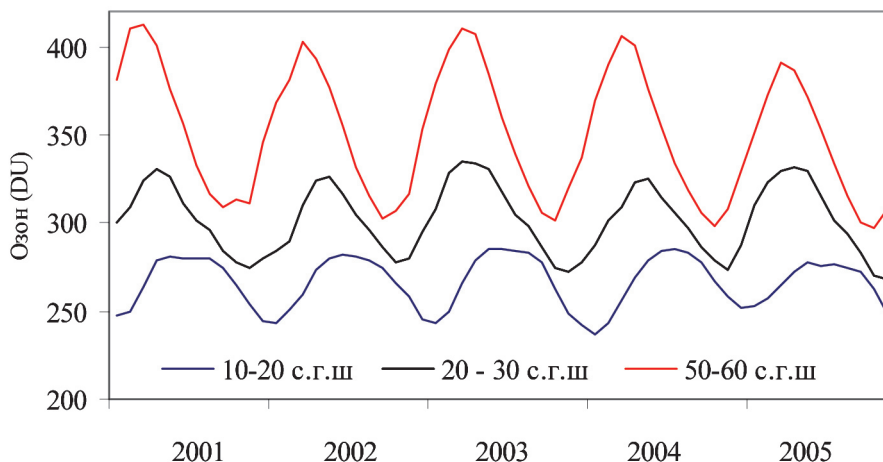
Мерење и дисперзија озона

Дебљина озонског омотача се изражава Добсоновом јединицом (*Dobson unit* [DU]). Једна Добсонова јединица садржи $2,68 \times 10^{16}$ молекула по cm^2 . Слој O_3 дебљине једне DU је дебео хиљадити део центиметра односно 0,01 mm при стандардном атмосферском притиску од 1013 Pa и при температури од 0 °C. Ако се претпостави да је средња дебљина озонског омотача 300 DU то значи да је дебљина O_3 сведеног на услове стандардног притиска и температуре 3 mm. Када се дебљина озонског омотача спусти испод 200 DU говоримо о озонској рупи. Укупна количина O_3 у вертикалном стубу изнад неке локације назива се укупни или тотални O_3 .

Дебљина озонског омотача може да се мери инструментима постављеним на површини Земље и на сателитима. Мерења на површини започела су 1924. године инструментом који је конструисао Г.М.Б. Добсон (Dobson) по коме је и јединица за изражавање дебљине озонског омотача добила име. Овај инструмент се још увек користи иако се од 1970. године постепено замењује прецизнијим Бруер (Brewer) спектрофотометром. Поред спектрофотометра за мерење са површине користи се и LIDAR техника која се заснива на апсорпцији светла ласера од стране O_3 . Мерења се врше унутар Глобалног система за посматрање озона (*Global Ozone Observing System* [GOOS]) под водством WMO, а подаци се чувају у Светском центру за чување података о озону и UV зрачењу (*World Ozone and Ultraviolet Radiation Data Centre* [WOUDC]) који има седиште у Торонту. Мерења на сателитима се спроводе више од тридесет година. Најпознатији сателитски инструмент за мерење укупне дебљине озона је „TOMS“ (*Total Ozone Mapping Spectrometer*) који је инсталиран на неколико сателита Националне ваздухопловне и свемирске агенције Сједињених Америчких држава (*National Aeronautics and Space Administration* [NASA]) и који је у употреби од 1978. године. Од 1978. до 1993.

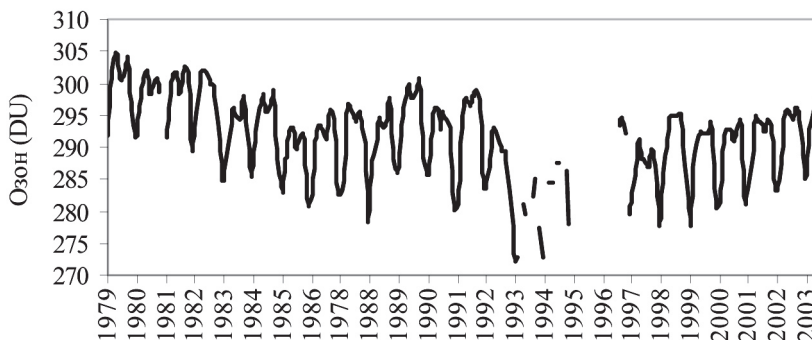
године подаци су прикупљани помоћу сателита „Nimbus-7“, од 1991. до 1994. године помоћу сателита „Meteor-3“, а од 1996. до 2004. године помоћу сателита „Earth Probe“. У јулу 2004. године „TOMS“ је заменио инструмент „ОМІ“ (*Ozone Monitoring Instrument*) који је постављен на Аура сателиту. Поред NASA-е сателитско мерење укупне дебљине озона врши и Европска свемирска агенција (*European Space Agency* [ESA]) следећим инструментима: „GOME“ (*Global Ozone Monitoring Experiment*) од 1995. године, „SCIAMACHY“ (*Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Cartography*) од 2001. године и GOME-2 од 2005. године.

Глобална дистрибуција O_3 је одређена атмосферским и хемијским процесима у атмосфери. Тотални O_3 строго варира са географском ширином, достижући максималне вредности на средњим и великим географским ширинама (скица 11). У тропима количина O_3 је ниска што је супротно његовој великој производњи у овом подручју, због циркулације која преноси озон у више слојеве атмосфере и даље према половима и поново у нижа подручја. У средњим географским ширинама промене количине O_3 у стратосфери у току године су више изражене од промена у нижим географским ширинама. Разлог томе је већа амплитуда промене температуре са променом годишњег доба, што је праћено појачаном циркулацијом ваздушних маса на нивоу тропосфера-стратосфера. У овим подручјима сезонска промена количине O_3 је приближно синусоидна. Највећа разлика у температури између тропских области и средњих географских ширина је током зимског периода. Тада је и атмосферска циркулација најјача па се велика количина O_3 транспортује ка овим областима. Током зимског периода мања је количина светлости у току зиме која може да покрене реакцију разарања, па се O_3 накупља у стратосфери. Максималне вредности O_3 у атмосфери се налазе крајем зиме и почетком пролећа. Почетком пролећа температурна разлика између средњих географских ширина и тропских области почиње да се смањује па слаби и атмосферска циркулација, а самим тим и количина O_3 која из тропа стиже у веће географске ширине. Такође све већа количина светлости покреће читав низ реакција које су одговорне за уништавање O_3 . Због тога од почетка пролећа количина O_3 у атмосфери почиње да се смањује, што траје до јесени, када је количина озона најмања. Региони са ниским тоталним O_3 настају на половима у зиму и пролеће, као резултат хемијског уништавања O_3 изазване гасовима које садрже хлор и бром. Годишње промене дебљине озонског омотача изнад Антарктика су такве, да се сваке године током пролећа, услед хемијских реакција, озонски омотач смањује за око 50 %.



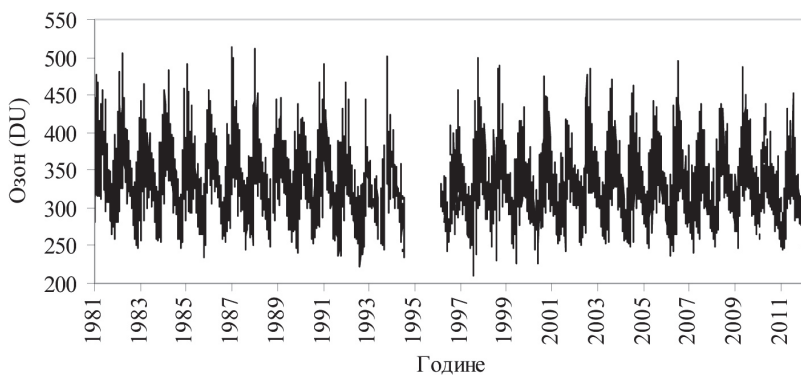
Скица 11. Просечне месечне зонално осредњене вредности тоталног O_3 на различитим географским ширинама северне хемисфере (извор: NASA, 2010)

Специјализовани уговори који се односе на озонски омотач и заштиту животне средине од прекомерног UV зрачења су Бечка конвенција о заштити озонског омотача из 1985. године и Монреалски протокол о супстанцама које оштећују озонски омотач из 1987. године. Убрзо након доношења Монреалског протокола и његове ратификације у водећим индустријским земљама, дошло је до драстичног пада производње супстанци које уништавају озон (*Ozone Depleting Substances [ODS]*). До 1990. године производња ових супстанци се смањила за читавих 41,8%, а до 2002. године производња је пала на испод 10% првобитне, чиме је елиминисана могућност да ове материје у будућности имају битнији утицај на динамику озонског омотача Земље. Примена нових супстанци у расхладној техници и другим областима, условила је даљи пад производње материја које поседују потенцијал да оштете O_3 , тако да је по подацима за 2006. годину смањење у односу на референтну 1989. годину износило више од 95%. Пад производње CFC био је још већи и њихов удео у потенцијалном оштећењу O_3 у 2006. износио је безначајних 3 % (WMO, 2007). У Србији је на основу члана 51. став 1 Закона о заштити ваздуха (СГРС (Службени гласник Републике Србије), 2009) донешена Уредба о поступању са ODS, као и о условима за издавање дозвола за увоз и извоз тих супстанци (СГРС, 2010). Овом уредбом је прописан распоред смањивања потрошње ODS који подразумева њихово постепено искључивање из употребе.



Скица 12. Просечне месечне вредности дебљине озонског омотача осредњене за подручје између 65° с.г.ш. и 65° ј.г.ш. (извор: NASA, 2010).

Према извештају Светске метеоролошке организације (WMO, 2011) силазни тренд вредности тоталног O_3 у умереним ширинама је заустављен. Вредности тоталног O_3 у умереним ширинама у периоду 2006-2009. година су исте као и у периоду 1996-2005. година и приближно су 3,5 % испод вредности од оних пре 1980-их година на северној хемисфери и приближно 6 % ниже на јужној хемисфери. Укупне вредности тоталног O_3 у тропским пределима (25° с.г.ш. - 25° ј.г.ш.) остале су непромењене.



Скица 13. Промена дневних вредности укупног O_3 изнад Новог Сада у периоду 1981-2012. година

Глобалне промене дебљине озонског омотача видљиве су из сателитских мерења која се спроводе у последњих 30 година. Осредњавањем просечних месечних вредности дебљине озонског омотача за подручје између 65° с.г.ш и 65° ј.г.ш можемо пратити међугодишње варијације ванполарног

стратосферског O_3 . Скица 12 показује опадање дебљине O_3 до средине 90-тих година, затим благи пораст до краја 90-тих година и релативно устаљене вредности до краја посматраног периода. Дневне вредности дебљине озонског омотача изнад Новог Сада показују слично кретање (скица 13).

2.1.3.2 *Остали фактори*

Сунчев зенитни угао

Сунчев зенитни угао (*Sun Zenith Angle* [SZA]) има велики утицај како на интензитет, тако и на спектар сунчевог зрачења. То је угао Сунца мерен у односу на нормалу на Земљину површину (комплементаран угао између Сунца и Земљине површине је висина Сунца). Зависи од доба дана, дана у години и географске локације (географске ширине и дужине). Повећањем SZA продужава се пут зрака кроз атмосферу и број честица и молекула које умањују зрачење. Сунчев зенитни угао у великој мери одређује и однос директне и дифузне компоненте зрачења. Повећањем угла повећава се и удео дифузне компоненте у укупном зрачењу.

UV зрачење је највеће у подручјима ближе екватору, у летњој половини године и око поднева. Око 20-30 % укупног дневног UV зрачења дође до површине око један сат пре или после поднева, док 75 % између 9 сати пре и 3 сата после подне. Табела 4 приказује проценат UV зрачења у различитим периодима током ведрог летњег дана у географским ширинама између 20° и 60° , под претпоставком да је соларно подне у 13 сати.

Табела 4. Приближан проценат UV зрачења примљеног током ведрог летњег дана у подручју између 20° и 60° географске ширине

Часовни интервал	Процент (%) дневног UV зрачења
Пре 9:30	6
9:30 – 10:30	8
10:30 – 11:30	12
11:30 – 12:30	15
12:30 – 13:30	17
13:30 – 14:30	15
14:30 – 15:30	12
15:30 – 16:30	8
16:30 – 17:30	4
17:30 – 18:30	2
После 18:30	1

Извор: Diffey (2002)

Апсорпција и расејање у атмосфери

Апсорпцију UV зрачења највише врше молекуларни кисеоник и O_3 . Поред ових апсорбера, одређен утицај на нивое UV зрачења имају и сумпор диоксид (SO_2), азот диоксид (NO_2), нека једињења хлора и брома и органска једињења као што су алдехиди (Atkinson et al., 1997). Концентрације већине ових супстанци у тропосфери обично нису довољне да изазову мерљиве ефекте на вредностима UV зрачења на површини, осим у близини извора емисија у загађеним подручјима, или за време природних опасности, као што су шумски пожари и вулканске ерупције. На пример, праћење нивоа UV-B зрачења у Москви и руралном подручју удаљеном од Москве 50 километара, показало је да је су средње месечне вредности UV-B зрачења у више од 75 % случајева биле више у руралној области, са разликама до 18 % зими и 9 % лети (Chubarova, Yurova, Krotkov & Herman, 2002). Апсорпција гасова у UV области приазана је у табели 5.

Кисеоник у нижој атмосфери чини 21 % запремине, али већ на висини од око 90 километара он почиње да дисоцира под деловањем UV зрачења. Јака апсорпција зрачења таласних дужина мањих од 210 nm позната је као Шуман-Ранцеова (Shumann-Runge) трака, док је апсорпција између 220 и 240 nm нешто слабија и позната као Херзбергова (Herzberg) трака. Максимум апсорпције је на таласној дужини од 253 nm.

Азот диоксид (NO_2) је веома битан полутант јер апсорпцијом у UV области дисоцира, ступа у хемијске реакције и на тај начин постаје извор других полутаната (HNO_2 , HNO_3) који такође апсорбују у UV области. Концентрација NO_2 и нижим деловима тропосфере загађених подручја може бити 1-2 DU (Richter, Burrows, Nüß, Granier & Niemeier, 2005; Wang et al., 2005a; Cede, Herman, Richter, Krotkov & Burrows, 2006).

Сумпор диоксид (SO_2) је значајан апсорбер у области таласних дужина мањих од 300 nm. Овај гас се углавном налази у нижим слојевима атмосфере па је зрачење, док стигне до њега, већ скоро у потпуности апсорбовано од стране озона. Концентрације SO_2 у загађеном ваздуху тропосфере не прелазе 0,2 DU, док у регионима са значајном вулканском активношћу и у индустријским подручјима могу да пређу и 2 DU (Wang et al., 2005b).

Формалдехид (H_2CO) под утицајем таласних дужина између 250 и 300 nm подлеже фотолитичкој дисоцијацији уз стварање угљен монооксида. Ова

реакција је веома битна јер доводи до стварања нових количина азот диоксида и водоникових радикала који су одговорни и за апсорпцију UV зрачења али и за стварање озона у тропосфери. Концентрације H_2CO могу прећи и 0,6 DU (Heckel et al., 2005).

Табела 5. Апсорпција гасова у UV области

Гас	(nm)	производи
O_2	< 245	2O
O_3	180-350	O+ O_2
NO_2^*	< 600	NO+O
HNO_2	< 400	NO+ HO_2
HNO_3	< 330	NO+OH
SO_2	< 340	SO+O
H_2CO	250-360	H_2 +CO

*апсорбује при $\lambda < 600$, док при $\lambda < 400$ дисоцира

Расејање UV зрачења се одвија на молекулама ваздуха, аеросолима и облацима. Када се Сунце налази у зениту, расејано је око 10% укупног сунчевог зрачења и око 30 % UV-A и UV-B зрачења. Када је SZA 70° расипа се 20 % укупног зрачења, 70 % UV-A и скоро 80 % UV-B зрачења (Madronich & Flocke, 1997). Расејање на молекулама ваздуха је много снажније у UV делу спектра него у области видљивог зрачења јер је интензитет зрачења расејаног у неком правцу обрнуто пропорционалан таласној дужини. Ово значи да је удео дифузног зрачења у укупном зрачењу у UV области већи него у видљивом делу спектра. То такође значи да ће због Рејлијивог расејања удео дифузног зрачења бити већи у UV-B него у UV-A области. Ваздушне честице подједнако расејавају зрачење и напред и назад па је најмање половина зрачења расејана унапред и долази до површине као дифузни део UV зрачења, док се удео дифузног повећава са повећањем SZA. Величина утицаја аеросола на интензитет UV зрачења на површини је веома променљива и зависи од броја честица и њихових физичких и хемијских карактеристика. Процењено је да антропогени сулфатни аеросоли у индустријализованим областима северне хемисфере могу умањити зрачење у UV-B области за 5-18 % (Liu, McKeen & Madronich, 1991). Веома је важно да ли честица има изражену способност апсорпције или само расејава зрачење. Све честице имају тенденцију смањења UV зрачења на хоризонталним површинама, али аеросоли који само расејавају зрачење могу и да повећају UV зрачење на косим површинама (Blumthaler, Ambach & Ellinger, 1997).

Облаци

Облаци умањују сунчево зрачење на Земљиној површини иако промене у UV делу спектра нису тако велике као у укупном интензитету. Пошто је чиста вода врло слаб апсорбер UV зрачења, облаци, који се састоје од течних или ледених капљица, умањују UV зрачење првенствено путем расејања. Капљице облака имају радијусе од 1 до 30 μm , што је знатно веће од таласне дужине UV зрачења, па облаци у истој мери умањују и UV-A и UV-B зрачење. Пошто вода у облацима много више апсорбује инфрацрвено од UV зрачења ризик од претераног излагања штетном UV зрачењу може да буде повећан јер је при облачном времену упозоравајући осећај топлоте смањен.

У којој мери ће облаци умањити UV зрачење зависи од врсте и дебљине облака. Један од најзначајнијих параметара је и тај да ли је облак прекрио Сунце или не. UV зрачење највише могу да умање ниски облаци који су највеће дебљине. Ипак, чак и дебели облаци ако су разбацани по небу смањују UV зрачење мање од 10 % док врло дебели олујни облаци могу практично у потпуности да апсорбују UV зрачење, чак и лети. Облаци мале дебљине (средњи) који су разбацани по небу јако мало умањују UV зрачење осим ако директно не покривају Сунце, док уколико је Сунце прекривено овом врстом облака у потпуности, UV зрачење се умањује за око једну половину. Високи облаци скоро да немају утицај на интензитет UV зрачења. Један од резултата пројекта COST-713 је и препорука за корекцију UVI израчунатог при ведром небу за врсту и износ облака множењем вредности са модификационим фактором облака (*Cloud Modification Factor* [CMF]) приказаним у табели 6.

Табела 6. Фактор CMF за три врсте облака при различитој облачности изражених у осминама прекривености неба

Ниски <3000 m		Средњи 3000-7000 m		Високи >7000 m	
Осине	CMF	осине	CMF	осине	CMF
0-2	1,0	0-4	1,0	0-5	1,0
3-5	0,8	5-7	0,75	6-8	0,9
6-7	0,5	8	0,5		
8	0,2				

Извор: Vanicek, Frei, Litynska & Schmalwieser (1999)

Модификациони фактор облака представља однос између UV зрачења измереног у облачним условима и UV зрачења израчунатог при ведром небу.

Уобичајене вредности SMF у условима облачног неба крећу се у распону од 0,3 до 0,8 и зависе од типа и карактеристика облака (Cede, Blumthaler, Lucini, Piacentini & Nuñez, 2002; Calbó, Pages & Gonzales, 2005). Истраживање den Outer, Slaper & Tax (2005) показује да облаци умањују UV зрачење између 15 и 45 % мање него што умањују видљиво зрачење, што је последица Рејлијевог расејања које UV зрачење ефикасније усмерава ка површини.

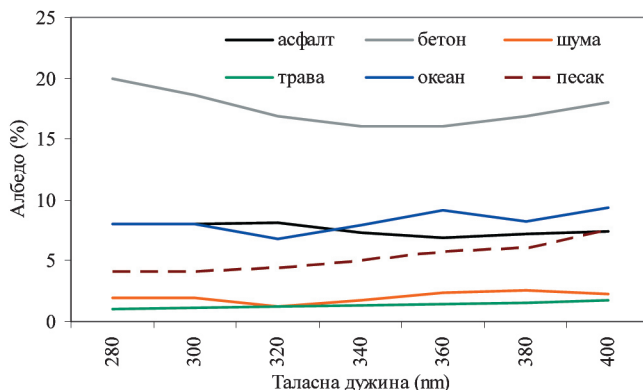
Облаци могу и да повећају зрачење у UV-B области, тако да оно буде веће чак до 25 % од истог при ведром небу (Sabburg and Wong, 2000; Weihs, Webb, Hutchinson & Middleto, 2000). Ово је могуће због вишеструког расејања између виших и нижих облака, а ефекат је нарочито повећан када је расејање уназад усмерено ка цирусима на вишим висинама (Sabburg and Wong, 2000).

Надморска висина

Интензитет UV зрачења се повећава са надморском висином због смањења дебљине апсорбујућег слоја и густоће атмосфере. На великим надморским висинама додатна рефлексија са површина прекривених снегом и облака испод такође повећава интензитет UV зрачења. Мерења показују да се интензитет UV зрачења повећава 6-12 % на сваких 1000 m висине (Мијатовић, Чонкић & Миљковић, 2002). Мерења UV зрачења која су вршена истовремено на различитим висинама показују да утицај висине на нивое UV зрачења није линеаран, да зависи од особина атмосфере и површине и да се мења са таласном дужином (Bais et al., 2007). У Боливији је измерено повећање еритемалног UV зрачења од 7 % по километру (Zaratti, Forno, García Fuentes & Andrade, 2003), у Швајцарским Алпима од 10,7 % (Schmucki & Philipona, 2002), у Немачкој од 7 до 16 % (Pfeifer, Koeperke & Reuder, 2006) и на Хималајима око 11 % (Singh & Singh, 2004). Истраживања су показала да се директно зрачење повећава 17,4 % по километру, а дифузно 8,5 % (Bais et al., 2007).

Рефлексија са површине

Део UV зрачења која стиже до површине се апсорбује, а део се рефлектује назад у простор. Количина рефлектованог зрачења зависи од особина површине. На скици 14 може се видети да већина природних површина као што су трава, океани и шуме рефлектују мање од 10 % доспелог UV зрачења, док урбане површине рефлектују нешто више, између 7 и 20 %.



Скица 14. Албедо у UV области за различите врсте подлоге

Свежи снег може да рефлектује до око 80 % доспелог UV зрачења. UV зрачење може да повећа присуство снега који је удаљен и више километара од мерног места (Degünther and Meerkötter, 2000; Weihs et al., 2001). Током пролећа у условима безоблачног неба рефлексија снега може повећати UV зрачење на површинама под нагибом до летњих вредности. То је важно на већим надморским висинама и на већим географским ширинама.

Интензитет зрачења на врху атмосфере

Познавање сунчевог спектра на врху атмосфере (екстратерестријално зрачење) је важно за проучавање нивоа UV зрачења на површини, јер се оно користи у моделима преноса зрачења који се пореде са мерењима. На основу мерења спектра екстратерестријалног зрачења инструментима постављеним на сателитима утврђено је да је тачност мерења унутар 3 % у области UV и видљивог зрачења (Thuillier et al., 2004).

Процењено је да ће у наредних неколико векова промене нивоа UV зрачења узроковане орбиталним променама, бити веома мале (мање од 1 %) као и да ће соларна активност (пеге, једанаестогодишњи и двадесетседмодневни циклуси) бити доминантан фактор одговоран за промене у екстратерестријалном зрачењу. Истраживања су показала да промене у екстратерестријалном зрачењу неће директно утицати на нивое UV зрачења на површини, већ само индиректно, кроз промене концентрације озона у атмосфери на које ће овај спектар утицати. Слабљење сунчеве активности смањиће количину озона у стратосфери и тиме повећати нивое UV зрачења на површини, али ће такође и смањити ризик од изненадних опадања концентрација озона због снажних експлозија на Сунцу (Bais et al., 2007).

UV зрачење у воденим срединама

Познавање утицаја воде на интензитет и спектар UV зрачења је важно са становишта оцене изложености водених организама штетном дејству овог зрачења. При проласку сунчевог зрачења кроз водену средину интензитет његовог спектра се мења са дужином у зависности од оптичких карактеристика воде. Уопштено, слабљење интензитета UV зрачења је ефикасније у језерима него у океанима и повећава се са смањењем таласне дужине зрачења. Продирање UV зрачења кроз водену средину иде од само неколико центиметара у језерима богатим органским материјама (Huovinen, Penttilä & Soimasuo, 2003; Kirk, 1994a, b) па до више десетина метара у океанима (Kirk, 1994a,b; Smith et al., 1992).

UV зрачење на косим површинама

Мерење UV зрачења на хоризонталној површини није увек најбољи начин одређивања дозе зрачења које приме људи и животиње, због чињенице да „нехоризонтални“ делови њихових тела могу да приме више директног сунчевог зрачења, при мањим упадним угловима зрачења. Orpenrieder, Нөрре, & Коерке (2004) и Orpenrieder, Нөрре, Коерке & Reuder (2005) су на основу истовремених мерења UV зрачења на равној површини и 27 различитих оријентација у току више од 3000 дана показали да је зрачење на косим површинама 1,7 пута више у односу на оно мерено на равној површини у опсерваторији Шнефернерхаус (2650 m надморске висине) и 1,4 пута више у Минхену (530 m надморске висине). Повећање UV зрачења, које је веће при великим зенитним угловима Сунца (око 30% при SZA од 80°), последица је разлике у доприносу дифузног и директног дела зрачења (Piacentini & Cede, 2004).

2.1.4 Мониторинг UV зрачења

Праћење интензитета UV зрачења и прва упозорења због његовог штетног дејства почела су у Аустралији почетком 80-их година двадесетог века, да би се потом убрзо прикључиле и друге државе. Данас се у свим развијенијим државама стално мери интензитет UV зрачења на више локација. Формирана је и светска UV мрежа, а добијеним подацима се лако приступа и то углавном путем интернета. Као подршка светској мрежи WMO је у оквиру Програма за глобално праћење атмосфере (*Global Atmosphere Watch* [GAW]) основала Научну саветодавну групу (*Scientific Advisory Group* [SAG]) која детаљно

разматра проблеме који се тичу мерења и сакупљања података и која издаје директиве за инструментацију, процедуре калибрације, контролу квалитета података (Webb et al., 1999). Светски центар података о озону и UV зрачењу у Торонту прихвата податке који стижу из различитих центара у којима се користе различити мерни уређаји и процедуре. До сада није успостављено међународно правило које би стандардизовало одређени мерни инструмент за ову активност па центри који шаљу податке у Торонто морају да назначе карактеристике мерног места, тип уређаја и процењену грешку мерења (Мијатовић, Чонкић & Миљковић, 2002). Вредности UVI могу се израчунати из сателитских мерења O_3 и облачности. Прва сателитска мерења UV зрачења вршена су 70-тих година 20. века инструментом „BUV“ (Backscatter Ultraviolet) који је био постављен на сателиту „Nimbus-4“ (Stolarski, Labow & McPeters, 1997). Овај инструмент је сменио најпознатији сателитски инструмент за мерење укупне количине озона и UV зрачења „TOMS“ који је био у употреби до 2004. године и касније „OMI“. Предности сателитских мерења укључују глобалну или скоро глобалну просторну покривеност и дугорочни континуитет података. Тачност сателитског мерења UV зрачења процењује се поређењем са мерењима на површини. Утврђено је да се процене еритемалног UV зрачења са „TOMS“-а боље слажу са површинским мерењима у мање загађеној атмосфери и да нивои UV зрачења процењени сателитским мерењем у условима без снежног покривача могу бити већи и до 40 % у поређењу са мерењима на површини (нпр. Kalliskota et al., 2000; McKenzie, Seckmeyer, Bais, Kerr & Madronich, 2001, Fioletov, McArthur, Kerr & Wardle, 2002, Chubarova et al., 2002, Arola et al. 2005, Kazantzidis et al. 2006, Tanskanen et al., 2008). Са друге стране, на великим географским ширинама сателитски процењени нивои UV зрачења су потцењени због снежног покривача (Kalliskota et al., 2000; Krotkov, Bhartia, Herman, Ahmad, & Fioletov, 2001, Krotkov et al., 2002).

За мониторинг UV зрачења на површини користе се три типа уређаја: спектрални уређаји, уређаји са филтерима и широкопојасни.

Спектрални уређаји врше спектрално разложена мерења унутар читавог UV спектра са резолуцијом која обично износи 0,5 или 1 nm. То су углавном двоструки монохроматори са дифракционом решетком. Ови уређаји дају највише информација о интензитету UV зрачења и његовој спектралној расподели и користе се најчешће у сврху праћења глобалних промена климе, састава атмосфере, мерења дебљине озонског омотача. Спектрални уређаји су доста скупи и при употреби захтевају присуство високо обучених оператера.

Уређаји са филтерима употребљавају металне филтере који преносе зрачење у интервалима од неколико нанометара. Употребом више филтера могуће је мерити истовремено неколико опсега таласних дужина. Дају мање информација од спектралних уређаја, релативно су приступачних цена и лаки за употребу.

Широкопојасни уређаји су врло распрострањени за мониторинг UV зрачења, јер је њихова цена релативно ниска и једноставни су за употребу. Користе се за праћење глобалних промена UV зрачења на Земљи и за мерење интензитета еритемалног зрачења (Мијатовић, Малиновић, Арсенић, Капор & Михаиловић 2004). Широкопојасни уређаји се често називају и РБ метри по проналазачима Робертсону, на основу чијег рада (Robertson, 1972) су конструисани ови инструменти и Бергеру (Berger, 1976), који је усавршио оригинални Робертсонов инструмент. Други уобичајен назив за ове инструменте је биометри, јер им је спектрална карактеристика врло слична еритемалном спектру. Широкопојасни уређаји дају вредност еритемалног зрачења и не обезбеђују податке о спектралним вредностима зрачења. Због лакше комуникације и информисања јавности уместо вредности еритемалног зрачења исказаног у Wm^{-2} користи се UVI. Предност им је једноставност, ефикасност и временска стабилност. Недостатак им је што су осетљиви на широк опсег таласних дужина, укључујући и оне које су нешто веће од оних које улазе у опсег UV-B зрачења, као и што захтевају чешћу калибрацију него спектрални уређаји. Мерење широкопојасним уређајима је обично вршено у старијим мониторинг мрежама као на пример у САД-у током седамдесетих и осамдесетих година прошлог века. Почетне студије резултата добијених мерењем овим инструментима су показале смањење интензитета UV зрачења у време када је дебљина озонског омотача опадала. Скорашње поновно испитивање ових података показало је да је калибрација инструмената није била одговарајућа. У скорашње време је, да би се отклониле изворне грешке које су утицале на старије уређаје, развијена нова генерација широкопојасних инструмената, који се данас широко употребљавају (на пример Yankee Environmental System [YES]) UVB1, the Solar Light Company 501, Kipp and Zonen UV-S-E-T).

Важне активности у оквиру мерења су калибрација и интеркомпарација мерних уређаја. После дужег времена употребе инструменти показују одступања од почетних карактеристика и потребно их је рекалибрисати у посебним лабораторијама. Веома је битна и интеркомпарација која се састоји у поређењу резултата добијених истовремено коришћењем различитих инструмената калибрисаних у различитим лабораторијама. Сагласност између спектралних уређаја који су калибрисани на сличан начин је обично 5

% или боља у UV-A области и 5-10 % у UV-B области. Поређење различитих типова инструмената (спектралних уређаја, широкопојасних уређаја и уређаја са филтерима) је теже јер је потребно различите измерене величине ставити у исту базу, на пример употребом модела за интерполацију (Madronich et al., 1998).

Да би се јавност благовремено информисала о ризицима које носи претерано излагање UV зрачењу, потребно је да се зна вредност UV индекса за наредне дане. Због процене дугорочних биолошких ефеката на живи свет расте и интересовање за познавање нивоа UV зрачења у прошлости (Reuder & Koerke, 2005). Упркос значајном повећању броја места за мерење UV зрачења у последњој деценији, просторна густина метеоролошких станица које су опремљене да мере UV зрачење је још увек мала, а дугорочна мерења UV зрачења су ретка и дужи низови података су доступни само за неке локације (Malinovic-Milicevic & Mihailovic, 2011). Најновија сазнања о процесима који утичу на UV зрачење омогућавају да се процене нивои UV зрачења у местима у којима се не мери, да се прогнозирају вредности за наредни дан као и да се реконструишу нивои UV зрачења у прошлости. Технике прогнозе и реконструкције засноване су на прорачунима преноса зрачења кроз атмосферу, статистичком моделовању и комбинацији модела преноса зрачења са емпиријским проценама утицаја различитих параметара на UV зрачење (Malinovic-Milicevic, Mihailovic & Radovanovic, 2015).

Параметарски и емпиријски модели су значајне алатке за процену UV зрачења (Malinovic-Milicevic & Mihailovic, 2011). Параметарски модели израчунавају UV зрачење на основу доступних атмосферских параметара (Bird and Riordan, 1986; Gueymard, 1995; Yang, Huang & Tamai 2001; Paulescu et al., 2010), док емпиријски модели израчунавају UV зрачење на основу дужег низа мерења (Burrows et al., 1994; Foyo-Moreno, Alados & Alados-Arboledas 2007; Madronich, 2007). Параметарски модели су тачнији али су им за рад потребне информације о метеоролошким параметрима док су емпиријски модели једноставнији, али и мање тачни. Поређење модела које је извршила Европска кооперација на пољу научних и техничких истраживања (*European Cooperation in Science and Technology* [COST]) показује да се параметарски модели који узимају у обзир вишеструко расејање међусобно слажу веома добро, са тачношћу од $\pm 0,5$ UVI у 80% различитих услова, као и да емпиријски модели дају добре резултате, али само за атмосферске услове подручја за који су и направљени (Koerke et al., 1998).

Последњих деценија урађено је неколико истраживања које се баве реконструкцијом доза UV зрачења (Trepte & Winkler 2004; Lindfors &

Vuilleumier 2005; Borkowski 2008; Hu, Wang & Liu, 2010; Paulescu et al. 2010 и друга). Најуспешније технике реконструкције, у смислу широке примењивости, тачности и кратког времена за прорачун, засноване су на реконструкцији која укључује глобално зрачење и утицај облака. Низови података о глобалном зрачењу које је мерено пиранометрима, су врло често доступни за дуги низ година уназад, а на местима где се оно не мери употребљава се дужина трајања сунчевог сјаја или друге метеоролошке променљиве, на основу којих је глобално зрачење могуће проценити. Облачни модификациони фактор, CMF, најчешће се процењује из мерења глобалног зрачења и примењује на UV зрачење. Најчешће се реконструишу дневне дозе UV зрачења, мада постоји и неколико истраживања које се односе на часовне вредности (Reuder and Коерке, 2005; den Outer, Slaper & Tax 2005). Истраживања су показала да технике за реконструкцију могу да реконструишу прошле UV дозе са тачношћу између 5 и 15 % (Kaurola, Taalas, Koskela, Borkowski, & Josefsson, 2000; Fioletov, McArthur, Kerr & Wardle, 2001; Reuder & Коерке, 2005).

2.1.4.1 Мерење UV индекса у Новом Саду

У нашој земљи се континуирано мерење интензитета UV зрачења обавља од краја априла 2003. године мада су прве активности у овој области почеле још 2001. године. Сензор је добијен средином 2002. године и у власништву је Департмана за физику у Новом Саду. Постављен је на зграду Пољопривредног факултета на надморској висини од 84 m. Мерења се врше аутоматски сваких 30 секунди, а овако измерене вредности се усредњавају за временски период од 10 минута и прерачунавају се у UVI. Вредности усредњеног, максималног и минималног UVI се аутоматски прослеђују на интернет сајт Центра за метеорологију и моделирање животне средине Универзитета у Новом Саду (www.cmer.rs) и истовремено се архивирају у базу података. Спектрални домет инструмента је у између 280 и 400 nm док му је осетљивост врло слична спектру биолошки активног UV зрачења. Првенствено, инструмент је дизајниран за потребе биомедицине, а како је спектрални опсег сличан биолошки активном спектру употребљава се у UV-B мониторингу. Блок-дијаграм инструмента приказан је на скици 15.

Сунчево зрачење, и директно и дифузно, пролази кроз спољну куполу која пропушта UV-B зрачење. Спектар тог зрачења је приказан на скици 16а. Први активни елемент инструмента је предфилтер направљен од црног стакла, пречника 25 mm и 1,6 mm дебљине. Овај филтер пропушта 80% упадног UV-B зрачења и веома мало видљиве светлости (црвена светлост)

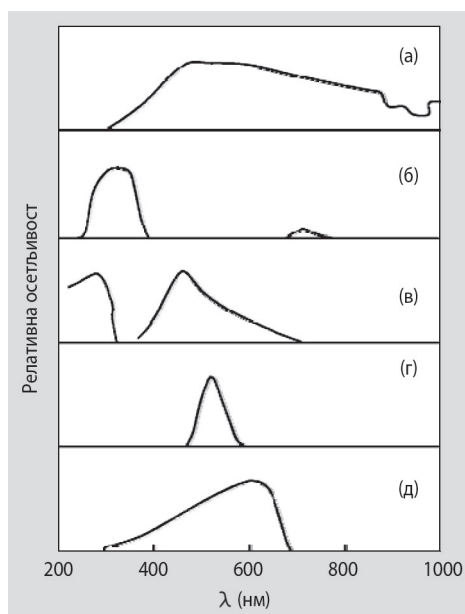
таласне дужине око 750 nm (скица 16б). Мешавина UV и црвене светлости пада на $MgWO_4$ који се налази одмах испод филтера. $MgWO_4$ расејава црвену светлост, апсорбује UV-B зраке и поново их емитује као зелену светлост (скица 16в). Други филтер од зеленог стакла, пречника 25 mm и дебљине 2,5 mm, пропушта зелену светлост до фотодиоде и апсорбује мали део црвеног светла које је пропустио црни филтер (скица 16г). Фотодиода је од галијум арсен фосфора, има максималну осетљивост у области зелене светлости, и редукује утицај црвеног светла. Излазна струја фотодиоде је пропорционална износу апсорбованог UV-B зрачења. Сигнал са фотодиоде се даље води на појачивачку електронику тако да је коначни излазни сигнал напонски. Излазни напонски сигнал се множењем са коефицијентима прво конвертује у еритермално зрачење, а затим у UVI.

$MgWO_4$ и фотодиода су осетљиви на промене температуре па је основа доброг функционисања апарата термална контрола главе сензора. Оба филтера су постављена на калем од алуминијума који је термално изолован од тела инструмента и држе се на сталној температури. Повећањем температуре $MgWO_4$ постаје мање ефикасан у конвертовању UV зрака у зелено светло и више осетљив на зрачење већих таласних дужина (други ефекат доминира над првим). Зависност излазног сигнала од спољне температуре је основни недостатак апарата, али је у односу на претходне апарате овог типа овај утицај значајно смањен ($+1,0 \%C^{-1}$) (Dichter, Beaubien & Beaubien 1992).

Сензор је калибрисан 2002. године у фабрици (Yankee Environmental Systems Inc., 2002), а тест временске стабилности се ради сваке године и није показао већа одступања. Основни извори грешака у мерењу UVI су: (а) неизвесност у одређивању калибрационе константе инструмента, (б) конверзија аналогног сигнала у дигитални и (в) конверзија излазног сигнала у еритермално зрачење и UVI. Горња граница грешке начињене при одређивању калибрационе константе је 8 %, док се грешка при конверзији аналогног сигнала у дигитални може занемарити. При конверзији излазног сигнала у еритермално зрачење инструмент не користи калибрациону таблицу која у обзир узима зависност калибрационог фактора од SZA и озона (Webb, Gröbner & Blumthaler, 2007) већ излазни сигнал множи конверзационом функцијом произвођача која је функција SZA. Конверзија урађена на такав начин даје грешку од око 4 % при SZA мањим од 65° и 6 % за веће SZA (Yankee Environmental Systems Inc., 2002). Према Anton et al. (2011a, b) конверзија употребом конверзационе функције произвођача прецењује стварне вредности за вредност средње системске грешке од 14 % (16 % за SZA мање од 30° и 9 % за SZA веће од 50°).



Скица 15. Изглед и шематски блок дијаграм инструмента Yankee UVB1 (извор: Yankee Environmental Systems Inc., 2008; Мијатовић, Чонкић & Миљковић, 2002)



Скица 16. Релативна осетљивост појединих елемената Yankee UVB1 биометра (извор: Dichter, Beaubien & Beaubien 1992)

2.1.4.2 Модел НЕОПЛАНТА

У оквиру Центра за метеорологију и моделирање животне средине Универзитета у Новом Саду 2003. године развијен је параметарски нумерички модел за прогнозу UV зрачења НЕОПЛАНТА (Малиновић, 2003; Malinovic, Mihailovic, Karor, Mijatovic & Arsenic, 2006). Модел израчунава интензитет директног и дифузног UV зрачења при ведром небу у области таласних дужина од 280 до 400 nm и одговарајући UVI на равној површини Земље. Узима у обзир утицај O_3 , аеросола, молекула ваздуха, SO_2 , NO_2 и подлоге на интензитет UV зрачења. У моделу атмосфера је издељена на паралелне слојеве (највише 40), а претпостављено је да је сваки слој хомогена средина са одговарајућим вредностима атмосферског притиска, влажности и температуре ваздуха. Вертикална резолуција модела је 1 километар за висине мање од 25 километара и 5 километара за висине до 100 километара, а интензитет зрачења се израчунава на доњој граници сваког слоја. Модел садржи податке о вертикалним профилима атмосферског притиска, специфичне влажности и температуре ваздуха за тзв. стандардну атмосферу, а могуће је користити вредности које су прогнозиране уз помоћ нумеричког модела за прогнозу времена. Аеросоли су укључени у модел употребом немачког модела OPAC (Hess, Koepke & Schult 1998) који обезбеђује оптичке карактеристике за десет различитих типова аеросола. Модел НЕОПЛАНТА садржи вертикалне профиле и попречне пресеке екстинкције гасова, интензитет зрачења на врху атмосфере, податке о спектралним карактеристикама аеросола и рефлективности девет различитих врста површина. Улазни параметри модела су: географске координате, време, надморска висина и количина гасова. Излазне вредности из модела су: интегрисани интензитет зрачења у UV-A и UV-B области, спектралне вредности глобалног, директног, дифузног и еритемалног UV зрачења, спектралне вредности укупне оптичке дебљине атмосфере за O_3 , SO_2 , NO_2 , аеросоле и молекуле ваздуха, спектралне вредности трансмитивности директног и дифузног зрачења, еритемално UV зрачење и UVI. Свака од излазних вредности се може добити на површини Земље као и на доњој граници сваког слоја. Изглед почетног екрана за унос података модела НЕОПЛАНТА приказан је на скици 17.

Слика 17. Изглед улазног екрана модела НЕОПЛАНТА

Директно зрачење

Модел одвојено израчунава директно и дифузно UV зрачење са резолуцијом од 1 nm у области између 280 и 400 nm. Директно зрачење на хоризонталној површини $I_{dir}(\lambda)$ на било којој таласној дужини (λ) израчунато је на следећи начин:

$$I_{dir}(\lambda) = I_0(\lambda)T(\lambda), \quad (8)$$

где је параметар I_0 представља екстратерестријално зрачење кориговано за фактор удаљености Земље и Сунца, а $T(\lambda)$ представља укупну трансмитивност атмосфере. Екстратерестријални спектар употребљен у моделу покрива опсег таласних дужина од 280 до 400 nm са резолуцијом од 0.05 nm и узет

је из Атласа Сунчевог зрачења (Kurucz, Furenlid, Brault, & Testerman, 1984). Интензитет екстратерестријалног зрачења на врху атмосфере је израчунат за средњу удаљеност Земља-Сунце од 1.496×10^{11} m (1 астрономска јединица – AU) и за случај када Сунчеви зраци падају под правим углом на врх атмосфере. Због ексцентричности путање тренутна удаљеност Земље од Сунца варира од 1.471×10^{11} m (0.983 AU) на почетку јануара до 1.521×10^{11} m (1.017 AU) на почетку јуна. Такође варира и угао под којим зраци долазе до врха атмосфере. Због тога је потребно извршити корекцију улазних вредности за ова два фактора. Интензитет екстратерестријалног зрачења коригован за фактор удаљености Земље и Сунца (D) које стиже до Земље под Сунчевим зенитним углом θ представљен је следећим изразом и означен са

$$I_0(\lambda) = I_\infty(\lambda) D \cos \theta, \quad (9)$$

где су са I_∞ представљене улазне спектралне вредности интензитета екстратерестријалног зрачења које нису кориговане. Израчунавање корекције за фактор удаљености Земље и Сунца је извршено изразом који следи (Spencer, 1971):

$$D = 1.000110 + 0.034221 \cos \gamma + 0.001280 \sin \gamma + 0.000719 \cos 2\gamma + 0.000077 \sin 2\gamma \quad (10)$$

Угао γ је дефинисан са

$$\gamma = \frac{2\pi}{365} \left(Y - 1 + \frac{h - 12}{24} \right), \quad (11)$$

где је Y редни број дана у години, а h званично време изражено у сатима. Сет формула којима је Сунчев зенитни угао израчунат у моделу НЕОПЛАНТА као и објашњење појмова приказани су у другом поглављу.

Трансмитивност је бездимензионална величина која показује пропустљивост атмосфере за зрачење одређене таласне дужине. Укупна трансмитивност је једнака умношку трансмитивности узрокованом процесима апсорпције и расејања У моделу су употребљене спектралне функције трансмитивности главних процеса одговорних за умањење UV зрачења у атмосфери: апсорпција од стране озона, расејање и апсорпција на честицама аеросола и расејање на молекулама ваздуха. Поред утицаја главних процеса одговорних за умањење UV зрачења у моделу је у обзир узет и утицај SO_2 и NO_2 . Колика ће бити пропустљивост атмосфере за директно зрачење зависи од

њених карактеристика, односно од врсте и количине материја које се налазе у појединим слојевима. Трансмитивност је однос директног зрачења на површини и екстратерестријалног на врху атмосфере и представљена је следећом формулом:

$$T(\lambda) = \frac{I_{\text{dir}}(\lambda)}{I_0(\lambda)} = T_{\text{O}_3}(\lambda)T_{\text{SO}_2}(\lambda)T_{\text{NO}_2}(\lambda)T_{\text{aer}}(\lambda)T_{\text{ray}}(\lambda), \quad (12)$$

где су T_{O_3} , T_{SO_2} , T_{NO_2} , T_{aer} и T_{ray} редом трансмитивности O_3 , SO_2 , NO_2 , аеросола и молекула ваздуха. Трансмитивности су израчунате помоћу бездимензионалне величине оптичке дебљине, $\tau(\lambda)$ која је производ укупног коефицијента екстинкције атмосфере $\beta(\lambda)$, и пута зрака кроз атмосферу s :

$$T(\lambda) = \exp(-\tau(\lambda)) = \exp(-\beta(\lambda)s) \quad (13)$$

Оптичка дебљина, $\tau(\lambda)$ је мера способности материје да апсорбује или расејава зрачење дате таласне дужине. Укупна оптичка дебљина атмосфере на некој таласној дужини, издељене на n слојева у којој се испитује утицај m врста материја на смањење зрачења је збир оптичких дебљина различитих врста у свим слојевима и може се изразити следећом формулом:

$$\tau(\lambda) = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m \tau_{\lambda}(i, j) \quad (14)$$

Коефицијент екстинкције $\beta(\lambda)$ нам показује колико се процесима апсорпције и расејања умањи интензитет зрачења дуж датог правца које пролази кроз јединичну дужину слоја одређених карактеристика. Израчунат је множењем попречног пресека екстинкције, σ , и броја молекула, односно честица, у јединичној запремини ваздуха, N :

$$\beta(\lambda) = \sigma(\lambda)N \quad (15)$$

Попречни пресек екстинкције представља суму попречног пресека расејања и апсорпције. Величина је симетрична геометријској површини и изражава се у јединици површине. Показује колико улазне енергије удаљи једна честица неке материје из улазног снопа зрачења, тако да се енергија расподели изотропно по површини сфере. Попречни пресеци екстинкције O_3 који се користе у моделу су лабораторијски одређени за потребе "GOME"

спектрометра који је лансиран 1995. године (Burgows et al., 1994). Попречни пресеци екстинкције SO_2 и NO_2 који се користе у моделу су мерени у периоду од 1998. до 2000. године за потребе “SCIAMACHY” спектрометра који је лансиран 2001. године (Bogumil, Orphal & Burgows, 2000). Број молекула у запремини ваздуха одређен је комбинацијом улазних податка о количини гаса и вертикалних профила гасова који су саставни део модела. Попречни пресек екстинкције молекула ваздуха, $\sigma_r(\lambda)$, је у моделу НЕОПЛАТА израчунат уз помоћ следеће формуле (Liou, 1980):

$$\sigma_r(\lambda) = \frac{8\pi^3(m_r^2 - 1)^2}{3\lambda^4 N_r^2} f(\gamma), \quad (16)$$

где је m_r реални део индекса преламања, N_r број молекула по m^3 при стандардним условима који износи $2,547 \times 10^{25}$ и $f(\gamma)$ фактор корекције због анизотропије молекула. Апроксимативна вредност за реални део индекса преламања одређена је помоћу израза који је дефинисао Liou (1980), анизотропија молекула ваздуха је преузета од Ruggaber, Dlugi & Nakajima (1994), а концентрација молекула је израчуната употребом једначине стања.

Дифузно зрачење

Интензитет дифузног зрачења не може се одредити једноставном методом као што је то био случај са директним због тога што свака честица расејава у свим правцима како упадно зрачење, тако и зрачење које су расејале друге честице. Због сложености процеса тешко је предвидети колико ће пута зрак бити расејан, у којем правцу ће расејана светлост наставити пут и колико ће дифузног зрачења стићи до површине Земље. Пошто је терестријална дифузна ирадијанса резултат веома комплексних процеса у атмосфери теоријски би требала бити израчуната прво просторном интеграцијом по целом небеском своду, а затим и спектралном интеграцијом. Једноставни модели (нпр. SPCTRAL2 и SMARTS2) за израчунавање дифузне ирадијансе употребљавају исте функције трансмитивности које се употребљавају за израчунавање директне ирадијансе. Поједностављени приступ полази од тога да су фотони који нису директно пропуштени или апсорбовани расејани у свим правцима и да се део дифузног зрачења који је усмерен ка доле може предвидети (Gueymard, 1995). Овај поједностављен приступ је употребљен и у моделу НЕОПЛАТА.

Дифузно зрачење на површини Земље изражено је као сума три основне компоненте: (а) зрачење настало услед расејања на молекулама ваздуха (I_{ray});

(б) зрачење настало услед расејања на аеросолима (I_{aer}) и (в) зрачење које је последица вишеструке рефлексије између тла и атмосфере (I_{rf}). Као полазна основа за израчунавање дифузног зрачења коришћене су формуле из модела Бирда и Ријордана (Bird & Riordan, 1986). Ове формуле су биле основа и неких раније дизајнираних модела (Leckner, 1978; Brine & Iqbal, 1983; Justus & Paris, 1985). Касније, Бирд и Ријордан су извршили корекцију након поређења са сложенијим моделима и мереним подацима.

Део дифузног зрачења настао услед расејања на молекулама израчунат је на следећи начин (Bird & Riordan, 1986):

$$I_{\text{ray}}(\lambda) = I_0(\lambda)T_{\text{O}_3}(\lambda)T_{\text{SO}_2}(\lambda)T_{\text{NO}_2}(\lambda)T_{\text{aa}}(\lambda)\left(1 - T_{\text{ray}}^{0,95}(\lambda)\right)0,5, \quad (17)$$

где $T_{\text{aa}}(\lambda)$ представља трансмитивност атмосфере ако се урачуна само апсорпција на аеросолима, а израчунат је на следећи начин (Justus & Paris, 1985):

$$T_{\text{aa}}(\lambda) = \exp\left[-\left(1 - \omega(\lambda)\right)\tau_a(\lambda)\right] \quad (18)$$

где је $\omega(\lambda)$ алbedo једноструког расејања аеросола, а $\tau_a(\lambda)$ оптичка дебљина аеросола. Алbedo једноструког расејања аеросола је бездимензионална величина која показује колики се део енергије изгуби из упадног зрака светлости уколико узмемо у обзир само расејање. Веома га је тешко одредити због велике зависности од услова који владају у атмосфери, као и од врсте честица које расејавају зрачење. Вредности албеда једноструког расејања преузети су из модела ОРАС, а зависе од релативне влажности и таласне дужине. Модел ОРАС за сваки тип аеросола и одговарајућу релативну влажност слоја израчунава алbedo једноструког расејања као однос коефицијента расејања β_s и коефицијента екстинкције β_e :

$$\omega(\lambda) = \frac{\beta_s(\lambda)}{\beta_e(\lambda)}, \quad (19)$$

Израз (17) је помножен са 0,5 јер мала честица као што је молекул има тенденцију да једнако расејава светлост како унапред тако и уназад. Са повећањем релативне влажности вредност албеда једноструког расејања се повећава, а зависност од таласне дужине у UV-Б и UV-А делу спектра није велика.

Део дифузног зрачења настао услед расејања на аеросолима израчунат је на следећи начин (Bird & Riordan, 1986):

$$I_{\text{aer}}(\lambda) = I_0(\lambda)T_{\text{O}_3}(\lambda)T_{\text{SO}_2}(\lambda)T_{\text{NO}_2}(\lambda) T_{\text{aa}}(\lambda)\Gamma_{\text{ray}}^{1.5}(\lambda)(1 - T_{\text{as}}(\lambda))D_s(\lambda), \quad (20)$$

где T_{as} представља трансмитивност атмосфере ако се урачуна само расејање на аеросолима, а D_s представља параметар који показује колики део зрачења расејаног на аеросолима је усмерен унапред. Трансмитивност атмосфере, ако се урачуна само расејање на аеросолима, израчуната је на следећи начин (Justus & Paris, 1985):

$$T_{\text{as}}(\lambda) = \exp\{-\omega(\lambda)\tau_a(\lambda)\}, \quad (21)$$

где је $\omega(\lambda)$ албедео једноструког расејања аеросола, а $\tau_a(\lambda)$ оптичка дебљина аеросола. Параметар D_s који показује колики део зрачења расејаног на аеросолима је усмерен унапред зависан је од коефицијента асиметрије δ и израчунат је употребом следећих формула (Bird & Riordan, 1986):

$$D_s = F_s C_s, \quad (22)$$

$$F_s = 1 - 0,5 \exp((B_1 + B_2 \cos\theta)\cos\theta), \quad (23)$$

$$B_1 = B_3 [1,459 + B_3 (0,1595 + B_3 \times 0,4129)], \quad (24)$$

$$B_2 = B_3 [0,0783 + B_3 (-0,3824 - B_3 \times 0,5874)], \quad (25)$$

$$B_3 = \ln(1 - \delta), \quad \text{и} \quad (26)$$

$$C_s(\lambda) = (\lambda + 0,55)^{1,8}. \quad (27)$$

У формулама (22) – (27) C_s представља параметар који описује зависност дела зрачења које је расејано унапред од таласне дужине, F_s представља параметар који описује утицај Сунчевог зенитног угла и коефицијента асиметрије на део зрачења које је расејано унапред, B_1 , B_2 и B_3 представљају параметре који описују утицај коефицијента асиметрије на део зрачења које је расејано унапред и δ представља коефицијент асиметрије. Увећањем

димензије честице расејана енергија се све више концентрише у смеру унапред. Угаону расподелу расејане енергије дефинише фазна функција или индикатриса расејања. Овај параметар представља функционалну зависност интензитета расејаног зрачења од угла расејања. Облик фазне функције описује коефицијент асиметрије δ која је за потребе модела NEOPLANTA преузета из OPAC-овог сета података.

Део дифузног зрачења које урачунава вишеструку рефлексију између подлоге и ваздуха израчунат је следећом формулом (Bird & Riordan, 1986):

$$I_{rf}(\lambda) = \frac{\langle I_{dir}(\lambda) + I_{ray}(\lambda) + I_{aer}(\lambda) \rangle r_s(\lambda) r_g(\lambda) C_s(\lambda)}{1 - r_s(\lambda) r_g(\lambda)}, \quad (28)$$

где $r_g(\lambda)$ представља алbedo површине за дату таласну дужину, а $r_s(\lambda)$ рефлективност неба. Формула (29) израчунава део рефлектованог зрачења који стиже до површине са горње половине сфере што је и могуће забележити мерним инструментом који стоји на хоризонталној површини. Рефлективност неба је израчуната следећом формулом:

$$r_s(\lambda) = T'_{O_3}(\lambda) T'_{aa}(\lambda) \left\langle \frac{0.5(1 - T'_{ray}(\lambda)) + (1 - F'_s(\lambda)) T'_{ray}(\lambda) (1 - T'_{as}(\lambda))}{1 - T'_{ray}(\lambda) (1 - T'_{as}(\lambda))} \right\rangle, \quad (29)$$

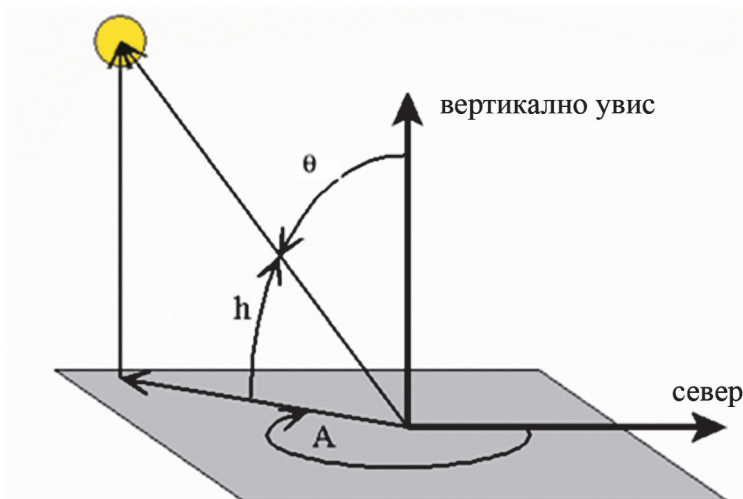
где су T' трансмитивности, а F'_s параметар који описује утицај Сунчевог зенитног угла и коефицијента асиметрије на део зрачења које је расејано унапред. Ове вредности које имају индекс прим су израчунате истим сетом формула као у претходним поглављима при чему је употребљена вредност Сунчевог зенитног угла од 60° . Сматра се да је просечан угао под којим дифузно зрачење пролази кроз тропосферу приближно 60° , па је оптичка дебљина приближно удвостручена (Lakkala, 2001; Wiscombe & Grams, 1976).

Рачунање Сунчевог зенитног угла и њиховог зрачења кроз атмосферу

Модел израчунава тренутни интензитет UV зрачења које стиже до површине Земље и који у великој мери зависи од угла под којим Сунчеви зраци стижу до површине (скица 18). Сунчев зенитни угао се може израчунати помоћу следеће формуле (Spencer, 1971):

$$\cos \theta = \sin(\phi) \sin(\delta) + \cos(\phi) \cos(\delta) \cos(h), \quad (30)$$

где ϕ представља географску ширину, δ деклинацију и h часовни угао. Први корак у израчунавању зенитног угла је одређивање параметра γ уз помоћ формуле (11). Помоћу параметра γ се израчунава деклинација и часовни угао.



h = висина Сунца θ = зенитни угао A = азимутни угао

Скица 18. Сунчев зенитни угао

Деклинација (δ) је угао који линија Сунчевих зрака на Земљи чини са екваторском равни, функција је дана у години. Како се Земља креће, оса мења свој положај. У јуну, оса је окренута тако да је северна хемисфера нагнута према Сунцу, док је у децембру стање обрнуто. За време пролећне и јесење равнодневнице Земљина оса је нормална на замишљену линију између Земље и Сунца. Гледајући са Земље, Сунце је лети на већој висини на небу, а зими на мањој. Максимална деклинација за северну хемисферу је $+23^{\circ}27'$ јуна 22. , а за јужну $-23^{\circ}27'$ децембра 22. Вредности израчунате уз помоћ следеће формуле су изражене у радијанима (Spencer, 1971)

$$\begin{aligned} \delta = & 0.006918 - 0.399912 \cos \gamma + 0.070257 \sin \gamma \\ & - 0.006758 \cos 2\gamma + 0.000907 \sin 2\gamma - \\ & 0.002697 \cos 3\gamma + 0.00148 \sin 3\gamma \end{aligned} \quad (31)$$

Часовни угао (h) је угао за који Земља мора да се окрене да меридијан на коме се мери зрачење дође директно испод Сунца и функција је доба дана.

Часовни угао изражен у радијанима се израчунава следећом формулом (Cornwall, Horiuchi & Lehman, 2003):

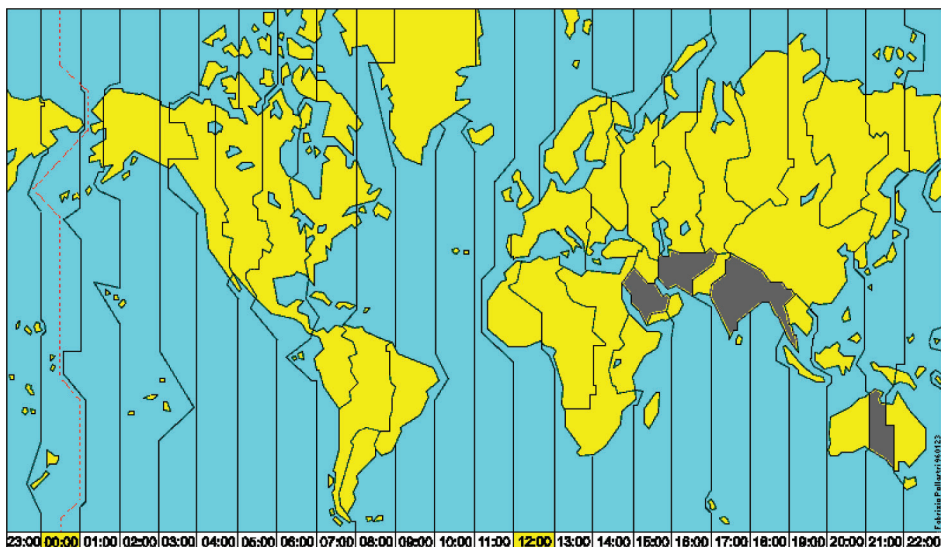
$$h = \frac{\pi}{180} \left\langle \left(\frac{T_s}{4} \right) - 180 \right\rangle, \quad (32)$$

где T_s представља право Сунчево време, а π Лудолфов број који износи 3.141592653. Право Сунчево време (T_s) је време протекло од тренутка доње кулминације Сунца до било којег другог његовог положаја изражено у правим Сунчевим данима, сатима, минутима и секундама. Одређује се по привидном кретању Сунца, узимајући за подне тренутак када се средиште Сунца налази над јужном тачком хоризонта. Разликује се и од службеног и од месног времена из разлога што је у току године привидно кретање Сунца по небу неравномерно, а часовници иду равномерно. Да би израчунали право Сунчево време морамо службено време T_o кориговати за удаљеност места од средњег меридијана часовне зоне којој припада C_1 (овако кориговано право Сунчево време се у литератури још назива и средње месно време) и за разлику између правог и средњег Сунчевог времена E_t . Право Сунчево време изражено у минутима се израчунава на следећи начин (Cornwall, Horiuchi & Lehman, 2003):

$$T_s = T_o + E_t - C_1. \quad (33)$$

Службено време (T_o) је званично време у региону. То је време унутар једне часовне зоне и подешено је за позицију средњег меридијана за стандардну часовну зону. Земљина површина је подељена у 24 једнаке временске зоне које су ограничене са два меридијана удаљена 15° за колико се Земља окрене у току једног сата. Гриничка временска зона са централним меридијаном на 0° географске дужине је узета као почетна, а време које се мери у астрономској лабораторији у Енглеској названо средње гриничко време (*Greenwich Mean Time* [GMT]) или универзално време (*Universal Time* [UT]). Све временске зоне које су источно од Гринича су у предности у односу на универзално време (нпр. средњеевропска часовна зона UT+01:00), док су временске зоне које су западно у закашњењу.

На скици 19 се види да су из политичких и административних разлога временске зоне раздвојене границама држава уместо меридијанима. Државе које су обојене у црно употребљавају време различито од своје временске зоне.



Скица 19. Временске зоне у свету

У моделу одступања нису узета у обзир. У многим се земљама (данас је то приближно 70 земаља), да би се боље искористила дневна светлост, сваке године у периоду пролеће-лето помера сат унапред за 1 сат. У тропским и екваторским просторима сат се углавном не помера јер нема потребе због подједнаког трајања обданице у току године. Модел НЕОПЛАНТА пружа могућност кориснику да означи да ли се у месту за које се врши израчунавање UV индекса користи летње време или не.

Корекција удаљености места од средњег меридијана часовне зоне (C_1) изражена у минутима се израчунава следећом формулом (Cornwall, Horiuchi & Lehman, 2003):

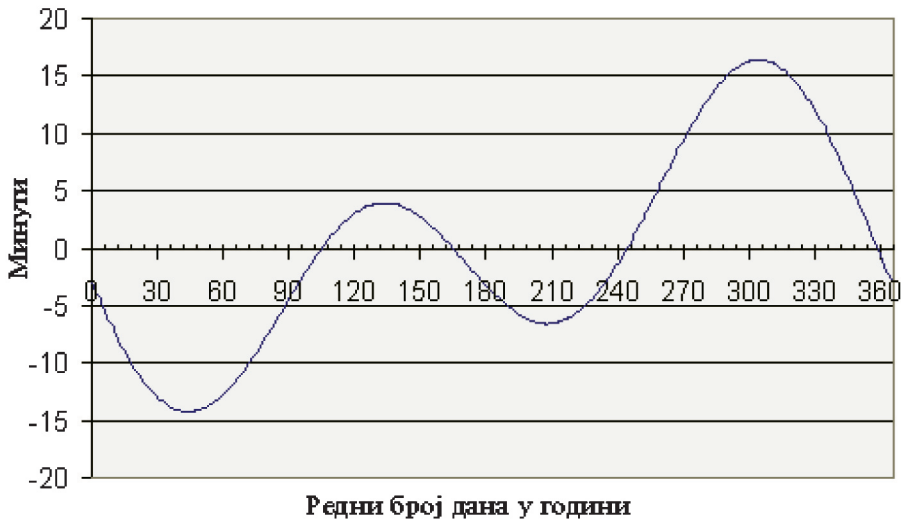
$$C_1 = 60 * Z_t - 4 * \chi, \quad (34)$$

где Z_t представља временску зону изражену у сатима, а χ географску дужину изражену у степенима. У моделу НЕОПЛАНТА западна географска дужина има позитиван предзнак, а источна негативан. У местима која су источније од средњег меридијана Сунце достиже своју кулминацију раније, а у местима која су западније касније од локалног поднева. Максимална разлика је 30 минута. Да би одредили локално средње соларно време морамо додати локалном стандардном времену 4 минута за сваки степен географске ширине источно или одузети 4 минута за сваки степен западно од стандардног меридијана.

Временско изједначење (E_t) представља разлику између правог Сунца и средњег Сунца. Коришћење правих Сунчевих дана је непосредно јер је њихово трајање промењиво. Зато је уведен појам средњег Сунчевог времена које је једнако средњем трајању свих дана у години. Различито трајање дана у години условљено је са два разлога. Први разлог је што је кретање Земље око Сунца по еклиптици неравномерно, што је узроковано ексцентричношћу орбите. Наиме Земља брже кружи око Сунца при перихелу и спорије при ахелу па Сунце почиње брже да се креће по хоризонту у јануару и спорије у јуну. Појам средњег еклиптичног Сунца означава Сунце које се креће једнаком брзином на хоризонту и са правим Сунцем се поклапа 3. јануара и 4. јуна. Право Сунце иде испред средњег еклиптичног од јануара до јуна, а заостаје од јуна до јануара. Други разлог је што се и средње еклиптично Сунце још увек креће неравномерном брзином у правцу север-југ у односу на екватор јер је еклиптика нагнута у односу на екватор за угао $23^{\circ}27'$. Кретање Сунца је најбрже близу равнодневница и најспорије близу солстиција. Због тога је уведен и појам средњег екваторског Сунца које се креће по небеском екватору константном брзином. Право Сунце касни иза средњег када је еклиптика стрмо нагнута ка екватору и иде испред када је скоро паралелна. Комбинација ова два ефекта даје временску разлику између правог Сунца и средњег Сунца која може да износи до 15 минута и за одређени дан у години може се израчунати на следећи начин (Cornwall, Horiuchi & Lehman, 2003).

$$E_t = 229.18 \begin{pmatrix} 0.000075 + 0.001868 \cos \gamma - \\ 0.032077 \sin \gamma - 0.014615 \cos 2\gamma - \\ 0.040849 \sin 2\gamma \end{pmatrix} \quad (35)$$

На скици 20 хоризонтална оса показује дане у години, а вертикална разлику између правог Сунчевог времена и средњег Сунчевог времена изражену у минутима. Може се приметити да су ова два времена једнака четири пута годишње и да разлика има најмању амплитиду у периоду пролеће-лето, а највећу у периоду јесен-зима.

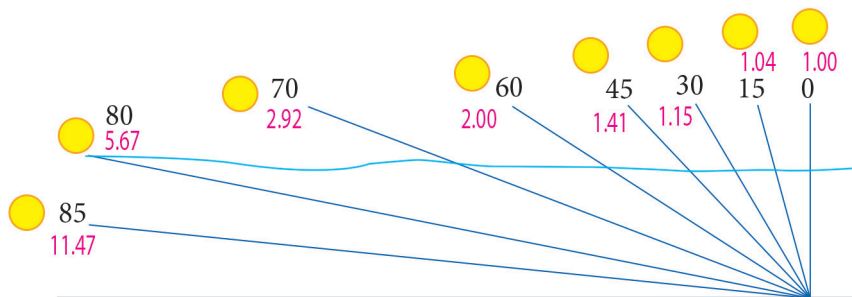


Скица 20. Корекција за израчунавање правог Сунчевог времена

Пут s који зрачење прође пролазећи кроз слој одређене дебљине зависи од угла под којим Сунчеви зраци падају на површину и дефинисан је са

$$s = dz \times m, \quad (36)$$

где dz представља дебљину слоја, а m параметар који се назива ваздушна маса и који показује колико је пут зрака кроз атмосферу дужи када они падају под одређеним зенитним углом θ у односу на најкраћи могући пут када је $\theta = 0^\circ$ (скица 21). Када је Сунчев зенитни угао мањи од 60° ваздушна маса је тачно одређена са $\sec(\theta)$, међутим при већим угловима $\sec(\theta)$ даје превелике вредности због преламања зрака и сферног облика Земље и атмосфере.



Скица 21. Зависност вредности ваздушне масе од Сунчевог зенитног угла

У моделу НЕОПЛАНТА за израчунавање ваздушне масе користи се формула која узима у обзир утицај закривљености Земље и рефракцију зрака (Hiltner, 1962):

$$m_0 = \sec \theta - 0.0018167(\sec \theta - 1) - 0.002875(\sec \theta - 1)^2 - 0.0008083(\sec \theta - 1)^3 \quad (37)$$

где m_0 представља ваздушну масу при ваздушном притиску од 1013 mb. Пошто су вредности за ваздушну масу које су израчунате формулом (37) за углове веће од 87° много мање од реалних, за поменуте углове се користи следећа формула (Nakajima & Tanaka, 1986; Ruggaber, Dlugi & Nakajima, 1994):

$$m_0 = \frac{1}{(\cos \theta + 0.50572((90 - \theta) + 6.07995))^{1.6364}} \quad (38)$$

Ваздушна маса се коригује за вредност ваздушног притиска на површини следећом формулом:

$$m = m_0 \frac{P_g}{P_0}, \quad (39)$$

где m представља кориговану ваздушну масу, P_g притисак на површини Земље и P_0 притисак од 1013 mb. Када је притисак снижен, концентрација материја у ваздуху и самог ваздуха је мања и зраци на свом путу кроз слој атмосфере одређене дебљине наилазе на мањи број честица и молекула. Корекција је нарочито значајна за места која су на већој надморској висини.

Због мале концентрације молекула озона које расејавају зрачење на стратосферским висинама за израчунавање дужине пута кроз ове слојеве се употребљава следећа формула (Komhug, 1980):

$$G_M = G_a (a + bS_r), \quad (40)$$

где је R средњи радијус Земље, r надморска висина, h висина максималне концентрације озона и θ Сунчев зенитни угао. Вредности масе озона кроз коју пролази зрачење су нешто мање од вредности ваздушне масе. Разлика између масе озона и ваздушне масе постаје значајна тек при Сунчевим зенитним угловима већим од 80° . При овако великим угловима UV индекс

има мале вредности тако да употреба формуле (40) уместо формуле (38) нема велики утицај у случајевима када је UV индекс највећи.

Анализа вредности UV индекса израчунајних моделом НЕОПЛАНТА

При изради модел је тестиран извођењем нумеричких експеримената (Малиновић, 2003; Malinovic, Mihailovic, Mijatovic, Karor, & Arsenic, 2003). Тестови осетљивости на улазне парамете показали су да се моделом правилно могу симулирати промене интензитета UV зрачења као и однос директног и дифузног зрачења са променом количине озона, типа и количине аеросола, надморске висине, SZA и врсте подлоге. Симулације се квалитативно слажу са постојећим знањима: интензитет се смањује са повећањем дебљине озонског омотача, количине аеросола и надморске висине и са повећањем SZA, док се удео дифузног зрачења повећава са повећањем SZA, количином аеросола, присуством аеросола са већом количином водорастворивих честица, повећањем влажности ваздуха и подлогом која више рефлектује зрачење. Симулације су показале да озон апсорбује највећу количину зрачења док SO₂, NO₂ имају веома мали утицај осим у јако загађеним подручјима. Показано је да аеросоли у великој мери могу да утичу и на количину и на састав UV зрачења на површини, док је утицај подлоге мали осим у случају подручја покривених снегом. Такође је показано да је зрачење које стиже до површине у великом делу дифузно, а да његов износ највише зависи од SZA. Резултати модела НЕОПЛАНТА упоређени су са резултатима параметарског модела STAR (Schwander, Kaifel, Ruggaber & Коерке, 2001; Ruggaber, Dlugi & Nakajima, 1994). Резултати су показали да су унутар 85% испитиваних услова вредности у сагласности са границом слагања модела вишеструког расејања од $\pm 0,5$ UVI.

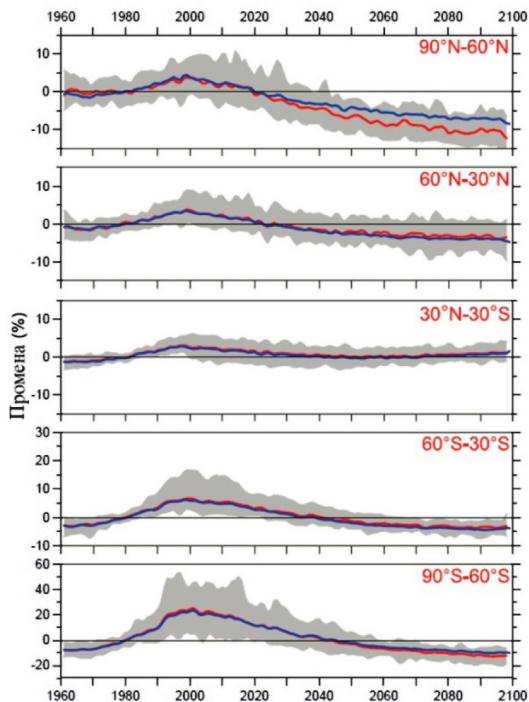
Карактеристике модела такође су тестиране поређењем вредности израчунатог UVI и вредности измерених Yankee UVB1 биометром (Малиновић, 2003; Malinovic et al., 2003; Malinovic et al., 2006; Malinovic-Milicevic & Mihailovic, 2011). Резултати су показали сагласност унутар $\pm 0,5$ UVI код свих испитиваних мерења при безоблачном небу (Малиновић, 2003) и код 95% испитиваних мерења при облачности до 2 десетине (Malinovic et al., 2006). Показано је да се уз употребу прогнозираних профила метеоролошких елемената при израчунавању UVI резултати боље слажу са мереним него када се израчунавање врши са профилима стандардне атмосфере (Малиновић, 2003). Поређење мерених и израчунатих вредности у Новом Саду од априла до септембра 2006. године при различитим условима облачности, показало је

да модел са задовољавајућом тачношћу може да буде употребљен за праћење UVI у местима у Војводини у којима он није мерен (Malinovic-Milicevic & Mihailovic, 2011).

2.1.5 Пројекције промена UV зрачења у 21. веку

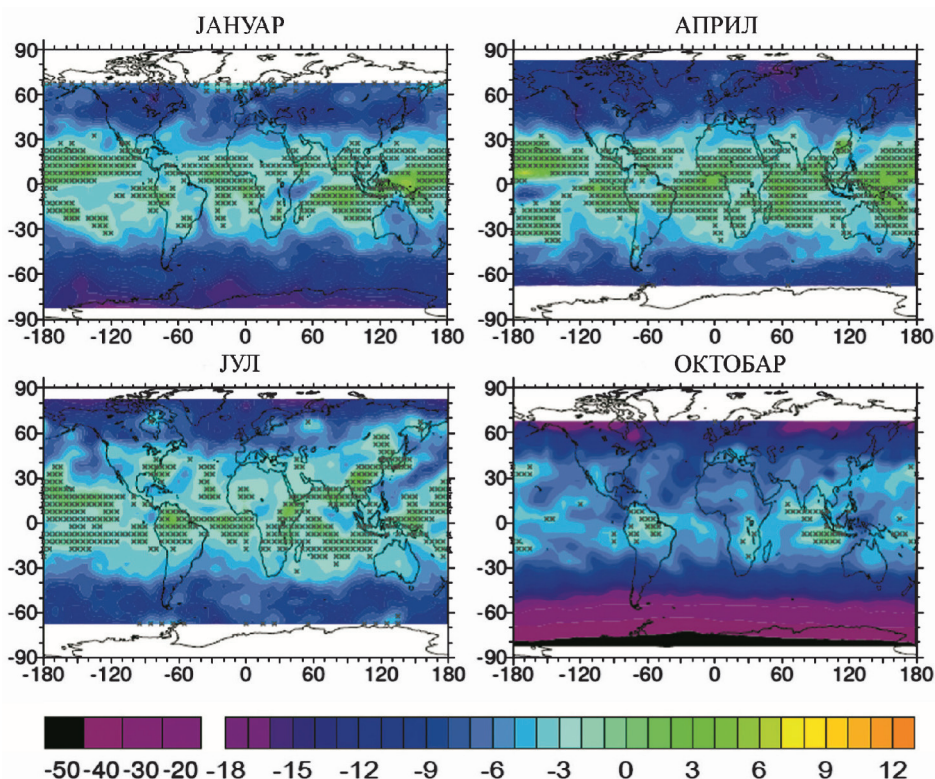
Због кратког временског периода мерења и зависности UV зрачења од различитих фактора, тешко је одредити глобалне трендове UV зрачења на основу постојећих мерења. Симулације нивоа еритемалног UV зрачења на површини указују на њихову велику просторну и временску променљивост у 21. веку, узроковану променама у укупном озону и облачности. Током 80-их и 90-их година двадесетог века, повећање нивоа UV зрачења на Земљиној површини било је широко распрострањено, што је био резултат смањења дебљине озонског омотача. Посматрања и пројекције хемијских климатских модела показују да се од касних 1990-их смањење дебљине озонског омотача стабилизовало и да је његов опоравак започео, иако то још није статистички значајно (WMO, 2011). Очекује се да промене у нивоу UV зрачења прате промене дебљине стратосферског озона, са одређеним утицајем промене облачности. Да ли ће се и када у 21. веку нивои UV зрачења вратити својим историјским нивоима (пре почетка смањења дебљине озонског омотача), зависи од времена престанка уништавања дебљине озонског омотача од стране флорохлороугљеника (CFC), од промена озона у стратосфери изазваних климатским променама, развоја облачности као и других тропосферских фактора (као што су аеросоли, рефлексија површине, и загађење ваздуха).

Vais et al. (2011) истраживали су утицај промене укупног озона, облачности и GHG на подневне вредности интензитета еритемалног UV зрачења за сваки петнаести дан у месецу у периоду 1960-2010. година, употребом модела преноса зрачења „libRadtran“ (Mayer & Kylling, 2005). Употребљени улазни подаци добијени су из четрнаест хемијских климатских модела, а у симулацијама је коришћен сценарио SRES A1B (*Special Report on Emission Scenarios* [SRES]) за гасове стаклене баште (IPCC, 2001) и прилагођени A1 сценарио за халогене гасове (WMO, 2007). Скица 22 показује промене средњих годишњих вредности еритемалног UV зрачења у 21. веку у односу на средње вредности периода 1975-1985. година, осредњене за пет појасева географске ширине: појас великих и средњих географских ширина обе хемисфере и тропски појас.



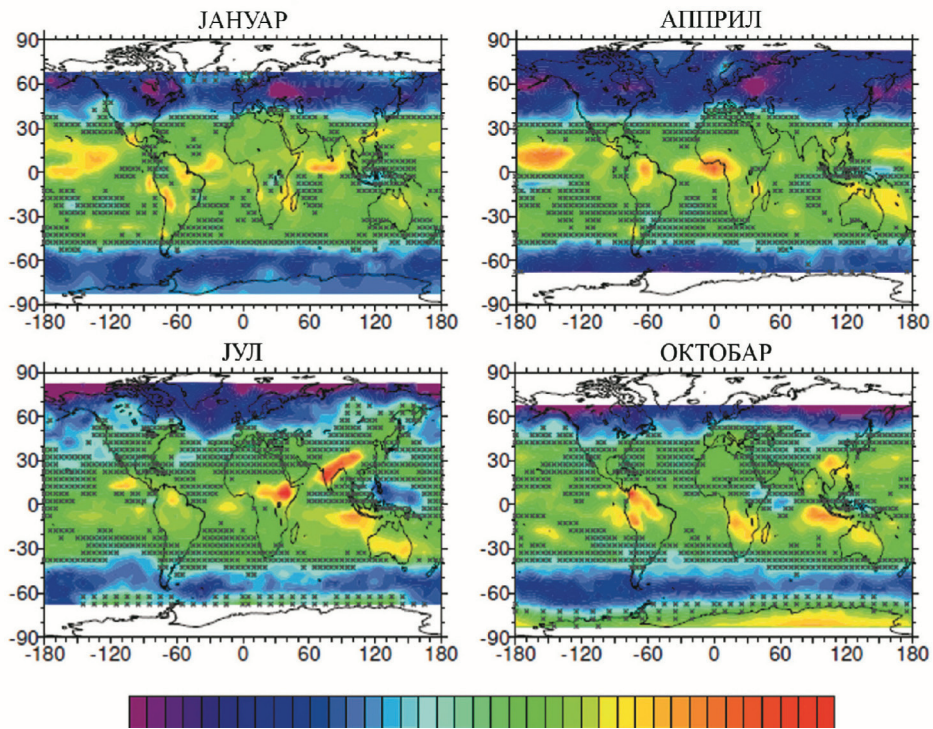
Скица 22. Промена средњих годишњих вредности еритемалног UV зрачења у односу на средње вредности периода 1975-1985. година. Црвена линија представља средњу вредност свих модела, док сиви појас представља променљивост модела. Плава линија представља средњу вредност модела у условима безоблачног неба (извор: Bais et al., 2011)

Симулације су показале да ће се средње годишње вредности еритемалног UV зрачења вратити на ниво из 1980. године до прве четвртине 21. века у средњим и великим географским ширинама северне хемисфере, и 20-30 година касније у средњим и великим географским ширинама јужне хемисфере (скица 22). После достизања тих нивоа UV зрачење ће наставити да опада до краја 21. века, нарочито на северној хемисфери. Ове промене ће бити узроковане константним растом дебљине озонског омотача због промена у атмосферској циркулацији које ће бити изазване повећањем концентрација GHG и повећањем облачности у великим географским ширинама. У тропским областима промене ће бити веома мале, на нивоу оних у 1980. години или 2 - 3 % више (Bais et al., 2011)



Скица 23. Промена средњих месечних вредности еритемалног UV зрачења у периоду 2045-2054. година у односу на месечне вредности периода 1995-2004. година. Иксиви показују подручја у којима промена није статистички значајна на нивоу од 95 % (извор: Bais et al., 2011)

Скица 23 показује промену средњих месечних вредности еритемалног UV зрачења у деценији у којој би се дебелина озонског омотача требала вратити на ниво пре 1980. године (2045-2054) у односу на средње месечне вредности у периоду његовог опоравка (1995-2004). Генерално, пројектоване промене су негативне, са малим позитивним подручјима у тропским пределима. Пројекције показују да ће се у вантропским областима еритемално UV зрачење смањити за 2 – 10 %, док ће у областима на великим географским ширинама смањење бити веће, чак до 50 %. Као што је и очекивано највеће смањење очекује се изнад Антарктика у октобру, када и где је смањење озонског омотача било највеће. Велике области са смањеним еритемалним UV зрачењем до 20 % виде се у великим географским ширинама северне хемисфере у октобру и априлу (Bais et al., 2011).



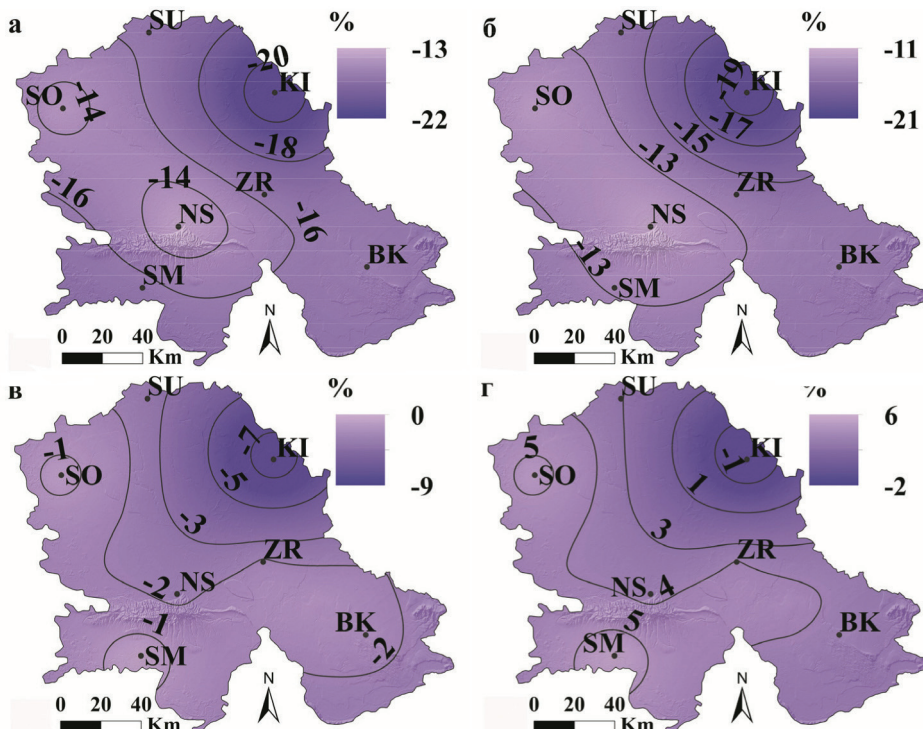
Скица 24. Промена средњих месечних вредности еритемалног UV зрачења у свим облачним условима у периоду 2090-2099. година у односу на месечне вредности периода 1960-1969. година. Иксеви показују подручја у којима промена није статистички значајна на нивоу од 95 % (извор: Vais et al., 2011)

Промена просечних вредности еритемалног UV зрачења и периоду 2090-2099. година у односу на период 1960-1969. година највећим делом је узрокована климатским променама, пошто ова два периода нису била под утицајем смањења дебљине озонског омотача ни његовог опоравка. Стога се може закључити да су промене које су се десиле поређењем ова два периода резултат промене облачности и GHG. Скица 24 показује мапе просечних вредности еритемалног UV зрачења у свим облачним условима за четири месеца. Могу се приметити два различита режима: позитивне промене које се дешавају у тропским и средњим географским ширинама и негативне промене у великим географским ширинама. Изузетак је октобар изнад Антарктика где пројектовани раст еритемалног UV зрачења иде и до 10 %, пошто је пројектовано да озон пред крај 21. века буде нижи од оног током 60-их година прошлог века (Vais et al., 2011).

У погледу биолошких ефеката промена еритемалног UV зрачења, важно је прокоментарисати смањење еритемалног UV зрачења у великим географским ширинама северне хемисфере, које су гушће насељене него оне на јужној хемисфери. Пројектовано повећање облачности у великим географским ширинама, посебно у хладном периоду године на Арктику, утицаће на смањење UV зрачења на површини. Промене дебљине озона биће одговорне за смањење еритемалног UV зрачења за 5 – 12 %, док ће промене облачности допринети додатном смањењу од око 5 % у целом региону. У умереним географским ширинама јужне хемисфере (јужни део Јужне Америке и јужни Нови Зеланд) може доћи до великог смањења UV зрачења током целе године. Тако велико смањење може бити веома важно за становништво пошто је очување витамина Д у крви од суштинског значаја за здравље (McKenzie, Liley & Bjorn, 2009; Webb & Engelsen, 2006; UNEP, 2010; Kazantzidis et al., 2009). Повећање еритемалног UV зрачења у средњим географским ширинама је мало и статистички незначајно. Ипак, изнад појединих региона ових области у одређеним годишњим добима пројектовано повећање иде и до 10 %, што се приписује утицају облачности.

Malinovic – Milicevic et al. (2015a) приказали су пројекцију промена UV-B зрачења на територији Војводине за период 2010-2100. година. Пројекције су засноване на симулацијама обављеним помоћу EBU-POM регионалног климатског модела (Djurdjevic & Rajkovic, 2008; Krzic, Tomic, Djurdjevic, Veljovic & Rajković, 2011) за песимистички SRES A2 сценарио дефинисан од стране IPCC.

Симулације показују да ће у Војводини до краја 21. века просечне годишње UV-B дозе бити ниже од 5,2 %. Пројектовано је да ће просечне годишње UV-B дозе брже опадати у првој половини 21. века. Највеће смањење UV-B доза очекује се током јесени и пролећа. Поређење пројектованих промена пролећних UV-B доза за период 2021-2050. и период 2071-2100. година у односу на период 1981-2007. година (скице 25a и 25b) показује да ће смањење бити веће у периоду 2021-2050. година и у североисточном делу региона. Када су у питању летње UV-B дозе (скице 25в и 25г), издвајају се два различита режима: негативне промене у периоду 2021-2050. година, и позитивне промене које се дешавају на крају века (осим у Кикинди, где је опоравак у претходном периоду био највећи).



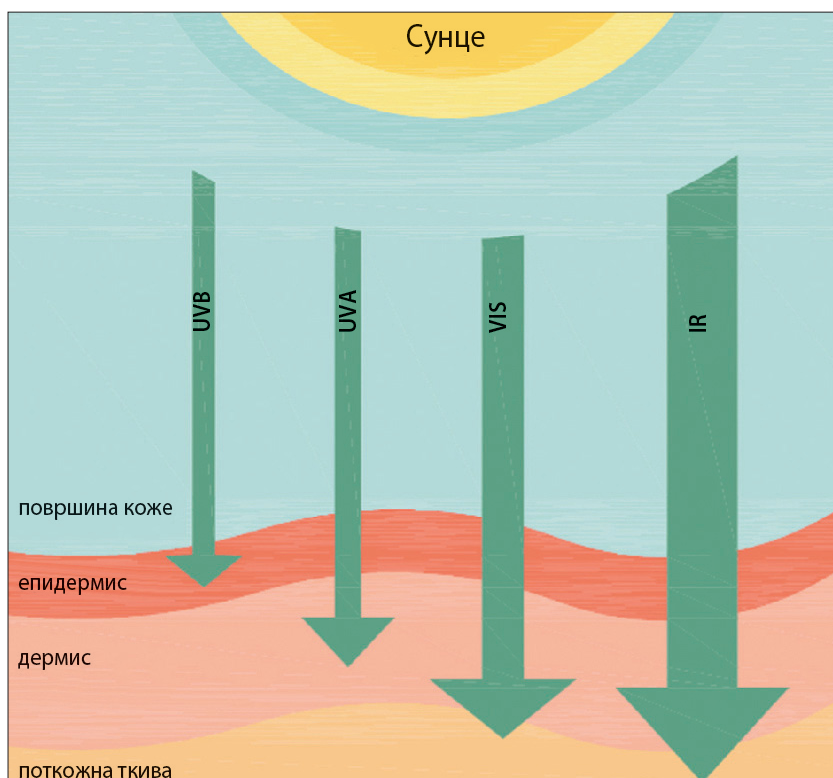
Скица 25. Релативне промене (%) вишегодишњег просека UV-B доза за период 2021-2050. година (скице на левој страни) и периода 2071-2100. година (скице на десној страни) у односу на вишегодишњи просек UV-B доза за период 1981-2007. година за пролеће (горње скице, а и б) и лето (доње скице в и г) (Извор: Malinovic-Milicevic et al. (2015a))

2.1.6 Дејство UV зрачења на људски организам

Сунчево зрачење је важан природни чинилац јер формира климу на Земљи и има велики утицај на живот на Земљи. Ультраљубичасти део Сунчевог спектра, иако представља сасвим мали део спектра електромагнетног зрачења, игра значајну улогу у многим процесима у биосфери. Дејство UV зрачења има и позитивне ефекте без којих би живот био немогућ (синтеза витамина D₃ и калциферола захваљујући којем кости добијају калцијум), али исто тако може бити веома штетно ако оно премаши одређене границе (табела 7). Организми су се током свог развоја прилагођавали одређеном нивоу UV зрачења али се данас, при веома високим вредностима, способност самозаштите неких биолошких врста губи и оне могу бити озбиљно оштећене.

Ефекти Сунчевог зрачења на људски организам зависе од таласне дужине, интензитета и дужине дејства зрачења, као и способности сваког организма да се брани од штетног дејства. Као што је раније поменуто, UV зрачење је према биолошким ефектима подељено на три области:

- UV-C зрачење (100-290 nm) - директно делује на генетски материјал и може да изазове смрт ћелија;
- UV-B зрачење (290-320 nm) - узрокује опекотине, мутације, карциногенезу, превремено старење итд;
- UV-A зрачење (320-400 nm) - изазива стварање слободних радикала који делују на генетски материјал, доприноси хроничним обољењима коже и очију, старењу итд.



Скица 26. Трансмисија зрачења кроз кожу
(извор: Мијатовић, Чонкић & Миљковић, 2002)

Дејство UV зрачења на кожу

Приликом свакодневног ненамерног излагања коже Сунцу, велики део зрачења се зауставља већ у површинском слоју - епидермису. Том приликом се дешавају следећи физички процеси: рефлексија, трансмисија и апсорпција.

Рефлексија представља одбијање зрачења приликом овог процеса. Нема ефеката на кожу, док се енергија губи на загревање. Рефлектује се око 5 % упадног зрачења.

Трансмисија је пропуштање зрачења до дубљих слојева коже и зависи од броја слојева ћелија и количине пигмента меланина у епидермису. Зрачење већих таласних дужина продире дубље у организам, али има мању енергију и не изазива негативне ефекте, док се ефекти UV зрачења испољавају само у епидермису (скица 26).

Табела 7. Ефекти UV зрачења на кожу

ЕФЕКТИ	UV-B 290-320nm	UV-A	
		UV-A1 320-340nm	UV-A2 340-400nm
ПОЗИТИВНИ			
меланогенеза	++	+	+
синтеза витамина D3	++	-	-
НЕГАТИВНИ			
опекотине	++	+	-
оштећења DNK	++	+	-
рак коже	++	+	-
фотостарење	++	+	-
оштећење имунолошког система	++	+	-
фотосензибилизације	-	+	++
фотодерматозе	+	+	++

извор: Мијатовић, Чонкић & Миљковић (2002)

Апсорпција је процес који зависи од молекула хромофора (амино-киселине, беланчевине, нуклеинске киселине, пигменти, холестерол и друго) који апсорбују зрачење у UV области, а који су распоређени у епидермису. Главна хромофора периферног дела коже је уроканска киселина која апсорбује таласне дужине од 240 до 300 nm. Она у великој мери спречава

продор зрачења у дубље слојеве у којима се дешавају промене на биолошком нивоу, чији се ефекти сабирају током година и манифестују се нежељеним променама.

Меланогенеза је стварање пигмента меланина који представља основну заштиту коже од UV зрачења јер апсорбује или рефлектује скоро 90 % укупног UV зрачења, које доспе на површину коже. Меланин реагује са слободним радикалима који настају под дејством UV зрачења, инхибира њихове ланчане реакције и тако штити кожу од штетних утицаја зрачења. Као резултат комплетног процеса меланогенезе под утицајем UV зрачења настаје таман тен. Након неколико дана сунчања кожа постаје отпорнија и опекотине се појављују знатно касније. На пример, после три дана сунчања, време након којег се појављују опекотине продужава се на десет дана. Степен заштитног механизма коже расте са повећањем концентрације пигмента меланина у кожи. Количина меланина је условљена наследним особинама. То је индивидуална особина и различита је за сваки организам. Урођена пигментисаност се уводи као појам који дефинише минималну количину пигмента, а која је довољна да заштити организам од негативног утицаја свакодневне дозе UV зрачења.

Конверзија провитамина 7-дехидрохолестерола у витамин D3 представља позитивни ефекат дејства UV зрачења на кожу. Међутим, за синтезу витамина довољно је излагање Сунчевом UV зрачењу у трајању од неколико минута дневно. Позитивно је и то што површински слој коже услед стимулације UV-B зрачењем задебљава и тиме продужава пут зрачења и што се активира процес стварања меланина, који апсорбује или рефлектује 90 % UV зрачења.

Опекотине представљају први одговор коже на акутно дејство UV зрачења услед прекомерне изложености организма. Опекотине се манифестују појавом еритема (црвенила), који је проузрокован запаљенским процесима коже. У озбиљнијим случајевима, опекотине прати појава пликова, бола, печења, свраба, повишене телесне температуре, мучнине и главобоље. Основне карактеристике еритема се разликују у зависности од таласне дужине и дозе зрачења које га је изазвало. Максимални интензитет еритем достиже после 6-24 сата од времена озрачивања, а затим се повлачи током неколико дана. Дејство UV зрачења на појаву еритема је највеће у UV-B области спектра на $\lambda = 297 \text{ nm}$ и смањује се према граници са UV-A зрачењем. UV-A зрачење има знатно мању ефикасност у појави еритема у односу на UV-B зрачење. Осетљивост коже на појаву еритема није иста на свим деловима тела. Она

такође зависи и од годишњег доба, али и од низа других фактора, као што су тип коже, животно доба и опште здравствено стање организма.

Слободни радикали су молекули, који имају један или више неспарених електрона у молекулској орбитали и као такви су веома хемијски реактивни. Настају у организму спонтано, као продукти физиолошких метаболичких просеца (дисања, активности имунолошког система и друго), али и под дејством спољашњих агресивних фактора, као што је UV зрачење. Највећи број слободних радикала су молекули који садрже кисеоник коме недостаје електрон, због чега се још називају и слободне кисеоничке врсте. Слободни радикали делују деструктивно на виталне ћелијске структуре (ДНК, ћелијске органеле, ћелијску мембрану), стварајући при том нове реактивне групе, а које нападају околне молекуле и шире се путем коже кроз организам. Ефекти дејства слободних радикала се сабирају током година и манифестују променама, које су основни узрок превременог старења, појаве мутација и карцинома. Одговор организма на дејство слободних радикала на ћелијском нивоу се одвија преко заштитног антиоксидационог система. Овај систем инхибира дејство слободних радикала и на тај начин спречава настанак оштећења, међутим нема способност да исправи већ настала оштећења под дејством слободних радикала.

Тумори коже. Малигна обољења уопштено, представљају неконтролисани раст ћелија. Од свих узрока ове опаке болести, најозбиљнији је прекомерно излагање дејству UV зрачења, како соларном тако и оном које потиче из вештачких извора. Од малигнутих обољења коже јављају се карцином базалних ћелија, који је и најчешћи, карцином рожастих ћелија и меланом, док се од бенигнутих тумора коже најчешће јављају соларне кератозе и младежи. Младежи су бенигнути тумори меланобласта. Особе са већим бројем младежа на кожи су подложније појави малигнутих промена. Велики број меланома се развија из већ постојећих младежа, али многи настају и из наизглед здраве коже. Од појаве тумора је угроженија кожа која је више излагана дејству Сунчевог зрачења, нарочито у детињству и раној младости. Излагање Сунчевом зрачењу, а нарочито његовој UV компоненти, као и наследна склоност ка појави ових обољења, одређује степен ризика за појаву карцинома коже. Око 95 % свих малигнутих промена јавља се на површини коже која је највише изложена дејству UV зрачења: уши, нос, врат, деколте и слично. UV зрачење оштећује ДНК директно апсорпцијом или индиректно, преко слободних радикала.

Старење представља низ анатомских промена које се дешавају у организму услед физиолошких процеса. Старење подразумева и промене које настају услед сталног, неповољног дејства агресивних фактора околине. Старење коже може бити природно (биолошко) или превремено. Природно старење је генетски предодређено, док је превремено старење резултат сталног дејства негативних спољашњих фактора. За кожу је најагресивнији спољашњи фактор UV зрачење. Промене на кожи које настају услед дејства овог зрачења, означавају се као фотостарење. Оно се и клинички разликује од природног старења, јер се промене на кожи јављају деценију-две раније него код природног старења. Око 90 % свих процеса који изазивају старење коже настаје услед дејства, пре свега, UV-A зрачења таласних дужина од 340-400 nm.

Оштећења имунолошкој системa. Имунолошки систем је примарни систем који штити организам од инфекција и развоја канцерогених обољења. У површинском слоју коже, епидермису, налазе се ћелије имунолошког система коже, тзв. *Лангерхансове ћелије*. Улога ових ћелија је да бране организам од дејства штетних агенаса околине. За Лангерхансове ћелије је најопаснији егзогени фактор UV зрачење. При оштећењу имунолошког система коже повећава се осетљивост организма на инфекције, као и учесталост од појаве канцерогених обољења. Сви људи, без обзира на боју коже (тен) и склоност ка појави опекотина од Сунца, су угрожени услед оштећења имунолошког система коже, које настаје под дејством UV, а пре свега UV-B зрачења. Ово зрачење изазива супресију имунолошког одговора коже, као што је контактна алергијска реакција на хемикалије, блокира ћелијски имунитет, процес фагоцитозе, елиминацију микроорганизама из лимфног ткива и спречава одбацивање измењених епидермалних ћелија-ћелија тумора. UV-A зрачење продире у дубље слојеве коже и има селективно дејство на Лангерхансове и липидне ћелије.

Фотосензибилизација представља неуобичајену реакцију организма на дејство соларног зрачења у присуству одређених супстанци. Карактерише је фотохемијска реакција до које долази када се енергија преноси са молекула који је апсорбовао зрачења (фотосензибилизатори) на неки други молекул (супстрат). Фотосензибилизатори могу бити егзогене (лекови, храна, парфеми и козметички препарати и слично) или ендogene (абнормални метаболити, као и нормални састојци) супстанце. Као резултат фотосензибилизације долази до хемијске промене молекула-супстрата, која изазива оштећење или смрт ћелије. Фотосензибилизација се на кожи манифестује појавом свраба, пликова, отока, појачане пигментације, ненормално бурне реакције или неочекивано јаке опекотине.

Фотодерматозе су обољења коже која настају услед дејства ултраљубичастог или видљивог зрачења. Узроци дерматоза могу бити: поремећај метаболичких процеса, лекови или хемикалије које се примењују системски или локално на кожи, као и већ постојећа обољења коже погоршана дејством зрачења (херпес сумплекс, дечије богиње и слично) (Мијатовић, Чонкић & Миљковић, 2002).

Дејство зрачења на очи

Очи су директно изложене дејству Сунченог зрачења, али су својим положајем и спољашњим деловима у извесној мери и заштићене. Од прекомерног дејства зрачења се око брани својим заштитним механизмом који чине дужица, која поседује пигментацију и зеница, која има способност да се, у зависности од интензитета зрачења, скупља и шири и на тај начин ограничава улазак зрачења у око. Очи су изложене дејству UV зрачења које стиже директно са Сунца, али и зрачењу које се рефлектује од површине. Дифузно зрачење је нарочито интензивно када се ради о површинама које у великој мери рефлектују зрачење, као што је снег, тако да се нарочито зими на великим надморским висинама мора посебно обратити пажња на заштиту очију.

Више од 99 % UV зрачења се апсорбује у предњим деловима ока, али мали део ипак доспева до ретине, дела ока осетљивог на светлост. UV-B зрачење апсорбују предњи делови ока, па оно у тим деловима и изазива оштећење, док UV-A зрачење продире дубље и изазива оштећења на дну ока. Апсорпција UV зрачења у оку доводи до промена које су везане за процес старења и велики број озбиљних обољења ока. Највећи део UV-B зрачења апсорбује рожњача и очно сочиво. Због тога су и најчешћа оштећења ових делова ока. Међутим, може доћи и до оштећења ретине уколико се изложи дејству UV-B зрачења. UV-A зрачење продире дубље у око и може изазвати оштећења очног дна.

Негативни ефекти дејства UV зрачења на око су појава катаракте, птеригијума, фотокератитиса, макуларне дегенерације, малигних промена коже око очију (Мијатовић, Чонкић & Миљковић, 2002).

Катаракта или очна мрена представља замућење очног сочива и главни је узрок слепила. Основни узрок катаракте је дејство UV-B зрачења, које у овом случају делује индиректно преко слободних радикала. Болест се

развија током више година, везана је за процес старења и углавном се јавља код старијих особа.

Птеридијум је обољење ока које се огледа у расту ткива на беоњачи у виду дебелих мембрана које прекривају око и могу блокирати вид. Уклања се хируршки.

Фотокератитис или „снежно слейло“ је акутно, реверзибилно запаљење површинских слојева ока, корнее и коњуктиве, које настаје при директном, прекомерном дејству UV-B зрачења. Обично се јавља неколико сати после дејства зрачења и може бити веома болно и праћено осећањем „шмиргле у очима“. Може трајати неколико дана, након чега се спонтано повлачи. Након једног појављивања очи постају још осетљивије на свако следеће дејство зрачења.

Макуларна дегенерација ока настаје услед прекомерног излагања UV зрачењу и интензивном плаво-љубичастом светлу које оштећује ретину. Главни је узрок слепила код људи старијих од 55 година, мада се може јавити и код млађих особа. Оштећења која настају су блага и неупадљива. Током низа година она прерастају у озбиљне промене које угрожавају вид. Основни узрок овог обољења су слободни радикали. Претпоставља се да данас у свету око 25-30 милиона људи пати од старачке макуларне дегенерације ока која је главни узрок стеченог слепила.

Карцином коже око очију, на капцима и лицу може да се јави под дејством UV зрачења.

Заштита од UV зрачења

Заштита од UV зрачења представља глобалан проблем за читав живи свет, било да се ради о соларном UV зрачењу или оном које потиче из вештачких извора. Током еволуције у кожи човека су се развили специфични заштитни механизми који се супротстављају штетном дејству UV зрачења. Међутим, ови механизми су ограниченог капацитета и исцрпљују се још током детињства, нарочито при излагању већим дозама UV зрачења. Најбоља мера заштите у случају вештачких извора зрачења, нпр. соларијума, је не излагати се том зрачењу, а у случају професионалне изложености, придржавање упутстава за заштиту на раду.

Једна од превентивних мера заштите од дејства UV зрачења, јесте и адекватна информисаност јавности о штетним ефектима и одговарајућим мерама заштите. Недовољна обавештеност о потреби за опрезнијим сунчањем, потенцијалним штетним ефектима и начинима заштите, основни су узрок појаве малигнух обољења, која су данас све присутнија.

Кожа се најбоље штити одећом. Међутим, треба водити рачуна да та одећа буде лагана и пријатна за тело. Најадекватније су широке мајице, панталоне и шешири са широким ободом. Шешир штити очи, лице, врат, уши. Сенка је такође добар вид заштите, али она не пружа потпуну заштиту већ само ону од директног зрачења. Изузетно важна мера заштите је избегавање сунчања у периоду дана од 11 до 16 сати током летњих месеци. Мала деца и бебе не би требало да се излажу UV зрачењу у периоду између 10 и 17 сати. Делови коже који нису покривени одећом треба да се заштите применом заштитних препарата који садрже супстанце које апсорбују у UV-A и UV-B области. Постоје два типа заштите коже: изнутра и споља.

Орална средства заштите од зрачења, тзв. системска фотозаштита, су најчешће комбинације витамина и других материја које имају антиоксидационо дејство. Ту спадају природни облици витамина Е, витамин Ц, минерали као што су селен, цинк, бакар, гвожђе и друго. Примењују се неколико недеља пре летовања да би се допуниле заштитне компоненте у организму. Ови препарати имају превентивно дејство и нису сами по себи довољни.

Козметички препарати који се наносе споља имају задатак да спрече штетно дејство UV зрачења на кожу. Савремени препарати за заштиту од UV зрачења представљају врло сложене производе са вишеструким дејством. Они истовремено штите, хране, влаже и негују кожу.

Препарати за заштиту коже од UV зрачења морају испунити следеће захтеве:

- да имају широк спектар заштите (ефикасну заштиту од зрачења из комплетног UV спектра);
- да имају минималан иритациони потенцијал (минималне концентрације конзерванаса, парфема, антиоксиданаса, емулгатора);
- да су нетоксични;
- да се брзо и лако наносе на кожу;

- да су водоотпорни, супстативни са кожом и фотостабилни;
- да садрже компоненте које влаже, хране и негују кожу;
- да су неиспарљиви и да не боје одећу;
- да имају приступачну цену на тржишту, како би били доступни што већем броју људи.

Основно својство козметичких препарата који се наносе споља је дефинисано као заштитни фактор (*Sun Protection Factor* [SPF]). Представља бројну вредност која показује колико се пута дуже може боравити на Сунцу уз примену препарата, у односу на стање без њега, а да не дође до појаве црвенила. С обзиром да прати појаву црвенила, ова метода говори само о заштити коју препарат обезбеђује од UV-B зрачења. Иако је UV-A хиљаду пута слабије способности да изазове црвенило од UV-B зрачења и оно изазива читав низ нежељених ефеката. На препаратима који штите и од UV-A зрачења постоји посебна напомена. Основни састојци ових препарата су заштитни филтри који апсорбују или рефлектују зрачење UV области. Веома је битно користити заштитна средства током читаве године, а не само лети и за време сунчаних дана када је осетилни фактор присутан.

Да бисмо конвертовали UV индекс у број минута који је потребан да кожа почне да црвени може се употребити табела 8.

Табела 8. Максимално време излагања

Тип коже	Максимално време излагања (минути)
I	67/UVI
II	100/ UVI
III	200/ UVI
IV	300/ UVI

извор: Van der A, Piters, Valks, van Geffen & Zehner (2000)

Према табели 8 при вредности UV индекса 4 и типу коже II кожа ће почети да црвени после 25 минута сунчања ($100/4 = 25 \text{ min}$). Ако се користи лосион за сунчање помножи се број минута са заштитним фактором. На пример, ако се користи лосион са заштитним фактором 6 кожа ће почети да црвени након 150 минута ($6 \times 100/4 = 150 \text{ min}$).

Очи се штите коришћењем сунчаних наочара које осим заштите од видљивог дела спектра, садрже UV-B и UV-A филтере. Коришћење наочара које имају само заштиту од видљивог дела спектра је штетно јер се услед слабог интензитета светла зеница шири и на тај начин већа количина штетног UV зрачења продире у око. Према директиви Европске Заједнице, 89/686/СЕЕ, произвођачи требају да ставе категорију заштите стакла на предњу страну наочара. За општу употребу се препоручује категорија 3, а за активности високог ризика као што су планинарење или једрење препоручује се категорија 4. Због бочне изложености препоручује се коришћење наочара које имају заштиту са стране.

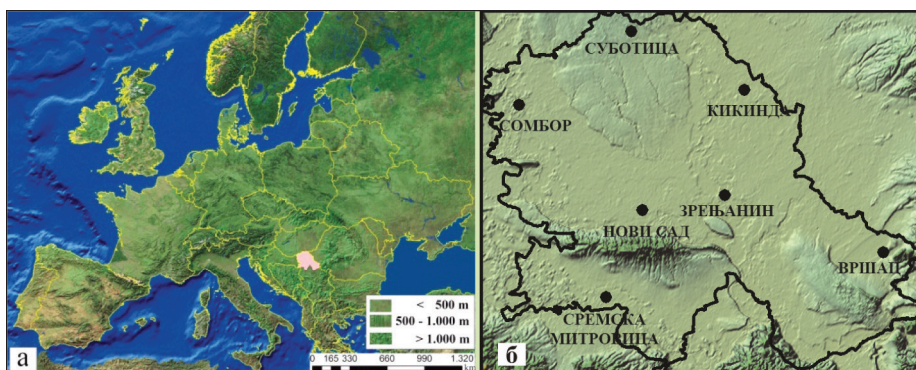
2.1.7 Материјал и методе рада

У овом истраживању усмерили смо се на реконструкцију дневних доза еритемалног UV зрачења јер се оне у јавности најчешће користе као UV индекс и могу бити употребљене за израчунавање месечних и годишњих доза, што их чини погодним за проучавање дугорочних ефеката сунчевог UV зрачења на животну средину.

Техника реконструкције подразумева извођење емпиријске формуле за процену дневних еритемалних UV доза помоћу релативних вредности дневног глобалног зрачења у свим условима облачности. Извођење емпиријске формуле за реконструкцију је урађено на основу података о (а) UV индексу мереним „Yankee UVB1“ биометром у Новом Саду и (б) података о дневном трајању сунчевог сјаја мереним хелиографом Кембел-Стокса и облачности мереним на метеоролошкој станици Римски Шанчеви и дневним вредностима укупног атмосферског озона мереним инструментима постављеним на сателитима.

2.1.7.1 Опис мерних места и употребљених података

У оквиру мреже метеоролошких станица Републичког хидрометеоролошког завода Србије глобално зрачење се не мери па су за извођење емпиријске формуле коришћени подаци алтернативних метеоролошких променљивих на основу којег га је могуће проценити, односно подаци о дневном трајању сунчевог сјаја и средњој дневној облачности. Ови подаци преузети су за седам метеоролошких станица у Војводини: Нови Сад (Римски Шанчеви), Суботица, (Палић), Сомбор, Сремска Митровица, Зрењанин, Кикинда и Вршац чији је положај приказан на скици 27.



Скица 27. Регион Војводине у Европи (а), (извор: Malinovic-Milicevic, Mihailovic, Lalic & Dreskovic, 2013), и 7 насеља у Војводини обухваћена истраживањем (б)

Метеоролошка станица Римски Шанчеви налази се на 86 метара надморске висине. Координате станице су $45^{\circ}20'$ с.г.ш. и $19^{\circ}51'$ и.г.д. Коришћени су низови података о дневном трајању сунчевог сјаја и о средњој дневној облачности у периоду од 1. јануара 1981. до 31. децембра 2012. године.

Метеоролошка станица Палић налази се на 102 метра надморске висине. Координате станице су $46^{\circ}06'$ с.г.ш. и $19^{\circ}46'$ и.г.д. Коришћени су низови података о дневном трајању сунчевог сјаја и о средњој дневној облачности у периоду од 1. јануара 1981. до 31. децембра 2012. године, са повременим прекидима мерења оба параметра.

Метеоролошка станица Сомбор налази се на 88 метара надморске висине. Координате станице су $45^{\circ}47'$ с.г.ш. и $19^{\circ}05'$ и.г.д. Коришћени су низови података о дневном трајању сунчевог сјаја и о средњој дневној облачности у периоду од 1. јануара 1981. до 31. децембра 2012. године.

Метеоролошка станица Сремска Митровица налази се на 81 метар надморске висине. Координате станице су $44^{\circ}58'$ с.г.ш. и $19^{\circ}38'$ и.г.д. Коришћен је низ података о дневном трајању сунчевог сјаја у периоду од 7. јуна 1989. године до 31. децембра 2008. године, као и подаци о средњој дневној облачности у периоду од 1. јануара 1981. до 31. децембра 2012. године.

Метеоролошка станица Зрењанин налази се на 80 метара надморске висине. Координате станице су $45^{\circ}24'$ с.г.ш. и $20^{\circ}21'$ и.г.д. Коришћени су низови података о дневном трајању сунчевог сјаја и о средњој дневној облачности

у периоду од 1. јануара 1981. до 31. децембра 2012. године, са повременим прекидима мерења оба параметра.

Метеоролошка станица Кикинда налази се на 81 метар надморске висине. Координате станице су $45^{\circ}51'$ с.г.ш. и $20^{\circ}28'$ и.г.д. Коришћени су низови података о дневном трајању сунчевог сјаја и о средњој дневној облачности у периоду од 1. јануара 1981. до 31. децембра 2012. године.

Метеоролошка станица Вршац налази се на 84 метра надморске висине. Координате станице су $45^{\circ}09'$ с.г.ш. и $21^{\circ}19'$ и.г.д. Коришћени су низови података о дневном трајању сунчевог сјаја и о средњој дневној облачности у периоду од 1. јануара 1981. до 31. децембра 2012. године, са повременим прекидима мерења оба параметра.

Као што је већ поменуто, UV индекс се мери „Yankee UVB-1“ биометром који је власништву је Департмана за физику у Новом Саду и који је постављен на крову Пољопривредног факултета кампуса Универзитета у Новом Саду. Коришћен је низ података у интервалима од 10 минута од 25. априла 2003. до 31. децембра 2012. године, са повременим прекидима мерења.

Подаци о дневним вредностима укупне дебљине озона за период 1981-2012. година преузети су из база података NASA-е и ESA-е.

Подаци о дневном трајању сунчевог сјаја и средњој дневној облачности су прегледани у погледу ваљаности и континуитета и формирано је седам посебних фајлова за даљу обраду. За период 1981-2012. година низови података за оба параметра су потпуни за станице Римски Шанчеви, Кикинда и Сомбор. У низовима података за Сремску Митровицу недостаје део мерења о дневном трајању сунчевог сјаја, док су за станице Палић, Вршац и Зрењанин констатовани повремени прекиди мерења оба параметра. Подаци о десетоминутним вредностима UVI аутоматски се уписују у једнодневне датотеке, што је непрактично за даљу обраду, па је прво формирана јединствена датотека у којој су смештена сва мерења. Затим су уклоњене вредности за које је примећено да је UVI превелик или премали.

2.1.7.2 Техника за реконструкцију дневних доза еритемалној UV зрачења

Емпиријска формула за процену дневних еритемалних UV доза изведена је на основу линеарне регресионе анализе између релативних дневних доза еритемалног UV зрачења (ERY_M/ERY_0) и релативних дневних доза глобалног зрачења (G_M/G_0).

Дневне дозе мереног еритемалног UV зрачења (ERY_M) израчунате су интеграцијом мерених десетоминутних вредности у току обданице за период април 2003 – децембар 2012. године. Мерене вредности еритемалног UV зрачења израчунате су дељењем мереног UV индекса са 40. За исти период, за услове ведрога неба, израчунате су максималне дневне дозе еритемалног UV зрачења (ERY_0) уз помоћ модела НЕОПЛАНТА користећи податке о укупном атмосферском озону. Модел је рачунао вредности интензитета еритемалног UV зрачења на сваких пола сата, које су затим интегрисане у току обданице. У свим симулацијама коришћени су метеоролошки профили стандардне атмосфере и асфалт као подлога. Ваздух Новог Сада због терена на коме се налази садржи много честица леса, али и чађи, због присуства рафинерије, па је стога претпостављен континентални просечни тип аеросола. Претпостављено је да су сви улазни параметри константни током читавог дана.

Дневне дозе глобалног зрачења (G_M) израчунате су употребом података о дневном трајању сунчевог сјаја и средње дневне облачности употребом Прескотове формуле (Coulson, 1975). Према тој формули дневна доза глобалног зрачења (G_M) зависна је од дневне суме сунчевог зрачења која стиже на врх атмосфере, G_a и релативног дневног трајања сунчевог сјаја, S_r :

$$G_M = G_a (a + bS_r) \quad (41)$$

где су a и b емпиријски коефицијенти за дату станицу. У формули (41) уместо релативног дневног трајања сунчевог сјаја, S_r може се употребити и средња дневна облачност C у скали од 1 до 10 (Mihailovic & Acs, 1984). Пошто на појединим станицама постоје повремени прекиди мерења и дневног трајања сунчевог сјаја и средње

дневне облачности, када је то било могуће, вредности глобалног зрачења израчунате су употребом дневног трајања сунчевог сјаја, а у недостатку ових података, глобално зрачење је рачунато употребом средње дневне облачности.

Дневна сума сунчевог зрачења која стиже на врх атмосфере, G_a изражена у MJm^{-2} , је израчуната следећом формулом (Duffie & Beckman, 1994)

$$G_M = \frac{24 * 3,6 * 10^{-3} S_0}{\pi} \left(1 + 0,033 \cos \left(360 \frac{J}{365} \right) \right) \cos \phi \cos \delta \sin \omega + \omega \sin \phi \sin \delta \quad (42)$$

где је S_0 соларна константа при средњем растојању Земље од Сунца, J је редни број дана у години, ϕ је географска ширина локације, δ је деклинациони угао а ω је угао заласка Сунца. Деклинациони угао δ , изражен у радијанима, је израчунат следећом формулом (Allen, Pereira, Raes & Smith, 1998):

$$\delta = 0,409 \sin \left(\frac{2J\pi}{365} - 1,39 \right) \quad (43)$$

док је угао заласка Сунца ω , изражен у радијанима, израчунат уз помоћ формуле (Allen et al., 1998)

$$\omega = \cos^{-1}(-\tan \phi \tan \delta) \quad (44)$$

Релативно дневно трајање сунчевог сјаја, S_r , представља однос дневног трајања сунчевог сјаја S и максимално могућег (потенцијалног) дневног трајања сунчевог сјаја S_0 тј.

$$S_r = \frac{S}{S_0} \quad (45)$$

За израчунавање потенцијалног дневног трајања сунчевог сјаја S_0 израженог у сатима употребљена је следећа формула (Duffie & Beckman, 1994; Akpabio, 1992)

$$S_0 = \left(\frac{180}{\pi} \right) \left(\frac{2}{15} \right) \times \omega \quad (46)$$

Емпиријски коефицијенти a и b у формули (41) зависе од географског положаја места за које се одређују. Физички смисао коефицијента a је да представља однос сунчевог зрачења које стигне до Земљине површине и сунчевог зрачења које стиже на врх атмосфере у току потпуно облачног дана, док физички смисао збира ова два коефицијента $a+b$ је да представља однос исте ове две величине, али у току потпуно безоблачног дана. За израчунавање глобалног зрачења за све локације коришћени су емпиријски коефицијенти за подручје Новог Сада (табела 9), за три временска периода у години. Максималне дневне дозе глобалног зрачења (G_0) такође су израчунате употребом формула (41) – (46).

Табела 9. Вредности емпиријских коефицијената a и b у Прескотовој формули за Нови Сад за различите временске периоде у години (I) уз употребу релативног дневног трајања сунчевог сјаја и (II) средње дневне облачности.

	Октобар - Март		Април – Јун		Јул - Септембар	
	a	b	a	b	a	b
I	0,230	0,610	0,260	0,530	0,320	0,400
II	0,780	-0,054	0,790	-0,048	0,730	-0,025

Између релативних дневних доза еритемалног UV зрачења (ERY_M/ERY_0) и релативних дневних доза глобалног зрачења (G_M/G_0) установљена је позитивна линеарна корелација у форми $(ERY_M/ERY_0) = a_1(G_M/G_0) + b_1$, где су a_1 и b_1 емпиријски коефицијенти (скица 28). Коефицијенти линеарне функције, a_1 и b_1 израчунати су применом методе најмањих квадрата следећим формулама

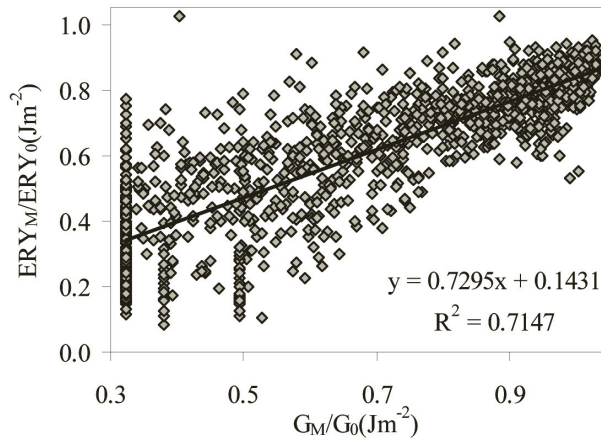
$$a_1 = \frac{n \sum_{i=1}^n x_i y_i - \sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n y_i}{n \sum_{i=1}^n x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2}, \quad (47)$$

$$b_1 = \frac{\sum_{i=1}^n x_i^2 \sum_{i=1}^n y_i - \sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n x_i y_i}{n \sum_{i=1}^n x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2} \quad (48)$$

где x_i и y_i представљају вредности променљивих, $x = (G_M/G_0)$ и $y = (ERY_M/ERY_0)$ за сваки дан, док n представља број података. Изведена формула за процену dnevnih еритемалних UV доза има следећи облик

$$ERY_R = ERY_0(0.7295 \frac{G_M}{G_0} + 0.1431) \quad (49)$$

где се ERY_R односи на реконструисане вредности dnevnih доза еритемалног UV зрачења.



Скица 28. Корелација између релативних дневних доза еритемалног UV зрачења (ERY_M/ERY_0) и релативних дневних доза глобалног зрачења (G_M/G_0)

Верификација конструисане формуле извршена је на два сета података. Уз помоћ формуле (49) израчунате су вредности ERY_R за (а) период развоја формуле, на основу којег је формула конструисана, (вредности за 1302 дана мерене између априла 2003. године и децембра 2008. године) и (б) период тестирања формуле, који обухвата 962 дана у периоду 2009-2012 година. Анализа је извршена за 4 годишња доба: пролеће (март-мај), лето (јун-август), јесен (септембар-новембар) и зима (децембар-фебруар). У

циљу квантитативне анализе добијених резултата употребљене су средња квадратна грешка (RMSE) и средња системска грешка (MBE) изражене у процентима (Batlles et al., 2008), као и Пирсонов коефицијент корелације (R):

$$\text{RMSE}(\%) = 100 \frac{\left(\sqrt{\frac{\sum (\text{ERY}_E - \text{ERY}_M)^2}{N}} \right)}{\overline{\text{ERY}_M}}, \quad (50)$$

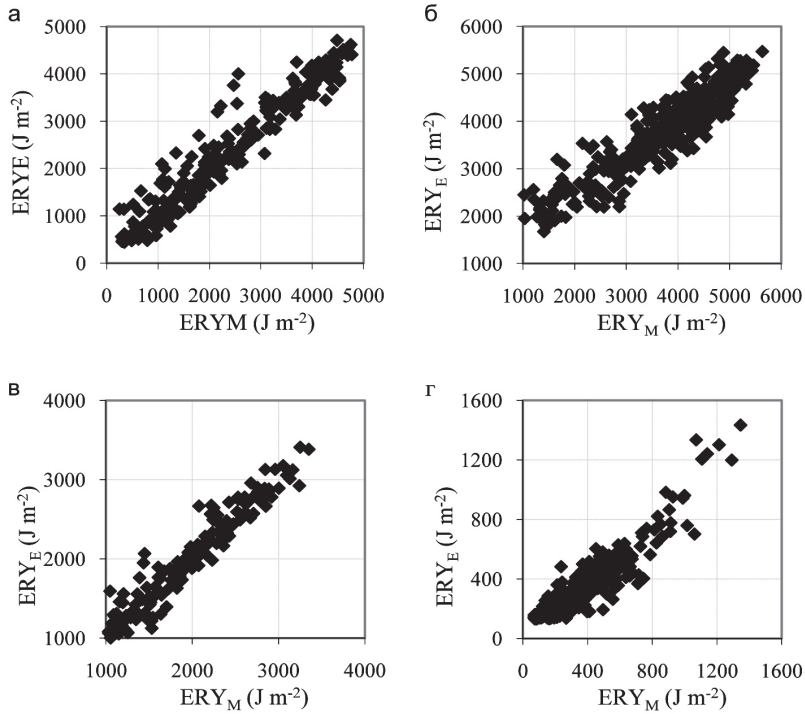
$$\text{MBE}(\%) = 100 \frac{\left(\frac{\sum \text{ERY}_E - \text{ERY}_M}{N} \right)}{\overline{\text{ERY}_M}} \quad \text{и} \quad (51)$$

$$R = \frac{\sum (\text{ERY}_E - \overline{\text{ERY}_E})(\text{ERY}_M - \overline{\text{ERY}_M})}{\sqrt{\sum (\text{ERY}_E - \overline{\text{ERY}_E})^2 \sum (\text{ERY}_M - \overline{\text{ERY}_M})^2}}. \quad (52)$$

У формулама (50) - (52) N је укупан број података, а водоравна линија изнад знака означава просечну вредност. Средња системска грешка представља одступање израчунатих вредности од мерених и даје информацију о томе да ли техника прецењује или подцењује мерене вредности. Средња квадратна грешка је повезана са дисперзијом података, а њене ниске вредности указују на добро слагање израчунатих и осмотрених вредности. Пирсонов коефицијент корелације већи од 0,7 указује на снажну корелацију, а нижи од 0,4 на слабу (Раич, 2005).

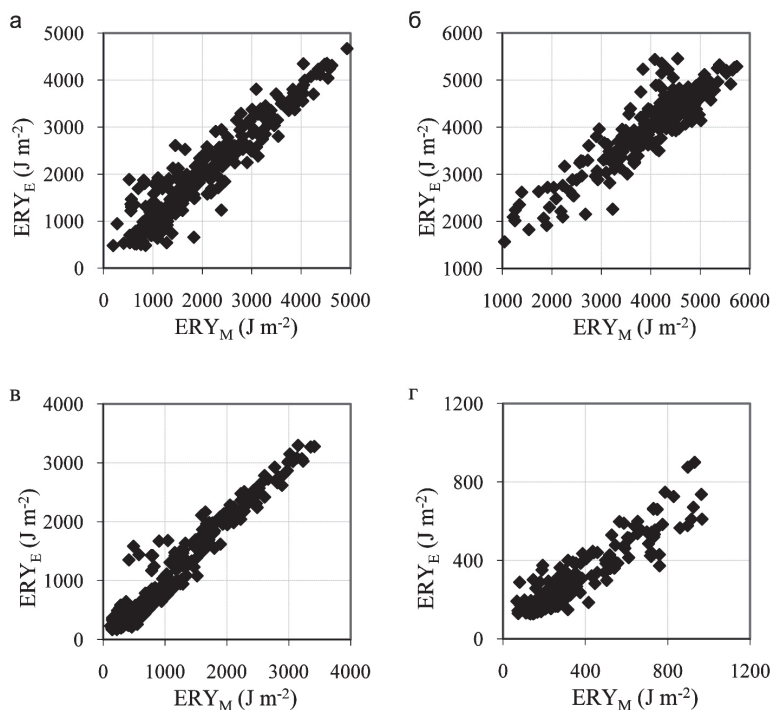
Скица 29 (период развоја формуле) и скица 30 (период тестирања формуле) представљају однос између мерених вредности еритмалног UV зрачења и вредности израчунатих формулом (49) за четири годишња доба. Статистички параметри за дневне дозе еритмалног UV зрачења приказани су у табели 10.

Да би испитали квалитет наше технике, упоредили смо је са још две сличне технике за реконструкцију UV доза. Lindfors & Vuilleumier (2005) је за реконструкцију као улазне податке користио дневно трајање сунчевог сјаја и дебљину снежног покривача, а Rieder et al. (2008) мерења глобалног зрачења. Вредности R које су добијене поменутиим техникама биле су у распону од 0,96-0,99 и 0,95-0,98, редом, што је за мало боље од вредности нашег метода (0,91-0,97). Вредности RMSE су се код Lindfors & Vuilleumier (2005) кретале од 18% (пролеће) до 30% (јесен), а код Rieder et al. (2008) између 13% (пролеће) и 26% (зима).



Скица 29. Корелација између осмотрених (ERY_M) и израчунатих (ERY_E) вредности еритмалног UV зрачења у Новом Саду за период развоја формуле (2003-2008) за а) пролеће, б) лето, в) јесен и г) зиму

Када се вредности RMSE из табеле 10 упореде са RMSE добијене путем друге две технике, видимо да за пролеће и лето наша техника даје боље резултате. Вредности RMSE добијене нашом техником за јесен су много боље од оних добијених техником коју су користили Lindfors & Vuilleumier (2005) и у нивоу су са вредностима добијених техником коју су користили Rieder et al. (2008). Поређење вредности МВЕ са обе технике показује боље резултате за пролеће и лето, сличне резултате за јесен и лошије за зиму. Лошији резултат наше технике у току зиме у односу на технику развијену од стране Lindfors & Vuilleumier (2005), може се приписати чињеници да наша техника не узима у обзир утицај високих вредности рефлексије са површине током дана са снежним покривачем. Слабије слагање наше технике, такође само током зиме, са резултатима које су добијени техником коју су користили Rieder et al. (2008) може се приписати чињеници да је у другом истраживању глобално зрачење мерено, а не израчунавано као код нас.



Скица 30. Корелација између осмотрених (ERY_M) и израчунатих (ERY_E) вредности еритмалног UV зрачења у Новом Саду за период тестирања формуле (2009-2012) за а) пролеће, б) лето, в) јесен и г) зиму

Треба истаћи и чињеницу да су у нашем истраживању коришћени подаци мерени инструментима који нису стајали један поред другог, што такође може да утиче на ваљаност. Свеукупна анализа показује да се наша техника може упоредити са техникама приказаним у две поменуте студије и да су укупне перформансе веома добре за пролеће, лето и јесен. Прецизност реконструкције је мања у току зиме, али такође задовољавајућа. На основу добијених резултата може да се закључи да емпиријска формула (49) може да буде употребљена за грубу процену дневних сума еритмалног UV зрачења на подручју Војводине на местима и у времену када оно није мерено.

Табела 10. Статистички параметри израчунатих вредности за Нови Сад за периоде развоја (2003-2008) и тестирања (2009-2012) формуле

	RMSE (%)		MBE (%)		R	
	2003-2008	2009-2012	2003-2008	2009-2012	2003-2008	2009-2012
пролеће	15,65	16,83	0,03	-0,41	0,95	0,94
лето	12,78	11,47	2,89	1,28	0,92	0,91
јесен	18,99	16,72	4,20	1,85	0,96	0,97
зима	26,01	31,33	-7,39	-12,85	0,91	0,92

Изведена формула је коришћена за реконструкцију UV доза у Новом Саду за период 1981-2002. година и за попуњавање података који недостају у периоду 2003-2012. година. Такође, изведена формула послужила је да се израчунају дневне дозе еритемалног UV зрачења за још шест места у региону Војводине у периоду 1981-2012. година.

2.2 Топлотни таласи

2.2.1 Дефиниција топлотних таласа

Екстремни климатски догађаји, као што су дужи периоди високих температура, веома су важан аспект климатских промена зато што су екосистем и друштво на њих веома осетљиви. Они утичу на здравље људи, пољопривредну производњу, ресурсе воде и потрошњу енергије па је то разлог што су веома често проучавани (Zacharias, Koppe & Mücke, 2015; Unkasevic & Tosic, 2009; Bartha, Pongracz & Bartholy, 2012; Amengual et al., 2014; Malinovic-Milicevic, Radovanovic, Stanojevic & Milovanovic, 2015b; Malinovic-Milicevic, 2013).

Иако не постоји универзална дефиниција топлотног таласа (Souch & Grimmond, 2006; Meehl & Tebaldi, 2004; Robinson, 2001; WHO, 2009), топлотни талас се може посматрати као дужи временски период веома високих температура. Универзална дефиниција није нити могла бити усаглашена јер дефиниција топлотног таласа у великој мери зависи од земље и региона где се примењује због различитих климатских зона, распореда водених површина и орографије (Baccini et al., 2008; Gosling, McGregor & Páldy, 2008; Ebi and Meehl, 2007; Schär et al, 2004; Palecki, Changnon & Kunkel, 2001; Hurth, Kyselý & Pokorná, 2000). Наводимо неколико најчешће употребљаваних дефиниција:

- EuroHEAT, пројекат суфинансиран од стране Генералног директората Европске комисије за здравље и заштиту потрошача са циљем да се реакцијом на временске екстреме, а посебно на топлотне таласе, побољша јавно здравље (WHO, 2009) дефинисао је термин топлотни талас за девет европских градова као период од најмање два дана у току којег су максимални топлотни индекс и минимална температура изнад 90-тог перцентиља своје месечне дистрибуције.
- Светска метеоролошка организација дефинише топлотни талас као период времена од најмање шест узастопних дана у којима максимална дневна температура за 5 °C прелази просечну максималну температуру референтног периода 1961-1990. година (Frich et al., 2002).
- У Сједињеним Америчким Државама, Национална метеоролошка служба дефинише топлотни талас као период од најмање два узастопна дана током којих највиши дневни и најнижи ноћни топлотни индекс прелази прагове топлотног стреса од 41 °C и 27 °C, респективно (Robinson, 2001).
- Тим експерата за детекцију климатских промена и индексе (*Expert Team on Climate Change Detection and Indices* [ETCCDI]) Светске метеоролошке организације дефинисао је 27 индекса који се могу пратити у различитим климатским регионима (WMO, 2009). Један од њих је индекс трајања топлог времена (*Warm Spell Duration Index* [WSDI]) који је дефинисан као период времена од најмање шест узастопних дана током којег је максимална дневна температура изнад 90-тог перцентиља максималне дневне температуре израчунате за петодневни период центриран на сваки календарски дан током референтног периода 1961-1990. година.
- У Холандији, топлотни талас дефинише се као период од најмање пет узастопних дана у којима максимална температура прелази 25 °C, укључујући најмање три дана са максималном температуром преко 30 °C (Huynen, Martens, Schram, Weijenberg, & Kunst, 2001).
- У Канади, топлотни талас дефинише се као период од три или више узастопних дана у којима је максимална температура већа или једнака 32 °C (Environment Canada, 2004).

- Najat et al. (2002) дефинишу топлотни талас као период од најмање пет узастопних дана у којима поравнати 3-дневни покретни просек просечних температура прелази 97-и перцентил просечне температуре за цео период.
- Beniston (2004) дефинише топлотни талас као период времена од најмање три узастопна дана у којима максимална температура премашује 90-и перцентил летњих максималних температура.
- Gosling, McGregor & Páldy (2007) дефинишу топлотни талас као период у трајању три или више узастопних дана у којима је дневна максимална температура једнака или већа од 95-ог перцентила летње максималне температуре током целог периода евиденције.

2.2.2 Термофизиологија

Да би осигурао функционисање унутрашњих органа и мозга за човека је пресудно да температуру унутрашњих органа и мозга одржи сталном, у опсегу од 36,5 до 37,5°C. Да би се одржала стална температура тела, производња и губитак топлоте мора бити уравнотежен. Енергетска размена се одвија двосмерним и једносмерним процесима. Двосмерни процеси су конвекција - струјање (C_v), кондукција - провођење (C_p) и зрачење (R), док су једносмерни метаболички процеси (M), мишићна активност (W) и испаравање (E). Конвекција и кондукција уклањају топлоту са тела када је температура ваздуха мања од температуре коже и прикупљају се из околине када је температура околине већа. Зрачење обухвата укупно зрачење које из окружења стиже до тела као и дуготаласно зрачење које тело одаје. Метаболичким процесима и мишићном активношћу организам ствара унутрашњу топлоту, док је испаравање основни механизам за губитак. Набројани процеси одређују укупну промену топлоте тела, односно топлотни биланс, (ΔS), који може да се изрази следећом формулом:

$$\Delta S = M + W + C_v + C_p + R + E \quad (53)$$

Када је укупни топлотни биланс позитиван, телесна температура ће расти, а опадаће када је негативан. Тело у стању мировања највише топлоте губи израчивањем (60%), док се приликом активности 80% топлоте губи испаравањем (табела 11). Да би размена била ефикасна између површине коже и атмосферског окружења морају постојати снажни градијенти температуре и влажности.

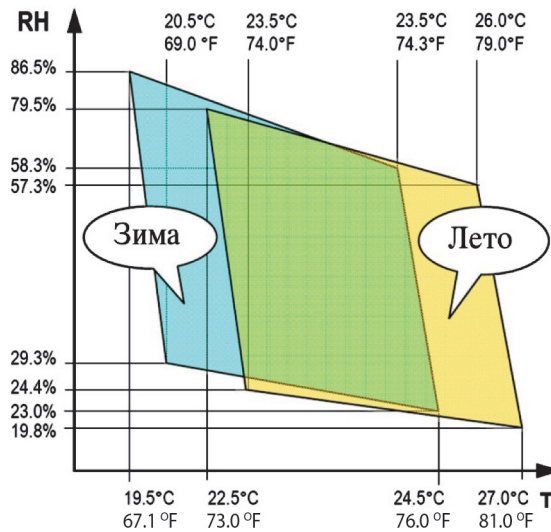
Табела 11. Процењени губитак топлоте приликом одмора и током физичке активности приликом које организам има доток кисеоника 70% од максималног

Механизми губитка топлоте	Одмор		Вежба	
	%	Kcal/min	%	Kcal/min
Кондукција и конвекција	20	0,3	15	2,2
Зрачење	60	0,9	5	0,8
Испаравање	20	0,3	80	12

извор података: Aziz (2002)

За време трајања топлотног таласа околна температура је већа од температуре коже (32-33 °C), а једини механизам за губитак топлоте је испаравање. Када зној испарава са површине коже, за сваки грам воде која испари отклони се 0,58 Kcal топлоте (Knochel & Reed, 1994; Guyton & Hall, 2000). Што је температура ваздуха већа од телесне температуре, основни механизам за губитак топлоте, испаравање, је веће. Са друге стране када је влажност ваздуха повишена, испаравање и губитак топлоте су смањени. Испаравање губи на ефикасности у условима слабе циркулације ваздуха, односно када нема ветра, и када је тело покривено уском одећом која спречава да се засићен ваздух удаљава од коже.

Топлотна удобност или комфор је субјективна категорија и дефинисан као задовољство топлотним окружењем (ASHRAE, 1966; ISO 7730, 1984). На основу ове дефиниције топлотни комфор у просторији представља окружење у којој је 80% људи који седе или су благо активни задовољно топлотним условима. Прихватљива температура удобног окружења у климатским условима приказана на скици 31 је мало већа лети него зими и износи 22,5 - 27,0 °C лети и 19,5 - 24,5 °C зими (ASHRAE, 1992). Fanger (1970) је дефинисао три параметра која је потребно да се задовоље да би особа била у топлотном комфору: (а) тело у топлотној равнотежи; (б) брзина знојења у комфорним границама и (в) телесна температура у комфорним границама. Ови начелни захтеви за одређивање топлотног комфора могу да се изразе мерљивим изразима, а то су: унутрашња температура тела у оквиру веома уског опсега 36,5 - 37,5 °C, температура коже на екстремитетима 30 °C и 34 - 35 °C на трупу и глави и да се тело не зноји. Било какво одступање од ових услова доводи до неугодности. У формули (53) топлотна удобност ће бити постигнута када је $\Delta S = 0$, односно када је брзина губитка топлоте зрачењем и конвекцијом и кондукцијом једнака брзини производње топлоте метаболичким процесима и мишићном активношћу.



Скица 31. Зона топлотне удобности (извор: ASHRAE, 1992)

2.2.3 Веза између температуре и здравља

Здравље људи током топлог времена, за време топлотних таласа зависи од нивоа изложености (времена изложености, учесталости, интензитета и трајања топлотног таласа), демографског профила изложеног становништва, осетљивости становништва (хроничних болести, лекова које употребљавају итд.) и предузетих мера.

2.2.3.1 Болести узроковане високим температурама

Високе температуре могу да утичу и на ментално и на физичко стање човека. Почетне менталне реакције тела на топлотни стрес су бес, агресија, промене расположења и депресија, док су физичке реакције убрзан рад срца, знојење, неравнотежа соли и воде у организму и промене у циркулацији. Најранији симптом топлотног напора је обично главобоља, а затим и грчење мишића, промена у ритму дисања и пулсу, отежано дисање, слабост и вртоглавица. Са продужавањем времена изложености симптоми се погоршавају, а може да се јави и збуњеност, хладна и лепљива кожа и престанак дисања. Одређене кардиоваскуларне и респираторне болести могу да се погоршају у веома топлом окружењу јер тело као приоритет ставља терморегулацију (Parsons, 2003). На топлотни стрес најосетљивије су старе особе, особе које нису у доброј физичкој кондицији и особе са повишеном телесном тежином.

Табела 12.Симптоми и механизми настанка болести изазваних виоким температурама

Здравствено стање	Симптоми и механизми настанка
Топлотни осип	<p>Мале црвене папуле које сврбе могу се појавити на лицу, врату, горњем делу груди, испод дојки и у подручју препона. Погоршава се када зној не може да испарава. Могу се јавити у било ком животном добу, али најчешће код мале деце. Моће се развити инфекција стафилококама.</p> <p>Погодује им топло и влажно време током којег се човек интензивно зноји.</p>
Топлотни едем	Едем доњих екстремитета, обично зглобова, јавља се на почетку летње сезоне. Високе температуре узрокују задржавање воде и соли у екстремитетима, што изазва оток.
Топлотни колапс	Подразумева кратак губитак свести или вртоглавицу услед наглог устајања. Чест је код пацијената са кардиоваскуларним обољењима или код оних који узимају диуретике, а најчешће се јављају пре него што се организам аклиматизује на топлотне услове. Приписује се дехидратацији, ширењу периферних крвних судова и смањеним венским повратком што резултира смањеним срчаним радом.
Топлотни грчеви	Болни мишићни спазми који се најчешће јављају у ногама, рукама или стомаку. Обично се јављају при већим физичким напорима. Јављају се у току, али и после физичких напора. Резултат су смањења концентрације натријум хлорида испод одређене границе.
Топлотна исцрпљеност	Симптоми укључују интензивну жеђ, слабост, нелагодност, узнемиреност, вртоглавицу, несвестицу и главобољу. Унутрашња температура може бити нормална, мало снижена или нешто повишена (мање од 40 °C). Дисање је брзо и плитко, а притисак низак. Нема промена менталног статуса. Исцрпљеност је резултат смањења обима телесних течности и неравнотеже електролита услед дехидратације.
Топлотни удар	Топлотни удар је најређи али и најтежи поремећај до којег долази услед високих температура који често има за резултат смрт, нарочито ако лечење није започето на време. Може да се деси изненада али и после упозоравајућих знакова као што су раздражљивост, вртоглавица и збуњеност. Узрокује поремећај централног нервног система, а карактеришу га трзавице, проширене зенице, повећање унутрашње температуре до и преко 41 °C и топла сува кожа.

Болести узроковане топлотом испољавају се на различите начине. Претерана топлота може да изазове топлотни удар, топлотну исцрпљеност, топлотне грчеве, топлотни едем и топлотни осип. Може изазвати озбиљну дехидратацију, акутне цереброваскуларне проблеме и допринети тромбогенези. Дехидратација се јавља када је губитак воде испаравањем већи од уноса. Жеђ не мора увек бити веродостојан показатељ дехидрираности, а клинички показатељи су недостатак мокрења и промене у менталном стању човека. Несвестица је резултат пада крвног притиска до којег може доћи боравком у веома топлом окружењу. Болести узроковане топлотом могу додатно погоршати хроничне плућне болести, срчане болести, поремећаје бубрега и психијатријске болести (види табелу 12).

2.2.3.2 Фактори који повећавају ризик од болести изазваних топлотом

Добро опште здравствено стање у великој мери смањује ризик од појаве болести изазваних топлотом и ублажава последице истих. Болести кардиоваскуларног система водећи су узрок смрти током топлотних таласа. Због тога је здравље кардиоваскуларног система од суштинског значаја за одржавање телесне температуре за време топлотног стреса. Ипак, и друга обољења (дијабетес, цистична фиброза, склероза, неуролошки поремећаји болести бубрега и слично) сматрају се потенцијалним здравственим ризиком за време топлотних таласа.

Лекови су често повезани са високим морбидитетом и морталитетом за време топлотних таласа (Kaiser et al., 2001; Bretin, Vandentorren, Zeghnoun & Ledrans, 2004). Могу да ометају терморегулаторне и кардиоваскуларне одговоре на излагање претераној топлоти и изазову хипертермију и срчани удар (Vassallo & Delaney, 1989; Martinez, Martinez, 2002). Лекови такође могу погоршати клиничке манифестације болести изазваних топлотом.

Понашање људи утиче на изложеност топлоти и осетљивост на топлоту. Људи који се преоптереће током рада или вежбања могу постати дехидрирани и подложни болестима изазваним топлотом, па чак и смрти. Слично томе, веома млади или веома стари људи могу бити у повећаном ризику због неадекватног уноса течности.

Научни докази који говоре у прилог повезаности социо-економских и демографских фактора са болестима изазваним топлотом су још увек ограничени (Rey et al., 2009). Иако се неки резултати истраживања

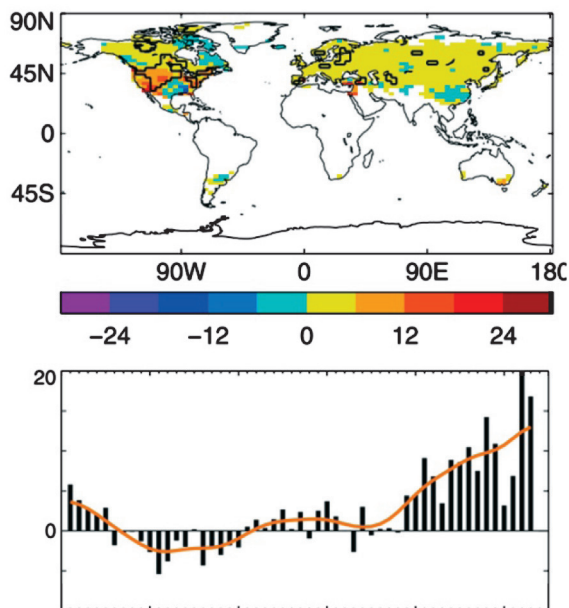
спроведених у Европи и Северној Америци разликују, и једни и други се слажу да високе температуре имају највећи утицај на старију популацију, као и да је утицај на одрасле и децу такође видљив. Старост смањује отпорност на топлоту, повећава праг осетљивости за жеђ, одлаже покретање механизма за знојење и смањује број знојних жлезда. Поред тога, старији људи чешће болују од других болести, употребљавају више лекова а физичко и когнитивно стање им је погоршано што их чини мање отпорним на болести изазване топлотом. Када је у питању утицај топлоте на различите полове, истраживања у Америци показују да већи ризик имају мушкарци, а у Европи жене. Истраживања у којем су мушкарци и жене упарени по физичким карактеристикама показују да су разлике у ризику минималне. Социјална изолација повећава ризик од смртности и обољевања од болести узрокованих топлотом. Студије спроведене у Француској показују да су самци у већем ризику од оних који су у браку или вези, као и да су особе смештене у домовима за негу под већим ризиком без обзира што су под сталним здравственим надзором стручњака. Истраживања у Европи и Сједињеним Америчким Државама показују да сиромашније и мање образовано становништво има повећан ризик од обољевања од болести изазваних топлотом.

Аклиматизација је прилагођавање организма топлотном окружењу. Оно може да траје од две до шест недеља и подразумева прилагођавање кардиоваскуларног, ендокриног и уринарног система. Као резултат аклиматизације знојење почиње на нижој температури, повећана је количина зноја, а садржај натријум хлорида смањен, што доводи до ефикаснијег расипања топлоте. Висока стопа смртности, посебно код старије популације, у случајевима када се високе температуре јаве на почетку летње сезоне, може се приписати недостатку аклиматизације.

2.2.4 Пројекција учесталости и интензитета топлотних таласа у 21. веку

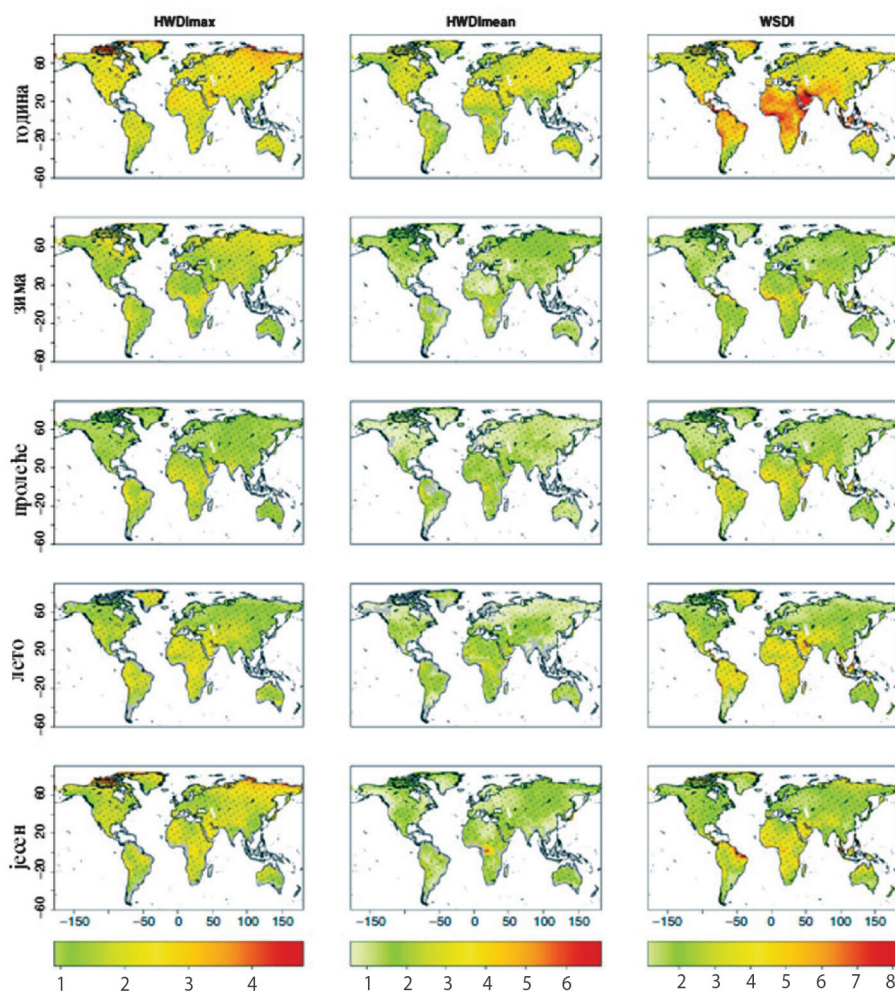
Најновије студије су показале да је учесталост врелих летњих дана у последњих неколико деценија у порасту (Frich et al. 2002; Klein Tank & Konnen 2003; Alexander et al. 2006; Tebaldi, Hayhoe, Arblaster & Meehl, 2006; Moberg et al. 2006; Della-Marta et al. 2007). Скица 32 показује значајано повећање дужине трајања индекса топлог времена у централним и источним деловима Сједињених Америчких Држава, Канади и деловима Европе и Русије. Овај општи пораст трајања периода топлог времена је потврђен и у претходним студијама, као што су Frich et al. (2002) и Klein Tank et al. (2003), иако је дефиниција ових показатеља била другачија у свакој студији. Према Della-Marta et al. (2007) у периоду 1880 -2005. година у западној Европи је трајање

летњих топлотних таласа и учесталост врелих дана готово утростручена, док је одступање дневне температуре порасло за око 6%. Истраживања показују да ће се током 21. века овакав тренд повећања учесталости и интензитета екстремних температура наставити и интензивирати (IPCC 2007).



Скица 32. Тренд WSDI (у данима по деценији, приказан као мапа) и годишња аномалија временске серије у односу на средњу вредност периода 1961 -1990. година (приказан као графикон) за период 1951. - 2003. година (извор: Alexander et al. 2006)

Orlowsky & Seneviratne (2012) су анализирали промену трајања топлотних таласа на крају 21. века (2081–2100) у односу на тренутно стање (1980–1999) на годишњем и сезонском нивоу. Анализа је вршена на основу симулација 19 глобалних климатских модела Међувладиног панела за климатске промене, употребом песимистичног SRES-A2 емисионог сценарија. Скица 33 приказује различите индексе топлотних таласа за целу годину и годишња доба: HWDI_{max} - максималан период од најмање шест дана у којима је максимална температура већа од просека референтног периода увећаног за 5 °C; HWDI_{mean} – просечан период од најмање шест дана у којима је максимална температура већа од просека референтног периода увећаног за 5 °C и WSDI - период времена од најмање шест узастопних дана током којег је максимална дневна температура изнад 90-тог перцентила максималне дневне температуре референтног периода.



Слика 33. Годишње и сезонске промене три индекса топлотног таласа: максимално трајање топлотног таласа (HWDImax), просечно трајање топлотног таласа (HWDImean) и индекс трајања топлот времена (WSDI) (извор: Orłowsky & Seneviratne, 2012).

Према Orłowsky & Seneviratne (2012) промене HWDImean на годишњем нивоу се у одређеној мери слажу са годишњим променама HWDImax, а показују значајне разлике на сезонској временској скали, на пример у Сахели у пролеће или у северним географским ширинама у јесен. Повећање WSDI је највеће у тропским пределима у свим годишњим добима чему је вероватно узрок релативно ниска дневна варијабилност температуре у том

региону. У пределима у којима је клима у просеку топлија од референтног периода, периоди у којима је премашен 90-и перцентил ће бити дужи, док ће, на пример, у умереним географским ширинама где је дневна варијабилност температуре већа, 90-и перцентил бити виши, што је најочигледније у летњој сезони. Закључак ове студије је да се већина модела слаже да ће доћи до повећања дужине трајања топлотних таласа у готово свим регионима и свим годишњим добима, независно од одабраног индекса. Иако истраживање није дало одговор на питање који је од анализираних индекса најприкладнији за употребу, показало се да су сва три анализирани индекса релевантна за процену могућих “врућих тачака” и промена дужине трајања топлотних таласа. Међутим, резултати показују да ће у неким регионима повећање дужине трајања топлотних таласа бити веома мало, углавном на сезонској временској скали. Ово је нарочито случај на југу Јужне Америке у летњој сезони за све индексе, на Малајском архипелагу и Мадагаскару за HWDI_{max} и HWDI_{mean} у свим годишњим добима као и на годишњој временској скали, у области Амазона у пролеће за HWDI_{mean}, у Југоисточној и Јужној Азији у лето и јесен за HWDI_{mean}, и у Скандинавији и на Аљасци у лето за HWDI_{mean}.

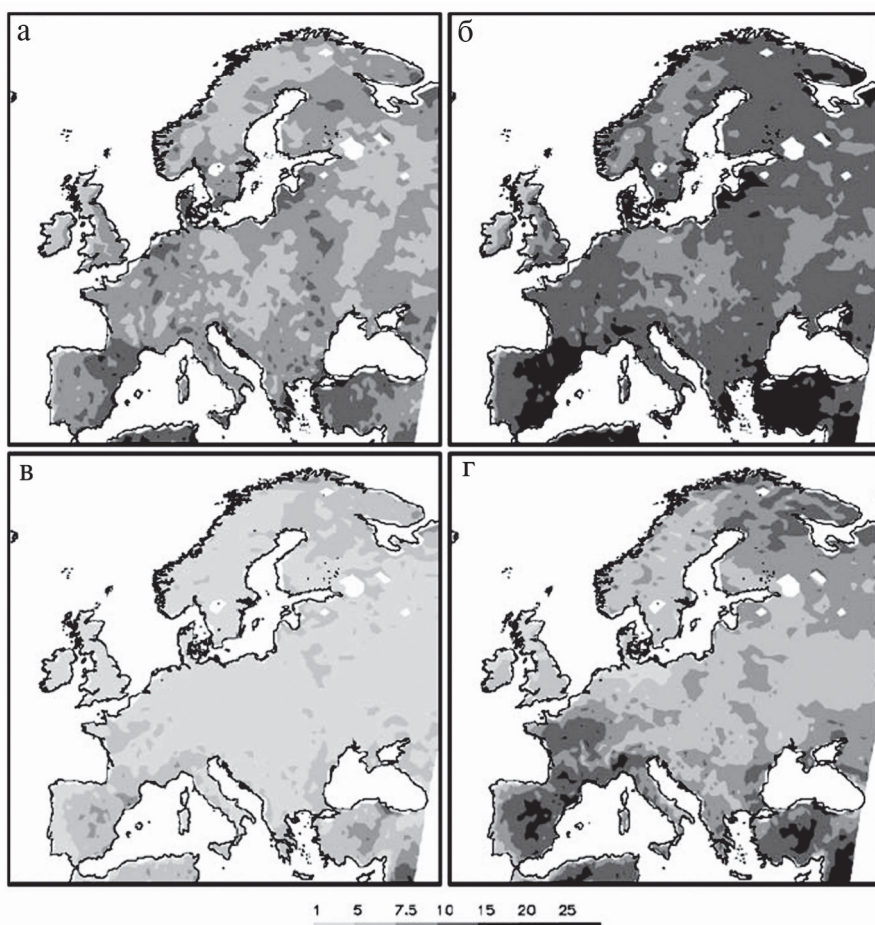
Beninston et al. (2007) су анализирали промене четири индекса топлотних таласа у Европи на крају 21. века (2071–2100) у односу на тренутно стање (1961–1990) на основу симулација регионалних климатских модела у оквиру пројекта PRUDENCE. Скица 34 приказује промену следећих индекса: HWN - број топлотних таласа, HWF - фреквенција топлотних таласа, HWD - трајање најдуже топлотног таласа, HWI - највећи прелаз топлотног прага изражен у степен данима за све топлотне таласе у временском интервалу.

Према Beninston et al. (2007) у највећем делу Европе трајање топлотних таласа (HWD) повећаће се од један до осам пута. Много већи раст од најмање седам пута предвиђен је за интензитет (HWI), број (HWN) и учесталост (HWF) топлотних таласа. Највеће промене (више од десет пута) очекују се на југу Француске и Шпаније.

2.2.5 Материјал и методе рада

2.2.5.1 Опис мерних места и употребљених података

За анализу топлотних таласа у Војводини коришћени су подаци са седам метеоролошких станица у Војводини: Нови Сад (Римски Шанчеви),



Скица 34. Промене (а) HWN, (б) HWF, (в) HWD и (г) HWI изражене као однос између периода 1961-1990. и 2071-2100. година (извор: Beniston et al., 2007)

Суботица (Палић), Сомбор, Сремска Митровица, Зрењанин, Кикинда и Вршац. Карактеристике станица су детаљно описане у поглављу 2.1.7.1. Топлотни таласи су анализирани у периоду 1971-2012. година и то за пет месеци продужене летње сезоне (мај-септембар). За одабрани период једна станица нема потпуне податке о мереним температурама ваздуха. Недостају подаци за станицу Палић и то за период од 19.05.1999. до 25.07.1999.

2.2.5.2 Дефинисање топлотног таласа и његових показатеља

Јединствена и одговарајућа дефиниција топлотних таласа не може се одредити ни за истраживања на нивоу региона због различитих и веома сложених орографских, климатских и хидрографских услова различитих подручја. Због тога је изабрано да се у овој студији користи дефиниција која је заснована на перцентилима. Пратећи смернице Светске метеоролошке организације за анализу климатских екстрема (WMO, 2009) дефинисали смо топлотни талас као период времена од најмање шест узастопних дана током којег је максимална дневна температура (T_{\max}) изнад 90-тог перцентиала максималне дневне температуре ($T_{\max90p}$) израчунате за петодневни период центриран на сваки календарски дан током продужене летње сезоне референтног периода 1971-2000. година. Одабрани референтни период је различит у односу на онај који је предложен од стране Светске метеоролошке организације због доступности података о максималним температурама ваздуха у Војводини. Пошто се оваква дефиниција топлотног таласа заснива на његовом трајању, а не интензитету и учесталости, да би се процене и друге карактеристике топлотног таласа дефинисале, израчунати су следећи показатељи:

- N– учесталост топлотних таласа, односно број топлотних таласа у продуженој летњој сезони;
- D– укупан број дана у свим топлотним таласима у продуженој летњој сезони у којима је $T_{\max} > T_{\max90p}$;
- RT– апсолутна максимална температура свих топлотних таласа продужене летње сезоне;
- SE – кумулативни прелаз температуре, односно збир вредности температура које прелазе праг ($T_{\max90p}$) изражен у степенима у свим топлотним таласима продужене летње сезоне.

Поред ових показатеља топлотног таласа анализирани су и следећи показатељи:

- TX_{90p} - број врелих дана који је дефинисан као укупан број дана у продуженој летњој сезони текуће године у којима је $T_{\max} > T_{\max90p}$
- TX_a - аномалија максималних температура ваздуха у односу на референтни период.

3. РЕЗУЛТАТИ И ДИСКУСИЈА

3.1. UV зрачење

3.1.1 UV индекс у Новом Саду

Кретање UV индекса на подручју Војводине анализирано је на основу вредности измерених у Новом Саду. Анализа је извршена помоћу вредности UV индекса измерених од априла 2003. до децембра 2012. године.

Табела 13. Расподела учесталости измерених максималних дневних вредности UVI (UVI_{max}) груписаних према нивоима излагања и по месецима у Новом Саду

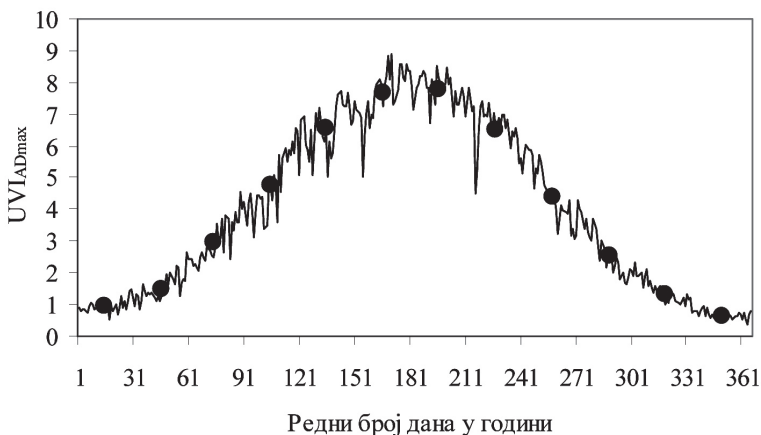
	Низак 0-2	Средњи 3-5	Висок 6-7	Веома висок 8-10	Екстремно висок > 11	Укупно
Јануар	158	0	0	0	0	158
Фебруар	146	12	0	0	0	158
Март	52	109	0	0	0	161
Април	15	87	43	1	0	146
Мај	6	30	83	71	0	190
Јун	8	14	30	176	0	228
Јул	2	8	49	161	0	220
Август	3	25	131	36	0	195
Септембар	27	143	52	0	0	222
Октобар	101	115	0	0	0	216
Новембар	192	1	0	0	0	193
Децембар	177	0	0	0	0	177
Укупно	887	544	388	445	0	2264
%	39,18	24,03	17,14	19,66	0	100

Познавање кретања вредности UV индекса на површини Земље значајно је са становишта његовог потенцијалног ефекта на људско здравље. С обзиром на то да за заштиту од UV зрачења није неопходно тачно познавање бројне вредности UV индекса већ интервала вредности у којем се UV индекс налази и за који се препоручује заштита, измерене вредности у сваком месецу груписане су према нивоима излагања. Анализа расподеле учесталости и опсег кретања дневних максималних вредности UV индекса (UVI_{max}) у Новом Саду од априла 2003. до децембра 2012. године (табеле 13 и 14) даје нам јаснију слику о томе када је зрачење најјаче и када се заштита мора спроводити.

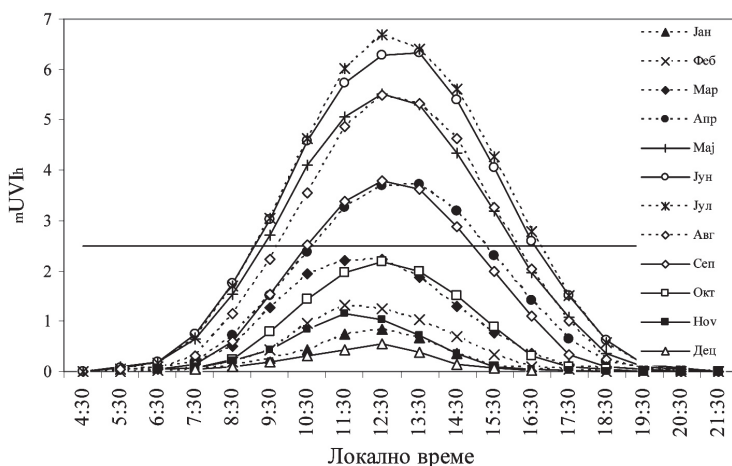
Табела 14. Опсег кретања и просечне вредности измерених UVI_{max} у Новом Саду

Месец	Просек	Опсег
Јануар	0,95	0,24-1,70
Фебруар	1,54	0,20-3,01
Март	2,97	0,45-5,05
Април	4,66	0,64-7,65
Мај	6,66	1,50-8,50
Јун	7,71	0,82-9,88
Јул	7,77	1,09-9,32
Август	6,54	0,75-8,38
Септембар	4,41	0,85-6,85
Октобар	2,55	0,30-4,33
Новембар	1,35	0,29-2,54
Децембар	0,67	0,17-1,54

У јануару и децембру вредности су у оквиру првог степена, што значи да заштита није потребна. Већина вредности је испод 3 и у фебруару и новембру, па може да се закључи да ни у овим месецима заштита није неопходна. Март и октобар су месеци када је више од половине максималних вредности у оквиру другог степена, па се у овим месецима средином дана заштита препоручује деци и људима са осетљивом кожом. У априлу и септембру вредности могу достићи 7 па се заштита препоручује. Вредности UVI_{max} највеће су од маја до августа када прелазе вредност 8, што нам говори да је током ових месеци заштита неопходна.

Скица 35. Годишња промена (а) апсолутних дневних и (б) просечних месечних вредности UVI_{ADmax} измерених у Новом Саду

Анализа UVI_{max} измерених у Новом Саду од априла 2003. до децембра 2012. године послужила је да се размотри кретање UV индекса у Војводини као делу Панонске низије. На скици 35 величина UVI_{ADmax} односи се на две врсте максимума, односно (1) апсолутни дневни максимум за сваки дан у години у току посматраног периода (линија) и (2) просечну месечну вредност апсолутних дневних максимума, измерених за сваки дан у години током истог периода (круг). Сезонска промена UVI_{ADmax} првенствено је резултат разлике у сунчевом зенитном углу, који одређује дужину пута сунчевих зрака кроз атмосферу, док су велике дневне промене резултат утицаја облачности и озона. Са скице 35 се може видети да се апсолутни дневни максимуми крећу у опсегу од 0,49 до 9,88. Вредност 9,88 измерена је 20. јуна 2003. године. Узевши у обзир мерења UVI у другим деловима Панонске низије у околини Војводине, може да се закључи да је тенденција UVI_{ADmax} веома слична оној у Новом Саду (Malinovic-Milicevic and Mihailovic, 2011).



Скица 36. Дневне промене mUV_h за сваки месец у години у Новом Саду

Скица 36 приказује дневни циклус просечних часовних вредности UVI осредњених за један месец, mUV_h . Јасан дневни циклус mUV_h видљив је у свим месецима, а максимуми од априла до октобра померени су за један сат унапред у односу на остали део године, због летњег рачунања времена. Највеће mUV_h вредности забележене су између 11 и 14 сати. Са становишта заштите посебно је потребно обратити пажњу на одређивање доба дана када UV зрачење може да има неповољан утицај на људско здравље, односно када је UVI изнад 3. Вредности mUV_h веће од 3 забележене су у јуну и јулу између 9 и 17 сати, у мају и августу између 10 и 16 сати и у априлу и септембру између 10 и 15 сати.

3.1.2 Еритемалне дозе UV зрачења

Кретање измерених еритемалних доза UV зрачења у Новом Саду анализирано је од априла 2003. до децембра 2012. године. Под измереним еритемалним дозама UV зрачења подразумевају се вредности добијене употребом формула (41) – (46) коришћењем измерених вредности UVI.

У анализи осмотрених еритемалних доза UV зрачења коришћени су следећи статистички показатељи (Bilbao, Gonzalez & De Miguel Castrillo 2008):

аритметичка средина (M)

$$M = \sum_{i=1}^N \Gamma_i / N, \quad (54)$$

медијана (M_d)

$$M_d = \Gamma_x \quad x = (N + 1) / 2, \quad (55)$$

први квартил (Q_1)

$$Q_1 = \Gamma_x \quad x = (N + 1) / 4, \quad (56)$$

трећи квартил (Q_3)

$$Q_3 = \Gamma_x \quad x = (3N + 1) / 4, \quad (57)$$

коэффициент интерквартилне варијације (V_Q)

$$V_Q = 100(Q_3 - Q_1) / (Q_3 + Q_1), \quad (58)$$

интерквартилна разлика (I_Q)

$$I_Q = Q_3 - Q_1, \quad (59)$$

пети перцентил (P_5)

$$P_5 = \Gamma_x \quad x = (5N + 1) / 100 \text{ и} \quad (60)$$

деведесет пети перцентил (P_{95})

$$P_{95} = \Gamma_x \quad x = (95N + 1) / 100. \quad (61)$$

Поред вредности које предлаже Bilbao et al. (2008) од статистичких параметара коришћен је и интервал варијације (I_v):

$$I_v = M_{\max} - M_{\min} \quad (62)$$

У формулама (54) – (62) Γ представља вредност еритемалне дозе UV зрачења, N укупан број података, док x представља редни број вредности Γ у низу поређаном по величини. Величина M_{\max} представља максималну вредност Γ у скупу података, а M_{\min} минималну.

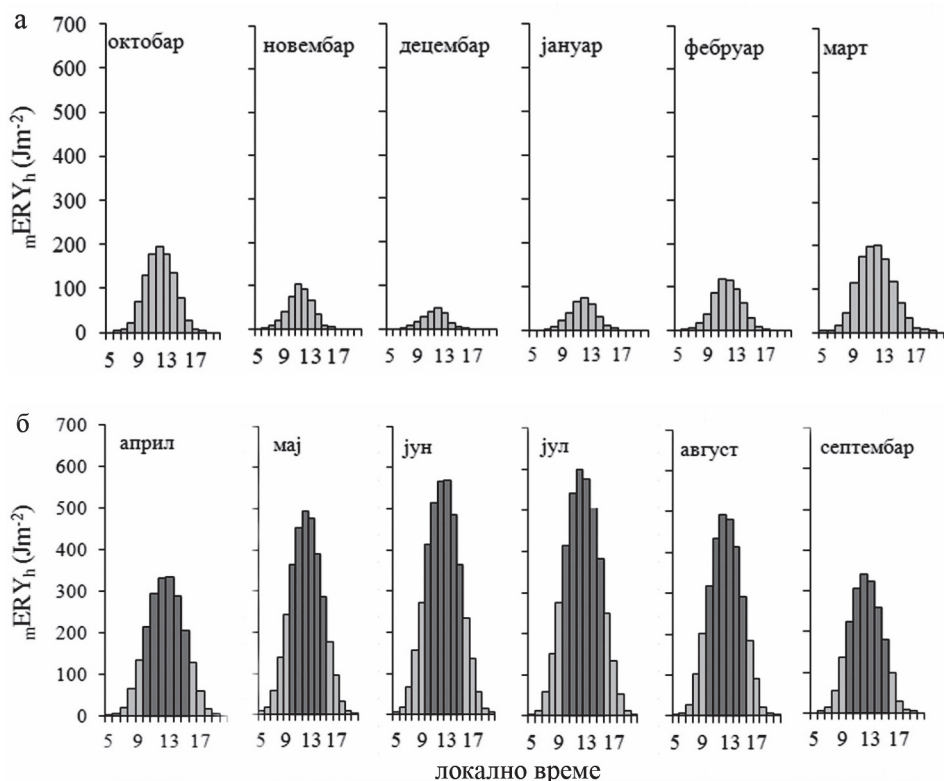
Аритметичка средина, M , представља просек свих мерених вредности, док је медијана (M_d) вредност која се налази на средини низа података поређаних по величини. Медијана дели низ на два дела, при чему је 50% података испод и изнад ње и мање је осетљива на екстремне вредности него аритметичка средина. Медијана већа од аритметичке средине указује на мању променљивост низа података. Квартили су нумеричке вредности које деле узорак у четири групе. Први квинтил, Q_1 , неког скупа мерења је број који дели дати скуп тако да се испод њега налази 25%, а Γ изнад њега 75% од укупног броја појединачних мерења која припадају том скупу. Трећи квинтил, Q_3 , неког скупа мерења је број који дели дати скуп тако да се испод њега налази 75%, а изнад њега 25% од укупног броја појединачних мерења која припадају том скупу. Између првог и трећег квинтила налазе се 50% свих вредности скупа, а ван овог интервала остају још 50% вредности, од којих 25% мањих од Q_1 (екстремно најмање вредности) и 25% вредности веће од Q_3 (екстремно највеће вредности). Интерквинтилна разлика, I_Q , и интервал варијације, I_v , могу да се упоређују. Ако је интерквинтилна разлика знатно мања од интервала варијације, то значи да на крајевима сређене серије постоје екстремно ниске и екстремно високе вредности. Перцентили су нумеричке вредности које деле узорак на сто једнаких делова. Приближне вредности M_{\min} и P_{5} , као и M_{\max} и P_{95} указују на то да се оне могу сматрати репрезентативнима за мерења у посматраном периоду. Све наведене статистичке величине изражене су у истим јединицама као и величина Γ , односно у MJm^{-2} . Коefицијент интерквинтилне варијације, V_Q , је мера променљивости и изражена је у процентима. Што је V_Q ближе 0 %, променљивост података је мања, а медијана репрезентативнија и обрнуто.

Табела 15. Статистички параметри измерених еритемалних доза UV зрачења у Новом Саду

	Јан	Феб	Мар	Апр	Мај	Јун	Јул	Авг	Сеп	Окт	Нов	Дец
N	158	158	161	146	190	228	220	195	222	216	193	177
M	316,0	570,8	1218,3	2064,3	3208,4	3932,6	4026,6	3192,5	1994,2	1028,9	457,9	203,7
M _d	299,7	550,0	1159,8	2091,3	3317,7	4296,5	4219,5	3396,0	2120,6	1038,2	444,2	191,7
M _{min}	67,1	80,4	194,3	251,1	518,1	485,0	533,6	425,1	414,3	145,9	113,4	68,5
M _{max}	627,4	1346,0	2394,7	4045,6	4929,0	5736,0	5394,7	4748,3	3413,3	2108,1	973,5	493,4
I _v	560,3	1265,6	2200,3	3794,5	4410,9	5251,0	4861,1	4323,3	2999,0	1962,2	860,1	424,9
Q ₁	212,2	351,9	823,3	1459,3	2559,4	3463,8	3663,2	2647,5	1523,7	709,0	320,4	134,2
Q ₃	403,1	734,7	1616,0	2587,0	4035,4	4776,0	4739,5	3862,1	2529,8	1336,2	613,4	272,2
I _Q	190,9	382,8	792,7	1127,7	1476,0	1312,2	1076,3	1214,7	1006,1	627,2	293,0	138,0
V _Q	31,0	35,2	32,5	27,9	22,4	15,9	12,8	18,7	24,8	30,7	31,4	34,0
P ₅	120,2	191,7	400,9	627,6	1119,2	1257,4	1956,8	1455,2	549,4	277,5	151,6	82,7
P ₉₅	556,5	1001,5	2184,7	3470,4	4540,6	5339,9	5175,1	4272,9	3093,8	1797,3	790,4	359,1

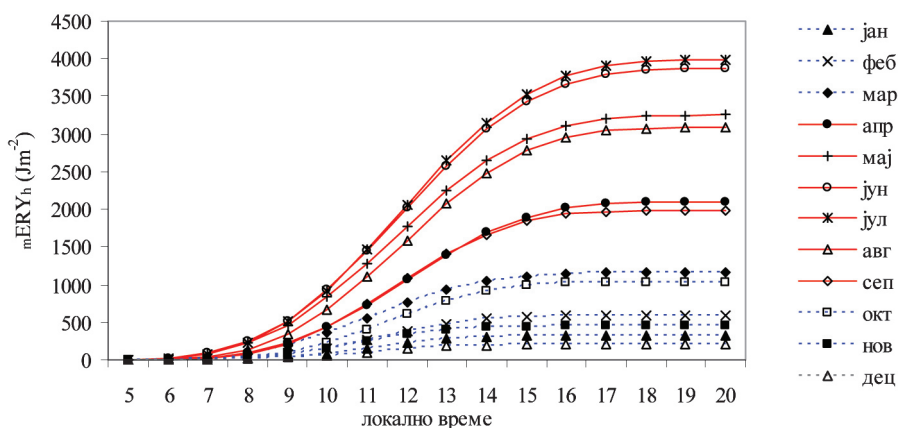
Измерене вредности еритемалних доза UV зрачења кретале су се од 5736,0 MJm⁻² до 67,1 MJm⁻². Максимална вредност у Новом Саду измерена је 19. 06. 2012. године. Просечна дневна вредност еритемалних доза UV зрачења у Новом Саду у посматраном периоду износила је 1961,9 MJm⁻². У топлом делу године (април-септембар) стигло је 84,6%, а у три летња месеца 54,1% од укупне годишњих еритемалних доза UV зрачења.

Статистички параметри измерених дневних вредности еритемалних доза UV зрачења за сваки месец у години у Новом Саду у периоду април 2003. - децембар 2012. године исказани су у табели 15 у којој се види да дневне вредности еритемалних доза UV зрачења имају изразит годишњи циклус кретања. Месеци са највећим просечним дневним вредностима еритемалних доза UV зрачења су били јул (4026,6 Jm⁻²) и јун (3932,6 Jm⁻²), а са најмањим децембар (203,7 Jm⁻²) и јануар (316,0 Jm⁻²). У топлом периоду године (април – септембар) вредности еритемалних доза UV зрачења су мање варирале него у хладном делу године (октобар – март) на шта указују мање V_Q вредности (испод 30) и податак да је медијана у овом периоду била већа од просека. Најмања променљивост еритемалних доза UV зрачења вредности била је у јуну и јулу, када коефицијент интерквartilне варијације има најмање вредности, редом 15,1 % и 13,7 %. Разлика између I_Q и I_v је већа у топлом делу године, што указује на већи проценат екстремно ниских и екстремно високих дневних еритемалних доза UV зрачења вредности у овом делу године. Разлике између M_{min} и P₅ су веома велике, нарочито у топлом делу године (преко 3,5 пута у јулу), што показује да минималне вредности нису репрезентативне и представљају атипичне вредности. Са друге стране, разлике између M_{max} и P₉₅ су прилично мале, па максималне вредности можемо сматрати репрезентативним, нарочито у топлом делу године.



Скица 37. Дневни ход вредности $mERY_h$ у Новом Саду у
(а) хладном и (б) топлом периоду године

Промене еритемалних доза UV зрачења у току дана анализирани су помоћу величине $mERY_h$. Величина $mERY_h$ представља суму еритемалних доза UV зрачења у току сваког сата у дану упросечену на нивоу једног месеца. Анализом $mERY_h$ вредности на скици 37 види се да оне имају највећу вредност у периоду између 12 и 14 сати. Вредности $mERY_h$ у периоду између 12 и 14 сати у јуну, када су суме највеће, десетоструко премашују вредности у децембру, када су суме најмање. Анализом кретања $mERY_h$ у току дана од априла до септембра, може се закључити да је најкритичнији период излагања Сунцу од 10 до 16 сати (тамно сиви стубићи) јер у том периоду до површине дође између 70% и 80% укупне дневне еритемалне дозе UV зрачења.



Скица 38. Акумулисане вредности $mERY_h$ за сваки месец у години у Новом Саду

На скици 38 може да се види како се у току дана накопља количина UV-B зрачења која долази до површине Земље. Вредности накопљене до 20 часова представљају збир свих $mERY_h$ вредности у току дана, што представља дневну суму UV-B зрачења упросечену на месечном нивоу ($mERY_d$). Као што је већ споменуто, вредности $mERY_d$ највеће су у јулу ($4026,6 Jm^{-2}$) и јуну ($3932,6 Jm^{-2}$) и у овим месецима оне скоро двоструко превазилазе вредности у априлу ($2064,3 Jm^{-2}$) и септембру ($1994,2 Jm^{-2}$).

3.1.3 Реконструисане еритемалне дозе UV зрачења у Војводини

Употребом формуле (49) израчунате су дневне дозе еритемалног UV зрачења (ERY_d) за седам локација у Војводини, за које имамо податак о глобалном зрачењу. За Нови Сад формула (49) коришћена је да се израчунају дозе у периоду када се мерења нису вршила, као и да се попуне подаци који недостају током периода када је мерење вршено, а за које имамо податак о дневној суми глобалног зрачења. Низ података о дневним дозама еритемалног UV зрачења у Новом Саду у периоду јануар 1981-април 2003. година састоји се од израчунатих вредности, док је у периоду април 2003-децембар 2012. година састављен од мерених и израчунатих података. На осталим локацијама сви подаци су израчунати.

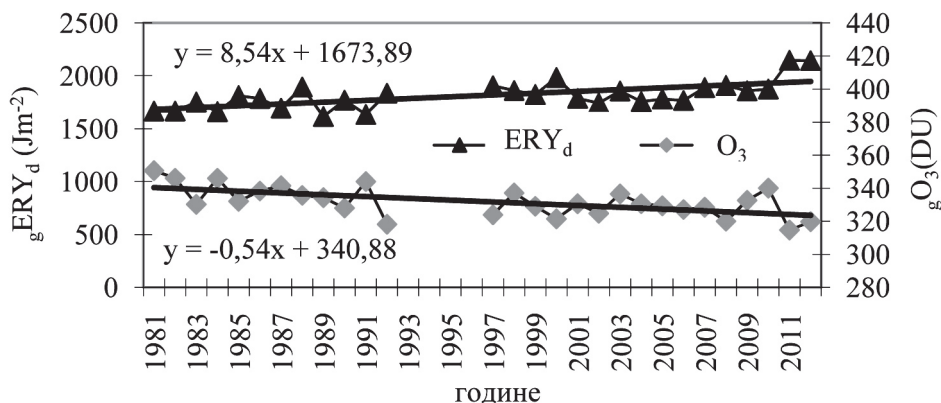
Табела 16 показује да је просечна годишња вредност дневних доза еритемалног UV зрачења ($gERY_d$) осредњена на нивоу Војводине износила

1784,6 Jm⁻². Сремска Митровица (1817,9 Jm⁻²) и Вршац (1814,5 Jm⁻²) су насеља са највећом ${}_g\text{ERY}_d$ вредношћу, а Сомбор (1751,8 Jm⁻²) са најмањом. Месец са највећом просечном месечном вредношћу дневних доза еритемалног UV зрачења (${}_m\text{ERY}_d$) је јул (3885,0 Jm⁻²) а са најмањом децембар (207,9 Jm⁻²).

Табела 16. Просечне месечне, ${}_m\text{ERY}_d$, и просечна годишња, ${}_g\text{ERY}_d$, вредност дневних доза еритемалног UV зрачења (Jm⁻²) у седам насеља у Војводини

${}_m\text{ERY}_d$	НС	СУ	СО	СМ	ЗР	КИ	ВС	Просек
Јан	266,0	248,4	247,0	274,9	248,6	249,7	268,8	257,6
Феб	549,1	526,0	516,6	555,3	519,9	525,1	574,6	538,1
Мар	1178,3	1124,3	1111,9	1177,4	1125,6	1130,1	1165,2	1144,7
Апр	2021,1	2004,7	1998,6	2034,9	1983,2	2020,4	2024,8	2012,5
Мај	2983,8	2982,5	2931,8	2978,9	2909,9	2994,0	2946,6	2961,1
Јун	3598,3	3583,6	3500,7	3525,4	3488,8	3587,4	3567,0	3550,2
Јул	3852,9	3912,3	3817,8	3962,9	3809,2	3895,6	3944,2	3885,0
Авг	3307,6	3298,9	3260,4	3398,9	3268,7	3302,7	3367,3	3314,9
Сеп	2090,9	2086,9	2062,8	2183,5	2080,5	2089,4	2166,2	2108,6
Окт	1043,3	1008,3	990,5	1061,4	1011,5	1023,7	1078,2	1031,0
Нов	432,1	401,9	386,7	440,0	359,3	407,9	443,6	410,2
Дец	212,9	199,0	197,2	220,8	197,4	200,8	227,4	207,9
${}_g\text{ERY}_d$	1794,7	1781,4	1751,8	1817,9	1750,2	1785,6	1814,5	1785,2

Дугорочне промене еритемалног UV зрачења у Војводини приказане су помоћу годишњих просека дневних доза еритемалног UV зрачења (${}_g\text{ERY}_d$) и озона (${}_g\text{O}_3$). Они су приказани на скици 39. Дугорочни линеарни трендови су израчунати методом најмањих квадрата. Да би се одредио ниво значајности (р) сваког тренда, користили смо Mann–Kendall непараметријски тест (Yue & Pilon 2004, Helsel & Frans 2006). Ова скица приказује (а) тренд пада укупног озона (0,54 DU годишње и $p = 0,001$) и (б) све трендове раста дневних еритемалних UV доза (8,54 Jm⁻² годишње и $p = 0,001$). Према Светској метеоролошкој организацији озон је престао да опада 1996. године. Зато смо посматрани период поделили на два дела 1981–1996. година и 1997–2012. година и за сваки израчунали тренд озона. Озон је у Војводини у периоду 1981–1996. година опадао брзином од 1,5 DU по декади ($p = 0,013$) док је у периоду 1997–2012. година почела стабилизација дебљине озона, али не и његов опоравак.



Скица 39. Трендови годишњег просека дневних доза еритхемалног UV зрачења (ERY_d) и укупног озона (O_3) у Војводини за период 1981-2012. година

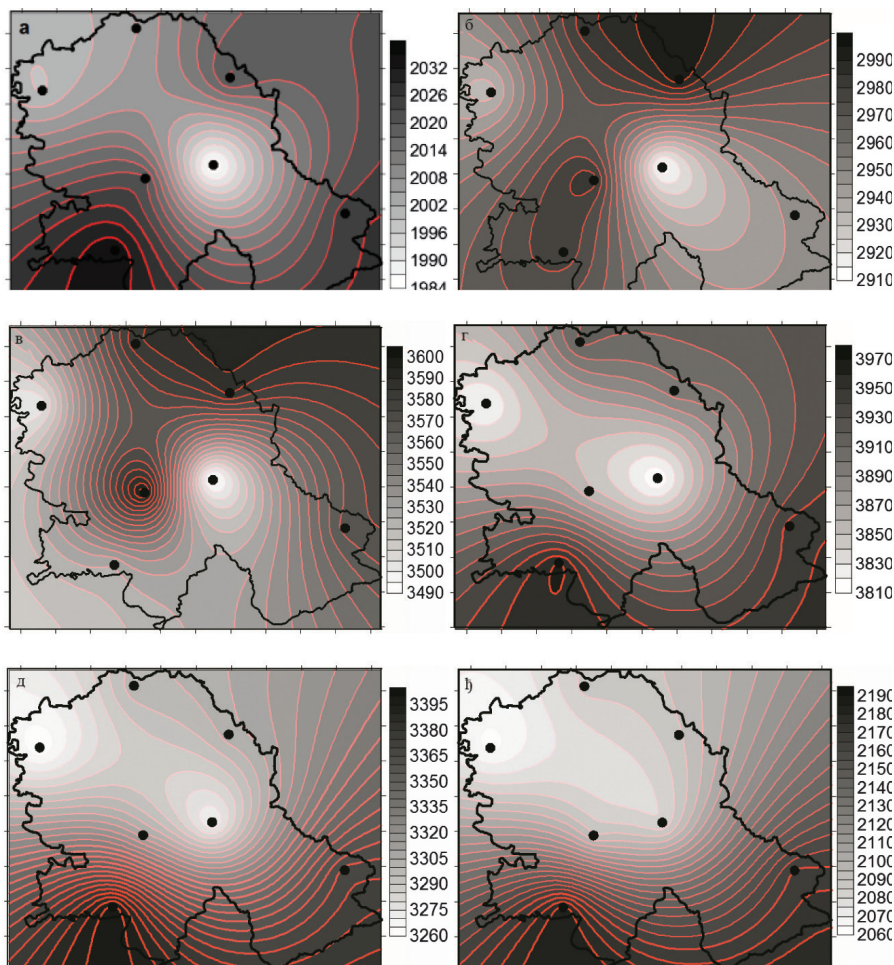
Просторна променљивост вредности ERY_d у насељима Војводине анализирана је у топлом (април-септембар) и хладном (октобар-март) периоду године помоћу просека (M), медијане (M_d) и коефицијента интерквартилне варијације (V_Q) који су приказани у табели 17. У оба испитивана периода медијална вредност ERY_d је у свим насељима била већа од просечне, што указује на чињеницу да је променљивост дневних еритемалних UV доза велика током читаве године. Знатно веће разлике између ове две величине, као и већи коефицијент интерквартилне варијације приметни су у периоду октобар-март, што нам говори о већој променљивости ERY_d у току хладнијег периода године. Коефицијент интерквартилне варијације показује да су вредности ERY_d у периоду април-септембар биле најстабилније у Сремској Митровици (26,4 %), а најнестабилније у Новом Саду (28,2 %). У хладном периоду године вредности ERY_d су биле најстабилније у Сремској Митровици (54,6 %).

Пошто преко 80 % укупне годишње дозе еритемалног UV зрачења до површине Земље дође у периоду април-септембар, даљу анализу ограничили смо на овај период године.

Табела 17. Вредности статистичких параметара реконструисаних ERY_d вредности у Војводини у периоду 1981-2012. година

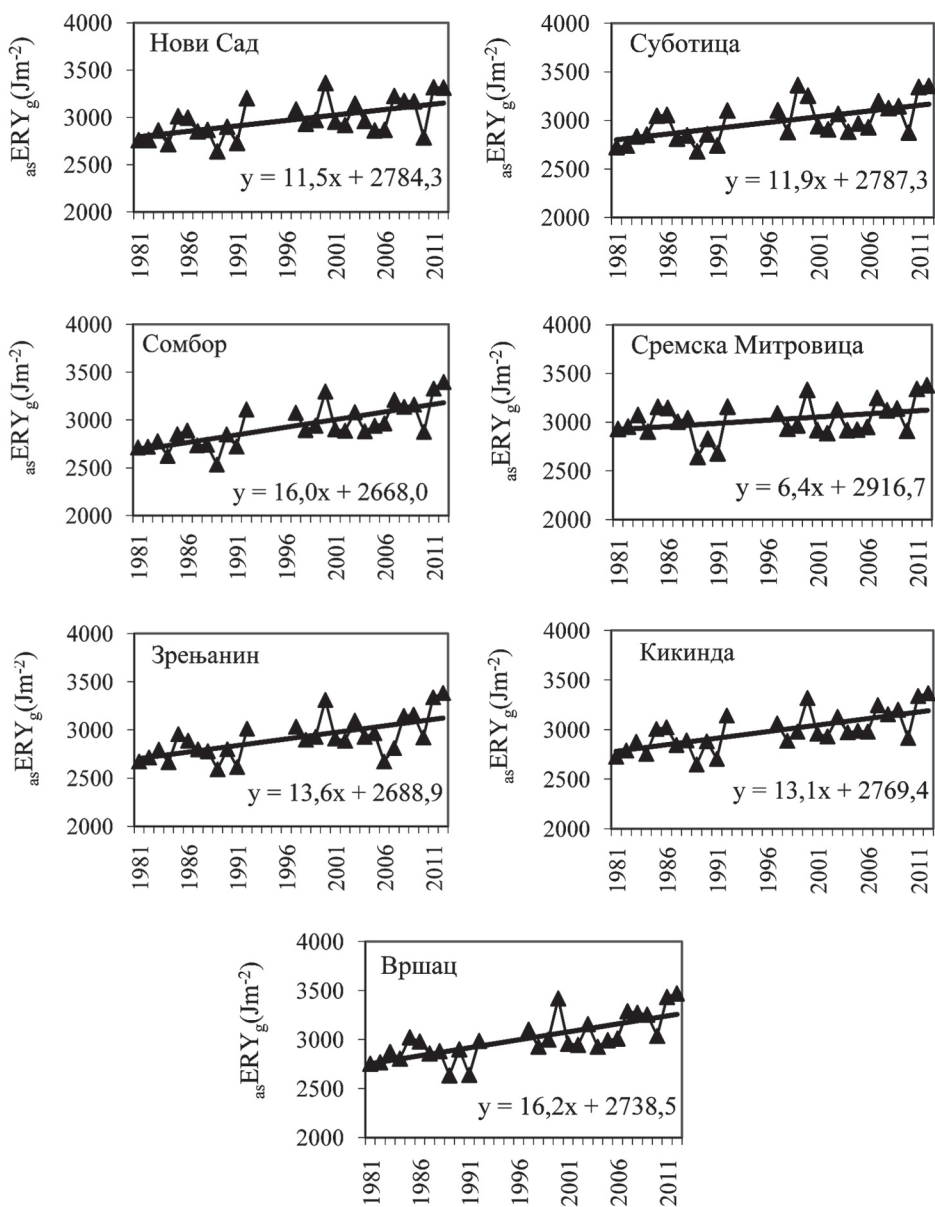
Насеље	Статистички параметри	април - септембар	октобар – март
НС	M	2978,4	620,0
	M_d	2960,8	450,7
	V_Q	28,7	54,9
СУ	M	2984,5	590,6
	M_d	2965,7	429,3
	V_Q	27,1	55,7
СО	M	2934,9	580,8
	M_d	2908,2	418,8
	V_Q	27,0	55,3
СМ	M	3021,2	627,8
	M_d	2991,0	464,2
	V_Q	26,4	54,6
ЗР	M	2915,7	589,4
	M_d	2869,6	442,6
	V_Q	27,7	55,3
КИ	M	2987,8	595,6
	M_d	2969,2	431,7
	V_Q	27,3	55,6
ВШ	M	3007,3	632,3
	M_d	2949,1	460,3
	V_Q	28,0	54,8

Скица 40 приказује просечне месечне вредности дневних доза еритемалног UV зрачења од априла до септембра (${}_mERY_d$) у свих седам насеља у Војводини, у периоду 1981-2012. година, док скица 41 приказује тренд просечних вредности периода април-септембар (${}_{as}ERY_d$) за свако насеље. Скица 40 показује да су у мају и јуну нивои ${}_mERY_d$ највећи у Новом Саду, Кикинди и Суботици, док су у осталим месецима топлог периода године дозе највеће у Сремској Митровици и Вршцу. У свим месецима топлог периода године најниже вредности ${}_mERY_d$ имају Зрењанин и Сомбор.



Скица 40. Просечне месечне вредности дневних доза еритемалог UV зрачења (Jm^{-2}) у Војводини од априла (а) до септембра (ф) периода 1981-2012. година

Скица 41 показује раст вредности ${}_{\text{as}}\text{ERY}_d$ у свим местима. У већини насеља раст је био статистички значајан ($p = 0,002$), док је у Сремској Митровици значајност била мања ($p = 0,08$). Вредности ${}_{\text{as}}\text{ERY}_d$ су најбрже расле у Вршцу и Сомбору, а најспорије у Сремској Митровици. Гледано по годинама вредности ${}_{\text{as}}\text{ERY}_d$ су се кретале у опсегу од $2534,9 \text{ Jm}^{-2}$ (Сомбор, 1989. година) до $3470,1 \text{ Jm}^{-2}$ (Вршац, 2012. година). Највеће вредности ${}_{\text{as}}\text{ERY}_d$ забележене су 2012., 2011. и 2000. године.



Скица 41. Кретање просечних дневних доза еритемалног UV зрачења у периоду април-септембар (${}_{as}ERY_d$) у седам насеља у Војводини у периоду 1981-2012. година

Да би се добила јаснија слика о променама доза еритемалног UV и фактора који на њега утичу, озона и глобалног зрачења, 32-годишњи период подељен је на три дела. Период опадања дебљине озона, 1981-1996. година, означен је као референтни период, док је преостали период подељен да два једнака дела, 1997-2004. година и 2005-2012. година, који су означени као контролни периоди. Затим је за контролне периоде израчунат проценат промене сваке посматране величине у односу на просек референтног периода. Приказане просечне вредности укупног озона (O_3), дневних доза еритемалног UV зрачења (ERY_d) и дневних доза глобалног зрачења (G_d) израчунате су као аритметичка средина свих дневних вредности. Да би се утврдиле разлике током године, просеци су израчунати у хладном (октобар-март) и топлом (април-септембар) делу године.

Табела 18. Промене укупног озона (O_3), дневних доза еритемалног UV зрачења (ERY_d) и дневних доза глобалног зрачења (G_d) у периодима 1997 - 2004. и 2005 - 2012. у односу на референтни период 1981 - 1996. година у Војводини

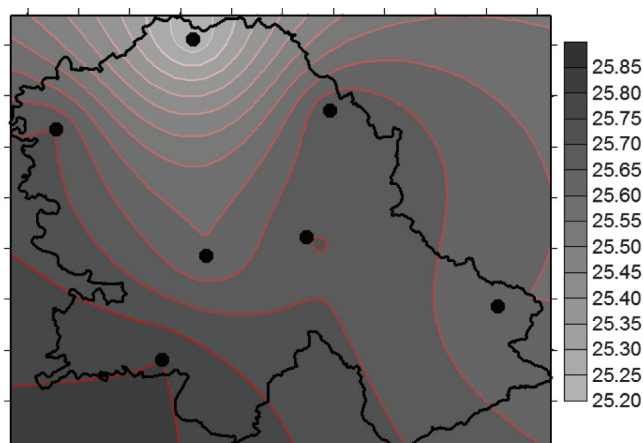
Период године	Период	ERY_d	G_d	O_3
април-септембар	1997-2004	6,4	2,8	-2,4
	2005-2012	9,8	2,9	-4,6
октобар - март	1997-2004	8,3	5,2	-2,9
	2005-2012	0,4	3,0	-0,5

Анализом табеле 18 може да се закључи да су вредности укупног озона у оба контролна периода ниже у односу на референтни период. У топлом делу године другог контролног периода, пад вредности укупног озона је већи него у првом, док је током хладног дела другог контролног периода укупни озон опадао спорије, што може бити знак почетка његовог опоравка. Вредности ERY_d и G_d у оба контролна периода су више у односу на референтни период. Процент пораста ERY_d вредности је био већи од пораста вредности G_d у свим периодима. У периоду 1997-2004. година пораст ERY_d је био већи у хладном делу године, а у периоду 2005-2012. година у топлом. Када се пореде два контролна топла периода види се да је пораст у периоду 2005-2012. година у односу на референтни био већи него пораст у периоду 1997-2004. година. Већи пораст ERY_d у топлом периоду 2005-2012. година је последица већег пада вредности O_3 (-4,6 %) у овом периоду, у односу на топли период 1997-2004. (-2,4 %).

3.2 Карактеристике и учесталост топлотних таласа у Војводини

3.2.1 Максимална температура ваздуха и врели дани у Војводини

С обзиром на просторне размере (растојање између најсеверније и најјужније тачке мање је од 2° географске ширине) и орографске карактеристике Војводине, између појединих места не могу се уочити веће разлике у максималним температурама ваздуха (T_{\max}) (скица 42). Гледано по местима, просечна месечна вредност T_{\max} највећа је у Сремској Митровици (25,8 °C), а најмања у Суботици (25,2 °C).



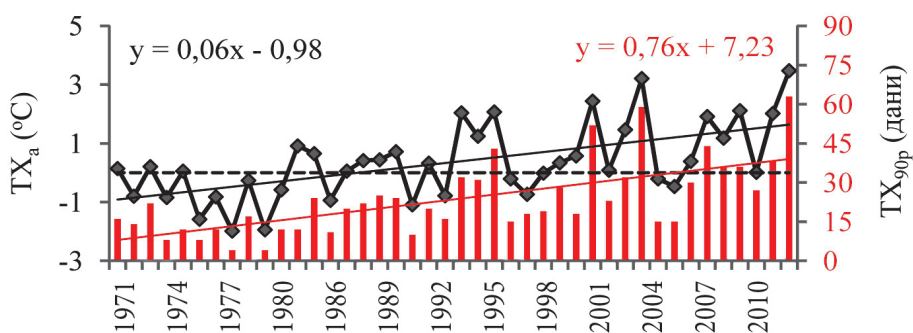
Скица 42. Просечне максималне температуре ваздуха у Војводини за период мај-септембар 1971-2012. година

Табела 19 показује да се највећа осцилација T_{\max} јавља у месецу јулу (0,9 °C). Највиша просечна месечна вредност забележена је у месецу августу у Зрењанину (28,2 °C).

Просечне вредности максималних температура ваздуха продужене летње сезоне, изражене као аномалија из дугорочног просека (1971-2000) (TX_a) и годишњи број врелих дана (TX_{90p}), приказане су на скици 43. Највећи број најтоплијих лета (у смислу TX_a и TX_{90p}) у посматраном периоду, појавио се после 1991. године. Најтоплија лета била су 2012. ($TX_a = 3,47$ °C, $TX_{90p} = 63$), 2003. ($TX_a = 3,21$ °C, $TX_{90p} = 59$) и 2000. године ($TX_a = 2,44$ °C, $TX_{90p} = 52$). Скица 43 такође показује да су TX_a у периоду 1971-2012. година расле по стопи од 0,06 °C годишње ($p < 0,001$), док се TX_{90p} повећавао за 0,76 дана годишње ($p < 0,001$).

Табела 19. Просечне месечне вредности T_{\max} у Војводини у продуженој летњој сезони периода 1971-2012. година

Насеља	Мај	Јун	Јул	Авг	Сеп
Нови Сад	22,8	25,7	27,9	28,0	23,5
Суботица	22,5	25,6	27,2	27,7	23,0
Сомбор	23,0	25,9	28,1	28,1	23,5
Сремска Митровица	23,2	26,0	28,1	28,1	23,7
Зрењанин	22,9	25,9	28,1	28,2	23,6
Киkinда	22,8	25,9	28,1	28,0	23,5
Вршац	22,9	25,8	27,9	28,0	23,5
Војводина	22,7	25,4	27,6	28,0	23,5



Скица 43. Аномалије просечних вредности максималних у односу на тридесетогодишњи просек (1971-2000) температура (TX_a) и годишњи број врелих дана (TX_{90p}) у Војводини у продуженој летњој сезони периода 1971-2012. година

3.2.2 Основне карактеристике топлотних таласа

У табели 20 дат је кратак преглед карактеристика топлотних таласа за период 1971-2012. година за седам станица у Војводини. Укупан број топлотних таласа (N) у посматраном периоду кретао се од 19 (Сремска Митровица) до 25 (Суботица, Сомбор и Киkinда). Топлотни таласи у Војводини су у просеку трајали од 7,2 (Суботица) до 7,7 дана (Вршац). Најчешћи су најкраћи топлотни таласи који чине 65% свих топлотних таласа, док најдужи, преко 10 дана, чине свега 15% од укупног броја (скица 44а). Топлотни таласи трајања до 8 дана јављају се равномерно током читаве продужене летње сезоне, док се највећи број топлотних таласа у трајању од 9 и више дана јавља у јуну и јулу месецу.

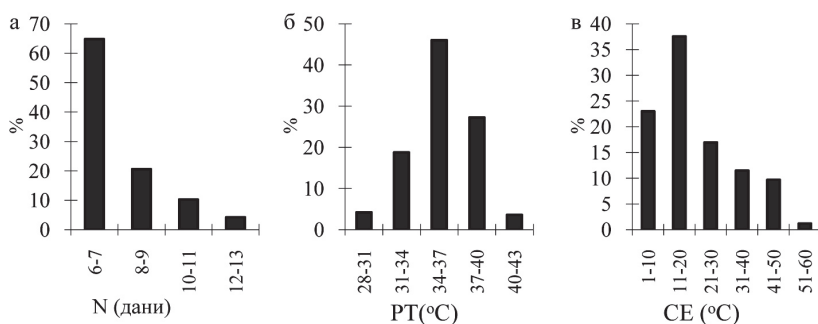
Табела 20. Топлотни таласи у Војводини – просечне карактеристике за период 1971-2012. година. Вредности ван заграде величина означених звездицом представљају суму за посматрани период. Вредност РТ ван заграде представља апсолутни максимум температуре ваздуха у топлотном таласу. Вредности у загради представљају просечне вредности за топлотни талас у посматраном периоду. Највише вредности су подељане, а најниже укошене.

Насеље	N*	D* (дани)	РТ (°C)	CE* (°C)
Нови Сад	24	182 (7,6)	41,6 (33,6)	509,4 (21,2)
Суботица	25	179 (7,2)	38,2 (33,2)	496,7 (20,1)
Сомбор	25	188 (7,5)	40,3 (33,7)	548,0 (21,4)
Сремска Митровица	19	145 (7,6)	40,7 (33,4)	408,3 (19,7)
Зрењанин	24	182 (7,6)	42,9 (33,4)	512,9 (21,4)
Кикинда	25	183 (7,3)	40,0 (33,5)	485,7 (19,6)
Вршац	23	177 (7,7)	42,2 (33,7)	506,0 (22,0)

Просек максималних температура у топлотним таласима (РТ) у Војводини кретао се од 33,2 °C (Суботица) до 33,7 °C (Сомбор и Вршац). Најчешћи топлотни таласи (47 %) су били са максималном температуром од 34 до 37 °C (скица 456), а највећа максимална температура у топлотном таласу (42,9 °C) забележена је 2007. године у Зрењанину. Топлотни таласи са средњом максималном температуром преко 35 °C јављају се у другој половини јула и другој половини августа. Максималне температуре преко 40 °C јављају се у топлотним таласима у другој половини јула.

Највећи укупан кумулативни прелаз температуре (CE) забележен је у Сомбору (548 °C), а просечни прелаз по топлотном таласу у Вршцу (22 °C). Најмањи кумулативни прелаз температуре у топлотним таласима имала је Сремска Митровица. Топлотни таласи са најмањим кумулативним прелазом (до 20 °C) су најчешћи и чине 60%, док су таласи са прелазом преко 40 °C

најређи и чине 11% од укупног броја топлотних таласа (скица 44в). Таласи са прелазом преко 40 °С јављали су се у првој половини маја, крајем јуна и почетком јула и у другој половини јула.

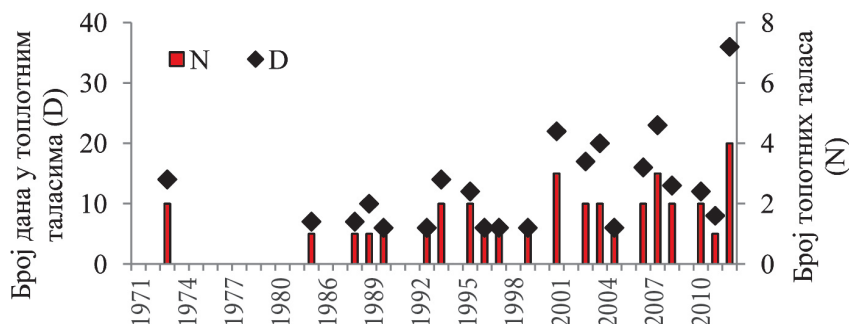


Скица 44. Учесталост а) броја (N), б) апсолутне максималне температуре (PT) и с) кумулативног прелаза температуре (CE) топлотних таласа у Војводини у продуженој летњој сезони периода 1971-2012. година

Може се извести закључак да је Сомбор насеље које има најнеповољније климатске услове када су топлотни таласи у питању, због највећег броја дана у топлотним таласима и најјачих топлотних таласа по питању кумулативног прелаза температуре и просечних максималних температура ваздуха у топлотном таласу. Најповољнији услови су у Сремској Митровици (због најмањег броја дана у топлотним таласима и њихове мале јачине) и Суботици (због најнижих апсолутних и просечних максималних температура у топлотном таласу).

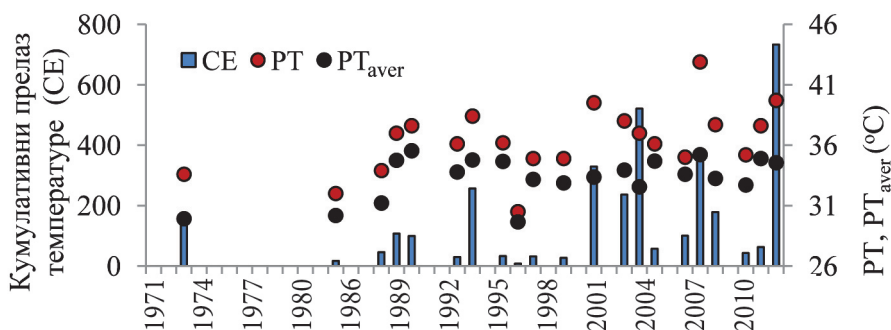
3.2.3 Временска дистрибуција појаве топлотних таласа

На територији Војводине топлотни таласи су се у периоду 1971-2012. година јавили током 21 године и било их је укупно 36. Број дана у топлотним таласима имао је статистички значајан раст од 0,4 дана годишње ($p = 0,05$). Скица 45 показује да су током 70-тих и у првој половини 80-тих година прошлог века топлотни таласи били веома ретки. У овом периоду, у 2 године (1973. и 1983. година), било је укупно 3 топлотна таласа који су укупно трајали 21 дан. Од средине 80-тих година прошлог века топлотни таласи су учесталији. У периоду 1986-2012. година унутар 19 година било је укупно 33 топлотна таласа са укупним трајањем од 246 дана.



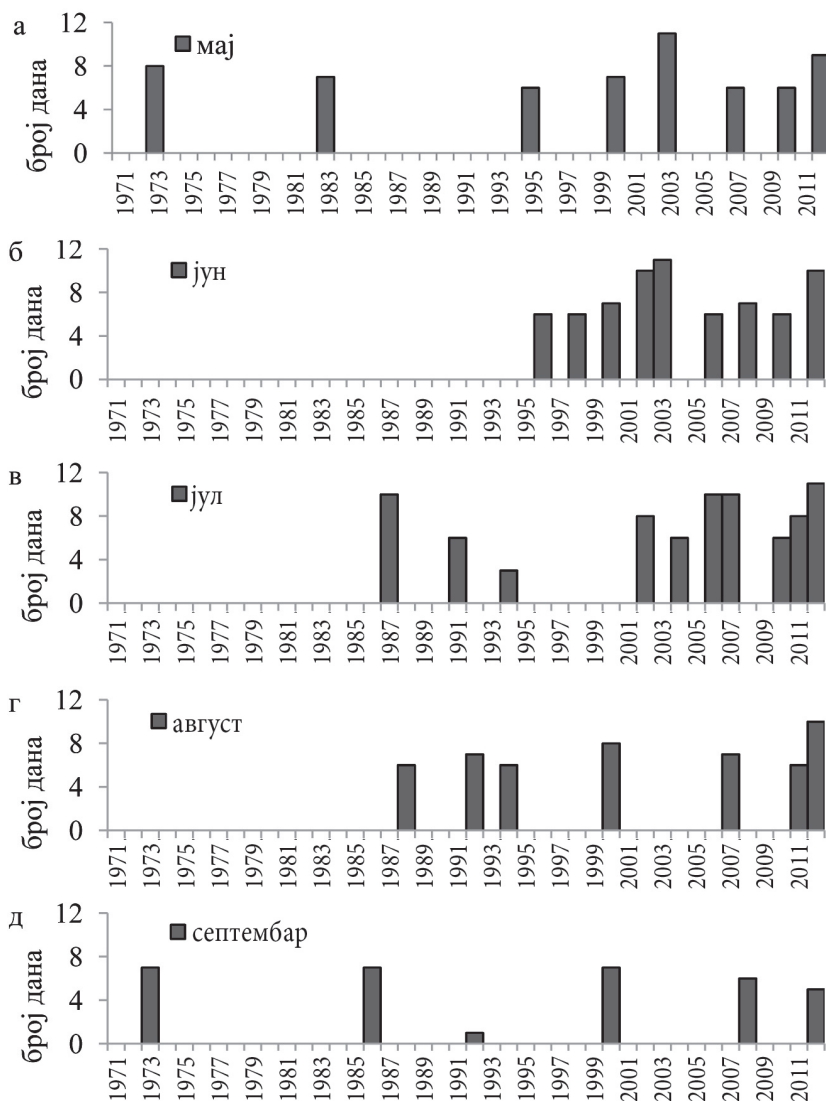
Скица 45. Просечни годишњи број топлотних таласа (N) и број дана у топлотним таласима (D) у Војводини у продуженој летњој сезони периода 1971-2012. година

Скица 46 показује да се најјачи топлотни таласи јављају у последњих 15 година. Кумулативни прелаз температуре показује статистички значајан раст од $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ годишње ($p = 0,08$), а апсолутни максимуми температура (PT) од $0,13\text{ }^{\circ}\text{C}$ годишње ($p = 0,01$). Средње вредности максималних температура (PT_{aver}) нису показале раст који је статистички значајан. Најјачи топлотни таласи десили су се у најтоплијим годинама: 2012., 2003., 2007. и 2000. године.



Скица 46. Укупни годишњи кумулативни прелаз температуре (CE), просечна максимална (PT_{aver}) и апсолутна максимална температура ваздуха (PT) у Војводини у продуженој летњој сезони периода 1971-2012. година

Скица 47 показује да су се топлотни таласи најчешће јављали у јулу (78 дана) и јуну (69 дана), а најређе у септембру (30 дана). Током 70-тих и у првој половини 80-тих година прошлог века, топлотни таласи су се јављали у најхладнијим месецима продужене летње сезоне (мају и септембру). Средином лета, у јулу и августу, топлотни таласи почињу да се јављају у другој половини 80-тих година, док се почетком лета, у јуну, почињу појављивати тек у другој половини 90-тих година прошлог века.



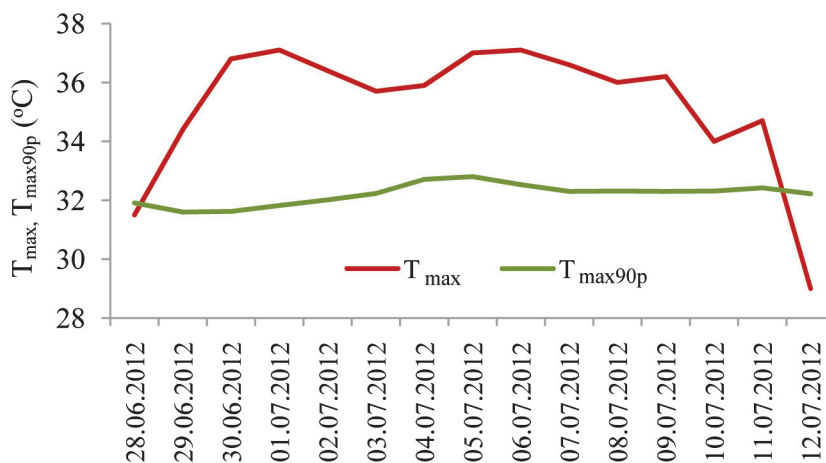
Скица 47. Број дана у топлотним таласима за време пет месеци продужене летње сезоне периода 1971-2012. година

Током периода 1971-2012. година најранији топлотни талас појавио се на станици Сремска Митровица 1973. године и трајао је од 1. до 8. маја. Са друге стране, најкаснији топлотни талас забележен је 1986. године на станицама Зрењанин и Кикинда и трајао је од 13. до 18. септембра.

Табела 21. Најдужи и најјачи топлотни таласи у Војводини

Трајање топлотног таласа (D) [дани]	Почетак топлотног таласа [датум]	Кумулативни прелаз температуре (CE) [°C]	Апсолутна максимална температура (PT) [°C]	Просечна максимална температура (PT _{aver}) [°C]
Нови Сад				
13	29.06.2012.	42,4	37,1	35,3
11	04.06.2003.	30,6	36,3	33,5
10	15.06.2002.	34,1	37,6	33,6
Суботица				
13	29.06.2012.	48,2	37,5	35,3
11	04.06.2003.	31,7	36,3	33,2
10	15.07.2003.	36,8	38,2	36,1
Сомбор				
13	29.06.2012.	48,9	37,1	36,0
11	04.06.2003.	36,2	37,0	34,2
10	15.07.2007.	49,6	40,3	37,7
10	20.07.2006.	12,4	35,0	33,9
10	16.07.1987.	17,7	36,3	34,6
Сремска Митровица				
13	29.06.2012.	48,05	37,0	35,7
10	05.06.2003.	22,74	35,0	33,3
Зрењанин				
13	29.06.2012.	44,0	36,9	35,4
11	04.06.2003.	31,3	35,6	33,5
10	20.07.2006.	9,9	34,5	33,8
10	15.07.2007.	52,7	42,9	38,1
Кикинда				
13	29.06.2012.	40,6	37,1	35,2
10	05.06.2003.	28,7	36,1	33,5
10	20.07.2006.	8,9	34,5	33,8
Вршац				
13	29.06.2012.	39,1	36,7	35,2
11	05.06.2003.	23,4	35,5	32,9
10	20.07.2006.	10,0	34,6	33,6
10	15.07.2007.	55,6	42,2	38,1

Табела 21 показује да је број дуготрајних топлотних таласа (у трајању од 10 дана и више) нагло порастао после 2000. године. Чак 96 % свих дуготрајних топлотних таласа догодило се у последњих 10 година посматраног периода (2003, 2006, 2007 и 2012. година).



Скица 48. Најдужи и најтоплији топлотни талас у Војводини; Сомбор 2012. година

Најдужи топлотни талас периода 1971-2012. година, у трајању од 13 дана, забележен је 2012. године. Прате га топлотни таласи забележени 2003. године (11 дана), а затим и 1987, 2002, 2006 и 2007. године (10 дана). Најдужи топлотни талас јавио се у свим градовима истовремено, у периоду 29.06. - 11.07.2012. године. Просечне максималне температуре током овог топлотног таласа кретале су се од 35,2 °C до 36,0 °C, а апсолутни максимум температуре био је 37,5 °C. Кумулативни прелаз у свим градовима био је два пута дужи од просечног. Најдужи топлотни талас је највећи интензитет имао у Сомбору, где су просечна максимална температура (36,0 °C) и кумулативни прелаз (48,9 °C) били највећи (скица 48). Најјачи топлотни таласи у погледу кумулативног прелаз температуре забележени су у другој половини месеца јула 2007. године, у Вршцу (55,6 °C) и Зрењанину (52,7 °C).

3.2.4 Дани са удруженим дејством високих нивоа UV зрачења и високих температура

У овом подпоглављу анализирали смо дане који носе веома велику потенцијалну опасност за здравље људи због удруженог дејства високих

нивоа UV зрачења и високих температура. У ту сврху дефинисали смо појам Врели UV дан (HUV) као дан у коме је $T_{\max} > T_{\max 90p}$ и $ERY_d > ERY_{d90p}$. ERY_d је дефинисан као 90-и перцентил дневне еритемалне дозе UV зрачења израчунате за петодневни период, центриран на сваки календарски дан током продужене летње сезоне.

Табела 22. Годишњи број HUV у Војводини у периоду мај-септембар 1981-2012. година

Година	НС	СУ	СО	СМ	ЗР	КИ	ВШ
1981	0	0	1	3	2	2	2
1982	0	0	1	1	0	1	0
1983	5	4	4	7	6	6	5
1984	2	4	0	5	2	2	2
1985	6	6	1	12	7	5	8
1986	5	5	2	7	5	5	5
1987	4	1	2	7	1	3	2
1988	5	7	2	10	4	5	4
1989	1	0	0	0	0	1	0
1990	0	0	0	1	0	1	2
1991	0	1	1	0	0	0	0
1992	11	11	10	7	10	10	2
1993	-	-	-	-	-	-	-
1994	-	-	-	-	-	-	-
1995	-	-	-	-	-	-	-
1996	-	-	-	-	-	-	-
1997	7	7	8	8	6	6	4
1998	5	8	11	9	12	9	10
1999	5	3	2	5	3	3	7
2000	19	13	28	21	25	24	28
2001	3	3	3	2	6	4	5
2002	2	3	5	5	5	5	9
2003	8	8	10	9	9	9	8
2004	4	1	4	4	7	4	3
2005	4	9	8	6	9	8	5
2006	4	2	5	5	3	3	9
2007	16	21	20	16	18	18	20
2008	17	15	17	17	20	17	20
2009	9	8	14	10	9	9	8
2010	2	2	3	2	5	3	2
2011	13	24	22	22	25	22	16
2012	28	34	32	23	31	24	23
УКУПНО	185	200	216	224	230	209	209

Табела 22 показује да је годишњи број HUV у Војводини у периоду 1981-2012. година у порасту. Пораст се кретао од 0,31 (Сремска Митровица) до 0,57 (Сомбор) дана годишње и у свим насељима је био статистички значајан ($p < 0,02$). Највећи број HUV имао је Зрењанин (230), а најмањи Нови Сад (185). Године са највећим бројем HUV поклапају се са годинама у којима су UV зрачење и топлотни таласи били веома јаки, а то су 2012., 2000., 2011. и 2007. година.

Табела 23. Укупан месечни број HUV у насељима Војводине у периоду мај-септембар 1981-2012. година*

Насеља	Мај	Јун	Јул	Авг	Сеп
Нови Сад	43	33	38	39	32
Суботица	30	34	49	50	37
Сомбор	45	47	54	41	29
Сремска Митровица	39	47	54	42	42
Зрењанин	44	51	61	52	22
Кикинда	43	46	51	44	25
Вршац	39	44	59	41	26

*Највеће вредности су подељане, а најниже укошене

Табела 23 показује да је у већини насеља највећи број HUV забележен у месецу јулу, а најмањи у септембру.

4. ЗАКЉУЧАК

Интензивна индустријализација и урбанизација током прошлог и почетком овог века има за последицу нарушавање природне равнотеже што се негативно одражава на здравље човека и читав живи свет. Када је у питању атмосфера, проблем који је обележио последњих неколико деценија је повећање концентрација загађујућих материја у ваздуху које доводи до повећања интензитета UV зрачења и делом до климатских промена. У монографији је извршена просторна и временска анализа UV зрачења и продужених периода интензивне топлоте у топлом периоду године на територији Војводине.

Први део истраживања усмерен је на реконструкцију и анализу дневних доза еритемалног UV зрачења које су погодне за проучавање дугорочних ефеката сунчевог UV зрачења на животну средину. Због чињенице да се у Војводини UV зрачење континуирано прати краћи низ година само у Новом Саду, да би се добио довољно дугачак низ података релевантних за процену тренда и оцену биолошког ефекта, конструисана је и верификована емпиријска формула за његову процену, а затим и реконструисане његове вредности. Анализом мерених вредности UV индекса у Новом Саду у периоду 2003-2012. година и реконструисаних вредности дневних доза еритемалног UV зрачења за седам насеља у Војводини у периоду 1981-2012. година дошло се до следећих сазнања:

- заштита коже од UV зрачења је свима неопходна од маја до августа;
- у априлу и септембру заштита коже од UV зрачења није неопходна, али се препоручује свима, док се у марту и октобру препоручује деци и људима са осетљивом кожом;
- десет година мерења UV зрачења у Новом Саду показало је да су мајске дневне дозе UV зрачења приближне онима у августу, на шта треба посебно упозорити становништво, јер у мају због нижих температура ваздуха немамо осећај да смо у опасности;
- реконструисане дневне дозе еритемалног UV зрачења у периоду 1981-2012. година показују тенденцију раста у свим насељима;

- у мају и јуну дневне еритемалне дозе UV зрачења највеће су у Новом Саду, Кикинди и Суботици, док су у јулу, августу и септембру дозе највеће у Сремској Митровици и Вршцу;
- најниже вредности дневне еритемалне дозе UV зрачења у топлом периоду године имају Зрењанин и Сомбор;
- иако је према Светској метеоролошкој организацији дебљина озонског омотача престала да опада 1996. године, резултати показују да је у Војводини опоравак приметан у хладном периоду године, а да дебљина озонског омотача у топлом периоду године и даље опада.

Други део истраживања обухвата анализу врелих дана и продужених периода топлог времена, топлотних таласа, дефинисаних на основу перцентиала. На основу резултата истраживања у периоду 1971-2012. година, за седам насеља у Војводини изведени су следећи закључци:

- просечне вредности максималних температура ваздуха продужене летње сезоне (TX_a), број врелих дана (TX_{90p}) и трајање топлотних таласа (D) у Војводини показују статистички значајан раст од 0,06 °C, 0,76 дана и 0,4 дана годишње, редом;
- највећи број најтоплијих лета у погледу TX_a , TX_{90p} и D појавио се после 1991. године;
- најчесталији су били најкраћи (до 7 дана) и најслабији (са кумулативним прелазом температуре до 20°C) топлотни таласи, као и они са са максималном температуром између 34°C и 37°C;
- током 70-тих и у првој половини 80-тих година прошлог века топлотни таласи су били веома ретки и мале јачине (јављали су се на почетку и крају продужене летње сезоне), док су од средине 80-тих година прошлог века учесталији и много јачи;
- Сомбор је насеље које има најнеповољније климатске услове када су топлотни таласи у питању, због највећег броја дана у топлотним таласима и најјачих топлотних таласа (највећи кумулативни прелаз

температуре и највеће просечне максималне температуре ваздуха у топлотном таласу);

- најповољнији услови у погледу топлотних таласа су у Сремској Митровици (најмањи број дана у топлотним таласима и њихова мала јачина) и Суботици (најниже максималне температуре у топлотном таласу);
- година 2012. је година са најнеповољнијим условима у погледу продужених периода топлог времена, због највећег броја топлотних таласа (4) и најдужег топлотног таласа (13 дана);
- дани са удруженим дејством високих температура и високих нивоа UV зрачења такође бележе пораст у свим насељима, просечно 0,4 дана годишње;
- године са највећим удруженим дејством топлотних таласа и UV зрачења су 2012., 2000., 2011. и 2007. година.

5. РЕФЕРЕНЦЕ

- Abdussamatov, H. (2015). Current long-term negative average annual energy balance of the earth leads to the new little ice age. *Thermal Science*, OnLine-First Issue 00, Pages: 18-18, doi:10.2298/TSCI140902018A.
- Akpabio, L.E. (1992). Comparison between solar radiation energy and the characteristic of Wind power calculations in south eastern Nigeria. *Nigerian Journal of Physics*, 4, 15-20.
- Al-Aruri, S., Rasas, M., Al-Jamal, K. & Shaban, H., (1988). An assessment of global ultraviolet radiation in the range (0.290–385 μm) in Kuwait. *Solar Energy*, 41 (2), 159– 162.
- Alexander, L., Zhang, X., Peterson, T., Caesar, J., Gleason, B., Tank, A. K., Haylock, M., Collins, D., Trewin, B., Rahimzadeh, F., Tagipour, A., Kumar, K., Revadekar, J., Griffiths, G., Vincent, L., Stephenson, D., Burn, J., Aguilar, E., Brunet, M., Taylor, M., New, M., Zhai, P., Rusticucci, M., & Vazquez-Aguirre, J. (2006) Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research* ,111, D05109, doi:10.1029/2005JD006290.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D. & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56, Food and Agricultural Organization of the United Nations, Rome.
- Amengual, A., Homar, V., Romero, R., Brooks, H. E., Ramis, C. Gordaliza, M., & Alonso, S. (2014). Projections of heat waves with high impact on human health in Europe. *Global and Planetary Change*, 119 (2014), 71–84.
- Anton, M., Gil, J. E., Cazorla, A., Fernandez-Galvez, J., Vilaplana, J. M., Olmo, F. J., & Alados-Arboledas, L. (2011a). Influence of the calibration on experimental UV index at a midlatitude site, Granada (Spain). *Atmospheric Measurement Techniques*, 4, 499–507.
- Anton, M., Serrano, A., Cancilllo, M. L., Garcia, J. A., Madronich, S. (2011b). Application of an analytical formula for UV Index reconstructions for two locations in Southwestern Spain. *Tellus*, 63B,1052–1058.
- Arola, A., Kazadzis, S., Krotov, N., Bais, A., Grobner, J., & Herman, J. R. (2005). Assessment of TOMS UV bias due to absorbing aerosols, *Journal of Geophysical Research*, 110, D23211, doi: 10.1029/2005JD005913.
- ASHRAE (1992). Thermal environmental conditions for human occupancy. ANSI/ASHRAE standards, Atlanta. Atmospheric Environment Service.
- ASHRAE (1966). Thermal comfort conditions, ASRAE standard 55.66, New York.

- Atkinson, R., Baulch, D. L., Cox, R. A., Hampson Jr., R. F., Kerr, J. A., Rossi, M. J., & Troe, J. (1997). Evaluated kinetic, photochemical and heterogeneous data for atmospheric chemistry: Supplement V. IUPAC Subcommittee on Gas Kinetic Data Evaluation for Atmospheric Chemistry. *Journal of Physical and Chemical Reference Data*, 26 (3), 521-1011.
- Atmosphere. (n.d.). *The Great Soviet Encyclopedia, 3rd Edition.* (1970-1979). Retrieved October 26 2015 from <http://encyclopedia2.thefreedictionary.com/atmosphere>.
- Aziz, R.A. (2002). Competition in hot nad humid environments, Medical guidance. FIH Medical Committee. Available online at <http://www.fih.ch/files/Sport/Medical/Hot%20and%20Humid%20Environments.pdf> (приступљено 13.06.2015.)
- Baccini, M., Biggeri, A., Accetta, G., Kosatsky, T., Katsouyanni, K., Analitis, A., Anderson, H. R., Bisanti, L., D'Ippoliti, D., Danova, J., Forsberg, B., Medina, S., Páldy, A., Rabczenko, D., Schindler, C., & Michelozzi, P. (2008). Heat effects on mortality in 15 European cities. *Epidemiology*, 9(5), 711–9.
- Bais, A.F., et al. (2007). Surface ultraviolet radiation: past, present and future, Chapter 7, in: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, Global Ozone Research and Monitoring Project—Report No. 50, 572 pp.
- Bais, A. F., Tourpali, K., Kazantzidis, A., Akiyoshi, H., Bekki, S., Braesicke, P., Chipperfield, M. P., Dameris, M., Eyring, V., Garny, H., Iachetti, D., Jockel, P., Kubin, A., Langematz, U., Mancini, E., Michou, M., Morgenstern, O., Nakamura, T., Newman, P. A., Pitari, G., Plummer, D. A., Rozanov, E., Shepherd, T. G., Shibata, K., Tian, W., & Yamashita, Y. (2011). Projections of UV radiation changes in the 21st century: impact of ozone recovery and cloud effects. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11, 7533–7545.
- Bartha, E. B., Pongracz, R. & Bartholy, J. (2012). Analysis of heat wave occurrences in the Carpathian basin using regional climate model simulations. *Geophysical Research Abstracts*, 14, EGU2012-835.
- Battles, F. J., Bosch, J. L., Tovar-Pescador, J., Martinez-Durban, M., Ortega, R., & Miralles, I. (2008). Determination of atmospheric parameters to estimate global radiation in areas of complex topography: Generation of global irradiation map. *Energy Conversion and Management*, 49,336–345.
- Berger, D. (1976). The sunburning ultraviolet meter: design and performance. *Photochemistry and Photobiology*, 24, 587-593.
- Beniston, M. (2004). The 2003 heat wave in Europe: a shape of things to come? An analysis based on Swiss climatological data and model simulations. *Geophysical Research Letters*, 31, doi:10.1029/2003GL018857.
- Beniston M., Stephenson, D., Christensen, O., Ferro, C., Frei, C., Goyette, S., Halsnaes, K., Holt, T., Jylhä, K., Koffi, B., Palutikof, J., Schöll, R., Semmler, T., & Woth, K. (2007). Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections, *Climatic Change*, 81,71–95. doi 10.1007/s10584- 006-9226-z.
- Bilbao, J., Gonzalez, P.S & De Miguel Castrillo, A. (2008). UV-B climatology in Central Spain, *International Journal of Climatology*, 28, 1933–1941.

- Bird, E. R., & Riordan, C. (1986). Simple solar spectral model for direct and diffuse irradiance on horizontal and tilted planes at the earth's surface for cloudless atmosphere. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25, 87–97.
- Blumthaler, M., Ambach, W. & Ellinger, R. (1997). Increase in solar UV radiation with altitude. *Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology*, 39, 130-134.
- Bogumil, K., Orphal, J. & Burrows, J. P. (2000). Temperature dependent absorption cross section of O₃, NO₂ and other atmospheric trace gases measured with SCIAMACHY spectrometer, Proc. ERS- Envistat Symposium Gothenburg 2000, ESA-ESTEC, ISBN 92-9092-686-1.
- Borkowski, J. L. (2008). Modelling of UV radiation variations at different time scales. *Annales de Geophysicae*, 26, 441– 446.
- Bretin, P., Vandentorren, S., Zeghnoun, A. & Ledrans, M. (2004). Etude des facteurs de décès des personnes âgées résidant à domicile durant la vague de chaleur d'août 2003. Institut de Veille Sanitaire (InVS) Web site. http://www.invs.sante.fr/publications/2004/chaleur2003_170904/rapport_canicule.pdf (приступљено 19.08.2015).
- Brine, D. T., & Iqbal, M. (1983). Solar Spectral Diffuse Irradiance Under Cloudless Skies, *Solar Energy*, 30, 447-453.
- Burrows, W. R., Vallee, M., Wardle, D. I., Kerr, J.B., Wilson, L. J., & Tarasick, D. W. (1994). The Canadian operational procedure for forecasting total ozone and UV radiation. *Meteorological Applications*, 1, 247–265.
- Calbó, J., Pagès, D. & González, J. (2005). Empirical studies of cloud effects on UV radiation: A review, *Reviews of Geophysics*, 43, RG2002, doi: 10.1029/2004RG- 000155.
- Cede, A., Blumthaler, M., Luccini, E., Piacentini, R. D. & Nuñez, L. (2002). Effects of clouds on erythemal and total irradiance as derived from data of the Argentine Network. *Geophysical Research Letters*, 29 (24), 2223, doi: 10.1029/2002GL015708.
- Cede, A., Herman, J., Richter, A., Krotkov, N. & Burrows, J. (2006). Measurements of nitrogen dioxide total column amounts using a Brewer double spectrophotometer in direct Sun mode. *Journal of Geophysical Research*, 111, D05304, doi: 10.1029/2005JD006585.
- Chubarova, N. E., Yurova, A. Y., Krotkov, N. A., & Herman, J. R. (2002). Comparisons between ground measurements of broadband ultraviolet (300 to 380 nm) and total ozone mapping spectrometer ultraviolet estimates at Moscow from 1979 to 2000. *Optical Engineering*, 41 (12), 2070– 3081.
- Climate Change (1995). *The Science of Climate Change, Summary for Policymakers*, Geneva.
- Climate Change (2001). *The Science of Climate Change, Summary for Policymakers*: Geneva.
- Coulson, K.L. (1975). *Solar and terrestrial radiation*. New York, San Francisco, London: Academic Press, 322 pp.
- Cornwall, C., Horiuchi, A. & Lehman, C. (2003). Solar Position Calculator, Publication of the National Oceanic and Atmospheric Administration [Available online at <http://www.srb.noaa.gov/highlights/sunrise/calcdetails.html>, posted 13 December 2003, Last accessed 8 June 2009].

- Courtillot, V. Gallet, Y. Le Mouél, J. L. Fluteau, F. & Genevey, A., (2007). Are there connections between the Earth's magnetic field and climate? *Earth and Planetary Science Letters*, 253, 328-339.
- de Jager, C. & Duhau, S., (2011). The variable solar dynamo and the forecast of solar activity; influence on terrestrial surface temperature. In: Cossia, J.M. (Ed.), *Global Warming in the 21th Century*. Nova Science Publication, New York, pp. 77–106.
- Degünther, M., & Meerkötter, R. (2000). Influence of inhomogeneous surface albedo on UV irradiance: Effect of a stratus cloud. *Journal of Geophysical Research*, 105, 22755– 22762.
- Della-Marta, P. M., Luterbacher, J., Weissenfluh, H. V., Xoplaki, E., Brunet, M., Wanner, H. (2007). Doubled length of Western European summer heat waves since 1880. *Journal of Geophysical Research*, 112. doi: 10.1029/2007JD008510.
- den Outer, P.N., Slaper, H. & Tax, R. B. (2005). UV radiation in the Netherlands: Assessing long-term variability and trends in relation to ozone and clouds. *Journal of Geophysical Research*, 110, D02203, doi: 10.1029/ 2004JD004824.
- Dichter, B. K., Beaubien, A. F. & Beaubien, D. J. (1992). Development and characterization of new solar ultraviolet-B detector. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 10, 337-344.
- Diffey B. L. (2002). Sources and measurement of ultraviolet radiation. *Methods*, 28, 4-13.
- Duffie, J. A., & Beckman, W.A. (1994). *Solar Engineering of thermal Processes*. 2nd Edn. New York: John Wiley.
- Djurdjevic, V & Rajkovic, B. (2008). Verification of a coupled atmosphere-ocean model using satellite observations over the Adriatic Sea. *Annales Geophysicae*, 26 (7), 1935-1954, doi: 10.5194/angeo-26-1935-2008.
- Дуцић, В. & Радовановић, М. (2005). *Клима Србије*. Завод за уџбенике и наставна средства, Београд.
- Ebi, K., & Meehl, G. A. (2007). Heatwaves and global climate change, the heat is on: climate change and heatwaves in the Midwest. In Ebi, K. (ed.) *Regional impacts of climate change: four case studies in the United States*. (8-21). Arlington, Virginia: Pew Center on Global Climate Change.
- Environment Canada (2004). Adjusted Historical Canadian Climate Data. (<http://www.ccma.bc.ec.gc.ca/hccd/>; Accessed December 15, 2010).
- Fanger, P, O. (1970). *Thermal comfort*. Copenhagen: Danish Technical Press.
- Fioletov, V. E., McArthur, L. J. B., Kerr, J. B., & Wardle, D. I. (2001). Long-term variations of UV-B irradiance over Canada estimated from Brewer observations and derived from ozone and pyranometer measurements. *Journal of Geophysical Research*, 106(D19), 23 009– 23 028, doi:10.1029/2001JD000367.
- Fioletov, V. E., McArthur, L. J. B., Kerr, J. B., & Wardle, D. R. (2002). Comparison of Brewer ultraviolet irradiance measurements with total ozone mapping spectrometer satellite retrievals, *Optical Engineering*, 41, 3051-3061.

- Foyo-Moreno, I., Alados, I. & Alados-Arboledas, L. (2007). Adaptation of an empirical model for erythemal ultraviolet irradiance. *Annals of Geophysics*, 25, 1499–1508.
- Frich, P., Alexander, L., Della-Marta, P., Gleason, B., Haylock, M., Tank, A. & Peterson, T. (2002). Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Climate Research*, 19, 193–212.
- Gomes J. F. P, Mukherjee S, Radovanović M. M, Milovanović B, Popović C. L & Kovačević A. 2012. Possible Impact of the Astronomical Aspects on the Violent Cyclonic Motions in the Earth's Atmosphere. In the book: Solar Wind: Emission, Technologies and Impacts (Chapter 1), Nova Science Publishers, p. 1-46.
- Gosling, S. N., McGregor, G. R., & Páldy, A (2007). Climate change and heat-related mortality in six cities. Part 1: model construction and validation. *International journal of biometeorology*, 51, 525–40.
- Gueymard, C.A. (1995). SMARTS2 A Simple Model of the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine: Algorithms and performance assessment. Rep. FSEC-PF-270-95, Florida Solar Energy Center, Cocoa, FL.
- Guyton, A. C. & Hall, J. E. (2000). *Textbook Of Medical Physiology* (10th ed.). Philadelphia: W.B. Saunders Company.
- Hajat, S., Armstrong, B. J., Baccini, M., Biggeri, A., Bisanti, L., Russo, A., Páldy, A., Menne, B., & Kosatsky, T. (2006). Impact of high temperatures on mortality: is there an added heat effect. *Epidemiology*, 17(6), 632–638.
- Hathaway, H. D, Wilson, M. R. (2006). Geomagnetic activity indicates large amplitude for sunspot cycle 24. *Geophysical Research Letters*, 33, L18101.
- Heckel, A., Richter, A., Tarsu, T., Wittrock, F., Hak, C., Pundt, I., Junkermann, W., & Burrows, J.P. (2005). MAXDOAS measurements of formaldehyde in the Po- Valley. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5, 909-918, 2005.
- Helsel, D. R., & Frans, L. M. (2006). Regional Kendall test for trend. *Environmental Science and Technology*, 40, 4066–4073.
- Hess, M., Koepke, P. & Schult, I. (1998). Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC. *The Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 831-844.
- Hiltner, W. A. (1962) Stars and stellar systems, Compendium of Astronomy and Astrophysics, in: Hardie R. H. (ed) *Photo electric reductions*, Chicago: The University of Chicago Press.
- Hu, B., Wang, Y., & Liu, G. (2010). Variation characteristics of ultraviolet radiation derived from measurement and reconstruction in Beijing, China. *Tellus*, 62B, 100–108.
- Huynen, M. M. T.E., Martens, P., Schram, D., Weijenberg, M. P. & Kunst, A. E. (2001). The impact of heat waves and cold spells on mortality rates in the Dutch population. *Environmental health perspectives*, 109, 463–70.

- Huovinen, P. S., Penttilä, H. & Soimasuo, M. R. (2003). Spectral attenuation of solar ultraviolet radiation in humic lakes in Central Finland. *Chemosphere* 51, 205–214. doi: 10.1016/S0045-6535(02) 00634-3.
- Huth, R., Kyselý, J., & Pokorná, L. (2000). A GCM simulation of heat waves, dry spells, and their relationships to circulation. *Climatic Change*, 46, 29–60.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (2001). *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge, UK, 881 pp.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (2007). *Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Core Writing Team, Pachauri, R.K. and Reisinger, A. (Eds.) IPCC, Geneva, Switzerland, 104 pp.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (2014). *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.). IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.
- ISO 7730 (1984). *Moderate thermal environments — determination of the PMV and PPD indices and specification of the conditions for thermal comfort*. ISO, Geneva.
- Justus, C. G. & Paris, M. V. (1985). A model for solar spectral irradiance at the bottom and top of a cloudless atmosphere. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 24, 193–205.
- Kaiser, R., Rubin, C. H., Henderson, A.K., Wolfe, M. L., Kieszak, S., Parrott, C. L., & Adcock M. M. (2001). Heat-related death and mental illness during the 1999 Cincinnati heat wave. *American Journal of Forensic Medical Pathology*, 22, 3, 303–307.
- Kalliskota, S., Kaurola, J., Taalas, P., Herman, J. R., Celarier, E., & Krotkov, N. (2000). Comparison of the daily UV doses estimated from Nimbus7/TOMS measurements and ground-based spectroradiometric data. *Journal of Geophysical Research*, 105, 5059–5067, doi:10.1029/1999JD900926.
- Kaurola, J., Taalas, P., Koskela, T., Borkowski, J., & Josefsson, W. (2000). Long-term variations of UV-B doses at three stations in northern Europe. *Journal of Geophysical Research*, 105(D16), 20 813–20 820, doi:10.1029/2000JD900258.
- Kazantzidis, A., Bais, A. F., Grobner, J., Herman, J. R., Kazadzis, S., Krotkov, N., Kyro, E., den Outer, P. N., Garane, K., Gorts, P., Lakkala, K., Meleti, C., Slaper, H., Tax, R. B., Turunen, T., & Zerefos, C. S. (2006). Comparison of satellite-derived UV irradiances with ground-based measurements at four European stations. *Journal of Geophysical Research*, 111, D13207, doi: 10.1029/2005JD006672.
- Kazantzidis, A., Bais, A. F., Zempila, M. M., Kazadzis, S., den Outer, P. N., Koskela, T., & Slaper, H. (2009). Calculations of the human vitamin D exposure from UV spectral measurements at three European stations, *Photochemical and Photobiological Sciences*, 8, 45–51, doi:10.1039/b811216a.

- Kirchhoff, V. W., Silva, A., & Pinheiro, K. (2002). Wavelength dependence of aerosol optical thickness in the UV-B band. *Geophysical Research Letters* 29, 1620. doi:10.1029/2001.
- Kirk, J. T. O. (1994a). *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*. 2nd ed. Cambridge, UK: Cambridge University Press. 509 pp. isbn: 0 521 45353 4.
- Kirk, J. T. O. (1994b). Optics of UV-B radiation in natural waters. *Archiv für Hydrobiologie–Beiheft Ergebnisse der Limnologie*, 43, 1–166.
- Klein Tank, A. M. G., & Konnen, G. P. (2003). Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946–99. *Journal of Climate*, 16, 3665–3680.
- Knochel, J.P., & Reed, G. (1994). Disorders of heat regulation. In: Narins, R.G., (ed). *Maxwell and Kleeman's clinical disorders of fluid and electrolyte metabolism*. 5th ed. New York: McGraw-Hill, 1549-90.
- Krotkov, N. A., Bhartia, P. K., Herman, J. R., Ahmad, Z., & Fioletov, V. (2001). Satellite estimation of spectral surface UV irradiance 2: Effect of horizontally homogeneous clouds and snow. *Journal of Geophysical Research*, 106, 11 743–11 759, doi:10.1029/2000JD900721.
- Krotkov, N. A., Herman, J. R., Bhartia, P. K., Seftor, C., Arola, A., Kaurola, J., Kalliskota, S., Taalas, P., & Geogdzhaev, I. V. (2002). Version 2 total ozone mapping spectrometer ultraviolet algorithm: problems and enhancements. *Optical Engineering*, 41, 12, 3028–3039.
- Krzic, A., Tosic, I., Djurdjevic, V., Veljovic, K. & Rajković, B. (2011). Changes in some indices over Serbia according to the SRES A1B and A2 scenarios. *Climate Research*, 49 (1), 73-86. doi: 10.3354/cr01008.
- Koepke P., Bais, A., Balis, D. Buchwitz, M., De Backer, H., de Cabo, X., Eckert, P., Eriksen, P., Gillotay, D., Heikkilä, A., Koskela, T., Lapeta, B., Litynska, Z., Lorente, J., Mayer, B., Renaud, A. Ruggaber, A., Schauburger, G. Seckmeyer, G., Seifert, P., Schmalwieser, A., Schwander, H., Vanicek, K., & Weber, M. (1998). Comparison of models used for UV index calculations. *Photochemistry and Photobiology*, 67 (6), 657-662.
- Komhyr, W.D. (1980). Operations handbook – ozone observations with a Dobson spectrophotometer, Prepared for the World Meteorological Organization Global Ozone Research and Monitoring Project, WMO report No. 6.
- Kurucz, R. L., Furenlid, I., Brault, J., & Testerman, L. (1984). Solar Flux Atlas from 296 to 1300 nm, National Solar Observatory Atlas No. 1.
- Kylling, A., Dahlback, A., & Mayer, B. (2000). The effect of clouds and surface albedo on UV irradiances at a high latitude site. *Geophysical Research Letters*, 27, 1411–1414.
- Landscheidt, T. (2003). New Little Ice Age instead of global warming. *Energy and Environment*, 14, 327-350.
- Lakkala K. (2001). A decade of spectral UV measurements at Sodankyla, Thesis for Phil. Lic. in Meteorology, University of Helsinki, Department of Physical Sciences.

- Le Mouél, J.-L., Blanter, E., Shnirman, M., & Courtillot, V. (2009). Evidence for solar forcing in variability of temperatures and pressures in Europe, *J Atmos Sol-Terr Phy*, 2009;71:1309-1321.
- Leckner, B. (1978). The spectral distribution of Solar radiation at the Earth's surface-elements of a model. *Solar Energy*, 20, 143-150.
- Lean, J, Beer, J. & Bradley R. (1995). Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change. *Geophysical Research Letters*, 22.
- Lindfors, A., & Vuilleumier, L. (2005). Erythemal UV at Davos (Switzerland), 1926–2003, estimated using total ozone, sunshine duration, and snow depth. *Journal of Geophysical Research*, 110:D02104. doi:10.1029/2004JD005231.
- Liou, K. N. (1980). An introduction to atmospheric radiation; Academic Press, New York.
- Liu, S., McKeen, S.A. & Madronich, S. (1991). Effect of anthropogenic aerosols on biologically active ultraviolet radiation. *Geophysical Research Letters*, 18, 2265-2268.
- Luccini, E., Cede, A. & Piacentini, R. D. (2003). Effect of clouds on UV and total irradiance at Paradise Bay, Antarctic Peninsula, from a summer 2000 campaign. *Theoretical and Applied Climatology*, 75, 105–116.
- Madronich, S., Björn, L.O., Ilyas, M., & Caldwell, M.M. (1998). Changes in biologically active ultraviolet radiation reaching the Earth's surface. *Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology*, 46, 5–19.
- Madronich, S., & Flocke, S. (1997). Theoretical estimation of biologically effective UV radiation at the earth's surface. ASI Series, I 52, In Zerefos, C.S. & Bais, A.F. (eds.). *Solar Ultraviolet Radiation Modelling, Measurements and Effects*, Springer-Verlog.
- Madronich, S. (2007). Analytic Formula for the Clear-sky UV Index. *Photochemistry and Photobiology*, 83, 1537–1538.
- Малиновић, С. (2003). Модел за прогнозу интензитета УВ зрачења уз коришћење модела за прогнозу времена. Магистарски рад. Универзитет у Новом Саду, АЦИМСИ, Нови Сад.
- Malinovic, S., Mihailovic, D. T., Mijatovic, Z., Kapor, D., & Arsenic, I. (2003). Estimating solar ultraviolet irradiance (290-400 nm) by means of the NEOPLANTA model: Model description and validation. Proceedings of the 5th General Conference of the Balkan Physical Union, 25-29 August 2003, CD edition, Vrnjacka banja.
- Malinovic, S., Mihailovic, D. T., Kapor, D., Mijatovic, Z. & Arsenic, I. D. (2006). NEOPLANTA: A Short Description of the First Serbian UV Index Model, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45 (8), 1171–1177.
- Malinovic-Milicevic S., & Mihailovic, D.T. (2011). The use of NEOPLANTA model for evaluating the UV index in the Vojvodina region (Serbia), *Atmospheric Research*, 101, Issue 3, 621-630.
- Malinovic-Milicevic, S. (2013). Summer hazards in Novi Sad, *Journal of the Geographical Institute "Jovan Cvijić" SASA*, 63(3), 335-344.

- Malinovic-Milicevic, S., Mihailovic, D. T., Lalic, B. & Dreskovic, N. (2013). Thermal environment and UV-B radiation indices in the Vojvodina region (Serbia). *Climate Research*, 57, 111–121. doi:10.3354/cr01163.
- Malinovic-Milicevic S., Mihailovic, D. T. & Radovanovic, M. M. (2015). Reconstruction of the erythemal UV radiation data in Novi Sad (Serbia) using the NEOPLANTA parametric model, *Theoretical and Applied Climatology*, 121 (1-2), 131-138.
- Malinović-Milicevic, S. B., Mihailovic, D. T., Dreskovic, N. M., Đurdjevic V. S., Mimic, G. I., Arsenic, I. D. (2015a). Climate change effects and UV-B radiation in the Vojvodina region, Serbia under the SRES-A2 *Thermal Science*, OnLine-First (00):31-31, doi:10.2298/TSCI141207031M.
- Malinovic-Milicevic, S., Radovanovic, M. M., Stanojevic, G., & Milovanovic, B. (2015b). Changes in Serbian Climate Extreme Indices from 1961 to 2010, *Theoretical and Applied Climatology*, in press, doi: 10.1007/s00704-015-1491-1.
- Mayer, B. & Kylling, A. (2005). Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations – description and examples of use. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5, 1855–1877, doi:10.5194/acp-5-1855-2005.
- Martinez, M., Devenport, L., Saussy, J., Martinez, J. (2002). Drug-Associated Heat Stroke. *Southern Medical Journal*, 95 (8), 799-803.
- McKenzie, R. L., Seckmeyer, G., Bais, A. F., Kerr, J.B., & Madronich S.(2001). Satellite retrievals of erythemal UV dose compared with ground-based measurements at northern and southern mid-latitudes. *Journal of Geophysical Research*, 106, 24 051–24 062, doi:10.1029/2001JD000545.
- McKenzie, R. L., Liley, J. B., & Bjorn, L. O. (2009). UV Radiation: Balancing Risks and Benefits. *Photochemical and Photobiological Sciences*, 8, 88–98.
- McKinley, A.F. & Diffey, B.L. (1987). A reference action spectrum for ultra-violet induced erythema in human skin. In Passchier, W. F. & Bosnjakovic, B. F. M. (eds.), *Human Exposure to Ultraviolet Radiation: Risks and Regulations* (pp. 83-87). Amsterdam: Elsevier.
- Meehl, G.A., & Tebaldi, C. (2004). More intense, more frequent, and longer lasting heat waves in the 21st century. *Science*, 305(5686), 994–7.
- Mihailovic, D.T., & F. Acs (1984). A contribution to the relation between global radiation and sunshine duration or cloudiness. *Idojaras*, 88, 3, 134-138.
- Мијатовић, З., Чонкић Љ. & Миљковић, С. (2002). УВ зрачење, извори, особине ефекти и заштита, ПМФ, Нови Сад.
- Мијатовић, З., Малиновић, С., Арсенић, И., Капор, Д. & Михаиловић, Д.Т. (2004). Мониторинг и моделирање соларног УВ зрачења. Конгрес физичара СЦГ, Петровац на Мору, 8-111.
- Moberg, A., Jones, P., Lister, D., Walther, A., Brunet, M., Jacobeit, J., Alexander, L., Della-Marta, P., Luterbacher, J., Yiou, P., Chen, D., Tank, A., Saladie, O., Sigro, J., Aguilar, E., Alexandersson, H., Almarza, C., Auer, I., Barriendos, M., Begert, M., Bergstrom, H., Bohm, R., Butler, C., Caesar, J., Drebs, A., Founda, D., Gerstengarbe F., Micela, G., Maugeri, M., Osterle, H.,

- Pandzic, K., Petrakis, M., Srncic, L., Tolasz, R., Tuomenvirta, H., Werner, P., Linderholm, H., Philipp, A., Wanner, H., & Xoplaki, E. (2006). Indices for daily temperature and precipitation extremes in Europe analyzed for the period 1901–2000. *Journal of Geophysical Research* 111. doi:10.1029/2006JD007103.
- Nakajima, T., & Tanaka, M. (1986). Matrix formulations for the Transfer of Solar Radiation in a Plane-Parallel mScattering Atmosphere. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 35, 13-21.
- NASA (2015) <ftp://jwocky.gsfc.nasa.gov/pub/>, Accessed 28 Apr 2015.
- Oppenrieder, A., Höpfe, P. & Koepke, P. (2004). Routine measurement of erythemally effective UV irradiance on inclined surfaces. *Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology*, 74 (2-3), 85-94.
- Oppenrieder, A., Höpfe, P. Koepke, P. & Reuder, J. (2005). Long term measurements of the UV irradiance of inclined surfaces and visualization of UV exposure of the human body. *Meteorologische Zeitschrift*, 14 (2), 285-290.
- Orlowsky, B., & Seneviratne, S. I. (2012). Global changes in extreme events: regional and seasonal dimension. *Climatic Change*, 110, 669–696.
- Palecki, M. A., Changnon, S. A., & Kunkel, K. E. (2001). The nature and impacts of the July 1999 heat wave in the midwestern United States: learning from the lessons of 1995. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82, 1353–67.
- Parsons, K.C. (2003). Human thermal environments: the effect of hot, moderate and cold environments on human health, comfort and performance, London: Taylor-Francis.
- Paulescu, M., Stefu, N., Tulcan-Paulescu, E., Calinoiu, D., Neculac, A., & Gravila P. (2010). UV solar irradiance from broadband radiation and other meteorological data. *Atmospheric Research*, 96, 141–148.
- Peak, M. J., & Peak, J. G., (1986). Molecular photobiology of UVA., In Urbach, F. & Gange R. W. (eds.), *Biological Effects of UVA Radiation* (pp 42-52). New York: Praeger.
- Pfeifer, M.T., Koepke, P. & Reuder, J. (2006). Effects of altitude and aerosol on UV radiation, *Journal of Geophysical Research*, 111, D01203, doi: 10.1029/2005JD006444, 2006.
- Piacentini, R. D., & Cede, A. (2004). Measurements of solar ultraviolet irradiance on inclined surfaces. *Journal of Optics A: Pure and Applied Optics*, 6 (9), 819-823.
- Pidwirny, M. (2008) Greenhouse effect. In: The Encyclopedia of Earth. Retrieved from <http://www.eoearth.org/view/article/153146/>
- Pollution Probe (2004). Primer on climate change and human health. Toronto. Pollution Probe. (<http://www.pollutionprobe.org/Reports/climatechangeprimer.pdf>)
- Поповић, Т., Ђурђевић, В., Живковић, М., Јовић, Б. & Јовановић М. (2009). Промена климе у Србији и очекивани утицаји, Зборник радова 5. регионалне Конференције „Животна средина ка Европи“, ЕнЕ09, Београд, 4-5. јун 2009.

- Quassim, M. S. & Attia, A. F. (2005). Forecasting the global temperature trend according to the predicted solar activity during the next decades. *Memorie della Società Astronomica Italiana*, Vol. 76, MontePorzio Catone, June 27-July 1, 2005, p. 1030-1033.
- Радовановић, М., Стеванчевић, М., Милијашевић, Д., Мукерџе, С. & Бјељац, Ж. (2011). Астрофизичка анализа земљотреса код Краљева (Србија) 03. новембра 2010 године. Зборник радова Географског института САНУ, 61 (3), стр. 1-16.
- Radovanovic, M. M., Milovanovic, B., Pavlovic M., Radivojevic, A. & Stevancevic, M. (2013). The Connection between the Solar Wind Charged Particles and the Tornado – Case Analysis. *Nuclear Technology & Radiation Protection*, 28 (1), p. 52-59.
- Radovanović, M. (2014). The increasing of the ice surface in the Arctic – is this also consequence of global warming? *Journal of the Geographical institute Jovan Cvijic SASA*, 64(3), 383-386.
- Radovanović M. M., Ducić, V. & Mukherjee S. (2014). Climate changes instead global warming. *Thermal Science*, Vol. 18 (3), pp. 1055-1061.
- Radovanović, M. M, Pavlović, T. M, Stanojević, G. B, Milanović, M. M, Pavlović, M. A. & Radivojević, A. R. (2015). The influence of solar activities an occurrence of the forest fires in south Europe. *Thermal Science*, 19 (2), pp. 435-446.
- Раич, А. (2005). Увод у методе истраживања и статистичку анализу, Београд.
- Reuder, J., & Koepke, P. (2005). Reconstruction of UV radiation over Southern Germany for the past decades. *Meteorologische Zeitschrift*, 14(2), 237–246.
- Rey, G., Fouillet, A., Bessemoulin, P., Frayssinet, P., Dufour, A., Jouglu, E., & Hemon, D. (2009). Heat exposure and socioeconomic vulnerability as synergistic factors in heat-wave-related mortality. *European Journal of Epidemiology*, 24(9), 495–502.
- Richter, A., Burrows, J.P., Nüß, H., Granier, C. & Niemeier, U. (2005). Increase in tropospheric nitrogen dioxide over China observed from space. *Nature*, 437 (7055), 129-132.
- Rieder, H. E., Holawe, F., Simic, S., Blumthaler, M., Krzyscin, J. W., Wagner, J. E., Schmalwieser, A. W. & Weihs, P. (2008). Reconstruction of erythemal UV-doses for two stations in Austria: a comparison between alpine and urban regions. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8, 6309–6323.
- Robertson, D. F. (1972). Solar ultraviolet radiation in relation to human skinburn and cancer. (Ph. D. Thesis). University of Queensland, Australia.
- Robinson, P. J. (2001). On the definition of a heat wave. *Journal of Applied Meteorology*, 40(4), 762–75.
- Ruggaber, A., Dlugi, R. & Nakajima, T. (1994). Modeling of radiation quantities and photolysis frequencies in the troposphere. *The Journal of Atmospheric Chemistry*, 18, 171-210.
- Sabburg, J., & Wong, J. (2000). The effect of clouds on enhancing UVB irradiance at the Earth's surface: A one year study. *Geophysical Research Letters*, 27, 3337- 3340.
- Schär, C., Vidale, P. L., Lüthi, D., Frei, C., Häberli, C., Liniger, M. A. & Appenzeller, C. (2004). The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature*, 427, 332–6.

- Schmucki, D.A., & Philipona, R. (2002). Ultraviolet radiation in the Alps: the altitude effect, *Optical Engineering*, 41 (12), 3090-3095.
- Schwander, H., Kaifel, A., Ruggaber, A., & Koepke, P. (2001). Spectral Radiative-Transfer Modeling with Minimized Computation Time by Use of a Neural-Network Technique. *Applied Optics*, 40, 331-335.
- Singh, S., & Singh, R. (2004). High-altitude clear-sky direct solar ultraviolet irradiance at Leh and Hanle in the western Himalayas: Observations and model calculations, *Journal of Geophysical Research*, 109, D19201, doi: 10.1029/2004JD004854.
- Smith, R. C., Prézelin, B. B., Baker, K. S., Bidigare, R. R., Boucher, N. P., Coley, T., Karentz, D., MacIntyre, S., Matlick, H. A., Menzies, D., et al. (1992). Ozone depletion: Ultraviolet radiation and phytoplankton biology in Antarctic waters. *Science*, 255, 952–959. doi: 10.1126/science.1546292.
- СГРС (Службени гласник Републике Србије) (2009). Закон о заштити ваздуха. 36/09.
- СГРС (Службени гласник Републике Србије) (2010). Уредба о изменама и допунама Уредбе о условима за мониторинг и захтевима квалитета ваздуха. 75/2010.
- Solheim, J-E, Stordahl, K., & Humlum, O. (2012). The long sunspot cycle 23 predicts a significant temperature decrease in cycle 24. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 80, 267-284.
- Souch, C., & Grimmond, S. (2006). Applied climatology: Urban climate. *Progress in Physical Geography*, 30, 270–9.
- Spencer, J.W. (1971). Fourier series representation of the position of the sun. *Search*, 2, p. 272
- Stolarski, R. S., Labow, G. J. & McPeters, R.D. (1997). Springtime Antarctic total ozone measurements in the early 1970s from the BUV instrument on Nimbus 4. *Geophysical Research Letters*, 24: doi: 10.1029/96GL04017. issn: 0094-8276.
- Sutherland M. B. (1997). Ultraviolet Radiation Hazards to Humans, In Hardy, K., Meltz, M., & Glickman, R. (eds.), *Nonionizing Radiation: An overview of the Physics and Biology*. Madison: Medikal Physics Publishing.
- Tanskanen, A., Lindfors, A., Maatta, A., Krotkov, N., Herman, J., Kaurola, J., Koskela, T., Lakkala, K., Fioletov, V., Bernhard, G., McKenzie, R., Kondo, Y., O'Neill, M., Slaper, H., DenOuter, P., Bais, A. F., & Tamminen, J. (2008). Validation of daily erythemal doses from ozone Monitoring Instrument with groundbased UV measurement data, *Journal of Geophysical Research*, 112, D24S44, doi:10.1029/2007JD008830.
- Tebaldi, C., Hayhoe, K., Arblaster, J., & Meehl, G. (2006). Going to the extremes. *Climate Change*, 79,185–211.
- Thuillier, G., Floyd, L., Woods, T. N., Cebula, R., Hilsenrath, E., Hersé, M., & Labs, D. (2004). Solar irradiance reference spectra for two solar active levels. *Advances in Space Research*, 34 (2), 256-261.

- Trepte, S., & Winkler, P. (2004). Reconstruction of erythemal UV irradiance and dose at Hohenpeisenberg (1968–2001) considering trends of total ozone, cloudiness and turbidity. *Theoretical and Applied Climatology*, 77, 159–171.
- UNEP (United Nations Environment Programme) (2010). Environmental effects of ozone depletion and its interaction with climate change: 2010 assessment, United Nations Environment Programme (UNEP), Nairobi, 278.
- Vaughn, D. G. (2005). How does the Antarctic ice sheet affect sea level rise? *Science*, 308, 1877–1878.
- Van der A, R. J., Pithers, A. J. M., Valks, P. J. M., van Geffen, J. H. G. M., & Zehner, C. (2000). GOME Fast delivery and value-Added Products (GOFAP), Proceedings ERS-ENVISAT symposium, Gothenburg, Sweden, 16-20 October, 2000.
- Vanicek, K., Frei, T., Litynska, Z. & Schmalwieser, A. (1999). UV-Index for the Public. A guide for publication and interpretation of the solar UV Index forecasts for the public prepared by the Working Group 4 of the COST-713 Action “UVB Forecasting, Brussels.
- Vassallo, S., & Delaney, K. (1989). Pharmacologic effects on thermoregulation: mechanisms of drug-related heatstroke. *Clinical Toxicology*, 27, 199-224.
- Vita-Finzi, C. (2008). *The Sun: User's Manual*. New York: Springer.
- Wang, P., Richter, A., Bruns, M., Burrows, J. P., Junkermann, W., Heue, K. P., Wagner, T., Platt, U., & Pundt, I. (2005a). Airborne multi-axis DOAS measurements of tropospheric SO₂ plumes in the Po-valley, Italy. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussion*, 5, 2017-2045.
- Wang, P., Richter, A., Bruns, M., Rozanov, V. V., Burrows, J. P., Heue, K. P., Wagner, T., Pundt, I. & Platt, U. (2005b). Measurements of tropospheric NO₂ with an airborne multi-axis DOAS instrument *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5, 337-343.
- Webb, A. R., Gardiner, B. G., Martin, T. J., Leszczynski, K., Metzendorf, J., Mohnen, V. A. & Forgan, B. (1999). Guidelines for Site Quality Control of UV monitoring. WMO, GAW Rep. 126, 39 pp.
- Webb, A. R. & Engelsen, O. (2006). Calculated ultraviolet exposure levels for a healthy vitamin D status. *Photochemical and Photobiological Sciences*, 82, 1697–1703.
- Webb, A., Gröbner, J., & Blumthaler, M. (2007). A practical guide to operating broadband instruments measuring erythemally weighted irradiance. EUR 22595, ISBN 92-898-0032-1, 16 pp.
- Weber, G. R. (1995). Global Warming. The Rest of the Story. Dr Boettiger Verlage GmbH: Wiesbaden.
- Weih, P., Webb, A.R., Hutchinson, S.J. & Middleto, G.W. (2000). Measurements of the diffuse UV sky irradiance during broken cloud conditions. *Journal of Geophysical Research*, 105, 4937-4944.
- Weih, P., Lenoble, J., Blumthaler, M., Martin, T., Seckmeyer, G., Philipona, R., De la Casinière, A., Sergent, C., Gröbner, J., Cabot, T., Masserot, D., Pichler, T., Pougatch, E., Rengarajan, G., Schmucki, D., & Simic, S. (2001). Modeling the effect of an inhomogeneous surface albedo on incident UV radiation in mountainous terrain: Determination of an effective surface albedo. *Geophysical Research Letters*, 28, 3111-3114.

- WHO (World Health Organization) (2009). *Improving public health responses to extreme weather/heat-waves: EuroHEAT*. Technical summary. Copenhagen, World Health Organization Regional Office for Europe.
- Wiscombe, W. J., & Grams, G. W. (1976). The backscattered fraction in two-stream approximations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33, 2440-2451.
- WMO (World Meteorological Organization) (2007). Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006. Global Ozone Research and Monitoring Project–Report No. 50., 572 pp., Geneva, Switzerland.
- WMO (World Meteorological Organization) (2011). Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010. Global Ozone Research and Monitoring Project–Report No. 52., 516 pp., Geneva, Switzerland.
- WMO (World Meteorological Organization) (2009). Guidelines on Analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation, Climate Data and Monitoring WCD-MP-No. 72.
- Zacharias, S., Koppe, C & Mücke, H-G., (2015). Climate Change Effects on Heat Waves and Future Heat Wave-Associated IHD Mortality in Germany. *Climate*, 3, 100-117; doi:10.3390/cli3010100.
- Zaratti, F., Forno, R. N., García Fuentes, J., & Andrade, M. F. (2003). Erythemally weighted UV variations at two high-altitude locations, *Journal of Geophysical Research*, 108 (D9), 4623, doi: 10.1029/2001JD000918.
- Yang, K., Huang, G.W. & Tamai, N. (2001). A hybrid model for estimating global solar irradiance. *Solar Energy*, 70, 13–22.
- Yankee Environmental Systems Inc. (2002). Certificate of calibration. Yankee Environmental Systems.
- Yankee Environmental Systems Inc. (2008). UVB-1 Ultraviolet Pyranometer, Installation and User Guide, version 2.04. 53 pp.
- Yue, S., & Pilon, P. (2004). A comparison of the power of the *t*-test, Mann–Kendall and bootstrap tests for trend detection. *Hydrological Sciences Journal*, 49: 21–37.

6. SUMMARY

It is an indisputable fact that the Earth's climate is changing. The observed climate changes have already had a direct impact on the economy, ecosystem and human health, and projections show that these changes will have serious consequences in all parts of the world in the future. The mechanisms by which climate changes directly and indirectly affect the quality of life and health should be thoroughly studied in order to reduce the negative consequences to the lowest possible level. When it comes to the atmosphere, a problem that has marked the last few decades is the increasing concentration of pollutants in the air, which leads to an increase in the intensity of UV radiation and global warming. UV radiation and prolonged periods of intense heat are especially dangerous because they have a direct impact on health, especially in summer, when people spend more time outdoors.

Monitoring the intensity of UV radiation and the first warning because of its harmful effect began in Australia in the early 80s of the twentieth century, and today it is continuously measured in all developed countries at several locations. Although the study and monitoring of UV radiation is very important because of its harmful effect, the spatial density of meteorological stations that are equipped to measure the UV radiation in the world is still small, long-term measurements are rare, and longer data series are only available for some locations. In Vojvodina UV radiation has continuously been monitored since 2003 in Novi Sad only, and it is therefore useful to assess the levels of UV radiation in places that are not custom, to predict the values for the following day as well as to reconstruct the levels of UV radiation in the past by using the knowledge about the processes affecting it. The first steps in this direction were made in 2003, shortly after the beginning of the measurement, when the Centre for Meteorology and Environmental Modelling of the University of Novi Sad developed parametric numerical model for prediction of UV radiation NEOPLANTA. The model calculates the intensity of direct and diffuse UV-A and UV-B radiation in clear sky in the wavelength range of 280 to 400 nm and the corresponding UVI on a flat Earth's surface. It takes into account the impact of O₃, aerosols, air molecules, SO₂, NO₂ and ground on the intensity of UV radiation. The characteristics of the model are tested by comparing the values of the calculated UV index and the values measured by "Yankee UVB1" biometer, and the results showed that the model with satisfactory accuracy can be used for prediction.

The research was focused on the reconstruction of daily doses of erythemal UV radiation because they are in the public most often used as a UV index and can be used to calculate monthly and annual doses, making them suitable for studying the long-term effects of the solar UV radiation on the environment. The technique of reconstruction involves deriving the empirical equation for estimation of daily eri-

thematic UV doses by the relative values of daily global radiation in all conditions of cloudiness. Deriving the empirical equation for the reconstruction was done on the basis of: (a) calculated UV doses by model NEOPLANTA, (b) data on the UV index measured by “Yankee UVB-1” biometer in Novi Sad, (c) data on daily sunshine duration measured by Campbell-Stokes heliograph or data on mean daily cloudiness measured at the meteorological station of Rimski Šančevi and (d) daily values of total ozone measured by instruments mounted on satellites. The quality of technique for reconstruction was compared with two other similar techniques and it is estimated that constructed empirical formula can be used for a rough estimate of daily sums of erythemal UV radiation on the territory of Vojvodina, in places and at a time when it was not measured. The derived formula is used for the reconstruction of UV doses in Novi Sad for the period 1981-2002 to fill in the missing data for the period 2003-2012 and calculate daily doses of erythemal UV radiation for six more places in the Vojvodina region in the period 1981-2012.

Analysis of the measured maximum values of UV index in Novi Sad showed that the daily maximums in the period 2003-2012 ranged from 0.49 to 9.88. From November to February, most of the UV index values are below 3, meaning that the protection is not necessary, while in March and October the protection is recommended for children and people with sensitive skin. During April and September values may reach 7, so that protection is recommended, while from May to August, UV index reaches very high level (over 8), which tells us that protection is necessary during these months. The May daily doses of UV radiation are approximate to those in August on what the population should especially be alerted because in May we do not have the feeling that we are in danger due to lower air temperatures. From April to September the most critical period of sun exposure is from 10 a.m. to 16 p.m. because at that time between 70% and 80% of the total daily erythemal doses of UV radiation come to the surface. During June and July, when the UV index has the highest values, protection is needed from 9 a.m. to 17 p.m.

Average annual values of reconstructed erythemal daily doses of UV radiation in Vojvodina in the period 1981-2012 show a statistically significant increase of 8.54 Jm^{-2} per year, while total ozone declines by 0.54 DU per year. Although, according to the World Meteorological Organization thickness of the ozone layer ceased to decline in 1996, the results show that in Vojvodina the recovery is noticeable in the cold season, and the thickness of the ozone layer in the warm period of the year continues to decline. Average reconstructed daily doses of the most dangerous period of the year when the UV radiation is in question, from April to September, are the highest in Sremska Mitrovica and Vrsac, the lowest in Zrenjanin and Sombor and show a statistically significant increase in all settlements. The highest values of the average daily doses of erythemal UV radiation were recorded

in 2012, 2011 and 2000.

Estimates, based on climate modelling, in moderate scenarios, indicate that annual temperature in Serbia until the end of the century will increase by 2.6°C and that the frequency, intensity and duration of heat waves will increase, too. Since high temperatures have the greatest impact on human health during the warm period of the year and as the largest temperature rise by the end of the 21st century is expected during summer (3.5°C) and spring (2.5°C), we limited our analysis to the period of extended summer season (May-September).

Given the spatial scales and orographic characteristics of Vojvodina, major differences in maximum air temperatures cannot be observed between some places. The analysis shows a statistically significant increase in the maximum air temperature anomalies of 0.06°C per year and the number of hot days of 0.76 days per year.

In the period 1971-2012 there were 22 heat waves in Vojvodina. The most common were the shortest heat waves, lasting up to 7 days, the heat waves with a maximum temperature between 34 and 37°C and with the lowest cumulative transition, up to 20°C . The number of days in the heat waves in Vojvodina had a statistically significant increase of 0.4 days per year. During the 70s and the first half of the 80s of the last century, heat waves were very rare (3 heat waves with a total duration of 21 days) and occurred in the coldest months of extended summer season, May and September. Heat waves are more common since the mid 80s of last century. In the period 1986-2012 within 19 years there have been a total of 33 heat waves with a total duration of 246 days. The strongest heat waves occurred in the last 15 years of the analyzed period: 2012, 2003, 2007 and 2000. The longest heat wave in the period 1971-2012 that lasted 13 days appeared in all cities at the same time, in the period 29 June - 11 July 2012. Average maximum temperatures during this heat wave ranged from 35.2°C to 36.0°C , and the absolute temperature maximum was 37.5°C .

Sombor is a town that has the most unfavourable weather conditions in terms of heat waves because of the greatest number of days in the heat waves and the strongest heat waves in terms of the cumulative transition of temperature and average maximum air temperatures in the heat wave. The most favourable conditions are in Sremska Mitrovica (because of the minimum number of days in heat waves and their low strength) and Subotica (due to the absolute lowest and average maximum temperatures in the heat wave).

Days of the combined effect of high temperatures and high levels of UV radiation also increased in all settlements, on average 0.4 days per year. The total number of days in the period 1971-2012 ranged from 185 in Novi Sad to 230 in Zrenjanin. The years with the largest number of hot UV days coincide with the years in which the UV radiation and heat waves were very strong, and these are 2012, 2000, 2011 and 2007.

CIP - Каталогизација у публикацији -
Народна библиотека Србије, Београд

551.521.17(497.113)

551.524(497.113)

МАЛИНОВИЋ Милићевић, Славица, 1975
UV зрачење и топлотни таласи у Војводини /
Славица Малиновић Милићевић, Милан Радовановић.
Београд : Географски институт „Јован Цвијић“ САНУ, 2016
(Beograd : Colorgrafix).

- 151 стр. : илустр. ; 25 cm. -

(Посебна издања / Српска академија наука и уметности,
Географски институт „Јован Цвијић” ; књ. 87)

Тираж 300. - Библиографија: стр. 135-148. - Summary.

ISBN 978-86-80029-68-9

1. Радовановић, Милан, 1965- [аутор]
 - а) Ултраљубичасто зрачење - Војводина
 - б) Ваздух - Температура - Војводина
- COBISS.SR-ID 222412812