

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI L'AQUILA

TESINA

Lidar:
un' applicazione per la misura dei venti

Supervisore:

dott. Piero Di Carlo

Docente del corso:

prof. Frank S. Marzano

Studentessa:

Emanuela Pichelli

CORSO DI TELERILEVAMENTO DELL'ATMOSFERA

1. LIDAR: LIGHT DETECTION AND RANGING	3
1.1 TRASMETTITORE	5
1.2 RICEVITORE	6
1.3 RIVELATORE O DETECTOR	7
1.4 L'EQUAZIONE DEL LIDAR	8
2. TIPI DI SCATTERING E LIDAR	9
2.1 SCATTERING RAYLEIGH	9
2.2 LIDAR RAYLEIGH	11
2.3 SCATTERING MIE	12
2.4 SCATTERING E LIDAR RAMAN	13
2.5 DIAL (DIFFERENTIAL ASSORPTION LIDAR)	14
2.6 SCATTERING E LIDAR RISONANTE	14
3. EFFETTO DOPPLER	15
4. LIDAR DOPPLER PER LE MISURE DEL VENTO	17
4.1 CARATTERISTICHE DELLO STRUMENTO	17
4.2 LASER ED INTERFEROMETRO	18
4.3 TRASMETTITORE E RICEVITORE	20
4.4 EFFETTI DI DRIFT STRUMENTALI	21
4.5 ACQUISIZIONE DELLE MISURE	22
4.6 CONFRONTO CON ALTRI METODI DI MISURA	24
CONCLUSIONI	28
BIBLIOGRAFIA	28

Introduzione

In questa ricerca abbiamo studiato il lidar come strumento di telerilevamento dell'atmosfera. Nella prima parte abbiamo trattato in generale il funzionamento del lidar e dei fenomeni fisici che esso sfrutta per ricavare informazioni strutturali e dinamiche dell'atmosfera.

Nella seconda parte poi abbiamo studiato più in particolare il lidar Doppler, in base alle informazioni di un gruppo di ricerca francese che ne ha mostrato la struttura, l'utilizzo e i primi risultati climatologici.

1. LIDAR: LIGHT DETECTION AND RANGING

L'idea del lidar nasce dalla necessità di determinare le proprietà chimiche e fisiche dell'atmosfera studiando la diffusione della luce da parte delle sue molecole. Fin dall'invenzione dei primi laser, il lidar è stato impiegato nell'osservazione e studio dei gas atmosferici, degli aerosol e delle nuvole; grazie alla sua alta risoluzione verticale e temporale, infatti, il lidar costituisce un mezzo ideale per ricavare informazioni su tali costituenti, anche in regioni dell'atmosfera difficili da indagare.

Il modello base di un lidar è costituito di tre parti: un trasmettitore, un ricevitore e un rivelatore (detector).

Figura 1 Diagramma di base di un lidar

Esistono vari tipi di lidar che si distinguono in base alle loro caratteristiche strutturali o al diverso tipo di principio fisico che sfruttano nel rilevamento.

Un lidar viene detto *monostatico* o *bistatico* a seconda che trasmettitore e ricevitore siano allocati nello stesso posto o meno. Il lidar monostatico può inoltre essere *coassiale* o *biassiale*; nel primo caso l'asse del fascio laser e quello del campo di vista del telescopio ricevitore (FOV) coincidono; nel secondo caso, invece, trasmettitore e ricevitore sono adiacenti.

Figura 2 Tipi di lidar distinti secondo l'allocazione di trasmettitore
e ricevitore

Il vantaggio nell'utilizzare un lidar monostatico è dato dal fatto che da ogni impulso trasmesso si può ricavare il profilo in altezza di un'intera colonna, sebbene di solito sia

necessario ripetere le misure molte volte per ottenere un profilo con un buon rapporto tra segnale e rumore. Il lidar bistatico ha invece lo svantaggio di permettere, per ogni impulso, solo il sondaggio di un sottile strato di atmosfera; con un set di più misure anche in questo caso si può ottenere il profilo di una colonna di atmosfera, con il limite però che bisogna muovere più volte il ricevitore e che ogni misura viene fatta in tempi diversi per ogni strato.

Sebbene i vari tipi di lidar si basino sulla stessa idea di fondo, essi sfruttano tecniche differenti in base al fenomeno fisico che sfruttano per studiare i parametri atmosferici; i principali tipi di lidar attualmente esistenti sono:

1. il lidar-Doppler che si basa sullo shift in frequenza della luce dovuto all'effetto Doppler, usato perlopiù per derivare la velocità e la direzione del vento.
2. il lidar-Rayleigh basato sullo scattering elastico da parte di molecole e aerosol, usato per misurare la densità molecolare e determinare i profili di temperatura.
3. il lidar-Raman basato sullo shift in lunghezza d'onda della luce da parte di molecole che interagiscono in modo anelastico con essa. Questo tipo di lidar si usa perlopiù per ricavare i profili del rapporto di mescolamento di vari gas.
4. il DIAL che sfrutta l'assorbimento della luce da parte dei gas atmosferici, usato per derivarne la concentrazione.

Vediamo ora più in dettaglio quali sono le caratteristiche dei componenti base di un lidar.

1.1 Trasmettitore

Il trasmettitore genera impulsi di luce dirigendoli in atmosfera. Dopo l'invenzione del laser, la maggior parte dei lidar sono stati dotati di trasmettitori laser, poiché la luce da questi prodotta offre grandi vantaggi. Innanzitutto i fasci prodotti sono ben collimati e sono soggetti a divergenze piccole anche a diversi chilometri di distanza; danno la possibilità di utilizzare impulsi brevissimi e molto intensi e, infine, hanno una stretta ampiezza spettrale. Quest'ultima caratteristica permette ai sistemi ottici di cui un lidar è dotato di filtrare la luce captata dal ricevitore e quindi di trasmettere i fotoni in modo selettivo.

Le distanze raggiunte dal segnale vengono valutate in base ai tempi di andata e ritorno di esso; le caratteristiche del segnale retrodiffuso, invece, permettono di studiare il mezzo che lo ha riflesso (nel nostro caso per l'appunto l'atmosfera). La lunghezza degli impulsi emessi dal trasmettitore deve essere minore della risoluzione che si intende ottenere; di norma la durata temporale degli impulsi di un lidar è dell'ordine di qualche decina di nanosecondo.

La frequenza di ripetizione degli impulsi (PRF), inoltre, deve essere sufficientemente bassa da permettere a ciascun impulso di raggiungere un certo range senza produrre segnali prima che l'impulso successivo sia inviato.

È chiaro che le caratteristiche specifiche del laser che si utilizza sono legate al tipo di misura che si vuole effettuare. Alcune misure, per esempio, richiedono particolari lunghezze d'onda per cui è necessario installare sistemi complessi di lasers; altri lidar, invece, operano su ampi intervalli di lunghezza d'onda (per es. quando sfruttano effetti di scattering Rayleigh o Raman). Si deve dunque arrivare ad un compromesso tra caratteristiche richieste dalla misura, costi dell'apparato e qualità di risposta richiesta.

1.2 Ricevitore

Il ricevitore è costituito da un insieme di strumenti che raccolgono e filtrano il segnale retrodiffuso dall'atmosfera.

La luce che il ricevitore raccoglie non deriva solo dallo scattering dei fotoni da parte dell'atmosfera, ma anche da altre sorgenti naturali o antropogeniche (sole, stelle, luci cittadine etc.). Tale contributo viene detto *luce di background*; maggiore è il campo di vista di un ricevitore, più grande risulta il background che arriva al lidar. È conveniente pertanto focalizzare il ricevitore su una piccola parte di cielo; la configurazione di massima efficienza in tal senso si ottiene se il fascio laser cade interamente all'interno del FOV.

L'ottica primaria di un ricevitore consiste in un sistema di lenti o specchi che raccolgono e focalizzano i fotoni in un punto, per poi trasmetterli ad un apparato di filtraggio. Le dimensioni degli elementi ottici primari influenzano l'efficienza del lidar e dipendono dalle regioni di atmosfera che si vogliono indagare; quelli piccoli servono a sondare strati bassi, mentre quelli più grandi servono per l'indagine di strati che si trovano a quote superiori di atmosfera. In quest'ultimo caso si utilizzano specchi parabolici con diametro superiore al mezzo metro.

Dopo essere stati raccolti dall'ottica primaria, i fotoni vengono selezionati, in base alla loro lunghezza d'onda o alla loro polarizzazione, tramite un *filtro spettrale di interferenza*, che permette sia di eliminare gran parte della luce di background, sia di proteggere il rivelatore da segnali di ritorno molto intensi, come per esempio i ritorni da campo vicino nel caso di lidar molto potenti.

1.3 Rivelatore o detector

Il detector è l'insieme di dispositivi elettronici che registrano ed elaborano il segnale proveniente dal ricevitore. Tali dispositivi trasformano il segnale luminoso in segnale elettrico. I componenti essenziali di apparati di questo genere sono i fotomoltiplicatori (multianodi PMT, fotodiodi, CCDs), i quali, se stimolati da fotoni, producono correnti che possono essere rilevate. Tali correnti contano due contributi: quello prodotto effettivamente dai fotoni incidenti e quello degli elettroni prodotti per emissione termica (*dark current* o corrente oscura).

Il rilevamento delle segnale può avvenire in vari modi: tramite il conteggio dei singoli fotoni che arrivano al PMT, misurando la corrente media prodotta (detector analogico) o, infine, con metodi di *rilevamento coerente*.

Nel primo caso il conteggio avviene in due fasi; innanzitutto si eliminano i contributi di dark current tramite un *discriminatore*, cioè un comparatore ad alta velocità il cui output cambia stato quando la corrente prodotta dal PMT supera un livello presettato (*livello di discriminatore*). Successivamente i fotoni vengono contati tramite un *misuratore multicanale* (MSC), cioè un dispositivo dotato di numerose allocazioni di memoria, che registra il passaggio di uno o più fotoni laddove il discriminatore segnali un output superiore al livello di dark current. Affinché due fotoni vengano distinti, i corrispondenti segnali prodotti dal PMT devono essere separati più dell'ampiezza di un unico impulso; in caso ciò non avvenga, viene contato un solo fotone e si ha il cosiddetto *effetto di pile-up*.

Il secondo metodo di rilevamento del segnale è quello cosiddetto “analogico”, che è consigliabile utilizzare quando per esempio si lavora ai limiti della risoluzione delle coppie di fotoni. In pratica viene misurata la corrente media prodotta dal segnale e un convertitore la trasforma opportunamente nella forma in cui deve essere registrata e usata.

Il *rilevamento coerente*, infine, consiste nel rilevare oltre che la luce retrodiffusa dall'atmosfera anche quella prodotta da un oscillatore locale su un “fotomixer”, il cui output è un segnale di radiofrequenza; la frequenza di quest'ultimo è data dalla differenza tra quelle dei due segnali raccolti. Questo tipo di rilevamento è molto utile per quei lidar che sono pensati per fare misure di velocità.

1.4 L'EQUAZIONE DEL LIDAR

Ogni lidar è dotato di sistemi elettronici che trasformano le informazioni racchiuse nel segnale retrodiffuso nelle misure delle grandezze di interesse tramite opportuni algoritmi. L'equazione del lidar fornisce semplicemente l'espressione analitica del numero di fotoni che arrivano al ricevitore tenendo conto di tutte le possibili forme di scattering subite sia dal segnale trasmesso sia da quello retrodiffuso. L'espressione che ne ricaveremo è quella base dei sistemi lidar che non operano rilevamento coerente; in questo caso, infatti, dovremmo tenere conto della dipendenza spettrale, che invece ivi trascuriamo.

Il numero di fotoni rilevati dal fotomoltiplicatore per ciascun impulso emesso è data da:

$$P_p = P \cdot t_t(I_l) \cdot A \cdot t_r(I_s) \cdot Q(I_s) \int_{R_1}^{R_2} \frac{1}{r^2} \cdot t_a(r, I_l) \cdot t_a(r, I_s) \cdot z(r) \cdot S_p^i(I_l) \cdot N^i(r) \cdot dr.$$

In essa “P” è il numero di fotoni emessi dal laser (con lunghezza d'onda λ_l) in un singolo impulso e “ t_t ” il coefficiente di trasmissione dell'ottica del trasmettitore. È chiaro che di tutti i fotoni trasmessi dal lidar all'atmosfera, solo una parte arriverà al generico range “r” dal momento che l'atmosfera è dotata di un suo coefficiente di trasmissione “ $t_a(r, \lambda_l)$ ”. Quest'ultima considerazione vale naturalmente anche per i fotoni scatterati, per cui si considera l'ulteriore spessore ottico atmosferico “ $t_a(r, \lambda_s)$ ” relativo alla lunghezza d'onda della luce retrodiffusa.

Dobbiamo poi tenere conto del tipo di scattering che ogni fotone può subire e della probabilità che ciascuno di essi ha di avvenire: a tal proposito abbiamo inserito nell'equazione il numero di centri scatteratori relativi all'i-esimo tipo di diffusione “ N^i ” e la corrispondente sezione d'urto “ S_p^i ” relativa alla lunghezza d'onda del laser.

Il numero di fotoni raccolti dal ricevitore sarà tanto più grande quanto maggiore è l'area del telescopio che nell'espressione sopra è indicata con “A”. Abbiamo inoltre considerato la distribuzione di intensità del fascio in funzione del range “r” percorso con il termine $\zeta(r)$, detto *fattore di sovrapposizione*; quest'ultimo tiene conto della sovrapposizione del fascio laser con il campo di vista del ricevitore.

Il termine “ $1/r^2$ ” è dovuto alla diminuzione dell'intensità del fascio quando aumenta della distanza dello strato di atmosfera indagato.

Infine dobbiamo considerare l'attenuazione dovuta alla trasmissione delle ottiche del ricevitore ($\tau_r(\lambda_s)$) e dell'efficienza quantica del fotomoltiplicatore che traduce il segnale ($Q(\lambda_s)$ o in modo equivalente del guadagno $G(\lambda_s)$ del PTM nel caso in cui il rivelatore sia di tipo analogico).

2. TIPI DI SCATTERING E LIDAR

La luce, propagandosi in atmosfera, interagisce con le sue molecole e con le particelle in essa sospese: essa può essere assorbita o diffusa attraverso processi diversi.

La teoria più generale sulla diffusione elastica della luce da parte di particelle sferiche è quella di Mie; questa risulta di difficile applicazione pratica quando ci riferiamo all'atmosfera, vista l'enorme variabilità di dimensioni e forme delle molecole con cui abbiamo a che fare. Un sottocaso della teoria di Mie è la trattazione di Rayleigh, che descrive la diffusione della luce da parte di particelle piccole rispetto alla lunghezza d'onda della radiazione incidente.

Infine esistono scattering di tipo anelastico in cui si verifica lo scambio di energia tra radiazione e molecola scatterante; in questo caso si parla di scattering Raman.

2.1 Scattering Rayleigh

Abbiamo già detto che la teoria di Rayleigh tratta i fenomeni di diffusione della radiazione luminosa da parte di molecole che hanno dimensioni minori della lunghezza d'onda incidente.

Consideriamo pertanto una sfera di materiale dielettrico immersa in un fascio di radiazione, che per semplicità immaginiamo polarizzato linearmente; quando la radiazione investe la sfera, essa si comporta come un dipolo oscillante che genera un campo elettromagnetico: l'onda diffusa. Affinché le caratteristiche del dipolo siano uniformi e simmetriche è necessario che il campo incidente che lo genera sia uniforme a sua volta; l'ipotesi di molecola di raggio piccolo rispetto alla lunghezza d'onda incidente ($r < 0.03\lambda$) ci assicura proprio questa cosa.

L'intensità diffusa da una singola molecola in caso di luce incidente polarizzata è proporzionale all'inverso della quarta potenza della lunghezza d'onda incidente e più precisamente:

$$I_m(\phi) = E_0^2 \frac{9\pi^2 \epsilon_0 c}{2N^2 \lambda^4} \left(\frac{n^2 - 1}{n^2 + 2} \right)^2 \sin^2(\phi),$$

in cui “n” è l’indice di rifrazione della sfera, “N” è la densità di centri scatteratori, “ ϕ ” è l’angolo tra l’asse di dipolo e la direzione di diffusione, “ E_0 ” è l’ampiezza del campo incidente.

Una grandezza interessante ai fini della trattazione Rayleigh è la *sezione d’urto differenziale*, vale a dire la frazione di intensità incidente diffusa nella direzione di interesse per unità di angolo solido; secondo tale definizione scriviamo:

$$\frac{d\sigma(\phi)}{d\Omega} I_0 = I(\phi).$$

In generale non abbiamo a che fare con luce polarizzata, quindi l’espressione più generale di tale equazione, come d’altronde di quella precedente, deve considerare non l’angolo “ ϕ ”, ma quello “ θ ” tra la direzione di propagazione dell’onda incidente e la direzione in cui il fascio retrodiffuso viene rilevato. Infatti nel caso di luce non polarizzata, l’asse di dipolo potrebbe giacere in qualunque direzione sul piano perpendicolare alla direzione di propagazione dell’onda incidente. In definitiva per la singola molecola scriviamo l’espressione della *sezione d’urto differenziale Rayleigh* nel modo che segue:

$$\frac{d\sigma(\theta)}{d\Omega} = E_0^2 \frac{9\pi^2 \epsilon_0 c}{4N^2 \lambda^4} \left(\frac{n^2 - 1}{n^2 + 2} \right)^2 \cdot (1 + \cos^2 \theta) \approx \frac{\pi^2 (n^2 - 1)^2}{2N^2 \lambda^4} (1 + \cos^2 \theta);$$

nel membro di destra dell’equazione semplicemente abbiamo esplicitato l’espressione dell’intensità dell’onda incidente $I_0 = c\epsilon_0 E_0^2 / 2$ e assunto un indice di rifrazione $n \approx 1$.

Un sistema lidar come sappiamo utilizza luce laser e questa è spesso polarizzata; ciò è molto utile nel sondaggio atmosferico in quanto ci dà la possibilità di distinguere “oggetti” sferici, da quelli (come alcune molecole) che non essendo tali depolarizzano parte della luce diffusa. Nell’espressione soprascritta quindi dobbiamo considerare anche un *grado di depolarizzazione*, definito come il rapporto tra le intensità dei segnali rilevati dal lidar con polarizzazione perpendicolare e parallela al fascio emesso:

$$\delta = \frac{I_{//}}{I_{\perp}};$$

il valore di δ per l’aria secca è per esempio 0.0279, ma può aumentare in relazione alle caratteristiche tecniche del laser utilizzato (ciò ci suggerisce quanto sia importante calibrare lo strumento). Il grado di depolarizzazione va inserito nell’espressione della sezione d’urto differenziale (e quindi del segnale), per cui risulta:

$$\frac{d\sigma(\theta)}{d\Omega} = \frac{\pi^2 (n^2 - 1)^2}{2N^2 \lambda^4} \frac{1 + \delta + (1 - \delta) \cdot \cos^2(\theta)}{1 - \left(\frac{7}{6}\right)\delta}.$$

2.2 Lidar Rayleigh

Questo tipo di lidar, naturalmente, basa il suo funzionamento sulla misura dell'intensità della luce diffusa secondo lo scattering Rayleigh. Esso indaga strati di atmosfera da una quota di 30 Km a 100 Km circa; a quote inferiori oltre la diffusione molecolare, va considerata anche quella dovuta agli aerosol. Per poter distinguere le due radiazioni con lo stesso lidar sarebbero necessarie tecniche di alta risoluzione spettrale, che non sono previste per questo tipo di lidar, il quale pertanto può fornire misure attendibili solo per strati di atmosfera superiori a quello degli aerosol stratosferici (25-30 Km). Oltre i 90 Km di quota, invece, le incertezze sulle misure aumentano per via dell'incremento di ossigeno atomico, il che implica cambiamenti della sezione d'urto stimata e della massa molecolare media.

Ulteriori incertezze sulle grandezze derivate dalle misure dirette fatte dal lidar sono dovute alle ipotesi (perlopiù sulla pressione) che si fanno per inizializzare la loro integrazione, partendo dai profili di densità.

Questo tipo di lidar sfrutta l'equazione vista nei paragrafi precedenti, in cui si fa l'ipotesi di indipendenza dello spessore ottico atmosferico, della densità dei centri scatteratori e del fattore di sovrapposizione, dalla distanza "r" attraversata dal fascio (entro le quote considerate l'atmosfera trasmette il 99.99% della luce visibile che la attraversa). L'equazione pertanto diviene:

$$S = K \cdot \left(\frac{1}{R^2} \right) N_a \delta R,$$

in cui "S" rappresenta la potenza del segnale rilevato, "K" è il prodotto di tutti i fattori indipendenti dalla distanza, "N_a" la densità delle molecole dell'aria e δR l'intervallo compreso tra le due quote di 30 e 100 Km.

La costante K non può essere determinata per via delle incertezze sulla valutazione dei parametri di trasmissione dell'atmosfera e delle ottiche della strumentazione. Per questo motivo dalle misure del lidar possiamo ricavare solo profili di densità relativa; da questi ultimi, partendo dall'ipotesi di equilibrio idrostatico (non sempre vera per la presenza di onde atmosferiche perturbative) e di gas perfetto, si ricavano profili di temperatura assoluta.

La scelta del tipo di laser per i lidar Rayleigh dipende dal tipo di indagine per cui esso viene usato. Di norma le lunghezze d'onda migliori sono quelle della banda del verde-blu dello spettro visibile. A lunghezze d'onda maggiori (per es. l'infrarosso) la sezione d'urto delle

molecole si riduce e così anche il segnale rilevato. Stessa conseguenza se si usano lunghezze d'onda più corte (per es. U.V.): in questo caso, sebbene la sezione d'urto sia maggiore, diminuisce la trasmissione dell'onda in atmosfera.

2.3 Scattering Mie

Questo tipo di diffusione interessa le particelle di dimensione dello stesso ordine di grandezza della lunghezza d'onda della radiazione incidente. La trattazione in tali termini è molto complessa in quanto esiste una dipendenza, dell'intensità e della direzione dell'onda diffusa, dal rapporto tra dimensione della particella e lunghezza d'onda. Inoltre quando si ha una dispersione delle particelle che soddisfano le condizioni dette sopra, il loro comportamento deriva anche dalla distribuzione statistica delle dimensioni delle particelle presenti.

Complessivamente la diffusione risulta proporzionale a $(1/\lambda)^n$, con n minore di 4 e vicino ad 1 per le particelle più grandi (ad esempio gli aerosol, se consideriamo lunghezze d'onda nel visibile). L'energia non viene emessa in modo isotropo, sebbene anche in questo caso il fenomeno sia di tipo elastico.

Un parametro che sta alla base della teoria di Mie è pertanto il rapporto tra le dimensioni della particella scatterante e la lunghezza d'onda:

$$\alpha = \frac{2\pi a}{\lambda},$$

in cui "a" è il raggio della particella (quando $a \ll \lambda$, la teoria di Mie si riconduce a quella di Rayleigh).

La teoria di Mie risolve le equazioni di Maxwell con condizioni al contorno per cui si considera una sfera omogenea con indice di rifrazione diverso da quello del mezzo in cui è immersa. Naturalmente questa è una condizione che non rispecchia l'atmosfera, in cui c'è un'immensa variabilità di forme, dimensioni ed indici di rifrazione delle particelle costituenti. Per di più esistono fenomeni (evaporazione, condensazione, coagulazione, ecc.), a causa dei quali la concentrazione e anche la composizione delle particelle interessate allo scattering Mie cambia nel tempo.

Gli aerosol per esempio fanno parte dell'insieme di particelle che provocano diffusione Mie. Lo studio di questi è importantissimo dal momento che la loro concentrazione in atmosfera

influenza il bilancio radiativo e dunque ha un impatto diretto sulle condizioni del clima terrestre.

2.4 Scattering e lidar Raman

Questo tipo di diffusione si può osservare quando luce monocromatica o con banda spettrale molto stretta interagisce con le molecole di un gas o di un liquido. Il fenomeno che si verifica non è di tipo elastico ed è dovuto all'interazione della radiazione con elettroni in stati di energia quantizzati vibrazionali o rotazionali di una molecola. L'elettrone, stimolato dalla luce incidente a passare ad uno stato di energia eccitato, torna a stati di energia inferiori emettendo però fotoni che non hanno la stessa energia del fotone incidente. Il fotone riemesso può avere energia minore di quella del fotone incidente e in questo caso si parla di *shift Stokes*; se altrimenti esso ha energia superiore si parla di *shift anti-Stokes*. Chiaramente la radiazione Stokes può sempre essere emessa, mentre quella anti-Stokes richiede la condizione che la molecola si trovi in uno stato eccitato.

Sfruttando lo spettro di emissione Raman possiamo identificare i vari tipi di molecole dal momento che ciascuna di esse è caratterizzata da uno spettro unico.

L'uso dei lidar che sfruttano l'effetto Raman è riservato per l'indagine delle specie molecolari più abbondanti, per via della piccola sezione d'urto cui questo tipo di emissione è legata (N_2 , vapor d'acqua, ecc). Un vantaggio sta nel non avere influenza nelle misure da parte degli aerosol dal momento che le misure si basano su shift spettrali; è pur vero comunque che essi influenzano la trasmissione atmosferica e quindi è necessario fare correzioni sugli algoritmi in tal senso.

Dalla misura dell'intensità delle righe spettrali si può ricavare una stima del profilo di temperatura trascurando gli effetti della presenza degli aerosol. Infatti se si considerano le variazioni di popolazione dei livelli rotazionali (a temperature più alte è più probabile trovare livelli più alti popolati), si analizzano intervalli di lunghezza d'onda piccoli a sufficienza da poter ritenere trascurabili le variazioni della trasmissione dell'atmosfera dovute alla variazione delle proprietà degli aerosol.

2.5 Dial (differential absorption lidar)

Questo tipo di lidar basa il suo funzionamento sullo studio dell'assorbimento di radiazione da parte di alcuni gas dell'atmosfera; esso trasmette due segnali con lunghezze d'onda molto

vicine. Una di queste coincide con la linea di assorbimento della particolare specie indagata, l'altra invece, pur essendo molto vicina alla prima, non viene assorbita. L'emissione legata ai due fotoni trasmessi è maggiore per l'onda poco assorbita. Entrambi comunque provocano un segnale retrodiffuso che viene rilevato dal dial, che ne ricava l'attenuazione e dal confronto tra essi risale alla concentrazione della specie in questione.

Questo tipo di lidar è molto utile per studiare la concentrazione di molti gas traccianti; negli ultimi anni è stato molto utilizzato per lo studio del vapor d'acqua e dell'ozono.

2.6 Scattering e lidar risonante

La diffusione risonante si verifica quando l'energia del fotone incidente su una molecola è uguale a quella di una possibile transizione tra livelli di energia; il processo è elastico: la molecola dopo aver interagito col fotone, ne rimette uno uguale. Poiché ogni molecola ha uno spettro proprio, sfruttare lo scattering risonante in un lidar significa avere la possibilità di individuare diverse specie chimiche presenti in atmosfera. I lidar risonanti sono usati perlopiù per indagare strati di atmosfera molto alti (oltre gli 80 Km), in cui si trovano specie poco abbondanti che però hanno sezioni d'urto molto estese per questo tipo di diffusione. La probabilità che questo scattering avvenga è molto maggiore di quella dello scattering Rayleigh (per esempio $\sigma_{\text{ris}}/\sigma_{\text{Ray}} \approx 10^{15}$ per il sodio); questo vuol dire che un segnale captato da oltre 80 Km di quota per il sodio (o specie simili) tramite un lidar risonante è tanto intenso quanto quello rilevato tramite un lidar Rayleigh proveniente da circa 30 Km.

3. EFFETTO DOPPLER

Quando una sorgente (S) di onde e un rivelatore (R) si muovono di moto relativo, la frequenza percepita dal rivelatore è in generale diversa dalla frequenza emessa dalla sorgente; tale fenomeno si chiama *effetto Doppler*. Le molecole dell'atmosfera si muovono sia per agitazione termica, sia perché messe in movimento dal vento. Quando interagiscono con la luce emessa da un lidar, la riflettono e pertanto sono sorgenti di radiazione in movimento rispetto al ricevitore del lidar.

In generale sappiamo che, se la sorgente si muove con velocità “v” lungo la congiungente S-R, emettendo fotoni di frequenza “v₀”, il rivelatore fermo rileva una frequenza shiftata rispetto a quella effettivamente emessa dalla sorgente di una quantità Δv pari a:

$$\Delta v = \frac{v_0 \frac{v}{c}}{1 - \frac{v}{c}},$$

che nel caso v sia molto minore di c (la velocità dell'onda nel mezzo di trasmissione), si riduce a:

$$(1) \quad \Delta v \approx v_0 \frac{v}{c}.$$

Nel caso delle molecole dell'aria la frequenza “v₀” è quella emessa dal lidar e riflessa dalle molecole in movimento; v' = v₀ + Δv, è la frequenza rilevata dal lidar.

Possiamo pertanto pensare di sfruttare l'effetto Doppler per ricavare la velocità radiale del vento. Sappiamo però che il moto delle molecole è dovuto sia all'agitazione termica che al vento; la velocità radiale del vento provoca pertanto uno shift ulteriore sullo spettro delle frequenze dovuto ai moti termici.

La distribuzione delle velocità molecolari per un gas all'equilibrio è di tipo maxwelliano; la probabilità che una particella abbia velocità “v_x” lungo la direzione x è data da:

$$P(v_x)dv_x = \left(\frac{M}{2\pi kT} \right)^{1/2} \cdot \exp \left(-\frac{Mv_x^2}{2kT} \right) dv_x,$$

dove M è il peso molecolare, k la costante di Boltzmann e T la temperatura.

Se consideriamo per la velocità l'espressione in funzione dello shift in frequenza dovuto al moto relativo, otteniamo:

$$P(v') = \frac{1}{2\sqrt{\pi}\sigma} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{\Delta v}{\sigma}\right)^2\right],$$

dove σ si ricava facilmente confrontando tale espressione con la precedente:

$$\sigma = \frac{v_0}{c} \left(\frac{2kT}{M} \right)^{1/2}.$$

La distribuzione delle frequenze per lo scattering Rayleigh, $P(v')$, è di tipo gaussiano e ha un'ampiezza pari a $2\sigma \cdot \sqrt{2 \lg 2}$ (FWHM).

Poiché nelle espressioni trovate abbiamo usato M , esse valgono singolarmente per ogni molecola; sappiamo però che l'atmosfera è costituita da molte specie diverse quindi la distribuzione $P_a(v')$ per l'aria deve essere la somma pesata di tutte le singole specie. Se facciamo riferimento solo alle specie più abbondanti, N_2 e O_2 , dal momento che esse hanno pesi molecolari simili, la funzione di distribuzione è bene approssimata da una Gaussiana calcolata per un gas il cui peso molecolare sia la media di quelli singoli.

Il vento rappresenta un'ulteriore fonte di moto per le molecole dell'aria; esso pertanto provoca uno shift in frequenza della funzione $P_a(v')$. Poiché sappiamo calcolare lo shift dal momento che conosciamo sia la frequenza emessa dal lidar che quella shiftata (che viene rilevata dal lidar stesso), possiamo ricavare la componente radiale del vento. Su tale principio si basa il funzionamento del lidar doppler di cui ci occuperemo più approfonditamente di qui in poi.

4. LIDAR DOPPLER PER LE MISURE DEL VENTO

Come abbiamo avuto modo di renderci conto nel paragrafo precedente, l'effetto Doppler rappresenta un fenomeno utile per fare misure della componente radiale del vento utilizzando un lidar. In questo paragrafo ci occuperemo più in dettaglio proprio di questo strumento, utilizzando informazioni tecniche e sperimentali ricavate da un lavoro del "Service d'Aéronomie du Centre National de la Recherche Scientifique", in cui viene trattato per l'appunto il problema di misurare il vento stratosferico orizzontale tramite un lidar Doppler.

Poiché il lidar usato si basa su fenomeni di scattering Rayleigh, esso è adatto a fare misure di vento nell'alta stratosfera dove, come sappiamo, il contributo Mie alla diffusione può essere trascurato. L'esperimento condotto dal centro francese partì nel 1989 e venne inizialmente condotto tramite l'uso di un ricevitore, la cui parte più importante è un interferometro Fabry-Perot a doppia banda passante (FPI); le misure dello shift Doppler dovuto al vento venivano

determinate in base alla frazione di luce trasmessa attraverso ciascuno dei due filtri. Nel 1991 si verificò l'eruzione del vulcano Pinatubo che provocò l'immissione di una grande quantità di aerosol in stratosfera; ciò comportò la modifica dell'interferometro in modo che non fosse sensibile allo scattering Mie. Il vecchio FPI presentava però due grandi limiti: innanzitutto esso non permetteva di misurare contemporaneamente le componenti zonale e meridionale del vento. In secondo luogo si registrava su ogni misura una quantità "residua" dovuta a difetti della strumentazione, che doveva essere corretta ogni volta tramite i dati di rilevamenti ausiliari fatti con radiosonde. Le modifiche che furono fatte erano rivolte tra l'altro a risolvere anche questi due limiti dello strumento e nella descrizione che segue vedremo il risultato tecnico-sperimentale ottenuto all'*Observatoire de Haute Provence* (OHP; 43.9°N, 5.7°E) in Francia.

4.1 Caratteristiche dello strumento

Partiamo dall'ipotesi che la componente verticale della velocità è trascurabile (le misure per questa componente sono molto piccole rispetto all'errore sperimentale ad esse legato), per cui in prima approssimazione il vettore vento può essere considerato esclusivamente orizzontale. Facendo riferimento all'espressione (1) dello shift in frequenza, ricaviamo l'equivalente shift in lunghezza d'onda:

$$\Delta\lambda = 2\lambda_0 \sin(\theta) \frac{v_h(z)}{c},$$

in cui " λ_0 " è la lunghezza emessa dal laser (532 nm), " θ " è l'angolo tra la direzione di puntamento e quella zenitale (nel caso specifico 40°), " v_h " la componente orizzontale del vento. Per avere un'idea: quando si misura uno shift di 0.1 pm si calcola approssimativamente una velocità orizzontale di 43.9 m/s.

4.2 Laser ed Interferometro

La sorgente usata è un laser a impulsi Nd:YAG; esso ha una PRF di 30 Hz ed un'energia di 330 mJ per impulso. Il segnale emesso ha forma spettrale gaussiana con larghezza (FWHM) di 0.14 pm. Dopo essere stata diffusa elasticamente, la luce rilevata dal lidar mostra uno spettro con forma doppia: una parte più estesa dovuta allo scattering Rayleigh, allargata rispetto al segnale incidente per via del moto termico delle molecole e un picco più intenso e

molto stretto dovuto al contributo dello scattering Mie alla diffusione. Quest'ultimo aspetto dello spettro retrodiffuso ha la stessa ampiezza spettrale del segnale emesso dal laser e subisce esattamente lo stesso shift Doppler del contributo Rayleigh.

La determinazione dello shift Doppler avviene tramite l'uso di un interferometro FPI che è dotato di un'apertura di 45 mm divisa in due camere d'aria semicilindriche con spessori ottici leggermente differenti; esse creano due filtri, che chiamiamo A e B, separati a sufficienza da non far intersecare i rispettivi spettri (FWHM=2.03 pm, separazione =5.24 pm). Ciascuna di queste aree si sovrappone a metà con lo spettro entrante (segnale). L'interferometro vero e proprio è messo a contatto con questo doppio filtro tramite contatti molecolari e posto in un volume sigillato; quest'ultimo termina con un pistone che tramite un motore può essere mosso per provocare cambiamenti di pressione.

Variando opportunamente la pressione delle camere d'aria che costituiscono i due filtri (o equivalentemente adattandone gli indici di rifrazione), gli spettri A e B vengono posizionati simmetricamente rispetto a quello della luce retrodiffusa dall'atmosfera.

L'adattamento dei filtri si effettua prima di ogni set di misura, ma non viene più ripetuto durante l'acquisizione dei dati. Nel grafico in figura 4 vediamo indicata la lunghezza d'onda " λ_C ": essa si trova a metà distanza tra i centri degli spettri A e B e viene presa come riferimento nel valutare lo shift, qualora esso avvenga.

Lo spessore ottico delle camere d'aria ha un valore medio $e_m=3.505\pm0.0005$ mm, mentre la differenza tra gli spessori A e B è $\Delta e=34.5\pm0.1$ nm. La differenza spettrale tra le due bande passanti è pertanto:

$$\Delta\lambda_S = \lambda_0 \frac{\Delta e}{e_m} = 5.24 \pm 0.02 \text{ pm},$$

su cui è trascurabile l'errore sulla lunghezza d'onda del laser emettitore.

Lo strumento, puntato ad un angolo " θ " rispetto allo zenit, fornisce una risposta in funzione del numero dei fotoni trasmessi dai due filtri (N_A , N_B), che, per la quota z , ha la seguente forma analitica:

$$R(z, \theta) = \frac{CN_A(z, \theta) - N_B(z, \theta)}{CN_A(z, \theta) + N_B(z, \theta)}, \quad (2)$$

dove " C " è un fattore di correzione introdotto per tenere conto dell'eventuale sbilanciamento tra i due filtri. Esso viene valutato in base al confronto tra i segnali fotonici dei due filtri (N_A , N_B), mandando su di essi una luce bianca. L'errore che si commette nello stimare C influenza naturalmente anche la misura della velocità, cui è legato dalla seguente relazione:

$$\frac{\delta v_h}{v_h} = \frac{\delta C}{C} \bar{R}(z),$$

in cui $\bar{R}(z)$ è la media sul profilo delle misure alla generica quota z .

Il dato fornito da $R(z, \theta)$ è legato alla posizione della lunghezza d'onda della luce scatterata rispetto a quella di riferimento dell'interferometro; se chiamiamo con " λ^1 " la lunghezza d'onda centrale dello spettro retrodiffuso, tale posizione è data da:

$$P(z, \theta) = \lambda^1(z, \theta) - \lambda_C = \lambda_0 + \Delta\lambda - \lambda_C.$$

Il profilo $P(z, \theta)$ viene dedotto da quello sperimentale $R(z, \theta)$ tramite un'opportuna funzione di calibrazione. Lo zero di riferimento per la scala dei venti si ottiene puntando lo strumento allo zenit; la velocità del vento sarà pertanto data da:

$$v_h(z) = \frac{c}{2\lambda_0 \sin(\theta)} [P(z, \theta) - \bar{P}(z, 0)],$$

dove $\bar{P}(z, 0)$ è la posizione di riferimento, ottenuta come media lungo un intervallo verticale da 15 a 25 Km di quota.

4.3 Trasmettitore e Ricevitore

Il sistema di trasmissione e ricezione è costituito dall'assemblaggio di quattro blocchi di puntamento di cui uno verso lo zenit (figura 5). Gli altri tre blocchi puntati verso nord, est ed ovest sono inclinati di 40°.

La sorgente laser del lidar è unica per i quattro blocchi e viene opportunamente proiettata su ciascuno di essi da uno specchio rotante (pertanto i quattro blocchi funzionano successivamente). Ogni blocco è costituito da un trasmettitore centrale afocale e quattro specchi parabolici di ricezione con diametro di 500 mm e lunghezza focale di 1.5 m; essi complessivamente forniscono un'area di ricezione di 0.78 m².

In ciascun punto focale degli specchi di ricezione è posta una fibra ottica (diametro 220µm); le quattro fibre di ogni blocco vengono unite all'interno di un rivestimento cilindrico andando a formare un'unica grande fibra ottica dal diametro di 580 µm. L'estremità libera di ciascuna fibra viene fissata ad una camera di trasmissione che contiene un secondo specchio rotante e un opportuno sistema di ottiche, che proietta l'immagine proveniente da uno dei quattro ricevitori su un'ulteriore fibra ottica di 600 µm di diametro detta *fibra di output*.

Gli specchi rotanti che fanno parte dell'apparato di ricezione del segnale sono scanner ottici controllati in remoto da un apparato elettronico collegato ad un computer tramite un'interfaccia RS232. Il computer controlla tutto il sistema attraverso un software che, ad ogni cambiamento di linea di puntamento, comanda lo spegnimento del laser per questioni di sicurezza e orienta opportunamente gli specchi.

Quando il fascio di luce retrodiffusa viene rilevato attraverso tutto il sistema ottico sopra descritto, viene proiettato su una lente che serve a collimarlo prima che attraversi il filtro del FPI; nel fuoco di questa lente (acromatica per il fascio) è posta una fibra ottica anch'essa di diametro di 600 μm , il cui scopo è quello di illuminare uniformemente l'apertura dell'interferometro. Essa è collegata ad un primo filtro che effettua la riduzione della luce di background del fascio e, immediatamente dopo questo, ai filtri A e B attraverso cui avviene il rilevamento Doppler. I fotoni N_A ed N_B vengono opportunamente deviati in direzioni opposte e focalizzati su un fotomoltiplicatore R1477 che funziona da detector con sistema di conteggio dei fotoni.

I dati così raccolti vengono memorizzati ed elaborati dal computer che ne fornisce in tempo reale i profili.

4.4 Effetti di drift strumentali

Per determinare misure assolute di vento bisogna stabilire con precisione lo zero di riferimento dello shift Doppler, che si ricava dal puntamento zenitale del lidar. Ci interessa pertanto determinare con accuratezza la posizione della lunghezza d'onda del laser λ_0 rispetto a quella centrale del FPI, λ_C . Entrambe queste lunghezze d'onda sono però affette da errori nella determinazione per via dell'instabilità sia del laser che dell'interferometro.

Il laser Nd:YAG ha una sorgente a onda continua (CW) a 1064 nm, controllata termicamente per assicurare un funzionamento stabile a lungo. Tale sorgente subisce però un drift di frequenza che influenza direttamente il laser secondario emettitore a 532 nm. Il valore massimo di questo drift è di ± 0.1 pm/h e dipende dalle condizioni termiche nelle vicinanze del laser; queste possono comunque essere controllate in modo da garantire una discreta stabilità.

La lunghezza d'onda del filtro invece è determinata in base allo spessore ottico della camera d'aria, che può cambiare se variano le condizioni termiche. Per tale motivo l'interferometro è protetto da un rivestimento sigillato e termicamente controllato; lo sbalzo massimo di temperatura è di 0.1 °K (ad esso corrisponde un errore sulle misure del vento di ± 14.0 m/s).

Lo FPI è fatto con lastre di silice che si possono dilatare termicamente cambiando in questo modo lo spessore geometrico delle camere d'aria.

L'errore sulle misure dovuto ai cambiamenti dello spessore ottico è molto più piccolo rispetto a quello causato dai cambiamenti di spessore geometrico; esso si può pertanto trascurare. In questo modo in pratica si assume che il drift spettrale sia uguale per i due filtri (perché dipendente da sole cause geometriche): esso corrisponde in pratica allo slittamento della lunghezza centrale λ_C .

Ai fini della determinazione dello shift provocato dall'effetto Doppler, ci interessa determinare lo spostamento relativo tra le due lunghezze d'onda, che indichiamo con $\lambda_0 - \lambda_C$.

Nei due lidar utilizzati dal gruppo francese il problema del drift strumentale è stato risolto in due modi diversi: nel primo lidar (ante 1991) esso veniva corretto tramite i dati raccolti con esperimenti ausiliari di radiosonde, tenendo comunque l'apparato sotto controllo termico. Nel secondo, invece, l'errore dovuto al drift strumentale non viene eliminato, né si opera un controllo termico su di esso. Si è costruito uno strumento capace di cambiare velocemente direzione di puntamento; in questo modo l'errore sulla misura è lo stesso per le direzioni non zenitali e si può eliminare facendo la differenza delle misure con quella verticale, che viene effettuata prima di ogni puntamento verso nord, est o ovest.

Si può dimostrare, infine, che il contributo residuo sulla media del profilo del vento dovuto al drift strumentale, è dato dalla media di quest'ultimo su tutto l'intervallo di tempo in cui si effettuano le misure per il tempo massimo che trascorre tra una delle acquisizioni in direzioni non zenitale e la più vicina misura in verticale.

4.5 Acquisizione delle misure

Tale parte dell'esperimento si può dividere in due fasi: la calibrazione e l'acquisizione vera e propria del profilo di vento.

Per calibrare lo strumento viene usata una piccola frazione della luce laser emessa dal trasmettitore e si costruisce la forma dello spettro dei due semifiltri, variando gradualmente la pressione al loro interno, con il pistone superiore; in questo modo si associano gli step del motore che muove il pistone ad una precisa scala spettrale che fa successivamente da riferimento. Qui di seguito riportiamo un esempio di grafico di calibrazione ottenuto per temperature di 200, 220 e 240 °K.

Figura 4 Curva di calibrazione. In alto a sinistra sono riportati i valori di sensibilità associati alle misure.

Come vediamo la curva di calibrazione è pressoché lineare nell'intervallo centrale. L'incertezza sull'inclinazione della curva (e dunque anche sulle misure) dovuta alle caratteristiche sperimentali dell'interferometro è di circa lo 0.3%.

La seconda fase di acquisizione delle misure si svolge di notte per ovvie ragioni di riduzione del background. Le misure coprono un intervallo di quote abbastanza ampio che va da 8 Km a circa a 50 Km. Durante ogni ciclo di misure il lidar viene puntato per 2 minuti verso nord, 2 minuti verso est e 1 minuto verso lo zenit (l'ovest viene poco usato per questioni di traffico aereo); l'acquisizione avviene per ogni emissione del trasmettitore, ma le operazioni di analisi dei segnali avvengono per set di 1800 misure. I dati di scarsa qualità vengono scartati e di norma per ridurre l'errore sulle misure (che viene in parte stimato dal confronto tra puntamento non zenitale e puntamento verticale) il ciclo di puntamento NN-EE-V dura meno dei previsti 300 secondi.

I segnali trasmessi dai filtri A e B devono inoltre essere corretti per via della non linearità della risposta del fotomoltiplicatore che li traduce in segnali elettrici; la correzione viene fatta in base alla seguente espressione:

$$N_C = N_r \exp\left(-\frac{N_r}{N_r^{\max}}\right),$$

in cui N_C è il segnale di saturazione, N_r quello retrodiffuso, il cui valore massimo, N_r^{\max} , è quello che satura il sistema.

Una volta acquisite le misure, viene calcolato il profilo di risposte $R(z)$ in base all'espressione (2); a ciascun valore calcolato di R si associa un errore statistico dato da:

$$\sigma_R = \left(\frac{C+1}{4C}\right)^{1/2} \frac{\sqrt{N_A}}{N_A - f_{C_A}},$$

in cui f_{CA} è il background. Come si vede tale errore è minimo se i segnali N_A e N_B sono equivalenti (cioè se $C \sim 1$).

4.6 Confronto con altri metodi di misura

Per dare valore al sistema di misura del lidar Doppler sono stati fatti dei confronti con altri sistemi capaci di fare misure di vento entro intervalli di atmosfera altrettanto ampi di quelli sondati dal lidar. Il confronto è stato fatto con radiosonde collegate al sistema Loran-C o al GPS, con i modelli meteorologici ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather forecast Analysis) e HWM93.

Nel caso della radiosonda il profilo del vento viene ricostruito in base alla traiettoria del pallone che la trasporta; la traiettoria si ricava da metodi di triangolazione tramite segnali elettromagnetici trasmessi da un sistema di antenne sparse su tutto il globo (Loran-C) o da sistemi satellitari (GPS). Naturalmente in questo caso le misure fatte sono affette da errori molto grandi poiché il pallone non è un tracciante atmosferico perfetto per i moti orizzontali. Comunque i risultati ottenuti in entrambi i casi mostrano profili che sono bene riprodotti dalle misure del lidar, a parte qualche piccola differenza sui profili medi. Un vantaggio nell'usare un confronto GPS piuttosto che Loran-C sta nel diminuire la separazione spazio-temporale tra le misure lungo la traiettoria del pallone e quelle del lidar. Il buon accordo dato da questi due confronti è mostrato nelle figure che seguono.

Figura 5 Confronto tra i profili di vento del lidar e quelli ricavati

dal pallone controllato dal sistema GPS. Nei grafici sono riportati anche
le misure (asterischi) ricavate dal modello climatologico ECMWF.

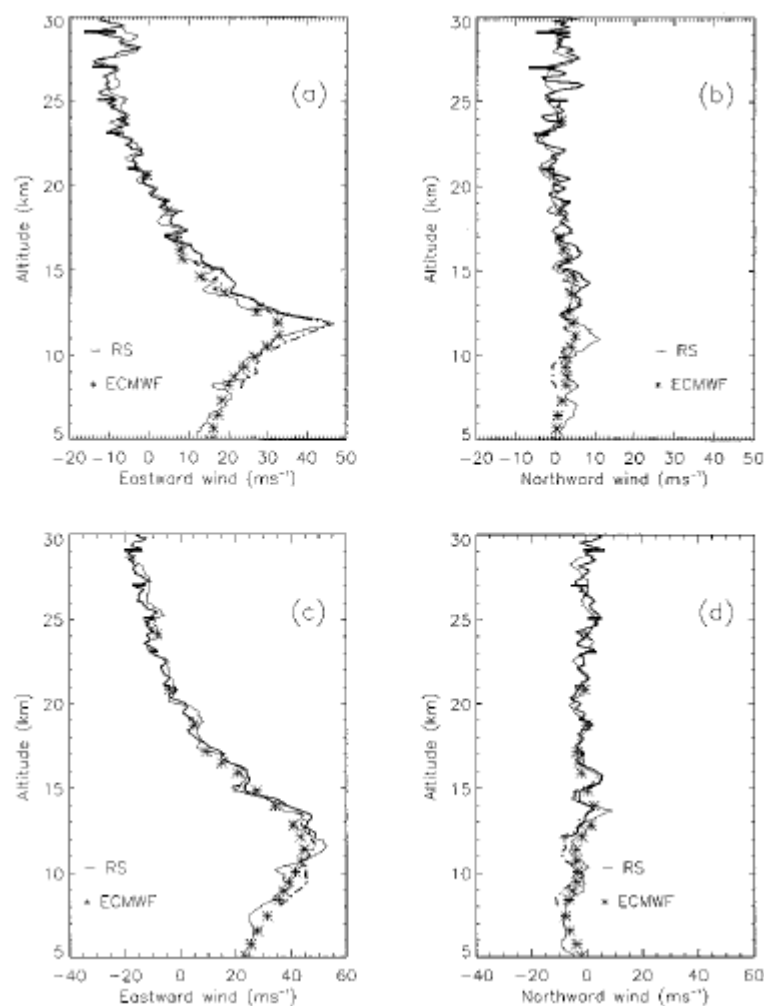


Figura 7 Confronto tra i profili del lidar Doppler e le misure di una radiosonda controllata dal sistema di antenne Loran-C. Notiamo come i jet siano ben riprodotti dal sistema lidar.

Il modello atmosferico ECMWF è dato dall'unione di dati sperimentali ottenuti tramite radiosondaggi e le previsioni dinamiche di un modello generale di circolazione. Esso può fornire misure solo fino ad una quota di circa 30 Km. Il confronto operato rispetto a questo modello non sottolinea grandi differenze, sebbene le misure del lidar non riproducano gli aumenti di intensità oltre i 20 Km. Nei grafici che riportiamo nella pagina seguente vediamo anche i profili stagionali dei venti; essi mostrano un ottimo accordo con le misure del lidar, sebbene si possano notare due differenze: venti più forti verso est e più deboli verso ovest nel caso del modello ECMWF nel mese di febbraio. Un'altra differenza si registra in novembre dove nelle misure del lidar il profilo è nettamente più nitido e particolareggiato.

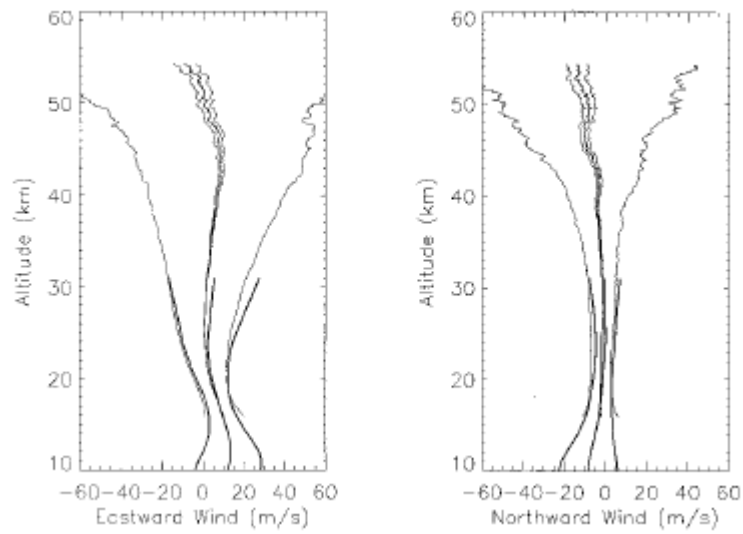


Figura 8 profili del vento zonale(a) e del vento meridionale(b) ottenuto dalla media su tutte le stagioni e misure prese su diversi anni.

I profili lidar e ECMWF sono in buon accordo.

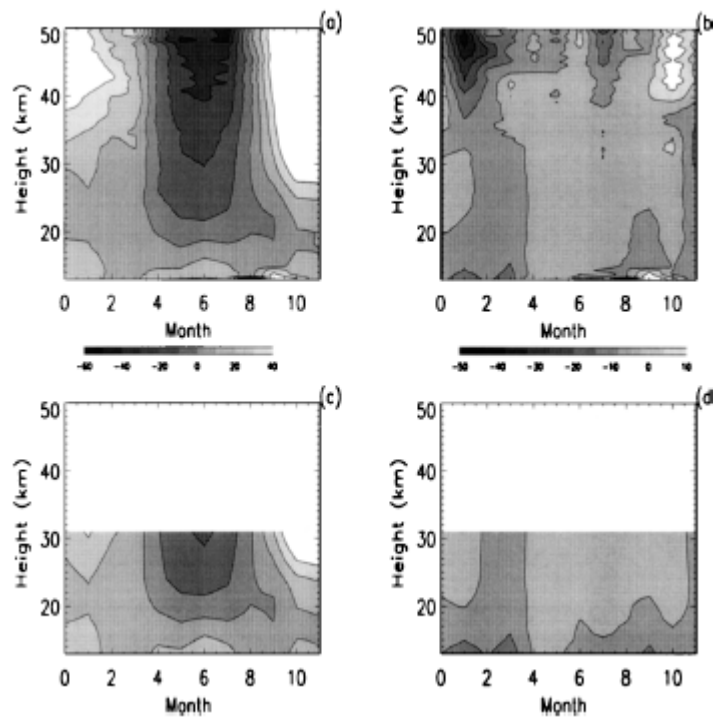


Figura 9 variazioni stagionali dei venti mediate mensilmente. I pannelli “a” e “b” si riferiscono alle misure del lidar. Quelli sottostanti all’analisi del modello ECMWF. I pannelli di sinistra si riferiscono al vento zonale, mentre quelli di destra al vento meridionale.

Per la parte superiore di atmosfera per cui non si possono fare analisi con il modello ECMWF, si può utilizzare il modello HWM93. Esso non è rilevante per la bassa troposfera a causa dell'alta variabilità di questa zona di atmosfera. Tra le misure del lidar e le stime del modello ci sono alcune differenze: il lidar registra un vento zonale più debole nei mesi invernali, mentre le componenti meridionali sono di segno opposto. Il modello HWM93 prevede inoltre un flusso verso nord, mentre il lidar rileva misure che testimoniano una circolazione meridionale.

Queste differenze possono essere dovute ai repentini riscaldamenti avuti nell'inverno tra il '96 e il '97 in stratosfera registrati con un altro lidar di tipo Rayleigh.

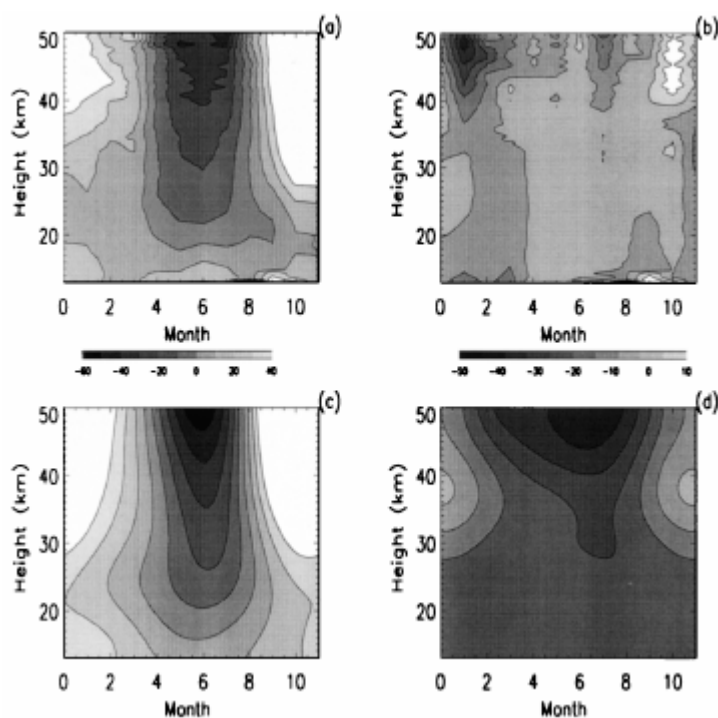


Figura 10 Confronto tra il lidar e il modello HWM93. I pannelli superiori sono quelli del lidar; la componente su cui si notano le differenze maggiori è quella meridionale (pannelli di destra).

Conclusioni

Dai confronti fatti concludiamo che il lidar Doppler è un ottimo strumento per il rilevamento dei venti orizzontali. Esso può fornire profili anche senza l'ausilio di sistemi d'appoggio come le radiosonde. Nel caso particolare del gruppo francese possiamo inoltre notare che le modifiche fatte allo strumento per trascurare l'effetto di diffusione Mie rendono possibili buone misure anche al di sotto degli 8 Km, indipendentemente dalla presenza degli aerosol.

Il lidar Doppler può essere impiegato in vari studi nel campo della geofisica in cui rientri la circolazione nell'alta troposfera e in stratosfera. Inoltre i profili mediati quotidianamente possono aiutare nello studio della struttura verticale del vento su larga scala. Le analisi su corta scala possono invece essere utili allo studio delle piccole perturbazioni, come per esempio le onde di gravità.

Bibliografia

- P.S. Argall, R.J. Sica, University of Western Ontario, online publication.
- C. Souprayen, A. Garnier, A. Hertzog, A. Hauchecorne, J. Porteneuve, *Applied Optics*, 38, 2410-2420 (1999)
- G.P. Gobbi, F. Barnaba, Remote sensing of atmosphere and ocean from space: models, instruments and techniques, 3-18 (2002), Academic Publishers
- Materiale didattico corso di telerilevamento prof. Pierdicca disponibile su internet