

**UNIVERSITATEA „POLITEHNICA” DIN  
TIMIȘOARA**

**FACULTATEA DE MECANICĂ**

**DEPARTMENTUL DE MAȘINI MECANICE, UTILAJE  
ȘI TRANSPORTURI**

**TEZĂ DE DOCTORAT**

Conducător științific:

Prof. dr. ing. habil **Ioana IONEL**

Doctorand:

Ing. fiz. **Delia-Gabriela CĂLINOIU**

Timișoara  
**2012**

# **CERCETĂRI PRIVIND INFLUENȚA AEROSOLILOR ASUPRA POTENȚIALULUI ENERGETIC SOLAR PRIN INVESTIGAREA TRANSFERULUI RADIATIV ÎN ATMOSFERĂ**

Teză destinată obținerii  
titlului științific de doctor inginer  
la  
Universitatea "Politehnica" din Timișoara  
în domeniul Inginerie Mecanică  
de către

**ing. fiz. Delia - Gabriela CĂLINOIU**

Referenți științifici:      prof. dr. Sabina ȘTEFAN  
   prof. dr. ing. Petru NEGREA  
   conf. dr. Marius PAULESCU

Ziua susținerii tezei: 29.09.2012

## Cuvânt înainte

Teza de doctorat a fost elaborată în cadrul Departamentului de Mașini Mecanice, Utilaje și Transporturi al Universității „Politehnica” din Timișoara, în perioada octombrie 2009 – septembrie 2012. Activitatea experimentală s-a desfășurat în cadrul Laboratorului Multifuncțional de Mașini Termice și Energii Neconvenționale.

Poluarea a devenit prin consecințele ei asupra mediului, una din problemele fundamentale ale omenirii. Lucrarea prezintă un studiu original privind monitorizarea și detectarea aerosolului, dar și influența acestuia asupra radiației solare. Rezultatele studiului efectuat în locația Timișoara, conduc la concluzii, care permit aplicarea unor soluții concrete, pentru optimizarea procesului de valorificare a energiei solare.

Mulțumiri deosebite se cuvin doamnei Prof. dr. ing. habil Ioana IONEL, care, în calitate de conducător m-a sprijinit cu generozitate și profesionalism, pentru coordonarea competentă și îndrumarea deosebită, fiindu-mi un model și sprijin științific.

De asemenea, menționez cu recunoștință numele celor trei referenți științifici, doamna Prof. dr. Sabina ȘTEFAN, Universitatea din București, domnului Prof. dr. ing. Petru NĒGREA, Universitatea “Politehnica” din Timișoara și domnului Conf. dr. Marius PAULESCU, Universitatea de Vest din Timișoara. Domniile lor mi-au revizuit lucrarea cu atenție, în baza experienței recunoscute și mi-au oferit șansa de a o perfecționa. Le rămân profund recunoscătoare.

Cu deosebit respect aduc mulțumiri celor care m-au sprijinit pe parcursul elaborării acestei lucrări: grupului de Electronică Cuantică de la Universitatea de Vest, precum și conducerii Laboratorului de Analize de Combustibili, Investigații Ecologice și Dispersia Noxelor al Facultății de Mecanică, pentru baza materială, informațională și experimentală, tuturor colaboratorilor direcți pentru sprijinul acordat și celor care m-au susținut.

Această lucrare a fost elaborată în cadrul proiectului „**Prin burse doctorale spre cercetarea de nivel european**”, POSDRU/88/1.5/S/50783, proiect cofinanțat din Fondul European prin Programul Operațional Sectorial Dezvoltarea Resurselor Umane 2007-2013, coordonat de Universitatea „Politehnica” din Timișoara în parteneriat cu Universitatea din Oradea și Universitatea din Craiova.

Dedic această teză mamei mele, Doina și fratelui meu, Dorin, care au fost alături de mine și m-au sprijinit sufletește în toată această perioadă.

Timișoara, septembrie 2012

Delia - Gabriela CĂLINOIU

Călinoiu, Delia - Gabriela

**Cercetări privind influența aerosolilor asupra potențialului energetic solar prin investigarea transferului radiativ în atmosferă**

Cuvinte cheie:

aerosol, atmosferă, fotometru solar, potențial energetic, transfer radiativ, iradianță solară, iradiere solară, concentrația masică, raza particulei, adâncimea optică a aerosolului, coeficientul Angstrom, factorul de turbiditate Angstrom, albedoul împrăștierii simple, distribuția dimnesională.

Rezumat,

Cercetările urmăresc investigarea modului în care prezența aerosolului influențează potențialul energetic solar. Aerosolul are un impact semnificativ asupra climei: *direct*, prin împrăștieria și absorbția radiației solare și, *indirect*, prin modificarea proprietăților microfizice ale norilor.

În urma prelucrării datelor furnizate de la fotometru solar s-a realizat o bază de date anuală (2011) din care rezultă principalele caracteristici ale aerosolului atmosferic din zona Timișoarei. Aferent acestui interval de timp s-au analizat în detaliu mai multe episoade semnificative de încărcare a atmosferei cu aerosoli.

S-a dezvoltat un model parametric pentru modelarea transferului radiativ din atmosferă, acesta fiind aplicat pentru fiecare episod de poluare în parte. Modelul s-a validat prin compararea cu alte modele empirice și parametrice, în condiții de cer senin. Pentru determinarea acurateții modelului au fost folosiți doi indicatori statistici: (1) abaterea pătratică medie și (2) deviația standard. S-au determinat și pierderile de energie solară colectabilă aferente episoadelor, prin calcularea iradierii solare. Pentru iradierea solară estimată s-a folosit valoarea climatologică a coeficientului de turbiditate Angstrom, iar pentru cea măsurată s-a luat în calcul valoarea zilnică a acestuia.

Concluziile lucrării evidențiază importanța cunoașterii calității aerului, îndeosebi a gradului de încărcare cu aerosol a atmosferei, deci a monitorizării poluării cu aerosol pentru a putea proteja mediul înconjurător și clima, dar și pentru eficientizarea funcțională a centralelor solare.

## CUPRINS

Notății .....	7
Lista tabelelor.....	8
Lista figurilor .....	9
Index	12
1 Introducere .....	13
2 Aerosolul atmosferic .....	19
2.1 Surse de aerosoli .....	19
2.1.1 Surse naturale .....	19
2.1.2 Surse antropice.....	21
2.2 Clasificarea aerosolilor.....	22
2.3 Compoziția chimică a aerosolului atmosferic.....	26
2.4 Proprietățile fizice ale aerosolului atmosferic .....	27
2.4.1 Concentrația aerosolului atmosferic .....	27
2.4.2 Distribuția dimensională a aerosolului atmosferic	28
3 Interacțiunea radiației solare cu atmosfera .....	32
3.1 Radiația solară .....	32
3.2 Proprietățile optice ale aerosolului atmosferic .....	33
3.2.1 Adâncimea optică a aerosolului .....	34
3.2.2 Parametrul Angstrom.....	35
3.2.3 Coeficientul de turbiditate Angstrom .....	36
3.2.4 Albedoul împrăstierii simple.....	36
3.2.5 Indicele de refracție.....	37
3.2.6 Funcția de fază .....	38
4 Fotometrul solar P645 de la stația AERONET Timișoara ..	40
4.1 Tipuri de fotometre solare.....	41
4.2 Fotometru solar Cimel 318.....	42
4.3 Măsurarea radiației solare cu fotometru solar .....	44
4.4 Transferul datelor de la fotometru solar .....	46
4.4.1 Detalii măsurători.....	47
4.4.2 Gestionarea fișierelor de tip K7 .....	49
4.5 Metodele folosite pentru analiza datelor de la fotometru solar	49
4.6 Tipuri de erori .....	52
5 Fotometrul solar – măsurători și studii de caz .....	53
5.1 Deplasarea maselor de aer.....	53

5.2	Reprezentarea principalilor parametri optici pe parcursul anului 2011 .....	54
5.3	Intruziuni de aerosol de origine deșertică.....	59
5.4	Intruziuni de aerosol de natură vulcanică.....	67
5.5	Episodul de poluare din data 5 septembrie 2011 .....	75
5.6	Episodul din 18 septembrie 2011 .....	82
5.7	Episodul din 21 septembrie 2011 .....	88
5.8	Episodul din 7 octombrie 2011.....	96
5.9	Episodul din 11 noiembrie 2011.....	102
5.10	Episodul din 17 noiembrie 2011 .....	106
5.11	Concluzii .....	114
6	Efectele poluării cu aerosoli asupra radiației solare colectabile.....	118
6.1	Modelarea radiației solare .....	119
6.2	Descrierea modelului parametric.....	122
6.3	Validarea modelului în condiții de cer senin .....	129
6.3.1	Modelul hybrid a lui Yang .....	129
6.3.2	Modelul PSIM (Parametric Solar Irradiance Model) a lui Gueymard .....	129
6.3.3	Mdelul lui Hottel și a lui Bugler .....	130
6.3.4	Modelul lui Adnot .....	131
6.4	Validarea modelului în episoadele de poluare studiate .. .....	132
6.4.1	Aerosol de origine vulcanică din 26 mai 2011....	133
6.4.2	Aerosol de origine deșertică din data de 5 septembrie 2011 .....	134
6.4.3	Aerosol provenit din arderea biomasei din18 septembrie .....	135
6.4.4	Poluarea de tip urban – industrial din data de 11 noiembrie.....	136
6.5	Influența aerosolilor asupra potențialului energetic solar în episoadele de poluare studiate.....	139
6.6	Concluzii.....	140
7	Concluzii și contribuții personale.....	141
	Bibliografie.....	144

## Notații

Notație	Unitate de măsură	Semnificație
$n(r)$	$\text{cm}^{-3}$	numărul de particule
$r$	$\mu\text{m}$	raza particulei
$r_o$	$\mu\text{m}$	raza medie a particulei
$r_{ef}$	$\mu\text{m}$	raza efectivă
$dV(r)/d\ln r$	$\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$	distribuția volumică
$\sigma_{gi}$	-	deviația standard geometrică
$\sigma_0$	-	deviația standard medie
$\lambda$	$\mu\text{m}$	lungimea de undă
$\tau_\lambda$	-	adâncimea (grosimea) optică a aerosolului
$\alpha$	-	Parametru (exponentul) Angstrom
$\beta$	-	Coefficientul de turbiditate Angstrom
$\omega$	-	Albedoul împrăștierii simple
$m$	-	Indicele de refracție
$P(\theta)$	-	Funcția de fază
$\sigma_{ext}$	-	coeficientul de extincție
$\sigma_s$	-	coeficientul de împrăștiere
$\sigma_a$	-	coeficientul de absorbție
$Q_{ext}$	-	factorul de eficiența al extincției
$G_b$	$\text{W}/\text{m}^2$	iradianța solară directă
$G_d$	$\text{W}/\text{m}^2$	iradianța solară difuză
$G$	$\text{W}/\text{m}^2$	iradianța solară globală
$H_e$	$\text{Wh}/\text{m}^2$	iradierea solară estimată
$H_m$	$\text{Wh}/\text{m}^2$	iradierea solară măsurată
$H$	$\text{Wh}/\text{m}^2$	iradierea solară globală
$a$	%	atenuarea
$\omega$	rad.	unghi orar

## Lista tabelelor

Tabel 2.1. Alte clasificări ale aerosolilor după mărime.....	25
Tabel 2.2. Estimarea cantității emise anual pentru principalele tipuri de aerosoli.....	26
Tabel 3.1. Indicele de refracție pentru 6 tipuri de aerosoli la umiditatea relativă 0 % și la 550 nm.....	38
Tabel 3.2. Proprietățile optice și fizice de la câteva stații AERONET din lume.	39
Tabel 4.1. Masa atmosferică pentru diferite unghiuri de înălțare.....	50
Tabel 4.2. Proprietățile optice și fizice obținute din măsurătorile cu fotometru solar.....	51
Tabel 4.3. Estimarea erorilor pentru proprietățile optice și fizice determinate din măsurătorile cu fotometru solar .....	52
Tabel 5.1 Numărul zilelor în care este măsurat AOD pentru stația Timișoara	54
Tabel 5.2. Valoarea medie a AOD și a parametrului Angstrom în perioada martie – decembrie 2011, la Timișoara.....	56
Tabel 5.3. Media zilnică a vitezei vântului, temperatura, umiditate și presiune.....	57
Tabel 5.4. Valoarea medie a cantității vaporilor de apă în perioada martie – decembrie 2011.....	58
Tabel 5.5. Abaterea medie pătratică relativă, exprimată în procente pentru vaporii de apă, radiația difuză și directă.....	59
Tabel 5.5. Media proprietăților optice și fizice.....	117
Tabel 6.1. Coeficienții $c_{ij}$ .....	126
Tabel 6.2. Constantele fitate din ecuațiile 6.19 - 6.27.....	128
Tabel 6.3 Acuratețea modelului (abaterea pătratică medie și deviația standard) .....	137
Tabel 6.4. Valorile iradierii solare măsurate și estimate pentru fiecare episod de poluare.....	140



## Lista figurilor

Fig. 1.1. Bilantul radiativ. Procesele suferite de radiația solară la interacțiunea cu atmosfera.....	14
Fig. 1.2. Estimările foringului radiativ (RF).....	15
Fig. 2.1. Principalele surse naturale de aerosoli.....	21
Fig. 2.2. Principalele surse de poluare antropică.....	22
Fig. 2.3. Modurile de distribuția numerică, de suprafață și volumică a particulelor de aerosol.....	23
Fig.2.4. Principalele moduri, sursele și mecanismele de formare și îndepărtare a aerosolului.....	24
Fig. 2.5. Diametrul particulelor frecvente în atmosferă.....	25
Fig. 3.1. Radiația solară în atmosferă.....	32
Fig. 3.2. Împrăștierea Rayleigh (stânga); Împrăștierea Mie (dreapta).....	33
Fig. 3.3. Iradianța solară spectrală.....	34
Fig. 3.4. Partea reală și imaginară a indicelui de refracție complex pentru diferite tipuri de aerosoli în funcție de lungimea de undă.....	37
Fig. 4.1. Rețeaua AERONET de fotometre solare.....	41
Fig. 4.2. Fotometru solar.....	42
Fig. 4.3. Fotometru solar C318.....	42
Fig. 4.4. Principala schemă a capului optic.....	43
Fig. 4.5. Disc cu filtre.....	43
Fig. 4.6. Schema fotometrului solar.....	44
Fig. 4.7. Almucantar și Plan Principal.....	45
Fig. 4.8. ASTPWin – transfer de date.....	46
Fig. 4.9. Detalii măsurători: a) plan principal; b) măsurători triple ale radiației directe.....	47
Fig. 4.10. Detalii măsurători: a) stanga almucantar; b) dreapta almucantar.....	48
Fig. 4.11. Simboluri care apar în ASTPWin.....	49
Fig. 5.1. Roza vanturilor: a) primăvară; b) vară; c) toamnă.....	54
Fig. 5.2. Variația adâncimii optice a aerosolului pe parcursul anului 2011 la Timișoara.....	55
Fig. 5.3. Variația parametrului Angstrom pe parcursul anului 2011 la Timișoara.....	55
Fig. 5.4. Variația AOD pentru modurile fin și grosier pe parcursul anului 2011 la Timișoara.....	57
Fig. 5.5. Frecvența anuală a cantității vaporilor de apă în perioada martie – decembrie 2011 la Timișoara.....	58
Fig. 5.6. Distribuția procentuală a cantității de vapori de apă în perioada martie – decembrie 2011 la Timișoara.....	59
Fig. 5.7. Adâncimea optică a aerosolului pentru 26.04.2011 la Timișoara.....	60
Fig. 5.8. Parametru Angstrom în 26.04.2011.....	61
Fig. 5.9. Cantitatea de vapori de apă din coloana atmosferică în 26.04.2011.....	62
Fig. 5.10. Partea imaginară a indicelui de refracție în data de 26.04.2011.....	63

Fig. 5.11. Distribuția volumică a particulelor în data de 26.04.2011.....	64
Fig. 5.12. Albedoul împrăstierii simple pentru orele 6:33 și 14:00 GMT, în data de 26.04.2011.....	64
Fig. 5.13. Modelul Hysplit rulat la diferite altitudini în 26.04.2011.....	65
Fig. 5.14. Concentrația de praf, sulfatați și fum din date NAAPS pentru data de 26 aprilie 2011.....	66
Fig. 5.15. Imagine Terra – MODIS, culori reale.....	67
Fig. 5.16. Adâncimea optică a aerosolului în data de 26.05.2011.....	68
Fig. 5.17. Adâncimea optică a aerosolului în data de 27.05.2011.....	68
Fig. 5.18. Adâncimea optică a aerosolului în data de 28.05.2011.....	69
Fig. 5.19. Adâncimea optică a aerosolului în data de 29.05.2011.....	69
Fig. 5.20. Cantitatea de vapori de apă (cm) .....	70
Fig. 5.21. Partea reală a indicelui de refracție pentru 27.05.2011.....	71
Fig. 5.22. Partea imaginară a indicelui de refracție, în 27.05.2011.....	71
Fig. 5.23. Distribuția volumică în data de 27.05.2011.....	72
Fig. 5.24. Albedoul împrăstierii simple în data de 27.05.2011.....	73
Fig. 5.25. Modelul Hysplit.....	73
Fig. 5.26. Cantitatea de SO <sub>2</sub> (DU).....	74
Fig. 5.27. Modelul de prognoză Metoffice –VAAC.....	74
Fig. 5.28. Variația AOD – ului în data de 5.09.2011.....	75
Fig. 5.29. Variația parametrului Angstrom în data de 5.09.2011.....	76
Fig. 5.30. Variația vaporilor de apă în data de 5.09.2011.....	77
Fig. 5.31. Partea reală a indicelui de refracție în data de 05.09.2011.....	78
Fig. 5.32. Partea imaginară a indicelui de refracție în data de 05.09.2011.....	78
Fig. 5.33. Distribuția volumică în data de 05.09.2011 la diferite ore.....	79
Fig. 5.34. SSA în data de 05.09.2011 la diferite ore de interes.....	80
Fig. 5.35. Modelul HYSPLIT.....	80
Fig. 5.36. Modelul NAAPS în data de 5.05.2011, ora 9:55 GMT.....	81
Fig. 5.37. Variația AOD – ului în data de 18.09.2011.....	82
Fig. 5.38. Parametru Angstrom în data de 18.09.2011.....	83
Fig. 5.39. Cantitatea de vapori de apă în data de 18.09.2011.....	84
Fig. 5.40. Partea reală a indicelui de refracție la ora 7:32 GMT.....	85
Fig. 5.41. Partea imaginară a indicelui de refracție la ora 7:32 GMT.....	85
Fig. 5.42. Distribuția volumică la ora 7:32 GMT.....	86
Fig. 5.43. SSA la ora 7:32 GMT.....	87
Fig. 5.44. Modelul HYSPLIT.....	87
Fig. 5.55. Validarea rezultatelor folosind o imagine satelitară.....	88
Fig. 5.56. Variația AOD – ului în data de 21.09.2011.....	89
Fig. 5.57. Parametru Angstrom în data de 21.09.2011.....	90
Fig. 5.58. Cantitatea de vapori de apă în data de 21.09.2011.....	91
Fig. 5.59. Partea imaginara a indicelui de refracție în data de 21.09.2011.....	92
Fig. 5.60. Distribuția volumică în data de 21.09.2011.....	93
Fig. 5.61. Albedoul împrăstierii simple în data de 21.09.2011.....	94
Fig. 5.62. Modelul HYSPLIT rulat pe 4 zile la diferite altitudini în data de 21.09.2011.....	94
Fig. 5.63. Modelul NAAPS.....	95
Fig. 5.64. Parametru Angstrom în funcție de AOD la cele opt lungimi de undă în data de 7.10.2011.....	96
Fig. 5.65. Variația vaporilor de apă în data de 7.10.2011.....	97
Fig. 5.66. Partea reală a indicelui de refracție.....	98
Fig. 5.67. Partea imaginară a indicelui de refracție.....	98

Fig. 5.68. Distribuția volumică.....	99
Fig. 5.69. Albedoul împrăstierii simple.....	100
Fig. 5.70. Terra – MODIS imagine satelitară.....	100
Fig. 5.71. Modelul HYSPLIT.....	101
Fig. 5.72. Parametru Angstrom în funcție de AOD în data de 11.11.2011.....	102
Fig. 5.73. Cantitatea de vapori de apă (cm).....	103
Fig. 5.74. Distribuția volumică.....	104
Fig. 5.75. Albedoul împrăstierii simple.....	105
Fig. 5.76. Modelul HYSPLIT.....	105
Fig. 5.77. Modelul NAAPS.....	106
Fig. 5.78. Variația AOD în data de 17.11.2011.....	107
Fig. 5.79. Variația modurilor fin, grosier și total în data de 17.11.2011.....	108
Fig. 5.80. Variația parametrului Angstrom în data de 17.11.2011.....	108
Fig. 5.81. Cantitatea de vapori de apă.....	109
Fig. 5.82. Partea reală a indicelui de refracție în data de 17.11.2011.....	110
Fig. 5.83. Partea imaginară a indicelui de refracție în data de 17.11.2011.....	110
Fig. 5.84. Distribuția volumică.....	111
Fig. 5.85. Albedoul împrăstierii simple.....	112
Fig. 5.86. Modelul HYSPLIT.....	113
Fig. 5.87. Terra – MODIS – imagine în culori reale.....	113
Fig. 5.88. Modelul NAAPS.....	114
Fig. 5.89. Variația parametru Angstrom în funcție de AOD la lungimea de undă 440 nm în perioada martie – decembrie 2011.....	115
Fig. 5.90. Distribuția procentuală a AOD-ului la lungimile de undă 440 și 1020 nm în perioada martie – decembrie 2011.....	115
Fig. 5.91. Distribuția procentuală a parametrului Angstrom în perioada martie - decembrie 2011.....	116
Fig. 6.1. Reprezentarea grafică a punctelor folosite pentru fitarea transmitanței efective a ozonului și suprafață.....	127
Fig. 6.2. Transmitanțele originale calculate cu ec. 6.19 – 6.27.....	128
Fig. 6.3. Componenta globală a iradianței solare.....	131
Fig. 6.4. Componenta globală a iradierii solare în fiecare zi din an la amiază.....	132
Fig. 6.6. Iradianța solară estimată în funcție de cea măsurată înregistrate în 26 mai.....	133
Fig. 6.7. Variația iradianței solare globale în funcție de unghiul orar.....	134
Fig. 6.8. Iradianța solară estimată în funcție de cea măsurată înregistrate în 5 septembrie.....	134
Fig. 6.9. Variația iradianței solare globale în funcție de unghiul orar.....	135
Fig. 6.10. Iradianța solară estimată în funcție de cea măsurată înregistrate în 18 septembrie.....	135
Fig. 6.11. Variația iradianței solare globale în funcție de unghiul orar.....	136
Fig. 6.12. Iradianța solară estimată în funcție de cea măsurată înregistrate în 11 noiembrie.....	136
Fig. 6.13. Variația iradianței solare globale în funcție de unghiul orar.....	137
Fig. 6.14. Coeficientul de turbiditate Angstrom.....	138

## Index

IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change	Comitetul interguvernamental privind schimbările climatice
AERONET	AERosol RObotic NETwork	Rețeaua robotică pentru aerosoli
NAAPS	Navy Aerosol Analysis and Prediction System	Sistem de analiză și predicție al aerosolilor de către marină
VAAC	Volcanic Ash Advisory Centre	Centru de Avertizare pentru Cenușă Vulcanică
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer	
BC	Black Carbon	Carbon Negru
OC	Organic Carbon	Carbon Organic
SSA ( $\omega$ )	Single Scattering Albedo	Albedoul Împrăstierii Simple
AOD (AOT)	Aerosol Optical Depth (Thickness)	Adâncimea (Grosimea) Optică a Aerosolului
TOP	Top Of the Atmosphere	Atmosfera Superioară
NASA	National Aeronautics and Space Administration	Administrația Națională Aeronautică și Spațială
GSFC	Goddard Space Flight Center	Centru de Zbor Spațial Goddard
FOV	Field Of View	Unghi de vedere
PP	Principal Plane	Plan Principal
AL	Almucantar	Almucantar
RMSE	Root Mean Square Error	Abaterea Medie Pătratică Relativă
MBE	Mean Bias Error	Deviația Relativă Standard
GMT	Greenwich Mean Time	Timp meridian
OPAC	Optical Properties Of Aerosols And Clouds	Proprietățile optice ale aerosolilor și norilor
PSIM	Parametric Solar Irradiance Model	Modelul Parametric al Iradianței Solare
SRMS - UVT	Solar Radiation Monitoring Station at the West University of Timisoara	Stația de Monitorizare a Radiației Solare de la Universitatea de Vest

# 1 Introducere

Dezvoltarea rapidă a industriei și transporturilor au determinat creșterea consumului de energie și au condus la modificări ale mediului [1]. În ultimul secol, temperatura medie la suprafața Pământului a crescut cu  $0.6^\circ$  față de anul 1901, în conformitate cu Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) [2]. Creșterea valorii temperaturii medii globale este datorată intensificării efectului de seră. Pe de altă parte, s-a demonstrat că prezența aerosolilor și schimbarea compoziției atmosferei pot influența bilanțul radiativ și energetic al Pământului, determinând o scădere a temperaturii medii la suprafață.

Soarele este principala sursă de energie care guvernează și condiționează toate procesele care au loc în atmosfera terestră și la suprafață. Pentru a înțelege climatul, vremea, procesele biologice și interacțiunea dintre acestea trebuie cunoscut modul în care radiația solară interacționează cu atmosfera terestră. Energia primită de la Soare este sub formă de radiații electromagnetice. Radiația electromagnetică este o formă de energie care se propagă prin intermediul undelor electromagnetice și care interacționează cu atomii și moleculele într-o varietate de moduri. Spectrul radiației electromagnetice se împarte în domenii, funcție de lungimea de undă.

Radiațiile ultraviolete reprezintă 7 % din energia radiantă, cu lungimi de undă cuprinse între  $0.01\text{-}0.4\ \mu\text{m}$ . Domeniul radiațiilor vizibile ocupă 48 % din totalul de energie solară și au lungimi de undă cuprinse între  $0.4\text{ - }0.76\ \mu\text{m}$ . Radiațiile infraroșii au lungimi de undă cuprinse între  $0.76\ \mu\text{m}$  și  $3\ \mu\text{m}$ , reprezentând 43 % din spectrul solar. Un procent de 2 % rezultă din radiațiile cu lungimi de undă mari (hertziene) și mici (Rontgen).

În ultimii ani, mai multe studii [2] au demonstrat că schimbările climatice sunt rezultatul răspunsului sistemului climatic global la acțiunea unor factori naturali și antropici care influențează bilanțul energetic al Pământului.

O reprezentare schematică a bilanțului radiativ al Pământului este prezentată în Fig. 1.1.

Bilanțul radiativ reprezintă echilibrul dintre radiația primită și cea cedată de suprafața terestră.

Propagarea radiației solare în atmosferă este însoțită întotdeauna de fenomenele de absorbție și împrăștiere care conduc la atenuarea intensității radiației luminoase. Procesul de atenuare a radiației luminoase se mai numește extincție. Extincția radiației solare în atmosferă este rezultatul împrăștierii și absorbției.

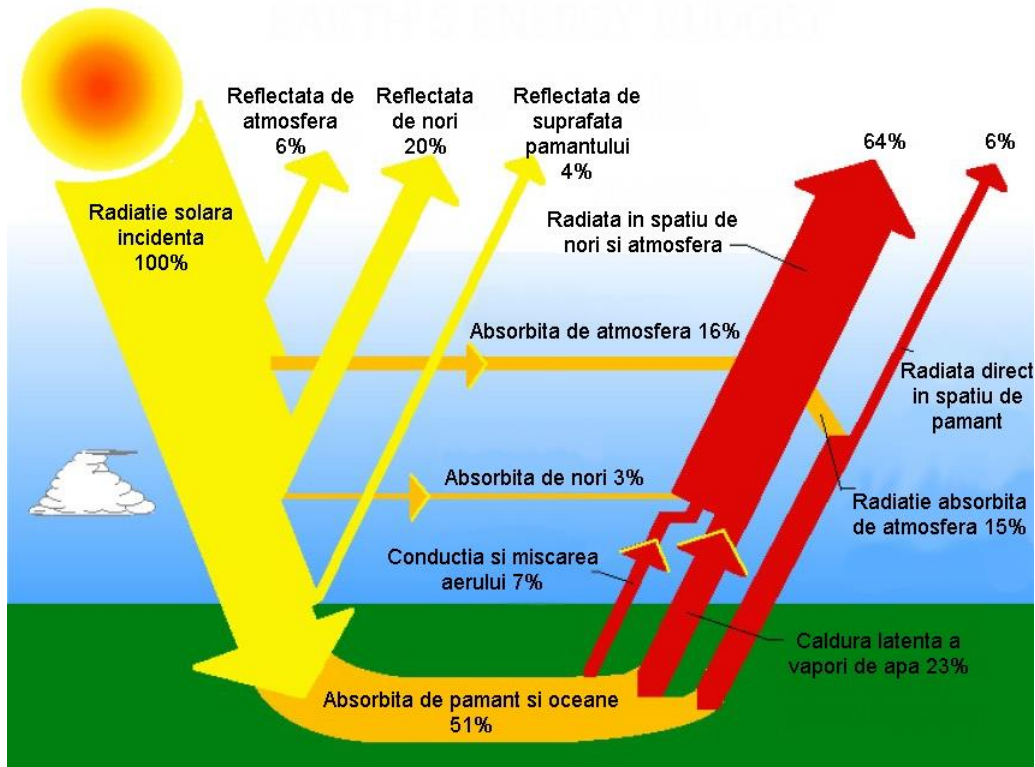


Fig. 1.1. Bilanțul radiativ. Procesele suferite de radiația solară la interacțiunea cu atmosfera (prelucrat după [3])

O mare parte din radiația solară care ajunge pe suprafața terestră este nemodificată, o altă este transformată în urma proceselor de absorbție și împrăștiere, iar o parte din ea se pierde în spațiu, în urma reflexiei. După cum se observă din Fig. 1.1, radiația solară suferă următoarele procese:

- este reflectată în atmosferă (6 %);
- este reflectată de nori (20 %);
- este reflectată de suprafața terestră (4 %);
- este absorbită de atmosferă (16 %) și nori (3 %);
- ajunge nemodificată la suprafața terestră (51 %).

Pentru a estima impactul relativ al diferitelor componente atmosferice asupra bilanțului radiativ Pământ - Soare, trebuie cuantificat *forcing-ul radiativ* (în română: perturbație radiativă) specific fiecăreia.

Un *forcing radiativ* pozitiv, ca acela produs de creșterea concentrației de gaze cu efect de seră, tinde să încălzească suprafața (Greenhouse Effect), în timp ce un *forcing radiativ* negativ, ca acela produs de creșterea concentrației unor tipuri de aerosoli și nori, tinde să răcească suprafața (Whitehouse Effect).

*Forcing-ul radiativ* are diverse nivele de înțelegere. De exemplu, absorbția în infraroșu și transferul radiativ al gazelor cu efect de seră bine mixate sunt bine

cuantificate. Gazele cu efect de seră cu timp de viață scurt pun mai multe probleme deoarece sunt puternic variabile în timp și spațiu [1].

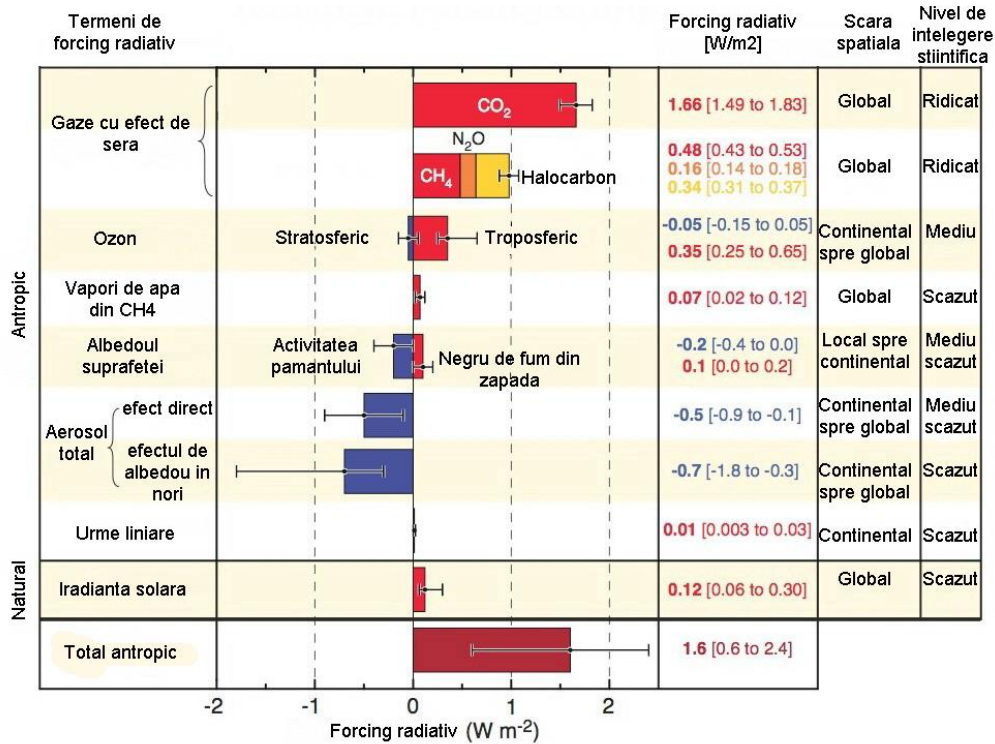


Fig. 1.2. Estimările foringului radiativ (RF) mediat global datorită schimbărilor în concentrația gazelor cu efect de seră și aerosolului din perioada preindustrială până în prezent și modificările în variabilitatea solară din 1750 până în 2005. Înălțimea dreptunghiurilor indică o estimare medie a foringului în timp ce lungimea segmentelor reprezintă domeniul posibil al valorilor. Este indicat de asemenea nivelul de încredere al estimărilor (sursă: www.ipcc.ch; IPCC, 2007)

Figura 1.2 prezintă estimarea dată de IPCC asupra foring-ului radiativ mediat global al sistemului climatic pentru anul 2005 relativ la anul 1750. Spre deosebire de gazele cu efect de seră, care determină un foring radiativ pozitiv, aerosolul în general determina un foring radiativ negativ. În conformitate cu al patrulea raport de evaluare [2] se observă o răcire, foring-ul radiativ direct având valoarea de -0.5 W/m<sup>2</sup>. și unul indirect asupra albedoului norului de -0.7 W/m<sup>2</sup>.

Aerosolul atmosferic este un sistem polidispers format din particule lichide și solide suspendate în aer (excepție făcând picăturile de ploaie și cristalele de gheață), dimensiunea acestora variind de la câțiva nanometri până la zeci de micrometri.

Aerosolii au un impact semnificativ asupra climei la nivel global, fie direct prin împrăștierea și absorbția radiației solare [4] sau, indirect, prin modificarea proprietăților fizice ale norilor [5], [6], [7]. Creșterea concentrației de aerosol intensifică aceste efecte. Dacă interacționează cu vaporii de apă din atmosferă, aerosolii se pot transforma în nuclee de condensare formând norii sau ceața.

Pe lângă efectele asupra climei, studiul aerosolilor prezintă interes datorită efectelor sale asupra sănătății umane și asupra vizibilității, atunci când acesta există în cantități mari în stratul limită atmosferic.

De exemplu, o creștere în concentrație a CO<sub>2</sub> din atmosferă conduce la o reducere de radiație infraroșie și deci la un forcing radiativ pozitiv, în conformitate cu IPCC acesta are valoarea medie 1.66 W/m<sup>2</sup> [2]. Necesitatea de a obține la nivel global distribuția aerosolilor reprezintă una din provocările majore din ultima decadă [8].

Cea mai mare parte a comunității științifice consideră că devin din ce în ce mai evidente modificările climatice datorate surselor antropogenice. O dovadă importantă o constituie, de exemplu, creșterea exponențială începând cu era industrială (1860 și mai pregnant după 1945) a concentrațiilor atmosferice de CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub>, CFC [6]. Această creștere este evident corelată cu intensificarea activităților antropogenice (consumul de combustibili, producerea energiei, refrigerarea). De aceea, obiectivul primordial al UNFCCC (United Nations Framework Convention on Climate Change) a fost reducerea emisiei de gaze cu efect de seră conform protocolului la Kyoto.

Problemele actuale de poluare regională a aerului sunt legate de emisia de gaze (CO, CO<sub>2</sub>, NO, NO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, VOC) și aerosoli, dar și de transportul și transformările fotochimice ale acestora (de exemplu formarea O<sub>3</sub> ca poluant secundar). Aceste procese afectează în special primul strat atmosferic (până la 4 km altitudine), care este puternic influențat de fenomenele de la suprafața Pământului. Magnitudinea efectelor poluării depinde de intensitatea, tipul și distribuția surselor de emisie, în timp ce transportul și transformările fotochimice secundare sunt dictate de dinamica regională în stratul limită atmosferic, de topografia locală, condițiile meteorologice și sunt influențate de contextul geografic (de exemplu de localizarea continentală, costală sau deșertică a zonei).

Monitorizarea și analizarea proprietăților optice ale aerosolilor este extrem de dificilă, deoarece tipul și cantitatea acestora variază semnificativ în spațiu și timp. În prezent, există două metode de monitorizare și prelucrare a proprietăților optice ale aerosolilor: din măsurători satelitare [9], [8] și din măsurători terestre [10] folosind teledetecția activă sau pasivă.

Rețeaua AERONET (AERosol RObotic NETWORK) a fost înființată în anii 90, cu scopul de a monitoriza și cerceta influența aerosolilor asupra climei terestre. Rețeaua funcționează la nivel mondial, iar măsurătorile sunt făcute cu fotometre solare [10]. Datele AERONET sunt utilizate în scopul de a obține rezultate valoroase în ceea ce privește forcing-ul climatic [11], [12], [13]. Rețeaua AERONET furnizează date despre: adâncimea optică a aerosolilor, distribuția dimensională a particulelor, albedoul împrăștierii simple, partea reală și imaginară a indicelui de refracție, extincția și absorbția radiației solare. Toate acestea permit o analiză cât mai completă asupra încărcării atmosferei cu particule de aerosol.



Prin prezenta teză se deschide o nouă arie de cercetare fundamentală și aplicativă în cadrul Universității "Politehnica" din Timișoara, în domeniul calității mediului. Cercetările au un caracter interdisciplinar, pe baza datelor și experienței acumulate se analizează fenomene legate de chimia și fizica atmosferei, precum și efectele induse de aerosoli în domeniul energiilor regenerabile.

### **Obiective**

Lucrare are ca obiectiv general "investigarea modului în care prezența aerosolului atmosferic influențează potențialul energetic solar". Obiectivele specifice care decurg din obiectivul general sunt:

- Caracterizarea aerosolului atmosferic, studiul proprietăților fizice și chimice;
- Studiul interacțiunii aerosolului cu atmosfera;
- Obținerea unei baze de date, având valori medii orare, zilnice și lunare ale parametrilor optici ai aerosolului determinată din datele măsurate cu fotometru solar;
- Determinarea coeficientului de turbiditate Angstrom;
- Determinarea tipului de aerosol predominant în Timișoara, în anul 2011;
- Determinarea episoadelor de poluare care au avut loc în decursul anului 2011;
- Compararea proprietăților aerosolului obținute din măsurătorile cu fotometrul solar cu imagini satelitare și modele de prognoză;
- Crearea unui model parametric pentru modelarea transferului radiativ din atmosferă;
- Validarea modelului prin compararea cu alte modele empirice și parametrică care determină radiația solară în condiții de cer senin;
- Aplicarea modelului pentru fiecare episod de poluare studiat. Studiul efectului pe care-l are coeficientul de turbiditate Angstrom asupra iradierii solare;
- Aplicarea modelului la nivelul solului în condiții de cer senin, pentru fiecare episod de poluare, când se ia în calcul valoarea climatologică a coeficientului de turbiditate Angstrom;
- Identificarea influenței aerosolilor asupra potențialului energetic solar în episoadele de poluare studiate;
- Determinarea acurateții aproximării valorilor măsurate folosind doi indicatori statistici: abaterea pătratică medie și deviația standard;
- Evaluarea pierderilor de energie solară colectabilă în episoadele de poluare studiate.

## Structură

Teza de doctorat conține 150 pagini, 127 figuri și 17 tabele. Este structurată în șapte capitole, cu 114 referințe bibliografice.

În **primul capitol** este realizată o scurtă prezentare a importanței studiului aerosolilor, aceștia având efecte directe și indirecte asupra schimbărilor climatice, dar și asupra sănătății umane.

**Capitolul doi** este dedicat prezentării generale a aerosolului atmosferic, accentul fiind pus pe partea teoretică. Astfel, în acest capitol sunt prezentate sursele de aerosoli, clasificarea, precum și proprietățile chimice și fizice ale acestora.

Proprietățile optice ale aerosolilor rezultate din interacțiunea cu radiația solară sunt prezentate în **capitolul al treilea**. Din analiza acestora, s-au obținut informații despre cantitatea și concentrația încărcării atmosferei cu aerosoli.

În **capitolul patru** este descris echipamentul care a stat la baza acestei cercetări, fotometrul solar care face parte din rețeaua internațională AERONET. Acesta este montat pe una din clădirile Universității "Politehnica" din Timișoara și face parte din Laboratorul Multifuncțional de Mașini Termice și Energii Neconvenționale. Fotometru solar folosit are opt canale pentru aerosol și un canal pentru vapori de apă. În continuare, în acest capitol, este expusă procedura de transfer de date de la fotometru solar și tipurile de informații care se pot extrage din datele măsurate.

Rezultatele prelucrării datelor măsurate de fotometrul solar sunt prezentate în **capitolul cinci**, unde studiind proprietățile aerosolului atmosferic sunt identificate principalele tipuri de aerosoli din Timișoara. Rezultatele obținute au fost publicate în reviste de specialitate și au fost prezentate în cadrul unor conferințe naționale și internaționale.

În **capitolul șase** este descris un model parametric pentru determinarea radiației solare în condiții de cer senin. Modelul este validat prin compararea cu alte modele empirice din literatură. Pentru fiecare episod de poluare studiat, a fost folosit modelul parametric pentru a determina influența aerosolilor asupra potențialului energetic solar.

În **ultimul capitol** sunt prezentate concluziile studiului și sunt enumerate contribuțiile personale. În această secțiune se arată că dezvoltarea teoretică din primele capitole a permis prelucrarea datelor obținute de la fotometru solar și introducerea acestora într-un model parametric pentru calcularea potențialului energetic solar prin investigarea transferului radiativ în atmosferă.

Rezultatele prezentate în această lucrare sunt rodul cercetărilor derulate în decursul a trei ani. Rezultatele cercetărilor au fost raportate în 20 de articole științifice publicate în reviste de specialitate din țară și străinătate, enumerate în bibliografie.

## 2 Aerosolul atmosferic

Atmosfera este învelișul gazos al Pământului. Atmosfera este constituită dintr-un amestec de gaze – de aceea este considerată un sistem termodinamic, purtând în suspensie particule solide, lichide sau gazoase suplimentare, de origine terestră sau cosmică, naturală sau antropică.

O componentă importantă a compoziției atmosferei Pământului, datorită influenței sale asupra bilanțului radiativ, este aerosolul atmosferic. Termenul de aerosol a fost introdus în anul 1920 de către Schmuss (german), ca o analogie pentru termenul hydrosol – o suspensie lichidă stabilă a particulelor solide [14].

Aerosolul atmosferic este un sistem polidispers format din particule solide și lichide suspendate în aer (cu excepția hidrometeorilor – picăturilor de ploaie și cristalelor de gheață), acoperind un domeniu dimensional între câțiva nanometri și zeci de micrometri [15].

### 2.1 Surse de aerosoli

Aerosolii atmosferici au un impact semnificativ local, regional și global, influențând schimbările climatice, și având efecte nocive asupra sănătății umane. Aceștia provin din mai multe surse atât naturale, cât și antropice, care includ: sărurile marine din spargerea valurilor, particule fine de sol duse de vânt, fum și funingine de la focuri, polen și microorganisme ridicate de vânt cenușă și praf de la erupțiile vulcanice și multe altele. Impactele locale includ emisiile vehiculelor, procesele industriale, care pot duce la poluarea urbana a aerului [16], [17] și la posibilele efecte adverse asupra sănătății. În prezent, efectele radiative ale aerosolilor au cele mai mari incertitudini în previziunile climatice la nivel global, datorită schimbărilor compoziției atmosferice provocate de om.

#### 2.1.1 Surse naturale

Cele mai importante surse naturale generatoare de aerosol sunt:

- a) erupțiile vulcanice;
- b) furtunile de praf;
- c) aerosolul marin;
- d) incendiile naturale ale biomasei.

a) **Erupțiile vulcanice** generează produși gazoși ( $\text{SO}_2$ , dar și alți compuși ai sulfului), lichizi (vapori de apă) și solizi (cenușa vulcanică). În urma erupției vulcanice, în atmosferă ajung: cenușă vulcanică, vapori de apă, praf vulcanic și alte gaze, unde se formează nori, aceștia pot pluti la distanțe mari față de locul de emisie. Aceste emisii conduc totodată la reducerea proporției de oxigen natural din aer. Norii care transportă emisiile vulcanice reflectă radiației directe solară, contribuind la accentuarea efectului de seră, astfel influențează bilanțul energetic. Dimensiunile acestuia pot ajunge până la 100  $\mu\text{m}$  și pot să ajungă până în troposfera superioară, unde pot contribui la formarea particulelor de gheață, care au efect radiativ indirect.

b) **Furtunile de praf.** În unele regiuni ale globului și în anumite perioade ale anului, climatul determină uscarea stratului superior al solului, când acesta este lipsit de vegetație sau când apare fenomenul de eroziune eoliană. Aceste fenomene produc pulberi provenite din sol care constituie agenți importanți de poluare naturală (compuși de silicat). Pulberile sunt antrenate și ridicate în atmosferă, fiind uneori transportate la distanțe mari în timpul furtunilor de praf. Aceste particule au diametru mai mare decât 1  $\mu\text{m}$ . Printre neajunsurile pe care le provoacă aceste fenomene se numără și reducerea vizibilității și jenele respiratorii. Durata de viață a aerosolului de praf în atmosferă este invers proporțională cu dimensiunea acestuia, particulele submicronice pot rezista în atmosferă până la câteva săptămâni.

c) **Oceanele și mările.** Aerosolii rezultați în urma spargerii bulelor de aer antrenate și create de vânt, care depind foarte mult de viteza acestuia, se numesc aerosoli marini. Astfel, picăturile de apă desprinse se evaporă și se formează aerosolul de sare marin ( $\text{NaCl}$ ). Datorită albedoului ridicat al împrăstierii simple cât și a caracteristicilor higroscopice, aceștia împrăstie lumina și formează nuclee de condensare în nori, în special în acele regiuni în care viteza vântului este mare și cu puține alte surse de aerosoli [18], [19]. Particulele de sare marină acoperă o gamă mare de dimensiuni (de la 0.05 până la 10  $\mu\text{m}$  diametru) și în consecință au un timp de viață mare. Pe lângă  $\text{NaCl}$ , în compoziția chimică a aerosolului marin se mai găsește și o cantitate de sulfați, dar și grupuri ionice  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  și  $\text{Ca}^{2+}$ . După ce se formează aceste particule pot să-și modifice compoziția chimică în urma reacțiilor cu gazele din atmosferă și coagulării cu alte particule de aerosol din atmosferă.

d) **Incendiile naturale ale biomasei.** O altă sursă naturală de aerosoli este incendierea biomasei. Dacă vântul este puternic există riscul ca focul să se extindă foarte repede. Dezvoltarea și suprafața de întindere a incendiului este în funcție de gradul de uscăciune a biomasei. Principala cauză naturală de izbucnire a incendiilor de biomasă o reprezintă trăsnetul, favorizat de vremea caniculară.

Ale surse naturale de aerosoli sunt date de descompunerea resturilor vegetale și animale, aceștia numindu-se **aerosoli biogenici**.

Aceștia produc particule și gaze care constituie agenți poluanți. Acumulările de gaze pot fi mai nocive decât pulberile purtate de vânt. Descompunerea are loc în medii aerobe sau anaerobe prin fenomene enzimatice de natură bacteriană. În urma descompunerii aerobe rezultă amoniac și gaz carbonic și apoi nitriți, nitrați și carbonați, forme stabile asimilabile de către alte plante.

Descompunerea anaerobă sau putrefacția are loc mai lent decât cea în prezența oxigenului și se desfășoară în mai multe etape dând naștere la gaze nocive și urât mirositoare. La început ea dă naștere la acizi organici, carbonați, acizi, gaz carbonic și hidrogen sulfurat. Într-o fază ulterioară apar amoniacul, carbonații, acizii, gazul carbonic, sulfurile, mercaptanii și humusul.

**Aerosolul biologic** (polenul, spori) se găsește în atmosfera liberă și este împrăștiat prin mișcarea aerului. Densitatea cea mai mare este întâlnită în zonele rurale, în perioada în care plantele înfloresc. Dimensiunile lor medii sunt de 10-15  $\mu\text{m}$ , deși există și particule de polen care se încadrează într-un spectru dimensional mult mai larg 5-100  $\mu\text{m}$ .

În figura 2.1 sunt evidențiate principalele surse naturale de aerosoli.



Fig. 2.1. Principalele surse naturale de aerosoli (sursă: <http://earthice.hi.is/>;  
<http://modis.gsfc.nasa.gov/>)

### 2.1.2 Surse antropice

Cele mai importante surse antropice generatoare de aerosol sunt:

- a) Poluarea industrială;
- b) Poluarea datorată mijloacelor de transport;
- c) Sistemele de încălzire a locuințelor.

a) **Poluarea industrială.** Principala sursă de poluare antropică o reprezintă dezvoltarea industriei și diversificarea acesteia. Din acest punct de vedere, întreprinderile industriale pot fi clasificate în: întreprinderi producătoare de pulberi (fabrici de ciment, de var, de materiale de construcție, de prelucrare a metalelor neferoase), întreprinderi care produc fum (siderurgii, cocserii, întreprinderi electrometalurgice, etc.), întreprinderi care produc mirosuri (fabrici de celuloză, de prelucrare a unor produse animale, etc.), întreprinderi care elimină substanțe iritante și toxice (fabrici de produse chimice, de cauciuc, etc.), întreprinderi care elimină poluanți susceptibili de reacții fotochimice (instalații de prelucrare a petrolului, etc.). Particulele injectate în atmosferă prin poluarea industrială au dimensiuni de la câțiva submicroni până la sute de microni.

b) **Poluarea datorată mijloacelor de transport.** O altă sursă de poluare sunt mijloacele de transport, care evacuează în atmosferă o cantitate deloc neglijabilă de gaze de ardere. În această categorie intră: autovehiculele, locomotivele, vapoarele, avioanele, etc. Cea mai mare pondere de gaze ce poluează aerul provine de la autovehicule, datorită în primul rând numărului foarte mare al acestora. Gazele de eșapament au în compoziția lor hidrocarburi, oxizi de carbon și azot și o cantitate mică de plumb, aldehide, etilenă, hidrocarburi aromatice cancerigene, etc.

Cea mai importantă sursă de CO din poluarea atmosferei (60 %) este produsă de gazele de eșapament.

c) **Sistemele de încălzire a locuințelor**, care determină poluarea aerului prin substanțele rezultate în urma combustiei incomplete și prin impuritățile prezente în combustibili.

d) **Incendierea antropică a biomasei.**

Alte surse de poluare cuprind **arderea reziduurilor și fumul de țigară** care conține nicotină, oxid de carbon, hidrocarburi cancerigene, compuși ai azotului, sulfurii, acid cianhidric și alți acizi organici, acroleină, alcool metilic etc.

În figura 2.2 sunt redată principalele surse de poluare antropică.



Fig. 2.2. Principalele surse de poluare antropică

## 2.2 Clasificarea aerosolilor

Aerosolul atmosferic se clasifică în funcție de dimensiune, de procesul de formare și de timpul de viață.

Dimensiunea particulelor este unul dintre cei mai importanți parametri pentru caracterizarea acestora. Diametrul aerosolului atmosferic poate varia de la câțiva nanometri până la 100 micrometri. Masa unei particule cu diametru de 10  $\mu\text{m}$  este echivalentă cu masa a unui miliard de particule cu diametru de 10 nm având aceeași compoziție.

După dimensiune, particulele de aerosol se împart în trei categorii care poartă numele de moduri [20]:

- Modul grosier
- Modul de acumulare
- Modul de nucleație

**a) Modul grosier**

Particulele cu diametre mai mari decât  $1 \mu\text{m}$  sunt identificate ca fiind grosiere. Aceste particule sunt în principal, produse prin procese mecanice și sunt introduse direct în atmosferă din surse naturale sau antropice. Deoarece au dimensiuni mari, acestea sedimentează într-un timp foarte scurt, excepție făcând zilele cu vânt.

**b) Modul de acumulare**

Particulele cu diametrele între  $0.1$  și  $1 \mu\text{m}$  sunt considerate ca fiind un mod de acumulare, reprezentând în principal o regiune de particule crescute datorită coagulării particulelor cu diametre mai mici decât  $0.1 \mu\text{m}$  și prin condensarea vaporilor pe particulele existente, cauzând o creștere în dimensiunea acestora.

**c) Modul de nucleație**

Particulele Aitken au diametru cuprins între  $0.01$  și  $0.1 \mu\text{m}$ , se formează la conversia gaz particulă, la temperatura ambiantă precum și la condensarea vaporilor în timpul proceselor de combustie. Aceste particule acționează ca nuclee de condensare pentru speciile de vapori la presiune scăzută. Durata de viață este scurtă, acestea unindu-se cu particule mai mari.

Particulele cu diametre mai mici decât  $0.01 \mu\text{m}$ , sunt denumite **particule ultrafine**, acestea sunt generate de procesele de conversie gaz – particulă, care încă nu sunt înțelese la nivel molecular.

În figurile 2.3 și 2.4 se disting patru grupe de aerosoli, bazat pe distribuția numărului, suprafeței și volumului particulei [21].

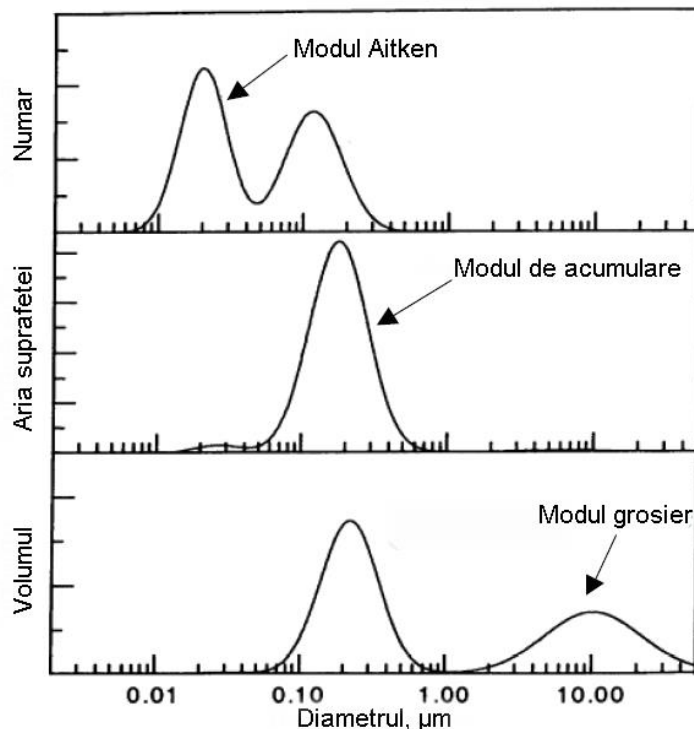


Fig. 2.3. Modulurile de distribuția numerică, de suprafață și volumică a particulelor de aerosol [1]

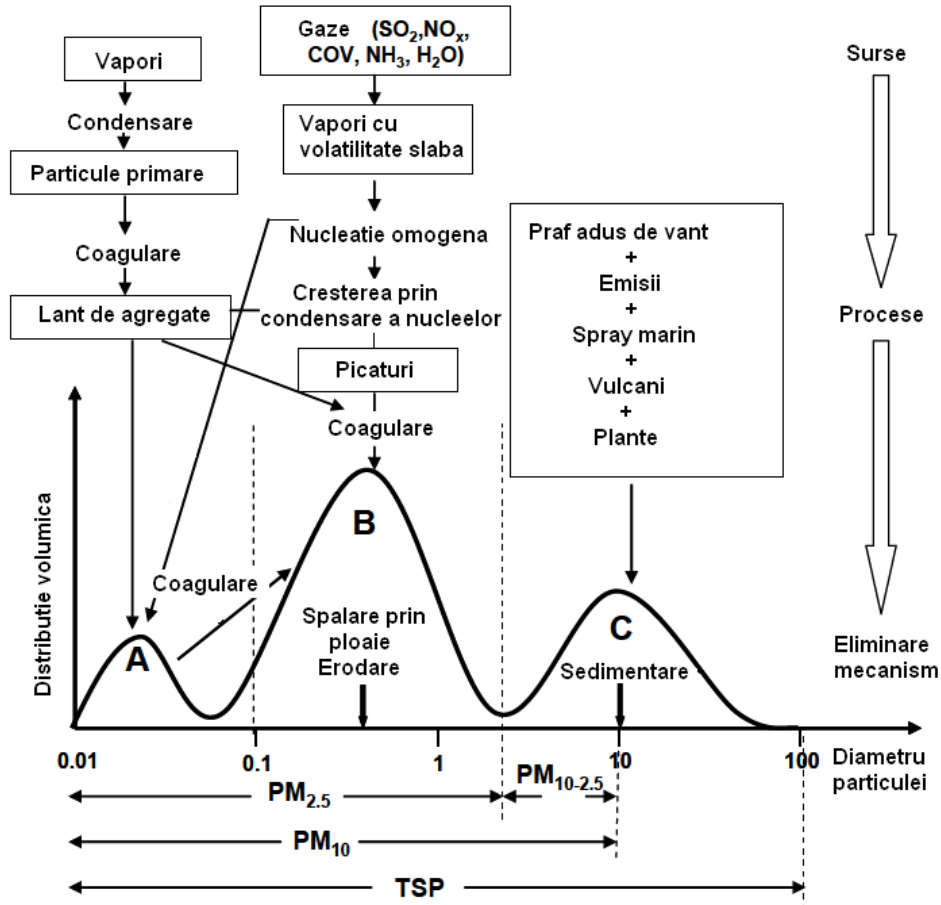


Fig. 2.4. Principalele moduri, sursele și mecanismele de formare și îndepărtare a aerosolului. A- modul de nucleație; B – modul de acumulare; C- modul grosier (prelucrată după [22],[23])

Astfel de particule sunt mai numeroase în atmosfera joasă în apropierea sursei primare, suprafața pământului. Din punct de vedere meteorologic, aceste particule fine adesea invizibile sunt semnificative.

Mai întâi pot să acționeze ca suprafețe pe care să condenseze vaporii de apă, deci devin nuclee de condensare foarte importante în formarea norilor și a ceații [1].

În al doilea rând, particulele de aerosol pot absorbi și reflecta radiația solară incidentă.

Astfel, când cantitatea de aerosol din atmosferă este mare, ca de exemplu după erupția unui vulcan, cantitatea de radiație solară care ajunge la suprafața Pământului este considerabil redusă.

În al treilea rând, praful din aer contribuie la un fenomen optic frecvent observat, colorarea cerului la răsărit și apus în roșu și portocaliu.

În studiul realizat de mai mulți cercetători [20], [22], [24], concentrația de aerosoli naturali a rămas aproximativ aceeași în timpul erei industriale, dar concentrația de aerosoli de natura antropică produși de activitățile umane a crescut



în mod dramatic. Influența pe care această creștere ar avea-o asupra schimbărilor climatice constituie, încă, obiect de cercetare.

În tabelul 2.1 este prezentată clasificarea principalilor aerosoli după diametru.

În fig. 2.5 se pot observa particulele care se află în atmosfera, diametru acestora și domeniu spectral unde sunt întâlnite. În ultraviolet și vizibil predomină fumul, smog-ul, precum și praful, pe când în infraroșu se întâlnesc spori, polen, ceață, praf de cărbune, etc.

Tabel 2.1. Alte clasificări ale aerosolilor după mărime [25]

Clasificare	Definiție
Nisip	Diametru > 75 $\mu\text{m}$
Praf	Diametru < 75 $\mu\text{m}$
Fum	Particule fine în suspensie < 15 $\mu\text{m}$
Total particule în suspensie	Particule fine în suspensie, < 15, $\mu\text{m}$ colectate prin filtrare, și măsurate prin metode gravimetrice

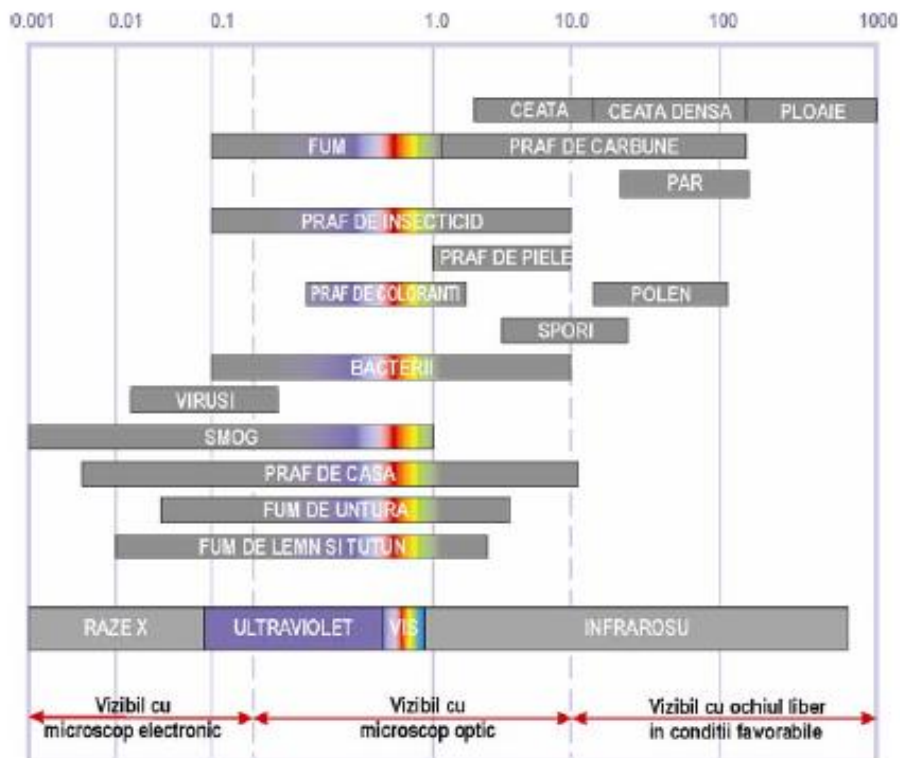


Fig. 2.5. Diametrul particulelor frecvente în atmosferă [25]

### 2.3 Compoziția chimică a aerosolului atmosferic

Compoziția chimică a aerosolului este foarte variabilă și depinde atât de sursa de proveniență a particulei, de procesul de formare cât și de dinamica atmosferică. În tabelul 2.2 sunt prezentate diferite tipuri de aerosoli și cantitatea lor în atmosferă exprimată în Teragrame pe an ( $10^{12}$  g / an).

Din tabel se observă că aerosolul majoritar, este cel de origine naturală și reprezintă 94 % din totalul de particule. După cum s-a mai menționat, acesta în mare parte este compus din particule de dimensiuni mari: praf deșertic, săruri marine, erupții vulcanice, fumul din incendierea pădurilor, praful terestru sau extraterestru și din particule mici produse prin reacții chimice ale gazelor din atmosferă.

Aerosolul secundar este reprezentat prin sulfați, azotați și aerosoli organici formați prin oxidarea în atmosferă a  $SO_2$ ,  $NO_x$  și a COV-urilor (compuși organici volatili), care provin din emisiile de gaze de eșapament și alte emisii din trafic [26].

Tabel 2.2. Estimarea cantității emise anual pentru principalele tipuri de aerosoli [preluat după [29], [30]]

Origine	Sursă	Cantitatea estimată (Tg/an)
<b>Naturală (cu maximul de 94 %)</b>	<b>Primară</b>	
	Praf mineral	2150
	Săruri marine	3340
	Cenușă vulcanică	33
	Resturi vegetale	56
	Funingine de carbon (rezultată din arderea biomasei)	6 - 9
	<b>Secundară</b>	
	Sulfați (COV și $SO_2$ proveniți de la vulcani și din arderea biomasei)	78
	Carbon organic (COV, arderea biomasei)	61 - 96
	Nitrați ( $NO_x$ , arderea biomasei)	4
<b>Total aerosoli naturali</b>		5766
<b>Antropică (cu maximul de 6 %)</b>	<b>Primară</b>	
	Pulberi industriale	100 - 200
	Funingine (arderea combustibililor fosili și biomasă)	6 - 8
	<b>Secundară</b>	
	Sulfați ( $SO_2$ )	122
	Nitrați ( $NO_x$ )	14
	Carbon organic (arderea combustibililor fosili și biomasă)	10 - 30
<b>Total aerosoli antropici</b>		374

Aerosolii proveniți din surse antropice pot fi particule emise direct în timpul proceselor de ardere (aerosol primar) și particule produse prin conversia gazelor emise în particule (aerosol secundar).

În tabel se disting patru tipuri de aerosoli de origine naturală sau antropică (surse primare sau secundare) și anume:

- Săruri marine (aerosol marin - Na, Cl, S, Mg),
- Aerosol de origine terestră (praf deșertic sau praf mineral – Si, Al, Fe, Ca, Sc),
- Aerosolul de carbon cuprinde două specii chimice diferite: carbonul praf (Carbonul Negru, sau Black Carbon – abreviat BC) și carbonul organic (Organic Carbon – abreviat OC)
- Particulele solubile în apă, altele decât cele organice (nitrați, sulfați, Li, Na, NH<sub>3</sub>, Mg) [27], [28].

Componentele chimice predominante sunt strâns legate de sursa de emisie și de procesele de formare ale particulelor.

Distribuția dimensională împreună cu proprietățile chimice ale aerosolului pot fi folosite la estimarea proprietăților optice și fizice [31] [32].

## 2.4 Proprietățile fizice ale aerosolului atmosferic

Proprietățile aerosolului sunt studiate pentru a evalua impactul asupra climatului și vizibilității. Acestea pot fi împărțite în două categorii: proprietăți extensive și proprietăți intensive.

Proprietățile extensive depind de concentrația aerosolilor, în timp ce proprietățile intensive depind de cantitatea de aerosol prezent. Adâncimea optică a aerosolului și concentrația masică sunt exemple de proprietăți extensive, iar albedoul împrăstierii singulare și eficiența de împrăstiere sunt exemple de proprietăți intensive. Proprietățile intensive sunt utilizate de obicei ca parametri în modelele de transfer radiativ și în dezvoltarea algoritmilor pentru teledetecție, în timp ce proprietățile extensive sunt în general utilizate pentru verificarea modelelor de transport chimic și pentru validarea algoritmilor de teledetecție. Distribuția spațială și temporală a proprietăților extensive este utilizată de asemenea pentru a evalua tendințele și efectele modificărilor la emisie [25].

În troposferă și la suprafața Pământului se găsește cea mai mare cantitate de aerosoli (2 – 3 km).

### 2.4.1 Concentrația aerosolului atmosferic

Una din cele mai importante caracteristici a aerosolului o reprezintă concentrația. Aceasta poate fi definită în două moduri: prin numărul de particule în unitatea de volum gazos ori prin raportul de amestec (masa de aerosol din masa totală de aer). Concentrația totală a particulei de aerosol poate fi exprimată astfel:

$$N(r) = \int_r^{\infty} n(r) dr \quad (2.1)$$

unde:  $n(r)$  reprezintă numărul de particule de aerosol (cm<sup>-3</sup>);  
 $r$  – raza particulei (μm).

$$n(r) = -\frac{dN}{dr}$$

cu,  $dN(r) = N(r)dr$  sau  $\frac{dN(r)}{N(r)} = f(r)dr$  și  $\int_0^{\infty} f(r)dr = 1$  (2.2)

Concentrația de aerosol atmosferic exprimată în funcție de concentrația volumică (volumul de aerosol pe unitatea de volum de aer) este distribuită după raza particulei astfel:

$$\frac{dV}{V} = F(r)dr \text{ sau } \left(\frac{1}{V}\right) \frac{dV}{dr} = F(r) \quad (2.3)$$

cu condiția de normare  $\int_0^{\infty} F(r)dr = 1$

În mod similar funcția de distribuție se poate scrie pentru suprafața sau masa particulelor de aerosol.

Desigur, se poate face trecerea de la funcția de distribuție pentru volum la cea după rază sau funcția de distribuție după masă. Se obișnuiește ca, în trecerea de la o funcție de distribuție la alta, să se presupună ca particulele de aerosol sunt sferice. Raza acestor particule sferice ipotetice este indicată de metoda de măsurare. De exemplu, în cazul dimensionării microscopice, așa numita "rază a suprafeței", este raza unui cerc care are aceeași arie a suprafeței ca proiecția ortogonală a suprafeței particulei.

În figura 2.3 este reprezentată distribuția numărului, suprafeței și volumului particulei.

#### 2.4.2 Distribuția dimensională a aerosolului atmosferic

Pentru o caracterizare mai completă a aerosolului, trebuie să se folosească distribuția dimensională a particulelor de aerosol, deoarece dimensiunea particulelor variază pe un domeniu foarte larg.

Distribuția dimensională a particulei de aerosol poate fi exprimată astfel în mai multe moduri:

##### a) Distribuția "putere"

Pe baza măsurătorilor efectuate prin metoda impactului, Junge [3] a propus o lege - legea puterii - ca să descrie distribuția dimensională a particulelor mari și gigant.

$$\frac{dN}{dr} = C_1 r^{-(\beta+1)} \quad (2.4)$$

unde:  $C_1$  și  $\beta$  sunt constante.

Considerând domeniul dimensional al particulei mărginit, ecuația 2.5 devine:

$$\frac{dN}{d(\log r)} = C_2 r^{-\beta} \quad (2.5)$$

unde:  $C_2$  este o funcție de concentrație;  
 $\beta$  – panta curbei de distribuție ( $\beta=3$ , în condiții de aerosol continental).

### **b) Distribuția Gamma**

Aceasta oferă o reprezentare mai complexă, care poate furniza o acuratețe mai mare pentru un domeniu dimensional dat.

$$n(r) = Ar^\alpha \exp(-Br^\gamma) \quad (2.6)$$

unde A, B,  $\alpha$  și  $\gamma$  sunt parametric pozitivi.

Maximele distribuției se obțin la  $r_m$ , o mărime observabilă care leagă parametri distribuției conform cu relația:

$$\alpha = B\gamma r_m^\gamma \quad (2.7)$$

O altă relație pentru concentrația la  $r_m$ :

$$n(r_m) = Ar^\alpha \exp(-\alpha/\gamma) \quad (2.8)$$

O a treia condiție este disponibilă pentru concentrația totală:

$$N = \frac{AB \exp[-(\alpha+1)/\gamma]}{\gamma} \cdot \Gamma\left(\frac{\alpha+1}{\gamma}\right) \quad (2.9)$$

unde  $\Gamma$  este funcția gamma.

Panta distribuției este dată de ecuația 2.10:

$$d[\log n(r)]/d \log r = \alpha \left[ 1 - \left( \frac{r}{r_m} \right)^\gamma \right] \quad (2.10)$$

Un avantaj al acestei distribuții este domeniul de aplicație care poate fi ales oricât de mare între  $r_{min} \leq r \leq r_{max}$ , acesta neaplicându-se pentru legea puterii.

### **c) Distribuția log – normală și combinată**

În ultima vreme cei mai mulți cercetători reprezintă distribuția dimensională a particulelor de aerosol prin suma a trei distribuției logaritmic.

$$\frac{dn}{d \log D_p} D_p = \sum_{i=1}^3 \frac{N_i}{\sqrt{2\pi} \ln \sigma_g} \exp \left[ - \frac{(\ln D_p - \ln D_{gi})^2}{2 \ln^2 \sigma_g} \right] \quad (2.11)$$

unde:  $N_i$  reprezintă numărul de particule, exprimat în  $\text{cm}^{-3}$ ;

$\sigma_{gi}$  – deviația standard geometrică, în -;

$D_{gi}$  – diametru geometric, în  $\mu\text{m}$ .

Numărul total de particule, aria suprafeței și volumul se obțin din următoarele ecuații (2.12 – 2.14):

$$N = N_1 + N_2 + N_3 \quad (2.12)$$

$$S = S_1 + S_2 + S_3, \quad S_i = \pi D_{gi}^2 N_i \exp(2 \ln^2 \sigma_{gi}) \quad (2.13)$$

$$V = V_1 + V_2 + V_3, \quad V_i = \frac{\pi}{6} D_{gi}^3 N_i \exp\left(\frac{9}{2} \ln^2 \sigma_{gi}\right) \quad (2.14)$$

Distribuția volumică ( $\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ ) este descrisă de următoarea ecuație:

$$\frac{dV(r)}{d \ln r} = V(r) \frac{dN(r)}{d \ln r} = \frac{4}{3} \pi r^3 \frac{dN(r)}{d \ln r}$$

Raza medie a particulei de aerosol este definită de Seinfeld and Pandis [1], ca fiind ecuația 2.15.

$$\ln r_0 = \frac{\int_{r_{\min}}^{r_{\max}} \ln r \frac{dN(r)}{d \ln r} d \ln r}{\int_{r_{\min}}^{r_{\max}} \frac{dN(r)}{d \ln r} d \ln r} \quad (2.15)$$

unde:  $r_0$  este raza medie, exprimată în  $\mu\text{m}$ .

Deviația standard medie este dată de ecuația 2.16.

$$\sigma_0 = \sqrt{\frac{\int_{r_{\min}}^{r_{\max}} (\ln r - \ln r_0)^2 \frac{dN(r)}{d \ln r} d \ln r}{\int_{r_{\min}}^{r_{\max}} \frac{dN(r)}{d \ln r} d \ln r}} \quad (2.16)$$

unde:  $\sigma_0$  este deviația standard medie, adimensional.

Numărul mediu de particule de aerosol este exprimat în ecuația 2.17.

$$N_0 = \int_0^{\infty} \frac{dN}{d \ln r} d \ln r \quad (2.17)$$

Din ecuațiile 2.15, 2.16 și 2.17 rezultă raza efectivă ( $r_{ef}$ ) a distribuției după cum urmează:

$$r_{ef} = \frac{\int_0^{\infty} r^3 \frac{dN(r)}{d \ln r} d \ln r}{\int_0^{\infty} r^2 \frac{dN(r)}{d \ln r} d \ln r} = r_0 \exp(2.5\sigma_0^2) \quad (2.18)$$

unde:  $r_{ef}$  reprezintă raza efectivă, se măsoară în  $\mu\text{m}$ .

Concentrația volumică, exprimată în  $\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ , este dată de următoarea ecuație:

$$C_v = \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} \frac{dV(r)}{d \ln r} d \ln r \quad (2.19)$$

În distribuția volumică, dacă raza efectivă este mai mare decât  $r_0$ , atunci avem particule cu diametru mare.

Cele mai studiate distribuții dimensionale sunt pentru aerosolul de tip urban-industrial, rural, maritim.

În general distribuția dimensională a aerosolilor urbani este extrem de variabilă în timp și neuniformă în spațiu. Aerosolii urbani sunt un amestec de particule primare emise de surse naturale și artificiale (industrie, transporturi, centrale electrice etc.), și material secundar produs de conversia gaz – particulă. Astfel, particulele mici prezintă concentrații mari în apropierea surselor dar care scad rapid cu distanța. De asemenea, compoziția chimică este foarte diferită în funcție de proveniența lor. Aerosolii din mediul rural provin în special din sursele naturale, dar o parte dintre ei se datorează activităților umane. Distribuția dimensională a acestora se caracterizează printr-un maxim (mai puțin pronunțat decât în cazul urban) pentru particule foarte mici ( $0,01 \mu\text{m}$ ) și o tendință aproximativ constantă pentru particulele din modul acumulare ( $0,1 \mu\text{m}$ ).

Mediul maritim prezintă concentrații tipice foarte scăzute. Maximul distribuției se regăsește în modul acumulare, dar din punct de vedere masic 95 % din masa de aerosol este constituită din particule gigant. Acestea sunt reprezentate mai ales din sare marină rezultată în urma evaporării stropilor de apă.

Dacă aerosolii absorb apa din atmosferă [33], [34] sunt implicați în procesul de formare al norilor și în ciclul hidrologic, creșterea umidității este adesea însoțită de o mărire a dimensiunii particulelor. Influența umidității relative, notată cu RH, asupra razei particulei poate fi modelată prin relația furnizată de către [35] după cum urmează:

$$r_u = r(1 - RH)^{-e} \quad (2.20)$$

unde  $r_u$  se referă la raza particulei în condiții umede, exprimată în  $\mu\text{m}$ ;

$RH$  – umiditatea relativă, în %;

$e$  – coeficient care depinde de tipul de aerosol și are valoarea 0,285 pentru particulele solubile în apă.

### 3 Interacțiunea radiației solare cu atmosfera

Particulele de aerosol influențează transferul radiativ în atmosferă prin procesul de împrăștiere și de absorbție, care conduc la atenuarea intensității radiației solare. Procesul de atenuare a radiației solare se mai numește și extincție. Creșterea concentrației de aerosol intensifică acest efect. Pentru a înțelege efectul pe care îl are aerosolul în atmosferă, trebuie studiat modul în care interacționează radiația solară cu acesta. În acest capitol sunt prezentate principalele proprietăți optice ale aerosolului atmosferic.

#### 3.1 Radiația solară

Radiația solară care străbate atmosfera terestră este diminuată din cauza absorbției și împrăștierii acesteia de către moleculele de aer, nori și aerosoli.

Radiația primită de sol de la Soare fără să-și fi schimbat direcția de propagare la străbaterea atmosferei se numește **radiația directă**, se notează cu  $G_b$ .

Radiația primită de sol de la Soare după schimbarea direcției de propagare prin reflexie și împrăștiere de către atmosfera terestră se numește **radiația difuză**, se notează cu  $G_d$ .

Radiația care ajunge la observator după reflexia ei de către sol se numește **radiație reflectată** și este notată cu  $G_R$ .

Radiația totală care constă din suma celor trei componente, mai este numită **radiație globală**, și se notează cu  $G$  (Fig. 3.1).

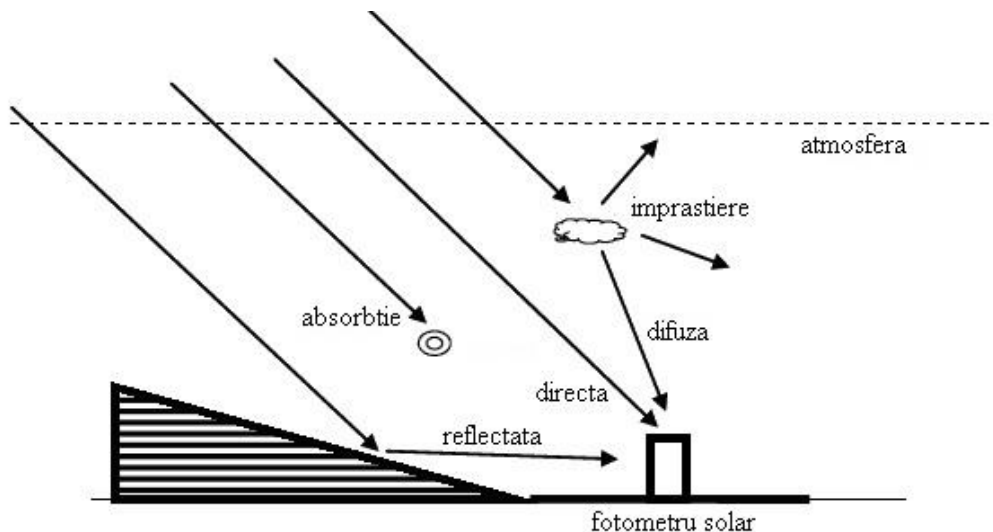


Fig. 3.1 Radiația solară în atmosferă



Radiația solară pe care o percepe ochiul nu vine direct de la Soare, ci indirect prin procesul de împrăștiere.

Împrăștierea este un proces fizic fundamental datorat interacțiunii radiației solare cu materia. Acesta apare pentru toate lungimile de undă din spectrul electromagnetic și trebuie înțeles ca fiind procesul de deviere al fotonilor din fasciculul incident prin împrăștierea în toate direcțiile, proces care duce la scăderea intensității fasciculului incident [20]. Împrăștierea este însoțită de absorbție, dacă mediul este absorbant. La traversarea atmosferei o parte din radiația solară este absorbită de constituenții atmosferici.

Împrăștierea luminii de către molecule sau de către particule cu dimensiuni mai mici decât lungimea de undă a radiației, este descrisă cu ajutorul teoriei Rayleigh [36]. Absorbția și împrăștierea radiației de către particule atmosferice cu dimensiuni comparabile cu lungimea de undă a radiației electromagnetice este descrisă de teoria Mie [37].

Teoriile Mie și Rayleigh au la bază ecuațiile fundamentale ale lui Maxwell, cu ajutorul cărora se obține ecuația câmpului electromagnetic [38].

În Fig. 3.2, în imaginea din partea stângă este reprezentată împrăștierea pe particule mici, iar celelalte două imagini reprezintă împrăștierea Mie pentru două particule de dimensiuni diferite, în ultima imagine fiind vorba despre o particulă de dimensiune mare. Săgeata de sub imagini reprezintă direcția radiației solare.

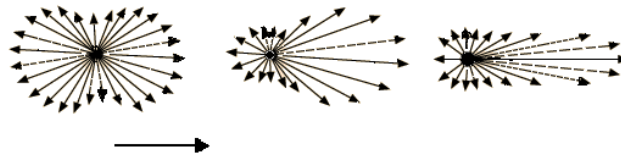


Fig. 3.2. Împrăștierea Rayleigh (stânga); Împrăștierea Mie (centru și dreapta)

În atmosferă au loc împrăștieri multiple, adică radiația solară împrăștiată de o particulă în toate direcțiile la rândul ei poate să fie împrăștiată pe alte particule. Împrăștierea multiplă este un proces important pentru transferul energiei solare în atmosferă, în special când sunt implicați norii și aerosolul.

### 3.2 Proprietățile optice ale aerosolului atmosferic

În continuare vor fi introduse conceptele fundamentale legate de atenuarea optică într-o atmosferă care conține aerosol și componente gazoase.

Proprietăți optice care stau la baza interacțiunii aerosolului cu radiația solară sunt date de împrăștiere și absorbția radiației de către particule și molecule. Cunoașterea acestora ne pot da informații despre aerosol.

În Fig. 3.3 este prezentat spectrul radiației solare în funcție de lungimea de undă. Măsurătorile arată că distribuția spectrală a radiației solare este asemănătoare cu cea a unui corp negru la temperatura de 6000 K. Distribuția spectrală a radiației solare la nivelul solului este diferită de cea măsurată la limita atmosferei terestre, datorită proceselor de absorbție și împrăștiere suferite la traversarea atmosferei. Cuprinderea acestor procese în ecuații cantitative este un proces dificil datorită modificării continue a concentrației relative a diferiților constituenți atmosferici.

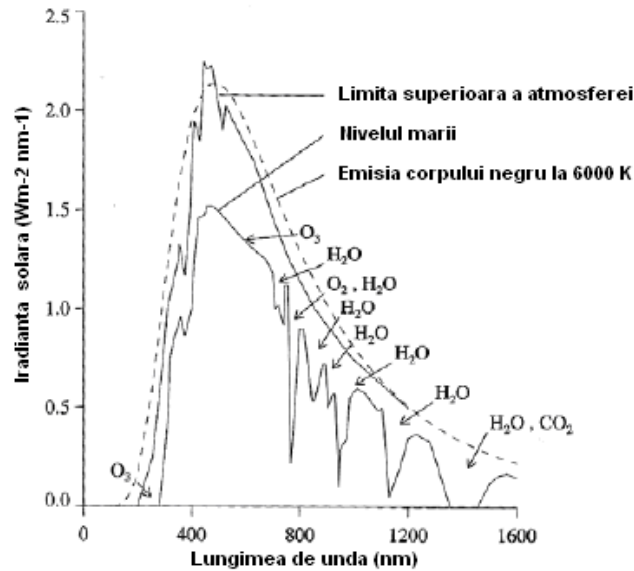


Fig. 3.3. Iradianța solară spectrală

Cele mai importante proprietăți optice ale aerosolului atmosferic sunt:

- Adâncimea (grosimea) optică a aerosolului (AOD – aerosol optical depth, sau AOT- aerosol optical thickness) ( $\tau$ ),
- Parametru (exponentul) Angstrom ( $\alpha$ ),
- Coeficientul de turbiditate Angstrom ( $\beta$ ),
- Albedoul împrăștierii simple (SSA – single scattering albedo, notat cu  $\omega$ ),
- Indicele de refracție,
- Funcția de fază.

### 3.2.1 Adâncimea optică a aerosolului

Adâncimea optică a aerosolului este un indicator al concentrației de aerosoli în coloana atmosferică [39] și depinde de lungimea de undă.

AOD este un parametru standard măsurat de fotometru solar la diferite lungimi de undă (0,34 – 1,64 $\mu$ m).

Acest parametru adimensional este definit ca fiind coeficientul de extincție integrat pe coloană atmosferică între limita inferioară și superioară a acesteia (TOA – *Top Of the Atmosphere*), după cum urmează în următoarea ecuație:

$$\tau_{\lambda} = \int_0^{TOA} \sigma_{ext}(\lambda, z) dz \quad (3.1)$$

unde:  $\lambda$  este lungimea de undă, exprimată în  $\mu$ m;

$\tau_{\lambda}$  - adâncimea optică totală în funcție de lungime de undă;

$\sigma_{ext}$  reprezintă coeficientul de extincție, adimensional;

$z$  - altitudinea, în km.

Pentru o particulă de aerosol sferică, coeficientul de extincție se poate scrie astfel:

$$\sigma_{ext}(\lambda, z) = \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{ext}(m, r, z, \lambda) f(r) dr \quad (3.2)$$

unde  $Q_{ext}$  reprezintă factorul de eficiență al extincției;  
 $m$  – indicele de refracție complex;  
 $f(r)$  și  $r$  au fost definite în capitolul 2.

Factorul de eficiență al extincției este un rezultat al teoriei Mie, care depinde de indicele de refracție complex al sferei.

$$Q_{ext}(m, r, z, \lambda) = \frac{1}{2r^2} \sum_{j=1}^{\infty} (2j+1) \operatorname{Re}(a_j + b_j) \quad (3.3)$$

unde  $a_j$  și  $b_j$  sunt coeficienții Mie, determinați din condițiile la interfața dintre sferă și mediul extern.

Introducând ecuația 3.2 în ecuația 3.1 se obține:

$$\tau_{\lambda} = \int_0^{TOA} \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{ext}(m, r, z, \lambda) f(r) dz dr \quad (3.4)$$

AOD-ul obținut de la fotometru solar scade cu creșterea lungimii de undă, adică are o valoare mare pentru lungimi de undă scurte ale radiației solare. Adâncimea optică a aerosolului ia valori în intervalul 0 – 2 și este adimensional.

### 3.2.2 Parametrul Angstrom

Dependența parametrului Angstrom de lungimea de undă a radiației este în principiu destul de complicată, datorită diversității componentelor atmosferice. Dependența spectrală a AOD poate fi aproximată prin ecuația dedusă de Angstrom [40]:

$$\tau_{\lambda} = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (3.5)$$

unde:  $\beta$  reprezintă coeficientul de turbiditate Angstrom.

Pentru calcularea parametrului Angstrom, ecuația 3.5 se scrie pentru două lungimi de undă diferite și se face raportul dintre acestea, obținându-se ecuația 3.6.

$$\alpha(\lambda_1, \lambda_2) = - \frac{\ln(\tau_{\lambda_2} / \tau_{\lambda_1})}{\ln(\lambda_2 / \lambda_1)} \quad (3.6)$$

Parametrul Angstrom reprezintă în mod esențial panta dependenței spectrale a turbidității. Prin analiza acestui parametru se poate extrage o cantitate importantă de informație despre dimensiunea particulelor de aerosol din atmosferă.

Acesta este cuprins între limitele 0 și 2, iar dacă valoarea parametrului Angstrom este:

- $\alpha < 1$  – în atmosferă există particule de dimensiuni mari - particule grosiere (praf sau aerosol marin),
- $\alpha > 1$  – în atmosferă există particule de dimensiuni mici - particule fine (poluare de tip urban – industrială, aerosoli proveniți din arderea biomasei).

Foarte mulți cercetători au discutat modalitățile prin care se pot obține informații din parametru Angstrom, privind distribuția dimensională a aerosolilor [41] [42].

### 3.2.3 Coeficientul de turbiditate Angstrom

Din ecuația 3.5 se extrage coeficientul de turbiditate Angstrom, astfel:

$$\beta = \tau_{\lambda} \cdot \lambda^{\alpha} \quad (3.7)$$

Pentru ca ecuația 3.7 să fie adimensională se împarte la  $\lambda_0$ , care are valoarea 1  $\mu\text{m}$ .

$$\beta = \tau_{\lambda} \cdot \left( \frac{\lambda}{\lambda_0} \right)^{\alpha} \quad (3.8)$$

Coeficientul de turbiditate Angstrom ia valori între 0 – 0,5, iar dacă depășește valoarea 0,2 atmosfera este poluată [43].

### 3.2.4 Albedoul împrăștierii simple

Reprezintă raportul dintre coeficientul de împrăștiere și coeficientul de extincție a radiației de către aerosol și se calculează cu următoarea ecuație:

$$\omega = \frac{\sigma_s}{\sigma_{ext}} = \frac{\sigma_s}{\sigma_s + \sigma_a} \quad (3.9)$$

unde:  $\sigma_s$  este coeficientul de împrăștiere;

$\sigma_{ext}$  - coeficientul de extincție;

$\sigma_a$  - coeficientul de absorbție.

Valoarea lui  $\omega$  este cuprinsă între 0 și 1, după cum urmează:

- când are valoarea 1, radiația este împrăștiată (particula este neabsorbantă),
- când are valoarea 0, particula este un absorbant perfect.

Coeficientul de împrăștiere se exprimă cu următoarea formulă:

$$\sigma_s(\lambda, z) = \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_s(m, r, z, \lambda) f(r) dr \quad (3.10)$$

În studiul făcut de Bond and Bergstrom [44], carbonul negru (funinginea) poate avea  $\omega < 0.5$  în special lângă sursă. Cu alte cuvinte, albedoul împrăștierii simple reprezintă fracția de lumină împrăștiată din lumina totală.

$$\omega_{crit} = \frac{2R_s}{2R_s + \beta(1 - R_s)^2} \quad (3.11)$$

unde:  $\omega_{crit}$  este albedoul împrăștierii simple critice;

$R_s$  – suprafața albedo;

$\beta$  - fracția de împrăștiere în jos (retroîmprăștiere).

Dacă  $\omega$  este mai mare decât  $\omega_{crit}$ , atunci are loc procesul de răcire, dacă este mai mic atunci se vorbește de încălzire.

### 3.2.5 Indicele de refracție

Indicele de refracție complex se notează cu  $m$  și exprimă împrăștierea și absorbția radiației de către o particulă de aerosol.

$$m = n + ik \quad (3.12)$$

unde:  $n$  reprezintă partea reală a indicelui de refracție;

$i$  – unitate imaginară;

$k$  – partea imaginară a indicelui de refracție.

Acesta depinde de compoziția chimică a particulei, umiditatea relativă, temperatura, presiune cât și de prezența vaporilor de apă și a particulelor de aerosol.

În Fig. 3.4 este reprezentată partea reală și cea imaginară a indicelui de refracție complex pentru următoarele tipuri de poluare cu aerosol: marin, urban – industrial și rural Schettle and Fenn [45] în funcție de lungimea de undă. Printr-o linie continuă este reprezentată apa pură, valoarea ei fiind de referință pentru celelalte tipuri de aerosoli.

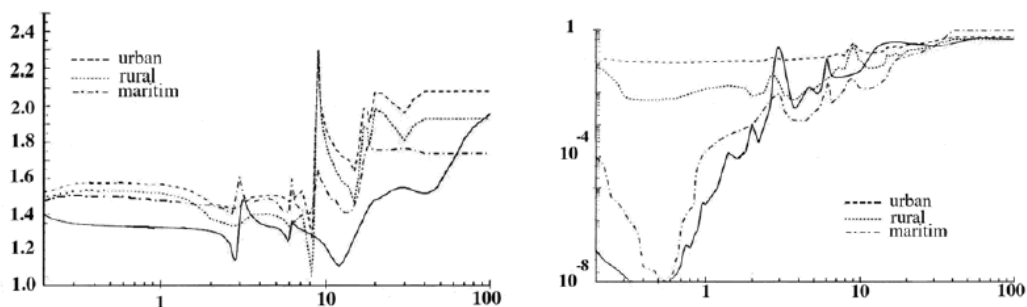


Fig. 3.4. Partea reală (stânga) și imagină (dreapta) a indicelui de refracție complex pentru diferite tipuri de aerosoli în funcție de lungimea de undă [45]

Valoarea indicelui de refracție pentru diferite tipuri de aerosoli din literatura de specialitate sunt prezentate în tabelul 3.1.

Tabel 3.1. Indicele de refracție pentru 6 tipuri de aerosoli la umiditatea relativă 0 % și la 550 nm în conformitate cu [46], [47].

Tipuri de aerosol	Partea reală a indicelui de refracție complex	Partea imaginară a indicelui de refracție complex	Referințe
<b>Sulfați</b>	1,53	6,0 E-03	D'Almeida et al. [48]
<b>Nitrați</b>	1,53	6,0 E-03	D'Almeida et al. [48]
<b>Carbon Negru</b>	1,85	4,4 E-01	Marley et al. [49]
<b>Carbon Organic</b>	1,55	5,0 E-02	Von Hoyningen – Huene et al. [50]
<b>Praf</b>	1,53	5,5 E-03	D'Almeida et al. [48]
<b>Aerosol marin</b>	1,50	1,0 E -08	D'Almeida et al. [48]

Indicele de refracție tinde către valoarea pentru apă pură, dacă odată cu creșterea umidității, condensarea vaporilor de apă pe particule care conțin substanțe higroscopice determină creșterea în dimensiune.

### 3.2.6 Funcția de fază

Aerosolul atmosferic împrăștie lumina în diferite direcții. Direcționalitatea componentei fluxului de radiație împrăștiată este descris de funcția de fază, notată cu  $P(\theta)$ . Funcția de fază descrie distribuția unghiulară a intensității luminii împrăștiată și este definită ca fiind raportul dintre intensitatea radiației împrăștiată pe o anumită direcție și integrala intensității radiației împrăștiată pe toate direcțiile:

$$P_j(\theta) = \frac{\lambda^2}{\pi\sigma_s} \int_{r_m}^{r_M} i_j[\theta, m(\lambda), r] \cdot f(r) dr \quad (3.13)$$

unde:  $\theta$  este unghiul de împrăștiere;  
 $j - 1,2$  se referă la lumina împrăștiată cu vectorul electric perpendicular, respectiv paralel la planul de împrăștiere.

Împrăștierea Rayleigh este mai mult sau mai puțin independentă de forma particulei.

Împrăștierea luminii pe o particulă de formă sferică este proporțională cu  $1/\lambda^4$ , iar absorbția este proporțională cu  $1/\lambda$ . Prin urmare, împrăștierea este mult mai eficientă pentru lungimile de undă scurte (UV, albastru), decât la lungimile de undă lungi (roșu). O consecință a acestui fenomen este înroșirea luminii la trecerea printr-un strat cu particule fine de aerosol.

Dacă  $\theta$  este unghiul dintre raza incidentă și cea împrăștiată, funcția de fază a împrăștierii Rayleigh poate fi descrisă în funcție de dimensiunea și de unghiul  $\theta$ .

$$P(\theta) = \frac{\lambda^2}{8\pi^2} \left( \frac{\pi D}{\lambda} \right)^6 \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 1} \right|_0^6 \left( 1 + \cos^2 \theta \right) F \quad (3.14)$$

Factorul de asimetrie, notat cu  $g$ , reprezintă primul moment al funcției de fază.

$$g = \frac{\omega}{3} = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P(\cos\theta) \cos\theta \cdot d \cos\theta \quad (3.15)$$

Factorul de asimetrie ia valori între 0 și 1; 0 - dacă împrăștierea este simetrică sau izotropă, în timp ce pentru o valoare de unu, împrăștierea este înainte. Proprietățile optice și fizice obținute din măsurători cu fotometru solar la diferite stații AERONET sunt prezentate în tabelul 3.2, pentru aerosoli de tip urban - industrial, marin, praf deșertic și cei proveniți din arderea biomasei [13].

Tabel 3.2. Proprietățile optice și fizice de la câteva stații AERONET din lume

<b>Aerosol urban - industrial</b>	<b>GSFC, Greenbelt, US (1993-2000)</b>	<b>Crete - Paris, Franța (1999)</b>
Număr de măsurători Domeniu AOD, $\langle \tau \rangle$ Parametru Angstrom $\langle g \rangle (440/670/870/1020)$ $n, k$ $\langle \omega \rangle (440/670/870/1020)$ $r_{of} (\mu m) 440 \text{ nm}$ $\sigma_f$ $r_{oc} (\mu m) 440 \text{ nm}$ $\sigma_c$ $C_{vf} (\mu m^3/\mu m^2)$ $C_{vc} (\mu m^3/\mu m^2)$	200 (iunie - septembrie) $0,1 \leq \tau \leq 1,0; \langle \tau(440) \rangle = 0,24$ $1,2 \leq \alpha \leq 2,1$ 0,68/0,59/0,54/0,53±0,08 1,41±0,02; 0,003±0,003 0,98/0,97/0,96/0,95±0,02 0,12+0,11τ(440)±0,03 0,38±0,01 3,03+0,49τ(440)±0,21 0,75±0,03 0,15τ(440)±0,03 0,01+0,04τ(440)±0,01	40 (iunie - septembrie) $0,1 \leq \tau \leq 0,9; \langle \tau(440) \rangle = 0,26$ $1,2 \leq \alpha \leq 2,3$ 0,68/0,61/0,58/0,57±0,07 1,40±0,03; 0,009±0,004 0,94/0,93/0,92/0,91±0,03 0,11+0,13τ(440)±0,03 0,43±0,05 2,76+0,48τ(440)±0,30 0,79±0,05 0,01+0,12 τ(440)±0,04 0,01+0,05 τ(440)±0,02
<b>Arderea biomasei</b>	<b>Savana Africană, Zambia (1995-2000)</b>	<b>Pădurile din U.S. și Canada (1994-1998)</b>
Număr de măsurători Domeniu AOD, $\langle \tau \rangle$ Parametru Angstrom $\langle g \rangle (440/670/870/1020)$ $n, k$ $\langle \omega \rangle (440/670/870/1020)$ $r_{of} (\mu m) 440 \text{ nm}$ $\sigma_f$ $r_{oc} (\mu m) 440 \text{ nm}$ $\sigma_c$ $C_{vf} (\mu m^3/\mu m^2)$ $C_{vc} (\mu m^3/\mu m^2)$	700 (august - noiembrie) $0,1 \leq \tau \leq 1,5; \langle \tau(440) \rangle = 0,38$ $1,4 \leq \alpha \leq 2,2$ 0,64/0,53/0,48/0,47±0,06 1,51±0,01; 0,021±0,004 0,88/0,84/0,80/0,78±0,015 0,12+0,025τ(440)±0,01 0,40±0,01 3,22+0,71τ(440)±0,43 0,73±0,03 0,12 τ(440)±0,04 0,09 τ(440)±0,02	250 (iunie - septembrie) $0,1 \leq \tau \leq 2,0; \langle \tau(440) \rangle = 0,40$ $1,0 \leq \alpha \leq 2,3$ 0,69/0,61/0,55/0,53±0,06 1,50±0,04; 0,0094±0,003 0,94/0,935/0,92/0,91±0,02 0,15+0,015τ(440)±0,01 0,43±0,01 3,21+0,2τ(440)±0,23 0,81±0,02 0,01+0,01 τ(440)±0,04 0,01+0,03 τ(440)±0,03
<b>Praf deșertic și marin</b>	<b>Golful Bahrain - Persic (1998 - 2000)</b>	<b>Solar Vil. - Arabia Saudită (1998- 2000)</b>
Număr de măsurători Domeniu AOD, $\langle \tau \rangle$ Parametru Angstrom $\langle g \rangle (440/670/870/1020)$ $n$ $k(440/670/870/1020)$ $\langle \omega \rangle (440/670/870/1020)$ $r_{of} (\mu m) 440 \text{ nm}, \sigma_f$ $r_{oc} (\mu m) 440 \text{ nm}, \sigma_c$ $C_{vf} (\mu m^3/\mu m^2)$ $C_{vc} (\mu m^3/\mu m^2)$	100 $0,1 \leq \tau \leq 1,2; \langle \tau(1020) \rangle = 0,22$ $0 \leq \alpha \leq 1,6$ 0,68/0,66/0,66/0,66±0,04 1,51±0,03 0,0025/0,0014/0,001/0,001±0,001 0,92/0,95/0,96/0,97±0,03 0,15±0,04; 0,42±0,03 2,54±0,04; 0,61±0,02 0,02+0,1 τ(1020)±0,05 -0,02+0,92 τ(1020)±0,04	250 $0,1 \leq \tau \leq 1,5; \langle \tau(1020) \rangle = 0,17$ $0,1 \leq \alpha \leq 0,9$ 0,69/0,66/0,65/0,65±0,04 1,56±0,03 0,0029/0,0013/0,001/0,001±0,001 0,92/0,96/0,97/0,97±0,001 0,12±0,05; 0,40±0,05 2,32±0,03; 0,60±0,03 0,02+0,02 τ(1020)±0,03 -0,02+0,98 τ(1020)±0,04

## 4 Fotometrul solar P645 de la stația AERONET Timișoara

Monitorizarea aerosolului atmosferic se poate face atât la sol, cât și în spațiu prin: stații fixe la sol, baloane meteo, avioane și sateliți echipate cu instrumente de teledetecție.

Aerosol Robotic Network (AERONET) este un program fondat în anul 1993 de către NASA - GSPC (National Aeronautics and Space Administration - Goddard Space Flight Center) (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>) și LOA - PHOTONS (Universitatea din Lille, CNES - Centre National D'études Spatiales și CNRS - Le Centre National De La Recherche Scientifique) (<http://www-loa.univ-lille1.fr/photons/>). Aceasta este o bază de date la sol care folosește teledetecția și furnizează informații despre aerosolilor. Rețeaua se extinde permanent prin colaborări cu agenții naționale, institute de cercetări, universități, cercetători și parteneri individuali. Programul furnizează pe termen lung o bază de date, accesibilă public, cu proprietăților optice, fizice și radiative ale aerosolului atmosferic. Rețeaua impune standardizarea instrumentelor, calibrarea, procesarea și distribuția datelor preluate.

AERONET prevede observații globale ale adâncimii optice ale coloanei de aerosoli (AOD - Aerosol Optical Depth ), algoritmul de inversie (distribuția dimensională a volumului de aerosolilor, indicii de refracție și absorbția optică, albedoul împrăstierii simple (SSA - Single Scattering Albedo ) și precipitațiile din atmosferă.

Datele pentru coloana de aerosoli sunt calculate pentru trei niveluri: Nivelul 1.0 (neecranat), Nivelul 1.5 (nor - ecranat) și Nivelul 2.0 (nor - ecranat și calitate garantată). Inversia, precipitațiile și AOD sunt derivate din aceste niveluri, punându-se în valoare calitatea acestora, erorile fiind foarte mici.

Nivelul 1.0 dă informația brută, în nivelul 1.5 este scos stratul de nori (dacă există) din datele procesate, iar nivelul 2.0 apare după ce s-a făcut prima revizie a aparatului, adică după un an, când se verifică senzorul de temperatură, calibrarea, dependența spectrală a AOD și impactul evaluării noilor date pe aerosolii existenți. Revizia se face în Franța la Universitatea din Lille sau în Spania la ISPA, pentru instrumentele din Europa, Asia și Africa, iar pentru instrumentele din America se face la centru de cercetare NASA.

În prezent, rețeaua AERONET acoperă practic toată suprafața de uscat a globului terestru, existând aproximativ 700 de instrumente (Fig. 4.1). Fotometrul solar de la Universitatea "Politehnica" din Timișoara fiind al 645-lea instrument în rețeaua AERONET ([http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new\\_web/photo\\_db/Timisoara.html](http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/photo_db/Timisoara.html)).

În România, în prezent există 6 fotometre solare care sunt conectate la rețeaua AERONET, și anume:

- *Bucharest\_Inoe* funcționează din data 3.07.2007 și este instalat pe acoperișul Institutului Național C & D pentru Optoelectronică;
- *Eforie* funcționează începând cu data 11.09.2009 și este instalat pe acoperișul Observatorului Seismologic Dobrogea, parte din Institutul Național pentru Fizica Pământului;



- *CLUJ\_UBB* a furnizat date începând cu 5.07.2010 și este localizat pe clădirea Facultății de Știință și Ingineria Mediului din Cluj Napoca;
- *Gloria* este instalat la nord de Constanța pe platforma Institutului Național de Cercetare și Dezvoltare Marină începând cu 20.11.2010;
- *Timișoara* este instalat pe acoperișul Facultății de Mecanică și transmite date din 18.02.2011;
- *Iasi\_LOASL* furnizează date începând cu 7.03.2012

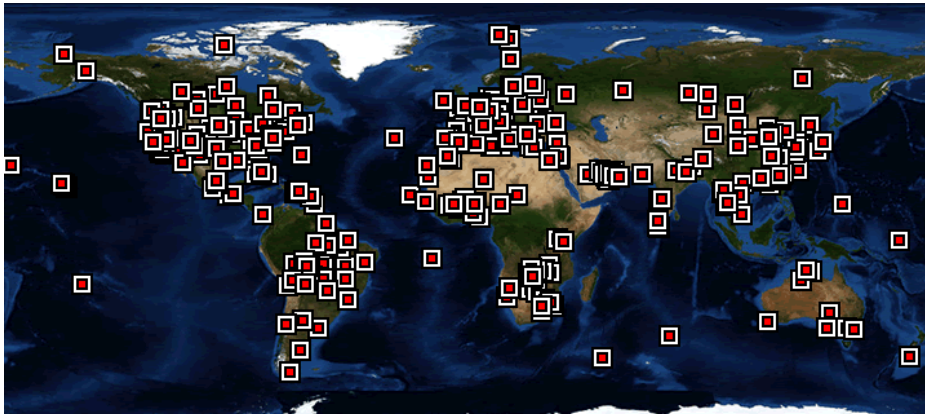


Fig. 4.1. Rețeaua AERONET de fotometre solare (sursă: <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>)

#### 4.1 Tipuri de fotometre solare

Fotometrele solare Cimel se împart în fotometre fabricate înainte de 2004 și după acest an.

a) *Fotometrele solare Cimel produse până în anul 2004 sunt:*

- **CE 318 – 1** model standard cu filtre pentru lungimile de undă: 1020, 870, 675, 440, 936, 500, 340, 380 nm;
- **CE 318 – 2** model polar cu filtre pentru lungimile de undă: 1020, 870P1, 675, 440, 870P2, 870, 936, 870P3 nm (P indică filtru polarizat).

Aceste instrumente au detectoare Hamamatsu, și anume:

- un detector din siliciu (model S1336) pentru radiația directă din spectru UV până în IR apropiat;
- un detector de siliciu (model S2386) pentru radiația difuză din spectru VIS până în IR apropiat.

Mai multe detalii despre detectoarele Hamamatsu se găsesc pe pagina de internet <http://sales.hamamatsu.com/>.

b) *Fotometrele solare începând cu anul 2004*

Pentru fotometrele solare Cimel fabricate începând cu anul 2004 există o convenție de denumire, și anume:

CE 318 N V/E/U B/P S/X 1-9

unde: N înseamnă nou

V – vizibil;

E – extins;

U – ultraviolet;  
B – de bază;  
P – polarizat;  
S – standard;  
X – altă natură, se agaugă filtre de comun acord;  
1-9 număr de filtre instalate de Cimel Electronique;

Versiunile extinse sunt echipate cu un detector Hamamatsu din InGaAs (model G8421-05) în locul celui de al doilea detector din siliciu.

Tipul fotometru solar prezentat în această teză este **CE 318 NE – B – S – 9**, folosind detaliile de mai sus, acesta este fabricat după anul 2004, este model nou, de bază standard, extins (măsoară radiația din spectrul UV - IR apropiat prin 9 filtre).

## 4.2 Fotometru solar Cimel 318

Fotometru solar Cimel 318 este instalat pe acoperișul Facultății de Mecanică (Fig.4.2), din cadrul Universității Politehnica din Timisoara (45.74 N; 21.22 E și 122 m). Pentru montarea instrumentului a fost ales un loc, care nu este umbrit pe parcursul zilei. Latitudinea, longitudinea și înălțimea locului unde este montat fotometru solar au fost determinate cu un tahimetru electronic.

Instrumentul este un radiometru spectral fabricat în Franța, de către firma Cimel Electronique ([www.cimel.fr](http://www.cimel.fr)), de aici vine și denumirea de Cimel 318 sau CE 318. Acesta măsoară radiația solară directă și difuză, pentru un număr fix de lungimi de undă din spectrul ultraviolet, vizibil și infraroșu apropiat.

Instrumentul este format din trei componente principale: cap optic, cutie electronică și robot (Fig. 4.3 și Fig. 4.6) [51].



Fig. 4.2. Fotometru solar



Fig. 4.3. Fotometru solar C318

**Capul optic** este un sistem format dintr-un colimator (cu două tuburi) de formă cilindrică unul pentru soare, iar celălalt pentru cer, având lungimea de 33 cm și un cap de detecție .

Schema capului optic al fotometrului solar este redată în Fig. 4.4. Tubul colimator (2) are un câmp (unghi) de vedere, FOV, de  $1.2^\circ$  (field of view). Fereastra de cuarț (3) are rolul de a proteja interiorul instrumentului. Pe discul (4) se află nouă filtre la diferite lungimi de undă. Sistemul de lentile 5 focalizează lumina pe 4 - quadrant detector (fotodiodă) care transformă lumina în curent [52]. Fotocurentul detectat pe voltmetru este proporțional cu radiația solară intrată în instrument. Capul optic mai conține și un senzor pentru temperatură.

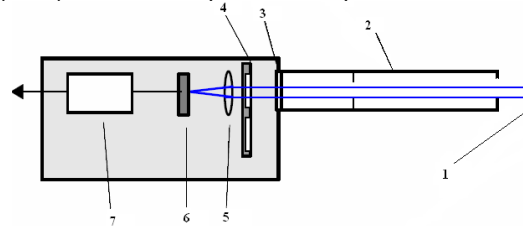


Fig. 4.4. Principala schemă a capului optic: 1 - radiația solară; 2 - tub colimator; 3 - fereastră de cuarț; 4 - disc cu filtre; 5 - lentile; 6 - detector (fotodiodă); 7 - amplificator

În Fig. 4.5 este prezentat în detaliu discul cu filtre care se află în interiorul fotometru solar de la Universitatea „Politehnica” din Timișoara. Grosimea acestora este de 10 nm.



Fig. 4.5. Disc cu filtre

Dacă se numerează filtrele cu numere de la 1 la 9 în sensul acelor de ceasornic începând din poziția de sus (culoare maro), atunci se identifică lungimile de undă: 1 - 1020 nm, 2 - 1640 nm, 3 - 870 nm, 4 - 675, 5 - 440 nm, 6 - 500 nm, 7 - 340, 8 - 940 nm, 9 - 380 nm.

**Cutia electronică** are dimensiunea 30 x 62 x 46 cm, conține două microprocesoare, două baterii interne (5V fiecare), și un senzor de umiditate, care detectează precipitațiile și forțează instrumentul să parcheze pentru protejarea opticii. Un microprocesor calculează poziția Soarelui în funcție de timp, latitudine și longitudine, iar celălalt este folosit la achiziționarea datelor. După ce măsurătorile

efectuate sunt complete, instrumentul revine în poziția de "parcare" până la următoarele determinări.

Pentru autonomie, cutia electronică este prevăzută cu un panou fotovoltaic de 10 W.

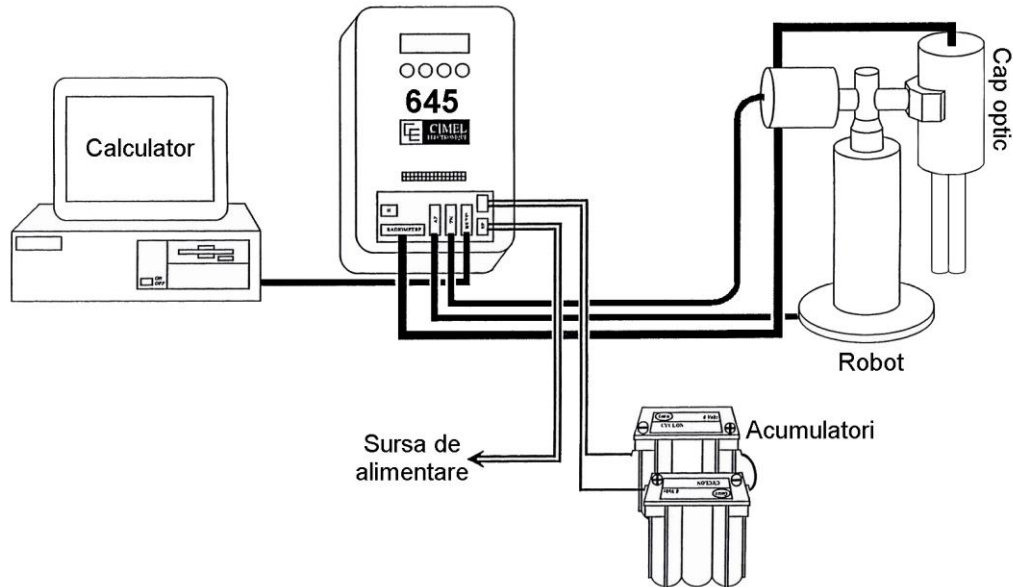


Fig. 4.6. Schema fotometrului solar (prelucrată după [51])

**Robotul**, având lungimea de 40 cm, are două motoare electrice care rotesc pas cu pas capul optic în doua direcții: zenit și azimut.

Greutatea totală a fotometrului solar este de aproximativ 22 kg, din care 15 kg cântăresc capul optic împreună cu robotul. Fotometru solar poate funcționa în intervalul de temperaturi  $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$  ...  $+60\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

### 4.3 Măsurarea radiației solare cu fotometru solar

Fotometru solar execută două măsurători, una pentru radiația solară directă, iar cealaltă pentru radiația difuză, ambele în cadrul mai multor secvențe programate.

**Măsurătorile radiației solare directe** se realizează în nouă benzi spectrale (340, 380, 440, 500, 675, 870, 940, 1020 și 1640 nm) și sunt folosite la calcularea adâncimii optice a aerosolului (AOD). Banda spectrală cu lungimea de undă 940 nm este folosită pentru determinarea precipitațiilor din atmosferă, apa fiind absorbită pentru această lungime de undă.

Măsurătorile radiației directe durează aproximativ 10 secunde și sunt programate să înceapă dimineața când masa aerului are valoarea 7 și să se încheie seara când are aceeași valoare.

Adâncimea optică totală se calculează din extincția spectrală a radiației directe pentru fiecare lungime de undă pe baza legii lui Beer – Lambert – Bouguer. Atenuarea datorată împrăștierei Rayleigh, absorbției ozonului și gazelor poluante

este estimată și eliminată pentru obținerea AOD. Astfel, se execută o secvență de trei măsurători, efectuată la 30 secunde într-un minut, pentru crearea unei observații triple pe fiecare lungime de undă.

La valori mari ale masei de aer, măsurătorile directe sunt efectuate la intervale de 0,25 ale acesteia, în timp ce pentru valori mici intervalul dintre măsurători este de 15 minute.

Variația în timp a norilor, de obicei este mai mare decât cea a aerosolilor cauzând o modificare în măsurătorile triple, acestea fiind utilizate în nivelul 1,5 (fără nori). În plus, intervalul de 15 minute dintre măsurători permite o verificare mai precisă în cazul norilor. FOV-ul pentru măsurătorile directe este de  $1,2^\circ$ .

**Măsurătorile radiației difuze** sunt efectuate pentru următoarele lungimi de undă 440, 670 nm, 870 și 1020 nm, în două moduri: „almuncantar” și „plan principal”.

Filtrul de 870 nm este polarizat, astfel este realizată o scanare a cerului de la  $+95^\circ$  la  $+265^\circ$ , cu un pas de  $5^\circ$ .

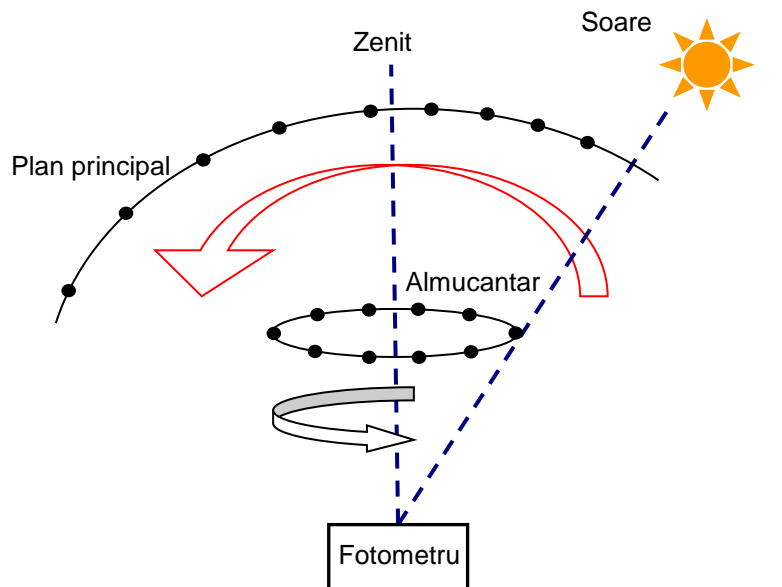


Fig. 4.7. Almucantar și Plan Principal

După cum se observă în Fig. 4.7 măsurătorile radiației difuze în modul „almuncantar” se obțin prin scanarea cerului, unghiul de înălțare al soarelui pe cer rămâne constant, iar unghiul azimutal variază. Măsurătorile se execută pentru fiecare din cele patru filtre (capul optic execută o mișcare de la  $-6^\circ$  până la  $366^\circ$  în planul azimutal).

Măsurătorile radiației solare în „plan principal” sunt obținute prin scanarea cerului într-un plan care conține soarele, instrumentul și normala la suprafață (fig. 4.7) (capul optic execută o mișcare de  $-6^\circ$  la  $150^\circ$ ). Astfel, în acest caz, unghiul azimutal rămâne constant, iar unghiurile de împrăștiere variază, efectuându-se până la nouă măsurători pe zi.

Determinare distribuției dimensionale și a funcției de fază se realizează prin obținerea aureolei și a radiației difuze printr-un profil constant de aerosoli. Acestea

se determină printr-un număr mare de unghiuri de împrăștiere de la soare. Astfel, în modul "almuncantar" sunt efectuate peste opt secvențe de măsurători pe zi la o masă atmosferică a aerului de 4, 3, 2 și 1,7 atât dimineața, cât și după masa. Măsurătorile radiației difuze sunt efectuate pe baza algoritmului de inversiune al lui Dubovik și King [53], [54], [12], [13], [55], [56], [57], [58], [59], [60].

#### 4.4 Transferul datelor de la fotometru solar

Datele înregistrate în memoria fotometrului solar pot fi descărcate și stocate pe un computer. Acesta prin rularea unui software – Satlink - transferă automat fișierul K7 prin internet la AERONET, unde se procesează datele. Computerul este configurat să transmită zilnic datele în mod automat.

După colectarea datelor în serverul de procesare, acestea sunt convertite într-un format tipic, serverul generând rapoarte despre fiecare instrument. Rapoartele sunt postate pe site-ul web, de asemenea, sunt trimise persoanelor responsabile cu întreținerea instrumentelor.

Prin intermediul programului ASTPWin sunt transferate datele de la fotometru solar printr-un port serial RS 232.

Fig. 4.8 reprezintă fereastra principală a programului ASTPWin, aceasta fiind compusă din:

- 1 - Meniul principal,
- 2 - Comenzi rapide, fiecare pictogramă făcând accesul spre o anumită funcție,
- 3 - Transferul de date,
- 4 - Datele măsurate de fotometru solar,
- 5 - Detalii despre fiecare măsurătoare (scenariu).

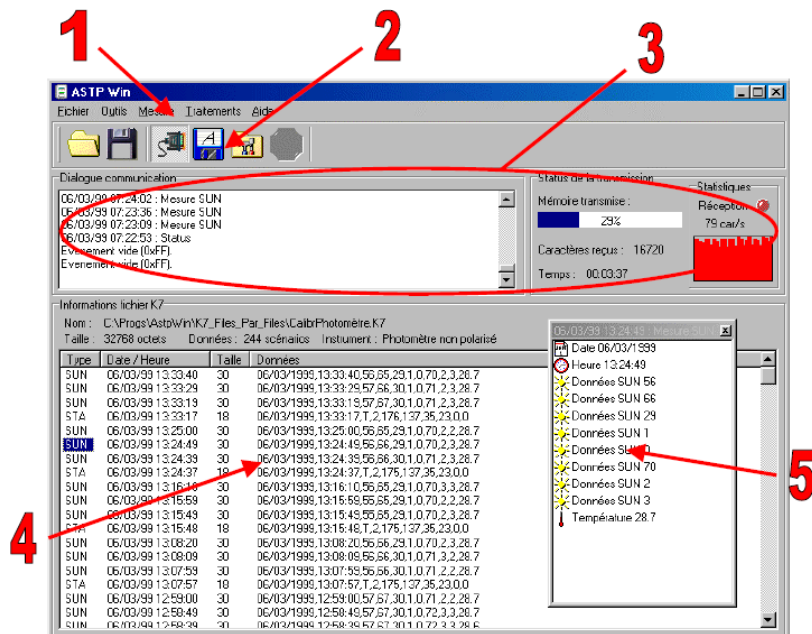


Fig. 4.8. ASTPWin – transfer de date

În fereastra principală apar detalii despre mărimea fișierului (bytes), numărul de scenarii, datele de la fiecare măsurătoare reprezentând un scenariu, tipul instrumentului și data când a fost descărcat fișierul.

#### 4.4.1 Detalii măsurători

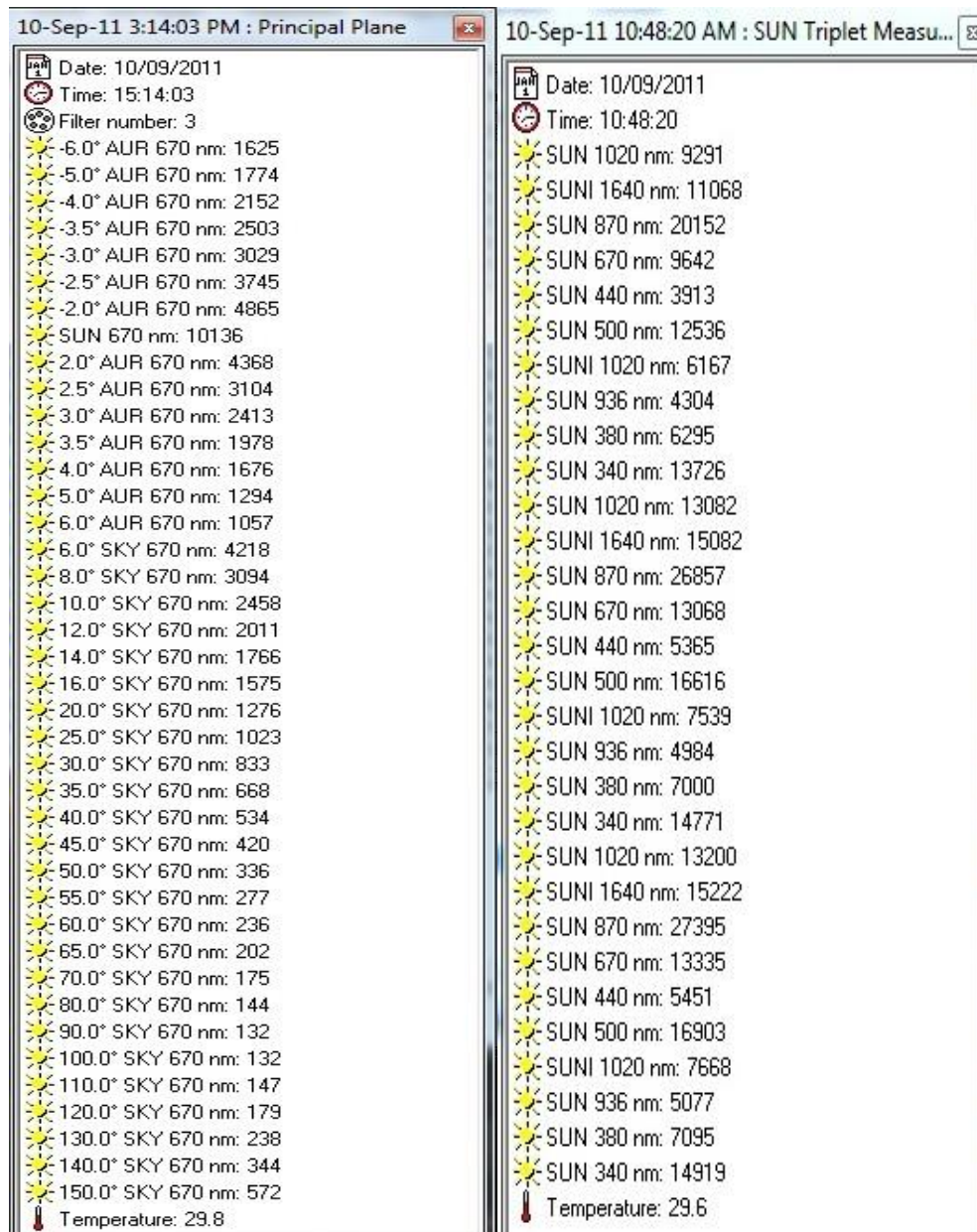


Fig. 4.9. Detalii măsurători: a) plan principal; b) măsurători triple ale radiației directe

Datele transferate de la fotometru solar pot fi vizualizate printr-un clic dreapta pe fiecare scenariu, astfel se deschide o nouă fereastră, în care se poate vedea detaliat planul principal (principal plane, prescurtat - PP), măsurătorile triple ale radiației directe (sun triplet measurement - NSU), almucantar (dreapta - prescurtat ALR și stânga – prescurtat ALL), status ok (STA).

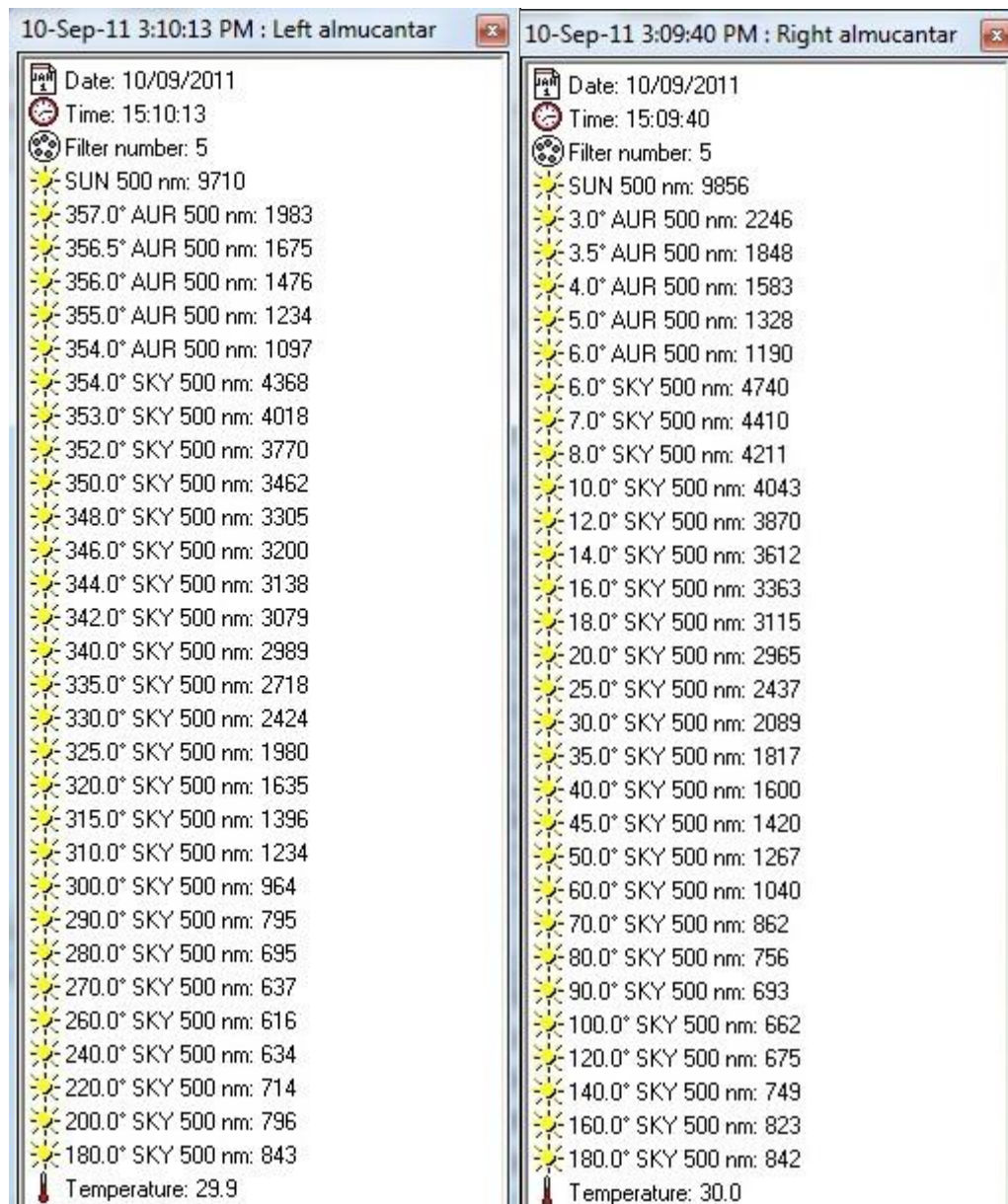


Fig. 4.10. Detalii măsurători: a) stanga almucantar; b) dreapta almucantar



În Fig. 4.9 și 4.10 se poate observa numărul de filtre folosite și detaliat valorile măsurătorilor făcute cu fotometrul solar de la stația Timișoara, din cadrul Laboratorului Multifuncțional de Mașini Termice și Energii Neconvenționale de la Facultatea de Mecanică (<http://energieregen.mec.upt.ro/fotometru.html>).

Fiecare simbol corespunde unui tip de date (Fig. 4.11), acest fișier apare detaliat în fereastra ok status, unde sunt informații despre dată, oră, temperatură, sistemul de date, voltajul bateriei, voltajul bateriei 12V, status info – în caz de eroare apare un mesaj.

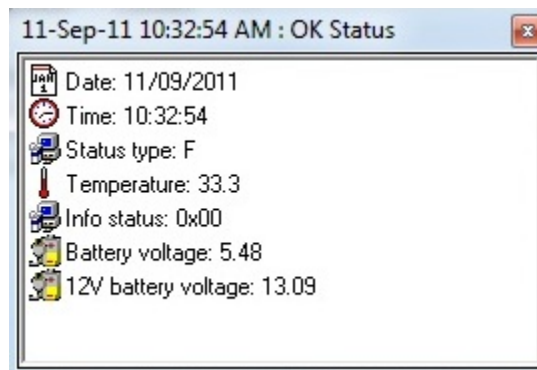


Fig. 4.11. Simboluri care apar în ASTPWin

#### 4.4.2 Gestionarea fișierelor de tip K7

Un fișier K7 este inițial o imagine a memoriei instrumentului. Dimensiunea acestui fișier este de 32 kB, exact cât dimensiunea memoriei instrumentelor clasice CIMEL Electronique. Noua extensie permite depășirea acestei dimensiuni și fișierele K7 produse de ASTPWin pot reține mai mult decât 32kb [61].

### 4.5 Metodele folosite pentru analiza datelor de la fotometrul solar

Fotometrul solar este un instrument proiectat pentru obținerea principalelor proprietăți optice și fizice integrate pe coloana atmosferică, care caracterizează aerosolul atmosferic. Aceste caracteristici sunt în funcție de tipul de aerosol și de încărcarea atmosferei cu acesta. Proprietățile aerosolului sunt prezentate în tabelul 4.2 și sunt obținute prin două metode diferite și anume:

- a) **Metoda directă** [10] – aceasta furnizează adâncimea optică a aerosolului la fiecare lungime de undă și cantitatea de vapori de apă din coloana atmosferică. Redarea AOD se bazează exclusiv pe cunoașterea poziției soarelui și pe o constantă de calibrare pentru fiecare canal.

Aplicând legea lui Beer – Lambert – Bouguer se poate calcula AOD:

$$I_{\lambda} = I_{0,\lambda} R^2 \cdot \exp(-m\tau_{\lambda}) I_{g,\lambda} \quad (4.1)$$

unde:  $I_\lambda$  reprezintă intensitatea luminoasă măsurată la lungimea de undă  $\lambda$ , exprimată în,  $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$ ;

$I_{0,\lambda}$  - intensitatea luminoasă extraterestră măsurată la lungimea de undă  $\lambda$ , în  $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$ ;

$R$  - raportul dintre distanța medie și reală Soare - Pământ, în AU (Unitate Astronomică) [62];

$\tau$  - adâncimea optică totală;

$m$  - masa optică a aerului;

$T_{g,\lambda}$  - transmitanța gazelor absorbante (ozon și vapori de apă).

Masa optică a aerului este invers proporțională cu cosinusul unghiului zenital. O altă formulă folosită pentru calcularea masei optice a aerului în funcție de unghiul de înălțare al soarelui pe cer este dată de relația empirică a lui Kasten and Young [63]:  $h$

$$m = \frac{1}{\cosh + 0,50572(6.07995 + h)^{-1.6364}} \quad (4.2)$$

unde  $h$  reprezintă unghiul de înălțare a soarelui pe cer, exprimat în grade.

Dependența masei atmosferice de unghiul de înălțare al soarelui pe cer calculată cu relația 4.2 .

Tabelul 4.1. Masa atmosferică pentru diferite unghiuri de înălțare

<b><math>h</math></b>	90	70	60	40	34	27	13	10	5
<b><math>m</math></b>	0,98	1,04	1,12	1,5	1,7	2,09	4	5	8,85

Înlocuind intensitatea luminoasă  $I$  cu tensiunea dată de fotometru solar  $V$ , ecuația de mai sus se poate scrie ca fiind:

$$V_\lambda = V_{0,\lambda} R^2 \exp(-m\tau_\lambda) T_{g,\lambda} \quad (4.3)$$

unde:  $V_\lambda$  este tensiunea digitală măsurată la lungimea de undă  $\lambda$ ; exprimată în V;

$V_{0,\lambda}$  - tensiunea extraterestră măsurată la lungimea de undă  $\lambda$ , în V.

Adâncimea optică totală poate fi de asemenea calculată prin plotare Langley [64],[65].

Principalele fenomene pe care le suferă radiația la traversarea atmosferei sunt împrăștierea pe molecule, împrăștierea pe aerosoli și absorbția. Difuzia este un fenomen continuu în funcție de lungimea de undă, pe când gazele care constituie aerul absorb selectiv radiația. Spectrele de absorbție datorate tranzițiilor electronice a atomilor și moleculelor de oxigen, azot și ozon se extind în zona ultraviolet a spectrului. Radiația care are lungimi de undă sub 300 nm este absorbită în totalitate de ozon [66]. Radiația de undă scurtă este absorbită în ionosferă de moleculele de azot și oxigen. În domeniul vizibil al spectrului absorbția este relativ redusă, pe când în domeniul infraroșu acesta este puternică datorită în principal vibrațiilor și rotațiilor moleculelor de apă și dioxid de carbon.

Adâncimea optică totală este compusă din împrăștierea moleculară (Rayleigh), absorbția gazelor (ozon, apă și gaze) și extincția pe aerosoli. Fiecare din aceste componente pot fi separate.

Fiecare dintre aceste procese se calculează cu următoarele ecuații:

- Împrăștierea moleculară se calculează cu ecuația lui Rayleigh propusă de Bodhaine [67].;
- absorbția gazelor:
  - NO<sub>2</sub> se calculează folosind corecția propusă de Burrows [68]
  - CO<sub>2</sub> se calculează folosind corecția din modelul standard US 1976 [69]
  - CH<sub>4</sub> se calculează folosind corecția din modelul standard US 1976 [69]
  - O<sub>3</sub> se calculează cu ecuația propusă de Burrows 1999 [68].
    - Absorbția vaporilor de apă se calculează cu ecuația propusă de Schmid [70] și Smirnov [71];

Extragerea cantității de vapori de apă din datele obținute cu fotometrul solar, în general, se bazează pe o măsurare în zona de absorbție a vaporilor de apă la 940 nm. Transmitanța vaporilor de apă  $T_w$  poate fi calculată cu ecuația propusă de Halthore [72] și Smirnov [71].

$$T_w = \exp(-aW^b) \quad (4.4)$$

unde:  $T_w$  este transmitanța vaporilor de apă;

$W$  – abundența pe coloană;

$a, b$  – constante, depind de poziția, lățimea și forma filtrelor, precum și de condițiile atmosferice.

b) **Algoritm de inversiune** [53] – prin scanarea cerului în modul almucantar se obține distribuția dimensională între valorile 0,05 și 15  $\mu\text{m}$  ( $dV(r)/d\ln r$ ), funcția de fază ( $P(\theta)$ ), albedoul împrăștierii simple ( $\omega$ ) și indicele de refracție complex ( $m$ ). Distribuția dimensională a aerosolilor este împărțită în 22 de clase.

Tabel 4.2. Proprietățile optice și fizice obținute din măsurătorile cu fotometrul solar

Variabile	Descriere	Unitate de măsură	Valori limită
$\tau(\lambda)$	Adâncimea optică a aerosolului	-	$0 < \tau < 2$
$dV(r)/d\ln r$	Distribuția volumică	$\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$	$0,05 \mu\text{m} < r < 15 \mu\text{m}$
$\omega(\lambda)$	Albedoul împrăștierii simple	-	$0 < \omega < 1$
$g(\lambda)$	Factorul de asimetrie	-	$0 < g < 1$
$n(\lambda)$	Partea reală a indicelui de refracție complex	-	$1,33 < n < 1,6$
$k(\lambda)$	Partea imaginară a indicelui de refracție complex	-	$0,0005 < k < 0,5$
$P(\theta)$	Funcția de fază	-	$0^\circ < \theta < 180^\circ$
$w$	Conținutul de vapori de apă integrat pe coloană atmosferică	$\text{g}/\text{cm}^2$	$0 < w < 4$

Proprietățile fizice și optice ale aerosolului au fost prezentate detaliat în capitolele 2, respectiv 3.

#### 4.6 Tipuri de erori

Se pot distinge trei tipuri de erori în măsurătorile realizate de fotometru solar: (i) erori statistice; (ii) erori sistematice și (iii) erori instrumentale.

Erorile statistice corespund efectuării mai multor măsurători pentru determinarea aceleiași mărimi fizice, când se obțin rezultate apropiate, dar diferite. Diferența statistică dintre rezultate apare datorită multitudinii de perturbații mici și neprevăzute ce pot influența măsurătorile. De multe ori măsurătoarea depinde de experimentator (ex. timp de reacție, acuratețe vizuala, etc.). De asemenea, temperatura poate fi diferită de la o măsurătoare la alta, sau pot să apară curenți de aer, care să influențeze măsurătoarea, precum și tipul de model teoretic de aerosoli folosit în interpretarea datelor.

Erorile sistematice apar repetat (sistematic) de fiecare dată când se efectuează măsurătoarea.

Tabelul 4.3 prezintă rezultatele unei estimări de erori făcută de Dubovik [53]. Calculul a fost efectuat pentru un unghi zenital de  $60^\circ$ , iar eroarea relativă a radiației difuze este 5 %, a radiației reflectate de sol la un unghi de  $0,5^\circ$  și respectiv a unghiului de vedere este de 50 %.

Tabel 4.3. Estimarea erorilor pentru proprietățile optice și fizice determinate din măsurătorile cu fotometru solar [53].

Variabile	Erori statistice	Erori sistematice		
		Solubil în apă	Praf deșertic	Arderea biomasei
$\tau(\lambda)$	0,01	0,01	0,01	0,01
$dV(r)/d \ln r$ $0,1 \mu\text{m} < r < 7 \mu\text{m}$ $7 \mu\text{m} < r < 15 \mu\text{m}$	< 5 %	15 % 15 – 100 %	35 % 35 – 100 %	25 % 25 – 100 %
$\omega(\lambda)$ $\tau_{440\text{nm}} < 0,2$ $\tau_{440\text{nm}} > 0,2$ $\tau_{440\text{nm}} > 0,5$	0,01	0,05 – 0,07 0,03	0,03	0,03
$n(\lambda)$ $\tau_{440\text{nm}} < 0,2$ $\tau_{440\text{nm}} > 0,2$ $\tau_{440\text{nm}} > 0,5$	0,01	0,05 0,025	0,04	0,04
$k(\lambda)$ $\tau_{440\text{nm}} < 0,2$ $\tau_{440\text{nm}} > 0,2$ $\tau_{440\text{nm}} > 0,5$	10 %	80 – 100 % 50 %	50 %	30 %
$w$	0,01			

## 5 Fotometrul solar – măsurători și studii de caz

În general, concentrațiile mari de aerosoli sunt în apropierea suprafeței pământului, acestea fiind dispersate și deplasate în spațiu de către vânt și de alte procese ce au loc în atmosferă.

Folosind datele de fotometrie solară furnizate de AERONET, prezentul capitol se concentrează pe determinarea proprietăților fizice, chimice și optice ale aerosolului atmosferic pe parcursul anului 2011, în Timișoara. În continuare, sunt analizate mai multe tipuri de episoade de poluare cu aerosol atmosferic. Pentru validarea rezultatelor s-au folosit mai multe modele de predicție, dar și imagini satelitare.

Clasificarea aerosolilor, din diferite episoade de poluare se determină cunoscând valorile AOD-ului și cele ale parametrului Angstrom, astfel:

- pentru *praf*  $0,3 \leq \text{AOD} \leq 0,6$  și  $\alpha \leq 0,6$ ;
- pentru *aerosol marin*  $0 \leq \text{AOD} \leq 0,6$  și  $1 \leq \alpha \leq 2$ ;
- pentru *aerosol urban – industrial* sau provenit din *arderea biomasei*  $0,2 \leq \text{AOD} \leq 0,6$  și  $1,2 \leq \alpha \leq 2$ .

Pentru o analiză cât mai precisă, trebuie să se țină cont și de celelalte proprietăți ale aerosolului atmosferic prezentate în capitolul 2 și 3.

Pentru determinarea răcirii/încălzirii atmosferei trebuie să se țină seama de valoarea albedoului împrăștierei simple și anume:

- dacă SSA are valoarea peste 0,9 și crește cu creșterea lungimii de undă, atunci în atmosferă are loc efectul de răcire al suprafeței;
- dacă SSA are valoare sub 0,9 și scade cu creșterea lungimii de undă, atunci în atmosferă are loc efectul de încălzire al suprafeței;

### 5.1 Deplasarea maselor de aer

Deplasarea aerului dintr-o zonă cu presiune ridicată spre o zonă cu presiune coborâtă se numește vânt. Vântul se caracterizează prin două elemente: viteză și direcție. Direcția vântului reprezintă unghiul format între direcția nordului geografic și vectorul vânt, iar viteza acestuia este viteza de deplasare a masei de aer.

Roza vânturilor este reprezentarea grafică a frecvenței vântului pe cele opt direcții cardinale și intercardinale, într-un anumit punct sau într-o anumită zonă de pe un teritoriu.

Prelucrarea datelor meteorologice s-a făcut cu ajutorul programului WRPLOT View Version 3.5 produs de Lakes Environmental Software ([www.weblakes.com](http://www.weblakes.com)). WRPLOT View este un program pentru sistemul de operare Windows, program care generează roza vântului, și statisticile privind direcția, intensitatea și clasa de stabilitate pentru datele meteo introduse. Programul sortează datele în funcție de direcția vântului în 16 sectoare, fiecare având 22.5 grade și în funcție de intensitatea vântului în 6 clase de viteză.

Figura 5.1 prezintă roza vântului pentru un set de date meteorologice caracteristice anului 2011, date achiziționate de stația meteo aflată lângă fotometru

solar. Comparând aceste figuri se observă că direcția predominantă a vântului este spre vest și sud.

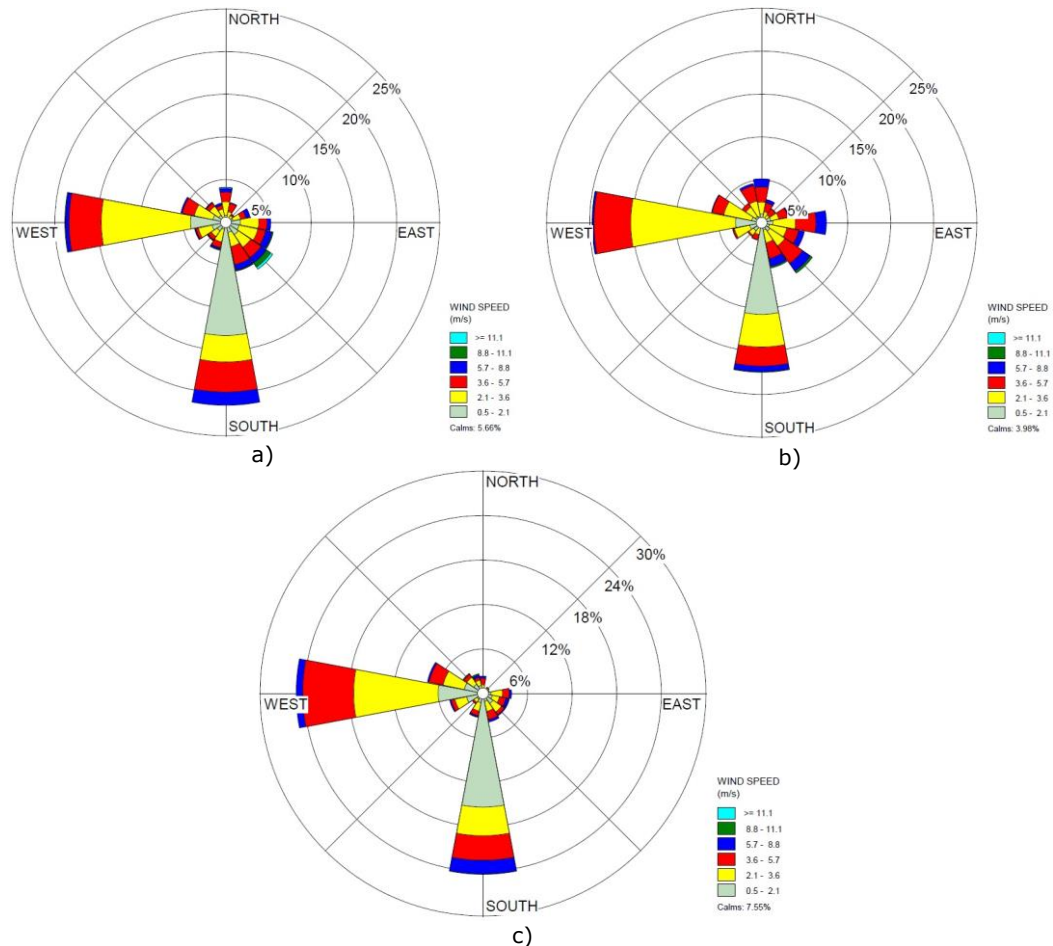


Fig. 5.1. Roza vanturilor: a) primăvară; b) vară; c) toamnă [74]

## 5.2 Reprezentarea principalilor parametri optici pe parcursul anului 2011

În tabelul 5.1 este trecut numărul de zile pentru care s-au făcut măsurători ale adâncimii optice a aerosolului la stația AERONET Timișoara în perioada martie – decembrie 2011.

Tabel 5.1 Numărul zilelor în care este măsurat AOD pentru stația Timișoara

Lună	Mar.	Apr.	Mai	Iun.	Iul.	August	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
Nr. zile	21	29	25	26	17	22	22	20	20	13

Variația AOD pe parcursul anului 2011 este redată în Fig. 5.2. Se observa că AOD predomină în intervalul 0.1 – 0.7 și prezintă maxime pentru următoarele zile: 26 aprilie, 18 septembrie și 17 noiembrie, acestea fiind analizate în continuare [74], [78].

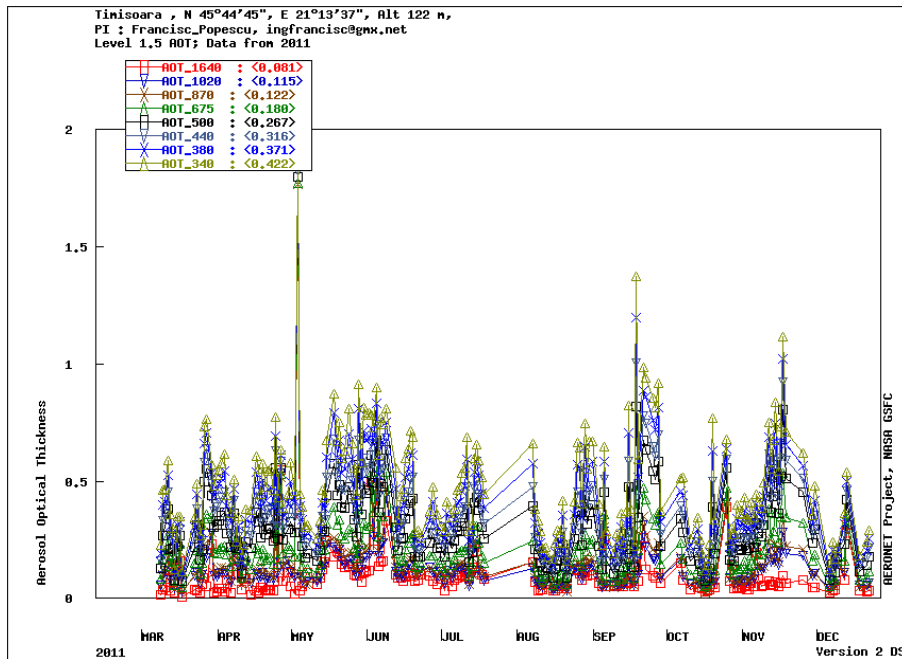


Fig. 5.2. Variația adâncimii optice a aerosolului pe parcursul anului 2011 la Timișoara

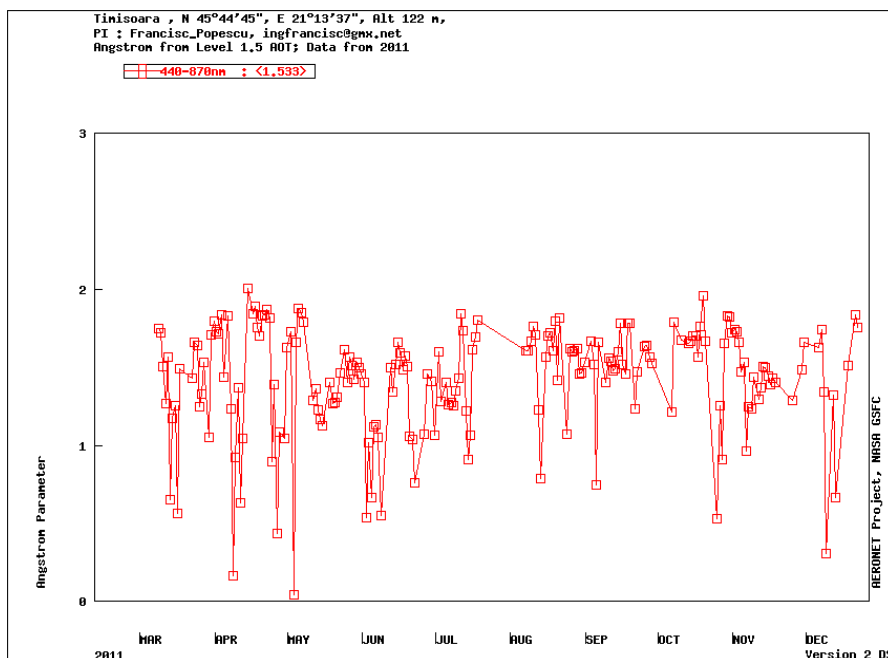


Fig. 5.3. Variația parametrului Angstrom pe parcursul anului 2011 la Timișoara

Figura 5.3 prezintă variația parametrului Angstrom pe parcursul anului 2011 în Timișoara. Analizând figura se poate observa că valoarea parametrului Angstrom predomină în intervalul 1 – 1,8 și prezintă minime pentru următoarele zile: 26 aprilie, 11 noiembrie și 9 decembrie, acestea fiind analizate în continuare [74], [78].

În tabelul 5.2 sunt prezentate valorile medii lunare ale AOD-ului calculate pentru fiecare lungime de undă în intervalul martie – decembrie 2011 la Timișoara, utilizând ecuația 4.3.

Valoarea medie lunară a parametrului Angstrom a fost calculată pentru lungimile de undă 440 nm și 870 nm, folosind ecuația 2.23.

Tabel 5.2. Valoarea medie a AOD și a parametrului Angstrom în perioada martie – decembrie 2011, la Timișoara..

<b>AOD/ lună</b>	<b>Mar.</b>	<b>Apr.</b>	<b>Mai</b>	<b>Iun.</b>	<b>Iul.</b>	<b>Aug.</b>	<b>Sep.</b>	<b>Oct.</b>	<b>Nov.</b>	<b>Dec.</b>
<b>340 nm</b>	0,472	0,557	0,630	0,662	0,537	0,422	0,573	0,357	0,560	0,296
<b>380 nm</b>	0,428	0,504	0,562	0,588	0,474	0,362	0,502	0,310	0,501	0,264
<b>440 nm</b>	0,378	0,444	0,485	0,507	0,400	0,297	0,424	0,265	0,442	0,239
<b>500 nm</b>	0,328	0,387	0,417	0,443	0,341	0,245	0,358	0,226	0,382	0,215
<b>675 nm</b>	0,246	0,300	0,302	0,339	0,238	0,157	0,235	0,159	0,261	0,170
<b>870 nm</b>	0,187	0,245	0,229	0,277	0,179	0,107	0,163	0,114	0,176	0,138
<b>1020 nm</b>	0,181	0,239	0,212	0,262	0,162	0,094	0,143	0,116	0,159	0,145
<b>1640 nm</b>	0,130	0,199	0,201	0,231	0,149	0,085	0,112	0,098	0,080	0,128
<b><math>\alpha</math></b>	1,284	1,263	1,321	1,138	1,321	1,508	1,475	1,502	1,411	1,277

Fig. 5.4. indică variația AOD pentru modurile fin și grosier pe tot parcursul anului 2011. Se observă că, în grafic modul fin (nucleație și acumulare) este trasat cu linie roșie, iar cel grosier (grosier) este marcat cu albastru, iar cu negru este reprezentat AOD particulelor totale. AOD-ul particulelor totale reprezintă suma dintre particulele fine și cele grosiere [74]. După cum se observă, particulele fine care predomină sunt cuprinse în intervalul 0,2 – 0,6 și au un maxim în data de 18 mai, pe când particulele grosiere sunt între 0,05 - 0.3 și au două maxime în zilele 26 aprilie și 9 iunie [74], [76] - [87].



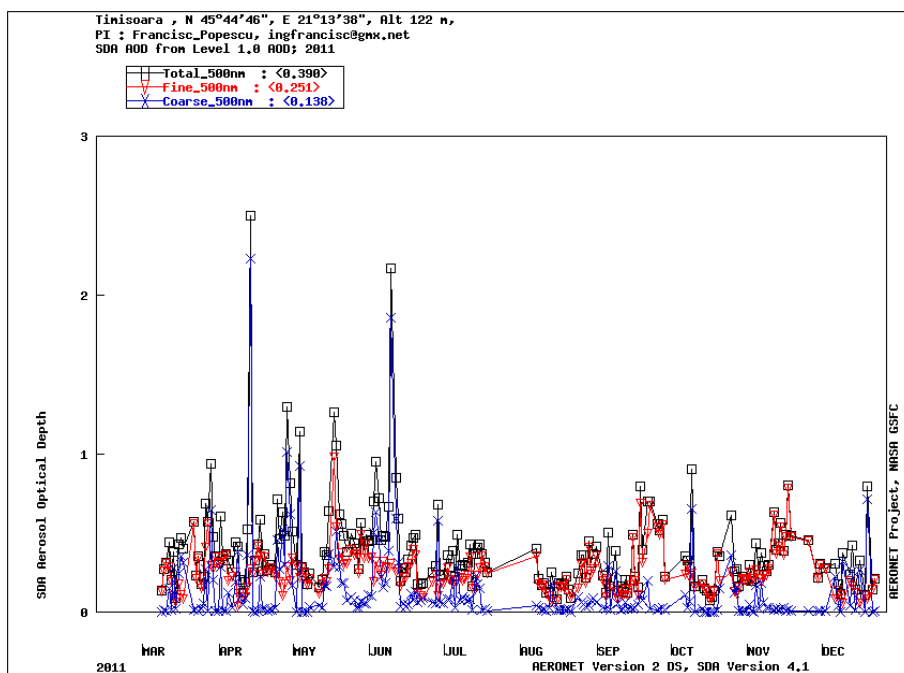


Fig. 5.4 Variația AOD pentru modulele fin și grosier pe parcursul anului 2011 la Timișoara

În tabelul 5.3 sunt prezentate valorile medii zilnice pentru următorii parametri: viteza vântului, temperatura, umiditate și presiune. Aceste zile au fost selectate, deoarece AOD-ul și parametrul Angstrom prezintă maxime, respectiv minime. Aceste date au fost înregistrate de stația meteo de la Facultatea de Mecanică.

Tabel 5.3. Media zilnică a vitezei vântului, temperatura, umiditate și presiune

Data	Viteza medie vânt (m/s)	Temperatură t (° C)	Umiditate RH (%)	Presiune P (hPa)
26 Aprilie	1,8	14,8	55	1014,8
27 Mai	4,1	21,4	69	1014,7
28 Mai	4,2	21,4	70	1011,6
5 Septembrie	4,0	26,1	53	1014,5
18 Septembrie	4,5	23,0	56	1010,1
21 Septembrie	2,1	18,9	85	1016,2
7 Octombrie	3,2	8,7	90	1010,9
11 Noiembrie	2,5	5,67	71	1030,1
17 Noiembrie	1,9	-1,2	88	1027,4

În figura 5.5 este reprezentată variația cantității de vapori de apă în perioada martie – decembrie 2011 la Timișoara. Datele folosite în figură sunt preluate de la fotometrul solar. În capitolul 4, în prezentarea fotometrului solar, s-a precizat faptul că lungimea de undă 940 nm este folosită pentru detectarea vaporilor

de apă din coloana atmosferică; prin interpolare se obține valoarea vaporilor de apă din lungimile de undă 1020 și 1640 nm.

Media cantității de vapori de apă din perioada studiată are valoarea de 1,405 cm, cu o eroare de 1,0039 % [77]. Valoarea obținută pentru media anuală la stația AERONET Timișoara (45 °N) poate fi comparată cu valoarea de referință de 1,419 cm obținută în U.S. Standard Atmosphere [69] (45 °N).

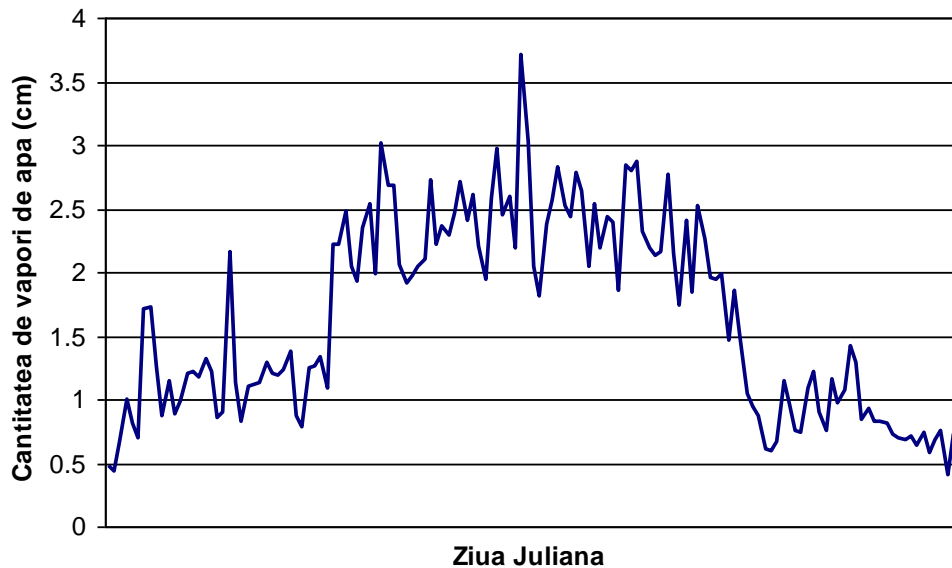


Fig. 5.5. Frecvența anuală a cantității vaporilor de apă în perioada martie – decembrie 2011 la Timișoara [76]

În tabelul 5.4 este prezentată valoarea medie lunară a cantității vaporilor de apă pentru perioada martie – decembrie 2011. Se observă că în perioada verii, aceasta are o medie de 2,4 cm.

Tabel 5.4. Valoarea medie a cantității vaporilor de apă în perioada martie – decembrie 2011

Lună	Mar.	Apr.	Mai.	Iun.	Iul.	Aug.	Sep.	Oct.	Noi.	Dec.
w (cm)	0.979	1.251	1.844	2.368	2.453	2.493	2.192	1.066	0.915	0.786

Din Fig. 5.6 se observă frecvența de distribuție anuală a cantității de vapori de apă, care este peste 14 % pentru valorile cuprinse între 0,75 – 1,25 cm, de 12 % pentru intervalele de 0,50 -0,75 cm, respectiv 2,00 – 2,25 cm [76], [77].

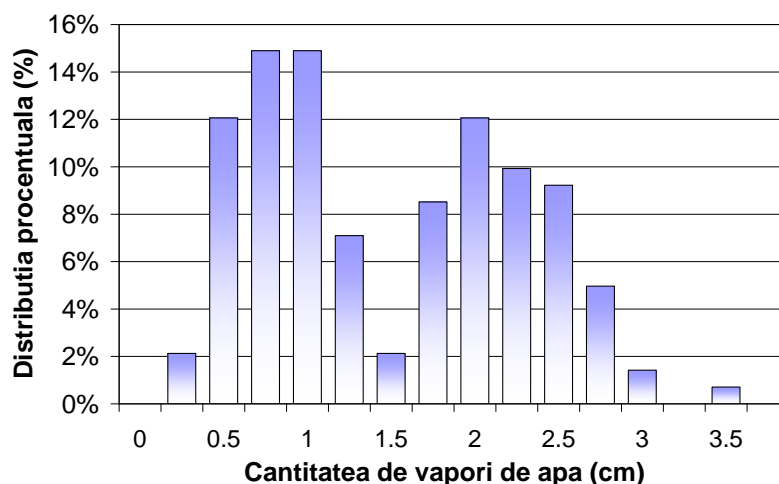


Fig. 5.6. Distribuția procentuală a cantității de vapori de apă în perioada martie – decembrie 2011 la Timișoara [76]

Valorile pentru cantitatea vapori de apă extrase din datele măsurate cu fotometrul solar au fost comparate cu alte modele matematice, acestea se suprapun perfect, astfel metoda folosită a fost validată [76].

În tabelul 5.5 este evidențiată abaterea medie pătratică relativă pentru vaporii de apă, radiația directă și cea difuză. Acuratețea AOD-ului la lungimea de undă 440 nm este între 0,01 – 0,02; iar incertitudinea măsurătorilor radiației difuze este aproximativ de 5 % din cauza erorilor de calibrare [13].

Tabel 5.5. Abaterea medie pătratică relativă, exprimată în procente pentru vaporii de apă, radiația difuză și directă.

Lună/Eroare	<i>rmse</i> - vapori de apă	<i>rmse</i> - radiație difuză	<i>rmse</i> - radiație directă
<b>Martie</b>	1,48	3,607	0,004
<b>Aprilie</b>	1,78	3,785	0,003
<b>Mai</b>	1,12	5,306	0,003
<b>Iunie</b>	0,80	6,640	0,002
<b>Iulie</b>	0,73	3,924	0,001
<b>August</b>	0,58	3,500	0,001
<b>Septembrie</b>	0,93	3,608	0,002
<b>Octombrie</b>	0,84	4,646	0,006
<b>Decembrie</b>	1,93	4,165	0,003

### 5.3 Intruziuni de aerosol de origine deșertică

În Fig. 5.7 este prezentată distribuția AOD pe parcursul zilei de 26.04.2011, între orele 5:00 și 16:30 GMT. Astfel, între intervalul orar 5:00 și 7:00 GMT valoarea AOD crește de la 0,3 până la 0,8, după care aceasta crește brusc până la valoarea de 1,9 între orele 6:30 și 7,15 GMT. Timp de o oră valoarea rămâne aproape constantă, după care scade, astfel la ora 11:00 GMT are valoarea 0.3. Valoarea

medie a AOD la lungimile de undă 440 nm și 1020 nm pentru această zi este de 0,58, respectiv de 0,53.

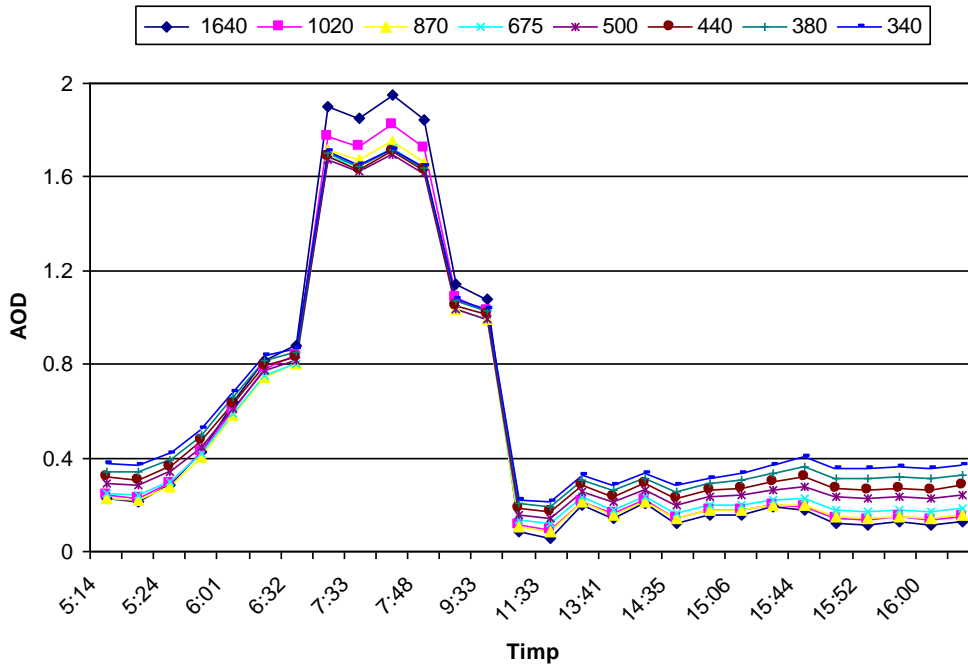


Fig. 5.7. Adâncimea optică a aerosolului pentru 26.04.2011 la Timișoara

Din analiza Fig. 5.8 reiese variația parametrului Angstrom în funcție de timp pentru ziua de 26 aprilie 2011. Astfel, se observă că în intervalul 5:00 – 7:15 GMT are loc o descreștere lentă a parametrului, după care valoarea acestuia rămâne constantă, atingând un minim negativ (-0,08) până la ora 11:00 GMT. După ora 11:00 GMT valoarea parametrului Angstrom crește până la 0,9 și oscilează între valorile 0,5 și 0,9. Valoarea medie a parametrului Angstrom pentru această zi este de 0,43.

Dacă AOD este cuprins între valorile 0,3 – 0,6 și parametru Angstrom este mai mic sau egal cu 0,6, aceste valori sunt reprezentative pentru particulele de praf. În cazul de mai sus, valoarea medie a AOD la lungimea de undă 440 nm este 0,58 și parametru Angstrom este 0,43, deci putem spune că atmosfera este încărcată cu praf [82].

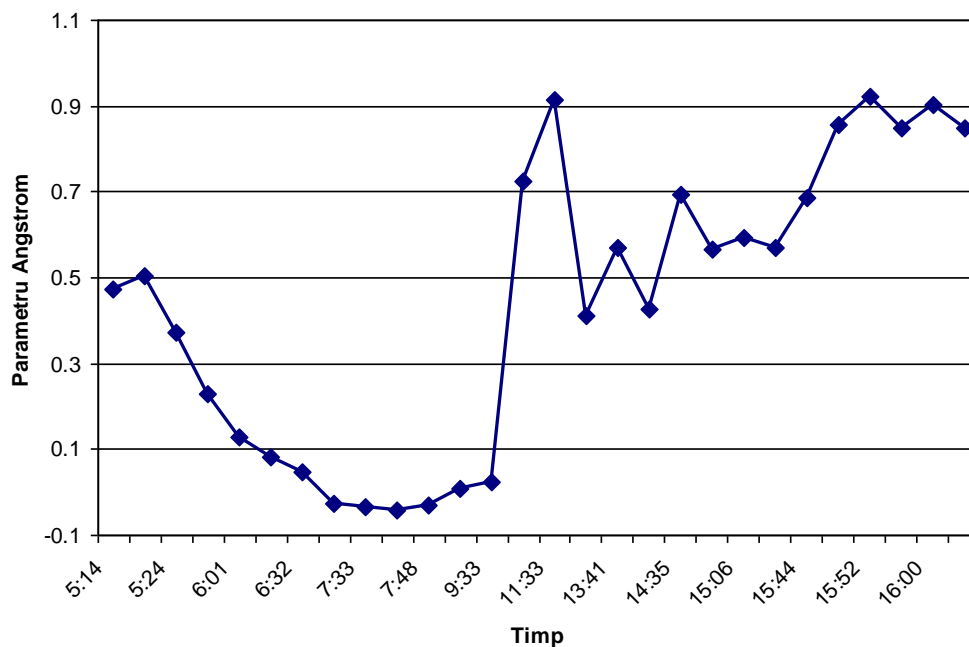


Fig. 5.8. Parametru Angstrom în 26.04.2011

Variația vaporilor de apă pentru ziua studiată este reprezentată în Fig. 5.9, în intervalul orar 5:00 – 16:00 GMT. Până la ora 7:15 GMT acesta are valoarea de 1,24 cm, după care se observă o descreștere ajungând la 11:18 GMT să aibă o valoare de 1,07 cm. După ora 11:30 GMT valoarea vaporilor de apă din coloană atmosferică variază între 1,18 și 1,25 cm.

Valoarea medie a cantității de apă din coloana atmosferică este de 1,19 cm.

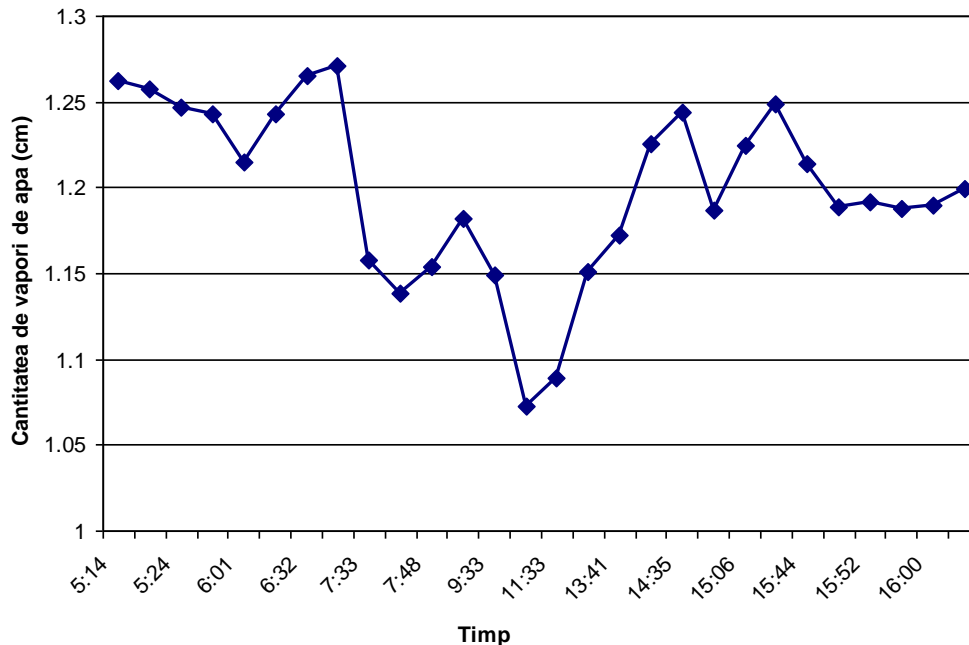


Fig. 5.9. Cantitatea de vapori de apă din coloana atmosferică în 26.04.2011

Valoarea calculată pentru partea reală a indicelui de refracție în data de 26 aprilie 2011 este de 1,6 pentru ora 6:33 GMT, respectiv de 1,58 pentru ora 14:00 GMT.

Conform cu Fig. 5.10 se poate observa partea imaginară a indicelui de refracție pentru lungimile de undă: 440, 675, 870 și 1020 nm. Pentru lungimea de undă 440 nm are valoarea 0,00155 (ora 6:33 GMT), iar pentru ora 14:00 GMT de 0,00051.

Conform articolului D'Almeida [48] partea imaginară a indicelui de refracție care are valoarea  $5,5 \cdot 10^{-3}$  aparține aerosolului de tip praf (transport mineral).

Din analiza bazei de date OPAC (Optical Properties Of Aerosols And Clouds ), praful are partea reală 1,53 și partea imaginară 0,008 pentru lungimile de undă 0,40; 0,48; 0,63; 0,69 și 1,06 [88], [89], [45]. Indicele de refracție poate lua și valoarea de  $1,53+i \cdot 0,0008$  pentru aceleași lungimi de undă ca cele de mai sus. Aceste valori pot să aparțină și modului de acumulare pentru minerale, dacă partea imaginară a indicelui de refracție scade cu creșterea lungimii de undă [88], [90], [45]. Aceste valori au fost calculate pentru o temperatură de 293 K.

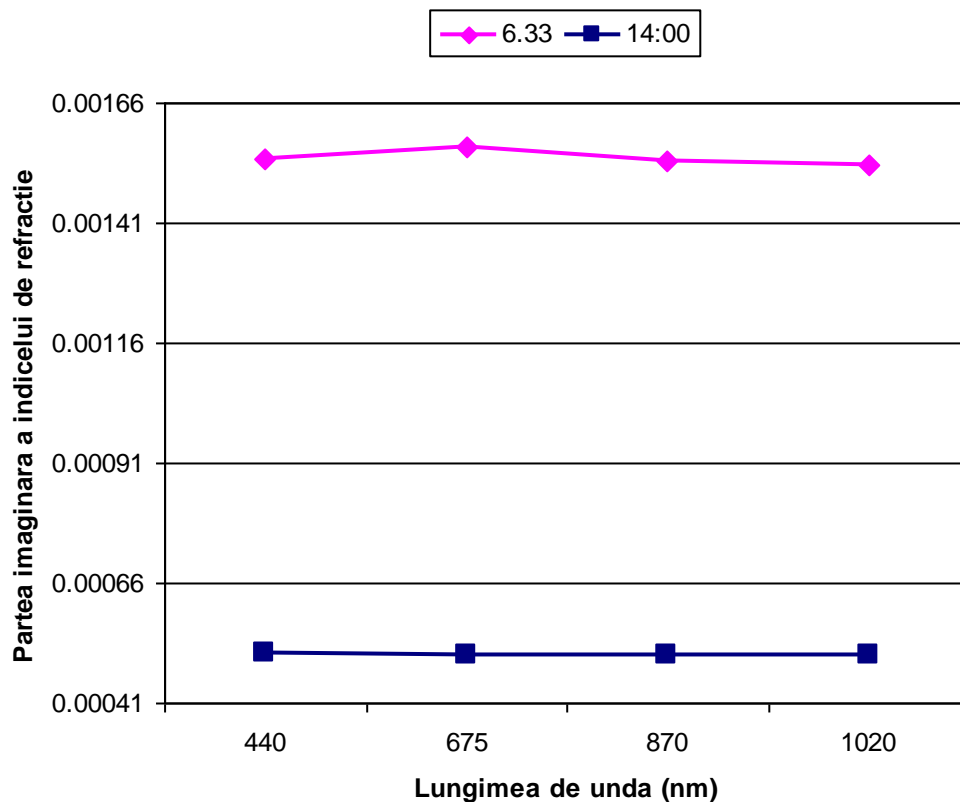


Fig 5.10 Partea imaginară a indicelui de refracție în data de 26.04.2011

Din distribuția volumică (Fig. 5.11) se observă că predomină particulele care au raza cuprinsă între valorile 2 – 12  $\mu\text{m}$ . În capitolul 2 s-a menționat că particulele care au diametru mai mare decât 1  $\mu\text{m}$  sunt identificate ca fiind grosiere. Din figură reiese că pentru ambele ore 6:33 GMT, respectiv 14:00 GMT, predomină particulele de tip grosier (praful).

Distribuția volumică,  $dV(r)/d\ln r$ , reprezentată în figură pentru ora 6:33 GMT, prezintă un maxim pentru valoarea 1,9  $\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ , raza maximă fiind de 6,64  $\mu\text{m}$ . Raza efectivă pentru particulele din modul grosier are valoarea 3,56  $\mu\text{m}$ , iar cea pentru particulele din modul de acumulare este 0,26  $\mu\text{m}$ . Din distribuția volumică pentru ora 14:00 GMT, se observă un maxim pentru valoarea 0,11  $\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ , raza particulei având dimensiunea 0,56  $\mu\text{m}$ , aparținând modului grosier. Din figură se observă pe lângă modul grosier și modul de acumulare pentru cele două reprezentări ale distribuției volumice.

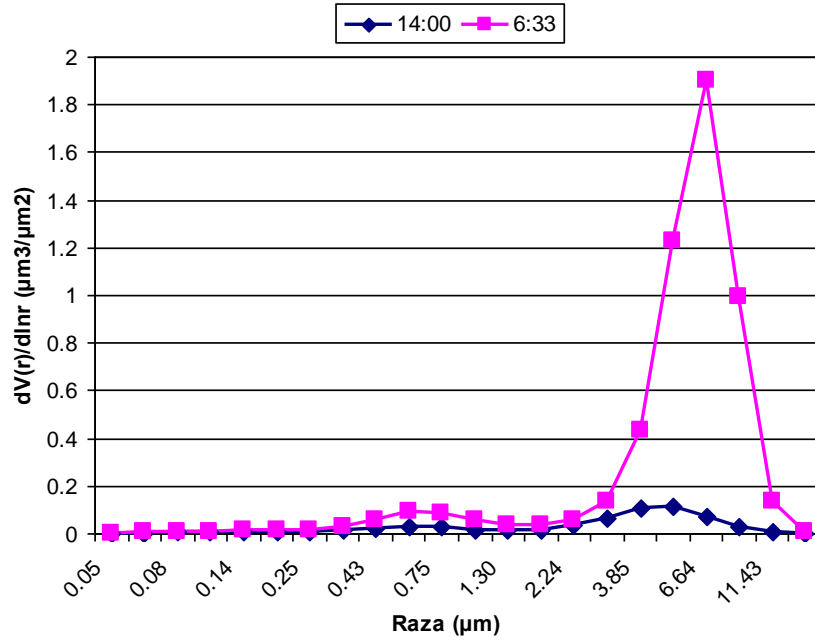


Fig. 5.11. Distribuția volumică a particulelor în data de 26.04.2011

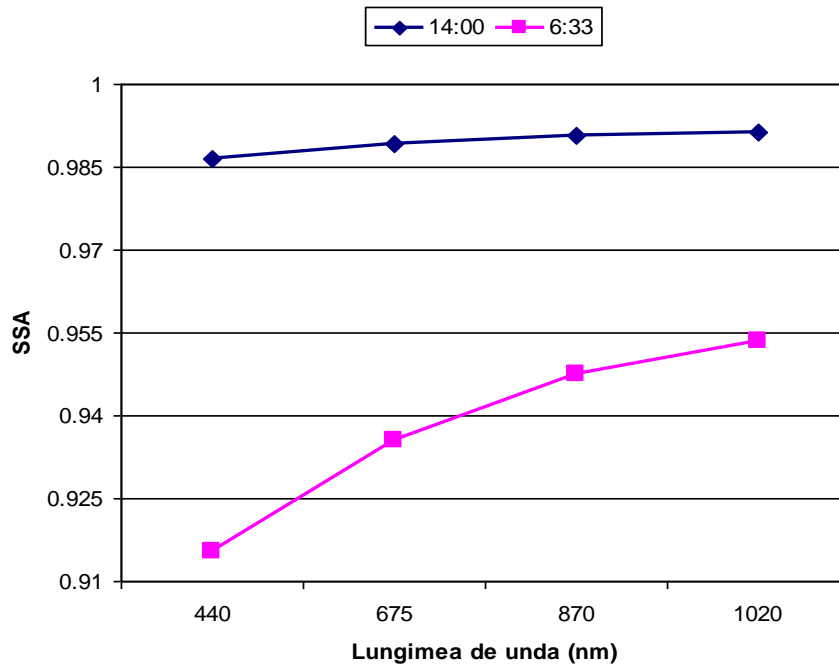


Fig. 5.12. Albedoul împrăștierii simple pentru orele 6:33 și 14:00 GMT, în data de 26.04.2011



În Fig. 5.12 este evidențiată creșterea albedoului împrăștierii simple, dacă pentru ora 6:33 GMT, la lungimea de undă 440 nm are valoarea de 0,915, la ora 14:00 GMT valoarea este de 0,985 pentru aceeași lungime de undă.

În articolul lui Dubovik [13], dacă  $\omega$  (SSA) este cuprins între valorile 0,92 – 0,98 la lungimea de undă de 440 nm, atunci în atmosferă există aerosol de tip grosier. Pentru calcularea SSA – ului se pune condiția ca valoarea AOD la lungimea de undă 440 nm să fie mai mare de 0,4. Dacă valoarea SSA crește cu creșterea lungimii de undă, în atmosferă are loc procesul de împrăștiere, producându-se efectul de răcire.

Factorul de asimetrie total are valoarea 0,75 la lungimea de undă 440 nm pentru ora 6:33 GMT, respectiv 0,65 pentru ora 14:00 GMT, însemnând o împrăștiere tot înainte.

Pentru analiza originii intruziunilor straturilor de aerosol se utilizează modelul HYSPLIT 4 (*HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory*) (Fig. 5.13) pentru traiectorii ale maselor de aer, precum și modelul NAAPS (*Navy Aerosol Analysis and Prediction System*) (Fig. 5.14) al Marinei americane ce utilizează date rezultate din imagistica satelitară.

În fig. 5.13 s-a rulat modelul HYSPLIT la trei altitudini diferite deasupra poziției fotometrului solar, pentru ora 06 GMT. Traiectoria maselor de aer care au originea dinspre sud – vestul Europei, trec peste nordul Africii la 6000 m. Posibilitatea de încărcare cu praf saharian fiind mare, după cum s-a observat și în analiza proprietăților optice și fizice ale aerosolului (Fig. 5.14).

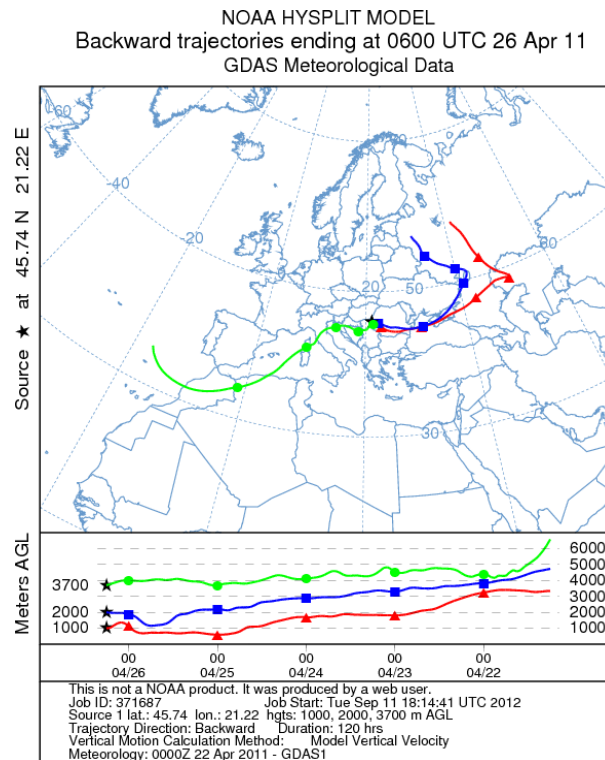


Fig. 5.13. Modelul Hysplit rulat la diferite altitudini în 26.04.2011 (sursă <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php/>)

În urma măsurătorilor efectuate cu fotometru solar, de unde au rezultat proprietățile optice și fizice ale aerosolului a fost evidențiat clar un episod de intruziuni de praf începând cu ora 6:30 GMT. Fenomenul pus în evidență prin măsurători directe este în acord cu prognoza modelului NAAPS. În Fig. 5.14 sunt prezentate imaginile modelului pentru orele 12:00. Conform prognozei modelului NAAPS, praful detectat cu fotometru solar provine din Africa și a fost purtat de masele de aer cu circulație dinspre sud – vestul Europei (Fig 5.13).

După cum se vede în Fig.5.14, modelul NAAPS dă informații utile despre concentrația de praf, sulfatați și fum care se află deasupra Europei, dar și a României. În imaginea de sus este redată adâncimea optică a aerosolului de sulfat (culoarea portocaliu înspre roșu), praf (verde spre galben) și fum (albastru). Pentru data de 26.04.2011, ora 12:00 GMT din modelul NAAPS rezultă următoarele valori ale AOD pentru Timisoara: praf 0,2; fum 0,1 și sulfatați 0,3.

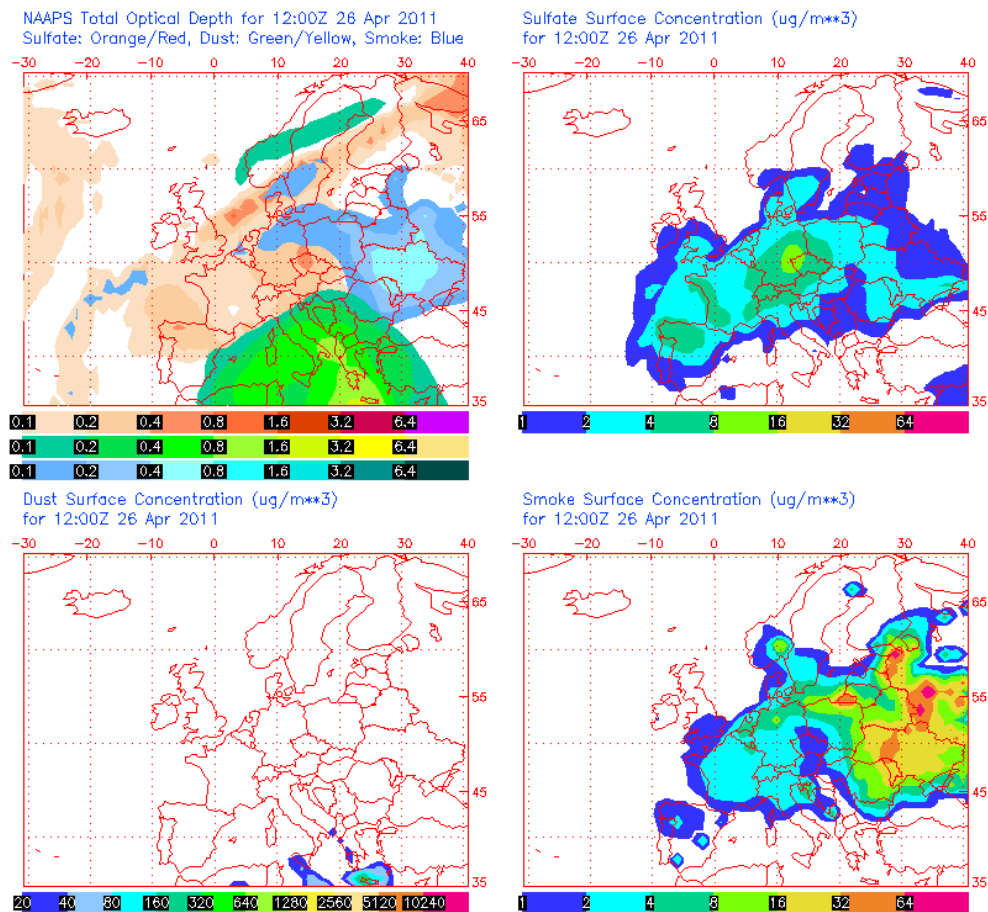


Fig. 5.14 Concentrația de praf, sulfatați și fum din date NAAPS( Navy Aerosol Analysis and Prediction System) pentru data de 26 aprilie 2011 (sursă: <http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol/>)

Pentru o confirmare suplimentară a fost folosită imaginea de pe satelitul Terra - MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) (fig.5.15). Satelitul traversează de la nord la sud Pământul, astfel dimineața se găsește în emisfera nordică. În Fig. 5.15 a, poziția Timișoarei este reprezentată printr-un cerc de culoare albastră.

Fiecare punct roșu din imaginea satelitară indică o locație, în care s-au detectat incendiile de biomasă (Fig. 5.15 b). Culoarea variază de la roșu (incendiu este mic) spre galben (numărul de incendii este mare). Acest tip de hărți sunt făcute pe o perioadă de 10 zile. În imagine se poate observa că în Europa, în perioada 21 - 30.04.2011, incendiile de mare amploare au fost la nord - vest de Marea Neagră.

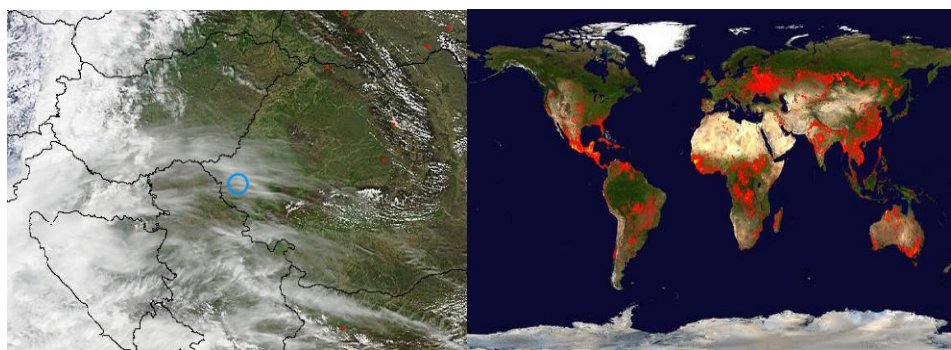


Fig. 5.15. Imagine Terra – MODIS, culori reale: a) deasupra României, în data de 26.04.2011, b) reprezentarea incendiilor de biomasă la nivel global în perioada 21 - 30.04. 2011 (sursă: <http://modis.gsfc.nasa.gov/>)

Prin suprapunerea Fig. 5.13 cu 5.15 b se observă direcția celor două traiectorii ale maselor de aer, care vin dinspre Rusia spre România și trec peste incendiile de biomasă.

Deasupra Timișoarei, în data de 26.04.2012, a fost detectat un mixt de aerosoli de origine sahariană, respectiv provenit din incendierea biomasei.

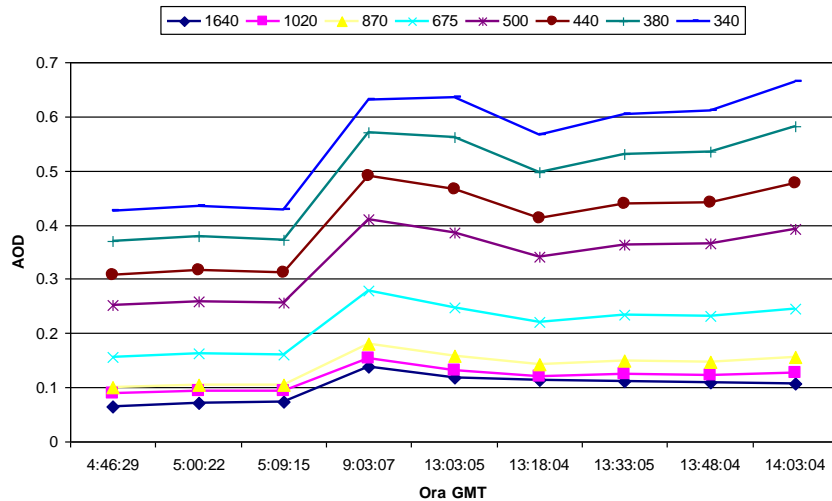
#### 5.4 Intruziuni de aerosol de natură vulcanică

Vulcanul Grímsvötn din Sud – Estul Islandei a erupt în data de 21.05.2011 la ora 19:25 GMT [91]. În urma unei erupții vulcanice, în atmosferă ajung cantități mari de cenusă (în special  $\text{SiO}_2$ ), dar și gaze cum ar fi  $\text{SO}_2$ . Alte gaze care se regăsesc sunt  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  și  $\text{HF}$ . Mai multe detalii despre vulcan pot fi găsite pe pagina web a Institutului de Știință a Pământului ([http://earthice.hi.is/page/ies\\_GV2011\\_eruption](http://earthice.hi.is/page/ies_GV2011_eruption)). În continuare o să fie analizate proprietățile optice ale aerosolului pentru a afla natura și sursa acestuia.

Datele obținute din măsurătorile cu fotometrul solar pentru zilele 26 - 27.05.2011 arată o creștere a adâncimii optice a aerosolului, în data de 28.05.2011 se menține constant, dar valoarea este mare, iar în 29.05.2011 valoarea acestuia scade [87].

Din analiza valorilor AOD-ului trasate pentru fiecare lungime de undă în funcție de intervalul orar GMT (Fig. 5.16) se observă o creștere cu 0,2 pentru lungimile de undă scurte. Valorile maxime ale AOD-ului la lungimile de undă 440 nm și 1020 sunt 0,48, respectiv 0,15. Valorile medii pentru aceleași lungimi de undă

sunt 0,40 și 0,11. De aici, rezultă că în data de 26.05.2011, după ora 05:09 GMT, cenușa vulcanică a fost deasupra Timișoarei.



5.16. Adâncimea optică a aerosolului în data de 26.05.2011

În Fig.5.17 se poate observa variația adâncimii optice a aerosolului pentru cele opt lungimi de undă, în data de 27.05.2011, între orele 8:00 și 17:00 GMT. Particulele grosiere sunt detectate la lungimi de undă mici, iar lungimile de undă mari le identifică pe cele de tip fin (mod de acumulare + mod de nucleație). Astfel, pentru ora 8:00 GMT se observă că valoarea AOD pentru lungimile 340, 380 și 440 nm este peste 0,3, atingând un maxim în jurul orei 13:00 GMT, după care acesta scade. Valorile AOD la lungimile de undă 870, 1020 și 1640 nm, în intervalul 8:00 – 17:00 GMT sunt aproximativ egale, atingând un maxim la ora 13:00 GMT, după care descreșc.

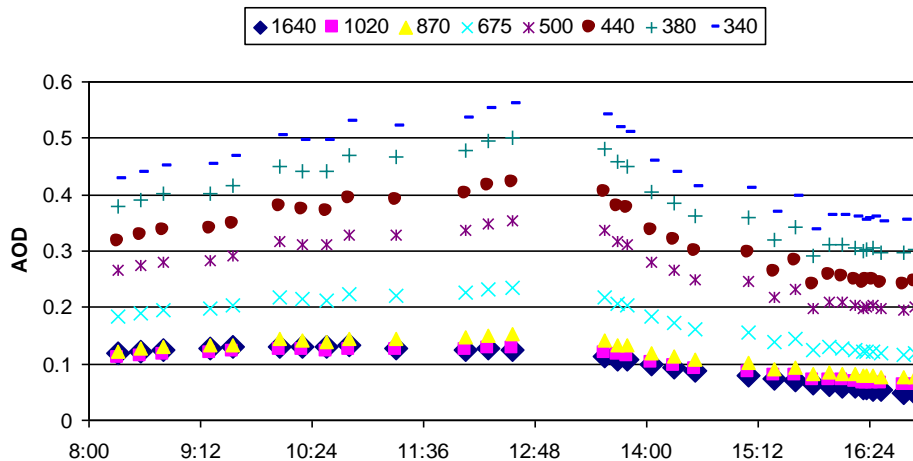


Fig 5.17. Adâncimea optică a aerosolului în data de 27.05.2011

În data de 28.05.2011 valoarea AOD este mare, având o medie pentru lungimea de undă 340 nm de 0,91, respectiv lungimea de undă 380 nm de 0,81 (Fig. 5.18). Valoarea AOD se menține constant pentru lungimile de undă 1020, 870 și 1640 nm. Comparând cele două figuri (Fig. 5.17 și Fig. 5.18) se poate evidenția că valoare AOD-ului la lungimile de undă scurte se dublează în data de 28.05.2011, la fel ca în data de 26.05.2011.

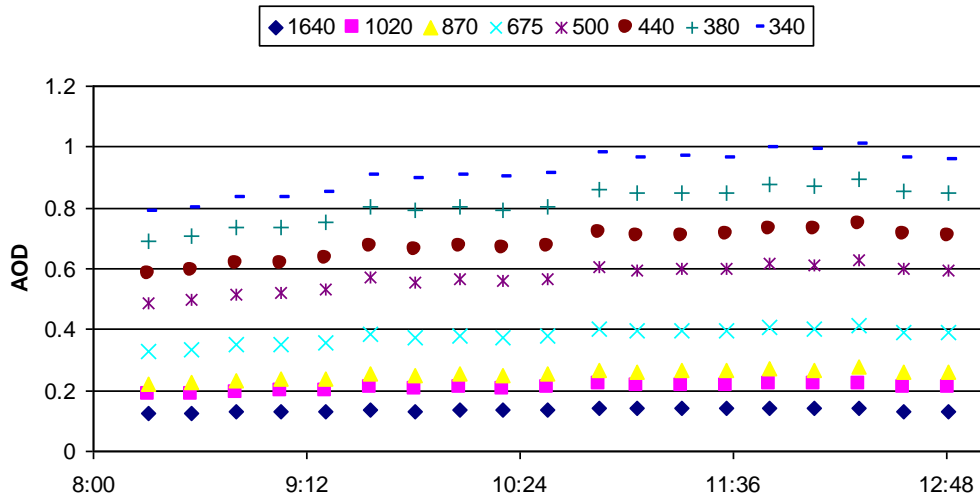


Fig. 5.18. Adâncimea optică a aerosolului în data de 28.05.2011

La fel ca în zilele precedente, în 29.05.2011 valoarea AOD este mare pentru lungimile de undă 320, 380, și 440 nm până la ora 13:12 GMT, după care acestea încep să scadă (Fig.5.19).

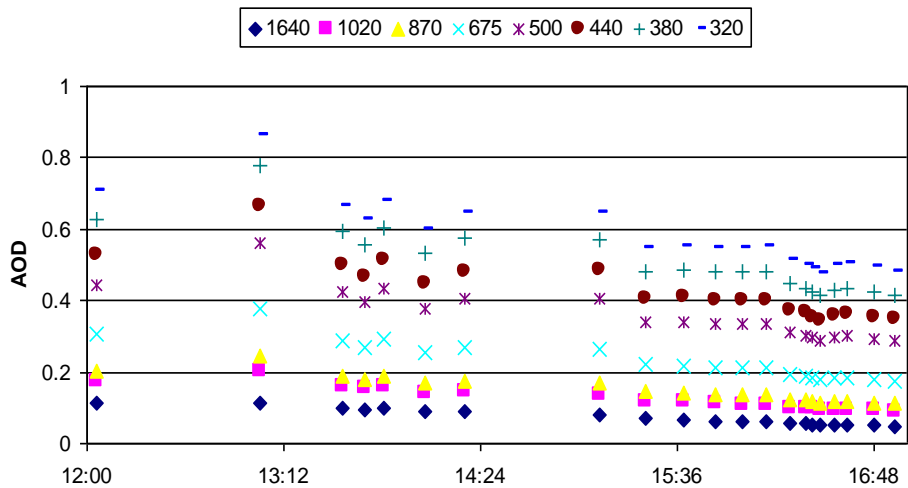


Fig. 5.19. Adâncimea optică a aerosolului în data de 29.05.2011

În Fig. 5.20 se evidențiază cantitatea de vapori de apă din coloană atmosferică pe parcursul zilelor 26 – 29.05.2011. Fiecare zi este marcată printr-o figură geometrică diferită, astfel se poate observa cum cantitatea de vapori de apă variază pe parcursul acestor zile între 1,80 – 2,57 cm. Cantitatea de vapori de apă din coloană atmosferică scade în data de 27.05.2011, rezultând prezența unui strat de aerosoli după ora 12:00 GMT. În 27 mai cantitatea de vapori de apă crește, iar în data de 29 scade din nou. Valoarea medie a vaporilor de apă pentru aceste zile este 2,04 cm (26 mai), 1,99 cm (27 mai), 2,41 cm (28 mai), 2,34 cm (29 mai). De remarcat că în data de 27.05.2011, cantitatea de vapori de apă are valoarea cea mai mică.

În continuare analiza proprietăților aerosolului o să fie făcute numai pentru data de 27.05.2011.

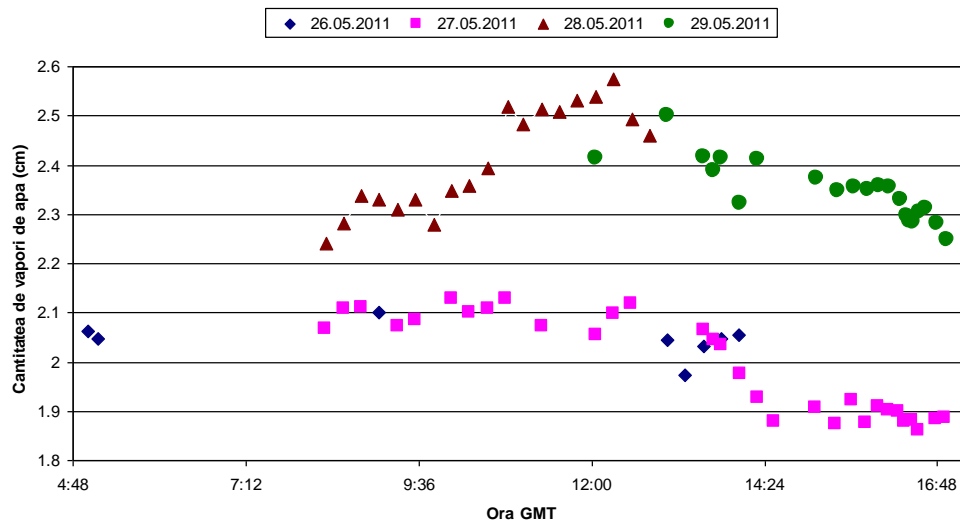


Fig. 5.20. Cantitatea de vapori de apă (cm)

După cum reiese din Fig. 5.21 partea imaginară a indicelui de refracție pentru ora 14:32 GMT are valoarea 1,5; apropiată de 1,55 [50] și corespunde carbonului organic.

Partea imaginară a indicelui de refracție, pentru carbonul organic îi corespunde valoarea de  $5,0 \cdot 10^{-2}$  [50]. Analizând Fig. 5.22 la lungimea de undă 440 nm la orele 13:34 și 14:32 este de 0,051, respectiv 0,05.

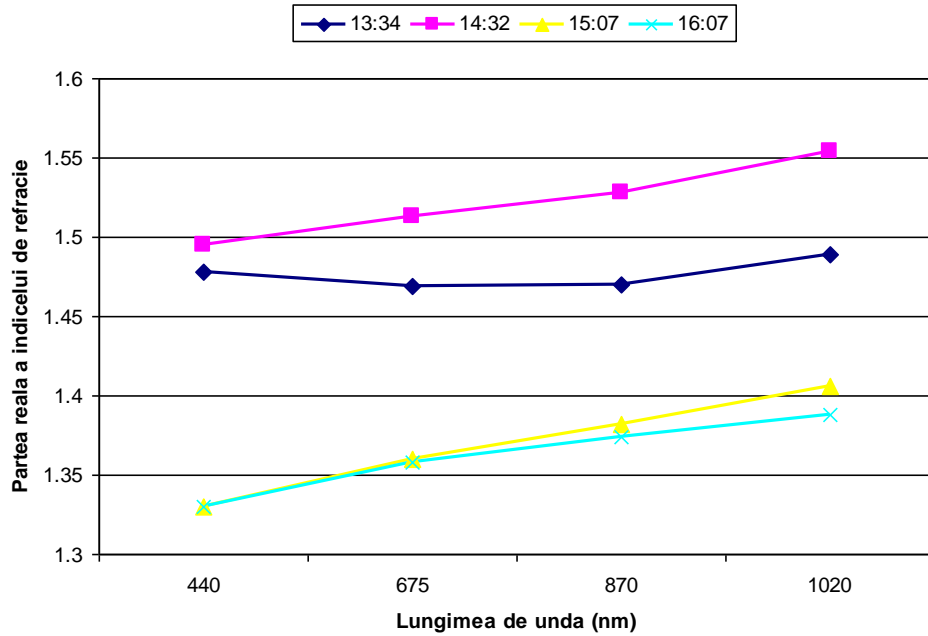


Fig. 5.21. Partea reală a indicelui de refracție pentru 27.05.2011

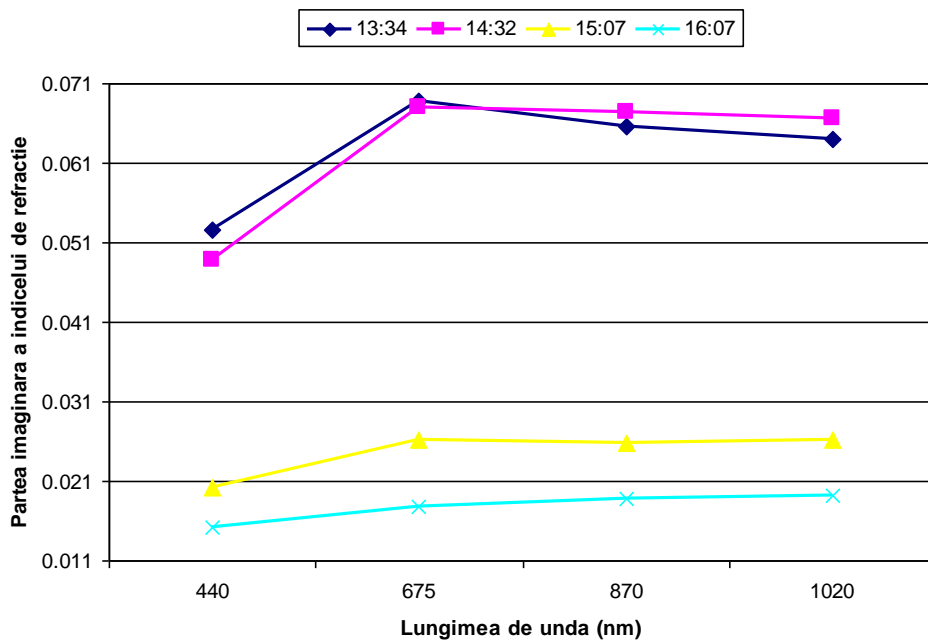
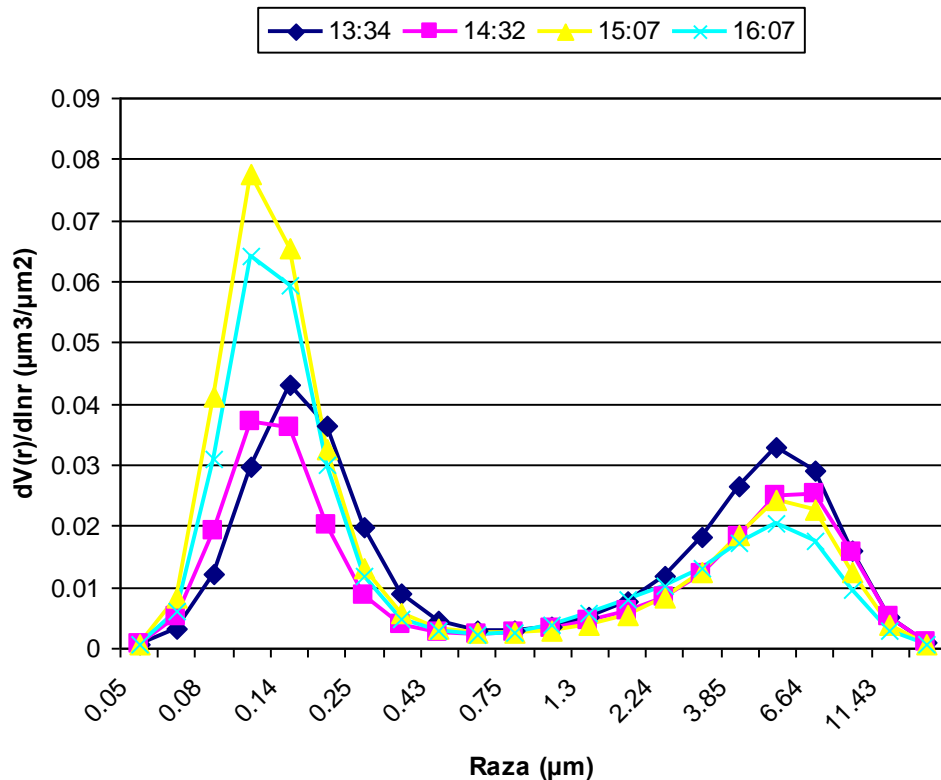


Fig. 5.22. Partea imaginară a indicelui de refracție, în 27.05.2011

Distribuția volumică din Fig. 5.23 este bimodală, adică există două maxime, unul din ele are valoarea între 0,05 și 0,43  $\mu\text{m}$ , iar celălalt este cuprins între 2,24 – 12  $\mu\text{m}$ . Din figură reiese că pentru fiecare oră avem o distribuție bimodală. Maximul pentru  $dV(r)/d\ln r$  este 0,08  $\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$  pentru ora 15:07, având raza cuprinsă între 0,07 – 0,43  $\mu\text{m}$ , acesta aparține modului de acumulare, iar maximul pentru modul grosier este la 0,03  $\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ , cu raza aerosolului între 2,5 – 11  $\mu\text{m}$ .

Concentrația volumică specifică modului grosier și fin pentru data de 27.05.2011 are următoarele valori 0,038  $\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ , respectiv 0,057  $\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ . Raza efectivă pentru aerosolului de tip grosier este 3,49  $\mu\text{m}$ , iar cea pentru aerosolul fin are valoarea de 0,136  $\mu\text{m}$ .

Deviația standard totală pentru ziua de 27.05.2011 este 1,7; iar sfericitatea particulelor pentru orele 13:34, 14:32, 15:07 și 16:07 GMT are următoarele valori 3,86 %; 4,06 %; 10,24 %, respectiv 99 %, rezultând forma particulei. Factorul de asimetrie total pentru lungimea de undă 440 nm este 0,58; adică împrăștierea este tot înainte, în atmosfera găsindu-se particule de aerosol.



g. 5.23. Distribuția volumică în data de 27.05.2011

Fi

Din Fig. 5.16 – 5.23 rezultă că în zona Timișoarei atmosfera este încărcată cu aerosol, care este o combinație între modul grosier și cel de acumulare. Se poate face presupunerea că în atmosferă împreună cu aerosolul provenit din arderea biomasei se găsește și cenușă vulcanică provenită din Islanda.

În Fig. 5.24 se poate remarca că pentru ora 13:34 GMT, valoarea SSA este 0,75; aceasta crescând, astfel că la ora 16:07 GMT ajunge la 0,85. Valoarea mică a



SSA indică prezența carbonului organic, rezultând proveniența aerosolului din incendierea biomasei.

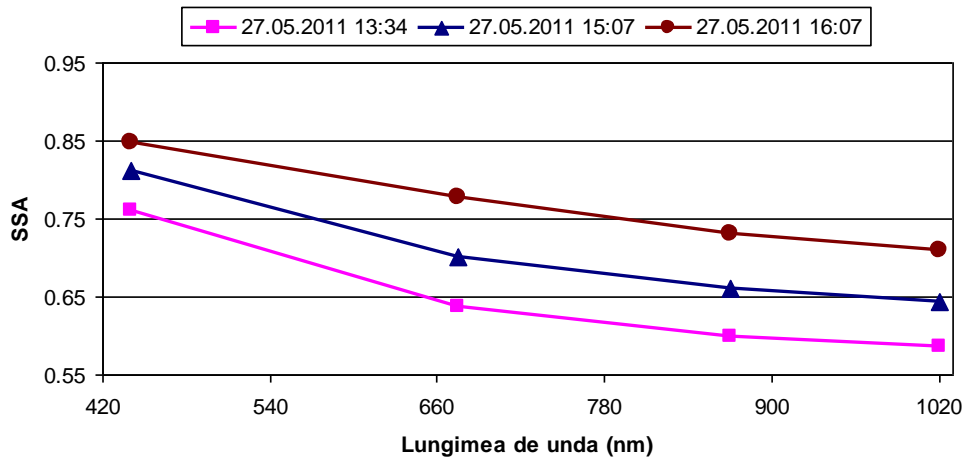


Fig. 5.24. Albedoul împrăștierii simple în data de 27.05.2011

Pentru aflarea originii maselor de aer din zilele de 26, respectiv 27.05.2011, s-a folosit modelul Hysplit rulat pe 96 de ore în urmă (Fig.5.25). Este evidențiată mișcarea maselor de aer dinspre nord – vestul Europei spre Timișoara. În data de 26 mai, înălțimea maselor de aer care vin dinspre Nordul Europei este de 500 m deasupra Timișoarei (Fig 5.25 a).

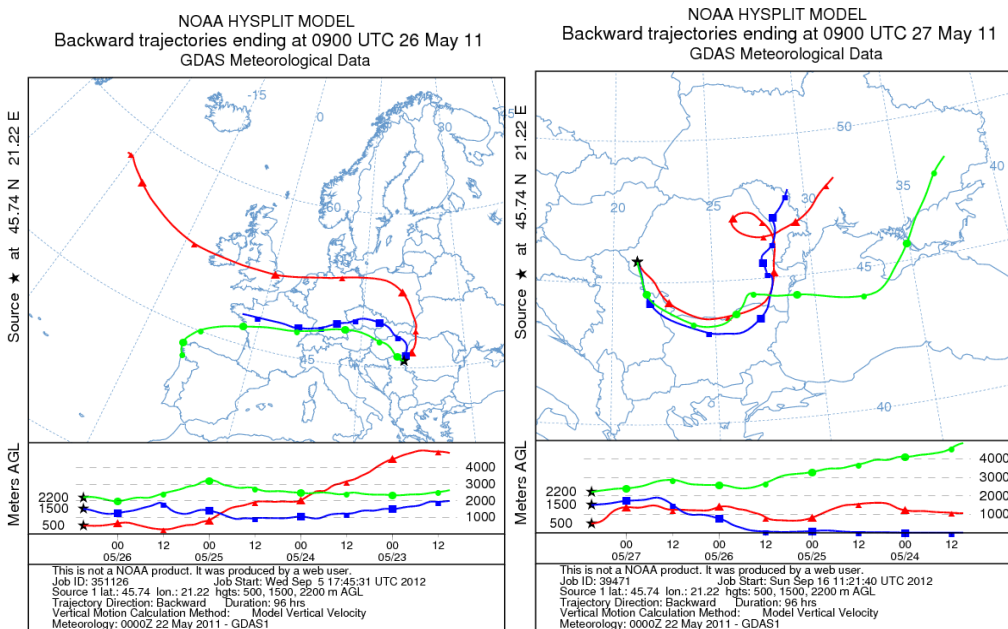


Fig.5.25 Modelul Hysplit. a) rulat pentru 26 mai; b) rulat pentru 27 mai (sursă: <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php/>)

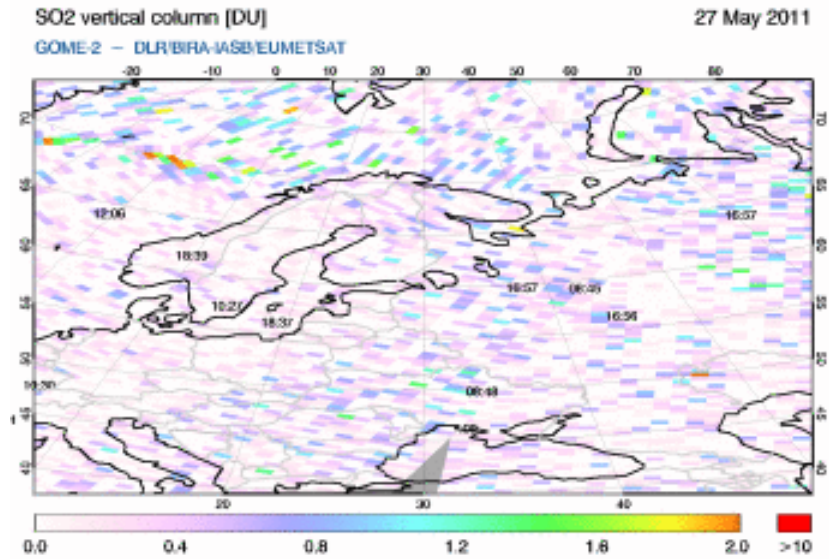


Fig. 5.26. Cantitatea de SO<sub>2</sub> (DU) (sursă: <http://sacs.aeronomie.be>)

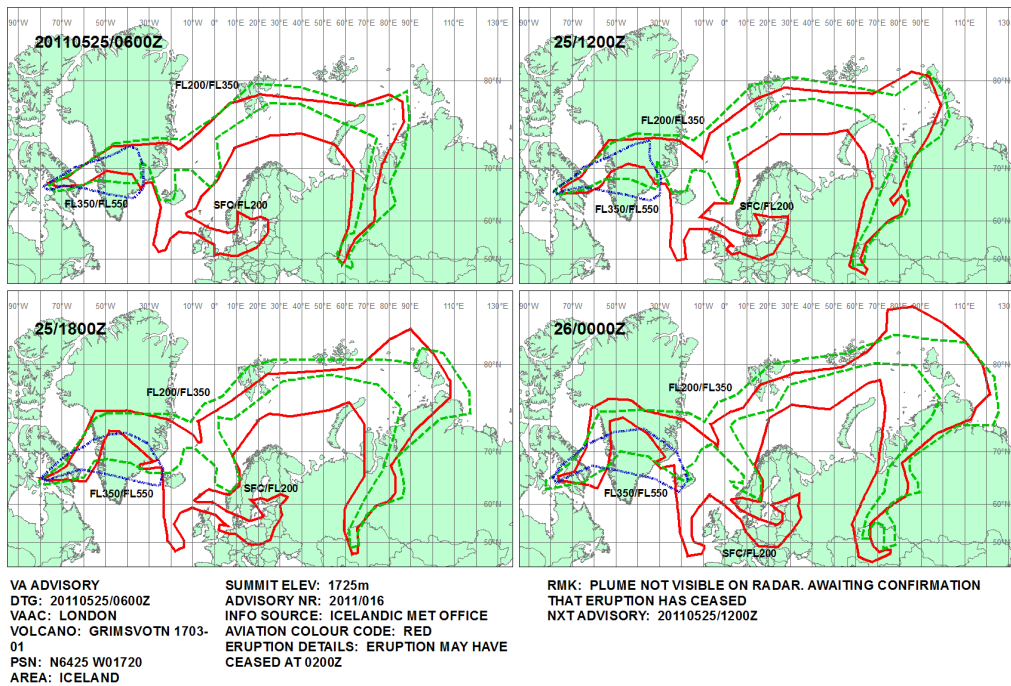


Fig.5.27. Modelul de prognoză Metoffice –VAAC (sursă: <http://www.metoffice.gov.uk/aviation/vaac/>)

Concentrația de SO<sub>2</sub>, exprimată în unități Dobson, în data de 27.05.2011 a fost calculată cu modelul IASI (<http://sacs.aeronomie.be>) (Fig.5.26).

Modelul de prognoză Meteoffice VAAC – Volcanic Ash Advisory Centre (centru de avertizare pentru cenușă) anticipează intruziunea norului de cenușă pe teritoriul țării noastre la nivelul FL 200 (Flight Level) la ora 00:00 GMT începând cu nord – vestul acesteia (Fig.5.27). O altă altă lucrare care analizează acest subiect pentru România este cea lui Cazacu [92], [87].

## 5.5 Episodul de poluare din data 5 septembrie 2011

În Fig. 5.28 este reprezentată variația AOD pentru data de 5.09.2011, între orele 7:35 și 14:09 GMT la stația AERONET din Timișoara [80]. Din figură reiese o creștere a AOD la cele opt lungimi de undă, atingând un maxim la ora 11:35 GMT (0,75 la 340 nm și 0,29 la 1640 nm). Media AOD este cuprinsă între valorile 0,64 la lungimea de undă 340 nm, respectiv 0,25 la 1640 nm. Pentru lungimile de undă 340, 380 și 440 nm valoarea AOD –ului este cuprinsă între 0,44 – 0,74, indicând o creștere cu 0,2 față de ora 7:35 GMT. Pentru restul lungimilor de undă (500, 675, 870, 1020 și 1640 nm) valoarea AOD-ului se modifică cu aproximativ 0,1 față de ora inițială. În intervalul orar 9:05 – 10:20 GMT se observă o variație cu pantă abruptă a AOD-ului.

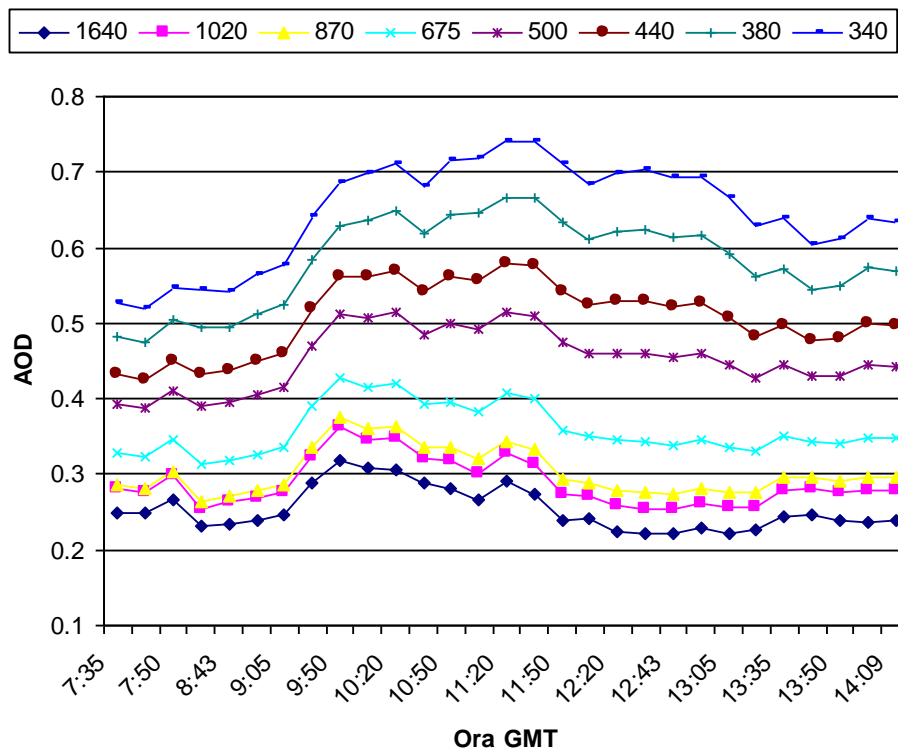


Fig. 5.28. Variația AOD – ului în data de 5.09.2011

Din analiza menționată mai sus, rezultă că predomină particulele grosiere.

Variația parametrului Angstrom aparține domeniului 0,59 – 0,94 și atinge un minim în intervalul orar 9:05 – 10:20 GMT, având valoarea 0,58 la ora 9:50 GMT (Fig.5.29). După ora 13:05 GMT valoarea parametrului Angstrom scade, ajungând să la un minim (0,7 pentru ora 13:43 GMT). Valoarea medie a parametrului Angstrom este 0,75.

Aceste variații ale parametrului indică prezența în atmosferă a aerosolului, iar dacă valoarea acestuia este mai mică decât 1, atunci putem spune că este vorba de particule grosiere.

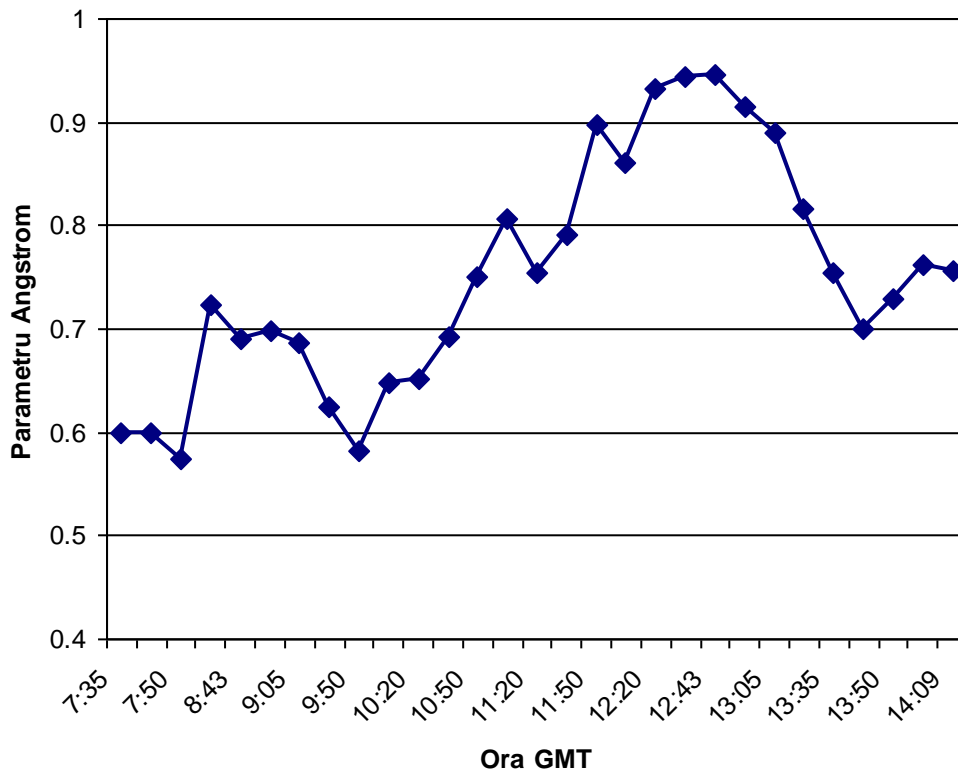


Fig. 5.29. Variația parametrului Angstrom în data de 05.09.2011

Valoarea medie a cantității de vapori de apă în data de 05.09.2011 este 2,821 cm. Din Fig. 5.30 se observă că între orele 8:35 – 9:50 GMT valoarea vaporilor de apă din coloana atmosferică scade, ceea ce înseamnă că în acest interval orar în atmosferă a crescut numărul de particule de aerosol. Pe parcursul zilei, aceasta prezintă mici fluctuații, atingând la ora 14:09 la valoarea 3,05 cm. Conform studiului făcut de către Gueymard [93], pentru sezonul cald, la 45° N, valoarea medie a cantității de vapori de apă este 2,927 cm.

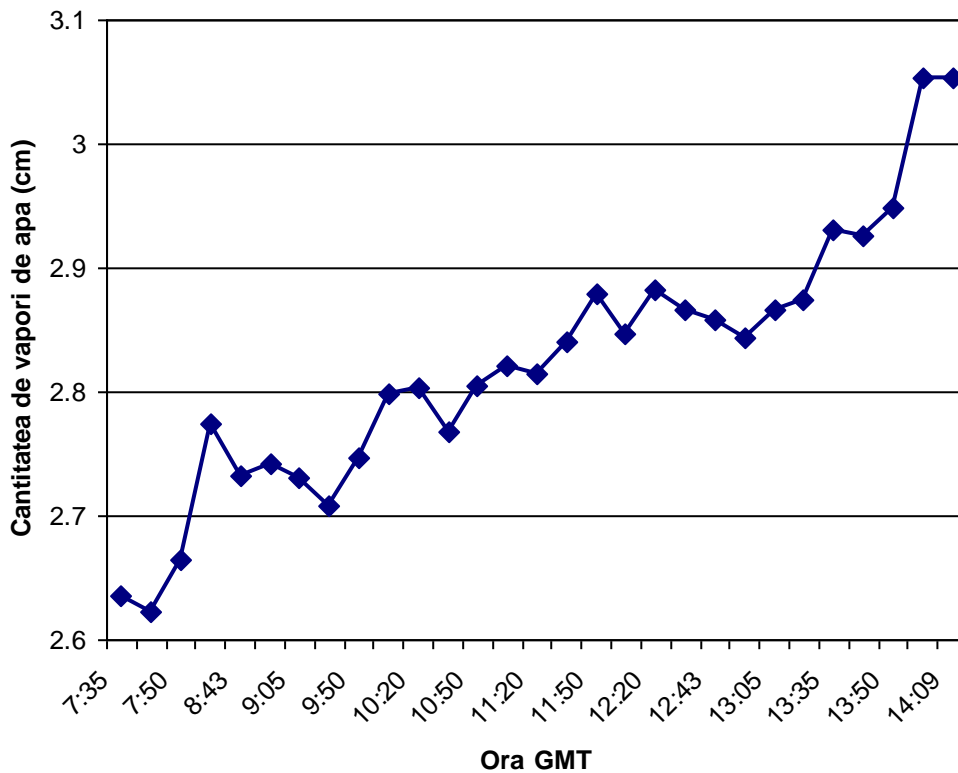


Fig. 5.30. Variația vaporilor de apă în data de 5.09.2011

Fig 5.31 și 5.32 reprezintă partea reală și cea imaginară a indicelui de refracție.

Comparând valorile indicelui de refracție  $1,5 + i \cdot 0,0082$  la lungimea de undă 440 nm, respectiv  $1,53 + i \cdot 0,0059$  la lungimea de undă 675, cu cele de referință din articolul lui D'Almeida [48], se poate spune că la ora 12:36 GMT în atmosferă se găsesc particule de praf. Dacă se face aceeași comparație, dar pentru valoarea indicelui de refracție  $1,47 + i \cdot 0,0045$  la lungimea de undă 675, pentru ora 13:36 GMT, atunci în atmosferă se găsește aerosol mineral.

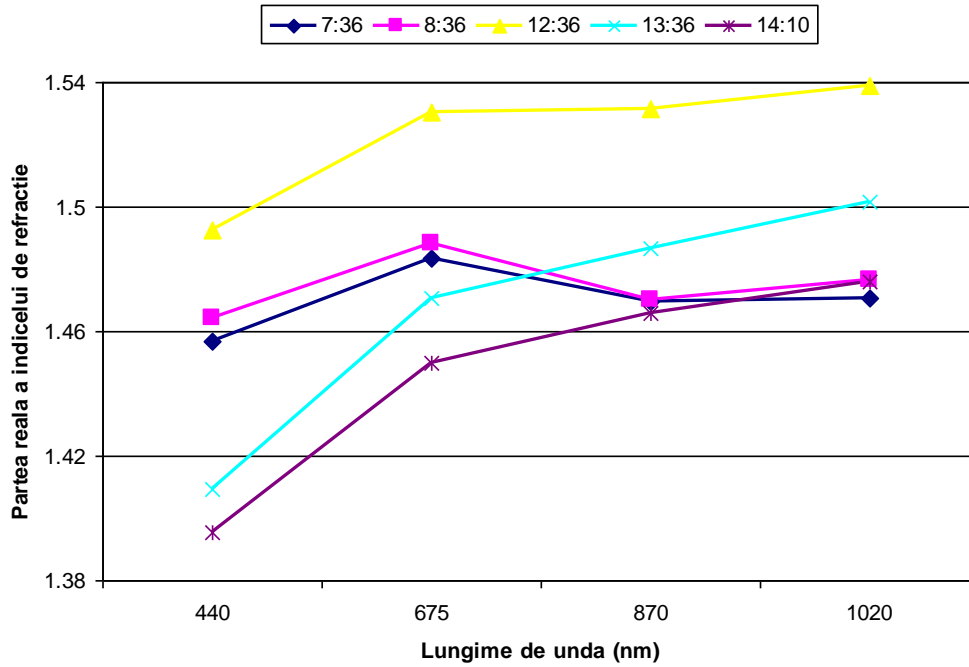


Fig. 5.31. Partea reală a indicelui de refracție în data de 05.09.2011

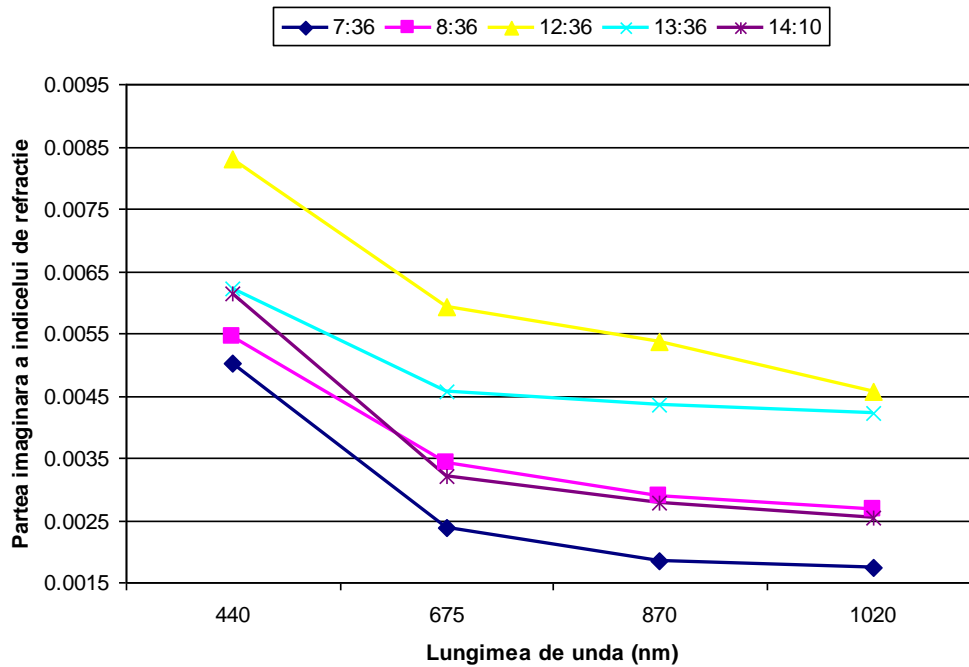


Fig. 5.32. Partea imaginară a indicelui de refracție în data de 05.09.2011

În Fig. 5.33 se distinge distribuția volumică bimodală, adică sunt prezente două maxime, cuprinse între 0,05 – 0,35  $\mu\text{m}$ , respectiv 0,7 – 13  $\mu\text{m}$ . Analiza este făcută pentru 4 ore diferite. La ora 7:36 GMT se remarcă cea mai mare valoare a distribuției volumice, adică în atmosferă există aerosol de tip grosier. La orele 13:36, respectiv 14:10 pe lângă aerosolul de tip grosier, mai predomină și cel de tip Aitken (diametrul particulei este cuprins între 0.01 și 0.1  $\mu\text{m}$ ) [80].

Concentrația volumică pentru particulele fine are valoarea 0,05  $\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ ; iar cea pentru particulele grosiere este 0,18  $\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ . Raza efectivă în primul caz este 0,12  $\mu\text{m}$ , respectiv pentru cele grosiere este 1,8  $\mu\text{m}$ .

Factorul de asimetrie total are valoarea 0,71 la lungimea de undă 440 nm, însemnând că împrăștierea este tot înainte, iar sfericitatea particulelor este de 5,8 %.

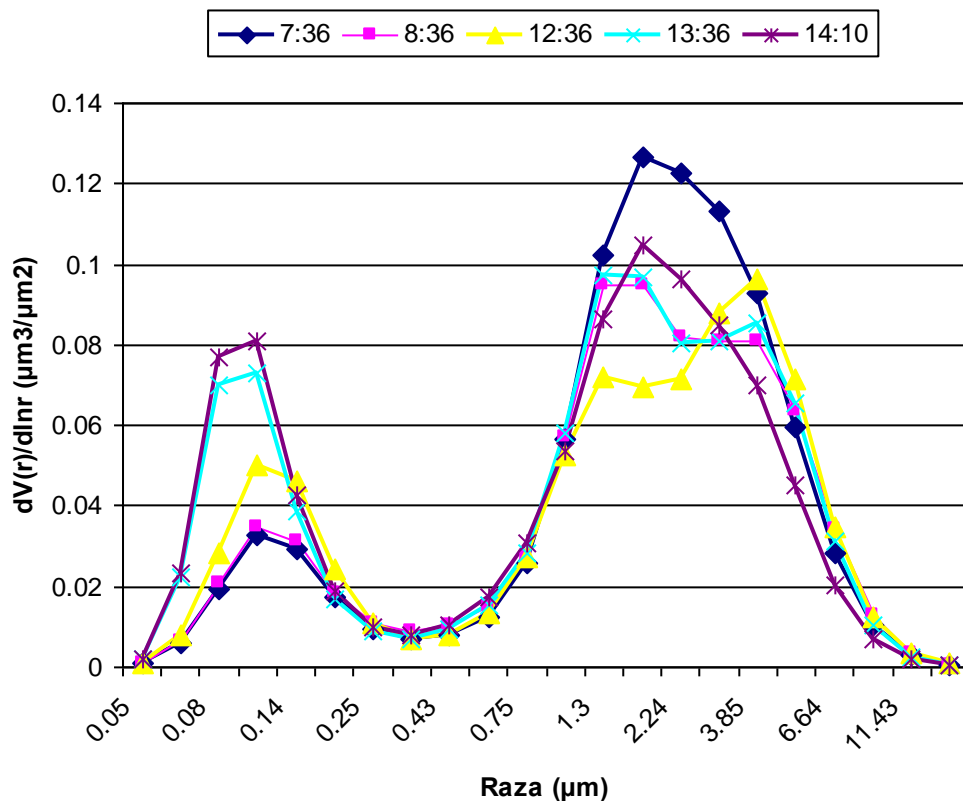


Fig. 5.33. Distribuția volumică în data de 05.09.2011 la diferite ore

Valoarea SSA în data de 05.09.2011 la stația AERONET Timișoara, la lungimea de undă 440 nm este cuprinsă între 0,90 – 0,91 și crește cu lungimea de undă (la 1020 nm este între 0,93 – 0,97 ) (Fig. 5.34.). Aceste valori conform articolului [13] sunt specifice prafului deșertic.

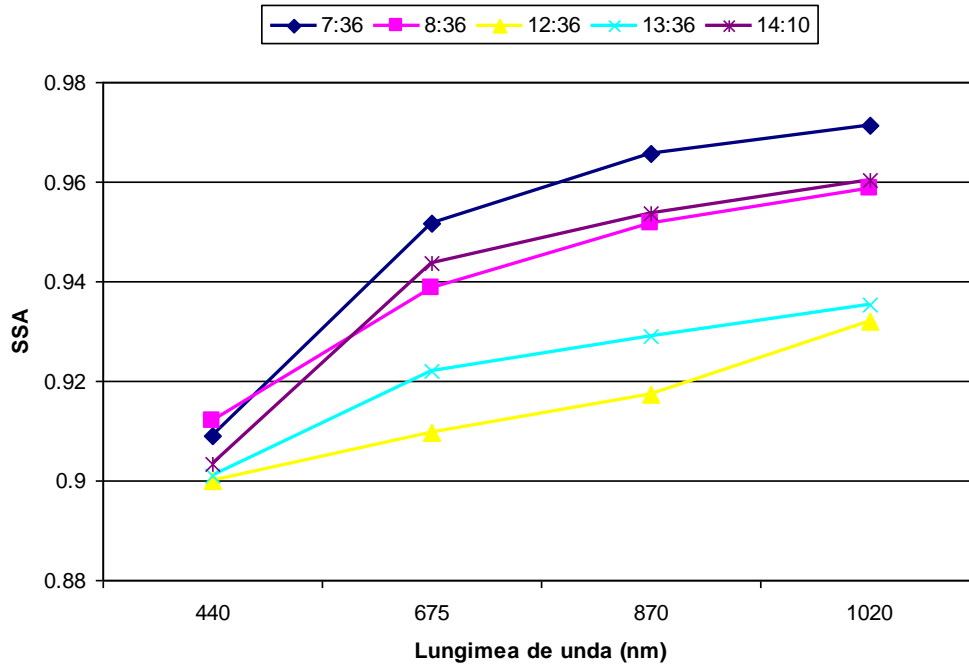


Fig. 5.34. SSA în data de 05.09.2011 la diferite ore de interes

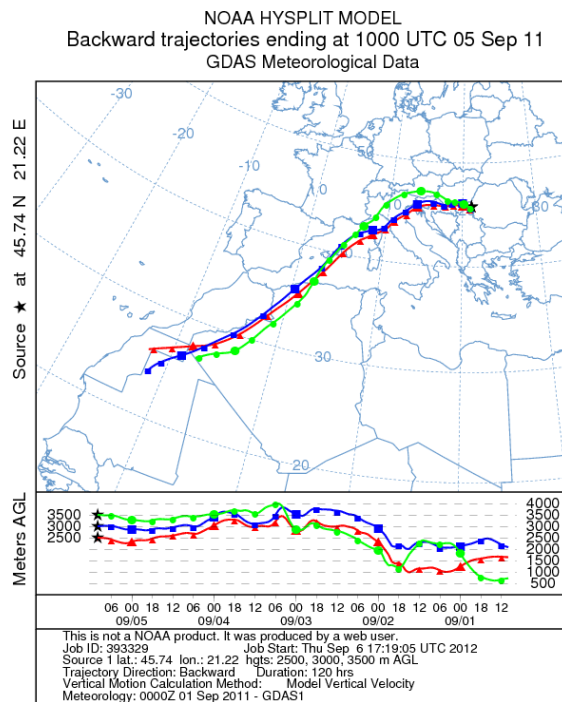


Fig. 5.35. Modelul HYSPLIT (sursă <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php/>)



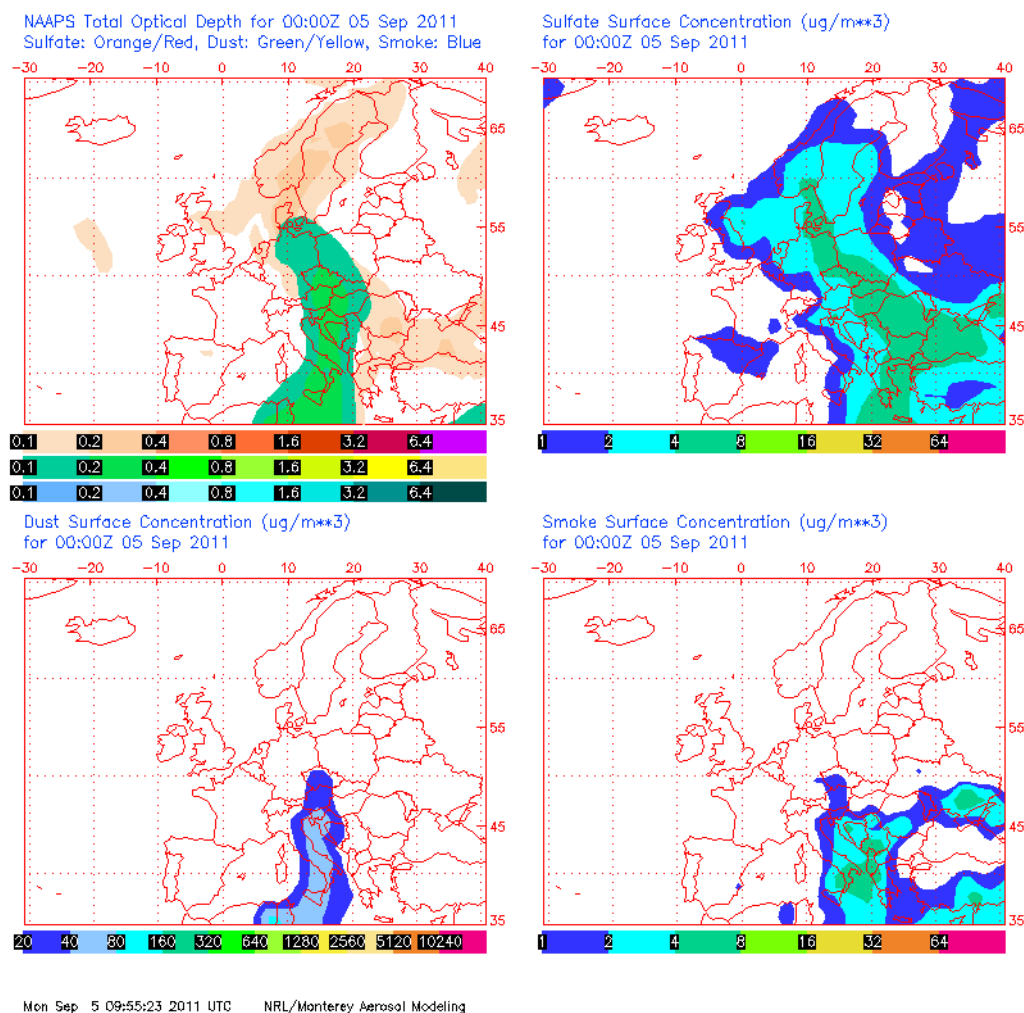


Fig. 5.36. Modelul NAAPS în data de 5.05.2011, ora 9:55 GMT (sursă: <http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol/>)

Din rularea modelului HYSPLIT pe 120 de ore înapoi la altitudinile 2000, 3000 și 3500 m, având ca punct de plecare coordonatele Timișoarei se observă că deplasarea maselor de aer se face dinspre Africa. Modelul a fost rulat pentru ora 10 GMT, când se observă o creștere a AOD din datele măsurate cu fotometrul solar (Fig. 5.35). Rezultă că deasupra Timișoarei în data de 5.05.2011 s-au aflat intruziuni de praf deșertic.

Acest lucru este confirmat și din modelul de prognoză NAAPS (Fig. 5.36), unde pe lângă praful deșertic se observă în partea de Vest – Sud a țării este fum. Din distribuția dimensională pe lângă modul grosier mai predomină și modul de nucleație, specific gazelor.

## 5.6 Episodul din 18 septembrie 2011

Variația AOD - ului pentru data de 18.09.2011 este prezentată în Fig. 5.37 [80]. Valoarea acestuia corespunzătoare celor opt lungimi de undă și este cuprinsă în intervalul 0,1 - 1,6. Din figură se observă că pentru lungimile de undă 340, 380, 440 și 500 nm, valoarea AOD este mai mare, în comparație cu celelalte lungimi existente. Pentru lungimile de undă 440 și 1020 nm, valoarea medie a AOD este 1,01, respectiv 0,22. De aici rezultă că în ziua studiată particulele grosiere predomină. Pe parcursul zilei, la intervalul orar 11:15 - 12:39 GMT se observă valoare maximă a AOD, în cazul lungimilor de undă mici. Pentru celelalte lungimi de undă (1640, 1020 și 870 nm), AOD - ul rămâne cvasiconstant, având o valoare medie cuprinsă între 0,14 și 0,24.

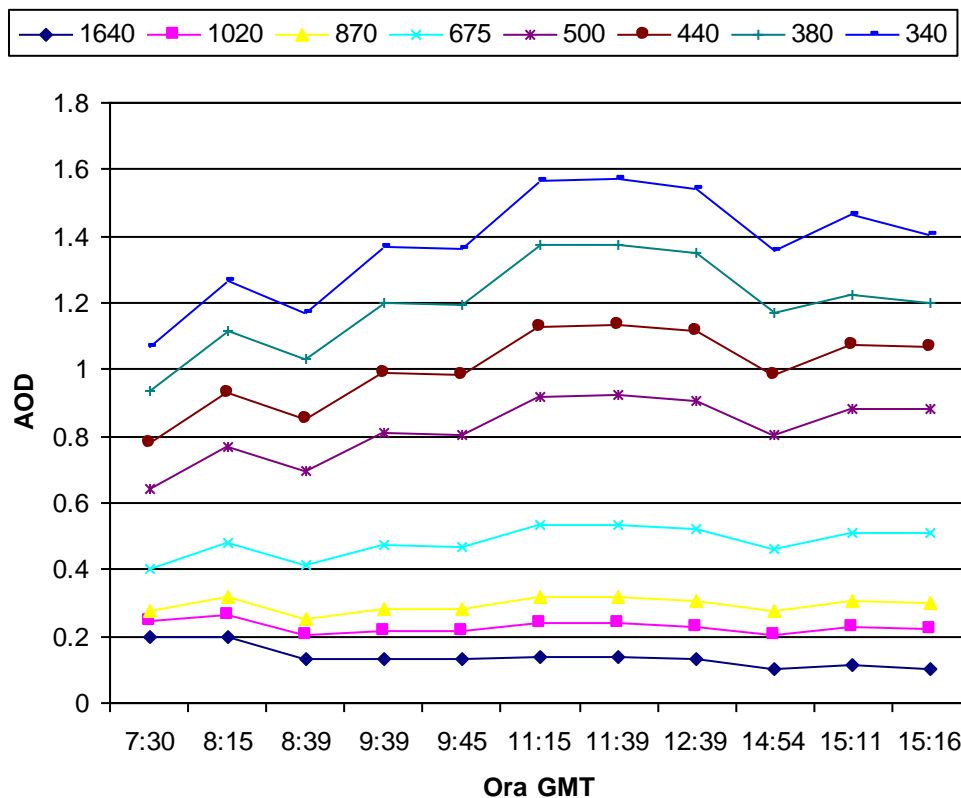


Fig. 5.37 Variația AOD - ului în data de 18.09.2011

Valoarea medie a parametrului Angstrom pentru ziua de 18.09.2011 este 1,78. Fig. 5.38. evidențiază faptul că după ora 9:00 GMT, valoarea acestui parametru este 1,85. Dacă valoarea adâncimii optice a aerosolului este cuprinsă în domeniu 0,2 - 0,9 și parametrul Angstrom aparține intervalului 1,2 - 2, atunci conform cu articolul [13] avem de a face cu un aerosol de tip urban - industrial sau unul provenit din arderea biomasei. Valoarea AOD la lungimea de undă 440 nm este în intervalul 0,77 - 1,07 și cea a parametrului Angstrom între 1,57 - 1,88, reiese

conform celor spuse mai sus că aerosolul este de tip urban – industrial sau aerosol provenit din arderea biomasei.

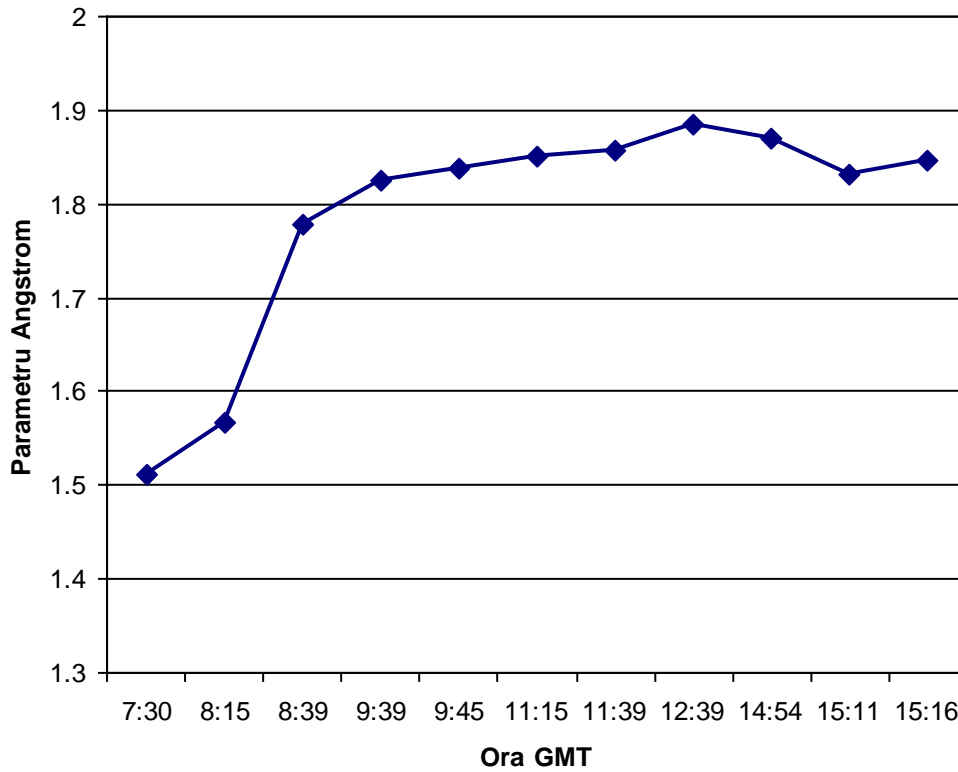


Fig 5.38 Parametru Angstrom în data de 18.09.2011

Cantitatea de vapori de apă din coloana atmosferică, în intervalul orar 7:30 – 15:16 GMT este cuprinsă între valorile 2,41 – 2,71 cm. Din Fig. 5.39 se identifică două minime pentru orele 8:39, respectiv 14:54 GMT, prin aceasta semnalându-se prezența în atmosferă a unor particule absorbante. Valoarea medie a cantității de vapori de apă din coloana atmosferică este de 2,58 cm.

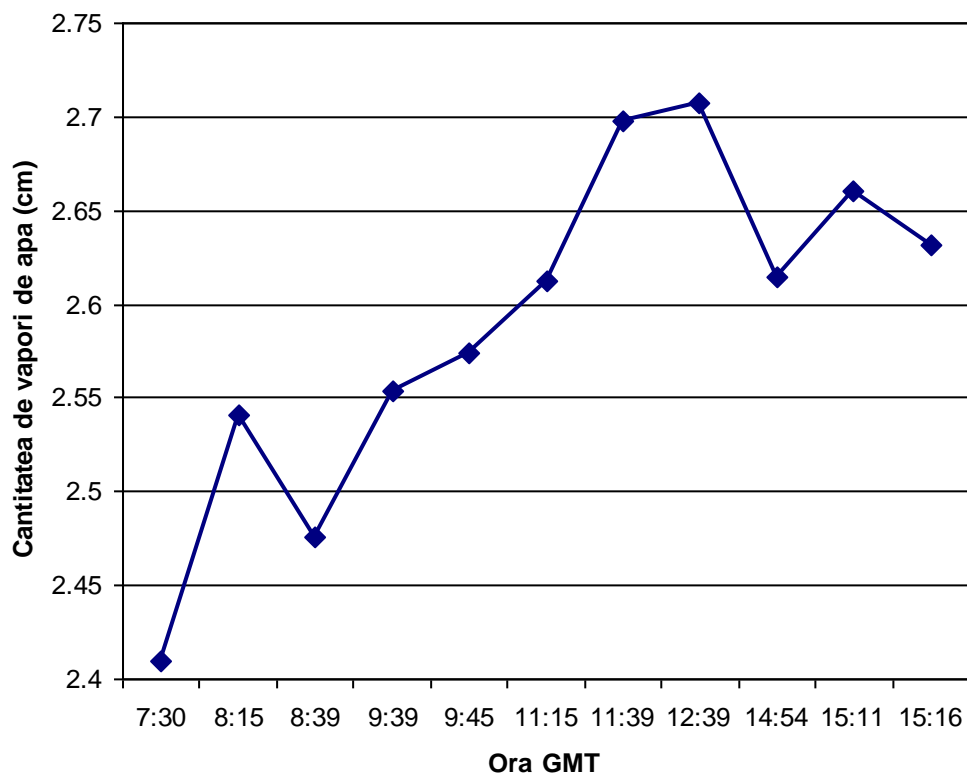


Fig. 5.39. Cantitatea de vapori de apă în data de 18.09.2011

Partea reală a indicelui de refracție are valoarea de 1,5, iar partea imaginară a indicelui de refracție este 0,001. Din Fig 5.40 se observă ca partea reală scade cu creșterea lungimii de undă, indicând prezența aerosolului provenit din arderea biomasei. Ținând cont de valoarea parametrului Angstrom și de indicele de refracție  $1,5 + i \cdot 0,011$ , se poate spune că aerosolul detectat din măsurătorile efectuate cu fotometru solar provine din arderea biomasei. Partea imaginară a indicelui de refracție crește cu lungimea de undă (Fig. 5.41).

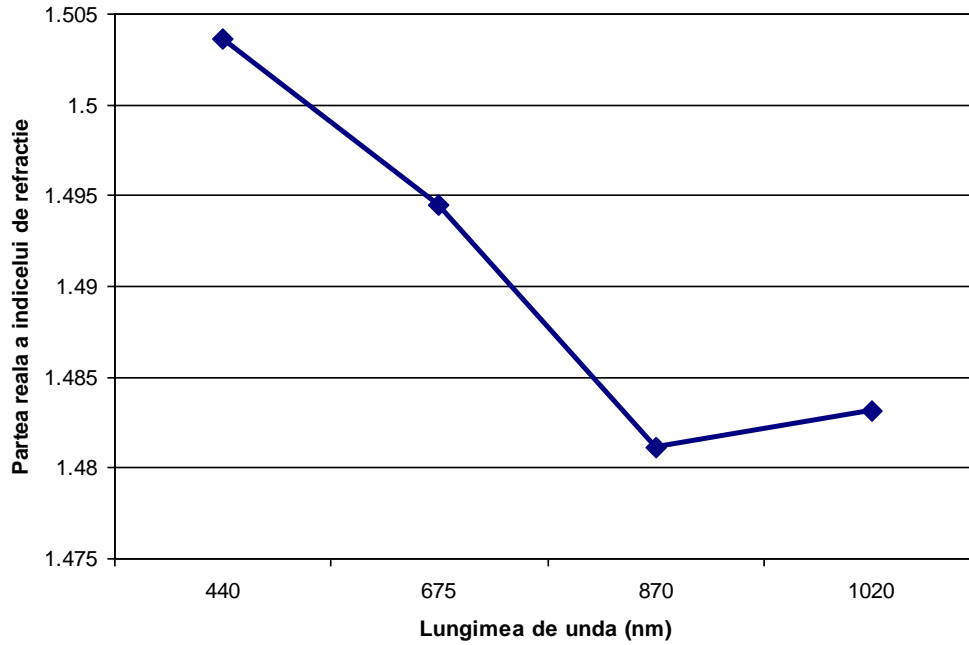


Fig 5.40. Partea reală a indicelui de refracție la ora 7:32 GMT

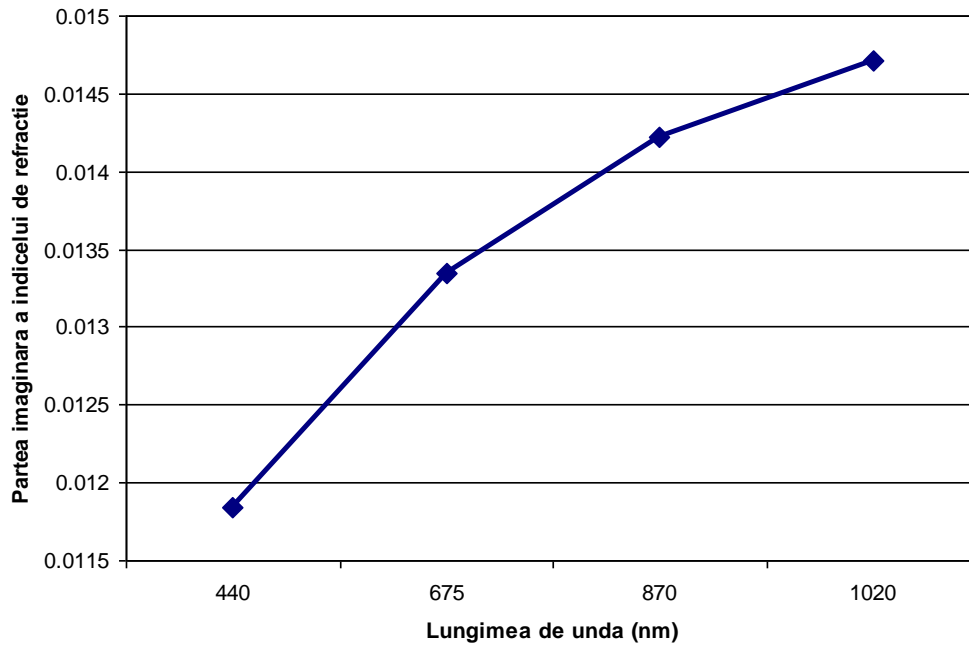


Fig 5.41. Partea imaginară a indicelui de refracție la ora 7:32 GMT

Distribuția volumică pentru data de 18.09.2011 este bimodală, după cum reiese din Fig. 5.42 [80]. Se evidențiază existența a două tipuri de particule: cele provenite din modul de acumulare și cele de modul grosier. Particulele rezultate din modul de acumulare au raza între 0,09 - 0,43  $\mu\text{m}$ , respectiv cele grosiere au raza cuprinsă între valorile 1,3 - 13  $\mu\text{m}$ . Reprezentarea distribuției dimensionale este făcută pentru ora 7:32 GMT [80].

Din calcul reiese valoarea concentrației volumice pentru particule de tip fin ca fiind  $0,07 \mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ , respectiv valoarea de  $0,25 \mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$  pentru particule de tip grosier.

Raza efectivă calculată cu ecuația 2.18 are valoarea pentru particulele de tip fin de 0,14  $\mu\text{m}$ , respectiv 3,41  $\mu\text{m}$  pentru cele de tip grosier.

Sfericitatea particulelor la ora 7:32 GMT este 98,62 %, iar din calcularea factorului de asimetrie rezultă o împrăștiere tot înainte, acesta având valoarea 0,69 la lungimea de undă 440 nm.

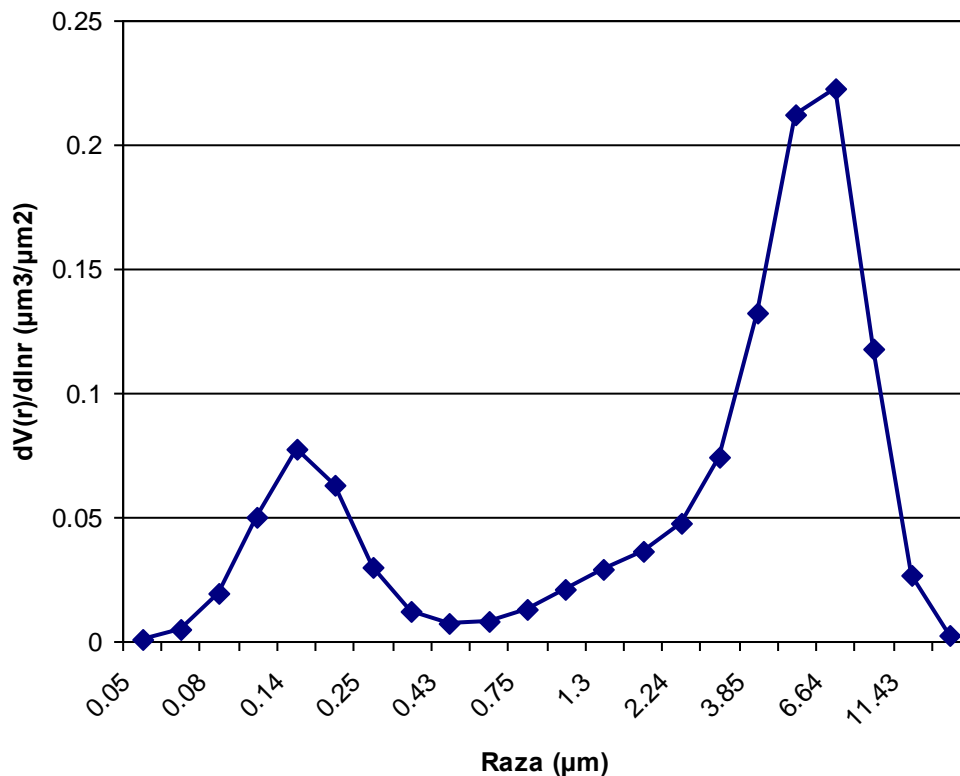


Fig. 5.42 Distribuția volumică la ora 7:32 GMT

Valoarea SSA -ului scade cu creșterea lungimii de undă, astfel că pentru lungimea de undă 440 nm indică o valoare de 0,89, respectiv pentru 1020 nm este de 0,78 (Fig. 5.43). Valorile menționate mai sus, conform cu articolul [13] sunt caracteristice tipului de poluare prin arderea biomasei. În acest caz are loc absorbția radiației solare, adică se produce efectul de încălzire a atmosferei.

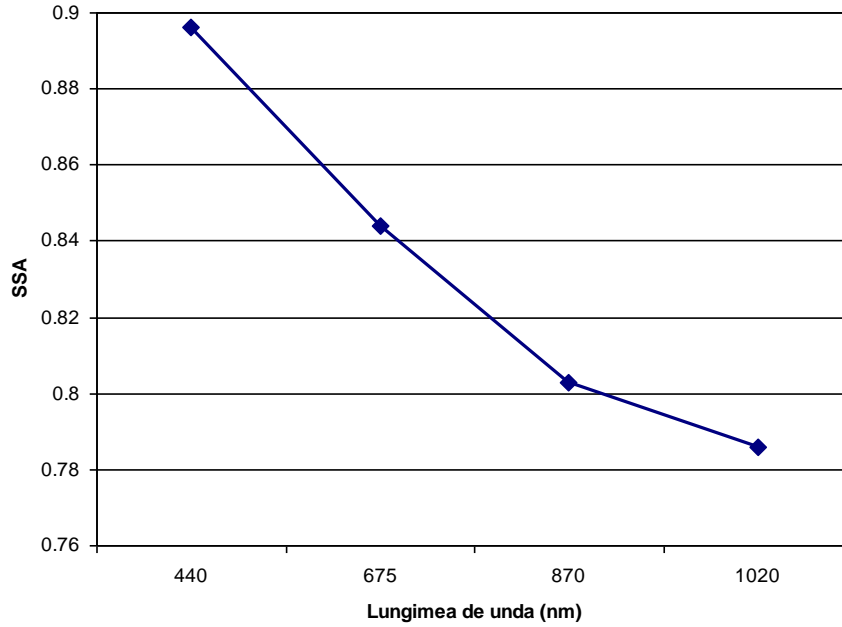


Fig. 5.43. SSA la ora 7:32 GMT

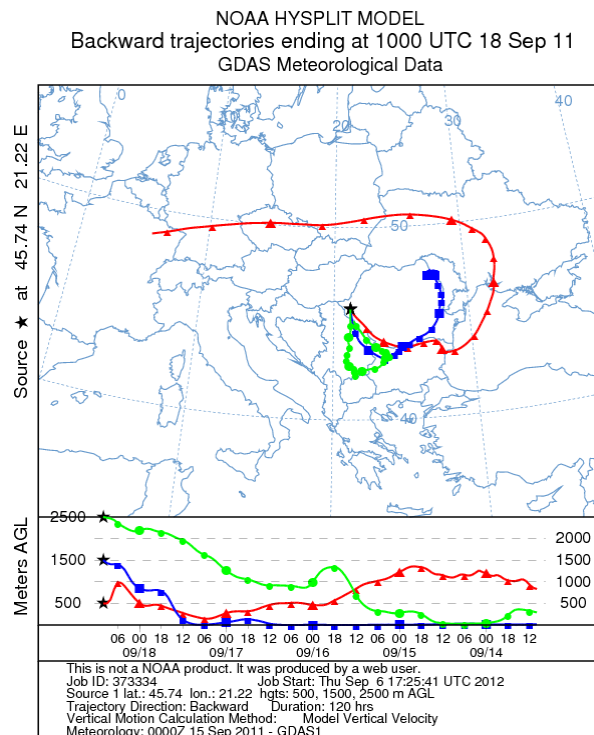


Fig. 5.44. Modelul HYSPLIT (sursă <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php/>)

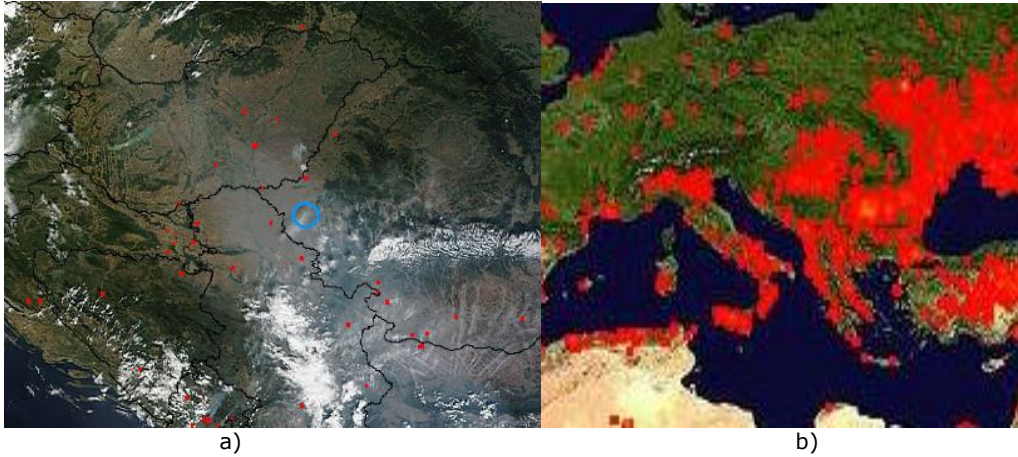


Fig. 5.55. Validarea rezultatelor folosind două imagini satelitare: a) deasupra României în data de 18.09.2011; b) reprezentarea incendiilor de biomasă din Europa în perioada 18 – 27.09. 2011 (sursă: <http://modis.gsfc.nasa.gov/>)

Din suprapunerea Fig. 5.44 peste Fig. 5.55 se observă că traiectoriile maselor de aer rulate cu modelul HYSPLIT trec peste focurile detectate de satelitul Terra- MODIS. Pentru o interpretare mai bună, se folosește imaginea satelitară pe 10 zile, unde sudul și vestul țării sunt cuprinse de focuri.

Imaginea satelitară și modelul HYSPLIT confirmă tipul aerosolului din data de 18 septembrie detectat cu fotometru solar în Timișoara. Proveniența acestuia este din arderea biomasei.

## 5.7 Episodul din 21 septembrie 2011

Din graficul aferent zilei de 21.09.2011 se identifică variația AOD cu accent pe valorile mai mari pentru lungimile de undă 340, 380, 440 500 nm și mai mici pentru 1640, 1020 și 870 nm (Fig. 5.56). În primul caz AOD fluctuează de la valoarea 0,6 (ora 7:06 GMT) la 1,2 (14:55 GMT) Aceste valori sunt specifice particulelor grosiere. Pe parcursul zilei, din grafic se observă ca AOD variază pentru toate lungimile de undă, de aici rezultând prezența în atmosferă a unui amestec eterogen de particule fine și grosiere [80].



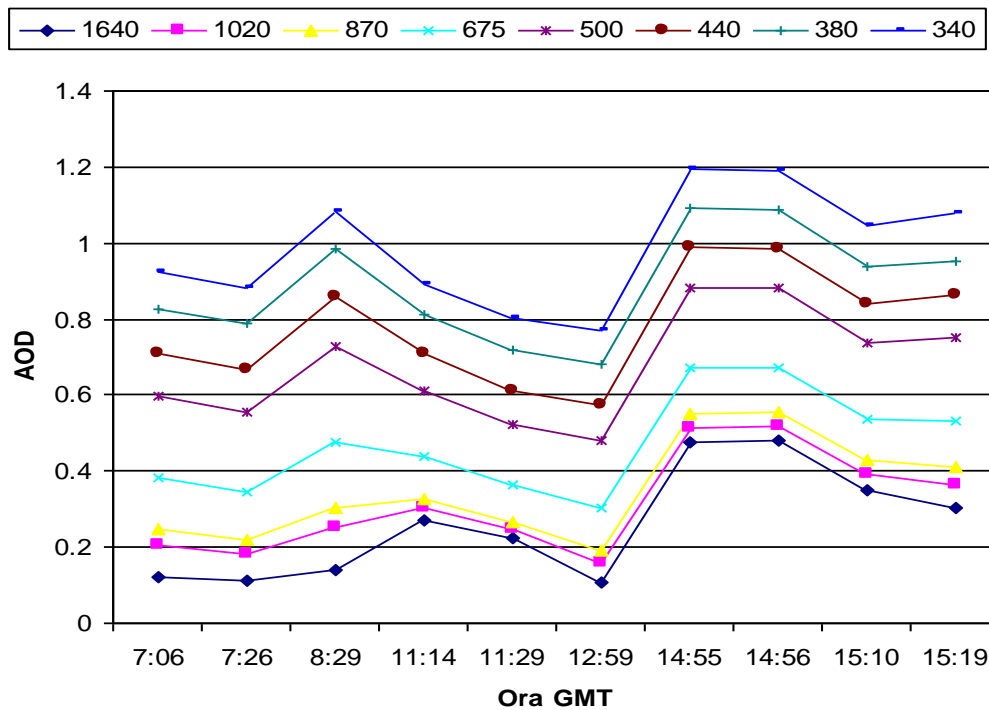


Fig. 5.56. Variația AOD – ului în data de 21.09.2011

Parametrului Angstrom este cuprins în intervalul 0 – 2, dacă valorile sunt sub 1 înseamnă că predomină particulele tip grosier (praf și aerosol marine), iar dacă sunt peste valoarea 1 majoritare sunt particule de tip fine (urban – industrial sau rezultate din arderea biomasei).

Conform graficului prezentat în Fig. 5.57 se pot identifica în prima parte a zilei (7:06 – 14:00 GMT) particule fine, iar după ora 14:55 în atmosferă se întâlnesc particule grosiere, după care valoarea parametrului crește, ceea ce înseamnă prezența particule fine, specifice poluării urban – industrială.

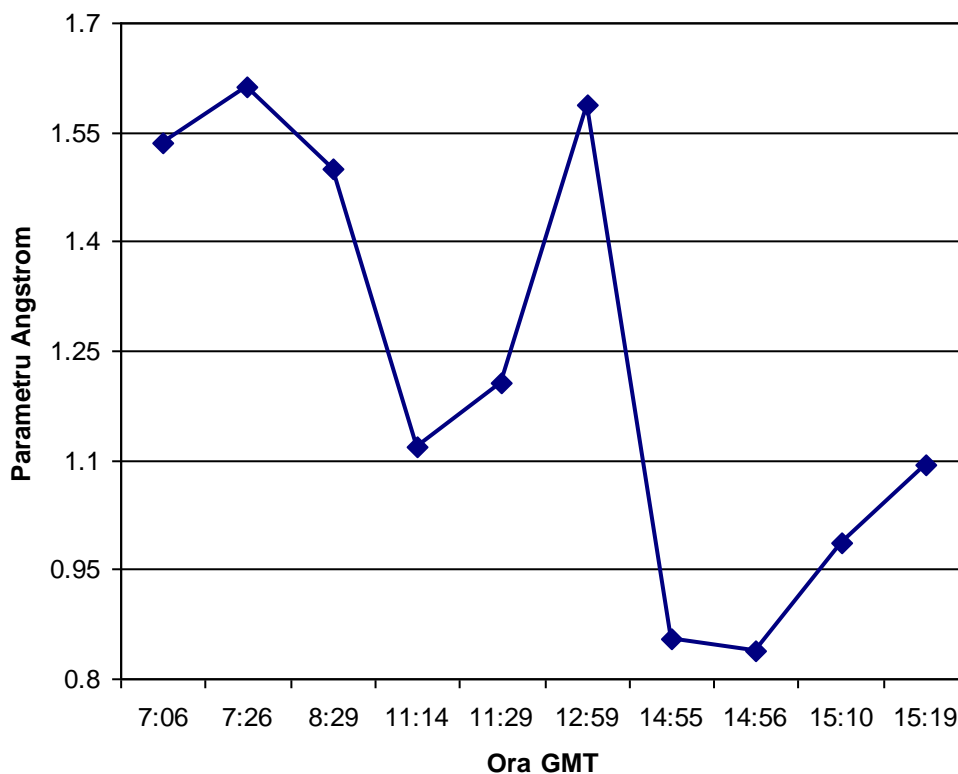


Fig. 5.57. Parametru Angstrom în data de 21.09.2011

Cantitatea de vapori de apă, pentru ziua studiată, scade de la valoarea de 2,62 cm (8:29 GMT) la 2,36 cm (12:59 GMT), indicând prezența în atmosferă a particulelor solubile în apă. După ora 12:59 cantitatea de vapori de apă începe să crească, astfel la ora 14:56 GMT atingând o valoare de 2,47 cm, după care scade din nou, la ora 15:19 având valoarea de 2,41. Valoarea medie a cantității de vapori de apă pe parcursul zilei este de 2,48 cm (Fig. 5.58).

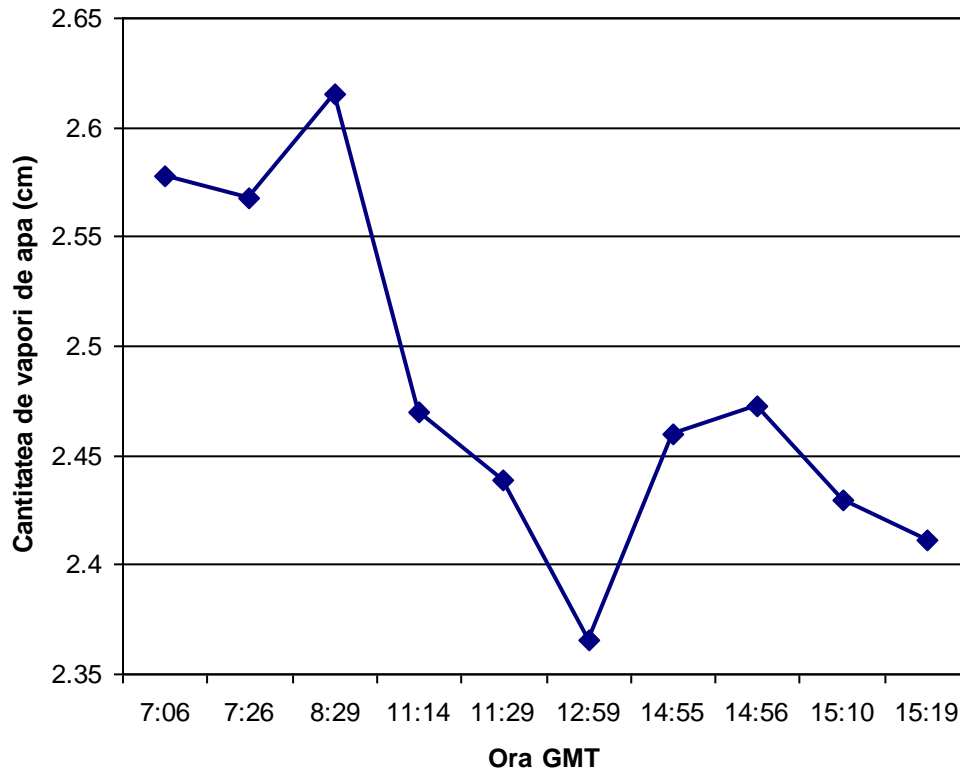


Fig. 5.58 Cantitatea de vapori de apă în data de 21.09.2011

Partea reală a indicelui de refracție are valoarea de 1,4 pentru ora 8:30 GMT, respectiv 1,6 pentru 11:30 GMT. Indicele de refracție pentru ora 8:30 GMT este  $1,5 + i \cdot 0,0009$  la lungimea de undă 440 nm, aceasta valoare verifică modul de nucleație în cazul particulelor minerale - la lungimea de undă 450 nm [95], [96] și modul grosier pentru particulele de praf [88], [90]; [45]. Respectiv, pentru ora 11:30 GMT are valoarea  $1,6 + i \cdot 0,0106$  la lungimea de undă 440 nm, această undă 0,48 nm, temperatura de 293 K, fiind specifică nisipului.

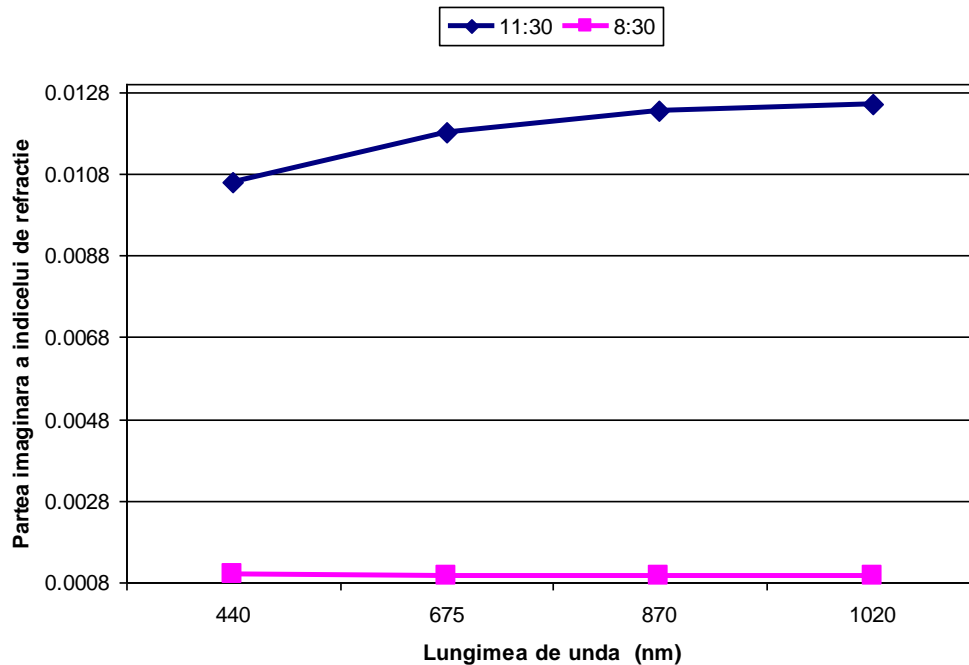


Fig. 5.59. Partea imaginara a indicelui de refracție în data de 21.09.2011

Distribuția dimensională volumică în data de 21.09.2011 este bimodală [80]. Conform Fig 5.60. se observă că pentru ora 8:30 GMT, reprezentată printr-o curbă culoare albastră, între 0,1 – 1  $\mu\text{m}$  este reprezentat modul de acumulare, respectiv între 1 – 13  $\mu\text{m}$  este modul grosier.

Concentrația de volum pentru particulele din modul de acumulare are valoarea 0,11  $\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ , cu raza efectivă 0,22  $\mu\text{m}$ , respectiv pentru particulele din modul grosier de 0,04  $\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ , având raza efectivă 2,31  $\mu\text{m}$ . Comparând valorile obținute pentru concentrația de volum cu cele din studiu lui Dubovik [13] reiese că particulele provin din arderea biomasei.

Deviația standard pentru ora 8:30 GMT are valoarea de 0,56 pentru particulele fine, respectiv 0,58. Particulele au forma aproape sferică, sfericitatea având valoarea 93,68%. Factorul de asimetrie la lungimea de undă 440 nm, pentru particulele fine și grosiere este 0,74; respectiv 0,82; rezultând încărcarea atmosferei cu aerosol.

La fel ca în cazul de mai sus, în continuare se examinează figura și pentru ora 11:30 GMT. Din reprezentare se disting două moduri unul de nucleație + acumulare (0,05 – 0,43  $\mu\text{m}$ ) și unul grosier (1,3 – 12  $\mu\text{m}$ ). Concentrația de volum pentru modul de nucleație și acumulare are valoarea 0,05  $\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ , cu raza efectivă de 0,16  $\mu\text{m}$ , iar pentru modul grosier este 0,11  $\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ , raza efectivă este 2,73  $\mu\text{m}$ .

Valoarea deviației standard pentru particulele din modul fin 0,51; iar în cazul particulelor din modul grosier are valoarea de 0,64. Sfericitatea particulelor pentru ora 11:30 GMT este 19,38%. Factorul de asimetrie total la lungimea de undă 440 nm este 0,67; se observă o scădere a acestuia față de ora 8:30 GMT când avea valoarea 0,74. În acest caz radiația solară este împrăștiată tot înainte.

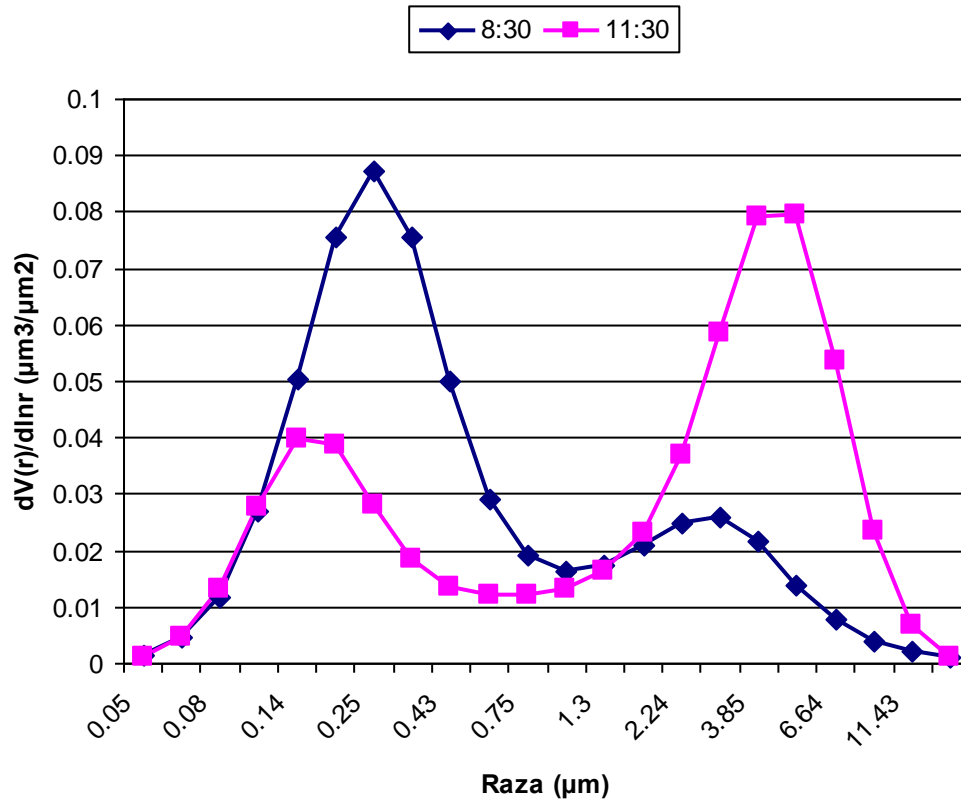


Fig. 5.60 Distribuția volumică în data de 21.09.2011

Albedoul împrăștierii simple depinde de compoziția chimică a aerosolului și este legat de partea reală și cea imaginară a indicelui de refracție. Valoarea SSA la lungimile de undă 440, 675, 870 și 1020 nm pentru orele studiate este reprezentat în figura 5.61. Pentru ora 8:30 GMT, SSA este trasat printr-o linie de culoare albastră, având valoarea 0,99 la lungimea de undă 440 nm, respectiv pentru ora 11:30 este reprezentat printr-o linie de culoare roz cu valoarea 0,92; pentru aceeași lungime de undă. Din figură rezultă că valoare SSA - ului în data de 21.09.2011 are valoare cuprinsă între 0,9 – 0,99; valoare ce poate fi comparată cu cea din studiul lui Dubovik [13] specifică prafului deșertic.

Concluzionând la stația AERONET Timișoara în data de 21.09.2011 atmosfera a fost încărcată cu praf deșertic și cu aerosol provenit din arderea biomasei.

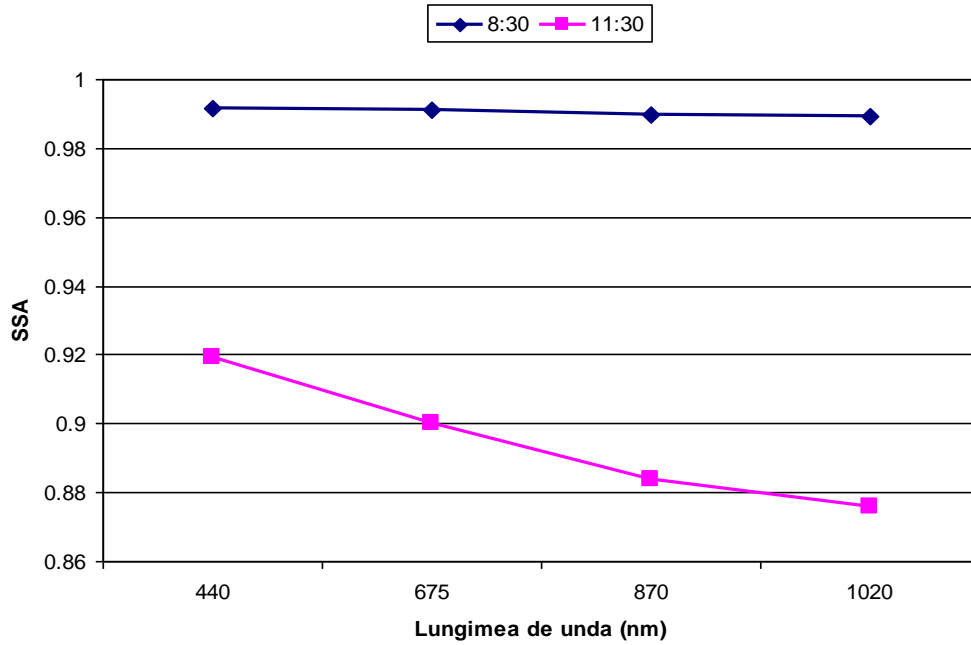


Fig 5.61 Albedoul împrăștierii simple în data de 21.09.2011

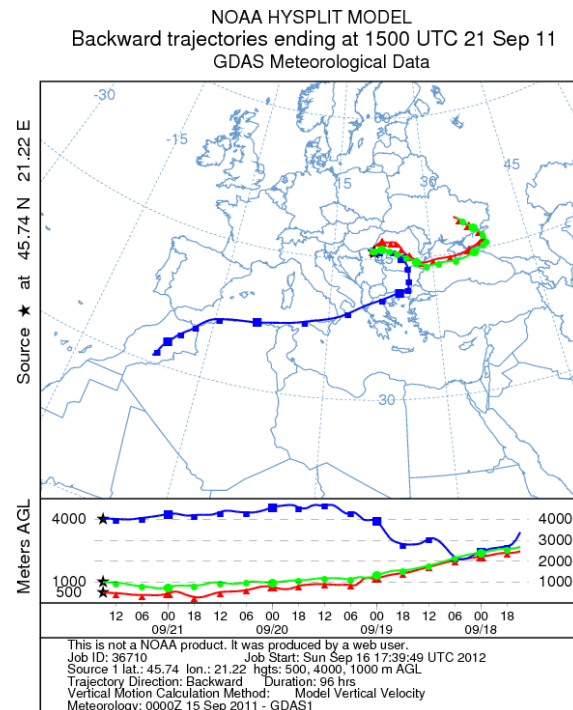


Fig. 5.62. Modelul HYSPLIT rulat pe 4 zile la diferite altitudini în data de 21.09.2011 (sursă: <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php/>)

Pentru evidențierea originii maselor de aer se folosesc traiectorii înapoi rulate cu modelul HYSPLIT, la ora 15 GMT, pentru diferite altitudini (Fig. 5.62) [97]. Schimbările de altitudine în funcție de timp ale fiecărei traiectorii sunt de asemenea raportate în figură. Din Fig. 5.62 se observă masele de aer care vin din nord – sudul Europei și din nordul Africii. Acest lucru este vizibil și în distribuția dimensională, unde pe lângă modul fin, predomină și cel grosier.

Conform Fig. 5.63 se identifică deasupra României prezența fumului și a sulfatilor.

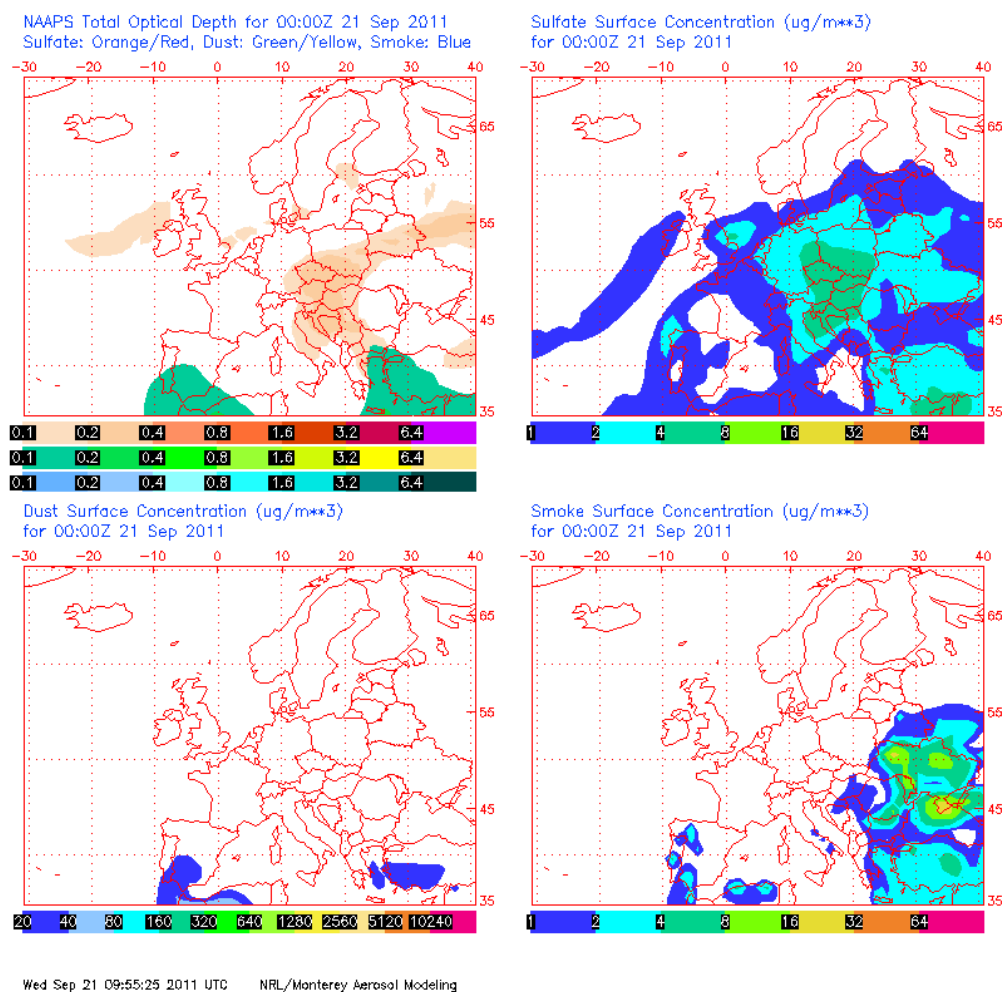


Fig. 5.63 Modelul NAAPS (sursă: <http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol/>)

În data de 21 septembrie în Timișoara a predominat aerosolul provenit din arderea biomasei (Fig. 5.55 b), dar pe lângă acesta din datele de la fotometrul solar a existat și aerosol de tip deșertic, lucru confirmat de Fig. 5.62.

### 5.8 Episodul din 7 octombrie 2011

Din Fig. 5.64. rezultă că în data de 7.10.2011 încărcarea atmosferei este cu aerosol de tip urban – industrial sau aerosol provenit din arderea biomasei. Valoarea medie a AOD pentru lungimile de undă 440 nm și 1020 nm este 0,35; respectiv 0,09; în timp ce valoarea medie a parametrului Angstrom este 1,78.

Datele din măsurători sunt realizate în intervalul orar 8:09 – 14:36 GMT. Din analiza rezultatelor obținute se observă o variație liniară între 0,07 – 0,12 pentru lungimile de undă 1640, 1020 și 870 nm. În timp ce pentru lungimile de undă 340, 380 și 440 nm, variația AOD -ului este în domeniu 0,27 -1,01.

Valoarea medie a AOD-ului de tip grosier pe parcursul zilei studiate este 0,65; în timp ce pentru AOD de tip fin este 0,24.

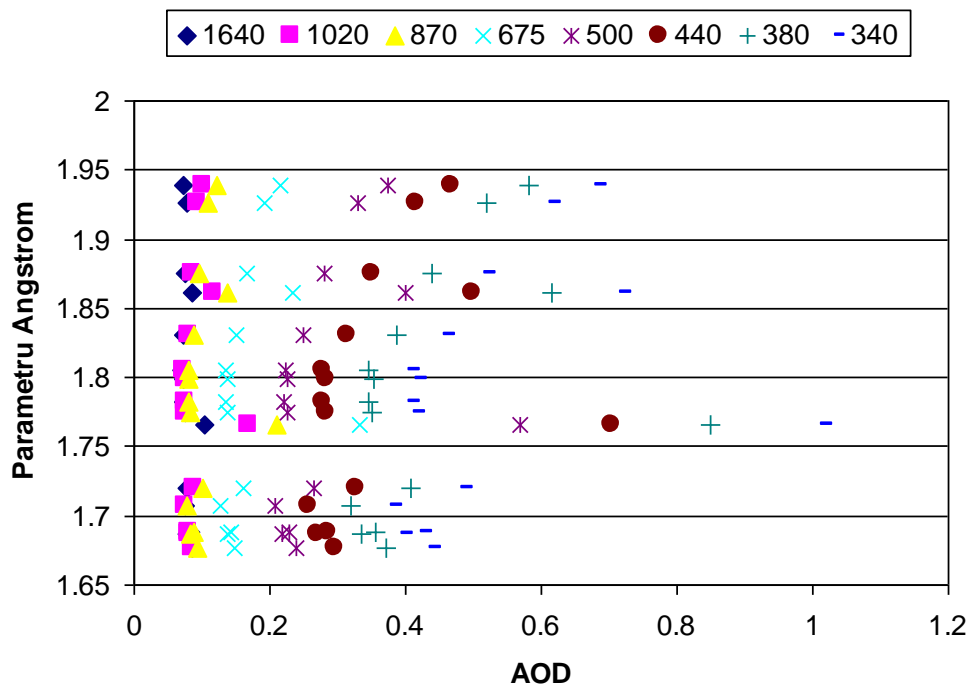


Fig. 5.64. Parametru Angstrom în funcție de AOD la cele opt lungimi de undă în data de 7.10.2011

Pe parcursul zilei se observă o scădere a vaporilor de apă de la 1,73 cm la 1,36 cm (ora 11:32), după care cantitatea vaporilor de apă ajunge la ora 14:38 să aibă valoarea 1,84 cm. Scăderea cantității de apă din coloana atmosferică se datorează aerosolului din atmosferă. Valoarea medie a concentrației de vaporii de apă pe parcursul zilei este 1,55 cm.

În continuare o să fie determinat tipul de aerosol din atmosferă.



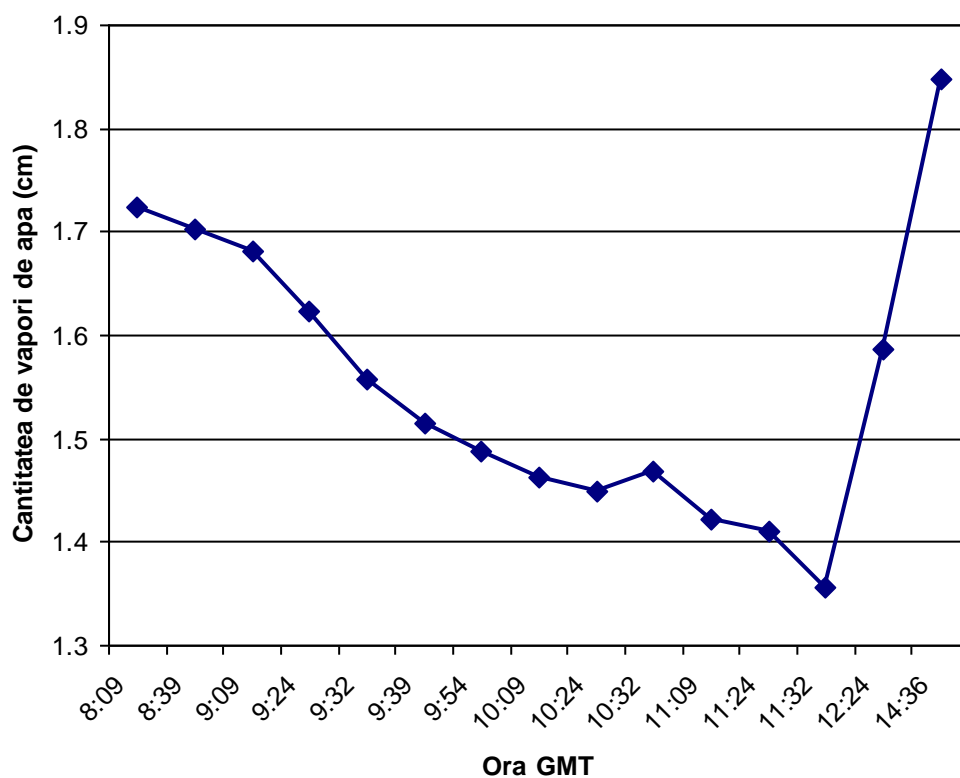


Fig. 5.65. Variația vaporilor de apă în data de 7.10.2011

Indicele de refracție la lungimile de undă 440, 675, 870 și 1020 nm pentru patru ore diferite este reprezentat în Fig. 5.66 și 5.67.

Comparând valorile indicelui de refracție cu valorile acestuia de referință, în atmosferă sunt prezente particule de praf și carbon elementar. De aici, rezultă că, aerosolul provine din arderea biomasei.

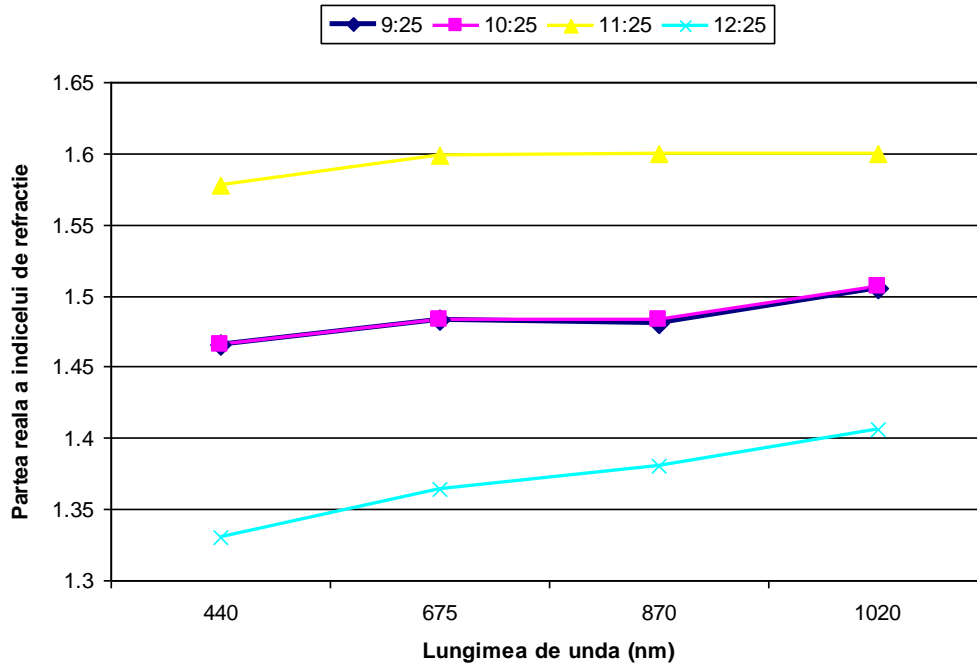


Fig. 5.66. Partea reală a indicelui de refracție

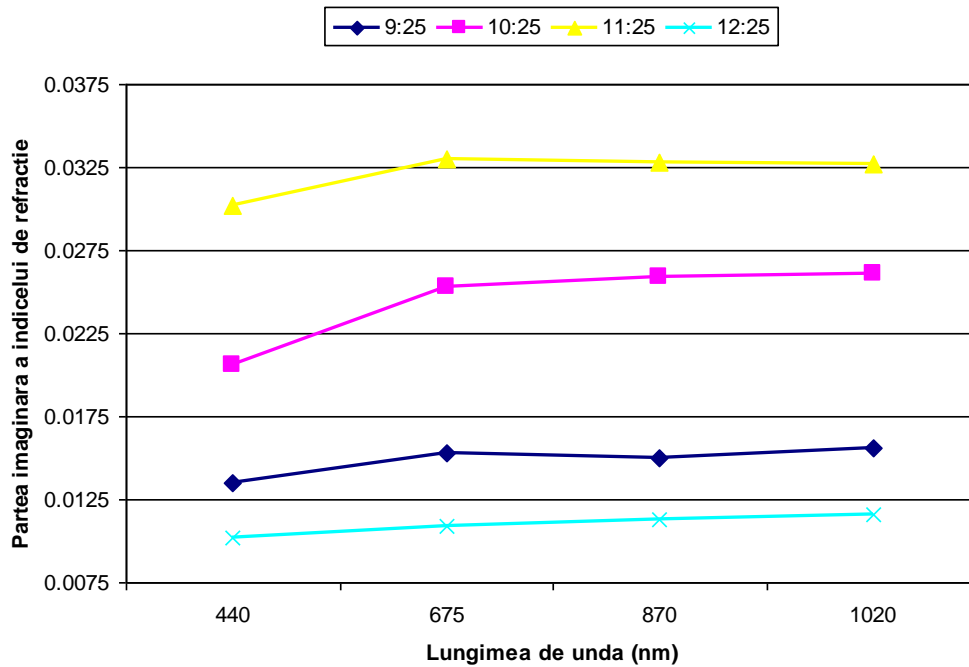


Fig 5.67. Partea imaginară a indicelui de refracție

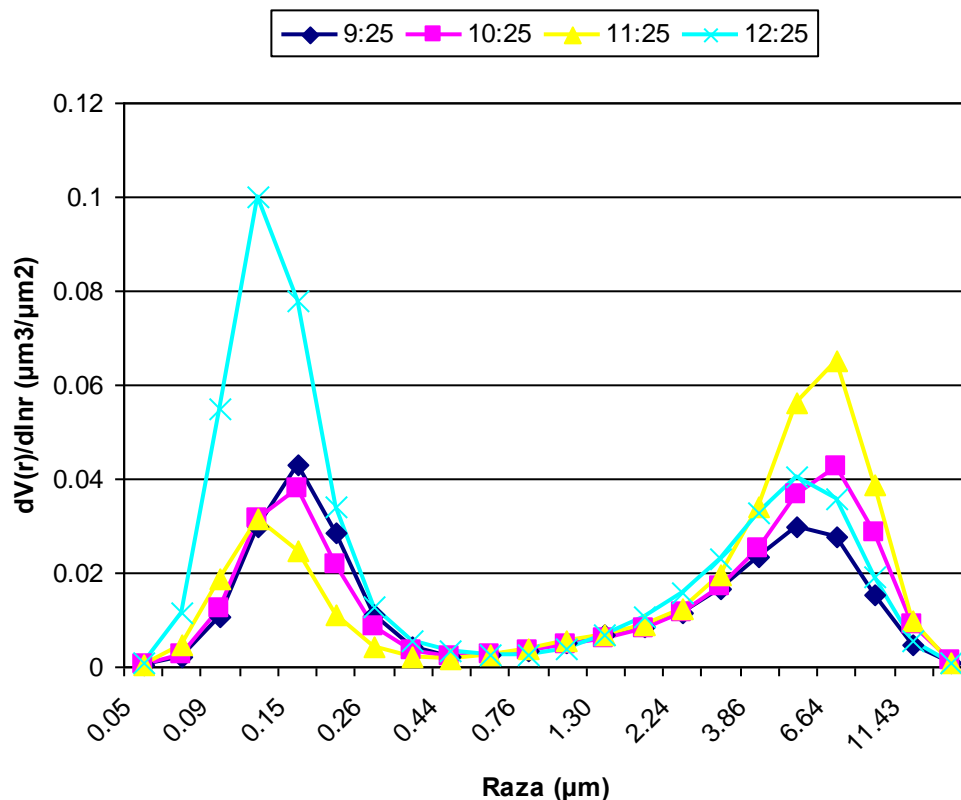


Fig. 5.68. Distribuția volumică

Conform Fig. 5.68 sunt prezente cele trei moduri: modul de nucleație (particulele au razele între 0,05 – 0,1 µm) plus modul de acumulare (0,1 – 0,44 µm) și modul grosier (1,30 – 15 µm).

Factorul de asimetrie total la 440 nm are valoare 0,66; iar sfericitatea particulelor este 99 %, rezultând prezența în atmosferă a particulelor aproape sferice, ceea ce înseamnă că în atmosferă predomină compușii gazoși.

Deviația standard pentru modul fin, pentru orele studiate mai sus, are valoarea medie 0,37; iar pentru modul grosier de 0,66.

Concentrația volumică pentru modul fin, pentru cele patru ore amintite mai sus are valoarea medie de  $0,044 \mu\text{m}^3 / \mu\text{m}^2$ , cu raza efectivă 0,12 µm, iar pentru modul grosier  $0,046 \mu\text{m}^3 / \mu\text{m}^2$ , cu raza efectivă de 2,95 µm.

Albedoul împrăștierii simple la lungimea de undă 440 nm are valoarea cuprinsă între 0,87 – 0,91 și scade cu creșterea lungimi de undă. Aceste valori sunt specifice, în special arderii biomasei, dar pot fi cauzate și de poluarea de tip urban – industrială. Dacă SSA scade cu creșterea lungimi de undă, în atmosferă radiația solară este absorbită.

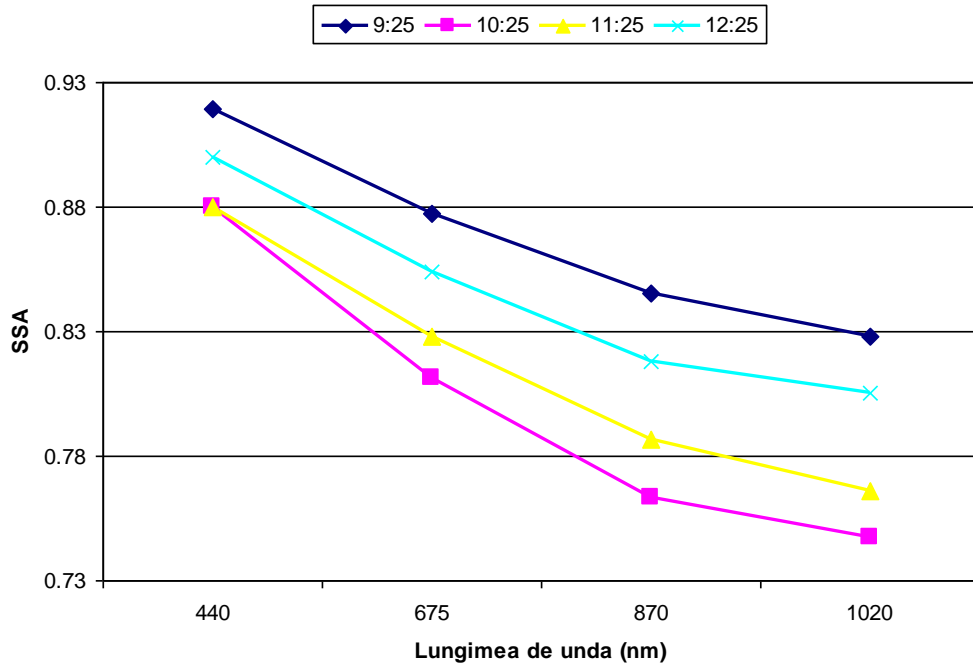


Fig. 5.69. Albedoul împrăștierii simple

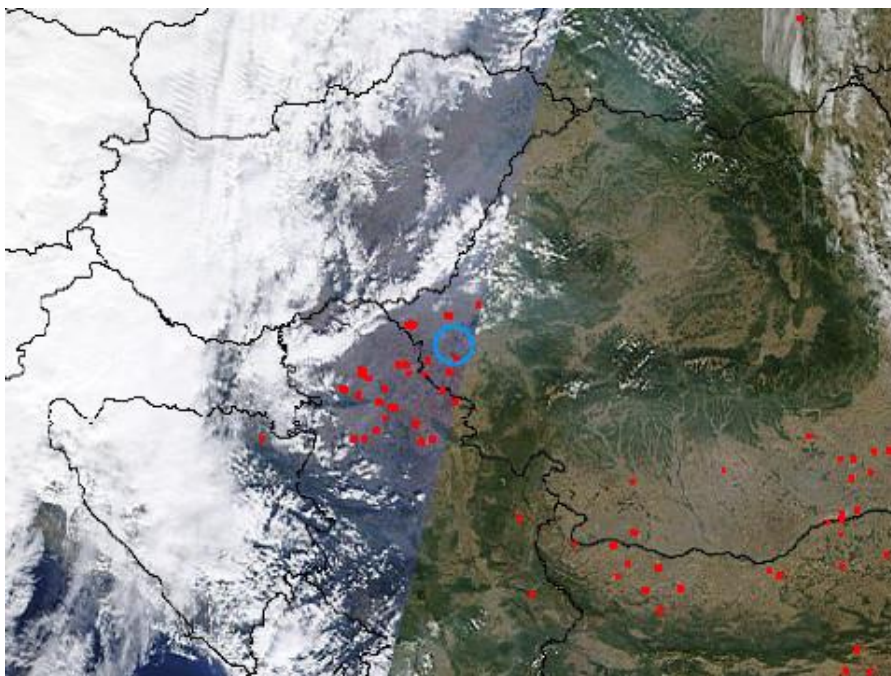


Fig. 5.70. Terra – MODIS imagine satelitară (sursă: <http://modis.gsfc.nasa.gov/>)

NOAA HYSPLIT MODEL  
 Backward trajectories ending at 1000 UTC 07 Oct 11  
 GDAS Meteorological Data

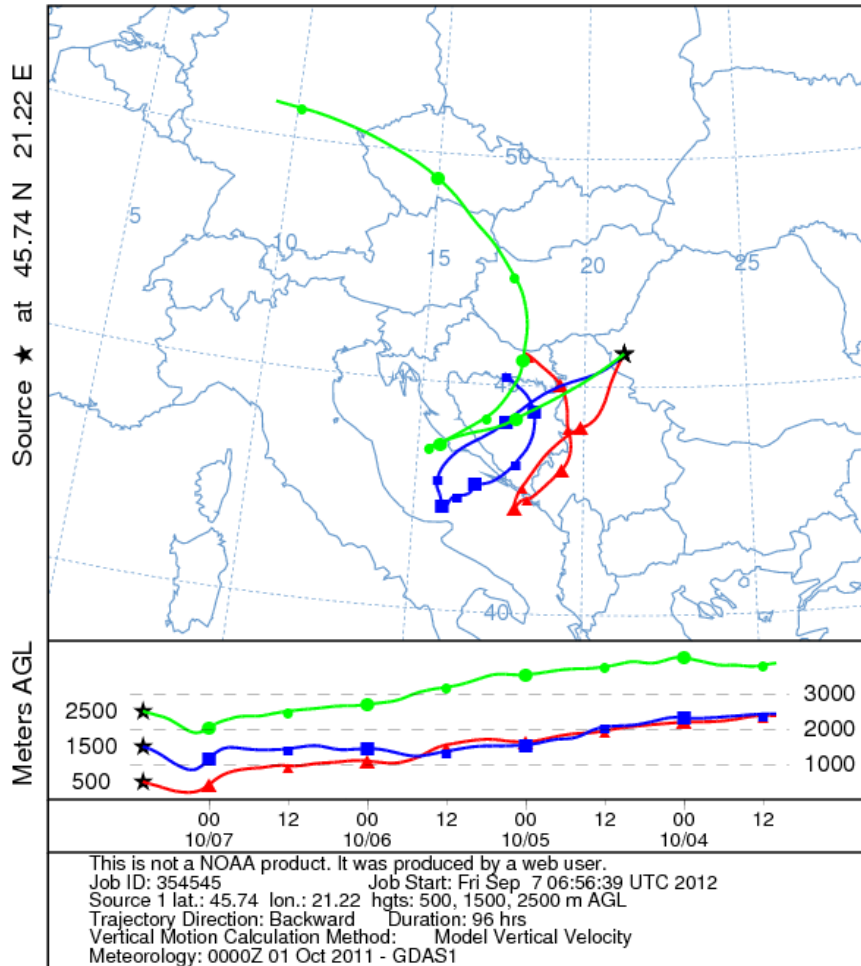


Fig. 5.71. Modelul HYSPLIT (sursă: <http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol/>)

Din traiectoriile maselor de aer rulate cu HYSPLIT (Fig. 5.71) și din imaginea satelitară (Fig. 5.70) rezultă că aerosolul detectat de fotometru solar în Timișoara în data de 7 octombrie 2011 provine din incendiarea biomasei.

### 5.9 Episodul din 11 noiembrie 2011

Din Fig. 5.72.se poate analiza variația AOD-ului (0,07 - 0,89) în funcție de parametru Angstrom (1,29 - 1,33). Valoarea medie a parametrului Angstrom este 1,29; iar pentru adâncimea optică a aerosolului la lungimile de undă 440 și 1020 nm este 0,61; respectiv 0,21.

Putem vorbi de aerosol de tip urban - industrial sau provenit din incendierea biomasei dacă valorile AOD și parametrului Angstrom sunt cuprinse în domeniul  $0,2 \leq \text{AOD} \leq 0,6$ , respectiv  $1,2 \leq \alpha \leq 2$ .

AOD -ul prezintă un maxim între orele 8:20 - 12:21, la lungimile de undă scurte crește cu aproximativ 0,15 față de valoarea inițială (de exemplu pentru 440 nm) de 0,61 la ora 8:20 GMT, ajunge să aibă 0,77 la ora 10:35 GMT.

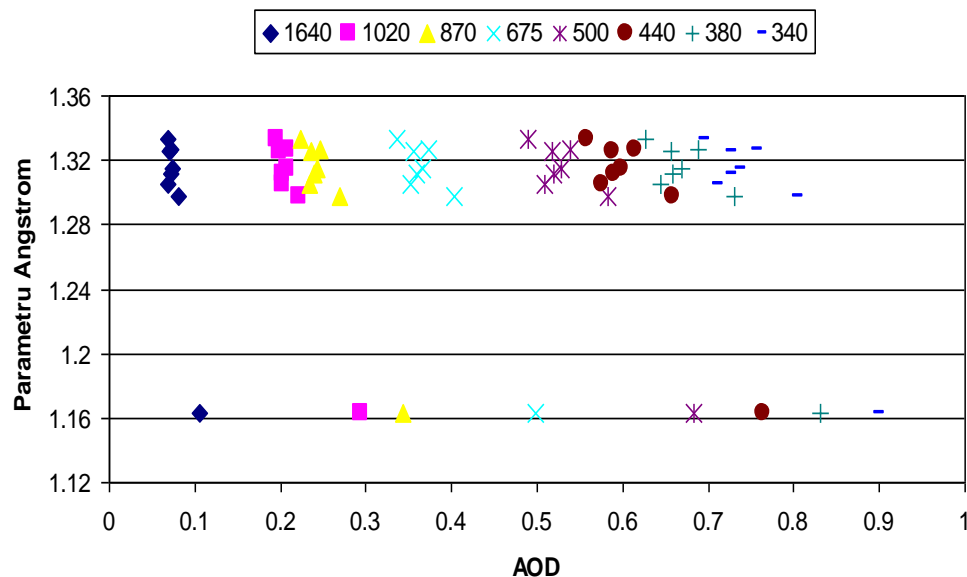


fig. 5.72.Parametru Angstrom în funcție de AOD în data de 11.11.2011

Cantitatea de vapori de apă pe parcursul zilei, în intervalul orar 8:20 - 13:05 GMT, scade de la valoarea 0,85 cm până la valoarea 0,81 cm (Fig. 5.73). Scăderea concentrației de apă indică prezența în atmosferă de aerosol solubil în apă. Cantitatea medie de vapori de apă pentru ziua studiată în acest paragraf este de 0,82 cm.

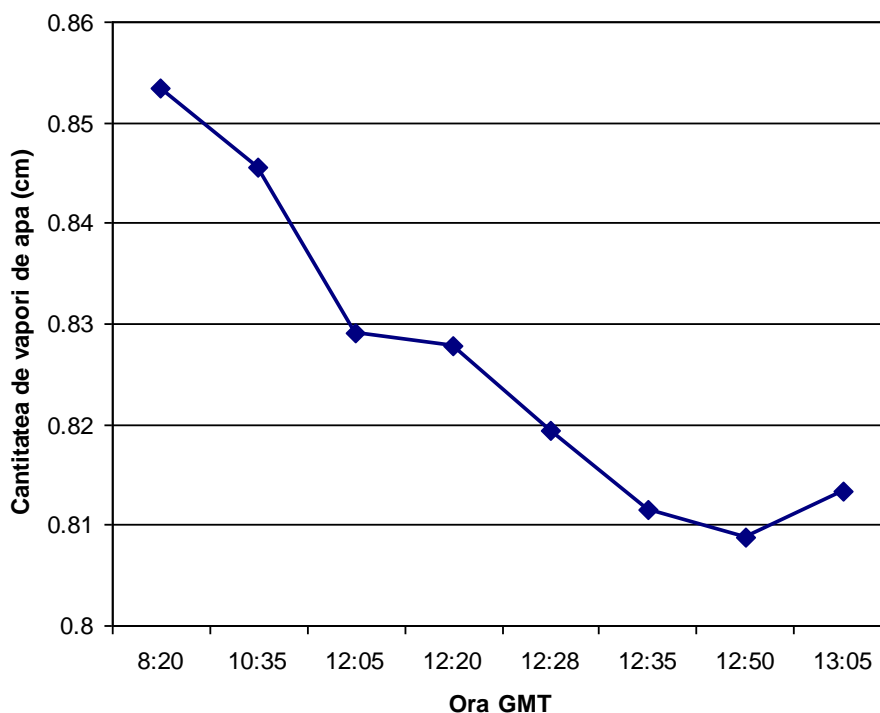


Fig. 5.73. Cantitatea de vapori de apă (cm)

- Indicele de refracție pentru data de 11.11.2011 are următoarele valori:
- pentru ora 8:21 GMT  
 $n(440 / 670 / 870 / 1020)$  1,45/1,44/1,42/1,44  
 $k(440 / 670 / 870 / 1020)$  0,0125/0,1667/0,0206/0,0246
  - pentru ora 12:21 GMT  
 $n(440 / 670 / 870 / 1020)$  1,37/1,40/1,39/1,42  
 $k(440 / 670 / 870 / 1020)$  0,0150/0,01500/0,0186/0,0227

Pentru ora 8:21 GMT din Fig. 5.74, distribuția volumică este formată dintr-un mod de acumulare, care prezintă un maxim la valoarea  $0,06 \mu\text{m}^3 / \mu\text{m}^2$  cu o rază medie a particulei de  $0,29 \mu\text{m}$  și dintr-un mod grosier, care are un maxim la  $0,014 \mu\text{m}^3 / \mu\text{m}^2$ , având raza medie de  $3,44 \mu\text{m}$ .

În cazul orei 12:21 GMT distribuția volumică este formată din modul de nucleație plus modul de acumulare ( $0,05 - 1$ ), prezentând un maxim la valoarea  $0,055 \mu\text{m}^3 / \mu\text{m}^2$  și din modul grosier ( $2,24 - 15$ ), având maximum la valoarea  $0,02 \mu\text{m}^3 / \mu\text{m}^2$ .

Concentrația volumică totală este  $0,13 \mu\text{m}^3 / \mu\text{m}^2$ , iar deviația standard totală are valoarea 1,21. Sfericitatea particulei este 98,71 %, iar factorul de asimetrie total pentru lungimile de undă 440 și 1020 nm are valorile 0,74; respectiv 0,58. De aici rezultă că în atmosferă se găsesc constituenți gazoși, care împrăștie lumina tot înainte.

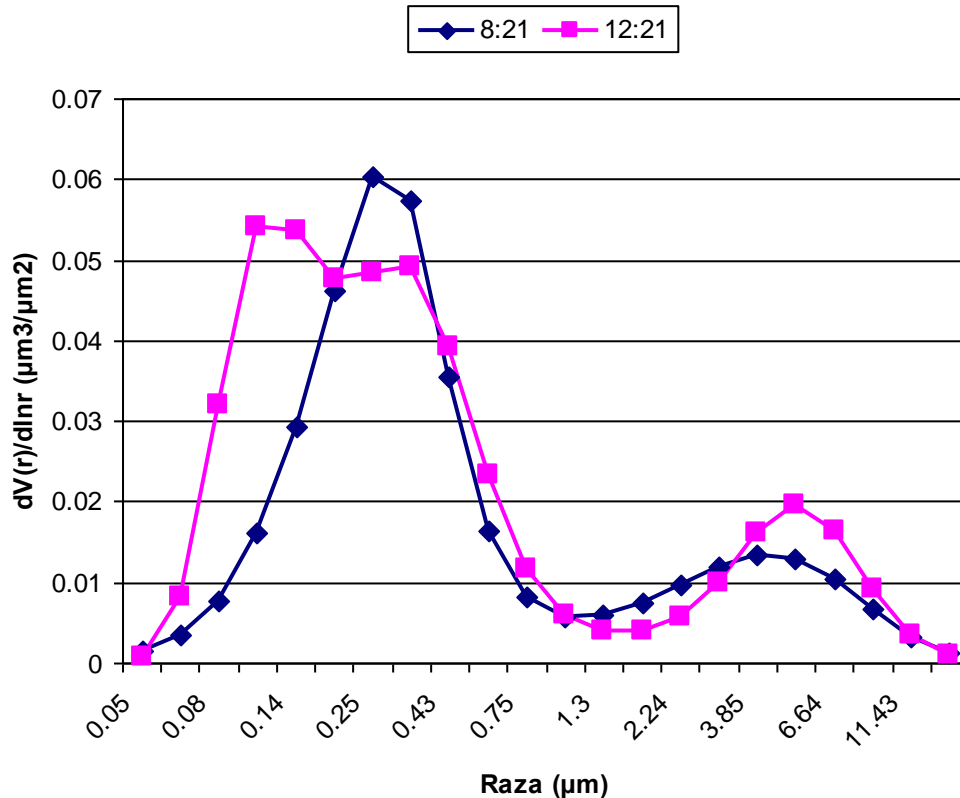


Fig. 5.74. Distribuția volumică

Albedoul împrăștierii simple este reprezentat în Fig.5.75, unde se observă că la lungimea de undă 440 nm are valoarea 0,92; și că valoarea acestuia scade cu creșterea lungimii de undă.

Dacă SSA scade cu creșterea lungimii de undă, atunci poluarea atmosferei este cu aerosol provenit din arderea biomasei sau aerosol urban - industrial.

Din analiza proprietăților optice și fizice ale aerosolului făcută în acest paragraf, și anume:

- AOD (440 nm) = 0,61
- Parametru Angstrom = 1,29
- Factorul de asimetrie,  $g$  (440 / 670 / 870 / 1020) = 0,66/0,56/0,54/0,54
- SSA(440 / 670 / 870 / 1020) = 0,92/0,89/0,85/0,82
- Concentrația de volum pentru modul fin =  $0,044 \mu\text{m}^3 / \mu\text{m}^2$
- Concentrația de volum pentru modul grosier =  $0,046 \mu\text{m}^3 / \mu\text{m}^2$
- Raza medie a particulelor fine =  $0,138 \mu\text{m}$
- Raza medie a particulelor grosiere =  $3,849 \mu\text{m}$
- Indicele de refracție (440 nm) =  $1,45 + i 0,012$

rezultă poluarea atmosferei este cu aerosol provenit din arderea biomasei. Toate aceste valori au fost comparate cu cele din articolul lui Dubovik [13].



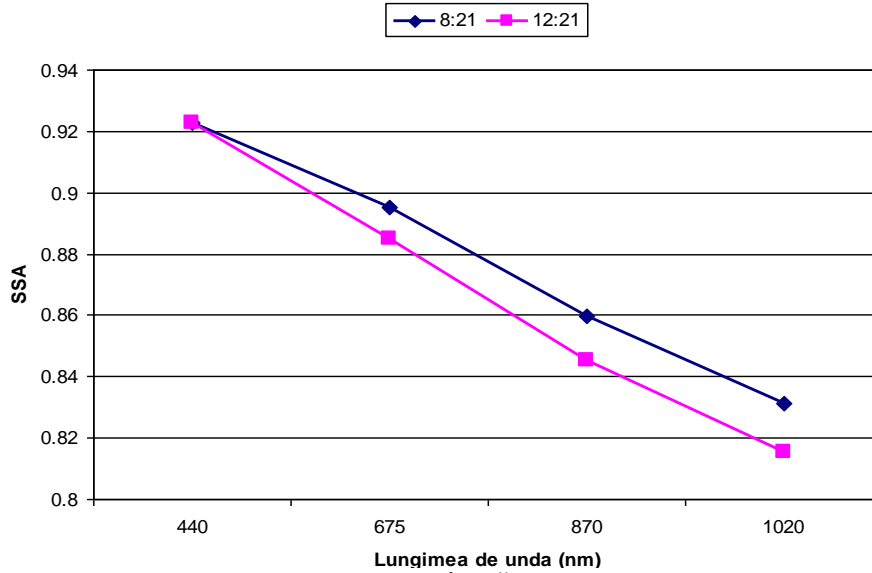


Fig. 5.75. Albedoul împrăștierii simple

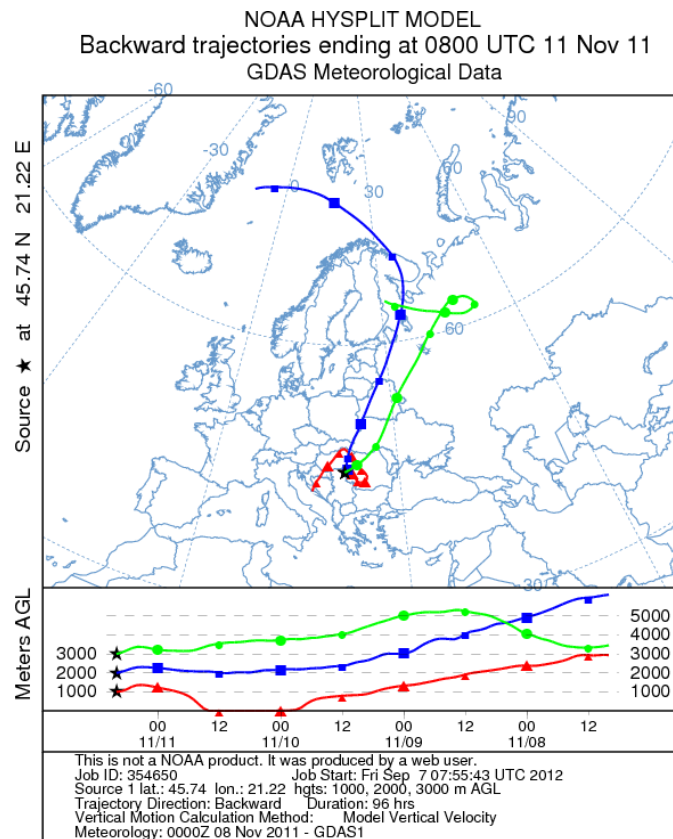


Fig. 5.76. Modelul HYSPLIT (sursă <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php/>)

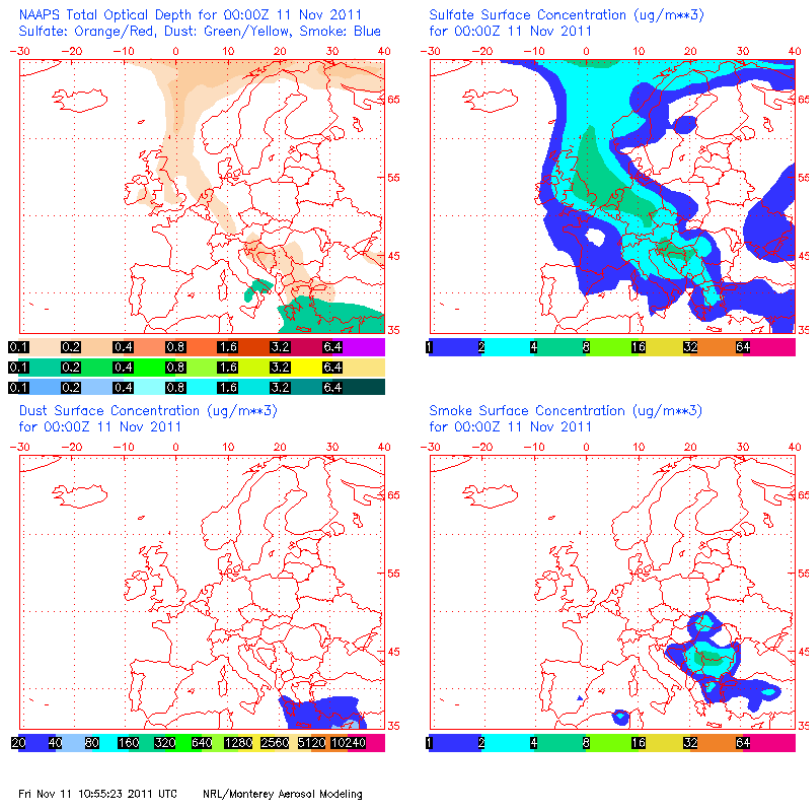


Fig.5.77 Modelul NAAPS (sursă: <http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol/>)

Din Fig. 5.77 , în data de 11 noiembrie deasupra României au fost intruziuni de fum specifice arderii biomasei din sud – vestul țării. Originea traiectoriilor maselor de aer este din nordul Europei (Fig. 5.76).

### 5.10 Episodul din 17 noiembrie 2011

În Fig. 5.78 este reprezentat AOD în funcție de ora (GMT) la stația AERONET Timișoara, în data de 17.11.2011. Din figură reiese domeniul între care AOD ia valori (0.15 – 1.3). Analizând graficul, se observă că între în intervalul orar 10:21 – 11:21 GMT, valoarea AOD pentru cele opt lungimi de undă crește. Valoarea medie a AOD pentru lungimi de undă 440 și 1020 nm este 0,92; respectiv 0,28.

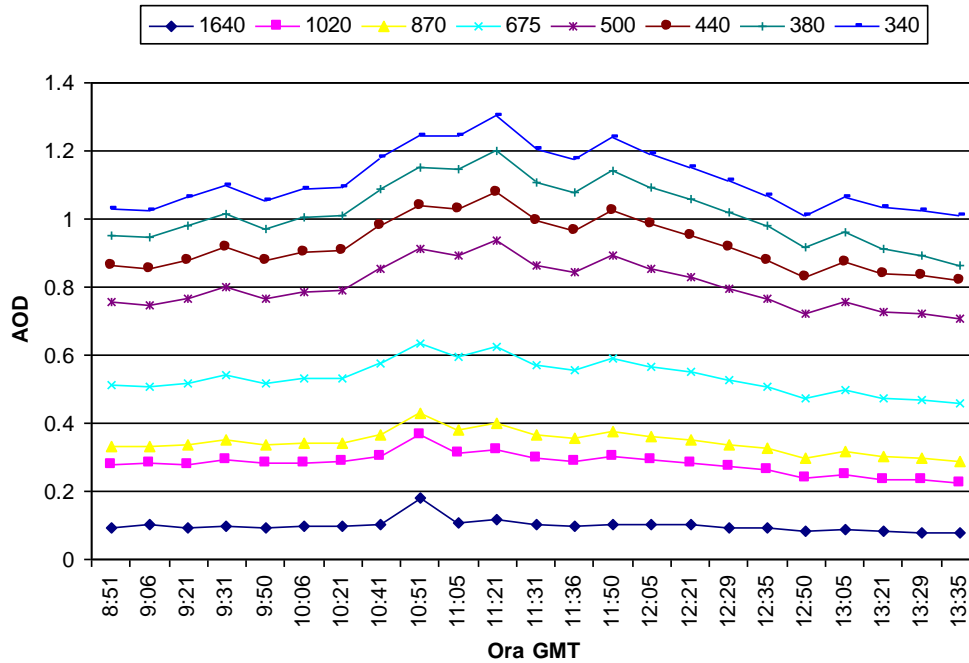


Fig 5.78. Variația AOD în data de 17.11.2011

Analizând modurile fin și grosier din Fig. 5.79. se observă că predomină modul fin, acesta fiind cuprins în intervalul 0,69 – 0,91. Modurile din acest grafic au fost calculate cu algoritmul elaborat de O Neil [75], pentru lungimea de undă de 500 nm. Valoarea medie pentru modul fin este 0,78; având o eroare *rmse* medie de 0,25 %.

Modul grosier, pe parcursul zilei studiate are o valoare medie de 0,01; cu o eroare *rmse* 0,25 %. Modul AOD total este suma dintre cele două moduri.

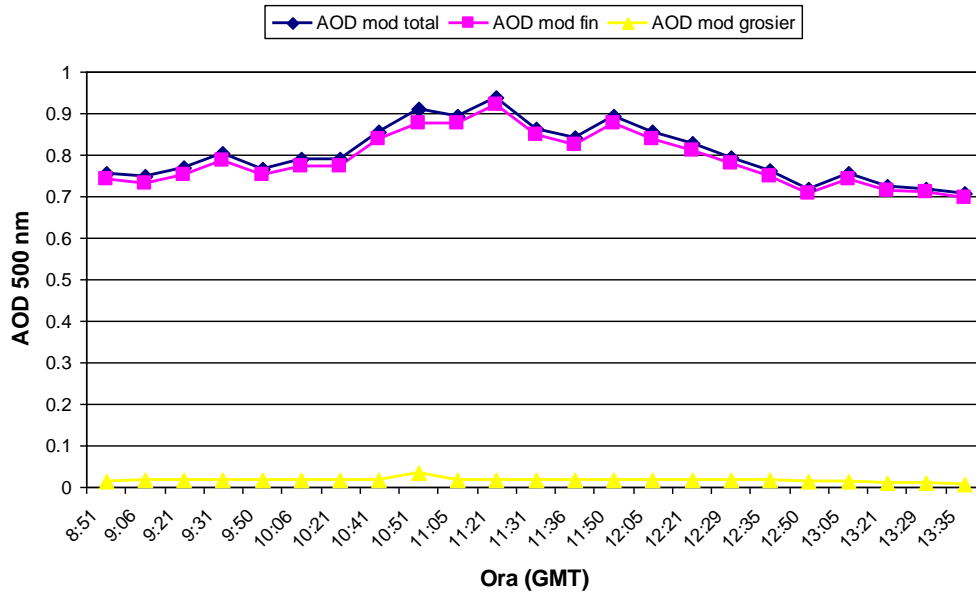


Fig.5.79 Variația modurilor fin, grosier și total în data de 17.11.2011

Analizând parametru Angstrom din Fig. 5.80, se observă că pe parcursul zile studiate, acesta oscilează între 1,38 – 1,51 și prezintă un minim în intervalul orar 0.51 – 11:21 GMT.

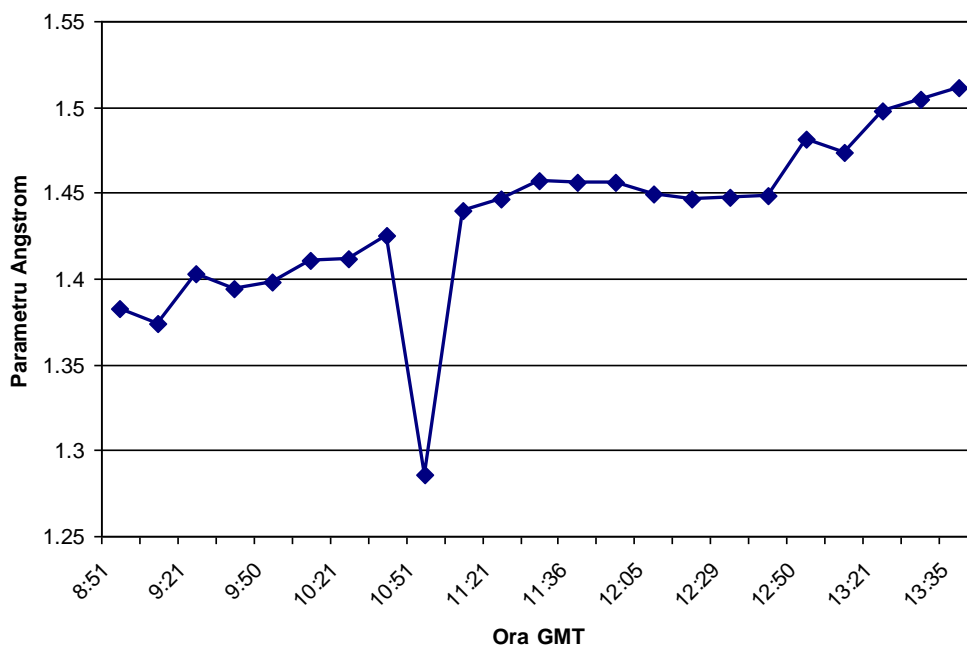


Fig. 5.80. Variația parametrului Angstrom în data de 17.11.2011

Din examinarea AOD-ul și parametru Angstrom, rezultă că aerosolul este de tip urban – industrial sau provenit din arderea arderii biomasei.

Cantitatea de vapori de apă, după cum se vede în fig. 5.81, pe parcursul zilei scade, din cauza prezenței în atmosferă a aerosolului. Valoarea medie a cantității de vapori de apă din coloana atmosferică este 0,69 cm.

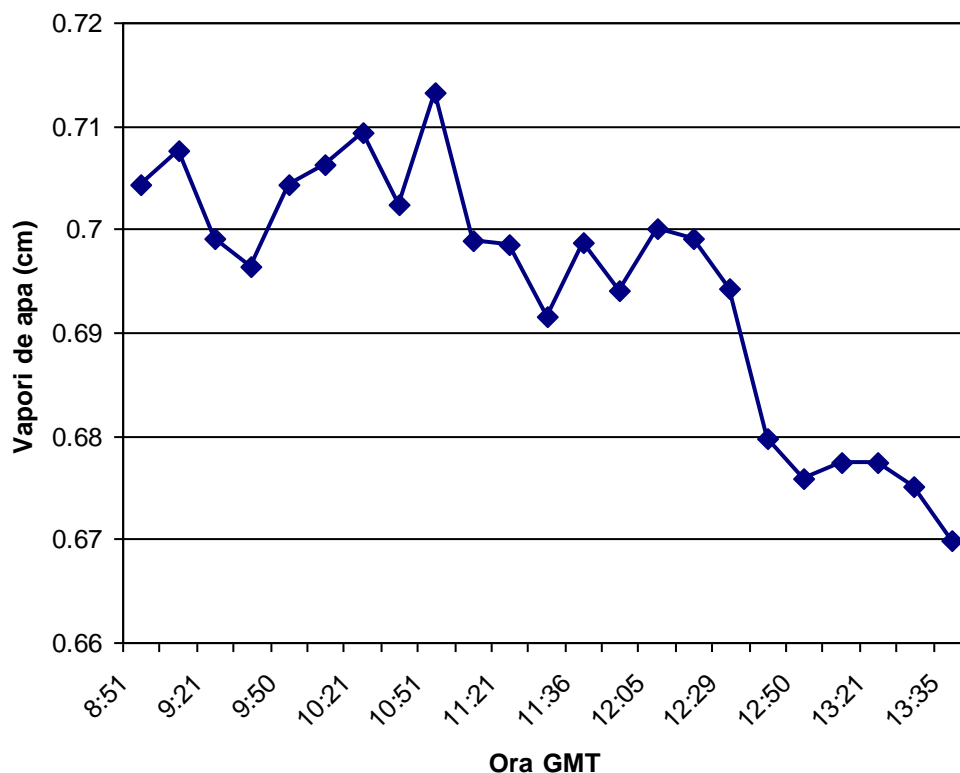


Fig 5.81. Cantitatea de vapori de apă

Indicele de refracție în data de 17.11.2011 are următoarele valori pentru lungimea de undă 440 nm, respectiv 1020 nm:

- 09:22 GMT –  $1,45+i\cdot0,0096$      $1,46+ i\cdot0,0316$
- 10:22 GMT –  $1,50+i\cdot0,0132$      $1,48+i\cdot0,0216$
- 11:22 GMT –  $1,40+i\cdot0,0064$      $1,45+ i\cdot0,0153$
- 12:22 GMT –  $1,41+ i\cdot0,0066$      $1,46 + i\cdot0,0157$
- 13:22 GMT –  $1.39+ i\cdot0,0083$      $1,44 +i\cdot0,0104$

Comparând valorile indicelui de refracție de mai sus cu cele din articolele de referință ale lui [45] [88] [89], rezultă că atmosfera este încărcată cu praf, iar din articolul [50] reiese că deasupra Timișoarei este carbon organic.

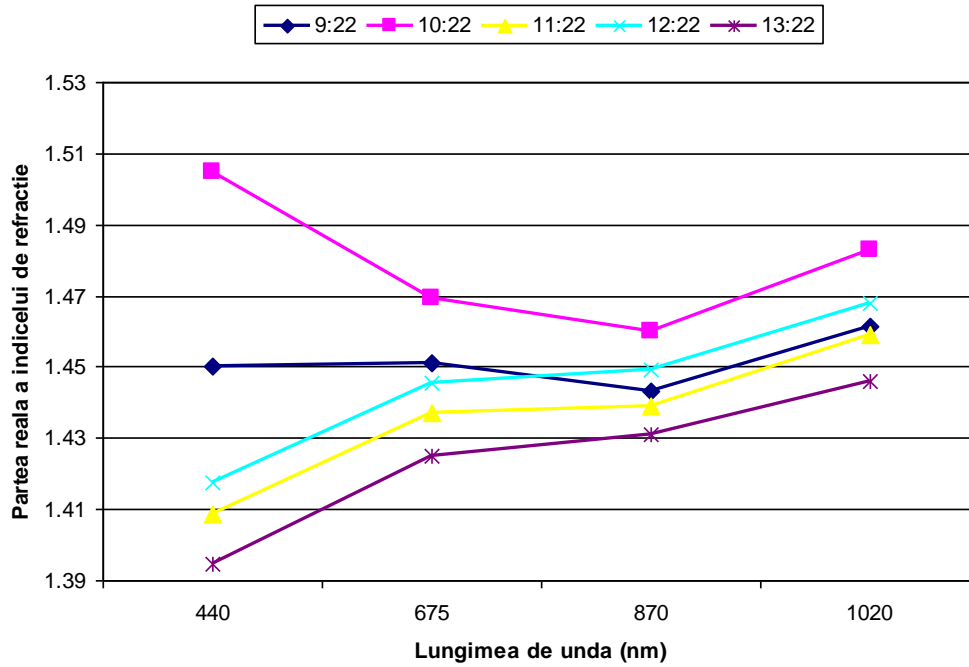


Fig. 5.82 Partea reală a indicelui de refracție în data de 17.11.2011

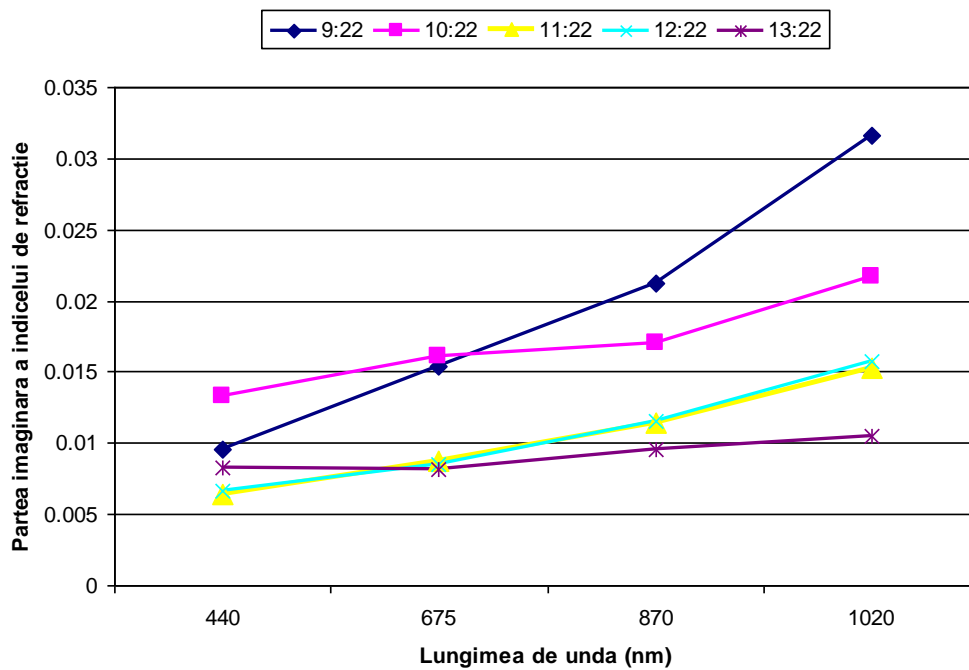


Fig. 5.83 Partea imaginară a indicelui de refracție în data de 17.11.2011

Examinând distribuția volumică din Fig. 5.84 pentru cinci ore diferite, intervalul dintre ele fiind o oră, se observă că predomină modul de nucleație + modul de acumulare, în acest caz se poate vorbi despre particule fine.

Concentrația volumică specifică modului fin și grosier pentru data de 17.11.2011 are următoarele valori medii  $1,102 \mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ , respectiv  $0,031 \mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ . Raza efectivă pentru aerosolului de tip fin este  $0,22 \mu\text{m}$ , iar cea pentru aerosolul de tip grosier are valoarea de  $2,90 \mu\text{m}$ .

Deviația standard totală pentru ziua de 17.11.2011 este 1,21; iar sfericitatea particulelor pentru orele 9:22, 10:22 și 13:22 GMT are valoarea 98,91 %, respectiv pentru orele 11:22 și 12:22 este 74,99 %.

Factorul de asimetrie total pentru lungimea de undă 440 nm 0,74; iar pentru lungimea de undă 1020 nm este 0,58; adică împrăștierea este tot înainte, atmosfera fiind încărcată cu aerosol.

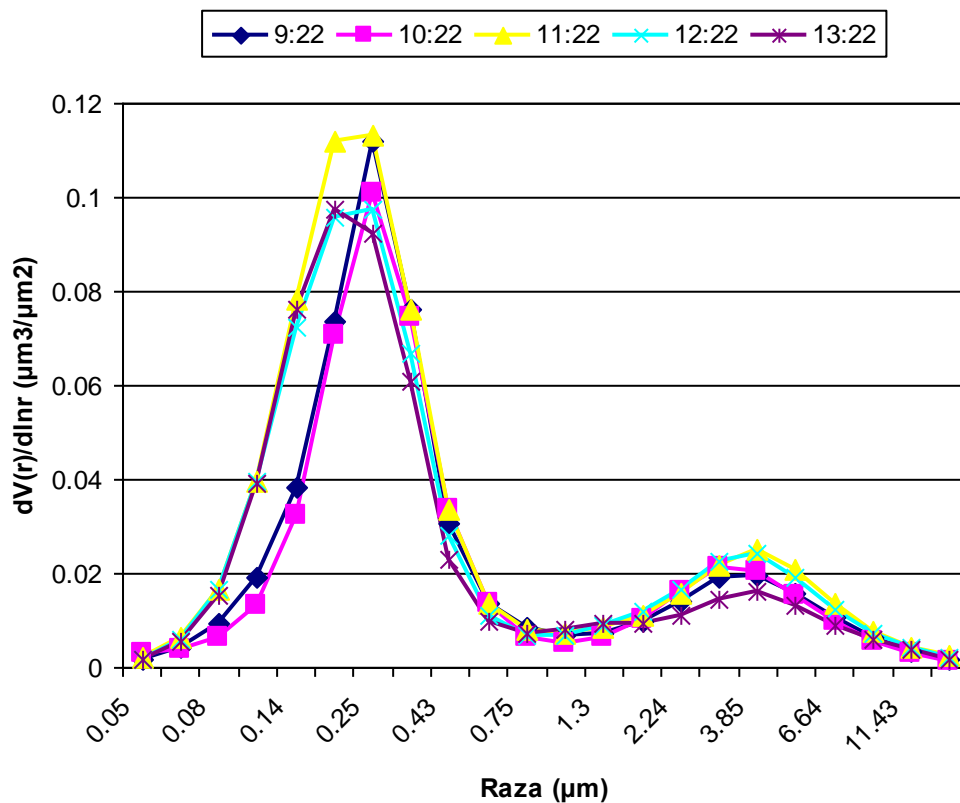


Fig. 5.84 Distribuția volumică

Din analiza proprietăților fizice ale aerosolului, cele prezentate mai sus, atmosfera deasupra stației AERONET Timișoara este încărcată cu particule care au dimensiuni cuprinse între 0,06 și 0,75  $\mu\text{m}$ , dar și cu particule care au diametru specific modului grosier.

Albedoul împrăștierii simple la lungimea de undă 440 nm este cuprins între valorile 0,93 – 0,95; iar pentru lungimea de undă 1020 nm ia valori între 0,81 – 0,90 (Fig. 5.85). Aceste valori dacă se compară cu cele obținute în [13], ținând cont și de valorile parametrului Angstrom (1,43), de partea reală a indicelui de refracție (0,40 – 0,50), rezultă că aerosolul provine din arderea biomasei.

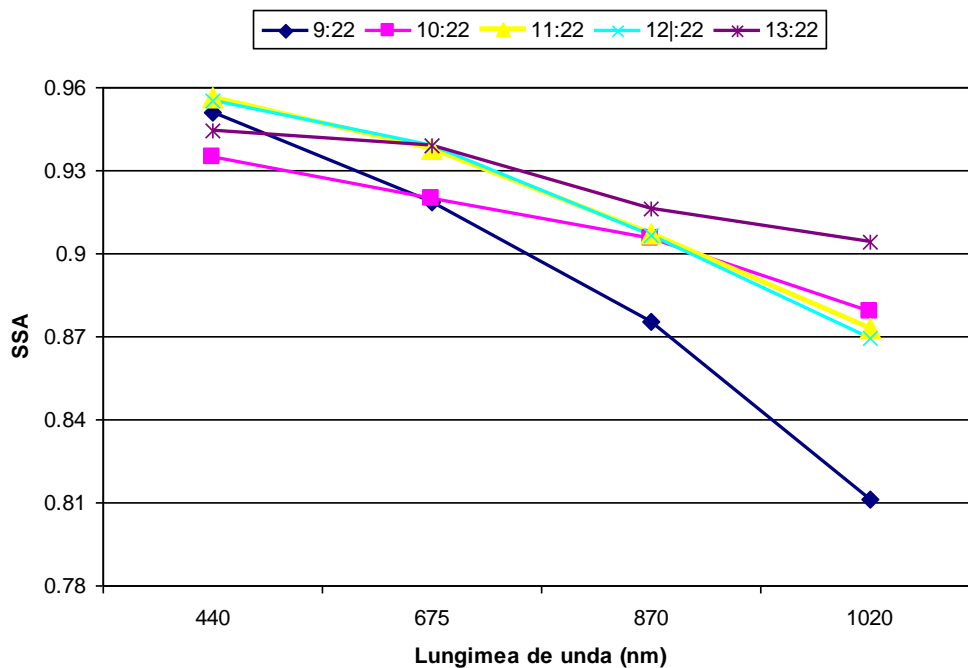


Fig. 5.85. Albedoul împrăștierii simple

Din Fig. 5.86, 5.87 și 5.88, în data de 17 noiembrie 2011, rezultă că în Timișoara principala sursă de poluare este cea de tip urban – industrială.

Din rularea software OPAC [98] s-a determinat clasa de aerosol de tip continental aferentă acestei zile.



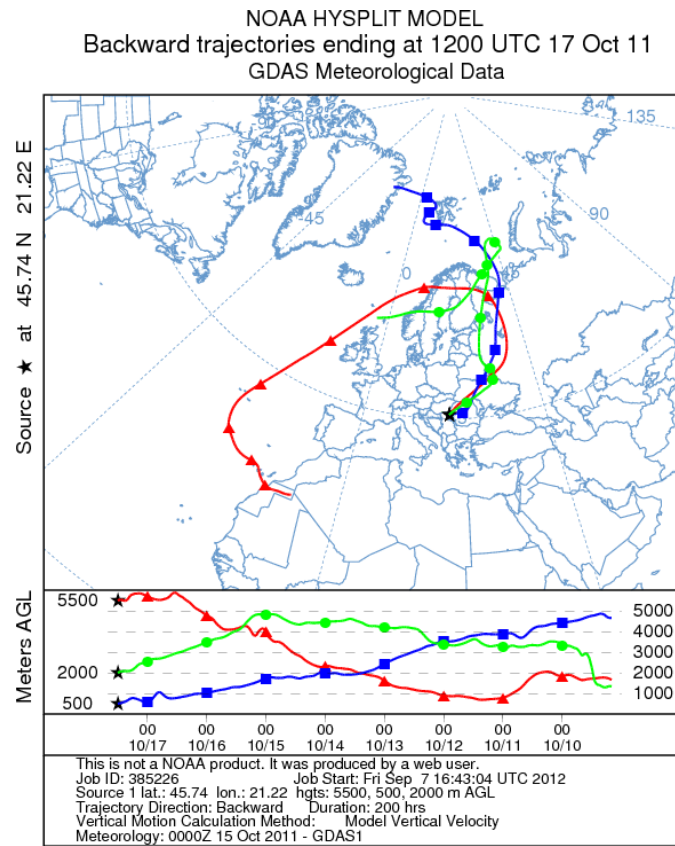


Fig. 5.86. Modelul HYSPLIT (sursă <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php/>)

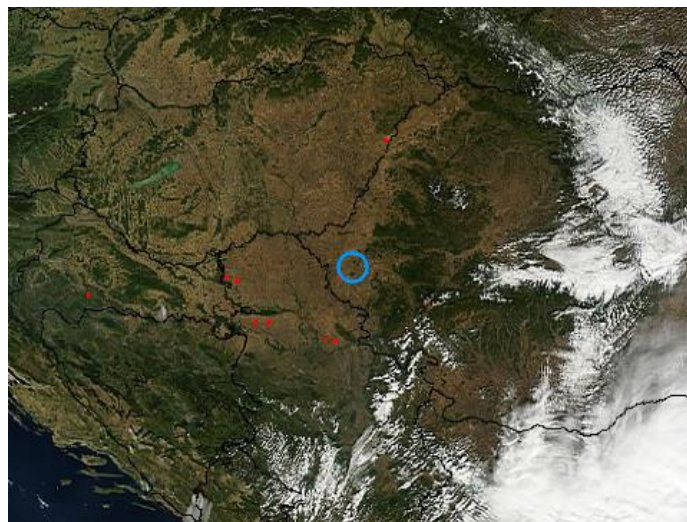


Fig. 5.87. Terra – MODIS – imagine în culori reale (sursă: <http://modis.gsfc.nasa.gov/>)

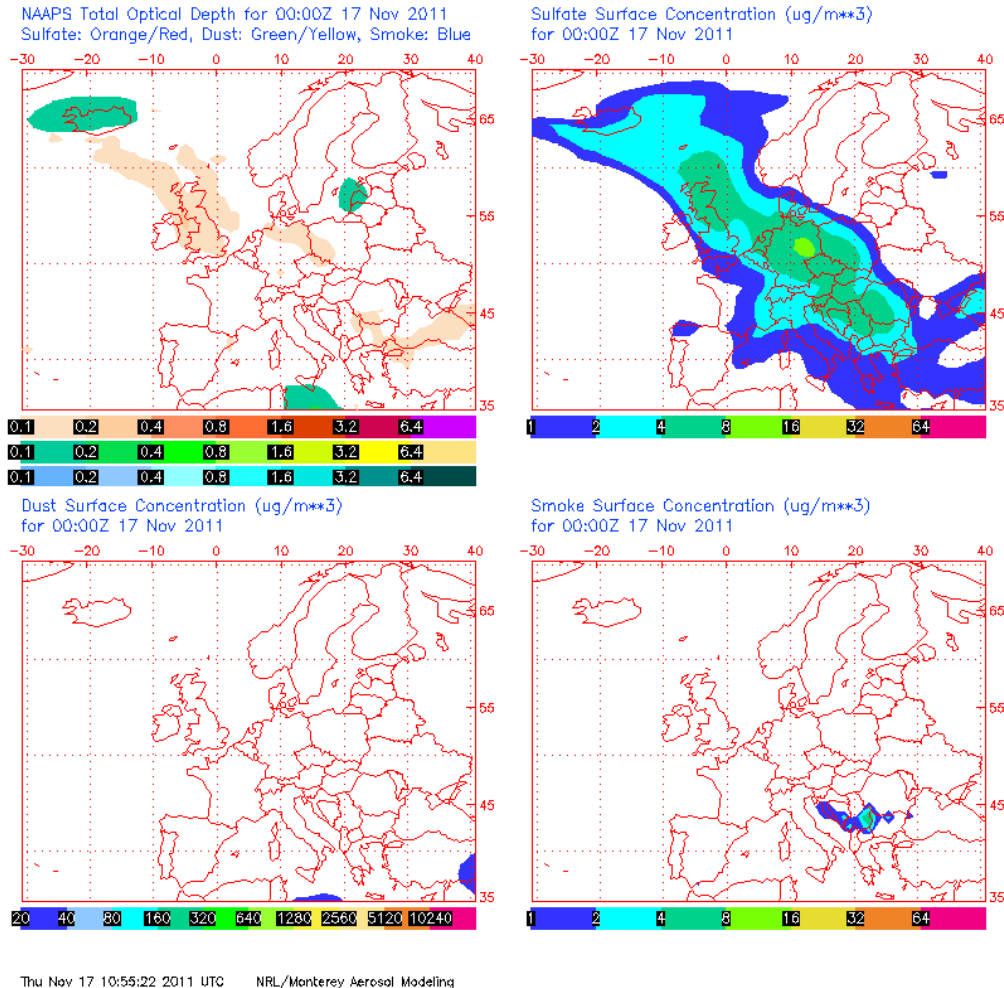


Fig. 5.88. Modelul NAAPS (sursă: <http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol/>)

## 5.11 Concluzii

La începutul capitolului s-a precizat că adâncimea optică a aerosolului ia valori între 0,2 și 0,6; iar coeficientul Angstrom între 1,2 și 2. Din Fig. 5.89 se observă că pe parcursul anului 2011, la Timișoara predomină aerosolul de tip urban – industrial.

Pentru a avea o certitudine asupra analizei făcută anterior s-au folosit imagini satelitare (Terra-MODIS), precum și modelele NAAPS și HYSPLIT. Acestea au confirmat tipul de aerosol determinat din proprietățile fizice și optice.

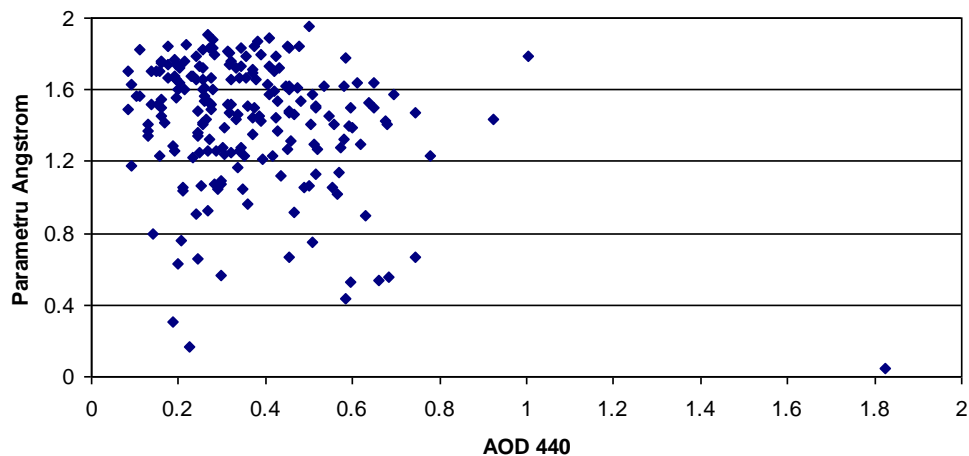


Fig. 5.89. Variația parametru Angstrom în funcție de AOD la lungimea de undă 440 nm în perioada martie – decembrie 2011

Din analiza distribuției procentuale reiese că în perioada anului 2011 predomină AOD cu valoarea 0,4 la lungimea de undă 440 nm și 0,2 la 1020 nm (Fig. 5.90).

Pentru lungimea de undă 440 nm, se observă că la valoarea de 0,4 distribuția procentuală este în jur de 45 %, urmată de valoarea 0,6 a cărei distribuție este 28 %. Pentru lungimea de undă 1020 nm, în perioada martie – decembrie 2011, distribuția AOD - ului are cel mai mare procentaj, adică 85% îl ocupă valoarea 0,2.

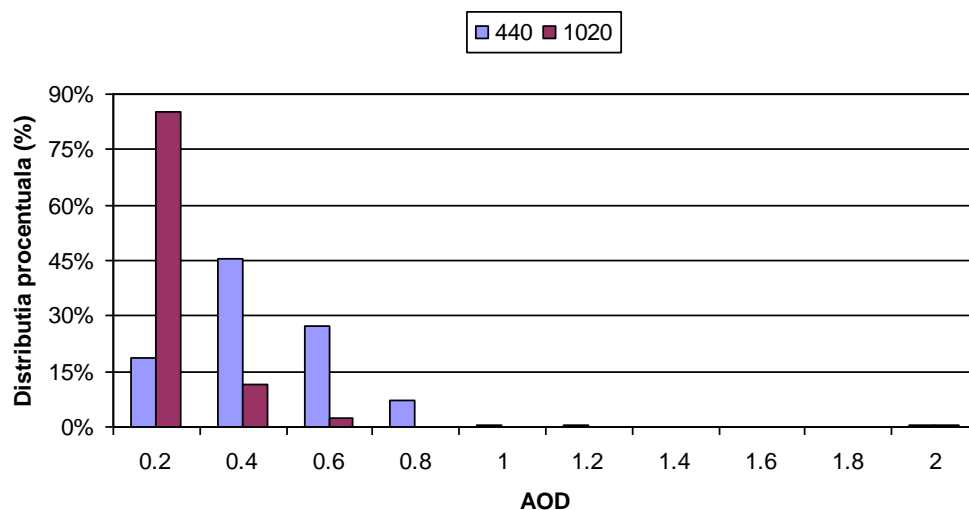


Fig. 5.90. Distribuția procentuală a AOD-ului la lungimile de undă 440 și 1020 nm în perioada martie – decembrie 2011

Conform Fig. 5.91 distribuția procentuală are valori ridicate (peste 25 %) pentru valorile parametrului Angstrom din domeniul 1,4 -1,6; iar. AOD-ul la 440 nm

are distribuția procentuală ridicată (peste 25 %) în intervalul 0,4 – 0,6 (Fig.6.2), rezultă ca aerosolul care a predominat în anul 2011 a fost de tip urban – industrial.

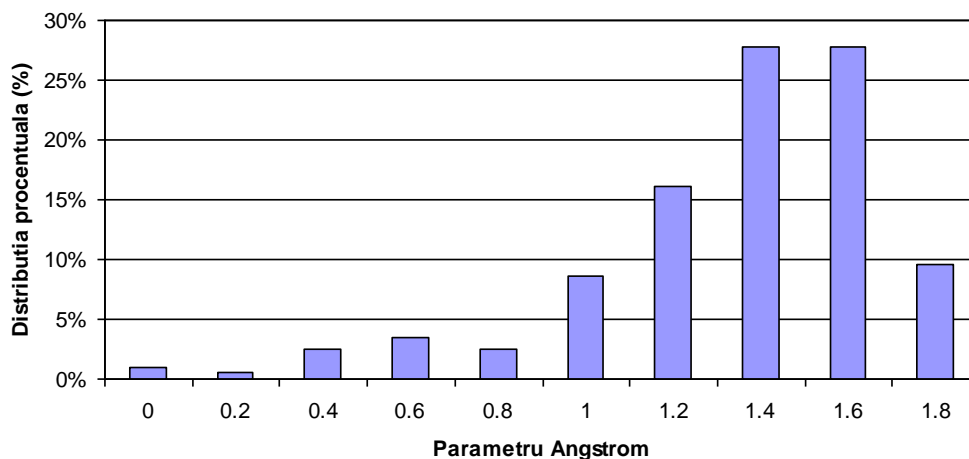


Fig. 5.91. Distribuția procentuală a parametrului Angstrom în perioada martie - decembrie 2011

Pentru calcularea celor două distribuții s-a folosit mediile zilnice ale AOD (440 și 1020 nm) și parametrului Angstrom (440 – 870 nm) din perioada studiată.

În tabelul 5.5 sunt prezentate proprietăților optice și fizice, de unde se face identificarea tipului de aerosol.

Din studiul proprietăților optice ale aerosolului din Timișoara, în ceea ce privește valorile AOD la 440 nm, parametru Angstrom, factorul de asimetrie, partea reală și imaginară a indicelui de refracție, albedoul împrăștierii simple, raza medie a particulei, deviația standard și concentrația de volum au rezultat concluzii cu caracter de criterii de care trebuie să se țină seama:

- Valorile mari ale AOD în zilele studiate în această lucrare indică episoade de poluare (media AOD-ul la lungimea de undă 440 nm este peste 0,5)
- Pe tot parcursul anului 2011, valoarea AOD este pozitivă.
- Viteza vântului și umiditatea relativă (Tabel 5.3) au influențat valorile AOD-ului, dar și cantitatea de vapori de apă din coloana atmosferică.
- Valorile mari ale parametrului Angstrom indică episoade de poluare urban – industrială sau provenite din arderea biomasei.
- Valorile zilnice ale SSA mari indică un aerosolul cu o compoziție minerală (praf) cu o componentă consistentă de carbon elementar.
- Pentru toate zilele prezentate în studiu de caz, distribuția dimensională are o formă bimodală.
- Factorul de asimetrie are o valoare mai mare de 0,60; ceea ce înseamnă o împrăștiere tot înaintea.
- În zilele de 26.04.2011 și 5.09.2011 a predominat poluarea cu praf.
- În zilele de 18.09.2011, 21.09.2011 și 07.10.2011 încărcarea atmosferei a fost cu aerosol provenit, în special din arderea biomasei.
- Zilele de 11.11.2011 și 17.11.2011 a predominat aerosolul de tip urban – industrial.
- SSA din data de 26.05.2011 are valoare mică, adică aerosolul absoarbe radiația, proveniența acestuia fiind de origine vulcanică.

- Din rularea modelul HYSPLITE s-a observat traiectoria maselor de aer care veneau dinspre Nord – Vestul Europei
- Din modelul de prognoză MetOffice VAAC a fost anticipată intruziunea norului de cenușă pe teritoriul României, începând cu data de 26 mai.
- În data de 27 mai deasupra Timișoarei a predominat aerosolul provenit din arderea biomasei.

Tabelul 5.5. Media proprietăților optice și fizice.

	<b>26.04.2011</b>	<b>26.05.2011</b>
Număr de măsurători	28	9
Domeniu AOD, $\langle \tau \rangle$	$0,1 \leq \tau \leq 1,7$ ; $\langle \tau(440) \rangle = 0,58$	$0,30 \leq \tau \leq 0,47$ ; $\langle \tau(440) \rangle = 0,40$
Parametru Angstrom	$0,1 \leq \alpha \leq 0,9$	$1,5 \leq \alpha \leq 1,6$
$\langle g \rangle(440/675/870/1020)$	0,68/0,64/0,65/0,66	0,70/0,61/0,57/0,55±0,07
n, k	1,59±0,02; 0,001±0,003	1,47±0,03; 0,03±0,004
$\langle \omega \rangle(440/670/870/1020)$	0,95/0,96/0,969/0,97	0,83/0,74/0,71/0,70±0,03
$r_{of}(\mu\text{m})$ ; $\sigma_f$	0,36; 0,73	0,16; 0,43±0,05
$r_{oc}(\mu\text{m})$ ; $\sigma_c$	4,04; 0,48	3,36; 0,68±0,05
$C_{vf}(\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2)$	0,12	0,04±0,02
$C_{vc}(\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2)$	0,04	0,03±0,01
	<b>5.09.2011</b>	<b>18.09.2011</b>
Număr de măsurători	28	10
Domeniu AOD, $\langle \tau \rangle$	$0,4 \leq \tau \leq 0,6$ ; $\langle \tau(440) \rangle = 0,50$	$0,7 \leq \tau \leq 1,1$ ; $\langle \tau(440) \rangle = 1,0$
Parametru Angstrom	$0,5 \leq \alpha \leq 0,9$	$1,5 \leq \alpha \leq 1,8$
$\langle g \rangle(440/670/870/1020)$	0,70/0,67/0,68/0,69	0,69/0,64/0,63/0,64
n, k	1,44±0,01; 0,006±0,002	1,50; 0,0118±0,003
$\langle \omega \rangle(440/670/870/1020)$	0,90/0,93/0,94/0,95±0,02	0,89/0,84/0,80/0,78
$r_{of}(\mu\text{m})$ ; $\sigma_f$	0,13±0,015; 0,43±0,01	0,15; 0,38
$r_{oc}(\mu\text{m})$ ; $\sigma_c$	2,22±0,16; 0,65±0,02	4,4; 0,63
$C_{vf}(\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2)$	0,05±0,02	0,07
$C_{vc}(\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2)$	0,18±0,02	0,25
	<b>21.09.2011</b>	<b>07.10.2011</b>
Număr de măsurători	10	15
Domeniu AOD, $\langle \tau \rangle$	$0,5 \leq \tau \leq 0,9$ ; $\langle \tau(440) \rangle = 0,77$	$0,2 \leq \tau \leq 0,7$ ; $\langle \tau(440) \rangle = 0,35$
Parametru Angstrom	$0,8 \leq \alpha \leq 1,6$	$1,6 \leq \alpha \leq 1,9$
$\langle g \rangle(440/670/870/1020)$	0,71/0,67/0,64/0,63±0,07	0,66/0,56/0,54/0,54±0,01
n	1,50±0,03	1,45±0,03
$k(440/670/870/1020)$	0,0057/0,0063/0,0066/0,0067	0,0186/0,0211/0,0211/0,0212±0,001
$\langle \omega \rangle(440/670/870/1020)$	0,95/0,94/0,93/0,93±0,04	0,89/0,84/0,80/0,78±0,001
$r_{of}(\mu\text{m})$ 440 nm, $\sigma_f$	0,22±0,04; 0,54±0,03	0,13±0,01; 0,37±0,01
$r_{oc}(\mu\text{m})$ 440 nm, $\sigma_c$	3,08±0,4; 0,61±0,03	3,84±0,3; 0,66±0,02
$C_{vf}(\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2)$	0,08±0,3	0,044±0,01
$C_{vc}(\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2)$	0,07±0,04	0,046±0,01
	<b>11.11.2011</b>	<b>17.11.2011</b>
Număr de măsurători	8	12
Domeniu AOD, $\langle \tau \rangle$	$0,5 \leq \tau \leq 0,7$ ; $\langle \tau(440) \rangle = 0,61$	$0,8 \leq \tau \leq 1,1$ ; $\langle \tau(440) \rangle = 0,92$
Parametru Angstrom	$1,1 \leq \alpha \leq 1,3$	$1,3 \leq \alpha \leq 1,5$
$\langle g \rangle(440/670/870/1020)$	0,73/0,69/0,66/0,63±0,01	0,74/0,67/0,62/0,58±0,02
n	1,41±0,04	1,43±0,04
$k(440/670/870/1020)$	0,0112/0,0158/0,0196/0,0237±0,01	0,0088/0,0113/0,0141/0,0189±0,02
$\langle \omega \rangle(440/670/870/1020)$	0,92/0,89/0,85/0,82±0,001	0,94/0,93/0,90/0,86±0,01
$r_{of}(\mu\text{m})$ 440 nm, $\sigma_f$	0,23±0,02; 0,58±0,05	0,24±0,01; 0,48±0,01
$r_{oc}(\mu\text{m})$ 440 nm, $\sigma_c$	3,94±0,3; 0,61±0,02	3,44±0,04; 0,59±0,02
$C_{vf}(\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2)$	0,089±0,02	0,102±0,02
$C_{vc}(\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2)$	0,024±0,01	0,03±0,005

## 6 Efectele poluării cu aerosoli asupra radiației solare colectabile

În ultimii ani se constată o creștere fără precedent a capacității de producție a energiei electrice din surse regenerabile. Una dintre cele mai mari creșteri o înregistrează domeniul fotovoltaic (PV), care este de așteptat să se păstreze și în viitor. Capacitatea totală instalată a panourilor fotovoltaice din lume a atins o rată anuală de creștere de 37,7%, de la 1,79 GW în 2001 la 39,5 GW în 2010. Piața europeană s-a dezvoltat pe parcursul ultimilor ani, ajungând în 2010 la peste 13 GW față de anul 2003, când a reprezentat mai puțin de 1 GW. Liderii pe piața europeană sunt reprezentați de Germania (7,4 GW în 2010), urmată de Italia (2,3 GW) și Republica Cehia (1,4 GW). Piața germană s-a dezvoltat în urma adoptării unor tarife mai scăzute de livrare în rețea a energiei pentru contractele pe termen lung (0,18 - 0,24 euro/kWh în 2012, față de 0,45 - 0,57 în 2004) conform German Renewable Energy Act. Datorită acestei legi, piața de energie a început să se axeze pe surse regenerabile de energie produse în unități descentralizate în defavoarea combustibililor fosili și a energiei nucleare produsă în sistem centralizat.

Energia solară va juca un rol important în asigurarea securității energetice și în reducerea emisiilor de CO<sub>2</sub>. Este cert faptul că în viitorul apropiat procentul de energie electrică produsă din surse regenerabile (PV) va continua să crească. În fiecare zi tot mai multe sisteme solare sunt conectate la rețeaua de electricitate. Uneori, susținute de politici avantajoase, realitatea depășește cele mai optimiste previziuni. Un exemplu elocvent este cazul Cehiei, unde capacitatea panourilor fotovoltaice instalate în decursul anului 2010 a crescut de la mai puțin de 1 GWp la peste 2 GWp. Un al exemplu ar putea fi România, unde pentru anul 2020 se dorește o capacitate instalată de 260 MWp conform Governmental PV Systems Strategy, față de 2 MWp la 1 ianuarie 2012 [99]. Surprinzător, anul 2012 a început cu 51 de proiecte energetice solare cu capacitatea totală de 240 MWp, aflate în diverse stadii de implementare, un sfert din ele preconizându-se a fi funcționale până la sfârșitul anului 2012 [100].

În acest context, teme precum proiectarea și operarea rețelelor care includ centrale fotovoltaice sunt de actualitate. În ambele stadii este necesară cunoșterea energiei solare colectabile în locația de amplasare a centralei [101] [102]. Pentru proiectare este importantă cunoșterea așa numitului *an meteorologic de referință* care include valorile cele mai probabile ale energiei solare disponibile în diferite eșantioane temporale. În faza de operare este necesară cunoșterea prognozei energiei solare în locație la diferite orizonturi de timp, pentru a compensa fluctuațiile datorate modificării conținutului atmosferei și/sau norilor pasageri. Trebuie să se țină cont de sursele de poluare, spre exemplu de centralele de termoficare [103], [104], [105].

În general, locul de amplasare a unei centrale fotovoltaice nu coincide cu locul de amplasare a stațiilor meteorologice, iar acestea din urma care să dispună de măsurători pe termen lung ale componentelor directă, difuză și globală ale radiației solare sunt foarte puține (în România doar 7). De aceea, metodele numerice de estimare a radiației solare reprezintă singura cale de a estima anul meteorologic de referință în locație. Subiectul este tratat pe larg în literatură, modelele fiind dezvoltate atât pe bandă largă cât și în domenii spectrale înguste [66].

Subiectul acestei teze este centrat pe studiul aerosolilor și a unor evenimente de poluare în Timișoara folosind fotometrul solar 645 din rețeaua AERONET. În acest capitol se arată cum influențează poluarea cu aerosoli cantitatea de energie solară colectabilă și se fac recomandări pentru cuprinderea acestor episoade în definirea anului meteorologic de referință și prognoza energiei solare colectabile.

Metodologia de lucru este următoarea. Întâi s-a dezvoltat un model pentru estimarea iradianței solare prin reducerea codului spectral Gueymard [93] la clasa parametrică. Astfel, evaluarea energiei solare disponibile se reduce la un algoritm algebric având la intrare parametri meteorologici deduși din măsurători efectuate în rețeaua AERONET. Aceștia sunt: cantitatea de vapori din coloana atmosferică (cm), grosimea stratului de ozon (în cm-atm), presiunea atmosferică (mbar) și coeficientul de turbiditate Angstrom, ca măsură a extincției radiației solare în atmosfera de către aerosoli. Modelul este validat prin comparare cu alte modele care s-au dovedit a fi performante în condițiile meteorologice din vestul României și cu date măsurate pe Platforma Solara Universității de Vest din Timișoara.

Algoritmul a fost implementat într-o aplicație MathCAD și a fost folosit pentru a estima iradierea solară în fiecare zi din perioadele de poluare studiate în două cazuri. În primul caz toți parametri de intrare în model au fost mășurați. În al doilea caz, au fost considerați aceeași parametri de intrare în model cu excepția coeficientului de turbiditate atmosferic Angstrom, care a fost fixat la valoarea climatologică 0.079 [106]. Din compararea iradierii solare estimate în cele două cazuri a rezultat valoarea pierderilor de energie colectabilă datorate poluării cu aerosoli.

Capitolul este organizat după cum urmează. Întâi sunt prezentate generalități despre modelarea radiației solare. Apoi urmează o descriere a modelului, etapele de deducere și validare fiind discutate în detaliu. În final sunt prezentate rezultatele studierii efectului poluării cu aerosoli asupra energiei solare colectabile și concluziile.

## 6.1 Modelarea radiației solare

Modelarea radiației solare nu este tocmai simplă, deoarece peste variațiile periodice datorate mișcărilor de rotație și de revoluție ale Pământului, se suprapun influențele cu caracter aleator datorate atmosferei. Fără a lua în considerare influența atmosferei, următoarele ecuații, sunt uzuale în modelarea radiației solare și sunt deduse numai din considerente astronomice.

Iradianța solară extraterestă este denumirea uzuală a densității fluxului solar corectat cu variația distanței pământ - soare. În ziua Juliană  $j$ , iradianța solară extraterestă se calculează cu relația [106]:

$$G_j^0 = G_{SC}(1.00011 + 0.03422 \cos \theta_j + 0.00128 \sin \theta_j - 0.000719 \cos 2\theta_j + 0.000077 \sin 2\theta_j) \quad (6.1)$$

unde:  $G_j^0$  reprezintă iradianța solară extraterestră, exprimată în  $W/m^2$ ;

$j$  - ziua Juliană;

$G_{SC}$  - constanta solară, în  $W/m^2$  (are valoarea 1366,1  $[W/m^2]$  [107]);

$$\theta_j = 2\pi(j-1)/365 \quad (6.2)$$

În absența atmosferei, densitatea fluxului solar incident pe o suprafață orizontală la nivelul solului se determină cu ecuația:

$$G_0 = G^0 \sin h \quad (6.3)$$

unde:  $h$  este unghiul de înălțare pe cer, exprimat în grade.

$$\sin h = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos \omega \quad (6.4)$$

unde:  $\phi$  este latitudinea geografică, exprimată în grade;

$\delta$  - unghiul de declinație, în grade;

$\omega$  - unghiul orar, în grade.

$$\delta = 23.45 \sin \left[ \frac{360}{365} (j + 284) \right] \quad (6.5)$$

Unghiul orar este egal cu deplasarea unghiulară a soarelui spre est sau vest față de meridianul local, datorită rotației pământului cu  $15^\circ$  pe oră și convențional ia valori negative dimineața și pozitive după amiaza:

$$\omega = \frac{2\pi}{24} (t - 12) \quad (6.6)$$

unde  $t$  este timpul solar adevărat, exprimat în ore.

Acesta este corelat cu timpul legal în locație prin ecuația 3.7:

$$t = t_{legal} - c + \frac{LS - L}{15} + ET \quad (6.7)$$

unde:  $t_{legal}$  reprezintă timpul legal, exprimat în ore;

$LS$  - meridianul standard al locului;

$c$  - corecția de vară în raport cu ora stabilită prin fus;

$L$  - meridianul local;

$ET$  - ecuația timpului, în ore.

Ecuația timpului modelează neuniformitățile mișcării pământului și este calculată cu ecuația:

$$ET_j = 0.000075 + 0.001868 \cos \theta_j - 0.032077 \sin \theta_j - 0.14615 \cos 2\theta_j - 0.04084 \sin 2\theta_j \quad (6.8)$$

Dacă pentru ec. 6.8 se pune condiția  $h = 0$ , atunci se pot calcula unghiurile orare corespunzătoare răsăritului, respectiv, apusului de soare:



$$\omega_0 = \mp a \cos(\tan \varphi \tan \delta) \quad (6.9)$$

Aceste unghiuri sunt simetrice în raport cu amiaza solară.

Iradianța solară globală ( $G$ ) este definită ca suma celor două componente directă ( $G_b$ ) și difuză ( $G_d$ ).

$$G = G_b + G_d \quad (6.10)$$

unde:  $G$  reprezintă iradianța solară globală și reprezintă energia solară incidentă într-o secundă pe o suprafață unitară, orizontală la nivelul solului;

$G_b$  - iradianța solară directă și reprezintă energia solară provenind din unghiul solid sub care se vede discul solar, incidentă în unitatea de timp pe o suprafață unitară normală la direcția soarelui;

$G_d$  - iradianța solară difuză și reprezintă energia solară difuzată de întreaga suprafață vizibilă a cerului receptată la nivelul solului pe o suprafață orizontală, unitară, în unitatea de timp.

Relațiile prezentate sunt suficiente pentru a calcula iradianța solară la limita superioară a atmosferei terestre în orice locație de pe glob în funcție de coordonatele geografice și reperul temporal. Această mărime este uneori denumită iradianță solară extraterestră.

Iradieră solară se calculează prin integrarea relației (6.3) între momentele de răsărit și de apus ale soarelui:

$$H^0 = G^0 \int_{\omega_1}^{\omega_2} \sin h \frac{dt}{d\omega} d\omega \quad (6.11)$$

unde:  $H^0$  reprezintă iradierea solară extraterestră, exprimată în  $J/m^2$  ;

$\omega_1$  ,  $\omega_2$  - sunt unghiurile orare la răsărit, respectiv, apus ale soarelui exprimate în grade.

Uzual, în aplicații se calculează iradierea solară extraterestră zilnică:

$$H_j^0 = G_j^0 \frac{24 \cdot 3600}{2\pi} \int_{-\omega_{0j}}^{\omega_{0j}} [\sin \phi \sin \delta_j + \cos \phi \cos \delta_j \cos \omega] d\omega \quad (6.12)$$

Raportul  $\frac{dt}{d\omega} = \frac{24 \cdot 3600}{2\pi}$  calibrează unitățile de măsură, astfel încât iradierea solară,

$H_j^0$  să se măsoare în  $J/m^2$  , dacă  $G_j^0$  este exprimat în  $W/m^2$  .

Atmosfera modifică fluxul de energie total, atât în ceea ce privește conținutul spectral cât și distribuția sa spațială, prin două fenomene fizice: absorbția și difuzia. Ponderea acestor două fenomene este strâns legată de lungimea drumului parcurs de radiație la traversarea atmosferei și de compoziția acesteia. Dacă

lungimea drumului parcurs de radiație prin atmosferă poate fi calculată din considerente astronomice în funcție de coordonatele geografice și reperul temporal, efectele generate de compoziția atmosferei sunt fenomene aleatoare dependente de parametri meteo-climatici. Astfel, la intrarea modelelor sunt solicitați parametri meteorologici de suprafață ca presiunea atmosferică, conținutul de vapori de apă din coloana atmosferică, coeficientul de turbiditate atmosferică (ca măsură a conținutului de aerosoli), grosimea stratului de ozon.

Estimarea iradierii solare pe diferite eșantioane temporale se face prin integrarea modelului de cer senin între limitele intervalului orar considerat. O eșantionare orară este absolut necesară atunci când se estimează energia solară colectabilă pe suprafețe orientate.

În general, extincția radiației datorată norilor este mai importantă decât cea datorată oricăror alți constituenți atmosferici, dar este întotdeauna dificil de estimat deoarece distribuția norilor pe cer este aleatoare [108]. Transmisia radiației prin nori depinde de natura, altitudinea, grosimea acestora și de extinderea stratului noros. Studii bazate pe teoria absorbției și difuziei pe particule sferice au arătat că există o relație liniară între diferenții coeficienți de extincție și cantitatea de apă lichidă echivalentă conținută în nor, proporțională cu grosimea norului. De obicei, numai natura și altitudinea norilor se măsoară și sunt cunoscute. De aceea, în algoritmi de estimare a energiei solare, norii se consideră uniformi. Se deduc ecuații de corecție pentru iradierea calculată în condiții de cer senin având drept parametri de intrare nebulozitatea sau fracția de însorire.

## 6.2 Descrierea modelului parametric

În vederea elaborării unui model parametric pentru iradianța solară în condiții de cer senin, punctul de plecare a fost modelul spectral al lui Gueymard [93]. Prin folosirea metodei propusă de [109] transmitanțele spectrale au fost simplificate la o clasă parametrică. Modelul ia în considerare cei mai importanți atenuatori din atmosferă prin intermediul transmitanțelor atmosferice medii: ozon ( $\tau_{O_3}$ ), dioxid de azot ( $\tau_{NO_2}$ ), vapori de apă ( $\tau_w$ ), amestecul de gaze ( $\tau_g$ ), împrăștierea Rayleigh ( $\tau_R$ ) și extincția pe aerosoli ( $\tau_\beta$ ).

Componentele solare ale iradianței directe  $G_b$  și difuze  $G_d$  sunt exprimate în funcție de unghiul de înălțare al soarelui pe cer,  $h$ , astfel:

$$G_b = G_{SC} \varepsilon \bar{\tau}_{O_3} \bar{\tau}_{NO_2} \bar{\tau}_w \bar{\tau}_g \bar{\tau}_\beta \bar{\tau}_R \sin h \quad (6.13)$$

unde:  $\varepsilon = (R/R_0)$  este corecția distanței soare – pământ dererminată cu ec. 6.1;

$\bar{\tau}_{...}$  - transmitanțele atmosferice medii în procesele de absorbție și împrăștiere din atmosferă;

$$G_d = G_{SC} \varepsilon \bar{\tau}_{d,R} \sin h + G_{SC} \varepsilon \bar{\tau}_{d,a} \sin h \quad (6.14)$$

unde:  $\bar{\tau}_{d,R}$  - transmitanța difuză medie datorată împrăștierii Rayleigh;

$\bar{\tau}_{d,a}$  - transmitanța difuză medie datorată atenuării pe aerosoli.

Transmitanțele mediate pe întreg spectru solar au fost calculate folosind media ponderată (ec. 6.15).

$$\bar{\tau}(\omega) = \frac{\int_{\lambda_{\min}}^{\lambda_{\max}} \tau(\lambda, \omega) G_{ext}(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_{\min}}^{\lambda_{\max}} G_{ext}(\lambda) d\lambda} \quad (6.15)$$

unde:  $\tau(\lambda, \omega)$  reprezintă transmitanța atmosferică spectrală;  
 $G_{ext}(\lambda)$  - densitatea fluxului spectral extraterestru, exprimat în  $W/m^2$  [107]  
 $\lambda_{\min}$  și  $\lambda_{\max}$  - delimitează banda spectrală în care transmitanțele spectrale sunt mediate.

Ecuția 6.15 oferă calea cea mai potrivită pentru obținerea modelelor parametrice din coduri spectrale.  
 Ecuția pentru transmitanța directă este dată de 6.16:

$$\bar{\tau}_b = \bar{\tau}_{O3} \bar{\tau}_{NO2} \bar{\tau}_w \bar{\tau}_g \bar{\tau}_R \bar{\tau}_a \quad (6.16)$$

Radiația difuză la nivelul solului este considerată ca fiind suma a două componente care corespund proceselor Rayleigh și de extincție pe aerosoli.

$$\begin{aligned} \bar{\tau}_d = \bar{\tau}_{d,R} + \bar{\tau}_{d,a} = \gamma_R \bar{\tau}_d \bar{\tau}_{O3} \bar{\tau}_{NO2} \bar{\tau}_w \bar{\tau}_g \bar{\tau}_{aa} (1 - \bar{\tau}_R) + \\ + \gamma_a \bar{\tau}_d \bar{\tau}_{O3} \bar{\tau}_{NO2} \bar{\tau}_w \bar{\tau}_g \bar{\tau}_R \bar{\tau}_{aa} (1 - \bar{\tau}_{as}) \end{aligned} \quad (6.17)$$

unde:  $\gamma_R, \gamma_a$  reprezintă fracția de împrăștiere a radiației spre sol în procesele Rayleigh, respectiv atenuarea pe aerosoli;  
 $\bar{\tau}_{d,O3}$  - transmitanța efectivă a stratului de ozon pentru împrăștierea radiației spre sol;  
 $\bar{\tau}_{aa}$  - transmitanța în procesul de absorbție al aerosolilor;  
 $\bar{\tau}_{as}$  - transmitanța la împrăștierea pe aerosoli ( $\bar{\tau}_{as} = \bar{\tau}_a / \bar{\tau}_{aa}$ ).

Transmitanțele calculate cu ec. 6.16 – 6.17 vor conduce la aproximări mai mult sau mai puțin precise, influențate de modificările bruște ale densității spectrale a fluxului solar.

Pentru a realiza un echilibru între acuratețe și simplitate se alege fiecare transmitanță atmosferică ca funcție de o singură variabilă:

$$\bar{\tau}(m, l_x) \rightarrow \bar{\tau}(m \cdot l_x) \quad (6.18)$$

unde:  $m$  este masa optică atmosferică, depinzând de coordonatele geografice și temporale;

$l_x$  este parametrul caracteristic unui proces de extincție.

Prin fitarea datelor generate folosind codul SMARTS2 [93] mediate cu ajutorul ec. 6.15 a fost calculat  $\bar{\tau}(m \cdot l_x)$ . În toate cazurile a fost impusă condiția ca coeficientul de determinare  $r^2$  să depășească valoarea 0,999. Astfel, s-a obținut următorul model parametric:

$$\bar{\tau}_{O_3}(x_{O_3}) = \frac{1 + 8.595 l x_{O_3} + 0.2179 x_{O_3}^2}{1 + 8.75308 x_{O_3} + 0.45 x_{O_3}^2 - 0.0004 x_{O_3}^3} \quad (6.19)$$

$$\bar{\tau}_{dO_3}(l'_{O_3}, m'_{O_3}) = \begin{cases} \sum_{i=0}^9 \sum_{j=0}^{9-i} c_{ij} X_j(l'_{O_3}) X_i(m'_{O_3}) & \text{daca } \bar{\tau}_{dO_3}(l'_{O_3}, m'_{O_3}) > 0 \\ 10^{-5} & \end{cases} \quad (6.20)$$

$$\bar{\tau}_{NO_2}(x_{NO_2}) = 0.742 + 0.258 e^{-\frac{x_{NO_2}}{0.09}} \quad (6.21)$$

$$\bar{\tau}_w(x_w) = \frac{1 + 1.4 x_w^{0.5} + 0.053 x_w}{1 + 1.626414 x_w^{0.5} + 0.10816267 x_w} \quad (6.22)$$

$$\bar{\tau}_g(x_g) = \frac{1 + 0.19558 x_g^{0.5}}{1 + 0.215582 x_g^{0.5} + 0.0005 x_g} \quad (6.23)$$

$$\bar{\tau}_r(x_r) = \frac{1 + 0.1564 x_r + 0.001 x_r^2}{1 + 0.26038 x_r + 0.00697 x_r^2} \quad (6.24)$$

$$\bar{\tau}_a(x_a) = \frac{1 - 0.046 x_a}{1 + 1.73849 x_a + 0.7908 x_a^2} \quad (6.25)$$

$$\bar{\tau}_{as}(x_a) = \frac{1 + 349.18917 x_a - 15.999034 x_a^2}{1 + 342.99746 x_a + 495.0721 x_a^2 + 125.87926 x_a^3} \quad (6.26)$$

$$\bar{\tau}_{aa}(x_a) = \frac{\tau_a(x_a)}{\tau_{as}(x_a)} \quad (6.27)$$

unde:  $x_{O_3} = ml_{O_3}$ ,  $x_{NO_2} = ml_{NO_2}$ ,  $x_w = mw$ ,  $x_g = m(p/p_0)$ ,  $x_R = m(p/p_0)$ ,  
 $x_\beta = m\beta$   
 $l_{O_3}$ ,  $l_{NO_2}$  reprezintă cantitatea totală de  $O_3$  și  $NO_2$  din coloana atmosferică, în  $cm \cdot atm$ ;  
 $p$  – presiunea locală, în mbar;  
 $p_0$  – presiunea atmosferică în condiții normale și are valoarea 1013 mbar;  
 $\beta$  – factorul de turbiditate Angstrom.

Ecuția 6.20 este o consecință a observațiilor din Gueymard [93] legate de erorile semnificative introduse de utilizarea aceleași ecuații (în acest caz ar fi ec. 6.19) la evaluarea componentelor difuză și directă. Integrarea după lungimea de unda (ec. 6.15) și fitarea unei funcții de o sigură variabilă în acord cu ec. 6.18 este imposibilă datorită formei complicate a ecuațiilor spectrale. Ca urmare pentru a descrie transmitanța stratului de ozon la împrăștierea difuză s-a considerat o funcție de două variabile, aceste variabile fiind: grosimea stratului de ozon ( $l_{O_3}$ ) și masa atmosferică ( $m_{O_3}$ ) caracteristică. O aproximare bună a suprafeței a fost obținută cu un polinom Cebisev de ordinul 9,  $\bar{\tau}_{dO_3}(l_{O_3}, m_{O_3})$ , dat de relația 6.20. O scurtă introducere în aproximarea cu polinoame Cebisev și elucidarea semnificației termenilor din 6.20 este prezentată mai jos.

Polinoamele de o singură variabilă Cebisev sunt folosite în teoria aproximărilor [110]. Aproximarea polinomului Cebisev pentru o funcție de două variabile  $f(x', y') : [-1, 1] \times [-1, 1] \rightarrow \mathfrak{R}$  folosită în acest studiu este o adaptare după Sommariva [111]:

$$f(x', y') \cong \sum_{i=0}^n \sum_{j=0}^{n-i} c_{ij} T_j(x') T_i(y') \quad (6.28)$$

unde:  $T_\kappa = \cos[\kappa \cdot a \cos(x_\kappa)]$ ,  $\kappa = i, j$ ;  
 $n$  reprezintă ordinul polinomului, în acest caz  $n=9$ .

În procesul de fitare  $n=9$  este ordinul minim al polinomului pentru care  $r^2 > 0.999$ . Domeniul specific al transmitanței  $(l_{O_3}, m_{O_3}) = [0.15, 0.45] \times [0.01, 17]$  a fost transformat în  $[-1, 1] \times [-1, 1]$ . Astfel, sensul grosimii stratului de ozon  $l'_{O_3}$  și al masei atmosferice  $m'_{O_3}$  din ec.6.20 este:

$$w' = -1 + (w - 0.15) \frac{2}{0.3} ; x'_a = -1 + (x_a - 0.001) \frac{2}{17} \quad (6.29)$$

Coeficienții  $c_{ij}$  din ecuația 6.20 sunt listați în Tabelul 6.1. Calitatea aproximării punctelor generate folosind codul spectral Gueymard cu ecuația 6.20 este ilustrată în Fig. 6.1.

Tabel 6.1. Coeficienții  $C_{ij}$  calculați cu ecuația 6.20

$j \backslash i$	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	0,907	-0,031	$1,026 \cdot 10^{-3}$	$1,106 \cdot 10^{-4}$	$1,703 \cdot 10^{-5}$	$4,738 \cdot 10^{-6}$	$4,409 \cdot 10^{-6}$	$1,145 \cdot 10^{-6}$	$-1,49 \cdot 10^{-6}$	$1,748 \cdot 10^{-8}$	$1,293 \cdot 10^{-6}$
2	-0,044	-0,014	$8,96 \cdot 10^{-4}$	$-8,85 \cdot 10^{-5}$	$5,172 \cdot 10^{-6}$	$3,739 \cdot 10^{-6}$	$-7,45 \cdot 10^{-7}$	$3,646 \cdot 10^{-6}$	$1,707 \cdot 10^{-6}$	$7,464 \cdot 10^{-8}$	0
3	0,023	$7,475 \cdot 10^{-3}$	$3,653 \cdot 10^{-4}$	$3,38 \cdot 10^{-5}$	$1,041 \cdot 10^{-6}$	$4,724 \cdot 10^{-6}$	$8,628 \cdot 10^{-7}$	$2,768 \cdot 10^{-7}$	$2,305 \cdot 10^{-6}$	0	0
4	-0,012	$4,014 \cdot 10^{-3}$	$1,514 \cdot 10^{-4}$	$1,806 \cdot 10^{-5}$	$2,288 \cdot 10^{-6}$	$2,995 \cdot 10^{-6}$	$3,292 \cdot 10^{-6}$	$1,753 \cdot 10^{-6}$	0	0	0
5	$6,22 \cdot 10^{-3}$	$2,046 \cdot 10^{-3}$	$-5,799 \cdot 10^{-5}$	$8,207 \cdot 10^{-6}$	$1,759 \cdot 10^{-6}$	$1,807 \cdot 10^{-6}$	$8,908 \cdot 10^{-7}$	0	0	0	0
6	$3,158 \cdot 10^{-3}$	$-9,618 \cdot 10^{-4}$	$2,104 \cdot 10^{-5}$	$4,049 \cdot 10^{-6}$	$3,605 \cdot 10^{-6}$	$1,828 \cdot 10^{-6}$	0	0	0	0	0
7	$1,576 \cdot 10^{-3}$	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$1,083 \cdot 10^{-5}$	$7,229 \cdot 10^{-6}$	$3,751 \cdot 10^{-9}$	0	0	0	0	0	0
8	$-8,093 \cdot 10^{-4}$	$1,768 \cdot 10^{-4}$	$6,057 \cdot 10^{-6}$	$-1,74 \cdot 10^{-6}$	0	0	0	0	0	0	0
9	$4,428 \cdot 10^{-4}$	$6,802 \cdot 10^{-5}$	$4,685 \cdot 10^{-6}$	0	0	0	0	0	0	0	0
10	$2,212 \cdot 10^{-4}$	$3,167 \cdot 10^{-5}$	0	0	0	0	0	0	0	0	0
11	$1,287 \cdot 10^{-4}$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

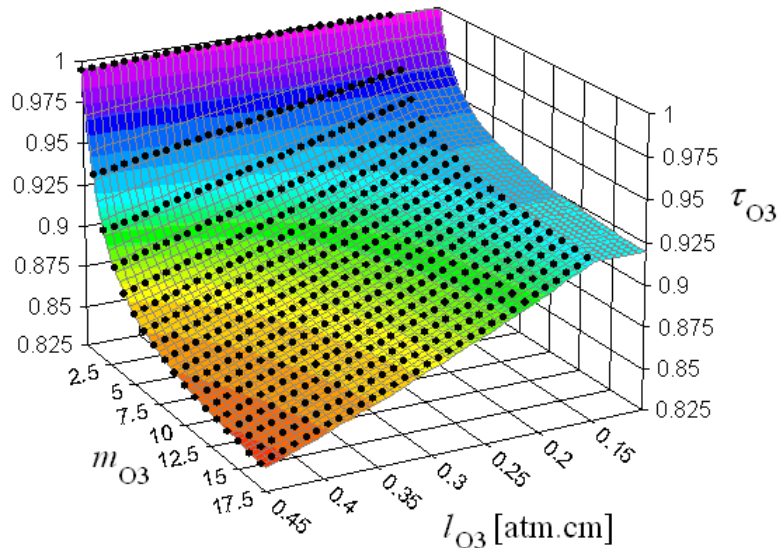


Fig. 6.1 Reprezentarea grafică a punctelor folosite pentru fitarea transmitanței efective a ozonului și suprafață dată de ec. 6.20

Modelele spectrale sunt destinate cercetării proceselor de extincție în atmosferă. Extincția radiației solare pe aerosoli este caracterizată de mai mulți parametri precum albedoul împrăștierii simple, coeficientul de asimetrie al particulelor, coeficientul de turbiditate Angstrom și este influențată de umiditate. Ecuația 6.27 este rezultatul unui proces mai amplu de simplificare prin mediere pe baza relației (6.15) a ecuațiilor spectrale Gueymard [93] luând în considerare următoarele ipoteze: (1) Uzual centralele PV sunt amplasate în zone rurale, așa că ecuațiile inițiale au fost considerate cele specifice profilului rural al aerosolilor; (2) A fost adoptat un coeficient de asimetrie al aerosolilor specific valorii climatologice a umidității relative în regiunile temperate la latitudinea de 45°; (3) Întrucât în ingineria fotovoltaică comportamentul aerosolilor este descris de un singur parametru, și anume coeficientul de turbiditate Angstrom, s-a adoptat o valoare de 0,94 pentru albedoul împrăștierii simple, rezultată dintr-un proces de optimizare a ecuațiilor.

Astfel, prin această procedură ecuațiile spectrale originale au fost simplificate la o clasă parametrică. Modelul rezultat, dat de ec. 6.16, 6.17 și 6.19 – 6.27, este gata să fie folosit la calcularea iradianței solare directe și difuză.

Cantitatea de ozon și cantitatea de dioxid de azot din coloana atmosferică sunt foarte rar înregistrate de către stațiile meteorologice. Ele pot fi luate din bazele de date online constituite din observații realizate din sateliți, dar pentru multe aplicații este de dorit ca  $I_{O_3}$  și  $I_{NO_2}$  să fie eliminate din ecuațiile 6.19 - 6.27.

În acest model pentru ozon și dioxid de azot s-au folosit date extrase din măsurătorile efectuate cu fotometru solar. Extincția pe aerosoli și împrăștieria Rayleigh au influențe majore asupra radiației solare la suprafața pământului. Aceste procese schimbă caracterul radiației solare din directă în difuză. Absorbția ozonului și a vaporilor de apă are o influență puternică în comparație cu cea a dioxidului de azot și a gazelor mixte.

Întrucât fiecare proces de extincție corespunde unui anumit profil vertical al concentrației moleculare din coloana atmosferică, pentru masa optică s-au folosit ecuații specifice fiecărui proces [93].

$$m_i = \frac{1}{\cos\theta_z + a_{i1}\theta_z^{a_{i2}}(a_{i3} - \theta_z)^{a_{i4}}} \quad (6.30)$$

unde:  $m_i$  reprezintă masa aerului pentru fiecare proces din atmosferă (absorbție / împrăștiere).

Constantele  $a_{ij}$  sunt stabilite prin fitare și listate în tabelul 6.2 [93].

Tabel 6.2. Constantele fitate din ecuațiile (6.19 - 6.27) [93]

Procesul de extincție	$a_{i1}$	$a_{i2}$	$a_{i3}$	$a_{i4}$
Absorbția ozonului ( $m_{O_3}$ )	268,45	0,5	115,42	-3,2922
Absorbția dioxidului de azot ( $m_{NO_2}$ )	602,30	0,5	117,960	-3,4536
Împrăștierea Rayleigh și absorbția gazelor mixte ( $m_R = m_g$ )	0,45665	0,07	96,4836	-1,6970
Extincția aerosolului și absorbția vaporilor de apă ( $m_a = m_w$ )	0,031141	0,1	92,471	-1,3814

În plus, față de coordonatele geografice și temporale, modelul solicită la intrare un set de alți patru parametri: presiunea aerului, conținutul coloanei de ozon, conținutul coloanei de dioxid de azot și coeficientul/factorul de turbiditate Angstrom.

Influența relativă a acestor parametri asupra transmitanțelor atmosferice este reprezentată în Fig. 6.2. Toate curbele au fost translatate liniar în intervalul [0, 1]. Pentru fiecare transmitanță semnificația lui  $x$  este:  $x_{O_3}/40$ ,  $x_{NO_2}/0,02$ ,  $x_w/100$ ,  $x_g/40$ ,  $x_R/50$  și  $x_a/20$ .

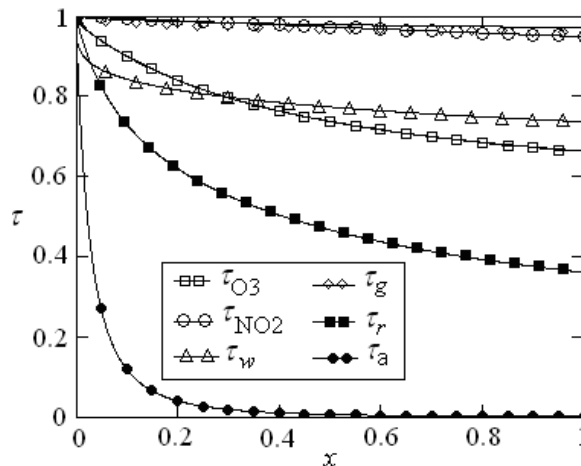


Fig. 6.2. Transmitanțele originale calculate cu ec. 6.19 – 6.27. Pe abscisă,  $x$  înseamnă produsul  $m \cdot l_x$ . Valorile sunt translatate în intervalul [0,1]



### 6.3 Validarea modelului în condiții de cer senin

Modelul dedus (ec. 6.19 – 6.27) a fost comparat cu alte patru modele, două modele parametrice și două empirice. Toate cele patru modele sunt descrise succint în cele ce urmează.

#### 6.3.1 Modelul hybrid a lui Yang

Acest model mediază transmitanțele spectrale Leckner.

$$\tau_{O_3} = \exp\left[-0.0365(ml)^{0.7136}\right] \quad (6.31)$$

$$\tau_w = 0.909 - 0.036 \ln(mu_w) \quad (6.32)$$

$$\tau_g = \left[-0.017m^{0.3139}\right] \quad (6.33)$$

$$\tau_r = \exp\left[-0.00873 \frac{mp}{p_0} \left(0.547 + 0.014 \frac{mp}{p_0} - 3.8 \cdot 10^{-4} \left(\frac{mp}{p_0}\right)^2 + 4.6 \cdot 10^{-6} \left(\frac{mp}{p_0}\right)^3\right)^{-4.8}\right] \quad (6.34)$$

$$\tau_a = \exp\left[-m\beta_A \left(0.6777 + 0.1464\beta_A - 0.0062(m\beta_A)^2\right)^{-1.3}\right] \quad (6.35)$$

Toate mărimile au fost definite în subcapitolul anterior.

Cunoscând ecuațiile pentru transmitanțele atmosferice (6.31 – 6.35), componentele iradianței solare pentru modelul hybrid sunt următoarele:

$$G_b = 0.909(\tau_{O_3}\tau_w\tau_g\tau_r\tau_a - 0.013)G_0 \cos\theta_z \quad (6.36)$$

$$G_d = 0.628(\tau_{O_3}\tau_w\tau_g(1 - \tau_r\tau_a) + 0.013)G_0 \cos\theta \quad (6.37)$$

Ecuațiile (6.36) și (6.37) sunt empirice, acestea au fost determinate prin fitare folosind date din Japonia, de către echipa lui Yang [112] pe parcursul anului 2000. În acest model iradianța solară globală se calculează ca sumă a componentelor directă și difuză.

În Paulescu și Schlett [113] se arată că modelul Yang este unul dintre cele mai performante în condițiile climatice din regiunea de Vest a României.

#### 6.3.2 Modelul PSIM (Parametric Solar Irradiance Model) a lui Gueymard

Iradianța solară globală se calculează cu relația:

$$G_0 = F_{bg}(w)F_g(p, \beta) \sum_{i=0}^4 g_i \sin^i h \quad (6.38)$$

unde:  $F_{bg}(w)$  este o funcție care depinde de conținutul vaporilor de apă din coloana atmosferică;  
 $F_g(p, \beta)$  - este o funcție care depinde de presiunea locală și turbiditatea atmosferică;  
 $g_i$  - sunt funcții care depind de un nou coeficient de turbiditate atmosferică.

$$F_{bg}(w) = \exp\left[0.155\left(1 - w^{0.24}\right)\right] \quad (6.39)$$

$$F_g(\beta, p) = 1 + \left(0.0752 - 0.107\beta\left(1 - \frac{p}{p_0}\right)\right) \quad (6.40)$$

$$g_i = \begin{cases} \sum_{k=0}^3 d_{ki} T^k, & i = 1, 2, 3, 4 \\ 0.006 & i = 0 \end{cases} \quad (6.41)$$

unde  $T$  reprezintă un nou coeficient de turbiditate,  $T = T(\beta) = \ln(1 + 10\beta)$ .

Valorile numerice ale coeficienților  $d_{ki}$  sunt furnizate în Gueymard [114].

Pentru latitudinea de 45°N și o altitudine de până la 8 km, în acest model corelația dintre presiunea medie într-o locație ( $p/p_0$ ) și altitudine ( $z$  în km) este exprimată următoarea ecuație:

$$\frac{p}{p_0} = \exp\left[0.00177 - 0.11963z - 0.00136z^2\right] \quad (6.42)$$

### 6.3.3 Modelul lui Hottel și al lui Bugler

Componenta directă a irradiației solare este descrisă cu modelul lui Hottel [115], care este aplicabil până la altitudinea de 6 km.

$$G_{0b} = G^0 \left[ a_1 + a_2 \cdot \exp\left(-\frac{a_3}{\sin h}\right) \right] \sin h \quad (6.43)$$

unde:

$$\begin{aligned} a_1 &= 0.4327 - 0.0082(6 - z)^2 \\ a_2 &= 0.5055 + 0.00595(6.5 - z)^2 \\ a_3 &= 0.2711 + 0.01858(2.5 - z)^2 \end{aligned} \quad (6.44)$$

Componenta difuză a irradiației solare este calculată cu modelul Bugler [116].

$$G_{0d} = 16h^{0.5} - 0.4h \quad (6.45)$$

Aceste două modele cuplate oferă rezultate satisfăcătoare la calculul iradianței solare globale în condiții de cer senin.

#### 6.3.4 Modelul lui Adnot

În condiții de cer senin, iradianța solară se calculează cu relația propusă de Adnot [117].

$$G_0 = 951.39(\sin h)^{1.15} \quad (6.46)$$

Model a fost testat și de Paulescu și Schlett [113], ajungându-se la concluzia că dintre toate modelele empirice testate, acesta este cel mai performant.

Radiația solară globală calculată cu cele 4 modele este comparată în Fig. 6.3 cu valorile obținute cu modelul dedus în această teză.

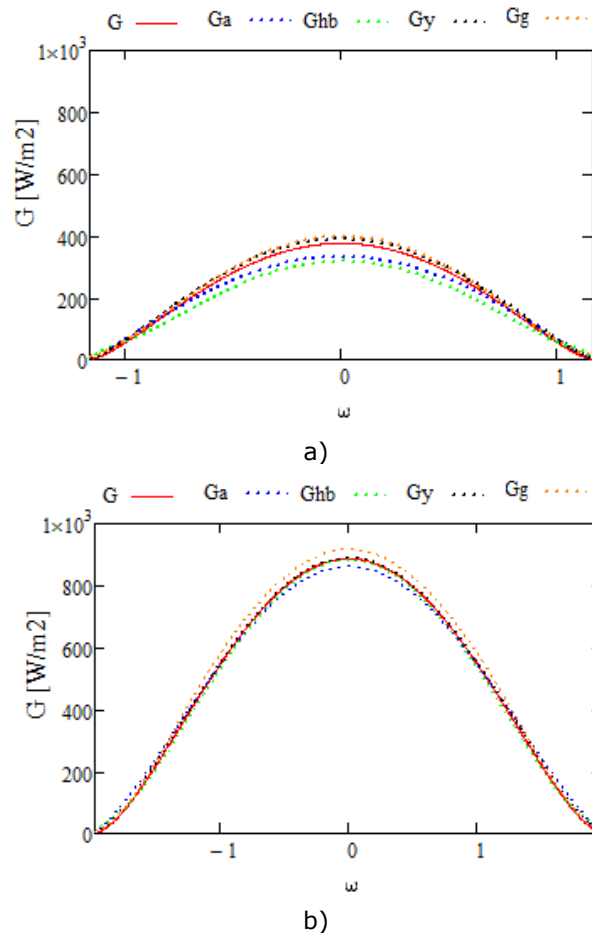


Fig. 6.3. Componenta globală a iradiantei solare în: (a) 15 ianuarie; (b) 15 iulie unde  $G$  reprezintă modelul dedus în teză,  $G_a$  – modelul Adnot,  $G_{hb}$  – modelul Hottel & Bugler,  $G_y$  – modelul hibrid,  $G_g$  – modelul Gueymard .

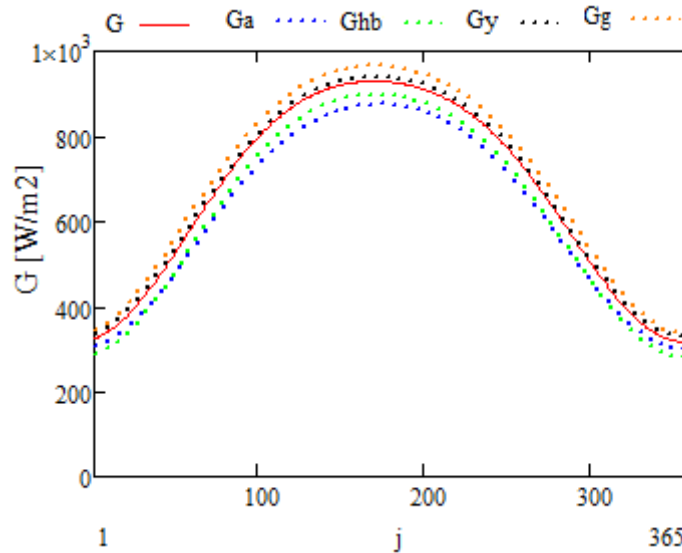


Fig. 6.4. Componenta globală a iradierii solare în fiecare zi din an la amiază.  $G$  reprezintă modelul dedus în teză,  $G_a$  - modelul Adnot,  $G_{hb}$  - modelul Hottel & Bugler,  $G_y$  - modelul hibrid,  $G_g$  - modelul Gueymard

Comparatia este efectuată în lunile ianuarie ( $j = 15$ ) și iulie ( $j = 196$ ). Se observă că componeta globală calculată cu modelul dedus în această lucrare se încadrează perfect între celelalte curbe, diferența între acestea fiind mică.

În figura 6.4 este efectuată aceeași comparație, dar pe parcursul unui an, considerând valorile calculate în fiecare zi la amiază ( $\omega = 0$ ).

#### 6.4 Validarea modelului în episoadele de poluare studiate

Modelul parametric a fost aplicat pentru fiecare episod studiat de poluare cu aerosoli din Timișoara. Radiația solară globală a fost măsurată cu pyranometru LP PYRA 05 pe Platforma Solara a Universității de Vest din Timișoara (SRMS - UVT). Platforma de măsurare a radiației este amplasată pe clădirea UVT la o înălțime de 87 m, latitudine  $45^\circ 44'$  și longitudine  $21^\circ 13'$  [118].

În cele ce urmează este ilustrată calitatea modelului în 4 episoade de poluare.

Acuratețea aproximării valorilor măsurate este evaluată cantitativ folosind doi indicatori statistici: abaterea pătratică medie (cu notația  $rmse$ ) și deviația standard (cu notația  $mbe$ ) exprimate în procente față de medie.

$$rmse = \frac{\left[ n \cdot \sum_{i=1}^n (F_i - y_i)^2 \right]^{1/2}}{\sum_{i=1}^n y_i} \quad (6.47)$$

$$mbe = \frac{\sum_{i=1}^n (F_i - y_i)}{\sum_{i=1}^n y_i} \quad (6.48)$$

unde:  $y_i$  și  $F_i$  sunt valorile măsurate, respectiv calculate;  
 $n$  reprezintă numărul de măsurători.

În continuare sunt prezentate patru tipuri diferite de poluare care au avut loc în anul 2011.

#### 6.4.1 Aerosol de origine vulcanică din 26 mai 2011

Primul episod de poluare analizat este cel cu intruziune de cenușă vulcanică din data de 26 mai 2011. În Fig. 6.6 este prezentată iradinației solare estimată cu modelul parametric în funcție de cea măsurată. Se observă că punctele (nr. de măsurători 9) sunt distribuite pe o linie centrată pe prima bisectoare ceea ce indică faptul că modelul parametric dezvoltat are caracteristicile unui performant.

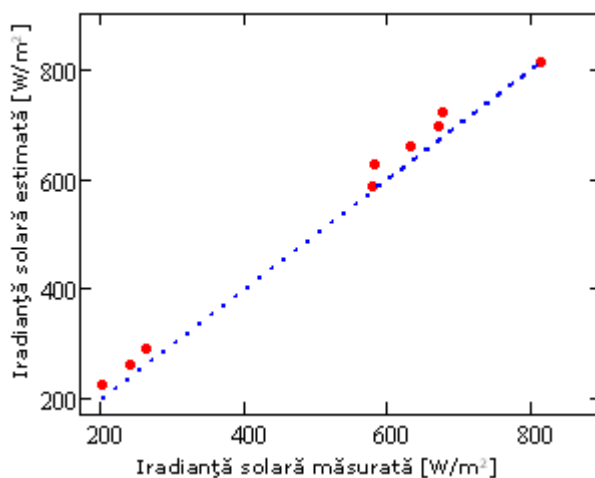


Fig. 6.6. Iradianța solară estimată în funcție de cea măsurată înregistrate în 26 mai

Valorile iradinației solare globale măsurate ( $G_{mas}$ ) și estimate cu modelul parametric ( $G$ ) calculate între răsărit și apus se suprapun aproape perfect (Fig. 6.7).

Acuratețea modelului este dată de cele două tipuri de erori calculate, valorile acestora fiind mici ( $rmse=5.05\%$  și  $mbe=4.82\%$ ).

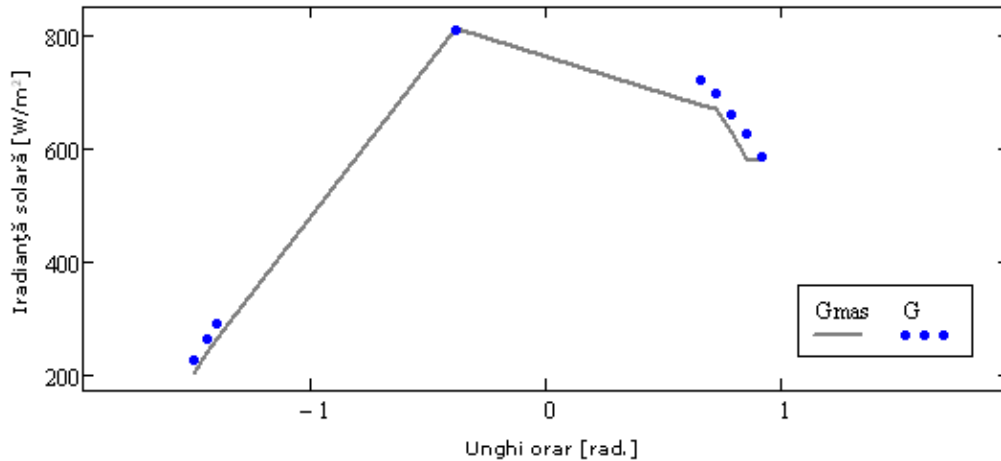


Fig. 6.7. Variația iradianței solare globale (G - iradianța solară globală, respectiv Gmas iradianța solară globală măsurată) în funcție de unghiul orar

#### 6.4.2 Aerosol de origine deșertică din data de 5 septembrie 2011

Cel de al doilea episod analizat este cel din data de 5 septembrie 2011, când deasupra Timișoarei s-au detectat intruziuni cu particule de aerosol de origine deșertică (cap. 5). În Fig.6.8 este redată iradianța solară estimată versus măsurată pe parcursul zilei, ținându-se cont de valorile de la fotometru solar și pyranometru. Numărul de măsurători (29) sunt distribuite pe prima bisectoare, indicând acuratețea modelul parametric dezvoltat ( $rmse = 2,3\%$  și  $mbe = -0,46\%$ ).

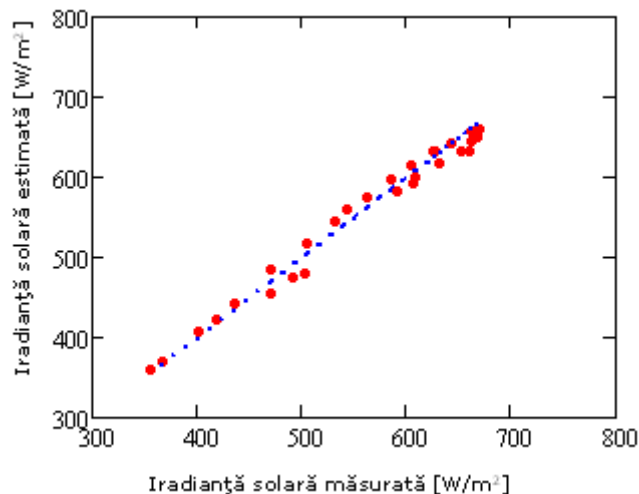


Fig. 6.8. Iradianța solară estimată în funcție de cea măsurată înregistrate în 5 septembrie

Valorile iradianței solare globale măsurate (Gmas) și estimate cu modelul parametric (G) calculate între răsărit și apus se suprapun aproape perfect (Fig. 6.9).

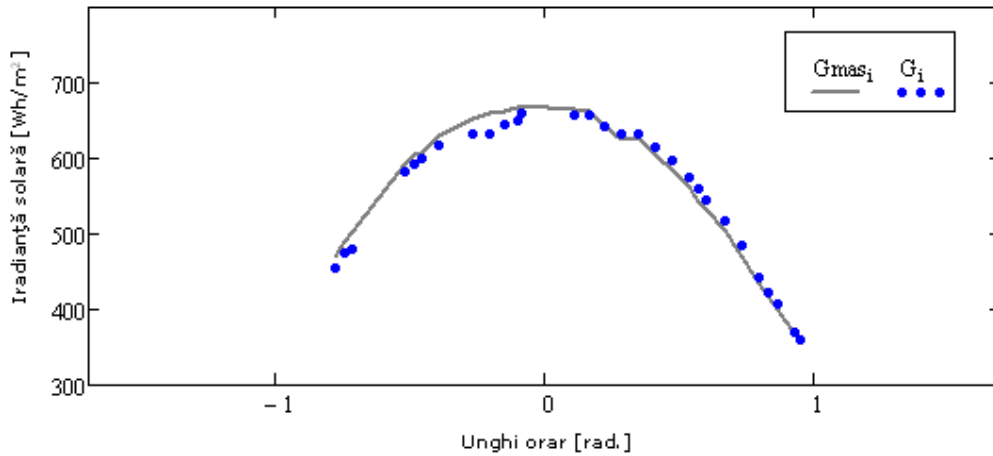


Fig. 6.9. Variația iradianței solare globale ( $G$  - iradianța solară globală, respectiv  $G_{mas}$  iradianța solară globală măsurată) în funcție de unghiul orar

### 6.4.3 Aerosol provenit din arderea biomasei din 18 septembrie

O altă sursă de poluare este cea în care aerosol provine din arderea biomasei. Distribuția măsurătorilor (11 puncte) în data de 18 septembrie 2011 este centrată pe prima bisectoare, indicând performanța modelul dezvoltat.

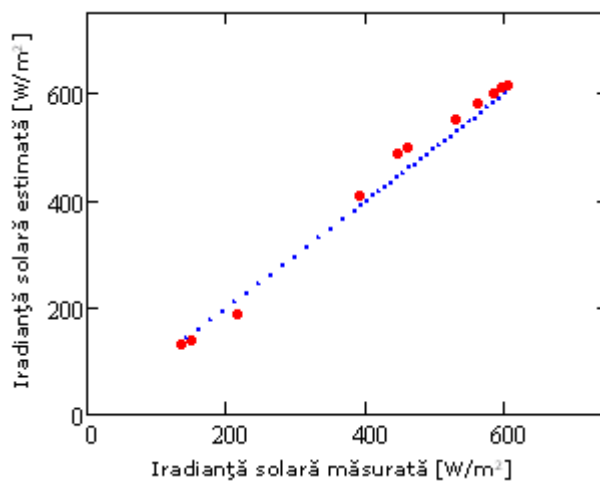


Fig. 6.10. Iradianța solară estimată în funcție de cea măsurată înregistrate în 18 septembrie

$rmse = 5.48 \%$

$mbe = 3.2 \%$

Valorile iradianței solare globale măsurate ( $G_{mas}$ ) și estimate cu modelul parametric ( $G$ ) calculate între răsărit și apus se suprapun aproape perfect (Fig. 6.11).

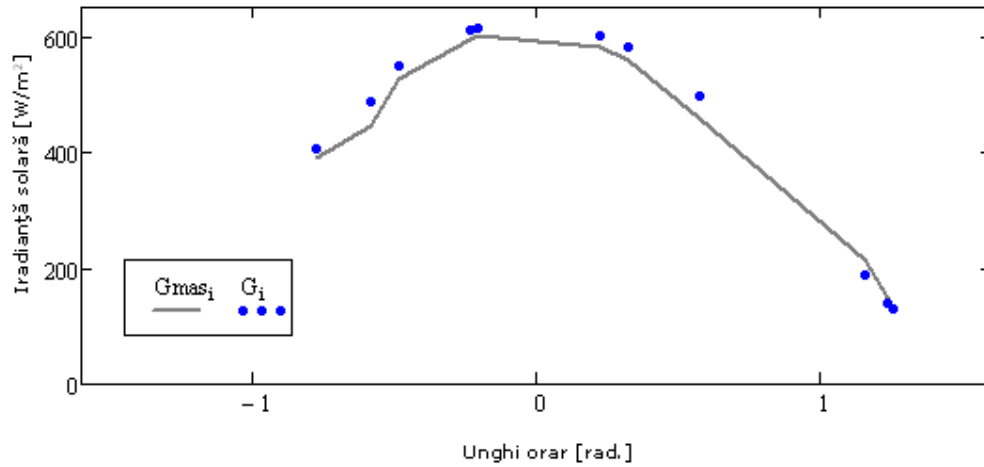


Fig. 6.11. Variația iradianței solare globale ( $G$  - iradianța solară globală, respectiv  $G_{mas}$  iradianța solară globală măsurată) în funcție de unghiul orar

#### 6.4.4 Poluarea de tip urban – industrial din data de 11 noiembrie

Din capitolul 5, pe parcursul anului 2011 a rezultat o poluare de tip urban – industrială. Ziua analizată pentru acest tip de poluare a fost 11 noiembrie. Numărul de măsurători (8) sunt distribuite pe prima bisectoare (Fig. 6.12), indicând acuratețea modelul dezvoltat ( $rmse = 5.84\%$  și  $mbe = -5.41\%$ ).

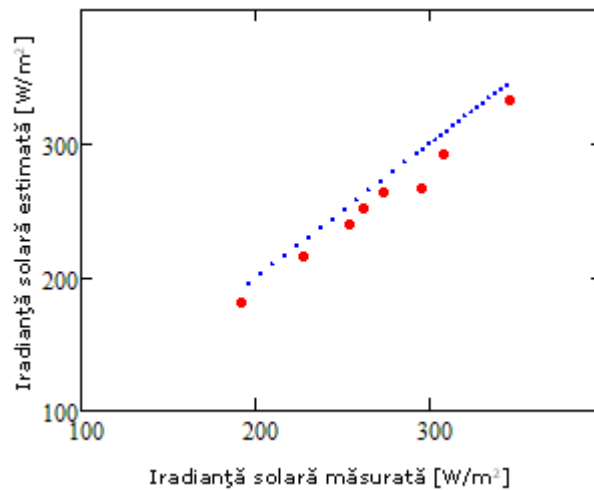


Fig. 6.12. Iradianța solară estimată în funcție de cea măsurată înregistrate în 11 noiembrie

Figura 6.13 reprezintă valorile iradianței solare globale măsurate ( $G_{mas}$ ) și estimate cu modelul parametric ( $G$ ) calculate între răsărit și apus.



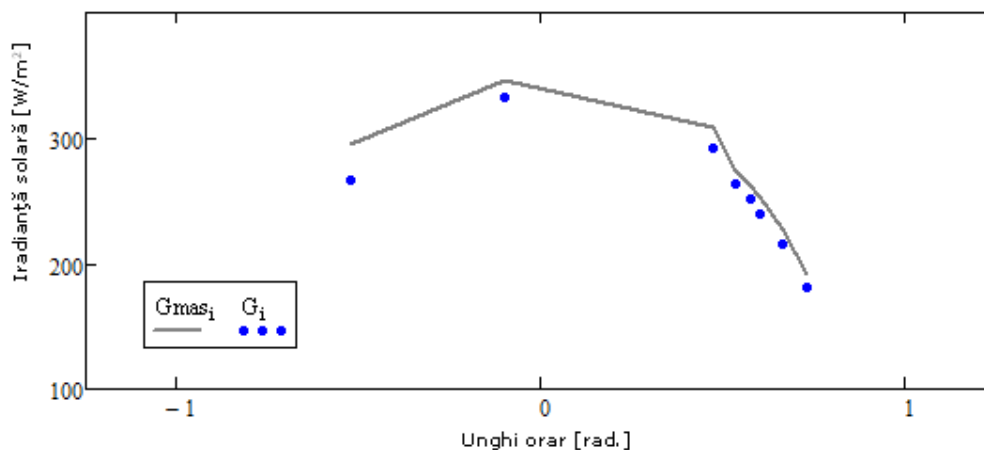


Fig. 6.13. Variația iradianței solare globale (G - iradianța solară globală, respectiv  $G_{mas}$  iradianța solară globală măsurată) în funcție de unghiul orar

Valorile indicatorilor statistici pentru cele patru episoade distincte de poluare sunt colectate în tabelul 6.3. Pentru calcularea iradianței solare globale poluată s-au folosit parametri de intrare din datele de la fotometru solar, iar coeficientul de turbiditate Angstrom a fost calculat cu formula 3.8. În cazul iradianței solare estimate s-au folosit aceiași parametri de intrare, dar valoarea coeficientul de turbiditate Angstrom a fost aleasă ca fiind cea climatologică.

Tabelul 6.3 Acuratețea modelului (abaterea pătratică medie și deviația standard)

Data	Iradiață solară poluată		Iradiață solară estimată	
	<i>rmse</i>	<i>mbe</i>	<i>rmse</i>	<i>mbe</i>
26 aprilie	0,08	- 0,038	0,067	0,03
26 mai	0,056	0,048	0,089	0,083
27 mai	0,075	0,073	0,091	0,089
28 mai	0,005	- 0,001	0,079	0,078
5 septembrie	0,023	- 0,004	0,144	0,143
18 septembrie	0,055	0,032	0,197	0,183
7 octombrie	0,076	0,071	0,072	0,071
11 noiembrie	0,058	- 0,054	0,158	0,15
17 noiembrie	0,076	- 0,06	0,238	0,229

Valorile pentru abaterea pătratică medie și deviația standard din tabelul 6.3, în cazul iradianței solare poluată sunt mici, acestea fiind în jurul valorii de 5 %, dacă se schimbă valoarea coeficientul de turbiditate Angstrom, valoarea crește.

În Fig. 6.14 este prezentată variația coeficientului de turbiditate Angstrom pentru fiecare episod de poluare. În data de 21 septembrie 2011, valoarea acestuia se apropie de 0,5. În zilele în care deasupra Timișoarei au fost particule de aerosoli provenite din arderea biomesei, valoare coeficientului de turbiditate Angstrom a fost în jurul valorii de 0,3. În cazul poluării cu aerosol provenit de la vulcanul Grimsvötn, în data de 26 mai, valoarea acestuia atinge un maxim la ora 09 GMT. Pentru zilele cu intruziune de praf deșertic, coeficientul de turbiditate Angstrom are valori mai mari de 0,2.

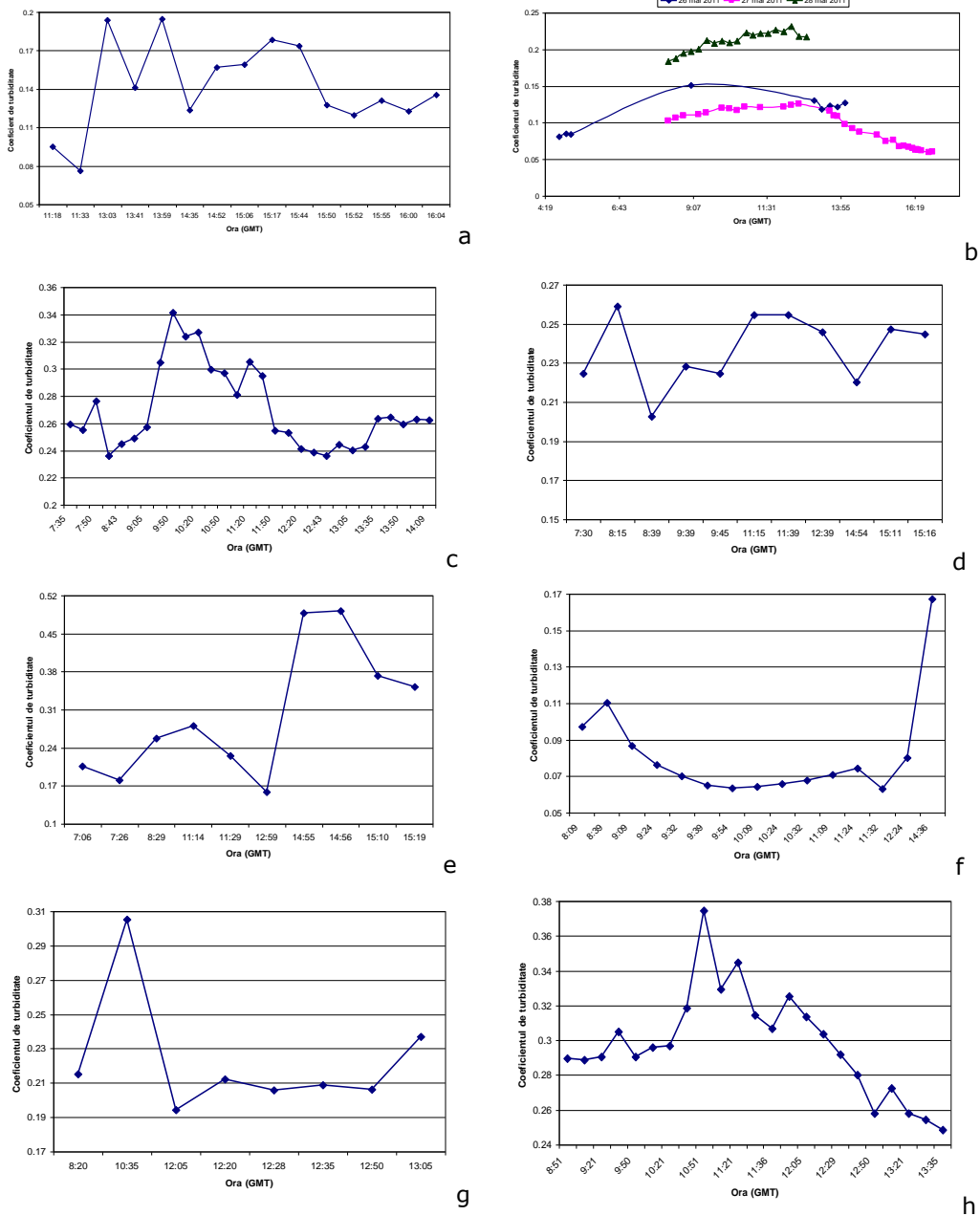


Fig. 6.14. Coeficientul de turbiditate Angstrom:  
 a – 26 aprilie; b – 26, 27 mai; c – 5 septembrie; d – 18 septembrie;  
 e – 21 septembrie; f – 7 octombrie; g – 11 noiembrie; h – 17 noiembrie

## 6.5 Influența aerosolilor asupra potențialului energetic solar în episoadele de poluare studiate

Modelul dat de ec. 6.19- 6.27 permite calculul iradianței solare globale folosind la intrare parametri mășurați în rețeaua AERONET. Pentru a calcula pierderile de energie solară colectabilă în episoadele de poluare studiate este necesar calculul iradierii solare, adică integrarea ecuațiilor 6.13 și 6.14 în raport cu timpul și sumarea rezultatelor pentru a obține componenta globală:

$$H_b = \frac{12}{\pi} \int_{\omega-7.5 \frac{15}{60 \cdot 180}}^{\omega+7.5 \frac{15}{60 \cdot 180}} G_b(\omega) d\omega \quad (6.49)$$

$$H_d = \frac{12}{\pi} \int_{\omega-7.5 \frac{15}{60 \cdot 180}}^{\omega+7.5 \frac{15}{60 \cdot 180}} G_d(\omega) d\omega \quad (6.50)$$

$$H = H_b + H_d \quad (6.51)$$

În ecuațiile (6.49) și (6.50) integrarea este realizată în raport cu unghiul orar, iar constanta  $12/\pi$  calibrează unitatea de măsură, în acest caz aceasta fiind  $\text{Wh/m}^2$ .

Procedura de evaluare a pierderilor este următoarea. În fiecare din zilele în care a fost studiat un eveniment de poluare s-a calculat iradierea solară într-un interval de 15 minute în jurul fiecărui punct de măsură a parametrilor. Fotometrul solar 645 măsoară la interval de 15 minute, așa că integrarea s-a efectuat pe un domeniu de unghi orar de  $2\omega$  radiani. Pentru fiecare zi au fost adunate iradiereile solare calculate pe fiecare domeniu, rezultând o valoare totală corespunzătoare intervalului de măsură din ziua respectivă. Calculul a fost efectuat având la intrare parametri mășurați, ceea ce conduce la valoarea estimată a iradierii solare în condițiile de poluare ( $H_p$ ) înregistrate și separat s-a realizat considerându-se un factor de turbiditate Angstrom 0,079 ca valoare climatologică pentru  $45^\circ\text{N}$  latitudine [106].

Pentru fiecare zi a fost calculată atenuarea cu formula 6.52, valorile acesteia pentru fiecare episod de poluare regăsindu-se în tabelul 6.4.

$$a = \frac{H_p - H_e}{H_e} \quad (6.52)$$

unde:  $a$  reprezintă atenuarea, exprimată în procente;  
 $H_p$  – iradierea solară calculată într-o zi poluată, în  $\text{Wh/m}^2$ ;  
 $H_e$  – iradierea solară estimată efectuată cu valoarea climatologică  $\beta$  (0,079), în  $\text{Wh/m}^2$ .

În zilele cu poluare coeficientul de turbiditate Angstrom își dublează sau triplează valoarea față de cea climatologică. În mod curent asemenea valori nu se întâlnesc ci apar în episoade izolate datorită deplasării maselor de aer care transportă diferite tipuri de particule.

## 6.6 Concluzii

Rezultatele analizate în acest capitol sunt prezentate în tabelul 6.4.

Tabelul 6.4. Valorile iradierii solare măsurate și estimate pentru fiecare episod de poluare

Data	Nr. mas.	$\Delta t$ [h, min]	$\beta_m$ [-]	$H_e$ [Wh/m <sup>2</sup> ]	$H_p$ [Wh/m <sup>2</sup> ]	$\Delta H/H_e$
26 aprilie	15	3 h 45 min	0,18	$1,592 \cdot 10^3$	$1,488 \cdot 10^3$	-0,065
26 mai	9	2 h 15 min	0,11	$1,259 \cdot 10^3$	$1,219 \cdot 10^3$	- 0,032
27 mai	31	5 h 45 min	0,09	$4,335 \cdot 10^3$	$4,274 \cdot 10^3$	- 0,014
28 mai	19	4 h 45 min	0,21	$3,831 \cdot 10^3$	$3,549 \cdot 10^3$	-0.073
5 septembrie	29	7 h 15 min	0,27	$4,633 \cdot 10^3$	$4,034 \cdot 10^3$	- 0,129
18 septembrie	11	2 h 45 min	0,24	$1,378 \cdot 10^3$	$1,202 \cdot 10^3$	- 0,128
7 octombrie	15	3 h 45 min	0,08	$2,041 \cdot 10^3$	$2,042 \cdot 10^3$	0,000
11 noiembrie	8	2 h	0,22	620,614	510,324	- 0,178
17 noiembrie	23	5 h 45 min	0,3	$1,822 \cdot 10^3$	$1,394 \cdot 10^3$	- 0,235

Se trag următoarele concluzii:

- Valorile iradianței solare din modelul parametric dezvoltat în teză se suprapun perfect cu cele măsurate;
- Acutețea modelului este dată de indicatori statistici: abaterea medie pătratică și deviația standard;
- S-a determinat iradierea solară pentru fiecare episod de poluare studiat, folosind modelul parametric creat în Mathcad 14,;
- De la o zi la alta se modifică și ceilalți parametri de intrare, care și ei influențează valorile iradierii solare;
- Pentru fiecare episod de poluare valoarea coeficientului de turbiditate Angstrom diferă;
- Dacă se folosește valoarea climatologică a lui  $\beta$ , valoarea iradierii solare estimată este mai mare decât cea măsurată;
- Valoarea iradierii solare calculată și estimată, în afara zilei de 11 noiembrie, este mai mare de 1 kWh/m<sup>2</sup>;
- Pentru episoadele de poluare studiate, radiația solară este atenuată între valorile 6,5 % și 23,5 %;
- În data de 7 octombrie, predomină o valoare a coeficientului de turbiditate Angstrom mică, sub 0,07 (Fig. 6.14), iar în partea a doua a zile crește, media acestuia fiind de 0,08
- Poluarea cu aerosoli are o influență considerabilă asupra energiei solare colectabile în data de 17 noiembrie, aceasta fiind atenuată cu 23,5 %;
- Centralele fotovoltaice trebuie amplasate cât mai departe de zone poluate;
- Prognoză episoadelor de poluare ar fi interesantă pentru operatori.

## 7 Concluzii și contribuții personale

Concluziile și contribuțiile personale ce rezultă din întreaga activitate de cercetare doctorală și prezentate în teza de doctorat demonstrează că obiectivul general "investigarea modului în care prezența aerosolului atmosferic influențează potențialul energetic solar" a fost realizat în mai multe etape, descrise pe larg în capitolele tezei.

Trebuie menționat faptul că obiectivul general al tezei nu ar fi putut fi realizat dacă fotometru solar 645 din dotarea Laboratorului Multifuncțional de Mașini Termice și Energii Regenerabile din cadrul Facultății de Mecanică nu ar fi fost pus în funcțiune. Acesta a fost conectat în rețeaua AERONET, furnizând o bază de date accesibilă public.

Zilnic s-a verificat transmiterea datelor de la fotometru solar, s-au depistat și rezolvat erorile date de instrument, dacă era cazul și s-au analizat rezultatele măsurărilor.

Prelucrarea datelor obținute de la fotometrul solar a fost posibilă datorită studiului teoretic făcut în primele patru capitole. Pe parcursul studiului s-au identificat mai multe episoade de poluare, care prin metode clasice nu au fost detectate.

Concluziile generale sintetizate din studiul proprietăților optice, chimice și fizice determinate din măsurătorile cu fotometrul solar 645 pentru episoadele de poluare din Timișoara sunt următoarele:

- S-a realizat analiza proprietăților optice, chimice și fizice pe parcursul anului 2011, și s-au observat variații sezoniere, dar s-au determinat și câteva episoade de poluare [74], [78];
- Viteza vântului și umiditatea relativă influențează valorile AOD, dar și pe cele ale conținutului de vapori de apă din atmosferă (Tabel 5.3) [74];
- Valoarea AOD-ului în zilele studiate a fost mare, media acestuia la lungimea de undă 440 nm fiind mai mare de 0,5 (Tabel 5.5);
- Valoarea parametrului Angstrom pentru zilele analizate este cuprinsă între 0,1 și 1,9 (praf deșertic, respectiv aerosol provenit din arderea biomasei);
- Din distribuția AOD-ului și a parametrului Angstrom în Timișoara, pe parcursul anului 2011, aerosolul predominant în atmosferă a fost de tip urban-industrial;
- Pentru toate episoadele de poluare, factorul de asimetrie are valoarea mai mare decât 0,66, împrăștierea fiind tot înainte (Tabel 5.5);
- Distribuția dimensională a particulei de aerosol are o formă bimodală [80];
- Din valorile SSA, în zilele de 26 aprilie și 5 septembrie are loc o răcire a atmosferei, respectiv o încălzire în celelalte zile analizate [80];

- Din rularea modelului Hysplit a reieșit originea traiectoriile maselor de aer care au trecut pe deasupra locului unde s-au efectuat măsurătorile;
- Din rularea software OPAC s-au determinat clasele (tipurile) de aerosol;
- Pentru validarea tipurilor de aerosol s-au folosit imagini satelitare Terra – MODIS, dar și modelul NAAPS;
- În 26 mai și 18 septembrie valoarea parametrului Angstrom este mare [87];
- Concentrația volumică pentru particulele fine în zile de 26 aprilie și 17 noiembrie 2011 este mare peste  $0,1 \mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ , raza particulelor fiind peste  $0,36$ ; respectiv  $0,24 \mu\text{m}$ ;
- În data de 18 septembrie 2011 predomină concentrația volumică grosieră, particulele de aerosol având raza de  $4,4 \mu\text{m}$  [80];
- Valoarea pentru partea reală și imaginară a indicelui de refracție calculată, este comparată cu cea din literatura de specialitate, dar și cu valoarea obținută din rularea software-ului OPAC;
- În zilele de 26 aprilie și 5 septembrie a predominat poluarea cu praf de origine deșertică [80], [81];
- În zilele 18 și 21 septembrie, 7 octombrie și 17 noiembrie atmosfera a fost încărcată cu aerosol provenit din incendierea biomasei [80];
- În data de 11 noiembrie în atmosferă au fost particule de aerosol de tip urban-industrial;
- Poluarea cu aerosoli are o influență considerabilă asupra energiei solare;
- Valoarea calculată a coeficientului de turbiditate Angstrom pentru episoadele studiate este de aproape două, trei ori mai mare decât cea climatologică (Fig. 6.14);
- Acuratețea modelului este dată de cei doi indicatori statistici calculați pentru fiecare episod de poluare (Tabel 6.3);
- În capitolul 6, sunt prezentate rezultatele aplicării modelului în Timisoara în condițiile unei atmosfere clare (a fost considerat un nivel de aerosoli egal cu media climatologică) și pentru atmosfera poluată din episoadele studiate. Din compararea rezultatelor în cele două situații s-a determinat efectul pe care-l are poluarea cu aerosoli asupra energiei solare colectabile și, implicit, asupra energiei furnizate de o centrală fotovoltaică;
- Pentru o operare cât mai eficientă a unei centrale fotovoltaice este necesară cunoașterea prognozei de energie solară, pentru a compensa fluctuațiile datorate modificării conținutului atmosferei și a norilor pasageri;
- În data de 27 mai 2011, pentru o valoare a coeficientului de turbiditate Angstrom de  $0,09$ , atenuarea radiației solare este  $1,4 \%$ ;
- Iradierea solară în data de 17 noiembrie 2011 este atenuată cu  $23,5 \%$ .

**Contribuțiile personale** aduse acestei teze sunt:

- Întocmirea unei baze de date conținând valori medii orare, zilnice și lunare ale parametrilor optici, chimici și fizici ai aerosolului determinată din datele măsurate cu fotometru solar, amplasat pe acoperișul Facultății de Mecanică, având coordonatele geografice 45.74 N și 21.22 E;
- Determinarea coeficientului de turbiditate Angstrom;
- Determinarea tipului de aerosol care a predominat în Timișoara, pe parcursul anului 2011;
- Determinarea episoadelor de poluare în Timișoara;
- Compararea proprietăților aerosolului obținute din măsurătorile fotometrului solar cu imagini satelitare și cu modele de prognoză;
- Realizarea unui model parametric pentru modelarea transferului radiativ din atmosferă, ținându-se cont de patru parametri de intrare;
- Validarea modelului prin compararea cu alte modele empirice și parametrică care determină radiația solară în condiții de cer senin;
- Aplicarea modelului pentru fiecare episod de poluare studiat. S-a urmărit efectul pe care-l are coeficientul de turbiditate Angstrom asupra iradierii solare globale;
- Aplicarea modelului pentru fiecare episod de poluare, când se ia în considerare valoarea climatologică a coeficientului de turbiditate Angstrom;
- Identificarea influenței aerosolilor asupra potențialului energetic solar în episoadele de poluare studiate;
- Determinarea acurateții aproximării valorilor măsurate folosind doi indicatori statistici: abaterea pătratică medie și deviația standard;
- Determinarea pierderilor de energie solară colectabilă în episoadele de poluare studiate.

## Bibliografie

- [1] Seinfeld, J. H., Pandis S. N., Atmospheric chemistry and physics. From air pollution to the climate change, John Wiley & Sons, 1998.
- [2] Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Climate Change 2007, Fourth Assessment Report, on line: <http://www.ipcc.ch/ipccreports/ar4-wg1.htm>, 2007.
- [3] Junge C. E., Air chemistry and Radioactivity, Academic Press Inc, New York, 1963.
- [4] Moosmuller H., Chakrabarty R. K., Arnott W. P., Aerosol light absorption and its measurement: A review, Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer, Vol. 110, p. 844–878, 2009.
- [5] Hansen, J., M. Sato, R. Ruedy, Radiative forcing and climate response, Journal of Geophysical Research, Vol. 102, No. D6, p. 6831-6864, 1997.
- [6] Hansen, J., M. Sato, R. Ruedy, A. Lacis, V. Oinas, Global warming in the twenty-first century: An alternative scenario. Proc. Natl. Acad. Sci. USA, Vol. 97, p. 9875- 9880, 2000.
- [7] Ackerman, A. S., O. B. Toon, D. E. Stevens, A. J. Heymsfield, V.Ramanathan, and E. J. Welton, Reduction of tropical cloudiness by soot, Science, Vol. 288, p. 1042–1047, 2000.
- [8] Kaufman, Y.J., D. Tanre, O. Boucher, A satellite view of aerosols in the climate system, Nature, Vol. 419, p. 215-223, 2002.
- [9] Kaufman J. Y., Tanré D., Dubovik O., Karnieli A., Remer L.A., Absorption of sunlight by dust as inferred from satellite and ground-based remote sensing, Geophys. Res. Lett. Vol. 28, p. 1479-1483, 2001.
- [10] Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanre D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakajima T., Lavenue F., Jankowiak I., Smirnov A., AERONET- A federated instrument network and data archive for aerosol characterization, Remote Sens. Environ., Vol. 66, p. 1 – 16, 1998;
- [11] Holben B.N., Tanre D., Smirnov A., Eck T. F., Slutsker I., Abuhassan N., Newcomb W. W., Schafer J., Chatenet B., Lavenue F., Kaufman Y. J , Vande Castle J., Setzer A., Markham B., Clark D., Frouin R., Halthore R., Karnieli A., O'Neill N.T., Pietras C., Pinker R. T., Voss K., Zibordi G., An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol Optical Depth from AERONET, J. Geophys. Res., Vol. 106, p. 12 067-12 097, 2001.
- [12] Dubovik O., Holben B. N., Lapyonok T., Sinyuk A., Mishchenko M. I., Yang P., Slutsker I., Non-spherical aerosol retrieval method employing light scattering by spheroids, Geophysical Research Letters, Vol. 10, 10.1029/2001GL014506, 2002a.
- [13] Dubovik O., Holben B. N., Eck T. F., Smirnov A., Kaufman Y. J., King M. D., Tanré D., Slutsker I., Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations, Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 59, p. 590-608, 2002b.



- 
- [14] Hinds, W. C., *Aerosol technology*, John Wiley & Sons, New York, 1999.
- [15] Raes, F., Bates, T., MCGovern, F., Van Liedekerke, A., *The 2nd Aerosol characterization experiment: general overview and main results*, *Tellus*, 2000.
- [16] Popescu F., Ionel I., Lontis N., Calin L., Dungan I. L., *Air quality monitoring in an urban agglomeration*, *Romanian Journal of Physics*, Vol. 53, No. 3-4, p. 495-506, 2011.
- [17] Fenger J., *Urban Air Quality*, *Atmospheric Environment*, Vol. 33, No. 29, p. 4877-4900, 1999.
- [18] Morawska L., Thomas S., Jamriska M., Johnson G., *The modality of particle size distributions of environmental aerosols*, *Atmospheric Environment*, Vol. 33, pp. 4401-4411, 1999.
- [19] Heintzenberg J., Covert D. C., Van Dingenen R., *Size distribution and chemical composition of marine aerosols: a compilation and review*, *Tellus, Ser. B*, Vol. 48, p.197-212, 2000.
- [20] Stefan S., *Fizica Aerosolului Atmosferic*, Editura All, 1998.
- [21] Meszaros A., *On distribution of atmospheric aerosol particles of different composition*, *Atmospheric Environment*, Vol. 11, No. 11, p. 1075 – 1081, 1967.
- [22] Whitby K.T., Cantrell B., *Fine particles*. In *International Conference on Environmental Sensing and Assessments*, Las Vegas, NV, Institute of Electric and Electronic Engineers, 1976.
- [23] Wilson W. E., Chow J. C., Claiborn C., Wei F. S., Engelbrecht J., Waltson J.G., *Monitoring of particulate matter outdoors*, *Chemosphere*, Vol. 49, p. 1009 – 1043, 2002.
- [24] Vesala T., Kulmala, Rudolf M., Vrtala R., Wagner P. A., *Models for condensation growth and evaporation of binary aerosol particles*, *Journal Aerosol Science*, Vol. 28, No. 4, p. 565-598, 1997.
- [25] Nicolae D., *Tehnici lidar pentru caracterizarea aerosolilor din atmosfera joasă*, Teza de doctorat, 2006.
- [26] Popescu F., Ionel I., Ungureanu C., *Ambient air quality measurements in Timisoara. Current situation and perspectives*, *Journal of Environmental Protection and Ecology*, Vol. 10, No. 1, p. 14 – 22, 2009.
- [27] Lioussé C., Penner H., Chuand J. E., Walton C., Eddleman J. J., Cachier H., *A global three – dimensional model study of carbonaceous aerosols*, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, p. 19411 – 19432, 1996.
- [28] Kumagai K., Iijima A., Tago H., Tomioka A., Kozawa K., Sakamoto K., *Seasonal characteristics of water – soluble organic carbon in atmospheric particles in the inland Kanto plain, Japan*, *Atmospheric Environment*, Vol. 43, p. 3345 – 3351, 2009.
- [29] Ramaswamy V., Boucher O., Haigh J. Hauglustaine D., Haywood J., Myhre G., Nakajima T., Shi G. Y., Solomon S., *Radiative Forcing Climate Change*, in *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, p. 349-416, Houghton, J.T., al. (eds), Cambridge U. Press, Cambridge. 2001.

- [30] Kacenenbogen M., Application of remote sensing to monitoring air pollution, Doctoral thesis, France, 2008.
- [31] Nyeki S., Weingartner E., Streit N., Colbeck I., Gaggeler H. W., Baltensperger U., The background aerosol size distribution in the free troposphere: an analysis of the annual cycle at a high – alpine site, *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, Vol. 103, p. 31746 – 31761, 1998.
- [32] John W., Size distribution characteristics of aerosols, 2001.
- [33] Malm W. C. et al., Spatial and seasonal trends in particle concentration and optical extinction in the United States, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93, p. 1357 – 1370, 1994.
- [34] Kotchenruther R. A., Hobbs P. V., Hegg D. A., Humidification factors for atmospheric aerosol off the mid – Atlantic coast of United States, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 104, No. D2, p. 2239 – 2252, 1999.
- [35] Hanel G., The properties of atmospheric aerosol particles as function of relative humidity at thermodynamic equilibrium with surrounding moist air, *Adv. In Geophys.*, Vol.19, p. 73 – 188, 1976.
- [36] Rayleigh L., On the transmission of light through an atmosphere containing many small particles in suspension, an on the origin of the blue of the sky, *Phil. Mag.*, Vol. 47, p. 375 – 384, 1889.
- [37] Mie G., Beitrage zur optic truber medien, speziell kolloidaler metallosungen, *Ann. Geophys.*, Vol. 25, p. 377 – 445, 1908.
- [38] Yee, S. K., Numerical solution of initial boundary value problems involving maxwell's equations in isotropic media, *Ieee Trans. Antennas Propag.* Vol. 14, p. 302–307, 1966.
- [39] Shaw G. E., Sun photometry, *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 64, p. 4–11, 1983.
- [40] Angstrom A., The parameters of atmospheric turbidity, *Tellus*, Vol. 16, p. 64 – 75, 1964.
- [41] Eck T. F., Holben B. N., Reid J. S., O'Neill N. T., Schafer J. S., Dubovik O., Smirnov A., Yamasoe M. A., Artaxo P., High aerosol optical depth biomass burning events: A comparison of optical properties for different source regions, *Geophysical. Research. Letters*, Vol. 30, No. 20, p. ASC 1 – ASC 4, 2003.
- [42] Gobbi G. P., Kaufman Y. J., Koren I., Eck T. F., Classification of aerosol properties derived from AERONET direct sun data, *Atmospherical Chemical Physics*, Vol. 7, p. 453-458, 2007.
- [43] Stefan S., Mihai L., Nicolae D., Boscornea A., Angstrom turbidity in the lower layers of the troposphere, *Environmental Engineering and Management Journal*, Vol. 10, No.1, p. 133 – 138, 2011.
- [44] Bond T. C., Bergstrom R.W., Light absorption by carbonaceous particles: an investigative review, *aerosol Science and Technology*, Vol. 40, No. 1, p. 27 – 67, 2006.
- [45] Shettle E. P., Fenn R. W., Models for the aerosol of the lower atmosphere and the effect of humidity variations on their optical properties, *Opt. Phys. Div., Air Force Geophys. Lab., Hanscom Air Force Base, Mass.*, 1979.

- [46] Leon J. F., Evaluation de l'impact radiatif des aerosols d'origine anthropique a l'echelle regionale grace a une synergie instrumentale entre teledetection et mesures in - situ, These de l' Univesite Paris 7, Paris, 2000.
- [47] Chazette P., Ioussé C., A case study of optical land chemical ground apportionment for urban aerosol in thessaloniki, Atmospheric Environment, Vol. 35, p. 2497 - 2506, 2001.
- [48] D'Almeida G., On the variability of desert aerosol radiative characteristics, J. Geophys. Res., 1987.
- [49] Marley N. A., Gaffney S. G., Baird J. C., Blazer C. A., Drayton P.J. Frederick J. E., An empirical method for determination of the complex refractive index of size - fractionated atmospheric aerosols for radiative transfer calculation, Aerosol Sci. Technol. Vol. 34, p. 535 - 549, 2001.
- [50] Von Hoyningen - Huene W., Schidt T., Chan A. K., Heintzenberg J., Neusuess C., climate relevant aerosol parameters of South - East - Asian forest fire haze, Journal of aerosol Science, Vol. 29, p. 1259 - 1260, 1998.
- [51] Sun photometer - User Manual, version 4.6.
- [52] Rollin E. M., An introduction to the use of Sun photometry for the atmospheric correction of airborne sensor data.
- [53] Dubovik O., King M. D., A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements, Journal of Geophysical Research, Vol. 105, No. 20, p. 673-696, 2000.
- [54] Dubovik O., Smirnov A., Holben B. N., King M. D., Kaufman Y. J., Eck T. F., Slutsker I., Accuracy assessment of aerosol optical properties retrieval from AERONET sun and sky radiance measurements, Journal of Geophysical Research, Vol.105, p. 9791-9806, 2000.
- [55] Dubovik O., Optimization of Numerical Inversion in Photopolarimetric Remote Sensing, in Photopolarimetry in Remote Sensing (G. Videen, Y. Yatskiv and M. Mishchenko, Eds.), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, p. 65-106, 2004.
- [56] Dubovik O., Sinyuk A., Lapyonok T., Holben B. N., Mishchenko M., Yang P., Eck T. F., Volten H., Munoz O., Veihelmann B., van der Zander, Sorokin M., Slutsker I., Application of light scattering by spheroids for accounting for particle non-sphericity in remote sensing of desert dust, Journal of Geophysical Research, Vol. 111, 2006a.
- [57] Sinyuk A., Dubovik O., Holben B.N., Eck T. F., Breon F. M., Martonchik J., Kahn R., Diner D. J., Vermote E. F., Roger J. C., Lapyonok T., Slutsker I., Simultaneous retrieval of aerosol and surface properties from a combination of AERONET and satellite data, Remote Sens. of Environ., 2006.
- [58] Dubovik O., Sinyuk A., et al., Enhanced retrieval of aerosol properties from atmospheric radiation measured by AERONET Sun/sky-radiometers, 2006b.
- [59] Dubovik O., Sinyuk A., Lapyonok T., Holben B. N., Mishchenko M., Yang P., Eck T. F., Volten H., Munoz O., Veihelmann B., van der Zande W. J., Leon J. F., Sorokin M., Slutsker I., Application of spheroid models to account for aerosol

- particle nonsphericity in remote sensing of desert dust, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 111, p. 34, 2006;
- [60] Dubovik O., Herman M., Holdak A., Lapyonok T., Tanré D., Deuzé J. L., Ducos F., Sinyuk A., Lopatin A. Statistically optimized inversion algorithm for enhanced retrieval of aerosol properties from spectral multi-angle polarimetric satellite observations, *Atmos. Meas. Tech.* Vol. 4, p. 975–1018, 2011.
- [61] ASTPWin - User manual.
- [62] Michalsky J., The astronomical almanac's algorithm for approximate solar position (1950 - 2030), *Solar Energy*, Vol. 40, p. 227 - 235, 1998.
- [63] Kasten F., Young A.T., Revised optical air mass tables and approximation formula, *App. Opt.*, Vol. 28, p. 4735 - 4738, 1989.
- [64] Langley S. P., The bolometer and radiant energy, *Proc. Amer. Acad. Arts Sci.*, Vol. 16, p. 342, 1881.
- [65] O'Neill N.T., Miller J. R., A combined solar aureole and solar beam extinction measurements. 1: Calibration considerations, *Appl. Opt.*, Vol. 23, p. 3691 - 3696, 1984.
- [66] Paulescu M., Stefu N., Tulcan-Paulescu E., **Calinoiu D.**, Neculae A., Gravila P., UV solar irradiance from broadband radiation and other meteorological data, *Atmospheric Research*, Ed. Elsevier B.V., ISSN: 0169-8095, Vol. 96, Issue 1, p. 141-148, 2010.
- [67] Bodhaine B. A., Wood N. B., Dutton E. G., Slusser J. R., On Rayleigh optical depth calculations, *J. Atmos. And Ocean. Tech.*, Vol.16, p. 1854 - 1861, 1999.
- [68] Burrows J. P., Richter A., Dehn A., Deters B., Himmelmann, S., Voigt S., Orphal J, Atmospheric remote - sensing - referece data from GOME: 2. temperature - dependent absortion cross section of O3, in the 231 - 794 nm range, *JQSRT*, Vol. 61, p. 509 - 517, 1999.
- [69] Standard US 1976 model.
- [70] Scmid et al., comparison of modeled and empirical approaches for retriving columnar water vapor from solar transmittance measurements in the 0.94 micron region, *J. Geophys. Res.*, Vol. 101, p. 9345 - 9358, 1996
- [71] Smirnov A., Holben B. N., Eck T. F., Slutsker I., Chatenet B., Pinker R. T., Diurnal variability of aerosol optical depth observed at AERONET (Aerosol Robotic Network) sites, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 29, No. 23, p. 2115, doi:10.1029/2002GL016305, 2002.
- [72] Halthore R.H., Eck T. F., Holben B. N., Markham B. L., Sunphotometric measurements of atmospheric water vapor column abundance in the 940 - nm band. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, p. 4343 - 4352, 1997.
- [73] Smirnov A., Holben B. N., Eck T. F., Dubovik O., Slutsker I., Cloud-screening and quality control algorithms for the AERONET database, *Rem. Sens. Environ.*, Vol. 73 (3), p. 337-349, 2000.
- [74] **Calinoiu D.**, Ionel I., Trif-Tordai Analysis of aerosol optical properties in Timisoara, *JOAM*, în curs de publicare.

- [75] O'Neill N.T., Eck T.F., Smirnov A., Holben B.N., Thulasiraman S., Spectral discrimination of coarse and fine mode optical depth, *Journal Of Geophysical Research*, Vol. 108, No. D17, p. 4559 - 4573, 2003.
- [76] **D. Calinoiu**, G. Trif Tordai, I. Ionel, M. Pavlović, F. Popescu, M. Ševaljević, L. Makra, N. Lontiș, "Study on atmospheric water vapor content, comparing data collected from weather station and sun photometer direct measurements", II International Conference "Ecology of Urban Areas 2012", Zrejanin, Serbia, acceptată.
- [77] **D. Calinoiu**, I. Ionel, G. Trif-Tordai, "Analysis of atmospheric water vapour from sun photometric measurements", , *Buletinul Științific al Universității "Politehnica" din Timișoara, Seria Mecanică*, acceptata.
- [78] **Calinoiu D.**, Ionel I., Vetres I., Nisulescu C., Trif - Tordai G., Comparative analysis of aerosol optical properties using sun photometer, Conference on Environmental Remote Sensing, Măgurele, Romania, 28-30 September, 2011.
- [79] **Calinoiu D.**, Ionel I., Trif - Tordai G., Analysis of Aerosol Optical Thickness in Timisoara from Aeronet Observations, *Strojarsstvo*, Vol. 53, No. 5, p. 291 - 390, 2011.
- [80] **Calinoiu D.**, Ionel I., Popescu F., Trif - Tordai G., Nisulescu C., Characteristics of aerosol types from sun photometer measurements, 6th International Conference SIPA'11, p.6-10, Nyiregyhaza, Hungary, November 10-12, 2011.
- [81] **Calinoiu D.**, Ionel I., Trif Tordai G., A study for transmission of sunlight through the atmosphere using sun photometer, I International Conference „Ecology of Urban Areas 2011, 30 September 2011, Ecka, Serbia.
- [82] **Calinoiu D.**, Aerosol investigation using sun photometer, Workshop – ul nr. 2, 24-25 nov. 2011, Universitatea „Politehnica” din Timișoara.
- [83] **Calinoiu D.**, Ionel I., Popescu F., Trif-Tordai G., Sun photometer for aerosols investigation, Proceedings of the International Workshop „Global and Regional Environmental Protection” G.L.O.R.E.P., ISBN: 978-606-554-210-5, Ed. Politehnica, Timisoara, Romania, Vol.1, p.285 - 289, Nov. 2010.
- [84] **Calinoiu D.**, Ionel I., Trif-Tordai G., Nisulescu C., Study of microphysical properties of aerosol particles using sun photometer, International conference "Knowledge, culture, science the fundament of quality of life in society" , Timisoara, Romania, Nov. 2010.
- [85] **Calinoiu D.**, Trif-Tordai G., Dungan L., Relevant aspects of the real time monitoring for the aerosols using the sun photometer, *Buletinul Științific al Universității "Politehnica" din Timișoara, Seria Mecanică*, ISSN: 1224 - 6077, Ed. Politehnica Timișoara, Romania, Vol. 55(69), No. 2, p. 54-57, 2010.
- [86] **Calinoiu D.**, Ionel I., Popescu F., Trif-Tordai G., Nisulescu C., Vetres I., Recent sun photometry measurements in Romania, as part of the AERONET Network, *Termotehnica*, ISSN-L: 1222-4057, ISSN (online): 2247-1871, Ed. AGIR, Romania, No. 2, p. 34-37, 2011.
- [87] **Calinoiu D.**, Ionel I., Trif-Tordai G., Research regarding aerosol properties of the Grimsvötn ash by applying sun photometry, *Rev. Chim*, Vol. 63, No.8, p. 846 - 850, 2012.

- [88] Voltz F., Infrared optical constants of aerosol at some locations, *Applied Optics*, Vol. 22, No. 23, p. 3690 – 3700, 1983.
- [89] Voltz F., Infrared refractive index of atmospheric aerosol substances, *Applied Optics*, Vol. 11, No. 4, p. 755 – 759, 1972.
- [90] Voltz F., Infrared optical constants of ammonium sulfate, Sahara dust, volcanic pumice and fly ash, *Applied Optics*, Vol.12, p. 564 – 568, 1973.
- [91] Arason P., Bjornsson H., Petersen G. N., Roberts M.J., Collins M., Eruptive flow rate resonance during the Grímsvötn 2011 volcanic eruption in Iceland, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 14, EGU2012-9597, 2012.
- [92] Cazacu M., Timofte A., Talianu C., Nicolae D., Gheorghe D., Gurlui S., Iasi county: atmospheric volcanic ash cloud investigations. Modeling – forecast and experimental environmental approach, *Conference on Environmental Remote Sensing*, Magurele, Romania, 28-30 September, 2011.
- [93] Gueymard C., SMARTS2, A simple model of the atmospheric radiative transfer of sunshine, *Florida Solar Energy Center*, p. 1-84, 1995.
- [94] Gueymard C., Parameterized transmittance model for direct beam and circumsolar spectral irradiance, *Solar Energy*, Vol. 71, p. 325–346, 2001.
- [95] Carlson T. N., Benjamin S. G., Radiative heating rates for saharan dust, *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 37, No. 1, p. 193 - 213 1980.
- [96] Sokolik I., Andronova A., Johnson T., Complex refractive index of atmospheric dust aerosols, *Atmospheric environment*, Vol. 27A, No. 16, p. 2495 – 2502, 1993.
- [97] De Tomasi F., Blanco A., and Perrone M. R., Raman lidar monitoring of extinction and backscattering of African dust layers and dust characterization, *Appl. Opt.*, Vol. 42, p. 1699–1709, 2003.
- [98] Hess M., Koepke P., Schult I., Optical properties of aerosols and clouds: the software package OPAC, *Buletin of the American Meteorological Society*, Vol. 79, No. 5, p. 831 – 844, 1998.
- [99] Iacobescu F, Badescu V (2012) The potential of the local administration as driving force for the implementation of the National PV systems Strategy in Romania. *Renewable Energy* 30, 117–125.
- [100] Nistorescu L (2012) *Renasterea Banateana*, 6805, pp. 1
- [101] **Calinoiu D.**, Ionel I., Efficiency of first generation photovoltaic panels, *Buletinul Științific al Universității "Politehnica" din Timișoara, Seria Mecanică*, ISSN: 1224 - 6077, Ed. Politehnica Timișoara, Vol. 54, No. 4, p. 39-43, 2009.
- [102] **Calinoiu D.**, Ionel I., Solar energy power systems as renewable energy technique of the future, *Journal of Optoelectronics and Advanced Materials*, ISSN: 1454- 4164, Vol.12, Issue 5, p. 1220- 1225, 2010.
- [103] Nisulescu C., Ionel I., **Calinoiu D.**, Vetres I., Air pollution monitoring in a town nearly power plant, *Proceedings of the 8th WSEAS International Conference on Environment, Ecosystems and Development (EED'10)*, ISBN: 978-960-474-261-5, p.181 - 185, 2010.

- [104] Nisulescu C., **Calinoiu D.**, Timofte A., Boscornea A., Talianu C., Diurnal variation of particulate matter in the proximity of Rovinari fossil fuel power plant, *Environmental Engineering and Management Journal*, ISSN: 1582-9596, Vol. 10, No. 1, p. 99-105, 2011.
- [105] C. Nişulescu, I. Ionel, **D. Călinoiu**, "New methods for determination SO<sub>2</sub> emissions", International Conference Integrated Systems for Agro Food Production, SIPA'11, Ed. Laszlo Sikolya, Gabor Pay, Nyiregyhaza, ISBN: 978-606-569-312-8, Hungary, pp.100-103, Nov. 10-12, 2011
- [106] Leckner B., 1978: The spectral distribution of solar radiation at the earth's surface -elements of a model, *Solar Energy* 20, 143-150.
- [107] Spencer W., Fourie series representation of the position of the sun, *Search*, Vol. 2, p. 172, 1971.
- [108] Gueymard C. A., Prediction and validation of cloudless shortwave solar spectraincident on horizontal, tilted, or tracking surfaces, *Solar Energy*, doi:10.1016/j.solener.2007.04.007, 2008.
- [109] Paulescu M., Schlett Z., A simplified but accurate spectral solar irradiance model, *Theor. App. Climatol.*, Vol. 75, p. 203 – 211, 2003.
- [110] Mason J. C., Handscomb D. C., Chebyshev polynomials. Chapman & Hall / CRC, Boca Raton, 2003.
- [111] Sommariva A., Vianello M., Zanovello R., Adaptive bivariate Chebyshev approximation, *Numer. Algorithms*, Vol. 38, No. 1-3, p.79 – 94, 2007.
- [112] Yang K., Huang G. W., Tamai N., A hybrid model for estimating global solar irradiance, *Solar Energy*, Vol. 70, p. 13-22, 2001.
- [113] Paulescu M., Schlett Z., Performance assessment of global solar irradiation models under Romanian climate, *Renew. Energ.*, Vol 29, p. 767 – 777, 2004.
- [114] Gueymard C. A., Mathematically integrable parametrization of clear sky beam and global irradiances and its use in daily irradiation applications, *Solar Energy*, Vol. 50, p. 385 – 397, 1993a.
- [115] Hottel H. C., A simple model for estimating the transmittance of direct solar radiation through clear atmosphere, *Solar Energy*, Vol. 18, p. 129 – 139, 1976.
- [116] Bugler J. W. The determination of hourly insolation on an inclined plane using a diffuse irradiance model base don hourly measured global horizontal insolation, *Solar Energy*, Vol. 19, p.4 – 11, 1977.
- [117] Adnot J., Bourges B., Campana D., Gicquel R, Utilisation des courbes de frequence cumulees pour le calcul des instalation solaires. In analyse statistique des processus meteorologiques appliquee a l' energie solaire, Lestienne R.Paris, p. 9 – 40, 1979.
- [118] Paulescu M., Dughir C., Tulcan-Paulescu E., Lascu M., Gravila P., Jurca T., Solar radiation modeling and measurements in Timisoara, Romania: data and model quality, *Environmental Engineering and Management Journal*, Vol.9, No. 8, p. 1089 - 1095, 2010.