

STUDII ȘI CERCETĂRI PRIVIND IMPLEMENTAREA SISTEMULUI MULTICANAL "TOLI" PENTRU INVESTIGAREA ATMOSFEREI JOASE

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

Ing. Vetreș Ion

Conducător științific: prof.dr.ing.habil Ioana IONEL
Referenți științifici: prof.dr. Sabina Ștefan
prof.dr.ing. Alexandru OZUNU
Prof.dr. Daniel VIZMAN

Ziua susținerii tezei: 24.09.2011

Seriile Teze de doctorat ale UPT sunt:

- | | |
|------------------------|---|
| 1. Automatică | 7. Inginerie Electronică și Telecomunicații |
| 2. Chimie | 8. Inginerie Industrială |
| 3. Energetică | 9. Inginerie Mecanică |
| 4. Ingineria Chimică | 10. Știința Calculatoarelor |
| 5. Inginerie Civilă | 11. Știința și Ingineria Materialelor |
| 6. Inginerie Electrică | |

Universitatea „Politehnica” din Timișoara a inițiat seriile de mai sus în scopul diseminării expertizei, cunoștințelor și rezultatelor cercetărilor întreprinse în cadrul școlii doctorale a universității. Seriile conțin, potrivit H.B.Ex.S Nr. 14 / 14.07.2006, tezele de doctorat susținute în universitate începând cu 1 octombrie 2006.

Copyright © Editura Politehnica – Timișoara, 2006

Această publicație este supusă prevederilor legii dreptului de autor. Multiplicarea acestei publicații, în mod integral sau în parte, traducerea, tipărirea, reutilizarea ilustrațiilor, expunerea, radiodifuzarea, reproducerea pe microfilme sau în orice altă formă este permisă numai cu respectarea prevederilor Legii române a dreptului de autor în vigoare și permisiunea pentru utilizare obținută în scris din partea Universității „Politehnica” din Timișoara. Toate încălcările acestor drepturi vor fi penalizate potrivit Legii române a drepturilor de autor.

România, 300159 Timișoara, Bd. Republicii 9,
tel. 0256 403823, fax. 0256 403221
e-mail: editura@edipol.upt.ro

Cuvânt înainte

Teza de doctorat a fost elaborată pe parcursul activității mele în cadrul Catedrei de Termotehnică, Mașini Termice și Autovehicule Rutiere (TMTAR) a Universității „Politehnica” din Timișoara, Departamentul de Mașini Mecanice, Utilaje și Transporturi, pe perioada octombrie 2008 – septembrie 2011. Activitatea s-a desfășurat în cadrul Laboratorului de Analize de Combustibili și Investigații Ecologice și Laboratorului Multifuncțional de Mașini Termice și Energii Neconvenționale.

Lucrarea reprezintă o încercare de implementare a unui sistem LIDAR în zona de vest a României, pentru investigarea atmosferei joase și anume a distribuției verticale și temporale a aerosolilor.

Concluzia principală a lucrării o reprezintă faptul că informațiile bazate pe detecția LIDAR cu TOLI sunt utile și concludente, valoarea acestora se potențează prin utilizarea în complementaritate cu alte măsurători (fotometrie solară, meteorologie, detecție Raman) și prin utilizarea unor metode computaționale adecvate. Datorită numărului mare de ecuații ce descriu procesele, al ipotezelor ce trebuiesc impuse, s-a arătat că este necesară continuarea îmbunătățirii algoritmilor de inversie.

Rezultatele obținute concretizează o activitate intensă pe întreaga durată de desfășurare a programului de cercetare științifică atât în țară cât și în străinătate, motiv pentru care consider că acest efort va fi apreciat la nivelul distinsei comunități academice și își va putea găsi utilitate în practica cotidiană.

Doresc să mulțumesc în mod special conducătorului de doctorat, Prof. dr. ing. Habil Ioana IONEL care mi-a oferit ajutorul în toate circumstanțele aferente finalizării tezei de doctorat, precum și pentru coordonarea competentă și profesionalismul deosebit care mi-au fost model atât pe plan personal cât și științific.

Amintesc cu recunoștință numele celor trei rețenți științifici, doamna Prof. Dr. Sabina Ștefan de la Universitatea din București, domnul Prof. dr. Ing. Alexandru Ozunu de la Universitatea Babeș-Bolyai din Cluj-Napoca, și domnul Prof. Dr. Daniel Vizman de la Universitatea de Vest din Timișoara și doresc să le mulțumesc în mod special pentru efortul depus în revizuirea tezei de doctorat și pentru sfaturile oferite în scopul perfecționării acesteia.

De-alungul activității de cercetare, un deosebit rol l-au avut colegii din cadrul Catedrei de Termotehnică, Mașini Termice și Autovehicule Rutiere care m-au îndrumat spre atingerea unui nivel competent din punct de vedere profesional. Pe această cale doresc să le mulțumesc și să îi asigur de sprijinul meu în toate activitățile viitoare.

Nu în ultimul rând, recunoștința mea se îndreaptă spre familia mea care mi-a dăruit de-alungul acestei perioade întregul suport, înțelegere și dragoste de care am avut nevoie. Le sunt profund recunoscător.

Timișoara, august 2011

Ing. Vetreș Ion

Pentru suportul acordat mulțumesc **Proiectului strategic ID 6998, Contract POSDRU/6/1.5/S/13**, Proiect cofinanțat din fondul structural european prin programul operațional sectorial dezvoltarea resurselor umane 2007-2013, Investește în oameni!

Dedic această lucrare

Familiei și tuturor prietenilor mei, precum și doamnei prof. Dr. Ing. Habil Ioana Ionel pentru sprijinul neconditionat la ducerea la bun final a prezentei lucrări.

Tuturor colaboratorilor pentru sprijinul acordat.

Guvernului Norvegiei pentru prijinul acordat prin proiectul RADO (STVES 115266), dar nu în ultimul rând colegiilor de la INOE 2000 – Departamentul de Remote and Sensing.

Ion Vetreș

STUDII ȘI CERCETĂRI PRIVIND IMPLEMENTAREA SISTEMULUI MULTICANAL "TOLI" PENTRU INVESTIGAREA ATMOSFEREI JOASE

Teze de doctorat ale UPT, Seria 9, Nr. 99, Editura Politehnica, 200Z, 128 pagini, 69 figuri, 11 tabele.

ISSN:1842-4937

ISBN:978-606-554-343-0

Cuvinte cheie:

LIDAR, teledetecție, imagini satelitare, aerosol, investigare atmosferică

Rezumat,

Teza de doctorat abordează o temă legată de calitatea aerului în particular încărcarea cu particule (aerosoli) și reprezintă o noutate ca domeniu de cercetare. Aerosolul atmosferic este o suspensie coloidală de particule solide/lichide în aer, antrenate în mișcarea acestuia. Instalația concepută, metoda de măsurare și procedeul de evaluare dezvoltate permit identificarea repartiției gradului de încărcare cu aerosoli, în straturile verticale ale atmosferei, de până la 15 km altitudine. Programul conceput de prelucrare și interpretare a datelor a fost aplicat pentru trei studii de caz legate de fenomene reale: 1. Nori de tip cirus; 2. Posibila intruziune de cenușă vulcanică; 3. Episod de contaminare. Concluziile trase sunt în concordanță cu studiile efectuate de alte colective internaționale (NASA de exemplu) asupra aceluiași fenomen cu alte instrumente performante, cum ar fi imagistica satelitară. Investigarea cu sisteme LIDAR (Light Detection And Ranging) reprezintă în prezent un mod foarte modern de sondare cu laser a atmosferei, ce permite detecția pe o direcție a particulelor în suspensie, cu precizie mare. Aparatul conceput de tip LIDAR, (TOLI-TimisOara Lidar) are la bază un emițător (laser pulsant de mare putere), un receptor (telescop și fotodetectori de nivel scăzut, foarte rapizi) și un sistem de achiziție și conversie analog-digitală de mare viteză. Radiația transmisă de laser în atmosferă este împrăștiată pe aerosoli, iar radiația emisă este proporțională cu gradul de încărcare cu aerosoli al atmosferei. Se pot identifica și caracteristici fizice ale acestora (dimensiunea, forma, densitatea, higroscopicitatea, precum și parametrii optici ai atmosferei: albedoul împrăștierii, transmitanța, turbiditatea).

Cuprins

1. INTRODUCERE	8
1.1. Sisteme lidar.....	8
1.2. LIDAR (LIght Detection And Ranging)	9
2. OPTICA ATMOSFEREI.....	14
2.1. Structura verticală și compoziția atmosferei	14
2.1.2. Compoziția atmosferei	17
2.2. Interacțiunea radiației cu atmosfera.....	18
2.2.1. Împrăștierea elastică.....	21
2.2.2. Extincția	23
2.2.3. Împrăștierea Raman.....	25
2.2.4. Absorbția	28
3. AEROSOLUL ATMOSFERIC	30
3.1. Surse de aerosol.....	30
3.2. Tipuri și surse de aerosoli	30
3.2.1. Particule de praf	31
3.2.2. Săruri marine	32
3.2.3. Praf industrial, aerosol antropogenic primar	32
3.2.4. Aerosol de tip carbonic	33
3.2.5. Aerosoli biogeni primari	34
3.2.6. Sulfații	34
3.2.7. Nitrații	34
3.2.8. Vulcanii	35
3.3. Proprietățile fizico-chimice și dinamica aerosolului atmosferic.....	39
3.3.1. Concentrația și distribuția dimensională a aerosolului	39
3.3.2. Dinamica aerosolului	39
4. TELEDETECȚIA LIDAR	44
4.1. Principiul LIDAR.....	44
4.2. Tipuri de sisteme lidar și aplicații	46
4.3. Sistemul Lidar multi-canal din UPT.....	53
4.4. Metoda inversiei semnalului Lidar	61
4.4.2. Algoritmul Fernald - Klett.....	62
4.4.3. Algoritmul Klett	62
Metoda Klett. Soluția „înainte” ($R_{ref} < R$)	63
Metoda Klett. Soluția „înapoi” ($R_{ref} > R$)	63
Metoda Fernald-Klett	64
Componenta moleculară	65
Metoda Raman.....	67
Metoda combinată (elastica-Raman).....	69
5. SISTEMUL LIDAR-MĂSURĂTORI ȘI STUDII DE CAZ	72
5.1. Pregătirea sistemului pentru măsurători	72
5.2. Interfața programului de procesare.....	79
5.3. Studii de caz	84

6 CUPRINS

6. CONCLUZII	96
6.1. Concluzii privind cercetările teoretice	96
6.2. Concluzii privind investigațiile experimentale.....	97
6.3. Concluzii generale.....	104
6.4 Contribuții teoretice și experimentale	105
LISTA FIGURI	106
LISTĂ TABELE.....	106

LISTĂ NOTAȚI ȘI ABREVIERI

RCS – Range Corrected Signal – Semnal corectat cu distanța

LIDAR – Light Detection And Ranging

S(R) – semnal retroîmprastiat

β – coeficient de retroîmprastiere

α – coeficient de extincție

LR – raportul LIDAR

δ – factorul de depolarizare

C și C_R – constantele de aparat

UTC – Universal Time Coordinates

R – distanță [înălțime]

1. INTRODUCERE

1.1. Sisteme lidar

Atmosfera are o implicație majoră în problemele generale de mediu, în toate procesele acestuia și la toate scalele de timp [91], astfel, la scară locală se evidențiază problema acută a calității aerului, iar la scară globală devine importantă problema perturbării bugetului de radiație Pământ-Soare. Între cele două scale de timp, trebuie avute în vedere procesele meteorologice importante deoarece acestea dirijează efectele poluării aerului regional și pot ele însele să fie influențate în magnitudine și frecvență de modificările climatice.

Aerosolul atmosferic joacă un rol important în sistemul climatic al Pământului și studiul acestora trebuie abordat din mai multe puncte de vedere. Acestia interacționează cu radiația termică și solară, având efect atât direct cât și indirect asupra bugetului radiativ. Efectele influențelor prafului mineral, a norilor cirrus și a jeturilor avioanelor cu reacție.

Pentru evaluarea schimbărilor datorate aerosolilor este necesară dezvoltarea de instrumente de teledetecție care să fie capabile să monitorizeze proprietățile radiative ale acestora precum și interacția acestora cu radiația solară [82].

Tehnica LIDAR de teledetecție este foarte folosită în cercetările atmosferice deoarece aduce informații asupra diferiților parametrii atmosferici cu rezoluție spațială și temporală ridicată.

Metodele de teledetecție utilizate pentru măsurarea parametrilor atmosferici pot fi împărțite în două mari categorii, după sursa de radiație utilizată: pasive și active. În teledetecția pasivă, radiația provine dintr-o sursă naturală iar în teledetecția activă, sursa de radiație este una artificială, de exemplu un laser. Alte tipuri de senzori de măsură pasivă, cum ar fi fotometrele solare sunt capabile de a oferi informații asupra proprietăților optice și fizice ale aerosolilor, dar aceste metode de integrare pe coloană nu pot oferi informații asupra structurii verticale. Pentru a rezolva acest aspect, sistemele LIDAR sunt din ce în ce mai utilizate pentru caracterizarea atmosferei, în mod particular a rezoluției verticale. În trecut, s-au făcut mari eforturi pentru monitorizarea distribuției aerosolilor atât în plan orizontal și vertical cât și în plan temporal. Prognozarea schimbărilor atmosferice la scală sinoptică și climatică trebuie realizată prin combinarea de informații de la diferite instrumente, atât de pe suprafața pământului cât și de la nivelul platformelor satelitare.

Dezvoltarea laserilor pulsați au făcut posibilă realizarea unei noi generații de sisteme (LIDAR) care trimit în atmosferă pulsuri scurte de mare intensitate, determinând astfel o intensă împrăștiere pe constituenți și permitând recepția unor semnale retroîmprăștiate suficient de puternice pentru a fi extrase din zgomotul de fond.

Tehnica lidar operează după același principiu ca și radarul, cu mențiunea că radarul folosește unde radio, în timp ce lidarul folosește unde luminoase, în general generate de un laser [5][6][31].

Principala utilitate științifică a lidarului este măsurarea proprietăților atmosferei Pamântului (dar nu numai), iar principala sa utilitate comercială este supravegherea din aer și batimetria (măsurarea adâncimii apelor). Lidarul este de asemenea folosit în studii ale oceanelor și are, desigur, aplicații militare inclusiv detecția agenților chimici și biologici. Poate fi folosit de asemenea pentru a localiza, identifica și măsura viteza vehiculelor, dar și pentru a măsura distanțe (telemetre cu laser).

1.2. LIDAR (LIght Detection And Ranging)

Detecția LIDAR este o tehnică de teledetecție care poate oferi informații despre densitatea atmosferică, prin utilizarea unui laser ca și sursa de lumina, propus în 1930 de către Syngge.

Tehnica LIDAR a fost dezvoltată începând cu anul 1960 cu precădere pentru investigare atmosferică. Pentru înțelegerea fenomenelor atmosferice trebuie să cunoaștem cât mai mulți parametrii caracteristici ai aerosolilor, vaporilor de apă, norilor, vânt și alți constituenți atmosferici. Astfel de sisteme și-au demonstrat utilitatea în investigarea vegetației cât și a structurii pe verticală a vaporilor de apă. Bureau a folosit pentru prima dată un sistem lidar, în 1938, pentru determinarea bazei înălțimii norilor. Eterman utilizând un sistem lidar în care distanța dintre emițător și receptor era de 20.5 km a calculat profile de densitate până la 67.6 km din care a determinat profile de temperatură utilizând tehnica Rayleigh.

Aerosolul atmosferic precum și particulele pot fi monitorizate analizând radiația retroîmprăștiată elastic, aceasta se realizează cu aceeași lungime de unda cu cea emisă.

Dar dacă definiția LIDAR se referă la măsurători atmosferice folosind laseri, atunci este puțin mai complicat. În 1963 Smullins și Fiocco au folosit primul sistem lidar în care sursa de lumină era un laser cu rubin cu o energie pe puls de 0.5 J la 694nm. Această lucrare a lui Fiocco și Smullin este cea mai des citată ca prezentând primele măsurători atmosferice LIDAR, care au fost favorizate de apariția laserilor pulsați în regim declanșat, cu putere mare la emisie. Aceste măsurători au produs un interes considerabil și altor grupuri de cercetare, ca de exemplu celui din Jamaica, care se pare că a efectuat primele măsurători de depolarizare ale aerosolilor stratosferici în 1965. În Anglia, Bain și Sandford au realizat primele simulări numerice ale performanțelor unui LIDAR pe baza măsurătorilor efectuate în octombrie 1965. De asemenea, la College Park, Maryland, a fost descrisă pentru prima oară utilizarea unui echipament de numărare de fotoni într-un sistem LIDAR, tot în octombrie 1965.

O notă publicată de Bain și Sandford explică faptul că "straturile" raportate pentru prima dată de Fiocco și Smullin erau mai degrabă "artefacte" create în semnal de fluorescență în bara laserului cu rubin. Alți experimenter au sugerat că zgomotul putea și el să genereze un astfel de semnal. Oricum, ei au măsurat cu adevărat împrăștierea Rayleigh din atmosferă, de aceea rezultatele lor sunt considerate primele măsurători LIDAR ale atmosferei.

Capacitatea sistemelor laser/telescop de a sonda în adâncime oceanele și altitudini impresionante din atmosferă a deschis un domeniu major al opticii aplicate care atrage acum eforturile cercetătorilor și inginerilor din multe țări. Această tehnologie face posibilă obținerea rapidă de profile ale parametrilor meteorologici (de ex. temperatura și vânt) sau ale proprietăților optice ale constituenților atmosferici (gazoși sau aerosoli)[50]. Aplicațiile teledetecției optice sunt în expansiune în domenii precum meteorologia, monitorizarea globală a ozonului și schimbărilor climatice, poluarea urbană și industrială, studiul fundamental al proceselor dinamice în medii neomogene. Odată cu evoluția mondială către dezvoltare industrială și creștere a populației, teledetecția optică devine din ce în ce mai importantă ca opțiune pentru obținerea datelor de mediu, necesare pentru realizarea de decizii în privința managementului rațional al resurselor și dezvoltării urbanistice/industriale. Din păcate, avantajele pe care le oferă sistemele lidar nu sunt exploatate în România.

În general teledetecția optică este redusă la utilizarea datelor satelitare în câteva domenii precum meteorologia, hidrologia, agricultura, silvicultura, urbanism și amenajarea teritoriului, geologia și seismologia, abordare care nu este considerată în lume ca suficientă, nici din punct de vedere al rezoluției spațiale și temporale care se poate obține, nici din punct de vedere al aplicațiilor și posibilităților de a permite accesul larg al beneficiarilor. De exemplu, este știut faptul că fenomenele meteorologice locale precum furtunile sau vărtejurile nu pot fi prognozate utilizând numai date satelitare, ci acestea trebuie coroborate cu date provenite de la senzori independenți. O soluție pentru rezolvarea acestei probleme o reprezintă utilizarea teledetecției optice și a sistemelor lidar care acoperă o gamă foarte largă de aplicații și înglobează tehnologie modernă, pornind de la fotodetectori și laseri de ultimă generație până la sisteme avansate de automatizare, achiziție și transmisie de date. Astfel, prin utilizarea sistemelor lidar și validarea datelor furnizate de acestea cu datele furnizate de sistemele existente (radiosonde, fotometru solar, sateliți) poate fi dezvoltat un domeniu de cercetare complex, foarte nou și puțin cunoscut în România și anume teledetecția activă cu laser.

Semnalele lidar, care sunt outputul acestor sisteme moderate de teledetecție optică, pot fi utilizate pentru studii din cele mai diverse, precum monitorizarea și prognoza poluării, studiul evoluției stării de sănătate a ecosistemelor, îmbunătățirea prognozelor meteorologice locale și regionale, consilierea planurilor de urbanism etc. De asemenea, interpretarea acestor semnale poate contribui la înțelegerea unor fenomene globale de evoluție a condițiilor de mediu terestru precum elucidarea impactului aerosolilor asupra modificărilor climatice, alăturându-se output-ului altor instrumente din alte zone ale globului, în rețele dedicate. Un exemplu al interesului manifestat de lumea științifică internațională față de una dintre aplicațiile teledetecției optice este rețeaua de sisteme lidar a Europei pentru monitorizarea aerosolilor, EARLINET European Aerosol Research Lidar Network, operațională începând cu anul 2000.

De aceea, o soluție posibilă, care pare de altfel a fi și viitorul domeniului, este realizarea de rețele relevante spațial, având la bază instrumente diverse, urmărind un program de măsuratori strict pe o lungă perioadă de timp, astfel încât datele colectate să poată fi ulterior utilizate pentru analize statistice și pentru optimizarea și validarea modelelor. Din acest punct de vedere, un progres semnificativ după apariția programului GAW (Global Aerosol Watch Program) îl

reprezintă continua extindere și dezvoltare a rețelelor de teledetecție de la sol pentru fotometrie solară precum AERONET [125], și realizarea rețelelor de sisteme lidar pentru aerosoli precum EARLINET, [52], Asian Dust Network [87], Micro-Pulse Lidar Network [96], ALINE - Latin America Lidar Network (Americas Lidar Network, 2001) sau CISLINET (2000) – rețea de sisteme lidar în statele fostei URSS.

1.3. Rețelele de sisteme LIDAR

În februarie 2000 a fost stabilită crearea rețelei de sisteme LIDAR EARLINET, ce vizează construirea unei baze de date privind distribuția verticală și orizontală a aerosolilor la scară continentală. Scopul acestei rețele este de a obține date despre aerosoli din măsurători lidar. Utilizarea acestor date de către oameni de știință din cadrul și dinafara rețelei contribuie semnificativ la cuantificarea concentrațiilor de aerosoli, a proprietăților lor radiative, a transportului pe distanță lungă și al bugetului radiativ.

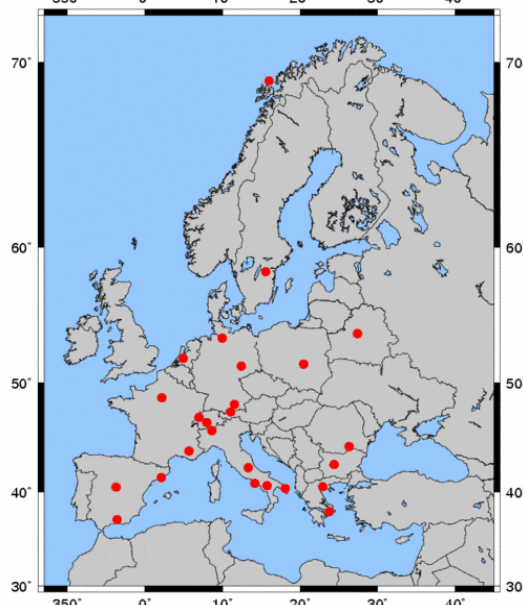


Fig. 1.1 Distribuția stațiilor LIDAR în EARLINET

Sistemele LIDAR din cadrul rețelei sunt foarte diversificate, cu calități deosebite, fiind sisteme cu caracteristici avansate (mai multe lungimi de undă, detecție Raman, canale pentru vapori de apă) pentru măsurarea directă a distribuției verticale de aerosoli. Având în vedere diversitatea sistemelor din cadrul rețelei, din punct de vedere atât al modului de detecție cât și al modului de procesare se încearcă o generalizare și standardizare a modului de preprocesare și procesare a datelor, precum și a modului de deducere a caracteristicilor optice și fizice.

O altă rețea importantă o reprezintă MPLNET (Micro-Pulse Lidar Network) care este o rețea de sisteme lidar care furnizează observații pe termen lung ale aerosolilor și norilor la mai multe stații de pe glob. Rețeaua a fost fondată în anul

2000 de către NASA și utilizează sisteme lidar *eye-safe*. Fiecare stație dispune de un sistem lidar de retroîmprăștiere elastică, colocat cu un fotometru solar, și oferă informații despre parametrii optici și microfizici ai aerosolilor.

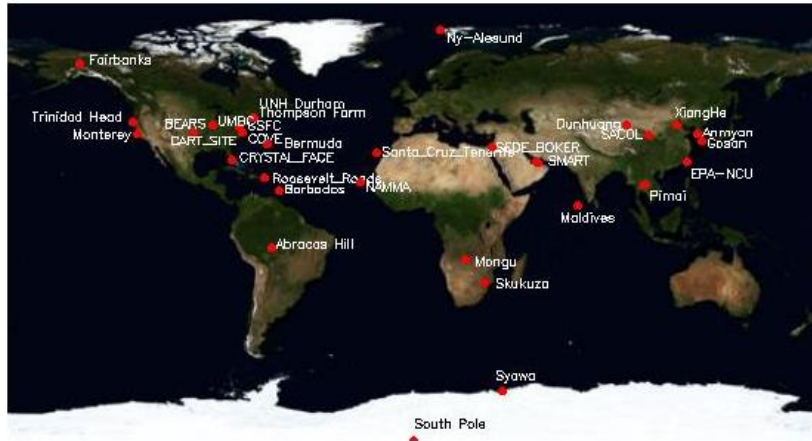


Fig. 1.2. Distribuția stațiilor LIDAR în MPLNET [<http://mplnet.gsfc.nasa.gov/>]

Scopul acestei rețele, ca de altfel al tuturor rețelelor de acest tip, este de a achiziționa date pe termen lung ale profilelor verticale de aerosoli și ale norilor, pentru fiecare dintre locațiile stațiilor sale. Aceste stații colectează date despre aerosoli, prezența norilor, densitatea optică a coloanei de aerosol, distribuția dimensională, albedoul împrăștierei simple și radianță solară. Panelul Interguvernamental pentru Schimbări Climatice (IPCC) a declarat că astfel de date sunt foarte importante pentru observațiile de mediu în viitor. Rezultatele obținute de MPLNET au contribuit la o serie de studii despre procesele de transport al aerosolului, la calibrarea și validarea datelor lidar de pe sateliți.

GALION este o inițiativă foarte nouă în cadrul programului Global Atmospheric Watch (GAW) de a grupa rețelele existente de sisteme lidar din întreaga lume într-o singură rețea, cu acoperire globală. Rețelele care și-au exprimat deja dorința de a participa sunt:

- ALINE, America Latină
- AD-Net, Asia de Est
- CIS-LINET, statele fostei URSS
- EARLINET, Europa
- NDACC, global, stratosferă
- REALM, Estul Americii de Nord
- MPLNET, global, Micropulse Lidar

Obiectivele actuale pentru crearea GALION se referă la armonizarea schemelor operaționale, armonizarea tipului și formatului datelor și a convențiilor de denumire. Totodată, există preocuparea de a se elabora documentații complete și omogene privind tipurile de sisteme lidar și datele pe care acestea le furnizează, dar și de a se stabili un punct comun de acces al tuturor stațiilor implicate.

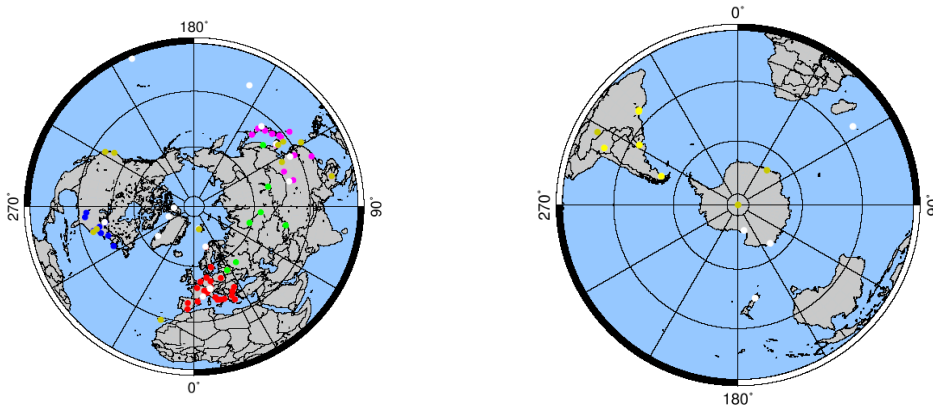


Fig. 1.3 Stații LIDAR în GALION

Schema inițială de operare a GALION prevede efectuarea de măsurători de rutină la date fixe, 3 pe săptămână în 2 zile și măsurători speciale în cazuri de alertă (intruziuni de praf, nori de fum, erupții vulcanice etc.). Pe baza acestor date se vor face identificarea și caracterizarea straturilor de aerosoli și nori, calculul profilelor de aerosoli (coeficienți de retroîmprăștiere și de extincție).

Beneficiile pe care GALION le va aduce programului GAW rezidă în mărirea semnificativă a acoperirii temporale (măsurători la intervale dese de timp) și spațiale (ca arie) și în capacitatea de a complementa / suplimenta măsurătorile din sateliți. Astfel, datele de la sol pot fi utilizate pentru calibrarea / validarea datelor din sateliți și pot fi considerate referință pentru lucrul cu diverși sateliți. În plus, dacă sistemele satelitare oferă acuratețea cea mai mare în partea de sus a atmosferei, sistemele de la sol oferă cea mai mare acuratețe în pătura inferioară a atmosferei.

2. OPTICA ATMOSFEREI

Atmosfera este învelișul gazos al Pământului fără de care nu ar exista viața pe Terra. Manșonul acesta gazos are o grosime redusă în comparație cu raza Pământului iar la limita sa superioară se întrepătrunde cu spațiul interplanetar. Aerul atmosferic, are în componența sa în principal azot (N_2 – 78%) și oxigen (O_2 – 21%). 1% din aer reprezintă alte gaze (uneori numite gaze minore sau gaze trasoare). Compoziția atmosferei este însă foarte complexă cuprinzând alături de aer, considerat sistem termodinamic „aer uscat”, vapori de apă și aerosoli.

2.1. Structura verticală și compoziția atmosferei

2.1.1. Structura Verticală

În termeni generali atmosfera se împarte în atmosferă joasă și atmosferă înaltă. Se consideră că atmosfera joasă se întinde până deasupra stratosferei, aproximativ până la 50 Km.

Din punct de vedere al temperaturii atmosfera Pământului este împărțită în diferite straturi, în care temperatura, presiunea și densitatea variază cu înălțimea (Figura 2.1). Această lucrare va fi axată pe troposferă care reprezintă stratul cel mai jos al atmosferei și care se întinde de la suprafața pământului până la tropopauză, situată la o înălțime variabilă între 5 și 15 km. Variația înălțimii la care se situează tropopauza depinde de perioada anului (mai mare vara decât iarna) și de latitudine (mai mare la ecuator decât la poli). Acest strat se caracterizează printr-o scădere aproape liniară a temperaturii cu înălțimea. Deși este un strat destul de mic în comparație cu înălțimea totală a atmosferei, aceasta conține 80% din masa acesteia.

Troposfera este împărțită în stratul limită planetar, care se întinde de la suprafață la o înălțime tipică de 1,5 km (deși înălțimea stratului limită este foarte variabilă în funcție de condițiile meteorologice și de caracteristicile zonei) și troposfera liberă reprezintă restul troposferei.

2.1 - Structura verticală și compoziția atmosferei 15

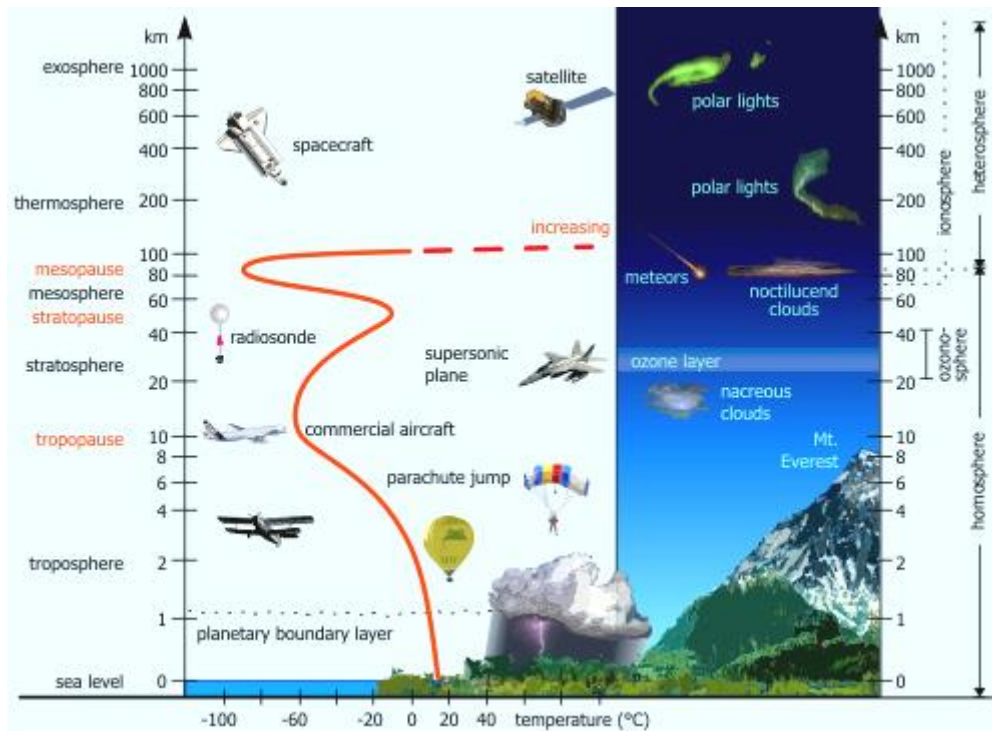


Figura 2.1. Straturile atmosferice [120]

Straturile deasupra troposferei sunt stratosfera, mezosfera, termosfera și exosfera. Stratosfera se întinde de la tropopauză până la stratopauză la aproximativ 45-55km. Este un strat unde temperatura crește cu înălțimea cauzând o amestecare lentă a componentelor atmosferice. Mezosfera este cuprinsă între stratopauza și mezopauză până la 80-90 km, temperatura scade cu înălțimea până la mezopauză unde se atinge temperatura cea mai scăzută, și permite o amestecare verticală foarte rapidă. Deasupra mezopauzei se găsește termosfera ce se caracterizează prin temperatură înaltă rezultatul absorbției radiației de undă scurtă provenită de la soare, ce permite o amestecare pe verticală foarte rapidă. Ultimul strat al atmosferei este exosfera (> 500 km) unde moleculele cu suficientă energie pot scăpa atracției gravitaționale.

În conformitate cu standardul Uniunii Internaționale de Geodezie și Geofizică (IUGG) din 1960, profilul vertical de temperatură este împărțit în patru straturi distincte, acestea sunt: troposfera, stratosfera, mezosfera și termosfera. Nivelele superioare ale acestor straturi sunt numite tropopauza, stratopauza, mezopauza, și termopauza.

Troposfera. Troposfera începe la suprafața Pământului și se extinde până la 8-14 km. Această parte este cea mai densă, presiunea aerului la nivelul superior al troposferei fiind de numai 10 % din cea de la nivelul mării (0.1 atm).

Troposfera se caracterizează prin scăderea temperaturii cu altitudinea cu un gradient termic pentru aerul considerat umed de 6.5 °C/km și un gradient termic pentru aerul uscat de 9.8°C/km. Structura termică a acestui strat este o consecință a echilibrului radiativ și a transportului convectiv de energie de la suprafață către

atmosfera. Suprafața terestră primește energie de la soare, încălzindu-se, dar troposfera radiază continuu energie în sus, răcind partea superioară a troposferei.

Stratul limită planetar este regiunea din troposferă unde efectele de suprafață sunt importante. Stull definește stratul limită planetar ca fiind "partea din troposferă care este direct influențată de prezența suprafeței Pământului, și răspunde forcingului de la suprafață la o scară temporală de aproximativ o oră sau mai puțin". Stratul limită planetar diferă de troposfera liberă prin faptul că profilul de temperatură răspunde schimbărilor de temperatură a solului pe o perioadă mai mică de o oră, întrucât profilul de temperatură în troposfera liberă răspunde schimbărilor de la sol a temperaturii pe perioade mai lungi de timp.

Înălțimea stratului limită planetar variază semnificativ atât în timp cât și cu condițiile meteorologice. Schimbul de componente chimice dintre suprafața și troposfera liberă este direct dependentă de stabilitatea stratului limită planetar – stare foarte importantă din punctul de vedere al interacțiunii atmosferă - suprafața Pământului care implică o mulțime de procese și fenomene care influențiază aspectele de vreme, calitatea aerului și a vieții..

Dupa cum se vede în Figura 2.1 temperatura scade în general de la aproximativ 17 ° C la suprafața solului (datorită încălzirii prin absorbție de radiație solară) până la -50, -60 ° C la nivelul superior al troposferei. Ca o consecință a distribuției verticale a temperaturii au loc amestecări verticale, speciile emise la suprafața solului sunt transportate către straturile superioare.

Acest strat are caracter instabil și haotic, cauzând o împrăștiere rapidă a gazelor și poluanților și responsabil pentru condițiile climatice (grecescul tropos: schimbare, schimbare ușoară). Stratul subțire dintre troposferă și următorul nivel al atmosferei se numește **tropopauză**.

La nivelul tropopauzei temperatura este aproximativ constantă cu altitudinea. Altitudinea la care se găsește acest strat variază în jurul valorilor de 15 - 18 km la Ecuator și 8-10km la poli. Mișcările verticale puternice ale maselor de aer deasupra ecuatorului fac stratul de ozon să se ridice, deoarece ozonul este responsabil de încălzirea deasupra tropopauzei, această mișcare de ridicare a stratului deasupra ecuatorului crește altitudinea la care încălzirea începe să se facă simțită.

Stratosfera. Stratosfera începe deasupra troposferei și se întinde până la 50 km în înălțime. În comparație cu troposfera, aceasta este uscată și mai puțin densă. O caracteristică majoră a acesteia este apariția inversiunilor termice, profile cu creșteri de temperaturi odată cu creșterea altitudinii, după cum se poate vedea și din Figura 1, rezultând un strat stabil ca și structură (latinescul stratum: strat), deoarece o masă de aer mai rece fiind mai densă nu se va ridica printr-un strat superior mai cald. Prin urmare au loc doar amestecări locale pe verticală. Ca și consecință poluanții emisii din diferite surse (avioane, vulcani,etc.) persistă pentru o perioadă lungă de timp în stratosferă.

Distribuția de temperatură descrisă este cauzată de un strat subțire cu o concentrație mare de ozon., care absoarbe și împrășteie radiația ultraviolet de la soare, cu lungimi de undă între 0.23 și 0.32 μm (UV) și reemite radiație termică în infraroșu, ce duce în acest fel la încălzire în stratosferă, până la aproximativ -3 °C la nivelul superior, deoarece aici ozonul absoarbe radiația UV cu cea mai scurtă lungime de undă (0.175nm). Limita superioară a stratosferei se numește **stratopauză**.

Mezosfera. În continuarea stratosferei se găsește mezosfera ce se întinde până la 80 km în înălțime. În această regiune temperatura scade cu creșterea altitudinii până la aproximativ $-90\text{ }^{\circ}\text{C}$. Datorită cantităților mari de radiație solară care ajung în mezosferă, chimicalele ce se găsesc în acest strat sunt într-o stare excitată. Mezopauza separă mezosfera de termosferă.

Termosfera. Termosfera sau ionosfera începe deasupra mezosferei și se întinde până la aproximativ 600 km. Temperatura crește cu altitudinea datorită absorbției de radiație puternic energetică de la soare de către o cantitate reziduală de oxigen și azot. Temperatura în această regiune poate ajunge până la $1700\text{ }^{\circ}\text{C}$, în funcție de activitatea solară. Reacțiile chimice au loc cu o mai mare viteză decât pe suprafața solului. Acest strat se numește și atmosfera superioară. Structura ionosferei este puternic influențată de vânturile solare încărcate cu particule și tot în acest strat au loc și aurorele [43].

2.12. Compozitia atmosferei

Atmosfera este compusă dintr-un grup de gaze aproape permanente și un grup de gaze cu concentrații variabile. În plus, atmosfera conține de asemenea diverse particule solide și lichide, cum ar fi aerosoli, picături de apă și cristale de gheață, care sunt foarte variabile în spațiu și timp.

Compoziția și masa moleculară a componentelor atmosferici au fost fixate internațional, după cum e arătat în tabelul 1.

Atmosfera este în principal compusă din Azot (N_2 , 78%), Oxigen (O_2 , 21%), și Argon (Ar, 1%). De asemenea o multitudine de alte componente foarte influente sunt prezente, ele includ vapori de apă (H_2O , 0 - 7%), gaze cu efect de seră sau Ozon (O_3 , 0 - 0.01%), Dioxid de Carbon (CO_2 , 0.01-0.1%) și altele. În exosferă, hidrogenul și heliul sunt componentele cele mai prezente din cauza maselor lor atomice mici și sunt prezente doar la densități extrem de mici.

Tabelul 1.1 Valorile internațional pentru aer uscat

Gaz	Volum [%]	Masa moleculara [gmol^{-1}]
N_2	78.084	28.016
O_2	20.948	32
Ar	0.934	39.944
CO_2	0.03	44.01
Ne	$1.8 \cdot 10^{-3}$	20.183
He	$5.24 \cdot 10^{-4}$	4.003
Kr	$1.14 \cdot 10^{-4}$	83.07
H_2	$5 \cdot 10^{-5}$	2.016
Xe	$8.7 \cdot 10^{-6}$	131.3
O_3	$0.4 \cdot 10^{-6}$	48
Rn	$6 \cdot 10^{-18}$	222

După cum reiese din tabelul 1, azotul, oxigenul și argonul reprezintă mai mult de 99.99% din gazele permanente, ce sunt caracterizate prin faptul că rapoartele lor de amestecare nu variază mult în timp și spațiu.

Gazele a caror rapoarte volumice se schimbă semnificativ în timp și spațiu sunt denumite ca și gaze variabile. Dintre acestea cele mai importante sunt vaporii de apă, dioxidul de carbon, metanul și ozonul [43].

Principalele surse de vaporii de apă în aer sunt rezultatul evaporării din soluri, lacuri, râuri, fluvii, oceane, din ghetari, gheata marină precum și din transpirația plantelor. Aproximativ 85% din vaporii de apă din atmosfera terestră provin din evaporarea la suprafața oceanelor. Vaporii de apă nu sunt doar gaze cu efect de seră ci și de asemenea un foarte important reactiv chimic și de transport de căldură latentă.

Dioxid de carbon este produs de respirația celulară în plante și copaci, descompunerea biologică a materiei organice moarte, evaporare din oceane, erupție de gaze vulcanice, și arderea combustibililor fosili. La fel ca vaporii de apă, CO_2 este un gaz cu efect de seră. Spre deosebire de vaporii de apă, CO_2 -ul nu reacționează chimic în atmosferă. Durata sa de viață este de aproximativ 100-200 de ani. CO_2 este eliminat mai ușor prin fotosinteză plantelor verzi și dizolvarea în apă oceanelor și a picăturilor de ploaie.

Principala componentă a gazelor naturale, metanul, este produs în medii anaerobe, în cazul în care bacterii producătoare de metan (metanogene) consumă materie organică și elimină metan. Metanul este un important gaz cu efect de seră care absoarbe radiațiile infraroșii emise de Pământ de 21 de ori mai eficient decât o face dioxidul de carbon.

Ozonul este un alt gaz important care este format în urmă unor reacții fotochimice și nu este emis în atmosferă. În stratosferă, aceasta este produsă în urma fotolizei oxigenului molecular, iar aproape de suprafața Pământului, este produs prin fotoliza dioxid de azot (NO_2).

2.2. Interacțiunea radiației cu atmosfera

Practic toată energia care ajunge pe Pământ vine de la soare. Atmosfera controlează cantitatea de radiație solară care ajunge la suprafața Pământului, și în același timp, controlează și cantitatea de radiații terestre care este transmisă spațiului cosmic. Energia radiantă care ajunge de la soare, aranjată în ordinea de mărime a lungimii de undă poartă denumirea de spectru de radiație, sau spectru solar. Spectrul electromagnetic este prezentat în Figura 2.2.

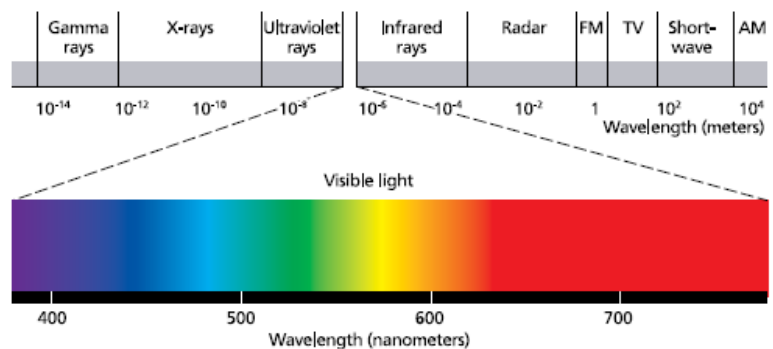


Fig. 2.2. Spectrul radiației solare

Ca și grupare radiatiile din spectrul sunt grupate în domenii în care proprietățile fizice fundamentale sunt aceleași. Domeniile sunt după cum urmează:

- Domeniul radiatiilor ultraviolete; invizibile, cu lungimi de undă mici, cu λ cuprins între 290-360 nm, și un pronunțat efect chimic.
- Domeniul radiatiilor vizibile, cu lungime de undă cuprinsă între 360-760nm și cuprinde spectrul vizibil cu cele 7 culori principale, ce dau lumina albă în amestec.
- Domeniul radiatiilor infraroșii, cu lungimii de undă mari cuprinse între 760-300000nm
- Radiatii X sau Rontgen, cu lungimii de undă mai mici de 290 nm.
- Domeniul radiatiilor radio sau hertziene, cu lungimi de undă mai mari de 300000nm.

Radiația emisă de suprafața terestră și de atmosferă, datorită temperaturii scăzute este diferită mult de radiația solară. Admitând o temperatură medie de 15°C pentru suprafața terestră, conform legii Wien, lungimea de undă maximă de emisie a radiației este de 10300 nm. Intensitatea acestor radiații scade puternic către lungimi de undă mici, devenind nule în jurul valorii de 4000 nm.

Această lungime de undă poate fi considerată limita convențională între radiația solară și radiația terestră. Astfel, radiația solară în totalitate sa poate fi considerată o radiație de undă scurtă, iar cea de origine terestră o radiație de undă lungă.

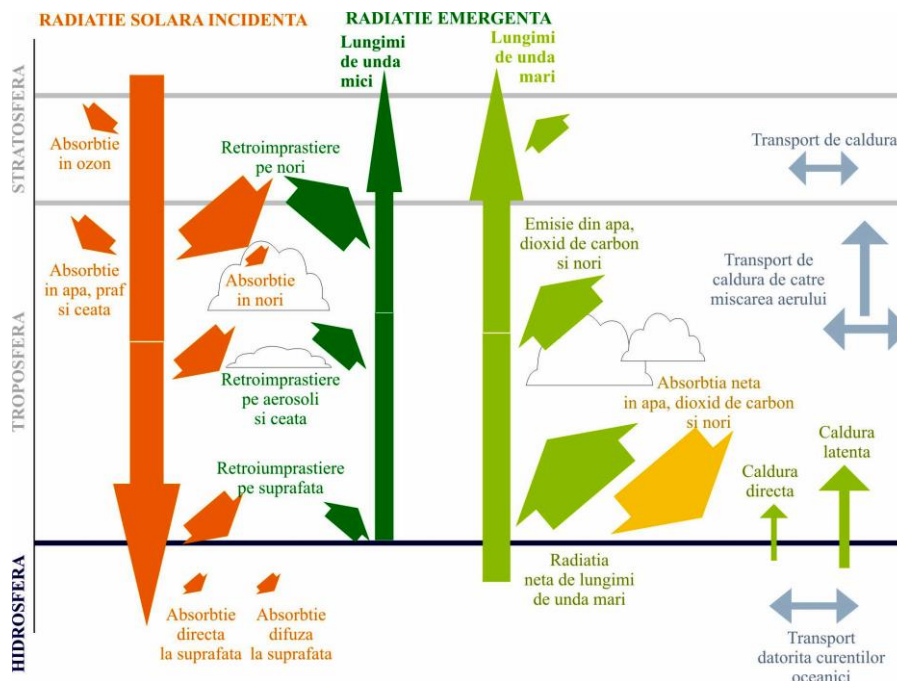


Fig. 2.3. Bugetul radiativ mediu Pământ-Soare

Pentru a avea o măsură cantitativă a radiației pe o lungime de undă se introduce noțiunea de flux radiant monocromatic Φ_λ [$W\mu m^{-1}$], acesta reprezintă

cantitatea de bază a energiei radiante emise (primite) în unitatea de timp pe o lungime de undă bine determinată.

Aceasta nu ne dă nici o informație despre direcția de distribuție a radiației. Cantitatea de flux radiant $d\Phi_\lambda$ emis (recepționat) de o unitate de suprafață dS a unei surse (detector), fără să ținem cont de direcție, definește fluxul radiant sau iradianța F_λ , și anume ca fiind fluxul recepționat sau emis de unitatea de suprafață, și se măsoară în $\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$.

După cum vom vedea particulele atmosferice, aerosolii pot redistribui radiația în toate direcțiile spațiului, dar nu în toate cu aceeași eficiență. Pentru a caracteriza sursele punctuale de emisie se definește intensitatea radiantă I_λ , care reprezintă cantitatea de flux $d\Phi_\lambda$ propagat în unghi solid $d\Omega$, și se exprimă în wați pe microni și pe steradian [$\text{W}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$]. Pentru aplicarea acestui concept la surse extinse se definește radianta L_λ

$$(L_\lambda = \frac{d^2 d\Phi_\lambda}{d\Omega dS} \quad \text{) sau flux}$$

radiant ce se propagă într-un con elementar pe o direcție dată \vec{s} , pe unitatea de unghi solid $d\Omega$ și unitatea de suprafață dS perpendicular pe direcția de propagare a radiației (Figura 2.4).

$$L_\lambda = \frac{d^2 d\Phi_\lambda}{d\Omega dS} \quad (2.1)$$

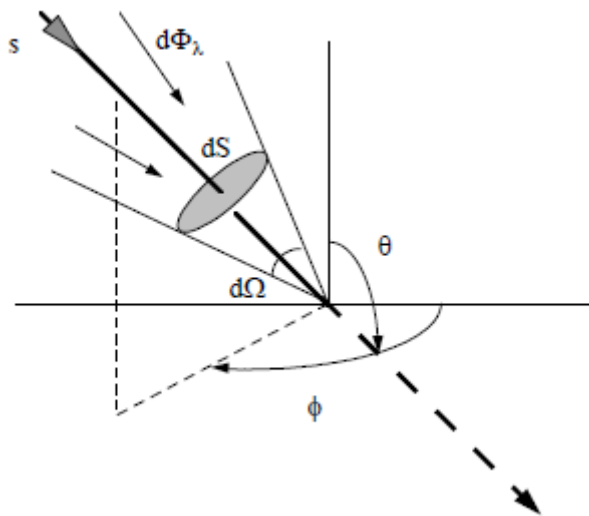


Fig. 2.4. Definirea radiantei. Unghiurile zenital θ și azimutal Φ ce definește direcția \vec{s} a radiației incidente

Radiația electromagnetică la trecerea prin atmosferă suferă diferite procese de reflexie, dispersie și absorbție datorită particulelor și gazelor care alcătuiesc mediul de propagare. Această interacție a radiației cu particulele depinde de dimensiunea, compoziția și proprietățile acestora.

Atenuarea radiației de către particulele de aerosol și constituenții gazoși este rezultatul combinării a două procese:

- **Procesul de absorbție** în care fotonul incident devine parte a energiei interne a particulei cu care interacționează, și astfel radiația este transformată în alte tipuri de energie;
- **Procesul de împrăștiere elastică** în care particula din calea energiei electromagnetice produce o redirectionare a acestei energii în alte direcții din spațiu. În acest tip de interacție, unda-particulă, fotonii incidenti nu vor deveni parte din energia internă a particulei. Dispersia se poate produce pe o singură moleculă sau particulă, dispersie simplă, sau pe mai multe, dispersie multiplă. Experimental este dovedită ipoteza dispersiei simple, sau că este predominantă față de cea multiplă. În plus față de împrăștierea elastică, dominantă în atmosferă, radiația se poate împrăști și în elastic plecând de la molecule și anume că se observă o deplasare a lungimii de undă, caracteristică pentru fiecare moleculă.

2.2.1. Împrăștierea elastică

Capacitatea mediului de a absorbi sau împrăști radiația se cuantifică prin coeficienții de absorbție $\sigma_{ab}(\lambda)$ respectiv de împrăștiere $\sigma_{dis}(\lambda)$, exprimați în m^{-1} .

Acești coeficienți reprezintă fracțiunea din fluxul radiant ce este pierdut de un fascicul de radiație care circulă pe o direcție dată, ca și consecință a absorbției sau împrăștierii, pe unitatea de grosime a mediului de propagare. Procesul de împrăștiere depinde în mare măsură de proprietățile fizice ale elementelor dispersante, și de lungimea de undă λ . Pentru analiza matematică a acestor procese trebuie să exprimăm dimensiunea particulelor prin parametrul de asfericitate:

$x = \frac{2\pi r}{\lambda}$, unde r este raza particulei și lungimea de undă λ exprimată în μm [35]:

- **$x < 0.6/n_s$** , unde n_s este partea reală a indicelui de refracție a particulei m , împrăștierea este guvernată de teoria Rayleigh, și anume că $\sigma_{dis}(\lambda)$ este funcție de λ^{-4} . Specifică pentru o atmosferă fără nori și se aplică moleculelor din aer, majoritatea cu o dimensiune de $0.001\mu m$.
- **$x > 5$** , împrăștierea este un proces de reflexie difuză care are loc foarte rar în atmosfera terestră.
- **$0.6/n_s < x < 5$** , împrăștierea este guvernată de teoria Mie, și se aplică la particule cu dimensiunea mai mare de $0.01\mu m$ cum ar fi particulele de aerosol.

Unghiul format de direcția incidentă și cea de împrăștiere se numește unghi de împrăștiere θ . Când $\theta = 0^\circ$ împrăștierea se produce în întregime în direcția de propagare, și $\theta = 180^\circ$ se numește retroîmprăștiere, și are loc în direcția opusă. Procesul de împrăștiere Rayleigh este complet simetric față de direcția perpendiculară pe direcția de propagare (Figura 2.5).

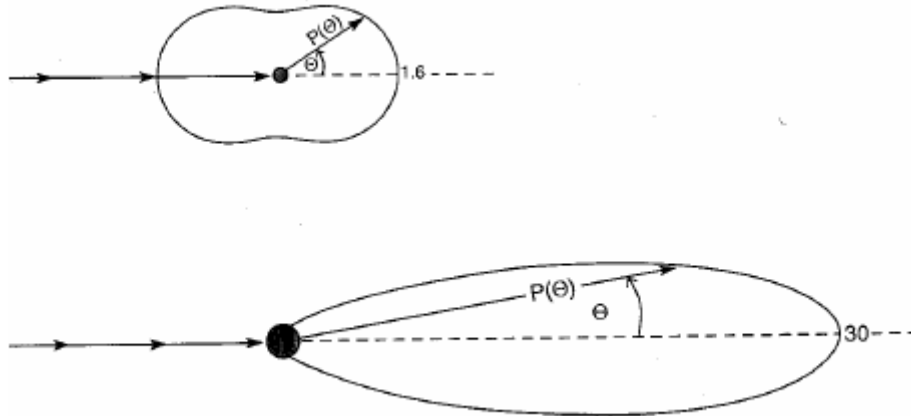


Figura 2.5. Împrăștiere Rayleigh, sus. Împrăștiere Mie, jos

Aceasta este maxima la $\theta=0^\circ$ și $\theta=180^\circ$, și minima la $\theta=\pm 90^\circ$. În cazul împrăștierii Mie, retroîmprăștierea este mică în comparație cu împrăștierea înainte. Considerând un element de volum dV , un mediu izotrop neabsorbant, asupra lui venind un fascicul de radiație caracterizat de iradianța F , fluxul $d^2\Phi$, împrăștiat de volumul dV la un unghi de $d\Omega$, într-o direcție determinată de unghiul θ respectând direcția de incidență, este:

$$d^2\Phi = Ff(\theta)dVd\Omega \quad (2.2)$$

Unde $f(\theta)$ [$m^{-1}sr^{-1}$] este funcția de împrăștiere, care caracterizează distribuția unghiulară a fotonilor împrăștiați de particulele din mediu. Cantitatea totală a fluxului împrăștiat se obține prin integrarea pe toate direcțiile:

$$d\Phi = FdV \int_{4\pi} f(\theta)d\Omega \quad (2.3)$$

Fluxul împrăștiat de elementul de volum dV , trebuie să fie egal cu cel care se pierde prin împrăștiere pe o suprafață dS a elementului de volum. Notând dA secțiunea transversală a elementului de volum, fluxul incident este FdA și cantitatea de flux împrăștiată este $d\Phi = \sigma_{dis}FdAdS = \sigma_{dis}FdV$. Din ecuația anterioară și aceasta se obține relația pentru $f(\theta)$ cu coeficientul de împrăștiere σ_{dis} :

$$\sigma_{dis} = \int_{4\pi} f(\theta)d\Omega \quad (2.4)$$

Dacă ne interesează dependența unghiulară $f(\theta)$, se definește parametrul adimensional numit funcția de fază $P(\theta)$:

$$P(\theta) = 4\pi \frac{f(\theta)}{\sigma_s} \quad (2.5)$$

Prin reducerea ecuației 2.5 și 2.6 se obține :

$$\frac{1}{4\pi} \int_{\Omega} P(\theta) d\Omega = 1 \quad (2.6)$$

Parametrul $P(\theta)$ reprezintă fracțiunea de radiație împrăștiată în direcția θ , pe unitatea de unghi solid, în raport cu radiația împrăștiată pe toate direcțiile. Într-un mediu izotrop $P(\theta)=1$. Acesta depinde de caracteristicile particulelor împrăștiătoare, dar nu și de cantitatea acestora, care se reflectă doar în σ_{dis} . Detaliile funcției de fază se pierd în procesul de împrăștiere multiplă și doar interacțiunea primară a radiației cu particulele joacă un rol important în raportul distribuției radiației împrăștiate. Într-un mediu real, neizotrop, acest raport nu este simetric. Pentru a ține cont de această asimetrie în reprezentarea funcției de fază reale, este introdus un nou parametru adimensional numit factor de asimetrie, g [46]:

$$g = \langle \cos \theta \rangle = \frac{\int_0^{\pi} \cos(\theta) P(\theta) d \cos(\theta)}{\int_0^{\pi} P(\theta) d \cos(\theta)} \quad (2.7)$$

Valoarea factorului de asimetrie depinde de dimensiunea și forma particulelor, de forma, acesta crește cu creșterea dimensională sau cu creșterea asfericității. Pentru împrăștierea izotropică sau simetrică (Rayleigh), $g=0$, și pentru împrăștierea în sensul propagării radiației $\theta=0, g=1$. Într-o atmosferă fără nori valoarea lui g variază între 0.1 și 0.7 [119] pe când într-o atmosferă cu nori g variază între 0.8 și 0.9.

2.2.2. Extincția

În general, putem considera că absorbția și procesele de împrăștiere au loc simultan. Întregul proces este numit extincție, și este cuantificat prin coeficientul de extincție $\alpha(\lambda)$:

$$a(\lambda) = \sigma_{ab}(\lambda) + \sigma_{dis}(\lambda) \quad (2.8)$$

Importanța împrăștierii și absorbției se poate caracteriza prin albedoul împrăștierii simple:

$$\omega_0(\lambda) = \frac{\sigma_{dis}(\lambda)}{a(\lambda)} = 1 - \frac{\sigma_{ab}(\lambda)}{a(\lambda)} \quad (2.9)$$

Într-un mediu constituit doar din gaze și particule care nu absorb radiația $\omega_0(\lambda)=1$. Considerând un fascicul de radiație solară ce se propagă pe o anumită direcție pe o suprafață dS a mediului. Extincția radiației de-a lungul suprafeței se va evalua cu ajutorul unui parametru cunoscut sub numele de grosimea (înălțime) optică $\tau(\lambda)$, ce are următoarea expresie:

$$\tau(\lambda) = \int_{s_1}^{s_2} a(\lambda) dS \quad (2.10)$$

În știința atmosferică se utilizează noțiunea de adâncime optică sau înălțime optică normală $\delta(\lambda)$, ca fiind grosimea optică măsurată pe verticală, la un nivel dat:

$$\delta(\lambda) = \int_{z_1}^{z_2} a(\lambda) dz \quad (2.11)$$

Înălțimea optică $\tau(\lambda)$, și adâncimea optică $\delta(\lambda)$ sunt legate una de alta prin masa optică de aer $m(\theta_0)$ (Figura 2.6), și depinde de unghiul zenital θ_0 format de direcția de propagare a radiației solare cu verticala z . Pentru $\theta_0 < 75^\circ$ masa optică se poate aproxima ca fiind $m(\theta_0) = 1/\cos(\theta_0)$. Pentru $\theta_0 > 75^\circ$ aproximarea nu mai este validă și trebuie să se țină cont de efectul de refracție rezultând expresii mai complexe pentru $m(\theta_0)$ [90].

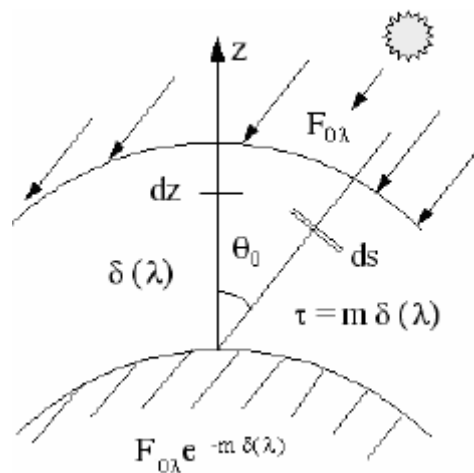


Figura 2.6. Atenuarea optica fascicolului de radiație solară incident după direcția θ_0

Prima expresie exactă pentru coeficientul de extincție pentru particule sferice a fost obținută prin rezolvarea ecuațiilor lui Maxwell pentru cazul undelor electromagnetice ce interacționează cu un obstacol, prin dezvoltarea unei serii [55]. Expresia acestuia pentru o suspensie de particule sferice cu diferite dimensiuni se obține prin integrarea între valorile minime r_m și maxime r_M a razei particulelor prezente în suspensie:

$$a = \int_{r_m}^{r_M} nr^2 Q_e(x, m) n(r) dr, \quad (2.12)$$

Unde Q_e reprezintă factorul de eficiență a extincției exprimată în funcție de parametrul dimensional x , și de indicele de refracție a particulelor m . Acest factor este suma factorilor corespunzători de absorbție și respectiv împrăștiere, $Q_e = Q_{dis} + Q_{ab}$, iar pentru o suspensie omogenă de aerosol, cu aceeași dimensiune se obține pentru coeficientul de extincție :

$$a = nr^2 Q_e N \quad (2.13)$$

Factorul Q_e este un parametru adimensional și pentru particule sferice se obține direct din teoria Mie, pe când pentru particulele cu geometrie mai complexă trebuie să apelăm la modele care să îl reprezinte într-o formă mai adecvată [40]. Acesta reprezintă cu alte cuvinte eficacitatea cu care particula interacționează cu radiația. Q_e ia valori mai mari sau mai mici decât 1 în strânsă dependență de dimensiunea particulelor care este comparată cu lungimea de undă a radiației incidente.

Din radiația solară care ajunge în atmosferă aproximativ 30% se întoarce în spațiu datorită reflexiei de la nori, iar 25% este absorbit de atmosferă de către vaporii de apă, ozon și dioxidul de carbon. Astfel, doar 45% din radiația solară este absorbită de suprafața Pământului, după trecerea prin atmosferă. Procesele de absorbție și împrăștiere datorate moleculelor și particulelor schimbă cantitatea de radiație ce trece prin atmosferă, într-o atmosferă curată, aerosolul atmosferic joacă un rol important în procesul de împrăștiere a radiației solare ce trece prin ea, și într-o mai mică măsură prin absorbție. Restul constituentilor atmosferici afectează și ei compoziția spectrală a radiației care ajunge pe suprafața Pământului în regiunea vizibilului. Procesele de extincție cei mai importanți în domeniul spectrului de lungimi de undă scurtă sunt:

- Absorbția datorată ozonului în ultraviolet și anume în lungimea de undă Hartley și Huggins, și în vizibil în lungimile de undă Chappuis;
- Absorbția în infrarosu apropiat de către CO_2 , și mai important în vaporii de apă, responsabili de încălzirea radiativă din troposferă;
- Împrăștierea moleculară în ultraviolet și în vizibil, împrăștierea și absorbția de către particulele de aerosol, cristale sau nori.

2.2.3. Împrăștierea Raman

Împrăștierea Raman este așa numita împrăștiere inelastică, când radiația este împrăștiată inelastic de către molecule producând o deplasare a lungimii de undă caracteristică pentru fiecare tip de molecule. Acest mecanism produce o schimbare a stării cuantice a moleculelor (rotațional și vibrațional) și frecvența

fotonului împrăștiat se deplasează. Molecula primind energie, ajunge pe un nivel de excitație superior, scade energia fotonului împrăștiat și lungimea de undă a fotonului crește.

Siftarea lungimii de undă se produce proporțional cu lungimea de undă incidentă, această deplasare depinzând de tipul de moleculă întâlnit și este dată de:

$$\Delta\bar{\nu} = \bar{\nu}_I - \bar{\nu}_S = \frac{\Delta E}{hc} \quad (2.14)$$

Unde $\bar{\nu}_i = \frac{1}{\lambda_i}$ se referă la numărul lungimii de undă (cm^{-1}), ΔE reprezintă

diferența de energie între nivelele energetice ale moleculelor, h este constanta Planck și c reprezintă viteza luminii în vid. Procesul Raman are o eficiența foarte scăzută și astfel secțiunea eficace corespunzătoare este foarte scăzută ($10^{-32} - 10^{-28} \text{ cm}^2 \text{ molecule}^{-1}$), este îmbunătățit doar în regiunea de ultraviolet a spectrului unde secțiunea eficace este proporțională cu λ^{-4} .

Pentru a depăși acest inconvenient al secțiunii eficace trebuie să analizăm componenții cu concentrații mai mari decât a constituenților atmosferici, astfel N_2 , O_2 și vaporii de apă ne sunt de interes, pentru N_2 și O_2 densitățile atmosferice ne sunt cunoscute plecând de la modelul atmosferic și anume de la ecuațiile pentru presiune și temperatură și deci pot fi utilizate ca și gaze de referință. Densitatea vaporilor de apă este variabilă în spațiu și timp și deci este un principal component ce trebuie analizat pentru determinarea împrăștierii Raman. Calculul nivelelor energetice pentru moleculele de genul N_2 și O_2 este foarte ușor de realizat și anume că se aseamănă cu modelul unui oscilator armonic ce se rotește liber:

$$E_{vib,v} = hc\bar{\nu}_{vib}\left(v - \frac{1}{2}\right) \quad \text{unde } v = 0, 1, 2, \dots \quad (2.15)$$

unde $\bar{\nu}_{vib}$ reprezintă numărul de undă vibrațională specifică sau în cazul nostru frecvența oscilatorului și v numărul cuantic vibrațional. Pentru nivele de energie rotațională se introduce următoarea aproximare:

$$E_{rot,J,v} = hc\left[B_v J(J+1) - D_v J^2(J+1)^2\right] \quad J = 0, 1, 2, \dots \quad (2.16)$$

unde J este numărul cuantic vibrațional, B_v constanta rotațională specifică și D_v constanta de distorsionare sau alungire a moleculei. Constantele B_v și D_v depind de starea vibrațională a moleculei, termenul ce conține D_v contorizează efectul centrifugal de-a lungul axei moleculei datorat rotației.

Constantele $\bar{\nu}_{vib}$, B_0 , B_1 și D_0 necesare pentru calculul deplasării de frecvență Raman pentru N_2 și O_2 pentru aplicațiile cu Lidar Raman sunt reprezentate în Tabelul 2 [111].

Tabelul 2. Constantele moleculare pentru calculul deplasării de frecvență Raman pentru N_2 și O_2 [111]

Gas	$\bar{\nu}_{vib}$ (cm^{-1})	B_0 (cm^{-1})	B_1 (cm^{-1})	D_0 (cm^{-1})
N_2	2330.7	1.98957	1.97219	$5.76 \cdot 10^{-6}$
O_2	1556.4	1.43768	1.42188	$4.85 \cdot 10^{-6}$
H_2O	3652			

Pentru o anumită lungime de undă de excitație Împrăștierea Raman va furniza un spectru sifrat caracteristic pentru molecula excitată. Împrăștierea Raman are două componente și anume:

- Procesele Stokes în care lungimea de undă este sifrată către nivele superioare;
- Procesele anti-Stokes în care lungimea de undă este sifrată către nivele energetice inferioare.

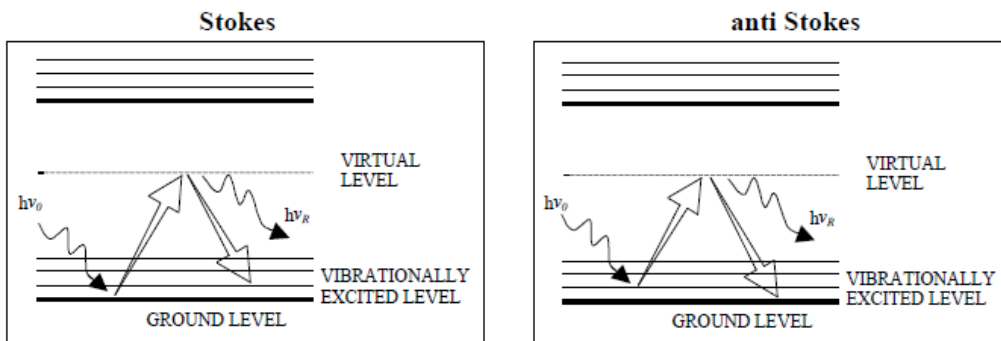


Figura 2.7. IMPRASTIEREA [40].

În această imagine este reprezentat un foton care reemite cu mai puțină (Stokes) și mai multă (anti Stokes) energie față de energia inițială, cele mai importante sunt cele Stokes. Timpul de interacție este foarte mic de ordinul 10^{-14} s. Având în vedere acestea numărul lungimii de undă $k[\text{cm}^{-1}]$ se poate defini:

$$\lambda = \frac{1}{k} \quad (2.17)$$

și deplasarea Raman este dată de

$$\Delta k = k_L - k_R \quad (2.18)$$

unde $k_L [\text{cm}^{-1}]$ este numărul lungimii de undă a laserului și $k_R [\text{cm}^{-1}]$ este numărul lungimii de undă sifrată, după cum se poate vedea în tabelul de mai sus k_R pentru N_2 este 2331 cm^{-1} , 3652 cm^{-1} pentru apă (vapori de apa) și de aici se poate calcula lungimea de undă sifrată $\lambda_R [\text{cm}]$:

$$\lambda_R = \frac{\lambda_L}{1 - \Delta k \cdot \lambda_L} \quad (2.19)$$

Unde $\Delta k [\text{cm}^{-1}]$ reprezintă siftrarea Raman, $\lambda_L [\text{cm}]$ lungimea de undă laser. Pentru studiul de față se utilizează un sistem Lidar cu 4 lungimii de undă :

- Elastice : 355nm și 532 nm;
- Raman : 387nm și 607nm;

Laserul fiind de tip Ng:YAG cu 3 armonici și anume fundamentală 1064nm , 532nm și 355 nm. Pentru acest caz sunt calculate lungimiile de undă sifrate , acestea fiind prezentate în tabelul de mai jos.

Tabelul 3. Lungimile de undă Raman pentru azot și vapori de apă

Gaz	N ₂	H ₂ O
Siftarea Raman [cm ⁻¹]	2331	3652
Lungimea de unda [nm]		
355	386.68	407.51
532	607.41	660.4

2.2.4. Absorbția

La traversarea atmosferei o parte din radiația solară este absorbită de constituenții atmosferici, astfel se produce o creștere energetică a acestor componente care sunt în final răspunzătoare de creșterea de temperatură în atmosferă. Acest fenomen de absorbție are loc doar pentru anumite lungimi de undă așa numitele linii de absorbție.

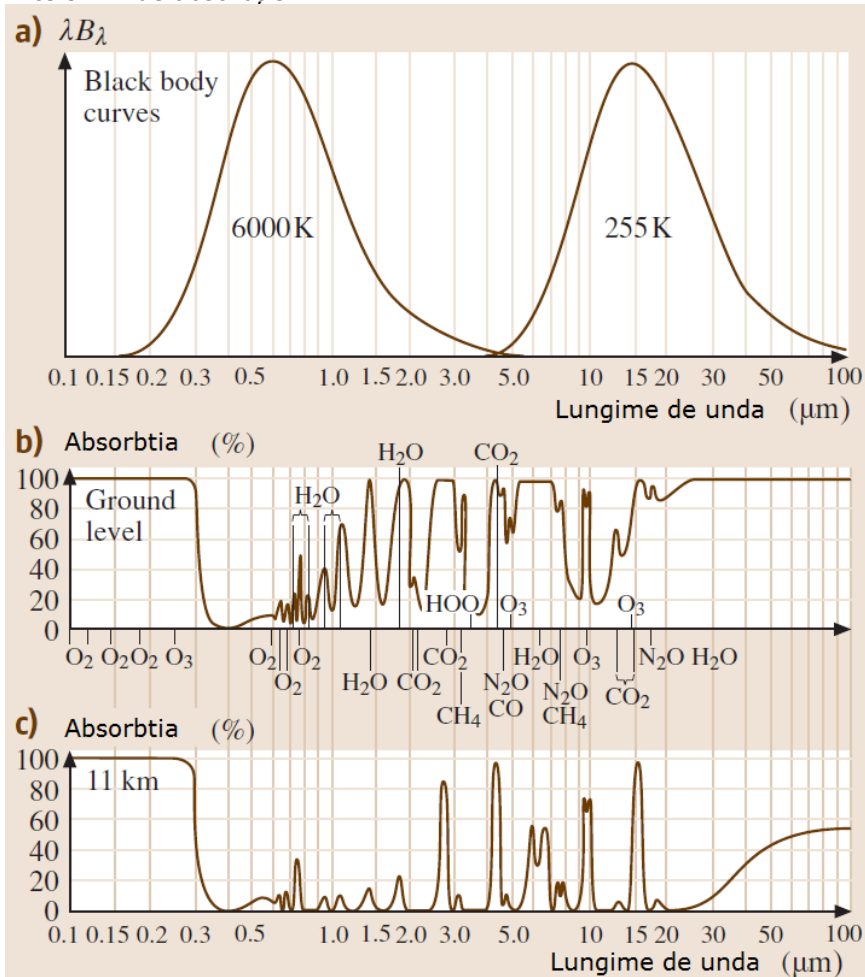


Figura 2.8. Schema transferului radiativ în atmosferă; (a) radiația ce vine de la soare reprezentată în stânga și ce pleacă de la pământ în dreapta, (b) absorbția atmosferică pentru diferite gaze la nivelul solului (cuprinde toata atmosfera) și (c) la 11 km. [103]

Principalele componente absorbante în atmosfera terestră sunt N_2 , O_2 , O_3 și vaporii de apă. Pe lângă aceste componente CO_2 , NO_2 , CH_4 , CO , H_2SO_4 și No și alte combinații de hidrocarburi participă la acest fenomen de absorbție (Figura 2.8). Oxigenul și azotul absorb continuu razele X cât și pe lungimiile de undă scurtă până la $0.085 \mu m$. Azotul prezintă o bandă puternică de absorbție în ultraviolet ($0.1 \mu m$ dar și între 0.23 și $0.34 \mu m$). Oxigenul absoarbe în vizibil la 0.63 , 0.69 și $0.76 \mu m$. Ozonul absoarbe puternic între 0.21 și $0.3 \mu m$, în vizibil în regiunea 0.44 și $0.64 \mu m$, în infraroșu pe lungimiile de undă 4.8 , 9.6 și $14.2 \mu m$. Vaporii de apă joacă un rol important în atenuarea radiației solare în infraroșu, unde absoarbe foarte puternic (1.1 , 1.4 și $1.8 \mu m$) dar și între 0.72 , 0.82 , 0.94 , 2.7 , 3.2 și $6.3 \mu m$. Bioxidul de carbon absoarbe și el foarte puternic în infraroșu (1.45 , 1.6 , 2 , 2.7 , 4.3 , 4.8 și $7.2 \mu m$).

3. AEROSOLUL ATMOSFERIC

Aerosolul atmosferic este un sistem coloidal format din particule solide și lichide (exceptând hidrometeorii) în suspensie în aer.

Particulele de aerosol (aerosolii) sunt o componentă importantă a atmosferei, care interacționează cu radiația solară și terestră, afectând echilibrul radiativ al Pământului. Această interacțiune poate fi de asemenea indirectă și anume, atunci când acești aerosoli acționează ca și nucleele de condensare, activând procesul de formare a picăturilor de apă sau a cristalelor de gheață. Proprietățile radiative și dinamice ale norilor astfel formați vor depinde în mare măsură de proprietățile aerosolilor care au stat la baza formării lor. De exemplu, o populație anormal de numeroasă de aerosoli mici higroscopici în prezența unei umidități ridicate ar putea declanșa formarea unui nor cu un număr foarte mare de picături cu o rază mică, care ar putea afecta stabilitatea populației de picături, și în final eficiența de coalescență cât și a precipitării [118][114].

Modificările progresive ale mediului de către om, afectează în mod direct cât și indirect formarea și proprietățile aerosolilor atmosferici predominanți, efect antropogenic asupra climei regionale cât și globale. În prezent nu avem destule informații pentru a determina pe termen lung cu suficientă precizie efectul activității umane asupra climei în viitor.

3.1. Surse de aerosol

Aerosolii atmosferici se clasifică în aerosoli naturali, cum ar fi praful deșertic, aerosolul marin, cenușa și fumul de la pădurile și pășunile arse cât și cenușa vulcanică, și în aerosoli antropogenici cum ar fi aerosolii organici rezultați din arderea biomasei, particule de sulfat din emisii industriale, praf din zonele în care apa și vegetația au fost îndepărtate cât și aerosolii creați de aeronave. În prezent pe glob, aerosolii creați de activitatea umană reprezintă aproximativ 10% din suma totală a aerosolilor din atmosferă, mare parte concentrată în emisfera nordică, în special în zonele puternic industrializate [36][37][107]. Toate aceste particule variază ca mărime de la câțiva nanometri până la câteva sute de microni. Unele din aceste particule sunt emise direct în atmosfera (emisii primare), iar unele sunt emise sub formă de gaze și formează particule în atmosferă (emisii secundare). Aceste componente creează probleme respiratorii, pot de asemenea transporta componente patogene, fungice și virale care pot crea focare de infecție în diferite părți ale lumii.

3.2. Tipuri și surse de aerosoli

Aerosolii pot fi împărțiți în mai multe categorii funcție de sursa de apariție (naturală sau antropologică), mecanismul de formare (secundar sau primar),

mărimea acestora (fine sau grosiere) precum și în funcție de efectul radiativ creat de aceștia (racire sau încălzire).

3.2.1. Particule de praf

Cea mai mare sursă de aerosoli sunt zonele aride, cum ar fi deșerturile, mlăștinile desecate, eliberând praf și nisip în atmosferă. Doar această sursă este estimată ca fiind de circa 1000-5000 tone/an, iar durata acestora de viață depinde de dimensiunea acestora. Particulele mari sunt rapid decantate gravitațional iar cele mici sub-micronice rămân suspendate în atmosferă pentru câteva zile sau săptămâni. Pentru estimarea efectului radiativ al acestor aerosoli avem nevoie de informații despre dimensiune și indexul de refracție al particulelor și dacă aceste minerale sunt amestecate extern sau sunt agregate intern. Diametrul mediu tipic pentru acest tip de aerosol este de circa 2-4 μm . Indicele radiativ măsurat pentru praful Saharian este adesea utilizat pentru estimarea efectului radiativ [102].

Aerosolii de acest tip au albedoul împrăștierii simple scăzut, rezultând un forcing radiativ scăzut datorat parțial anulării forcingului termic și solar precum și anularea forcingului pozitiv și negativ pe zone geografice diferite [102].



Fig. 3.1. Furtuna de praf în zona deșertică

Cu toate acestea, diferențele dintre indexii de refracție pentru praful din zone diferite cât și a albedoului duc la o mare incertitudine a forcingului [15].

3.2.2. Săruri marine

Aerosolii de sare marină sunt în principal rezultați din spargerea bulelor de aer antrenate și create de vânt și depind foarte mult de viteza acestuia. Datorită albedoului ridicat al împrăstierii simple cât și a caracteristicilor higroscopice, aceștia sunt principalii contribuitori a împrăstierii luminii cât și a formării de nori, în special în acele regiuni în care viteza vântului este mare și cu puține alte surse de aerosoli [62], [80]. Particulele de sare marină acoperă o gamă mare de dimensiuni (de la 0.05 până la 10mm diametru) și în consecință au o varietate mare a timpului de viață.

3.2.3. Praf industrial, aerosol antropogenic primar

Transportul, arderea carbunelui, fabricarea cimentului, metalurgia și incinerarea deșeurilor sunt activitățile industriale care produc astfel de aerosoli. Estimările recente pentru emisia actuală variază de la aproximativ 100 megatone/an până la 200 megatone/an [117].



Fig.3.2. Poluare industrială – aerosol din sursa industrială

Aceste surse de aerosoli au cel mai important efect asupra calității mediului, fiind pe scară largă monitorizați și au fost impuse reglementări din ce în ce mai stricte. Ca urmare, emisiile de aerosoli industriali au fost reduse semnificativ, în special în țările dezvoltate. Având în vedere sursele și faptul că cea mai mare parte a aerosolului industrial în prezent nu depășește 1mm în diametru, nu este de o foarte mare importanță din punct de vedere climatic. Pe de altă parte, creșterea rapidă a industrializării, în special în Asia, duce la creșteri în cantitate a acestor aerosoli la valori de până la 300 megatone /an [117].

3.2.4. Aerosol de tip carbonic

Aerosolul de tip carbonic reprezintă o fracțiune importantă dar variabilă a aerosolului atmosferic, ce are ca principală sursă arderea biomasei și a combustibilului fosil, precum și oxidarea compușilor organici volatili (COV) biogenic și antropogenic.

Aerosolii organici au rezultat în urma arderii biomasei, acest tip de aerosol împrăștie lumina cel puțin la fel de puternic ca și aerosolii de sulfat, fiind predominanți în troposfera superioară. Datorită prezenței acizilor carboxilici și dicarboxilici acest tip de aerosol sunt puternic hidrofilii astfel putând participa la formarea norilor, jucând un rol important în efectul indirect asupra climatului.

Emisia la nivel global de aerosoli organici prin arderea biomasei și arderea combustibililor fosili a fost estimată ca fiind de 45-80 și 10-30 megatone/an [75],[16],[89]. Carbonul negru, prezent sub forma de funingine joacă un rol important deoarece este puternic absorbant al luminii. Procesele de ardere sunt surse dominante de negru de fum. Estimările recente plasează emisiile globale prin arderea biomasei la aproximativ 6-9 megatone/an iar prin arderea combustibililor fosili la circa 6-8 megatone/an [89]. Hidrocarburile biogenice sunt oxidate în atmosferă formând componente volatile ușoare, datorită conversiei lor gaz-particulă, acești aerosoli secundari organici au dimensiuni submicronice.

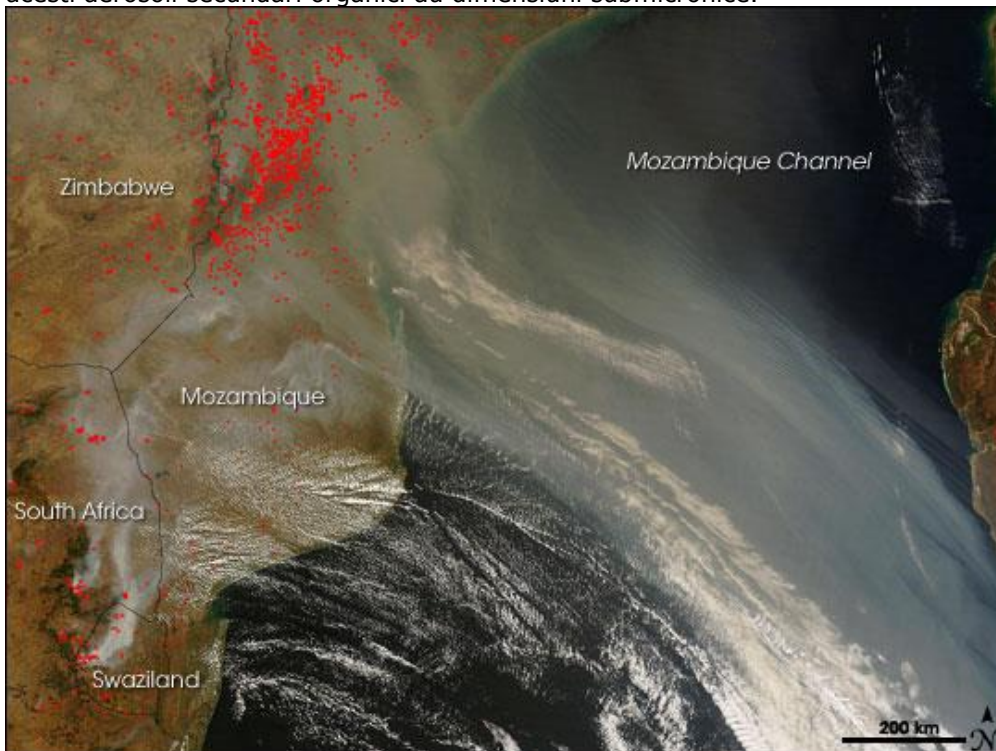


Fig.3.3. Vegetație în flăcări din Africa

Producerea de aerosoli din componente biogenice este guvernată de procesele de oxidare. În timp ce oxidarea de către O_3 și NO_3 este mai eficientă decât cea cu radicali liberi de tipul OH, aceasta are loc doar în zonele poluate cu

concentrații mari de O_3 și NO_3 . Oxidarea cu OH produce aerosoli organici secundari, iar condensarea ulterioară a compușilor organici pe aerosoli depinde nu numai de presiunile parțiale ale componentelor biogenice și de temperatura ambiantă ci în mare măsură și de prezența altor tipuri de aerosoli organici capabili să absoarbă produsele gaz-particulă rezultate în urma oxidării [27].

3.2.5. Aerosoli biogeni primari

Acest tip de aerosol este format din resturi vegetale (fragmente de ceară, frunze), materii humice și particule microbiene (bacterii, ciuperci, virusi, alge, polen, spori). În prezent sunt puține informații disponibile pentru a estima contribuția acestor particule la cantitatea totală de aerosoli din atmosferă [51].

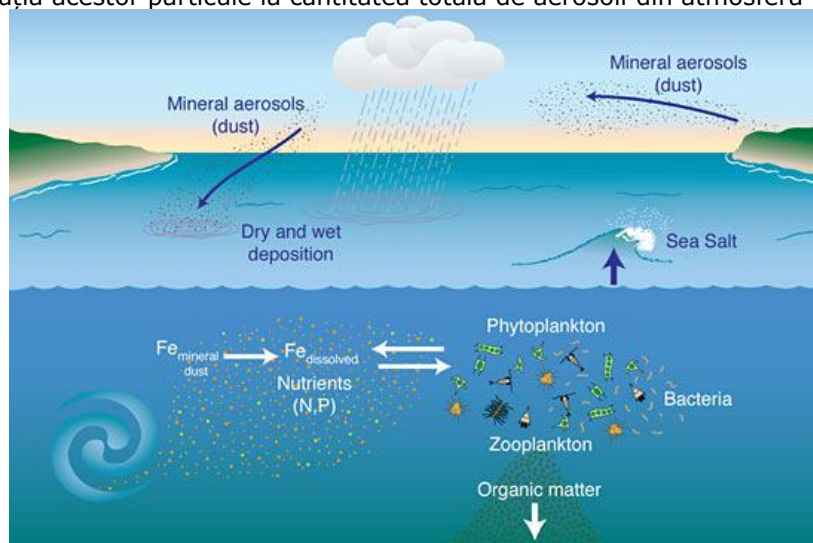


Fig.3.4. Tipuri de aerosoli – aerosoli biogeni dreapta jos

3.2.6. Sulfații

Cu excepția sărurilor marine, sulfații sunt produși prin reacții chimice în atmosfera din precursori gazoși. Principalul precursor fiind SO_2 -ul din surse antropice, vulcani și surse biogene cum ar fi planctonul. Cantitatea globală de sulfați este estimată ca fiind de circa 67-130 megatone/an [45].

Sulfatul este prezent în particule sub formă de acid sulfuric, sulfat de amoniu, compuși intermediari, în funcție de disponibilitatea amoniacului gazos pentru neutralizarea acidului sulfuric format din SO_2 .

3.2.7. Nitrații

Producerea de aerosoli sub forma de nitrati este strans legata de abundenta sulfatului și amoniului în atmosfera, în cazul în care acesta din urmă este mai abundent creează aerosoli care sunt eficienți în prăstietori a radiației solare. Dacă nu, acid azotic este depus pe minerale alcaline sau săruri marine [25], aceștia se

gasesc sub forma grosiera, reducand albedoul imprastierii simple si eficienta radiativa a aerosolului rezultat. Datorita utlizarii pe scara larga a nitartiilor in agricultura, concentratiile de aerosoli sub forma de nitrati a crescut considerabil.

3.2.8. Vulcanii

Cenușa, praful și sulful în stare gazoasă sunt cele mai importante componente ale emisiilor vulcanice de formare a aerosolilor. Sulfatul vulcanic duce la formarea de cristale de gheață în troposfera superioară, producând un puternic efect radiativ. SO_2 -ul vulcanic are un timp de viață mult mai lung față de SO_2 -ul produs antropogenic , datorită lipsei mecanismului de precipitare la altitudinile la care acest tip de aerosol este emis.



Fig.3.5. Erupția vulcanului Grimsvötn din Islanda văzută din satelit la 05:15 UTC din 22 mai 2011 (NASA) [121]



Fig.3.6. Cenușa vulcanică

În stratosferă sulfatul este produs prin procese de fotoliză a sulfatului de carbonil, în sulfat. Erupțiile vulcanice violente care să injecteze până în stratosferă sunt foarte rare, cu toate acestea efectele climatice sunt puternice și de durată. Au fost înregistrate de-a lungul timpului erupții vulcanice care au produs aproximativ 100 megatone de SO_2 într-un singur eveniment, ducând astfel la un efect de răcire treptat de circa -0.14 la -0.3 °C pentru erupțiile vulcanice din secolele 19 și 20.

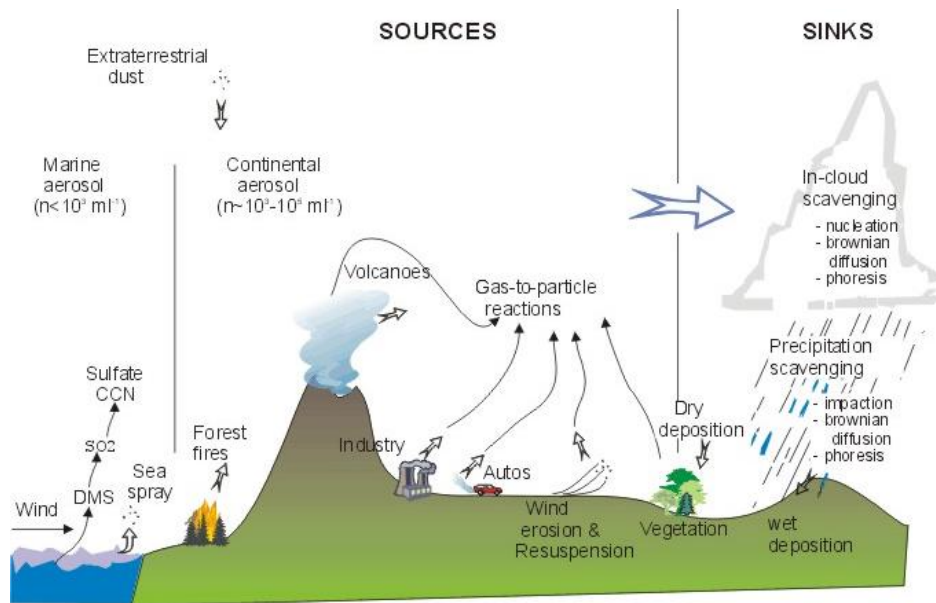


Fig.3.7.Surse de aerosol

Absorbția, împrăștierea și emisia de radiație în atmosfera terestră cât și la suprafața Pământului sunt puternic influențate de concentrația de aerosoli prezentă în atmosferă.

Particulele de aerosol ajung în atmosferă prin două moduri:

- Prin împrăștierea și ridicarea de substanțe de pe suprafața pământului și are loc sub formă de condensat (praf mineral și săruri marine). Aceste tipuri de aerosoli sunt numiți *aerosoli primari* deoarece formarea acestora nu necesită alte faze de transformare suplimentare.
- Din faza gazoasă prin condensarea vaporilor suprasaturati. Astfel de vapori sunt produși de reacțiile chimice între componentele gazoase ale atmosferei (vapori de H_2SO_4 din SO_2). Aceștia sunt numiți *aerosoli secundari*.

Praful mineral și aerosolul marin sunt două din cele mai mari surse de aerosoli la nivel mondial. Acest lucru se datorează faptului că ele apar în principal în regiunile continentale aride sau semi-aride și respectiv în oceane. Regiunile aride acoperă aproximativ o treime din suprafața terestră la nivel mondial, în timp ce oceanele acoperă aproximativ 71% din suprafața Pământului.

Ambele tipuri de aerosoli sunt produse prin procese de dispersie. Aerosolii minerali sunt produși prin ridicarea de particule de pe suprafața pământului în aer de către vânt. Ridicarea particulelor solide de pe sol este datorată unei mișcări tangențiale cu suprafața pământului datorate unei forțe exercitate asupra lor de către vânt [86]. Aceasta duce la reducerea zonei de contact dintre particulă și suprafața de bază ,

care duce la reducerea aderenței dintre ele. Forțele aerodinamice devin mai eficace, ridicând particulele în aer. Pentru particule mai mici de $\approx 0.1\mu\text{m}$ forța de aderență depășește forța de ridicare exercitată de vânt, ca urmare aerosolul mineral este compus în principal din particule grosiere.

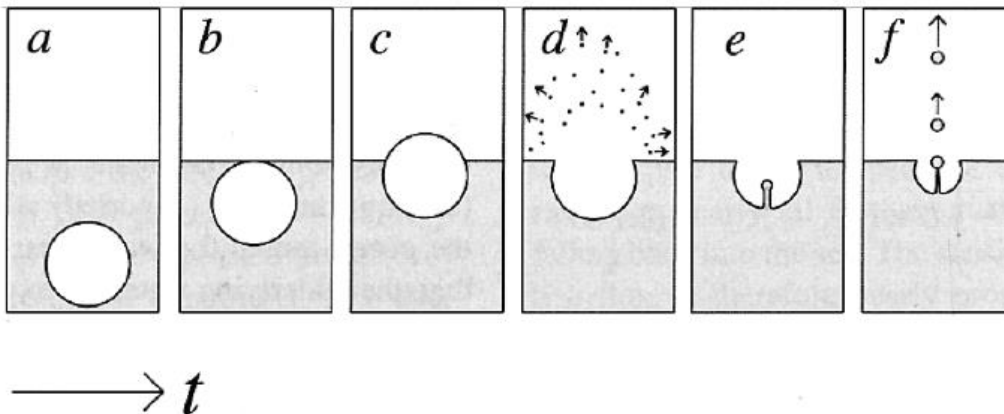


Fig.3.8. Formarea aerosolului marin datorat spargerii bulelor antrenate.

Aerosolii marini sunt produși de spargerea bulelor la suprafața oceanelor, acestea fiind produse de vântul puternic care face ca aerul să intre în apa oceanului formând suprafața înspumată. Bulele de aer au un diametru aproximativ de 100 micrometri sau mai puțin. În procesul de distrugere al bulelor au loc două procese [86], după cum se poate vedea și în Figura 3.8.

- Învelișul bulelor se dezintegrează formând numeroase particule mici, cu diametre de câțiva micrometri. Acesta este urmat de formarea unui jet central constând din 3-8 picături, având ca dimensiune aproximativ 10% din diametrul bulei inițiale, proces datorat tensiunii superficiale a bulei.
- Picăturile de sprai marin se evaporă în aer până la aproximativ 30%-50% din dimensiunea lor originală. Evaporarea completă este puțin probabilă, datorită proprietăților higroscopice a sării marine. Prezența sărurilor marine în aerosolul marin este restricționat la straturile inferioare ($< 3 \text{ Km}$) ale atmosferei, cu o densitate de aproximativ $\approx 100 \text{ cm}^{-3}$.

3.3. Proprietățile fizico-chimice și dinamica aerosolului atmosferic

3.3.1. Concentrația și distribuția dimensională a aerosolului

Aerosolul atmosferic sau antropic se distinge prin proprietăți fizice și chimice care determină efecte deosebit de importante pentru procesele și fenomenele care au loc în atmosferă.

3.3.2 Dinamica aerosolului

Nucleația joacă un rol important în formarea din faza de gaz a urmelor de substanță și apă în faza lichidă și solidă. O transformare, de exemplu, de la o fază de vapori la o fază lichidă nu se produce spontan, mai degrabă, nuclee mici trebuie să se formeze din faza gazoasă. Acest pas în faza de transformare poate fi foarte lent. Odată ce faza de nucleație inițială a avut loc, nucleele cresc foarte repede. Acest proces de nucleație poate avea loc în prezență sau în absență de material străin. Nucleația omogenă reprezintă nucleația vaporilor în embrionii de molecule de vapori doar în absența substanțelor străine. Nucleația eterogenă este nucleația pe substanțe străine sau suprafețe, cum ar fi ioni sau particule solide, în plus procesele de nucleație pot fi homo-moleculare (o singură specie) sau heteromoleculare (două sau mai multe specii).

Pot fi distinse patru tipuri de nucleație [90]:

- Homomolecular omogene: auto-nucleație de o singură specie, nu există nuclee de substanțe sau suprafețe străine;
- Heteromolecular omogene: auto-nucleație a două sau mai multe specii, nu există nuclee de substanțe sau suprafețe străine;
- Homomolecular eterogen: nucleația unei singure specii pe o substanța străină;
- Heteromolecular eterogen: nucleația a două sau mai multe specii pe o substanța străină.

Nucleația omogenă are loc într-o fază de vapori suprasaturați. Gradul de suprasaturație a unei specii de molecule A în aer la temperatura T este de definită

de raportul de saturație $S = \frac{p_A}{p_A^S(T)}$, unde p_A este presiunea parțială a lui A și

$p_A^S(T)$ este presiunea de saturație a lui A în echilibru cu faza sa lichidă la temperatura T. Dacă A este apa (H_2O), aceeași cantitate este exprimată ca fiind Umiditatea Relativă (Relative Humidity - RH). Pentru vapori nesaturați $S < 1$, $S = 1$ pentru vapori saturați și $S > 1$ pentru vapori suprasaturați.

Nucleația eterogenă poate apărea pe ioni, particule insolubile sau solubile. Cel mai important proces de nucleație eterogen în atmosfera implică nucleația moleculelor de vapori pe particule de aerosoli, atât solubile cât și insolubile. Nucleația vaporilor de apă pe particule solubile este procesul prin care se formează ceața și norii în atmosferă.

Nucleația se ocupă cu crearea unei singure particule. O populație de particule în atmosferă duce la interacțiuni între particule individuale, modificări în populație apar atunci când un compus de vapori condensează pe particule (Condensatie) sau atunci când particulele se ciocnesc și aderă (coagulare).

Procesele de nucleație, condensare și coagulare reglementează distribuția dimensională a poluției de aerosoli.

Modul de formare a aerosolilor crează varietatea distribuției dimensionale, distribuția volumică sau de masă este dominată în cele mai multe cazuri de acumulare ($\approx 0.1 \mu\text{m} - 2\mu\text{m}$) precum și de particule grosiere ($2\mu\text{m} - 50\mu\text{m}$) după cum poate fi observat și în figura de mai jos.

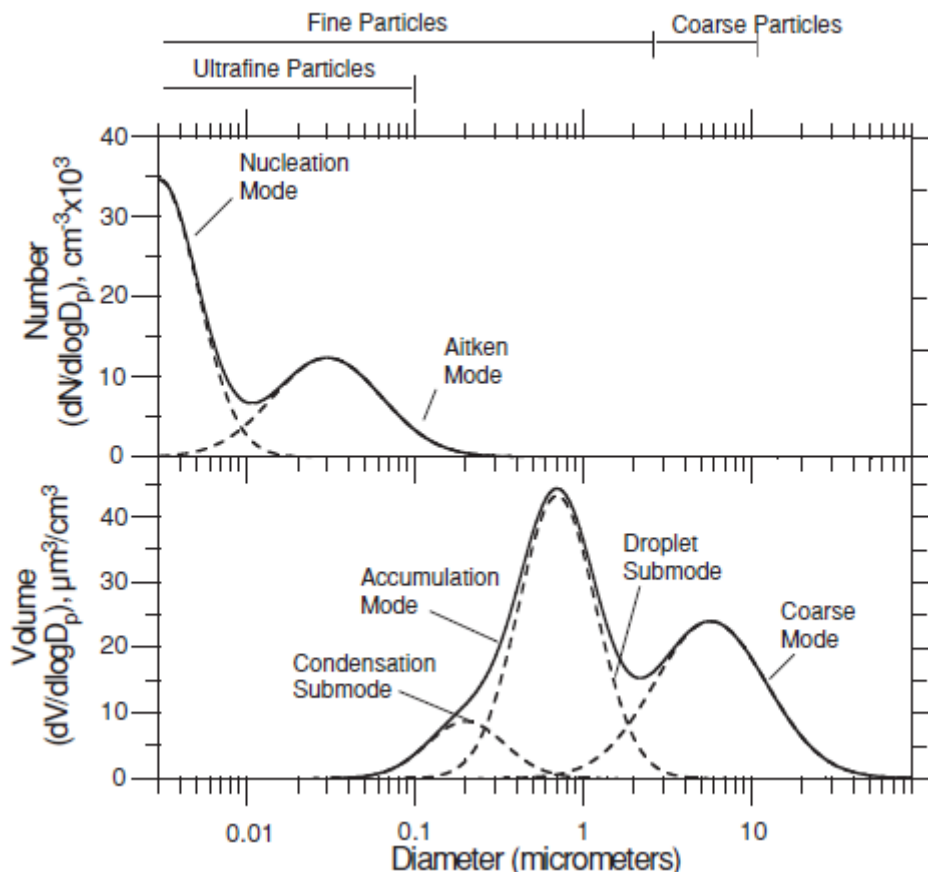


Fig.3.9. Modurile de distribuție numerică și volumică a particulelor de aerosol [18]

Se constată că particulele cu diametre mai mari de $0.1 \mu\text{m}$, care reprezintă majoritatea masei aerosolilor, sunt neglijabile ca și număr în comparație cu particulele mici. Două moduri predomină distribuția numerică a aerosolilor în zonele urbane și rurale și anume modul de nucleație (particule mai mici de 100nm) și nucleii Aitken (particule cu diametre între 10nm și 100nm). Particulele de nucleație sunt în general particule proaspăt create din faza de gaz prin nucleație, acestea pot sau nu pot fi prezente în funcție de atmosferă. Cei mai mulți nuclei Aitken, au ca start particule primare pe care materii secundare condensează, în timp ce aceștia sunt transportate prin atmosferă. Particulele de nucleație au o masă neglijabilă în comparație cu nucleii Aitken creați prin acumulație în distribuția de masă. Particule cu diametre mai mari de $2.5 \mu\text{m}$ sunt considerate ca fiind particule grosiere, în timp ce cele cu diametre mai mici de $2.5 \mu\text{m}$ sunt numite particule fine. Particulele fine

includ majoritatea din totalul numărului de particule și o mică parte din masa acestora. Particulele cu diametre mai mici de $0.1\mu\text{m}$ sunt des numite particule ultrafine.

Distribuția dimensională a aerosolilor este în general descrisă ca fiind suma logaritmică normală a distribuțiilor:

$$n_N^0(\log D_p) = \sum_{i=1}^n \frac{N_i}{(2\pi)^{1/2} \log \sigma_i} \exp \left[-\frac{(\log D_p - \log \overline{D_{pi}})^2}{2 \log^2 \sigma_i} \right]$$

Unde N_i este concentrația numerică, D_{pi} este diametrul mediu, și σ_i reprezintă deviația standard a logaritmului i . Acești 3 parametri sunt necesari pentru descrierea distribuției dimensionale a aerosolilor.

Particulele suspendate în atmosferă suferă diferite procese de distrugere și îndepărtare, astfel timpul de staționare în atmosferă poate fi de la câteva zile până la câteva săptămâni sau chiar ani. Procesul de eliminare poate fi grupat în două mari categorii: depunere uscată sau depunere umedă.

Ne referim la depunere uscată atunci când particulele sunt depuse pe suprafața pământului fără ajutorul precipitațiilor. Aceasta include două mecanisme:

- Depunere gravitațională, și se referă simplu la particulele care intră sub incidența gravitației.
- Depunerea turbulentă este cel mai eficient mecanism uscat de transport pe verticală în stratul limită atmosferică. Pulberile posedă suficientă inerție astfel încât particulele să fie proiectate pe distanțe mari, cum ar fi în cazul furtunelor deșertice, aceasta are loc în funcție de dimensiunea particulelor.

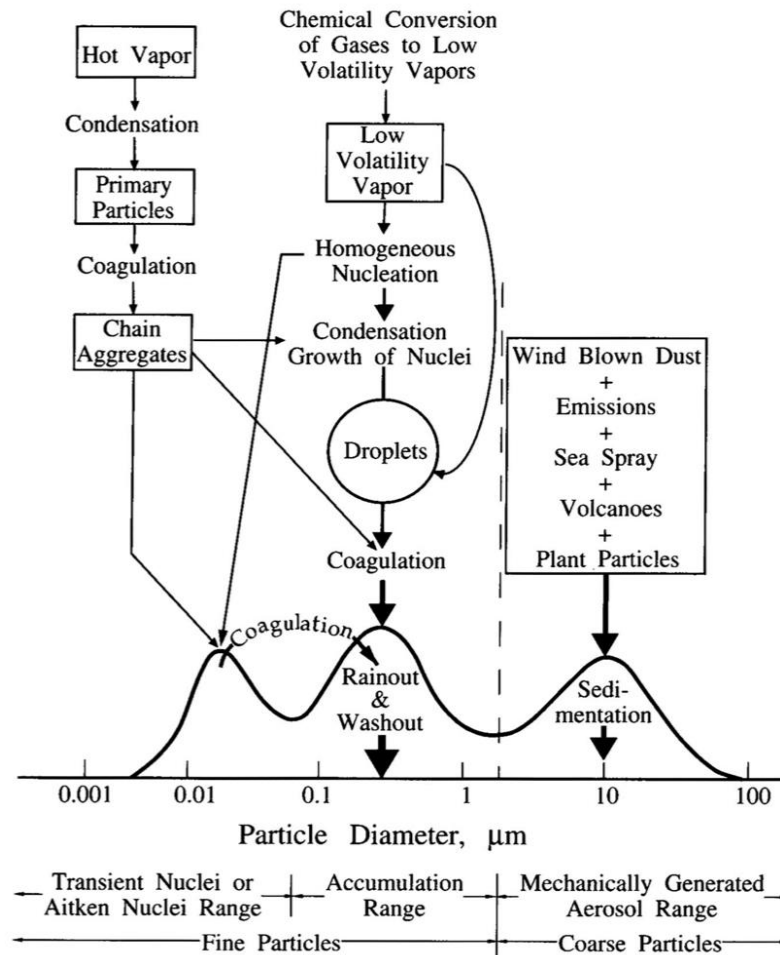


Fig.3.10. Schema de distribuție a aerosolilor atmosferici [115]. Principalele surse, moduri de formare și îndepărtare a aerosolilor [90]

Depunerea umedă, pe de altă parte, cuprinde toate procesele prin care particulele aeropurtate sunt transferate pe suprafața pământului sub formă apoasă (ploaie, zăpadă și ceață). Mecanismul de depunere umedă cuprinde:

- Există două procese principale de îndepărtare umedă a aerosolului : În nor (rainout) și sub nor (washout). Îndepărtarea umedă „în nor” presupune formarea nucleelor de condensare (NC) prin procesele de condensare a vaporilor de apă din aer pe aerosoli.
- Spălarea, sau îndepărtarea aerosolului sub nor reprezintă îndepărtarea aerosolilor de către picăturile ploaie sau fulgii de nea sau cristalele de gheață.

- *Procesele de îndepărtare umedă a aerosolului din atmosferă includ câteva mecanisme foarte importante cum ar fi: coagularea browniana, coagularea gravitațională, coalescența, sedimentarea.*

Se poate observa din figura de mai sus (Figura 3.3) că particulele fine și Aitken , sunt supuse la procese de condensare și coagulare până să câștige dimensiunea suficientă pentru a trece la acumulare.

4. TELEDETECȚIA LIDAR

În ultimele două decenii ale secolului XX detecția la distanță a fenomenelor din atmosferă și nu numai, a luat o amploare deosebită dată fiind dezvoltarea cu rapiditate deosebită a echipamentelor moderne de investigare a mediului. S-a dezvoltat în aceeași măsură rețeaua de sateliți care având astfel de echipamente, cum ar fi CALIPSO [106][74][72][69], Aqua și Terra Modis, OMI, TOMS, etc [56].

Lidarul se numără printre cele mai moderne instrumente care oferă informații asupra structurii verticale a atmosferei, precum și de dinamica acestora. Astfel de sisteme sunt capabile să ofere informații și despre concentrația numerică, distribuția dimensională precum și alți parametrii optici ai aerosolilor.

Principiile fundamentale ale radarului și Lidarului sunt asemănătoare. Sistemele Lidar au devenit instrumente foarte importante în domeniul științei atmosferice, pentru studiul stratului limită planetar, transport pe distanțe mari, aerosolului stratosferic provenit de la erupțiile vulcanice, proprietăților optice și fizice a norilor cirrus, creșterea higroscopică a particulelor de aerosol și în final a calității aerului.

4.1. Principiul LIDAR

Tehnica Lidar (acronim de la Light Detection And Ranging) este o tehnică de teledetecție a parametrilor fizici și chimici ai atmosferei, și este capabil să dea informații despre prezența, natura și distribuția atât spațială cât și temporală a diferiților componenți atmosferici.

Acest tip de tehnică se aseamănă din punct de vedere funcțional cu radarul (acronim de la Radio Detection And Ranging), de multe ori este utilizată sintagma radar optic. Diferența esențială între cele două tehnici constă în diferența dintre undele electromagnetice, domeniul spectral utilizat pentru a efectua teledetecție. Astfel, în timp ce radarul utilizează undele radio, LIDAR-ul folosește radiație laser în ultraviolet, vizibil și infraroșu.

Lidarul este format în principal din 3 componente principale (sistem transmisie, recepție și detecție). Sistemul de transmisie constă dintr-o sursă laser pulsantă, care emite radiația în atmosferă, un sistem de recepție a radiației retroîmprăștiată de atmosferă, bazat pe un telescop, și în cele din urmă un sistem de detecție a radiației recepționate (Figura 4.1).

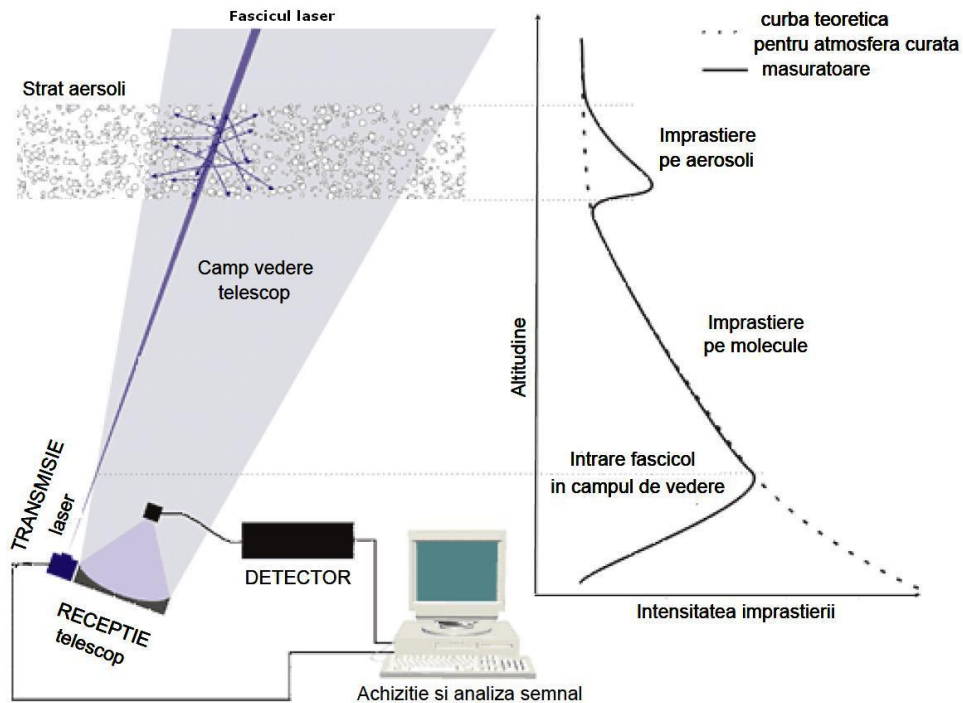


Fig.4.1. Schema conceptuală a părților componente și funcționare sistem LIDAR.

Radiația emisă în atmosferă interacționează cu moleculele și particulele ce compun atmosfera astfel încât o parte din radiație este parțial împrăștiată și parțial absorbită. Radiația împrăștiată este colectată de telescop, în timp ce radiația împrăștiată în alte direcții sau absorbită de molecule sau particule nu este înregistrată de sistemul de măsurare și deci are loc o atenuare a radiației laser. Energia retroîmprăștiată recepționată de telescop este selectată spectral de sistemul de detecție și transformat în semnal electric proporțional cu fluxul radiativ primit. Semnalul conține proprietățile de împrăștiere a atmosferei, ce depind de lungimea de undă utilizată, de numărul de particule, de dimensiunea, forma și proprietățile optice ale acestora precum și de moleculele care le întâlnește radiația laser. Prin analiza corectă a acestor semnale se pot obține informații despre prezența și proprietățile optice ale particulelor de aerosol prin metode de inversie care vor fi prezentate pe larg în acest capitol. Prin urmare, Lidar-ul permite realizarea de măsurători la distanță, se pot obține profile ale diversilor parametri atmosferici în funcție de distanță. Prin analiza timpului de întârziere între pulsul laser și recepția radiației împrăștiată este calculată distanța până la obiectivul analizat din atmosferă. Tehnologia Lidar are numeroase avantaje față de alte tehnici de monitorizare a atmosferei, justificând interesul tot mai crescut pentru îmbunătățirea acestor sisteme. În fapt, teledetecția laser constă în studierea componentelor atmosferice, inclusiv diverși alți contaminanți, astfel încât nu este disturbat mediul observat, în sensul că nu se extrage un eșantion de gaz pentru a fi analizat, astfel este eliminat riscul de modificare a eșantionului în timpul procesului de analizare.

4.2. Tipuri de sisteme lidar și aplicații

În funcție de principiul de funcționare au fost dezvoltate mai multe tipuri de sisteme Lidar și sunt prezentate mai jos:

- Lidar elastic bazat pe împrăștiere Mie sau Rayleigh;
- Lidar Raman bazat pe împrăștierea inelastică Raman;
- Lidar de fluorescență bazat pe rezonanță de fluorescență;
- Lidar DIAL (Different Absorbtion Lidar) bazat pe absorbția diferențială și împrăștiere;
- Lidar doppler.

Lidar elastic, după cum spune și numele, măsoară împrăștierea elastică, care este definită ca fiind împrăștierea fără o schimbare aparentă a lungimii de undă și este o sumă a împrăștierii Mie și Rayleigh. Sistemele Lidar elastice sunt foarte populare pentru analiza aerosolului atmosferic, deoarece coeficientul de împrăștiere corectat cu distanța poate fi dedus din ecuația Lidar:

$$S(R) = C\beta(R) \exp\left(-2\int_0^R a(r)dr\right) / R^2 \quad (4.1)$$

unde, $S(R)$ reprezintă semnalul retroîmprăștiat, C este constanta sistemului, β coeficientul de retroîmprăștiere și coeficientul de extincție α . Prin presupunerea unei legături simple între β și α , coeficientul de împrăștiere poate fi calculat din relația de mai sus. Pentru găsirea soluțiilor analitice pot fi folosite două tipuri de metode. În cadrul metodei Klett [98][41][42], împrăștierea dată de molecule este ignorată, și este adecvată în cazul concentrațiilor mari de aerosoli. A doua metodă, metoda Fernald [21][42][30], poate oferi o soluție mai precisă, deoarece sunt luate în considerare atât efectele datorate aerosolilor cât și cele generate de moleculele, în special când condițiile meteorologice sunt bune. În cadrul acestei metode, coeficienții de retroîmprăștiere și extincție sunt exprimați ca sumă de două componente:

$$\begin{aligned} \beta &= \beta_a + \beta_m \\ \alpha &= \alpha_a + \alpha_m \end{aligned} \quad (4.2)$$

Indicii a și m provin de la „aerosoli” și respectiv „molecule”. Relația dintre coeficientul de extincție și cel de retroîmprăștiere este exprimată sub forma:

$$\begin{aligned} LR_a &= \frac{\alpha_a(R)}{\beta_a(R)} \\ LR_m &= \frac{\alpha_m(R)}{\beta_m(R)} \end{aligned} \quad (4.3)$$

unde $LR_{a(m)}$ reprezintă raportul Lidar. LR_a este dependent de proprietățile aerosolilor și este funcție de distanța R , în timp ce LR_m este constant, $8\pi/3$ [21], iar α_m și β_m pot fi calculați din modelul atmosferic al presiunii, care indică o descreștere exponențială cu altitudinea [21][22].

Având aceste presupuneri ecuația Lidar pentru sistemele elastice poate fi rezolvată și astfel este obținut α și β pentru aerosoli.

$$\alpha_a(R) = -\frac{LR_a(R)}{LR_m} \alpha_m(R) + \frac{X(R)}{X(R_f)} LR_a(R) \exp \left[2 \int_R^{R_f} \left(\frac{LR_a(r)}{LR_m} - 1 \right) \alpha_m(r) dr \right] \cdot \left(\frac{\alpha_a(R_f)}{LR_a(R_f)} + \frac{\alpha_m(R_f)}{LR_m} \right) + 2 \int_R^{R_f} LR_a(r) X(r) \exp \left[2 \int_R^{R_f} \left(\frac{LR_a(r)}{LR_m} - 1 \right) \alpha_m(r) dr \right] dr$$

(4.4)

După cum poate fi observat din ecuația 4.4, pentru aflarea soluției lui $\alpha_a(R)$, avem nevoie de cel puțin o valoare pentru $\alpha_a(R_f)$ la distanța de referință R_f . În realitate, referința poate fi din măsurători in-point la nivelul solului, sau valoare stabilă, aproape de zero la altitudini ridicate, unde prezența aerosolilor poate fi ignorată. Astfel de sisteme sunt ideale pentru măsurarea concentrațiilor de aerosoli cât și localizarea straturilor de poluanți. Determinarea și studiarea formării, evoluției cât și a înălțimii norilor pentru studii de meteorologie și nu în ultimul rând studii de măsurare a vizibilității, foarte importante pentru controlul traficului în aeroporturi.

Lidarul raman este bazat pe împrăștierea raman, un proces inelastic de împrăștiere care implică schimbarea nivelului vibrațional sau vibrațional-rotational energetic a moleculelor. Împrăștierea inelastică este afectată doar de coeficientul de extincție al aerosolilor și nu de cel de retroîmprăștiere al acestora, și deci poate fi utilizată această tehnică pentru determinarea coeficientului de extincție al aerosolilor.

Figura 4.2 prezintă două tipuri de împrăștiere Raman și anume:

- Procese Stokes care schimbă lungimea de undă la nivele superioare;
- Procese anti Stokes care schimbă lungimea de undă la valori mai mici.

Tabelul 4.1. Privire de ansamblu asupra tehnicilor LIDAR Raman. RVR – Raman vibrațional-rotational, RR – Lungimi de undă Raman rotaționale [111]

Componenta măsurată	Moleculele interacționate, Lungimi de undă Raman	Interval înălțimi de măsurare
Vapori de apă	H ₂ O(Vapori), RVR (+ gaz de referință)	0-12 km (noaptea) 0-5 km (ziua)
Coeficient de extincție Coeficient de retroîmprăștierea Raport Lidar	N ₂ și O ₂ , RVR sau RR (+ semnal elastic pentru retroîmprăștiere și raport lidar)	0-30 km (noaptea) 0-10 km (ziua)
Temperatura	N ₂ și/sau O ₂ , RR	0-40 km(noaptea) 0-12 km (ziua)
Concentrație ozon (DIAL raman)	N ₂ și/sau O ₂ , RVR - RVR sau RR-VRR	3-20 km (noaptea) 0-3 km (ziua)
Concentrație de alte gaze	Gaz specific, RVR (+ gaz de referință, RVR)	0-1 km (ziua și noaptea)
Apă (lichid)	H ₂ O(lichid), RVR (+ gaz de referință, RVR)	0-4 km (noaptea)

Deoarece populația nivelelor energetice urmează legea de distribuție a lui Boltzman, distribuția de intensitate în lungimile raman conține informații cu privire la temperatura din volumul împrăștiator. Prin urmare o altă utilizare a sistemelor Raman este aceea de profilare a temperaturii atmosferice. Secțiunea eficace raman este foarte mică încât utilizarea acestuia este limitată pentru detectarea componentelor atmosferice cu concentrații relativ mari. O altă utilizare pentru astfel de sisteme este profilarea pe verticală a vaporilor de apă.

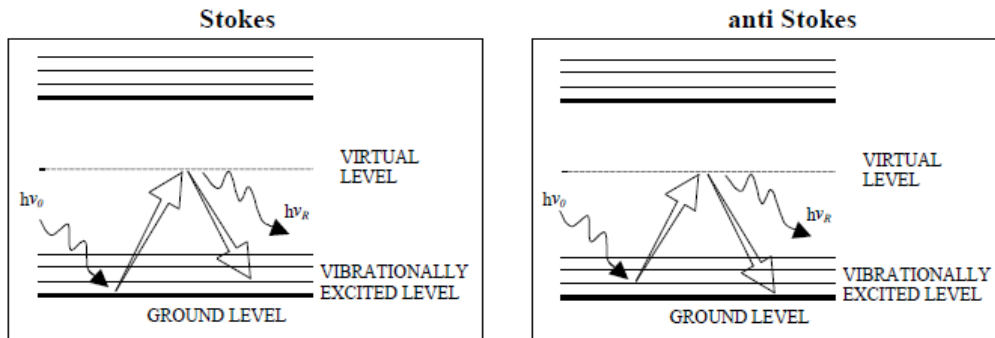


Fig.4.2. Interacția Raman [111]

Tabelul 4.2. Privire de ansamblu asupra tehnicilor LIDAR pentru profilare temperatură atmosferică. Intervalele de înălțime sunt pentru sistemele care au fost cele mai avansate la momentul scrierii [111]

Tehnica	Principiul	Observații
Lidar Elastic (Rayleigh si Mie) – tehnica de integrare a semnalului retroîmprăștiat	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Semnalul molecular este proporțional cu densitatea numerică a moleculelor ▪ Este presupus echilibrul hidrostatic 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Pentru măsurători între ~30 și 100km ▪ Regiunile observate nu trebuie să conțină particule
Lidar Raman – tehnica de integrare a semnalului retroîmprăștiat inelastic	<ul style="list-style-type: none"> ▪ La fel ca la cel elastic 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Pentru măsurători în stratosferă ▪ Poate gestiona retroîmprăștierea pe particule, dar nu extincția pe particule
Tehnica Raman rotațională	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Dependența temperaturii de intensitatea liniilor Raman rotaționale ▪ Raport între două semnale 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Pentru măsurători în troposferă și stratosferă ▪ Măsurători în nori pot fi posibile
Tehnica Brillouin-Doppler	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Dependența temperaturii față de extinderea doppler a benzii Brillouin ▪ Raport între două semnale 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Pentru măsurători în troposferă ▪ Măsurători în nori pot fi posibile
DIAL	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Dependența temperaturii de intensitatea liniilor de absorbție moleculare 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Demonstrată fezabilitatea, primele măsurători realizate în stratul limită atmosferic ▪ Dificultatea în manipularea gradientului particulelor retroîmprăștiatoare
Rezonanța fluorescentă	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Dependența temperaturii față de extinderea doppler rezonanței fluorescente a atomilor de metal ▪ Raport între două semnale 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Măsurători cu rezoluție mare la înălțimi la care atomii metalici sunt prezenți în concentrații mari , ~75 km până la 120km

Lidarul DIAL(Differential Absorbtion Lidar). Pentru măsurarea concentrațiilor de poluanți atmosferici, absorbția de rezonanță datorată moleculelor specifice este utilizată în tehnica Lidar de absorbție diferențială, similară cu metodele de tipul DOAS. Totuși lidarul de tip DIAL nu are nevoie de reflector deoarece moleculele și aerosolii au acest scop în cadrul sistemului. Acest tip de

sisteme ca și construcție se aseamănă cu sistemele elastice. Un laser emite intermitent la o lungime de undă λ_{on} pentru care gazul de interes absoarbe radiația, și ca referință, lungimea de undă λ_{off} la care gazul nu absoarbe, acestea sunt așa de apropiate încât proprietățile de retroîmprăștiere sunt asemenea.

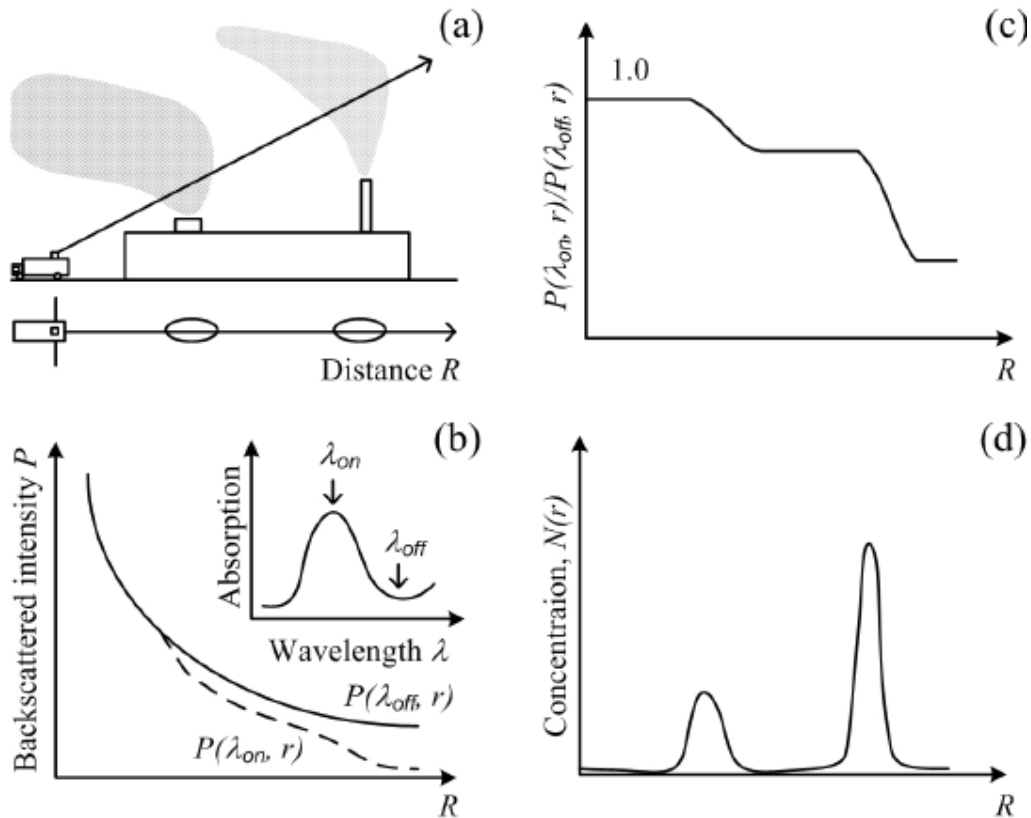


Fig.4.3. Principiul de funcționare Lidar DIAL. (a) scenariu de măsurare LIDAR la o instalație industrială, (b) curbele LIDAR pentru lungimile on și off (c) curba DIAL divizată, on / off (d) concentrațiile pentru gazul evaluat pentru direcția aleasă [20]

Modificând ecuația 4.1, care descrie sistemele Lidar elastice, ecuația pentru sistemele DIAL poate fi exprimată:

$$S(\lambda, R) = C(\lambda, R)\beta(\lambda, R) \exp\left\{-2 \int_0^R [\alpha(\lambda, r) + \sigma(\lambda)N(r)]dr\right\} / R^2 \quad (4.5)$$

În comparație cu ecuația 4.1, poate fi observat termenul adițional pentru absorbție la lungimea de undă de lucru, exceptând atenuarea indusă $\alpha(\lambda, r)$, $\sigma(\lambda)N(r)$ este adăugată ca termen suplimentar, datorat absorbției de rezonanță și reprezintă secțiunea eficace a absorbției și $N(r)$ reprezintă concentrația poluantului [111]. Utilizând λ_{on} și λ_{off} ca fiind lungimile de undă on și off pentru vârful absorbției, raportul dintre semnalele Lidar pentru on și off poate fi calculat după cum urmează:

$$\frac{S(\lambda_{on}, R)}{S(\lambda_{off}, R)} = \frac{C(\lambda_{on}, R)}{C(\lambda_{off}, R)} \frac{\beta(\lambda_{on}, R)}{\beta(\lambda_{off}, R)} \cdot \exp \left\{ -2 \int_0^R [(\alpha(\lambda_{on}, R) - \alpha(\lambda_{off}, R)) + (\sigma(\lambda_{on}) - \sigma(\lambda_{off}))N(r)] dr \right\} / R^2 \quad (4.6)$$

Dacă presupunem că $\beta(\lambda_{on}, R) \cong \beta(\lambda_{off}, R)$, $\alpha(\lambda_{on}, R) \cong \alpha(\lambda_{off}, R)$ și $C(\lambda_{on}, R) \cong C(\lambda_{off}, R)$, ecuația 4.6 poate fi simplificată:

$$\frac{S(\lambda_{on}, R)}{S(\lambda_{off}, R)} = \exp \left\{ -2 \int_0^R [\Delta\sigma \cdot N(r)] dr \right\} \quad (4.7)$$

Unde $\Delta\sigma = \sigma(\lambda_{on}) - \sigma(\lambda_{off})$ și reprezintă secțiunea eficace diferențială. Cunoscând spectrul de absorbție a poluantului, concentrația poate fi dedusă printr-un algoritm diferențial:

$$N(R) = -\frac{1}{2\Delta\sigma} \frac{d}{dR} \ln \frac{S(\lambda_{on}, R)}{S(\lambda_{off}, R)} \quad (4.8)$$

Lidar de fluorescență. Fluorescența este un fenomen fizic caracteristic materialelor care absorb radiație la lungime de undă scurtă și o emit la lungime de undă mai mare. Principiul este ilustrat în Figura 4.4, în ce privește nivelele energetice și procesele de absorbție și emisie. Solidele și lichidele, spre deosebire de atomii liberi și molecule, prezintă puternice spectre de absorbție/emisie.

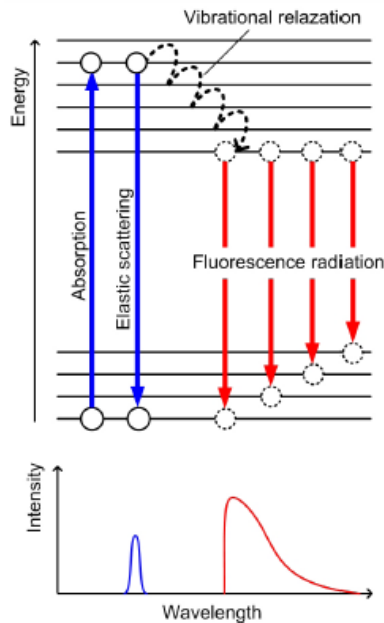


Fig.4.4. Diagrama nivelurilor energetice cât și procesele de fluorescență/emisie în materie condensată. Spectrul rezultat este prezentat în partea inferioară a figurii

Prin excitare electronică, fotonii din UV și vizibil pot fi absorbiți de moleculele țintei, care duce la proiectarea unui electron pe nivele mai înalte. Fiecare nivel energetic corespunzător unei anumite aranjări a electronilor are o structură vibrațională, în timp ce structura rotațională, în special pentru moleculele libere, este suprimată de interacțiunea intermoleculară. În moleculele complexe, poate fi întâlnit un număr mare de nivele vibraționale. Prin excitarea cu o lungime de undă fixă, nivelul energetic scade în banda de excitație. Imediat după excitare, are loc o relaxare către nivele inferioare, unde moleculele rămân pentru o perioadă tipică de excitare fluorescentă, care este în general de câteva nanosecunde. Datorită relaxării radiaționale, distribuția fluorescenței este dependentă de lungimea de undă de excitare. Spectrul de fluorescență este o amprentă a materialului analizat și deci poate fi utilizat pentru recunoașterea acestuia.

Fluorescența indusă laser este foarte răspândită în analiza biologică, în aplicații medicale cum ar fi identificarea țesuturilor. Investigarea monumentelor poate fi diagnosticată optic prin spectroscopie prin fluorescența indusă laser. Degradarea suprafețelor datorată acțiunilor meteorologice, poluanților din aer poate fi detectată prin semnătura de fluorescență, nedetectabile prin observare vizuală. Monitorizarea prin fluorescență poate aduce informații suplimentare imaginilor satelitare și altor tipuri de teledetectie aeropurtată, pentru recunoașterea tipurilor de vegetație, în timp ce calitatea apei poate fi evaluată prin semnătura specifică a materiei organice dizolvate în ea, fitoplancton și uleiuri.

Lidarul de fluorescență este folosit și în evaluarea aerosolilor pe lângă cele care se bazează pe retroîmprăștierea pe aerosoli. Datorată existenței ionilor de fier și atomilor alcalini generați de meteoriți, lidarul de fluorescență este o tehnică unică de monitorizare a condițiilor de vânt și temperatură în atmosfera medie și înaltă. Efectul Doppler face ca spectrul de fluorescență al acelor ioni metalici să fie de proporțional cu forțele de ascensiune datorate temperaturilor ridicate dar și să aibă aceeași direcție și viteză cu cea a vântului [111].

Lidar Doppler. Schimbarea frecvenței percepute de un receptor, pentru o sursă studiată, datorită mișcării relative dintre ele este un fenomen cunoscut și introdus de către Christian Doppler. Astfel prin măsurarea schimbării de frecvență, viteza relativă dintre sursă și receptor poate fi determinată. Mișcările ascensionale sau descendente nu pot fi detectate cu precizie adecvată pentru a putea fi considerate adevărate. Acest procedeu este ideal pentru măsurarea vitezei obiectelor aflate la distanțe foarte mari. Metoda nu poate fi aplicată pentru obiectele care nu emit radiație electromagnetică. Pentru măsurătorile vitezei de deplasare a maselor de aer este nevoie de echipamente complexe și sofisticate deoarece pe lângă nevoie de iluminare a țintei de studiat, semnalul de întoarcere este foarte slab chiar și dacă sunt utilizate surse foarte puternice [111].

4.3. Sistemul Lidar multi-canal din UPT

Sistemul Lidar TOLI (TimisOara LIdar), Figura 4.3 are o configurație monostratică biaxială și este compus dintr-un sistem de emisie, unu de recepție, o unitate de selecție spectrală, un sistem de detecție și un sistem de înregistrare și stocare a datelor [109][110][34].



Fig.4.5. Imaginea sistemului LIDAR TOLI

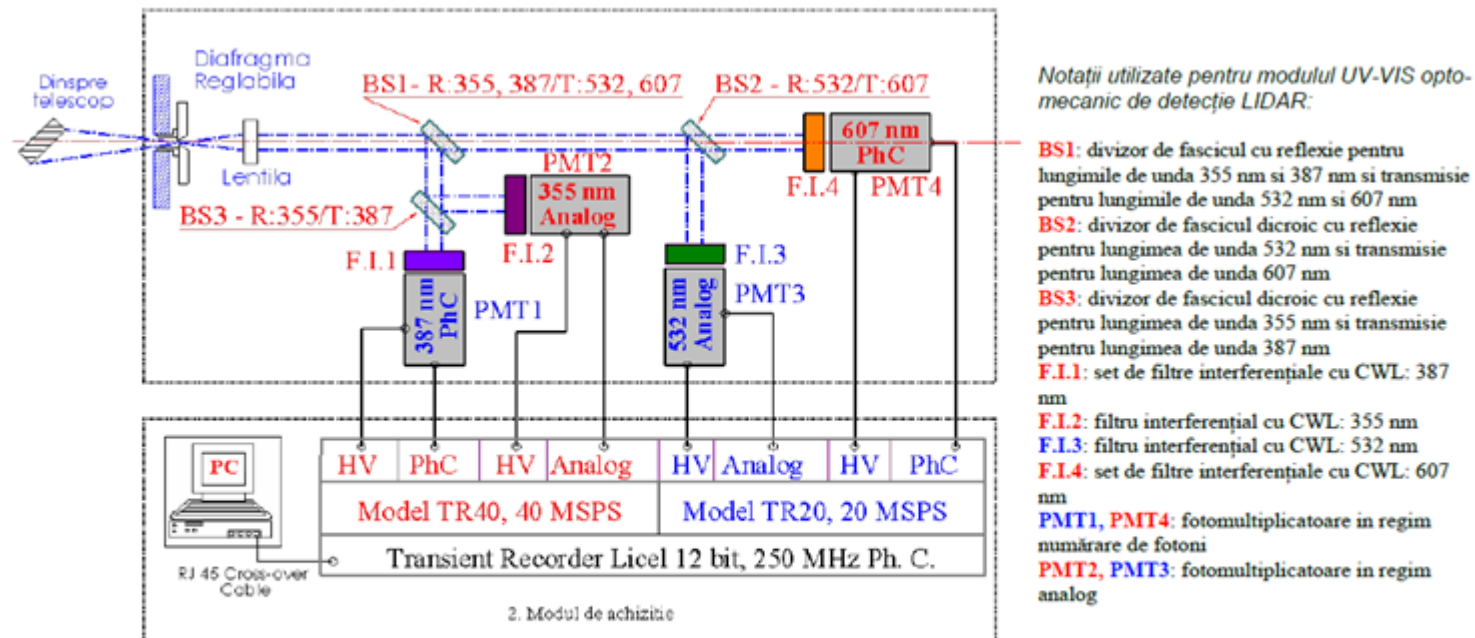


Fig.4.6. Schema bloc a sistemului Lidar TOLI [12][13]

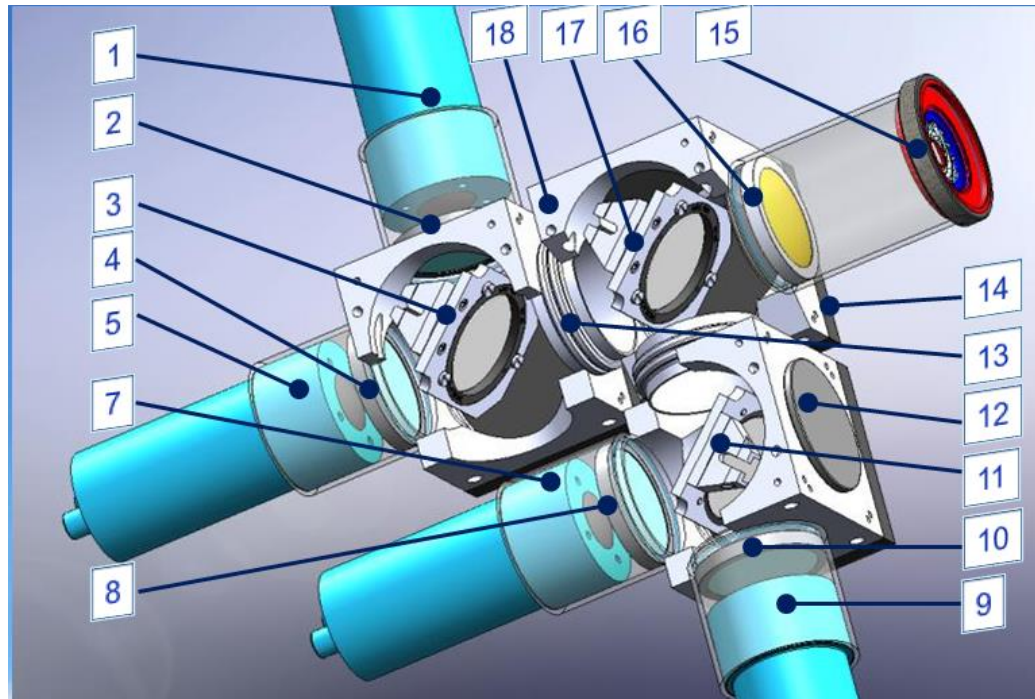


Fig.4.7. Vedere interior optică selecție lungime de undă - Desen 3D in SolidWorks

- 1) Detector 532 nm; 2) filtru interferențial pentru 532 nm; 3) dispozitiv poziționare dichroic – transmite 607 , reflectă 532 nm; 4) Filtru interferențial pentru 607 nm; 5) detector 607nm; 7) detector 355 nm; 8) filtru interferențial pentru 355 nm; 9) detector 387 nm; 10) filtru interferențial pentru 387 nm; 11) dispozitiv poziționare dichroic – transmite 387 nm , reflectă 355 nm; 12) capac; 13)distanțier; 14)încidere bază; 15)diafragmă deschidere 1-12 mm; 16) lentilă acromată; 17) dispozitiv poziționare dichroic – transmite 532 nm și 607nm, reflectă 355 nm și 387 nm; 18) cub fixare optică.

Tabelul 4.3 prezintă caracteristicile tehnice ale sistemului.

Emitător	
Tip laser	Nd:YAG
Lungime de undă [nm]	1064, 532, 355
Energie pe puls [mJ]	200, 100, 35
Durată puls [ns]	7-9, 6-8, 6-8
Frecvență repetiție [Hz]	10-30
Diametru fascicul [mm]	6
Divergență fascicul [mrad]	<0.75
Receptor	
Tip telescop	Newtonian
Diametrul oglinzii principale [mm]	406
Detector	PMT
Mod detecție	Analogic, numărare de fotoni
Separare pe canale	Dicroice și filtre interferențiale
Lungimi de undă [nm]	355, 387, 532, 607
Achiziție de date	
Pentru 355, 532 [nm]	Achiziție analogică, 12Bit 20MHz
Pentru 387, 607 [nm]	Numărare de fotoni, 250MHz
Rezoluție spațială [m]	7.5
Rezoluție temporală [min]	1 (analogic), 5 (analogic+numărare de fotoni)

Sistem de emisie

Sistemul de emisie constă dintr-o sursă laser și un expandor de fascicul, și este prezentat în Figura 4.5. Sursa laser utilizată este un laser pulsant Nd:YAG (Ytriu), care emite impulsuri la lungimea de undă fundamentală 1064nm, din care sunt obținute emisiile secundare la 532 și 355nm prin generarea armonicilor de ordinul doi și trei. Rata de repetiție a laserului poate fi reglată între 10-30Hz, dar de obicei este utilizat la 30Hz. Laserul este alcătuit din capul laser și o unitate de alimentare.

Rezonatorul laser Inlinte II 30 este de tip industrial, construit din aluminiu pentru minimizarea dezinclerilor datorate schimbărilor de temperatură sau vibrațiilor. Cavitata optică este sigilată pentru a preveni contaminarea cu particule de praf sau alte tipuri de contaminanți.

Unitatea de alimentare conține și sistemul de răcire alcătuit dintr-un rezervor de 2 litri de apă demineralizată și un deionizator precum și o pompă de recirculare.

Fasciculul la ieșire are diametrul de 6 mm la o divergență mai mică de 0.75mrad.



Fig.4.8. Expandor de fascicule

Pentru compensarea divergenței cât și pentru mărirea zonei de suprapunere radiație laser – câmp vedere telescop este introdus un expandor pe traseul radiației. Astfel diametrul este mărit de 5 ori, 30mm, iar divergența este redusă până la 0.15 mrad.



Fig.4.9. Capul optic laser Nd:YAG [32]

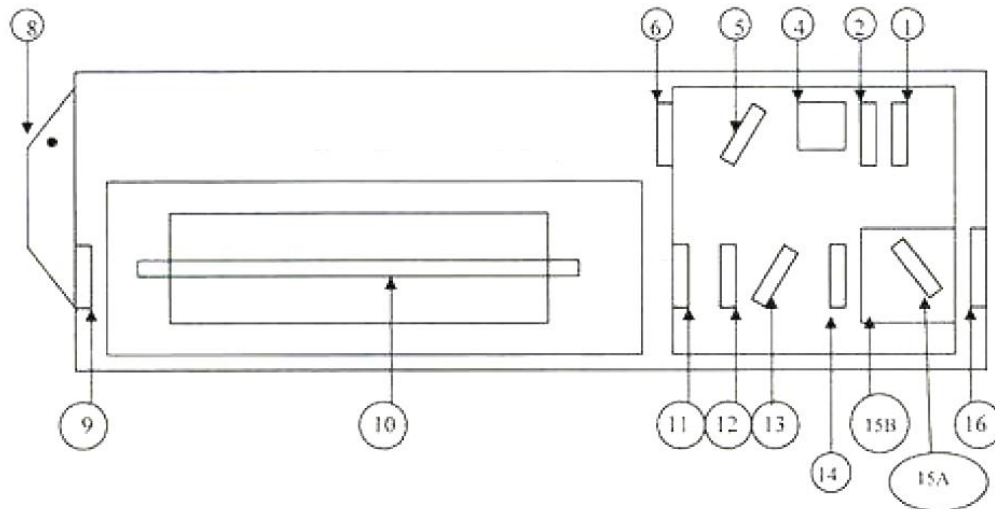


Fig.4.10. Componente optice cap laser; 1) Reflector de 15 mm, 2)plăcuțe ghidate, 4)celulă recepție, 5) polarizor dual 22x14x3.2mm, 6) lentilă cilindrică de 15mm, 8) prismă, 9) lentilă sferică de 15 mm, 10) baghetă YAG 6x115, 2/2 AR 1064, 11) cuplaj iesire tip gaussian, 12) lentilă, 13) polarizor, singular (W/atenuator), 14) semi-placuță, 15A) polarizor dielectric, 15B) armonica xtal x x 1FAR1064x, 16) fereastra protectoare , AR 1064, 15 mm

Tabelul 4.4 Caracteristicile tehnice ale expandorului

Expandor	
Lungimi de undă	355 nm, 532 nm, 1064 nm
Energii compatibile	35 mJ, 100 mJ, 200 mJ
Strat antireflex	da
Factor de multiplicare	5X
Diametrul la intrare	15 mm
Diametru la iesire	48 mm

Sistem de recepție

Sistemul de recepție este alcătuit dintr-un telescop de tip Newtonian și o unitate de selecție spectrală alcătuită din filtre interferențiale și dicroice. Telescopul Newtonian este compus dintr-o oglindă principală de 406 mm și o oglindă secundară, ambele reglabile pentru optimizarea alinierii. Oglinda principală are un strat reflector de AlMgF2 optim pentru regimul spectral în care lucrează sistemul Lidar, 350-1100nm [33][61].

Radiația recepționată de sistemul Lidar este preluată de oglinda principală și focalizată de către oglinda secundară pe traseul optic către unitatea de detecție.

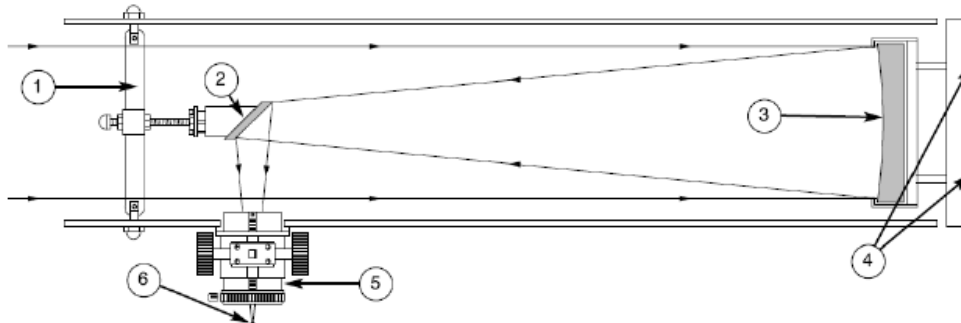


Fig.4.11. Principalele componente și mersul razelor optice prin telescopul Newtonian;
 1)Apertura de intrare, 2)Oglinda secundară, 3)Oglinda principală, 4)Suport oglindă principală,
 5)Suport variabil ocular, 6)Formarea imaginii

Tabelul 4.5 Caracteristicile tehnice ale telescopului Newtonian – Light Bridge

Telescop	
Tip	Newtonian
Diametru oglindă principală	406 mm
Strat reflector	AlMgF2
Distanța focală	1829 mm
Raportul focal	f/4.5
Ocular	Câmp unghiular 70°
Mărire	70X
Focalizator	Crayford 50.8 mm



Fig.4.12. Telescop de tip Newtonian - Light Bridge 16" [33]

Unitatea optică este echipată cu o diafragmă reglabilă (diametru apertura de la 1- 12 mm diametru) în punctul focal al telescopului, și se continuă cu o lentilă acromatică ce are ca scop reducerea aberațiilor cromatice.

O serie de dicroice și filtre interferențiale, toate cu poziție fixă, realizează împărțirea spectrală în 4 canale ce corespund cu lungimile de undă elastice 532nm , 355nm și inelastice la 607nm (deplasarea Raman al azotului de la 532nm) și 387 nm (deplasarea Raman al azotului de la 355nm).

Sistem de detecție

Sistemul de achiziție de semnal are în alcătuire detectoare de semnal și anume fotomultiplicatori (PMT). Semnalul separat spectral este preluat de fotomultiplicatori de tip Hamamatsu R7400, aceștia sunt compacti și sunt optimi pentru funcționarea în gama spectrală 350-607nm. Pentru achiziția datelor este utilizată un sistem Licel , sistem special conceput pentru aplicații de teledetecție.

Acest tip de fotomultiplicatori prezintă un timp foarte bun de răspuns. Voltajul de alimentare optim , din punctul de vedere a răspunsului liniar , este cuprins între 750-850V , și depinde de intensitatea semnalului recepționat, de condițiile atmosferice precum și de perioada din zi, ziua sau noaptea. Pe timpul zilei aceștia lucrează la un voltaj mai mic decât pe timpul nopții. Alegerea voltajului este foarte importantă în timpul procesării semnalului Lidar.



Sistemul de înregistrare și salvare a datelor

Sistemul de achiziție de semnal are în alcătuire detectoare de semnal și anume fotomultiplicatori (PMT). Semnalul separat spectral este preluat de fotomultiplicatori, tip Hamamatsu R7400, aceștia sunt compacti și sunt optimi pentru funcționarea în gama spectrală 350-607nm. Pentru achiziția datelor este utilizat un sistem Licel special conceput pentru aplicații de teledetecție.

4.4. Metoda inversiei semnalului Lidar

Pornind de la tehnica lidar clasică folosită în calculul parametrilor optici ai aerosolilor din atmosferă, în cele ce urmează este descrisă metoda inversiei aplicată instrumentului prezentat în paragraful precedent.

4.4.1. Preprocesarea datelor

Preprocesarea datelor constă într-o serie de tratamente care trebuie aplicate semnalelor Lidar brute înainte aplicării oricărui algoritm de inversie. Semnalele Lidar brute sunt obținute din 1800 pulsuri pe timpul zilei și 9000 pe timpul nopții, ambele la o frecvență de repetiție a pulsurilor de 30 Hz, și prezintă un raport semnal zgomot ce poate fi îmbunătățit. Acestea sunt mediate în mod analogic și însumate semnalele în mod de numărare de fotoni, într-un interval de timp în care se presupune că variabilitatea atmosferei este foarte mică.

Prima corecție care se aplică este corecția la radiația de fond. Detecția semnalului de fond presupune înregistrarea semnalului de fond, semnal dat de lumina înconjurătoare, de cer cât și zgomotul electronic al instrumentelor. Corecția la semnalul de fond constă în calculul semnalului și extragerea acestuia din semnalul Lidar mediat. Pentru aceasta se alege o regiune îndepărtată din coada semnalului, se calculează valoarea mediată din aceea regiune și se extrage din tot semnalul Lidar mediat. Pentru analiza datelor în cadrul tezei a fost ales un interval de înălțime între 15-35 km.

Urmatorul tratament constă în corecția pentru timpul mort, aplicabil pentru semnalul înregistrat prin numărare de fotoni. Corecția este necesară pentru că toate detectoarele au un interval de timp pentru discriminare și procesare a unui eveniment. Dacă un alt eveniment are loc în timpul acestui interval, evenimentul nu este înregistrat. Este definit ca timp mort intervalul minim de timp necesar pentru separarea evenimentelor și că sistemul de detecție să fie capabil să îl înregistreze. Corecția la timpul mort este dată de:

$$N_{real} = \frac{N_{mediat}}{(1 - N_{mediat} \cdot \tau_{mort})} \quad (4.9)$$

Unde N_{real} este numărul real de fotoni, M_{mediat} numărul de fotoni mediați și T_{mort} timpul mort al detectorului.

Ultima corecție aplicată este corecția cu distanța. Semnalul corectat este definit ca fiind semnalul retroîmprăștiat detectat de Lidar multiplicat cu distanța la pătrat.

$$RCS(R) = S(R) \cdot R^2 \quad (4.10)$$

Unde $RCS(R)$ reprezintă semnalul corectat cu distanța (Range Corrected Signal) și $S(R)$ fluxul de energie laser retroîmprăștiată la o lungime de undă dată, de la distanța R . Această corecție permite compensarea divergenței fascicolului laser cât și pentru a pune în evidență diferite evenimente din semnal nesensibile la prima vedere.

4.4.2. Algoritmul Fernald - Klett

Ecuatia Lidar pentru sistemele monostatice în cazul dispersiei simple poate fi exprimat ca fiind [21], [88], [97], [99]:

$$S(\lambda_L, R) = S_0(\lambda_L) C \frac{O(R)}{R^2} \beta(\lambda_L, R) \exp\left(-2 \int_0^R \alpha(\lambda_L, \zeta) d\zeta\right) \quad (4.11)$$

Unde $S(\lambda_L, R)$ reprezintă fluxul de energie laser retroîmprăștiată la lungimea de undă λ_L de la distanța R , $S_0(\lambda_L)$ fluxul de energie laser emis la lungimea de undă λ_L , C constanta de aparat și este independentă de înălțime, $O(R)$ reprezintă funcția de suprapunere, $\beta(\lambda_L, R)$ coeficientul de retroîmprăștiere total, $\alpha(\lambda_L, \zeta)$ coeficientul de extincție total și ζ reprezintă variabila de integrare cu unitatea de distanță. $C = A_0 c \tau_d \xi(\lambda) / 2$ depinde de aria telescopului A_0 , de viteza luminii c , de rezoluția temporală τ_d a sistemului de achiziție, și de eficiența sistemului de recepție $\xi(\lambda)$ la lungimea de undă dată.

Inconvenientul matematic pentru rezolvarea ecuației o reprezintă numărul necunoscutelor care intra în alcătuirea acesteia și anume parametrii ce trebuisc obținuți, $\beta(\lambda_L, R)$ și $\alpha(\lambda_L, \zeta)$ precum și constanta de aparat C .

Pentru rezolvarea ecuației vor fi prezentate în cele ce urmează metode de determinare a necunoscutelor, presupunând atmosfera ca fiind monocomponentă și mai apoi bicomponentă (molecular și aerosol).

4.4.3. Algoritmul Klett

Această metodă [41][108][73][70][71] rezolvă problema inversiei tinând cont de trei considerente:

- dispunem doar un semnal de retroîmprăștiere elastică;
- la inversia semnalului Lidar se utilizează o înălțime de calibrare ca și referință. Astfel este redus numărul necunoscutelor și nu mai depindem de cunoașterea constantei de aparat C .
- dependența liniară dintre coeficientul de retroîmprăștiere și extincție, definit ca fiind raportul Lidar:

$$LR(\lambda_L, R) = \frac{\alpha(\lambda_L, R)}{\beta(\lambda_L, R)} \quad (4.12)$$

Plecând de la aceste premise și având data ecuația Lidar generală, putem defini semnalul corectat cu distanța:

$$S(R) = S(R) R^2 = S_0 C \beta(R) \exp\left(-2 \int_0^R \alpha(\zeta) d\zeta\right) \quad (4.13)$$

Pentru simplificare se considera doar partea de profil în care fascicolul laser este în câmpul de vedere al telescopului, și anume, porțiunea în care factorul de suprapunere este unitar.

Pentru suprimarea factorului exponențial este utilizat logaritmul natural al semnalului corectat cu distanța:

$$\ln[S(R)] = \ln[S_0C] + \ln[\beta(R)] - 2 \int_0^R \alpha(\zeta) d\zeta \quad (4.14)$$

Prin derivare se obține ecuația de forma:

$$\frac{d}{dR} \ln[S(R)] = \frac{1}{\beta(R)} \frac{d\beta(R)}{dR} - 2\alpha(R) \quad (4.14)$$

Tinând cont de raportul Lidar, ecuația 4.12, pentru o singură necunoscută, $\beta(R)$, devine:

$$\frac{d\beta(R)}{dR} - \beta(R) \frac{d}{dR} \ln[S(R)] = 2LR(R)\beta^2(R) \quad (4.15)$$

Având în vedere că ecuația de mai sus este o ecuație diferențială de tip Bernoulli ce poate fi rezolvată, iar soluția ecuației poate fi exprimată sub forma:

$$\beta^{-1}(R) \exp \left[\int_{R_{ref}}^R \frac{d}{dR} \ln[S(R)] dR \right] = -2 \int_{R_{ref}}^R LR(\zeta) \exp \left[\int_{R_{ref}}^{\zeta} \frac{d}{dR'} \ln[S(R')] dR' \right] d\zeta + \beta^{-1}(R_{ref}) \quad (4.16)$$

Prin reordonarea termenilor se obține:

$$\beta = \frac{\beta(R_{ref})S(R)}{S(R_{ref}) - 2\beta(R_{ref}) \int_{R_{ref}}^R LR(\zeta)S(\zeta)d(\zeta)} \quad (4.17)$$

Metoda Klett. Soluția „înainte” ($R_{ref} < R$)

Soluția „înainte” se bazează pe selectarea înălțimii de referință R_{ref} , pentru care se cunoaște soluția. Ca un avantaj al acestei soluții este că semnalul corectat cu distanța în punctul de referință (de calibrare) $S(R_{ref})$ are un raport semnal zgomot foarte bun. Dezavantajele apar cu mărirea distanței, deoarece valoarea numitorului scade și astfel erorile sunt amplificate. În plus, valoarea coeficientului de retroîmprăștiere nu poate fi cu exactitate cunoscut.

Metoda Klett. Soluția „înapoi” ($R_{ref} > R$)

Și aceasta se bazează pe alegerea punctului de calibrare(de referință) R_{ref} , pentru care de asemenea se cunoaște soluția ecuației.

Particularizând ecuația 4.10 pentru această soluție se obține:

$$\beta(R) = \frac{\beta(R_{ref})S(R)}{R_{ref} \left[S(R_{ref}) + 2\beta(R_{ref}) \int_R LR(\zeta)S(\zeta)d(\zeta) \right]} \quad (4.18)$$

Această metodă corectează inconvenientele metode anterioare în sensul că coeficientul de retroîmprăștiere total poate fi bine cunoscut și se alege la o înălțime de referință unde atmosfera prezintă doar contribuția moleculară. În plus cu creșterea distanței valoarea numitorului crește și astfel tinde să compenseze erorile pentru determinarea lui $\beta(R_{ref})$

Metoda Fernald-Klett

Metoda Fernald-Klett reprezintă o modificare a metodei prezentate anterior și anume sunt separate contribuțiile moleculare cât și cele ale aerosolului [88]. Ținând cont de acestea coeficienții de retroîmprăștiere și extincție totali pot fi exprimați astfel:

$$\begin{aligned} \beta(R) &= \beta_{aer}(R) + \beta_{mol}(R) \\ \alpha(R) &= \alpha_{aer}(R) + \alpha_{mol}(R) \end{aligned} \quad (4.19)$$

Astfel putem considera raportul Lidar pentru contribuția moleculelor, LR_{mol} și pentru contribuția aerosolilor, LR_{aer} . Plecând de la teoria Rayleigh se poate obține pentru molecule valoarea raportului Lidar :

$$LR_{mol} = \frac{8\pi}{3} sr \quad (4.20)$$

Având ecuația raportului Lidar , exprimată în ecuația 4.20 putem exprima coeficientul de extincție în funcție de coeficientul de retroîmprăștiere al aerosolilor și moleculelor:

$$\begin{aligned} \alpha(R) &= LR_{aer}(R)\beta_{aer}(R) + LR_{mol}(R)\beta_{mol}(R) = LR_{aer}(R)[\beta(R) - \beta_{mol}(R)] + LR_{mol}\beta_{mol}(R) = \\ &= LR_{aer}(R)\beta(R) + [LR_{mol}(R) - LR_{aer}(R)]\beta_{mol}(R) \end{aligned} \quad (4.21)$$

Prin introducerea noii expresii a coeficientului de extincție total în ecuația semnalului corectat cu distanța prezentată pentru metoda Klett , se obține:

$$RCS(R) = S(R)R^2 = S_0 C \beta(r) \exp \left(-2 \int_0^R (LR_{aer}(\zeta)\beta(\zeta) + [LR_{mol} - LR_{aer}(\zeta)]\beta_{mol}(\zeta))d\zeta \right) \quad (4.22)$$

Pentru simplificare se introduce o nouă variabilă $S'(R)$, care va ușura calculele următoare:

$$S'(R) = S(R) \exp \left(-2 \int_0^R [LR_{mol} - LR_{aer}(\zeta)] \beta_{mol}(\zeta) d\zeta \right) \quad (4.23)$$

Prin utilizarea noii variabile se obține următoarea ecuație:

$$\begin{aligned} \ln[S'(R)] &= \ln[S(R)] + 2 \int_0^R [LR_{mol} - LR_{aer}(\zeta)] \beta_{mol}(\zeta) d\zeta = \ln[S_0 C] \\ &+ \ln[\beta(R)] - 2 \int_0^R \alpha(\zeta) d\zeta + 2 \int_0^R [LR_{mol} - LR_{aer}(\zeta)] \beta_{mol}(\zeta) d\zeta = \\ &= \ln[\beta(R)] - 2 \int_0^R LR_{aer}(\zeta) \beta_{mol}(\zeta) d\zeta \end{aligned} \quad (4.24)$$

Având ecuația aceasta de tip Bernoulli, soluția ecuației este dată de următoarea ecuație, și astfel este rezolvată problema inversiei semnalelor Lidar:

$$\beta(R) = \frac{\beta(R_{ref}) S'(R)}{S'(R_{ref}) - 2 \beta(R_{ref}) \int_{R_{ref}}^R LR_{aer}(\zeta) S(\zeta) d\zeta} \quad (4.25)$$

Dezvoltând ecuația anterioară pentru variabilele date de componentele moleculare și aerosoli se obține [8]:

$$\beta_{aer}(R) = -\beta_{mol}(R) + \frac{\beta(R_{ref}) S(R) \exp \left(2 \int_{R_{ref}}^R [LR_{mol} - LR_{aer}(\zeta)] \beta_{mol}(\zeta) d\zeta \right)}{S(R_{ref}) - 2 \beta(R_{ref}) \int_{R_{ref}}^R LR_{aer}(R') S'(R) \exp \left(2 \int_{R_{ref}}^{R'} [LR_{mol} - LR_{aer}(\zeta)] \beta_{mol}(\zeta) d\zeta \right) dR'} \quad (4.26)$$

Componenta moleculară

Pentru inversia semnalului Lidar este nevoie și de evaluarea contribuției moleculare. Componenta moleculară poate fi obținută din date de radiosondaj sau plecând de la modelul atmosferic pentru condițiile de temperatură și presiune înregistrate la nivelul stației pentru măsuratori Lidar.

În calculul temperaturii în modelul atmosferic se ține cont de straturile atmosferice în fiecare existând un anumit gradient de temperatură fix. Presiunea se calculează utilizând ecuațiile hidrostactice.

Presiunea se calculează după următoarele ecuații:

$$P = P_0 \exp\left[-\frac{G(z_g - z_0)}{T_0}\right] \quad \text{daca } \frac{dT}{Dz} = 0 \quad (4.27)$$

$$P = P_0 \left[-\frac{T_0}{T}\right]^{\frac{G}{dT/dz}} \quad \text{daca } \frac{dT}{Dz} \neq 0 \quad (4.28)$$

unde T_0 , P_0 și z_0 reprezintă temperatura, presiunea și înălțimea bazei stratului, z_g reprezintă înălțimea de geopotential și este definită:

$$z_g = zR_E / (z + R_E)$$

unde R_E este raza pământului (6372.8km) iar G fiind constanta hidrostatică definită după cum urmează:

$G = \frac{gM}{R}$, unde g reprezintă accelerația gravitațională, M masa moleculară a aerului (28.96) și R constanta universală a gazelor (8.31432 J/K·mol).

Temperatura are o dependență liniară cu înălțimea și poate fi determinată cu următoarea ecuație:

$$T = T_0 \left(\frac{1 - \gamma}{T_0(z - z_0)} \right), \quad \text{unde } \gamma \text{ gradientul de temperatură a straturilor la care}$$

se face calculul.

Tabelul 4.6 Gradientul de temperatură pe straturile atmosferice pentru atmosfera standard – Standard American 1976 [105]

Strat atmosferic (km)	γ (K/km)
0-11	-6.5
11-20	0
20-32	1
32-47	2.8
45-51	0
51-71	-2.8
71-86	-2

O altă componentă foarte importantă în calculul componentelor moleculare este indicele de refracție al aerului. Acesta este un număr complex, partea reală reprezintă coeficientul dintre viteza lungimii de undă în mediul de interes și viteza în vid iar partea imaginară reprezintă capacitatea de absorbție a radiației electromagnetice. Partea reală a indicelui de refracție a aerului se poate parametriza în funcție de lungimea de undă după cum urmează [10] :

$$(n_s - 1)10^8 = \frac{5791287}{238.0185 - \left(\frac{1}{\lambda}\right)^2} + \frac{167909}{57.362 - \left(\frac{1}{\lambda}\right)^2} \quad \lambda > 0.23\mu m \quad (4.29)$$

$$(n_s - 1)10^8 = 8060.15 + \frac{2480990}{132.274 - \left(\frac{1}{\lambda}\right)^2} + \frac{17455.7}{39.32957 - \left(\frac{1}{\lambda}\right)^2} \quad \lambda \leq 0.23\mu m \quad (4.30)$$

unde n_s este indicele de refracție a aerului standard la temperatura de 15 °C și λ lungimea de undă în micrometri.

Din teoria Rayleigh și ecuația fundamentală a gazelor ideale poate fi calculat coeficientul de retroîmprăștiere molecular și are următoarea expresie:

$$\beta_{mol}(z) = \frac{9\pi^2(n_s^2 - 1)^2}{\lambda^4 N_s^2 (n_s^2 + 2)^2} \left(\frac{6 + 3\delta}{6 - 7\delta} \right) N_s \frac{T_0}{P_0} \frac{P(z)}{T(z)} \quad (4.31)$$

unde δ reprezintă factorul de depolarizare pentru lungimea de undă și anume:

$$\delta = \begin{cases} 0.0301 \rightarrow 355 \\ 0.0284 \rightarrow 532 \\ 0.0273 \rightarrow 1064 \end{cases}, \quad N_s \text{ densitatea de molecule } N_s = 2.547 \cdot 10^{19} \text{ cm}^{-3} \text{ pentru}$$

condițiile standard de temperatură și presiune la sol ($P_0 = 1013.25 \text{ hPa}$ și $T_0 = 15 \text{ °C}$).

Indicele de refracție pentru lungimile de unde de interes și anume 355, 532 și 1064 nm este:

$$n_s - 1 = \begin{cases} 5.7148 \cdot 10^{-4} \rightarrow 355 \\ 5.5647 \cdot 10^{-4} \rightarrow 532 \\ 5.48 \cdot 10^{-4} \rightarrow 1064 \end{cases}$$

Iar coeficientul de extincție se determină din raportul Lidar pentru componenta moleculară:

$$LR_m = \frac{\alpha_m^L}{\beta_m^L} = \frac{8\pi}{3} \text{ de unde rezultă } \alpha_m^L = LR_m \cdot \beta_m^L. \quad (4.32)$$

Metoda Raman

Împrăștierea Raman este un fenomen specific pentru împrăștierea moleculară și anume lungimea de undă împrăștiată este deplasată față de lungimea de undă emisă de sistemul laser, și depinde de molecula împrăștiătoare.

Coeficientul de retroîmprăștiere Raman este cunoscut pentru unele gaze cum ar fi azotul și oxigenul, și astfel putem determina coeficientul de extincție al aerosolului plecând de la semnale Raman [4].

Ecuția Lidar pentru sistemele cu canale Raman este prezentată mai jos:

$$S(\lambda_L, \lambda_R R) = S_0(\lambda_L) C_R \frac{O(R)}{R^2} \beta(\lambda_L, \lambda_R, R) \exp \left(-2 \int_0^R [\alpha(\lambda_L, \zeta) + \alpha(\lambda_R, \zeta)] d\zeta \right) \quad (4.33)$$

unde λ_L și λ_R sunt lungimea de undă laser emisă și deplasată Raman, $S(\lambda_L, \lambda_R, R)$ este fluxul laser retroîmprăștiat la lungimea de undă λ_L de la o distanță R , $S_0(\lambda_L)$ fluxul de energie laser emis la lungimea de undă λ_L , C_R constanta sistemului care este independentă de înălțime, $O(R)$ funcția de suprapunere, $\beta(\lambda_L, \lambda_R, R)$ reprezintă coeficientul de retroîmprăștiere Raman, $\alpha(\lambda_L, \zeta)$ și $\alpha(\lambda_R, \zeta)$ sunt coeficienții de extincție totali la lungimile de undă λ_L și λ_R .

Pentru determinarea coeficientului de extincție pentru aerosol din ecuația de mai sus trebuie să avem semnale retroîmprăștiate Raman datorat moleculelor cu o densitate numerică cunoscută în atmosferă cum ar fi azotul molecular [23].

Presupunând cunoscută densitatea moleculelor împrăștiitoare, coeficientul de retroîmprăștiere Raman poate fi calculat cu următoarea formulă:

$$\beta(\lambda_L, \lambda_R, R) = N(R) \frac{d\sigma(\phi, \pi, \lambda_R)}{d\Omega} \quad (4.34)$$

unde $N(R)$ reprezintă densitatea moleculelor la înălțimea R și $\frac{d\sigma(\phi, \pi, \lambda_R)}{d\Omega}$ secțiunea eficace a împrăștierii Raman.

Având pe $\beta(\lambda_L, \lambda_R, R)$ și luând în considerare porțiunea din semnal unde factorul de suprapunere este unitar ecuația 4.33 are o singură necunoscută și deci poate fi rezolvată.

$$\alpha_{aer}(\lambda_L, R) + \alpha_{aer}(\lambda_R, R) = \frac{d}{dR} \left[\ln \frac{N(R)}{S(\lambda_L, \lambda_R R) \cdot R^2} \right] - \alpha_{mol}(\lambda_L, R) + \alpha_{mol}(\lambda_R, R) \quad (4.35)$$

Presupunând relația pentru coeficientul de extincție funcție de lungimea de undă:

$$\frac{\alpha_{aer}(\lambda_L, R)}{\alpha_{aer}(\lambda_R, R)} = \left(\frac{\lambda_L}{\lambda_R} \right)^{-k} \quad (4.36)$$

se obține coeficientul de extincție pentru aerosol devine:

$$\alpha_{aer}(\lambda_L, R) = \frac{\frac{d}{dR} \left[\ln \frac{N(R)}{S(\lambda_L, \lambda_R R) \cdot R^2} \right] - \alpha_{mol}(\lambda_L, R) + \alpha_{mol}(\lambda_R, R)}{1 + \left(\frac{\lambda_L}{\lambda_R} \right)^k} \quad (4.37)$$

Metoda combinată (elastica-Raman)

Prin utilizarea ecuației Lidar în configurație elastică coeficientul de retroîmprăștiere conține atât contribuția moleculară cât și cea a aerosolilor. Prin utilizarea combinată a semnalelor Raman și elastic permite obținerea coeficientului de extincție aerosolic [3][4].

Ca puncte de plecare în obținerea coeficientului de retroîmprăștiere al aerosolilor în metoda combinată se particularizează ecuația generală Lidar pentru cazul elastic și cazul Raman după cum urmează:

$$S(\lambda_L, R) = S_0(\lambda_L) C \frac{O(R)}{R^2} \beta(\lambda_L, R) \exp\left(-2 \int_0^R \alpha(\lambda_L, \zeta) d\zeta\right) \quad (4.38)$$

$$S(\lambda_L, \lambda_R, R) = S_0(\lambda_L) C_R \frac{O(R)}{R^2} \beta(\lambda_L, \lambda_R, R) \exp\left(-2 \int [\alpha(\lambda_L, \zeta) + \alpha(\lambda_R, \zeta)] d\zeta\right) \quad (4.39)$$

unde λ_L, λ_R reprezintă lungimea de undă laser și lungimea de undă Raman. C și C_R sunt constantele de aparat și sunt independente de înălțime:

$$C = \frac{A_0 c \tau_d \xi(\lambda_L)}{2} \quad (4.40)$$

$$C_R = \frac{A_0 c \tau_d \xi(\lambda_L, \lambda_R)}{2}$$

unde A_0 aria efectivă a receptorului, în cazul nostru aria telescopului, c este viteza luminii, rezoluția temporală τ_d a sistemului de achiziție și $\xi(\lambda_L, \lambda_R)$ reprezintă eficiența sistemului de recepție ce depinde de lungimea de undă considerată.

Pentru simplificare se introduce notația:

$$T_{mol,aer}(\lambda_j, R) = \exp\left(-\int_0^R \alpha(\lambda_j, \zeta) d\zeta\right) \quad (4.41)$$

Profilul coeficientului de retroîmprăștiere aerosolic se determină din raportul semnalelor elastice și rămân achiziționate simultan obținându-se:

$$\frac{S(\lambda_L, R)}{S(\lambda_L, \lambda_R, R)} = \frac{\xi(\lambda_L)}{\xi(\lambda_L, \lambda_R)} \frac{\beta_{aer}(\lambda_L, R) + \beta_{mol}(\lambda_L, R)}{\beta_{mol}(\lambda_L, \lambda_R, R)} \frac{T_{aer}(\lambda_L, R) T_{mol}(\lambda_L, R)}{T_{aer}(\lambda_R, R) T_{mol}(\lambda_R, R)} \quad (4.42)$$

Parametrii moleculari din ecuația 4.42 pot fi calculați din modelul atmosferic sau din date de radiosondaj iar transmitanța aerosolilor poate fi calculată dacă presupunem că la înălțimea de referință R_{ref} , înălțimea de calibrare, atmosfera este liberă, fără aerosoli:

$$\beta_{aer}(\lambda_L, R_{ref}) \ll \beta_{mol}(\lambda_L, R_{ref}) \quad (4.43)$$

, particularizând pentru înălțimea de referință ecuația 4.42 devine:

$$\frac{S(\lambda_L, R_{ref})}{S(\lambda_L, \lambda_R, R_{ref})} = \frac{\xi(\lambda_L)}{\xi(\lambda_L, \lambda_R)} \frac{\beta_{mol}(\lambda_L, R_{ref})}{\beta_{mol}(\lambda_L, \lambda_R, R_{ref})} \frac{T_{aer}(\lambda_L, R_{ref})T_{mol}(\lambda_L, R_{ref})}{T_{aer}(\lambda_R, R_{ref})T_{mol}(\lambda_R, R_{ref})} \quad (4.44)$$

, și astfel raportul eficienței canalelor Raman și elastic poate fi calculat:

$$\frac{\xi(\lambda_L)}{\xi(\lambda_L, \lambda_R)} = \frac{S(\lambda_L, R_{ref})}{S(\lambda_L, \lambda_R, R_{ref})} \frac{\beta_{mol}(\lambda_L, \lambda_R, R_{ref})}{\beta_{mol}(\lambda_L, R_{ref})} \frac{T_{aer}(\lambda_R, R_{ref})T_{mol}(\lambda_R, R_{ref})}{T_{aer}(\lambda_L, R_{ref})T_{mol}(\lambda_L, R_{ref})} \quad (4.45)$$

Introducând ecuația 4.45 în ecuația 4.42 și reorganizând termenii se obține:

$$\frac{S(\lambda_L, R_{ref})}{S(\lambda_L, \lambda_R, R_{ref})} = \frac{1}{C_{cal}} \frac{\beta_{mol}(\lambda_L, \lambda_R, R_{ref})}{\beta_{mol}(\lambda_L, R_{ref})\beta_{mol}(\lambda_L, \lambda_R, R_{ref})} \frac{T_{aer}(\lambda_L, R_{ref})T_{mol}(\lambda_L, R_{ref})}{T_{aer}(\lambda_R, R_{ref})T_{mol}(\lambda_R, R_{ref})} \cdot (\beta_{aer}(\lambda_L, R) + \beta_{mol}(\lambda_L, R)) \quad (4.46)$$

unde C_{cal} reprezintă constanta de calibrare și este definită după cum urmează:

$$C_{cal} = \frac{S(\lambda_L, \lambda_R, R_{ref})}{S(\lambda_L, R_{ref})} \frac{T_{aer}(\lambda_L, R_{ref})T_{mol}(\lambda_L, R_{ref})}{T_{aer}(\lambda_R, R_{ref})T_{mol}(\lambda_R, R_{ref})} \quad (4.47)$$

Având ca punct de plecare ecuația 4.34 , coeficientul de retroîmprăștiere molecular are forma:

$$\frac{\beta_{mol}(\lambda_L, \lambda_R, R_{ref})}{\beta_{mol}(\lambda_L, R_{ref})\beta_{mol}(\lambda_L, \lambda_R, R)} = \frac{N(R_0) \frac{d\sigma(\phi, \pi, \lambda_R)}{d\Omega}}{N(R_0) \frac{d\sigma(\phi, \pi, \lambda_L)}{d\Omega} N(R) \frac{d\sigma(\phi, \pi, \lambda_R)}{d\Omega}} \quad (4.48)$$

$$= \frac{1}{N(R) \frac{d\sigma(\phi, \pi, \lambda_L)}{d\Omega}} = \frac{1}{\beta_{mol}(\lambda_L, R)}$$

Introducând ecuația 4.48 în 4.46 se obține:

$$\frac{S(\lambda_L, R)}{S(\lambda_L, \lambda_R, R)} = \frac{1}{C_{cal}} \frac{\beta_{aer}(\lambda_L, R) + \beta_{mol}(\lambda_L, R)}{\beta_{mol}(\lambda_L, R)} \frac{T_{aer}(\lambda_L, R)T_{mol}(\lambda_L, R)}{T_{aer}(\lambda_R, R)T_{mol}(\lambda_R, R)} \quad (4.49)$$

Din ecuația 4.49 coeficientul de retroîmprăștiere al aerosolilor poate fi calculat:

$$\beta_{aer}(\lambda_L, R) = \beta_{mol}(\lambda_L, R) \left[C_{cal} \frac{S(\lambda_L, R)}{S(\lambda_L, \lambda_R, R)} \frac{T_{aer}(\lambda_R, R)T_{mol}(\lambda_R, R)}{T_{aer}(\lambda_L, R)T_{mol}(\lambda_L, R)} \right] \quad (4.50)$$

Constanta de calibrare se alege la înălțimea la care considerăm atmosfera liberă, fără aerosoli; aceasta poate fi o valoare aleasă, din statistica măsurărilor sau un interval de valori de la înălțimea de referință care se mediază.

„Teledetectia LIDAR” face introducerea în tehnica de investigare atmosferică cu sisteme LIDAR. Principalele caracteristicile funcționale ale componentelor sistemului „TOLI”, utilizat în cadrul cercetării, sunt prezentate detaliat în cadrul capitolului. Acuratețea informațiilor obținute cu astfel de echipamente depinde atât de stabilitatea și performanțele acestora cât și de metoda și modelul matematic utilizat pentru inversia datelor.

Modelul matematic prezentat în acest capitol este implementat în programul de preprocesare și procesare a datelor prezentat în capitolul următor.

5. SISTEMUL LIDAR-MĂSURĂTORI ȘI STUDII DE CAZ

Sistemul Lidar numit Toli, echipament modern achiziționat de laboratorul Multifuncțional de Mașini Termice și Energii Neconvenționale din facultatea de Mecanică a Universității „Politehnica” Timișoara a fost pregătit pentru efectuarea de măsuratori. Lidarul este un sistem multicanal cu posibilități de măsurare multiple. Seturile de date achiziționate cu acest sistem au fost validate folosind datele satelitare CALIPSO.

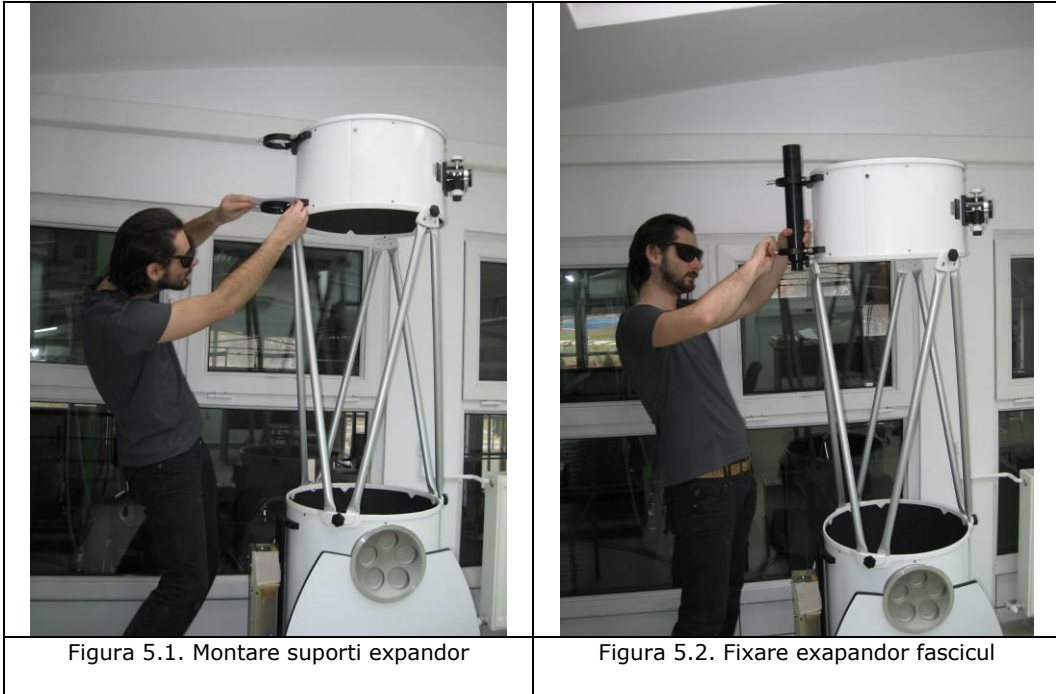
5.1. Pregătirea sistemului pentru măsurători

Sistemul Lidar TOLI (**T**imiș**O**ara **L**idar) utilizat în cadrul cercetării are o configurație monostratică biaxială și este compus dintr-un (laser pulsant de mare putere), un receptor (telescop și fotodetectori de nivel scăzut, foarte rapizi) și un sistem de achiziție și conversie analog-digitală de mare viteză. Laserul utilizat este de tip solid Nd:YAG pe trei lungimi de undă, fundamentală la 1064 nm și 2 armonici la 532 nm și 355 nm. Sistemul de recepție este alcătuit dintr-un telescop de tip Newtonian și o unitate de selecție spectrală alcătuită din filtre interferențiale și dicroice. Oglinda principală a telescopului este de 406 mm, optimă pentru un semnal de calitate. Un sistem LICEL [47] de mare viteză, este utilizat pentru conversia analog-digitală și achiziția de date.

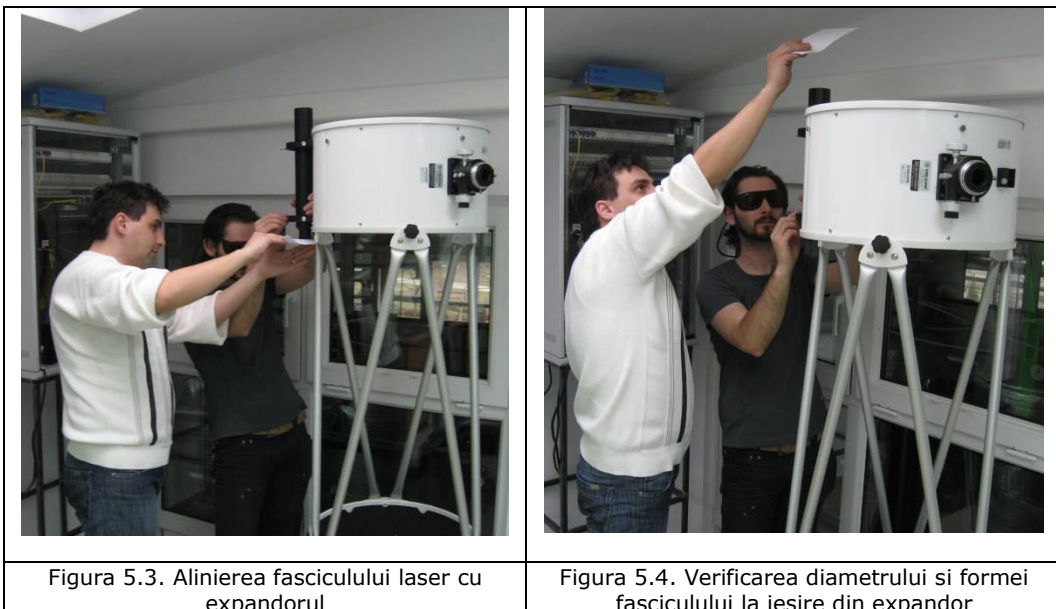
Procedura:

Pentru efectuarea de măsurători cu sistemul multicanal trebuie verificate toate conexiunile, precum și alinierea telescop – laser, aceasta fiind de mare importanță pentru calitatea datelor.

De aceste alinieri depinde calitatea semnalului recepționat cât și nivelul zgomotului electronic și de aici raportul semnal – zgomot.



Pentru montarea expandorului se utilizează 2 suporturi prevăzute cu șuruburi de strângere cu vârf cauciucat. După strângerea acestuia se verifică alinierea cu fasciculul laser la intrarea în expandor cât și forma și diametrul la ieșire.



La montarea conexiunilor de la cutia cu detectori la sistemul de achiziție trebuie să se țină cont de poziționarea detectorilor, filtrelor interferențiale cât și a lentilelor dicoice. Pentru fiecare fotodetector trebuie realizate câte 2 conexiuni, una la sistemul de alimentare și una la sistemul de achiziție. Foarte important în cazul sistemului Toli este conectarea la sistemul de achiziție deoarece sistemul are două cartele de achiziție și esențial să se respecte perechiile de detectori și anume:

- 532 nm și 607 nm;
- 355 nm și 387 nm;



Figura 5.5. Realizarea conexiunilor pentru canalele de achiziție



Figura 5.6. Montaj final expander fascicule

Setările pentru sistemul de achiziție

În figura de mai jos este prezentată interfața sistemului de achiziție Licel. Pentru a putea realiza măsurătorile trebuie realizate setările echipamentului funcție de specificul măsurătorii:

- timpul zilei, noapte sau zi;
- frecvența de funcționare a laserului;
- canalele utilizate pentru alocarea memoriilor;
- destinația de stocare a datelor;
- datele privind tensiunea de alimentare a fotodetectorilor;
- numele și coordonatele geografice ale locației.

În funcție de aceste date este creat fișierul cu datele rezultate în timpul măsurătorilor, acestea se vor găsi în antetul fiecărui fișier. Totodată acestea sunt informații necesare pentru realizarea preprocesării.

Meniul principal este împărțit în 4 secțiuni și anume:

- 1 și 4 sunt ferestrele destinate vizualizării datelor;
- secțiunea 2 este cea care conține butoanele pentru configurarea globală și a datelor;
- secțiunea 3 cuprinde butoanele pentru pornirea și oprirea achiziției, precum și setarea numărului de profile (shots);

Numărul de pulsuri pentru o achiziție se calculează funcție de frecvența de funcționare a laserului cât și de rezoluția temporală cu care se lucrează (1 minut pe timpul zilei și 5 minute pe timpul nopții) și anume:

$$Nr.pulsuri = rezoluție\ temporală \times frecvența$$

pentru elastic pe timpul zilei, la o frecvență de 30 Hz:

$$Nr.pulsuri = 1\ min \times 30\ Hz = 60 \times 30 = 1800\ pulsuri$$

pentru raman sau combinație raman-elastic pe timpul nopții, la o frecvență de 30 Hz:

$$Nr.pulsuri = 5\ min \times 30\ Hz = 300 \times 30 = 9000\ pulsuri$$

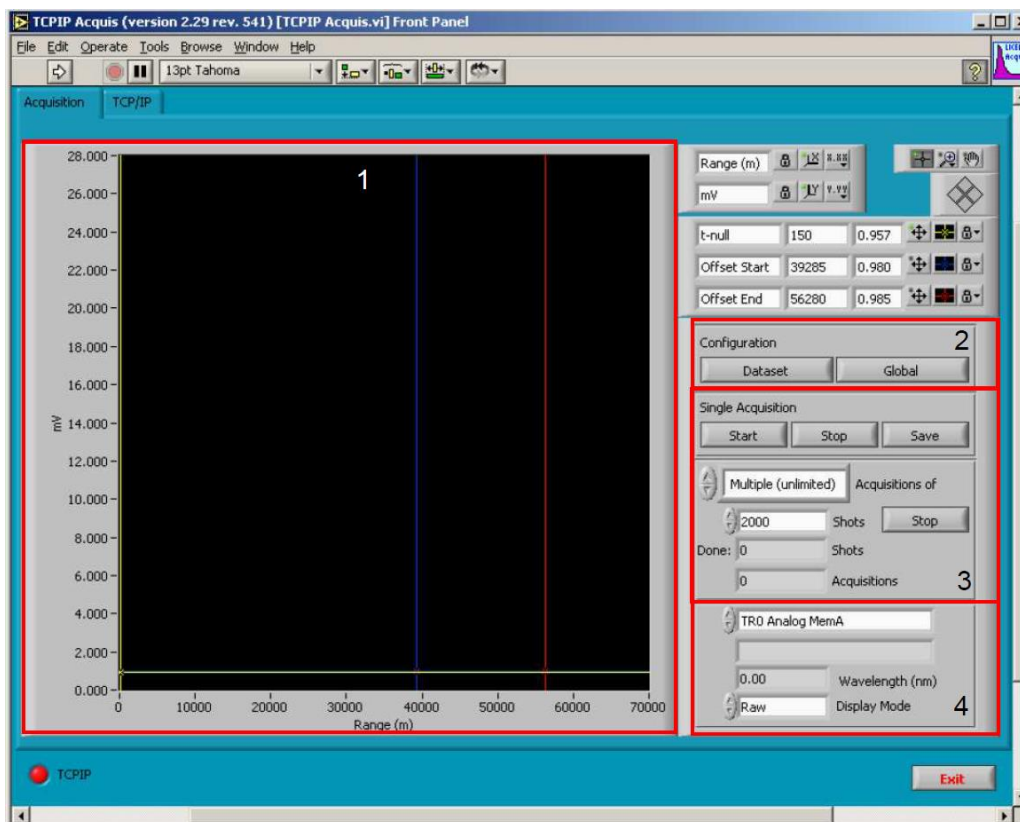


Figura 5.7. Interfața sistemului de achiziție Licel [9]

Informațiile globale dau posibilitatea setării valorilor care pot fi setate în antetul fișierelor, care ne dau informații în timpul preprocesării de condițiile care au fost în timpul achiziției. Informațiile globale pot fi accesate apăsând butonul **"Global"** din secțiunea Configuration (2).

La accesarea acestuia va apărea fereastra următoare unde pot fi introduse detalii despre locația de efectuare a măsurătorilor precum și destinația fișierelor de achiziționat.

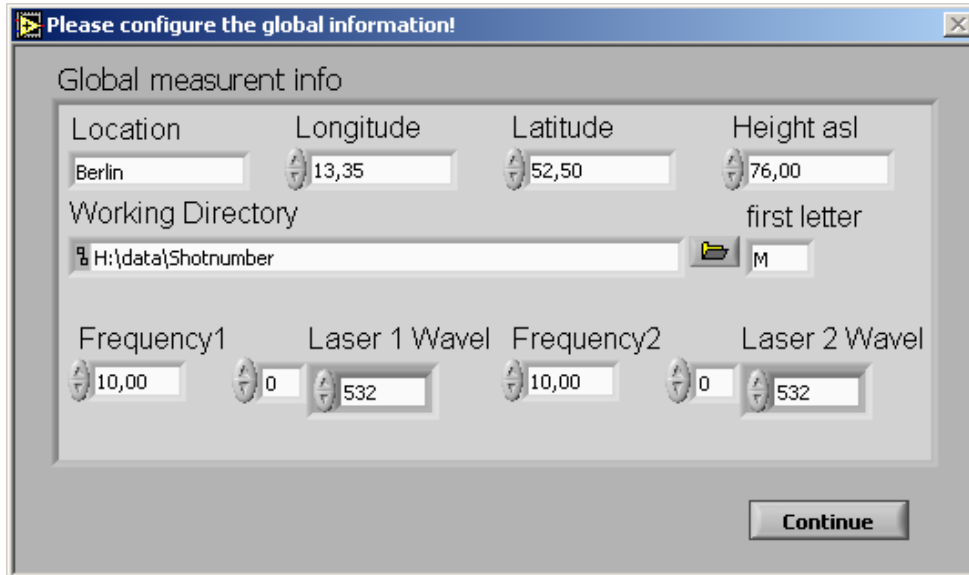


Figura 5.8. Fereastra configurare a informatiilor generale [47]

„**Working Directory**” este locația unde se dorește stocarea datelor iar „**First Letter**” este inițiala utilizată ca prefix a fișierelor. Datele despre localizarea punctului de măsurătoare trebuie să conțină:

- location: orasul unde este efectuată măsurătoarea;
- longitudinea, latitudinea și înălțimea de la nivelul mării (Height asl);

Următoarea configurare care trebuie făcută este cea pentru canalele de achiziție (Transient recorder) prin accesarea butonului „**Dataset**”.

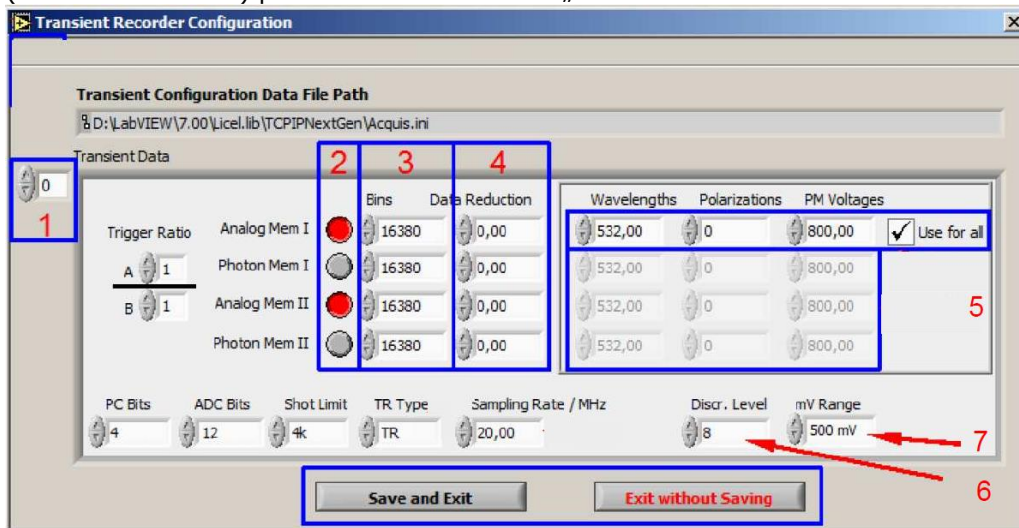


Figura 5.9. Fereastra configurare inregistrator [47]

Fereastra de dialog pentru configurare poate fi observată în Figura 5.9:

- La poziția 1 poate fi observat indexul care comută diferitele cartele de achiziție, în cazul nostru „0” și „1” deoarece sistemul este dotat cu două cartele;
- Poziția 2 reprezintă memoriile alocate pentru achiziție, prin bifare de la acele canale se vor înregistra date;
- Poziția 3 introduce numărul de bini de înregistrare date, fiecare bin reprezintă o valoare înregistrată la înălțimea rezoluției spațiale și anume o valoare la fiecare 7.5 m. Maximul valorii este de 16380 pentru Licel TR 20 sau 40.
- În poziția 4 se poate seta reducerea datelor. O reducere de 0,1 și 2 corespunde cu o rezoluție temporală de 7.5 m, 15 m și 30 m pentru TR 20 pentru un bin.
- Lungimea de undă pentru canalul de achiziție precum și tensiunea de alimentare poate fi setată de la poziția 5.
- La poziția 6 se poate seta nivelul discriminatorului, acesta are 64 nivele care corespund unui interval de 0-24 mV, acesta are efect asupra măsurătorilor cu canale raman și mai exact cu canale care înregistrează prin numărare de fotoni.
- Intervalul de valori pentru înregistrare cu valori între 0-20mV, 0-100 mV și 0-500 mV poate fi setat de la poziția 7, aceasta este funcție de intensitatea caracteristică pentru fiecare canal, este esențială setarea corectă pentru a nu se sătura semnalul.

Interfața control laser Inlite II-30

Figura 5.10 prezintă interfața de control și configurare a sistemului laser Inlite II-30. Cele mai importante setări ce trebuie realizate pentru o bună funcționare a sistemului dar și pentru măsurători calitative sunt valoarea tensiunii de alimentare a lampei flash precum și frecvența de repetiție. Prin mărirea sau micșorarea tensiunii de pe lampă se micșorează sau se mărește intensitatea fasciculului laser.

Pentru stabilitatea bună a sistemului, valoarea tensiunii nu trebuie să depășească 90 % din valoarea maximă admisibilă dată în cartea tehnică. Valoarea frecvenței pentru sistemul laser poate fi setată la 10, 20 sau 30 Hz.

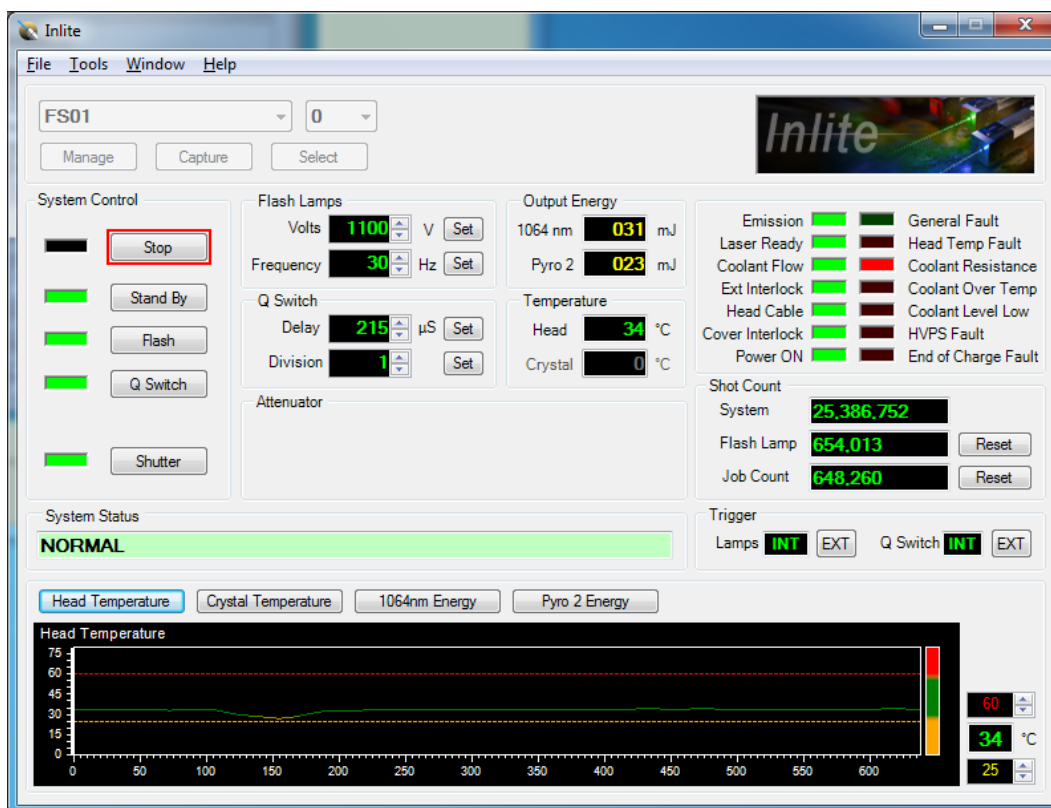


Figura 5.10. Interfața lucru laser INLITE

După alimentarea laserului se așteaptă apariția valorii „Normal” în poziția „System Status” pentru a putea face setările și nu în ultimul rând pornirea acestuia.

Ordinea de pornire este următoarea:

- este apăsat butonul „Stand By” pentru pornirea pompei de răcire cu lichid (apa dedurizată și deionizată). Se așteaptă cel puțin 15 minute.
- butonul „Flash”- în acest moment lampa flash este alimentată și bombardează cu fotoni bara de neodim.
- butonul „Q Switch” – se așteaptă stabilizarea sistemului și anume temperatura capului laser precum și a energiei pentru 1064 nm, vizibile în graficul din josul interfeței.
- butonul „Shutter” – fasciculul este emis în exterior la cele 3 lungimi de undă, 355 nm, 532 nm și 1064 nm.

5.2. Interfața programului de procesare

Interfața programului de procesare a datelor a fost concepută pentru a fi intuitivă pentru utilizator. Aceasta permite selectarea directorului cu datele ce trebuie analizate, și anume profile la o rezoluție temporală de 1 min (ziua) sau 5 minute (noaptea).

Dupa selectarea directorului cu măsurători, sunt citite și afișate datele de interes:

- Timpul de start și data achiziției;
- Locația cu denumirea și coordonatele geografice (latitudine, longitudine) , precum și înaltimea față de nivelul mării;
- Lungimile de undă precum și tipul achiziției (analogic sau numărare de fotoni);
- Date funcționare laser (frecvența în Hz și numărul de profile)

Un factor foarte important în preprocesarea datelor Lidar este corectarea zgomotului electronic (dark), care va fi întodeauna primul fișier din măsurătoare.

Figura 5.11. Interfața programului de procesare

Al doilea tab al programului de preprocesare afișează fișierele neprocesate cât și mediate, iar pe cele mediate se poate selecta zona de extragere a zgomotului de fond. Această zonă este una din plan îndepărtat unde se consideră ca fiind doar componente moleculare în aer. La selectarea intervalului de background, poate fi vizualizat în timp real și efectul asupra profilului și deci corectitudinea alegerii acestuia.

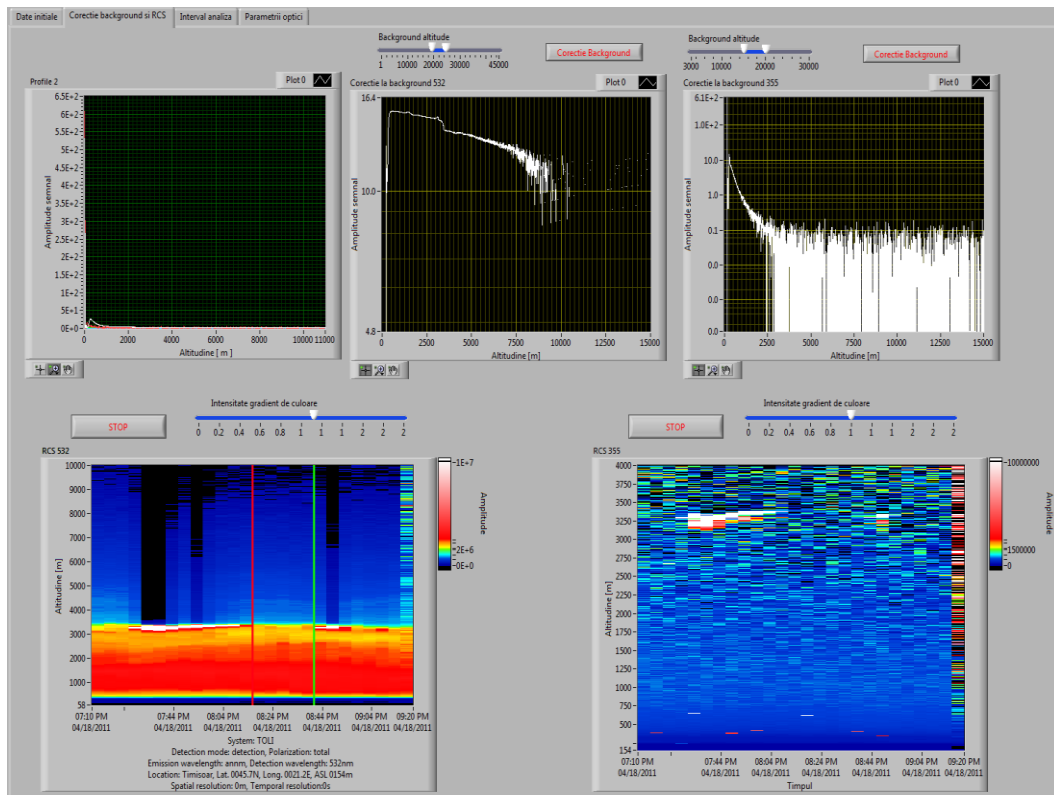


Figura 5.12. Calibrare și vizualizare RCS

În partea inferioară a ferestrei poate fi observată imaginea RCS (Range Corrected Signal - Semnalul Corectat cu Distanța) pentru semnalul corectat la zgomotul de fond și cel electronic. Imaginea RCS reprezintă transformarea în gradient de culoare a intensității semnalului și unirea acestora într-o serie temporală. La realizarea programului au fost folosite diferite subrutine realizate de către cei de la Institutul de Optoelectronică București de-a lungul celor peste 10 ani de când studiază atmosfera cu sisteme Lidar [66][67].

Programul de preprocesare și procesare a datelor a fost realizat cu programul LabView 8.5, Figurile 5.13 și 5.14 prezentând secțiuni din acesta.

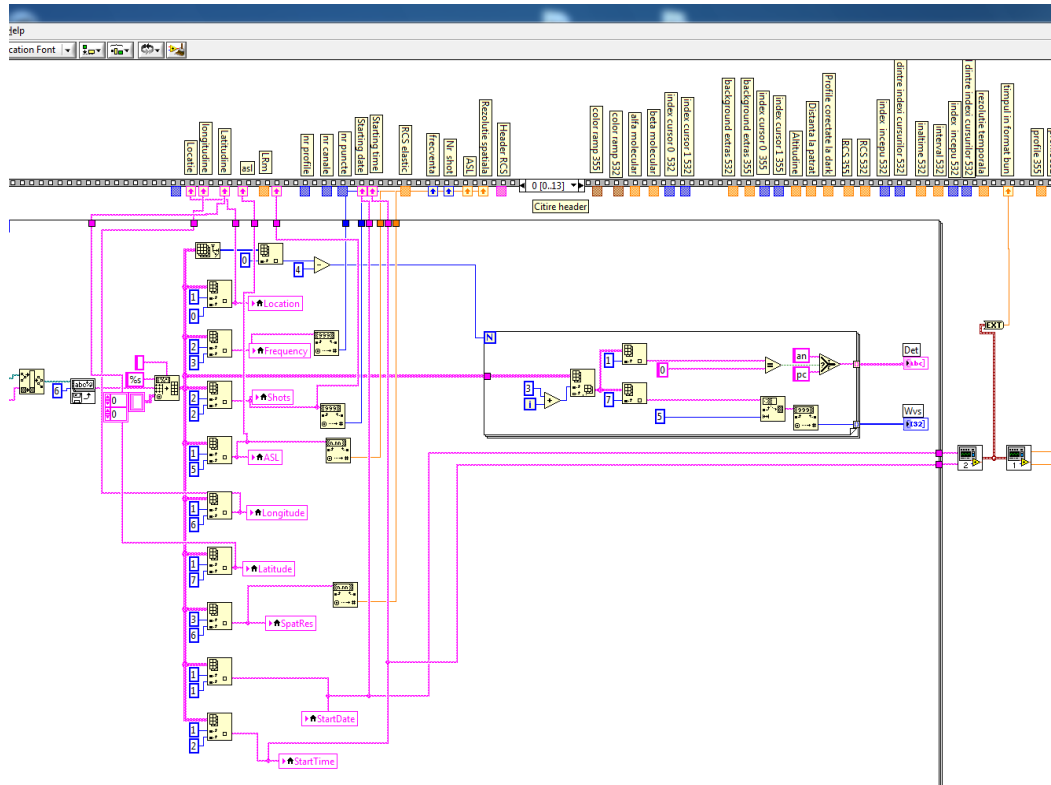


Figura 5.13. Citirea datelor de antet din fișiere și afișarea pe interfață

În figura 5,13 este prezentată secțiunea din program de citire și afișare a datelor de header, informații care au fost înregistrate prin configurarea sistemului LICEL. Date necesare ulterior pentru preprocesare și procesare a datelor. La selectarea directorului cu date, programul citește headerul din date și afișează informațiile necesare ulterior.

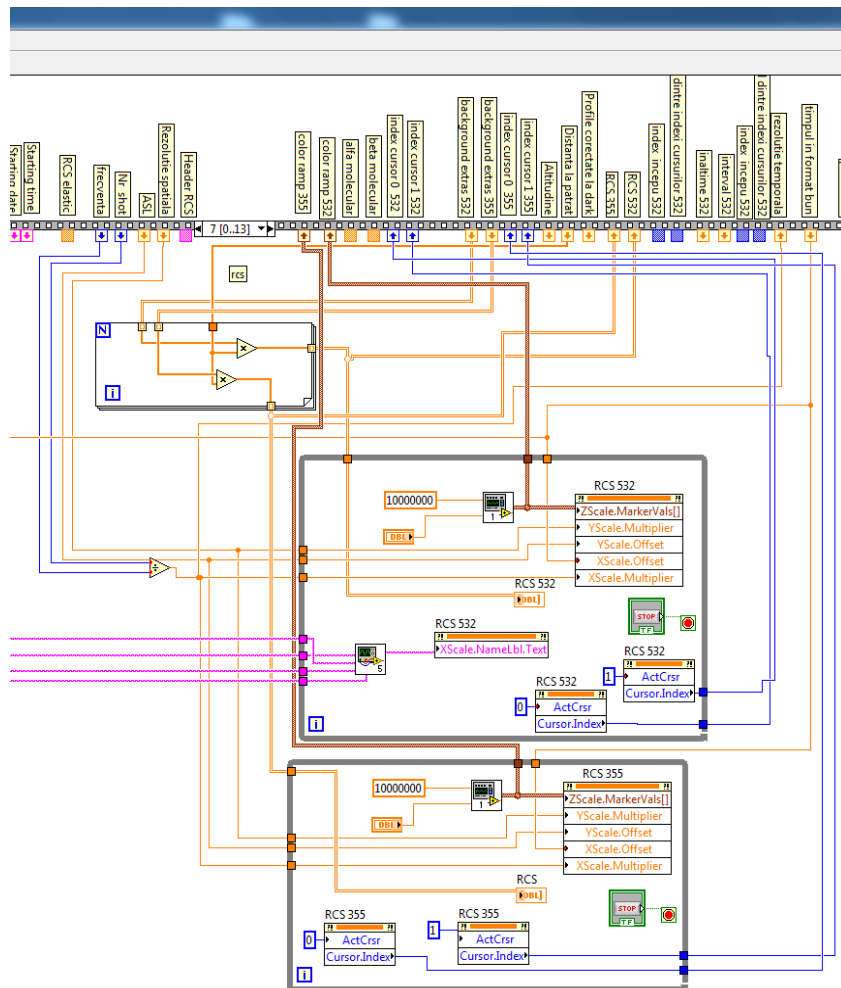


Figura 5.14. Secțiunea de creare semnal corectat cu distanța (RCS) la 532 nm și 355nm

După preprocesarea datelor, și anume corectarea cu distanța a semnalului, extragerea zgomotului de fond, zgomotului electronic, se trece la procesarea datelor mai exact utilizarea unei metode de obținere a coeficientului de retroâmprăștiere și extincție.

5.3. Studii de caz

Datele obținute din măsurătorile cu Lidarul nou instalat să funcționeze la Laboratorul de Mașini Termice și Energii Neconvenționale (coordonatele geografice sunt latitudine 45,74N și longitudine 21,22E), au fost testate în vederea validării, folosind măsurătorile satelitare realizate cu lidarului Caliope aflat pe satelitul CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation).

CALIPSO are la bordul său un sistem Lidar denumit CALIOPE (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization), un radiometru în infraroșu ($8.7 \mu\text{m}$, $10.6 \mu\text{m}$ și $12 \mu\text{m}$) precum și o cameră cu câmp de vedere mare. Acesta este situat la 705 km deasupra Pamântului pe o orbită ce este sincronă cu soarele [2], [85]. CALIOPE permite achiziționarea de profile de retroîmprăștiere la 532 nm în două componente realizate perpendicular și la 1064 nm. În cazul acestuia se folosește denumirea de coeficient de retroîmprăștiere atenuat care este definit ca fiind coeficientul de retroîmprăștiere totală (molecular + particule) corectat cu transmitanța atmosferică atât la propagarea pulsului laser de la satelit la suprafața Pamântului cât și invers [1][14][24][38].

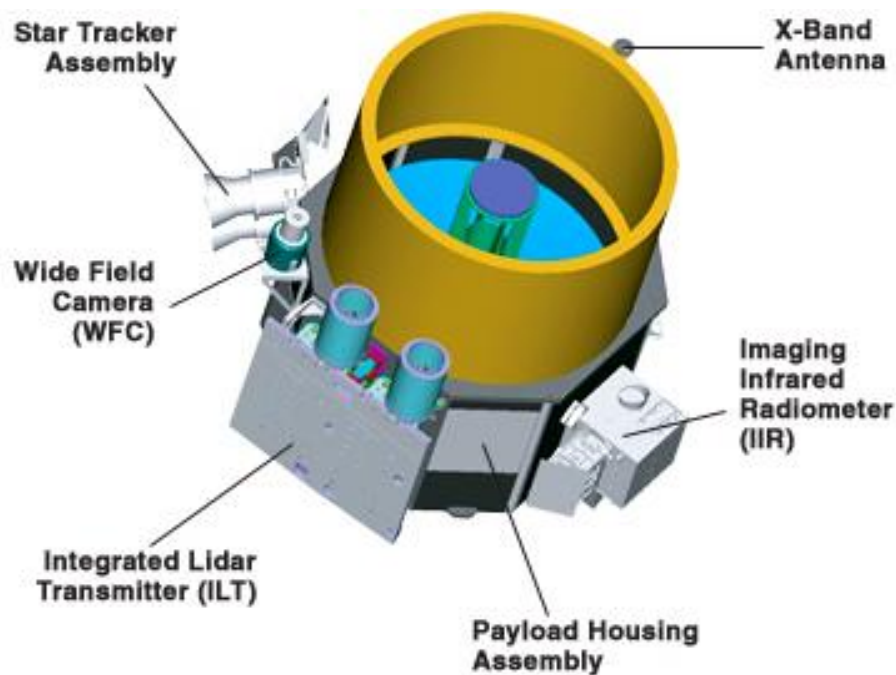


Figura 5.15. Imaginea schematică a satelitelui orbital CALIPSO

Cazul 1: Straturi de aerosol și nori de tip *cirrus* (26.04.2011)

Studiul interacțiunii nori-radiație solară și aerosol radiație solară este foarte importantă pentru considerarea bilanțului radiativ al Pământului în modelele atmosferice [17][39][60][78][84][93][104].

În acest sens distribuția spațială și temporală a proprietăților radiative ale norilor și straturilor de aerosol poate fi studiată și cu ajutorul sistemelor Lidar. Norii înalți, cirrus fiind formați numai din cristale de gheață au proprietăți distincte, daterminând un forcing radiativ pozitiv iar coeficientul de depolarizare este un parametru esențial pentru identificarea lor și a tipurilor de aerosoli.

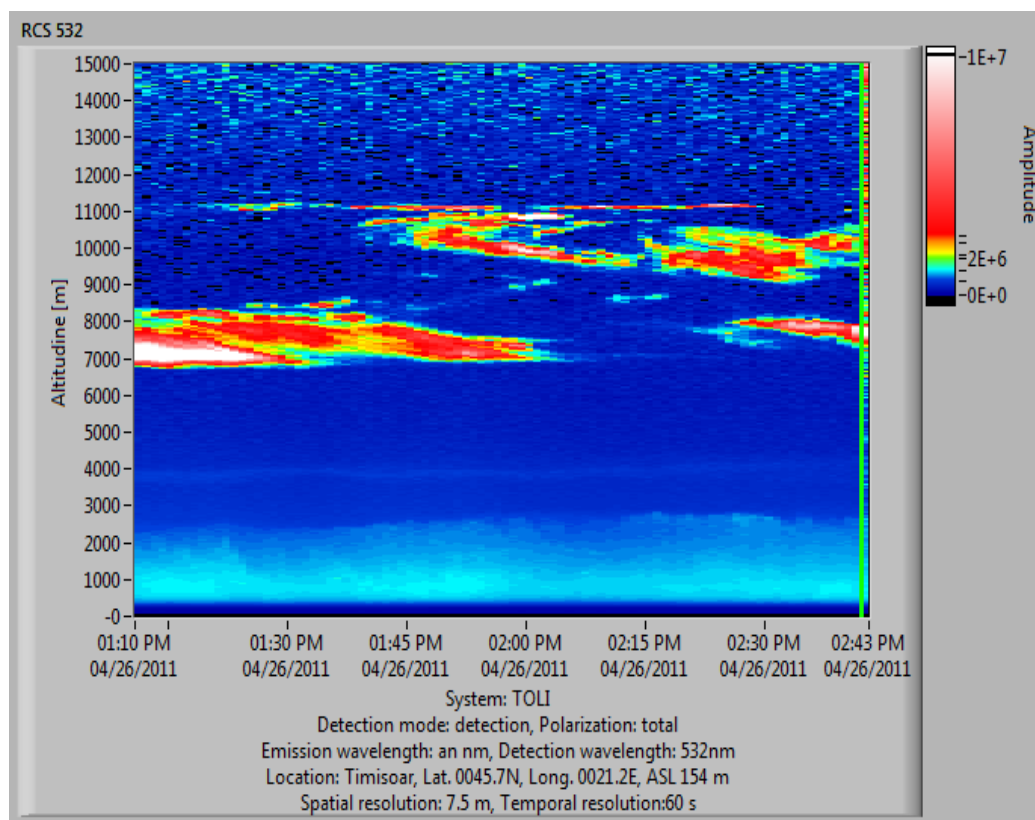


Figura 5.16. Imagine RCS din data de 26.04.2011

Figura 5.16 reprezintă seria temporală a semnalului corectat cu distanța (RCS) a datelor procesate din data de 26.04.2011, ora 01:00 UTC. Rezoluția spațială a datelor este de 7,5 m la o rezoluție temporală de 60 secunde. Pot fi observate foarte ușor straturile de aerosol. Stratul de grosime considerabilă între 7 și 12 km.

Mai poate fi observat un strat subțire la 4 km precum și stratul limită planetar care în după amiaza zilei ajunge la înălțimea de 2000 m.

Pentru analiza originii straturilor de aerosol din Figura 5.16 se utilizează modelul HYSPLIT 4 [19][68][94][95] pentru traiectorii ale maselor de aer precum și modelul Dream care prognozează nebulozitatea și intruziunile de praf saharian.

Pentru o confirmare suplimentară a fost folosit modelul NAAPS (*Navy Aerosol Analysis and Prediction System*)(Figura 5.19) al Marinei americane ce utilizează date rezultate din imagistica satelitară.

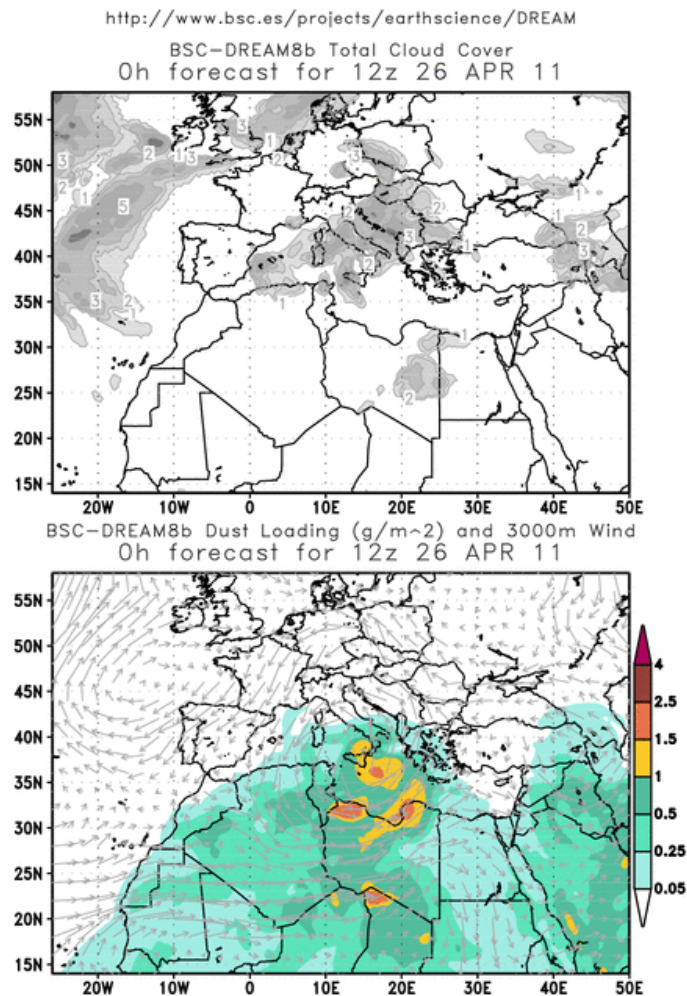


Figura 5.17. Modelul Dream de predicție pentru acoperirea cu nori și praf din data de 26.04.2011 [76], [122]

Modelul „Dream”a prognozat nebulozitate deasupra sud-vestului României dar nu a prevăzut intruziunile de praf saharian peste România [11][18][26][57][79] (Figura 5.17).

Prezența norilor cirrus se constată în general, din coeficientul de depolarizare, dar în acest caz harta sinoptică pentru ziua de 26 aprilie arată configurația câmpului de presiune de la sol și a câmpului de geopotential precum și structura termică, toate

subliniind un aer rece în altitudine care explică prezența norilor cirrus într-un regim anticiclonic.

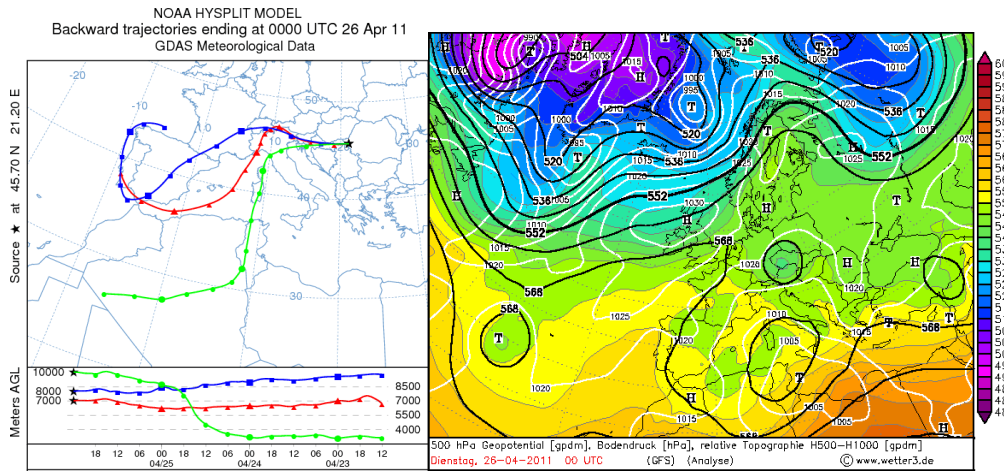


Fig. 5.18 Traiectorie inapoi din modelul HYSPLIT [19](a) si harta sinoptica (b) din 26.04. 2011 [124]

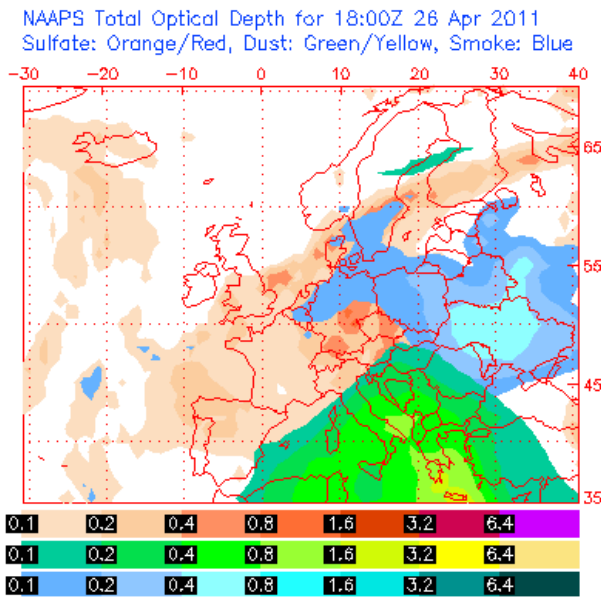


Fig. 5.19 Concentrația de praf din date NAAPS(Navy Aerosol Analysis and Prediction System) pentru data de 26.04.2011 [121], [28]

Traiectoria maselor de aer (Figura 5.18) arată transportul de aer din vestul țării, originea maselor de aer fiind din sud vestul Europei, posibilitatea de încărcare cu praf saharian fiind mare, după valorile grosimii optice a aerosolului (Figura 5.19).

Cazul 2: Posibil intruziune de cenușă vulcanică (27.05.2011)

În Figura 5.20 este prezentată seria temporală a semnalului corectat cu distanța din data de 27.05.2011 și prezintă un strat fin la 3 km, precum și un strat descendent până în stratul limită planetar. În această dată se presupune că cenușa vulcanică de la Grimsvotn, Islanda a ajuns până în sudul României, din data de 25 era deja în nord-vestul României, coborând până la ajungerea în estul țării.

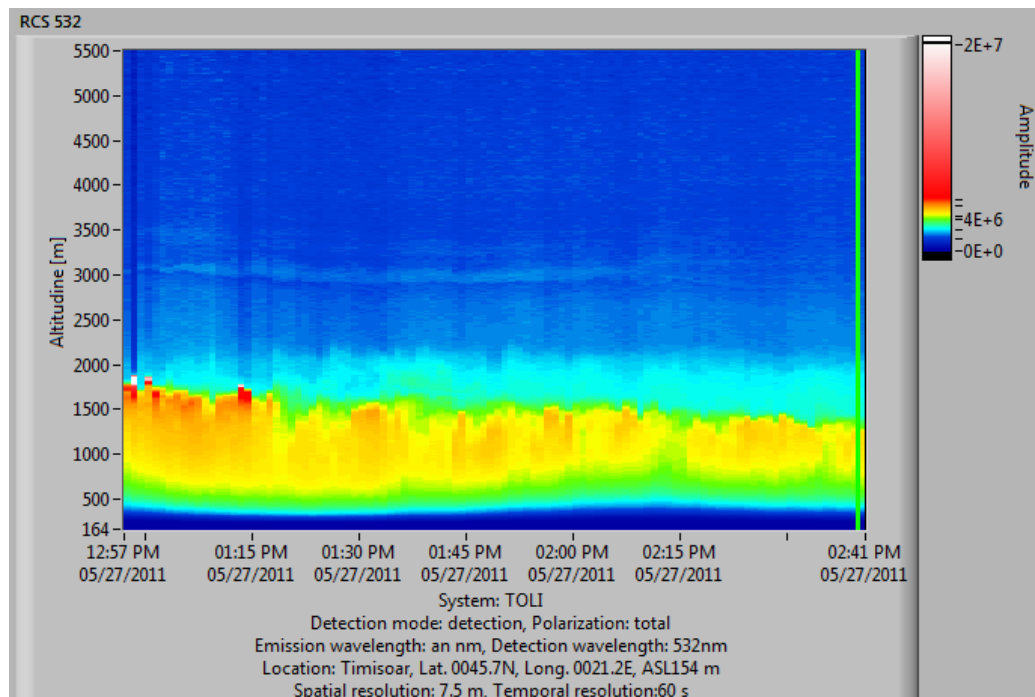


Figura 5.20. Imagine RCS din data de 27.05.2011

Aerosolul (cenușa vulcanică) ajuns în România a fost în cantități mici și ca urmare straturile de aerosol detectate au fost foarte subțiri. La aceeași dată dar la oră diferită, pe timpul nopții a traversat zona investigată și satelitul Calipso[116][100][65][58][53][48]. După cum poate fi observat în Figura 5.21 a traiectoriei, acesta ajunge deasupra noastră, segmentul indicat reprezintă traiectoria de interes.

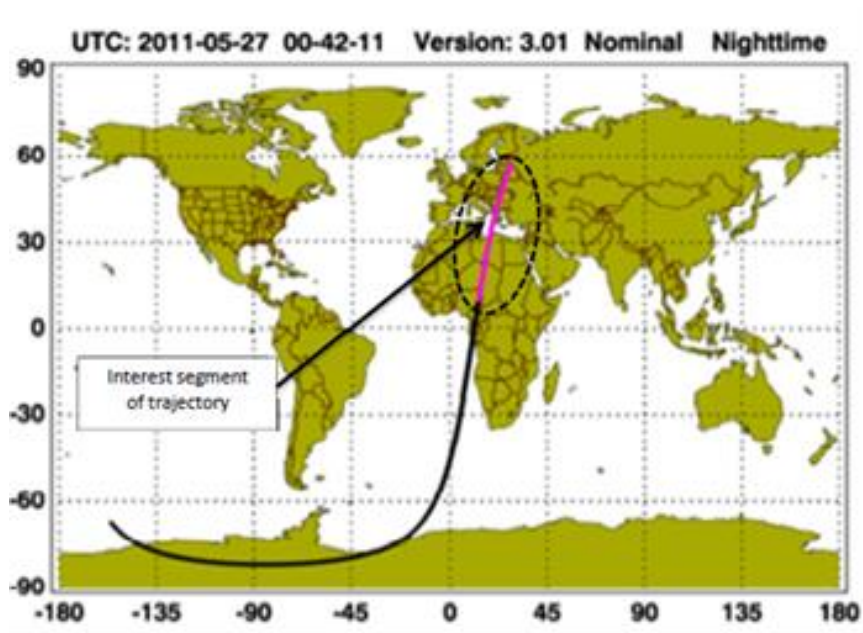


Figura 5.21. Traectoria lui CALIPSO in data de 27.05.2011

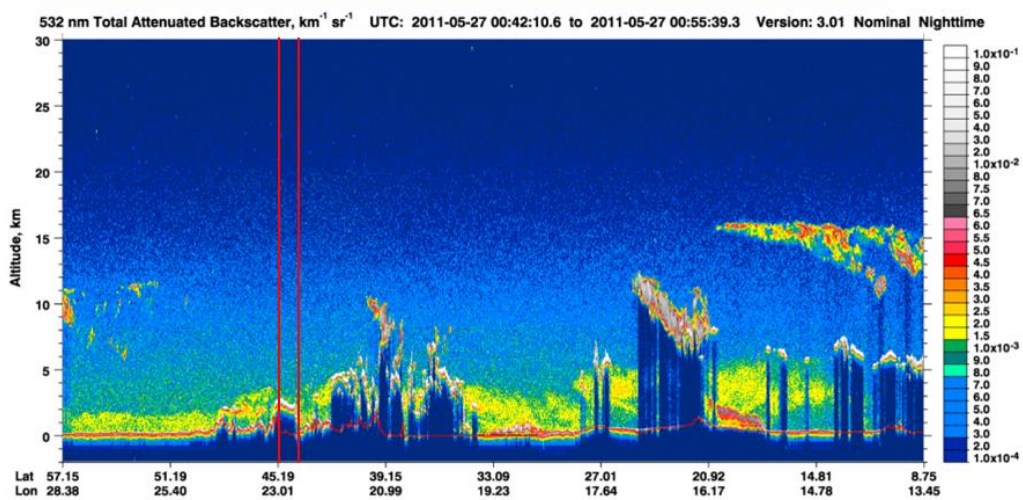


Figura 5.22. Coeficientul de retroimprastiere total pentru lungimea de unda 532 din data de 27. 05. 2011, din datele CALIPSO [7], [123]

Segmentul de imagine dintre verticalele reprezintă măsurătoarea în zona de interes, la coordonatele geografice ale locației sistemului Lidar TOLI. Putem observa același strat la 3 km precum și stratul descendent în stratul limită planetar, vizibil mai clar în imaginea depolarizării

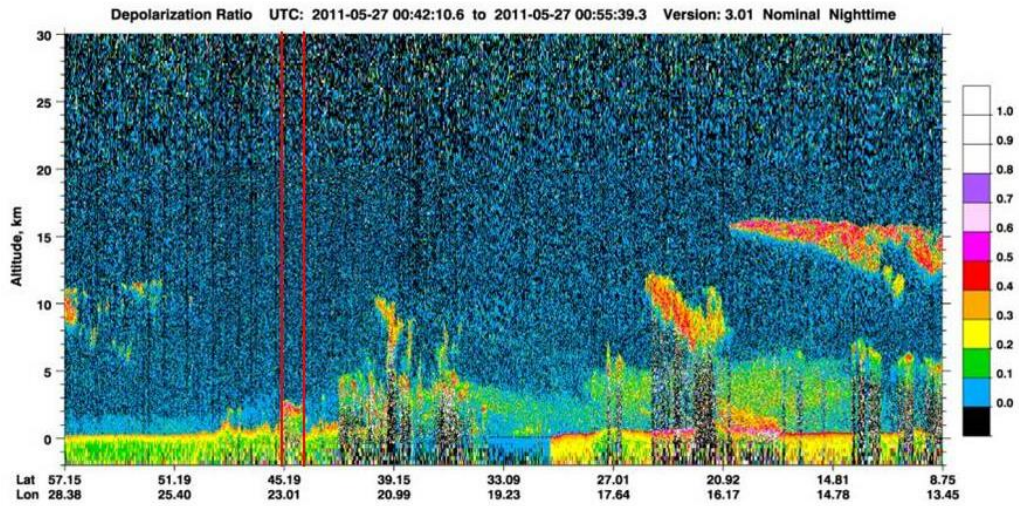


Figura 5.23. Coeficientul de depolarizare din data de 27. 05. 2011, din datele CALIPSO [77], [123]

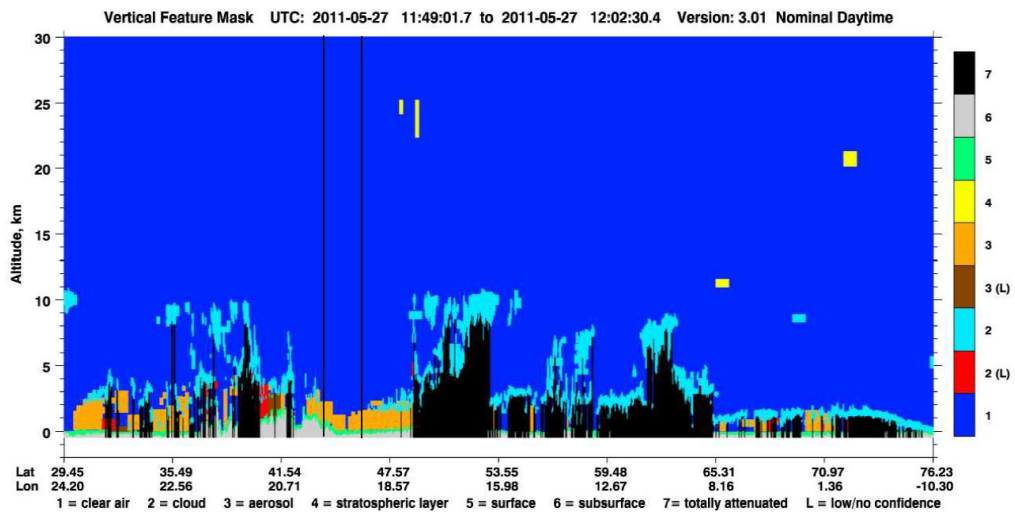


Figura 5.24. Structura verticală din date CALIPSO pentru data de 27.05. 2011, pentru coordonatele locației sistemului lidar TOLI, Timișoara [7], [123]

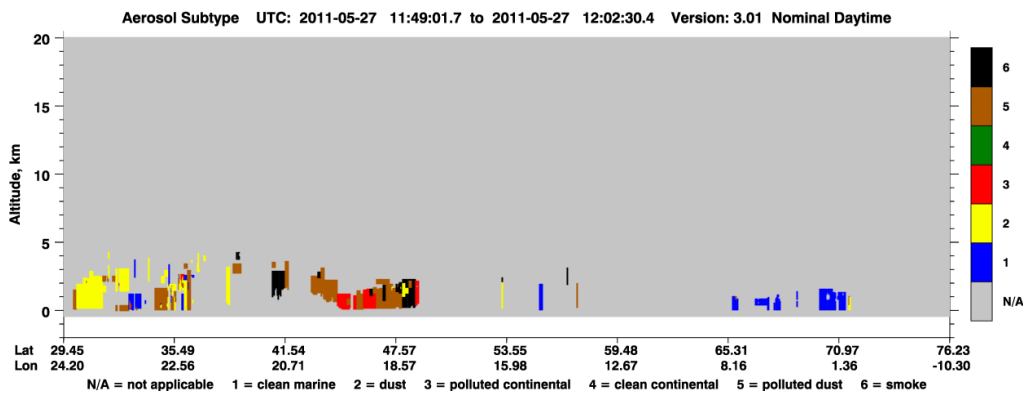


Figura 5.25 Reprezentare tip aerosol din date CALIPSO pentru data de 27.05. 2011, pentru coordonatele locației sistemului lidar TOLI, Timișoara [123]

Din Figura 5.24 se poate observa că în zona Timișoara până la înălțimea de 2 km încărcarea cu aerosol este foarte mare, fiind o combinație de praf, aerosol poluant precum și smog după cum reiese și din Figura 5.25. De aici se poate face presupunerea că în atmosferă împreună cu aerosolul de toate tipurile se găsește și cenușa vulcanică provenită din Islanda.

Cazul 3: Episod contaminare (18.04.2011)

Figura 5.26 prezintă un episod de contaminare cu sulf și smog din data de 18.04.2011. Imaginea arată prezența unui strat subțire sub 3 km foarte stabil în timp, și o atmosferă stabilă termodinamic.. După cum poate fi observat și din rezultatul modelului NAAPS pentru data de 18.04.2011 concentrații mari de sulf și smog acoperă zona de sud-est a Europei [113][112][77][64][54].

Valoarea coeficientului AOD (Aerosol Optical Depth) – grosimea optică a stratului de aerosol are valoarea în jur de 0.8-1.0, lucru ce poate fi observat în datele furnizate de modelul NAAPS. Pentru comparație se utilizează valoarea grosimii optice obținute cu fotometrul situat pe clădirea Orologerie din cadrul Facultății de Mecanica [29][44][49][59][81][92][101]. Se poate aprecia că valoarea acestora este cuprinsă între 0.7-1.2 conform figurii 5.27.

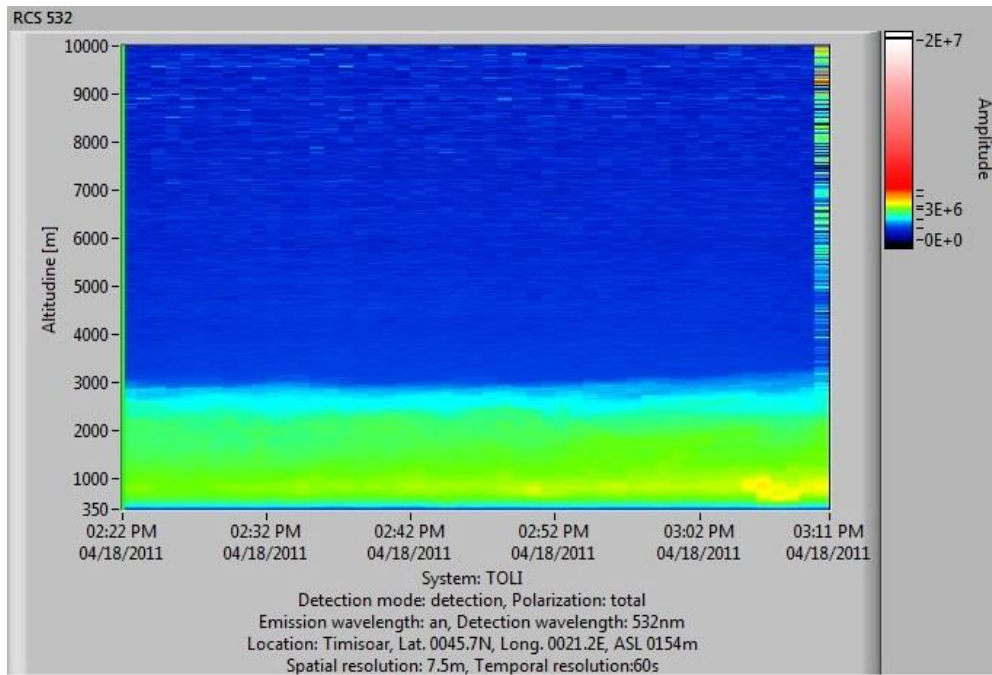


Figura 5.26. Imagine RCS la 532 nm din data de 18.04.2011,

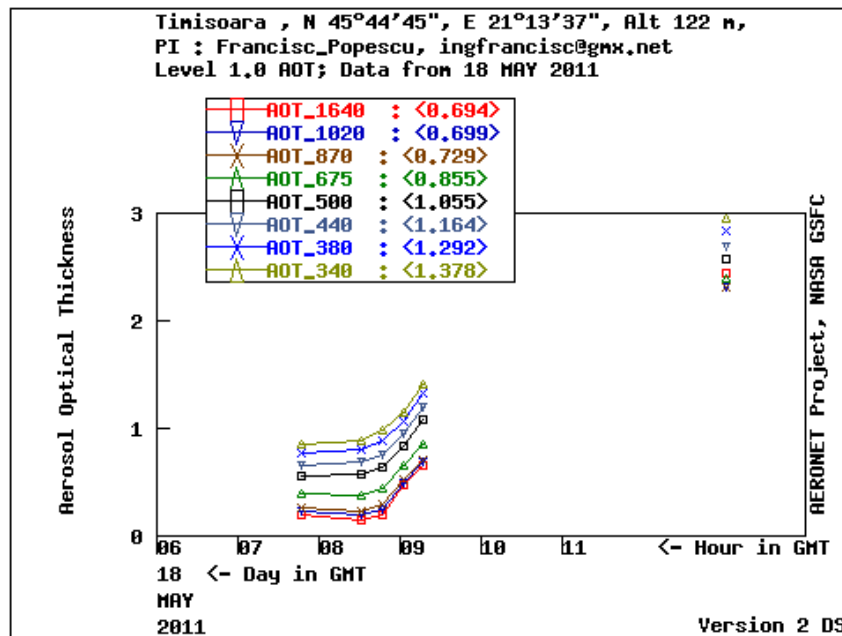


Figura 5.27. Grosimea optică a aeroslului atmosferic la Timișoara în data de 18.04.2011 [125]

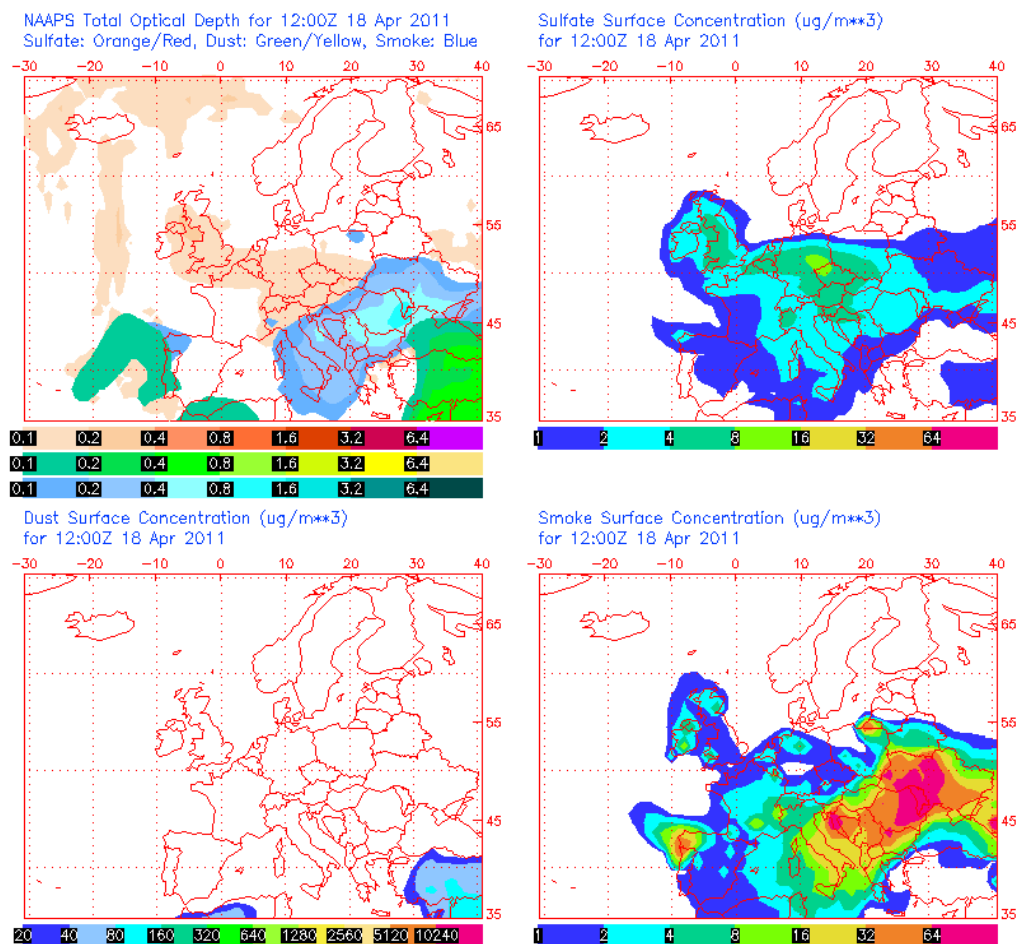


Figura 5.28. Adâncimea optică a aerosolilor și densitatea la suprafață ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) preconizate de modelul NAAPS (Navy Aerosol Analysis and Prediction System) în data de 18.04.2011. Gradient culoare:portocaliu/rosu (sulf), verde/galben (praf), și albastru (smog).

În timpul măsurătorilor efectuate în data de 18.04.2011 a ajuns în zona analizată și satelitul CALIPSO, rezultatul măsurătorii poate fi observat în Figurile 5. 29-5.32 sub forma coeficientului de retroîmprăștiere la 532 nm precum și caracteristicile aerosolului. Legenda reprezintă măsurătoare ce coincide cu coordonatele geografice ale lidarului TOLI (latitudine 45.74 și longitudine 21.22). Stratul bine delimitat la 3 km care are o concentrație mare de vapori de apă (Figura 5.31), iar sub acesta o concentrație mare de aerosol continental, smog și praf poluat (Figura 5.30 și 32) precum și o mare concentrare de sulf.

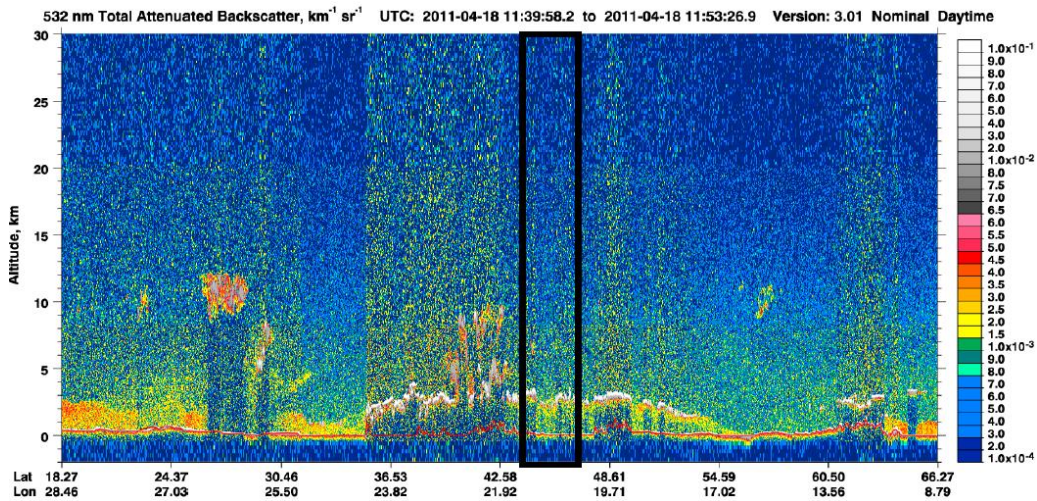


Figura 5.29. Coeficientul de retroimprastiere total pentru lungimea de unda 532 din data de 18.04.2011, din datele CALIPSO [123]

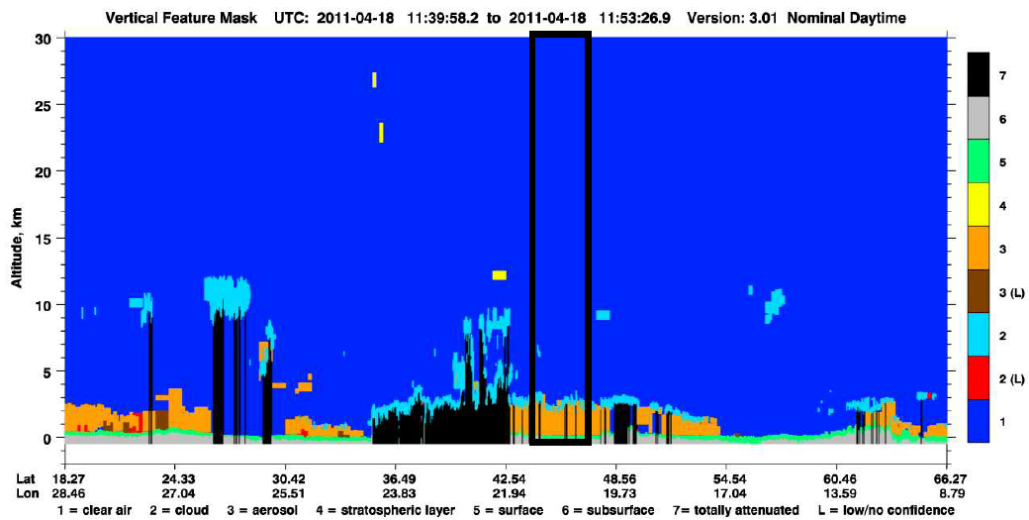


Figura 5.30. . Reprezentare tip aerosol din date CALIPSO pentru data de 18.04.2011, pentru coordonatele locației sistemului lidar TOLI, Timișoara [123]

Intruziunea de aerosol până sub nivelul norului de la 3 km este pusa în evidență în Figura 5.30. După această înălțime atmosfera este curată și stabilă, fără nori.

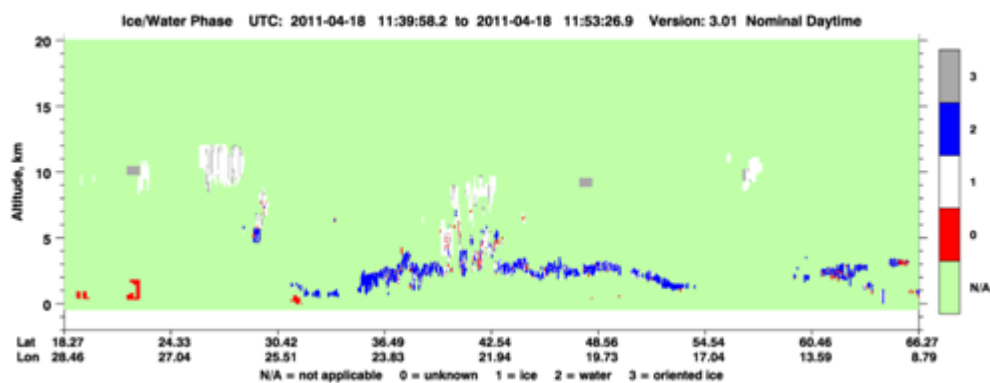


Figura 5.31. . Reprezentare fazei gheață/apă din date CALIPSO pentru data de 18.04.2011, pentru coordonatele locației sistemului lidar TOLI, Timișoara[123]

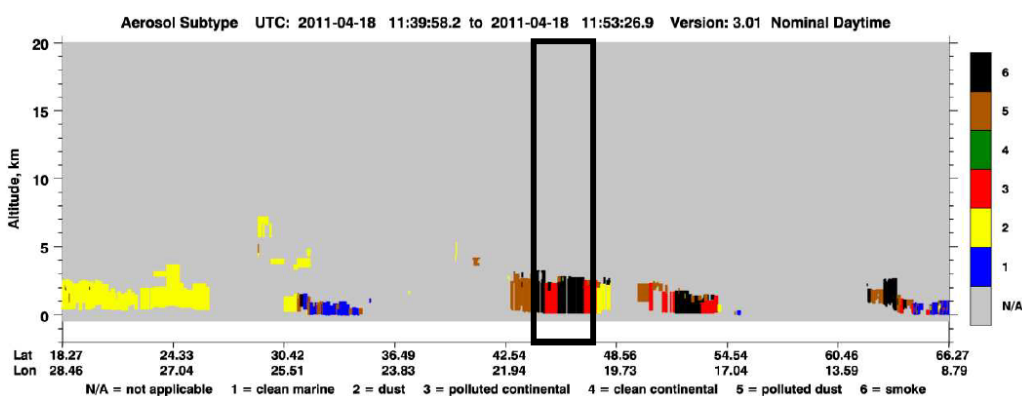


Figura 5.32. Reprezentare tip aerosol din date CALIPSO pentru data de 18.04.2011, pentru coordonatele locației sistemului lidar TOLI, Timișoara[123]

Episodul de poluare cu smog , sulf precum și praf prezentat de modelul NAAPS este validat și de datele extrase din măsurătorile CALIPSO , altfel spus prezența acestora este reperată și de Lidarul de pe satelit cât și de sistemul lidar TOLI.

Din analiza acestor trei cazuri validate atât cu date CALIPSO cât și date satelitare sau modele de traiectorii putem concluziona că sistemul este ideal pentru studiul pe verticală a atmosferei, punând în evidență diferitele episoade cât și caracteristica și dinamica diferitelor formațiuni noroase.

În concluzie se poate sublinia că informațiile obținute cu ajutorul Lidarului pot fi folosite cu încredere pentru studiul structurii verticale a atmosferei , a stratului limită atmosferic și a unor procese care au loc în atmosferă. Modelele folosite pentru validare au confirmat aceasta.

6. CONCLUZII

6.1. Concluzii privind cercetările teoretice

S-a demonstrat că sistemele lidar de diverse tipuri și configurații își găsesc în ultimii 10 ani utilitatea atât în studiul atmosferei cât și a fenomenelor meteorologice, cartografierea terenurilor și batimetrie, în maparea clorofilei, identificarea peliculelor de petrol de la suprafața apei, monitorizarea poluării apei și aerului, noi aplicații fiind în curs de dezvoltare și în prezent. Principiul de detecție bazat pe legi ale fizicii, aparent simple, calitatea datelor obținute de la sistemul LIDAR depinde în mod definitoriu nu numai de performanțele tehnice ale componentelor, ci și de algoritmi de procesare a semnalelor.

Din bibliografia studiată s-a concluzionat că avantajele acestei tehnici spre deosebire de măsurătorile *in situ* sau analize chimice, sunt legate de natura non-invazivă a tehnicii, precum și calitatea acestora de a caracteriza structura atmosferei cu o rezoluție mare verticală și temporală.

Principalul aport adus se referă la conceperea, dezvoltarea și punerea în funcțiune, precum și testarea în regim de cercetare a unui sistem Lidar multicanal, amplasat în Facultatea de Mecanică din cadrul Universității „Politehnica” Timișoara. Prin aplicarea unei noi și originale metodologii adecvate de procesare a datelor, dezvoltată ca rezultat al studiului bibliografic al tehnicilor de inversie pentru semnale, studiu de parametri fizici și de dinamică a atmosferei, precum și studii de optică, s-au punctat următoarele idei:

1. În cazul sistemelor Lidar de retroîmprăștiere elastică pentru studiul troposferei semnalul obținut ca urmare a împrăștierei pe aerosoli și molecule conține informații despre atenuarea radiației în atmosferă, zgomotul radiației de fond și cel electronic. De toate acestea trebuie ținut cont în timpul preprocesării și anume în timpul pregătirii datelor pentru procesare și obținerea diferiților parametri caracteristici proceselor atmosferice.
2. Ecuațiile ce guvernează procesele de interacțiune a radiației cu atmosfera și care se rezolvă cu metoda inversiei conțin mai multe necunoscute, unele dintre cele mai importante sunt coeficientul de retroîmprăștiere și cel de extincție al aerosolului.
3. Pentru rezolvarea ecuațiilor trebuie să presupunem că parametrii moleculari pot fi obținuți cu suficientă acuratețe din modelul atmosferic și anume din profilele verticale de temperatură și presiune, dar și prin cunoașterea raportului Lidar pentru aerosol. Acest lucru nu este întodeauna la îndemână și astfel prin utilizarea unor informații suplimentare obținute cu ajutorul fotometrului solar dar și cu ajutorul bazei de date cu raportul lidar și caracteristicile optice ale aerosolului, OPAC.
4. Modelul matematic din spatele programului de procesare date se bazează pe două presupuneri importante:
 - Particulele suspendate pe care are loc împrăștierea radiației laser sunt suficient de rare în mediu pentru ca să nu se producă împrăștieri multiple;

- Aerosolii pot fi considerați particule sferice, astfel încât este valabilă teoria Mie.

Aceste presupuneri nu sunt întodeauna valabile motiv pentru care trebuie să analizăm cu atenție rezultatele obținute în urma aplicării algoritmului Fernald-Klett.

5. Forma particulelor depinde de compoziția chimică, de condițiile climatice precum și de sursa de proveniență dar putem spune cu siguranță că nu sunt perfect sferice. Teoria de împrăștiere a radiației electromagnetice pe particule asferice este foarte bine dezvoltată este foarte greu să fie aplicată deoarece ar trebui cunoscut parametrul de asfericitate al particulei. Acest parametru poate fi obținut prin utilizarea unui canal de depolarizare, care măsoară gradul de depolarizare al radiației retroîmprăștiată în raport cu cea emisă.

Pentru efectuarea de măsurători cu sistemul multicanal trebuie verificate toate conexiunile, precum și alinierea telescop – laser, aceasta fiind de mare importanță pentru calitatea datelor.

Pentru rezolvarea problemelor cercetării teoretice s-a realizat sistemul LIDAR numit TOLI (TimisOara LIidar) format din componentele prezentate în subcapitolul 4.3.

6.2. Concluzii privind investigațiile experimentale

Partea experimentală dezvoltată s-a concretizat prin:

- realizarea unui sistem operațional TOLI și alegerea parametrilor de funcționare optimi în vederea asigurării stabilității sistemului;
- testarea și definirea unor proceduri de reglare și măsurare;
- dezvoltarea sistemului de gestionare a datelor;
- dezvoltarea unui program de prelucrare a datelor (Figura 5.11) și vizualizare a datelor (Figura 5.12);

Pentru obținerea informațiilor calitative s-a procedat la prelucrarea semnalelor de calitate generate de sistem; pentru aceasta au fost realizate în această teză o serie de metode de corectare și verificare a calității semnalului brut, la zgomotul de fond dar și zgomotul electronic care pot fi propuse pentru generalizare și standardizare. Toate acestea sunt detaliate după cum urmează:

A) Preprocesarea

1. Verificarea alinierii sistemului laser-telescop se poate face prin evaluarea vizuală a calității semnalului și a altitudinii maxime până la care se presupune semnal util, dar desigur această metodă nu este obiectivă, depinzând de experiența și abilitățile operatorului aparatului.
2. Extragerea zgomotului de fond se poate face prin alegerea unui interval din coada semnalului, unde se presupune că avem răspuns doar de la componenta moleculară. Starea atmosferei din momentul măsurătorii poate să nu permită alegerea intervalului de scădere a fondului la capătul profilului, în cazul norilor de foarte mare altitudine intervalul este ales la altitudini mai joase. Aceasta înseamnă că înainte de fiecare procesare a datelor trebuie să se aleagă prin încercări intervalul de corecție la fond care să producă cel mai corect probabil semnal. Corectitudinea alegerii intervalului de extragere a radiației de fond poate fi evaluată vizual prin încercări multiple și vizualizarea „cozii” semnalului.
3. Corecția la zgomotul electronic general de echipamentul electronic precum și cel dat de sistemul laser se face prin înregistrarea semnalului cu diafragma închisă și oglinda principală acoperită, astfel singurul semnal înregistrat este cel dat de electronica din construcția echipamentului. Acesta poate fi scos cu ușurință din toate profilele achiziționate.

B) Procesarea

Procesarea consta în rularea programului conceput (Figura 5.11), prelucrarea datelor din format ascii în vederea vizualizării și afișării, precum și extragerea coeficienților de retroîmprăștiere și extincție ai aerosolilor

Ca urmare a procesării se pot evalua cantitativ coeficienții de retroîmprăștiere și extincție ai aerosolului, aceasta fiind posibilă doar cu echipamente multi-canal, pentru parametri de microfizică, importanța modelului matematic este majoră, acesta fiind foarte complex, depinde de foarte multe variabile.

A fost demonstrată practic posibilitatea extragerii unei informații importante din semnalul LIDAR cum este conturarea structurii straturilor pe verticală a atmosferei în evoluție temporală, Figura 5.16, 5.20, etc.

Metoda de prelucrare și corectare a semnalului precum și inversia prin metoda Fernald-Klett elaborată în timpul studiilor pentru această teză de doctorat au fost aplicate pe mai multe seturi de măsurători lidar realizate în cadrul Facultății de Mecanică din Universitatea „Politehnica” Timișoara cu sistemul de retroîmprăștiere elastică TOLI. Au fost discutate diverse situații de calm sau turbulență atmosferică.

Dezvoltarea metodologiei de preprocesare și procesare dată, precum și modelul matematic din spatele programului. Aceasta presupune aplicarea unui algoritm Raman pentru prelucrarea datelor prelevate pe timpul nopții. Aceasta a însemnat reducerea gradelor de libertate ale algoritmului Fernald-Klett-Sasano utilizat pentru obținerea proprietăților optice.

Validarea datelor măsurate cu sistemul Lidar cu ajutorul datelor satelitare CALIPSO. Studiile de caz sunt prezentate din coincidența seriilor temporale înregistrate de CALIPSO la trecerea pe deasupra zonei de vest, mai exact în zona cu coordonatele locației de unde s-au efectuat măsurători cu sistemul TOLI, laboratorul de energii neconvenționale din cadrul Facultății de Mecanică (latitudine 45.74N și longitudine 21.22E), Universitatea „Politehnica” Timișoara. Astfel de intercomparări și validări sunt ideale în cazul intruziunilor de praf saharian, episoade de contaminare și a norilor cirus, dar este foarte complicat pentru studiile de sub nivelul stratului limită planetar datorită topografiei din regiunea studiată, prin variația în altitudine față de nivelul mării.

Pentru demonstrarea corecției metodelor de determinare a straturilor prin metoda de procesare aplicată studii de caz au fost examinate în detaliu:

- Cazul 1: Straturi de aerosol și nori de tip cirus (26.04.2011);
- Cazul 2: Posibil intruziune de cenușă vulcanică (27.05.2011);
- Cazul 3: Episod contaminare (18.04.2011).

Evenimentele au fost monitorizate cu ajutorul sistemului Lidar TOLI precum și cu ajutorul fotometriei solare existente la Facultatea de Mecanică. Pentru informații suplimentare au mai fost folosite și modele de traiectorii înapoi, Dream și NAAPS astfel demonstrând avantajele analizei multi-instrumente și multidisciplinare. Semnalul Lidar conține o varietate de informații a diverselor interacții radiație laser-atmosferă, fiecare dintre acestea fiind purtătoarea unei anumite caracteristici de mediu și pentru extragerea din semnalul lidar a unor anumiți parametri ai mediului necesită algoritmi de inversie sofisticăți, dar în unele cazuri nici aceștia nu pot oferi o soluție unică.

Rezultatele din cadrul cercetărilor doctorale au fost publicate în lucrări de specialitate (șapte la număr dintre care cele mai importante sunt cele indexate ISI și anume „Air pollution analysis in western Romania and the necessity of complementary vertical resolved LIDAR observation” și “LIDAR system

implementation and development for novel romanian systems" în care s-a făcut trecerea de la necesitatea utilizării sistemelor LIDAR pentru investigare atmosferică până la demonstrarea utilității și exemplificare de rezultate) dar lasă orizontul deschis pentru publicarea ulterioară de lucrări bazate pe munca depusă în timpul cercetărilor și documentării. Sistemul Toli poate fi îmbunătățit și upgradat pentru obținerea de informații suplimentare pentru caracterizarea și determinarea proprietăților optice ale aerosolilor. Subiectul structurii verticale al atmosferei este vast și este departe de a fi pe deplin caracterizat. Această teză reprezintă prima aplicare a tehnicii Lidar în vestul României. **Contribuția majoră a fost implementarea sistemului pentru investigare spațială și temporală a structurii atmosferice locale din vestul României.**

Pornind de la considerentele enunțate în această teză și utilizând date reale obținute cu sistemul lidar de retroîmprăștiere elastică au fost evidențiate o serie de cazuri speciale. Pentru unele din aceste cazuri s-a putut identifica inclusiv sursa de proveniență a straturilor de aerosoli, utilizând programul de calcul înapoi al traiectoriilor Hysplit.

În concluzie informațiile bazate pe detecția LIDAR cu TOLI sunt utile și concludente, valoarea acestora se potențează prin utilizarea prin complementaritate cu alte măsurători (fotometrie solară, meteorologie, detecție Raman) și prin utilizarea unor metode computaționale adecvate. Datorită numărului mare de ecuații ce descriu procesele, al ipotezelor ce trebuiesc impuse, s-a arătat că este necesară continuarea îmbunătățirii algoritmilor de inversie.

Concluziile punctuale legate de încercările experimentale sunt după cum urmează:

1. *Sistemele LIDAR de diverse tipuri și configurații și-au dovedit în ultimele decade utilitatea atât în studiul atmosferei. Sistemul construit „TOLI” este fiabil, răspunde scopului urmărit și este și performant. Funcționează pe patru lungimii de undă dintre care două sunt elastice (355 nm, 532 nm) și două sunt raman (387 nm, 607 nm). Pe timpul zilei canalele elastice au un semnal util până la 12 km iar pe timp de noapte canalele elastice ajung până la 15-16 km iar cele Raman până la 8-9 km, ceea ce denotă calitatea componentelor utilizate.*
2. *Calitatea datelor LIDAR obținute depinde în mod definitoriu nu numai de performanțele tehnice ale componentelor, ci și de algoritmi de procesare a semnalelor.*
3. *Răspunsul emis de sistemul LIDAR este puternic influențat complexitatea fenomenelor ce se produc la interacțiunea fasciculului laser cu mediul, indiferent dacă este vorba despre atmosferă sau apă.*
4. *Extragerea din semnalul LIDAR a unor anumiți parametri ai mediului necesită algoritmi de inversie sofisticăți, dar în unele cazuri nici aceștia nu pot oferi o soluție unică. Elaborarea unui program care face acest lucru, cu suficientă acuratețe și totuși simplitate și logică, în baza relațiilor oferite de chimia atmosferei, teoria meteorologiei și concepte de termodinamică a atmosferei*
5. *În condițiile în care ecuația ce descrie fenomenul de propagare, interacțiune și detecție a semnalului conține cel puțin două necunoscute (coeficientul de retro-împrăștiere și cel de extincție al aerosolului), aceasta presupunând că parametrii moleculari pot fi calculați cu suficientă acuratețe din profilurile de temperatură și presiune folosind modelul atmosferic, este evident faptul că soluția ecuației se poate obține doar prin cunoașterea relației dintre necunoscute, adică a raportului LIDAR. Raportul LIDAR pentru molecular*

- este bine cunoscut și astfel coeficientul de retro-împrăștiere și cel de extincție al moleculelor pot fi calculați. Având în vedere că sistemul are și canale Raman acești parametri pot fi extrași cu ajutorul acestor canale.
6. Particulele suspendate pe care are loc împrăștierea radiației laser sunt suficient de rare în mediu pentru ca să nu se producă împrăștiere multiple, Ipoteza adaptată de autor legată de faptul că aerosolii pot fi considerați particule sferice, astfel încât este valabilă teoria Mie, este corectă.
 8. În privința împrăștierii multiple, teoria pe plan mondial, nu este încă definitivată și în orice caz nu influențează prea mult rezultatul în cazul aerosolilor (nu același lucru este valabil pentru nori, de aceea profilurile coeficienților optici nu pot fi considerate corecte în interiorul norilor); în privința ipotezei de sfericitate trebuie specificat faptul că, de obicei (în realitate), aerosolii nu sunt sferici.
 9. Forma particulelor de aerosol depinde de compoziția chimică, de condițiile atmosferice, de sursa de origine.
 10. Teoria și aparatul matematic pentru a descrie împrăștierea radiației electromagnetice pe particule nesferice este foarte bine documentată, aceasta se poate aplica numai dacă se cunoaște parametrul de asfericitate al particulei. O modalitate de a obține acest parametru (pentru întregul profil) este utilizarea unui canal de depolarizare care măsoară gradul de depolarizare al radiației retroîmprăștiată în raport cu cea emisă.
 12. Procesarea datelor și constrângerea / verificarea soluției, pentru a avea rezultate corecte, trebuie aplicată pe un semnal de cât mai bună calitate.
 13. Sistemele LIDAR sunt foarte utile în investigarea mediului și îndeosebi a atmosferei, fie că este vorba despre climatologie, meteorologie sau monitorizarea poluării. Acest fapt se datorează în principal distanței mari de sondare, posibilitatea obținerii profilurilor verticale pentru diferiți parametri optici sau microfizici și răspunsului în timp real.
 14. Verificarea alinierii sistemului laser-telescop se poate face prin evaluarea vizuală a calității semnalului și a altitudinii maxime până la care se presupune semnal util, dar desigur această metodă nu este obiectivă, depinzând de experiența și abilitățile operatorului aparatului.
 15. Evaluarea cantitativă a α și β este posibilă în acest moment doar utilizând sisteme lidar multi-canal, iar pentru parametri de microfizică se fac încă studii deoarece structura matematică foarte complicată a problemei nu permite deocamdată nici măcar calculul numeric. Informația se poate extrage direct din detecția LIDAR este structura de straturi și substraturi ale atmosferei, în evoluție temporală.
 16. În baza detecției LIDAR, se pot extrage informații utile, dar în complementaritate cu alte analize (fotometrie solară, meteorologie, detecție Raman) și prin utilizarea unor metode computaționale adecvate aceste posibilități de informare și generare de concluzii sunt multiplicare.

Caz	TOLI Straturi	CALIPSO Straturi
Nori cirrus	PBL - ~2km; Strat fin - 4km; Strat nori 7-11.5km	-----
Intruziune cenușă vulcanică	PBL - ~1.2km Strat la 2.3km descendent în PBL Strat fin la 3km	PBL - ~1km Strat la 2.3km consistent pâna în PBL Strat bine delimitat la 3km
Episod contaminare	Strat continuu de nori la 3km cu grosime considerabilă ce coboară pâna în PBL Amestec omogen de aerosol între 350-2500m	Strat bine delimitat și continuu de nori, cu un conținut ridicat de vapori de apă, la 3 km Amestec omogen de aerosol continental poluat, smog

Tabelul de mai sus scoate în evidență validitatea informațiilor obținute cu sistemul LIDAR TOLI, pentru cazurile în studiu. În data de 26.04.2011 au fost înregistrate cu ajutorul sistemului TOLI straturi de aerosoli și nori cirrus. Aceștia sunt vizibili și din imaginile, culoare naturală, realizate de satelitul Terra-Modis deasupra României.

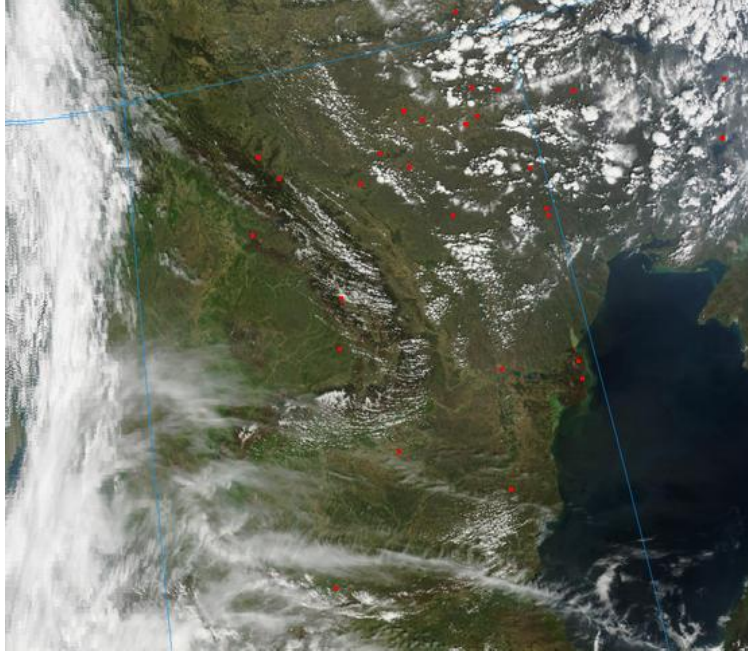


Figura 6.1. Imagine Terra-Modis, culori reale, din data de 26.04.2011, deasupra României

În reprezentare cu portocaliu pot fi observate straturi de aerosol poluat care se întrepătrund cu straturile de nori, acestea au fost realizate de satelitul Terra-Modis pe canalele 3-6-7 (suprafața, aerosol și nori) în data de 27.05.2011, confirmând totodată și măsurătoarea realizată cu sistemul TOLI în locația din Facultatea de Mecanică.

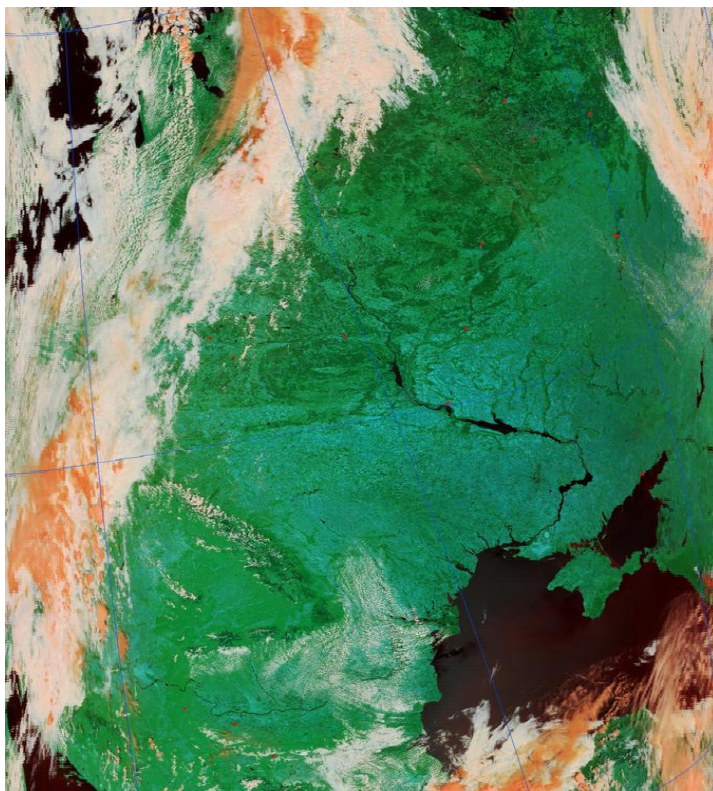


Figura 6.2. Imagine Terra-Modis, canalele 3-6-7, din data de 27.05.2011, deasupra României

Episodul de contaminare din data de 18.04.2011 a putut fi observat și în imaginile satelitare realizate de Aqua-Modis , atât în culori reale, ce pun în evidență straturile noroase dar și în canalele 3-6-7 care evidențiază intruziunea de smog și compuși ai sulfului, precum și mici cantități de praf.



Fig. 6.3. Imagine Terra-Modis, culori reale, din data de 18.04.2011

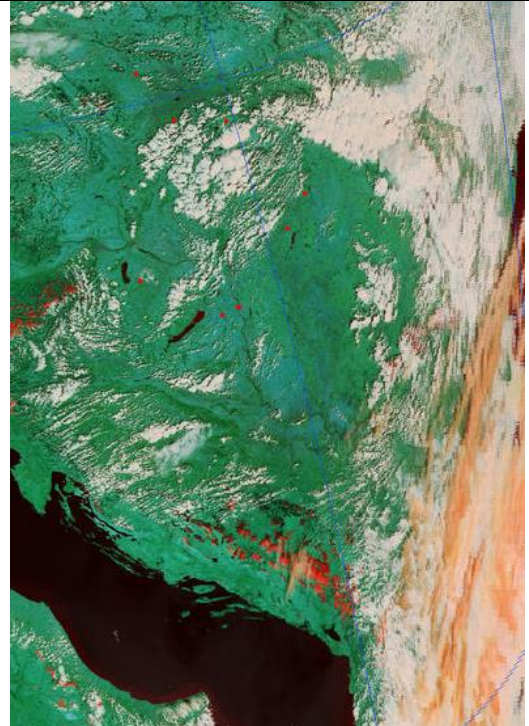


Fig. 6.4. Imagine Terra-Modis, canalele 3-6-7, din data de 18.04.2011

6.3. Concluzii generale

Lucrarea de față, fiind prima în domeniu la UP Timișoara, are valoare atât prin sistemul conceput, valorificat cât și prin măsurătorile și interpretările originale.

O primă concluzie majoră este aceea că lucrarea prezintă un studiu original privind investigarea aerosolilor cu sisteme LIDAR, metodele de preprocesare și procesare a datelor. Pentru acest sistem a fost creat un program de analiză a datelor. În general, s-au studiat influențele condițiilor variabile de lucru asupra parametrilor funcționali ce intervin la preprocesarea datelor. Originalitatea este conturată prin metodele experimentale folosite, prin analizele efectuate, prin studiul corelativ al rezultatelor comparative și prin bogata exemplificare cu imagini și reprezentări grafice.

O a doua concluzie ce se desprinde din cercetarea experimentală întreprinsă, este aceea că, la analiza straturilor de aerosol pe lângă echipamente performante trebuie avută în vedere atât calitatea calibrării și utilizării acestora cât și procesarea datelor. Calitatea rezultatelor este strâns legată de calitatea semnalului. Prin elaborarea tezei, s-a contribuit la dezvoltarea unor capacități de cercetare într-un domeniu deficitar în mijlocul colectivului nostru, că a fost deschis drumul spre lărgirea ariei de cercetare și curriculare, cu temeinice motivații teoretice și concluzii experimentale, cu caracter practic.

Utilizarea tehnicilor moderne de calcul și utilizarea pentru prelucrarea datelor și analiza lor, precum și a programelor de proiectare cad 3D.

Contextul în care se cuprinde tematica se referă la problematica poluării mediului, în vederea controlului calității aerului. Se cunoaște că problemele respiratorii (astmul, alergiile, etc), circulatorii datorate diferiților compuși din particulele de aerosol sunt din ce în ce mai diverse și mai grave ceea ce impune o cercetare și o cunoaștere cât mai bună a surselor și traiectoriilor straturilor de aerosol pentru a putea lua cele mai bune decizii în protejarea sănătății oamenilor. Astfel a treia concluzie generală este ca sistemul LIDAR neinvaziv, nedistructiv cu teledetecție trebuie folosite pe viitor din ce în ce mai mult pentru că oferă o multitudine de informații, ce pot fi prelucrate în timp real, astfel sunt obținute informații zonale asupra troposferei până la 15 km.

6.4 Contribuții teoretice și experimentale

Contribuțiile se grefează pe literatura de specialitate consultată (peste 100 lucrări și cărți de specialitate), lucrări concepute (10 lucrări dintre care 2 în circuitul ISI) și activitatea practică cursuri de pregătire în Norvegia la NILU, la Institutul de Optoelectronică Măgurele precum și un stagiu în Franța), culminând cu conceperea echipamentului TOLI, punerea sa în funcțiune și efectuarea de teste și studii de caz (Cazul 1: Straturi de aerosol și nori de tip cirrus (26.04.2011), Cazul 2: Posibil intruziune de cenușă vulcanică (27.05.2011) și cazul 3, un episod de contaminare din data de 18.04.), cu interpretarea aferentă.

Rezumând, se amintesc:

1. Parcurgerea literaturii de specialitate, ce a permis sistematizarea stadiului actual al cunoașterii în domeniul investigării atmosferice cu laser, în cadrul Facultății de Mecanică din Timișoara;
2. Montajul și realizarea operațiilor de punere în funcțiune a sistemului Lidar din cadrul Universității;
3. Realizarea de teste pentru verificarea alinierii telescop – fascicul laser;
4. Realizarea documentației pentru upgradarea sistemului de la 2 lungimi de undă (532 nm, 355 nm) la 4 lungimi de undă (2 elastice 355 nm și 532 nm, 2 Raman 387 nm și 607 nm);
5. Realizarea montării și testării instalației în configurația actuală cât și găsirea unor posibile îmbunătățiri;
6. Conceperea modelului matematic pentru programul de achiziție, specific pentru sistemul TOLI pe 4 lungimi de undă;
7. Implementarea modelului matematic în programul Labview;
8. Configurarea sistemului de achiziție cât și a laserului pentru funcționare și stabilitate optimă;
9. Prelucrarea, prezentarea și analiza rezultatelor obținute în urma măsurărilor efectuate;
10. Realizarea de măsurători atât pe timpul zilei și pe timpul nopții;
11. Realizarea unei metode de salvare și gestionare a datelor;
12. Combinarea imaginilor RCS (Range Corrected Signal) cu imaginistică satelitară și modele de traiectorii;
13. Interpretarea obiectivă și corectă a rezultatelor;
14. Punerea în evidență a episoadelor de poluare, intruziune praf saharian, cenușă vulcanică;
15. Realizarea în 3D a sistemului LIDAR și a componentelor optice;
16. Punerea în evidență a posibilităților de îmbunătățire;
17. Realizarea unui spațiu de siguranță în jurul sistemului, pentru protejarea utilizatorului.

Ca urmare a activității de cercetare s-a dezvoltat o direcție nouă, cea legată de cercetările teoretice și experimentale în domeniul investigării atmosferice și a poluării mediului. Contextul actual și nevoia de cunoaștere a efectului aerosolilor asupra bilanțului radiativ al planetei precum și asupra sănătății omului face ca acest domeniu al investigării atmosferice să fie un domeniu de larg interes în cercetarea Europeană. La nivel mondial și european se dorește crearea de rețele de investigare cu sisteme LIDAR, rețele cu specialiști bine instruiți. Astfel de sisteme sunt folosite pentru crearea de modele atmosferice și de dispersie, care stau la baza tuturor cercetărilor moderne legate de prognoza climaterică și a evoluției modificărilor majore în ceea ce privește posibilitatea vieții și dezvoltării durabile a populației Terrei.

BIBLIOGRAFIE

- [1] Amiridis, V., D. S. Balis, S. Kazidzis, A. Bais, and E. Giannakaki, "Four-year aerosol observation with a Raman lidar at Thessaloniki, Greece, in the framework of the European Aerosol Research Lidar Network (EARLINET)", *J. Geophys. Res.*, 110, D21203, doi: 10.1029/2005JD006190, 2005
- [2] Anderson, T. L., R. J. Charlson, N. Bellouin, O. Boucher, M. Chin, S. A. Christopher, J. Haywood, Y. J. Kaufman, S. Kinne, J. A. Ogren, L. A. Remer, T. Takemura, D. Tanre, O. Torres, C. R. Trepte, B. A. Wielicki, D. M. Winker, and H. Yu, "An ATrain strategy for quantifying direct aerosol radiative forcing", *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 86 (12), 1795-1809, 2005.
- [3] Ansmann A, Bösenberg J., Chaikovsky A., Comerón A., Eckhardt S., Eixmann R., Freudenthaler V., Ginoux P., Komguem L., Linné H., López Márquez M. A., Matthias V., Mattis I., Mitev V., Müller D., Music S., Nickovic S., Pelon J., Sauvage L., Sobolewsky P., Srivastava M.K., Stohl A., Torres O., Vaughan G., Wandinger U., Wiegner M, "Long-range transport of Saharan dust to northern Europe: The 11-16 October 2001 out break observed with EARLINET". *J. Geophys. Res.*, 108 (D24), 4783, doi: 10.1029/2003JD003757, 2003.
- [4] Ansmann, A., U. Wandinger, M. Riebesell, C. Weitkamp, and W. Michaelis, "Independent measurement of extinction and backscatter profiles in cirrus clouds by using a combined Raman elastic-backscatter lidar", *Appl. Opt.*, Vol. 31, pp. 7113-7131, 1992.
- [5] Balin I., Measurement and analysis of aerosols, cirrus-contrails, water vapor and temperature in the upper troposphere with the Jungfrauoch LIDAR system, PhD Thesis, Lausanne, EPFL 2004;
- [6] Baron P.A., Willeke K., *Aerosol measurement: principles, techniques and applications*, John Wiley&Sons, 2001.
- [7] Baum, B. A., P. Yang, A. J. Heymsfield, C. G. Schmitt, Y. Xie, A. Bansemer, Y-X. Hu, and Z. Zhang, 2011: "Improvements in Shortwave Bulk Scattering and Absorption Models for the Remote Sensing of Ice Clouds", *J. Appl. Meteor. Climatol.*, Vol. 50, pp.1037-1056, 2010
- [8] Böckmann C., Wandinger U., Ansmann A., Bösenberg J., Amiridis V., Boselli A., Delaval A., De Tomasi F., Frioud M., Grigorov I. V., Hågård A., Horvat M., Iarlori M., Komguem L., Kreipl S., Larchevêque G., Matthias V., Papayannis A., Pappalardo G., Rocadenbosch F., Rodrigues J. A., Schneider J., Shcherbakov V. Wiegner M., "Aerosol lidar intercomparison in the framework of the EARLINET project. 2. Aerosol backscatter algorithms", *Appl. Opt.* 43, 977-989, 2004.
- [9] Bösenberg J., A. Ansmann, J. M. Baldasano, D. Balis, C. Böckmann, B. Calpini, A. Chaikovsky, P. Flamant, A. Hagard, V. Mitev, A. Papayannis, J. Pelon, D. Resendes, J. Schneider, N. Spinelli, T. Trickl, G. Vaughan, G. Visconti and M. Wiegner, "EARLINET: a European aerosol research lidar network". In *Laser Remote Sensing of the Atmosphere*, A. Dabas, C. Loth, and J. Pelon, eds., selected papers of the 20th International Laser Radar Conference (Edition Ecole Polytechnique, Palaiseau, France, 2001), pp. 155-158, 2001.
- [10] Bucholtz A., "Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere", *Appl. Opt.*, Vol. 34, pp. 2765-2773, 1995.

- [11] Cachorro, V. E., C. Toledano, N. Prats, M. Sorribas, S. Mogo, A. Berjón, B. Torres, R. Rodrigo, J. de la Rosa, and A. M. De Frutos, "The strongest desert dust intrusion mixed with smoke over the Iberian Peninsula registered with Sun photometry", *J. Geophys. Res.*, Vol. 113, 2008.
- [12] Cazacu Mihai-Marius, *Contribuții la implementarea primei rețele LIDAR la scară națională pentru caracterizarea optică a aerosolilor atmosferici*, Teza de doctorat, 2010.
- [13] M. Cazacu, I. Vetres, P. Ristori, P. Mark, O. Tudose, D. Nicolae, D. Dorohoi, I. Balin – mESYLIDAR – a new up-gradable and versatile LIDAR configuration for 3D monitoring of atmospheric aerosols, clouds and water vapor within ROLINET project, proceedings of 3rd International Workshop on Optoelectronic Techniques for Environmental Monitoring – OTEM 2009.
- [14] Charlson, R.J., and Heintzenberg, J. (Eds.), *Aerosol forcing of climate*. Dahlem Workshop Reports, ed. R.J. Charlson, and Heintzenberg, J. Vol. Environmental Sciences Research Report 17, New-York: John Wiley & Sons, Ltd, 1995.
- [15] Claquin, T., M. Schulz, and Y. Balkanski, Modeling the mineralogy of atmospheric dust sources, *J. Geophys. Res.*, Vol. 104, No. 22, pp. 243-256, 1999.
- [16] Cooke, W., C. Liousse, H. Cachier, and J. Feichter, Construction of a 1 degrees x 1 degrees fossil fuel emission data set for carbonaceous aerosol and implementation and radiative impact in the ECHAM4 model, *J. Geophys. Res.*, 104 (22), 137-22, 1999.
- [17] Davis, P. A., "The Analysis of Lidar Signatures of Cirrus Clouds", *Appl. Opt.*, Vol. 8, pp. 2099-2102, 1969.
- [18] 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, pp. 1699-1709, 2003.
- [19] Draxler R.R., Rolph G.D., HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website (<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>). NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD, 2011.
- [20] Edner H., Fredriksson K., Sunesson A., Svanberg S., Uneus L., Wendt W., Mobile remote-sensing system for atmospheric monitoring. *Applied Optics*, Vol. 26, No.19, pp. 4330-4338, 1987.
- [21] Fernald F. G., Analysis of atmospheric lidar observations - some comments. *Applied Optics*, Vol. 23, No.5, pp.652-653, 1984.
- [22] Ferrare, R. A., Melfi S.H., Whiteman D. N., Evans K.D., Poellot M., Kaufman Y. J., "Raman lidar measurements of aerosol extinction and backscattering, 2, Derivation of aerosol real refractive index, single-scattering albedo, and humidification factor using Raman lidar and aircraft size distribution measurements", *J. Geophys. Res.*, Vol. 103, pp.19673-19689, 1998.
- [23] Ferrare R. A., Melfi S. H., Whiteman D. N., Evans K.D., and Leifer D., "Raman lidar measurements of aerosol extinction and backscattering 1. Methods and comparisons". *J. Geophys. Res.*, Vol. 103, No. 19, pp. 663 - 672, 1998.

- [24] Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz and R. Van Dorland, Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.
- [25] Gard, E. E., M. J. Kleeman, D. S. Gross, L. S. Hughes, J. O. Allen, B. D. Morrical, D. P. Fergenson, T. Dienes, et al., Direct Observation of Heterogeneous Chemistry in the Atmosphere, *Science*, Vol. 279, No. 5354, pp. 1184, 1998.
- [26] Gobbi, G. P., Barnaba, F., Giorgi, R., Santacasa, A., "Altitude-resolved properties of a Saharan dust event over the Mediterranean", *Atmos. Environ.*, Vol. 34, pp. 5119-5127, 2000.
- [27] Griffin, R. J., Cocker D.R., Flagan R. C., Seinfeld J.H., Organic aerosol formation from the oxidation of biogenic hydrocarbons, *J. Geophys. Res.*, Vol.10, pp. 3555-3567, 1999.
- [28] Hogan T., Hawkins J., Richardson K., Turk J., Kuciauskas A., Lee T., Wade R., Wakefield A., Kent J., Office of Naval Research, NAAPS, <http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol>.
- [29] 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., Lavenu F., Jankowiak I. and Smirnov A., "Aeronet- a federated instrument network and data archive for aerosol characterization", *Remote Sens. Environ*, Vol. 66, pp. 1-16, 1998.
- [30] Horvath H., "Influence of atmospheric aerosols upon the global radiation balance. Atmospheric particles", R. M. Harrison and R. Van Grieken Eds., John Wiley&Sons Ltd, 1998
- [31] Hostetler C. A., Liu Z., Reagan J., Vaughan M., Winker D., Osborn M, Hunt W.H., Powell K. A., Trepte C., "CALIOP Algorithm Theoretical Basis Document", PC-SCI-201, NASA Langley Res. Cent., Hampton, (http://wwwcalipso.larc.nasa.gov/resources/project_documentation.php), 2006.
- [32] Inlite Laser System - Operation Manual, 2007.
- [33] Instruction Manual – 8", 10", 12", 16" LightBridge™ Truss Tube – Dobsonian Telescopes, 2006.
- [34] Ioana Ionel, Francisc Popescu, **Vetres Ion**, Doina Nicolae, Talianu Camelia, Luisa-Izabel Dungan, Lidar.system implemenation and developement in Timisoara urban area, *Optoelectronic Techniques for Environmental Monitoring, OTEM2009*, Bucuresti, Romania, ISSN 20066-8651, pp 63-66, 2009.
- [35] Iqbal, M., *An introduction to solar radiation*, Academic Press, Roronto, Cabada, 1983.
- [36] Irimescu A., Trif Tordai G., Cioabla A. E., **Vetres I.**, Carbon dioxide emissions reduction potential of cogeneration plants fuelled with biogas, *PROCEEDINGS OF THE INTERNATIONAL WORKSHOP "GLOBAL AND REGIONAL*

- ENVIRONMENTAL PROTECTION", Timisoara, Romania, ISBN 978-606-554-210-5, pp 234-237, 2010.
- [37] Irimescu A., Trif-Tordai G., Cioabla A. E., **Vetres I.**, Carbon Dioxide Emissions Reduction Potential of Cogeneration Plants Fuelled with Biogas, Pollution Management and Environmental Protection, JEPE, Tirana, Albania, septembrie 2009, vol. Book 3A din 12, Journal of Environment Protection and Ecology, 2011.
- [38] Johnson, B. T., Heese B., McFarlane S.A., Chazette P., Jones A., Bellouin N., "Vertical distribution and radiative effects of mineral dust and biomass burning aerosol over West Africa during DABEX", J. Geophys. Res., Vol. 113, D00C12, 2008.
- [39] Kaufman, Y. J., I. Koren, L. A. Remer, D. Rosenfeld, and Y. Rudich, "The effect of smoke, dust, and pollution aerosol on shallow cloud development over the Atlantic Ocean", Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 102 (32), 11207-11212, 2005
- [40] Killinger, R. T., and R. H. Zerull, "Effects of shape and orientation to be considered for optical particle sizing", In: Optical Particles sizing. Theory and Practice, G. Gouesbet and G. Gréhan Eds. Plenum, New York, 419-429, 1988.
- [41] Klett J. D., Stable analytical inversion solution for processing lidar returns. Applied Optics, Vol. 20, No. 2, pp. 211-220, 1981.
- [42] Kovalev V. A. and W. E. Eichinger, Elastic Lidar: Theory, Practice and Analysis Methods. Wiley-Interscience, 2004.
- [43] Kshudiram Saha, The Earth's Atmosphere, Ed. Springer, ISBN: 978-3-540-78426-5, 2008.
- [44] Kulmala, M., Vehkamäki, H., Petaja T., dal Maso M., Lauri A., Kerminen V.-M., Birmili W. and McMurry P.H., Formation and growth rates of ultrafine atmospheric particles: A review of observations, J. Aerosol Sci., 2003.
- [45] Lelieveld, J., G. J. Roelofs, L. Ganzeveld, J. Feichter, and H. Rodhe , Terrestrial sources and distribution of atmospheric sulphur, Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences, Vol. 352, No. 1350, pp. 149, 1997.
- [46] Lenoble, J., Atmospheric Radiative Transfer, Deepak, Hampton, Va., ISBN 0-937194-21-2, 1993.
- [47] Licel GmbH, Berlin, Germany, Licel PM-HV Photomultiplier Module - Manual, 2008
- [48] Liu, Z., Omar A., Vaughan M., Hair J., Kittaka C, Hu Y., Powell K., Treppe C., Winker D., Hostetler C., Ferrare R., Pierce R., CALIPSO LIDAR observations of the optical properties of Saharan dust: A case study of long-range transport, J. Geophys. Res., Vol. 113, D07207, 2008.
- [49] Luo, C., N. M. Mahowald, and J. del Corral, "Sensitivity study of meteorological parameters on mineral aerosol mobilization, transport, and distribution", J. Geophys. Res., Vol. 108, pp. 4447, 2003.

- [50] Measures R. M., *Laser Remote Sensing*, John Wiley & Sons, Inc., New York, 1984.
- [51] Matthias-Maser, S., and R. Jaenicke, The size distribution of primary biological aerosol particles with radii $> 0.2 \mu\text{m}$ in an urban/rural influenced region, *Atmospheric Research*, Vol. 39, No. 4, pp. 279-286, 1995.
- [52] Matthias, V., Freudenthaler V., Amodeo A., Balin I., Balis D., Bösenberg J., Chaikovsky J.A., Chourdakis G., Comerón A., Delaval A., De Tomasi F., Eixmann R., Hågård A., Komguem L., Kreipl S., Matthey R., Rizi V., Rodrigues J.A., Wandinger U., Wang X., "Aerosol lidar intercomparison in the framework of the EARLINET project. 1. Instruments", *Appl. Opt.*, Vol 43, pp. 961-976, 2004.
- [53] McGill M. J., Vaughan A., Trepte C. R., Hart W. D., Hlavka D. L., Winker D. M., Kuehn R., Airborne validation of spatial properties measured by the CALIPSO lidar, *J. Geophys. Res.*, Vol. 112, 2007.
- [54] Mészáros, E., Molnár A., Ogren J., Scattering and absorption coefficients vs. chemical composition of the fine atmospheric aerosol particles under regional conditions in Hungary, *J. Aerosol Sci.*, Vol. 29, pp. 1171-1178, 1998.
- [55] Mie, G., "Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen", *Ann. Phys.*, 25, 377 - 455, 1908
- [56] Minnis P., Nguyen L, Young D.F., Doelling D.R., Nordeen M.L., Spangenberg D.A., Palikonda R., Nowicki G.D., Haeffelin M., Comparison of cloud properties from Meteosat-8 and surface observations, MSG RAO Workshop, Salzburg, Austria, 2004;
- [57] Mona L., Amodeo A., Pandolfi M., Pappalardo G., "Saharan dust intrusions in the Mediterranean area: Three years of Raman lidar measurements", *J. Geophys. Res.*, Vol. 111, D16203, 2006.
- [58] Mona, L., A. Amodeo, G. D'Amico, and G. Pappalardo, "First comparisons between CNR-IMAA multiwavelength Raman lidar measurements and CALIPSO measurements", *Proc. SPIE*, 6750, pp. 6750-35, 2007.
- [59] Morawska, L., Thomas S., Jamriska M. and Johnson G., The modality of particle size distributions of environmental aerosols, *Atmos. Environ.*, Vol. 33, pp. 4401-4411, 1999.
- [60] Muhlbauer A., Lohmann U., Aerosol-cloud interactions and the effects on orographic precipitation, 12th AMS Conference on Cloud Physics, Madison, USA, 2006.
- [61] Müller, D., Ansmann A., Mattis I., Tesche M., Wandinger U., Althausen D., Pisani G., Aerosol-type-dependent lidar ratios observed with Raman lidar, *J. Geophys. Res.*, Vol. 112, D16202, 2007.
- [62] Murphy D. M., Anderson J.R., Quinn P. K., McInnes L.M., Brechtel F.J., Kreidenweiss S.M., Middlebrook A.M., Posfai M., Thomson D. S., Buseck P.R. , Influence of sea-salt on aerosol radiative properties in the southern ocean marine boundary layer, *Nature*, Vol.392,1998
- [63] Murayama, T., Müller D., Wada K., Shimizu A., Sekigushi M., Tsukamoto T., "Characterization of Asian dust and Siberian smoke with multi-wavelength

- Raman lidar over Tokyo, Japan in spring 2003", *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 31, L23103, 2004.
- [64] Murayama T., Okamoto H., Kaneyasu N., Kamataki H., Miura K., Application of LIDAR depolarization measurement in the atmospheric boundary layer: Effects of dust and sea-salt particles. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, Vol. 104, No. D24, p. 31781-31792, 1999.
- [65] Nazaryan, H., McCormick M.P., Menzel W.P., Global characterization of cirrus clouds using CALIPSO data, *J. Geophys. Res.*, Vol. 113, D16211, 2008.
- [66] Nicolae Doina, TEHNICI LIDAR PENTRU CARACTERIZAREA AEROSOLILOR DIN ATMOSFERA JOASĂ, Teza doctorat, Bucuresti, Romania, 2006.
- [67] Nicolae D.N., C. Talianu, J. Ciuciu, M. Ciobanu, V. Babin, Lidar monitoring of aerosols loading over Bucharest, *J. Optoelectron. Adv. Mater.*, Vol. 8, No. 1, p. 238-242, 2006.
- [68] Nisulescu G. C., Ionel I., Calinoiu D., **Vetres I.**, Air pollution monitoring in a town nearby power plant, *Advances in Biology, Bioengineering and Environment*, pp181-184, ISBN: 978-960-474-261-5, Decembrie 2010.
- [69] Nobre C. A., Mattos L.F., Dereczynski C.P., Tarasova T.A., Trosnikov I.V., Overview of atmospheric conditions during the Smoke, Clouds, and Radiation-Brazil (SCAR-B) field experiment, *J. Geophys. Res.*, Vol. 103, No. D24, pp. 31,809 (98JD00992), 1998.
- [70] O'Neill N. T., Eck T. F., Smirnov A., Holben B. N., Thulasiraman S., Spectral discrimination of coarse and fine mode optical depth, *J. Geophys. Res.*, Vol. 108, No. D17, pp. 4559, 2003.
- [71] Papayannis A., Balis D., Amiridis V., Chourdakis G., Tsaknakis G., Zerefos C., Castanho A.D. A., Nickovic S., Kazadzis S., Grabowski J., "Measurements of Saharan dust aerosols over the Eastern Mediterranean using elastic-Raman lidar, spectrophotometric and satellite observations in the frame of the EARLINET project", *Atmos. Chem. Phys.*, Vol.5, pp. 2065-2079, 2005.
- [72] Papayannis, A., Zhang H.Q., Amiridis V., Ju H.B., Chourdakis H., Georgoussis G., Pérez C., Chen H.B., Goloub P., Mamouri R.E., Kazadzis S., Paronis D., Tsaknakis G., Baldasano J., Extraordinary dust event over Beijing, China, during April 2006: Lidar, Sun photometric, satellite observations and model validation, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 34, L07806, 2007.
- [73] Papayannis, A., Amiridis V., Mona L., Tsaknakis G., Balis D., Bösenberg J., Chaikovski A., De Tomasi F., Grigorov I., Mattis I., Mitev V., Müller D., Nickovic S., Pérez C., Pietruczuk A., Pisani G., Ravetta F., Rizi V., Sicard M., Trickl T., Wiegner M., Gerding M., Mamouri R.E., D'Amico G., Pappalardo G., Systematic Lidar observations of Saharan dust over Europe in the frame of EARLINET (2000– 2002), *J. Geophys. Res.*, Vol. 113, D10204, doi:10.1029/2007JD009028, 2008.
- [74] Pappalardo G., Amodeo A., Pandolfi M., Wandinger U., Ansmann A., Bösenberg J., Matthias V., Amiridis V., De Tomasi F., Frioud M., Iarlori m., Komguem I., Papayannis A., Rocadenbosch F., and Wang X., Aerosol LIDAR intercomparison in the framework of EARLINET project. 3. Raman lidar

- algorithm for aerosol extinction, backscatter, and lidar ratio, *Appl. Opt.*, Vol. 43, pp. 5370-5385, 2004.
- [75] Penner, J., Chuang C., Liou C., The contribution of carbonaceous aerosols to climate change, in 14. International Conference On Nucleation And Atmospheric Aerosols, Helsinki (Finland), 26-30 August 1996.
- [76] Pérez, C., Nickovic S., Baldasano J.M., Sicard M., Rocadenbosch F., Cachorro V.E. , A long Saharan dust event over the western Mediterranean: LIDAR, Sun photometer observations, and regional dust modeling, *J. Geophys. Res.*, Vol.111, D15214,2006.
- [77] Pérez-Ramírez D., Aceituno J., Ruiz B., Olmo F.J., Alados-Arboledas L., Development and calibration of a star photometer to measure the aerosol optical depth: Smoke observations at a high mountain site, *Atmos. Environ.*, Vol. 42, pp. 2733- 2738, 2008a.
- [78] Philbrick, C. Russell, "Application of Raman Lidar Advancements in Meteorology and Air Quality Monitoring," *Remote Sensing of the Atmosphere, Environment, and Space, SPIE* , 4893, 61-69, 2002
- [79] Polymenakou, P. N., M. Mandalakis, E. G. Stephanou, and A. Tselepidis, "Particle Size Distribution of Airborne Microorganisms and Pathogens during an Intense African Dust Event in the Eastern Mediterranean", *Environ Health Perspect*, 16(3), 292-296, 2008
- [80] Quinn, P., Coman D., Kapustin V., Bates T., Covert D., Aerosol optical properties in the marine boundary layer during the first aerosol characterization experiment (ace 1) and the underlying chemical and physical aerosol properties, *J. Geophys. Res.*, Vol. 103, pp. 16,547-16,564, 1998.
- [81] Querol X., A. Alastuey, S. Rodríguez, F. Plana, E. Mantilla and C. R. Ruiz, "Monitoring of PM10 and PM2.5 around primary particulate anthropogenic emission sources", *Atmos. Environ.*, 35, 845-858, 2001
- [82] Ramanathan V., Crutzen P.J., Kiehl J.T., Rosenfeld D., Aerosols, Climate, and the Hydrological Cycle. *Science*, Vol. 294, pp. 2119-212, 2001.
- [83] Ray N., Wilson, *Reflecting Telescope Optics: Basic design theory and its historical development*, Springer, 2004.
- [84] Reichardt J., S. Reichardt, M. Hess and T. J. McGee, "Correlations among the optical properties of cirrus cloud particles: microphysical interpretation", *J. Geophys. Res.* 107, 4562-4573, 2002
- [85] Ringer M. A., Allan R.P., Evaluating climate model simulations of tropical cloud, *Tellus*, Vol. 56A, pp. 308- 327, 2004.
- [86] Roedel, W., *Physik unserer Umwelt - die Atmosphäre*, Springer, 2000.
- [87] Russo F., Whiteman D.N., Demoz B., Hoff R.F., Validation of the Raman lidar algorithm for quantifying aerosol extinction, *Appl. Opt.*, Vol. 45, pp. 7073-7088, 2006.
- [88] Sasano, Y., Browell E. V., and Ismail S., Error caused by using a constant extinction/backscattering Ratio in Lidar solution, *Appl. Opt.*, Vol. 24, pp. 3929-3932, 1985.

- [89] Scholes R. J., Ward D. E., Justice C. O., Emissions of trace gases and aerosol particles due to vegetation burning in southern hemisphere Africa, *J. Geophys. Res.*, Vol. 101, No. 23, pp. 677-23, 1996.
- [90] Schmid, B., and C. Wehrli, "Comparison of sun photometer calibration by use of the Langley technique and the standard lamp", *Appl. Opt.*, 34, 21, 4500, 1995
- [91] Seinfeld J. H., Pandis S. N., Atmospheric chemistry and physics - from air pollution to climate change, Wiley, 2006.
- [92] Slater J.F., Characterization of the Optical, Chemical, and Physical Properties of Aerosol Particles in New Hampshire Ph.D. Thesis Earth Science Department University of New Hampshire, 2001.
- [93] 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, No. 3, pp. 337-349, 2000.
- [94] Ștefan S., Fizica Atmosferei, vremea și clima, Editura Universității București, 2004.
- [95] Ștefan S., Nicolae D., Caian M., Secretele aerosolului atmosferic în lumina laserilor, Ed. Ars Docendi, 2008.
- [96] Stephens G. L., Deborah G.V., Boain R.J., Mace G., Sassen K., Wang Z., Illingworth A.J., O'Connor E.J., Rossow W. B., Durden S.L., Miller S.D., Austin R.T., Benedetti A., Mitrescu A., and the CloudSat Science Team, et al., The CloudSat mission and the A-Train, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, Vol. 83, No. 12, pp. 1771-1790, 2002.
- [97] Talianu Camelia, Metode computaționale pentru optimizarea, procesarea și validarea semnalelor LIDAR, Universitatea Politehnică, București, 2008
- [98] Talianu C., Nicolae D., Cristescu C.P., Ciuciu J., Nemuc A., Carstea E., Belegante L., Ciobanu M., New Algorithm for the Retrieval of Aerosol's Optical Parameters by LIDAR Data Inversion, *Scientific Computing in Electrical Engineering*, Vol. 11, pp. 55- 61, 2007.
- [99] Talianu C., Nicolae D, Ciuciu J., Ciobanu M., Babin V., Radu C., Estimation of urban pollution level on the Magurele Platform using LIDAR technology, *Proceedings of Conference on "LIDAR Remote Sensing for Environmental Monitoring VI"*, July 31 – August 5, San Diego, USA, 2005.
- [100] Tao, Z., McCormick M.P., Wu D., A comparison method for spaceborne and ground-based lidar and its application to the CALIPSO lidar, *Appl. Phys. B*, Vol. 91, pp 639-644, 2008.
- [101] Targino A. C., Noone K. J., Öström E., Airborne in situ characterization of dry aerosol optical properties in multi-source influenced marine region, *Tellus*, Vol. 57B, No. 3, pp. 247-260, 2005.
- [102] Tegen, I., Lacis A., Fung I., The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils, *Nature*, Vol.380, pp. 419-422, 1996.
- [103] Träger F., Handbook of Lasers and Optics, Ed. Springer, ISBN-10: 0-387-95579-8, 2007.

- [104] Tselioudis, G., Jakob C., Evaluation of midlatitude cloud properties in a weather and a climate model: Dependence on dynamic regime and spatial resolution, *J. Geophys. Res.*, Vol. 107(D24), pp. 4781, 2002.
- [105] U. S. Standard Atmosphere, 1976
- [106] Vaughan M., Winker D., Powell K., CALIOP Algorithm Theoretical Basis Document, part 2, Feature Detection and Layer Properties Algorithms, PC-SCI- 202.01, NASA Langley Res. Cent., Hampton, Va. (disponible en la siguiente dirección: http://www-calipso.larc.nasa.gov/resources/project_documentation.php), 2005.
- [107] **Vetres I.**, Ionel I., Pădurean I., Lontis N., Lidar system for investigation of atmospheric aerosols, *Bioengineering and Environment, Metalurgia 1948-2009*, Ed. EDITURA STIINTIFICA F.M.R, Bucuresti, Romania, Vol. 61, No. 11, Noi. 2009, pp. 22-27, 2009.
- [108] **Vetres I.**, Ionel I., Popescu F., Lontis N., Air pollution analysis in western Romania and the necessity of complementary vertical resolved LIDAR observation, *OPTOELECTRONICS AND ADVANCED MATERIALS – RAPID COMMUNICATIONS*, Vol. 4, No. 8, pp. 1256-1260, ISSN 0461-9579, 2010.
- [109] **Vetres I.**, Ionel I., Nicolae D., Talianu C., Dungan L., LIDAR system implementation and development for novel romanian systems, *OPTOELECTRONICS AND ADVANCED MATERIALS – RAPID COMMUNICATIONS*, Vol. 4, No. 8, pp. 1074-1077, ISSN 0461-9579, 2010.
- [110] **Vetres I.**, Ionel I., Bassim M., Aerosol layers investigation by lidar systems, satellite images and trajectory models, *American Romanian Academy of Arts and Sciences, Canada*, ISBN 978-2-553-01596-0 , ISBN 978-1-935924-01-2, pp 92-95, 2011.
- [111] Weitkamp Claus, Lidar: Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere , Springer Series in Optical Sciences, pp. 241-246, 2005.
- [112] Welton, E. J., Campbell J.R., Spinhirne J.D., Scott V.S., Global monitoring of clouds and aerosols using a network of micro-pulse lidar systems. In: *Lidar Remote Sensing for Industry and Environmental Monitoring*, SPIE, Bellingham, WA, pp. 151-158, 2001.
- [113] Welton E. J., Voss K. J., Quinn P. K., Flatau P. J., Markowicz K., Campbell J.R., Spinhirne J.D., Gordon H.R., Johnson J.E., Measurements of aerosol vertical profiles and optical properties during INDOEX 1999 using micropulse lidars, *J. Geophys. Res.*, Vol. 107, D19,8019, 18-1 – 18-20, 2002.
- [114] Werner, M., I. Tegen, S. P. Harrison, K. E. Kohfeld, I. C. Prentice, Y. Balkanski, H. Rodhe, and C. Roelandt, "Seasonal and interannual variability of the mineral dust cycle under present and glacial climate conditions", *J. Geophys. Res.*, 107, 4744, doi:10.1029/2002JD002365, 2002
- [115] Whitby K., Cantrell B., Atmospheric aerosols - characteristics and measurements, in *ICESA Conference Proceedings*, 1976.
- [116] Winker D. M., Pelon J., McCormick M.P., The CALIPSO mission: Spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds, *Proc. SPIE Int. Soc. Opt. Eng.*, 4893, pp. 1-11, 2003.

- [117] Wolf, M., and G. Hidy, Aerosols and climate: anthropogenic emissions and trends for 50 years, Fuel and Energy Abstracts, Vol. 38, No. 5, pp. 348-348, 1997.
- [118] Zoran M, Ciobanu M., Nicolae D., Talianu C., Modeling Environmental Changes From Measures of Spatial Environmental Structure, SPIE 5581-90, pp. 712-720, 2004.
- [119] Zege, E. P., A. P. Ivanov, and I. L. Katsev, "Image transfer through a scattering medium", Springer Berlin, 1991
- [120] <http://www.kowoma.de/en/gps/additional/atmosphere.htm>
- [121] <http://lance-modis.eosdis.nasa.gov>
- [122] <http://www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/>
- [123] <http://www-calipso.larc.nasa.gov/>
- [124] <http://www2.wetter3.de>
- [125] <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>

LISTA FIGURI

- [1] Fig. 1.1 Distribuția stațiilor LIDAR în EARLINET
- [2] Fig. 1.2. Distribuția stațiilor LIDAR în MPLNET [<http://mplnet.gsfc.nasa.gov/>]
- [3] Fig. 1.3 Stații LIDAR în GALION
- [4] Fig. 2.1. Straturile atmosferice
- [5] Fig. 2.2. Spectrul radiației solare
- [6] Fig. 2.3. Bugetul radiativ mediu Pământ-Soare
- [7] Fig. 2.4. Definierea radiantei. Unghiurile zenital θ și azimutal Φ ce definește direcția \vec{s} a radiației incidente
- [8] Fig. 2.5. Împrăștiere Rayleigh, sus. Împrăștiere Mie, jos
- [9] Fig. 2.6. Atenuarea optică fascicolului de radiație solară incident după direcția θ
- [10] Fig. 2.7. IMPRASTIEREA
- [11] Fig. 2.8. Schema transferului radiativ în atmosferă; (a) radiația ce vine de la soare reprezentată în stânga și ce pleacă de la pământ în dreapta, (b) absorbția atmosferică pentru diferite gaze la nivelul solului (cuprinde toată atmosfera) și (c) la 11 km.
- [12] Fig. 3.1. Furtuna de praf în zona deșertică
- [13] Fig. 3.2. Poluare industrială – aerosol din sursa industrială
- [14] Fig. 3.3. Vegetație în flăcări din Africa
- [15] Fig. 3.4. Tipuri de aerosoli – aerosoli biogeni dreapta jos
- [16] Fig. 3.5. Erupția vulcanului Grimsvötn din Islanda văzută din satelit la 05:15 UTC din 22 mai 2011 (NASA)
- [17] Fig. 3.6. Cenușa vulcanică
- [18] Fig. 3.7. Surse de aerosol
- [19] Fig. 3.8. Formarea aerosolului marin datorat spargerii bulelor antrenate
- [20] Fig. 3.9. Modurile de distribuție numerică și volumică a particulelor de aerosol
- [21] Fig. 3.10. Schema de distribuție a aerosolilor atmosferici. Principalele surse, moduri de formare și îndepărtare a aerosolilor
- [22] Fig. 4.1. Schema conceptuală a părților componente și funcționare sistem LIDAR.
- [23] Fig. 4.2. Interacția Raman
- [24] Fig. 4.3. Principiul de funcționare Lidar DIAL. (a) scenariu de măsurare LIDAR la o instalație industrială, (b) curbele LIDAR pentru lungimile on și off (c) curba DIAL divizată, on / off (d) concentrațiile pentru gazul evaluat pentru direcția aleasă

- [25] Fig. 4.4. Diagrama nivelelor energetice cât și procesele de fluorescență/emitere în materie condensată. Spectrul rezultat este prezentat în partea inferioară a figurii
- [26] Fig. 4.5. Imaginea sistemului LIDAR TOLI
- [27] Fig. 4.6. Schema bloc a sistemului Lidar TOLI
- [28] Fig. 4.7. Vedere interior optică selecție lungime de undă - Desen 3D in SolidWorks 1) Detector 532 nm; 2) filtru interferențial pentru 532 nm; 3) dispozitiv poziționare dicroic – transmite 607 , reflectă 532 nm; 4) Filtru interferențial pentru 607 nm; 5) detector 607nm; 7) detector 355 nm; 8) filtru interferențial pentru 355 nm; 9) detector 387 nm; 10) filtru interferențial pentru 387 nm; 11) dispozitiv poziționare dicroic – transmite 387 nm , reflectă 355 nm; 12) capac; 13)distanțier; 14)închidere bază; 15)diafragmă deschidere 1-12 mm; 16) lentilă acromată; 17) dispozitiv poziționare dicroic – transmite 532 nm și 607nm, reflectă 355 nm și 387 nm; 18) cub fixare optică.
- [29] Fig. 4.8. Expandor de fascicule
- [30] Fig. 4.9. Capul optic laser Nd:YAG
- [31] Fig. 4.10. Componente optice cap laser; 1) Reflector de 15 mm, 2)plăcuțe ghidate, 4)celulă recepție, 5) polarizor dual 22x14x3.2mm, 6) lentilă cilindrică de 15mm, 8) prismă, 9) lentilă sferică de 15 mm, 10) baghetă YAG 6x115, 2/2 AR 1064, 11) cuplaj iesire tip gaussian, 12) lentilă, 13) polarizor, singular (W/atenuator), 14) semi-placuță, 15A) polarizor dielectric, 15B) armonica xtal x x 1FAR1064x, 16) fereastra protectoare , AR 1064, 15 mm
- [32] Fig. 4.11. Principalele componente și mersul razelor optice prin telescopul Newtonian; 1)Apertura de intrare, 2)Oglinda secundară, 3)Oglinda principală, 4)Suport oglindă principală, 5)Suport variabil ocular, 6)Formarea imaginii
- [33] Fig. 4.12. Telescop de tip Newtonian - Light Bridge 16"
- [34] Fig. 5.1. Montare suporti expandor
- [35] Fig. 5.2. Fixare exapandor fascicul
- [36] Fig. 5.3. Alinierea fasciculului laser cu expandorul
- [37] Fig. 5.4. Verificarea diametrului si formei fasciculului la iesire din expandor
- [38] Fig. 5.5. Realizarea conexiunilor pentru canalele de achiziție
- [39] Fig. 5.6. Montaj final expandor fascicule
- [40] Fig. 5.7. Interfața sistemului de achiziție Licel
- [41] Fig. 5.8. Fereastra configurare a informatiilor generale
- [42] Fig. 5.9. Fereastra configurare inregistrator
- [43] Fig. 5.10. Interfata lucru laser INLITE
- [44] Fig. 5.11. Interfata programului de procesare
- [45] Fig. 5.12. Calibrare si vizualizare RCS
- [46] Fig. 5.13. Citirea datelor de antet din fișiere și afișarea pe interfață

- [47] Fig. 5.14. Secțiunea de creare semnal corectat cu distanța (RCS) la 532 nm și 355nm
- [48] Fig. 5.15. Imaginea schematică a satelitului orbital CALIPSO
- [49] Fig. 5.16. Imagine RCS din data de 26.04.2011
- [50] Fig. 5.17. Modelul Dream de predicție pentru acoperirea cu nori și praf din data de 26.04.2011
- [51] Fig. 5.18. Traiectorie înapoi din modelul HYSPLIT [73](a) și harta sinoptica (b) din 26.04. 2011
- [52] Fig. 5.19. Concentrația de praf din date NAAPS(Navy Aerosol Analysis and Prediction System) pentru data de 26.04.2011
- [53] Fig. 5.20. Imagine RCS din data de 27.05.2011
- [54] Fig. 5.21. Traectoria lui CALIPSO în data de 27.05.2011
- [55] Fig. 5.22. Coeficientul de retroîmprăștiere total pentru lungimea de undă 532 din data de 27. 05. 2011, din datele CALIPSO
- [56] Fig. 5.23. Coeficientul de depolarizare din data de 27. 05. 2011, din datele CALIPSO
- [57] Fig. 5.24. Structura verticală din date CALIPSO pentru data de 27.05. 2011, pentru coordonatele locației sistemului lidar TOLI, Timișoara
- [58] Fig. 5.25. Reprezentare tip aerosol din date CALIPSO pentru data de 27.05. 2011, pentru coordonatele locației sistemului lidar TOLI, Timișoara
- [59] Fig. 5.26. Imagine RCS la 532 nm din data de 18.04.2011
- [60] Fig. 5.27. Grosimea optică a aerosolului atmosferic la Timișoara în data de 18.04.2011
- [61] Fig. 5.28. Adâncimea optică a aerosolilor și densitatea la suprafață ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) preconizate de modelul NAAPS (Navy Aerosol Analysis and Prediction System) în data de 18.04.2011. Gradient culoare: portocaliu/roșu (sulf), verde/galben (praf), și albastru (smog).
- [62] Fig. 5.29. Coeficientul de retroîmprăștiere total pentru lungimea de undă 532 din data de 18.04.2011, din datele CALIPSO
- [63] Fig. 5.30. . Reprezentare tip aerosol din date CALIPSO pentru data de 18.04.2011, pentru coordonatele locației sistemului lidar TOLI, Timișoara
- [64] Fig. 5.31. . Reprezentare fazei gheață/apă din date CALIPSO pentru data de 18.04.2011, pentru coordonatele locației sistemului lidar TOLI, Timișoara
- [65] Fig. 5.32. Reprezentare tip aerosol din date CALIPSO pentru data de 18.04.2011, pentru coordonatele locației sistemului lidar TOLI, Timișoara
- [66] Fig. 6.1. Imagine Terra-Modis, culori reale, din data de 26.04.2011, deasupra României
- [67] Fig. 6.2. Imagine Terra-Modis, canalele 3-6-7, din data de 27.05.2011, deasupra României
- [68] Fig. 6.3. Imagine Terra-Modis, culori reale, din data de 18.04.2011
- [69] Fig. 6.4. Imagine Terra-Modis, canalele 3-6-7, din data de 18.04.2011

LISTĂ TABELE

- [1] Tabelul 1.1 Valorile internațional pentru aer uscat
- [2] Tabelul 2.1 Constantele moleculare pentru calculul deplasării de frecvență Raman pentru N_2 și O_2
- [3] Tabelul 3.1 Lungimile de undă Raman pentru azot și vapori de apă
- [4] Tabelul 4.1. Privire de ansamblu asupra tehnicilor LIDAR Raman. RVR – Raman vibrațional-rotational, RR – Lungimi de undă Raman rotaționale
- [5] Tabelul 4.2. Privire de ansamblu asupra tehnicilor LIDAR pentru profilare temperatură atmosferică. Intervalele de înălțime sunt pentru sistemele care au fost cele mai avansate la momentul scrierii
- [6] Tabelul 4.3 prezintă caracteristicile tehnice ale sistemului
- [7] Tabelul 4.4 Caracteristicile tehnice ale expandorului
- [8] Tabelul 4.5 Caracteristicile tehnice ale telescopului Newtonian – Light Bridge
- [9] Tabelul 4.6 Gradientul de temperatură pe straturile atmosferice pentru atmosfera standard – Standard American 1976
- [10] Tabelul 6.1 Caracteristici ale studiilor de caz

Anexa
Calcul Iradianței luminoase pe înălțime și siguranței utilizatorului

Tabele centralizatoare

Tabel centralizator valori ale iradianței luminoase

	Valoare calculata	Unitate de masura
Intensitatea optica a fasciculului laser (600 m distanta de sursa laser)	373.625	$\mu\text{W}/\text{cm}^2$
Intensitatea optica a fasciculului laser (3000 m distanta de sursa laser)	15.747	$\mu\text{W}/\text{cm}^2$
Intensitatea optica a fasciculului laser (6000 m distanta de sursa laser)	3.963	$\mu\text{W}/\text{cm}^2$
Intensitatea optica a fasciculului laser (10000 m distanta de sursa laser)	1.43	$\mu\text{W}/\text{cm}^2$
Intensitatea optica a fasciculului laser (15000 m distanta de sursa laser)	0.637	$\mu\text{W}/\text{cm}^2$

Tabel centralizator valori ale distantei minime pentru siguranta NOHD [m] si OHD [m]

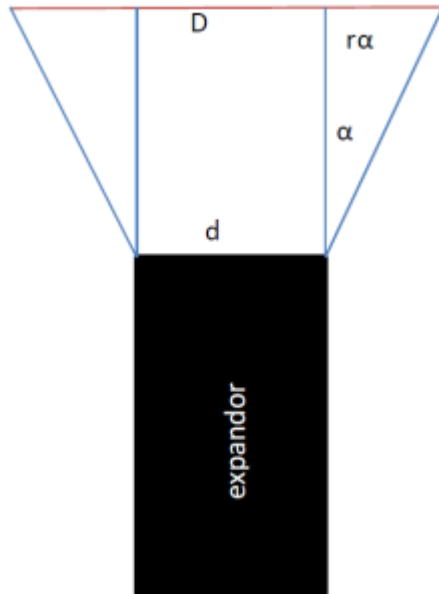
	Valoare calculata	Unitate de masura
NOHD la 1064 nm	200	m
OHD la 1064 nm	198	m
NOHD la 532 nm	462	m
OHD la 532 nm	441	m

1. Calculul intensității optice (iradianța [$\mu\text{W}/\text{cm}^2$]) pentru sistemul LIDAR din cadrul Universității Politehnica din Timișoara

Tabel caracteristici laser Nd:YAG - INLITE II-30 utilizat pentru blocul de emisie

Parametru	Valoare	Unitate de măsură
Energie maxima (532nm – vizibil)	0.1	J
Puterea medie nominala	3	W

Frecventa	30	Hz
Durata puls	6-9	ns
Divergenta	<0.75	mrاد
Diametru fascicol neexpandat	6	mm
Diametru dupa expandor	30	mm



Formule de calcul ale intensității optice utilizate:

$$I_L = \frac{E_{laser} \cdot T}{\Delta s}$$

I_L – intensitatea luminoasă;

E_{laser} –puterea nominala - 3W;

T- transmitanța totală, calculată utilizând:

- Transmitanța atmosferica de 94%;
- Transmitanța prin expandor de 90%;

Δs - Aria fascicului laser la o înălțime dată;

$$\Delta S = \frac{\pi D^2}{4}$$

D – diametrul fascicul la o înălțime dată

$$D = 2r\alpha + d$$

$$r\alpha = \tan(\alpha)$$

D - diametrul fasciculului laser la ieșirea expandor: 30mm

α –divergența fasciculului;

Tabel de valori ale intensității optice

	Valoare	Unitate de masura
Intensitatea optica a fasciculului laser (600 m distanta de sursa laser)	373.625	$\mu\text{W}/\text{cm}^2$
Intensitatea optica a fasciculului laser (3000 m distanta de sursa laser)	15.747	$\mu\text{W}/\text{cm}^2$
Intensitatea optica a fasciculului laser (6000 m distanta de sursa laser)	3.963	$\mu\text{W}/\text{cm}^2$
Intensitatea optica a fasciculului laser (10000 m distanta de sursa laser)	1.43	$\mu\text{W}/\text{cm}^2$
Intensitatea optica a fasciculului laser (15000 m distanta de sursa laser)	0.637	$\mu\text{W}/\text{cm}^2$

2. Calcul distanței minime pentru siguranță –NOHD [m] și OHD [m] – pentru sistemul LIDAR din cadrul Universității Politehnica din Timișoara

Parametri ceruți:

MPE – maximum permitted exposure;

NOHD – nominal ocular hazard zone- zona de siguranță pentru ochi;

OHD – ocular hazard zone – se ține cont de transmitanța atmosferică

MPE_p – maximum permitted exposure pentru un singur puls – se extrage din tabele, funcție de durata minimă a pulsului laser:

Pentru sistemele cu repetiție de pulsuri:

$$MPE_T := MPE_p \cdot \frac{1}{\sqrt[4]{f \cdot T_E}}$$

Unde:

f – frecvența de repetiție (frecvența de lucru);

T_E – timpul de expunere (egal cu durata pulsului).

	Valoare	Unitate de masura
MPE _p la 1064nm	5x10 ⁻²	J/m ²
MPE _T la 1064nm	2.336	J/m ²
MPE _p la 532nm	5x10 ⁻³	J/m ²
MPE _T la 532 nm	0.243	J/m ²

$NOHD := \sqrt{\frac{1.27 \cdot Q \cdot \sqrt[4]{f \cdot T_E}}{MPE_p}} - a$ ϕ	<p>Q – Puterea laserului [J];</p> <p>a – diametrul fasciculului laser [mm];</p> <p>φ –divergența fasciculului laser [°].</p>
--	--

$$\text{OHD} := \frac{\text{NOHD}}{2 - e^{-0.5 \cdot y \cdot \text{NOHD}}}$$

$$y := 10^{-3} \cdot \left(\frac{550}{\lambda} \right)^A \cdot \frac{3.91}{V}$$

unde – λ – lungimea de undă;

V- factor atmosferic – a fost ales pentru atmosfera curată conform literaturii de specialitate ca fiind, 20

$$A := 0.585V^{0.33}$$

Tabel cu valorile finale ale distanțelor minime obținute

	Valoare	Unitate de măsură
NOHD la 1064nm	200	m
OHD la 1064nm	198	m
NOHD la 532nm	462	m
OHD la 532 nm	441	m

- .
- . Erupția 38
- 5**
- 532 nm .. 29, 53, 54, 57, 71, 73, 78, 82, 83, 93,
94, 102, 108, 117, 118, 119, 120, 124, 125
- A**
- absorbție** .. 15, 20, 21, 25, 29, 30, 53, 54, 55,
65
- adâncime optică** 23
- aerosol0, 10, 20, 21, 25, 26, 32, 33, 34, 35, 36,
40, 44, 47, 48, 61, 67, 68, 84, 85, 89, 91, 92,
95, 96, 98, 101, 103, 104, 105, 107, 108,
105, 106, 107, 108, 109, 110, 111, 112, 113,
114, 116, 117, 119
- aerosoli .. 7, 8, 9, 10, 12, 13, 16, 32, 33, 34, 35,
36, 37, 40, 41, 43, 45, 49, 50, 57, 64, 69, 70,
84, 98, 102, 104, 116
- Air pollution..... 101, 110, 114
- Aitken..... 44, 46
- albedoul** 10, 23, 33, 37
- aliniera..... 71, 72, 99
- alinierii sistemului..... 100, 103
- anti Stokes 28, 50
- arderea biomasei 32, 35
- arderea combustibililor fosili 17, 35
- asfericității..... 23
- Atmosfera 4, 13, 16, 18
- atmosfera joasă 13
- atomii liberi..... 55
- B**
- biogenice..... 35, 36
- blocul de emisie 121
- bugetului radiativ..... 4, 9
- C**
- Calipso 89
- CALIPSO 47, 71, 83, 84, 89, 90, 91, 94, 95, 96,
97, 101, 104, 109, 110, 113, 114, 118, 119
- calitate semnal* 99, 100, 103
- câmpului de geopotential 87
- câmpului de presiune..... 87
- canal de depolarizare*..... 99, 103
- cenușă vulcanică** 88, 101, 108, 109
- cirrus** 4, 47, 84, 86, 104, 105, 110, 112
- Cloud-Aerosol Lidar and Infrared
Pathfinder Satellite Observation... 83
- Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal
Polarization..... 83
- coeficientului de retroîmprăștiere 82
- componente moleculare..... 79
- componente volatile..... 35
- compoziția chimică* 99, 103
- compușilor organici volatili 35
- Condensatie..... 43
- condițiile atmosferice* 58, 103
- configurarea sistemului..... 81
- constituenților atmosferici 7, 26
- contaminare** 92, 101, 104, 106, 108
- contaminarea cu particule de praf.... 54
- coordonatele geografice..... 74, 79, 83, 90
- COV..... 35
- D**
- DIAL..... 49, 51, 53, 54, 117
- Diametru fascicol 121
- distribuția spațială și temporală 47
- Divergenta..... 121
- divergența fasciculului 122, 124
- Doppler**..... 53, 57
- Dream..... 85, 86, 101, 118
- Durata puls..... 121
- E**
- EARLINET 8, 9, 11, 105, 106, 109, 111, 116
- emisia 34, 40
- Energia retroîmprăștiată..... 48
- energii neconvenționale..... 101
- eșantion 49
- expandor..... 54, 55, 72, 73, 74, 118
- extincție..... 25, 50, 67, 68, 82
- F**
- factor atmosferic..... 125
- factorul de depolarizare 66

- factorului de asimetrie..... 23
 Facultății de Mecanică..... 101
 Fasciculul la iesire..... 54
 Fernald-Klett..... 63, 99, 100
fluorescența 55, 56
 fluorescență 49, 56, 117
 formațiuni noroase 97
 fotodetector 73
- G**
- gaz-particulă..... 35, 36
 gestionare a datelor..... 99, 109
 gradient termic..... 15
 gradientul de temperatură 65
gradul de depolarizare 99, 103
 Grimsvötn..... 38, 116
- H**
- Hamamatsu..... 58, 59
 harta sinoptică 86
 header 81
 Hysplit..... 102
 HYSPLIT..... 85, 87, 106, 118
- I**
- imagistica satelitară..... 86
împrăștiere 5, 20, 21, 22, 23, 25, 26, 48, 49,
 50, 99
împrăștiere elastică 20
împrăștierea radiației 99, 103
Împrăștierea Raman 26, 28, 67
împrăștierii multiple 103
in situ 98, 113
 inelastic 26, 50, 52
 Inlite 77, 108
 Institutul de Optoelectronică 80, 108
 intensitatea luminoasă 122
 Intensitatea optica 120, 123
 intruziuni 12
 iradianța 121
 Islanda 38, 88, 92, 116
- L**
- LabView 80
- laser.....5, 6, 7, 8, 29, 47, 48, 49, 53, 56, 54, 55,
 56, 60, 61, 67, 68, 71, 72, 73, 77, 78, 79, 83,
 99, 100, 101, 102, 103, 108, 117, 118
 Licel 58, 59, 74, 75, 77, 109, 118
 LICEL..... 71, 81
 LIDAR....4, 5, 6, 7, 9, 10, 11, 47, 48, 51, 52, 54,
 58, 70, 98, 99, 100, 101, 102, 103, 104, 107,
 108, 109, 105, 106, 109, 110, 111, 113, 114,
 116, 117, 119
 Light Detection And Ranging 47
 lungimea de undă 21, 25, 26, 28, 29, 48, 50,
 53, 54, 56, 54, 60, 65, 66, 67, 68
 lungimii de undă . 20, 26, 28, 29, 49, 65, 102
- M**
- mecanismului de precipitare 38
 mediu... 4, 7, 8, 11, 19, 22, 23, 33, 44, 99, 101,
 103, 116
Metoda combinată..... 68
Mezosfera 14, 16
 modelele atmosferice..... 84
molecular 17, 52, 61, 66, 67, 69, 83, 102
 MPE..... 124
- N**
- NAAPS... 86, 87, 92, 94, 96, 101, 107, 118, 119
 NASA 10, 38, 108, 113, 116
 Nd:YAG..... 54
 negru de fum 35
 NOHD 120, 124, 125
 Norii..... 84
 Nucleația 42, 43
 nucleație 42, 43, 44
 nucleii Aitken..... 44
- O**
- oglină principală 57, 117
 oglinda secundara 57
 OHD..... 120, 124, 125
 OMI 47
 OPAC 98
- P**
- Pământ 4, 17, 18, 19, 116
parametrul de asfericitate..... 21, 99, 103

particule grosiere..... 41, 43, 44
 particule microbiene..... 36
particule nesferice..... 103
 PMT 54, 58, 59
 Politehnica71, 98, 100, 101, 121, 124
 poluarea urbană..... 7
 poluării aerului..... 4
 poluat..... 95, 104, 105
 praf saharian 85, 86, 88, 101, 109
 presiunea de saturație..... 42
 Procese Stokes 50
 procesele de oxidare 36
 proprietățile optice..... 48
 pulsul laser 124
 Puterea laserului 124
 puterea nominala 122

R

radiația 4, 6, 16, 19, 20, 21, 22, 23, 25, 26, 29,
 30, 32, 47, 48, 53, 60, 116
 radiația de fond 98, 100
 radiație solara 18
 radiație solară.....15, 16, 23, 24, 84, 116
radiației electromagnetice 65, 99, 103
 radiatiilor infrarosii..... 18
 radiatiilor ultraviolete..... 18
 radiatiilor vizibile..... 18
rainout 45
 Range Corrected Signal..... 60, 80, 109
 Rayleigh ..6, 7, 21, 22, 23, 49, 52, 63, 66, 106,
 116
 RCS 60, 80, 82, 85, 88, 93, 109, 118, 119
 regim anticiclonic..... 87
 regional 4, 109, 111
 retroîmprăștiere ...12, 21, 49, 50, 51, 53, 60,
 61, 62, 63, 66, 67, 68, 69, 83, 94, 98, 100,
 102
 Rezoluția spațială a datelor 85
 Rezonatorul laser..... 54

S

sare marină..... 34
 sărurilor marine..... 37, 41
 sateliți 8, 11, 12, 47
 Semnalul Corectat cu Distanța 80
 seria temporală a semnalului corectat
 cu distanța 85, 88

sistem recepție 47
 sistem transmisie..... 47
 sistem detecție..... 47
sistemul de achiziție..... 73, 74
 smog 91, 92, 94, 95, 96, 104, 106, 119
 SO₂.....37, 38, 39, 40
 spectre de absorbtie/emisie 55
 spectroscopie 56
 spectru de radiație..... 18
 spectru solar 18
 stabilă termodinamic..... 92
 stabilității sistemului 99
 strat fin..... 88
stratopauză..... 14, 16
Stratosfera 14, 15
 Stratul limită planetar 15
 stratului limită planetar.....15, 47, 101
 stratului de aerosol..... 105
 Straturile atmosferice 14, 116
 subrutine 80
 sulfat de amoniu 37
 Sulfatul 37, 38
 suprafața 5, 13, 14, 15, 16, 25, 40, 41, 44, 45,
 83, 98, 105
sursa de origine 103

T

teledetecție 4, 6, 8, 47, 56, 58, 59, 108
 telescop7, 47, 48, 54, 55, 57, 71, 99, 100, 103,
 108
 Telescopul 57
 Temperatura.....16, 51, 65
 temperatura ambiantă 36
teoria Mie.....21, 25, 99, 103
Termosfera..... 16
 Terra Modis..... 47
 Terra-Modis104, 105, 106, 107, 119
 Timișoara..... 71, 91, 93, 95, 96, 98, 100, 101,
 107, 108, 119, 121, 124
Timișoara LIDAR.....57, 71, 99
 TOLI.. 57, 58, 52, 70, 71, 90, 91, 94, 95, 96, 99,
 100, 101, 102, 104, 105, 108, 117, 119
 TOMS..... 47
 Transmitanța atmosferica 122
 transportul de aer 88
tropopauză13, 14, 15
 Troposfera13, 14, 15
 troposfera liberă 13, 15

V

vapori de apa 17, 28
vapori de apă9, 13, 16, 94, 104, 119
vestul României 88, 101
vulcanic 38

W

washout 45

Z

zgomot59, 62, 71
zgomotului de fond79, 82, 100
zgomotului electronic71, 79, 82
zona de interes 90
zonă de suprapunere 55