

Università degli Studi di Napoli “Federico II”

Scuola Politecnica e delle Scienze di Base  
Area Didattica di Scienze Matematiche Fisiche e Naturali

**Dipartimento di Fisica “Ettore Pancini”**



*Laurea triennale in Fisica*

# **Caratterizzazione del particolato atmosferico con tecniche di Remote Sensing attivo e passivo**

**Relatori:**

Prof. Salvatore Amoruso  
Dr. Antonella Boselli

**Candidato:**

Marco Di Maso  
Matricola N85000847

A.A. 2018/2019

# Indice

Introduzione .....	2
Capitolo 1 .....	3
1.1 Tecniche di remote sensing attivo .....	6
1.1.1 Struttura del sistema Lidar .....	7
1.1.2 I fenomeni di scattering e assorbimento .....	10
1.1.3 Equazione Lidar.....	12
1.1.4 Metodi di inversione.....	14
1.2 Sun Photometer.....	16
Capitolo 2 .....	19
2.1 Apparato Sperimentale .....	19
Capitolo 3 .....	23
3.1 Analisi dati.....	23
3.1.1 Misura Lidar del 27/01/2020.....	24
3.1.2 Misura Lidar del 17/02/2020.....	28
Conclusioni .....	32
Bibliografia .....	33

# Introduzione

In questo lavoro di tesi sono state caratterizzate le proprietà atmosferiche degli aerosol sospesi in atmosfera mediante l'uso combinato di tecniche di *Remote Sensing* attivo e passivo. L'aerosol presente in atmosfera varia considerevolmente la qualità dell'aria che respiriamo e soprattutto provoca variazioni delle proprietà chimico-fisiche dell'atmosfera. L'utilizzo di tecniche di telerilevamento attivo e passivo che sfruttano la diffusione e l'assorbimento della luce sulle particelle atmosferiche e le tecniche di analisi del segnale raccolto dagli apparati sperimentali ci forniscono i dati necessari a capire il tipo e la concentrazione di aerosol presente in atmosfera. Nel primo capitolo di questa tesi sono descritte le principali caratteristiche degli aerosol atmosferici e i due sistemi di telerilevamento utilizzati, rispettivamente il Lidar e il Sun Photometer.

Nel secondo capitolo verrà descritto l'apparato sperimentale del Lidar utilizzato presso il Dipartimento di Fisica "Ettore Pancini" dell'Università degli Studi di Napoli "Federico II". Sarà citato il progetto EARLINET, di cui il sistema lidar fa parte. Verranno descritte le caratteristiche del sistema di invio, del telescopio di ricezione e dell'apparato di rivelazione.

Nel terzo capitolo saranno presentate le misure effettuate in due giorni: 27/01/2020 e 17/02/2020. Di questi giorni verranno confrontati i valori dello spessore ottico forniti da AERONET con i valori stimati tramite le misure effettuate dall'apparato Lidar.

# Capitolo 1

L'atmosfera è un sistema eterogeneo di sostanze presenti nei tre diversi stati di aggregazione: gassoso, liquido e solido. La materia allo stato gassoso costituisce la maggior parte dell'atmosfera e si estende fino a 100 km di quota, formando una miscela in cui le proporzioni restano costanti in tutta l'atmosfera ed è composta per il 78,08% da Azoto, per il 20,9% da Ossigeno e per la restante parte da tracce di Argon, Anidride Carbonica ed altri elementi.

<b>Componente</b>	<b>Peso molecolare</b>	<b>Frazione volumica</b>
Azoto	28,01	0,7808
Ossigeno	32,00	0,2095
Argon	39,95	0,0093
Vapore acqueo	18,02	0,005
Anidride carbonica	44,01	380 ppm
Neon	20,18	18 ppm
Elio	4,00	5 ppm
Metano	16,04	1,75 ppm
Kripton	83,80	1 ppm
Idrogeno	2,02	0,5 ppm
Ossido di azoto	56,03	0,3 ppm
Ozono	48,00	0,1 ppm

**TABELLA 1.1 COMPOSIZIONE GASSOSA DELL'ATMOSFERA**

La componente liquida e solida dell'atmosfera è costituita dagli aerosol: particelle le cui dimensioni sono così piccole da poter rimanere in sospensione in atmosfera anche per lungo tempo. L'aerosol può avere sia origine naturale, come polveri desertiche e vulcaniche, e sale marino, che antropogenica quali i residui di combustione di carburante fossile e dei processi industriali. Lo studio dell'aerosol risulta molto complicato a causa della diversa varietà di particelle che lo costituiscono e che variano per molte caratteristiche, quali ad esempio dimensioni e concentrazione. Le dimensioni, da cui dipendono anche i tempi di permanenza degli aerosol in atmosfera, vanno da 1 nm fino ad oltre 100 µm in raggio. La concentrazione, cioè il numero di particelle per unità di volume, dipende fortemente dall'area di misura perché è funzione della densità delle sorgenti: nelle aree urbane è maggiore la concentrazione di

particolato carbonioso, nelle aree desertiche troviamo principalmente particelle più grandi di origini minerale, mentre nelle zone marine è maggiore la presenza di sale marino. [1]

La presenza del particolato cambia notevolmente le caratteristiche atmosferiche: esso modifica le proprietà microfisiche e radiative, nonché la composizione delle nuvole. L'aerosol inoltre interviene nel bilancio radiativo terrestre poiché diffonde ed assorbe la radiazione solare ed infrarossa nell'atmosfera. La qualità dell'aria viene notevolmente influenzata dagli aerosol, soprattutto il particolato di più piccole dimensioni, che non solo ha tempi di permanenza più elevati ma è così piccolo da poter passare attraverso l'apparato respiratorio e provocare anche problemi alla salute.

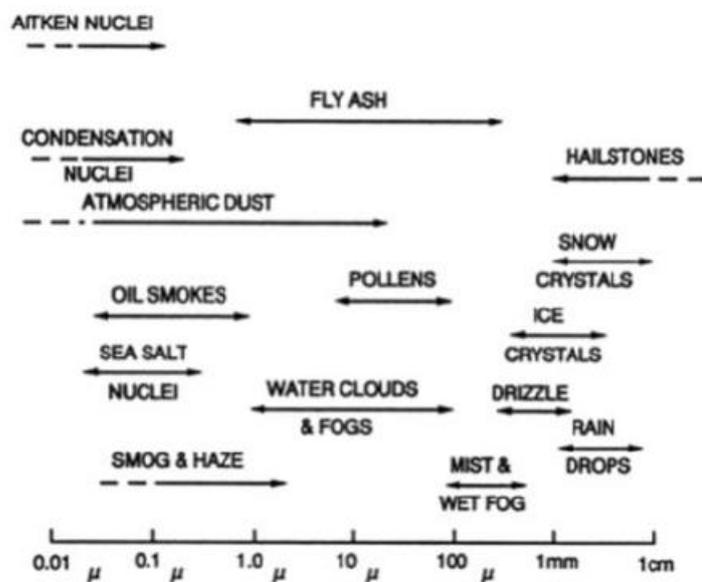


FIGURA 1.1 CLASSIFICAZIONE AEROSOL

L'analisi dell'atmosfera sarebbe molto più complicata se non ci fossero le tecniche di telerilevamento che, come suggerisce il nome, permettono di studiare un sistema fisico da lontano, senza entrare a contatto diretto con esso.

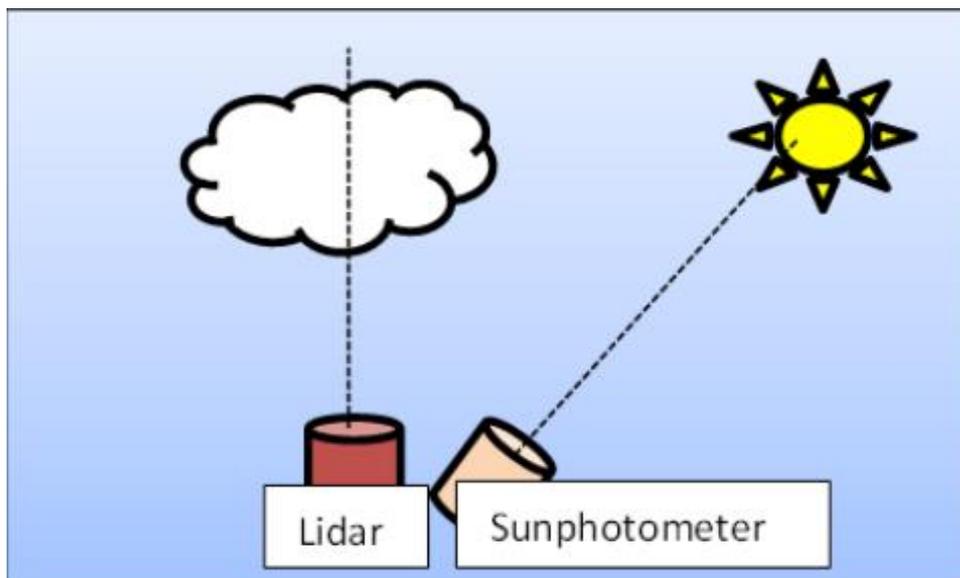
In generale, per queste tecniche, l'apparato sperimentale rileva la potenza di un'onda elettromagnetica che, in tutto il suo percorso fino all'apparato, ha interagito con il sistema oggetto di studio e quindi, l'onda stessa, o l'energia da essa trasportata, contiene informazioni sul mezzo attraversato. Nell'analisi del segnale misurato non solo va considerato che l'onda

elettromagnetica abbia perso parte della sua energia nel suo tragitto fino all'apparato di misura, ma anche che nell'interagire con il sistema in esame possa aver fatto emettere altre onde elettromagnetiche agli elementi costituenti il sistema, dunque vanno considerati i diversi fenomeni di diffusione e assorbimento.

I diversi sistemi di telerilevamento possono essere divisi in due categorie: attivi e passivi.

Per il remote sensing attivo si tratta di sistemi che inviano una propria radiazione elettromagnetica direttamente in atmosfera per poi rilevare solo il segnale che torna (backscatter) verso il sistema di ricezione, cercando di escludere i segnali di onde che non abbiano interagito con l'onda inviata; al contrario per il remote sensing passivo non si immette alcun'altra radiazione elettromagnetica, quindi non si interagisce letteralmente con il sistema, ma si rilevano le onde elettromagnetiche che lo stesso sistema emette spontaneamente.

In figura 1.2 è riportata una schematizzazione dei due sistemi utilizzati nel mio lavoro di tesi: il Lidar, per il telerilevamento attivo, e il Sun photometer, per quello passivo.



**FIGURA 1.2 RAPPRESENTAZIONE SCHEMATICA DELLE TECNICHE DI MISURA DEL SISTEMA LIDAR E DEL SUN PHOTOMETER[2]**

## 1.1 Tecniche di remote sensing attivo

Il Lidar (Light Detection And Ranging) è un sistema di remote sensing che utilizza impulsi di luce laser di ampiezza e durata opportuna per caratterizzare le proprietà fisiche del sistema da analizzare. Nello studio della composizione atmosferica, la radiazione emessa dal Lidar genera fenomeni di diffusione (scattering) e assorbimento da parte delle particelle su cui incide. Una parte della radiazione incidente viene retrodiffusa verso l'apparato di ricezione, mentre la parte assorbita dai costituenti dell'atmosfera è responsabile dell'attenuazione del fascio, sia nel percorso di andata che in quello di ritorno. Il segnale retrodiffuso dipenderà dalla lunghezza d'onda della radiazione incidente e dalle caratteristiche delle particelle investite dalla radiazione. Inoltre, conoscendo il tempo  $\Delta t$  trascorso tra l'emissione laser e l'istante in cui viene rilevato l'impulso del segnale di ritorno, attraverso la formula semplice  $d = c \cdot \Delta t / 2$ , è possibile calcolare la distanza  $d$  del bersaglio atmosferico. Il fattore  $1/2$  tiene conto del fatto che la luce percorre due volte la distanza  $d$  (percorso di andata e ritorno).

Oltre a studiare la sola potenza del segnale retrodiffuso, è utile conoscere anche la polarizzazione della luce; infatti, inviando luce polarizzata in atmosfera e aggiungendo nel sistema di ricezione una serie di filtri polarizzatori che dividano il fascio nelle due componenti polarizzate ortogonalmente e parallelamente alla polarizzazione del fascio incidente, è possibile calcolare il rapporto di depolarizzazione della luce, utile a capire quanto il particolato investito dalla radiazione abbia una forma sferica oppure no.

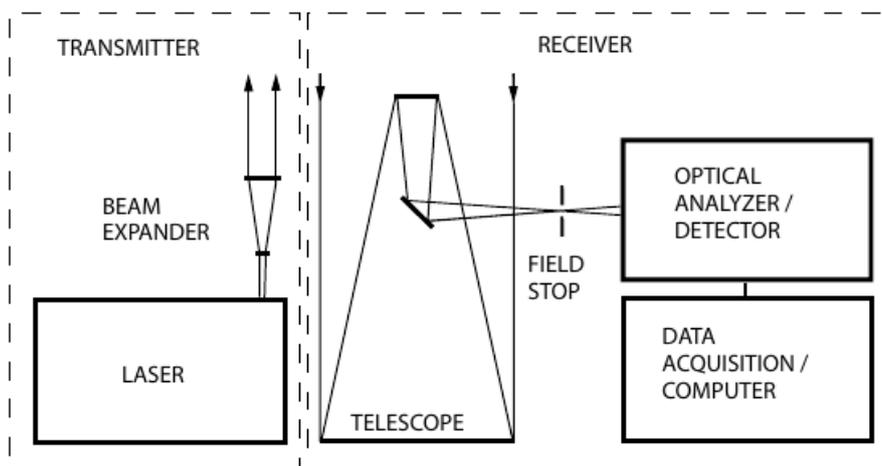
La tecnica Lidar non è utilizzata solo per caratterizzare il particolato atmosferico, ma ha molteplici utilizzi. Tramite l'effetto Doppler e quindi controllando la differenza di frequenza nella luce retrodiffusa è possibile calcolare la velocità del vento. Questa applicazione risulta utile ad esempio anche per trovare le migliori regioni in cui installare le pale eoliche.

Utilizzando sistemi Lidar sugli aeroplani è possibile creare delle mappe 3D puntando il laser verso la superficie e, analizzando il segnale retrodiffuso dal suolo, è possibile capire quanto questo si sia spostato combinando i dati ottenuti dal sistema Lidar con la posizione dell'aereo fornita dal GPS. I sistemi Lidar sui velivoli possono essere usati anche per misurare le proprietà biofisiche delle foreste, fornendo informazioni sulla struttura verticale della vegetazione.

Inoltre, si può combinare un sistema Lidar al suolo con uno in volo per ottenere una migliore copertura spaziale.

### 1.1.1 Struttura del sistema Lidar

È possibile descrivere il sistema Lidar come composto da due blocchi, il primo in cui è presente il sistema di invio degli impulsi laser (trasmettitore) e il secondo che rappresenta l'apparato di ricezione e analisi del segnale (ricevitore).



**FIGURA 1.3 SCHEMA SISTEMA LIDAR**

Il sistema di trasmissione è composto da una sorgente laser che, tramite fenomeni di ottica non lineare, emette impulsi di luce con diverse lunghezze d'onda. La capacità di emettere simultaneamente più lunghezze d'onda consente di ottenere una migliore caratterizzazione del particolato atmosferico.

Nel caso specifico del mio lavoro di tesi il sistema lidar utilizzato presso il Dipartimento di Fisica "Ettore Pancini" dell'Università degli Studi di Napoli "Federico II" utilizza come sorgente di luce un laser Nd:Yag. Si tratta di un laser impulsato a stato solido che utilizza come mezzo attivo un cristallo di granato, ittrio e alluminio, drogato al neodimio. Questa sorgente laser, sfruttando opportuni cristalli ottici non lineari e tramite effetti di generazione di seconda e terza armonica, emette non solo nell'infrarosso alla sua lunghezza d'onda fondamentale di 1064 nm, ma anche nel visibile a 532 nm e nell'ultravioletto a 355 nm. All'emissione del fascio laser segue un

sistema di specchi che consente il suo invio verticale in atmosfera. Nonostante la luce laser abbia già una piccola divergenza, si utilizza comunque un espansore di fascio per diminuirne la divergenza e migliorare il rapporto segnale rumore. Gli impulsi laser seguono il loro naturale percorso in atmosfera e interagiscono con le particelle che la compongono tramite i fenomeni di scattering ed assorbimento. La frazione di luce retrodiffusa in direzione del sistema viene raccolta da un telescopio, che convoglia i fotoni verso il suo fuoco.

La struttura geometrica di emettitore e ricevitore determina l'intensità del segnale ricevuto che dipende ad esempio da fattori come il diametro e la divergenza del fascio, il campo di vista del telescopio e la posizione degli assi del trasmettitore e del ricevitore.

Il sistema può essere utilizzato sia in configurazione coassiale (monostatica) che biassiale (bistatica): nel primo caso il fascio laser è emesso lungo l'asse del telescopio; nel secondo caso gli assi ottici sono separati spazialmente, il fascio laser entra nel telescopio lateralmente e quindi il fascio laser entra nel campo di vista del telescopio al di sopra di una certa quota. In tal caso occorre correggere il segnale corrispondente alle quote più basse che quindi è una sottostima del segnale atteso.

Per far ciò occorre conoscere la funzione di sovrapposizione o di *overlap*, che tiene conto della sovrapposizione geometrica tra il fascio laser e il campo di vista del telescopio. Il valore della funzione di overlap varia tra 0 e 1 e si attesta a 1 quando il fascio laser è completamente all'interno del campo di vista del telescopio.

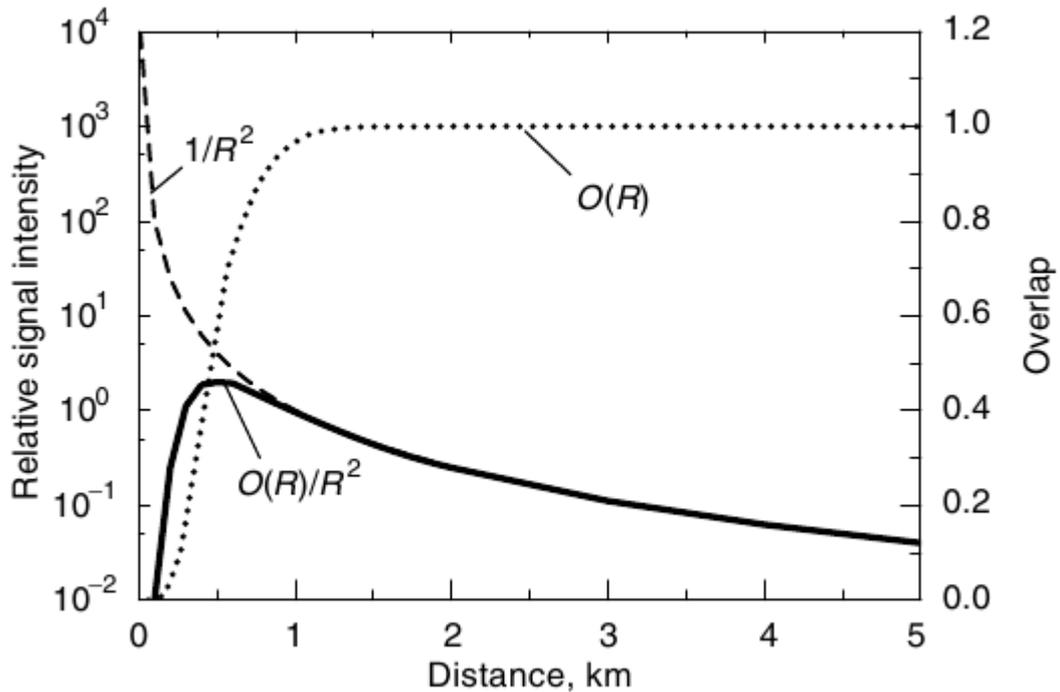


FIGURA 1.4 FUNZIONE DI OVERLAP

Nel fuoco del telescopio è posto uno specchio parabolico che collima la luce raccolta verso una serie di filtri che separano le diverse componenti spettrali del segnale ricevuto. Il fascio viene diviso attraverso dei filtri diecrici che riflettono delle specifiche lunghezze d'onda e lasciano passare altre; successivamente i fasci così divisi attraversano dei filtri interferenziali per ottenere un'elevata selettività dei segnali registrati alle varie lunghezze d'onda. I singoli fotoni che arrivano al sistema costituiscono il segnale ottico che viene rivelato tramite dei fotomoltiplicatori e da essi convertito in segnale elettrico. Quest'ultimo viene poi inviato ad un PC per la successiva fase di acquisizione e analisi del segnale.

L'inversione del segnale acquisito permetterà di conoscere concentrazione, forma, dimensione delle particelle aerosoliche contenute nella colonna atmosferica investita dal fascio laser.

La tecnica Lidar può essere utilizzata in diversi ambiti di ricerca sfruttando i diversi fenomeni fisici che intervengono nell'interazione laser-materia. Nel caso della caratterizzazione del particolato atmosferico, vanno studiate le interazioni tra le molecole di gas e le particelle aerosoliche in sospensione atmosferica con la luce incidente. Tali interazioni provocano

fenomeni di assorbimento e diffusione elastica e anelastica, i cui modelli utilizzati nell'analisi seguono le teorie di Rayleigh, Mie e Raman. Nel seguito verranno accennati i suddetti fenomeni.

### 1.1.2 I fenomeni di scattering e assorbimento

Quando una particella è immersa in un campo elettrico, le cariche elettriche della particella e il campo elettrico interagiscono. Le cariche elettriche tendono a distribuirsi lungo la direzione del campo elettrico, le positive lungo la direzione della forza esercitata dal campo e le negative nel verso opposto. Questa separazione tra la distribuzione delle cariche è detta polarizzazione. Quando le particelle hanno dimensioni più piccole di diversi ordini di grandezza rispetto alla lunghezza d'onda della radiazione incidente, l'interazione è descritta dallo scattering Rayleigh. Con il campo che cambia continuamente, anche le cariche delle particelle si redistribuiscono continuamente accordandosi al campo in cui sono immerse, che le vincola ad alternare la loro distribuzione seguendo la frequenza stessa del campo dell'onda. Le cariche negative e positive riescono a disporsi in modo da avere la stessa distribuzione in due zone ad una certa distanza, formando un dipolo elettrico. L'oscillazione del dipolo, dovuta al riarrangiamento delle distribuzioni di carica che seguono il campo elettrico, genera onde elettromagnetiche in tutte le direzioni alla stessa frequenza di oscillazione del campo. L'intensità dello scattering è proporzionale a lunghezza d'onda come  $\lambda^{-4}$ .

La diffusione della luce dovuta alle particelle più grandi e di dimensioni paragonabili o maggiori della lunghezza d'onda della radiazione incidente, come l'aerosol, segue la teoria di Mie. Infatti, appena si considerano particelle che abbiamo almeno dimensioni di circa un decimo della radiazione incidente, lo studio della diffusione diventa molto più complicato. Il primo tentativo di studiare questo tipo di scattering ha trovato una soluzione matematica a questo tipo di diffusione soltanto per le particelle sferiche. Con questa assunzione si arriva ad un'espressione per l'intensità dello scattering che risulta quasi completamente indipendente dalla lunghezza d'onda e per la quale l'intensità della radiazione diffusa risulta maggiore lungo la direzione di propagazione della radiazione.

Lo scattering Raman è un tipo di scattering anelastico. In questo processo un fotone di energia  $h\nu_0$  interagisce con una molecola. Dopo l'interazione, riemerge un fotone di energia diversa da  $h\nu_0$ , che può essere minore o maggiore. Nel primo caso, denominato Scattering Stokes: la

molecola su cui incide il fotone si trova inizialmente nello stato fondamentale, questa viene eccitata ad un livello energetico virtuale '2'. Dopo il rilassamento torna ad un livello '1' eccitato più basso del '2', piuttosto che al livello fondamentale (come nello scattering elastico), in questo caso la radiazione emessa ha un'energia  $h(\nu - \nu_R)$  più piccola della radiazione  $h\nu$  incidente. Nel caso in cui un fotone di energia  $h\nu$  incida su una molecola eccitata e questa si rilassi verso lo stato fondamentale, il fotone riemesso avrà un'energia  $h(\nu + \nu_R)$  più grande dell'energia della radiazione incidente, caso denominato scattering Raman Anti-Stokes. Dato che il fotone emesso ha un'energia diversa dal fotone che ha interagito con la molecola, questa si trova, alla fine dello scattering, ad un livello rotovibrazionale diverso da quello iniziale. Non tutte le transizioni dei livelli rotovibrazionali sono possibili, ma seguono le regole di selezione: per il livello vibrazionale  $\nu$  ci può essere una variazione  $\Delta\nu = \pm 1$ , mentre per il livello rotazionale  $J$  ci può essere una variazione  $\Delta J = 0, \pm 2$ . È importante sottolineare che la differenza di energia tra il fotone emesso e quello incidente è caratteristica per ogni particella soggetta allo scattering Raman e dunque è possibile identificare il tipo di particella dall'energia del fotone diffuso. Dalle regole di selezione si può comprendere come lo scattering Rayleigh risulti molto più probabile dello scattering Raman, dato che nello scattering elastico non c'è una variazione dello stato della molecola, è come se non ci fosse una transizione e dunque  $\Delta\nu = 0$ ;  $\Delta J = 0$

Oltre a diffondere, le particelle possono assorbire la radiazione incidente. Per spiegare l'assorbimento si prende in considerazione l'indice di rifrazione complesso:

$$n(\omega) = \eta(\omega) + \frac{i\chi(\omega)}{2},$$

separandolo nelle sue parti reale e immaginaria. È possibile ora riscrivere l'espressione del campo elettrico utilizzando una dipendenza dall'indice di rifrazione:

$$\vec{E} = \vec{E}_0 e^{i\omega\left(\eta(\omega)\frac{z}{c} - t\right)} e^{-\omega\chi(\omega)\frac{z}{2c}}.$$

Definiamo il coefficiente di assorbimento:

$$k(\omega) = \frac{\omega\chi(\omega)}{c}$$

definito come la frazione di potenza assorbita per unità di lunghezza. Se consideriamo un'onda che si propaga lungo l'asse  $z$ , lo spessore infinitesimo attraversato dal fascio  $dz$  e l'intensità  $I(z)$  come l'intensità del fascio alla quota  $z$ , allora la diminuzione dell'intensità del fascio sarà data da:

$$dI = -k(z, \omega) dz I(z)$$

che se integrata ci fornisce la legge di Lambert-Beer:

$$I(z) = I_0 e^{-\int_0^z k(z', \omega) dz'}$$

con  $I_0$  l'intensità del fascio alla quota 0 e  $\int_0^z k(z', \omega) dz'$  definito spessore ottico.

### 1.1.3 Equazione Lidar

L'equazione[3] che descrive la potenza del segnale Lidar elastico è:

$$P(z, \lambda) = P_0 \frac{c\tau_0}{2} A\eta \frac{O(z)}{z^2} \beta(z, \lambda) e^{-2 \int_0^z \alpha(z', \lambda) dz'}$$

in cui:

- $P(z, \lambda)$  è la potenza del segnale ottico di lunghezza d'onda  $\lambda$  da una distanza  $z$  misurato dal sistema;
- $P_0$  e  $\tau_0$  sono la potenza media e la lunghezza temporale dell'impulso laser;
- $A$  è l'area del telescopio in cui viene raccolta la luce,  $\frac{A}{z^2}$  è l'angolo solido;
- $\eta$  è l'efficienza del sistema. Comprende l'efficienza nel passaggio della luce nei sistemi ottici e nella rivelazione.
- $O(z)$  è la funzione di Overlap che corregge il segnale che giunge dalle distanze più vicine all'apparato. Il suo valore varia da 0 ad 1.
- $z$  è la quota a cui è avvenuto lo scattering che è possibile ricavare tramite la seguente espressione:

$$z = \frac{ct}{2}$$

dove  $c$  è la velocità della luce nel vuoto,  $t$  è il tempo che intercorre dall'invio del segnale alla ricezione e c'è il fattore 2 perché la luce esegue due volte il percorso prima di arrivare al telescopio.

- $\beta(z, \lambda)$  è il coefficiente di retrodiffusione ed esprime la frazione di luce diffusa a  $180^\circ$  per spessore atmosferico unitario. La sua unità di misura  $m^{-1} sr^{-1}$ .

Dato che in atmosfera la luce viene diffusa sia dalle molecole dell'aria che dalle particelle di aerosol, possiamo considerare il coefficiente di backscatter come somma di due contributi, uno aerosolico e uno molecolare:

$$\beta(z, \lambda) = \beta_{mol}(z, \lambda) + \beta_{aer}(z, \lambda).$$

- $\alpha(z, \lambda)$  è il coefficiente di estinzione ed esprime la frazione di luce che viene persa a causa dei fenomeni di scattering ed assorbimento dalle molecole e dagli aerosol atmosferici per spessore atmosferico unitario. Esso si misura in  $m^{-1}$ . Possiamo considerarlo somma di quattro componenti:

$$\alpha(z, \lambda) = \alpha_{mol,sca}(z, \lambda) + \alpha_{mol,abs}(z, \lambda) + \alpha_{aer,sca}(z, \lambda) + \alpha_{aer,abs}(z, \lambda).$$

I parametri  $\alpha(z, \lambda)$  e  $\beta(z, \lambda)$  rappresentano le incognite dell'equazione lidar. Per quanto riguarda il coefficiente di retrodiffusione  $\beta(z, \lambda)$ , il contributo molecolare segue la teoria di Rayleigh dato che le molecole di azoto ed ossigeno hanno dimensioni trascurabili rispetto alla radiazione incidente. Possiamo esprimere:

$$\beta_{mol} = N_{mol} \frac{d\sigma_R}{d\Omega},$$

dove  $N_{mol}$  è il numero di molecole per unità di volume e  $\frac{d\sigma_R}{d\Omega}$  è la sezione d'urto differenziale Rayleigh.

Le particelle aerosoliche hanno invece dimensioni maggiori delle molecole gassose, queste dimensioni sono paragonabili alla lunghezza d'onda della radiazione incidente e dunque per il contributo aerosolico va usata la teoria di Mie:

$$\beta_{aer} = \int_0^{\infty} \sigma_B(a, \lambda, n) N'_{aer}(a) da,$$

in cui  $\sigma_B$  è la sezione d'urto,  $a$  è il raggio,  $n$  è l'indice di rifrazione ed  $N'_{aer}$  rappresenta il numero di particelle di raggio compreso tra  $a$  e  $a + da$ .

Per quanto riguarda il coefficiente di estinzione  $\alpha(z, \lambda)$ , dobbiamo considerare sia i contributi di scattering che di assorbimento. Dalla teoria di Rayleigh è possibile ricavare:

$$\alpha_{mol,sca}(z, \lambda) = N_{mol} \sigma_R.$$

Con  $N_{mol}$  la densità volumica delle molecole che causano lo scattering e  $\sigma_R$  la sezione d'urto di Rayleigh. Il contributo molecolare dovuto all'assorbimento domina solo in corrispondenza

delle linee e delle bande di assorbimento delle varie specie gassose presenti in atmosfera. Per il termine di estinzione aerosolica, comprendente sia i termini di assorbimento che di scattering, possiamo scrivere:

$$\alpha_{aer}(z, \lambda) = \int_{a_2}^{a_1} N_{aer}(a) \sigma_{ext}(a, \lambda, n) da,$$

con  $\sigma_{ext}(a, \lambda, n)$  che definisce la sezione d'urto totale delle particelle di raggio  $a$ , alla lunghezza  $\lambda$  e indice di rifrazione  $n$ .

### 1.1.4 Metodi di inversione

La dipendenza del segnale dalla concentrazione di aerosol, che consente la loro rivelazione è inclusa nei due parametri ottici  $\alpha(\lambda, z)$  e  $\beta(\lambda, z)$ . Esistono diversi metodi di inversione del segnale lidar per determinare i parametri ottici, che rappresentano le due incognite dell'equazione lidar, dal segnale misurato. In questo lavoro di tesi sono stati sfruttati due metodi di inversione: il primo utilizza il solo segnale elastico, mentre il secondo utilizza il segnale Raman in combinazione con il segnale elastico.

#### **Metodo di Klett**

L'inversione analitica dell'equazione lidar per il calcolo del coefficiente di retrodiffusione è nota come metodo di Klett[4]. Questo metodo utilizza il segnale retrodiffuso alla stessa lunghezza d'onda del laser (segnale elastico). In esso è necessario assumere noto il Lidar Ratio  $L$  [5], cioè il rapporto tra il coefficiente di retrodiffusione e di estinzione aerosolici. Diversamente, il rapporto tra il coefficiente di estinzione e quello di retrodiffusione molecolari, è noto dalla teoria di Rayleigh ed è  $B_R = 0,119$ .

Nel metodo di inversione di Klett a partire dall'equazione lidar viene definita una nuova variabile che è il logaritmo del segnale corretto per la quota,

$$S(z) = \ln[P(z)z^2].$$

Fissata una quota di riferimento in cui si conosce a priori il coefficiente di retrodiffusione aerosolico, è possibile esprimere l'equazione lidar in questa nuova variabile, in una forma indipendente dal sistema e dipendente solo dai fattori atmosferici da cui si può ricavare un'espressione del coefficiente di backscatter:

$$\beta(z) = \frac{e^{S'-S'_0}}{\beta_0 + 2 \int_{z_0}^z L e^{(S'-S'_0)} dz'}$$

in cui  $\beta_0$  è il valore di  $\beta$  alla quota di riferimento  $z_0$  in cui  $\beta_{aer} \ll \beta_{mol}$  e quindi risulta  $\beta_{mol} \sim \beta$  ed  $S'$  è una funzione utilizzata per ricavare  $\beta$  tale che

$$S' - S'_0 = S - S_0 + \frac{2}{B_R} \int_{z_0}^z \beta_{mol} dz' - 2 \int_{z_0}^z L \beta_{mol} dz'.$$

A questo punto è importante l'assunzione fatta sulla scelta del lidar ratio per trovare un valore di backscatter. Il Lidar ratio cambia a seconda del tipo di particolato, il suo intervallo di valori va da  $\sim 100$  sr dell'aerosol urbano fino a  $\sim 10$  sr per i cristalli di ghiaccio nelle nuvole, ma questi valori possono comunque variare a causa dell'umidità che comporta una diversa distribuzione dimensionale e diversi indici di rifrazione.[3][6]

### Metodo elastico Raman

Per lo scattering Raman, l'equazione Lidar viene leggermente modificata in questo modo:

$$P_R(z, \lambda) = K_{\lambda_R} \frac{O(z)}{z^2} N_R(z) \frac{d\sigma_R(\pi)}{d\Omega} e^{\int_{z_0}^z [\alpha_{\lambda_0}^{mol}(z') + \alpha_{\lambda_0}^{aer}(z') + \alpha_{\lambda_R}^{mol}(z') + \alpha_{\lambda_R}^{aer}(z')] dz'},$$

in cui:

- $K_{\lambda_R}$  comprende tutti i parametri del sistema indipendenti dallo spessore;
- $N_R$  è la densità di molecole soggette a scattering Raman;
- $\frac{d\sigma_R}{d\Omega}$  è la sezione d'urto differenziale Raman.

Tramite le misure Raman, effettuate solo nelle ore serali a causa delle loro basse sezioni d'urto, viene prima stimato il coefficiente di estinzione aerosolica tramite il metodo di Ansmann[6][7]:

$$\alpha_{\lambda_0}^{aer} = \frac{\frac{d}{dz} \left[ \ln \frac{N(z)}{z^2 P(z)} \right] - \alpha_{\lambda_0}^{mol}(z) - \alpha_{\lambda_R}^{mol}(z)}{1 + \left( \frac{\lambda_L}{\lambda_R} \right)^k},$$

dove  $k$  è un coefficiente che viene considerato 1 per l'aerosol e le gocce d'acqua di dimensioni paragonabili alla lunghezza d'onda della radiazione incidente, e 0 per le particelle di dimensioni maggiori come i cristalli di ghiaccio. In questi metodo il segnale retrodiffuso anelasticamente risulta essere indipendente dal coefficiente di retrodiffusione dell'aerosol.

Se alla misura Raman combiniamo una misura elastica e supponendo noto il coefficiente di retrodiffusione ad una quota di riferimento, è possibile trovare un'equazione per il coefficiente di backscatter:

$$\beta_{\lambda_L}^{aer}(z) = [\beta_{\lambda_L}^{aer}(z_0) + \beta_{\lambda_L}^{mol}(z_0)] \frac{N_R(z)P_{\lambda_L}(z)P_{\lambda_R}(z_0)e^{-\int_0^z[\alpha_{\lambda_R}^{mol}(z')+\alpha_{\lambda_R}^{aer}(z')]dz'}}{N_R(z_0)P_{\lambda_L}(z_0)P_{\lambda_R}(z)e^{-\int_0^z[\alpha_{\lambda_L}^{mol}(z')+\alpha_{\lambda_L}^{aer}(z')]dz'}} - \beta_{\lambda_L}^{mol}(z).$$

Questo metodo differisce dal metodo di Klett per la dipendenza dalle misure Raman, ma non necessita di un'assunzione a priori del Lidar Ratio che, invece, è possibile calcolare indirettamente.

## 1.2 Sun Photometer

Il fotometro solare o sun-photometer è uno strumento che sfrutta l'attenuazione da parte degli aerosol atmosferici della radiazione emessa dal sole per stimare la concentrazione media degli aerosol nella colonna d'aria al di sopra del punto in cui si effettua la misura.

Il sun sky lunar photometer utilizzato nel mio lavoro di tesi punta direttamente verso il sole o il cielo e fa misure programmate a determinati orari, anche di notte in condizioni di luna piena.

Il sistema fa parte della rete AERONET (Aerosol Robotic Network) una rete di collaborazione internazionale, gestita dalla NASA, che include diversi enti di ricerca. In figura 1.5 è possibile vedere tutti i siti di ricerca che partecipano a questa rete. L'Università di Napoli Federico II è parte attiva del Network dall'anno 2016.

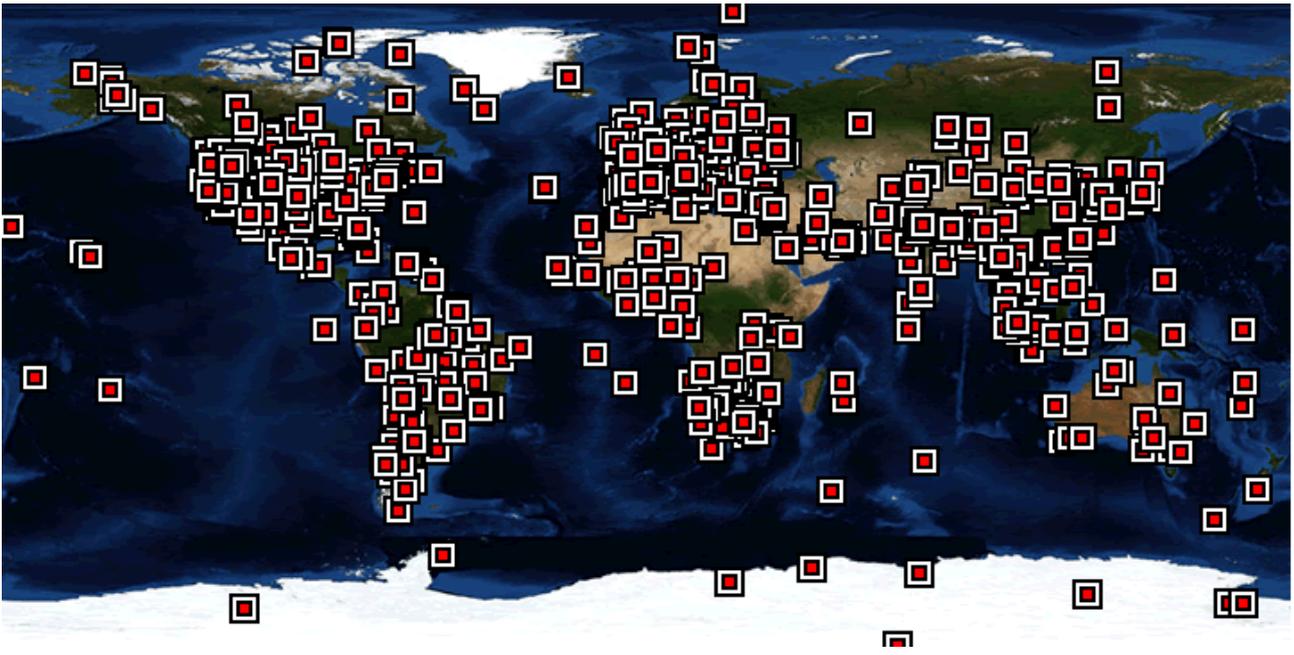


FIGURA 1.5 MAPPA DELLE STAZIONI AERONET

Lo strumento che viene utilizzato è un CIMEL CE318-T – Sun Sky Lunar Multispectral Photometer [8] (in figura 1.6) che effettua misure programmate, dalle sette del mattino alle sette di sera, dell'intensità della radiazione elettromagnetica misurata puntando il fotometro sia verso il sole che verso il cielo. Le misure solari vengono effettuate analizzando otto diverse lunghezze d'onda: 340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 and 1020 nm utilizzando dei filtri posizionati su un sistema rotante.

Da queste misure viene direttamente ricavato lo spessore ottico dell'aerosol (AOD) alle diverse lunghezze d'onda, il coefficiente Ångström, parametro legato alle dimensioni del particolato nella colonna atmosferica, e altre quantità come concentrazione di vapor d'acqua, albedo di singolo scattering, indice di rifrazione e distribuzione dimensionale delle particelle sospese in atmosfera.

I dati forniti dalla rete AERONET sono disponibili in tempo quasi reale sul sito dedicato <https://aeronet.gsfc.nasa.gov/>.

Dei dati del network nel mio lavoro di tesi sono state utilizzate le informazioni relative allo spessore ottico sulla colonna valutato alle lunghezze d'onda prossime a quelle del lidar per definire, nell'impossibilità di misurarlo direttamente, il Lidar Ratio degli strati osservati.

Sullo stesso sito sono disponibili anche le retrotraiettorie delle masse d'aria arrivate sul sito di misura a diverse quote atmosferiche la cui analisi ha consentito di identificare una tipologia prevalente di aerosol sulla colonna atmosferica sondata dal lidar, per poter attribuire un lidar ratio tipico.

Lo strumento consente di valutare alcune caratteristiche delle particelle sospese in atmosfera, come la quantità, l'origine, se si tratta cioè di polvere desertica, aerosol marino, prodotti della combustione, ecc.



**FIGURA 1.6 CIMEL CE318-T – SUN SKY LUNAR MULTISPECTRAL PHOTOMETER**

## Capitolo 2

### 2.1 Apparato Sperimentale

MALIA (Multi-wavelength Aerosol Lidar Apparatus) è il sistema lidar in funzione presso il Dipartimento di Fisica “Ettore Pancini” dell’Università degli Studi di Napoli “Federico II” (vedi figura 2.1). Questo apparato fa parte del network EARLINET (European Aerosol Research Network) a cui partecipano diverse stazioni lidar distribuite sul territorio Europeo e che realizzano misure sistematiche con cadenza bisettimanale con lo scopo di creare un database con informazioni sulla distribuzione verticale, orizzontale e temporale degli aerosol su scala continentale e sulle loro caratteristiche geometriche, ottiche e microfisiche. Questo è importante perché gli aerosol atmosferici sono considerati una delle maggiori fonti di incertezza nello studio dei cambiamenti climatici. Le maggiori incertezze riguardano i tempi di sospensione, le loro interazioni e la concentrazione. Tramite il network EARLINET è possibile accedere al più grande database relativo ai parametri ottici del particolato atmosferico disperso in tutto il continente europeo.



**FIGURA 2.1 FASCIO LASER DEL SISTEMA LIDAR MALIA**

Il lidar MALIA utilizza una sorgente laser a stato solido Nd:YAG le cui caratteristiche sono riportate in tabella 2.1. Il laser ha una frequenza di ripetizione di 20 Hz ed emette nello spettro dell'infrarosso alla lunghezza d'onda di 1064 nm con un'energia per impulso di 300 mJ, nel visibile a 532 nm con 100 mJ di energia per impulso, nell'ultravioletto a 355 nm con 100 mJ energia per impulso. [3]

Sorgente Nd:YAG		
Frequenza di ripetizione	20 Hz	
Lunghezze d'onda ed energia media	355 nm	100 mJ
	532 nm	100 mJ
	1064 nm	300 mJ
Durata impulso	5 ns	
Divergenza fascio	< 0,5 mrad	

**TABELLA 2.1 CARATTERISTICHE SORGENTE LASER**

Il fascio laser è espanso tramite un telescopio galileiano per rendere la divergenza del fascio in atmosfera inferiore a 0,1 mrad. L'apparato di ricezione è formato da un telescopio Newtoniano di 30 cm di diametro e con lunghezza focale di 120 cm. La geometria dell'apparato, utilizzando un sistema di specchi, permette di inviare il fascio laser sia in configurazione monostatica che bistatica, a seconda che si voglia studiare lo strato atmosferico basso o si voglia indagare gli strati a più alta quota.

Dopo il telescopio è presente uno specchio parabolico, con il fuoco posizionato nel fuoco del telescopio, che collima la luce che incide su di esso e la direziona ad un angolo di 90° rispetto al piano focale del telescopio verso il sistema di analisi spettrale rappresentato in figura 2.2.

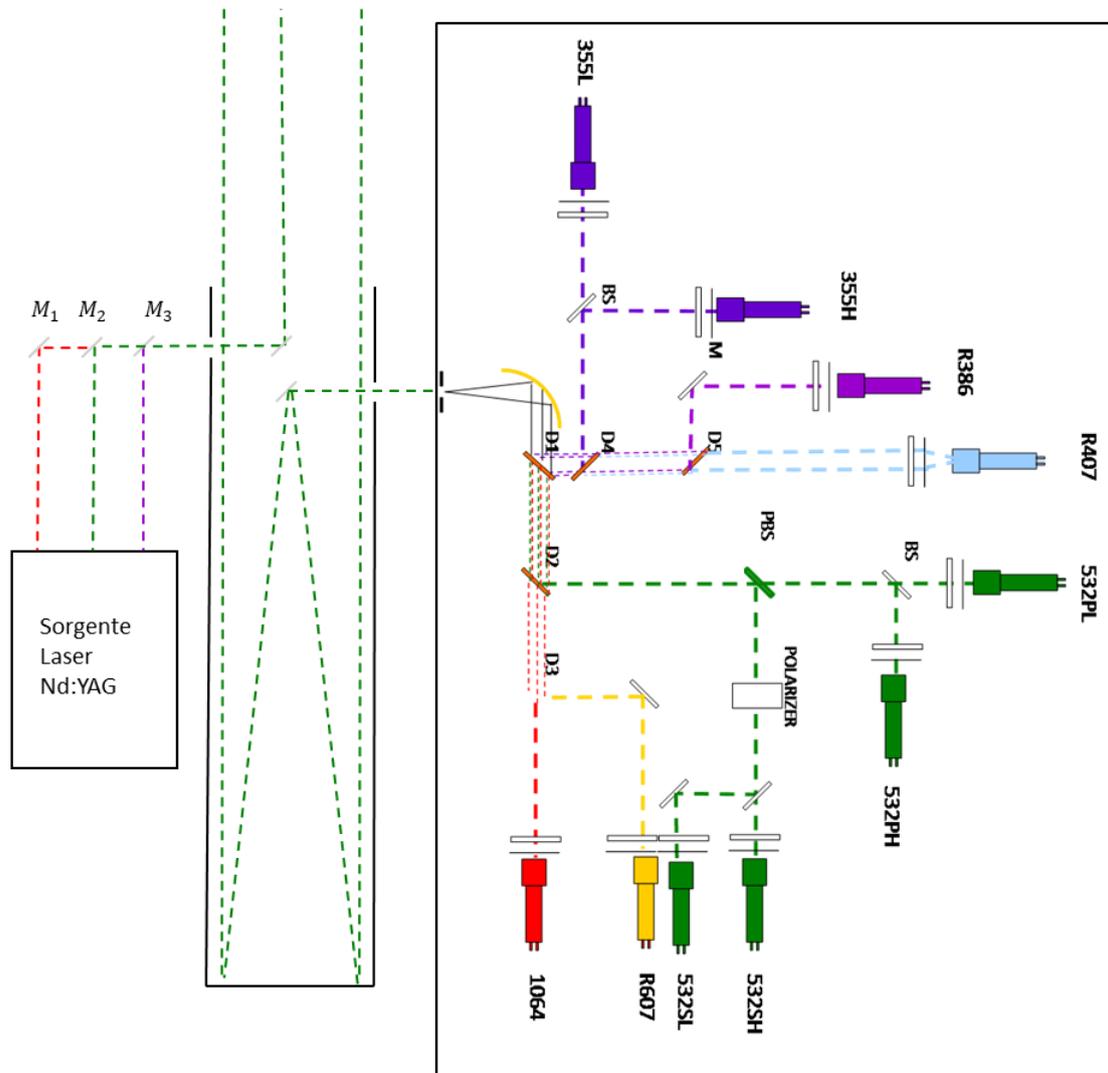


FIGURA 2.2 SCHEMA DETTAGLIATO SISTEMA LIDAR

La luce raccolta dal telescopio una volta collimata passa attraverso degli specchi dicroici, che hanno proprietà di riflessione e trasmissione molto diverse a seconda della lunghezza d'onda e che consentono quindi di separare le diverse componenti spettrali del segnale raccolto. Un primo dicroico riflette le lunghezze d'onda più basse di 500 nm e trasmette le lunghezze d'onda maggiori. Successivamente una serie di altri dicroici in cascata sfruttando lo stesso principio, consentono di separare la luce in diversi rami, ciascuno relativo ad un diverso canale e quindi ad una diversa lunghezza d'onda. A valle della catena dei dicroici ci sono dei filtri interferenziali che hanno un'elevata trasmissività in corrispondenza di una determinata lunghezza d'onda.

Il fascio a 532 nm attraversa un cubo polarizzatore che separa la luce polarizzata ortogonalmente al fascio trasmesso e quella polarizzata parallelamente ad esso. L'analisi delle due diverse componenti di polarizzazione consente di studiare la forma del particolato disperso in atmosfera. In ciascun canale la luce è poi divisa in due porzioni tramite dei beam splitter per separare le misure di alta quota da quelle a bassa quota. Filtri attenuatori vengono poi utilizzati avanti ai rivelatori per evitare effetti di saturazione a bassa quota.

Ogni singola componente del fascio di luce viene rivelata da un fotomoltiplicatore e il corrispondente segnale inviato ad un computer per la successiva fase di acquisizione e analisi.

Il sistema lidar MALIA nel suo complesso consente di acquisire i segnali alle seguenti lunghezze d'onda: 355 nm, 386 nm che rappresenta la lunghezza d'onda dello scattering Raman dell'azoto per un fascio di lunghezza d'onda 355 nm; 532 nm, 607 nm, ovvero la lunghezza d'onda Raman dell'azoto per radiazione incidente a 532 nm; 1064 nm.

Dal computer collegato al sistema è possibile quindi controllare in tempo reale i profili del segnale per ogni lunghezza d'onda rivelata dai fotomoltiplicatori (vedi figura 2.3).

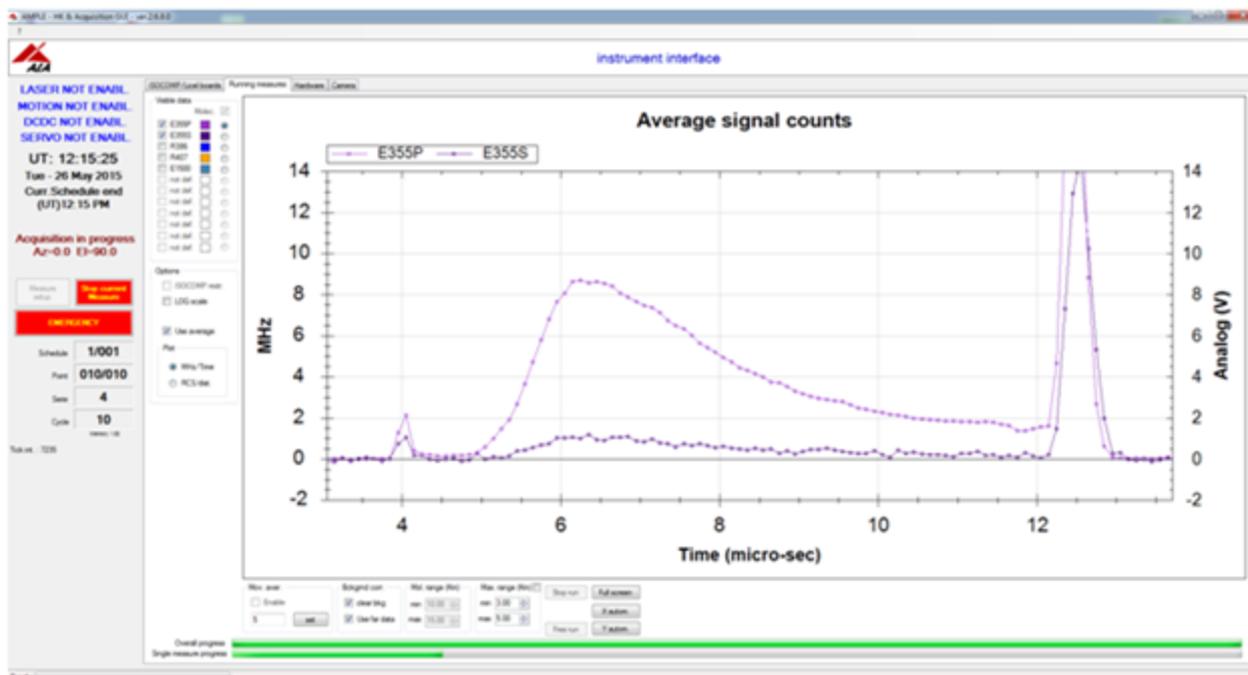


FIGURA 1.3 INTERFACCIA GRAFICA DEL PROGRAMMA DI ACQUISIZIONE

# Capitolo 3

## 3.1 Analisi dati

Sono state realizzate misure lidar nei giorni 27 gennaio 2020 e 17 febbraio 2020 effettuando acquisizioni sia diurne che notturne. I segnali lidar sono stati acquisiti con una risoluzione spaziale di 30 metri e una risoluzione temporale di 60 secondi.

L'analisi dei segnali acquisiti è stata realizzata tramite l'utilizzo di un software sviluppato dal gruppo di ricerca del Dipartimento di Fisica con cui ho collaborato per questo lavoro di tesi. Il software consente innanzitutto di eseguire un'integrazione delle misure su trenta minuti; tale procedimento è giustificato dal fatto che in un tale intervallo di tempo si suppone che l'atmosfera non cambi sensibilmente. Nelle misure realizzate non si evidenzia infatti un notevole cambiamento nel tempo della distribuzione aerosolica nella colonna atmosferica investigata dal lidar. Dai profili misurati va quindi sottratto il rumore. Questo si calcola mediando il segnale alle quote più alte (30 – 40 km) dove il segnale di ritorno è praticamente trascurabile e quindi dovuto essenzialmente al rumore di fondo. Tale valore medio viene quindi sottratto al segnale che va poi normalizzato al segnale molecolare di riferimento in un range di quote dove non ci sono strutture aerosoliche. Eseguito il suddetto procedimento sul segnale, il software consente di estrapolare il profilo del coefficiente di retrodiffusione  $\beta$  aerosolico sfruttando il metodo di inversione elastico di Klett.

Dai dati di  $\beta$  è possibile ottenere una stima dello spessore ottico AOD degli aerosol mediante un'integrazione del coefficiente di retrodiffusione su tutte le quote sondate. Il valore di  $\beta$  integrato viene quindi moltiplicato per un valore di Lidar ratio, tipico dell'aerosol prevalente sulla colonna atmosferica, la cui stima è stata ricavata da una statistica di tre anni di misure lidar sistematiche realizzate sopra l'area di misura.

Per definire la tipologia di aerosol sulla colonna atmosferica sondata dal lidar sono stati analizzati i risultati dei modelli che forniscono le retrotraiettorie delle masse d'aria che arrivano nel sito di misura a una certa quota. Tali traiettorie indicano la provenienza, per le diverse quote, dell'aerosol in sospensione sulla città di Napoli, e danno un'informazione su quale sia il valore di lidar ratio più accurato da utilizzare.

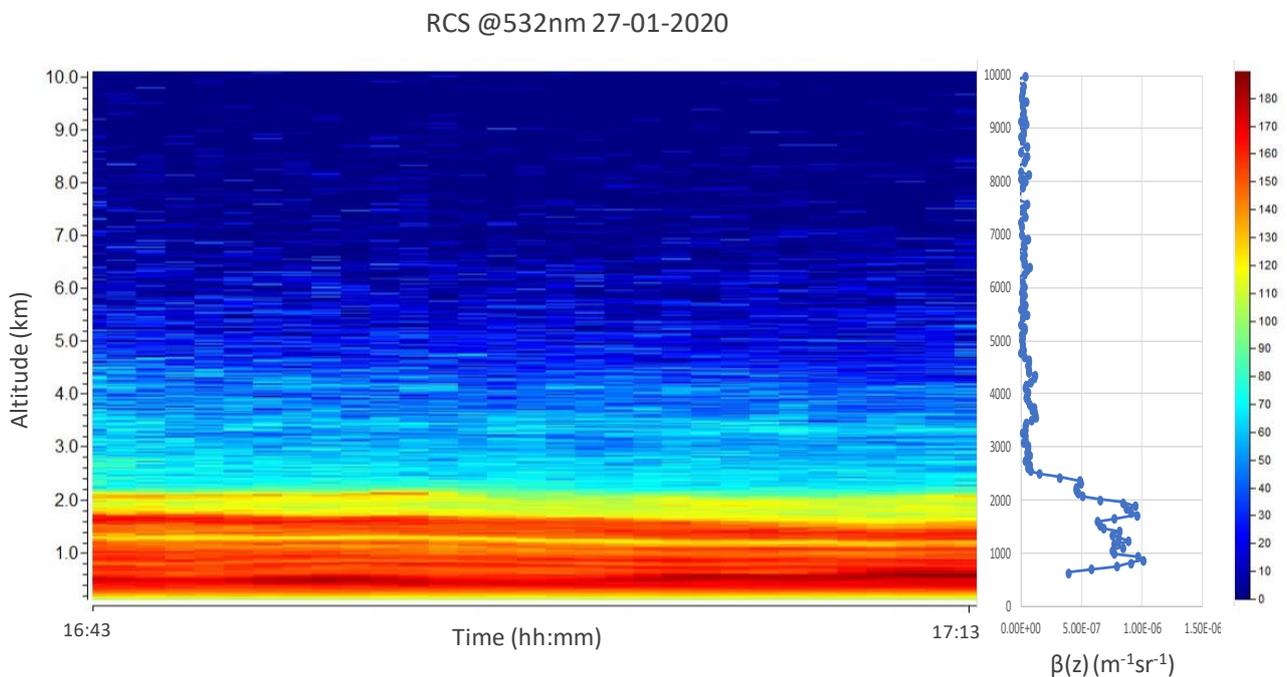
Il valore di AOD ottenuto dai dati lidar è stato poi confrontato con quello fornito dalla rete AERONET e relativo all'intera colonna atmosferica. I dati forniti dalle rete AERONET corrispondono alle misure eseguite con un sun photometer situato nel polo universitario della Federico II di San Giovanni a Teduccio.

### 3.1.1 Misura Lidar del 27/01/2020

La misura effettuata il giorno 27/01/2020 è relativa alla mezz'ora dalle 16:43 alle 17:13 (UTC +1).

In figura 3.1 è mostrata la variazione nel tempo del Segnale  $RCS = P(z) z^2$  essendo  $P(z)$  il profilo lidar misurato. Nella stessa figura, (a destra) è mostrato il profilo del coefficiente di retrodiffusione  $\beta$  aerosolico ottenuto dall'inversione dei dati lidar utilizzando il metodo di Klett.

È evidente una piccola struttura aerosolica, in entrambi i grafici, tra 1 km e 4 km di quota, che mostra valori di picco nei primi 2 km.

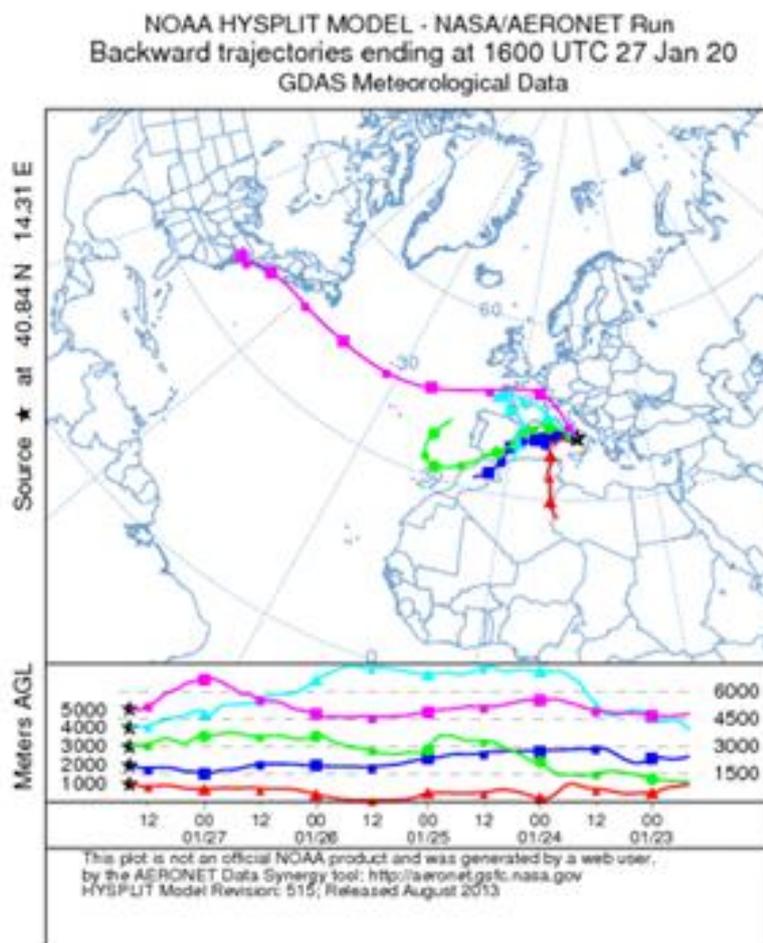


**FIGURA 2.1 MAPPA A COLORI DEL SEGNALE RCS DEL 27/01/2020 E CORRISPONDENTE PROFILO DEL COEFFICIENTE DI RETRODIFFUSIONE @532NM**

Le retrotraiettorie fornite dal modello HYSPLIT , calcolate per il periodo che va dal 22/01/2020 fino al giorno di misura, ovvero il 27/01/2020, evidenziano masse d'aria provenienti dall'Africa (figura 3.2).

Il modello HYSPLIT è uno dei modelli di trasporto e dispersione atmosferici più utilizzati dalla comunità delle scienze dell'atmosfera. Un'applicazione comune è l'analisi della retro-traiettoria per determinare l'origine delle masse d'aria e stabilire la sorgente del particolato osservato in quota.

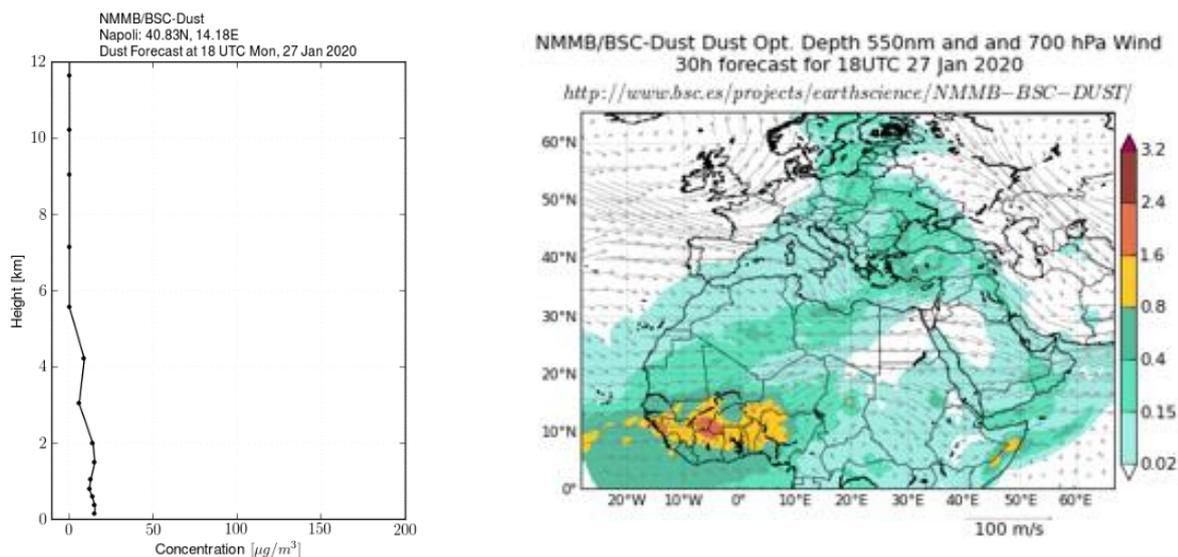
In particolare, tale modello mostra come l'aerosol in sospensione nell'intervallo di quota tra 1 e 2 km corrisponda a masse d'aria che hanno attraversato il deserto del Sahara a quote superficiali, già cinque giorni prima della misura effettuata. Tramite questo modello viene evidenziato proprio lo spostamento verso Napoli dell'aerosol che, data la provenienza, è possibile considerare polvere desertica del Sahara (Saharan dust).



**FIGURA 3.2 27/01/2020 RETROTRAIETTORIE DELLE MASSE D'ARIA ARRIVATE A DIFFERENTI QUOTE SUL SITO DI MISURA IL 27 GENNAIO 2020**

Un' ulteriore conferma ci viene dal modello NMMB/BSC-Dust progettato e sviluppato in collaborazione tra NOAA National Centers for Environmental Prediction (NCEP), NASA Goddard Institute for Space Studies e l'International Research Institute for Climate and Society (IRI), che fornisce previsioni sul trasporto della polvere di origine desertica.

I risultati di questo modello sono mostrati in figura 3.3 in termini di concentrazione in funzione della quota (a sinistra) e spessore ottico a 3 km (700 hPa).



**FIGURA 3.3 RISULTATO DEL MODELLO NMMB/BSC-DUST PER IL GIORNO 27 GENNAIO 2020**

Come si vede dalla figura 3.3 il modello evidenzia una concentrazione di aerosol sahariano fino ad oltre 4 km di quota corrispondente ad uno spessore ottico  $0,02 < AOD < 0,15$  a 550 nm.

Per questo tipo di particolato è stato possibile usare, nell'inversione dei dati lidar, un lidar ratio ottenuto tramite tre anni di misure sistematiche effettuate nella città di Napoli, stimato pari a  $(47 \pm 3)$  sr. Utilizzando questo valore, e a partire dal valore di  $\beta$  aerosolico misurato, è stato possibile ricavare lo spessore ottico aerosolico.

L'andamento nel tempo dello spessore ottico aerosolico fornito dalla rete AERONET è mostrato in figura 3.4

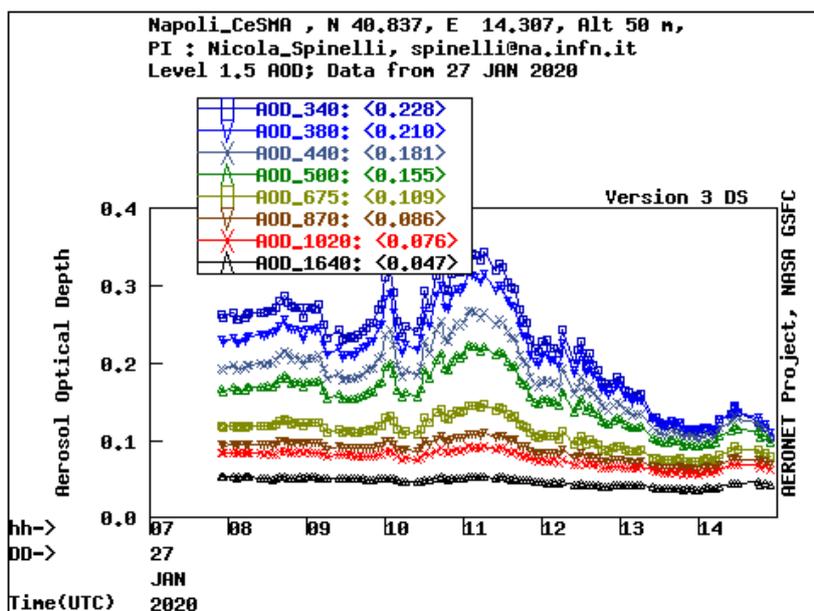


FIGURA 3.4 AOD DEL 27/01/2020 FORNITO DALLA RETE AERONET

Per confrontare lo spessore ottico AERONET con quello misurato dal lidar si deve considerare la lunghezza d'onda e l'orario più prossimi a quelli della misura effettuata. Sono state esaminate le lunghezze d'onda di 500 nm e 340 nm alle 14:56 (UTC 0). I risultati sono sintetizzati nella tabella successiva.

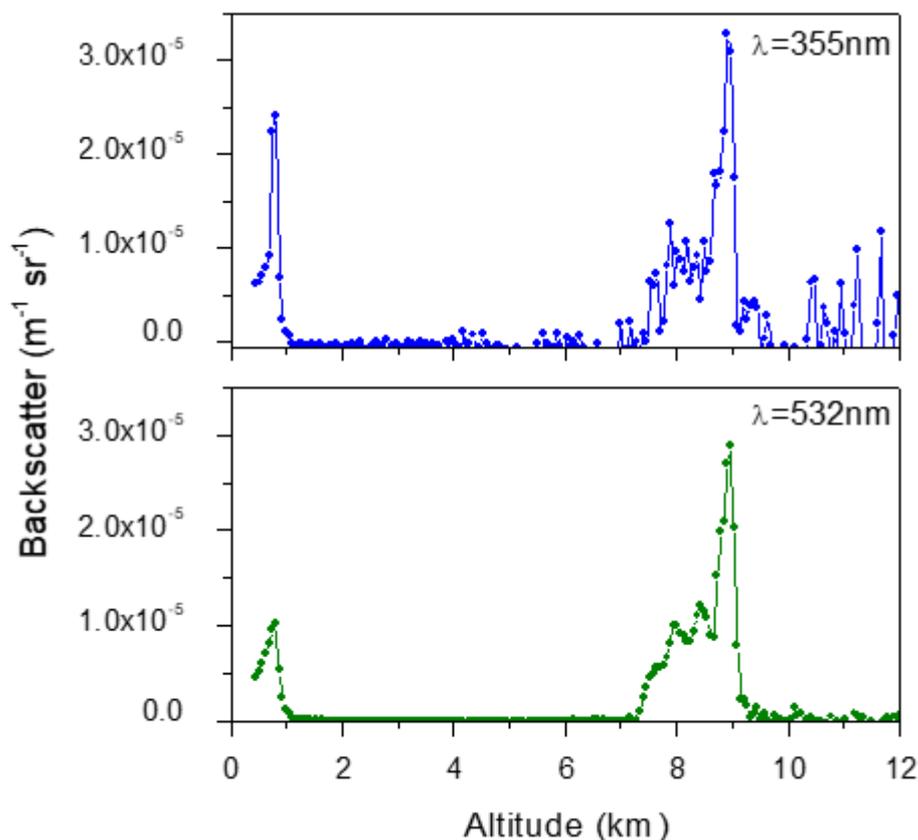
AOD AERONET		AOD LIDAR	
@340 nm	@500 nm	@355 nm	@532 nm
0,12 ± 0,02	0,10 ± 0,02	0,092 ± 0,07	0,074 ± 0,03

I risultati sembrerebbero consistenti tra loro, perché dobbiamo considerare che le lunghezze d'onda analizzate sono leggermente diverse, che l'orario di misura ha una differenza di almeno trenta minuti. Inoltre, l'andamento dello spessore ottico ricavato dai dati AERONET in funzione del tempo a partire dalle ore 11 (UTC 0) e fino alle 15:18 è decrescente, quindi sembrerebbe ragionevole pensare che esso continui a decrescere col tempo.

### 3.1.2 Misura Lidar del 17/02/2020

Il giorno 17/01/2020 sono state effettuate sia acquisizioni diurne che serali.

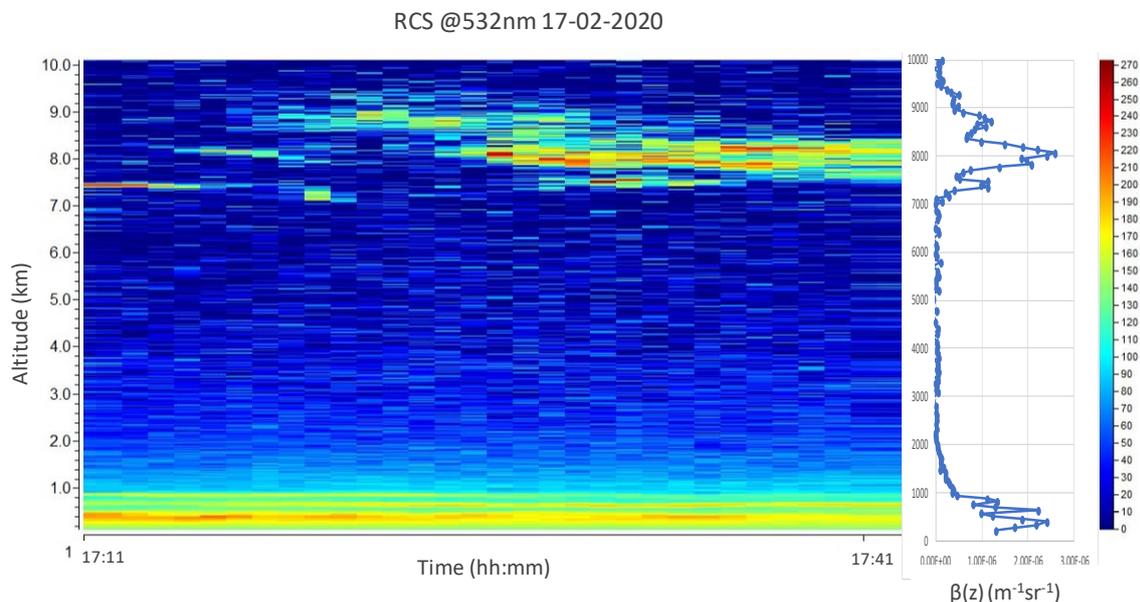
Nei profili del coefficiente di retrodiffusione  $\beta$  aerosolici corrispondenti alle lunghezze d'onda di 355 nm e 532 nm riportati in figura 3.5 e relativi alle misure realizzate nella mezz'ora che va dalle 12:53 alle 13.23 (UTC +1), è possibile notare due distinte strutture. La prima, fino a 1 km di quota, è relativa all'aerosol di tipo antropogenico che si trova nella parte più bassa dell'atmosfera, la seconda da 7,5 km di quota fino a 8,5 km corrisponde a una nube alta in atmosfera (cirro).



**FIGURA 3.5 PROFILO DEL COEFFICIENTE DI RETRODIFFUSIONE ALLE LUNGHEZZE D'ONDA DI 355 NM E 532 NM PER LA MISURA DIURNA EFFETTUATA IN DATA 17/02/2020**

In figura 3.6 sono mostrati l'andamento nel tempo del Segnale RCS e il profilo del coefficiente di retrodiffusione  $\beta$  aerosolico ottenuto dalle misure serali nella mezz'ora che va dalle 17:11 alle 17:41 (UTC +1).

Dalla figura si nota come entrambe le strutture osservate di mattina siano ancora visibili il pomeriggio.



**FIGURA 3.5 MAPPA A COLORI DEL SEGNALE RCS DEL 17/02/2020 E CORRISPONDENTE PROFILO DEL COEFFICIENTE DI RETRODIFFUSIONE @532 NM**

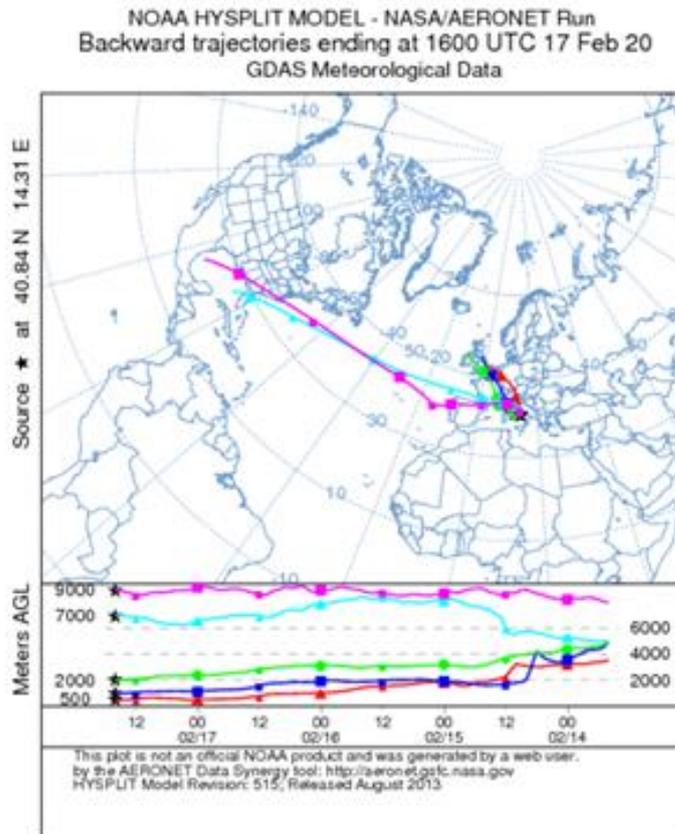
Le retrotraiettorie fornite dal modello HYSPLIT calcolate per il periodo che va dal 14/02/2020 fino al giorno di misura, ovvero il 17/02/2020, evidenziano a basse quote masse d'aria provenienti dal nord Europa (figura 3.6) e comunque di provenienza locale nelle ultime ore quando hanno attraversato strati atmosferici più bassi.

Il modello NMMB/BSC-Dust (figura 3.7) concordemente a quanto osservato non evidenzia trasporto di polvere desertica.

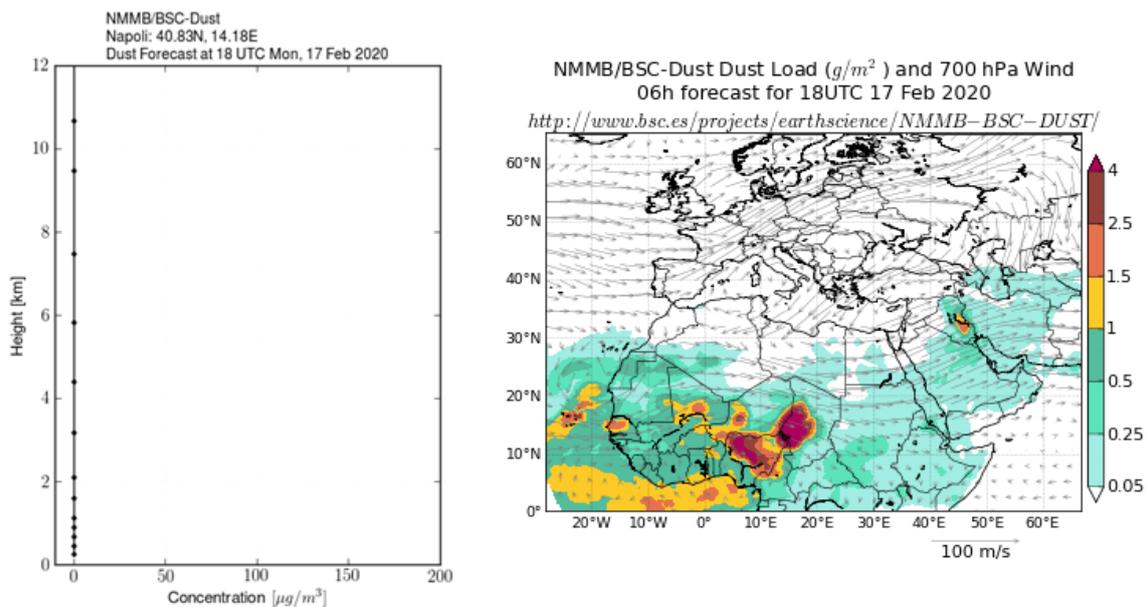
In questo caso il calcolo dello spessore ottico è stato diviso in due parti, una per lo strato a bassa quota e una per lo strato ad alta quota, utilizzando quindi due lidar ratio diversi.

Data la natura locale dell'aerosol osservato nel primo chilometro, il valore di lidar ratio utilizzato è stato quello relativo ad una statistica di tre anni di misure effettuate sull'area di Napoli per lo studio del particolato presente a bassa quota (inferiore a 3 km). Tali misure hanno fornito la seguente stima di lidar ratio:  $(55 \pm 7)$  sr.

Per la struttura nuvolosa ad alta quota è stato usato un lidar ratio pari a 5 sr, tipico dei cirri.



**FIGURA 3.6 RETROTRAIETTORIE DELLE MASSE D'ARIA ARRIVATE A DIFFERENTI QUOTE SUL SITO DI MISURA IL 17 FEBBRAIO 2020**



**FIGURA 3.7 RISULTATO DEL MODELLO NMMB/BSC-DUST PER IL GIORNO 17 FEBBRAIO 2020**

Il calcolo dello spessore ottico AERONET data la disponibilità di dati per diversi orari, è stato effettuato facendo una media dello spessore ottico nella mezz'ora in cui il sistema Lidar ha effettuato la misura.

Il confronto dello spessore ottico AERONET (figura 3.8) con quello misurato dal Lidar è riportato nella tabella successiva.

AOD AERONET		AOD LIDAR	
@340 nm	@500 nm	@355 nm	@532 nm
0,36 ± 0,02	0,21 ± 0,02	0,40 ± 0,07	0,27 ± 0,03

I risultati di questa misura risultano compatibili entro le incertezze.

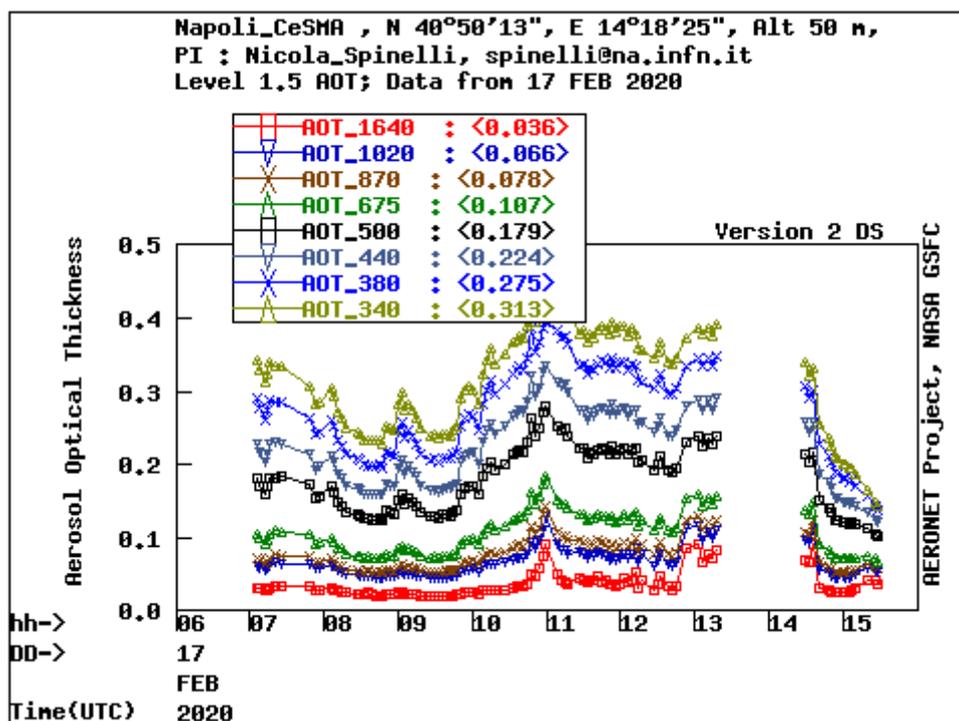


FIGURA 3.8 AOD DEL 17/02/2020 FORNITO DALLA RETE AERONET

## Conclusioni

Il presente lavoro di tesi ha avuto come oggetto di studio l'analisi di particolato atmosferico con tecniche di *remote sensing* mediante l'apparato Lidar MALIA facente parte della rete europea Earlinet. Tramite il suddetto apparato è stato possibile realizzare misure atte a stimare lo spessore ottico degli aerosol presenti nella colonna atmosferica sulla città di Napoli. Tale misura è poi stata confrontata con i dati forniti dalla rete AERONET ottenuti utilizzando un diverso strumento, il sun photometer.

Sono state effettuate due misure, la prima nel mese di gennaio e la seconda nel mese di febbraio. In entrambe le misure sono state utilizzate le lunghezze d'onda di 355 e 532 nm, rispettivamente nello spettro dell'ultravioletto e del visibile.

Nella prima misura l'area di Napoli è risultata investita da un evento di Saharan dust: polvere del deserto del Sahara che, trasportata dal vento, è risultata presente in sospensione proprio nella colonna atmosferica investita dalla radiazione laser del Lidar. È stato possibile accertare la presenza di polvere desertica del Sahara grazie alle retrotraiettorie fornite proprio dal modello HYSPLIT. In questa occasione, lo spessore ottico calcolato rispetto alla lunghezza d'onda di 532 nm è risultato quasi consistente con quello fornito da AERONET a 500 nm. Per quanto riguarda la radiazione alla lunghezza d'onda di 355 nm, lo spessore ottico stimato è compatibile entro le incertezze con le misure di AERONET a 340 nm.

Nella seconda misura è stato possibile notare la presenza di particolato fino a 1 km di quota e di un cirro tra i 7,5 e 8,5 km. In questo caso, per il calcolo dello spessore ottico, è stato doveroso utilizzare due lidar ratio differenti: il primo caratteristico del particolato a bassa quota presente nel territorio napoletano; il secondo caratteristico dei cirri. In questa misura entrambi gli spessori ottici, calcolati a 532 e 355 nm, sono risultati consistenti con le misure fornite da AERONET degli spessori ottici ottenuti alle lunghezze d'onda di 500 e 340 nm.

## Bibliografia

- [1] T. G. Kyle, "Atmospheric Transmission, Emission and Scattering", 1991.
- [2] W. Y. Khor, W. S. Hee, F. Tan, H. S. Lim, M. Z. M. Jafri, and B. Holben, "Comparison of Aerosol optical depth (AOD) derived from AERONET sunphotometer and Lidar system," in IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 2014, doi: 10.1088/1755-1315/20/1/012058.
- [3] G. Pisani, "Lidar study of high density aerosol clouds: the Aerosol Multi-wavelength Polarization Lidar Experiment", Tesi di dottorato di ricerca, 2013.
- [4] J. D. Klett, "Stable analytical inversion solution for processing lidar returns," Appl. Opt., vol. 20, no. 2, p. 211, 1981, doi: 10.1364/ao.20.000211.
- [5] J. Ackermann, "The extinction-to-backscatter ratio of tropospheric aerosol: A numerical study," American Meteorological Society, 1043-1050, 1998.
- [6] R. Damiano, "Tecnica LIDAR per la caratterizzazione del particolato atmosferico : calibrazione e misura Indice", Tesi triennale 2018.
- [7] A. Ansmann, 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, no. 33, p. 7113, 1992, doi: 10.1364/ao.31.007113.
- [8] D. M. Giles et al., "Advancements in the Aerosol Robotic Network (AERONET) Version 3 database - Automated near-real-time quality control algorithm with improved cloud screening for Sun photometer aerosol optical depth (AOD) measurements," Atmos. Meas. Tech., 2019, doi: 10.5194/amt-12-169-2019.