



UNIVERSITETI POLITEKNIK I TIRANËS

FAKULTETI I INXHINIERISË MATEMATIKE & INXHINIERISË FIZIKE

DEPARTAMENTI I INXHINIERISË FIZIKE

DISERTACION

Paraqitur nga Urim BUZRA

Për mbrojtjen e gradës shkencore “*Doktor i Shkencave*”

TEMA:

“Vlerësimi i nivelit të aerosolëve antropogjenë në atmosferën e Tiranës dhe ndikimi i tyre në potencialin e energjisë diellore”

Mbrohet më date 20. 07.2016 para jurisë:

1. Prof. Dr. Aferdita VEVEÇKA	Kryetar
2. Prof. Dr. Mitat SANXHAKU	Anëtar -Oponent i jashtëm
3. Prof. Dr. Lulzime ALIKO	Anëtar i jashtëm
4. Prof. Asoc. Luigj GJOKA	Anëtar – i jashtëm
5. Prof. Asoc. Valbona MUDA	Anëtar - Oponent i brendshëm

“We have in this fine dust [aerosols] a most beautiful illustration of how the little things in the world work great effects by virtue of their numbers.”

-John AITKEN, 1880

Dedikuar familjes

Falënderime

Dëshiroj të falënderoj të gjithë ata që më kanë ndihmuar në realizimin e këtij punimi për kontributin e tyre. Në mënyrë të veçantë dëshiroj të falënderoj udhëheqësin shkencor Prof. Dr. Pellumb Berberi, për kohën, motivimin, gatishmërinë, sugjerimet, udhëzimet e shumta, pa ndihmën e të cilit ky punim nuk do ishte i mundur.

Dëshiroj të falënderoj kolegët e mi të cilët kanë qenë gjithnjë të gatshëm për të dhënë kontributin me këshillat e tyre, si dhe të gjithë stafin akademik të Departamentit të Fizikës për bashkëpunimin e frytshëm. Gjithashtu, falënderoj Fakultetin e Inxhinierisë Matematike dhe Inxhinierisë Fizike për mbështetjen dhe ndihmën e vazhdueshme gjatë kërkimit tim shkencor.

Dëshiroj të falënderoj Prof.Dr. Niko Hobdari, Msc. Aldis Muçka, Fakulteti i Inxhinierisë Elektrike, për sigurimin e të dhënave meteorologjike. Gjithashtu falënderoj edhe Departamentin Fizikës në Universitetin e Shkodrës, për një pjesë të dhënash që janë shfrytëzuar për realizimin e këtij punimi.

Në fund dëshiroj të falënderoj të gjithë ata që kanë dhënë kontributin e tyre moral në hartimin e këtij punimi, veçanërisht familjen time. Të gjithë personat e cituar në këtë faqe kanë pasur një rol të rëndësishëm në këtë punim dhe suksesin e tij, por çdo gabim apo pasaktësi është thjesht përgjegjësi e imja.

Abstrakti

Energjia diellore është një nga llojet kryesore të energjisë së rinovueshme dhe që është e pranishme pothuaj në çdo vend të botës. Është i mirënjohur fakti që prania e aerosolëve në atmosferë ka një ndikim shumë të rëndësishëm në modifikimin e energjisë diellore që vjen në tokë. Qëllimi kryesor i këtij studimi është vlerësimi i influencës së aerosolëve antropogjenikë në energjinë diellore që bie në një sipërfaqe horizontale gjatë ditëve pa re. Ndryshimi i energjisë diellore që vjen në tokë gjatë ditëve pa re është një tregues, përveç të tjerëve, i ekzistencës së aerosolëve në atmosferë dhe mund të përdoret si një tregues për vlerësimin e ndotjes së ajrit. Vlerësimi i influencës së përqendrimit të aerosolëve në atmosferë është bërë duke parë energjinë diellore në njësinë e kohës në njësinë e sipërfaqes pas shiut të fundit. Matjet janë përpunuar duke marrë në konsideratë edhe ndikimin e lagështisë relative dhe shpejtësisë së erës në energjinë diellore në njësinë e sipërfaqes në njësinë e kohës. Ne kemi analizuar dhe vlerësuar efektin e aerosolëve në zvogëlimin e sasisë së energjisë diellore që bie në njësinë e sipërfaqes në kushtet e qiellit pa re, duke parë ndryshimin kohor të energjisë diellore që vjen në tokë, gjatë gjithë ditës, gjatë disa orëve, gjithashtu duke marrë në konsideratë efektet anësore të shkaktuara nga lagështia relative dhe shpejtësia e erës si dhe faktorë gjeometrikë.

Si një tregues i përqendrimit të aerosolëve në atmosferë, është shfrytëzuar zvogëlimi i rrezatimit diellor që vjen në tokë kundrejt ditëve pas shiut të fundit. Të gjitha të dhënat janë korrigjuar nga faktorë të tillë si ndryshimet të lagështisë relative, shpejtësia e erës dhe ndryshimi ditor i këndit të rënies të rrezatimit diellor. Studimi është kryer në tre vende me intensitet të ndryshëm të trafikut, një stacion është në qytetin e Shkodrës dhe dy stacione në qytetin e Tiranës.

Janë marrë të dhëna nga tre stacione meteorologjike: stacioni meteorologjik i Fakultetit të Inxhinierisë Elektrike FIE, i pozicionuar në lartësinë rreth 2 m mbi tarracën e godinës qendrore të Universitetit Politeknik të Tiranës (41°19' 4" N, 19°49' 29" E); Stacioni meteorologjik i Fakultetit të Inxhinierisë Matematike dhe Inxhinierisë Fizike FIM&IF, i pozicionuar në lartësinë rreth 2 m mbi tarracën e një godine afër ndërtesës së Fakultetit të Inxhinierisë Matematike dhe

Inxhinierisë Fizike FIM&IF, dhe stacioni meteorologjik i Shkodrës i vendosur mbi ndërtesën e Fakultetit të shkencave të natyrës FSHN të Universitetit të Shkodrës, (45°03' 05" N, 19°30' 42" E).

Distanca ndërmjet stacionit të FIE-es dhe FIM&IF-it është afërsisht 1.5 km. Ndërsa stacioni meteorologjik i FIE-es është i pozicionuar afër një parku, stacioni meteorologjik i FIM&IF-it ndodhet në një zonë me një trafik të rënduar të makinave. Stacioni meteorologjik FSHN i Shkodrës ndodhet në një qytet më të vogël, dhe afër liqenit dhe një zonë me trafik të makinave relativisht të vogël. Parametrat e elementeve meteorologjike si rrezatimi diellor, lagështia e ajrit, era dhe reshjet atmosferike janë regjistruar me ane të stacioneve automatike meteorologjike të tipit Davis Vantage Pro2 të instaluar në vendmatjet e sipërpërmendura. Në çdo rast është parë që energjia diellore në njësinë e sipërfaqes zvogëlohet me numrin e ditëve pas shiut të fundit. Vija që e përshkruan më mirë zvogëlimin ditor të energjisë është një funksion fuqi. Koeficientet e korrelacionit dhe indekset e fuqisë ndryshojnë në varësi nga periudha të ndryshme të vitit. Gjithashtu ndryshimi periodik ditor i energjisë diellore në njësinë e sipërfaqes, një zvogëlim në orët e mëngjesit dhe një rritje në orët e mëngjesit, është një tregues i fortë i origjinës antropogjenikë të aerosolëve.

Pesëmbëdhjetë ditë pas shiut të fundit, afërsisht koha për të arritur ngopjen, energjia diellore në njësinë e sipërfaqes zvogëlohet me 3.1 % në qytetin e Shkodrës, ndërsa në dy stacionet e tjera në qytetin e Tiranës bie respektivisht me 8.5 % dhe 18.4 % për stacionin e FIE-es, dhe FIM&IF-it. Këto të dhëna tregojnë që zvogëlimi i energjisë diellore në njësinë e sipërfaqes është shumë i lidhur me aktivitetin antropogjenikë, kryesisht trafiku në zonën afër stacioneve meteorologjike. Diferenca e energjisë që bie në njësinë e sipërfaqes nga dita në ditë zvogëlohet me rritjen e ditëve pas shiut të fundit, kjo është një evidencë e trendit të një ekuilibri dinamik ndërmjet procesit të dekantimit të aerosolëve gjatë natës dhe gjenerimit të tyre gjatë ditës.

Fjalët kyçe: Aerosolët antropogjenikë, energjia diellore në njësinë e sipërfaqes në njësinë e kohës, varësia kohore e aerosolëve, energjia diellore që vjen në një sipërfaqe horizontale në ditët pa re, potenciali i energjisë diellore.

Abstract

Solar energy is one of the freely available renewable sources of energy and it is abundant in almost every part of the world. However, in many cases, presence of aerosols in atmosphere has an important effect on modifying ground energy budget. The main objective of this study is estimation of influence of anthropogenic aerosols on solar energy falling in a horizontal surface during a cloudless day. Change of irradiative properties of the atmosphere during clear days is an indicator, among others, of existence of atmospheric aerosols and can be used as an indicator for assessment both air pollution and local modifications of solar energy potentials. Estimation of influence of concentration of aerosols in atmosphere was made by measurement of time evolution of insolation during consecutive clear sky days after last heavy rainy day. Careful measures were taken to estimate influence of air humidity and wind speed on modification of solar insolation data. We have analyzed and quantified the effect of aerosols on reducing the amount of solar energy that falls on the horizontal ground surface in cloudless sky conditions, estimating temporal evolution, both in daily and hour scale, considering also, side effects caused by relative humidity of the air wind speed and geometric factor. As an indicator of concentration of aerosols in atmosphere, we agreed to use the attenuation of solar radiation after the last rainy day. All data were corrected by factors such as, variations of relative humidity, wind speed and daily change of incident angle of solar radiation. We studied the change of solar insolation in three sites with different traffic intensity, one in city of Shkodra and two in city of Tirana.

Three meteorological stations were used as source of data: the meteorological station of FEE (Faculty of Electrical Engineering) situated at the height of 20 m over the ground on top of the Main Building of Polytechnic University of Tirana (41°19' 4" N, 19°49' 29" E); the meteorological station of FEMEP (Faculty of Engineering Mathematics and Engineering Physics) situated at the height of 20 m over the ground on top of a building close to Faculty of Engineering Mathematics and Engineering Physics, Tirana(41°19' 4" N, 19°49' 29" E); Key words: anthropogenic aerosols, solar insolation, time dependence of aerosols, clear day radiation, time dependence of insulation the meteorological station of FNS (Faculty of Natural Sciences) situated on top of the building of University of Shkodra, Shkodra (45°03' 05" N, 19°30' 42" E). The distance between meteorological station of FEE and FEMEP

is nearly 1, 5 kilometers. While the meteorological station of FEE is situated near a green park the meteorological station of FEMEP is situated in a region with intensive cars traffic. Meteorological station of FNS is situated in a smaller city near a big lake and not very intensive cars traffic. Meteorological parameters used in our study, it is solar insolation, relative humidity of the air, wind speed and rain rate, were measured using a Davis Vantage Pro2 weather station in each location mentioned above.

We have found that in all cases solar insolation decreases with increasing number of days from last rainy day. The best fitting function describing the day to day decrease is a power function. Correlation coefficients and power indexes vary for sets of data taken in different periods of the year. Also, periodical daily variation of solar insolation, decrease in evening hours followed by an increase morning hours, is a strong indication of anthropogenic origin of aerosol.

Fifteen days after last rainy day, approximate time needed to achieve saturation, the insolation drops only 3.1% in the city of Shkodra, while in two sites in city of Tirana are 8.5 % and 18.4%. These data show that reduction of solar insolation is closely related with anthropogenic activity, mainly traffic around the site of the meteorological station. The day to day difference tends to decrease with increasing of number of days passed from the last rainy day, which is an evidence of a trend toward a dynamic equilibrium between decantation process of aerosols during the night and their generation during the day.

Key words: Anthropogenic aerosols, solar insolation, time dependence of aerosols, clear day insolation, , solar energy potential.

Përmbajtja

Falenderime	iv
Abstrakti në Shqip.....	v
Abstract in English.....	vii
Figurat.....	xi
Tabela.....	xiv
Simbolet.....	xv
1 Kapitulli 1	2
Hyrja.....	2
1.1 Motivimi.....	2
1.2 Objektivi i studimit.....	3
1.3 Metodologjia e studimit.....	4
2 Kapitulli II	9
Atmosfera e Tokës dhe përmbajtja e saj	9
2.1 Atmosfera e Tokës	9
2.2 Përbërësit e atmosferës.....	10
2.3 Struktura vertikale e atmosferës, shtresat e atmosferës	12
2.4 Përmbajtja e avujve të ujit në Atmosferës	15
2.5 Avullimi, kondensimi dhe saturimi.....	16
2.6 Lagështia	17
2.7 Fizika e parametrit të përshkueshmërisë së atmosferës.....	21
2.8 Treguesi i pastërtisë	22
3 Kapitulli III	24
Vetitë e aerosolëve atmosferikë.....	24
3.1 Funksioni i shpërndarjes sipas madhësisë	24
3.2 Shpërndarja në numër e aerosol ë ve $n_N(Dp)$	25
3.3 Shpërndarja në masë, sipërfaqe dhe në vëllim.....	27
3.4 Vetitë e shpërndarjes në madhësi	29
3.5 Shpërndarja e aerosolëve sipas madhësive në ambient	31
3.6 Aerosolët Urbane.....	32
3.7 Si ndikojnë aerosolët në klimën e tokës	36

3.8	Ndikimi i drejtëpërdrejtë i aerosolëve	38
3.9	Efektet jo të drejtëpërdrejtë të aerosolëve	40
3.10	Efektet e lagështisë relative në shpërhapjen e dritës nga aerosolët.....	41
3.11	Kapja e ujit nga grimcat e aerosolëve.....	44
4.	Kapitulli IV	46
4.1	Energjia diellore. Bashkëveprimi i rrezatimit diellor me aerosolët	46
4.2	Drita e dukshme dhe rrezatimi ultraviolet (UV).....	46
4.3	Spektri i rrezatimit diellor	47
4.4	Shpërndarja e energjisë diellore në njësinë e sipërfaqes, në njësinë e kohës (insolation) mbi atmosferë.....	49
4.5	Shpërhapja dhe absorbimi i dritës nga grimcat e vogla.....	50
4.6	Shpërhapja Rayleigh.....	53
5	Kapitulli V	56
	Ndikimi i Lagështisë relative dhe i shpejtësisë erës në Energjinë Diellore në Njësinë e Sipërfaqes në Atmosferën e Tiranës.....	56
5.1	Hyrje.....	56
5.2	Analiza e të dhënave eksperimentale	58
5.3	Krahasimi i dy stacioneve.....	61
5.4	Ndikimi i lagështisë relative dhe i shpejtësisë së erës në energjinë diellore që bie në njësinë e sipërfaqes.....	62
5.5	Varësia kohore e energjisë në njësinë e sipërfaqes gjatë ditëve pa re.....	79
6	Kapitulli VI	89
	Vlerësimi i Ndikimit të Aerosolëve Antropogjenikë në Energjinë Diellore që vjen në Tokë.....	89
6.1	Hyrje.....	89
6.2	Energjia diellore konsiderata të përgjithshme.....	93
6.2.1	Potenciali.....	94
6.2	Sistemi dhe metoda e matjes	95
6.3	Ecuria ditore e energjisë diellore rënëse në Tiranë	96
6.4	Zvogëlimi relativ i Energjisë diellore rënëse në të tre vendmatjet.....	103

Lista e figurave

Figura 2.1 Profili vertikal i presionit dhe i dendësisë së ajrit në atmosferë.....	12
Figura 2.2 Profili vertikal i temperaturës së atmosferës.....	13
Figure 2.3 (a) Avullimi i molekulave të ujit në sipërfaqe të ujit. (b) Me avuj uji, ajri i ngopur.	16
Figura 2.4 Procesi i kondesimit (a) në ajër të ngrohtë (b) Procesi i kondesimit në ajër të ftohtë.....	17
Figure 2.5 Lagështia në një vëllim ajri.....	18
Figura 2.6 Lagështia relative (a) Ndryshimi i lagështisë relative duke ndryshuar përmbajtjen me avuj uji të ajrit. (b) Duke ndryshuar temperaturën.....	19
Figura 2.7 Ndryshimi ditor i lagështisë relative, vija e kuqe tregon ndryshimin ditor të temperaturës gjatë ditës, vija jeshile tregon lagështinë relative (Ahrens, 2013).	21
Figura 2.8 Skema e vlerësimit të dukshmërisë së atmosferës.....	21
Figure 3.1 Shpërndarja e aerosolëve në numër, në sipërfaqe dhe në vëllim kundrejt madhësisë së grimcave. Shpërndarja në numër për një interval të madhësitë së grimcave nga 0- 0.4 μm paraqitet e veçuar. (John H.Seinfeld, Spyros N.Pandis, 2006)	26
Figure 3.2 Funkzioni i shpërndarjes së aerosolëve i njëjtë si në figurën 4.1. Në boshtin e abshisës kemi logaritmin e diametrit të grimcave	29
Figure 3.3 E njëjta shpërndarje e aerosolëve si në figurën 4.1 dhe 4.2, por e shprehur në funksion të log Dp. Sipërfaqja nën kurbë paraqet respektivisht, shpërndarjen në numër, sipërfaqe, dhe në vëllim të aerosolëve.	30
Figurë 3.4 Shpërndarje tipikë në numër dhe në vëllim e grimcave atmosferike	32
Figure 3.5 Modat kryesore, burimet, dhe formimi i grimcave dhe mekanizmi i largimit të tyre tregohen për një shpërndarje ideale të madhësië së aerosolëve (marrë nga Whitby and Cantrell, 1976; Seinfeld and Pandis, 2006). Në figurë shihen edhe imazhe të një grimce të vetme aerosoli (Heintzenberg, 2003).	34
Figure 3.6 Komponentët kryesorë në ndikimin radiativ në ndryshimin e klimës. Këto vlera për ndikimin radiativ jepen për vitin 2005. Error baret tregojnë pasigurinë për ndikimet radiative respektive. Kjo figurë është marrë nga IPCC (2007).....	37
Figure 3.7 Vlera kritike e ω_0^{krit} në funksion të pasqyrimin të sipërfaqes (Haywood and Shine 1995).	40
Figure 3.8. Varësia e faktorit $f(\text{RH}, \lambda)$ nga diametri i grimcave të thata, për lloje të ndryshme aerosolësh.....	43

Figura 4.1 Gjeometria tokë - diell.....	47
Figura 4.2 Spektri i rrezatimit diellor mbi dhe në atmosferë.....	48
Figura 4.3 Shpërndarja e energjisë diellore sipas muajve dhe gjerësisë gjeografike.....	50
Figura 4.4 Mekanizmi bashkëveprimi i dritës më grimcën.....	51
Figura 4.5 Modeli i dritës së shpërhapur nga një grimcë në regjimin Rayleigh.....	55
Figura 5.1 Intensiteti i rrezatimit diellor për një ditë të pa re	58
Figura 5.2 Krahasoni vlerave të matura për lagështinë relative ndërmjet stacioneve të FIE dhe FIM&IF	58
Figura 5.3 Krahasoni vlerave të matura për shpejtësinë e erës ndërmjet stacioneve të FIE dhe FIM&IF	61
Figura 5.4 Krahasoni vlerave të matura për energjinë diellore ndërmjet stacioneve të FIE dhe FIM&IF	61
Figura 5.5 Varësia e intensitetit të rrezatimit diellor nga lagështia relative e ajrit	63
Figura 5.6 Varësia e intensitetit të rrezatimit diellor nga lagështia relative e ajrit	63
Figura 5.8 Varësia e intensitetit të rrezatimit diellor kundrejt shpejtësisë së erës	65
Figura 5.7 Varësia e intensitetit të rrezatimit nga lagështia relative e ajrit.....	65
Figura 5.10 Varësia e energjisë paradite nga lagështia relative e ajrit.....	66
Figura 5.9 Varësia e energjisë paradite nga shpejtësia e erës	66
Figura 5.12 Varësia e intensitetit të rrezatimit diellor kundrejt lagështisë relative të ajrit	67
Figura 5.11 Varësia e intensitetit të rrezatimit diellor kundrejt shpejtësisë së erës	67
Figura 5.13 Varësia e intensitetit të rrezatimit diellor nga lagështia relative e ajrit.	69
Figura 5.14 Varësia e energjisë mesatare ditore, energjisë mesatare para dite, energjisë mesatare mbas dite, nga lagështia relative mesatare ditore Datat 29 deri 31 Tetor 2011 dhe 01 deri 03 nëntor 2011	69
Figura 5.15 Varësia e energjisë diellore paradite dhe mbasdite nga shpejtësia e erës paradite dhe mbasdite respektivisht.....	70
Figura 5.16 Varësia e energjisë diellore nga shpejtësia e erës.....	70
Figura 5.17 Varësia e energjisë nga lagështia relative e ajrit	71
Figura 5.18 Varësia e energjisë mesatare kundrejt shpejtësisë së erës	72
Figura 5.19 Varësia e intensitetit të rrezatimit diellor kundrejt shpejtësisë së erës	74
Figura 5.20 Varësia e energjisë diellore nga lagështia relative e ajrit	74
Figura 5.21 Varësia e intensitetit të rrezatimit diellor kundrejt shpejtësisë së erës	75
Figura 5.22 Varësia e energjisë diellore që vjen në njësinë e sipërfaqës kundrejt shpejtësisë së erës, dhe lagështisë relative të ajrit	75
Figura 5.23 Varësia e energjisë diellore paradite kundrejt lagështisë relative dhe shpejtësisë së erës, së bashku me të dhënat statistikore të marra nga analiza e regresit të shumfishtë	77

Figura 5.24 Varësia e energjisë diellore maksimale paradite kundrejt lagështisë relative dhe shpejtësisë së erës, së bashku me të dhënat statistikore të marra nga analiza e regresit të shumfishtë.....	77
Figura 5.25 Varësia e energjisë diellore mesatare ditore kundrejt lagështisë relative dhe shpejtësisë së erës, së bashku me të dhënat statistikore të marra nga analiza e regresit të shumfishtë.....	78
Figura 5.26 Varësia e energjisë diellore maksimale ditore kundrejt lagështisë relative dhe shpejtësisë së erës, së bashku me të dhënat statistikore të marra nga analiza e regresit të shumfishtë.....	78
Figura 5.27 Varësia e energjisë mesatare ditore nga ditët pas shiut të fundit, në grafik paraqiten tre kurba	79
Figura 5.28 Varësia e energjisë mesatare paradite kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit ..	81
Figura 5.29 Varësia e energjisë mesatare pasdite kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit...	83
Figura 5.30 Varësia e intensitetit të rrezatimit diellor në orën 18:00 kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit	84
Figura 5.31 Varësia e intensitetit të rrezatimit diellor që bie në një sipërfaqe horizontale në orën 7:00 kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit	85
Figura 5.32 Varësia e energjisë paradite dhe mbasdite e korrigjuar nga të tre faktorët kundrejt numrit të ditëve e pas shiut të fundit.....	86
Figura 5.33 Varësia e energjisë mesatare ditore kundrejt numrit të ditëve pas shiut	87
Figura 5.34 Varësia e energjisë mesatare paradite kundrejt numrit të ditëve pas shiut.....	88
Figura 6.1 Gjeometria e nevojshme për përcaktimin e rrezatimit rënës	92
Figura 6.2 Shpërndarja territoriale e rrezatimit ditor mesatar.....	94
Figura 6.3 Shpërndarja territoriale e numrit mesatar të orëve me diell	94
Figura 6.4 Varësia e energjisë mesatare dy orët e para të mëngjesit dhe dy orët e fundit të mbrëmjes nga ditët pas shiut dhe diferenca ndërmjet tyre. Të dhënat deri 15.07.2011. Stacioni i FIE.....	97
Figura 6.5 Varësia e energjisë mesatare dy orët e para të mëngjesit dhe dy orëve të fundit të mbrëmjes si dhe diferenca ndërmjet tyre nga ditët mbas shiut. Të dhënat deri 19.07.2011. Stacioni FIE.....	97
Figura 6.6 Varësia e diferencës së energjisë mesatare pasdite me energjinë mesatare paradite, e korrigjuar nga lagështia relative e ajrit dhe shpejtësia e erës. Stacioni i FIM&IF.....	100
Figura 6.7 Varësia e diferencës së energjisë mesatare pasdite me energjinë mesatare paradite, e korrigjuar nga te tre faktorët. Stacioni i FIM&IF	100
Figura 6.8 Varësia e diferencës së energjisë mesatare paradite me energjinë mesatare pasdite, e korrigjuar nga lagështia.....	101
Figura 6.9 Varësia e diferencës së energjisë mesatare mbasdite me energjinë mesatare paradite, e korrigjuar nga te tre faktorët. Stacioni i Shkodrës	101
Figura 6.10 Zvogëlimi relativ i energjisë i korrigjuar nga të tre faktorët. Stacioni i Shkodrës ..	103
Figura 6.11 Zvogëlimi relativ i energjisë i korrigjuar nga të tre faktorët. Stacioni i FIM&IF-it	104

Figura 6.13 Zvogëlimi relativ i energjisë i korrigjuar nga lagështia relative dhe shpejtësia e erës. Stacioni i FIM&IF	106
Figura 6.12 Zvogëlimi relativ i energjisë i korrigjuar nga të tre faktorët. Stacioni i FIM&IF ...	106
Figura 6.14 Zvogëlimi relative i energjisë i korrigjuar nga të tre faktorët. Stacioni i FIE-es.....	107
Figura 6.15 Zvogëlimi relative i energjisë i korrigjuar nga të tre faktorët. Tre stacionet.....	107

Lista e tabelave

Tabela 2.1 Gazet kryesorë në atmosferë (Ahrens, 2013)	11
Tabela 5.1 Të dhënat teknike të aparatit Davis Vantage Pro2 (nga manuali).....	60
Tabela 5.2 Të dhënat meteorologjike të stacionit FIE për muajin mars 2013 dhe 2014.....	113
Tabela 5.3 Të dhënat meteorologjike të stacionit FIE për muajin mars 2013 dhe 2014.....	114
Tabela 5.4 Të dhënat statistikore për grafikun 5.5 (viti 2014).....	115
Tabela 5.5 Të dhënat statistikore për grafikun 5.6 (Mars 2014).....	115
Tabela 5.6 Të dhënat statistikore për grafikun 5.7 (korrik 2015).....	116
Tabela 5.7 Të dhënat e intensitetit, dhe shpejtësisë së erës, gjithashtu edhe parametrat statistikore për grafikun 5.8.....	116
Tabela 5.8 Të dhënat e intensitetit maksimal të rrezatimit diellor në orën 7:00, dhe lagështisë relative të ajrit në orën 7:00, gjithashtu edhe parametrat statistikore për grafikun 5.10.....	117
Tabela 5.9 Të dhënat e energjisë mesatare ditore paradite dhe mbasdite,dhe shpejtësisë së erës paradite dhe mbasdite, gjithashtu edhe parametrat statistikore për grafikun 5.13.....	117
Tabela 5.10 Të dhënat e intensitetit mesatar të rrezatimit dhe lagështisë relative të ajrit dy orët e fundit, gjithashtu edhe parametrat statistikore për grafikun 5.15.....	118
Tabela 5.11 Të dhënat e intensitetit mesatar të rrezatimit dhe lagështisë relative të ajrit dy orët e para të ditës, gjithashtu edhe parametrat statistikore për grafikun 5.16.....	118
Tabela 5.12 Të dhënat e intensitetit mesatar të rrezatimit dhe lagështisë relative të ajrit dy orët e fundit të ditës, gjithashtu edhe parametrat statistikore për grafikun 5.17.....	119
Tabela 6.1 Të dhënat për grafikët 6.2 dhe 6.3	120
Tabela 6.2 Të dhënat për grafikët 6.4 dhe 6.5	121
Tabela 6.3 Të dhënat për grafikët 6.6 dhe 6.7	122

Lista e shkurtimeve

k_t	Treguesi i pastërtisë i atmosferës
I	Intensiteti i rrezatimit diellor në Tokë
I_0	Intensiteti i rrezatimit diellor mbi atmosferë
ε	Faktori i korigjimit të ekscentricitetit të orbitës së tokës
α	Këndi i lartësisë së diellit
G_{SC}	Konstantja diellore
(d/d_m)	Raporti i distancës reale me distancën mesatare tokë-diell
γ	Këndi i zenitit
φ	Gjerësia gjeografikë
δ	Deklinacioni diellor
ω	Këndi orar
E	Energjia diellor
$F(t)$	Energjia diellore në njësinë e sipërfaqes në njësinë e kohës
$n_N(D_p)$	Shpërndarja në numër e aerosolëve
N_t	Numri i grimcave të aerosolëve për cm^3
D_p	Diametri i grimcave (aerosolëve)
$n_S(D_p)$	Shpërndarja në sipërfaqe e aerosolëve
S_t	Sipërfaqja e përgjithshme e aerosolëve për cm^3
$n_V(D_p)$	Shpërndarja në vëllim e aerosolëve
V_t	Vëllimi i përgjithshëm i aerosolëve për cm^3
$n_M(D_p)$	Shpërndarja në masë e aerosolëve
ρ_p	Densiteti i grimcave të aerosolëve
ΔF	Ndikimi radiativ
$\tilde{D}$	Kohëzgjatja e ditës
T	Parametri i transmetimit të rrezatimit në atmosferë
A_c	Fraksioni i mbulimit me re
ω_0	Pesha spektrale e albedos
$\bar{\beta}$	Pesha spektrale e rrezatimit të shpërhapur të kthyer mbrapsht
τ_a	Pesha spektrale e thellësisë optike të aerosolëve
R_s	Fraksioni i rrezatimit rënës të pasqyruar nga sipërfaqja
$gf(H)$	Faktori i rritjes higroskopike
H	Lagështia relative e ajrit
$f(RH, \lambda)$	Faktori i rritjes së shpërhapjes së rrezatimit

$\sigma_{sp}(RH, \lambda)$	Koeficienti i shpërhapjes për një vlerë të caktuar të lagështisë relative dhe gjatësisë së valës
$\sigma_{sp}(H_{thate}, \lambda)$	Koeficienti korrespondues i shpërhapjes për ajrin e thatë
λ	Gjatësia e valës
p	Presioni i avullit
p_0	Presioni i avullit të ngopur
p_{sol}	Presioni i ekuilibrit të avullit në një tretësirë ujore
χ_w	Fraksioni i moleve të ujit
$n_{\tilde{e}}$	Numri e moleve të molekulave të ujit
n_s	Numri i molekulave të tretësit
σ_{sol}	Tensioni sipërfaqësor i solucionit
$M_{\tilde{e}}$	Masa molekulare e ujit
ρ_w	Densiteti i ujit,
R	Konstantja e përgjithshme e gazeve,
T	Temperatura
I_{kor}	Intensiteti i rrezatimit diellor i korrigjuar
I_m	Intensiteti i rrezatimit diellor i matur
v	Shpejtësia e erës
k_H	Koeficienti i pjerrësisë së i dalë nga analiza e regresit linear për varësinë nga lagështia relative
k_v	Koeficienti i pjerrësisë së i dalë nga analiza e regresit linear për varësinë nga shpejtësia e erës
E_m	Energjia e matur
N	Numri i ditëve pas shiut
a	Koeficient që përshkruan thellësinë optike të atmosferës, ose të aerosoleve
$\beta_{z, \text{noon}}$	Pjerrësia e sipërfaqes së kolektorit në mesditë
θ	Këndi i rënies së rrezes diellore
β	Pjerrësia

Pjesa e parë

1 Kapitulli 1

Hyrja

Energjia e konsumuar nga një qytet / shtet, është një tregues i drejtpërdrejtë i nivelit të zhvillimit, dhe i dinamikës së zhvillimit të këtij qyteti / shteti . Aktualisht pjesa më e madhe e kësaj energjie merret kryesisht nga burimet fosile, të cilat janë të lidhura me emetimet e ndotësve në atmosferë. Tirana, është një qytet që ka pasur dhe ka një dinamikë zhvillimi shumë të madhe këto vitet e fundit. Ky zhvillim është lidhur me rritjen e zhvillimit të sektorit të ndërtimit (sidomos vitet e fundit), sektorit të transportit dhe të industrisë. Secili sektor është një kontribuues i madh në rritjen e përqendrimit të ndotësve (aerosolëve) në atmosferë. Rritja e përqendrimit të aerosolëve antropogjenë (për shkak të veprimtarisë njerëzore), për shkak të arsyeve të mësipërme, ka ndikim të madh në shëndetin e qenieve njerëzore por jo vetëm. Gjithashtu rritja e përqendrimit të aerosolëve antropogjenë shkakton edhe ndryshime në energjinë diellore që vjen në tokë. Për këtë arsye vlerësimi i përqendrimit të aerosolëve antropogjenë në atmosferë është një domosdoshmëri. Ky kapitull, është një kapitull hyrës ku jepet arsyeja e përzgjedhjes së një teme të tillë studimi dhe metodologjia e ndjekur për realizimin e tij.

1.1 Motivimi

Për vlerësimin e përqendrimit të aerosolëve (jo vetëm antropogjenë) ekzistojnë shumë metoda. Disa prej tyre bazohen në metoda të drejtpërdrejta, me instrumente specialë. Me anë të këtyre instrumenteve mund të maten drejtpërdrejtë përqendrimin e aerosolëve në atmosferë, shpërndarja e aerosolëve sipas madhësive për një zonë të caktuar. Nga ana tjetër është një numër i madh metodash jo të drejtpërdrejta për vlerësimin e përqendrimit të aerosolëve në atmosferë.

Një pjesë e madhe e këtyre të fundit bazohen në matjen e disa elementëve të caktuar meteorologjikë (që lidhen me përqendrimin e aerosolëve), dhe në përpunimin dhe analizën këtyre të dhënave. Këto metoda kanë avantazhin e madh që nuk janë shumë të kushtueshme, sepse nuk kërkojnë instrumente matës speciale. E meta i këtyre metodave është që, duke qenë metoda që bazohen më shumë në përpunim statistikor, futën gabime gjatë përpunimit. Në këtë studim ne kemi shfrytëzuar metodën e dytë, duke qenë se nuk është e nevojshme për instrumente matës shumë të kushtueshëm.

Metoda e shfrytëzuar në këtë studim bazohet në ndryshimin e energjisë diellore që vjen në një sipërfaqe horizontale kundrejt ditëve pas shiut të fundit. Ne kemi supozuar që me rënien e shiut përqendrimi i aerosolëve në atmosferë zvogëlohet, dhe me kalimin e ditëve pas shiut kemi një rritje të përqendrimit të aerosolëve antropogjenë, çka çon në zvogëlimin e energjisë diellore që vjen në tokë.

Siç duket kjo metodë përmban dy informacione shumë të rëndësishme:

E para lidhet me informacionin që marrim në lidhje me përqendrimin e aerosolëve antropogjenë në atmosferën e Tiranës.

E dyta lidhet me ndryshimin e energjisë diellore reale që vjen në tokë për shkak të pranisë së aerosolëve antropogjenë.

Pikërisht këto arsye e motivuan më shumë autorin të realizonte një studim të tillë në këtë fushë.

1.2 Objektivi i studimit

Qëllimi kryesor i këtij studimi është vlerësimi i influencës së aerosolëve antropogjenë në energjinë diellore që bie në një sipërfaqe horizontale gjatë ditëve të kthjellëta. Ndryshimi i energjisë diellore që vjen në tokë gjatë ditëve të kthjella është një tregues, përveç të tjerëve, i ekzistencës së aerosolëve në atmosferë dhe mund të përdoret si një tregues si për vlerësimin e ndotjes së ajrit ashtu edhe tregon shkallën e modifikimit të potencialit të energjisë diellore.

Gjithashtu kemi analizuar dhe vlerësuar efektin e aerosolëve në zvogëlimin e sasisë së energjisë diellore që bie në njësinë e sipërfaqes në kushtet e qiellit pa re, duke parë ndryshimin kohor të energjisë diellore që vjen në tokë, gjatë gjithë ditës, gjatë disa orëve, gjithashtu duke marrë në konsideratë efektet anësore të shkaktuara nga lagështia relative e ajrit dhe shpejtësia e erës si dhe këndi i rënies.

Për realizimin e këtij studimi janë analizuar të dhënat meteorologjike të tre stacione meteorologjike.

1.3 Metodologjia e studimit

Kur rrezatimi diellor kalon përmes atmosferës, ai kryesisht pëson ndryshim për shkak të faktorëve të mëposhtëm:

- Absorbimi –nga gazet e ndryshëm në atmosferë
- Shpërhapja molekulare - (Rayleigh) nga gazet e përhershëm
- Shpërhapja Mie dhe Rayleigh – për shkak të aerosolëve

Shpërhapja nga përbërësit atmosferike mund të ndodh jo vetëm për shkak të molekulave, por edhe për shkak të gazeve të ndryshëm atmosferikë, tymrave, mjegullës ([Sen, Zekai, 2008](#)). Ndikimi i atmosferës në absorbimin dhe në shpërhapjen e rrezatimit diellor, ndryshon me kohën meqenëse kushtet atmosferës ndryshojnë për shkak të ndryshimit të dy parametrave:

- Aerosolët
- Lagështia

Rezultati është ndryshimi i përshkueshmërisë së atmosferës dhe i energjisë diellore që vjen në tokë. Vlerat e përshkueshmërisë ndryshojnë më vendndodhjen dhe marrin vlerat midis vlerave 0 dhe 1 ([A.Smirnov, B.N.Holben, T.F.Eck, O.Dubovik, I.Slutscker](#)). Është shumë e rëndësishme që për çdo vlerësim të ndikimit të aerosolëve në përshkueshmërisë e ajrit, të përkufizojmë atmosferën standarde “të pastër” dhe të llogarisim rrezatimin diellor që vjen në një sipërfaqe horizontale në këto kushte. Energjia diellore në njësinë e sipërfaqes në një plan horizontal është

llogaritur për të gjithë ditën (nga lindja në perëndim), për gjysmën e ditës (nga lindja në mesditë, dhe nga mesdita deri në perëndim), dhe gjithashtu për dy orët e para të mëngjesit dhe dy orët e fundit të pasdites. Arsyeja është vlerësimi i ndikimit të aktivitetit ditor antropogjen në ndryshimin e përqendrimit të aerosolëve në atmosferë.

Lagështia e ajrit dhe shpejtësia e erës janë dy faktorë që shkaktojnë një çrregullim të vlerësimit të ndryshimit të përqendrimit të aerosolëve edhe në ditët pa re, dhe që janë të pamundur për tu kontrolluar. Për të zvogëluar këto shmangie të shkaktuara nga faktorët e mësipërm, kemi studiuar lidhjen midis energjisë diellore dhe lagështisë relative mesatare të ajrit dhe shpejtësisë mesatare të erës, respektivisht. Më pas matjet për energjinë diellore, janë korrigjuar për shkak të kontributit të dy efekteve të përmendura më lart.

Vëzhgimet tona tregojnë që energjia diellore që vjen në tokë është shumë e ndjeshme ndaj fluktuacioneve të vogla të pranisë së reve në qiell përgjatë ditës, ato ndikojnë shumë në rezultatet e matjeve. Për të minimizuar këto çrregullime në matje për shkak të efekteve që përmendëm më sipër, ne në mënyrë të kujdesshme kemi kontrolluar qiellin gjatë gjithë ditës, dhe kemi shmangur të dhënat e bëra gjatë këtyre ditëve me prani të zhvillimeve të vranësirave. Gjithashtu në të gjitha rastet, kemi krahasuar për çdo gjysmë ore, shpërndarjen e energjisë diellore të matur, me shpërndarjen e energjisë për një ditë standarde, për një kohë të caktuar të vitit, për të kontrolluar nëse disa zhvillime vranësirash të rastin kanë ndikuar në humbjen e disa matjeve.

Aerosolët atmosferike ndikojnë në klimën e tokës duke modifikuar balancën energjetike përmes efekteve direkt, indirektë, dhe gjysmë-direkt. Megjithatë, pasiguria në efektin e aerosolëve në balancën energjetike, shtrihet më shumë se në çdo faktor tjetër. Kjo për shkak të faktit që vetitë fizike, kimike, dhe optike të aerosolëve ndryshojnë shumë në hapësirë dhe në kohë, për shkak të jetëgjatësisë atmosferike të shkurtër, dhe emetimit të tyre në mënyrë jo homogjene ([C.D.Papadimas](#)).

Grimcat e aerosolëve absorbojnë dhe shpërhapin rrezatimin me gjatësi vale të shkurtër, duke zvogëluar rrezatimin diellor në sipërfaqe. Çdo ndryshim në terma afatgjatë të përmbajtjes së atmosferës me aerosolë do të shkaktojë ndryshime në rrezatimin diellor. Megjithatë ky lloj vlerësimi ka një pasiguri të lartë për shkak të arsyeve të mëposhtme:

1. Treguesi i thyerjes për aerosolët me përbërje dhe madhësi/ formë të ndryshme në një gjatësi të caktuar valë, nuk njihet.
2. Profili vertikal i formës dhe i shpërndarjes në madhësi të grimcave nuk njihet me saktësi.
3. Përqendrimi i aerosolëve në atmosferë ka një karakter të fortë lokal, në këtë mënyrë matjet direkte dhe indirekte janë të rastësishme.

Ndryshimet me të njëjtën shenjë (rritje ose zvogëlim) në rrezatimin e difuzuar shkaktohen nga shpërhapja e aerosolëve në atmosferën në mungesë të reze ([B.Bartok](#)).

Për të përcaktuar prezencën e aerosolëve në atmosferë, kemi përdorur zvogëlimin e rrezatimit diellor nga numri i ditëve pas shiut të fundit. Rrezatimi diellor që bie në një sipërfaqe horizontale ndikohet nga disa elementë meteorologjikë: lagështia relative e ajrit, aerosolët, dhe këndi i rënies. Ne kemi përdorur përshkueshmërinë e ajrit pas një periudhe shiu dhe kemi supozuar si dite referencë ditën kur ka pasur reshje. Ditët e tjera konsiderohen si ditë pas shiut të fundit. Për të vënë në dukje ndikimin e aerosolëve në rrezatimin që bie në një sipërfaqe horizontale, kemi marrë në llogari edhe ndikimin e lagështisë relative të ajrit dhe shpejtësinë e erës dhe këndit të rënies. Pas vlerësimit të çdo kontributi në rrezatimin diellor, kemi korrigjuar këto kontribute duke vënë në dukje vetëm ndikimin e aerosolëve në atmosferë në rrezatimin diellor.

Të dhënat e analizuar janë marrë nga tre stacione meteorologjike: stacioni meteorologjik i Fakultetit të Inxhinierisë Elektrike (FIE) i pozicionuar mbi ndërtesën e Universitetit Politeknik të Tiranës ($41^{\circ} 19' 4''$ N, $19^{\circ} 49' 29''$ E), në lartësinë 2 m nga tarraca e godinës qendrore të UPT-së toka; stacioni meteorologjik i Fakultetit të Inxhinierisë Matematike dhe Inxhinierisë Fizike (FIM&IF) i pozicionuar në lartësinë rreth 2 m nga tarraca e një godine afër ndërtesës së FIM&IF-it; stacioni meteorologjik i Shkodrës ($45^{\circ} 03' 05''$ N, $19^{\circ} 30' 42''$ E) i vendosur mbi ndërtesën kryesore të fakultetit të Shkencave Natyrore të Shkodrës, në lartësinë rreth 2 m mbi tarracë. Distanca ndërmjet stacionit meteorologjik të FIE-es dhe stacionit meteorologjik të FIM&IF-it është afërsisht 1.5 km. Ndërsa stacioni meteorologjik FIE-es është i pozicionuar afër parkut të Tiranës, stacioni meteorologjik i FIM&IF-it është i pozicionuar në një zonë me një trafik të madh makinash. Stacioni meteorologjik i Shkodrës është i pozicionuar në një qytet të vogël, afër një liqeni të madh dhe me një aktivitet relativisht të vogël makinash.

1.4 Struktura e punimit

Ky punim përbëhet nga gjashtë kapituj kryesorë. Përmbajtja e çdo kapitulli shkurtimisht paraqitet si më poshtë:

Kapitulli 1: kapitulli i parë është një kapitull hyrës. Në këtë kapitull jepet arsyeja pse u bë një studim i thelluar në këtë fushë, vazhdon me metodologjinë e ndjekur për realizimin e tij, dhe mbyllet me strukturën e përmbajtjes së këtij punimi.

Kapitulli 2: Në këtë kapitull jepet një përshkrim i shkurtër i fizikës së atmosferës, përshkruhen parametrat kryesorë meteorologjike (të përdorur në studimin tonë) dhe i proceseve kryesore që ndodhin në të, bëhet një përshkrim i shkurtër i strukturës vertikale të temperaturës së atmosferës, dhe në fund përkufizohet koeficienti i pastërtisë së atmosferës, një koeficient i një rëndësie të veçantë në projektimin e sistemeve të energjisë së ripërtëritshme.

Kapitulli 3: Në këtë kapitull jepet baza e përshkrimit matematik të aerosolëve. Përkufizohen parametrat kryesorë të grimcave të aerosolëve, jepet përkufizimi i shpërndarjes në numër, i shpërndarjes në sipërfaqe, i shpërndarjes në vëllim, dhe i shpërndarjes në masë. Përshkruhen kategorizimi i aerosolëve, flitet për aerosolët urbane. Flitet për ndikimin e lagështisë në madhësinë e aerosolëve, një parametër shumë i rëndësishëm sepse përcakton edhe regjimin e bashkëveprimit të dritës me aerosolët.

Kapitulli 4: Në këtë kapitull jepet një përshkrim i shkurtër për energjinë diellore që vjen në Tokë, shpërndarjen e energjisë sipas gjatësive të valëve, vazhdon me gjeometrinë Tokë- Diell, jepet shpërndarja e energjisë diellore sipas gjerësisë gjeografike dhe muajve të vitit.

Më tej përshkruhet baza e bashkëveprimit të dritës me grimcat (aerosolët), përshkruhet shkurtimisht teoria Mie dhe Rayleigh, futet koncepti i treguesit kompleks të thyerjes, dhe tregohet gjithashtu cila pjesë e treguesit kompleks të thyerjes ndikon në absorbimin e dritës.

Kapitulli 5: Në këtë kapitull është bërë vlerësimi i ndikimit të lagështisë relative të ajrit dhe shpejtësisë së erës në energjinë diellore që bie në Tokë. Këto faktorë janë vlerësuar me qëllim që më pas të bëhen korrigjimet përkatëse që të nxirret në pah vetëm ndikimi i aerosolëve antropogjenë në energjinë diellore që bie në tokë. Janë paraqitur rezultatet e përpunuara nga tre stacione meteorologjike.

Kapitulli 6: Në këtë kapitull përshkruhet edhe ndikimi i këndit të rënies së rrezatimit diellor që bie në një sipërfaqe horizontale. Është parë varësia e energjisë diellore që bie në Tokë kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit. Duke supozuar që me rënien e shiut aerosolët kanë dekantuar në Tokë, dhe atmosfera mund të konsiderohet e “pastër”, në ditët pas shiut për shkak të aktivitetit antropogjenik dhe jo vetëm, kemi gjenerimin e aerosolëve në atmosferë, rritja e përqendrimit të tyre në atmosferë shkakton zvogëlimin energjisë diellore që vjen në Tokë. Si parametër për të vlerësuar ndikimin e aerosolëve antropogjike, kemi shfrytëzuar zvogëlimin relativ të energjisë. Janë paraqitur të dhënat e përpunuara për tre stacione meteorologjike.

Përfundime dhe puna në vazhdimësi : Paraqet konkluzionet e arritura, dhe puna në vazhdimësi.

2 Kapitulli II

Atmosfera e Tokës dhe përmbajtja e saj

Në këtë kapitull jepet një përshkrim i shkurtër i fizikës së atmosferës, përshkruhen parametrat kryesorë meteorologjike (të përdorur në studimin tonë) dhe i proceseve kryesore që ndodhin në të, bëhet një përshkrim i shkurtër i strukturës vertikale të temperaturës së atmosferës, dhe në fund përkufizohet koeficienti i pastërtisë së atmosferës, një koeficient i një rëndësie të veçantë në projektimin e sistemeve të energjisë së rinovueshme.

2.1 Atmosfera e Tokës

Atmosfera e Tokës është një shtresë e hollë gazesh e përbërë kryesisht nga Azoti dhe Oksigjeni, gjithashtu përmban avuj uji si dhe përbërje gazesh të tjerë në sasi më të vogël. Megjithëse atmosfera ka një shtrirje vertikale disa qindra kilometra, pothuaj 99 % e saj shtrihet brenda 30 km mbi sipërfaqen e tokës. Nëse toka do të kishte dimensionet e një topi volejbolli, atmosfera e saj do të ishte më e hollë se një letër. Kjo mbulesë ajri, mbron në mënyrë konstante sipërfaqen e tokës, dhe qeniet tokësore nga rrezatimi ultraviolet i diellit, si dhe nga materialet e ngurta që mund të vijnë nga hapësira. Nuk ka ndonjë përcaktim të saktë të kufirit të sipërm të atmosferës.

2.2 Përbërësit e atmosferës.

Tabela 2.1 tregon përbërjen vëllimore, dhe përbërjen në pjesë për milion, të gazeve të pranishëm në atmosferë afër sipërfaqes së tokës. Shënojmë që Azoti (N), zë rreth 78 % dhe oksigjeni (O) rreth 21 % të vëllimit të përgjithshëm të ajrit të thatë. Nëse të gjithë gazet e tjerë hiqen, këto përqindje të vëllimit, për azotin dhe oksigjenin mbeten pothuaj konstant deri në lartësitë 80 km. Në sipërfaqe ka një ekuilibër ndërmjet largimit dhe prodhimit të këtyre gazeve. P.sh azoti “largohet” nga atmosfera kryesisht nga proceset biologjike.

Përqendrimi i avujve të ujit (H_2O), ndryshon shumë nga njëri vend në tjetrin, dhe në kohë të ndryshme ka vlera të ndryshme. Afër sipërfaqes së tokës në zonat tropikale, avujt e ujit shkojnë deri në 4 % të gazeve të atmosferës. Ndërsa në zonat e ftohta përqendrimi mund të ulët deri në 1 %. Molekulat e avujve të ujit, sigurisht janë të padukshme, por ato bëhen të dukshme kur transformohen në grimca të lëngëta ose të ngurta, siç mund të jenë grimcat e reve dhe kristalet e akullit, të cilat rriten në madhësi dhe praktikisht bien në tokë në formë shiu, ose bore.

Avulli i ujit, është një gaz shumë i rëndësishëm i atmosferës, jo vetëm ngaqë formon grimca uji të lëngta dhe të ngurta, që më pas precipitohen, por ai çliron sasi të mëdha nxehtësie, të quajtur nxehtësia e fshehtë. Nxehtësia e fshehtë është një burim i rëndësishëm i energjisë së atmosferës. Avulli i ujit luan një rol të rëndësishëm në ekuilibrin energjetik të Tokës.

Dyoksidi i karbonit është një përbërës natyral në atmosferë, i cili zë një përqindje shumë të vogël (por të rëndësishëm) të vëllimit të përgjithshëm të ajrit, rreth 0.039 %. Përqendrimi i dyoksidit të karbonit futet në atmosferë kryesisht nga kalbëzimi i bimësisë, nga shpërthimet vullkanike, nga djegia e lëndëve fosile, gjithashtu edhe nga shpyllëzimi. Gjatë procesit të fotosintezës, konsumohet dyoksid karboni që zhvillon bimësinë. Në këtë mënyrë CO_2 grumbullohet në rrënjët, degët, gjethet e pemëve. Oqeanet shërbejnë si rezervuar të mëdhej për CO_2 .

Kloro-fluoro-karbonet (CFC-të) paraqesin një grup gazesh serë, dhe që pas vitit 1990 përqendrimi i tyre është rritur shumë.

Megjithëse përqendrimi i tyre vëllimor është qartësisht shumë i ulët, ata kanë një ndikim të madh në atmosferën e Tokës, jo vetëm që kanë një potencial për rritjen globale të temperaturës, por ato marrin pjesë në shkatërrimin e gazit të ozonit në stratosferë, një zonë në atmosferë e pozicionuar ndërmjet 11 km dhe 50 km mbi sipërfaqen së tokës. Kur CFC-të hyjnë në atmosferë,

rrezatimi ultraviolet i shpërbën ato, dhe CFC-të çlirojnë ozon duke shkatërruar klorinën. Për shkak të këtij efekti përqendrimi i ozonit në stratosferë zvogëlohet.

Në atmosferë mund të kemi edhe prani të papastërtive të ndryshme që mund të vijnë nga burime natyrore por gjithashtu edhe nga shkaqe njerëzore. Erërat mund t'i zhvendosin pluhurat dhe ndotësit nga sipërfaqja e tokës duke i ngritur ato lart, tymrat nga djegia e pyjeve shpesh zhvendosen shume lart sipërfaqes së tokës, vullkanet nxjerrin sasi të mëdha grimcash të vogla (hiri vullkanik), gjithashtu edhe sasi të mëdha gazesh në ajër. Në këtë mënyrë themi që këto grimca të lëngtë ose të ngurta që qëndrojnë pezull, me përbërje dhe madhësi të ndryshme quhen aerosolë.

Tabela 2.1 Gazet kryesorë në atmosferë (Ahrens, 2013)

Përbërsit	Përqindja në volumë	Përqendrimi në pjesë për million (ppm)
Azot (N ₂)	78.084	780,894.0
Oksigjen (O ₂)	20.946	209,460.0
Argon (Ar)	0.934	9,340.0
Dioksid karboni (CO ₂)	0.036	360.0
Neon (Ne)	0.00182	18.2
Helium (He)	0.000524	5.24
Metan (CH ₄)	0.00015	1.5
Kripton (Kr)	0.000114	1.14
Hidrogjen (H)	0.00005	0.5

Disa papastërti ose ndotës natyral që gjenden në atmosferë janë të dobishëm. Grimcat e vogla që qëndrojnë pezull, veprojnë si sipërfaqe në të cilën kondensohen avujt e ujit për të formuar retë. Megjithatë shumica e papastërtive të shkaktuara nga njeriu, por jo vetëm, janë të dëmshme për shëndetin e qenies njerëzore, këto futën në grupin e ndotësve të dëmshëm. Për shembull motorët e makinave emetojnë sasi gazesh si: dyoksid azoti, monoksid karboni, hidrokarbone. Në prezencë të dritës, dyoksidi i azotit bashkëvepron me hidrokarbonet dhe gaze të tjerë për të prodhuar mjegullën fotokimike. Monoksidi i karbonit është ndotësi kryesor në zonat urbane. Ai

është një gaz pa ngjyrë, pa erë, është helmues, dhe formohet gjatë djegies jo të plotë të lëndës djegëse. Mbi 75 % e monoksidit të karbonit në zonat urbane vjen nga makinat (Ahrens, 2013).

2.3 Struktura vertikale e atmosferës, shtresat e atmosferës

Struktura vertikale e atmosferës mund të ndahet në disa shtresa. Secila shtresë mund të përcaktohet në disa mënyra: nga mënyra më të cilën ndryshon temperatura e ajrit përgjatë saj; nga gazet që e përbëjnë atë; ose nga vetitë elektrike të saj. Sidoqoftë, përpara se të studiojmë shtresat e ndryshme të atmosferës, nevojitet të shikojmë profilin vertikal të dendësisë dhe presionit.

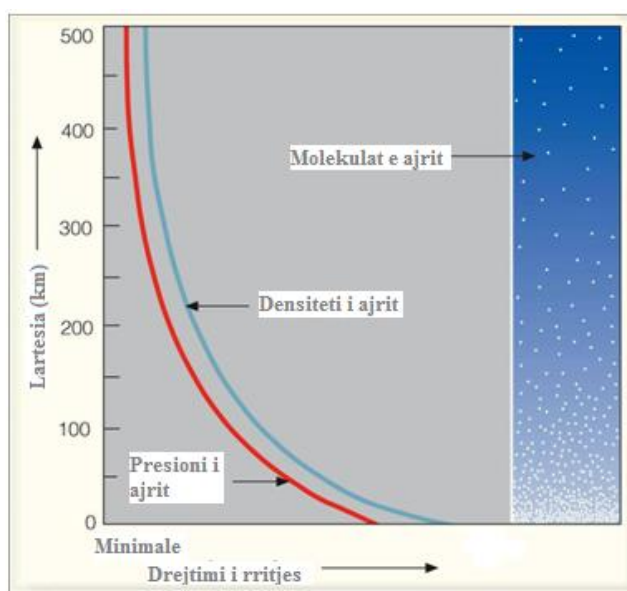


Figura 2.1 Profili vertikal i presionit dhe i dendësisë së ajrit në atmosferë

Dihet që pjesa më e madhe e gazeve të atmosferës është afër sipërfaqes së tokës, arsyeja për këtë fakt është që molekulat e ajrit ashtu si çdo lëndë tjetër qëndrojnë afër sipërfaqes së tokës për shkak të gravitetit. Kuptohet që sa më i madh të jetë dendësia e ajrit aq më i madh është edhe presioni. Kuptohet që me rritjen e lartësisë dendësia e ajrit zvogëlohet, nga kjo rrjedh që edhe presioni zvogëlohet. Një paraqitje grafike e varësisë së këtyre parametrave në funksion të lartësisë jepet në figurën 2.1.

Deri tani pamë që, si presioni i ajrit, ashtu edhe densiteti i tij zvogëlohen me rritjen e lartësisë, ky ndryshim fillimisht është më i shpejtë pastaj me i ngadaltë.

Profil vertikal i temperaturës së ajrit është më të ndërlikuar. Në figurën 2.2 vërejmë që temperatura e ajrit normalisht zvogëlohet me rritjen e lartësisë deri në një lartësi rreth 11 km. Ky zvogëlim i temperaturës së ajrit me rritjen e lartësisë është për shkak të faktit që rrezatimi diellor ngroh sipërfaqen e tokës, dhe sipërfaqja në këtë mënyrë ngroh ajrin afër saj. Shkalla me të cilën temperatura e ajrit zvogëlohet me lartësinë është quajtur shkalla e rënies së temperaturës. Mesatarja e shkallës së rënies së temperaturës në këtë zonë të atmosferës është rreth 6.5°C për çdo 1000 m. Sigurisht kjo është një vlerë mesatare (Ahrens, 2013). Në ditë të veçanta, ajri bëhet më i ftohtë me rritjen e lartësisë, kjo do çonte në një rritje të pjerrësisë së grafikut që paraqet varësinë e temperaturës me lartësinë. Në ditë të tjera, temperatura e ajrit zvogëlohet shumë pak me rritjen e lartësisë, kështu që shkalla e rënies së temperaturës do të jetë më e ulët. Në disa raste, temperatura e ajrit mund të rritet me lartësinë, duke shkaktuar fenomenin e inversionit të temperaturës. Shkalla e rënies së temperaturës ndryshon nga ditë në ditë nga stina në stinë.

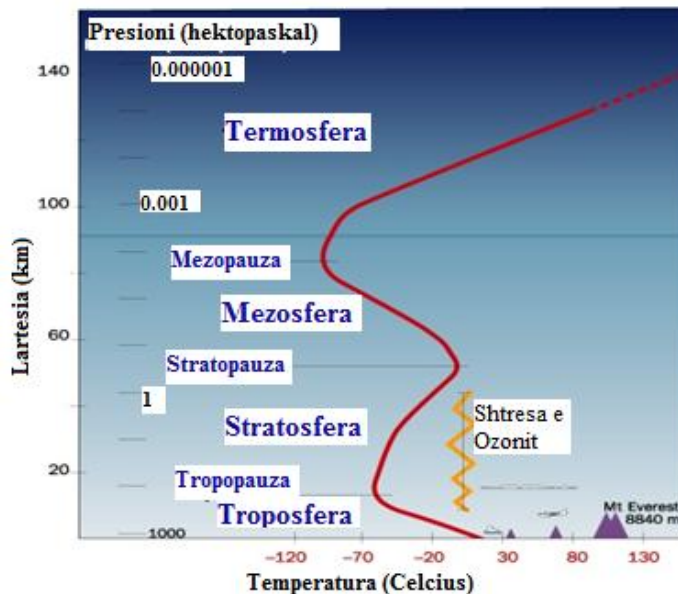


Figura 2.2 Profili vertikal i temperaturës së atmosferës

Zona e atmosferës nga sipërfaqja deri në lartësinë 11 km quhet troposferë, dhe është përgjegjëse për fenomenet klimaterike. Nga grafiku shihet që në troposferë kemi një zvogëlim të temperaturës me lartësinë. Vëmë re që pak mbi lartësinë 11 km, temperatura e ajrit nuk vazhdon

të zvogëlohet me lartësinë. Kështu që shkalla e rënies së temperaturës është zero. Kjo zonë, ku në mesatare temperatura e ajrit mbetet konstant me lartësinë referohet si një zonë izotermike (me temperaturë të njëjtë). Fundi i kësaj zone shënon edhe kufirin e sipërm të troposferës dhe fillimin e një shtrese tjetër, e quajtur stratosferë. Kufiri që ndan troposferën me stratosferën quhet tropopauzë. Lartësia e tropopauzës ndryshon. Normalisht ajo gjendet në lartësi të mëdha në zonat ekuatoriale, dhe zvogëlohet në lartësi drejt poleve. Në përgjithësi tropopauza është më e lartë në verë dhe më e ulët në dimër. Nga figura 2.2 shikohet që, në stratosferë temperatura e ajrit fillon të rritet me rritjen e lartësisë, duke prodhuar një inversion të temperaturës. Zona me inversion të temperaturës edhe pse me një shtresë të ulët izotermike, tenton të mbajë rrymat vertikale të troposferës nga përhapja në stratosferë. Inversioni tenton sërish të zvogëlojë sasinë e lëvizjeve vertikale në vetë stratosferën, nga kjo rrjedh që vetë stratosfera është një zonë e shtresëzuar. Edhe pse temperatura e ajrit rritet me rritjen e lartësisë, në lartësinë 30 km ajri është shumë i ftohtë, me një temperaturë mesatare prej -46°C . Arsyeja për këtë inversion të temperaturës është gasi i ozonit i cili luan rol të rëndësishëm në ngrohjen e ajrit. Rikujtojmë që ozoni është një gaz i rëndësishëm sepse ai absorbon energjinë e rrezatimit ultraviolet. Një pjesë e kësaj energjie të absorbuar ngroh stratosferën, që shpjegon pse kemi një inversion të temperaturës. Nëse ozoni nuk do ishte i pranishëm, ajri me shumë mundësi do të bëhej gjithmonë e më i ftohtë me rritjen e lartësisë, ashtu siç ndodh në troposferë. Vëmë re nga figura 2.2 që niveli maksimal i përqendrimit të ozonit është në lartësinë 25 km, sidoqoftë temperatura arrin vlerën maksimale në lartësinë 50 km, arsyeja për këtë fenomen është që ajri në lartësinë 50 km ka dendësinë më të ulët kundrejt lartësisë 25 km, kështu që absorbimi në lartësinë 50 km rrit temperaturën të disa molekulave më një shkallë më të madhe. Për më tepër pjesa më e madhe e energjisë diellore përgjegjëse për ngrohjen, absorbohet në pjesën më të lartë të stratosferës, dhe në këtë mënyrë nuk arrin nivelin ku niveli i përqendrimit të ozonit është maksimal, dhe për shkak të densitetit të ulët, transmetimi i energjisë vertikalisht poshtë nga stratosfera e sipërme është shumë i ulët. Mbi stratosferë është mezosfera. Kufiri në lartësinë 50 km, i cili ndan këto shtresa quhet stratopauzë. Ajri në këtë nivel është shumë i rrallë, dhe presioni atmosferik është shumë i ulët rreth 1mb, që tregon se një në një mijë molekula të atmosferës ndodhen sipër këtij niveli dhe 99.9 % e masës së atmosferës ndodhet poshtë këtij niveli. Temperatura e ajrit në mezosferë zvogëlohet me lartësinë, një fenomen për shkak të faktit që niveli i ozonit në këtë zonë është shumë i ulët për të përthithur energjinë diellore, për pasojë molekulat humbasin më shumë energji se sa përthithin, e

cila rezulton në ftohje të ajrit në këtë zonë. Temperatura në këtë zonë arrin vlerën mesatare më të ulët -90°C .

“Shtresa e ngrohtë” mbi mezosferë është termosfera. Kufiri që ndan mezosferën e ftohtë nga termosfera e ngrohtë quhet mezopauzë. Në termosferë, molekulat e oksigjenit përthithin rrezet diellore me energji të lartë, duke ngrohur ajrin në këtë zonë. Për shkak se këtu ka relativisht shumë pak molekula dhe atome, absorbimi i një sasive të vogël të energjisë diellore, shkakton një rritje të ndjeshme të temperaturës, për më tepër, për shkak se sasia e energjisë diellore që ndikon në këtë zonë varet shumë nga aktiviteti diellor, temperatura në këtë zonë varet nga dita në ditë. Densiteti i ulët i ajrit në termosferë nënkupton që një molekulë ajri lëviz me një distance disa kilometra derisa të goditet me një molekulë tjetër, që është një distancë relativisht shumë e madhe kundrejt rrugës që bëjnë molekulat që ndodhen në troposferë, që është e rendit një e njëmilionta e centimetrit.

Deri tani pamë shtresat e atmosferës bazuar në strukturën vertikale të temperaturës. Atmosfera mund të ndahet gjithashtu në shtresa bazuar në përbërjen e tyre p.sh përbërja e atmosferës fillon me ndryshime të vogla në pjesën e ulët të termosferës. Poshtë termosferës, përbërja e ajrit mbetet qartësisht njëloj (78% Azot, 21 % Oksigjen). Kjo zonë e “mirë-përzier” njihet si homosferë figurën 2.2 në termosferë, goditjet ndërmjet molekulave dhe atomeve janë të rralla, dhe ajri është i paaftë ta mbaj vetë të përzier. Si rezultat difuzioni është faktori kryesor i transportit të molekulave dhe atomeve, ku molekulat dhe atomet më të rëndë tentojnë të qëndrojnë në fund të shtresës. Zona nga baza e termosferës deri në krye të atmosferës shpesh njihet si heterosfera (Ahrens, 2013).

2.4 Përmbajtja e avujve të ujit në Atmosferë

Më lart pamë që, në atmosferë përqendrimi avujve të ujit është normalisht më pak se disa përqind të gazrave të atmosferës. Sidoqoftë avujt e ujit janë tej mase të rëndësishëm, për transformimin e tij në grimca që mund të jenë përbërës të reve, grimca që rriten në madhësi dhe pastaj bien në tokë në formë precipitimi. Termi lagështi përshkruan sasinë e avujve të ujit në ajër.

2.5 Avullimi, kondensimi dhe saturimi

Marrim në konsideratë një enë e cila përmban molekula siç tregohet si në figurën 2.3. Ajo çka vihet re është që molekulat e ujit lëvizin dhe goditen në mënyrë të vazhdueshme. Gjithashtu molekulat lëvizin jo me të njëjtën shpejtësi, disa lëvizin më shpejt kundrejt disa të tjerave. Në sipërfaqe të lëngut, molekulat që kanë shpejtësi të mjaftueshme, dhe që lëvizin në drejtimin e duhur, mund të shkëputen nga sipërfaqja e lëngut, në këtë mënyrë ato janë të pranishme edhe në ajër. Këto molekula që dalin nga gjendja e lëngët në gjendjen e gaztë, përbëjnë pjesën e cila avullon nga lëngu. Por nuk kemi vetëm molekula që largohen nga lëngu, por edhe molekula që rikthehen në lëng, ky është procesi i kondensimit. N.q.se ne e mbyllim enën, pas një periudhe të caktuar numri i përgjithshëm i molekulave që largohen nga lëngu, barazohet me numrin e molekulave që rikthehen në lëng, kur këto kushte ekzistojnë, ajri thuhet të jetë i ngopur me avuj uji. Temperatura e ujit, gjithashtu ndikon në procesin e avullimit. N.q.se çdo parametër mbahet konstant, uji i ngrohtë do të avullojë më shpejt se uji i ftohtë. Arsyeja për këtë është se, kur ngrohet uji, molekulat e tij rrisin shpejtësinë e tyre. Në një temperaturë të lartë, një pjesë e madhe e molekulave kanë shpejtësi të mjaftueshme për tu shkëputur nga sipërfaqja e lëngut, për pasojë uji më i ngrohtë rrit shpejtësinë e avullimit. Nëse shikojmë vetëm ajrin te ena e mbyllur (figura 2-3 (b)), shihet se molekulat e avullit të ujit, lëvizin lirshëm në të gjithë vëllimin e enës, goditen me njëra-tjetrën, gjithashtu goditen edhe me molekulat fqinje siç është Azoti, dhe Oksigjeni. Kur këto molekula goditën, ato ndryshojnë në mënyrë të vazhdueshme shpejtësinë dhe drejtimin e tyre.

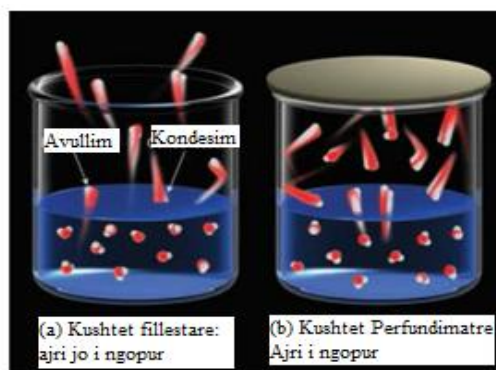


Figure 2.3 (a) Avullimi i molekulave të ujit në sipërfaqe të ujit. (b) Me avuj uji, ajri i ngopur

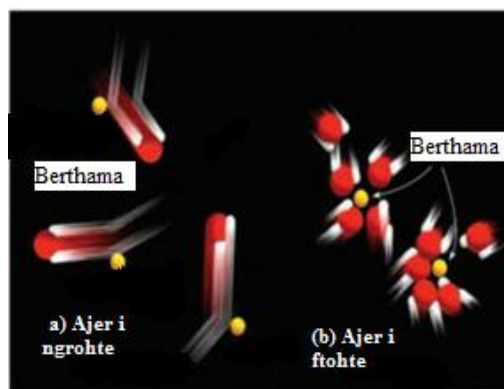


Figura 2.4 Procesi i kondensimit (a) në ajër të ngrohtë (b) Procesi i kondensimit në ajër të ftohtë

Megjithatë shpejtësia e humbur nga një molekulë gjatë goditjes, fitohet nga tjetra, në këtë mënyrë shpejtësia mesatare e të gjithë molekulave mbetet konstante, për pasojë temperatura e ajrit nuk ndryshon. Nëqse ajri është i ngrohtë, molekulat e avullit të ujit lëvizin shpejt, duke u goditur me bërthamat kondensuese (bërthama kondensuese konsiderohen grimca të pluhurit, tymrat, dhe grimca të tjera) ndryshojnë drejtimin e tyre, por nëse ajri është i ftohtë, molekulat lëvizin më ngadalë, dhe janë të prirura të bashkohen dhe të kondensohen te bërthamat (figura 2-4 (b)).

2.6 Lagështia

Tani mund të japim konceptin e lagështisë, e cila në mënyrë të përgjithshme tregon sasinë e avujve të ujit në ajër. Meqenëse ka disa mënyra për të shprehur sasinë e avujve të ujit në ajër, ka edhe disa tipe për konceptin e lagështisë. Tipi i parë i lagështisë është lagështia absolute.

Lagështia absolute. Supozojmë së marrim një vëllim imagjinar në formë balloni sferik me ajër siç tregohet në figurën 2.5. Duke ditur përbërjen kimike të tij, mund të matim sasinë e avujve të ujit, t'i peshojmë dhe të marrim masën e tyre. Nëse krahasojmë masën e avujve të ujit me vëllimin në ballon, përcaktohet lagështia absolute, që është masa e avujve të ujit në një vëllim të caktuar të ajrit. Lagështia absolute paraqet densitetin e avujve të ujit (masa/vëllim) në një enë të caktuar dhe shprehet në gr/m^3 .

Lagështia specifike, dhe raporti i përzierjes. Lagështia mund të shprehet në një mënyrë që nuk ndikohet nga ndryshimet në vëllim, kujtojmë që lagështia absolute varet nga vëllimi i ajrit. Kur masa e e avujve të ujit në një vëllim të caktuar ajri krahasohet me masën e të gjithë ajrit në vëllimin tonë, kemi të bëjmë me lagështinë specifike.

Një mënyrë tjetër për të shprehur lagështinë është të krahasosh masën e avujve të ujit në një enë, me masën e ajrit të thatë që ka mbetur. Lagështia e shprehur në këtë formë quhet raporti i përzierjes.

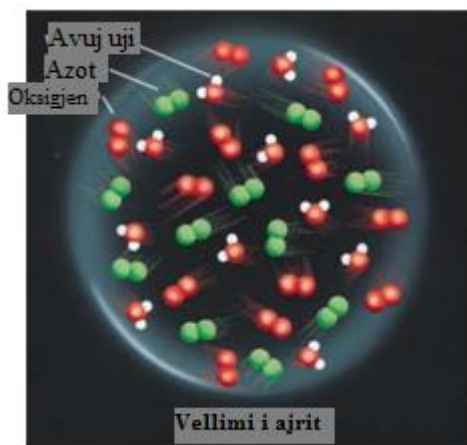


Figure 2.5 Lagështia në një vëllim ajri

Si lagështia specifike ashtu edhe raporti i përzierjes shprehen në gr/kg. Lagështia specifike dhe raporti i përzierjes i një vëllimi ajri mbeten konstant për aq kohë sa avujt e ujit nuk shtohen apo largohen nga vëllimi. Kjo ndodh sepse numri i përgjithshëm i molekulave (edhe masa) mbetet konstant edhe nëse vëllimi i marrë në konsideratë rritet apo zvogëlohet. Meqenëse ndryshimet në madhësinë e vëllimit nuk ndikojnë në lagështinë specifike dhe raportin e përzierjes, këto dy koncepte përdoren gjerësisht në studimin e atmosferës.

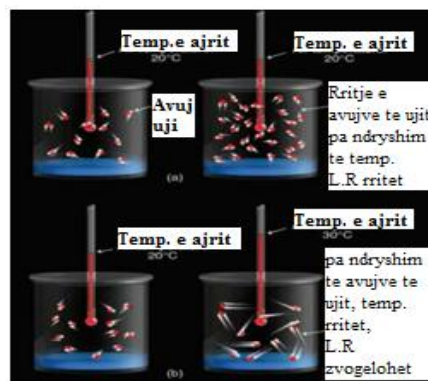


Figura 2.6 Lagështia relative (a) Ndryshimi i lagështisë relative duke ndryshuar përmbajtjen me avuj uji të ajrit. (b) Duke ndryshuar temperaturën

Presioni i avujve të ujit. Përmbajtja e lagështisë së ajrit mund të përshkruhet duke matur presionin e avujve të ujit që vepron në ajër. Supozojmë që vëllimi që marrim në konsideratë ndodhet në nivelin e detit. Presioni i përgjithshëm brenda ballonit është për shkak të goditjeve të molekulave më sipërfaqen e ballonit. Me fjalë të tjera presioni i përgjithshëm brenda ballonit është i barabartë me shumën e presioneve të veçantë që përbëjnë gazin. Nëse presioni i ajrit është 1000 mb, dhe përmbajtja e gazeve brenda enës është 78 % Azot, 21% Oksigjen, dhe 1% avuj uji, presioni i pjesshëm do të jetë 780 mb nga Azoti, 210 mb nga oksigjeni dhe 10 mb nga avujt e ujit. Presioni i lartë i avujve të ujit tregon një numër të madh molekulash avulli, ndërsa një presion i ulët tregon një numër të vogël molekulash avulli uji. Presioni i avujve të ujit tregon edhe përmbajtjen e përgjithshme të avujve të ujit në një temperaturë të dhënë, ndërsa presioni i avullit të ngopur përshkruan se sa avuj uji është e nevojshme për të ngopur ajrin me avuj uji. Presioni i avullit të ngopur është presioni që molekulat e avullit të ujit do të vepronin nëse ajri është i ngopur me avuj në një temperaturë të dhënë. Ti rikthehem figurës 2.4, themi që ajri është i ngopur me avuj uji kur numri i molekulave që largohen nga sipërfaqja e ujit, është e barabartë me numrin e molekulave që rikthehen në ujë, kemi një gjendje ekuilibri dinamik në një temperaturë të dhënë. N.q.se rrisim temperaturën, rritet edhe numri i molekulave që largohen nga sipërfaqja e ujit, duke u vendosur një ekuilibër i ri, por që është rritur numri i përgjithshëm i avujve të ujit. Për pasojë në temperaturë të lartë kemi më shumë avuj uji, për të arritur ngopjen, nga kjo rrjedh edhe presion më i lartë.

Lagështia relative. Në praktikën meteorologjike botërore përdoret me shpesh nocioni i lagështisë relative, ky nocion mund të duket i ngatërruar për shkak se ai nuk tregon sasinë e

pranishme të avujve të ujit në ajër, por në vend të kësaj ai na tregon sa afër gjendjes së ngopjes është ajri. Lagështia relative (RH) është raporti i sasisë së avujve të ujit të pranishëm në ajër me sasinë e avujve të ujit që duhet për të arritur gjendjen e ngopjes në një temperaturë (presion) të dhënë. Është raporti i përmbajtjes së avujve të ujit me kapacitetin e tij. Mund të mendohet që presioni i avujve të pranishëm është një madhësi e përmbajtjes së avujve të ujit në ajër, dhe presioni i avullit të ngopur si një madhësi e kapacitetit të përgjithshëm të avujve të ujit. Në këto kushte lagështia relative shprehet në funksion të presionit si më poshtë:

Lagështia relative jepet në përqindje. Ajri me lagështi relative 100 % thuhet i ngopur, ose është plotësuar kapaciteti me avuj uji. Ndërsa ajri me lagështi relative mbi 100 % thuhet të jetë i mbingopur. Një ndryshim në lagështinë relative mund të vijë nga dy rrugë kryesore:

1. Duke ndryshuar përbërjen e avujve të ujit në ajër
2. Duke ndryshuar temperaturën e ajrit

Në figurën 2.6 (a), rritja e përmbajtjes së avujve të ujit (pa ndryshim të temperaturës) rrit lagështinë relative të ajrit. Arsyeja për këtë ndryshim qëndron në faktin që, sa më shumë molekula të avujve të ujit të shtohen në ajër, aq më e madhe është mundësia që disa nga molekulat mund të ngjiten së bashku dhe të kondensohen. Kondensimi ndodh në ajrin e ngopur. Në këtë mënyrë, sa më shumë molekula avuj uji shtohen në ajër, ajri gradualisht i afrohet ngopjes, dhe lagështia relative rritet. Nga ana tjetër, duke hequr avuj uji nga ajri zvogëlon mundësinë e ngopjes, e cila ul lagështinë relative. Përfundimisht mund të themi që, pa ndryshim të temperaturës së ajrit, duke shtuar avuj uji në ajër, rritet lagështia dhe kur largohen avuj uji nga ajri, zvogëlohet lagështia relative. Figura 2.6 (b), ilustron që rritja e temperaturës (pa ndryshim të përmbajtjes së avujve të ujit) çon në zvogëlimin e lagështisë relative. Ky zvogëlim në lagështinë relative ndodh sepse, në ajrin e ngrohtë molekulat e avullit të ujit lëvizin më shpejtësi të madhe, dukë u zvogëluar mundësia që ato të ngjiten së bashku duke u kondensuar. Rritja e temperaturës rrit shpejtësinë e molekulave, duke zvogëluar edhe mundësinë e ngopjes, e cila çon në zvogëlimin e lagështisë relative. Në shumë vende, përmbajtja e avujve të ujit ndryshon shumë pak gjatë gjithë ditës, dhe ajo që ndryshon është temperatura e ajrit që kryesisht rregullon ndryshimin ditor të lagështisë relative. Kur ajri ftohet gjatë natës, lagështia relative rritet. Kuptohet që vlerën më të madhe lagështia arrin në mëngjes, gjatë periudhës më të ftohtë të ditës.

Më rritjen e temperaturës gjatë ditës lagështia relative zvogëlohet. Kjo varësi e lagështisë gjatë ditës jepet në figurën 2.7.

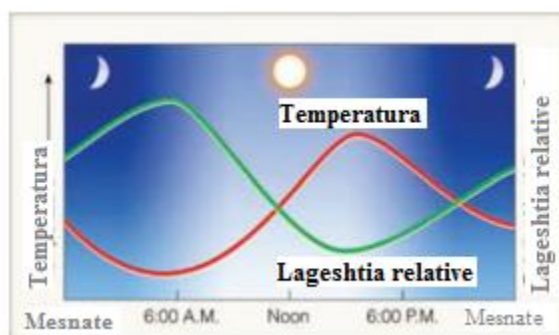


Figura 2.7 Ndryshimi ditor i lagështisë relative, vija e kuqe tregon ndryshimin ditor të temperaturës gjatë ditës, vija jeshile tregon lagështinë relative (Ahrens, 2013).

2.7 Fizika e parametrave të përshkueshmërisë së atmosferës

Për të parë një objekt, një vëzhgues duhet të jetë në gjendje të dallojë kontrastin ndërmjet objektit dhe objekteve që e rrethojnë atë. Nëse ky kontrast zvogëlohet, është shumë e vështirë të shikohet ky objekt. Në atmosferë, dukshmëria (Vizibiliteti), mund të zvogëlohet për shumë arsye, p.sh ne mund të jemi shumë larg objektit që duam të vëzhgojmë, këndi i diellit ndryshon me kohën gjatë ditës, dhe nëse ndotjet në ajr rriten, kontrasti mund të zvogëlohet, duke zvogëluar në këtë mënyrë aftësinë për të parë një objekt. Objektet shumë afër, dallohen lehtë, por nëse përpiqemi të shikojmë objekte gjithnjë e më të largëta, kontrasti ndërmjet objektit dhe sfondit rrethues zvogëlohet.

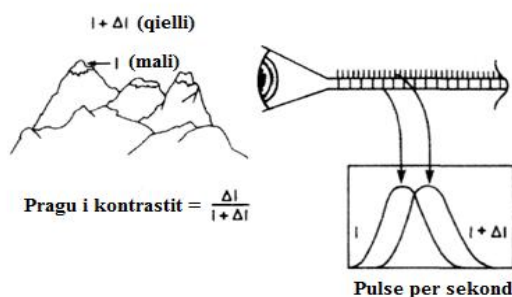


Figura 2.8 Skema e vlerësimit të dukshmërisë së atmosferës

Kufiri më i ulët i kontrastit për qeniet njerëzore quhet *pragu i kontrastit*, dhe është një parametër shumë i rëndësishëm sepse kjo vlerë ndikon në distancën maksimale për të cilën shihen objekte të ndryshëm. Pragu i kontrastit është ilustruar në figurën e mësipërme. Ku I është intensiteti i dritës i ardhur në sy, që vjen nga objekti, dhe $I+\Delta I$, paraqet intensitetin që vjen nga objektet përreth. Le të marrim në konsideratë ndikimin e gazeve dhe të grimcave në cilësitë optike të atmosferës. Zvogëlimi i përshkueshmërisë shkaktohet nga bashkëveprimet e mëposhtme: shpërhapja e dritës nga molekulat e gazeve, dhe nga grimcat të ndryshme; nga absorbimi i dritës nga gazet dhe nga grimcat. Procesi i shpërhapjes së dritës përfshinë bashkëveprimin e dritës me molekulat e gazeve ose grimcat dukë ndryshuar drejtimin dhe frekuencën e dritës rënëse. Procesi i absorbimit ndodh kur rrezatimi elektromagnetik bashkëvepron me gazet dhe grimcat dhe një pjesë e energjisë së rrezatimit i kalon molekulave ose grimcave. Shpërhapja e dritës nga molekulat e gazeve varet nga gjatësia e valës. Drita e shpërhapur nga grimcat është shkaku kryesor i zvogëlimit të dukshmërisë. Kjo dukuri varet nga madhësia e grimcave në atmosferë (Richard W. Boubel, Donald L. Fox, D. Bruce Turner, Arthur C. Stern, 1994).

2.8 Treguesi i pastërtisë

Treguesi i pastërtisë k_t , është një parametër i një rëndësie të veçantë në projektimin e sistemeve të energjisë së rinovueshme, ai siguron informacionin që ka të bëjë me rrezatimin diellor real, krahasuar me atë të mundshëm.

Treguesi i pastërtisë është një parametër që përshkruan zvogëlimin e rrezatimit diellor për shkak të reve dhe varet nga koordinatat gjeografike të vendndodhjes. Treguesi i pastërtisë k_t , përkufizohet si raporti i intensitetit të rrezatimit diellor në nivelin e tokës, që bie në një sipërfaqe horizontale, me intensitetin e rrezatimit mbi atmosferë.

$$k_t = \frac{I}{I_0} \sin(\alpha) \quad (2.1)$$

Ku I_0 është intensiteti i rrezatimit mbi atmosferë; I është intensiteti i rrezatimit diellor në sipërfaqen e tokës, ϵ është faktori i korrigjimit të ekscentricitetit të orbitës së tokës; α këndi i lartësisë së diellit, këndi ndërmjet horizontit dhe qendrës së diskut të diellit (CRISTINA, 2010).

3 Kapitulli III

Vetitë e aerosolëve atmosferikë

Në këtë kapitull jepet baza e përshkrimit matematik të aerosolëve. Përkufizohen parametrat kryesorë të grimcave të aerosolëve, jepet përkufizimi i shpërndarjes në numër, i shpërndarjes në sipërfaqe, i shpërndarjes në vëllim, dhe i shpërndarjes në masë. Përkruhen kategorizimi i aerosolëve, flitet për aerosolët urbane. Flitet për ndikimin e lagështisë në madhësinë e aerosolëve, një parametër shumë i rëndësishëm sepse përcakton edhe regjimin e bashkëveprimit të dritës me aerosolët.

3.1 Funkzioni i shpërndarjes sipas madhësisë

Atmosfera, si në zonat urbane, ashtu edhe në zona të largëta, përmban sasi të konsiderueshme të përqendrimit të aerosolëve, në disa raste arrijnë 10^7 - 10^8 cm^{-3} ([Atmospheric Chemistry and Physics, 2006](#)). Diametri i këtyre grimcave varion nga disa nanometër, në 100 μm .

Grimcat e prodhuara nga djegia, si te automobilat, gjeneratorët e rrymës, nga djegia e lëndëve të drurit, janë të rendit nga disa nanometra në disa mikrometër. Pluhurat e zhvendosura nga era, polenet, pjesëza të mjegullës, dhe kripa e detit janë në përgjithësi më të mëdha se 1 μm . Materialet e prodhuara në atmosferë nga proceset fotokimike gjenden kryesisht si grimca me madhësi më të vogla se 1 μm . Madhësia e këtyre grimcave ndikon si në jetën mesatare të tyre në atmosferë, ashtu edhe në cilësitë fizike dhe kimike të tyre. Për këtë arsye është e nevojshme të ndërtohen metoda matematike për të karakterizuar shpërndarjen e madhësisë së aerosolëve. Për qëllime praktike forma e grimcave konsiderohet si sferike.

Një grimcë aerosoli mund të konsiderohet si e përbërë nga një numër i plotë k molekulash, ose monomerësh. Grimca më e vogël e aerosolit mund të përcaktohet si një grimcë e përbërë nga dy molekula. Shpërndarja e aerosolëve mund të karakterizohet nga numri i përqendrimit për secilin grup molekulash, shënojmë me N_k , përqendrimin e grimcave që përmbajnë k molekula.

Për të qenë rigorozisht korrekt, kjo metodë e karakterizimit të shpërndarjes së aerosolëve nuk mund të përdoret në praktikë për shkak të numrit të madh të molekulave që përbëjnë një grimcë aerosoli. P.sh një grimcë me diametër $0.01 \mu\text{m}$ përmban afërsisht 10^4 molekula, dhe një me diametër $1 \mu\text{m}$ përmban rreth 10^{10} molekula ([Atmosferic Chemistry and Physics, 2006](#)).

Një përshkrim i plotë i shpërndarjes së madhësisë së aerosolëve, bëhet duke marrë në konsideratë madhësinë e secilës grimcë.

3.2 Shpërndarja në numër e aerosol ë ve $n_N(D_p)$

Nqse shënojmëme n_i madhësinë e shpërndarjes së aerosolëve në një interval të caktuar të dimensioneve të tyre ΔD_p , dhe me N_i përqendrimin e aerosolëve, atëherë kjo e fundit në këtë interval dhe dimensioneve të tyre, matematikisht shprehet:

$$N_i = n_i \Delta D_p \quad (3.1)$$

Përdorimi i intervalit arbitrar të ΔD_p mund të sjellë ngatërresa dhe e bën krahasimin sipas madhësisë të vështirë. Për të shmangur këto vështirësi, dhe për të ruajtur të gjithë informacionin në lidhje me shpërndarjen e aerosolëve, mund të përdoren madhësi gjithnjë e më të vogla, duke kaluar në limit kur $\Delta D_p \rightarrow 0$. Në limit ΔD_p bëhet shumë e vogël, dhe e barabartë dD_p . Duke bërë këtë kalim, përkufizojmë edhe funksionin e shpërndarjes sipas madhësisë si më poshtë:

$n_N(D_p) dD_p$ = numri i grimcave për cm^{-3} , në ajër që kanë diametrat në intervalin nga D_p në $(D_p + d D_p)$
 Njësitë e $n_N(D_p) dD_p$ janë $\mu\text{m}^{-1} \text{cm}^{-3}$. Numri i grimcave N_t për cm^3 jepet:

$$N_t = \int_0^{\infty} n_N(D_p) dD_p \quad (3.2)$$

Duke përdorur funksionin $n_N(D_p)$, kemi supozuar që shpërndarja në numër nuk është më një funksion diskret i numrit të molekulave, por një funksion i vazhduar i diametrit D_p . Ky

supozim i një shpërndarje të vazhdueshme të madhësisë, bëhet përtej një numri të caktuar molekulash. Në atmosferë shumica e grimcave kanë diametër më të vogël se $0.1 \mu\text{m}$, dhe funksioni i shpërndarjes në numër $n_N(D_p)$ zakonisht shfaq një majë të mprehtë afër origjinës.

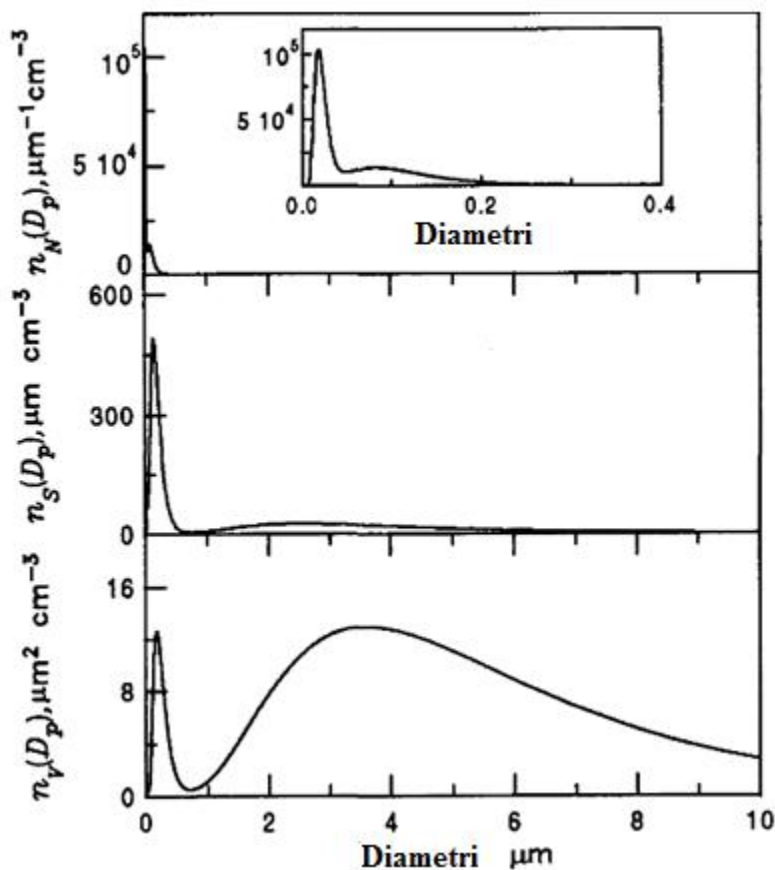


Figure 3.1 Shpërndarja e aerosolëve në numër, në sipërfaqe dhe në vëllim kundrejt madhësisë së grimcave. Shpërndarja në numër për një interval të madhësitë së grimcave nga 0- $0.4 \mu\text{m}$ paraqitet e veçuar. (John H.Seinfeld, Spyros N.Pandis, 2006)

3.3 Shpërndarja në masë, sipërfaqe dhe në vëllim.

Shumë veti të aerosolëve varen nga sipërfaqja e grimcave dhe nga shpërndarja në vëllim e tyre, në lidhje me madhësinë e grimcave. Fillimisht përcaktojmë shpërndarjen në sipërfaqe të aerosoleve $n_s(D_p)$ si

$n_s(D_p)dD_p$ = sipërfaqen e grimcave për cm^3 në ajër që kanë diametra në intervalin nga

D_p në $(D_p + dD_p)$

Nëse i konsiderojmë të gjitha grimcat si sfera. Të gjitha grimcat në këtë interval $p.m.v$ të madhësisë kanë praktikisht të njëjtin diametër D_p , dhe secila prej tyre ka sipërfaqe πD_p^2 . Janë $n_N(D_p)dD_p$ grimca në këtë interval, në këtë mënyrë sipërfaqja është :

$$\pi D_p^2 n_N(D_p) dD_p \quad (3.3)$$

$$n_s(D_p) = \pi D_p^2 n_N(D_p) \quad (\mu\text{m}^2 \text{cm}^{-3}) \quad (3.4)$$

Sipërfaqja e përgjithshme S_t e aerosolëve për cm^3 në ajër është:

$$S_t = \pi \int_0^\infty D_p^2 n_N(D_p) dD_p = \int_0^\infty n_s(D_p) dD_p \quad (\mu\text{m}^2 \text{cm}^{-3}) \quad (3.5)$$

Dhe është e barabartë me sipërfaqen poshtë kurbës së figurës 3.1

Shpërndarja në vëllim e aerosoleve $n_v(D_p)$ mund të përcaktohet si:

$n_v(D_p)dD_p$ = Vëllimi i grimcave për cm^3 në ajër , që kanë diametra në intervalin nga D_p në $(D_p + dD_p)$

në të njëjtën mënyrë shkruhet

$$n_V(D_p) = \frac{\pi}{6} D_p^3 n_N(D_p) \quad (3.6)$$

Vëllimi i përgjithshëm i aerosolëve për cm^3 në ajër V_t është:

$$V_t = \frac{\pi}{6} \int_0^\infty \frac{\pi}{6} D_p^3 n_N(D_p) dD_p = \int_0^\infty n_V(D_p) dD_p \quad (\mu\text{m}^3 \text{ cm}^{-3}) \quad (3.7)$$

Dhe është e barabartë me sipërfaqen poshtë kurbës $n_V(D_p)$ në figurën 3.1.

Nëse të gjithë grimcat kanë densitet ρ_p (gr cm^{-3}), atëherë shpërndarja në masë e grimcave në lidhje me madhësinë e grimcave $n_M(D_p)$ është:

$$n_M(D_p) = \left(\frac{\rho_p}{10^6}\right) n_V(D_p) = \left(\frac{\rho_p}{10^6}\right) \left(\frac{\pi}{6}\right) D_p^3 n_N(D_p) \quad (\mu\text{g } \mu\text{m}^{-1} \text{ cm}^{-3}) \quad (3.8)$$

Për shkak se diametri i grimcave të shumicës së aerosolëve varion në disa rende në madhësi, përdorimi i funksioneve të shpërndarjes $n_N(D_p)$, $n_S(D_p)$, $n_V(D_p)$, and $n_M(D_p)$, shpesh nuk është i përshtatshëm. P.sh gjithë përbërja e shpërndarjes në numër e skicuar në figurën 4.1 ndodhet në zonën nga disa nanometër në $0.3\mu\text{m}$, një pjesë e vogël në intervalin $0-10\mu\text{m}$ që kanë interes. Për të shmangur këtë problem, boshti horizontal (abshisa) mund të ndërtohet në shkallë logaritmike, duke bërë më të dukshme disa rende të D_p . Sipërfaqja nën kurbë korrespondon me përqendrimin e aerosolëve.

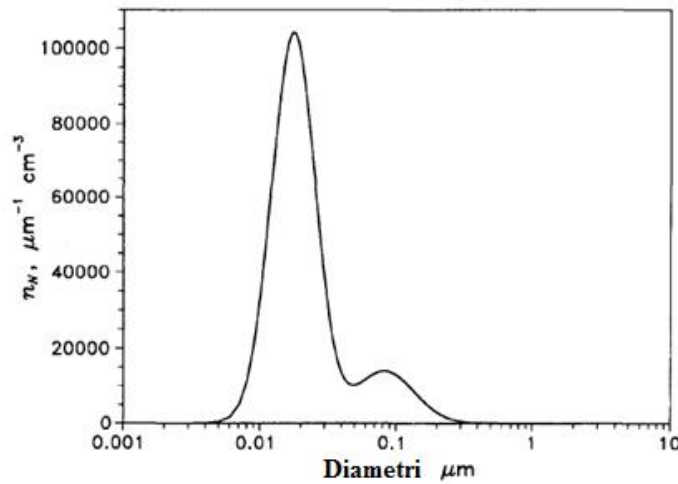


Figure 3.2 Funkzioni i shpërndarjes së aerosolëve i njëjtë si në figurën 3.1. Në boshtin e abshisës kemi logaritmin e diametrit të grimcave

Nga grafiku duket që më shumë se 90% e grimcave janë më të vogla në modin qendror rreth $0.02\mu\text{m}$.

3.4 Vetitë e shpërndarjes në madhësi

Është shumë e volitshme të përmbledhim disa tipare të shpërndarjes së aerosolëve në një ose dy veti të tyre (madhësia mesatare e grimcave, forma e shpërndarjes) se sa duke përdorur formën e plotë të funksionit $n_N(D_p)$. Rritja e grimcave i korrespondon zhvendosjes së pjesës së shpërndarjes në madhësitë më të mëdha, ose thjesht një rritje e madhësisë mesatare të grimcave. Këto veti të grimcave quhen *momenti* shpërndarjes, dhe dy më të përdorshmet janë mesatarja dhe varianca. Le të supozojmë se kemi një shpërndarje diskrete që konsiston në M grupe grimcash me diametër D_k , dhe përqendrim në numër N_k ku $k = 1, 2, \dots, M$. Përqendrimi në numër i grimcave jepet:

$$N_t = \sum_{k=1}^M N_k \quad (3.9)$$

Diametri mesatar D_p i popullimit është:

$$\bar{D}_p = \frac{\sum_{k=1}^M N_k D_k}{\sum_{k=1}^M N_k} = \frac{1}{N_t} \sum_{k=1}^M N_k D_k \quad (3.10)$$

Varianca σ^2 , një madhësi që shpreh shpërndarjen rreth diametrit D_p përcaktohet nga shprehja:

$$\sigma^2 = \frac{\sum_{k=1}^M N_k (D_k - \bar{D}_p)^2}{\sum_{k=1}^M N_k} = \frac{1}{N_t} \sum_{k=1}^M N_k (D_k - \bar{D}_p)^2 \quad (3.11)$$

Një vlerë e σ^2 e barabartë me zero, do të thotë që secila grimcë në shpërndarje ka një diametër ekzaktësisht D_p . një rritje e σ^2 tregon që shpërhapja e shpërndarjes rreth diametrit mesatar D_p rritet.

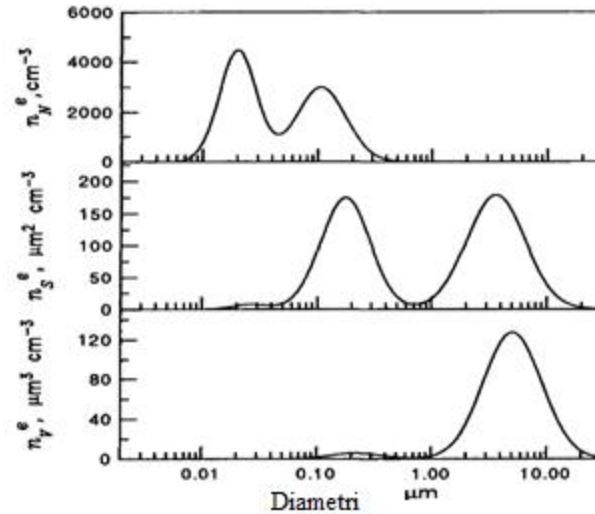
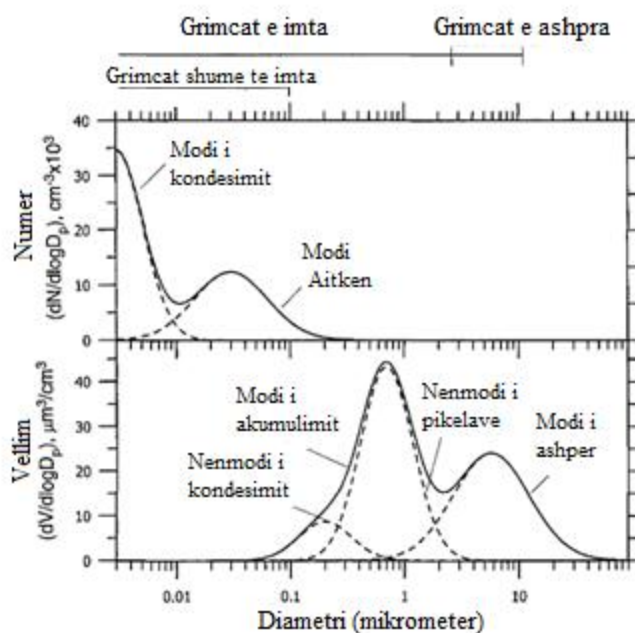


Figure 3.3 E njehta shpërndarje e aerosolëve si në figurën 3.1 dhe 3.2, por e shprehur në funksion të log D_p . Sipërfaqja nën kurbë paraqet respektivisht, shpërndarjen në numër, sipërfaqe, dhe në vëllim të aerosolëve.

3.5 Shpërndarja e aerosolëve sipas madhësive në ambient

Si rezultat i emetimit të grimcave, në vendet e origjinës, si dhe një mori procesesh pasues, shpërndarja e aerosolëve atmosferike karakterizohet nga numri i modave. Shpërndarja në masë, apo në vëllim dominohet në shumë zona nga dy mode (figura 3.4 paneli poshtë): modi i grumbullimit (nga ~ 0.1 në $\sim 2 \mu\text{m}$) dhe modi i grimcave të mëdha (nga ~ 2 në $\sim 50 \mu\text{m}$). Modi i grumbullimit të grimcave është rezultat i emetimeve kryesore; kondensimit të sulfateve dytësore, nitrateve, dhe koagulimit të grimcave të vogla. Në disa raste modi i grumbullimit konsiston në dy nënmode të mbivendosur; modi i kondensimit dhe modi i pikëzimit (figura 3.4 paneli i sipërm). Nënmodi i kondensimit është si pasojë e emetimeve kryesore të grimcave, ndërsa nënmodi i pikëzimit krijohet gjatë zhvillimit të reve të disa grimcave mod-grumbulluese. Grimcat në modin e grimcave të mëdha (coarse) zakonisht prodhohen nga proceset mekanike si era, (pluhurat, kripa e detit, polenet, etj.). Një tjetër pamje e shpërndarjes së aerosolëve ambjentale merret nëse përqendrohemi në numrin e grimcave, në vend të masës së tyre (figura 3.4 paneli i sipërm). Grimcat me diametër më të madh se $0.1 \mu\text{m}$, të cilat kontribuojnë praktikisht të gjithë aerosolët janë të neglizhueshme në numër, në krahasim me grimcat më të mëdha se $0.1 \mu\text{m}$. Dy moda zakonisht dominojnë shpërndarjen e aerosolëve në numër si në zonat urbane ashtu edhe ato rurale: modi i krijimit të bërthamës (grimcat më të vogla se 10 nm) dhe bërthama Aitken (grimcat me diametër ndërmjet 10 dhe 100 nm). Grimcat në modin i bërthamëzimit zakonisht janë aerosolët e sapo krijuara në vendet ku krijohen nga faza e gaztë. Modi i bërthamëzimit mund të jetë ose jo i pranishëm në varësi nga kushtet atmosferike. Shumica e bërthamave Aitken fillojnë jetën e tyre atmosferike si grimca primare ose kryesore, dhe si material kondensues sekondar kur transportohen në atmosferë. Grimcat në modin e bërthamëzimit kanë masë të neglizhueshme (p.sh $100.000 \text{ grimca cm}^{-3}$ me diametër 10 nm kanë një përqëndrim në masë më të vogël se $0.05 \mu\text{g m}^{-3}$), ndërsa bërthamat e mëdha Aitken formojnë modin e grumbullimit në shpërndarjen në masë të aerosolëve. Grimcat me diametër më të madh se $2.5 \mu\text{m}$ njihen si grimca të ashpra, ndërsa ato me diametër më të vogël se $2.5 \mu\text{m}$ quhen grimca të imta. Këto grimca përfshijnë shumicën e numrit të përgjithshëm të grimcave dhe një pjesë të madhe të masës së tyre. Grimcat me diametër më të vogël se $0.1 \mu\text{m}$ shpesh njihen si grimca shumë të vogla.



Figurë 3.4 Shpërndarje tipikë në numër dhe në vëllim e grimcave atmosferike

3.6 Aerosolët Urbane

Aerosolët urbane janë një përzierje e grimcave të emetuara kryesisht nga industritë, nga mjetet e transportit, gjeneratorët e fuqisë, gjithashtu edhe nga burime natyrore, me grimcat të formuara nga gazet sipas mekanizmit të transformimit gas-grimcë. Shpërndarja në numër e aerosolëve mbizotërohet nga grimcat më të vogla se $0.1 \mu\text{m}$. Nga ana tjetër shpërndarja në masë e aerosolëve ka dy moda, një në regjimin nën mikrometër, i referuar si “modi i grumbullimit” dhe tjetri është në regjimin e grimcave të mëdha.

Shpërndarja në madhësi e aerosolëve është e ndryshueshme në zonat urbane. Përqendrimet shumë të larta të grimcave të vogla (më pak se $0.1 \mu\text{m}$ në diametër) gjenden afër burimeve të tyre (p.sh autostradat) por përqendrimi i tyre bie dukshëm me distancën nga burimi.

Burimet e përbërjes kimike të grimcave urbane ato të vogla dhe të mëdha janë të ndryshme. Grimcat e mëdha prodhohen nga proceset mekanike dhe përbëhen nga pluhurat e tokës, kripa e detit etj. Mekanizmi kryesor i transferimit të grimcave nga modi Aitken në modin e grumbullimit është koagulimi, dhe kondensimi i avujve, duke u rritur për tu formuar nga përbërjet kimike. Koagulimi ndërmjet grimcave të akumulimit është një proces i ngadaltë, dhe nuk i transferon grimcat në modin e ashpër. Termat që përdoren shpesh për të përshkruar përqendrimin në masë të aerosolëve ku përfshihet, pjesëzat e materies që qëndrojnë pezull (TSP), si dhe PM_x (pjesëzat e materies me diametër më të vogël se $x \mu m$). TSP i referohet përqendrimit në masë të grimcave atmosferike më të vogla se $40 \mu m$.

Aerosolët teknikisht përkufizohen si grimca të ngurta ose të lëngëta që qëndrojnë pezull në atmosferë (John H.Seinfeld, Spyros N.Pandis, 2006). Origjina e tyre mund të jetë e ndryshme, këto grimca janë të ekspozuara ndaj proceseve të ndryshëm që mund të ndodhin në atmosferë. Jetëgjatësia e tyre në atmosferë që varion nga disa ditë në disa javë është relativisht e shkurtër, e krahasuar me gazet serë ku jetëgjatësia e tyre është disa vite por edhe në shekuj. Ndërthurja e burimeve specifike të këtyre grimcave me jetëgjatësinë e shkurtër të tyre shpjegon shpërndarjen e lartë jo-uniforme të tyre në të gjithë atmosferën. Përmasat e aerosolëve variojnë nga disa nanometra në disa qindra mikrometër. Në përgjithësi, shpërndarja në madhësi e aerosolëve karakterizohet nga moda të ndryshme të madhësisë, të cilat tregojnë burimin, transformimet e ndryshme që i ndodhin këtyre grimcave si dhe proceset e largimit të tyre.

Aerosolët atmosferike ndahen në dy moda kryesore:

- ❖ modin e grimcave të vogla (fine mode) bëjnë pjesë grimcat me diametër më të vogël se $2.5 \mu m$,
- ❖ Modi i grimcave të mëdha (coarse mode) bëjnë pjesë grimcat me diametër më të madh se $2.5 \mu m$.

Procesi kryesor i largimit të grimcave të ashpra apo të rënda është sedimentimi, kjo vjen për shkak të masës dhe madhësisë së tyre, e cila është e shoqëruar më një kohë qëndrimi relativisht të shkurtër në atmosferë.

Një tjetër ndarje e modit të imët bëhet duke përcaktuar modin e bërthamëzimit për grimca shumë të vogla të rendit $D < 10 \text{ nm}$, të cilët nga ana e tyre janë gjithashtu grimca që mund të shërbejnë si bërthamë e aerosoleve.

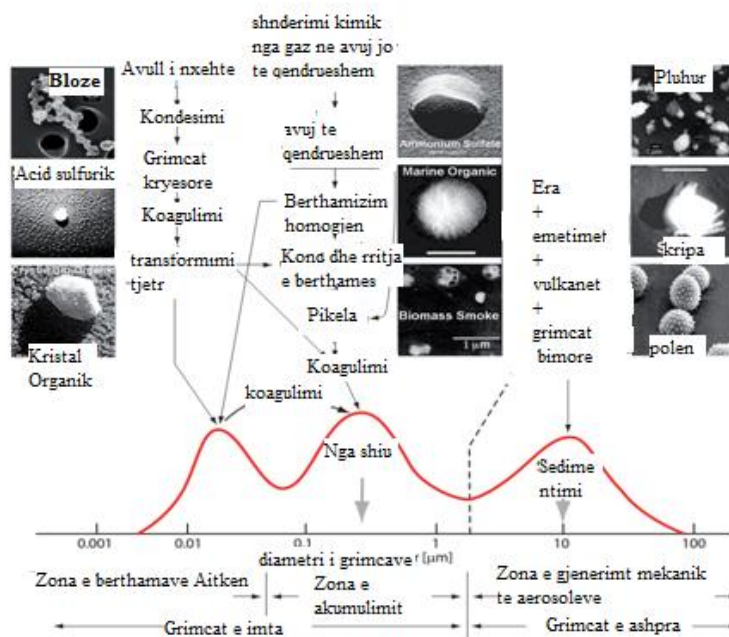


Figure 3.5 Modat kryesore, burimet, dhe formimi i grimcave dhe mekanizmi i largimit të tyre tregohen për një shpërndarje ideale të madhësisë së aerosolëve (Whitby; Cantrell, 1976; Seinfeld; Pandis, 2006). Në figurë shihen edhe imazhe të një grimce të vetme aerosoli (Heintzenberg, 2003).

Pastaj vazhdon me modin Aitken, për grimcat me madhësi ndërmjet $10 \text{ nm} \leq D \leq 0.1 \mu\text{m}$ dhe duke përcaktuar modin e akumulimit për grimcat ndërmjet $0.1 \leq D \leq 2.5 \mu\text{m}$. Modi i bërthamizimit karakterizohet nga një numër i madh i përqendrimit të grimcave që kryesisht orgjinën e kanë nga shndërrimi nga gas në grimcë (proceset e djegies) dhe këta humbin përmes koagulimit në modin e akumulimit. Në këtë mod kalimtar, grimca akumulon secilën nga grimcat e koaguluar nga modi i bërthamëzimit, ose janë të ekspozuara përmes rritjes nga kondensimi i avujve në grimcat e pranishme. Këtu mekanizmi kryesor i largimit të tyre është rënia e shiut, ose borës.

Kur përshkruhen burimet e aerosolëve atmosferike, fillimisht duhet të bëhet dallimi ndërmjet aerosolëve natyrale dhe antropogjenikë, gjithashtu ndërmjet burimeve të drejtpërdrejtë (atyre të

emetuar direkt në atmosferë) dhe atyre sekondare (aerosolët e formuara në atmosferë përmes shndërrimit gaz-grimcë).

Burimi kryesor i aerosolëve natyrale janë kryesisht grimcat e kripës së detit, të cilat emetohen nga oqeanet përmes mekanizmit të avullimit. Pluhurat minerale, origjina e të cilëve është nga zonat të thata dhe gjysmë të thata, janë burimi i dytë më i rëndësishëm aerosolëve natyrale. Pluhurat vullkanike dhe grimcat biogjenike (polenet, dhe material të tjera bimore) futen te grimcat e emetuar nga burimet natyrale. Të gjithë këto grimca kryesisht gjenden në modin (grupin) grimcave të ashpra të shpërndarjes në madhësi të aerosolëve (shih figura 3.5). Burimet natyrale tipikë të aerosolëve sekondare janë grimcat me prejardhje nga oqeanet dhe vullkanet që emetojnë kryesisht sulfur në atmosferë në formën e dimetil sulfidit (DMS) dhe dyoksidit të sulfurit, të cilat mund të oksidohen më tej në sulfite duke formuar grimca të reja. Biosfera (oqeanet) gjithashtu mund të emetojë komponime organike të paqëndrueshme (VOC) që mund të oksidohen dhe që janë të afta të formojnë grimca të reja. Emetimet antropogjenikë të grimcave kryesore përfshijnë pluhurat industriale, karboni i zi i formuar nga djegia (jo e plotë) e lëndëve djegëse, dhe materialet organike. Burimet sekondare të aerosolëve antropogjenikë përfshijnë sulfatet nga emetimet e SO_2 , grimcat organike të paqëndrueshme, emetimet nga amoniaku, nitratet dhe oksidet e Azotit. Këto grimca mund të emetohen p.sh nga emetimet përmes ngrohjes në ambientet shtëpiake duke përdorur qymyrin ose drurin, nga impiantet industriale, emetimet e makinave, aktiviteti bujqësor, ose nga zjarret e mëdha në pyje. Megjithatë emetimet globale dominohen nga burimet natyrale, vlerësojnë sasinë e emetimit me rreth 3100 Tg/vit, të cilat janë të lidhur kryesisht me kontributin në modin e ashpër, ndërsa emetimet antropogjenikë janë rreth 450 Tg/vit që janë kryesisht në modin e imët (me përqendrim të lartë të tyre) ([John H.Seinfeld, Spyros N.Pandis, 2006](#)).

Emetimet antropogjenikë të aerosolëve kanë shumë ndikim në mjedis. Këta p.sh janë të lidhur me efektet armiqësore ndaj qenieve njerëzore, meqenëse grimcat mund të hyjnë në rrugët e frymëmarrjes dhe në sistemin kardiovaskular, ku ata mund të shkaktojnë dëmtime të qelizave dhe organeve. Disa studime ([Laden 2006](#); [Pope III](#) ; [Dockery, 2006](#); [Pope 2002](#); [Dockery 1993](#)) dhe statistika historike ([Brimblecombe, 1987, on air pollution during medieval times and on the great London smog in 1952](#)) kanë treguar një lidhje ndërmjet ajrit të ndotur dhe rritjes së normës së vdekshmërisë.

Zvogëlimi i parametrit të përshkueshmërisë është një tjetër shembull i ndikimit të ndotjes së ajrit në mjedis ([Malm 1994; Charlson, 1969](#)). Në një atmosferë pa praninë e grimcave, parametri i përshkueshmërisë është afërsisht 296 km në nivelin e detit ([Atmospheric Chemistry and Physics, 2006](#)) i cili është i kufizuar nga shpërhapja Rayleigh i molekulave të ajrit. Përshkueshmëria mund të çrregullohet nën prezencën e aerosolëve (shkaktojnë bashkëveprimin e dritës nëpërmjet shpërhapjes Mie dhe absorbimi i dritës nga ato) në disa kilometra ose në disa qindra metra, p.sh. në një qytet të mbindotur. Gjithashtu uji rrit aftësinë e aerosolëve për të bashkëvepruar me dritën duke ndikuar në dukshmërinë e atmosferës.

3.7 Si ndikojnë aerosolët në klimën e tokës

Që nga revolucioni industrial përqendrimi i gazeve serë, si dyoksidi i karbonit (CO_2), metani (CH_4), oksidi i Azotit (N_2O) dhe halokarbonet (CFC) (klorofluorokarbonet, e përdorur në frigoriferët) së bashku me aerosolët antropogjenikë kanë kontribuar në ndryshimin e klimës. Gazet serë dhe aerosolët ndikojnë në klimë duke ndryshuar rrezatimin diellor rënës (shortwave radiation) dhe rrezatimin infrared që largohet (longwave radiation) që janë pjesë e energjisë së përgjithshme të tokës ([IPCC, 2007](#)). Ndikimi radiativ ΔF përdoret zakonisht për të krahasuar nivelin ndikimeve të ndryshme në klimë të aerosoleve antropogjenike dhe atyre natyrale. Ndikimi radiativ është i lidhur me temperaturën mesatare të ekuilibrit në sipërfaqe ([John H. Seinfeld, Spyros N. Pandis, 2006](#)). Shenja pozitive e ΔF tregon ngrohje globale të sipërfaqes, ndërsa vlera negative e ΔF tregon një efekt ftohje.

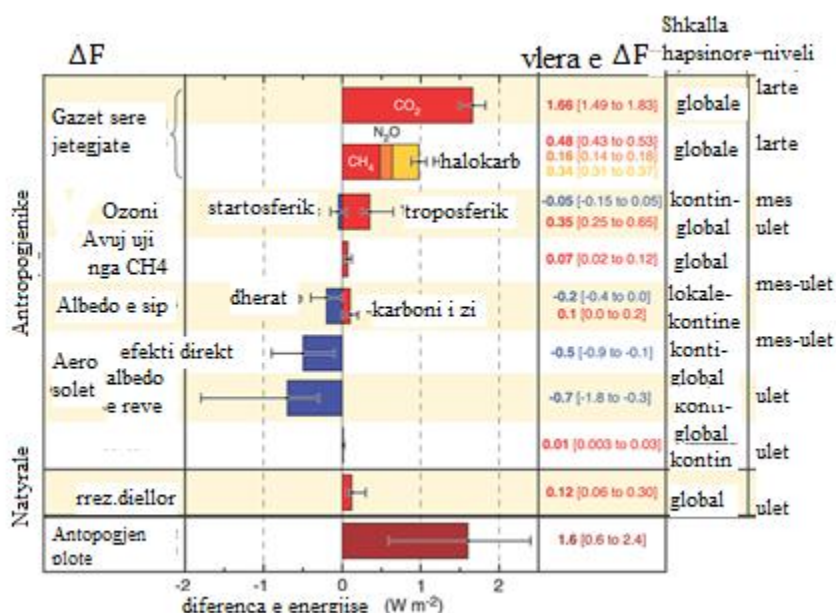


Figure 3.6 Komponentët kryesorë në ndikimin radiativ në ndryshimin e klimës. Këto vlera për ndikimin radiativ jepen për vitin 2005. Error baret tregojnë pasigurinë për ndikimet radiative respektive. Kjo figurë është marrë nga IPCC (2007).

Figura 4.6 i marrë nga raporti ndërshtetëror mbi ndryshimet klimaterike (IPCC, 2007) përmbledh komponentët kryesorë të ndikimit radiativ të ndryshimit të klimës krahasuar me kohën para industriale (~1750) dhe vitit (2005). Gazet serrë kanë një ndikim ngrohës ($\Delta F > 0$), me CO₂ si kontribuuesi më i madh, i ndjekur nga CH₄, N₂O, halokarbonet, dhe ozoni troposferik.

Error baret tregojnë pasigurinë për ndikimet radiative respektive, që tregon edhe sigurinë shkencore të efektit. Aerosolët nga ana tjetër shfaqin një efekt negative të ndikimit radiativ (një efekt ftohës). Aerosolët kanë ndikim të drejtpërdrejtë në klimë duke absorbuar dhe shpërhapur si gjatësitë e shkurtra ashtu edhe gjatësitë e valëve të gjata të rrezatimit diellor, dhe kanë efekt jo të drejtpërdrejtë duke ndryshuar cilësitë mikro-fizike dhe radiative të reve (Schwartz, 1996). Këtu niveli shkencor i të kuptuarit të ndikimit të aerosolëve është më pak se i ulët (kjo reflektohet nga pasiguri të mëdha). Arsyeja kryesore e këtyre pasigurive është ndryshueshmëria në kohë dhe në hapësirë e aerosolëve dhe efekteve të tyre jo të drejtpërdrejta. Këto pasiguri të mëdha në ndikimin e përgjithshëm të aerosolëve, rriten kur kombinohen me efektet e aerosolëve antropogjenikë, të cilat në total vlerësohen të jenë $+1.6 [-1.0, +0.8] \text{ Wm}^{-2}$ shprehja në kllapa jep zonën e besueshmërisë). Gjithashtu figura 4.6 jep edhe efektet e ndikimit radiativ në albedon e

sipërfaqes (pasqyrimi i sipërfaqes), e cila shkaktohet nga ndryshimet e shkaktuar nga njeriu në tokë (bujqësia, hapësira e pyjeve, etj.) dhe mbulimi me akull.

Përveç aerosolëve antropogjenikë gjithashtu janë të pranishëm edhe aerosolët natyrorë. Emetimet vullkanike që emetojnë aerosolë me përmbajtje sulfate në stratosferë shkakton një efekt negativ. Megjithatë këto aerosolë natyrore, janë shumë të vogla krahasuar me ndikimin e aerosolëve antropogjenikë që nga fillimi i industrializimit. Si rezultat, IPCC (2007) thekson që ndikimi radiativ i aerosolëve antropogjenikë është shumë më i rëndësishëm për ndryshimet klimaterike se ato me origjinë natyrore.

3.8 Ndikimi i drejtpërdrejtë i aerosolëve

Siç u përmend më lart, aerosolët antropogjenikë shpërhapin dhe absorbojnë rrezatimin diellor. Kjo dukuri çon në rritjen e pasqyrimin të rrezatimit diellor mbrapsht në atmosferë (rrit albedon e sipërfaqes), dhe çon kryesisht në një ftohje, por në kushte të caktuara në një ngrohje të sipërfaqes. Ky efekt njihet si efekti i drejtpërdrejtë i aerosolëve. Efekti i aerosolëve antropogjenikë në largimin e valëve të gjata është relativisht i vogël (përjashtim këtu bëjnë pluhurat e shkretëtirave, shih [Ramanathan et al., 2001](#)). Madhësia e ndikimit radiativ të drejtpërdrejtë varet kryesisht nga përbërja e aerosolëve (treguesi i thyerjes), shpërndarja në madhësi dhe përqendrimi i tyre, dhe nga albedoja e sipërfaqes e aerosolëve. Meqenëse aerosolët mund të thithin ujin dhe të ndryshojnë madhësinë dhe përbërjen kimike, ndikimi i tyre në rrezatimin diellor rënës varët shumë nga lagështia relative, të cilën do ta trajtojmë më vonë.

Janë nxjerre disa ekuacione teorike për të vlerësuar ndikimin radiativ të drejtpërdrejtë të aerosolëve (p.sh [Charlson et al., 1991, 1992](#); [Schäertz, 1996](#); [Haywood and Shine, 1995, 1997](#); [Liou, 2002](#); [Seinfeld and Pandis, 2006](#)).

Haywood dhe Shine (1995), dhanë një shprehje për ndikimin radiativ për një shtresë të hollë që pjesërisht absorbohet nga një shtresë aerosolësh që jepet si më poshtë:

$$\Delta F \approx -\tilde{D}G_{SC}T_{at}^2(1 - A_c)\omega_0\bar{\beta}\tau_a\left((1 - R_S)^2 - \frac{2R_S}{\bar{\beta}}\left(\frac{1}{\omega_0} - 1\right)\right) \quad (3.12)$$

Ku:

$\tilde{D}$ është kohëzgjatja e ditës, G_{SC} është konstantja diellore, (rrezatimi drejtëpërdrejtë që vjen mbi atmosferë), T është parametri i trasmetimit të rrezatimit në atmosferë (i shkaktuar nga molekulat e ajrit), A_c fraksioni i mbulimit me re, ω_0 është pesha spektrale e albedos (fraksioni i shpërhapjes nga zvogëlimi përgjithshëm i rrezatimit diellor), $\bar{\beta}$ është pesha spektrale e rrezatimit të shpërhapur të kthyer mbrapsht (backscattered), τ_a pesha spektrale e thellësisë optike të aerosoleve dhe R_s është pasqyrimi sipërfaqësor (fraksioni i rrezatimit rënës të paqyruar nga sipërfaqja).

Ekuacioni 3.12 mund të prodhojë një vlerë negative ose positive për ndikimin radiativ, në varësi nga vlera kritike e ω_0 e cila përcaktohet nga formula e mëposhtme (nëse $\Delta F = 0$):

$$\omega_0^{krit} = \frac{2R_s}{\bar{\beta}(1 - R_s)^2 + 2R_s} \quad (3.13)$$

Vlera kritike e ω_0^{krit} kundrejt pasqyrimit të sipërfaqes për pjesë të ndryshme të shpërhapjes tregohet në figurën 3.7. Siç mund të shihet, ngrohja apo ftohja varet për më tepër nga fraksioni i shpërhapjes së aerosolëve, e cila përcaktohet kryesisht nga madhësia e aerosolëve por gjithashtu edhe nga përbërja (treguesi i thyerjes), gjithashtu vetitë e sipërfaqes aerosolëve. Aerosolët e errtë (bloza) mbi sipërfaqet e ndritshme çojnë një efekt pozitiv (efekt ngrohës), ndërsa aerosolët e bardha (p.sh pluhurat minerale) mbi sipërfaqet e errëta (p.sh oqeanet) çojnë një efekt negative (ftohje), sepse pjesa më e madhe e rrezatimit rënës shpërhapet mbrapsht në hapësirë krahasuar me të njëjtën sipërfaqe pa shtresën specifike të aerosolëve.

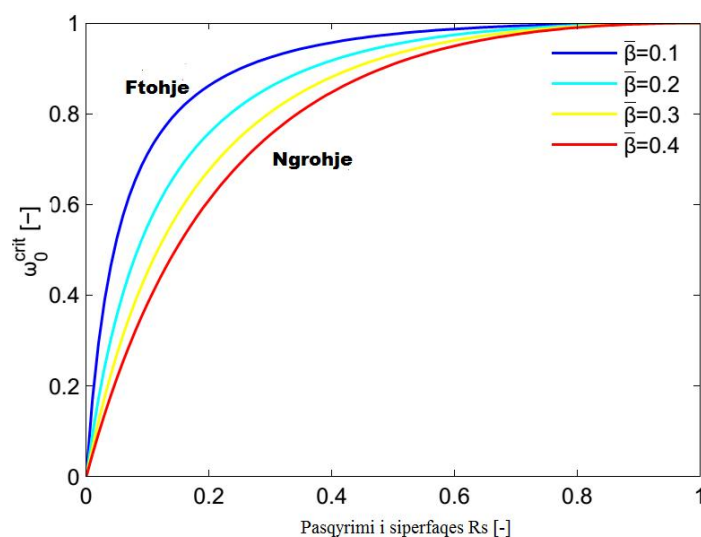


Figure 3.7 Vlera kritike e ω_0^{krit} në funksion të pasqyrimin të sipërfaqes (Haywood and Shine 1995).

3.9 Efektet jo të drejtpërdrejtë të aerosolëve

Grimcat e aerosolëve kanë tendencë të formojnë retë, meqenëse ato shërbejnë si bërthama kondensimi të reve dhe akulli, (shih më lart). Emetimet antropogjenikë çojnë një rritje të përqendrimit të tyre me madhësi përbërje të ndryshme. Kjo ndryshon aftësinë e aerosolëve për të vepruar si bërthama kondensimi, dhe kjo ka një ndikim të madh në vetitë rrezatuese të reve, jetëgjatësisë së tyre dhe sasisë së përgjithshme të reve. Efekte e grimcave në retë ndahen si më poshtë:

- Efekti albedo i reve (Lohmann and Feichter, 2005), i cili njihet gjithashtu si efekti i primar jo i drejtpërdrejtë ose efekti Twomey, 1977, përshkruan efektin që shkakton një rritje e përqendrimit të grimcave, duke çuar në një rritje të numrit të piklave të reve me diametër të vegjël, të cilat çojnë në krijimin e reve të bardha. Retë e bardha çojnë në rritjen e pasqyrimin të rrezatimit diellor, dhe në këtë mënyrë cojnë në një ftohje të klimës. Ky efekt konsiderohet ndikimi radiativ i drejtpërdrejtë (IPCC,2007) dhe është vlerësuar të jetë 0.7Wm^{-2} në mesatare globale.

- Efekti i jetëgjatësisë së reve ([Lohmann and Feichter, 2005](#)), e cila njihet si efekti dytësor jo i drejtpërdrejtë ose efekti Albreht (Albrecht) ([Ramasamy et al., 2001](#)), përmbledh efektet e ndryshme mikro-fizike të induktuara në retë me përmbajtje uji, jetëgjatësinë e tyre dhe lartësinë.

Absorbimi i rrezatimit diellor (gjatësive të shkurtra) çon në rritjen e temperaturës së aerosolëve të cilët më pas zvogëlojnë lagështinë relative në mjedisin përreth, dhe mund të rezultojë në avullimin e piklave të reve. Kjo ngrohje ndryshon stabilitetin e troposferës dhe mund të ndërpresë mekanizmin e konveksionin. Ky efekt gjysmë i drejtpërdrejtë çon në zvogëlimin e mbulimit me re dhe në këtë mënyrë çon në një ndikim radiativ pozitiv.

3.10 Efektet e lagështisë relative në shpërhapjen e dritës nga aerosolët

Rritja higroskopike e grimcave të aerosoleve është një fenomen me shumë interes për shkak të efektit të tyre në shpërhapjen e dritës dhe vetitë absorbuese të këtyre grimcave të cilat ndikojnë në cilësinë e ajrit, vizibilitetin, rrezatimin diellor në tokë, dhe në klimë ([Charlson et al., 1992](#); [IPCC, 2007](#)). Në tërësi, sulfatet, nitratet dhe kloridet kanë kontributin më të madh në atmosferë me grimca të imëta ([IPCC, 2007](#); [Li et al., 2009](#); [Shen et al., 2009](#)). Këto aerosole inorganike janë higroskopike në natyrë, kështu që madhësia e tyre, faza dhe rrjedhimisht edhe vetitë optike të tyre, ndikohen shumë nga lagështia relative e mjedist (RH).

Bashkëveprimi i aerosoleve me avujt e ujit është përvec të tjerash çështja aktuale e kërkimit në fushën e shkencës së klimës dhe atmosferës, dhe një numër i madh studimesh kanë shqyrtuar higroskopinë e aerosoleve, dhe aftësinë e tyre për të shërbyer si bërthama kondesimi të reve (CCN). Teoria e Köhlerit është mjeti kryesor për të përshkruar rritjen higroskopike të grimcave si funksioni lagështisë (Pruppacher and Klett, 2000; Seinfeld and Pandis, 2006).

Parametri kryesor i përdorur për të karakterizuar higroskopinë e aerosoleve është faktori i rritjes higroskopike $gf(RH)$, i cili tregon rritjen relative të diametrit të grimcave për shkak të absorbimit

të ujit në një vlerë të caktuar të lagështisë relative, dhe përkufizohet si raporti i diametrit të grimcës në çdo vlerë të lagështisë relative me diametrin në lagështinë relative të barabartë me zero (Swietlicki et al., 2008; Randles et al., 2004):

$$gf(RH) = \frac{D(H)}{D(H=0)} \quad (3.14)$$

Higroskopiciteti i grimcave ndryshon në funksion të kohës, vendit dhe madhësisë së grimcave (McMurry and Stolzenburg, 1989; Swietlicki et al., 2008).

Të gjithë parametrat e aerosoleve që qeverisin ndikimin radiativ të aerosoleve (ekuacioni 3.12) varen nga lagështia relative e ajrit (H), meqenëse aerosolet mund të përthithin ujin, dhe me këtë mund të ndryshojnë madhësinë dhe përbërjen kimike. Kjo ka ndikim të drejtpërdrejtë në vetitë optike dhe në këtë mënyrë në ndikimin radiativ të drejtpërdrejtë. Faktori i rritjes së shpërhapjes $f(RH, \lambda)$ është parametri më i rëndësishëm që përshkruan varësinë e lagështisë relative në shpërhapjen e dritës nga aerosolet dhe percaktohet si më poshtë:

$$f(RH, \lambda) = \frac{\sigma_{sp}(H, \lambda)}{\sigma_{sp}(H_{thate}, \lambda)} \quad (3.15)$$

Ku $\sigma_{sp}(H, \lambda)$, është koeficienti i shpërhapjes për një vlerë të caktuar të lagështisë relative dhe gjatësisë së valës, dhe $\sigma_{sp}(H_{thate}, \lambda)$ është koeficienti korrespondues i shpërhapjes për ajrin e thatë. Faktori $f(H, \lambda)$ rritet me rritjen e lagështisë relative dhe bëhet 1, nëse grimcat nuk përjetojnë një ristrukturim domethënës kur përthithin ujin. Ai varet nga madhësia dhe nga përbërja kimike e grimcave, sepse të dy parametrat percaktojnë vetitë e shpërhapjes dhe aftësinë e tyre për të përthithur ujin në atmosferë.

Si shembull, figura 3.8 tregon $f(H, \lambda)$ për kripëra të ndryshme inorganike dhe për një përbërje organike tipike e llogaritur duke përdorur teorinë Mie për një vlerë fikse të lagështisë relative 85%.

Përbërja kimike është e rëndësishme sepse lidhet me treguesin e thyerjes së grimcës, dhe shume më e rëndësishme për rritjen higroskopike të grimcave. Kloridi i sodiumit është një nga kripërat më higroskopike dhe për këtë arsye shfaq vlerën më të lartë të $f(H, \lambda)$.

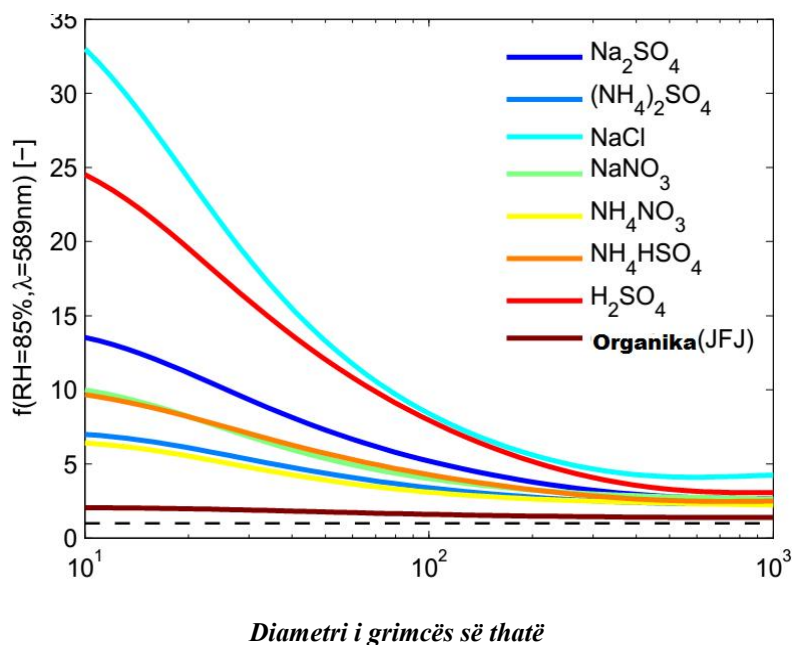


Figure 3.8. Varësia e faktorit $f(RH, \lambda)$ nga diametri i grimcave të thata, për lloje të ndryshme aerosolësh.

Në atmosferë, grimcat e aerosolëve shfaqen gjithmonë si struktura më cilësi mikro-fizike të ndryshme. Figura 3.8 tregon madhësinë e $f(H, \lambda)$ si funksion i diametrit të grimcave të thata, për lloje të ndryshme aerosolësh. Siç mund të shihet nga figura, aerosolët bregdetare shfaqin vlerat më të mëdha të $f(H, \lambda)$, meqenëse përbërja e tyre dominohet nga komponentë higroskopikë siç është kripa e detit. Aerosolët kontinentale dhe urbane përmbajnë më pak substanca higroskopike (siç janë organikat dhe bloza) dhe karakterizohen nga një zvogëlim i $f(H, \lambda)$. Aerosolët e shkretëtirave duke mos pasur substanca higroskopike në përbërjen e tyre shfaqin vlerat më të vogla të $f(H, \lambda)$.

Përveç shpërhapjes së dritës, më rritjen e lagështisë relative rritet edhe absorbimi i dritës nga aerosolët, pavarësisht së shpërhapja është procesi dominues, duke ndikuar jo vetëm në albedon e një grimce të vetme, por edhe në koeficientin e zvogëlimit të dritës për shkak të aerosolëve.

Siç mund të shihet nga ekuacioni 3.12 një rritje e lagështisë relative, çon në rritjen e thellësisë optike të aerosolëve, dhe kjo çon në zvogëlimin e fraksionit të shpërhapjes (grimcat e mëdha shpërhapin më shumë në drejtimin e përhapjes së dritës).

3.11 Kapja e ujit nga grimcat e aerosolëve

Kapja (thithja) e ujit nga grimcat e aerosoleve që ndodhen në një mjedis me avuj të ngopur të ujit, zakonisht përkshkruhet nga faktori i rritjes higroskopike $g(H)$ e cila përkufizohet si më poshtë:

$$g(H) = \frac{D(H)_{\text{lagësht}}}{D_{\text{thate}}} \quad (3.16)$$

Ku D_{thate} është diametri i grimcave të thata dhe $D(H)_{\text{lagësht}}$ është diametri në një vlerë specifike të lagështisë relative (H). Rritja higroskopike përshkruhet nga teoria Köhler (1936). Lagështia relative H përkufizohet si raporti i presionit të avullit $[\sigma_{sp}(H_{\text{thate}}, \lambda)]$ është koeficienti korrespondues i shpërhapjes për ajrin e thatë] me presionin e avullit të ngopur p_0 (në një temperaturë të caktuar), i cili njihet zakonisht si ngopje S :

$$\frac{H}{100\%} = S = \frac{p}{p_0} \quad (3.17)$$

Në përcaktimin e lagështisë relative marrin pjesë dy efekte:

1. Ligji Raoult (Raulit) (efekti i solucionit)
2. Efekti Kelvin (efekti i kurbaturës)

Efekti i solucionit (ligji i Raulit) pohon që presioni i ekuilibrit të avullit p_{sol} në një tretësirë ujore (më supozimin që kemi një sipërfaqe të rrafshët dhe një tretësirë ideale pa bashkëveprim ndërmjet tretësit dhe tretësirës) duhet të jetë gjithmonë më i vogël se p_0 dhe varet sipas një funksioni linear nga përqëndrimi i solucionit.

$$\frac{p_{\text{sol}}}{p_0} = \chi_w \text{ me } \chi_w = \frac{n_w}{n_w + n_{\text{sol}}} \quad (3.18)$$

Ku χ_w fraksioni i moleve të ujit, e cila llogaritet duke marrë numrin e moleve të molekulave të ujit n_w dhe molekulave të tretësit n_s respektivisht.

Efekti Kelvin, pohon që presioni i ekuilibrit të avullit në një sipërfaqe të kurbuar gjithmonë është më e madhe se presioni i avullit e krahasuar me presionin e avullit për të njëtin solucion në një sipërfaqe të rrafshët. Kjo shprehet me ekuacionin e Kelvinit si më poshtë:

$$S_{kelv} = \frac{p_K}{p_0} = \exp\left(\frac{4\sigma_{sol}M_w}{RT\rho_w D}\right) \quad (3.19)$$

Ku: σ_{sol} është tensioni sipërfaqësor i solucionit, M_w është pesha molekulare e ujit, dhe ρ_w është densiteti i ujit, R konstantja e përgjithshme e gazeve, T temperatura dhe D diametri i grimcës. Aerosolet atmosferike janë një sistem kompleks dhe dinamik, me ndryshueshmëri kohore dhe hapsinore, të shaktuara nga kushtet sinoptike (ndryshime të masave ajrore) dhe nga faktorë të tjerë meteorologjikë.

4. Kapitulli IV

4.1 Energjia diellore. Bashkëveprimi i rrezatimit diellor me aerosolët

Në këtë kapitull jepet një përshkrim i shkurtër për energjinë diellore që vjen në Tokë, shpërndarjen e energjisë sipas gjatësive të valëve, vazhdon me gjeometrinë Tokë- Diell, jepet shpërndarja e energjisë diellore sipas gjerësisë gjeografike dhe muajve të vitit. Më pas kapitulli vazhdon me bazë e bashkëveprimit të dritës me grimcat (aerosolët), përshkruhet shkurtimisht teoria Mie dhe Rayleigh, futet koncepti i treguesit kompleks të thyerjes, dhe tregohet gjithashtu cila pjesë e treguesit kompleks të thyerjes ndikon në absorbimin e dritës.

4.2 Drita e dukshme dhe rrezatimi ultraviolet (UV)

Dielli është burimi më i rëndësishëm i rrezatimit të dukshëm dhe atij ultraviolet. Distanca nga dielli në tokë është rreth - 150×10^6 km ([Moan](#)). Ai është forca lëvizëse për energjinë në sistemin e klimës së tokës. Për të përcaktuar rrezatimin që vjen mbi atmosferë, dhe transformimet që ndodhin në atmosferë është shumë e rëndësishme të njihen kushtet e plota që ky rrezatim vjen.

Energjia diellore është e pranishme në çdo vend të botës. Sasia e energjisë diellore që vjen në sipërfaqen e tokës është afërsisht 1.5×10^{18} kWh/vit, që është rreth 10.000 herë sa energjia vjetore që konsumohet në të gjithë botën ([Jayakumar, September 2009](#)).

Tufa e rrezeve të dritës pothuaj paralele, që arrijnë në një pikë mbi atmosferën e tokës, quhet rrezatim i drejtpërdrejtë nga dielli. Ky rrezatim ndryshon me pothuaj 6.9% gjatë vitit (nga 1412.0 W/m^2 në 1321.0 W/m^2) për shkak të ndryshimit të distancës ndërmjet tokës dhe diellit. Ndryshime të rrezatimit diellor në sipërfaqen e tokës ndodhin për shkak të motit, si dhe pozicionit të diellit.

Ky pozicion ndryshon në mënyrë konstante përgjatë ditës, ndryshimi i pozicionit shprehet në funksion të këndit e lartësisë, dhe të këndin e azimutit.

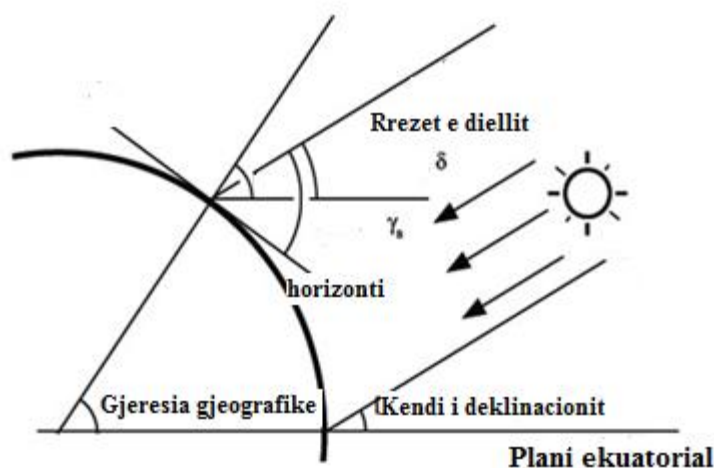


Figura 4.1 Gjeometria tokë - diell (Paulescu, M; Paulescu, E; Gravila, P; Bedascu, V)

Konstantja diellore nuk është në fakt një konstante e saktë, por ndryshon në lidhje me aktivitetin diellor. Përtej evolucionit shumë të ngadaltë të diellit, aktiviteti diellor më i njohur janë njollat diellore, të cilat janë zona relativisht të errëta në sipërfaqe të diellit. Ndryshimet periodike në numrin e njollave, njihen si cikli i njollave diellore, që ndodhin çdo 11 vjet. Vëzhgimet satelitore sugjerojnë që cikli diellor, ndryshon me 0.1% konstanten diellore.

Rrezatimi diellor është një rrezatim elektromagnetik i emtuar nga dielli. Pothuaj të gjithë proceset fizikë dhe biologjikë zhvillohen nga rrezatimi diellor që vjen në tokë. Afërsisht 40% e këtij rrezatimi pasqyrohet mbrapa në atmosferë, pjesa tjetër është forca lëvizëse e jetës në tokë (Fu, 2003).

4.3 Spektri i rrezatimit diellor

Shpërndarja e rrezatimit diellor i shprehur si funksion i gjatësisë së valës është quajtur spektri i rrezatimit diellor. Spektri i rrezatimit diellor konsiston në emetimin e vazhdueshëm të rrezatimit elektromagnetik duke e konsideruar diellin afërsisht si një trup absolutisht të zi, me temperaturë 5776 K. Rrezatimi diellor në zonën e dukshme dhe në atë infra-të kuqe përputhen me atë të rrezatimit të trupit të zi në këtë temperaturë (Fu, 2003). Figura 3.2 tregon shpërndarjen spektrale të rrezatimit diellor mbi atmosferë. Shuma rrezatimit për të gjithë spektrin e gjatësive të valëve përcakton konstanten diellore G_{SC} . Rrezatimi diellor lidhet me fuqinë e rrezatimit në njësinë e

sipërfaqes dhe është energjia e rrezatuar në njësinë e sipërfaqes. *Ndriçimi* diellor përcaktohet duke mbledhur rrezatimin diellor për gjatë gjithë kohës, dhe shprehet në kWh/m²/ditë (Jayakumar, September 2009). G_{SC} paraqet energjinë diellore në njësinë e kohës në njësinë e sipërfaqes që vjen mbi atmosferë. Meqenëse rrezatimi diellor ndryshon në hapësirë, konstantja diellore nuk mbetet konstante gjatë gjithë kohës, por ka një ndryshim në vlerë më $\pm 1 \text{ W/m}^2$, gjatë një cikli diellor (11 vjetësh). Bazuar në të dhënat tokësore dhe satelitore të matura dhe të vlerësuara, vlerësimi më i saktë i konstantës diellore është $G_{SC} = 1366.1 \text{ W/m}^2$. Kur rrezatimi diellor kalon përmes atmosferës së tokës, shpërndarja spektrale ndryshon si pasojë e procesit të shpërhapjes dhe absorbimit, ky efekt është paraqitur në figurën 3.2. Si pasojë e kalimit të rrezatimit në atmosferë, rrezatimi që vjen mbi atmosferë ndahet në përbërës të ndryshëm. Përbërësi i tufës së rrezatimit diellor që vjen në tokë është një pjesë e rrezatimit direkt mbi atmosferë (Paulescu, M; Paulescu, E; Gravila, P; Bedascu, V).

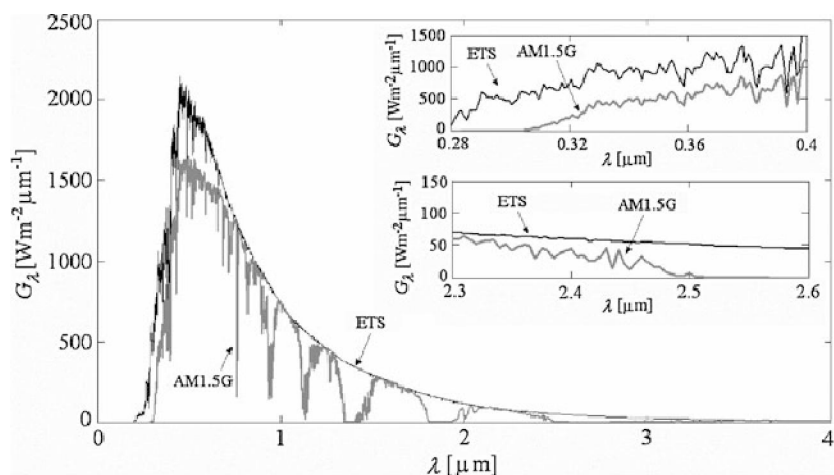


Figura 4.2 Spektri i rrezatimit diellor mbi dhe në atmosferë

Drita e dukshme dhe rrezatimi infra i kuq përbëjnë pjesën më të madhe të rrezatimit diellor që vjen në tokë (figura 3.2). Afërsisht 40% e energjisë së rrezatuar është në spektrin e dukshëm, me gjatësi vale ndërmjet 400 nm dhe 700 nm. Rrezatimi ultraviolett ndahet në tre banda: rrezatimi me gjatësi vale ndërmjet 200 nm dhe 280 nm, ky rrezatim quhet edhe UVC, rrezatimi ndërmjet 280 nm dhe 320 nm është quajtur UVB, dhe rrezatimi ndërmjet 320 nm dhe 400 nm është quajtur UVA. Rreth 8% e energjisë së rrezatimit që vjen në atmosferën e tokës është brenda spektrit UV. Në nivelin e detit, rreth 6% e rrezatimit është rrezatim UV, rreth 50% është rrezatim i dukshëm, dhe 40% është rrezatim infrared. UVA është 10 deri 100 herë më i pranishëm se UVB. UVC

praktikisht mungon, sepse ai absorbohet në atmosferë. Për shkak të diferencave në procesin e shpërhapjes dhe të absorbimit, raporti ndërmjet UVB dhe UVA varet nga disa faktorë siç mund të jenë: lartësia, këndi i zenitit, mbulimi me re, trashësia e shtresës së ozonit ([Moan](#)).

4.4 Shpërndarja e energjisë diellore në njësinë e sipërfaqes, në njësinë e kohës (insolation) mbi atmosferë

Energjia diellore në njësinë e sipërfaqes, në njësinë e kohës (insolation), varet shumë nga disa parametra si: këndi i zenitit γ dhe gjithashtu nga raporti (d/d_m) i distancës reale me distancën mesatare tokë-diell. Rrezatimi diellor mbi atmosferë matematikisht mund të shprehet:

$$F = G_{sc} \left(\frac{d_m}{d}\right)^2 \cos \gamma \quad (4.1)$$

Ku G_{sc} është konstantja diellore.

Këndi i zenitit varet nga gjerësia gjeografike, dita e vitit, koha e ditës dhe jepet nga:

$$\cos \gamma = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega \quad (4.2)$$

Ku φ është gjerësia gjeografikë, δ është deklinacioni diellor, dhe ω është këndi orar.

Këndi orar është zero në mesditë dhe rritet me 15° çdo orë. Këndi i zenitit është 90° në lindje ose në perëndim. Kështu që energjia diellore merret duke integruar energjinë në njësinë e kohës në njësinë e sipërfaqes për një kohë të caktuar ndërmjet t_1 dhe t_2 jepet:

$$E = \int_{t_1}^{t_2} F(t) dt \quad (4.3)$$

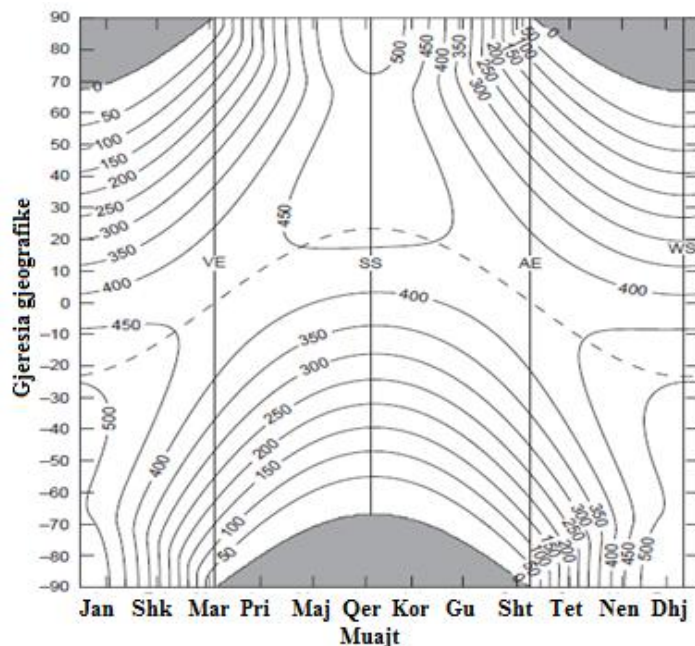


Figura 4.3 Shpërndarja e energjisë diellore sipas muajve dhe gjerësisë gjeografike (Fu, 2003)

Energjia diellore ditore në njësinë e sipërfaqes mbi atmosferë mund të përcaktohet duke integruar ekuacionin (3.3) për gjithë ditën. Për një ditë të caktuar të vitit, deklinacioni diellor, dhe raporti d/d_m përcaktohen nga formulat standardë astronomike. Vlerat e energjisë diellore ditore mbi atmosferë paraqiten në figurën 3.3 si funksion i gjerësisë gjeografike dhe i periudhës së vitit. Është e qartë që shpërndarja e energjisë diellore mbi atmosferë varet edhe nga largësia tokë - diell (orbita eliptike) përmes δ deklinacionit dhe raportit d/d_m (Fu, 2003).

4.5 Shpërhapja dhe absorbimi i dritës nga grimcat e vogla

Kur një tufë dritore bie mbi një grimcë, ngarkesat elektrike në grimcë ngacmohen (eksitohen) duke filluar një lëvizje lëkundëse. Ngarkesat e eksituara rirrezatojnë energjinë në të gjitha drejtimet (shpërhapja) dhe mund të transformojë një pjesë të rrezatimit rënës në energji termike (absorbimi). Energjia në njësinë e kohës në njësinë e sipërfaqes është intensiteti e rrezatimit që matet në Wm^{-2} . Ne do ta shënojmë intensitetin e rrezatimit rënës me simbolin I_0 .

Energjia e shpërhapur nga një grimcë është në përpjesëtim të drejtë me intensitetin e rrezatimit rënës

$$I_{shper} = C_{shper} I_o \quad (4.4)$$

Ku C_{shper} [m^2] është seksioni tërthor i shpërhapjes i një grimce të vetme. Për procesin e absorbimit, energjia e përthithur jepet në mënyrë analoge

$$I_{abs} = C_{abs} I_o \quad (4.5)$$

Ku C_{abs} [m^2] është seksioni tërthor i absorbimit për një grimcë të vetme.

Ligji i ruajtjes së energjisë kërkon që drita (energjia) e larguar nga tufa rënëse për shkak të pranisë së grimcave, të jetë e barabartë me shumën e energjisë që shpërhapet (në të gjithë drejtimet) dhe pjesën që absorbohet. Efekti i kombinuar i shpërhapjes dhe i absorbimit referohet si zvogëlim i rrezatimit diellor, dhe seksioni tërthor i zvogëlimit në këtë rast përcaktohet nga:

$$C_{zvog} = C_{shper} + C_{abs} \quad (4.6)$$

Njësia e C_{zvog} është [m^2]. Efektiviteti i shpërhapjes Q_{shper} i një grimce shprehet si raport i seksionit tërthor të shpërhapjes me sipërfaqen e seksionit tërthor të grimcës.

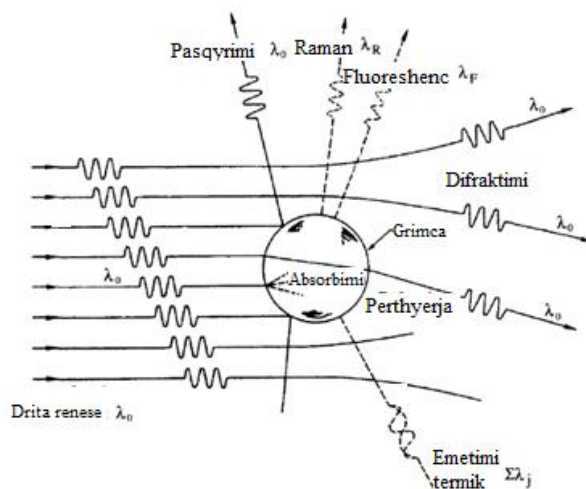


Figura 4.4 Mekanizmi bashkëveprimi i dritës me grimcën

Në të njëjtën mënyrë mund të përkufizohet edhe efektiviteti për absorbimin Q_{abs} . Duke përcaktuar $Q_{shpër}$, dhe Q_{abs} mund të shkruajmë:

$$Q_{zvog} = Q_{shper} + Q_{abs} \quad (4.7)$$

Mekanizmi i shpërhapjes së dritës nga grimcat mund të ndahet në tre kategori:

Shpërhapja elastike – gjatësia e valës (frekuenca) e dritës së shpërhapur është e njëjtë me tufën rënëse λ_0 .

Shpërhapja kuazi-elastike – gjatësia e valës (frekuenca) zhvendoset për shkak të efektit dopler dhe difuzionit.

Shpërhapja jo-elastike – rrezatimi i emetuar ka një gjatësi vale të ndryshme nga ajo e rrezatimit rënës.

Në figurën 5.1 tregohen proceset që mund të ndodhin kur rrezatimi me gjatësi vale λ_0 , bashkëvepron me një grimcë. Proceset e shpërhapjes elastike përfshijnë shpërhapjen Raman, dhe fluoreshencën. Për bashkëveprimin e rrezatimit diellor me aerosolët atmosferike, shpërhapja elastike e dritës është procesi më me interes. Absorbimi dhe shpërhapja elastike e dritës nga një grimcë sferike është një problem klasik në fizikë, formalizmi matematik që e përshkruan këtë fenomen quhet teoria Mie (teoria Mie-Debaj- Lorenc-it) (M.Kerker, 1969)[15]. Parametrat bazë që marrin pjesë në shpërhapjen dhe absorbimin e dritës nga një grimcë janë: (1) gjatësia e valës së rrezatimit rënës; (2) madhësia e grincës, zakonisht e shprehur nga një parametër të madhësisë pa dimension α që është raporti i perimetrit të grincës me gjatësinë e valës së dritës:

$$\alpha = \frac{\pi D_p}{\lambda} \quad (4.8)$$

dhe (3) cilësitë optike të grincës kundrejt mjedisit rrethues, treguesi kompleks i thyerjes.

$$N = n + ik \quad (4.9)$$

Si pjesa real e n dhe imagjinare k e treguesit të thyerjes janë funksione të λ . Pjesa reale dhe ajo imagjinare e treguesit të thyerjes paraqesin përkatësisht komponentët jo-absorbuesë, dhe

absorbuese të dritës. Treguesi i thyerjes N zakonisht normohet nga treguesi i thyerjes së mjedisit N_o si më poshtë:

$$m = \frac{N}{N_o} \quad (4.10)$$

Teoria Mie shërben si bazë për llogaritjen e shpërhapjes dhe absorbimit të dritës nga një sferë si funksion i gjatësisë së valës. Në bazë të numrit α , drita e shpërhapur mund të ndahet në tre zona.

$\alpha \ll 1$ shpërhapja *Rayleigh* (grimca të vogla në përmasa kundrejt gjatësisë së valës)

$\alpha \approx 1$ Shpërhapja *Mie* (grimca me përmasa pothuaj të njëjtë me gjatësinë e valës)

$\alpha \gg 1$ Shpërhapja *gjeometrike* (grimca me përmasa të mëdha në krahasim me gjatësinë e valës) (Hulst., 1981)[16].

4.6 Shpërhapja Rayleigh

Kur grimca është shumë më e vogël se gjatësia e valës së dritës rënëse, në këtë rast kemi të bëjmë me regjimin Rayleigh. Në lidhje me dritën e dukshme të spektrit, grimcat me diametër $\leq 0.1 \mu\text{m}$ futën në regjimin Rayleigh. Modeli i shpërhapjes së intensitetit të dritës në regjimin Rayleigh është simetrik si në drejtimin e përhapjes ashtu edhe në drejtimin e kundërt, dhe nuk varet shumë nga forma e grincës (figura 5.2). Nëse θ është këndi ndërmjet tufës rënëse dhe tufës së shpërhapur, funksioni i shpërhapjes jepet:

$$P(\theta) = \frac{\lambda^2}{8\pi^2} \left(\frac{\pi D_p}{\lambda} \right)^6 \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^6 (1 + \cos^2 \theta) F_o \quad (4.11)$$

$P(\theta)$ konsiston në produktin e dy termave, termi i parë $\frac{\lambda^2}{8\pi^2} \left(\frac{\pi D_p}{\lambda} \right)^6 \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^6$ që nuk varet nga θ nga termi dytë $(1 + \cos^2 \theta)$ që është funksion i θ , këto dy terma janë paraqitur në figurën 5.2. Vija 11 paraqet pjesën rrethore simetrike, dhe vija 12 është e varur nga këndi θ . Shpërhapja e plotë e intensitetit të dritës është prodhimi i këtyre dy termave.

Nëse termi $|(m^2 - 1)/(m^2 + 2)|$ varet shumë pak nga gjatësia e valës, rrezatimi i shpërhapur nga një sferë e krahasuar me gjatësinë e valës, ose më saktë nga çdo grimcë e vogël pavarësisht nga forma e saj, është në përpjesëtim me $1/\lambda^4$. Një sjellje e tillë shpesh referohet si regjimi Rayleigh.

Nga shprehja duket që me rritjen e gjatësisë së valës, intensiteti i dritës i shpërhapur zvogëlohet me fuqinë e katërt të gjatësisë së valës. Si rezultat grimcat e vogla e shpërhapin dritën më shumë në gjatësitë e vogla të dritës se në gjatësitë e valëve të mëdha.

Efektiviteti i shpërhapjes i zvogëlimit dhe i absorbimit për grimcat në regjimin Rayleigh jepen:

$$Q_{zvg}(m, \alpha) = 4\alpha \operatorname{Im} \left\{ \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \left[1 + \frac{\alpha^2}{15} \left(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right) \frac{m^4 + 27m^2 + 38}{2m^2 + 3} \right] \right\} + \frac{8\alpha^4}{3} \operatorname{Re} \left\{ \left(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right)^2 \right\} \quad (4.12)$$

$$Q_{shper}(m, \alpha) = \frac{8}{3} \alpha^4 \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 \quad (4.13)$$

$$Q_{abs}(m, \alpha) = 4\alpha \operatorname{Im} \left\{ \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right\} \left[1 + \frac{4}{3} \alpha^3 \operatorname{Im} \left\{ \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right\} \right] \quad (4.14)$$

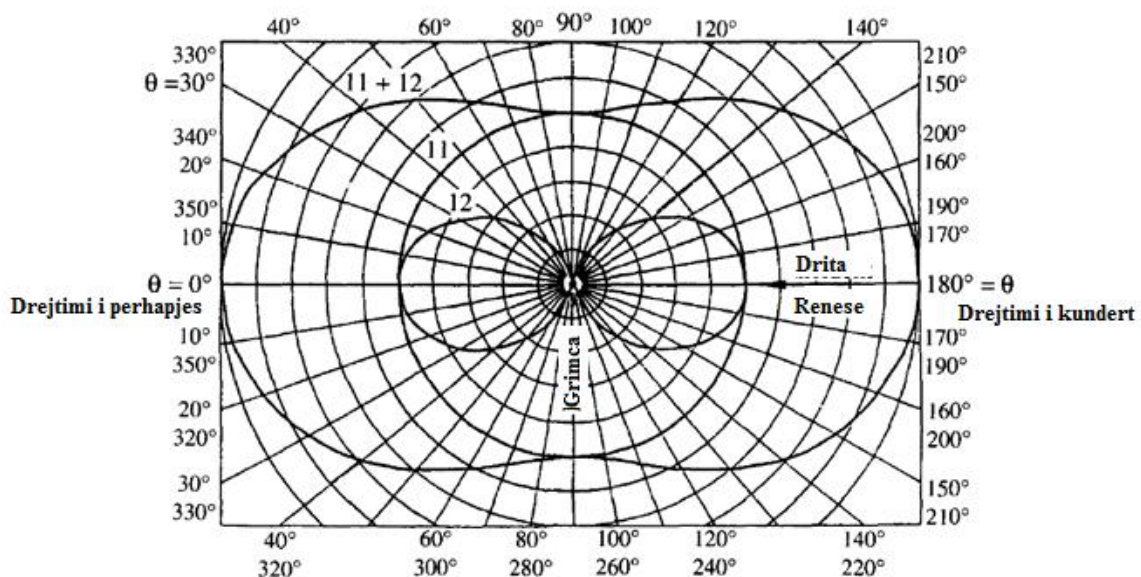


Figura 4.5 Modeli i dritës së shpërhapur nga një grimcë në regjimin Rayleigh

Nëse $(4\alpha^3/3) \operatorname{Im} \{(m^2-1)/(m^2+2)\} \ll 1$, kushti që plotësohet për grimca mjaftueshëm të vogla efektiviteti i absorbimit jepet me përafërsi :

$$Q_{abs}(m, \alpha) = 4\alpha \operatorname{Im} \left\{ \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right\} \quad (4.15)$$

Në këtë rast, seksioni tërthor i absorbimit $C_{abs} = (\pi D_p^2/4)Q_{abs}$ është në përpjesëtim të drejtë me D_p^3 , që i bie më vëllimin e grincës, ndërsa efektiviteti i absorbimit është në përpjesëtim të drejtë me D_p , $\alpha \ll 1$, $Q_{abs} \geq Q_{shper}$ në këtë regjim (C.F. Bohren and D.R. Huffman, 1998)[17]. Si përfundim, për grimca mjaftueshëm të vogla, nëse $(m^2 - 1)/(m^2 + 2)$, nuk varet nga gjatësia e valës, varësia e gjatësisë së valës nga efektiviteti i shpërhapjes dhe i absorbimit, janë (Hahn, July 2009)[18]:

$$Q_{shper} \approx \lambda^{-4} \quad Q_{abs} \approx \lambda^{-1}$$

5 Kapitulli V

Ndikimi i lagështisë relative dhe i shpejtësisë erës në energjinë diellore

Është fakt që gjatë përhapjes së rrezatimit diellor në atmosferë, ai bashkëvepron me aerosolët që ndodhen në atmosferë, dhe në varësi të dimensioneve të tyre përcaktohet nëse kemi të bëjmë me regjimin Mie apo Rayleigh. Gjatë bashkëveprimit të dritës me aerosolët një pjesë e dritës mund të absorbohet, një pjesë mund të shpërhapet. Për të vlerësuar sasinë e aerosolëve antropogjenikë në atmosferë, është parë ndryshimi i energjisë diellore në njësinë e sipërfaqes në njësinë e kohës që bie në një sipërfaqe horizontale pas shiut të fundit. Por, aerosolët nuk janë stacionare dhe të pandryshueshme me kohën, në këtë mënyrë për shkak të ndryshimeve të elementëve meteorologjikë siç është shpejtësia e erës dhe lagështia relative e ajrit, këto grimca ndryshojnë vendndodhjen, edhe vetitë e tyre fizikë dhe kimike, si rezultat i këtij ndryshimi, ndryshon edhe energjia diellore që bie në një sipërfaqe horizontale. Pikërisht, në këtë kapitull është bërë vlerësimi i ndikimit të lagështisë relative të ajrit dhe shpejtësisë së erës në energjinë diellore që bie në Tokë. Këto faktorë janë vlerësuar me qëllim që më pas të bëhen korrigjimet përkatëse që të nxirret në pah vetëm ndikimi i aerosolëve antropogjenikë në energjinë diellore që bie në tokë. Janë paraqitur rezultatet e përpunuara nga tre stacione meteorologjike.

5.1 Hyrje

Aerosolët atmosferike luajnë rol të rëndësishëm në klimën globale përmes ndikimit të/ose jo të drejtpërdrejtë. Gjithashtu ata kanë një ndikim të rëndësishëm rajonal si në klimë ashtu edhe në cilësinë e ajrit. Informacioni mbi llojin e tyre është shumë i rëndësishëm për përmirësimin e të kuptuarit të tyre, dhe vlerësimin e ndikimit të aerosolëve antropogjenikë (për shkak të veprimtarisë së qenieve njerëzore) në mjedis ([NRC, 2009](#)).

Aerosolët atmosferikë janë grimca prej lëngu ose të ngurta që qëndrojnë pezull në ajër. Ato janë të kudogjendura në ajër dhe shpesh duken si pluhur, tym, dhe mjegull. Përqendrimi i aerosolëve ndryshon si nga shkaqe njerëzore, por edhe nga shkaqe natyrore. Nga pikëpamja globale, masa e përqendrimit të aerosolëve vjen kryesisht nga burimet për shkaqe natyrore, kryesisht kripa e detit dhe pluhurat. Megjithatë, aerosolët antropogjenë që vijnë kryesisht nga lloje të ndryshme të

djegies, mbizotërojnë në zonat e industrializuara dhe në zonat me aktivitet bujqësor të madh. Termi aerosolë atmosferikë përfshinë një zonë të gjere të tipeve të grimcave që kanë përbërje, madhësi, formë dhe cilësi optike të ndryshme. Sasia e aerosolëve në atmosferë vlerësohet nga përqendrimi i masës së tyre ose nga një madhësi optike e quajtur thellësi optikë e aerosolëve (AOD). Thellësia optikë e aerosolëve është përbërësi vertikal përgjatë gjithë lartësisë së atmosferës, i pjesës së dritës rënëse kundrejt dritës shpërhapur dhe absorbuar nga grimcat që ndodhen në ajër (K.Lee and C.E.Chung, 2013).

Aerosolët duke qenë që kanë veti mikro-fizike dhe optike të ndryshme, kanë edhe shpërndarje hapësinore dhe kohore të ndryshme në atmosferë (S. G. Howell, A. D. Clarke, Y. Shinozuka, V. Kapustin, C. S. McNaughton,, 2006). Ky heterogjenitet në shpërndarje të aerosolëve, të cilët kanë një jetëgjatësi relativisht të shkurtër, shkaktohet nga llojshmëria e madhe e burimeve të aerosolëve. Në zonat urbane, origjina e aerosolëve vjen kryesisht nga industritë dhe nga emetimet shtëpiake, djegia e biomasës, transporti, dhe pluhurat të ndikuara nga prania e erës (O.E.Garcia, 2012).

Aerosolët ndryshojnë në kohë dhe hapësirë, rritja e sasisë së aerosolëve, në përgjithësi zvogëlon intensitetin e rrezatimit diellor që vjen në tokë (E. WEINGARTNER,* M. GYSEL, AND U. BALTENSPERGER, 2002). Aerosolët me madhësi shumë të vogla lidhen kryesisht me karbonin e zi, aerosolët organike, sulfatet, nitratet etj, dhe këto grimca kryesisht kanë natyrë antropogjenikë. Aerosolët të pasura me karbon kanë aftësi të lartë në zvogëlimin e rrezatimit diellor që vjen në tokë. Prandaj, nëse përqendrimi i aerosolëve ndryshon me kohën, është shumë e rëndësishme të dallojmë ndryshimin midis aerosolëve me natyrë antropogjenikë dhe atyre me natyrale (K.Lee and C.E.Chung, 2013).

Prania e aerosolëve në atmosferë dikton një ndryshim të fluksit të rrezatimit diellor mbi atmosferë kundrejt fluksit të rrezatimit diellor që arrin në tokë (M.Murphy, 2005). Aerosolët, gjithashtu kanë ndikime të rëndësishme në atmosferë. Grimcat thuhet se shpërhapin dritën, duke ndryshojnë drejtimin tufës dritore rënëse, në mungesë të absorbimit. Ky është dhe mekanizmi kryesor që kufizon përshkueshmërinë e atmosferës, si dhe na kufizon për të dalluar një objekt nga sfondi. Molekulat e ajrit, janë jo efektive në procesin e shpërhapjes, për shkak të përmasave të tyre të rendit më të vogël së gjatësia e valës për dritën e dukshme (0.4 -0.7 μm). Aerosolët

ndryshe nga molekulat e ajrit, janë shumë efektive në procesin e shpërhapjes. Kur lagështia relative është e madhe, aerosolët absorbojnë avuj uji, të cilët shkaktojnë një rritje të sipërfaqes së seksionit tërthor të tyre, duke krijuar mjegull. Në mungesë të ndotjes për shkak të aerosolëve, sfera jonë e shikimit do të ishte rreth 200 milje, por mjegulla zvogëlon ndjeshëm dukshmërinë (Urbanization, Energy, and Air pollution in China, 2004).

5.2 Analiza e të dhënave eksperimentale

Kur rrezatimi diellor kalon përmes atmosferës, ai zvogëlohet kryesisht për shkak të faktorëve të mëposhtëm:

- Absorbimi –nga gazet e ndryshëm në atmosferë
- Shpërhapja molekulare - (Rayleigh) nga gazet e përhershëm
- Shpërhapja Mie – për shkak të aerosolëve

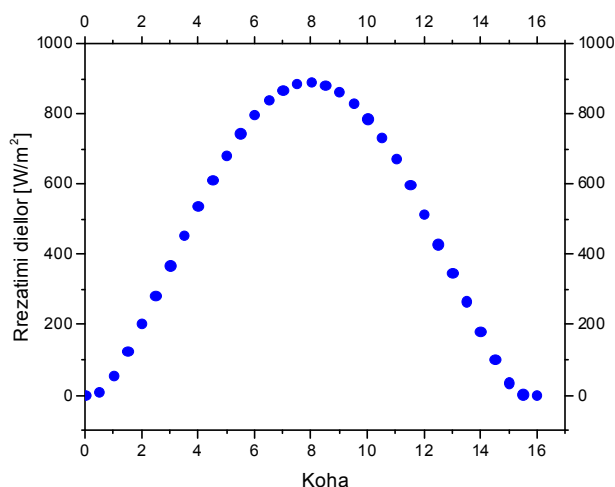


Figura 5.1 Intensiteti i rrezatimit diellor për një ditë pa re

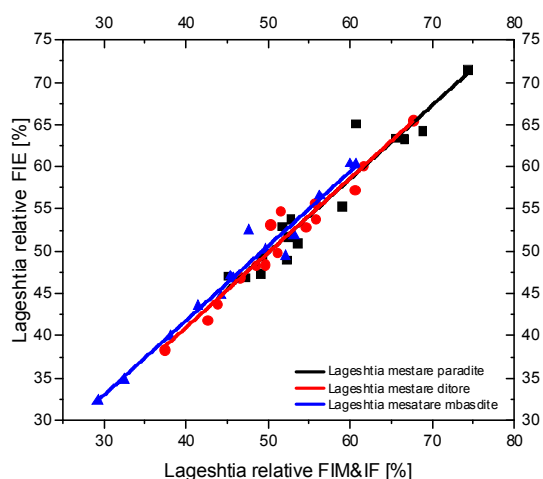


Figura 5.2 Krahësimi vlerave të maturave për lagështinë relative ndërmjet stacioneve të FIE dhe FIM&IF

Absorbimi nga molekulat e gazeve atmosferikë është një proces selektiv që konverton energjinë rënëse në nxehtësi, dhe ndodh kryesisht për shkak të ujit, oksigjenit, ozonit dhe dyoksidit të karbonit. Një numër gazesh të tjerë absorbojnë rrezatimin, por efektet e tyre janë relativisht të vogla dhe për qëllime praktike mund të mos merren në konsideratë (JA, 1993)

Shpërhapja atmosferike mund të ndodh jo vetëm për shkak të molekulave, por edhe për shkak të gazeve të ndryshëm atmosferikë, tymrave, mjegullës (Sen, Zekai, 2008). Në kushtet e ditëve pa re, përbërja dhe trashësia e atmosferës mbeten konstant, shpërhapja molekulare mund të konsiderohet konstante në një gjatësi vale të caktuar. Ndikimi i atmosferës në absorbimin dhe në shpërhapjen e rrezatimit diellor, ndryshojnë me kohën meqenëse kushtet atmosferike ndryshojnë duke ndryshuar lagështia e ajrit, si dhe duke u rritur përqendrimi i aerosolëve në atmosferë.

Rezultati është ndryshimi i përshkueshmërisë së ajrit dhe i energjisë diellore që vjen në tokë. Vlerat e përshkueshmërisë ndryshojnë më vendndodhjen dhe variojnë midis vlerave 0 dhe 1 (A.Smirnov, B.N.Holben, T.F.Eck, O.Dubovik, I.Slutscker).

Është shumë e rëndësishme që për vlerësimin e ndikimit të aerosolëve në përshkueshmërinë e ajrit, të përkufizojmë atmosferën standarde “të pastër” dhe të llogarisim rrezatimin diellor që vjen në një sipërfaqe horizontale nën këto kushte. Kemi përdorur përshkueshmërinë e ajrit pas një shiu intensiv si ditë referencë, e shënuar dita zero. Ditët në vazhdim janë numëruar duke ju referuar kësaj ditë. Energjia diellore në njësinë e sipërfaqes në një plan horizontal është llogaritur për të gjithë ditën (nga lindja në perëndim), për gjysmën e ditës (nga lindja në mesditë, dhe nga mesdita deri në perëndim), dhe gjithashtu për dy orët e para të mëngjesit dhe dy orët e fundit të pasdites. Synimi është të vlerësojmë ndikimin e aktivitetit ditor antropogjenikë në ndryshimin e përqendrimit të aerosolëve në atmosferë.

Vëzhgimet tona tregojnë që energjia diellore që vjen në tokë është shumë e ndjeshme ndaj fluktuacioneve të vogla të pranisë së reve në qiell përgjatë ditës, ato ndikojnë shumë në rezultatet e matjeve. Për të minimizuar këto çrregullime në matje për shkak të efekteve që përmendëm më sipër, ne në mënyrë të kujdesshme kemi kontrolluar qiellin gjatë gjithë ditës, dhe kemi shmangur të dhënat e bëra gjatë këtyre ditëve me prani të zhvillimeve të vranësirave. Gjithashtu në të gjitha rastet, kemi krahasuar për çdo gjysmë ore, shpërndarjen e energjisë diellore të matur, me shpërndarjen e energjisë për një ditë standarde, për një kohë të caktuar të vitit, për të kontrolluar

nëse disa zhvillime vranësirash të rastin kanë ndikuar në humbjen e disa matjeve. Figura 5.1 tregon një shpërndarje tipikë të energjisë diellore ditore. Çdo pikë e kurbës i korrespondon një vlerë mesatare të energjisë diellore që bie në njësinë e sipërfaqes gjatë një gjysmë ore.

Lagështia e ajrit dhe shpejtësia e erës janë dy faktorë që shkaktojnë një çrregullim të vlerësimit të ndryshimit të përqendrimit të aerosolëve edhe në ditët pa re, dhe që janë të pamundur për tu kontrolluar. Për të zvogëluar këto shmangie të shkaktuara nga faktorët e mësipërm, kemi studiuar lidhjen midis energjisë diellore dhe lagështisë relative mesatare të ajrit dhe shpejtësisë mesatare të erës, respektivisht. Më pas matjet për energjinë diellore, janë korrigjuar për shkak të kontributit të dy efekteve të përmendura më lart.

Tabela 5.1 Të dhënat teknike të aparatit Davis Vantage Pro2 ([Manuali](#))

Elementët meteorologjike	Rezolucioni	Diapazoni	Saktësia nominale
Lagështia relative e ajrit	1%	1-100%	3% e H; 4% mbi 90%
Norma e rënies së shiut	0.01-0.1 mm	Nga 96/orë; 2438mm/orë	Më e madhe se 5% ose 0.04''/orë; 1mm/orë
Rrezatimi diellor	1W/m ²	0-1800 W/m ²	5% e shkallës së plotë
Shpejtësia e erës	1mph; 1kt; 0.4 m/s; 1km/h	2-200mph; 1-173 kts; 3-322km/h; 908 m/s	Me e madhe se 2mph/kts; 1 m/s; 3 km/h; ose 5%

Elementët meteorologjike që janë marrë në studimin tonë janë: rrezatimi diellor, lagështia relative e ajrit, shpejtësia e erës, intensiteti i shiut. Parametrat e elementeve meteorologjike si rrezatimi diellor, lagështia e ajrit, era dhe reshjet atmosferike janë regjistruar me anë të stacioneve automatike meteorologjike te tipit Davis Vantage Pro2 të instaluar në vendmatjet e sipërpërmendura. Instrumenti i vendosur mbi ndërtesën kryesore të Universitetit Politeknik të Tiranës, stacioni i FIE-es , (Fakultetit të Inxhinierisë Elektrike) është formatuar të bëjë matje çdo gjysmë ore, ndërsa aparati FIM&IF-it është formatuar të bëjë matje çdo 10 minuta. Gjithashtu kemi shfrytëzuar edhe të dhënat e marra nga stacioni meteorologjik i Shkodrës. Edhe në këtë stacion është përdorur një instrument i ngjashëm me aparatet e mësipërm për të kryer matjet, i pozicionuar në lartësinë rreth 20 m nga toka.

5.3 Krahasimi i dy stacioneve

Matjet në këtë studim janë bërë kryesisht nga tre stacione meteorologjike. Në të tre stacionet që janë marrë të dhënat është përdorur i njëjti aparat në markë, Davis Vantage Pro2. Ky instrument mat shumë elementë meteorologjikë, por në studimin tonë janë përpunuar vetëm disa prej tyre si: Lagështia relative e ajrit, shpejtësia mesatare e erës, intensiteti i rrezatimit diellor, energjia diellore maksimale dhe mesatare. Për të parë përputhshmërinë ndërmjet dy instrumenteve të FIE (Fakulteti i Inxhinierisë Elektrike) dhe atij të FIM&IF (Fakulteti i Inxhinierisë Matematike dhe Inxhinierisë Fizike) ne kemi marrë të dhënat e matura gjatë të njëjtit muaj (të njëjtat ditë) për të njëjtat elementë. Figura 5.2 tregon krahasimin e vlerave të matura për lagështinë relative për stacionin e FIE dhe të FIM&IF-it. Vija blu paraqet lidhjen ndërmjet lagështisë relative mesatare pasdite të matur nga stacioni i FIE-es dhe lagështisë relative mesatare pasdite të stacionit të FIM&IF-it. Analiza e regresit për këtë rast jep një marrëdhënie lineare ndërmjet tyre, me koeficient korrelacioni $R^2 = 0.951$. Edhe pse lagështia relative ndryshon relativisht me pozicionin, ka një përputhje shumë të mirë ndërmjet këtyre dy aparateve, për sa i përket këtij parametri.

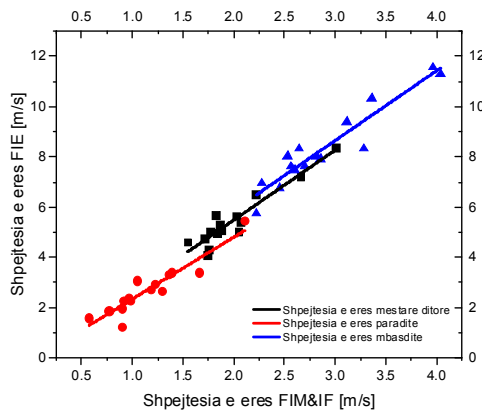


Figura 5.3 Krahasimi vlerave të matura për shpejtësinë e erës ndërmjet stacioneve të FIE dhe FIM&IF

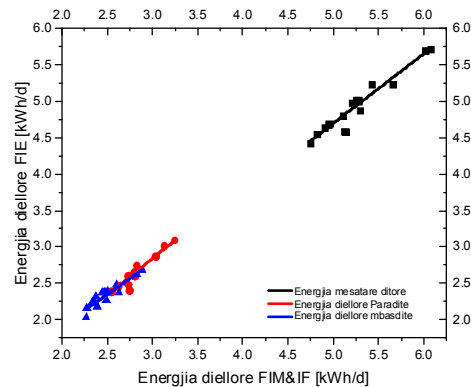


Figura 5.4 Krahasimi vlerave të matura për energjinë diellore ndërmjet stacioneve të FIE dhe FIM&IF

Vijat e zezë dhe e kuqe paraqesin marrëdhëniet ndërmjet lagështisë mesatare paradite dhe pasdite respektivisht, të matura nga stacioni i FIE dhe atij të FIM&IF. Ekuacionet që i përshkruajnë këto

marrdhënie janë lineare me koeficient korrelacioni respektivisht, $R^2 = 0.923$ dhe $R^2 = 0.968$. Figura 5.3 tregon krahasimin e të dhënave të stacionit meteorologjik të FIE-es me të dhënat e stacionit meteorologjik të FIM&IF-it për ditët pa re të muajit mars 2013 dhe 2014 për shpejtësinë e erës. Vija e zezë paraqet marrëdhënien ndërmjet shpejtësisë mesatare ditore të erës të matur nga stacioni meteorologjik i FIE-es dhe atij të matur nga stacioni i FIM&IF-it.

Ekuacioni që përshkruan këtë marrëdhënie është linear me koeficient korrelacioni $R^2 = 0.895$. Vijat e kuqe dhe blu paraqesin marrëdhëniet ndërmjet shpejtësisë mesatare paradite dhe shpejtësisë mesatare pasdite respektivisht, të matura nga stacioni i FIE dhe atij të FIM&IF. Analiza e regresit jep një marrëdhënie lineare ndërmjet këtyre stacioneve me koeficiente korrelacioni respektivisht $R^2 = 0.887$, dhe $R^2 = 0.866$.

Figura 5.4 tregon krahasimin e të dhënave të stacionit meteorologjik të FIE-es me të dhënat e stacionit meteorologjik të FIM&IF-it për ditët pa re të muajit mars 2013 dhe 2014 për energjinë diellore. Vija e zezë paraqet marrëdhënien ndërmjet energjisë diellore të matur nga stacioni meteorologjik i FIE-es dhe atij të matur nga stacioni i FIM&IF-it. Analiza e regresit jep një marrëdhënie lineare ndërmjet këtyre stacioneve, me koeficient korrelacioni $R^2 = 0.946$.

Vijat e kuqe dhe blu paraqesin marrëdhëniet ndërmjet energjisë diellore mesatare paradite dhe energjisë diellore mesatare pasdite respektivisht, të matura nga stacioni i FIE dhe atij të FIM&IF. Analiza e regresit jep një marrëdhënie lineare ndërmjet këtyre stacioneve me koeficiente korrelacioni respektivisht $R^2 = 0.922$, dhe $R^2 = 0.880$. Shihet që në çdo rast koeficientet e korrelacionit janë relativisht të mëdha, më të mëdha se 0.9. Kjo tregon që ka një përputhje shumë të mirë ndërmjet të dhënave të matura nga të dy stacionet meteorologjike. Kjo përputhshmëri është relativisht e lartë për të tre parametrat, edhe për parametra që ndryshojnë relativisht me pozicionin që është lagështia relative e ajrit dhe shpejtësia e erës, ndryshe nga energjia diellore që është pothuaj konstant.

5.4 Ndikimi i lagështisë relative dhe i shpejtësisë së erës në energjinë diellore

Gjendja e aerosolëve nga një pikëpamje është subjekt i ndryshimeve të vazhdueshme të regjimit rrezatues së tyre, i turbulencës, dhe i karakteristikave termodinamike të tyre ([Air pollution and](#)

(Climate change,, 2010). Lagështia e ajrit dhe shpejtësia e erës janë dy faktorë që shkaktojnë efekte të ngjashme me efektet e shkaktuara nga pluhurat dhe aerosolët në atmosferë në një qiell pa re. Analiza e regresit e zbatuar në çdo rast na jep informacion në lidhje me kontributin e lagështisë së ajrit dhe shpejtësisë së erës, faktorë që janë të pamundur për tu kontrolluar, në energjinë diellore që vjen në njësinë e sipërfaqes. Kemi analizuar marrëdhënien midis energjisë diellore që bie në njësinë e sipërfaqes, gjatë gjithë ditës, gjatë paradites, gjatë pasdites, gjatë dy orëve të para pas lindjes së diellit dhe gjatë dy orëve para perëndimit të diellit dhe lagështisë relative dhe shpejtësisë mesatare. Në këtë paragraf do të shikojmë ndikimin e parametrave meteorologjike siç është lagështia dhe shpejtësia e erës në intensitetin e rrezatimit diellor që vjen në tokë. Për këtë arsye kemi analizuar të dhënat e kryera nga tre stacionet meteorologjike, ai i Shkodrës, ai i FIE (Fakultetit të Inxhinierisë Elektrike) dhe atij të FIM&IF-it (Fakultetit të Inxhinierisë Matematike dhe Inxhinierisë Fizike). Më poshtë jepet paraqitja grafike e këtyre varësive për secilin stacion, duhet theksuar që në material nuk janë paraqitur të gjitha të dhënat e analizuara, por një pjesë tyre, për efekt paraqitje të materialit.

Stacioni i meteorologjik i FIM&IF-it

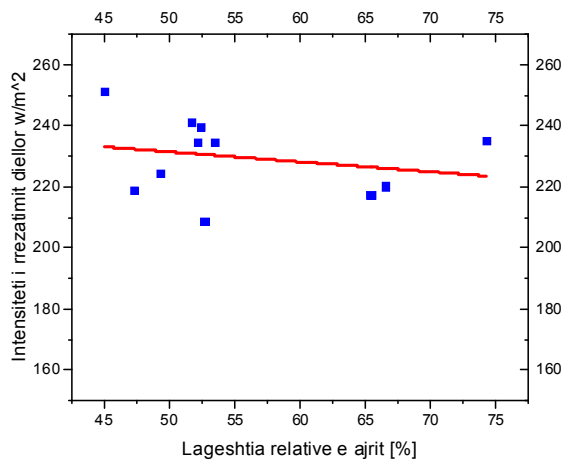


Figura 5.5 Varësia e intensitetit të rrezatimit diellor nga lagështia relative e ajrit

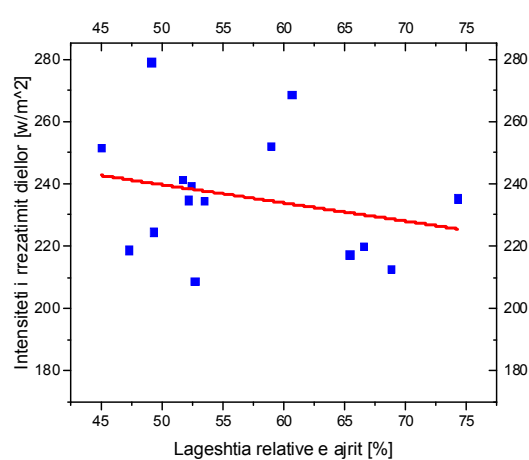


Figura 5.6 Varësia e intensitetit të rrezatimit diellor nga lagështia relative e ajrit

Në figurën 5.5 jepet varësia e intensitetit të rrezatimit diellor kundrejt lagështisë relative të ajrit. Matjet janë kryer gjatë muajit mars të vitit 2014. Analiza e regresit jep një mardhënie lineare, me koeficient të korrelacionit $R^2 = 0.215$ dhe ekuacioni i kësaj varësie është:

$$y = -0.869x + 275.7 \quad (5.1)$$

Ekuacioni i mësipërm ashtu si çdo ekuacion që do jepet në çdo varësi është shumë i rëndësishëm, sepse duke u mbështetur në këto ekuacione do bëhet dhe korrigjimi.

Ekuacioni korrigjues për këtë rast është:

$$I_{korr} = I_m + 0.869 * H \quad (5.2)$$

Ku:

I_{korr} – Intensiteti i rrezatimit diellor i korrigjuar

I_m – Intensiteti i rrezatimit diellor i matur

H – Lagështia relative e ajri

Në figurën 5.6 paraqitet varësia e intensitetit të rrezatimit diellor kundrejt lagështisë relative, matjet janë kryer në ditët pas një shiu intensiv në muajin mars për vitin 2013 dhe 2014. Analiza e regresit për këtë varësi jep ekuacionin e mëposhtëm:

$$y = -1.664x + 532.7 \quad (5.3)$$

Koeficienti i korrelacionit është: $R^2 = 0.131$.

Nga ekuacioni i mësipërm mund të shkruajmë edhe ekuacionin korrigjues për këtë rast si më poshtë:

$$I_{korrr} = I_m + 1.664 * H \quad (5.4)$$

Dispersioni dhe devijimi standard janë respektivisht: 75.165 dhe 8.669.

Dispersioni dhe devijimi standard janë respektivisht: 56.733 dhe 7.532

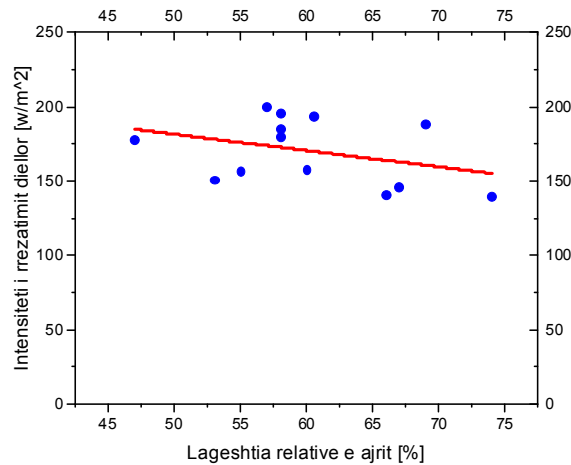


Figura 5.7 Varësia e intensitetit të rrezatimit diellor kundrejt shpejtësisë së erës

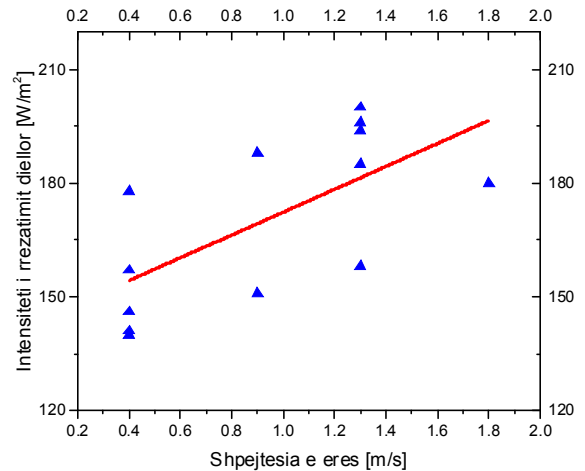


Figura 5.8 Varësia e intensitetit të rrezatimit nga lagështia relative e ajrit

Në figurën 5.7 paraqitet varësia e intensitetit të rrezatimit diellor kundrejt lagështisë relative. Matjet janë kryer në ditët pas një shiu intensiv në muajin mars për vitin 2013 dhe 2014. Analiza e regresit për këtë varësi jep ekuacionin e mëposhtëm:

$$y = -0.109x + 2.363 \quad (5.5)$$

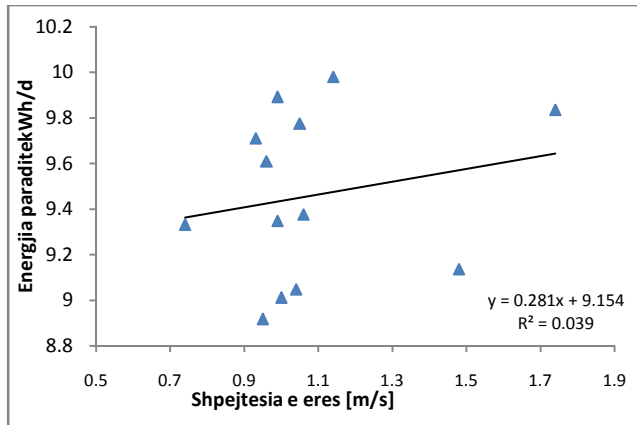


Figura 5.9 Varësia e energjisë paradi te nga shpejtësia e erës

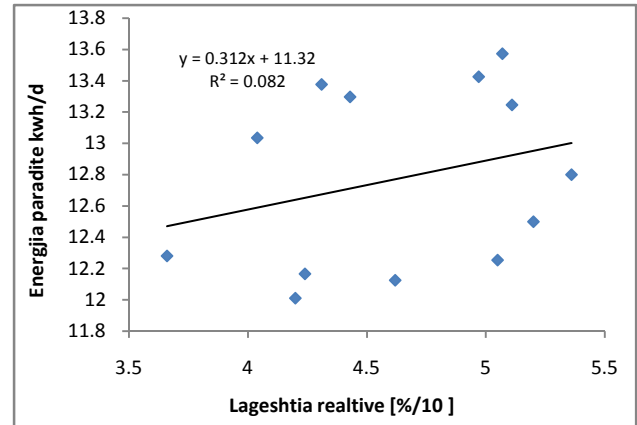


Figura 5.10 Varësia e energjisë paradi te nga lageshtia relative e ajrit

Koeficienti i korrelacionit është: $R^2 = 0.128$.

Nga ekuacioni i mësipërm mund të shkruajmë edhe ekuacionin korrigjues për këtë rast si më poshtë:

$$I_{korr} = I_m + 0.109 * H \quad (5.6)$$

Dispersioni dhe devijimi standard janë respektivisht, 47.136 dhe 6.865

Figura 5.8 tregon varësinë e intensitetit të rrezatimit diellor nga shpejtësia e erës. Të gjitha analizat e të dhënave janë bërë për matje të kryera në ditët pas shiut. Analiza e regresit jep një marrëdhënie lineare ndërmjet intensitetit të rrezatimit diellor dhe shpejtësisë së erës. Ekuacioni i regresit linear për këtë rast është:

$$y = 0.302x + 1.421 \quad (5.7)$$

Koeficienti i korrelacionit është: $R=0.444$

Ekuacioni korrigjues është:

$$I_{korr} = I_m - 0.302 * v \quad (5.8)$$

I_{korr} – Intensiteti i rrezatimit diellor i korrigjuar

I_m – Intensiteti i rrezatimit diellor i matur

v - Shpejtësia e erës

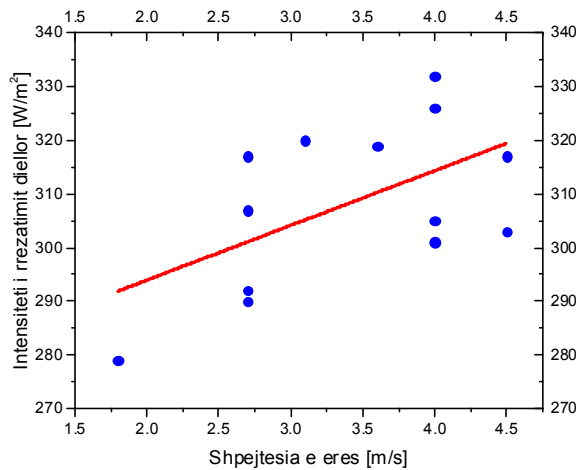
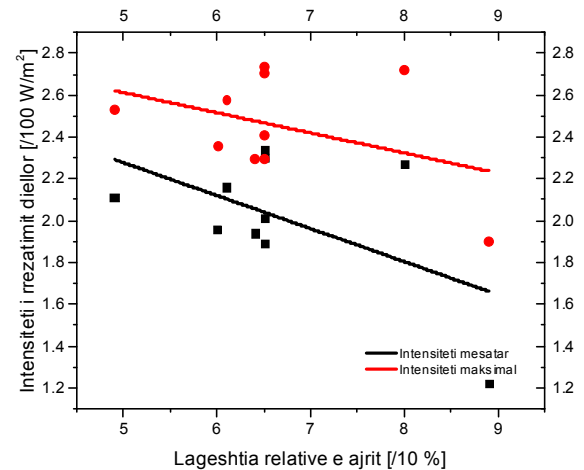


Figura 5.11 Varësia e intensitetit të rrezatimit diellor kundrejt shpejtësisë së erës



Stacioni i FIE-së

Figura 5.12 paraqet varësinë e intensitetit të rrezatimit diellor nga lagështia relative e ajrit. Në grafik vija e zezë lidhet me intensitetin mesatar të rrezatimit diellor, ndërsa vija e kuqe lidhet me intensitetin maksimal të rrezatimit diellor. Në të dy rastet analiza e regresit jep një marrëdhënie lineare ndërmjet këtyre madhësive. Ekuacionet e dala nga regresi linear jepen:

Për intensitetin mesatar (vija e zezë):

$$y = -0.157x + 3.065 \quad (5.11)$$

Koeficienti i korrelacionit është: $R^2 = 0.287$.

Ekuacioni korrigjues për këtë rast është:

$$I_{korr} = I_m + 0.157 * H \quad (5.12)$$

I_{korr} – Intensiteti i rrezatimit diellor i korrigjuar

I_m – Intensiteti i rrezatimit diellor i matur

H – Lagështia relative

Për intensitetin maksimal (vija e kuqe)

$$y = -0.096x + 3.093 \quad (5.13)$$

Koeficienti i korrelacionit është: $R^2 = 0.165$.

Ekuacioni korrigjues për këtë rast është:

$$I_{korr} = I_m + 0.0157 * H \quad (5.14)$$

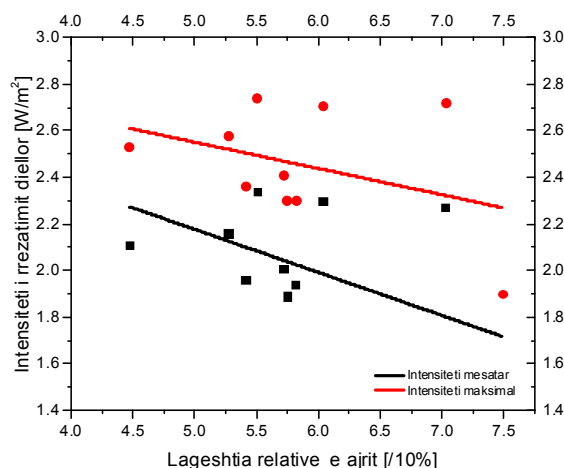


Figura 5.13 Varësia e intensitetit të rrezatimit diellor nga lagështia relative e ajrit.

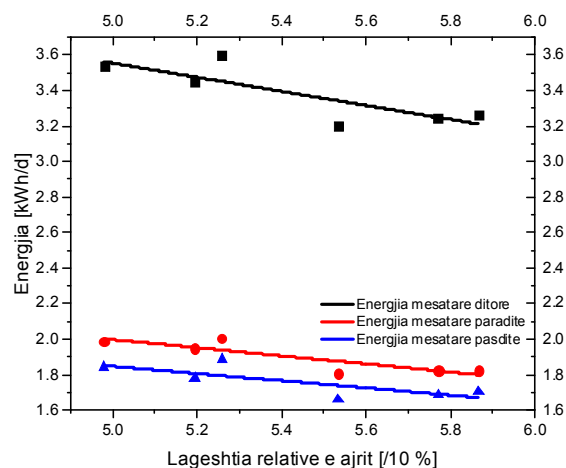


Figura 5.14 Varesia e energjisë mesatare ditore, energjisë mesatare para dite, energjisë mesatare mbas dite, nga lagështia relative mesatare ditore. Datat 29 deri 31 Tetor 2011 dhe 01 deri 03 nëntor 2011

Figura 5.13 paraqet varësinë e intensitetit të rrezatimit diellor nga lagështia relative e ajrit. Matjet janë marrë gjatë muajit korrik 2011, në ditët pa re, pas një shiu intensiv. Në grafik vija e zezë lidhet me intensitetin mesatar të rrezatimit diellor, ndërsa vija e kuqe lidhet me intensitetin maksimal të rrezatimit diellor. Në të dy rastet analiza e regresit jep një marrëdhënie lineare ndërmjet këtyre madhësive. Ekuacionet e dalë nga regresi jepen për intensitetin mesatar (vija e zezë):

$$y = -0.184x + 3.100 \quad (5.15)$$

Koeficienti i korrelacionit është: $R^2 = 0.243$.

Ekuacioni korrigjues për këtë rast është:

$$I_{korr} = I_m + 0.184 * H \quad (5.16)$$

I_{korr} – Intensiteti i rrezatimit diellor i korrigjuar

I_m – Intensiteti i rrezatimit diellor i matur

H - Lagështia relative e ajrit

Për intensitetin maksimal (vija e kuqe):

$$y = -0.869x + 275.7 \quad (5.17)$$

Koeficienti i korrelacionit është: $R^2 = 0.140$. Ekuacioni korrigjues për këtë rast është:

$$I_{korr} = I_m + 0.112 * H \quad (5.18)$$

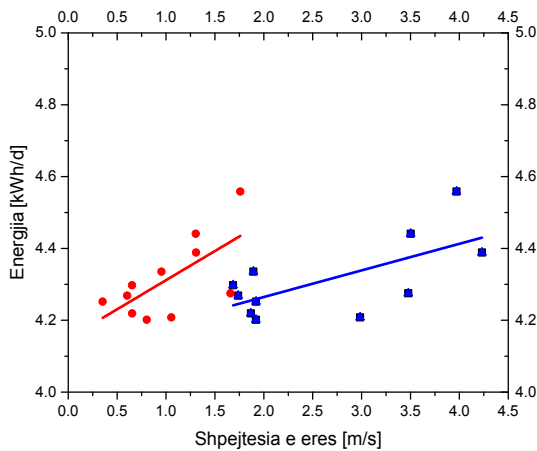


Figura 5.15 Varësia e energjisë diellore paradite dhe mbasdite nga shpejtësia e erës paradite dhe mbasdite respektivisht

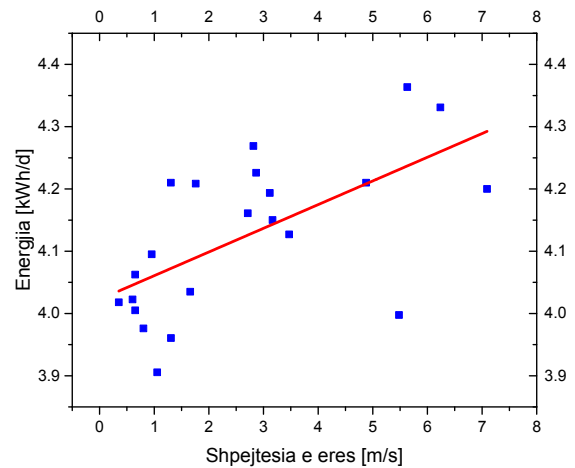


Figura 5.16 Varësia e energjisë diellore nga shpejtësia e erës

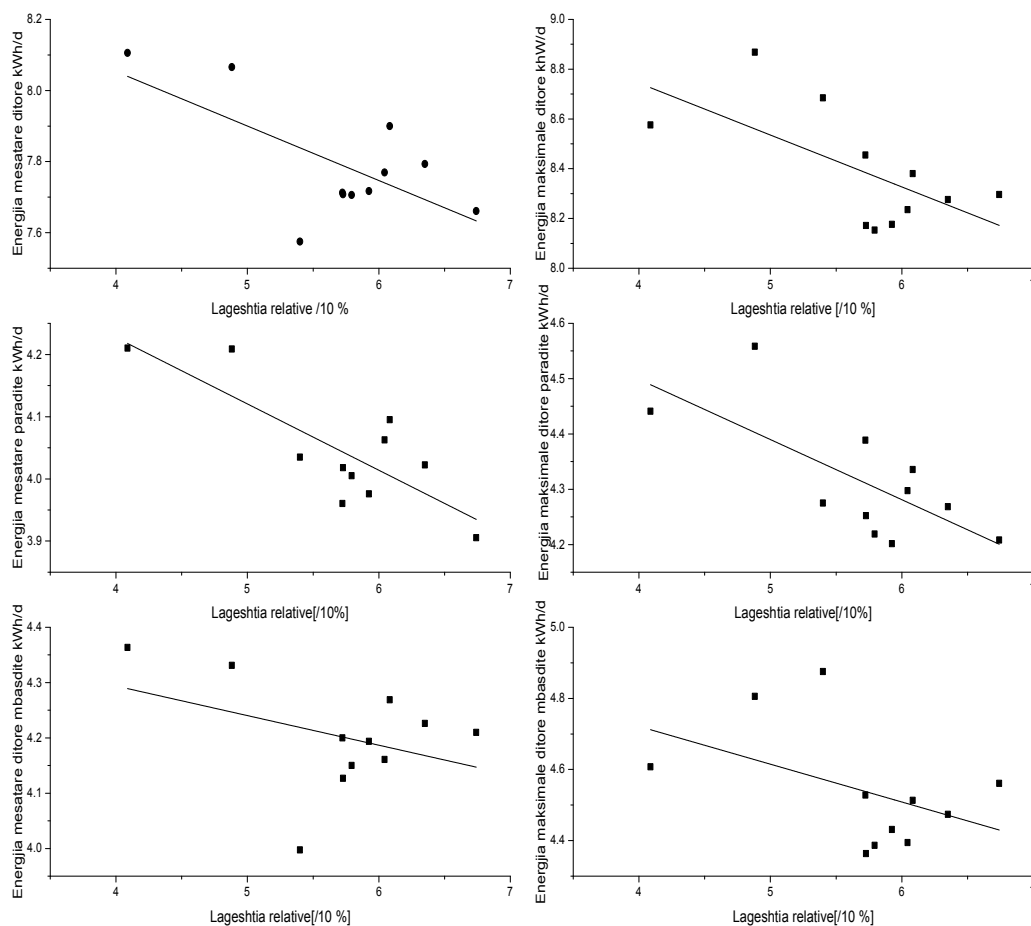


Figura 5.17 Varësia e energjisë nga lagështia relative e ajrit

Për të vënë në dukje karakterin antropogjenikë të aerosolëve, kemi parë varësitë e energjisë diellore gjatë paradites, dhe gjatë pasdites. Figura 5.14 paraqet varësitë e energjisë mesatare ditore, energjisë maksimale ditore, energjisë mesatare para dite, energjisë mesatare mbas dite, energjisë maksimale paradite dhe energjisë maksimale pasdite nga lagështia relative mesatare ditore. Të dhënat përkojnë me datat 29 deri 31 Tetor 2011 dhe 01 deri 03 nëntor 2011. Gjatë orëve pasdite, niveli i ndotjes është më i lartë, kjo gjë reflektohet në grafik nga ulja më e shpejtë

e energjisë gjatë paradites, dhe vlerat më të ulta të saj gjatë pasdites, këto janë një tregues i karakterit antropogjenikë të aerosolëve. Në grafik paraqiten ekuacionit e varësive për secilin rast

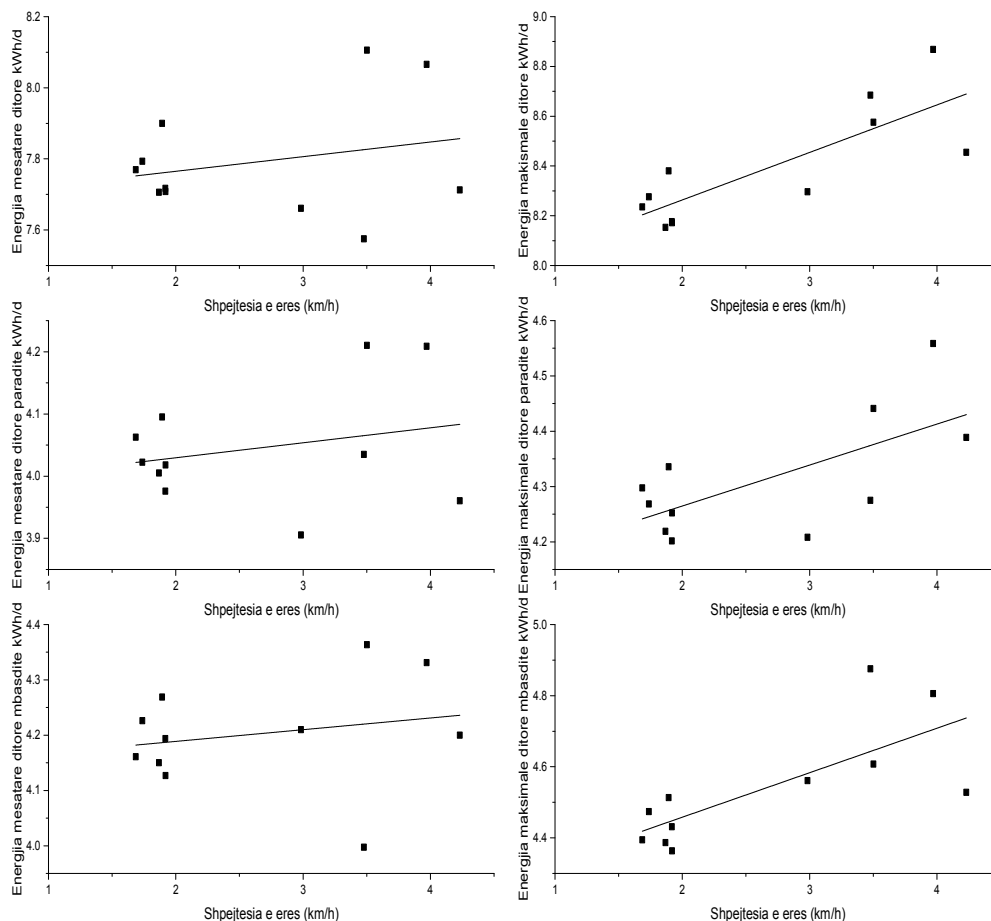


Figura 5.18 Varësia e energjisë mesatare kundrejt shpejtësisë së erës

së bashku me koeficientet e korrelacionit. Këto ekuacione janë përdorur për të bërë korrigjimet përkatëse.

Figura 5.15 tregon varësinë e energjisë diellore paradite dhe energjisë diellore pasdite nga shpejtësia e erës paradite dhe pasdite. Matjet janë marrë në ditë të pastra (pa re) në muajin Qershor 2011. Analiza e regresit jep një marrëdhënie lineare ndërmjet energjisë diellore paradite dhe pasdite, dhe shpejtësisë së erës paradite dhe pasdite. Ekuacioni i regresit linear për këtë rast është:

$$y = 0.038x + 4.022 \quad (5.19)$$

Ekuacioni korrigjues është:

$$E_{korr} = E_m - 0.038 * v \quad (5.20)$$

E_{korr} – Energjia diellore e korrigjuar

I_m – Energjia diellore e matur

v - Shpejtësia e erës

Figura 5.16 paraqet dy varësi të ndryshme: (vija e kuqe) varësinë e energjisë mesatare paradite nga shpejtësia e erës paradite, (vija blu) varësinë e energjisë mesatare pasdite nga shpejtësia e erës pasdite.

Stacioni i meteorologjik i Shkodrës

Kemi analizuar në të njëjtën mënyrë edhe të dhënat për stacionin e Universitetit të Shkodrës. Figura 5.19 paraqet varësinë e intensiteti të rrezatimit diellor dy orët e fundit të ditës, kundrejt lagështisë relativë të ajrit dy orët e fundit të ditës, matjet janë kryer gjatë muajit qershor 2012 në ditët pa re. Analiza e regresit jep një marrëdhënie lineare ndërmjet këtyre madhësive, ekuacioni i dalë nga regresi është linear, jepet si më poshtë:

$$y = -0.054x + 1.446 \quad (5.21)$$

Ekuacioni korrigjues është:

$$I_{korr} = I_m + 0.054 * H \quad (5.22)$$

I_{korr} – Intensiteti i rrezatimit diellor i korigjuar

I_m – Intensiteti i rrezatimit diellor i matur

H - Lagështia e erës.

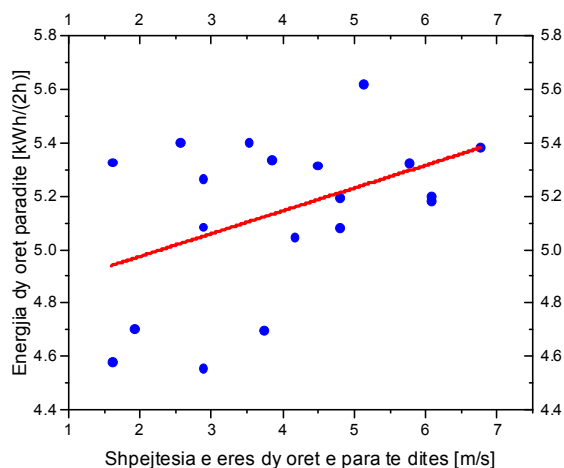


Figura 5.19 Varësia e intensitetit të rrezatimit diellor kundrejt shpejtësisë së erës

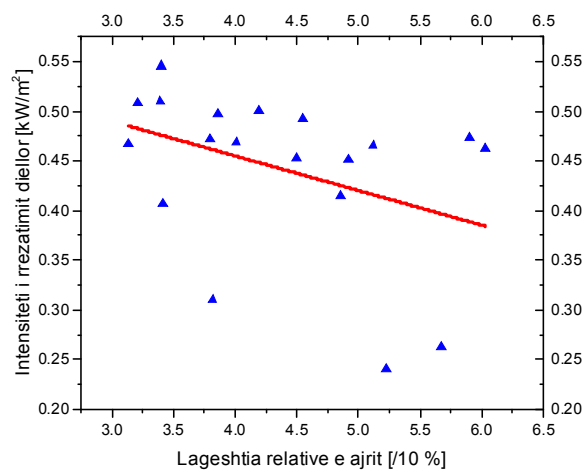


Figura 5.20 Varësia e energjisë diellore nga lagështia relative e ajrit

Figura 5.20 tregon varësinë e intensitetit të rrezatimit diellor dy orët e para të ditës kundrejt shpejtësisë së erës në të njëjtin interval kohe. Matjet janë marrë në ditët pa re në muajin qershor 2012. Përafrimi më i mirë i regresit është linear, ekuacioni jepet si më poshtë:

$$y = 0.085x + 4.804 \quad (5.23)$$

Ekuacioni korigjues është:

$$I_{korr} = I_m - 0.085 * v \quad (5.24)$$

I_{korr} – Intensiteti i rrezatimit diellor i korigjuar

I_m – Intensiteti i rrezatimit diellor i matur

v - Shpejtësia e erës.

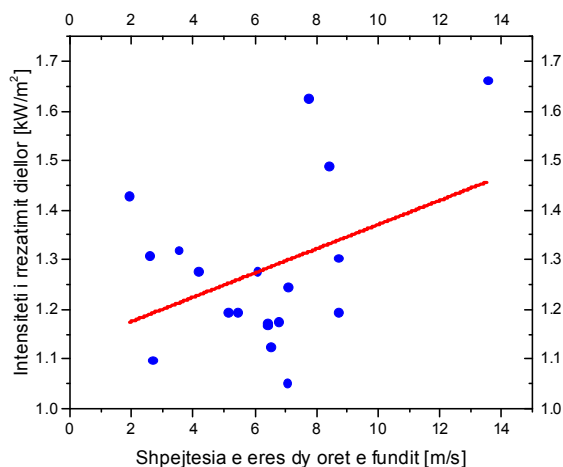


Figura 5.21 Varësia e intensitetit të rrezatimit diellor kundrejt shpejtësisë së erës

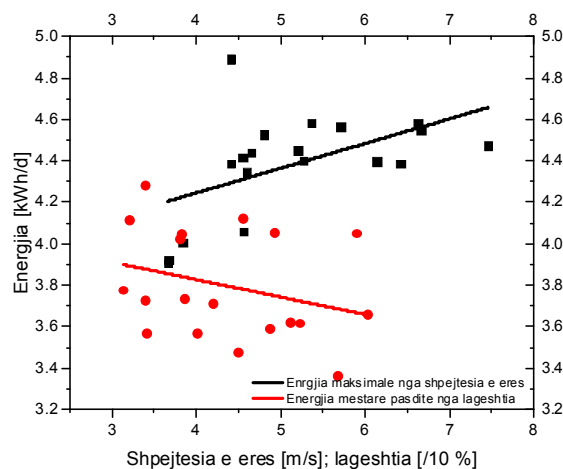


Figura 5.22 Varësia e energjise diellore që vjen ne njësinë e sipërfaqës kundrejt shpejtësisë së erës, dhe lagështisë relative të ajrit

Figura 5.21 tregon varësinë e intensitetit të rrezatimit diellor dy orët e fundit të ditës kundrejt shpejtësisë së erës në të njëjtin interval kohe. Matjet janë marrë në ditët pa re në muajin qershor 2012. Përafrimi më i mirë i regresit është linear, ekuacioni jepet si më poshtë:

$$y = 0.024x + 1.127 \quad (5.25)$$

Ekuacioni korigjues është:

$$I_{korr} = I_m - 0.024 * v \quad (5.26)$$

I_{korr} – Intensiteti i rrezatimit diellor i korigjuar

I_m – Intensiteti i rrezatimit diellor i matur

v - Shpejtësia e erës.

Këto varësi, që analizuam janë bërë për të vënë në dukje karakterin antropogjenikë të aerosolëve, me supozimin që niveli i aerosolëve ndryshon nga paradite në pasdite, nga dy orët e para të ditës, kundrejt dy orët e fundit të ditës. Shihet që çdo varësi nuk ndryshon trajtën, ajo që ndryshon është shpejtësia me të cilën rritet apo zvogëlohet intensiteti i rrezatimit diellor që vjen në tokë. Në këtë rast kemi aplikuar metodën e analizës së regresit të shumëfishtë, ku si parametër pavarur është marrë energjia diellore që vjen në njësinë e sipërfaqes, dhe parametra të varur janë marrë lagështia e ajrit dhe shpejtësia e erës. Nga kjo analize është nxjerrë edhe ekuacioni për korrigjim që jepet si më poshtë:

$$y = 3.809006 - 0.01845 * H + 0.126905 * v \quad (5.27)$$

Ashtu siç pritej, rritja e lagështisë relative ka një efekt negativ mbi energjinë diellore. Megjithatë koeficientet e korrelacionit ndryshojnë nga njëri rast në tjetrin, rastet e përmendur kanë koeficientet më të lartë. Era është faktori i dytë që është marrë në konsideratë që modifikon energjinë diellore që vjen në tokë.

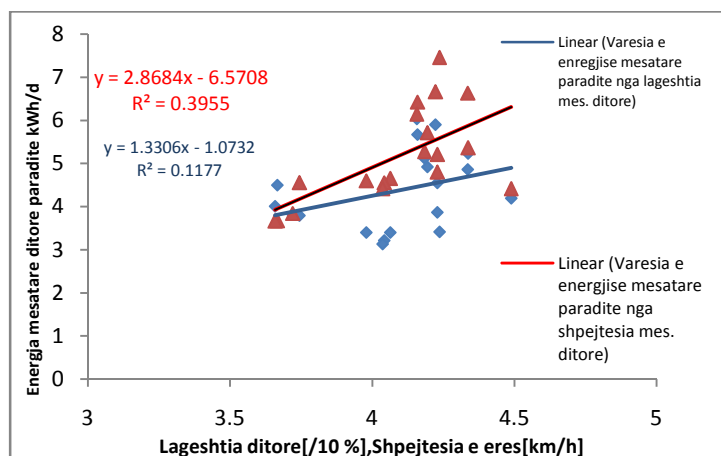
Marrëdhënia ndërmjet energjisë diellore që bie në njësinë e sipërfaqes dhe lagështisë relative është negative, një rritje e lagështisë relative është e shoqëruar me një zvogëlim të energjisë diellore që bie në njësinë e sipërfaqes që vjen në tokë. Nga ana tjetër, Marrëdhënia ndërmjet energjisë diellore që bie në njësinë e sipërfaqes dhe shpejtësisë së erës është pozitive, një rritje e shpejtësisë së erës është e shoqëruar me një rritje të vlerës së energjisë diellore që bie në njësinë e sipërfaqes që vjen në tokë.

Varësitë e mësipërme tregojnë që era dhe lagështia relative veprojnë në drejtime të kundërta, për këtë arsye nevojitet të bëhen korrigjime tek të dhënat eksperimentale për ta konvertuar në kushte standarde, supozohet që të dhënat e korrektuara të paraqesin një ditë pa re, gjithashtu shpejtësia e erës dhe lagështia relative të jenë zero. Korrigjimet janë bërë sipas ekuacionit të mëposhtëm:

$$I_{\text{kor}} = I_m + k_H * H - k_v * v \quad (5.28)$$

Ku: I_{kor} – është vlera e korrektuar për një kohë të dhënë; I_m – është vlera e matur e energjisë që bie në njësinë e kohës në njësinë e sipërfaqes në një interval të dhënë kohe; k_H – është koeficienti

i pjerrësisë së i dalë nga analiza e regresit linear; H është vlera mesatare e lagështisë relative gjatë të njëjtës kohë, k_w – është koeficienti i pjerrësisë i dalë nga analiza e regresit linear; w është shpejtësia e erës e matur gjatë të njëjtës periudhë kohe.

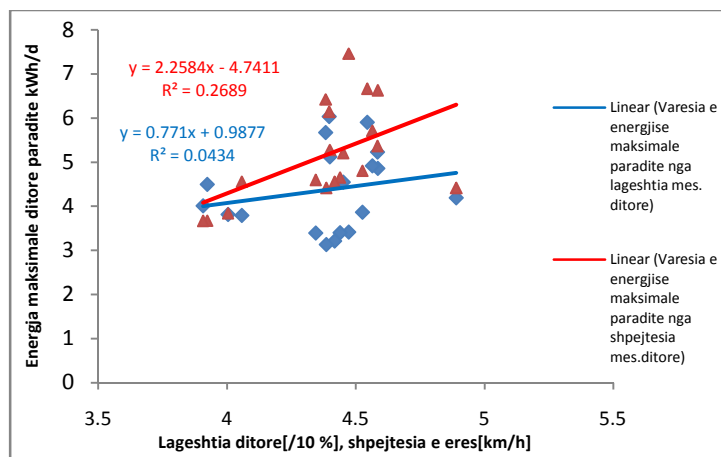


v	H	b3
se(b1)	se(b2)	se(b3)
R^2	se(y)	
F	df	
Ess	Rss	
regression output		intercept
0.133725	0.009796	3.356269
0.049176	0.057842	0.257025
0.396617	0.196777	#N/A
5.25857	16	#N/A
0.407235	0.619538	#N/A
#N/A	#N/A	#N/A

Figura 5.23 Varësia e energjisë diellore paradite kundrejt lagështisë relative dhe shpejtësisë së erës, së bashku me të dhënat statistikore të marra nga analiza e regresit të shumfishtë.

Ekuacioni i përgjithshëm për korrigjim

$$y = 3.35629 + 0.009796 * H + 0.133725 * v$$

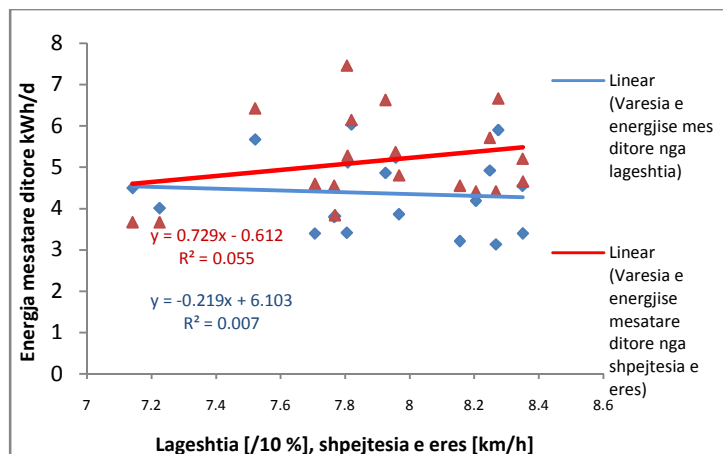


b1	b2	b3
se(b1)	se(b2)	se(b3)
R^2	se(y)	
F	df	
Ess	Rss	
regression output		intercept
0.126905	-0.01845	3.809006
0.05655	0.066516	0.295568
0.272382	0.226285	#N/A
2.994784	16	#N/A
0.306695	0.819279	#N/A
#N/A	#N/A	#N/A

Figura 5.24 Varësia e energjisë diellore maksimale paradite kundrejt lagështisë relative dhe shpejtësisë së erës, së bashku me të dhënat statistikore të marra nga analiza e regresit të shumfishtë.

Ekuacioni i përgjithshëm për korrigjim

$$y = 3.809006 - 0.01845 * H + 0.126905 * v$$

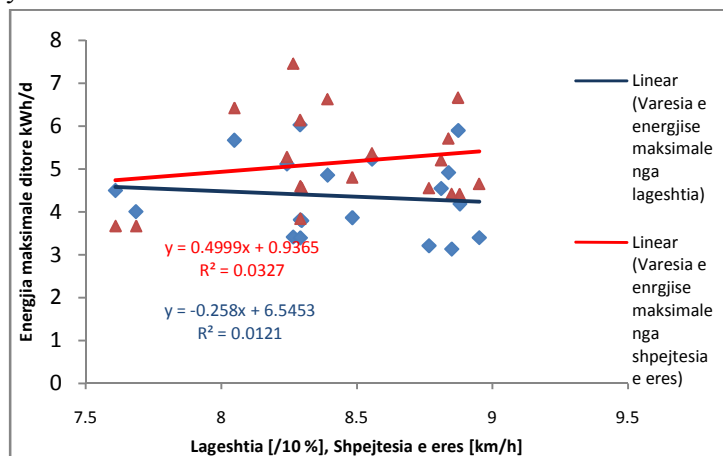


b1	b2	b3
se(b1)	se(b2)	se(b3)
R ²	se(y)	
F	df	
Ess	Rss	
regression output		
v-shpejt	h-lagsht	intercept
0.11991	-0.10236	7.73657
0.088129	0.103661	0.460622
0.10996	0.35265	#N/A
0.988361	16	#N/A
0.245829	1.989795	#N/A

Figura 5.25 Varësia e energjisë diellore mesatare ditore kundrejt lagështisë relative dhe shpejtësisë së erës, së bashku me të dhënat statistikore të marra nga analiza e regresit të shumfishtë.

Ekuacioni i përgjithshëm për korrigjim

$$y = 7.73657 - 0.10236 \cdot H + 0.11991 \cdot v$$



b1	b2	b3
se(b1)	se(b2)	se(b3)
R ²	se(y)	
F	df	
Ess	Rss	
regression output		intercept
0.113906	-0.1138	8.352526
0.099901	0.117507	0.522147
0.086305	0.399753	#N/A
0.755652	16	#N/A
0.241511	2.556844	#N/A
#N/A	#N/A	#N/A

Figura 5.26 Varësia e energjisë diellore maksimale ditore kundrejt lagështisë relative dhe shpejtësisë së erës, së bashku me të dhënat statistikore të marra nga analiza e regresit të shumfishtë.

Ekuacioni i përgjithshëm për korrigjim

$$y = 8.352526 - 0.1238 \cdot H + 0.11396 \cdot v$$

5.5 Varësia kohore e energjisë në njësinë e sipërfaqes gjatë ditëve pa re

Një ndër arsyt kryesore e këtij studimi është gjetja e varësisë kohore ndërmjet energjisë mesatare diellore që vjen në njësinë e sipërfaqes në njësinë e kohës dhe ditëve pas shiut të fundit. Kemi supozuar që shumica e aerosolëve bien në tokë gjatë një shiu intensiv dhe atmosfera mund të konsiderohet si e “pastër”. Çdo ndryshim i mëtejshëm i energjisë diellore në njësinë e sipërfaqes që vjen në një sipërfaqe horizontale supozohet të shkaktohet nga ndryshimi i përqendrimit të aerosolëve në atmosferë, dhe varësia kohore e energjisë diellore që vjen në njësinë e sipërfaqes është një tregues direkt i varësisë kohore të përqendrimit të aerosolëve në atmosferë. Energjia diellore në njësinë e sipërfaqes, megjithatë duke qënë një madhësi e transmittancës së atmosferës, nuk mund të jetë një madhësi direkte e përqendrimit të aerosolëve në atmosferë në mungesë të të dhënave specifike rreth llojit dhe përqendrimit të tyre.

Stacioni i FIM&IF-it

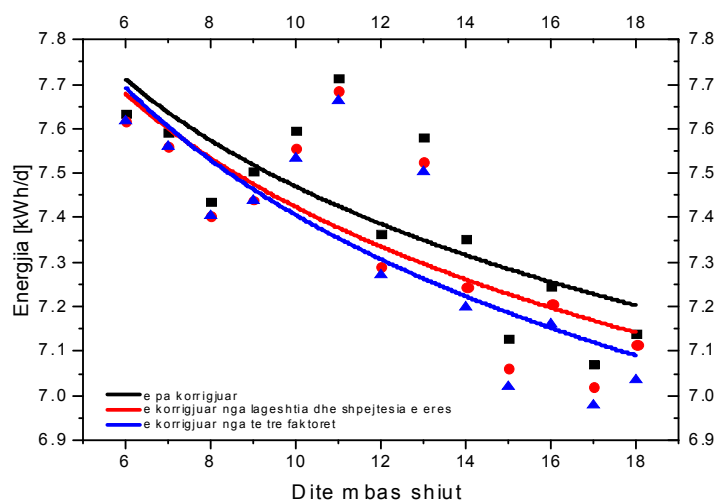


Figura 5.27 Varësia e energjisë mesatare ditore nga ditët pas shiut të fundit, në grafik paraqiten tre kurba

Figura 5.27 paraqet varësinë e energjisë mesatare ditore nga numri i ditëve pas shiut të fundit, në grafik paraqiten tre kurba.

Kurba e zezë në grafik paraqet këtë varësi në rastin e pa korrigtuar. Ekuacioni që përshkruan më mirë çdo kurbë është i formës:

$$E = E_m N^{-a} \quad (5.29)$$

Ku E është energjia në ditën e N-të

E_m – është energjia e matur

N- Është numri i ditëve pas shiut të fundit

a – është një koeficient që përshkruan thellësinë optike të atmosferës, ose të aerosolëve

Për kurbën e zezë në grafikun 5.27 ekuacioni së bashku më koeficientin e korrelacionit jepet si më poshtë:

$$E = 25.91 * N^{-0.06} \quad (5.30)$$

$$R^2 = 0.581$$

Kurba e kuqe në grafik paraqet varësinë e energjisë mesatare ditore kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit e korrigjuar për lagështinë relative të ajrit dhe shpejtësinë e erës. Ekuacioni që e përshkruan më mirë varësinë së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet si më poshtë:

$$E = 25.98 * N^{-0.06} \quad (5.31)$$

$$R^2 = 0.602$$

Kurba blu në grafikun 5.27 paraqet varësinë e energjisë mesatare ditore kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit, e korrigjuar për lagështinë relative të ajrit, shpejtësinë e erës, dhe këndin e rënies së rrezatimit diellor. Ekuacioni që e përshkruan më mirë varësinë së bashku më koeficientin e korrelacionit jepet si më poshtë:

$$E = 26.44 * N^{-0.07} \quad (5.32)$$

$$R^2 = 0.649$$

Ajo që vihet re është së pas çdo korrigjimi nga faktorët që ndikojnë, koeficientet e korrelacionit rriten.

Zvogëlimin i energjisë diellore që vjen në një sipërfaqe horizontale, e kemi supozuar së ndodh kryesisht për shkak të aktivitetit antropogjenikë, më sipër u provua që, u provua që ndotja antropogjenikë ka karakter dinamik, duke ndryshuar nga paradite në pasdite, gjithashtu nga ora në orë. Për këtë arsye kemi vlerësuar varësinë e energjisë mesatare paradite, dhe pasdite. Në figurën 5.28 paraqitet varësia e energjisë mesatare paradite kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit. Në grafik paraqiten tre kurba.

Kurba e zezë paraqet varësinë e energjisë mesatare paradite kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit për rastin e pakorrigjuar. Ekuacioni që e përshkruam më mirë këtë varësi së bashku më koeficientin e korrelacionit jepet si më poshtë:

$$E = 12.60 * N^{-0.12} \quad (5.33)$$

$$R^2 = 0.767$$

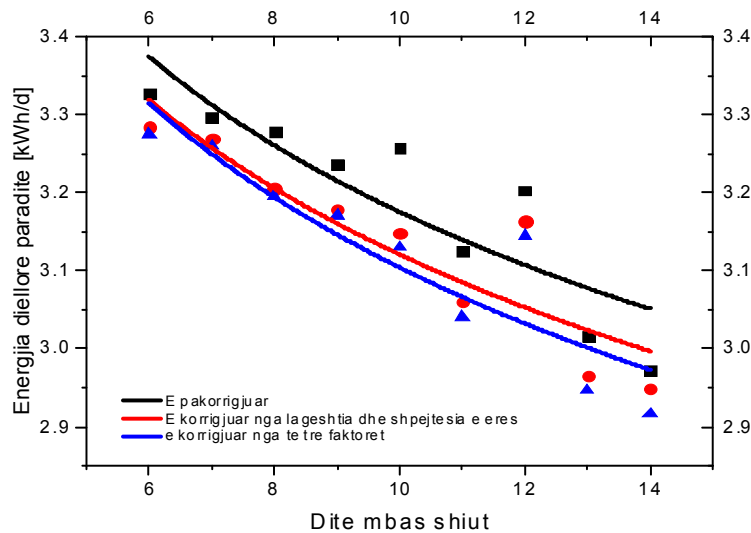


Figura 5.28 Varësia e energjisë mesatare paradite kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit

Kurba e kuqe paraqet varësinë e energjisë mesatare paradite kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit për rastin e korrigjuar nga lagështia relative e ajrit dhe nga shpejtësia e erës. Ekuacioni që e përshkruam më mirë këtë varësi së bashku më koeficientin e korrelacionit jepet si më poshtë:

$$E = 12.40 * N^{-0.12} \quad (5.34)$$

$$R^2 = 0.817$$

Kurba blu paraqet varësinë e energjisë mesatare pasdite kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit për rastin e korrigjuar për lagështinë relative të ajrit, shpejtësinë e erës, dhe këndin e rënies së rrezatimit diellor në një sipërfaqe horizontale. Ekuacioni që e përshkruam më mirë këtë varësi së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet si më poshtë:

$$E = 12.57 * N^{-0.13} \quad (5.35)$$

$$R^2 = 0.826$$

Në figurën 5.29 paraqitet varësia e energjisë mesatare pasdite kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit. Në grafik paraqiten tre kurba. Kurba e zezë paraqet varësinë e energjisë mesatare pasdite kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit për rastin e pakorrigjuar. Ekuacioni që e përshkruam më mirë këtë varësi së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet si më poshtë:

$$E = 16.67 * N^{-0.11} \quad (5.36)$$

$$R^2 = 0.731$$

Kurba e kuqe paraqet varësinë e energjisë mesatare pasdite kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit për rastin e korrigjuar nga lagështia relative e ajrit dhe nga shpejtësia e erës. Ekuacioni që e përshkruam më mirë këtë varësi së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet si më poshtë:

$$E = 16.77 * N^{-0.11} \quad (5.37)$$

$$R^2 = 0.705$$

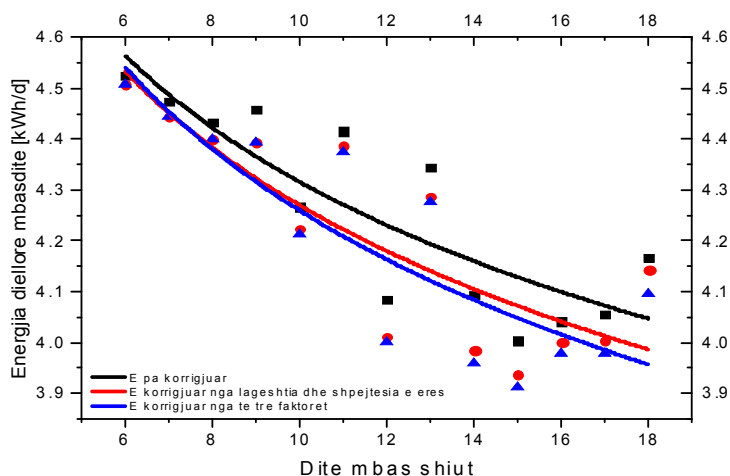


Figura 5.29 Varësia e energjisë mesatare pasdite kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit

Kurba blu paraqet varësinë e energjisë mesatare pasdite kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit për rastin e korrigjuar për lagështinë relative të ajrit, shpejtësinë e erës, dhe këndin e rënies së rrezatimit diellor në një sipërfaqe horizontale. Ekuacioni që e përshkruam më mirë këtë varësi së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet si më poshtë:

$$E = 17.06 * N^{-0.12} \quad (5.38)$$

$$R^2 = 0.735$$

Të dhënat janë marrë trembëdhjetë ditë radhazi. Pesë ditët e para pas shiut të fundit nuk janë marrë në konsideratë sepse ka pasur prani të vranësirave.

Stacioni i FIE-es

Figura 5.30 paraqet varësinë e intensitetit të rrezatimit diellor në orën 18⁰⁰ që bie në një sipërfaqe horizontale kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit. Funkcioni që e përshkruan më mirë këto varësi, si në rastin e stacionit meteorologjik të FIM&IF-it është një funksion fuqi i formës:

$$E = E_m N^{-a} \quad (5.39)$$

Kurba e zezë paraqet varësinë e intensitetit të rrezatimit diellor në orën 18⁰⁰ kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit e korrigjuar për lagështinë relative në orën 18⁰⁰. Ekuacioni që e përshkruan më mirë këtë varësi së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet:

$$E = 3.215 * N^{-0.07} \quad (5.40)$$

$$R^2 = 0.943$$

Kurba e kuqe paraqet varësinë e intensitetit të rrezatimit diellor në orën 18⁰⁰ kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit e korrigjuar për lagështinë relative mesatare ditore. Ekuacioni që e përshkruan më mirë këtë varësi së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet:

$$E = 3.308 * N^{-0.07} \quad (5.41)$$

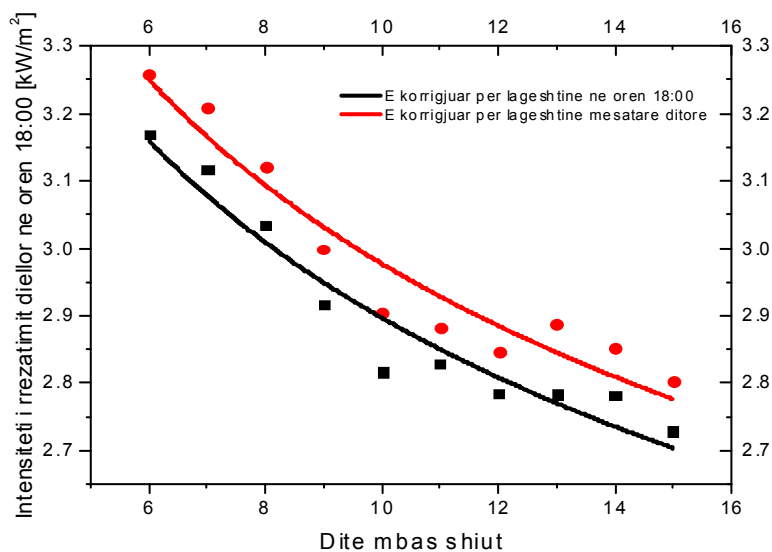


Figura 5.30 Varësia e intensitetit të rrezatimit diellor në orën 18:00 kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit

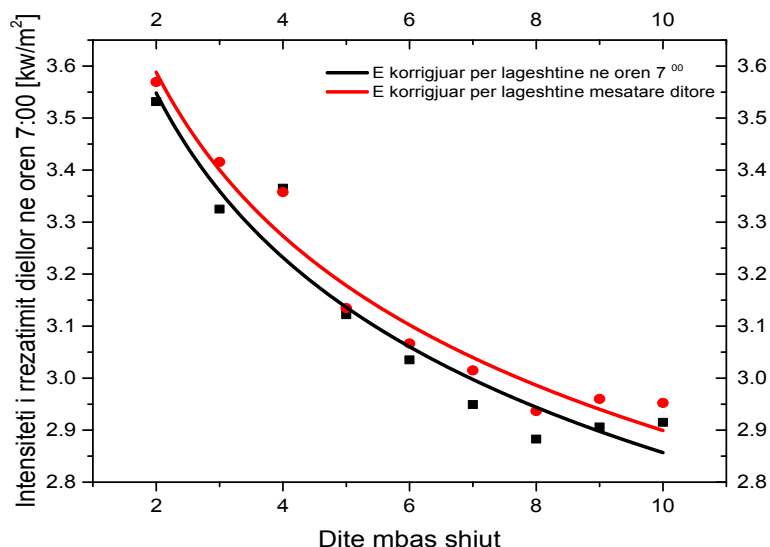


Figura 5.31 Varësia e intensitetit të rrezatimit diellor që bie në një sipërfaqe horizontale në orën 7⁰⁰ kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit

Në figurën 5.31 kurba e zezë paraqet varësinë e intensitetit të rrezatimit diellor në orën 7⁰⁰ kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit e korrigjuar për lagështinë relative në orën 7⁰⁰. Ekuacioni që e përshkruan më mirë këtë varësi së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet:

$$E = 3.620 * N^{-0.09} \quad (5.42)$$

$$R^2 = 0.951$$

Kurba e kuqe paraqet varësinë e intensitetit të rrezatimit diellor në orën 7⁰⁰ kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit e korrigjuar për lagështinë relative mesatare ditore. Ekuacioni që e përshkruan më mirë këtë varësi së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet:

$$E = 3.581 * N^{-0.1} \quad (5.43)$$

$$R^2 = 0.923$$

Të dhënat janë marrë nga stacioni meteorologjik i FIE-es gjatë katërmbëdhjetë ditëve radhazi, ku gjatë natës (së ditës së zero) ka rënë shi intensiv.

Figura 5.32 paraqet varësinë e energjisë mesatare paradite dhe pasdite të korrigjuara nga të tre faktorët kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit.

Kurba e zezë paraqet varësinë e energjisë diellore paraditë kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit e korrigjuar nga të tre faktorët (lagështia relative e ajrit, shpejtësia e erës, këndi i rënies së rrezatimit diellor në një sipërfaqe horizontale). Ekuacioni që e përshkruan më mirë këtë varësi së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet:

$$E = 4.848 * N^{-0.02} \quad (5.44)$$

$$R^2 = 0.541$$

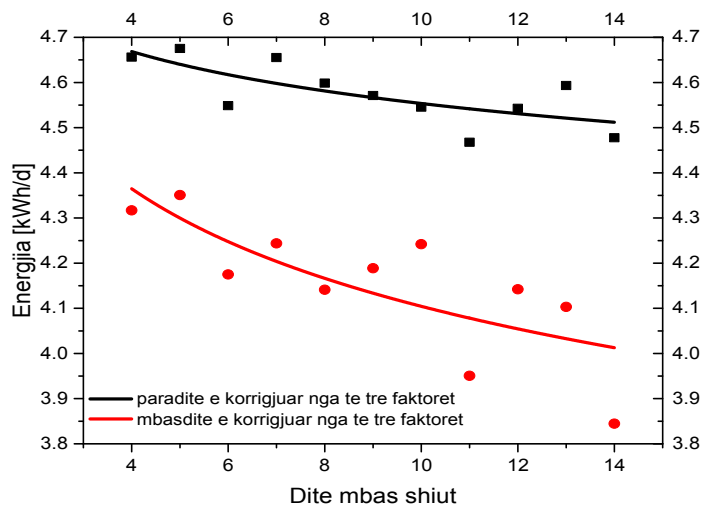


Figura 5.32 Varësia e energjisë paradite dhe mbasdite e korrigjuar nga të tre faktorët kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit

Kurba e kuqe paraqet varësinë e energjisë diellore pasdite kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit e korrigjuar nga të tre faktorët. Ekuacioni që e përshkruan më mirë këtë varësi së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet:

$$E = 4.802 * N^{-0.06} \quad (5.45)$$

$$R^2 = 0.582$$

Stacioni i Shkodrës

Në figurën 5.33 tregohen varësitë e energjisë mesatare ditore kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit. Në grafik kemi tre varësi, vija e kuqe paraqet varësinë e energjisë mesatare ditore kundrejt numrit të ditëve pas shiut e pakorrigjuar. Vija e zezë paraqet varësinë e energjisë mesatare ditore kundrejt numrit të ditëve pas shiut e korrigjuar për lagështinë relative të ajrit, dhe shpejtësinë e erës, dhe vija blu paraqet të njëjtën varësi, por e korrigjuar nga të tre faktorët (lagështia relative e ajrit, shpejtësia e erës, dhe këndi i rënies së rrezatimit diellor).

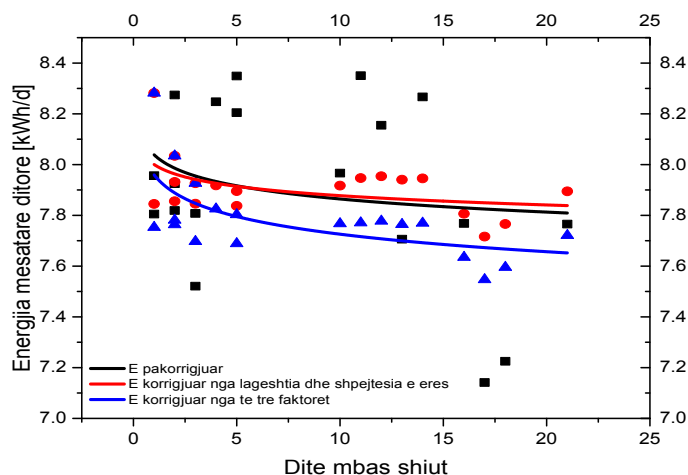


Figura 5.33 Varësia e energjisë mesatare ditore kundrejt numrit të ditëve pas shiut

Në figurën 5.34 paraqiten varësitë e energjisë mesatare paradite kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit. Kurba e zezë paraqet varësinë e energjisë diellore paradite kundrejt numrit të

ditëve pas shiut të fundit e pakorrigjuar. Ekuacioni që e përshkruan më mirë këtë varësi së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet:

$$E = 4.406 * N^{-0.04} \quad (5.46)$$

$$R^2 = 0.565$$

Kurba e kuqe paraqet varësinë e energjisë diellore paradite kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit e korrigjuar nga lagështia e ajrit dhe shpejtësia e erës. Ekuacioni që e përshkruan më mirë këtë varësi së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet:

$$E = 4.315 * N^{-0.03} \quad (5.47)$$

$$R^2 = 0.764$$

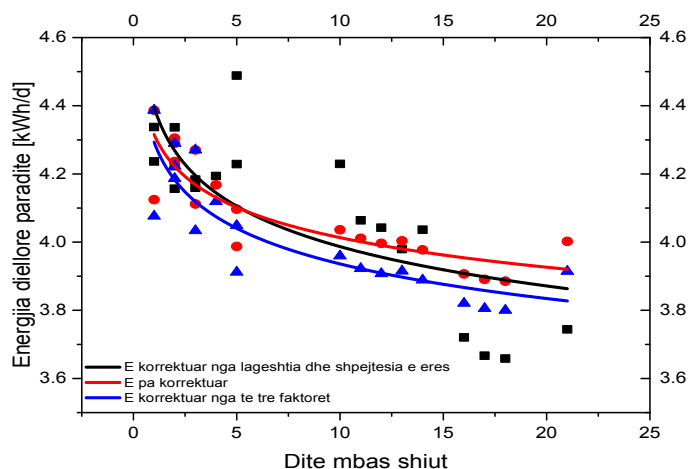


Figura 5.34 Varësia e energjisë mesatare paradite kundrejt numrit të ditëve pas shiut

Kurba blu paraqet varësinë e energjisë diellore paradite kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit e korrigjuar nga të tre faktorët. Ekuacioni që e përshkruan më mirë këtë varësi së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet:

$$E = 4.292 * N^{-0.03} \quad (5.48)$$

$$R^2 = 0.769$$

6 Kapitulli VI

Vlerësimi i Ndikimit të Aerosolëve Antropogjenikë në Energjinë Diellore që vjen në Tokë

Përveç ndikimit të lagështisë relative të ajrit dhe të shpejtësisë së erës në energjinë diellore që vjen në Tokë që u vlerësua në kapitullin 5, në këtë kapitull përshkruhet edhe ndikimi i këndit të rënies së rrezatimit diellor që bie në një sipërfaqe horizontale. Është parë varësia e energjisë diellore që bie në Tokë kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit. Duke supozuar që me rënien e shiut aerosolët kanë dekantuar në Tokë, dhe atmosfera mund të konsiderohet e pastër, në ditët pas shiut për shkak të aktivitetit antropogjenikë dhe jo vetëm, kemi gjenerimin e aerosolëve në atmosferë, rritja e përqendrimit të tyre në atmosferë shkakton zvogëlimin energjisë diellore që vjen në Tokë. Si parametër për të vlerësuar ndikimin e aerosolëve antropogjenikë kemi shfrytëzuar zvogëlimin relativ të energjisë. Janë paraqitur të dhënat e përpunuara për tre stacione meteorologjike.

6.1 Hyrje

Kur rrezatimi diellor kalon përmes atmosferës (qiell i kthjellët), ai zvogëlohet për shkak të pesë proceseve bazë, shpërhapja Rayleigh, zvogëlimi për shkak të pranisë së aerosolëve, absorbimi nga shtresa e ozonit, absorbimi nga avujt e ujit, dhe absorbimi nga gazet permanente (Kun Yang Toshio Koike). Aerosolët kanë një efekt të papërcaktuar në klimë dhe një ndikim mbi shëndetin e qenieve njerëzore. Aerosolët ndikojnë në mënyrë të drejtpërdrejt klimën duke modifikuar buxhetin e energjisë diellore, i njohur si **ndikimi radiativ** (radiative forcing¹).

Aerosolët gjithashtu shkaktojnë ndryshime në cilësitë mikro-fizike të reve (efektet radiative jo të drejtpërdrejta). Aerosolët mund të shkaktohen nga procese dhe burime të ndryshme. Në çdo vend në atmosferë ekziston një përzierje në përbërje ose përbërje grimcave me orgjinë të ndryshme. Për të përshkruar të gjithë aerosolët (zonën e gjerë të tyre), grimcat e aerosolëve modelohen si

¹ Radiative forcing – përkufizohet si diferenca e energjisë diellore në njësinë e kohë në njësinë e sipërfaqes e absorbuar nga toka, me atë të kthyer mbrapsht në atmosferë.

një kombinim i elementeve dhe i përbërjes bazë. Çdo komponent i aerosolëve përshkruhet nga shpërndarja në madhësi e grimcave dhe nga treguesi i thyerjes së tyre. Grimcat janë konsideruar sferike në këtë mënyrë mund të zbatohet teoria Mie, megjithatë dihet që forma ekzakte dhe orientimi i grimcës mund të ndikojë në mënyrë domethënëse në cilësitë radiative.

Uji është gjithashtu shumë i rëndësishëm, meqenëse ai është i pranishëm kudo në atmosferë, dhe bashkëvepron me aerosolët. Për këtë arsye aerosolët ndikojnë në klimë, dhe kjo varet nga bashkëveprimi i aerosolëve me ujin në atmosferë. Për këtë arsye lagështia relativë është marrë në konsideratë gjatë studimit. Lagështia relativë rrit efektin higroskopik të aerosolëve (nitrate, sulfate, kripëra dhe pjesë të karbonit organik) në një mënyrë dyfishtë. Nga njëra anë një rritje e lagështisë relative bën që edhe grimcat të rriten në madhësi duke çuar në ndryshimin e regjimit të bashkëveprimit të aerosolëve me dritën, gjithashtu ndikon në vetitë optike, në higroskopinë e aerosolëve duke modifikuar edhe treguesin e thyerjes së grimcave. Si rezultat koeficienti i zvogëlimit i intensitetit diellor, rritet me rritjen e lagështisë relative të ajrit. Për këtë arsye, aerosolët e hidratuar (me përmbajtje të lartë uji) e zvogëlojnë më shumë rrezatimin se ato pa përmbajtje uji ([R.Pedros, J.L. Gomez-Amo, C.R. Marc, M.P.Utrilla, S.Grandia, F.Tena, J.A.Martinez Lozano](#)).

Aerosolët absorbuese në atmosferë paraqesin një përbërës unik. Këto aerosolë zvogëlojnë rrezatimin diellor përmes dy proceseve kryesore:

Shpërhapjes

Absorbimit

Aerosolët antropogjenikë absorbuese kanë prejardhjen nga djegia jo e plotë e lëndëve fosile, që vijnë nga aktiviteti i gjerë i qenieve njerëzore nga motorët e makinave, nga aktiviteti industrial dhe nga djegja e biomasës. Këto janë grimcat e blozës që përmbajnë të ashtuquajturin karbonin e zi (BC), një absorbues i fortë i rrezatimit diellor.

Sasia e aerosolëve në atmosferë zakonisht jepet nga përqendrimi në masë të tyre, ose nga një madhësi optike e quajtur thellësi optike e aerosolëve ([B.Idso](#)). Gjatë viteve të fundit, metoda të ndryshme janë propozuar për të njohur vetitë mikro-fizike të aerosolëve duke përdorur rrezatimin diellor i matur në një sipërfaqe horizontale. Një nga problemet më të mëdha në njohjen e vetive

të aerosolëve nga rrezatimi diellor është ekranizimi i disa të dhënave për shkak të pranisë së reve ([Atmospheric Pollution](#)). Për këtë arsye nëse sasia e aerosolëve ndryshon në kohë, do të ishte shumë e rëndësishme të dallonim ndryshimin ndërmjet aktivitetit antropogjenik dhe atyre natyror ([Aerosols properties and their impact on climate, 2009](#)).

Energjia diellore është e njohur si një burim shumë i rëndësishëm i energjisë së rinovueshme për të ardhmen e disa vendeve. Matjet e rrezatimit diellor në përgjithësi janë të mundshme për çdo orë në një sipërfaqe horizontale. Për të përcaktuar rrezatimin diellor orar që bie në një sipërfaqe për çdo orientim të saj, është e nevojshme të vlerësojmë raportin e rrezatimit rënës në një sipërfaqe të pjerrët me atë në një sipërfaqe horizontale duke e konsideruar tufën rënëse të difuzuar dhe atë të reflektuar të ndara. Vlerësimi i rrezatimit në një sipërfaqe të pjerrët kërkon njohuri në lidhje me pozicionin e diellit në lidhje si me sipërfaqen vertikale ashtu edhe me normalen. Rrezatimi rënës, i difuzuar dhe ai i reflektuar varen nga disa faktorë midis sipërfaqes dhe atmosferës. Të dy faktorët janë funksione të pozicionit të sipërfaqes në lidhje me horizontin.

Gjeometria e nevojshme për të analizuar problemin përshkruhet në termat e tre këndeve siç tregohet në figurën 6.1. Këndi që tregon pjerrësinë e sipërfaqes, β është këndi ndërmjet normales së sipërfaqes me vertikalen. Këndi i rënies θ , është këndi ndërmjet rrezes që vjen nga dielli dhe normales së sipërfaqes. Këndi i zenitit θ_z , është këndi ndërmjet vertikales dhe një rrezeje që vjen nga dielli ([Mitchell, 1983](#)).

Njohja e nivelit të rrezatimit diellor për një vend të caktuar është një parakusht për çdo instalim të një sistemi diellor. Pozicioni i dukshëm i diellit në lidhje me një plan në tokë është i ndryshueshëm dhe varet nga disa faktorë gjeometrike. Këndi i deklinacionit δ mund të përcaktohet nga ekuacioni:

$$\delta = 23.45 \sin \left(360 \times \frac{284 + n}{365} \right) \quad (6.1)$$

Ku n është numri i ditëve të vitit sipas kalendarit Julian, $1 \leq n \leq 365$, duke filluar nga 1 janari. Për një kolektor diellor në hemisferën veriore, nëse sipërfaqja ballore pozicionohet normal me rrezen rënëse gjatë mesit të ditës për të kapur rrezatimin diellor maksimal, pjerrësia e kolektorit duhet të jetë:

$$\beta_{z,noon} = |\varphi - \delta| \quad (6.2)$$

Ku $\beta_{z,noon}$ është pjerrësia e sipërfaqes së kolektorit në mesin e ditës, dhe φ është gjerësia gjeografike e pozicionit ku është vendosur kolektori, ai ka vlerë pozitive në veri, zero në ekuator dhe negative në jug. Marrëdhënia e përgjithshme e këtyre parametrave që lidh deklinacionin, gjerësinë gjeografike, këndin e azimitit, këndin orar, dhe këndin e rrezes rënëse jepet si më poshtë (R.Pedros, J.L. Gomez-Amo, C.R. Marc, M.P.Utrilla, S.Grandia, F.Tena, J.A.Martinez Lozano):

$$\begin{aligned} \cos\theta = \sin\delta\sin\varphi\cos\beta - \sin\delta\cos\varphi\sin\beta\cos\gamma + \cos\delta\cos\varphi\cos\beta\cos\omega \\ + \cos\delta\sin\varphi\sin\beta\sin\omega \end{aligned} \quad (6.3)$$

Ku θ është këndi i rënies së rrezes diellore, β është pjerrësia, γ është këndi i azimitit të sipërfaqes (e shënuar zero sipas jugut, pozitiv në perëndim, dhe negative në lindje) dhe ω është këndi orar (15° për orë zhvendosur nga meridiani lokal, paradite negative, dhe pasdite pozitive) (Khai Mun Ng, 2014).

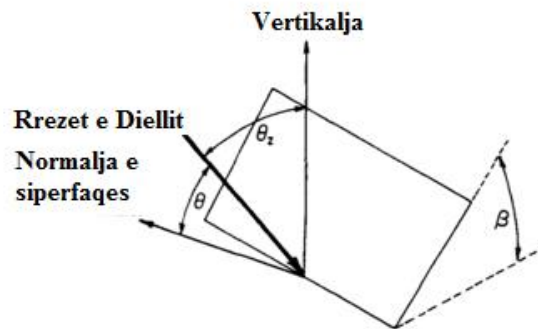


Figura 6.1 Gjeometria e nevojshme për përcaktimin e rrezatimit rënës

6.2 Energjia diellore konsiderata të përgjithshme

Ka shumë modele për vlerësimin e shpërndarjes territoriale të rrezatimit të përgjithshëm diellor, duke marrë parasysh seritë kohore shumëvjeçare të rrezatimit diellor dhe ato të diellzimit. Në vlerësimin e regjimit të rrezatimit diellor përcaktues janë faktorët e mëposhtëm:

- Gjerësia gjeografike e vendit, që përcakton potencialin e mundshëm teorik të energjisë diellore që merr sipërfaqja horizontale e tokës.
- Topografia (e lidhur ngushtësisht me shkallën e zënies së horizontit nga pengesa natyrore), që përcakton potencialin e mundshëm praktik të energjisë diellore që merr sipërfaqja horizontale e tokës.
- Sistemet barike (rastisja dhe kohëzgjatja e tyre) që përcaktojnë veçoritë e regjimit të vranësirës.

Është e qartë që për vendin tonë dy faktorët e fundit kanë ndikimin më të madh në përcaktimin e veçorive të energjisë diellore. Ndikimi i të dy faktorëve është në të njëjtin drejtim, në atë të zvogël-imit të sasisë së rrezatimit diellor në brendësi të territorit. Është evidente që sasia e rrezatimit diellor e matur në stacion është më e vogël se sa ajo që merr realisht një sipërfaqe toke e ndodhur në një pllaje ose në vendet me lartësi relativisht më të mëdha. Nga ana tjetër, duke analizuar regjimin e vranësirës në territor, vërejmë që mesatarisht vranësira rritet nga 5 ballë në zonën fushore deri në 6-7 ballë në zonat malore. Kjo gjë sjell gjithashtu zvogëlimin e sasisë së rrezatimit diellor që vjen në tokë. Në rastin e studimit të mundësisë së përdorimit të rrezatimit diellor si burim energjie efektin zvogëlues të faktorit të topografisë mund ta mënjanojmë apo ta reduktojmë duke rekomanduar zona të cilat janë pllaja në lartësi relativisht të mëdha të cilat kanë një horizont të hapur. Ndërkohë nënvizojmë që efekti i rastisjes dhe kohëzgjatjes së sistemeve barike nuk mund të mënjanohet për vetë karakterin stokastik të dukurive atmosferike. Si rezultat i veprimit të këtyre faktorëve është edhe shpërndarja në territor e sasisë vjetore të rrezatimit diellor dhe e orëve me diell të cilat paraqiten në hartat e mëposhtme ([Prof. Sulejman Xhelepi, 2007](#)). Në studimin tonë kemi marrë në konsideratë edhe një faktor tjetër përveç tre faktorëve të përmendur më lart, faktori i pranisë së aerosolëve në atmosferë, i cili modifikon rrezatimin diellor që vjen në Tokë, rrjedhimisht duke ndikuar në potencialin real të energjisë diellore që vjen në Tokë.

6.2.1 Potenciali

Siç mund të shihet edhe nga kjo hartë vendi ynë merr një sasi të konsiderueshme energjie që vjen nëpërmjet rrezatimit diellor. Kjo sasi luhet nga 1200 kWh/m² në pjesën verilindore të vendit (zona që merr më pak energji të rrezatimit diellor) deri në mbi 1600 kWh/m² në zonën e Myzeqesë, e cila është zona më e pasur me këtë lloj energjie. Rrezatimi mesatar ditor diellor mund të ndryshojë nga një minimum prej 3.2 kWh/m² në pjesën verilindore të Shqipërisë (ditë në Kukës) deri në një maksimum prej 4.6 kWh/m² në pjesën jugperëndimore (ditë në Fier). Kështu Shqipëria ka një rrezatim mesatar ditor diellor prej 4.1 kWh/m². Duhet theksuar fakti se pjesa më e madhe e territorit të Shqipërisë përfiton një diellzim për më shumë se 2,200 orë në vit, ndërsa mesatarja e orëve me diell në të gjithë vendin është rreth 2,400 orë në vit. Po kështu, pjesa jugperëndimore e Shqipërisë përfiton një diellzim për më shumë se 2,500 orë në vit dhe në Fier janë regjistruar shifra të një diellzim prej 2,850 orë në vit. Në Shqipëri, numri i ditëve me diell luhet nga një mesatare 240 - 260 ditë në vit deri në një maksimum 280 - 300 ditë në vit, për pjesën jugperëndimore (Hido 2006) (Prof. Sulejman Xhelepi, 2007).

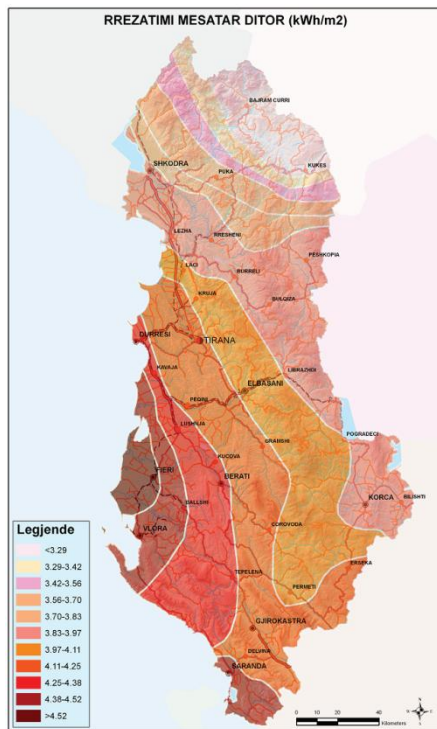


Figure 6-2 Shpërndarja territoriale e rrezatimit ditor mesatar

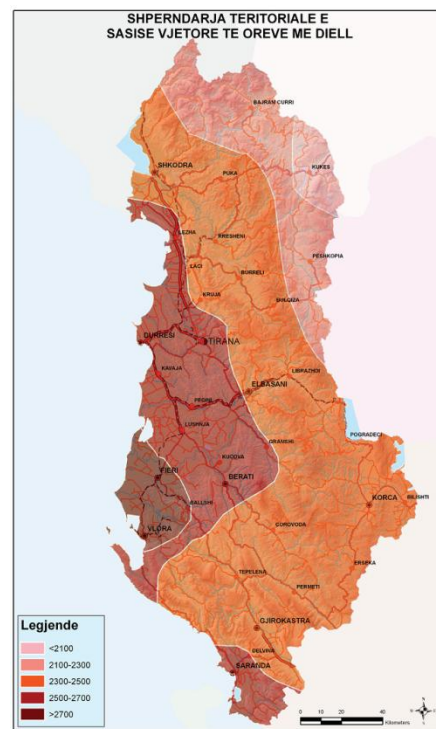


Figure 6-3 Shpërndarja territoriale e numrit mesatar të orëve me diell

6.2 Sistemi dhe metoda e matjes

Aerosolët atmosferike ndikojnë në klimën e tokës duke modifikuar balancën energjetike përmes efekteve direkt, indirektë, dhe gjysmë-direkt. Megjithatë, pasiguria në efektin e aerosolëve në balancën energjetike, shtrihet më shumë së në çdo faktor tjetër. Kjo për shkak të faktit që vetitë fizike, kimike, dhe optike të aerosolëve ndryshojnë shumë në hapësirë dhe në kohë, për shkak të jetëgjatësisë atmosferike të shkurtër, dhe emetimit të tyre jo homogjen ([C.D.Papadimas](#)).

Grimcat e aerosolëve absorbojnë dhe shpërhapin rrezatimin me gjatësi vale të shkurtër, duke zvogëluar rrezatimin diellor në sipërfaqe. Çdo ndryshim në terma afatgjatë të përmbajtjes së atmosferës me aerosolë do të shkaktojë ndryshime në rrezatimin diellor. Megjithatë ky lloj vlerësimi ka një pasiguri të lartë për shkak të arsyeve të mëposhtme:

1. Treguesi i thyerjes për aerosolët me përbërje dhe madhësi/ formë të ndryshme në një gjatësi të caktuar valë, nuk njihet.
2. Profili vertikal i formës dhe i shpërndarjes në madhësi të grimcave nuk njihet.
3. Përqendrimi i aerosolëve në atmosferë ka një karakter të fortë lokal, në këtë mënyrë matjet direkt dhe indirekte janë të rastësishme.

Ndryshimet me të njëjtën shenjë (rritje ose zvogëlim) në rrezatimin diellor të difuzuar shkaktohen nga shpërhapja e aerosolëve në atmosferën në mungesë të re (B.Bartok).

Rrezatimi diellor mund të llogaritet nga disa modele numerike, të cilat parametrizohen nga një numër i caktuar parametrash hyrës që karakterizojnë përshkueshmërinë, gjendjen e atmosferës dhe kushtet e terrenit ([Cebcauer T.Šuri, 2010](#)), ([Suri M., 2010](#)).

Ndryshimet stokastike të kushteve të atmosferës (në kushtet pa re) përcaktohen nga ndryshimet në përqendrimin e përbërësve të atmosferës, kryesisht aerosolëve, avujve të ujit dhe ozonit. Saktësia e llogaritjeve në kushtet e qiellit të pa re, kryesisht rrezatimi diellor i drejtëpërdrejtë (DNI) është i ndjeshëm nga prania e aerosolëve.

Kemi analizuar nga pikëpamja sasiore efektin e aerosolëve në zvogëlimin e energjisë diellore që bie në një sipërfaqe horizontale në kushtet e qiellit pa re, duke vlerësuar gjithashtu ndryshimin kohor të energjisë diellore, këtë vlerësim e kemi bërë në shkallë ditore dhe orare, duke marrë në

konsideratë edhe efektet që e modifikojnë atë, siç janë lagështia relative e ajrit shpejtësia e erës, dhe këndi i rënies së rrezatimit diellor.

Për të përcaktuar ndikimin e përqendrimit të aerosolëve në atmosferë, kemi përdorur zvogëlimin e rrezatimit diellor nga numri i ditëve pas shiut të fundit. Rrezatimi diellor që bie në një sipërfaqe horizontale ndikohet nga disa parametra: lagështia relative e ajrit, aerosolët, dhe dhe nga këndi i rënies së rrezes diellore. Ne kemi përdorur përshkueshmërinë e ajrit pas një periudhe shiu dhe kemi supozuar si dite referencë ditën kur ka pasur reshje. Ditët e tjera konsiderohen si ditë pas shiut të fundit. Për të vënë në dukje ndikimin e aerosolëve në rrezatimin që bie në një sipërfaqe horizontale, kemi marrë në llogari edhe ndikimin e lagështisë relative të ajrit dhe shpejtësinë e erës dhe këndit të rënies. Pas vlerësimit të çdo kontributi në rrezatimin diellor, kemi korrigjuar këto kontribute duke vënë në dukje vetëm ndikimin e aerosolëve në atmosferë në rrezatimin diellor.

Të dhënat e analizuara janë marrë nga stacionet meteorologjike të sipërpërmendur.

6.3 Ecuria ditore e energjisë diellore rënëse në Tiranë

Ndotjet urbane/ industriale dhe tymrat nga djegiet e bimëve janë kryesisht antropogjenë, ndërsa pluhurat dhe aerosolët detare janë kryesisht natyrale. Aerosolët antropogjenë dhe natyrale nuk mund të dallohen shumë lehtë nga njëra-tjetra. Arsyeja është që aerosolët antropogjenë dhe natyrore kanë dimensione të ndryshme që shtrihen në të gjithë zonën e madhësive të aerosolëve të vogla dhe të mëdha. Megjithatë një nga karakteristikat kryesore të aerosolëve antropogjenë është ndryshimi në kohë i tyre nga aktiviteti njerëzor i cili është edhe burimi i aerosolëve. Aerosolët urbane vijnë kryesisht për shkak të aktivitetit të banorëve, kryesisht nga transporti (Suri M., 2010), (C.E.Chung, 2013) (1984).

Gjatë natës, kur aktiviteti urban zvogëlohet, aerosolët antropogjenë pritet të dekantojnë. Pritet që të ndodhin disa ndryshime në vlerën e matur të energjisë diellore në njësinë e kohës në njësinë e sipërfaqes gjatë orëve paradite, vëzhgimet paraprake tregojnë që energjia diellore në njësinë e kohës në njësinë e sipërfaqes që vjen në tokë është shumë i ndjeshëm ndaj fluktuacioneve të pranishme të cilat ndikojnë shumë në rezultatet e matjes. Për të zvogëluar gabimet që vijnë nga efektet e lartpërmendura, në mënyrë të kujdesshme është kontrolluar qielli gjatë gjithë ditës

dhe janë hequr të dhënat e matura gjatë ditëve me kalime të pakta vranësirash. Gjithashtu, në të gjitha rastet në mënyrë të kujdesshme janë krahasuar të dhënat e matura çdo gjysmë ore për rrezatimin diellor me ato të një dite standarde pa re për të kontrolluar nëse prani të rastit të reve në një kohë të caktuar japin matje jo të sakta.

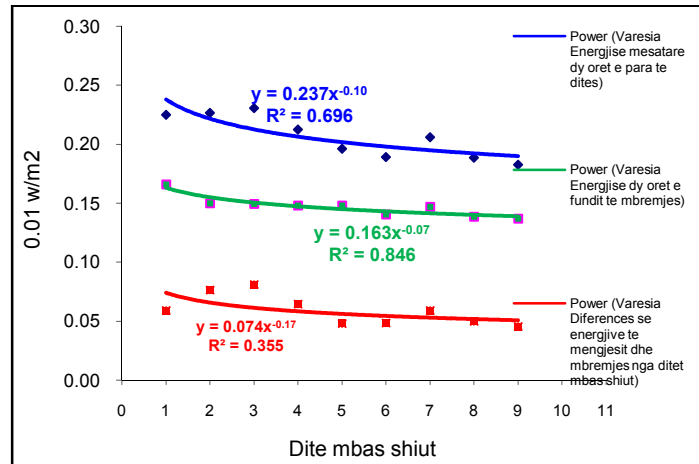


Figura 6.4 Varësia e energjisë mesatare dy orët e para të mëngjesit dhe dy orët e fundit të mbrëmjes nga ditët pas shiut dhe diferenca ndërmjet tyre. Të dhënat deri 15.07.2011. Stacioni i FIE

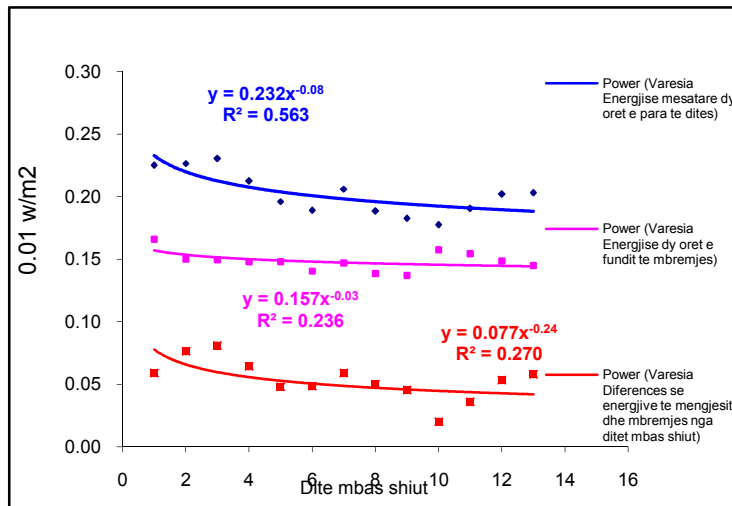


Figura 6.5 Varësia e energjisë mesatare dy orët e para të mëngjesit dhe dy orëve të fundit të mbrëmjes si dhe diferenca ndërmjet tyre nga ditët mbas shiut. Të dhënat deri 19.07.2011. Stacioni FIE

Për të vërtetuar natyrën antropogjene të aerosolëve, për ndryshimet periodike ndërmjet energjisë diellore paradite me atë pasdite, janë krahasuar energjia diellore që bie në një sipërfaqe horizontale gjatë dy orëve të para pas lindjes së diellit dhe energjisë diellore që bie në një sipërfaqe horizontale gjatë dy orëve të fundit me numrin e ditëve pas shiut të fundit. Kurba tregon diferencën ndërmjet energjisë paradite dhe energjisë pasdite me numrin e ditëve pas shiut të fundit.

Në figurën 6.4 paraqiten varësitë e energjisë dy orët e para të mëngjesit, dy orët e fundit të mbrëmjes, si dhe diferenca ndërmjet tyre kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit. Kurba blu paraqet varësinë e energjisë dy orët e para të mëngjesit kundrejt numrit të ditëve pas shiut. Ekuacioni që përshkruani më mirë këtë varësi së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet si më poshtë:

$$E = 0.237 * N^{-0.10} \quad (6.4)$$

$$R^2 = 0.696$$

Kurba jeshile paraqet varësinë e energjisë dy orët e fundit të mbrëmjes kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit. Ekuacioni i regresit së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet:

$$E = 0.163 * N^{-0.07} \quad (6.5)$$

$$R^2 = 0.846$$

Kurba e kuqe paraqet varësinë e diferencës së energjisë dy orët e para të mëngjesit me dy orët e fundit të mbrëmjes kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit. Ekuacioni i regresit së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet:

$$E = 0.074 * N^{-0.17} \quad (6.6)$$

$$R^2 = 0.846$$

Në figurën 6.5 paraqiten varësitë e energjisë dy orët e para të mëngjesit, dy orët e fundit të mbrëmjes, si dhe diferenca ndërmjet tyre kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit. Kurba blu paraqet varësinë e energjisë dy orët e parë të mëngjesit kundrejt numrit të ditëve pas shiut. Ekuacioni që përshkruani më mirë këtë varësi së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet si më poshtë:

$$E = 0.232 * N^{-0.08} \quad (6.7)$$

$$R^2 = 0.563$$

Kurba lejla paraqet varësinë e energjisë dy orët e fundit të mbrëmjes kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit. Ekuacioni i regresit së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet:

$$E = 0.157 * N^{-0.03} \quad (6.8)$$

$$R^2 = 0.236$$

Kurba e kuqe paraqet varësinë e diferencës së energjisë dy orët e para të mëngjesit me dy orët e fundit të mbrëmjes kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit. Ekuacioni i regresit së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet:

$$\Delta E = 0.077 * N^{-0.24} \quad (6.9)$$

$$R^2 = 0.270$$

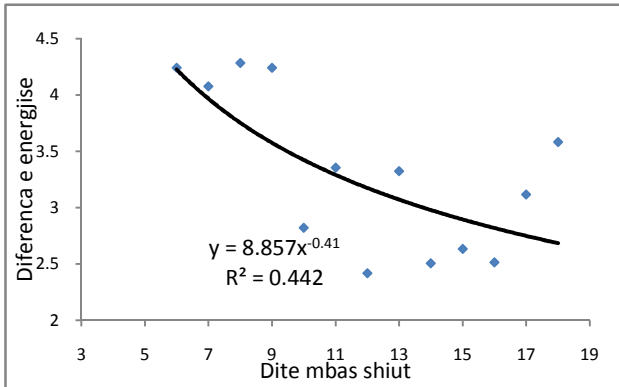


Figura 6.6 Varësia e diferencës së energjisë mesatare paradite me energjinë mesatare pasdite, e korrigjuar nga lagështia relative e ajrit dhe shpejtësia e erës. Stacioni i FIM&IF.

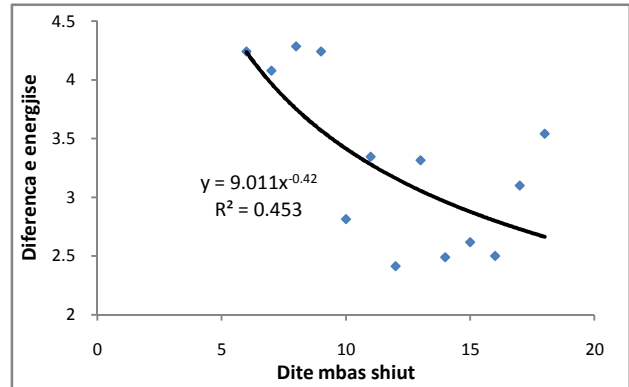


Figura 6.7 Varësia e diferencës së energjisë mesatare paradite me energjinë mesatare pasdite, e korrigjuar nga tre faktorët. Stacioni i FIM&IF

Lagështia relative e ajrit dhe shpejtësia e erës janë dy faktorë që shkaktojnë fluktuacione domethënëse në energjinë diellore në njësinë e kohës në njësinë e sipërfaqes, faktorë të cilët mund të shkaktojnë ndryshime në efektet e shkaktuara për shkak të ndryshimit në përqendrimin e aerosolëve në atmosferë në një ditë pa re. Për të njohur efektet e shpejtësisë së erës dhe lagështisë relative të ajrit, të cilat janë të pamundura për tu kontrolluar, kemi studiuar lidhjen ndërmjet të dhënave të matura të energjisë diellore në njësinë e sipërfaqes në njësinë e kohës dhe shpejtësisë së erës dhe lagështisë relative gjatë të njëjtës kohë respektivisht. Të dhënat e matura për energjinë diellore në njësinë e sipërfaqes në njësinë e kohës më pas janë korrigjuar për të zvogëluar kontributin e lagështisë dhe shpejtësisë së erës.

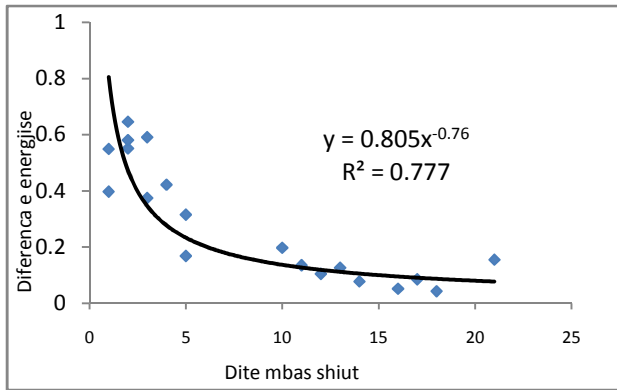


Figura 6.8 Varësia e diferencës së energjisë mesatare paradite me energjinë mesatare pasdite, e korigjuar nga lagështia relative e ajrit dhe shpejtësia e erës. Stacioni i Shkodrës

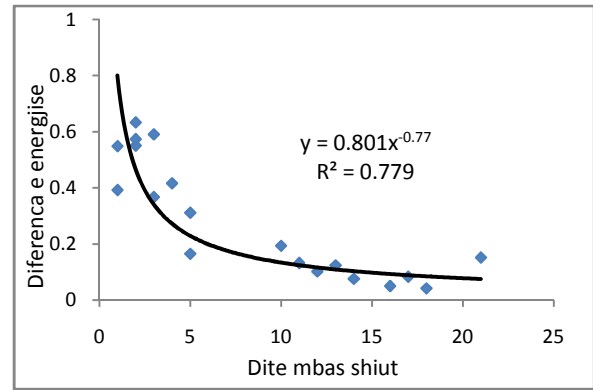


Figura 6.9 Varësia e diferencës së energjisë mesatare paradite me energjinë mesatare pasdite, e korigjuar nga te tre faktorët. Stacioni i Shkodrës

([Aerosols properties and their impact on climate, 2009](#)) Në figurën 6.6 paraqitet varësia e diferencës së energjisë mesatare pasdite me energjinë mesatare paradite kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit. Ekuacioni i dalë nga analiza e regresit së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet si më poshtë:

$$\Delta E = 9.011 * N^{-0.42} \quad (6.10)$$

$$R^2 = 0.453$$

Në figurën 6.7 paraqitet varësia e diferencës së energjisë mesatare pasdite me energjinë mesatare paradite kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit. Ekuacioni i dalë nga analiza e regresit së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet si më poshtë:

$$\Delta E = 8.857 * N^{-0.41} \quad (6.11)$$

$$R^2 = 0.442$$

Të dhënat janë marrë nga stacioni meteorologjik i FIM&IF-it

Në figurën 6.8 paraqitet varësia e diferencës së energjisë mesatare pasdite me energjinë mesatare paradite kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit, i korrigjuar nga lagështia relative e ajrit dhe nga shpejtësia mesatare e erës. Ekuacioni i dalë nga analiza e regresit së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet si më poshtë:

$$\Delta E = 0.805 * N^{-0.77} \quad (6.12)$$

$$R^2 = 0.777$$

Në figurën 6.9 paraqitet varësia e diferencës së energjisë mesatare pasdite me energjinë mesatare paradite kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit, i korrigjuar nga të tre faktorët. Ekuacioni i dalë nga analiza e regresit së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet si më poshtë:

$$\Delta E = 0.801 * N^{-0.76} \quad (6.13)$$

$$R^2 = 0.779$$

Është vënë re që ndodhin disa ndryshime në vlerën e matur të energjisë diellore në njësinë e kohës në njësinë e sipërfaqes gjatë orëve paradite, dhe gjatë orëve pasdite për shkak të aktivitetit antropogjenikë gjatë ditës. Ky fakt mund të jetë një tregues i origjinës antropogjenikë të aerosolëve. Kemi krahasuar energjinë diellore në njësinë e kohës në njësinë e sipërfaqes gjatë orëve paradite dhe gjatë orëve pasdite për të njëjtat ditë pa re. Kjo diferencë është gjithmonë pozitive për të cilën mendojmë se është një provë shume e besueshme e efektit të aktivitetit antropogjenikë gjatë ditës. Zvogëlimi i kësaj difference me kalimin e ditëve pa re tregon një trend ekuilibri dinamik ndërmjet procesit të dekantimit të aerosolëve gjatë natës dhe procesit të gjenerimit të tyre gjatë ditës.

Rezultati i fundit së bashku me koeficientin e korrelacionit relativisht të lartë, konfirmon supozimin tonë kur analizuam të dhënat e mësipërme, që ka një probabilitet të lartë të zvogëlimit të energjisë diellore që është i lidhur me aktivitetin antropogjenikë gjatë ditës. Gjithashtu, zvogëlimi i shpejtë i kësaj difference me numrin e ditëve pas shiut të fundit, përsëri tregon një

trend ekuilibri dinamik ndërmjet procesit të dekantimit të aerosolëve gjatë natës dhe procesit të gjenerimit të tyre gjatë ditës.

6.4 Zvogëlimi relativ i Energjisë diellore rënëse në të tre vendmatjet

Projektimi dhe performanca e sistemeve të energjisë diellore për shumë zbatime (industriale, shtëpiake, dhe në prodhimin e elektricitetit) varet shumë nga kushtet lokale të energjisë diellore në njësine e sipërfaqes. Përveç ndikimit në buxhetin global të rrezatimit të sistemit tokë-atmosferë, aerosolët kanë një ndikim domethënës në një shkallë më të vogël duke ndikuar në buxhetin energjetik si në shtresën në të cilën ato janë të pranishme edhe në sipërfaqe ([Remote Sensing digital image analysis: an introduction, 1993](#)), ([Y.Fouquart, 1987](#))

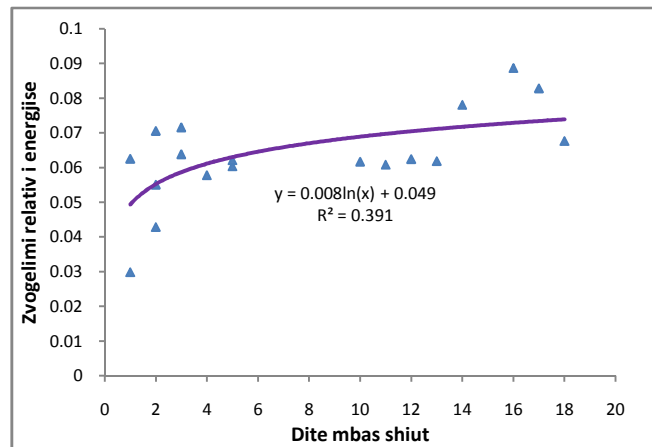


Figura 6.10 Zvogëlimi relativ i energjisë i korigjuar nga të tre faktorët. Stacioni i Shkodrës

Duke supozuar që aerosolët kanë karakteristika të ndryshme siç është përbërja kimike, shpërndarja në madhësi, përqendrimi vertikal në masë, dhe vetitë optike, zvogëlimi i rrezatimit diellor lidhet vetëm me rritjen e përqendrimit të tyre në atmosferë. Vëzhgimet e tanishme që lidhen me efektin e aerosolëve lokale në buxhetin e rrezatimit janë shumë të vogla. ([Hussein A Kazem, 2013](#)) ([Vijayakumar S. Nair, 2009](#)).

Ne studiuam efektin e ndotjeve urbane në buxhetin e rrezatimit diellor në qytetin e Tiranës, dhe Shkodrës. Duke e supozuar atmosferën pas një shiu intensiv si një “atmosferë të pastër”, që është atmosfera me përqendrimin minimal të aerosolëve dhe energjinë diellore maksimale që

vjen në tokë, çdo zvogëlim i energjisë diellore në ditët pa re pas shiut, shkaktohet nga rritja e përqendrimit të aerosolëve në atmosferë.

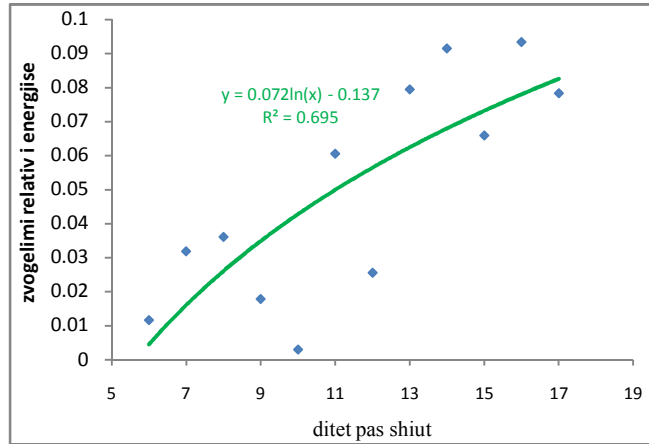


Figura 6.11 Zvogëlimi relativ i energjisë i korrigjuar nga të tre faktorët. Stacioni i FIM&IF-it

Grafikët e mëposhtëm tregojnë zvogëlimin relativ i energjisë diellore në një sipërfaqe horizontale në ditët pa re kundrejt numrit të ditëve pas një shiu intensiv. Energjia diellore që bie në njësinë e sipërfaqes horizontale gjatë ditës së parë pas shiut të fundit është marrë si vlerë referencë e energjisë diellore e “atmosferës së pastër”. Zvogëlimi relativ llogaritet si diferencë e energjisë diellore në “atmosferën e pastër” me energjinë diellore në ditën e N-të e pjesëtuar me energjinë diellore në “atmosferën e pastër”

Në figurën 6.10 paraqitet zvogëlimi relativ i energjisë i korrigjuar nga të tre faktorët, për stacionin e Shkodrës. Ekuacioni që përshkruan më mirë së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet:

$$\frac{E_1 - E_N}{E_1} = 0.008 \ln(N) + 0.049 \quad (6.14)$$

$$R^2 = 0.391$$

Matjet janë kryer gjatë muajit qershor 2012 gjatë tetëmbëdhjetë ditëve radhazi.

Në figurën 6.11 paraqitet zvogëlimi relativ i energjisë i korrigjuar nga të tre faktorët, për stacionin e FIM&IF-it. Ekuacioni që e përshkruan më mirë së bashku më koeficientin e korrelacionit jepet:

$$\frac{E_1 - E_N}{E_1} = 0.072 \ln(N) - 0.137 \quad (6.15)$$

$$R^2 = 0.695$$

Matjet janë kryer gjatë muajit korrik 2015 gjatë Shtatëmbëdhjetë ditëve radhazi.

Në figurën 6.12 paraqitet zvogëlimi relativ i energjisë i korrigjuar nga lagështia relative e ajrit dhe nga shpejtësia e erës, për stacionin e FIM&IF-it. Ekuacioni që përshkruan më mirë së bashku më koeficientin e korrelacionit jepet:

$$\frac{E_1 - E_N}{E_1} = 0.201 \ln(N) - 0.453 \quad (6.16)$$

$$R^2 = 0.919$$

Matjet janë kryer gjatë muajit nëntor 2015 gjatë njëzet ditëve radhazi.

Në figurën 6.13 paraqitet zvogëlimi relativ i energjisë i korrigjuar nga të tre faktorët, nga lagështia relative e ajrit, nga shpejtësia e erës dhe nga këndi i rënies së rrezatimit diellor.

$$\frac{E_1 - E_N}{E_1} = 0.278 \ln(N) - 0.648 \quad (6.17)$$

$$R^2 = 0.969$$

Është për tu theksuar që rrezatimi diellor që vjen në tokë ndikohet shumë nga ndryshimet në përqendrimin e aerosolëve në atmosferë.

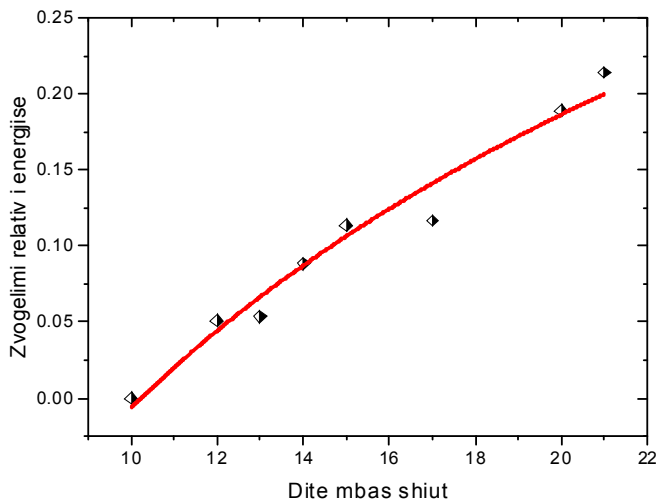


Figura 6.12 Zvogëlimi relativ i energjisë i korrigjuar nga lagështia relative dhe shpejtësia e erës. Stacioni i FIM&IF

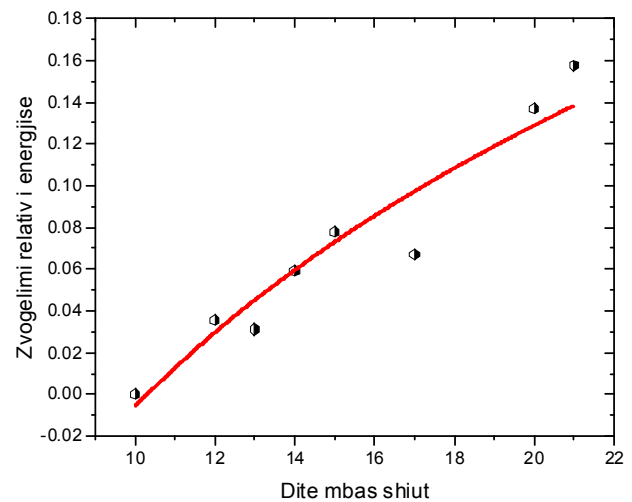


Figura 6.13 Zvogëlimi relativ i energjisë i korrigjuar nga të tre faktorët. Stacioni i FIM&IF

Në figurën 6.14 paraqitet zvogëlimi relativ i energjisë i korrigjuar nga të tre faktorët, për stacionin e FIE-es. Ekuacioni që e përshkruan më mirë së bashku me koeficientin e korrelacionit jepet:

$$\frac{E_1 - E_N}{E_1} = 0.029 \ln(N) - 0.041 \quad (6.18)$$

$$R^2 = 0.507$$

Matjet janë kryer gjatë muajit qershor 2011 gjatë katërmëdhjetë ditëve radhazi.

Është për tu theksuar që rrezatimi diellor që vjen në tokë ndikohet shumë nga ndryshimet në përqendrimin e aerosolëve në atmosferë. Nga figura 6.15 duket që kurba që paraqet zvogëlimin relativ të energjisë për stacionin e Shkodrës ka një ngopje më të shpejtë, e krahasuar me kohën e ngopjes së për dy stacionet e tjera. Pesëmbëdhjetë ditë pas shiut të fundit përafërsisht koha e nevojshme që të arrihet edhe ngopja rrezatimi diellor që bie në njësinë e sipërfaqes në njësinë e

kohës bie më 3.1 % në qytetin e Shkodrës, ndërsa për qytetin e Tiranës kjo rënie është me 8.5 % për stacionin e FIE-es, dhe me 18.4 % për stacionin e FIM&IF-it. Të dhënat e mësipërme tregojnë që zvogëlimi relativ i energjisë është shumë i lidhur me aktivitetin antropogjenikë, kryesisht nga trafiku i makinave afër stacionit meteorologjik.

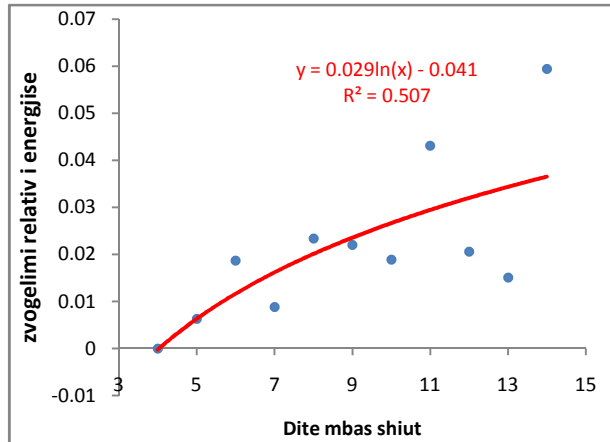


Figura 6.14 Zvogëlimi relative i energjisë i korigjuar nga të tre faktorët. Stacioni i FIE-es

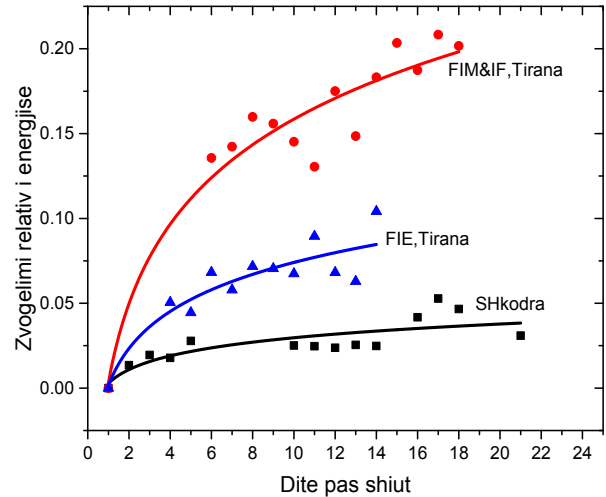


Figura 6.15 Zvogëlimi relative i energjisë i korigjuar nga të tre faktorët. Tre stacionet

Përfundime dhe puna në vazhdimësi

Metoda e propozuar është një metodë e re e papërdorur nga autorë të tjerë, e mbështetur në përdorimin e instrumenteve të thjeshtë dhe në disa hipoteza origjinale të përligjura nga rezultatet eksperimentale. Një ndër përparësitë e rëndësishme të metodës është mundësia për monitorimin e vazhdueshëm dhe afatgjatë i gjendjes së aerosolëve në atmosferë duke shfrytëzuar të dhënat për intensitetin e rrezatimit diellorë aktuale dhe historike të marra nga stacione të ndryshme meteorologjike. Metoda ofron gjithashtu informacion të rëndësishëm për vlerësimin e ndikimit të përmbajtjes së aerosolëve në atmosferë në potencialet lokale të energjisë diellore dhe për përcaktimin e natyrës kryesisht antropogjenë të burimeve të aerosolëve në qendrat e banuara.

Hipoteza bazë e kësaj metode është krahasimi i ndryshimit të nivelit të intensiteteve të rrezatimit diellor në sipërfaqen e tokës gjatë një serie të njëpasnjëshme ditësh të kthjellëta me atë të ditës së parë të kthjelltë mbas shiut. Për këdo që ka një eksperiencë në të dhënat meteorologjike janë të kuptueshme vështirësitë që hasen gjatë përcaktimit dhe vlerësimit të ditëve të kthjellëta, mënjanimi të ndikimit të vranësirave kalimtare, të lagështisë së atmosferës, të shpejtësisë së erës, të ndryshimit të vazhdueshëm ditor dhe vjetor të pjerrësisë së rënies të rezeve të diellit, të ndryshimit të përqendrimit të aerosolëve në periudha të ndryshme të ditës e shumë faktorë të tjerë që për shkak të natyrës së tyre statistike dhe pamundësisë për ti kontrolluar kërkojnë kohë të gjatë për përzgjedhjen e të dhënave, vlerësim të kujdesshëm, njohje të gjerë të dukurisë si dhe përdorimin e instrumenteve matematike të përshtatshme.

Për të vërtetuar idenë tonë, që këto modifikime në intensitetin të rrezatimit diellor vijnë kryesisht për shkak të veprimtarisë njerëzore, kemi analizuar varësinë e energjisë diellore paradite, energjinë dy orët e para të ditës, energjinë pasdite, energjinë dy orët e fundit të ditës, kemi përcaktuar varësinë e diferencës së energjisë paradite me atë pasdite, të energjisë dy orët e para të ditës me dy orët e fundit të ditës, kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit. Rezultatet tregojnë që varësia e diferencës së energjisë, kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit, zvogëlohet sipas një funksioni $\Delta E = A N^{-\alpha}$ ku α është një koeficient që lidhet me thellësinë

optike të aerosolëve, N është numri i ditëve pas shiut të fundit, A është një koeficient që varet nga vlerat e matura të energjive paradite dhe pasdite. Koeficientet e korrelacionit R^2 për këto varësi luhaten nga 270 deri në 0.779. Përqendrimi i aerosolëve në atmosferën e Tiranës është shumë dinamik. Ai ndryshon nga dita në ditë, dhe nga mëngjesi në mbrëmje. Përqendrimi i aerosolëve rritet me kalimin e ditëve pas shiut të fundit. Është interesante për tu shënuar që intensiteti i energjisë diellore paradite është kurdoherë më i madh se ai pasdite, pra diferenca është në mënyrë të qëndrueshme pozitive, fakt që mbështet përfundimin tonë që ndryshimet ditore në përqendrimin e aerosolëve janë të lidhur kryesisht me aktivitetin antropogjenik gjatë ditës. Megjithatë, diferenca ka tendencë të zvogëlohet me kalimin e ditëve pas shiut të fundit, fakt që dëshmon prirjen drejt një baraspeshe dinamike ndërmjet procesit të dekantimit të aerosolëve gjatë natës dhe procesit të gjenerimit të tyre gjatë ditës.

Ndryshimet e vazhdueshme të lagështisë relative dhe shpejtësisë së ajrit janë dy faktorët kryesorë që shkaktojnë modifikim të të dhënave mbi ndikimin veprimtarisë antropogjenike në përqendrimin e aerosolëve në atmosferë dhe, si rrjedhojë, në vlerat e pritshme të intensitetit të energjisë diellore që vjen në sipërfaqen e tokës. Vlerësimi të ndikimit të këtyre dy faktorëve i është kushtuar vëmendje e veçantë me synim mënjanimin e ndikimit të faktorëve anësor dhe përmirësimin e saktësisë së vlerësimeve.

Për të vlerësuar nga pikëpamja sasiore ndikimet e këtyre elementëve është shfrytëzuar analiza e regresit të shumëfishtë duke qenë se kemi më shumë se një faktor të marrë në konsideratë. Ekuacionet e dalë nga kjo analizë janë përdorur për të bërë korrigjimet përkatëse.

Lagështia relative e ajrit ka një efekt negativ në energjinë diellore që vjen në sipërfaqen e tokës, që do të thotë një rritje e lagështisë relative çon në zvogëlimin e energjisë diellore që bie në tokë. Analiza e regresit jep një marrëdhënie lineare ndërmjet këtyre dy madhësive. Ekuacioni që përshkruan më mirë varësinë e intensitetit të rrezatimit diellor kundrejt lagështisë relative të ajrit është i trajtës: $I = -B * H + C$. Në fakt ndikimi i lagështisë relative në energjinë diellore që vjen në tokë, është më i ndërlikuar, sepse aerosolët ndryshojnë dimensionet e tyre me ndryshimin e lagështisë duke ndryshuar edhe regjimin e bashkëveprimit të dritës me grimcat, por ky ndikim jo linear, siç duket, fshihet nga shpërndarja e madhe e rezultateve dhe ndikimi jo themelor i këtij faktori krahasuar me përqendrimin e aerosolëve.

B, dhe C janë koeficiente që varen nga vlerat e matura të intensitetit. Koeficientet e korrelacionit të varësisë së intensitetit të rrezatimit diellor ose energjisë që bie në tokë nga lagështia relative e ajrit, luhaten nga 0.110 në rreth 0.320.

Nga ana tjetër shpejtësia e erës ka një efekt pozitiv në energjinë diellore që bie në tokë, që do të thotë një rritje e shpejtësisë së erës, rrit edhe intensitetin e rrezatimit diellor që vjen në sipërfaqen e tokës. Arsyeja e këtij efekti është se rritja e shpejtësisë së erës intensifikon zhvendosjen hapësinore të aerosolëve. Ekuacioni që përshkruan më mirë varësinë e intensitetit të rrezatimit diellor kundrejt shpejtësisë së erës është i trajtës: $I = D * v + E$

Ku D, dhe E janë koeficiente që varen nga vlerat e matura të intensitetit. Koeficientet e korrelacionit janë luhaten në vlerat 0.220- 0.330. Në zonat më të ndotura koeficientet e korrelacionit për varësinë e energjisë që vjen në tokë nga shpejtësia e erës, rriten.

Për të vlerësuar ndikimin e aerosolëve në intensitetin e rrezatimit diellor të zhveshur nga ndikimet dytësore të lagështisë së ajrit dhe të erës u përdor ekuacioni i përgjithshëm për korrigjim është i trajtës:

$$I_{korr} = I_{matur} + B * H - D * v$$

Hipoteza bazë e bërë në përcaktimin e kësaj lidhje është që I_{korr} përfaqëson vlerën e pritshme të intensitetit të rrezatimit diellor në kushte hipotetike standarde, pra në kushtet kur lagështia relative e ajrit dhe shpejtësia e erës janë zero.

Për të vlerësuar ndikimin e aerosolëve antropogjenikë në energjinë diellore që bie në një sipërfaqe horizontale, kemi studiuar varësinë e energjisë mesatare ditore, energjisë mesatare paradite, energjisë mesatare pasdite, kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit, këto varësi janë ndërtuar pasi janë bërë korrigjimet për shkak të tre faktorëve: lagështisë relative të ajrit, shpejtësisë së erës dhe këndit të rënies së rrezatimit diellor. Varësitë tregojnë që energjia zvogëlohet me kalimin e ditëve pas shiut të fundit, dhe ekuacioni që i përshkruan më mirë trendin e vijave është i tipit: $E = E_m N^{-\alpha}$, ku E_m është energjia e matur nga stacionet meteorologjike, N është numri i ditëve pas shiut të fundit dhe α është një koeficient që tregon thellësinë optikë të aerosolëve (AOD), α varët nga përqendrimi i aerosolëve në atmosferë. Një vlerë e madhe e α tregon që atmosfera është më e ngarkuar me aerosolë. Koeficientet e

korrelacionit për këto varësi shkojnë deri në $R^2 = 0.951$. ajo që është për t'u theksuar është që pas çdo korigjimi nga secili faktor, koeficientet e korrelacionit rriten. Rritja e koeficienteve të korrelacionit për trendin e vijave përkatëse për çdo rast, e krahasuar me vijat e pa korigjuara është një provë jo e drejtpërdrejtë e vlefshmërisë së idesë tonë.

Për të karakterizuar zvogëlimin e energjisë diellore për shkak të pranisë së aerosolëve në atmosferë, kemi shfrytëzuar zvogëlimin relativ të energjisë. Kemi parë që varësia e zvogëlimit relativ të energjisë diellore kundrejt numrit të ditëve pas shiut të fundit e tipit:

$$\frac{E_1 - E_N}{E_1} = c * \ln(N) - d$$

Ku E_1 është energjia diellore e matur në ditën e parë pas shiut, E_N është energjia diellore e matur në ditën e N-të, c , dhe d janë konstantë të dala nga analiza e regresit. Ne studiuam ndryshimin e energjisë diellore për tre vende, me intensitet të ndryshëm të trafikut. Një pozicion është Shkodra dhe dy pozicionet e tjera janë në Tiranë. Pesëmbëdhjetë ditë pas shiut të fundit, afërsisht koha e nevojshme për të arritur ngopjen (shih grafikun 6.15), energjia diellore në njësinë e sipërfaqes zvogëlohet me 3.1 % për qytetin e Shkodrës, ndërsa zvogëlohet me 8.5 % për stacionin e FIE-es, dhe me 18.4 % për stacionin e FIM&IF-it. Të dhënat e mësipërme tregojnë që zvogëlimi i energjisë diellore në njësinë e sipërfaqes është i lidhur kryesisht me aktivitetin antropogjenikë, kryesisht trafiku në zonën afër stacioneve meteorologjike.

Vlera e paraqitura më sipër përveç se janë një tregues i përqendrimit relativisht të lartë të aerosolëve antropogjenë në atmosferë, japin informacion për potencialin real të energjinë diellore.

Puna në vazhdimësi

Metoda e propozuar ofron mundësi të gjera për analizën dhe vlerësimin e ndikimit të faktorëve të ndryshëm në potencialin e energjisë diellore në një rajon të caktuar. Ajo nuk ka kufizime mbi natyrën historike të burimit të të dhënave meteorologjike, mjafton që ato të përfaqësojnë vlerat reale me shpeshtësinë e mjaftueshme. Ne studimin e paraqitur jemi kufizuar në përcaktimin e metodikës, metodologjisë dhe instrumenteve sa më të përshtatshëm të analizës dhe vlerësimit të

të dhënave. Zbatimi i saj është bërë vetëm për tre stacione matëse të të dhënave meteorologjike, numri i të cilëve mund të zgjerohet në të ardhmen. Po ashtu të dhënat e përdorura janë kufizuar në periudha kohore tipike, duke shmangur natyrën stinore apo vjetore të efekteve, evoluimin kohor të tyre apo historikun e efekteve. Te gjithë këta element mund të jenë objekte të studimeve të ardhme. Po ashtu vetë metoda mund të ketë nevojë për tu përmirësuar, sidomos në vlerësimin më të saktë të ndikimit të lagështisë së ajrit në modifikimin e intensitetit të rrezatimit diellor.

Duke e zbatuar këtë metode për çdo muaj të vitit për disa vite radhazi, dhe duke para zvogëlimin relativ vjetor të energjisë diellore që bie në Tokë, për të nxjerr në dukje ndikimin real në potencialin e energjisë diellore vetëm nga efektet e aerosolëve, rezultatet e të cilit do të shërbenin si ndihmesë e rëndësishme për studimin e fisibilitetit të projekteve të shfrytëzimit të energjisë diellore.

Një objektiv i studimeve tona të së ardhmes është ndërtimi i një metodologjie të ngjashme me atë të përpunuar në këtë studim, por të mbështetur në analizën e rrezatimit ultraviolet. Studimi është në fazat fillestar dhe pritshmëri të vështirë për tu parashikuar. Rrezatimi ultravioletë shfaqet shumë i ndjeshëm ndaj ndikimeve kryesore por dhe anësore. Të ndërtojmë një model ditor dhe vjetor për energjinë diellore që vjen në tokë në territorin e Shqipërisë duke u mbështetur në të dhënat meteorologjike dhe pozicionin gjeografik të saj, duke marrë në konsideratë edhe ndikimin e aerosolëve në energjinë diellore që vjen në tokë.

Të dhënat për të dy stacionet për parametrat e sipërpërmendur jepen në tabelat e mëposhtëme:

Tabela 5.2 Të dhënat meteorologjike të stacionit FIE për muajin mars 2013 dhe 2014

Lageshti a mesatare ditore [%]	Lageshti a mesatare para dite [%]	Lageshtia mesatare mbas dite [%]	Shpejtesi a eres mesatare ditore [m/s]	Shpejtesi a eres mesatare para dite [m/s]	Shpejtesi a eres mesatare mbas dite [m/s]	Energjia llogaritu r ditore [kWh/d]	Energjia llogaritu r para dite [kWh/d]	Energjia llogaritu r mbas dite [kWh/d]	Energjia sipas stacioni t ditore [W/m ²]	Energjia sipas stacioni t para dite [W/m ²]	Energjia sipas stacioni t mbas dite [W/m ²]
46.875	46.91667	46.83333	6.5	3.323077	9.4	4.635	2.3935	2.2415	398.67	205.87	192.8
41.91667	49	34.83333	5.691667	3.066667	8.316667	4.687	2.4625	2.2245	403.14	211.82	191.32
49.875	49.38462	51.75	4.954167	1.969231	7.908333	4.6805	2.459	2.2215	402.6	211.51	191.09
53.79167	63.41667	46.75	5.008333	2.266667	7.483333	4.549	2.3865	2.1625	391.26	205.26	186
53.2069	53.86667	52.5	7.210345	3.413333	11.27857	4.5895	2.4055	2.184	385.01	197.17	187.84
60.06897	63.4	56.5	5.024138	3.413333	6.75	4.798	2.4865	2.3115	406.04	207.23	198.81
48.36	51.69231	44.75	4.616	1.6	7.616667	5.0085	2.6245	2.384	430.78	225.74	205.04
48.41667	50.92308	47	5.418519	2.266667	8.316667	4.976	2.6005	2.3755	427.99	223.66	204.33
38.33333	47.07692	32.33333	4.092593	2.666667	5.741667	5.236	2.748	2.488	450.38	236.38	214
55.79167	53	60.33333	5.659259	1.866667	10.33333	5.0225	2.6555	2.367	431.97	228.4	203.57
65.5	71.53846	60.25	5.285185	2.933333	8.025	4.8655	2.6035	2.262	402.11	223.92	178.19
57.21739	64.33333	49.45455	5.086957	2.4	8.018182	4.418	2.394	2.024	380.01	205.91	174.1
52.88	55.38462	50.16667	4.308	1.230769	7.641667	5.23	2.865	2.365	440.75	239.93	200.82
54.76	65.15385	43.5	8.384	5.453846	11.55833	5.6935	3.013	2.6805	489.73	259.15	230.58
43.8	47.38462	39.91667	4.74	2.707692	6.941667	5.719	3.0955	2.6235	490.17	264.52	225.65

Tabela 5.3 Të dhënat meteorologjike të stacionit FIE për muajin mars 2013 dhe 2014

Lageshti a mesatare ditore [%]	Lageshti a mesatare para dite [%]	Lageshti a mesatare mbas dite [%]	Shpejtesi a eres mesatare ditore [m/s]	Shpejtesi a eres mesatare para dite [m/s]	Shpejtesi a eres mesatare mbas dite [m/s]	Energjia llogaritu r ditore [kWh/d]	Energjia llogaritu r para dite [kWh/d]	Energjia llogaritu r mbas dite [kWh/d]	Energjia sipas stacioni t ditore [W/m2]	Energjia sipas stacioni t para dite [W/m2]	Energjia sipas stacioni t mbas dite [W/m2]
46.52703	47.26316	45.75	2.214865	1.360526	3.116667	4.909667	2.544	2.365667	422.28	218.78	203.5
42.56757	52.15789	32.44444	1.822973	1.044737	2.644444	4.957333	2.609167	2.348167	426.42	234.77	191.65
51.13699	49.26316	53.17143	1.835616	0.897368	2.854286	4.9475	2.611167	2.336333	425.53	224.58	200.95
55.81081	65.42105	45.66667	1.767568	0.976316	2.602778	4.819	2.538833	2.280167	412.21	217.32	194.89
50.27397	52.68421	47.65714	2.658904	1.386842	4.04	5.13	2.74	2.39	405.94	208.94	197
61.55405	66.52632	56.30556	2.044595	1.655263	2.455556	5.1035	2.733333	2.38	428.75	220.13	208.62
48.45946	52.39474	44.30556	1.543243	0.573684	2.566667	5.285333	2.785833	2.4995	454.55	239.58	214.97
49.56757	53.47368	45.44444	2.068919	0.915789	3.286111	5.208333	2.725333	2.483	447.98	234.43	213.55
37.32432	45	29.22222	1.743243	1.292105	2.219444	5.425333	2.824	2.601333	475.19	251.47	223.72
55.67568	51.63158	59.94444	2.02973	0.768421	3.361111	5.249	2.805333	2.443667	448.71	241.31	207.4
67.64865	74.28947	60.63889	1.859459	1.223684	2.530556	5.3	2.805333	2.49	435.12	235.31	199.81
60.51471	68.77143	52.08824	1.880882	0.968571	2.817647	4.7445	2.476	2.2685	407.92	212.8	195.12
54.52778	58.89474	49.64706	1.75	0.9	2.7	5.66	3.03	2.63	469.25	252.02	217.23
51.45	60.66	41.46	3	2.11	3.96	6.0175	3.128167	2.889333	517	268.48	248.52
43.82667	49.10256	38.11111	1.708	1.184615	2.275	6.070833	3.243333	2.8275	522.15	278.97	243.18

Tabela 5.4 Të dhënat statistikore për grafikun 5.5 (viti 2014)

Data	Dite mbas shiut	Energia sipas stacionit para dite	Lageshtia mesatare para dite	devijimi kundrejt mesatares (x-mes)	(x-mes)^2	Varianca (s2)	Standart Deviation
12/ 03 2014	5	218.78	47.26	-8.20	67.255	75.1675	8.669919
13 /03 2014	6	234.77	52.16	-3.31	10.931		
14 /03 2014	7	224.58	49.26	-6.20	38.451		
15/ 03 2014	8	217.32	65.42	9.96	99.140		
16/ 03 2014	9	208.94	52.68	-2.78	7.7278		
17/ 03 2014	10	220.13	66.53	11.06	122.372		
18/ 03 2014	11	239.58	52.39	-3.07	9.421		
19/ 03 2014	12	234.43	53.47	-1.99	3.961		
20/ 03 2014	13	251.47	45.00	-10.46	109.497		
21/ 03 2014	14	241.31	51.63	-3.83	14.688		
22/ 03 2014	15	235.31	74.29	18.83	354.394		

Tabela 5.5 Të dhënat statistikore për grafikun 5.6 (Mars 2014)

Energia sipas stacionit ditore	Lageshtia mesatare ditore	devijimi kundrejt mesatares x-mes	(x-mes)2
422.28	46.53	-5.26	27.709
426.42	42.57	-9.22	85.072
425.53	51.14	-0.65	0.427
412.21	55.81	4.02	16.158
405.94	50.27	-1.52	2.301
428.75	61.55	9.76	95.316
454.55	48.46	-3.33	11.099
447.98	49.57	-2.22	4.9437
475.19	37.32	-14.47	209.285
448.71	55.68	3.88	15.090
435.12	67.65	15.86	251.464
407.92	60.51	8.72	76.102
469.25	54.53	2.74	7.489
517.00	51.45	-0.34	0.1162
522.15	43.83	-7.96	63.430

Tabela 5.6 Të dhënat statistikore për grafikun 5.7 (korrik 2015)

Intensiteti mesatar i rrezatimit ne oren 7 00	Lageshtia relative ne oren 7 00	devijimi kundrejt mesatares x-mes	(x-mes) ²
188	69	8.807	77.57
194	60.5	0.307	0.094
185	58	-2.192	4.806
180	58	-2.192	4.806
140	74	13.80	190.652
146	67	6.807	46.344
200	57	-3.192	10.190
196	58	-2.192	4.806
178	47	-13.192	174.036
157	55	-5.192	26.960
158	60	-0.192	0.036
151	53	-7.192	51.729
141	66	5.807	33.729

Tabela 5.7 Të dhënat e intensitetit, dhe shpjëtesisë së erës, gjithashtu edhe parametrat statistikore për grafikun 5.8

Intensiteti mesatar i rrezatimit ne oren 7 00	Shpejtesia ne oren 700	devijimi kundrejt mesatares $X-X_{mes}$	$(X-X_{mes})^2$	Varianca (s ²)	Devijimi Standart
188	0.9	-0.0307	0.00094	-0.7809	0.881
194	1.3	0.369	0.136		
185	1.3	0.369	0.136		
180	1.8	0.869	0.755		
140	0.4	-0.530	0.281		
146	0.4	-0.530	0.281		
200	1.3	0.366	0.136		
196	1.3	0.369	0.136		
178	0.4	-0.530	0.281		
157	0.4	-0.530	0.281		
158	1.3	0.369	0.136		
151	0.9	-0.030	0.0009		
141	0.4	-0.530	0.2817		

Tabela 5.8 Të dhënat e intensitetit maksimal të rrezatimit diellor në orën 7:00, dhe lagështisë relative të ajrit në orën 7:00, gjithashtu edhe parametrat statistikore për grafikun 5.10

Intensiteti maksimal i rrezatimit në orën 7 00	Lageshtia relative në orën 7 00	devijimi kundrejt mesatares $X-X_{mes}$	$(X-X_{mes})^2$	dispersioni (s^2)	Devijimi standart
190	89	22.7	515.29	107.21	10.35423
272	80	13.7	187.69		
271	65	-1.3	1.69		
274	65	-1.3	1.69		
258	61	-5.3	28.09		
241	65	-1.3	1.69		
230	64	-2.3	5.29		
253	49	-17.3	299.29		
236	60	-6.3	39.69		
230	65	-1.3	1.69		

Tabela 5.9 Të dhënat e energjisë mesatare ditore paradite dhe mbasdite, dhe shpejtësisë së erës paradite dhe mbasdite, gjithashtu edhe parametrat statistikore për grafikun 5.13

Energja mesatare ditore paradite dhe mbasdite	Shpejtësia mesatare e erës para dite dhe mbasdite	devijimi kundrejt mesatares $X-X_{mes}$	$(X-X_{mes})^2$	Dispersioni (s^2)	Devijimi standart
4.02	0.60	-2.06	4.239	2.97183	1.7239
4.10	0.95	-1.71	2.9188		
3.91	1.05	-1.61	2.5851		
4.06	0.65	-2.01	4.0389		
4.02	0.35	-2.31	5.34056		
4.01	0.65	-2.01	4.0364		
3.98	0.80	-1.86	3.4562		
3.96	1.31	-1.36	1.8369		
4.21	1.30	-1.36	1.8437		
4.21	1.76	-0.90	0.81512		
4.04	1.66	-1.00	1.0069		
4.23	2.87	0.20	0.04112		
4.27	2.82	0.15	0.0237		
4.21	4.88	2.22	4.91025		
4.16	2.71	0.05	0.00265		
4.13	3.47	0.81	0.65150		
4.15	3.17	0.50	0.25468		
4.19	3.12	0.45	0.20614		
4.20	7.09	4.43	19.6274		
4.36	5.63	2.97	8.8188		
4.33	6.24	3.57	12.7781		
4.00	5.48	2.82	7.9469		

Tabela 5.10 Të dhënat e intensitetit mesatar të rrezatimit dhe lagështisë relative të ajrit dy orët e fundit, gjithashtu edhe parametrat statistikore për grafikun 5.15

Intensiteti mesatar i rrezatimit dy orët e fundit w/m ² /100	Lageshtia relative dy orët e fundit % /10	devijimi kundrejt mesatares (X-X _{mes})	(X-X _{mes}) ²	Dispersioni (s ²)	Devijimi standart
1.626	3.2	-0.8347	0.6967	0.7876	0.8875
1.662	6	1.965	3.862		
1.052	5.04	1.0052	1.0105		
1.304	5.3	1.2652	1.6008		
1.49	6.58	2.545	6.4783		
1.124	4.42	0.3852	0.1484		
1.246	4.3	0.265	0.0703		
1.194	6.18	2.145	4.6021		
1.172	4.28	0.2452	0.0601		
1.276	3.52	-0.514	0.2649		
1.276	3.62	-0.414	0.1720		
1.43	1.74	-2.294	5.2658		
1.32	2.48	-1.5547	2.41720		
1.308	2.3	-1.734	3.0093		
1.098	2.44	-1.594	2.5431		
1.176	3.74	-0.294	0.0868		
1.168	4.62	0.5852	0.3425		
1.196	4.02	-0.0147	0.00021		
1.194	2.88	-1.154	1.3334		

Tabela 5.11 Të dhënat e intensitetit mesatar të rrezatimit dhe lagështisë relative të ajrit dy orët e para të ditës, gjithashtu edhe parametrat statistikore për grafikun 5.16

Intensiteti mesatar i rrezatimit dy ore paradite w/m ² /100	Shpejtesia mesatare e eres dy ore paradite km/h	devijimi kundrejt mesatares X-X _{mes}	(X-X _{mes}) ²	Dispersioni (s ²)	Devijimi standart
5.382	6.76	2.788	7.777	1.323	1.150
5.326	5.76	1.7887	3.199		
5.268	2.88	-1.091	1.190		
5.4	3.52	-0.4512	0.203		
5.328	1.6	-2.3712	5.622		
5.62	5.12	1.1487	1.3197		
5.336	3.84	-0.131	0.0172		
5.4	2.56	-1.4112	1.991		
5.316	4.48	0.5087	0.258		
5.048	4.16	0.188	0.035		
5.182	6.08	2.108	4.446		
5.202	6.08	2.1087	4.4469		
5.196	4.8	0.8287	0.686		
5.084	4.8	0.828	0.6868		
5.086	2.88	-1.0912	1.1907		
4.706	1.92	-2.0512	4.207		
4.582	1.6	-2.3712	5.622		
4.558	2.88	-1.0912	1.190		
4.696	3.733	-0.2382	0.0567		

Tabela 5.12 Të dhënat e intensitetit mesatar të rrezatimit dhe lagështisë relative të ajrit dy orët e fundit të ditës, gjithashtu edhe parametrat statistikore për grafikun 5.17

Intensiteti mesatar i rrezatimit dy orët e fundit w/m2/100	Shpejtesia mesatare e erës dy orët e fundit km/h	devijimi kundrejt mesatares $X-X_{mes}$	$(X-X_{mes})^2$	Dispersioni (s2)	Devijimi standart
1.626	7.74	1.496	2.2389	5.972	2.443
1.662	13.54	7.296	53.2362		
1.052	7.04	0.7963	0.634		
1.304	8.7	2.456	6.0334		
1.49	8.38	2.136	4.5638		
1.124	6.5	0.256	0.065		
1.246	7.06	0.8163	0.6663		
1.194	8.68	2.436	5.9356		
1.172	6.4	0.156	0.0244		
1.276	6.07	-0.1731	0.0301		
1.276	4.16	-2.083	4.3417		
1.43	1.92	-4.323	18.694		
1.32	3.52	-2.7236	7.4184		
1.308	2.56	-3.683	13.5695		
1.098	2.66	-3.583	12.8427		
1.176	6.74	0.4963	0.2463		
1.168	6.4	0.1563	0.0244		
1.196	5.12	-1.1236	1.2626		
1.194	5.44	-0.803	0.645		

Tabela 6.1 Të dhënat për grafikët 6.2 dhe 6.3

Data	Energja mesatare mengjesit [kWh/(2h)]	Energjia mesatare e mbremjes [kWh/(2h)]	Diferenca e enrgjive ne mengjes dhe ne mbremje [kWh/(2h)]	Energja mesatare ditore paradite [kWh/(2h)]	Energja mesatare ditore pasdite [kWh/(2h)]	Diferenca e enrgjive ne para dite dhe mbas dite [kWh/(2h)]
6	0.099	0.161	0.062	3.31	2.962	0.348
7	0.225	0.166	0.059	3.9405	3.734	0.2065
8	0.2265	0.15	0.0765	4.355	3.699	0.656
9	0.2305	0.1495	0.081	3.939	3.684	0.255
10	0.2125	0.148	0.0645	3.823	3.626	0.197
11	0.196	0.148	0.048	3.7685	3.58	0.1885
12	0.189	0.1405	0.0485	3.686	3.509	0.177
13	0.206	0.147	0.059	3.736	3.635	0.101
14	0.1885	0.1385	0.05	3.7255	3.5305	0.195
15	0.1825	0.137	0.0455	3.617	3.507	0.11
16	0.1775	0.1575	0.02	3.7625	3.6085	0.154
17	0.1905	0.1545	0.036	3.7675	3.6385	0.129
18	0.202	0.1485	0.0535	3.8235	3.678	0.1455
19	0.203	0.145	0.058	3.865	3.631	0.234

Tabela 6.2 Të dhënat për grafikët 6.4 dhe 6.5

data	Energjia e korrigjua nga te tre faktoret paradite [kWh/(1/2d)]	energjia e korrigjua nga te tre faktoret mbasdite [kWh/(1/2d)]	dieferenca e nergjise pasdite me ate paradite e korrigjuar nga te tre faktoret [kWh/(1/2d)]	diferenca energjise mbasdite me ate paradite e korrigjuar nga lageshtia dhe shpejtesia e eres [kWh/(1/2d)]
6	9.28063	13.52063	4.24	4.24
7	9.25251	13.32951	4.077	4.077
8	8.91805	13.20205	4.284	4.284
9	8.94139	13.18139	4.24	4.24
11	9.825546	12.63811	2.812565	2.82
12	9.779877	13.12503	3.345157	3.354
14	9.589999	12.00262	2.412622	2.419
15	9.512155	12.82739	3.315236	3.324
16	9.389698	11.87974	2.490038	2.505
17	9.123637	11.7419	2.618267	2.634
18	9.433773	11.93375	2.499978	2.515
19	8.840956	11.93934	3.098382	3.117
20	8.748628	12.28958	3.54095	3.581

Tabela 6.3 Të dhënat për grafikët 6.6 dhe 6.7

Dite mbas shiut	Energjia para dite e korektuar per lageshtine mesatare ditore dhe shpejtesine mesatare ditore	Energjia mbas dite e korektuar per lageshtine mesatare ditore dhe shpejtesine mes.ditore	Energjia paradite e korrigjuar nga te tre faktoret	Energjia mbasditore e korrektuar nga te tre faktoret	Diferenca e energjiise paradite me ate pasdite e korrigjuar nga lageshtia dhe shpejtesia e eres	Diferenca e energjiise paradite me ate pasdite e korrigjuar nga te tre faktoret
	[kWh/(1/2d)]	[kWh/(1/2d)]	[kWh/(1/2d)]	[kWh/(1/2d)]	[kWh/(1/2d)]	[kWh/(1/2d)]
1	4.386768	3.837421	4.386768	3.837421	0.549346	0.549346
2	4.289916	3.738374	4.289916	3.738374	0.551541	0.551541
3	4.270348	3.679281	4.270348	3.679281	0.591067	0.591067
1	4.124605	3.727077	4.076233	3.683367	0.397528	0.392866
2	4.236358	3.655441	4.186675	3.612571	0.580917	0.574104
4	4.167955	3.746048	4.119074	3.702115	0.421907	0.416959
5	4.096679	3.781093	4.048634	3.736749	0.315586	0.311885
2	4.30479	3.658543	4.223226	3.589223	0.646247	0.634002
3	4.111699	3.736788	4.033793	3.665986	0.374911	0.367807
5	3.987325	3.819019	3.911776	3.746659	0.168306	0.165117
10	4.036007	3.838617	3.959535	3.765886	0.19739	0.19365
11	4.011387	3.87609	3.922442	3.790144	0.135298	0.132298
12	3.996178	3.891708	3.90757	3.805417	0.104469	0.102153
13	4.003805	3.877098	3.915029	3.79113	0.126708	0.123898
14	3.977189	3.899552	3.889002	3.813087	0.077637	0.075915
16	3.906681	3.855108	3.820819	3.770379	0.051573	0.05044
17	3.890809	3.805443	3.805296	3.721806	0.085366	0.08349
18	3.885575	3.842834	3.800177	3.758375	0.042741	0.041801
21	4.00232	3.847155	3.914356	3.762601	0.155165	0.151755

Referencat

- [1] Sen, Zekai. Solar energy fundamentals and modeling techniques: atmosphere, environment, climate change and renewable energy. London : Springer-Verlag, 2008.
- [2] Effect of wind speed on columnar aerosol optical properties at Midway Island. A.Smirnov, B.N.Holben, T.F.Eck, O.Dubovik, I.Slutscker.
- [3] The direct effect of aerosol on solar radiation over the broader Mediterranean basin. C.D.Papadimas, N. Hatzianastassiou, C.Matsoukas, M. Kanakidou, N.Mihalopoulos, I.Vardavas.
- [4] Changes of aerosol radiative effect on clear sky solar radiation over Europe. B.Bartok.
- [5] Ahrens, C. D. (2013). *Meteorology Today: An Introduction to*. Canada.
- [6] Richard W.Bouhel, Donald L.Fox, D.Bruce Turner, Arthur C. Stern. (1994). *Fundamentals of Air Pollution*. ACADEMIC PRESS.
- [7] CRISTINA, Ș. (2010). Estimating Clear Sky Solar Global Radiation Using Clearness Index, for Brașov Urban Area. *Proceedings of the 3rd International Conference on Maritime and Naval Science and Engineering*.
- [8] Moan, J. Visible light and UV radiation.
- [9] Jayakumar, D. P. (September 2009). *Solar Energy*. Resource Assessment Handbook.
- [10] Paulescu, M; Paulescu, E; Gravila, P; Bedescu, V. (n.d.). Weather modeling and forecasting of PV system operation.
- [11] Fu, Q. (2003). Radiation (Solar). *Elsevier*.
- [12] *Atmospheric Chemistry and Physics*. (2006). New Jersey: John Wiley & Sons.
- [13] John H.Seinfeld, Spyros N.Pandis. (2006). *Atmospheric Chemistry and Physics* (Vol. Second Edition). New Jersey: John Wiley & Sons, Inc.
- [14] IPCC, 2007 Intergovernmental Panel on Climate Change
- [15] M.Kerker. (1969). The scattering of light and other electromagnetic radiation.
- [16] Hulst, H. v. (1981). Light scattering by small particles.

- [17] C.F. Bohren and D.R. Huffman. (1998). Absorption and scattering of light by small particles.
- [18] Hahn, D. W. (July 2009). Light Scattering Theory.
- [19] (2009). *Aerosols properties and their impact on climate*. National Research Council.
- [20] K.Lee and C.E.Chung. (2013). Observationally-constrained estimates of global fine-mode AOD. *13* (Atmos.Chem,Phys).
- [21] S. G. Howell, A. D. Clarke, Y. Shinozuka, V. Kapustin, C. S. McNaughton,. (2006). Influence of relative humidity upon pollution and dust during ACE-Asia: Size distributions and implications for optical properties. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH* .
- [22] O.E.Garcia, e. (2012). Shortwave radiation forcing and efficiency of key aerosol types using AERONET data. (12).
- [23] E. WEINGARTNER,* M. GYSEL, AND U. BALTENSPERGER. (2002). Hygroscopicity of Aerosol Particles at Low Temperatures. 1. New Low-Temperature H-TDMA Instrument: Setup and First Applications. *Environ. Sci. Technol* , pp. 55-62.
- [24] M.Murphy, D. (2005). Something in Air, Science.
- [25] (2004). *Urbanization, Energy, and Air pollution in China*. National Academic of Science. Nationa Academies Press.
- [26] JA, R. (1993). *Remote sensing digital image analysis: An introduction*. Berlin: Springer.
- [27]A.Smironov, B.N.Holben, T.F.Eck, O.Dubovik, I.Slutscker. (n.d.). Effect of wind speed on columnar aerosol optical properties at Midway Island.
- [28] Air pollution and Climate change,. (2010). *Science for Environmental Policy* (24).
- [29]R.Pedros, J.L. Gomez-Amo, C.R Marc, M.P.Utrilla, S.Grandia, F.Tena, J.A.Martinez Lozano. (n.d.). AEROgui, A graphical User Interface for the Optical Properties of Aerosols.
- [30] B.Idso, S. (n.d.). Solar Radiation Measurements Augment Air Pollution Studies.
- [31] Atmospheric Pollution. www.learner.org.
- [32] (2009). Aerosols properties and their impact on climate. Climate Change Science Program, National Research Council NRC.
- [33] Mitchellt, J. B. (1983). Solar geometry for fixed and tracking surfaces. *Solar Energy* , 31 (5), pp. 439-444.

- [34] Khai Mun Ng, N. M. (2014). Assessment of Solar Radiation on Diversely Oriented Surfaces and Optimum Tilts for Solar Absorbers in Malaysian tropical Latitude. *International Journal of Energy and Environmental Engineering* .
- [35] C.D.Papadimas, N. H. (n.d.). The direct effect of aerosol on solar radiation over the broader Mediterranean basin.
- [37] B.Bartok. (n.d.). Changes of aerosol radiative effect on clear sky solar radiation over Europe.
- [38] Suri M., C. T. (2010). Quality procedures of solar GIS for provision site-specific solar resource information. *Solar PACES*. Perpignan.
- [39] Cebauer T.Šúri, M. P. (2010). High performance MSG satellite model for operational solar energy applications. *ASES National Solar Energy* .
- [40] C.E.Chung, K. (2013). Observationally-constrained estimates of global fine-mode AOD. *Atmos.Chem.Phys* (13), pp. 2907-2921.
- [41] Remote Sensing digital image analysis: an introduction. (1993).
- [42] Y.Foucart, B. G. (1987). A Case Observation of Sahara Aerosols Part II. *Journal of Climate and Applied Meteorology* , 26, p. 38.
- [43] Hussein A Kazem, T. K. (2013). Effect of dust deposition on the performance of multi-crystalline Photovoltaic Modules based on experimental measurements. *International Journal of Renewable energy research* , 3 (4).
- [44] Vijayakumar S. Nair, K. M. (2009). Optical and Physical Properties of Atmospheric Aerosols over the Bay of Bengal during ICARB. *Journal of the Atmospheric Sciences* , 66, pp. 2640-2658.
- [45] Forster BC derivation of atmospheric correction procedures for LANDSAT MSS with particular reference to urban data. (1984). *Int J Remote Sensing* (5), pp. 799-817.
- [46] Kun Yang Toshio Koike. (n.d.). Estimating Surface Solar Radiation from Upper-Air Humidity.
- [47]. Weather modeling and forecasting of PV system operation. Paulescu,M; Paulescu, E; Gravila, P; Bedescu, V.
- [48]. Fu, Qiang. *Radiation (Solar)*. Elsevier. 2003.
- [49]. JA, Richard. *Remote sensing digital image analysis: An introduction*. Berlin : Springer, 1993.

[50] Sanxhaku M, Vlerësimi i kontributit të rrezatimit difuz në rrezatimin diellor, studime meteorologjike dhe hidrologjike, Nr. 14, 1990.

[51] Sanxhaku M, Lufi A: Mbi mundësitë e shfrytëzimit të energjisë diellore të Shqipërisë, Arkiva teknike e IHM.

[52] Sanxhaku M, Demiraj E, EC Project: Regional Energy Planning for Albania and North Western Greece, 1995-1997.

[54] Vlerësimi i Potencialeve të Energjive të Rinovueshme në Shqipëri, Prof. Sulejman Xhelepi, Prof. Alfred Frashëri, Prof. Mitat Sanxhaku, Prof. Ass.Vangjel Mustaqi, Dr. Besim Islami, MSc. Konalsi Gjoka, Dr. Edmond Hido, MBA. Ermira Fida.

Lista e punimeve të doktorantit si autor i parë dhe bashkautor

1. Urim Buzra, P. Berberi, D. Mitrushi, V. Muda, D. Halili, I. Berdufi. An Assessment of Impact of Anthropogenic Aerosols in Atmosphere of Tirana on Solar Insolation 9th International Physics Conference Of The Balkan Physical Union, 24-27 August 2015, İstanbul University, İstanbul / Turkey
2. Urim Buzra, P. Berberi, D. Mitrushi, V. Muda, D. Halili, I. Berdufi, Evolution of Clear Day Solar Radiation as an Indicator of Influence of Anthropogenic Aerosols in Atmosphere on Solar Energy Potential. 9th International Physics Conference Of The Balkan Physical Union, 24-27 August 2015, İstanbul University, İstanbul / Turkey
3. Urim Buzra, Pellumb Berberi, Valbona Muda Daniela Halili, Driada Mitrushi, Irma Berdufi, Use of Clear Day Solar Radiation for Estimation of Anthropogenic Aerosols in Atmosphere of Tirana. The 1st International Conference on Research and Education – Challenges Toward the Future (ICRAE2013), 24 - 25 May 2013, University of Shkodra “Luigj Gurakuqi”, Shkodra, Albania.
4. Urim Buzra , Pellumb Berberi, Driada Mitrushi ,Valbona Muda , Daniela Halili, Irma Berdufi , An Estimation of Impact of Anthropogenic Aerosols in Atmosphere of Tirana on Solar Insolation. Part I: Clear day variation of ground insolation. AIP Conference Proceedings, Conference Paper, AIP Conf. Proc. 1722, 270001 (2016), <http://dx.doi.org/10.1063/1.4944273>
5. Urim Buzra , Pellumb Berberi, Driada Mitrushi ,Valbona Muda , Daniela Halili, Irma Berdufi An Estimation of Impact of anthropogenic Aerosols in Atmosphere of Tirana on Solar Insolation: Part II: Modification of Solar Energy Potential. AIP Conference Proceedings, Conference Paper, AIP Conf. Proc. 1722, 270001 (2016), <http://dx.doi.org/10.1063/1.4944273>
6. U. Buzra, P. Berberi, D. Mitrushi, V. Muda, D. Halili, I. Berdufi, A. Muçka, Temporal Evolution Of Solar Energy In Cloudless Days As An Indicator For Changes In Concentration Of Aerosols In Atmosphere And In Solar Energy Budget. Septième édition du Colloque Francophone en Energie, Environnement, Economie et Thermodynamique - COFRET'14 Paris, Cnam - 23 - 24 - 25 avril 2014
7. Urim R. BUZRA, Pëllumb G. BERBERI, Përdorimi i analizës shumë faktoriale për integrimin e burimeve alternative të energjisë për një rajon të veçuar. Konferenca Kombëtare „Teknologjitë e Avancuara - Rrugë Jonë e Zhvillimit“ 31 Tetor 2011, Universiteti Politeknik – Tiranë, Përmbledhje Punimesh, Punimi Nr. A052, 2011
8. Urim Buzra, Pëllumb Berberi, Përdorimi i Analizës Shumë faktoriale Për Integrimin E Burimeve Alternative Të Energjisë Për Një Rajon Të Veçuar. OPTIME Viti V^{të} Botimit, Nr 2, Tetor 2014, f 250 –
9. Urim Buzra, Pellumb Berberi, Driada Mitrushi, Valbona Muda, Daniela Halili and Irma Berdufi. An estimation of impact of anthropogenic aerosols in atmosphere of Tirana on solar insolation. Part II:

Modification of solar energy potential. AIP Conf. Proc. 1722, 270002 (2016); <http://dx.doi.org/10.1063/1.4944274>.

10. Irma Bërdufi, D.Mitrushi, P. Berberi, V. Muda, D.Topçiu, U. Buzra. The Performance Of A Grid Connected Photovoltaic System Part I: Durisch And Evans Energetic Models. 9th International Physics Conference Of The Balkan Physical Union, 24-27 August 2015, İstanbul University, İstanbul / Turkey
11. Irma Bërdufi, Driada Mitrushi, Pellumb Berberi, Joan Jani, Valbona Muda, Daniela Topçiu, Urim Buzra, Marenglen Gjonaj, Fatos Hoxhaj, Estimation Performance Of A Photovoltaic System Connected To The Grid By Using Evans And Durisch Models, The 1st International Conference on Research and Education – Challenges Toward the Future (ICRAE2013), 24 - 25 May 2013, University of Shkodra “Luigj Gurakuqi”, Shkodra, Albania.
12. Driada Mitrushi, Irma Berdufi, Pellumb Berberi, Valbona Muda, Daniela Halili, Urim Buzra, Comparison Of Satellite Estimation Of solar Insolation In Albania With Their Ground Estimations, The 1st International Conference on Research and Education – Challenges Toward the Future (ICRAE2013), 24 - 25 May 2013, University of Shkodra “Luigj Gurakuqi”, Shkodra, Albania.
13. Daniela Halili, Pellumb Berberi, Valbona Lama-Muda, Driada Mitrushi, Irma Berdufi, Margarita Kuqali, Urim Buzra, Mapping Regional Variation Of Cost Of Hot Water Produced By Conventional Solar Collectors in Albania, The 1st International Conference on Research and Education – Challenges Toward the Future (ICRAE2013), 24 - 25 May 2013, University of Shkodra “Luigj Gurakuqi”, Shkodra, Albania.
14. Valbona Lama-Muda, Pellumb Berberi, Driada Mitrushi, Daniela Halili, Irma Berdufi, Urim Buzra, Margarita Kuqali An Inventory Of Renewable Energy Potential Of Region Of Karavasta, In Albania. The 1st International Conference on Research and Education – Challenges Toward the Future (ICRAE2013), 24 - 25 May 2013, University of Shkodra “Luigj Gurakuqi”, Shkodra, Albania.
15. Pellumb Berberi*, Valbona Muda, Daniela Halili, Driada Mitrushi, Irma Berdufi, Urim Buzra The Implementation Of Bologna Process Into Physics In Europe: The Level Master. The 1st International Conference on Research and Education – Challenges Toward the Future (ICRAE2013), 24 - 25 May 2013, University of Shkodra “Luigj Gurakuqi”, Shkodra, Albania.
16. Pellumb Berberi, Valbona Muda Daniela Halili, Driada Mitrushi, Irma Berdufi, Urim Buzra, The Implementation Of The Bologna Process Into Physics In Europe: The Doctoral Level. The 1st International Conference on Research and Education – Challenges Toward the Future (ICRAE2013), 24 - 25 May 2013, University of Shkodra “Luigj Gurakuqi”, Shkodra, Albania.
17. Irma Bërdufi, Pellumb Berberi, Driada Mitrushi, Valbona Muda, Daniela Topçiu and Urim Buzra The performance of a grid connected photovoltaic system Part I: Durisch and Evans energetic models ,AIP Conf. Proc. 1722, 280003 (2016); <http://dx.doi.org/10.1063/1.4944282>
18. Driada Mitrushi, Pellumb Berberi, Irma Bërdufi, Valbona Muda, Daniela Topçiu and Urim Buzra A comparative study of satellite estimation for solar insolation in Albania with ground measurements. AIP Conf. Proc. 1722, 280006 (2016); <http://dx.doi.org/10.1063/1.4944285>
19. Daniela Halili, Pellumb Berberi, Driada Mitrushi, Valbona Muda, Irma Bërdufi and Urim Buzra, Effect of local environmental condition on efficiency solar collectors for production of hot water for domestic use in Albania. AIP Conf. Proc. 1722, 280004 (2016); <http://dx.doi.org/10.1063/1.4944283>.
20. Driada Mitrushi, Pellumb Berberi, Irma Bërdufi, Valbona Muda, Daniela Topçiu and Urim Buzra, Use of satellite solar data for assessment of performance of photovoltaic systems installed in different regions of Albania. AIP Conf. Proc. 1722, 280005 (2016); <http://dx.doi.org/10.1063/1.4944284>.
21. Eduart Serdari, Pellumb Berberi, Valbona Muda, Urim Buzra, Driada Mitrushi, Daniela Halili and Irma Bërdufi, “Wind Profile Characteristics and Energy Potential Assessment for Electricity Generation at the Karaburun Peninsula, Albania”, 2nd International Conference on Renewable Energy and Bioenergy (ICREB2016), 29.06-02.07.2016, Constanta, Romania.