

Dottorato di Ricerca in Tecnologie dell'Informazione e delle Comunicazioni XXIX Ciclo a.a.2013/2014

Caratterizzazione di Polar Stratospheric Clouds (PSC) Antartiche tramite osservazioni lidar ground-based e confronto con osservazioni lidar satellitari e output di modelli climatici accoppiati a modelli di chimica (CCM)

Relatore Prof. Marco Cacciani Relatore esterno Dott. Francesco Cairo Dottorando Dott. Mauro De Muro

Sommario

Ir	IntroduzioneVI				
1	La stratosfera polare, la chimica dell'Ozono e le Polar Stratospheric Clouds				
	1.1	Las	stratosfera	1	
	1.2	Circ	colazione stratosferica	2	
	1.3	L'o	zono stratosferico	3	
	1.4	Il b	uco dell'ozono	3	
	1.5	5 La chimica dell'ozono stratosferico			
	1.6	Pro	cessi di chimica eterogenea	6	
	1.7	Cic	li catalitici dovuti ai CFC e al dimero ClOOCl	7	
	1.8	Vor	rtice polare1	0	
	1.9	Aer	osol Stratosferici1	0	
	1.10	Pola	ar Stratospheric Clouds1	2	
	1.1	0.1	Variabilità temporale e spaziale delle PSC1	4	
1.10.2 Chimica e microfisica delle PSC		Chimica e microfisica delle PSC	.4		
	1.1	0.3	PSC di tipo I1	5	
	1.1	0.4	PSC di tipo II1	8	
2	Tee	oria e	e tecnica lidar1	9	
	2.1	Teo	pria e applicazioni dei sistemi lidar1	.9	
	2.2	L'e	quazione LIDAR2	20	
	2.3	Coe	efficiente di Backscattering $\boldsymbol{\beta}$ 2	22	
2.3.1 Backscattering		.1	Backscattering molecolare2	22	
	2.3	.2	Backscattering aerosolico2	23	
	2.4	Tra	smittività ed estinzione2	23	
	2.5	Mo	dalità di acquisizione del segnale2	24	
	2.5	.1	Current mode (modalità analogica)2	25	
	2.5	.2	Photon counting mode (fotoconteggio)2	25	
	2.6	Dea	ad Time Correction	25	

	2.7]	Determinazione dei parametri ottici atmosferici2	27
	2	2.7.1	Backscatter Ratio R	27
	2	2.7.2	2 Rapporto di depolarizzazione $\boldsymbol{\delta}$	27
	2.8]	Inversione del dato lidar	30
	2	2.8.1	I Implementazione numerica	31
	2.9		Stima dell'errore	32
	2	2.9.1	Caratterizzazione del rumore nel segnale invertito	33
3	L	ida	r ISAC-DOMEC	37
	3.1]	Progetto COMPASS	37
	3.2]	Lidar stratosferico ISAC-DOMEC	38
	3	.2.1	I Il sistema di trasmissione	41
	3	.2.2	2 Il sistema di ricezione	14
	3	.2.3	3 Schede di acquisizione	18
	3.3		Setup di misura lidar ISAC-DOMEC	50
	3.4]	Inversione del dato lidar	51
	3	5.4.1	Determinazione del profilo di densità molecolare	51
	3	.4.2	2 Retrieval dei parametri ottici	51
	3	.4.3	3 Errore sul backscatter Ratio R	53
	3.5	(Calibrazione della depolarizzazione	54
	3	5.5.1	I Inversione fotomoltiplicatori	55
	3	.5.2	2 Applicazione ai dati lidar	50
	3.6]	Depolarizzazione aerosolica	52
4	C	Dsse	ervazioni lidar a Dome C	53
	4.1	(Campagne di misura DomeC 2014, 2015 e 2016	53
5	C	Com	nparazione climatologie di PSC derivate da osservazioni lidar ground-based e da satellite?	75
	5.1]	Database NDACC	76
	5.2]	Database CALIOP-CALIPSO7	16

5.3	Alg	Algoritmo di classificazione HomeMade (HM)		
5.4	Algoritmo di classificazione nativo CALIOP (PSC-MASK)			
5.5	Differenze tra i due algoritmi di classificazione			
5.6	Cor	nfronto database	80	
5	.6.1	Test χ2	84	
5.7	Oss	ervazioni sopra McMurdo	86	
5	.7.1	Distribuzione verticale delle PSC	86	
5	.7.2	Distribuzione in temperatura delle PSC	92	
5.8	Oss	ervazioni a DomeConcordia	95	
5.9	Cor	nsiderazioni finali	99	
6 C couple	Compai ed	razione di climatologie di PSC osservate con output di modelli numerici chen	nistry- 102	
6.1	Mo	delli numerici (Chemistry Climate Models)	102	
6	5.1.1	CAM3.5	106	
6.1.2 6.1.3		CCSRNIES	107	
		LMDZ Reprobus	108	
6	5.1.4	WACCM	109	
6	5.1.5	Waccm CCMI	109	
6.2	Stir	na di SAD e VAD da dati lidar e OPC	110	
6	5.2.1	Optical Particle Counter	110	
6.3	Val	idazione modelli CCM tramite confronto con le osservazioni	114	
6	5.3.1	Classificazione delle PSC a partire dai dati dei modelli	114	
6.3.2		Identificazione delle PSC a partire dai dati lidar CALIOP	116	
6	5.3.3	Distribuzione geografica delle PSC	116	
6	5.3.4	Distribuzione verticale e in temperatura	121	
6.4	Cor	nsiderazioni finali	125	
7 C	Conclus	sioni	127	
Apper	ndice A	A: Fotomoltiplicatori	i	

Appendice B: spettro RAMAN	iii
Appendice C: Vettori di Stokes e Matrici di Mueller	iv
Riferimenti Bibliografici	viii
Web references	XX
Indice delle figure	xxii

Introduzione

Dalla scoperta del cosiddetto "buco dell'Ozono" in Antartide, nel 1985, molto si è appreso dei meccanismi chimici che causano l'impoverimento dell'ozono polare, ed esistono modelli che riproducono ragionevolmente l'ozono osservato. Tuttavia negli ultimi decenni il clima globale ha subito un notevole cambiamento, che è più evidente nelle regioni polari. La riduzione dell'ozono sarà influenzata dal cambiamento futuro dello scenario globale. Per questo è importante, al fine di assicurare una previsione accurata del recupero dell'ozono, continuare le serie di misurazioni atmosferiche di lungo termine. Inoltre è importante capire come utilizzare sinergicamente le misurazioni attualmente disponibili, comprendendone le limitazioni e con ciò assicurando una loro corretta comparazione ed interpretazione. Tra le misurazioni polari collegate ali fenomeni di impoverimento di ozono stratosferico, le osservazioni, da lidar al suolo, di Polar Stratospheric Clouds, - nubi stratosferiche che giocano un ruolo fondamentale in tali processi, - sono quelle di più lunga data. Ad esse si sono recentemente affiancate osservazioni da strumentazione satellitare. Questo dataset ora disponibile costituisce una formidabile riserva di conoscenze per comprendere l'evoluzione della microfisica stratosferica polare. In che misura le osservazioni satellitari e groundbased siano comparabili tra loro, ed in che modo possano essere usate sinergicamente per testare la bontà predittiva dei modelli globali, sono le domande scientifiche alle quali il presente lavoro di tesi cerca di dare una risposta. In particolare, scopo di questo lavoro di tesi è l'analisi delle climatologie di Polar Stratospheric Clouds (PSC) Antartiche ottenute dal sistema lidar ISAC-DOMEC installato presso la base italo-francese Concordia a DomeC, durante i mesi invernali dell'emisfero australe dal 2014 al 2016, e il loro confronto con altre climatologie osservazionali ground-based e satellitari e con dati da modello.

Le misure effettuate presso DomeC hanno permesso di ottenere una climatologia di osservazioni ground-based di PSC fino ad ora unica. Si tratta infatti dell'unico sistema lidar ground-based a diversità di polarizzazione in grado di acquisire dati così all'interno del vortice polare. Per questo, dal 2015 è diventato un osservatorio permanente del Programma Nazionale di Ricerche in Antartide (PNRA) e fa parte della rete NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change). Il confronto con le climatologie da osservazioni lidar ground-based acquisite presso la base di McMurdo negli anni 2006-2010 da un sistema lidar del tutto analogo a quello di DomeC ha permesso di dare una prima valutazione sugli effetti dell'influenza del vortice polare e dell'orografia sulla formazione di PSC. Entrambe le climatologie ground-based sono state poi confrontate con quelle ottenute dal lidar CALIOP a bordo del satellite CALIPSO, e sono state determinate in maniera puntuale, cioè all'interno di un box di latitudine e longitudine appropriati, le differenze dovute alle

diverse geometrie di osservazione e ai diversi algoritmi utilizzati per la classificazione delle diverse tipologie di PSC. Sono stati evidenziati i parametri fondamentali di cui tenere conto quando si confrontano due dataset diversi dal punto di vista della risoluzione spaziale e temporale, quali quelli satellitari e ground-based. Il confronto tra i due approcci permette inoltre di meglio comprendere l'eventuale interoperabilità dei diversi sistemi per lo studio di fenomeni dinamici. Le misure da satellite forniscono una visione globale quasi istantanea della presenza di aerosol e nubi in stratosfera, definiscono le estensioni e i contorni delle PSC e permettono studi su larga scala, mentre le misure ground-based danno la possibilità di studiare i processi che coinvolgono la formazione e vita delle PSC, seguendo l'evoluzione delle masse d'aria, da un punto di vista euleriano, su scale temporali di parecchie ore.

Il confronto è stato poi esteso su una scala maggiore (l'intero continente antartico) tra le climatologie CALIOP e gli output di modelli Chemistry-Climate Models (CCM) al fine di enfatizzare punti di forza e carenze dei modelli rispetto alle osservazioni. Questa attività di ricerca è stata guidata dalla necessità di una validazione degli output dei modelli numerici riguardo la loro capacità di rappresentare in maniera accurata la realtà, soprattutto per quanto riguarda la stratosfera polare e le PSC, al fine di aumentare la nostra confidenza riguardo le proiezioni sul futuro dell'ozono polare, per i cui processi fisico-chimici le PSC svolgono un ruolo chiave.

Nei vari confronti, le diverse tipologie di PSC, caratterizzate dal punto di vista delle loro proprietà ottiche, sono state analizzate in funzione della loro quota, della temperatura di formazione e della posizione geografica nel continente antartico.

La tesi è strutturata nel seguente modo:

Nel capitolo 1 vengono presentati i principali meccanismi chimici e termodinamici che hanno luogo nella stratosfera polare, con particolare focus sui meccanismi di formazione delle PSC e sul loro ruolo nella diminuzione dell'ozono stratosferico. La descrizione è incentrata sulla stratosfera Antartica, nella quale il fenomeno del "buco dell'ozono" è più marcato a causa del vortice polare molto intenso e delle basse temperature che in esso si vengono a formare durante l'inverno. Sono descritte le varie tipologie di PSC e le loro caratteristiche e la loro correlazione con eventi naturali come eruzioni vulcaniche, oltre alle varie tecniche di monitoraggio con sistemi in situ o da remoto, con particolare enfasi sulla tecnica lidar,. Nel secondo capitolo sono descritte le principali grandezze fisiche che entrano in gioco nell'inversione dell'equazione lidar, il funzionamento dei sensori per la rivelazione della luce e le modalità di acquisizione del segnale. Viene introdotto il rapporto di depolarizzazione e la teoria di Mueller per la rappresentazione matriciale di tale grandezza, poi sviluppata compiutamente in na delle Appendici.

Nel terzo capitolo è presentato nel dettaglio il sistema lidar ISAC-DOMEC installato presso la base italo-francese Dome Concordia (DomeC, 75°S,123°E), situata a circa 3300m s.l.m. all'interno del plateau antartico per l'osservazione della stratosfera polare e per lo studio delle PSC Antartiche, nell'ambito del progetto COMPASS. Il lidar ISAC-DOMEC è uno dei tre sistemi lidar operanti all'interno della rete NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change) in Antartide. La rete NDACC comprende più di 70 stazioni di ricerca sparse su tutto il globo. Il lidar ISAC-DOMEC è un sistema controllabile da remoto, e può operare in completa autonomia, senza l'ausilio di un operatore esterno. Nel corso dei tre anni del lavoro di tesi ho partecipato a campagne osservative presso la stazione di DOMEC, pe due mesi ogni anno.

Nel quarto capitolo sono presentate le serie temporali dei profili di backscatter ratio e depolarizzazione aerosolica acquisiti dal lidar ISAC-DOMEC durante le campagne invernali 2014, 2015 e 2016 presso la stazione Concordia a DomeC. Sono presentate, per confronto, le serie temporali di backscatter ratio ottenute dal lidar CALIOP a bordo del satellite CALIPSO per gli stessi anni, al di sopra di DomeC, entro un raggio di circa 500 Km, con una frequenza temporale di circa 2 misure giornaliere.

Nel quinto capitolo viene discusso il confronto tra le climatologie di PSC ottenute tramite un sistema lidar installato presso la stazione di McMurdo (78°S,166°E) e le misure di PSC ottenute tramite il lidar CALIOP a bordo del satellite CALIPSO, per gli anni 2006-2010. Il confronto è esteso alle misure lidar di DomeC e alle relative misure di CALIOP al di sopra di questa area, per gli anni 2014, 2015 e 2016. Il sistema lidar che ha operato a McMurdo dal 2004 al 2010 è essenzialmente lo stesso sistema che è stato riposizionato a DomeC nel corso di questo lavoro di tesi, e questo garantisce omogeneità tra le prestazioni e, quindi, tra le climatologie osservate.

Nel sesto capitolo viene presentato uno studio comparativo tra i parametri atmosferici ottenuti dalle misure lidar rispetto agli stessi parametri derivabili dai modelli climatici (Chemistry-Climate models (CCM). Vengono analizzate le climatologie di osservazione di PSC per gli anni 2006-2010 ottenute da dati telerilevati dal lidar CALIOP, interpretati alla luce di dati microfisici provenienti da alcuni lanci di pallone strumentato con un Optical Particle Counter, OPC, al fine di confrontarli con le climatologie derivate da simulazioni numeriche su diversi periodi, al di sopra del continente antartico. L'ultimo capitolo è dedicato alle conclusioni del nostro lavoro.

1 La stratosfera polare, la chimica dell'Ozono e le Polar Stratospheric Clouds

In questo capitolo verrà descritta la stratosfera polare, con particolare riguardo alla chimica dell'Ozono e alle Polar Stratospheric Clouds e al ruolo che esse giocano nel fenomeno del cosiddetto "buco dell'ozono".

1.1 La stratosfera

Il profilo verticale della temperatura rispetto alla quota permette di distinguere diverse regioni dell'atmosfera terrestre.

Al di sopra dei 12 Km circa, (vedi Figura 1.1) la struttura fisica e chimica dell'atmosfera diventa molto diversa da quella degli strati inferiori. Questo strato, compreso approssimativamente tra i 12 e i 50 km e nel quale la temperatura cresce con la quota, è generalmente stabile rispetto ai moti convettivi e per questo i tempi di residenza dei composti chimici sono relativamente lunghi: è la stratosfera.



Figura 1.1 Profilo verticale di temperatura rispetto alla quota.

In questa regione dell'atmosfera la temperatura aumenta da circa -60°C alla tropopausa fino a circa 0°C a 50Km. Questa struttura termica è il risultato di processi radiativi e dinamici complessi come l'assorbimento della radiazione ultravioletta da parte dell'ozono, l'emissione della radiazione infrarossa da parte della CO_2 , il vapor d'acqua e l'ozono e il trasporto di massa e di calore per la

circolazione atmosferica generale. Quest'ultima è causata da gradienti termici indotti a causa dell'irraggiamento solare (maggiore all'equatore) e da scambi di quantità di moto dovute all'assorbimento di onde planetarie e onde di gravità.

1.2 Circolazione stratosferica

La circolazione stratosferica può essere descritta da due fattori: una circolazione media e un trasporto meridionale quasi orizzontale (quasi-horizontal meridional transport). Il primo fattore è noto col nome di circolazione Brewer-Dobson. [Brewer,(1949); Dobson,(1956); Holton et al(1995)]. Lo schema Brewer-Dobson (vedi Figura 1.2) prevede un sollevamento (upwelling) di aria troposferica dalle regioni tropicali, trasporto delle masse d'aria verso i poli attraverso un flusso di massa quasi-orizzontale, e una discesa nelle regioni extratropicali. Questo trasporto è massimo durante l'inverno, più accentuato nell'emisfero nord che nell'emisfero sud, per cui le stratosfere alle medio-alte latitudini risultano essere le regioni con la più alta concentrazione di ozono durante la notte polare. Il secondo termine, l'eddy transport, deriva da processi zonali asimmetrici, generalmente originati dalla rottura di onde planetarie e di gravità che si propagano dalla troposfera.



Figura 1.2 Rappresentazione schematica della circolazione Brewer-Dobson e dei principali meccanismi di interazione troposferastratosfera. (Holton, 1995). In ordinata è riportata la pressione in mb, in ascissa la latitudine (a sinistra i poli, a destra l'equatore).

1.3 L'ozono stratosferico

La componente dinamica e termica della stratosfera è in gran parte governata dai gas presenti in traccia nell'atmosfera, che interagiscono con l'irraggiamento solare e terrestre. In quest'ottica l'ozono gioca un ruolo fondamentale. L'ozono è prodotto dall'irraggiamento solare a lunghezze d'onda tra i 180 e i 240 nm che scinde i legami dell'ossigeno molecolare, trasformandolo in ossigeno atomico. L'ozono è in grado di assorbire efficacemente la radiazione ultravioletta nello spettro 200-310 nm (UV), proteggendo così la superficie della terra e la sua biosfera da possibili seri danni. L'UVB può infatti interagire con il DNA causando mutazioni e cancro alla pelle e inibire la fotosintesi nei vegetali. La maggior parte dell'ozono stratosferico risiede in una stretta fascia atmosferica centrata intorno ai 25 Km, chiamata ozonosfera, al di sotto della quale la radiazione è troppo debole per portare alla dissociazione dell'ossigeno molecolare; al di sopra, invece, la concentrazione di O₂ non è sufficiente a generare un numero significativo di atomi di ossigeno. La formazione dell'ozono stratosferico solare è più intenso, ma i picchi di ozono si registrano al di sopra dei poli, dove viene trasportato grazie alla circolazione stratosferica [Dobson,1956].

1.4 Il buco dell'ozono

Una marcata diminuzione della concentrazione di ozono colonnare è stata osservata ciclicamente all'inizio della primavera polare ogni anno a partire dalla fine degli anni 70 [Farman et al., 1985]; [Stolarsky et al. 1986]. Abbandonata l'idea che i bassi valori di ozono colonnare misurato fossero dovuti ad artefatti strumentali, si pensò, data la ciclicità del fenomeno, di essere di fronte ad un fenomeno naturale [UCAR]. Farman et al (1985), furono i primi, incrociando i dati di più strumenti, a rendersi conto che si trattasse di un fenomeno reale. Essi evidenziarono una diminuzione della concentrazione di ozono colonnare di circa il 50% in Antartide, ed arrivarono ad indicare nei CloroFluoroCarburi (CFC, composti del Cloro fabbricati nell'industria a partire dagli anni '70) il possibile catalizzatore delle reazioni chimiche insieme alle gelide temperature della notte polare Antartica (vedi Figura 1.3). I valori sorprendentemente bassi di Ozono erano stati misurati solo durante la primavera, mentre durante il resto dell'anno si aveva congruenza con le misure degli anni precedenti. Farman et al (1985) evidenziarono, inoltre, come questi effetti non fossero previsti dai modelli atmosferici utilizzati per le previsioni degli effetti dell'attività umana sull'ozono stratosferico. [Stolarsky, 2003]. Gli studi effettuati presso la base antartica di McMurdo nel 1986 da Solomon, (1986) hanno evidenziato che i composti di cloro erano più abbondanti in stratosfera che alle basse quote. Successive misure da satellite, aereo e da terra hanno poi confermato l'anticorrelazione tra le concentrazioni di ozono stratosferico e di cloro.

Il "buco dell'ozono" è definito come la regione al di sopra dei poli all'interno della quale si registra una diminuzione marcata della concentrazione totale di ozono colonnare. L'area del buco dell'ozono viene calcolata a partire dalle mappe di ozono colonnare, ed è delimitata da un livello pari a 220 Dobson Units (DU), che rappresenta il minimo osservato in Antartide prima del 1979.

In Figura 1.3 è riportato un profilo verticale della pressione parziale di ozono espressa in mPa al crescere della quota. Le misure sono state ottenute tramite radiosondaggi [Harris et al,1994] nella stazione di Amundsen-Scott in Antartide e presentano un confronto tra il mese di agosto 1993, con i mesi di Ottobre del 1992 e 1993.



Figura 1.3 Profili verticali di ozono ottenuti tramite radiosondaggi alla stazione di Amundsen-Scott a South Pole(Antarctica). From Harris, N.R.P., et al., Ozone measurements, in WMO, op. cit..

La concentrazione di ozono decresce nel mese di Ottobre alle quote tra i 12 e i 22 Km, con un minimo intorno ai 18 Km, in concomitanza con le basse temperature registrate a quelle stesse quote.

Stolarsky et al. (1986) hanno mostrato a partire dalle misure di TOMS, una diminuzione di circa il 40% della concentrazione in media zonale di ozono colonnare nel mese di ottobre nel periodo 1979-1985 nella regione 70°-80°S. Successivamente, Stolarsky et al. (1991), hanno mostrato che la diminuzione di ozono colonnare era visibile ai poli in entrambi gli emisferi e, seppur in maniera minore, anche a latitudini maggiori.

In Figura 1.4 sono mostrate le tendenze stagionali in media zonale della variazione della colonna di ozono nel periodo novembre 1978 – ottobre 1994, ottenute dal satellite TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) [Stolarsky et al., 1991], SBUV/2 (Solar Backscatter UV) e Dobson Spectrophotometer a latitudini tra 70°S e 70°N.



Figura 1.4 Tendenze stagionali in media zonale della concentrazione di ozono ottenute dallo spettrometro TOMS (dopo Stolarsky et al.1991). In ordinata è rappresentata la variazione percentuale del valore colonnare di ozono per decade, in ascissa la latitudine.

All'equatore la variazione è stata quasi nulla, mentre si osserva un trend negativo alle medie latitudini (N) durante l'inverno boreale. La diminuzione dello strato di ozono si aggira intorno al 2.2% a decennio a latitudini tra i 30° e i 60° N e raggiunge un minimo di circa il 3% intorno ai 55°N. Nell'emisfero sud la variazione è ancora più marcata e perdura per un periodo più lungo, da aprile a novembre. Il tasso medio di diminuzione tra i 30 e i 60 S è di circa il 6% a decennio, con una marcata decrescita verso le alte latitudini (oltre il 12% dopo i 60° S) [Stolarsky et al,1991; WMO,1989; WMO,1991].

1.5 La chimica dell'ozono stratosferico

I primi tentativi di comprendere la chimica dell'ozono stratosferico sono stati fatti da Chapman nel 1929, il quale ha previsto un ciclo naturale di creazione e distruzione molto semplice. L'ozono è prodotto dalla fotolisi dell'ossigeno molecolare a lunghezze d'onda inferiori a 242 nm

$$0_2 + hv \left(\lambda < 242nm\right) \to 0 + 0 \tag{1.1}$$

seguita da una ricombinazione a tre corpi

$$0 + O_2 + M \to O_3 + M \tag{1.2}$$

Dove M rappresenta una qualunque molecola atmosferica (N_2 , O_2 , Ar etc.) che assorbe l'eccesso d'energia che favorirebbe la ricombinazione dell'ossigeno molecolare.

Chapman suggerisce che l'ozono venga poi distrutto dalla ricombinazione con un atomo di ossigeno

$$0 + 0_3 \to 20_2$$
 (1.3)

L'ossigeno atomico è prodotto sia dalla reazione (1.1), ma ancora più efficacemente dalla fotolisi dell'ozono a lunghezze d'onda inferiori ai 180nm

$$O_3 + hv \left(\lambda < 175nm\right) \to 0 + O_2 \tag{1.4}$$

Le concentrazioni di ozono calcolate dal solo ciclo di Chapman sono molto maggiori rispetto a quelle effettivamente misurate in stratosfera. Infatti la distruzione dell'ozono da parte dell'ossigeno atomico rappresenta solo il 20% del totale.

Altre reazioni con composti chimici minori entrano in gioco nella definizione della concentrazione di ozono, esse sono delle reazioni catalitiche della forma:

$$0_3 + X \to 0_2$$
$$0 + X0 \to 0_2$$
Net result $0_3 + 0 \to 20_2$

che convertono forme allotropiche dispari di ossigeno in O_2 , risultando in una diminuzione dell'ozono.

L'effetto di questo tipo di reazioni catalitiche vieni moderato dal fatto che i radicali X (quali Br, Cl, NO, OH) hanno tendenza a legarsi in specie stabili, chiamate "specie riserva" ($HCl, HBr, ClONO_2$, ecc.), e quindi in condizioni normali non sono facilmente disponibili ad agire come catalizzatori, e hanno una influenza che, sebbene abbia l'effetto di diminuire la concentrazione di Ozono rispetto a quanto previsto dal ciclo di Chapman, è tutto sommato limitata. Come vedremo, gli aerosol stratosferici, ed in particolare le particelle che compongono un particolare tipo di nubi che si formano nella stratosfera polare invernale, giocano un ruolo fondamentale per liberare il cloro dalle sue specie riserva e renderlo disponibile alla distruzione catalitica dell'Ozono.

1.6 Processi di chimica eterogenea

Le molecole presenti in atmosfera possono collidere con gli aerosol e interagire con e all'interno di essi. Questo tipo di interazione è detta di tipo eterogeneo.

La reazione eterogenea più importante in stratosfera è la reazione di idrolisi

$$N_2 O_5(s) + H_2 O(l) \to 2HNO_3$$
 (1.5)

Durante la notte si ha la formazione di penta-ossido di azoto:

$$NO_2(g) + NO_3 \to N_2O_5 \tag{1.6}$$

Questa reazione diminuisce la concentrazione di NO_x a favore di NO_y attraverso una reazione di idrolisi.

HNO3 viene a sua volta scisso per fotodissociazione e ossidazione

$$HNO_3 + hv \to OH + NO_2 \tag{1.7}$$

$$HNO_3 + OH \to NO_3 + H_2O \tag{1.8}$$

Poiché l'acido nitrico si forma in fase condensata e poiché le particelle più grosse sono soggette alla sedimentazione gravitazionale, l'effetto di queste reazioni è di denitrificare e deidratare la bassa stratosfera durante l'inverno e l'inizio della primavera [Fahey et al, 1989; Wofsy et al, 1990]. In condizioni normali in stratosfera i composti di cloro (o bromo) attivi (ClO e Cl) reagiscono con

NO₂ e altri composti per formare delle specie riserva per il cloro (o bromo), chimicamente inerti $(ClONO_2, HCl)$.

$$Cl0 + NO_2 \to Cl0NO_2 \tag{1.9}$$

$$(Br0 + NO_2 \to Br0NO_2) \tag{1.10}$$

In presenza della denitrificazione vista sopra, i radicali di cloro (ClO) prodotti dalla rapida fotolisi di CL₂, HOCl e ClONO₂ non possono ricombinarsi con NO₂ per formare ClONO₂, e sono così disponibili per attaccare l'ozono stratosferico, distruggendolo, come indicato in particolare cicli del cloro e del bromo che possono avere luogo nella stratosfera polare, e che discuteremo più avanti. La capacità di attivazione del cloro da parte dei meccanismi eterogenei dipendono dunque dalle concentrazioni relative di HCl e NOx presenti e dall'azione della fotolisi. [Wofsy et al, 1988] Circa il 97% del cloro stratosferico è presente in forma di riserva, per cui una diminuzione di ozono può avvenire solo se il cloro viene riattivato in qualche modo [Anderson et al,1989]. L'attivazione

del cloro avviene principalmente attraverso reazioni eterogenee tra il nitrato di cloro (ClONO₂), l'acqua e l'acido cloridrico (HCl), e dell'HCl con il penta-ossido di azoto (N₂O₅) e HOCl.

$$ClONO_{2}(g) + HCl(s) \rightarrow Cl_{2}(g) + HNO_{3}(s)$$

$$(1.11)$$

Le reazioni del nitrato di cloro con l'acqua e HCl hanno luogo facilmente sulle superfici di particelle aerosoliche ghiacciate [Molina and Molina, 1987; Tolbert et al,1987,1988; Leu, 1988].

$$ClONO_{2}(g) + H_{2}O(s) \rightarrow HOCl(g) + HNO_{3}(s)$$

$$(1.12)$$

1.7 Cicli catalitici dovuti ai CFC e al dimero CIOOCI

I CFC sono dei composti inerti contenenti il cloro e funzionano come una gabbia che non permette al cloro di ricombinarsi in troposfera. I CFC, essendo volatili, riescono ad arrivare indisturbati in stratosfera dove vengono foto-dissociati dalla radiazione ultravioletta. Una volta iniettato in stratosfera, il cloro viene trasportato verso i poli dalla extratropical driven pump (descritta in

precedenza). Le condizioni termodinamiche della stratosfera al di fuori delle regioni polari non permettono al cloro di essere dannoso. Esso infatti è molto reattivo e tende a ricombinarsi facilmente in composti stabili, quali le specie riserva già descritte. Le reazioni catalitiche descritte nel capitolo 1.2 sono molto efficienti intorno ai 50Km di quota, dove è molto abbondante l'ossigeno atomico mentre l'ozono è presente in concentrazioni trascurabili. L'eventuale presenza di radicali di cloro non comporterebbe, a queste quote, una diminuzione della colonna di ozono tale da giustificare le osservazioni. Il problema nasce intorno ai 25 Km, dove la concentrazione di ozono è massima. Le temperature estremamente basse che caratterizzano la stratosfera polare durante l'inverno, insieme alla presenza di composti di acido nitrico e solfati che, attraverso la reazione (1.12), riducono la concentrazione di NO2, creano le condizioni ideali per l'innescarsi delle reazioni chimiche che portano alla distruzione dell'ozono. In queste condizioni il ClO forma un dimero, il ClOOCl, che in condizioni normali è termolabile e tende a dissociarsi in ClO + ClO e a reagire con NO_2 a formare ClONO₂. Nella stratosfera polare in inverno vengono a mancare entrambe queste condizioni: il dimero *ClOOCl* è molto più stabile alle basse temperature e si fotolizza durante la primavera in Cl + ClO_2 , liberando ulteriori radicali Cl, e la stratosfera è povera di NO_2 . Questo permette al cloro di diventare reattivo alle quote alle quali è presente l'ozono senza necessità di ossigeno atomico. I cicli catalitici appena enunciati sono stati indicati da Molina and Molina, (1987). Questi cicli coinvolgono, come detto, i CFC e il dimero ClOOCl (reazione 1.15), che è responsabile del 75% della riduzione dell'ozono

$$CF_2Cl_2 + h\nu \to CF_2Cl + Cl \tag{1.13}$$

$$2(Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2) \tag{1.14}$$

$$ClO + ClO + M \rightarrow ClOOCl + M$$
 (1.15)

$$Cl_2O_2 + hv \to Cl + ClO_2 \tag{1.16}$$

$$ClO_2 + M \to Cl + O - 2 + M$$
 (1.17)

Con un effetto netto

$$2 \ \mathcal{O}_3 \to 3 \mathcal{O}_2 \tag{1.18}$$

Un ulteriore 25% è stato attribuito a reazioni comprendenti bromo attivo (molto più efficace, ma presente in quantità molto minori)

$$Cl + O_3 \to ClO + O_2 \tag{1.19}$$

$$Br + O_3 \to BrO + O_2 \tag{1.20}$$

$$ClO + BrO \rightarrow Br + ClO_2$$
 (1.21)

$$ClO2 + M \to Cl + O_2 + M \tag{1.22}$$

In Figura 1.5 è presentato uno schema delle cause che portano alla distruzione dell'ozono stratosferico ai poli. Nel disegno in alto è possibile vedere come la diminuzione della temperatura porti ad una disidratazione e una denitrificazione della stratosfera, in concomitanza della formazione delle PSC. In mezzo è raffigurato l'andamento della concentrazione dei composti di cloro: in autunno i composti predominanti sono le specie riserva ($HCl \ e \ CLONO_2$); durante la notte polare questi composti reagiscono con la superficie delle PSC scindendosi in specie attive $Cl, Cl_2 \ e \ (ClO)_2$. In primavera, l'arrivo della radiazione solare rompe il vortice polare e gli ossidi di azoto provenienti dalle medie latitudini possono ricombinarsi con il cloro, riportano la situazione a regime verso la fine della primavera. In basso è rappresentato l'andamento della concentrazione di ozono, che comincia a decrescere all'inizio della primavera.



Figura 1.5 Correlazione tra la concentrazione dei composti di cloro inattivo e attivo in stratosfera e la temperatura ai poli in funzione della stagione e la diminuzione dell'ozono. [Wallce and Hobbs, 2006]

1.8 Vortice polare

Un primo requisito per la formazione del buco dell'ozono è la presenza del vortice polare, che caratterizza in maniera dinamica la stratosfera polare durante l'inverno. Con l'avvento dell'inverno, il contrasto termico tra le regioni polari e le medie latitudini da origine ad un gradiente di pressione che, attraverso la forza di Coriolis, induce una circolazione al di sopra dei poli. La regione che circonda i poli, caratterizzata da forti venti conosciuti come "correnti a getto polari", è detta vortice polare. Questo ciclone, che si estende dalla alta troposfera fino alla mesosfera, si rafforza con il buio e le basse temperature tipiche della notte polare. La definizione più rigorosa, oggi, del vortice polare ad una temperatura potenziale costante, è data dalla vorticità potenziale (Potential Vorticity PV), quantità che esprime il rapporto, costante nei casi di fluidi stratificati, tra vorticità e spessore del vortice. Grazie a questo parametro è possibile caratterizzare l'isolamento del vortice polare [Nash et al.,1996]. Il vortice polare è caratterizzato da due proprietà che rimangono costanti: le basse temperature al suo interno e l'assenza di mescolamento orizzontale. Il forte gradiente di vorticità potenziale associato al bordo del vortice polare, lo mantiene separato dalle masse d'aria delle medie latitudini e questo fa sì che al suo interno la temperatura rimanga bassa e la composizione chimica non subisca variazioni durante l'inverno. [Schoeberl et al, 1991 e 1992; Bowman et al. 1993; Manney et al. 1994].

Ad ogni modo il vortice non è statico: col passare dell'inverno, l'aria al suo interno tende a muoversi verso il basso a causa della subsidenza indotta dal raffreddamento radiativo [Rosenfield et al. 1994]. La rottura definitiva del vortice nei due emisferi ha luogo in primavera, grazie agli effetti di riscaldamento radiativo, quando il sole riappare sulle regioni polari. Il vortice si attenua a causa della riduzione della velocità del jet polare, e viene definitivamente rotto a causa delle onde di gravità o planetarie che permettono l'ingresso di masse d'aria da latitudini più basse.

1.9 Aerosol Stratosferici

Gli aerosol stratosferici (SSA, Stratospheric Sulphate Aerosols) sono stati oggetto di discussione scientifica sin dalla fine dell'800, quando l'eruzione del vulcano Krakatoa ha attirato l'attenzione del mondo intero. Tuttavia è solo dopo il 1960 che Junge ha raccolto i primi campioni di questa polvere e ha mostrato che in stratosfera fosse presente uno strato di aerosol stabile, costante temporalmente e spazialmente, formato da particelle di acido solforico [Junge et al, 1961; Junge,1963]. L'interesse dato da questo tipo di particelle è stato suscitato dal possibile effetto che possono avere sul clima [Pollack et al.,1976]. Gli SSA sono principalmente composti da goccioline di acido solforico (H_2SO_4) mescolate ad acqua allo stato liquido. Il punto di ebollizione di questi aerosol è compatibile con una miscela al 75% in peso di acido solforico a 17hPa, a circa 28Km [Rosen,1971]. Confrontando la

pressione di vapore all'equilibrio di composti di (H_2SO_4) con le pressioni parziali osservate, Toon and Pollack,[1973] hanno ottenuto la stessa percentuale.

Secondo McCormick et al,[1982], gli aerosol stratosferici formano uno strato costituito prevalentemente da particelle grandi (raggio circa $0.1\mu m$) e si trovano nella bassa stratosfera.

A latitudini elevate questo strato comincia subito al di sopra della tropopausa (circa 8km) e si estende fino ai 25km. Alle medie latitudini, nelle quali la tropopausa si trova a quote maggiori, lo strato è spostato verso l'alto.

Lo zolfo è presente in atmosfera grazie a due meccanismi principali: l'iniezione diretta in stratosfera a causa di eruzioni vulcaniche maggiori e l'iniezione di aria troposferica tropicale contenente OCS e SO_2 e solfati di origine antropiche.Questi SSA di origine non vulcanica sono conosciuti come aerosol di fondo (background aerosol).

Le goccioline di SSA sono in grado di perturbare la composizione chimica della stratosfera, agendo in due modi: (i) forniscono una superficie sulla quale possono avvenire reazioni eterogenee e (ii) alterano il bilancio radiativo in stratosfera, intercettando e retro diffondendo la radiazione solare e assorbendo nel vicino IR, modificando il tasso delle reazioni fotolitiche. [Stenchikov et al., 1998; Timmereck, 2003].

La distribuzione dimensionale degli aerosol stratosferici è stata misurata da Rosen et al, [1975] e fittata con una distribuzione log-normale da Pinnick et al,[1976]

$$\frac{dN(r)}{dr} = \frac{N_0}{r\sqrt{2\pi}\ln\sigma} \exp\left[-\frac{\ln^2\left(\frac{T}{r_g}\right)}{2\ln^2\sigma}\right]$$

Con $N_0 = 10 cm^{-3}$, $Rg = 0.0725 \mu m e \sigma = 1.86$

Da misure di concentrazione di aerosol concomitanti con misure del contenuto di ozono all'interno del vortice polare antartico, risulta che nei mesi di settembre, ottobre e fino ai primi di novembre (primavera australe) lo strato di aerosol abbia delle concentrazioni di 10-20 cm-3, molto maggiori di quelle osservate al di fuori del vortice stesso, di circa 1-2 cm-3, e che il diametro delle particelle sia maggiore all'interno del vortice polare e che tale strato si forma proprio sopra la zona in cui si registra la diminuzione dell'ozono in quel periodo [Hoffman et al.,1988a,b; Curtius et al., 2005].

In Figura 1.6 è riportato lo schema delle reazioni che conducono alla formazione dell'aerosol di fondo a partire da SO_2 e OCS. [Kremser, S., et al.2016]



Figura 1.6 Schema delle reazioni che portano alla formazione degli aerosol troposferici a partire dalla presenza di SO₂ e OCS. (Kremser et al., 2016)

1.10 Polar Stratospheric Clouds

Le Polar Stratospheric Clouds (PSC) sono nubi stratosferiche la cui presenza è legata alle condizioni termodinamiche della stratosfera polare durante l'inverno. Nonostante la stratosfera sia estremamente secca, le temperature invernali al di sopra dei poli sono talmente basse da permettere la condensazione dei composti gassosi. Inizialmente osservate da terra sotto determinate condizioni di illuminazione, le PSC erano considerate un fenomeno raro e sporadico e, per via del loro colore, vennero chiamate nubi madreperlacee. Solo successivamente, con il lancio del satellite Nimbus 7 e del sunfotometro SAMII (Stratospheric Aerosol Measurement) sono state registrate periodicamente durante l'inverno in entrambe le regioni polari.

Si capì quindi che si trattava di un fenomeno stagionale, che aveva luogo a causa delle bassissime temperature e dell'alto isolamento dinamico dovuto al vortice polare. Le temperature estremamente basse che si raggiungono durante l'inverno sono dunque una delle condizioni necessarie alla formazione delle PSC. La correlazione tra la presenza delle PSC e la diminuzione dell'ozono sottolinea inoltre l'importanza del ruolo che queste nuvole giocano nel fenomeno del buco dell'ozono.

Le PSC giocano un doppio ruolo nella chimica stratosferica :(i) forniscono una superficie perché possano avvenire le reazioni eterogenee che portano alla riattivazione del cloro che può così distruggere l'ozono, e (ii), diminuiscono la concentrazione di NO₂ in fase gassosa intrappolandolo in acido nitrico (HNO₃) e causando la denitrificazione della stratosfera, alterando così il bilancio dei cicli di attivazione/disattivazione del cloro.

Lo spessore geometrico medio delle PSC è compreso tra i 4 e i 6 km, con coefficienti di estinzione dell'ordine di $1.4 \cdot 10^{-3}$ km⁻¹. In media si trovano a quote tra i 14.5 e i 15.5 km (vedi Figura 1.7 e Figura 1.8). Le PSC presentano una grande variabilità spaziale e il coefficiente di estinzione misurato aumenta durante l'inverno per poi diminuire gradatamente verso i valori tipici dell'aerosol di background con l'arrivo della primavera. [McCormick et al.,1982].

La prima classificazione data per le PSC a partire dalle misure di SAMII, definite come gli aerosol a quote maggiori di 3Km sopra la tropopausa locale per cui l'AOD superi $8 \cdot 10^{-4}$ km⁻¹, ha permesso di distinguerle dall'aerosol stratosferico di background.

In Figura 1.7 e Figura 1.8 sono riportati gli istogrammi di alcune proprietà delle PSC osservate da SAMII: numero di osservazioni rispetto alla quota (massimo intorno ai 15 km), numero di osservazioni rispetto alla temperatura (con un massimo intorno ai 191K), numero di osservazioni rispetto al giorno dell'anno (sempre nel periodo della notte polare, con un massimo verso la fine dell'inverno), numero di osservazioni rispetto ai valori di estinzione e rispetto alla quota in cui questi massimi si presentano. [Ozone,1988]



Figura 1.7 Frequenza delle osservazioni in funzione del minimo di temperatura durante l'inverno australe 1988 [Ozone, 1988]



Figura 1.8 Istogrammi di vari parametri ottenuti delle osservazioni di PSC nell'emisfero Sud con estinzioni maggiori di 2.10-3 osservate da SAMII nel 1986 [Ozone,1988]

Variabilità temporale e spaziale delle PSC

Misure lidar ground based e da aereo, backscattersondes e OPC hanno mostrato la formazione di PSC su scala sinottica [Adriani et al.,1995; Browell et al.,1990]. Le misure analizzate da Poole and Pitts (1994) e Fromm (1997) con i satelliti SAMII e POAMII negli anni dal 1979-1989 e 1994-1996, hanno mostrato un incremento della frequenza delle PSC da giugno ad agosto, soprattutto in Antartide, dove le temperature possono scendere al di sotto della temperatura di formazione del ghiaccio. Alla fine di agosto, la massima probabilità di osservazione delle nubi del 60% viene raggiunta a 20Km di quota, e diminuisce intorno a Novembre. Si nota una tendenza delle PSC a muoversi verso le quote più basse da agosto in poi, a causa della sedimentazione gravitazionale dovuta alle grosse dimensioni delle particelle.

Chimica e microfisica delle PSC

Una prima ipotesi portata avanti per spiegare la formazione delle PSC partiva dalla condizione di equilibrio termodinamico della soluzione acqua e acido solforico, presente in gocce allo stato liquido. Al diminuire della temperatura le dimensioni delle gocce aumentano, a causa della condensazione di vapor d'acqua dall'ambiente circostante, diventando sempre più pure (la concentrazione di acido solforico diminuisce) e le dimensioni cambiano poco fino a circa 190K, quando, raggiunta la T_{ice} , si passa dalla fase liquida a quella solida, e le dimensioni aumentano in maniera molto marcata [Steele et al. 1983; Steele and Hamil,1981].

Secondo questa teoria, le PSC sarebbero composte da particelle di raggio compreso tra 2 e 3 μm , e presenterebbero dei coefficienti di estinzione di due o tre ordini di grandezza superiori a quelli osservati da SAMII. Queste considerazioni hanno portato Toon et al. (1986) e Crutzen and Arnold (1986) a suggerire che la dimensione media delle particelle fosse inferiore a quella che si avrebbe avuto dalla formazione del ghiaccio puro, originate da una sostanza presente in stratosfera in concentrazioni minori rispetto al vapor d'acqua. Si notò anche una diminuzione del contenuto di acido nitrico in fase gassosa che nel mese di settembre, quando le nuvole scomparivano, tornava a livelli normali. Questo avvalorò l'ipotesi che le particelle di PSC fossero formate da soluzioni di acido nitrico condensato (50% in peso) in nuclei di acido solforico.

Hamill et al. (1988) hanno mostrato che per soluzioni di acqua e acido nitrico in concentrazioni tipiche della stratosfera (5ppmv,5-10 ppbv rispettivamente) le forme più stabili in cui le sostanze tendono a solidificare sono gli idrati, cioè forme cristalline in cui la composizione è fissa. In particolare si ha formazione di acido nitrico triidrato (NAT) $HNO_3/3H_2O$, a temperature di circa 195K.

Misure lidar da terra e da aereo hanno mostrato due diversi stadi di crescita delle PSC, le quali sono state divise in due categorie a partire dalle loro proprietà ottiche [Hamill et al,1988; Poole and McCormick,1988; Toon et al, 1986]: le PSC di Tipo I, consistenti in miscugli di particelle solide di $HNO_3/3H_2O$ e soluzioni ternarie liquide contenenti solfati, di raggio dell'ordine di un micron, suddivise ulteriormente in Tipo Ia (poche particelle solide di raggio grande), e Tipo Ib (particelle liquide, di piccole dimensioni, con concentrazione variabile) [Browell et al, 1990].

Le nuvole di tipo II sono invece composte da cristalli di acqua ghiacciata, simili ai cirri, con particelle relativamente grosse [Poole and McCormick,1988]. In Tabella 1.1 sono riportate alcune proprietà di questo tipo di nuvole.

Sembra probabile che, in Antartide, le PSC di tipo I siano le più frequenti all'inizio dell'inverno, e che le PSC di tipo II diventino più numerose con l'avanzare dell'inverno e con il raffreddamento della stratosfera polare [Turco et al, 1989].

PSC di tipo l

Le PSC di tipo I sono le più comuni e rappresentano circa l'80/90% delle osservazioni. Queste PSC cominciano ad apparire a temperature prossime ai 195K, temperatura di formazione delle NAT (T_{nat}) [Toon et al., 1986; Crutzen and Arnold,1986]

Browell et al (1990), suggeriscono due meccanismi di formazione delle PSC tipo I in stratosfera. Il primo meccanismo è la nucleazione eterogenea dei vapori di acido nitrico (HNO3) e d'acqua (H2O), che necessitano in una prima fase il congelamento degli aerosol di background, che fungono da nuclei per la formazione di cristalli di acido nitrico [Turco et al,1989]. In questo caso le osservazioni dei due tipi di PSC di tipo I sono spiegate dai diversi rapporti di saturazione S (rapporto tra la pressione

parziale e la pressione di vapore saturo) di HNO3 raggiunti e dal tasso di raffreddamento delle masse d'aria. Un tasso di raffreddamento molto elevato (5K/giorno) consente la nucleazione di tanti nuclei e porta alla formazione di tante piccole goccioline sferiche (PSC tipo Ib). Al contrario, un tasso di raffreddamento più lento permette la nucleazione di un ristretto numero di particelle che porta alla formazione dei cristalli di NAT (PSC tipo Ia). Entrambe le tipologie Ia e Ib sono visibili a temperature tipiche di condensazione delle NAT, ma si differenziano per le loro proprietà ottiche e dimensionali [Tabazadeh,1994] (vedi Figura 1.9).

Il secondo meccanismo proposto è la nucleazione dei cristalli di NAT a partire da soluzioni ternarie di HNO3/H2O/H2SO4 (Molina et al,1993), seguite da una crescita importante di questi cristalli per condensazione dei vapori di HNO3 e H2O. Molina et al,1993 hanno mostrato che una volta raggiunta la temperatura di condensazione delle NAT, l'acido solforico disciolto può permanere allo stato liquido assorbendo grandi quantità di HNO3: fino al 10% di HNO3 nelle condizioni della stratosfera polare. Così la maggior parte degli aerosol, tranne i più piccoli, possono crescere e raggrupparsi in goccioline a formare le STS. Man mano che aumenta la concentrazione di HNO3, le NAT possono cristallizzare a partire da questo composto ternario. Inoltre la variazione della composizione della gocciolina, risultato della cristallizzazione delle NAT, comporta il congelamento del composto che cresce per ulteriore condensazione di HNO3 e H2O.

1.10.3.1 PSC di tipo la (NAT)

Le PSC di tipo Ia sono caratterizzate otticamente da bassi valori di backscatter ratio nel visibile e nel vicino infrarosso (<20) e alti valori di depolarizzazione (vedi Cap.2), che indica la presenza di particelle solide [Browell et al,1990; Toon et al 1990]. Queste caratteristiche sono state ricavate da osservazioni lidar sia ground-based che da aereo. [Adriani et al 1995; Stefanutti et al. 1995

Dimensioni tipiche delle PSC di tipo Ia sono dell'ordine di 2-5micron, con concentrazioni inferiori a $0.1 \ cm^{-3}$ [Dye et al.,1990].

Misure di PSC stratosferiche indicano che l'esistenza di PSC di tipo Ia è vera solo per temperature comprese tra T_{nat} e T_{ice} .

L'importanza delle PSC contenenti acido nitrico consiste nella capacità di rimuovere gli ossidi di azoto dalla stratosfera a causa di sedimentazione gravitazionale [Carslaw,1999]. Questo porta a una denitrificazione della stratosfera. Inizialmente si pensò che la denitrificazione fosse dovuta alla caduta di particelle di ghiaccio che incorporavano acido nitrico (wash out), ma evidenze sperimentali successive hanno mostrato la presenza di grosse particelle di acido nitrico.

1.10.3.2 PSC di tipo Ib (STS)

Browell et al (1990) hanno rivelato la presenza di particelle con bassi rapporti di depolarizzazione, che indicano particelle sferiche, probabilmente liquide, a temperature inferiori alla T_{ice} . I valori di

backscatter ratio possono variare notevolmente, dipendentemente dal numero di particelle. Evidenze sperimentali della presenza di questo tipo di particelle sono state studiate con diversi strumenti: lidar ground-based [Adriani et al,1995], backscattersonde montate su palloni [Rosen et al.,1997], e misure da satellite [Steele,1999].

Le PSC di tipo Ib si formano a temperature di poco inferiori a T_{nat} , con dimensioni tipiche inferiori a 1 micron, per concentrazioni dell'ordine di 10 cm^{-3} . In Figura 1.9 è mostrato l'andamento del volume medio delle particelle di STS al variare della temperatura (dati sperimentali) confrontato con le curve teoriche di NAT (curva tratteggiata), H_2SO_4 puro (curva punteggiata) e di soluzioni ternarie a 5ppbv e 15 ppbv (curve continue). Si nota come i dati sperimentali divergano dalle curve di NAT e H_2SO_4 puro, per temperature 3-4 K al di sotto di T_{nat} , dove è visibile un aumento marcato del volume.



Figura 1.9 Grafico del volume misurato delle particelle di STS al variare della temperatura. I punti rappresentano le osservazioni, la linea tratteggiata rappresenta la curva teorica per le NAT, la curva punteggiata per gli H2SO4. Le curve continue rappresentano miscele ternarie sopraffuse a 15ppbv(superiore) e 5ppbv(inferiore). Si noti come l'aumento marcato del volume delle particelle avvenga ad una temperatura intermedia tra Tnat e Tice.

PSC di tipo II

Diverse misure indicano chiaramente la presenza di nuvole di ghiaccio nella stratosfera polare. Soprattutto le osservazioni lidar di Kent et al (1986) implicano delle masse di particelle compatibili unicamente con acqua condensata Le proprietà di queste nuvole dipendono dalla concentrazione di vapore di H_2O ambiente, dal numero di nuclei di condensazione, dal tasso di raffreddamento e dalla temperatura. Quando la temperatura decresce fino al punto di condensazione dell'acido nitrico, T_{NAT} , questo condensa. Quando la temperatura decresce ulteriormente fino al punto di condensazione dell'acqua, T_{ice}, il ghiaccio condensa sui nuclei disponibili. Le PSC di tipo II sono composte da poche particelle, di raggio superiore al micron. Le particelle di ghiaccio aumentano le loro dimensioni fino a quando non precipitano per sedimentazione gravitazionale, portando con se il vapore d'acqua condensato e provocando la disidratazione delle regioni di atmosfera in cui sono apparse. Inoltre, trasportando anche le particelle d'acido nitrico e gli aerosol che fanno loro da nucleo, sono responsabili della denitrificazione e l'impoverimento di aerosol alle quote dove si formano. Questo processo è ancora più efficace perché le nuvole possono formarsi più volte nella stessa regione di atmosfera durante la stessa stagione. In Tabella 1.1 sono riepilogate le caratteristiche delle diverse tipologie di PSC, riferite all'osservazione lidar ad una lunghezza d'onda di 694nm; il significato dei parametri presenti nelle ultime due righe della tabella verrà discusso nel prossimo capitolo.

	Tipo Ia	Tipo Ib	Tipo II	Lee wave ice
Forma delle	non sferiche	sferiche	non sferiche	non sferiche
particelle				
Taglia media	~ 1 µm	~ 0.5 µm	~ 2.5 μm e oltre	~ 1-2 µm
delle particelle				
Backscatter ratio	< 2	>2	>2	>2
R				
Rapporto di	>10%	<10%	~20-50%	~20 - 50%
depolarizzazione				

Tabella 1.1 Caratteristiche delle diverse tipologie di PSC, osservabili con un lidar che emette a 694nm (da Kent et al., 1986; Poole and McCormick,1988a,b; Toon et al.,1990)

2 Teoria e tecnica lidar

In questo capitolo verrà descritta la tecnica lidar e i principali parametri atmosferici da essa derivabili, quali il coefficiente di backscattering β , attraverso il backscatter ratio R, e il rapporto di depolarizzazione δ . La corretta determinazione di questi parametri è fondamentale per caratterizzare e classificare le diverse tipologie di PSC. Ad esempio valori di backscatter ratio maggiori di 1 anche in assenza di aerosol portano alla rivelazione di PSC anche dove queste non sono presenti. Fluttuazioni sul rapporto di depolarizzazione portano ad ambiguità sulle diverse tipologie di PSC, modificando le statistiche di occorrenza.

2.1 Teoria e applicazioni dei sistemi lidar

La tecnica LIDAR è una tecnica di telerilevamento che consiste nell'inviare in atmosfera un fascio altamente direttivo di radiazione monocromatica polarizzata (fascio laser) e osservare la luce retrodiffusa tramite un sistema ottico in ricezione. Un LIDAR è composto da due parti: un trasmettitore e un ricevitore. Il trasmettitore è composto da un laser (emettitore) e da un elemento ottico chiamato Beam Expander che ha la funzione di migliorare la collimazione del fascio emesso, aumentandone la sezione trasversale. Il ricevitore è composto da un telescopio (riflettore o rifrattore) con diaframma (pinhole), da un sistema di ottiche per separare la luce retro-diffusa nelle sue componenti spettrali e di polarizzazione, dai sensori (fotomoltiplicatori) che permettono di trasformare l'informazione luminosa in segnale elettrico, e un sistema di acquisizione composto da una unità di digitalizzazione, di preelaborazione e di immagazzinamento del dato. Usando la terminologia radar, possiamo classificare i lidar in monostatici (coassiali o biassiali) o bistatici, a seconda della configurazione geometrica. In un lidar monostatico biassiale sia il trasmettitore che il ricevitore hanno lo stesso puntamento, ma l'asse ottico dei due non coincide (vedi Figura 2.1). In un lidar bistatico il trasmettitore e il ricevitore sono fisicamente separati e osservano la stessa porzione di atmosfera da angoli diversi. Nell'ambito del telerilevamento ambientale, la tecnica lidar permette di determinare alcune caratteristiche fisiche e chimiche dei componenti presenti in un volume di atmosfera per mezzo dell'analisi dell'intensità e della polarizzazione della luce retro-diffusa. Tramite tecniche attive e/o passive è possibile trasmettere degli impulsi laser della durata di pochi ns. Si riesce così a determinare la quota degli strati diffusivi semplicemente misurando il tempo di volo dell'eco luminoso.

2.2 L'equazione LIDAR

L'equazione che descrive l'eco ricevuto da un sistema lidar monostatico biassiale, come quello illustrato in Figura 2.1, nell'ipotesi semplificata di singolo scattering elastico ricevuto nell'intervallo $[\lambda + \Delta \lambda]$ e alla quota $[z + \Delta z]$ dall'elemento di superficie *dA* può essere scritta come segue:

$$P(\lambda, z) = J(\lambda, z, r) \cdot \Delta \lambda \cdot \Delta z \cdot p(\lambda, z, r) dA(z, r)$$
(2.1)

 $J(\lambda, z, r)$ è la radianza spettrale alla lunghezza d'onda lambda indotta dalla radiazione laser a distanza r, posto a quota z.

• dA(z, r) è l'elemento di area posto a quota z, a distanza r.

• $p(\lambda, z, r)$ è la probabilità che uno scatteratore posto in *r* diffonda la luce verso il ricevitore. Esplicitando i termini abbiamo:

$$p(\lambda, z, r) = \frac{A_0}{z^2} T(\lambda, z) \xi(\lambda) \chi(z, r)$$
(2.2)

- χ(z,r) è il fattore di sovrapposizione (overlap) del fascio laser con il campo di vista del telescopio
- $\xi(\lambda)$ è la risposta spettrale del sistema di rivelazione alla lunghezza d'onda λ
- $\frac{A_0}{z^2}$ è l'angolo solido di accettanza del ricevitore, A_0 è il diametro del telescopio
- $T(\lambda, z)$ è la trasmittività atmosferica alla lunghezza d'onda λ e quota z

$$J(\lambda, r, z) = \beta(\lambda, r, z)I(z, r)$$
(2.3)

- I(z,r) è l'irradianza del fascio laser alla quota z
- β(λ, r, z) è il coefficiente di backscattering volumetrico definito come la frazione della quantità di energia incidente che viene retro-diffusa per unità di angolo solido e per spessore atmosferico unitario [m-1 sr-1]



Figura 2.1 Schema concettuale del funzionamento di un lidar monostatico biassiale.

 β può essere espresso come somma delle proprietà dei diffusori all'interno del volume

$$\beta(\lambda, r, z) = \int_{d\lambda} \sum_{i} n_i(z, r) \left(\frac{d\sigma(\theta, \lambda)}{d\Omega}\right)_i L_i(\lambda) d\lambda$$
(2.4)

- $n_i(z, r)$ è la densità della i-esima superficie riflettente
- $\frac{d\sigma(\lambda)}{d\Omega}$ è la sezione d'urto differenziale di scattering della i-esima superficie riflettente alla lunghezza d'onda λ . La sezione d'urto di scattering fornisce una misura della sezione delle particelle che vengono intercettate, in funzione del rapporto tra la loro dimensione e la lunghezza d'onda del fascio elettromagnetico incidente. La notazione differenziale viene usata per dare una idea della ripartizione della sezione d'urto all'interno dell'angolo solido, considerando un diffusore isotropo. In altre parole, è il rapporto tra la sezione fisica di una particella e la sezione utile alla diffusione, dipendente dalla lunghezza d'onda della radiazione incidente e dall'angolo di osservazione.

• $L_i(\lambda)d\lambda$ è la frazione di radiazione diffusa dalla i-esima specie che cade all'interno dell'intervallo spettrale $\lambda, \lambda + d\lambda$

$$p(\lambda, z) = \Delta z \frac{A_0}{z^2} \int_{\Delta \lambda_l} \xi(\lambda) d\lambda \int_A \beta(\lambda, r, z) I(z, r) T(\lambda, z) \chi(z, r) dA(z, r)$$
(2.5)

L'impulso laser è in buona approssimazione un impulso rettangolare di durata τ , dell'ordine dei nanosecondi. Il range di interesse è molto più grande della quantità $\Delta z = \frac{c\tau}{2}$, per cui possiamo supporre che tutte le quantità dipendenti dalla quota siano costanti in Δz . Assumeremo, inoltre, la radiazione emessa dal laser come puramente monocromatica e la sola retrodiffusione elastica, e limiteremo l'analisi alle quote in cui il fascio è interamente all'interno del campo di vista del telescopio, per cui avremo $\Delta \lambda = 0$ e $\chi = 1$. Per mezzi atmosferici omogenei avremo

$$p(\lambda, z) = \Delta z \frac{A_0}{z^2} \xi(\lambda) \beta(\lambda, z) I(z) T(\lambda, z) A(z)$$
(2.6)

$$I(z) = \frac{E_L T(\lambda, z)}{\tau A(z)}$$
(2.7)

- E_L è l'energia dell'impulso laser
- A(z) è l'area della superficie investita alla quota z

Definiamo $P_L = \frac{E_L}{\tau}$ come la potenza emessa dal laser $\Delta z = \frac{c\tau}{2}$ è il tempo impiegato dall'impulso di durata τ a compiere due volte il percorso tra l'emettitore e la quota z.

$$p(\lambda, z) = P_L \frac{c\tau A_0}{2 z^2} \xi(\lambda) \beta(\lambda, z) T^2(\lambda, z)$$
(2.8)

I parametri strumentali possono essere inclusi nella costante K, per cui l'equazione lidar diventa

$$p(\lambda, z) = S(\lambda, z) = K\beta(\lambda, z)T^{2}(\lambda, z)$$
(2.9)

[Measures,1992].

2.3 Coefficiente di Backscattering β

Il coefficiente di Backscattering $\beta(\lambda, z)$ totale è composto dalla somma dei contributi di backscattering molecolare e aerosolico

$$\beta(\lambda, z) = \beta_{mol}(\lambda, z) + \beta_{aer}(\lambda, z)$$
(2.10)

Backscattering molecolare

Il coefficiente di retrodiffusione dovuto alle sole molecole può essere descritto secondo la teoria dello scattering di Rayleigh, in quanto la dimensione delle molecole che compongono l'atmosfera è piccola rispetto alle lunghezze d'onda dei laser utilizzati

$$\beta_{mol} = N_{mol} d\sigma_R(\pi) / d\Omega \tag{2.11}$$

La quantità $d\sigma_R(\pi)/d\Omega$ rappresenta la sezione d'urto differenziale di scattering Rayleigh, per un angolo di scattering di 180° (retrodiffusione o backscattering).

$$\frac{d\sigma_R(\pi)}{d\Omega} = 5.45 [\lambda(\mu m)/0.55]^{-4} \cdot 10^{-28} [cm^2 sr^{-1}]$$
(2.12)

Dall'equazione di stato dei gas perfetti è possibile ricavare il numero di particelle per unità di volume presenti ad una data quota. Sul livello del mare avremo

$$N_{mol} = 2.55 \cdot 10^{-19} cm^{-3} \tag{2.13}$$

Solitamente in tecnica lidar il valore di densità molecolare è ricavabile dai profili di pressione e temperatura che possono essere misurati (radiosondaggi) o teorici (modelli di atmosfera standard) [Hinkley,1976]. In questo lavoro verranno utilizzati radiosondaggi resi disponibili dall'università del Wyoming [Wyoming_soundings], e acquisiti nel sito di DomeC [ENEA_soundings]. Solitamente le quote coperte dai radiosondaggi non coprono l'intero range della misura, per cui è necessario completare il profilo molecolare con modelli atmosferici, che in questo lavoro sono calcolati a partire dal database NCEP [NCEP_data])

Backscattering aerosolico

Nel caso semplice di un volume costituito da particelle sferiche di raggio variabile, avremo

$$\beta_{aer}(\lambda) = \int_0^\infty \sigma_B(a, \lambda, m) N'_{aer}(a) da \qquad (2.14)$$

Dove σ_B è la sezione d'urto di retrodiffusione delle particelle di raggio a, e indice di rifrazione m. $N'_{aer}(a)$ è il numero di particelle con raggio [a, a + da] per unità di volume.

Derivare la cross-section aerosolica è piuttosto complesso, vista la forte dipendenza dai parametri geometrici. Tuttavia, se le particelle che contribuiscono allo scattering presentano una distribuzione dimensionale che segue una legge di potenza (modello di Junge) si può scrivere:

$$N_{aer}'(a) = c_1^{-(\Lambda+1)}$$
(2.15)

Dove λ rappresenta un parametro di fitting adimensionale e c1 è una costante [Junge, 1963]. Si può dunque esprimere $\beta_{aer}(\lambda)$ nella forma

$$\beta_{aer}(\lambda) = c_2 \cdot \lambda^{-(\Lambda-2)} \tag{2.16}$$

Dove c2 è una costante.

Come verrà mostrato nel seguito, il parametro $\beta_{aer}(\lambda)$ non viene calcolato direttamente, ma è stimato tramite tecniche numeriche a partire dal coefficiente di backscatter ratio (R), che definiremo in seguito. [Collis & Russel, 1976]

2.4 Trasmittività ed estinzione

Il parametro $T(\lambda, z)$ definito prima rappresenta la trasmittività dell'atmosfera ad una data lunghezza d'onda. La legge di Lambert-Beer dice che una radiazione monocromatica di intensità I_0 che attraversa uno spessore di atmosfera z, subirà un'attenuazione che dipende dalle caratteristiche del materiale presente nello spessore stesso

$$I = I_0 e^{-\alpha(\lambda) \cdot l} \tag{2.17}$$

dove *l* rappresenta lo spessore dello strato attraversato; α è il coefficiente di attenuazione (o estinzione), che è una costante tipica del mezzo attraversato dipendente dalla lunghezza d'onda della radiazione. Supponendo di dividere il mezzo attraversato in infinitesimi di lunghezza *dz*, ognuno dei quali con la propria attenuazione $\alpha(\lambda, dz)$, si definisce trasmittività la quantità

$$T(\lambda, z) = \frac{I(\lambda, z)}{I_0(\lambda, z)} = \exp\left[-\int_0^z \alpha(\lambda, z') dz'\right]$$
(2.18)

 $\alpha(\lambda, z)$ rappresenta il coefficiente di estinzione (o attenuazione), composto da una componente che tiene conto della radiazione diffusa in tutte le direzioni eccetto π , e da una componente dovuta all'assorbimento.

$$\alpha(\lambda, z) = \alpha_{mol,s} + \alpha_{mol,abs} + \alpha_{aer,s} + \alpha_{aer,abs}$$
(2.19)

Per le molecole, il coefficiente di estinzione nel visibile è dovuto alla sola diffusione (l'atmosfera è trasparente per cui l'assorbimento può essere trascurato), perciò, sempre dalla teoria di Rayleigh, è noto il rapporto tra il basckscattering e l'estinzione molecolare pari a

$$\alpha_{mol} = \frac{8\pi}{3} \beta_{mol} \tag{2.20}$$

Per quanto riguarda gli aerosol, la trattazione deriva dalla teoria dello scattering di Mie. In questo caso l'estinzione è dovuta sia alla diffusione che all'assorbimento.

$$\alpha_{aer}(\lambda) = \int [\sigma_{aer,a}(a,\lambda,m) + \sigma_{aer,s}(a,\lambda,m)] N'_{aer}(a) da \qquad (2.21)$$

 $N'_{aer}(a)$ è il numero di particelle di raggio *a* per unità di volume.

Le cross-section di scattering e di assorbimento possono essere espresse in termini dei coefficienti Q_s e Q_a

$$\sigma_s(a,\lambda,m) = \pi a^2 Q_s(x,m) \tag{2.22}$$

$$\sigma_a(a,\lambda,m) = \pi a^2 Q_a(x,m) \tag{2.23}$$

I coefficienti Q_s e Q_a rappresentano la frazione di superficie che contribuisce allo scattering o all'assorbimento rispetto alla superficie geometrica utile nel caso di particella quasi-sferica di raggio equivalente *a*.

L'efficienza di backscattering Q dipende dalla dimensione della particella tramite il parametro a e della lunghezza d'onda utilizzata secondo il loro rapporto x detto "size parameter" definito come:

$$x = \frac{2\pi a}{\lambda} \tag{2.24}$$

e dall'indice di rifrazione complesso m.

2.5 Modalità di acquisizione del segnale

Di seguito sono presentate le modalità di rivelazione e acquisizione del segnale luminoso: la modalità analogica e il fotoconteggio. Approfondimenti sui rivelatori utilizzati sono elencati in Appendice A.

Current mode (modalità analogica)

Questa modalità ha prestazioni migliori in presenza di forti segnali luminosi. Il segnale rivelato è proporzionale alla corrente di uscita dell'anodo del sensore, la quale viene mandata in ingresso ad un convertitore analogico/digitale che quantizza il segnale. Maggiore il numero di bit di quantizzazione, migliore sarà la risoluzione del segnale. Quando i fotoni incidenti sono tanti il segnale è sufficientemente intenso (come accade con l'eco lidar proveniente dalle basse quote), ma questa tecnica fallisce quando i fotoni in arrivo sono pochi (come accade invece durante la notte e/o col segnale retrodiffuso proveniente dalle alte quote). Con questa tecnica è possibile ricevere eco utile da quote tipicamente inferiori rispetto al fotoconteggio.

Photon counting mode (fotoconteggio)

Questa tecnica permette di rivelare i singoli fotoni che incidono sul sensore. In questo caso la corrente anodica deve essere inviata ad un comparatore a soglia, il cui valore è impostato in maniera empirica. Un singolo fotone che incide sul catodo produrrà un picco di corrente. Se il picco supera la soglia impostata, il fotone viene contato. Questa tecnica fallisce per misure lidar diurne e per gli echi ricevuti dalle basse quote. Quando il rateo di fotoni è troppo elevato, il sensore non è in grado di distinguere i singoli fotoni. Due fotoni successivi produrranno un eco non discriminabile dal sensore, dipendentemente dal suo tempo di risposta. Questo parametro è detto Tempo Morto, descritto nel paragrafo successivo. La tecnica di fotoconteggio permette di sondare l'atmosfera fino a quote molto elevate. La teoria che sta alla base del photon counting (fotoconteggio) mostra che la produzione di fotoelettroni da parte di un rivelatore è un processo caratterizzato da tempi di emissione aleatori.

2.6 Dead Time Correction

La tecnica del fotoconteggio (photon counting), come detto, permette di contare i singoli fotoni che incidono sui fotomoltiplicatori (PMT), che vengono amplificati e inviati al sistema di conteggio, composto da un discriminatore a soglia. [Donovan et al., 1993]

La capacità di un fotorivelatore operante in modalità di fotoconteggio di discriminare due fotoni in arrivo ad istanti temporali vicini dipende dal suo tempo di risposta τ . Tutti i fotoni che arrivano distanziati di un tempo minore di tau non possono essere discriminati, perché vengono contati come un singolo fotone. Generalmente i tempi di risposta per fotorivelatori veloci sono dell'ordine dei decimi di nanosecondo, che corrisponde a dei tassi di arrivo massimi nominali nell'ordine dei GHz. [Hamamatzu_PMT].

Il tempo di risposta totale del sistema di acquisizione in fotoconteggio è limitato però da altri fattori, quali le capacità parassite dei cavi di segnale, le modalità di alimentazione e, soprattutto, dal modulo di discriminazione. La banda passante dichiarata del discriminatore a soglia è nell'ordine delle centinaia di MHz [100-200 MHz]. Valori tipici per i tempi di risposta sono compresi tra i 4 e i 7ns.

Questo principio è alla base del comportamento non lineare nei sistemi di fotoconteggio: quando il tasso di arrivo dei fotoni è troppo elevato (condizioni di forte luminosità) il sistema entra in saturazione, per cui il numero di fotoni contati è minore rispetto a quanti effettivamente incidono sul fotorivelatore.

Il parametro τ è detto tempo morto.

Questo comportamento di non linearità può essere corretto in fase di post elaborazione del segnale tramite la tecnica di Dead-Time-Correction. Tale tecnica permette di aumentare, verso le basse quote, il range di accuratezza della misura di fotoconteggio.

Siano S_v il segnale conteggiato e S_0 il segnale vero, questi sono legati dalla relazione:

$$S_{\nu} = S_0 \cdot \exp(-S_0 \cdot \tau) \tag{2.25}$$

 τ può essere stimato dal massimo rateo osservato R_v^{max} , supponendo di avere saturazione (condizione ottenibile facilmente osservando il picco di segnale collegato allo sparo laser), da cui [Cairo et al, 1996]

$$\tau = \frac{1}{R_v^{max} \cdot e} \tag{2.26}$$

Da misure sperimentali è stato ricavato un valore del tempo morto di circa 6.5 ns, compatibile con quanto teorizzato.

In Figura 2.2 è riportato un esempio di correzione del tempo morto su un segnale lidar. La curva in rosso rappresenta il segnale lidar, espresso in rateo di fotoni, così come giunge al ricevitore. La curva in nero rappresenta invece il segnale cui è stata applicata la correzione. L'effetto del tempo morto è, come detto, quello di diminuire i conteggi effettivi, che vengono, entro certi limiti, ripristinati dopo la correzione. È possibile inoltre notare, gli effetti delle non linearità del sensore dovuti ad un eco troppo intenso. Nonostante il chopper sia chiuso è visibile lo sparo laser a 3320m. A quote subito superiori si nota l'effetto dell'ingresso del fascio laser all'interno del campo di vista del telescopio, per cui il segnale ha una graduale risalita. Il fatto che si sia ancora in presenza di effetti di non linearità sul sensore è visibile nei due picchi "rovesciati" intorno ai 10Km di quota, dovuti a delle nubi troposferiche.



Figura 2.2 Esempio di Dead Time Correction applicata ad un segnale lidar. In ordinata è riportato il rateo di fotoni [#fotoni/s], in ascissa la quota, espressa in metri. La curva in rosso rappresenta il segnale lidar misurato dai fotomoltiplicatori, la curva in nero il segnale dopo la correzione.

2.7 Determinazione dei parametri ottici atmosferici

Backscatter Ratio R

Il primo parametro che viene stimato a partire dalle misure è il backscatter ratio R, definito come il rapporto tra il coefficiente di retrodiffusione totale rispetto a quello puramente molecolare. R è per definizione pari a 1 in presenza di segnale puramente molecolare, mentre assume valori maggiori di 1 in presenza di aerosol

$$R(\lambda, z) = \frac{\left(\beta_{mol}(\lambda, z) + \beta_{aer}(\lambda, z)\right)}{\beta_{mol}(\lambda, z)} = 1 + \frac{\beta_{aer}(\lambda, z)}{\beta_{mol}(\lambda, z)}$$
(2.27)

È possibile ricavare R dai dati tenendo conto della costante K e della trasmittività atmosferica.

$$R(\lambda, z) = \frac{(z - z_0)^2 S(\lambda, z)}{K(\lambda) T^2(\lambda, z) \beta_{mol}(\lambda, z)}$$
(2.28)

La costante K viene stimata andando a normalizzare il profilo lidar sul segnale molecolare, imponendo pari a 1 il rapporto ad una quota z^* alla quale sono presenti aerosol.

$$K = \frac{(z-z_0)^2}{(z^*-z_0)^2} \frac{S(\lambda,z)}{S(\lambda,z^*)} \frac{T^2(\lambda,z^*)}{T^2(\lambda,z)} \frac{\beta_{mol}(\lambda,z^*)}{\beta_{mol}(\lambda,z)} R(\lambda,z^*)$$
(2.29)

Rapporto di depolarizzazione δ

La luce emessa dal laser ha uno stato di polarizzazione ben definito. Per le comuni applicazioni lidar si utilizzano dei laser la cui radiazione monocromatica emessa è polarizzata linearmente. Gli aerosol sferici, o più in generale a simmetria cilindrica nella direzione di propagazione del fascio, mantengono lo stato di polarizzazione incidente nel processo di retrodiffusione, mentre, al contrario, aerosol solidi depolarizzano la radiazione nel processo di retrodiffusione. La luce che colpisce una

particella in atmosfera genera un momento di dipolo all'interno della stessa, che vibra in maniera elastica, diffondendo la luce su tutto l'angolo solido. Lo stato di polarizzazione della luce diffusa sarà differente da quello dell'onda incidente. Quanto differente è dovuto a fattori geometrici: direzione della diffusione, taglia e forma delle particelle. È, quindi, possibile distinguere le diverse tipologie di aerosol andando a valutare la percentuale di radiazione depolarizzata, predisponendo un canale apposito in ricezione che recuperi l'informazione su un piano di polarizzazione perpendicolare a quello della radiazione emessa. In linea generale ai due ricevitori, posti sui piani parallelo e perpendicolare rispetto al piano di polarizzazione della radiazione emessa, arriverà un segnale proporzionale al coefficiente di retrodiffusione, indicato rispettivamente (da eq. 2.9)

$$p_{\parallel}(\lambda, z) = \mathbf{K}_{\parallel} \beta_{\parallel}(\lambda, z) T_{\parallel}^{2}(\lambda, z)$$
(2.30)

$$p_{\perp}(\lambda, z) = \mathbf{K}_{\perp}\beta_{\perp}(\lambda, z)T_{\perp}^{2}(\lambda, z)$$
(2.31)

Dove $K_{\parallel,\perp}$ rappresenta una costante di sistema che tiene conto dei diversi componenti dei due canali di ricezione (beamsplitter, fotomoltiplicatori etc.), parallelo e perpendicolare, rispettivamente. Si definisce il rapporto di depolarizzazione volumetrica δ come

$$\delta(z) = \frac{p_{\perp}(\lambda, z)}{p_{\parallel}(\lambda, z)} = \frac{K_{\perp}\beta_{\perp}(\lambda, z)T_{\perp}^{2}(\lambda, z)}{K_{\parallel}\beta_{\parallel}(\lambda, z)T_{\parallel}^{2}(\lambda, z)}$$
(2.32)

Supponendo un sistema di ricezione ideale, nel caso di diffusione da una singola particella si ha

$$\delta(z) = \frac{\beta_{\perp}(z)}{\beta_{\parallel}(z)} \tag{2.33}$$

Gli effetti strumentali sulla stima del rapporto di depolarizzazione saranno trattati nel capitolo 4. Alla quota di calibrazione z^* è presente il solo contributo dovuto alle molecole di gas, per cui

$$\delta(z^*) = \delta_m = \frac{\beta_{m\perp}}{\beta_{m\parallel}} \tag{2.34}$$

il cui valore è noto dalla letteratura.

Behrendt and Nakamura (2002) hanno mostrato come i valori di depolarizzazione teorici attesi in presenza di solo backscattering molecolare elastico possano variare in funzione della larghezza di banda del filtro interferenziale e della temperatura del volume diffondente. Il valore minimo $\delta_m = 0.0036$ si ha nel caso di filtro interferenziale stretto (*FWHM* < 0.1*nm*), per cui contribuisce alla depolarizzazione solo la riga di Cabannes (vedi appendice B), e la dipendenza dalla temperatura è trascurabile. Per filtri con larghezze di banda maggiori bisogna considerare via via contributi maggiori dovuto alle righe dello spettro Raman rotazionale che ricadono all'interno della banda del filtro. Per filtri con larghezza di banda *FWHM* $\geq 15nm$, con bassa dipendenza dalla temperatura, il valore teorico da considerare è $\delta_m = 0.0144$. (Vedi Figura 2.3).


Figura 2.3 Rapporto di depolarizzazione molecolare misurato al variare della temperatura alla quota dell'elemento di volume diffondente per diverse larghezze di banda (FWHM) del filtro interferenziale utilizzato in ricezione. [Behrendt and Nakamura, 2002]

Fissato un valore δ_m teorico, è possibile calcolare il coefficiente di depolarizzazione aerosolica a partire dal profilo di depolarizzazione volumetrica δ e backscatter ratio *R* misurati e, appunto, δ_m [Cairo et al, 1999]

$$\delta_a = \frac{\beta_{a\perp}}{\beta_{a\parallel}} = \frac{R\tilde{\delta}(\delta_m + 1) - \delta_m(\tilde{\delta} + 1)}{R(\delta_m + 1) - (\tilde{\delta} + 1)}$$
(2.35)

2.7.2.1 Matrici di Mueller

Per il trattamento dello stato di polarizzazione della radiazione elettromagnetica, e per il calcolo della depolarizzazione è possibile utilizzare un approccio matriciale, partendo dalla definizione dei vettori di Stokes e con l'ausilio delle matrici di Mueller (Vedi appendice C), grazie alle quali è possibile parametrizzare tutte le componenti ottiche passive (ruotatori, filtri, beam splitters del nostro sistema lidar). In questo modo è possibile caratterizzare tutto il sistema di acquisizione e tenere in conto dei comportamenti non ideali dei componenti.

Tutti gli stati della luce, sia essa polarizzata, parzialmente polarizzata o non polarizzata, possono essere descritti attraverso i parametri di Stokes.

Un fascio luminoso il cui stato di polarizzazione è definito dal vettore \vec{S}_i che incide su un elemento ottico caratterizzato da una matrice di Mueller (4x4) M, avrà in uscita uno stato di polarizzazione \vec{S}_o dato da

$$\vec{S}_o = \boldsymbol{M}\vec{S}_i \tag{2.36}$$

Data una cascata di elementi ottici, caratterizzati dalle matrici M1, M2, M3 rispettivamente, il vettore di Stokes in uscita sarà dato da

$$\vec{S}_{o} = M_{3}(M_{2}(M_{1}\vec{S}_{i}))$$
(2.37)

Trattandosi di matrici, l'ordine con cui vengono calcolati i prodotti è fondamentale.

Nel Capitolo 4 il formalismo delle matrici di Mueller verrà utilizzato per caratterizzare il sistema ottico del lidar ISAC-DOMEC, e determinare la componente di cross-talk strumentale di cui tenere conto per la calibrazione delle misure di depolarizzazione.

2.8 Inversione del dato lidar

Dal segnale lidar è possibile risalire alla distribuzione spaziale dei parametri ottici dell'atmosfera. Molti studi sono stati effettuati per determinare un processo di inversione del dato lidar in presenza di atmosfera non omogenea.

Collis,1966 ha implementato il metodo della "pendenza", in cui il coefficiente di estinzione totale è espresso direttamente in funzione della pendenza del segnale logarimtico S(z)

$$S(z) = \ln(p(\lambda, z))$$
(2.38)

Keltt,(1981) ha proposto un metodo nel quale si suppone nota (o modellabile) la funzione di fase che lega alfa e beta, scegliendo opportunamente gli estremi di integrazione.

Riprendiamo l'equazione (2.41) ed esplicitiamo il logaritmo

$$S(\lambda, z) = \ln[P(\lambda, z_0) \cdot K] + \ln\left[\frac{\beta(\lambda, z)}{\beta(\lambda, z_0)}\right] - 2\int_{z_0}^{z} \alpha(\lambda, z')dz'$$
(2.39)

Derivando, si ottiene

$$\frac{dS(z)}{dz} = \frac{1}{\beta(z)} \frac{d\beta(z)}{dz} - 2[\alpha(z) - \alpha(z_0)]$$
(2.40)

Per piccoli intervalli di quote, nelle quali il backscatter aerosolico domina rispetto a quello molecolare (come ad esempio in caso di nebbia, o nelle nuvole spesse) esiste una legge di potenza che lega α e β

$$\beta = const \, \alpha^k \tag{2.41}$$

Dove k è una costante che dipende dalla lunghezza d'onda del laser e dal tipo di particelle, e varia tra circa [0.67, 1].

Dalla (2.40) e (2.41) otteniamo

$$\frac{dS(z)}{dz} = \frac{k}{\alpha} \frac{d\alpha}{dz} - 2[\alpha(z) - \alpha(z_0)]$$
(2.42)

Questa equazione differenziale è una equazione di Bernoulli di ordine I, una cui soluzione nota è

$$\alpha(z) = \frac{\exp[\frac{(S(z) - S(z_0))}{k}]}{\frac{1}{\alpha(z_0)} - \frac{2}{k} \int_{z_0}^{z} \exp[\frac{S(z') - S(z_0)}{k}] dz'}$$
(2.43)

Dove z_0 è la quota alla quale si trova il lidar.

Implementazione numerica

Invertire l'equazione lidar significa risolvere una equazione in due incognite ($\alpha \in \beta$), per cui è necessario ridurre il numero di incognite. Per fare questo si introduce il parametro Lidar Ratio (L) definito come il rapporto tra l'estinzione e il backscatter. Nella sezione precedente abbiamo visto che in presenza di solo segnale molecolare, questo rapporto è calcolabile dalla teoria di Rayleigh ed è noto e pari a

$$L_{mol} = \frac{\alpha_{mol}}{\beta_{mol}} = \frac{8\pi}{3} [sr]$$
(2.44)

Non è nota a priori invece la lidar-ratio aerosolica. Il valore di lidar ratio può essere stimato in vari modi. (Young,1995) propone di stimare L a partire dal rapporto tra il valore del segnale ricevuto in zone prive di aerosol prima e dopo una nube. Questo metodo richiede però la presenza di features (nubi o strati di aerosol) molto marcate e non è sempre possibile trovare due regioni prive di aerosol. Oppure è possibile stimare la lidar ratio a partire da valori noti in letteratura, facendo assunzioni sulla tipologia di aerosol osservato a partire dai valori di backscatter ratio e/o depolarizzazione calcolati sul segnale ricevuto. Questo metodo è tanto più corretto quanto più si riescono a stimare e ad eliminare gli effetti strumentali e del rumore. Nel seguito del lavoro la lidar ratio L verrà calcolata seguendo il metodo descritto da Gobbi et al, (1995), il quale propone un modello empirico che lega estinzione e backscatter, similmente a quanto fatto nella (2.41), ma espresso come

$$\alpha = 10^{a_0 + a_1 \log(\beta_{aer}) + a_2 [\log(\beta_{aer})]^2}$$
(2.45)

I coefficienti di questa funzione sono stati ricavati a partire dalle proprietà ottiche di varie distribuzioni di aerosol.

Ad ogni quota, il segnale ricevuto risente dell'attenuazione dovuta agli aerosol alle quote più basse, per cui quello che viene effettivamente calcolato in prima battuta è ciò che si definisce il coefficiente di backscatter ratio attenuato

$$R_{attenuated} = \frac{Sig}{\beta_{mol}(\lambda, z)} = \left[1 + \frac{\beta_a(\lambda, z)}{\beta_{mol}}\right] T^2(\lambda, z) = R(\lambda, z) T^2(\lambda, z)$$
(2.46)

Il coefficiente di backscattering aerosolico può allora essere riscritto come

$$\beta_{aer}(\lambda, z) = [R(\lambda, z)T^{-2}(\lambda, z) - 1] \cdot \beta_{mol}(\lambda, z)$$
(2.47)

Esplicitando nuovamente la trasmittanza stimata

$$\beta_{aer}(\lambda, z) = \left[\frac{(z-z_0)^2}{(z^*-z_0)^2} \frac{S(\lambda, z)}{S(\lambda, z^*)} \frac{T^2(\lambda, z^*)}{T^2(\lambda, z)} \frac{\beta_{mol}(\lambda, z^*)}{\beta_{mol}(\lambda, z)} R(\lambda, z^*) - 1\right] \cdot \beta_{mol}(\lambda, z) \quad (2.48)$$

L'implementazione numerica del metodo di Klett prevede un algoritmo iterativo, nel quale si utilizza la definizione di Lidar Ratio L precedentemente data.

Il profilo viene dapprima corretto per l'estinzione molecolare, supponendo perciò la totale assenza di aerosol. A partire dalla quota di calibrazione z*, e per ogni z verso z0, viene calcolato $\alpha(z)$. Il profilo viene quindi corretto per l'estinzione così calcolata. Invertendo l'equazione (2.48) si ottiene una prima stima di $\beta_{aer}(z)$, che sarà definita come

$$\beta_{aer}^{(1)}(z) = R^{(0)}(z) - 1 \tag{2.49}$$

A questo punto si ricalcola il segnale corretto per l'estinzione al passo precedente e si ottiene una nuova stima di $\beta_{aer}^{(2)}$.

Si reitera il procedimento fino a quando due stime consecutive di β_{aer} sono vicine entro una tolleranza prefissata, tipicamente

$$\left|\frac{\beta_{aer}^{(n)} - \beta_{aer}^{(n-1)}}{\beta_{aer}^{(n)}}\right| \le 10^{-4} \tag{2.50}$$

2.9 Stima dell'errore

Con particolare riferimento alla modalità di acquisizione in regime di fotoconteggio, nel caso di radiazione coerente incidente sulla superficie fotosensibile, la probabilità di emissione di n fotoelettroni in un intervallo di tempo di durata T è governato da una distribuzione di Poisson;

$$p(n) = \frac{W^n}{n!} e^{-W}$$
(2.51)

Dove

$$W = \int_{t0}^{t0+T} \lambda(t) dt \tag{2.52}$$

esprime il numero totale di fotoelettroni emessi nell'intervallo $[t_0, t_0 + T] \in \lambda(t)$ esprime il numero di fotoelettroni emessi nell'unità di tempo, cioè il rateo medio.

$$\lambda(t) = \frac{\eta}{h \cdot \nu} \cdot \int_{A} I(\bar{x}, t) d\bar{x}$$
(2.53)

 η è l'efficienza quantica del detector e $I(\bar{x}, t)$ è l'intensità del campo ottico incidente (potenza ottica per unità di superficie) dove con $d\bar{x}$ si è indicata la superficie infinitesima e con A l'area del detector. Il rivelatore è sensibile all'integrale di I(x, t) intercettata dal rivelatore, assunta uniforme, sull'area A, per cui

$$\lambda(t) = \frac{\eta \cdot I(t)}{h \cdot \nu} = \frac{\eta \cdot P_s}{h \cdot \nu}$$
(2.54)

Il numero totale di fotoelettroni emessi è dato da:

$$W = \lambda \cdot T = \eta \frac{P_s \cdot T}{h \cdot \nu} = \eta \frac{E_{TOT}}{E_{fotone}} = \eta \cdot \#_{fotoni} incidenti in [t_0, t_0 + T] = \eta \cdot N \quad (2.55)$$

W è dunque una variabile aleatoria con valore medio $\langle n \rangle$ e varianza σ_n^2

$$\langle n \rangle = W = \eta \cdot N \tag{2.56}$$

$$\sigma_n^2 = W \tag{2.57}$$

Il valore medio del numero di elettroni emessi è proporzionale al numero N di fotoni incidenti, ovvero alla potenza ottica incidente P_S e al tempo di osservazione T.

Il tempo minimo di integrazione possibile è dettato dalla banda B del filtro elettrico posto dopo il rivelatore, secondo la legge T=1/2B

Caratterizzazione del rumore nel segnale invertito

Data una funzione aleatoria χ di più variabili misurate u, v..., l'incertezza su χ può essere espressa come [Russell et al, 1979]

$$(\delta\chi)^2 = (\delta u)^2 \left(\frac{\partial\chi}{\partial u}\right)^2 + (\delta v)^2 \left(\frac{\partial\chi}{\partial v}\right)^2 + 2C_{uv}^2 \left(\frac{\partial\chi}{\partial u}\frac{\partial\chi}{\partial v}\right) + \cdots$$
(2.58)

Dove ∂u è l'incertezza relativa alla sola variabile u e

$$C_{u,v}^2 = \lim_{n \to \infty} \frac{1}{n} \sum \left[(u_i - \overline{u}) - (v_i - \overline{v}) \right]$$
(2.59)

è la matrice di covarianza delle due variabili u e v, $\overline{u} e \overline{v}$ rappresentano i valori medi.

2.9.1.1 Errore associato al segnale lidar

Come visto, l'equazione lidar è

$$P(z) = \frac{K\beta(z)T^{2}(z)}{z^{2}} + N$$
(2.60)

E il segnale che viene analizzato, il range corrected- background subtracted signal

$$S(z) = [P(z) - N]z^2$$
(2.61)

L'errore associato al S(z) sarà quindi

$$\sigma_S^2 = \left(\frac{\partial S}{\partial P}\right)^2 \sigma_P^2 + \left(\frac{\partial S}{\partial N}\right)^2 \sigma_N^2 + \left(\frac{\partial S}{\partial z}\right)^2 \sigma_z^2 \tag{2.62}$$

E vale

 $\sigma_P^2 = P$ perché la statistica di rumore è Poissoniana

 $\sigma_z^2 \sim 0$ perché l'errore sulla quota è trascurabile

 $\sigma_N^2 = \frac{1}{n} N$ perché il rumore N è calcolato come media su n bin, con statistica Poissoniana

Operativamente, si può stimare la varianza di rumore andando ad analizzare il segnale ricevuto a intervalli di tempo (o quote) per le quali si suppone che il segnale utile P(z) sia estinto.

$$\sigma_N^2 = \sigma_{shot}^2 + \sigma_T^2 + \sigma_d^2 + \sigma_{bg}^2$$
(2.63)

La potenza di rumore totale è dovuta a diversi contributi che sono più o meno prevalenti a seconda delle condizioni di misura:

• σ_{shot}^2 rappresenta la variazione sui conteggi dovuta alle fluttuazioni quantistiche del fotorivelatore. Tali fluttuazioni sono conseguenza del fatto che i fotoelettroni vengono emessi dal rivelatore ad istanti di tempo aleatori, per cui, a parità di potenza incidente, può variare il

numero di elettroni contati in un intervallo di tempo T. Questo fenomeno è denominato shot noise, e dipende esclusivamente dal meccanismo quantico di produzione dei fotoelettroni

- σ_d^2 è la corrente di buio dei fotorivelatori, prodotta quando alcuni elettroni sono emessi anche in assenza di radiazione incidente. Questa quantità è indicata nei datasheet forniti dal costruttore, e deve essere minimizzata in funzione della tipologia di misura.
- σ_T^2 è la potenza di rumore termico dovuta all'elettronica di ricezione
- σ_{bg}^2 è la potenza della radiazione di background, che dipende da fattori costruttivi del ricevitore, come il FOV (angolo solido di ricezione), l'area della pupilla del ricevitore (pinhole), e dalla larghezza di banda del filtro di ricezione. Nelle applicazioni lidar più comuni la potenza di background è dovuta alle sorgenti naturali come il sole, la luna e le stelle.

$$\sigma_{bg}^2 = E_{BG} A_r \Omega_r \Delta \lambda \tag{2.64}$$

Il contributo dovuto al background è costante su tutte le quote.

Esistono varie tecniche per stimare la potenza di rumore, come ad esempio acquisire il segnale pochi istanti prima dello sparo laser (pretrigger), oppure valutare il segnale a quote alle quali l'eco utile è completamente attenuato. Nelle ore diurne il contributo di rumore è dominato dalla potenza di background, mentre durante le ore notturne possiamo considerare il solo rumore elettronico.

Come detto, il contributo di rumore di background può essere ridotto con alcuni accorgimenti di tipo geometrico e di progettazione, come ridurre il campo di vista del telescopio e utilizzare un filtro interferenziale con una banda molto stretta. Limitazioni a queste tecniche sono dovute all'instabilità termica della banda passante dei filtri se la banda è molto stretta; un FOV troppo stretto rende difficile allineare il sistema nel caso di lidar biassiali.

Tutte le considerazioni fatte finora sono relative ad un singolo sparo laser. Per aumentare il SNR si integra il segnale su più spari. Mediando su N_s spari, il contributo di rumore si riduce di un fattore $\sqrt{N_s}$.

Esistono altri accorgimenti progettuali che consentono di migliorare la qualità del segnale pur non intervenendo direttamente sul rumore:

- Intervenire sulla distanza tra l'asse di trasmissione e l'asse ottico di ricezione permette di definire una quota minima di sovrapposizione tra il fascio laser e il campo di vista del telescopio, per cui il forte eco dalle basse quote non viene intercettato dalle ottiche di ricezione.
- Utilizzare un chopper elettromeccanico (composto da lamina rotante con una o più aperture) per schermare l'eco lidar alle basse quote, temporizzando lo sparo laser in lieve anticipo

rispetto alla fase di apertura della lamina. L'utilizzo di questo sistema non consente la determinazione della radiazione di background attraverso i bin di pretrigger.

Entrambe le tecniche, che possono essere utilizzate contemporaneamente, hanno lo scopo di evitare che il sensore venga investito da una radiazione troppo intensa, e si trovi ad operare in zone di non linearità, creando distorsioni sul segnale di ritorno, o addirittura danneggiandosi; inoltre con tali accorgimenti si diminuisce il SIN (rumore indotto da segnale). Dopo il forte shock luminoso dovuto allo sparo laser e al riverbero dai primissimi metri, che provoca un accecamento del sensore (riscontrabile dal numero di conteggi circa nullo), il sensore si trova in una zona di non linearità per cui il segnale risalirà fino ad un plateau (zona di saturazione) per poi tornare a lavorare in zona lineare, per cui c'è una proporzionalità diretta tra il numero di conteggi misurati e i fotoni in arrivo.

2.9.1.2 Errore sul backscatter ratio R Dalla (2.39), definiamo

$$h(z) = \frac{(z-z_0)^2}{(z-z^*)^2}$$
(2.65)

$$s(\lambda) = \frac{S(\lambda, z)}{S(\lambda, z^*)}$$
(2.66)

$$q(\lambda, z, z^*) = \frac{T^2(\lambda, z^*)}{T^2(\lambda, z)} = \exp\left[-2 \int_z^{z^*} \alpha(\lambda, z') dz'\right]$$
(2.67)

E possiamo scrivere l'errore su R come

$$\left(\frac{\delta R}{R}\right)^2 = \left(\frac{\delta S}{S}\right)^2 + \left(\frac{\delta q}{q}\right)^2 + \left(\frac{\delta \beta_m}{\beta_m}\right)^2 + \left(\frac{\delta \beta_{m*}}{\beta_{m*}}\right) - \frac{2C_{\beta m \beta_*}}{\beta_m \beta_*}$$
(2.68)

E quello sul backscatter aerosolico come

$$\left(\frac{\delta\beta_a}{\beta_a}\right)^2 = \left(\frac{\beta_m}{\beta_a}\right)^2 \left\{ \left[\left(\frac{\delta s}{s}\right)^2 + \left(\frac{\delta q}{q}\right)^2 + \left(\frac{\delta R_*}{R_*}\right)^2 + \left(\frac{\delta\beta_*}{\beta_*}\right)^2 - 2\frac{C_{\beta\beta_*}^2}{R\beta_m\beta_*} \right] \cdot R^2 + \left(\frac{\partial R_*}{R_*}\right) \right\}$$
(2.69)

Errore associato alla trasmittività atmosferica q:

Il parametro q può essere scritto come somma delle componenti presenti nella colonna di atmosfera investigata:

$$q(\lambda, z, z^*) = \exp[-2\tau_a(\lambda, z, z^*) - 2\tau_m(\lambda, z, z^*) - 2\tau_3(\lambda, z, z^*)]$$
(2.70)

Dove $\tau_a \tau_m \tau_3$ rappresentano lo spessore ottico relativo a aerosol, molecole di gas e Ozono rispettivamente.

$$\left(\frac{\delta q}{q}\right)^2 = 4\{ [\delta \tau_a(\lambda, z, z^*)]^2 + [\delta \tau_m(\lambda, z, z^*)]^2 + [\delta \tau_3(\lambda, z, z^*)]^2 \}$$
(2.71)

In questa equazione si nota come, utilizzando la procedura di calibrazione del segnale molecolare, l'errore su q si ripercuote su β_a solo alle quote tra z e z^{*}. Le stime sulla trasmittanza aerosolica e molecolare possono essere migliorate con algoritmi iterativi come quello descritto in precedenza, per cui l'errore ad esse associate è trascurabile.

Errore associato al segnale molecolare S_{mol}:

L'errore associato al segnale molecolare dipende essenzialmente dall'errore sulla determinazione della densità molecolare. Se il profilo di densità molecolare viene stimato a partire dai dati di radiosondaggio, l'errore ad esso associato e di circa l'1%. Un profilo di densità ottenuto da un modello atmosferico presenta un errore di circa il 3%.

$$\frac{\delta_{Smol}}{S_{mol}} \approx [0.01 - 0.03]$$

L'errore sul profilo di backscatter aerosolico ad una quota z è influenzato dalle incertezze sul profilo molecolare a due quote: la quota z in esame e la quota z_* di calibrazione. Ridurre l'incertezza $\delta\beta_*$ migliora l'accuratezza della misura di β_a su tutte le quote. Per quanto possibile, la quota di calibrazione deve essere presa all'interno delle quote di radiosondaggio.

La matrice di covarianza $C_{\beta\beta_*}^2$ è nulla se $|z - z^*| > \Delta z$, dove Δz è la risoluzione verticale del sistema. Nel nostro caso l'errore, come riportato in seguito nel Capitolo 3, è stato stimato utilizzando i soli primi tre termini della (2.64), assumendo trascurabili l'errore sulla quota di calibrazione, sulla trasmittanza atmosferica e, seguendo il Russell (1979), l'ultimo termine di covarianza.

3 Lidar ISAC-DOMEC

Nel seguito sono descritte le caratteristiche del lidar ISAC-DOMEC, utilizzato per lo studio della stratosfera polare antartica ed in particolare delle Polar Stratospheric Clouds (PSC), installato presso la stazione italo-francese Dome Concordia (DomeC), 75°06'S,123°20'E, situato a 3233 m s.l.m. DomeC è una base Italo-Francese, costruita a partire dal 2000, con la funzione iniziale di ospitare il progetto EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica), per la caratterizzazione della storia climatica e dei cicli glaciali e interglaciali attraverso lo studio di carote di ghiaccio. DomeC si s trova sul plateau antartico, a 1200 km dalla costa, molto dentro al vortice polare. La sua posizione lo rende un sito ideale per la misura di processi climatici non influenzati dalle comuni attività umane e dall'orografia. Il lidar installato a DomeC rappresenta l'unico strumento lidar capace di studiare le PSC all'interno del vortice polare. L'unico altro lidar stratosferico antartico si trova nella base Francese di Dumont D'Urville (66°S,140°E), sulla costa antartica, in posizione marginale rispetto al vortice polare.

3.1 Progetto COMPASS

COMPASS si pone l'obiettivo di estendere la comprensione dei meccanismi del sistema atmosfera mediante uno studio dei molti processi per i quali la regione antartica costituisce un osservatorio privilegiato. La porzione di atmosfera oggetto dell'indagine si estende dallo strato limite planetario fino alla stratosfera. Nell'ambito di tale progetto, finanziato dal programma nazionale di ricerca in Antartide (PNRA), vengono studiati i processi micro-meteorologici dello strato limite atmosferico, i meccanismi di formazione delle nubi - e la loro influenza sul bilancio radiativo terrestre - e le problematiche relative al ciclo dell'ozono all'interno del vortice polare. Particolare attenzione verrà rivolta ai meccanismi di feedback tra i vari processi. La stazione italo-francese di Concordia a Dome C costituisce il sito ideale per effettuare lo studio proposto, in quanto è una stazione permanente sul plateau, all'interno della regione del vortice polare. Il progetto ha previsto una consistente componente osservativa con strumenti di telerilevamento da terra (spettrometri, lidar, sodar) e sensori in-situ di consolidata efficacia e tradizione. Le osservazioni, su alcune delle quali si basa il nostro lavoro di tesi, sono supportate da metodi di analisi e modellistica disponibile presso le istituzioni proponenti.

COMPASS studia tre differenti regioni atmosferiche: lo strato limite, la troposfera e la stratosfera, con l'obiettivo di investigare i fenomeni peculiari di queste regioni, sviluppando la ricerca delle loro interconnessioni e dei meccanismi che li collegano. Per quanto riguarda il nostro lavoro di tesi, ci siamo focalizzati sullo studio dei processi stratosferici all'interno del vortice polare antartico, in particolare della chimica dell'ozono e delle nubi polari stratosferiche, effettuato nel corso di tutto l'anno al fine di seguire costantemente l'evoluzione del vortice stesso. Ci siamo avvalsi di

strumentazione avanzata di telerilevamento da terra per il sondaggio verticale, operante in continuo. Nello specifico ci siamo occupati dell'analisi dei dati ottenuti da un lidar elastico a diversità di polarizzazione, per i profili delle proprietà ottiche dell'atmosfera dallo strato limite fino alla stratosfera. Un ulteriore canale Raman permette, in particolari condizioni, di ottenere il profilo di temperatura in stratosfera.

3.2 Lidar stratosferico ISAC-DOMEC

Il lidar ISAC-DOMEC è un lidar a 6 canali (2 canali a diversità di polarizzazione nel verde (532nm) più due canali troposferici nel verde (532nm), 1 canale NIR (1064nm) e 1 canale per la rivelazione del segnale Raman dell'azoto (608nm)) attivo dalla primavera australe 2014 e tuttora in funzione. Il lidar è operativo durante l'inverno australe, nei mesi che vanno da giugno a settembre, e produce giornalmente due misure di profili verticali di aerosol atmosferico a quote che vanno da 10Km a oltre 40Km. Durante il periodo estivo, a causa della presenza del sole per tutte le 24 ore, l'attività è limitata alla manutenzione ordinaria e straordinaria.

Il sistema è stato dapprima montato e caratterizzato presso i laboratori ISAC del CNR di Roma (vedi Figura 3.1), nei mesi precedenti la XXIX spedizione italiana in Antartide, e installato nella base di DomeC durante l'estate australe 2013-2014. Il sistema è stato installato all'interno dello Shelter Fisica, a circa 500 metri dalla base (Vedi Figura 3.2). Lo shelter fisica è stato appositamente predisposto per ospitare il lidar. Il tetto è stato forato per permettere l'alloggiamento di una finestra attraverso la quale lo strumento può osservare il cielo. Per evitare riflessioni del raggio laser da parte della finestra, dannose per la qualità della misura, oltre che pericolose per l'operatore, il percorso ottico del trasmettitore è stato separato da quello del ricevitore, attraverso un foro passante di circa 10cm di diametro (Vedi Figura 3.3). Il foro è stato praticato delle dimensioni minime utili per la misura, perché l'ambiente all'interno dello shelter, che ospita diversi strumenti per l'osservazione dell'atmosfera, è termostatato a circa 15°. Un foro troppo grande non avrebbe permesso una adeguata tenuta termica. Lo shelter è dotato di una connessione a internet per il trasferimento dei dati verso la base Concordia. I dati acquisiti dal lidar vengono trasferiti alla fine di ogni sessione di misura verso il PC sotto forma di file di testo. Da qui vengono inviati in Italia con un protocollo dedicato, dove si procede al controllo e all'analisi dei dati.



Figura 3.1 Visione d'insieme del sistema lidar ISAC-DOMEC durante le misure di test presso i laboratori ISAC-CNR di Roma. Sono visibili le diverse parti che compongono il sistema: l'alimentatore del laser (sulla desta), le unità di acquisizione dati e il pc per la gestione del sistema, il rack metallico sul quale sono montati la testa del laser, il beam expander, il telescopio e la scatola delle ottiche di ricezione.



Figura 3.2 Mappa dell'Antartide, con indicata la posizione del sito di DomeC. In basso a sinistra una veduta della base Concordia. In basso a destra una immagine dello shelter Fisica, presso cui è alloggiato il lidar ISAC-DOMEC.



Figura 3.3 Finestra ottica al di sopra del lidar, con foro per l'uscita del raggio laser. Il canale di trasmissione e quello di ricezione sono separati fisicamente. Il percorso di uscita del fascio laser è un foro passante di circa 10cm.

II sistema di trasmissione

Il sistema di trasmissione del lidar ISAC-DOMEC è composto da un laser Nd:YAG, in cui l'elemento attivo è un cristallo di Ittirio e Alluminio drogato al Neodimio, prodotto dalla BIG SKY LASER, e da un Beam Expander.

Il laser è composto da una unità ottica, detta Testa del Laser, e da una unità di alimentazione, detta Alimentatore (modello QUANTEL CR400). L'elemento attivo è una barretta di Nd:YAG che viene pompato da una flashlamp (lampada stroboscopica al krypton, con ampio spettro di emissione) e produce una radiazione ad una lunghezza d'onda di 1064nm (vicino infrarosso) con polarizzazione ellittica. Grazie ad un Second Harmonic Generator (SHG) (cristallo ottico non lineare) viene generata anche la lunghezza d'onda di 532 nm (verde) con polarizzazione lineare. La radiazione emessa è generata con la tecnica dell'Active Q-Switching, che, modulando il guadagno di un risuonatore, produce un fascio di uscita impulsato molto potente. La tecnica permette di inibire l'emissione laser, concentrando l'energia in impulsi molto stretti, della durata di pochi ns, a basse frequenze (decine di Hz). Nel nostro caso il fascio emesso ha una durata di circa 8ns, e una frequenza operativa di 10Hz. L'energia dichiarata è di 190mJ/impulso nel verde e di 100mJ/impulso nell'infrarosso. Il fascio in uscita dal laser ha un diametro di circa 6mm, con una divergenza di circa 7mrad.

3.2.1.1 Alimentatore laser

L'alimentatore laser è un Quantel CR400. Al suo interno sono presenti la sezione di generazione dell'HV per le flashlamps di pompaggio e il circuito di raffreddamento, composto da una pompa di raffreddamento ad accoppiamento magnetico, un radiatore di scambio, un serbatoio e una cartuccia di deionizzazione dell'acqua che filtra l'acqua da eventuali muffe che si possono formare a causa della radiazione ultravioletta prodotta dalle flashlamps. (Vedi Figura 3.4). L'alimentatore è collegato alla testa del laser attraverso due tubi per la circolazione dell'acqua deionizzata e due cavi che portano l'HV alle flashlamps e i segnali di trigger al Q-Switch.



Figura 3.4 Alimentatore laser QUANTEL CR400. Sono visibili, da sinistra, il radiatore, il serbatoio per l'acqua distillata, la cartuccia di deionizzazione e parte del circuito di generazione dell'alta tensione.

3.2.1.2 Testa del laser

La testa del laser è l'unità nella quale sono contenuti la cavità ottica, all'interno della quale sono presenti l'elemento attivo radiante (la barretta di Nd:YAG) e il modulatore elettro-ottico per il Q-switching, le flashlamps di pompaggio, il cristallo di generazione della seconda armonica. La testa del laser è una camera a tenuta stagna, all'interno della quale scorre il liquido refrigerante per evitare il surriscaldamento delle flashlamps.

3.2.1.3 Remote Control

La gestione in locale del laser avviene tramite un Remote Control grazie al quale è possibile modificare le impostazioni generali del laser, quali frequenza di sparo, sincronizzazione con un trigger esterno o sincronizzazione con un trigger interno, modificare la tipologia di sparo laser, continuo o single-shot. Tutti i comandi e le impostazioni del laser possono essere modificate anche da PC utilizzando il protocollo RS232 per la comunicazione seriale.

3.2.1.4 Beam Expander

Il sistema di trasmissione è completato da un Beam Expander (un telescopio Galileiano, vedi Figura 3.5) posto subito al di sopra della testa del laser, dimensionato in modo da garantire un fattore di allargamento del fascio e una conseguente diminuzione della divergenza del fascio laser di un fattore pari a 10. Grazie al BE la divergenza del fascio di uscita è ridotta da 7mrad a 0.7mrad. Il beam expander è montato su un supporto solidale al corpo del telescopio. Su tale supporto sono presenti le viti micrometriche di allineamento che permettono di variare la posizione del beam expander, modificando la direzione di uscita del fascio. In questo modo è possibile 'allineare' il sistema, direzionando il fascio laser all'interno del campo di vista del telescopio. (vedi Figura 3.6).



Figura 3.5 Illustrazione del beam expander posizionato in maniera solidale al telescopio. In alto sono visibili le viti micrometriche che consentono lo spostamento dell'asse di puntamento del beam expander. Il tubo arancione serve per evitare pericolose riflessioni sul bordo del foro passante per l'uscita del fascio laser.



Figura 3.6 Schema illustrativo di un sistema lidar bistatico. Nel disegno è visibile la sovrapposizione del raggio laser con il campo di vista del telescopio.

Il sistema di ricezione

3.2.2.1 Il telescopio

Il telescopio è un Celestron, modello CGE 1400 Schmidt-Cassegrain da 14" composto da uno specchio primario di tipo parabolico (posto sul fondo del telescopio) e un secondario di tipo iperbolico (nella parte alta del telescopio), con messa a fuoco all'infinito e lunghezza focale di 3.91 m. In Tabella 3.1 sono riportate le specifiche tecniche del telescopio. Al di sotto del telescopio è presente una scatola contenente il chopper (vedi descrizione sotto) e un pin-hole (diaframma) di 2mm, che limita il campo di vista del telescopio a circa 0.5mrad. Una lente biconvessa collima la luce divergente prima che questa entri nella scatola delle ottiche (vedi descrizione).

	Optical Design	Schmidt-Cassegrain
Apertura (mm)		355.5
	Distanza Focale (mm)	3910
	F#	11

Tabella 3.1 Specifiche tecniche telescopio Celestron CGE 1400.

3.2.2.2 Scatola del chopper

È l'elemento meccanico che permette di stabilire la quota minima dalla quale ottenere un segnale completo. Il suo scopo è quello di impedire il passaggio della luce, fino a tot microse condi dopo lo sparo del laser, in modo da impedire l'effetto di saturazione dei sensori, e di ridurre l'effetto di Signal Inducted Noise (SIN) : un segnale troppo forte, quale quello prodotto dall'eco atmosferico proveniente dagli strati bassi, produce delle correnti all'interno del sensore che perdurano per qualche microsecondo, modificando la sua risposta al segnale atmosferico successivo, proveniente dagli strati alti dell'atmosfera, compromettendo l'accuratezza della misura ed inducendo pesanti non linearità, variabili nel tempo, nella risposta del sensore.

Per questo si utilizza una finestra rotante sincronizzata con lo sparo laser, il chopper appunto, che oscura il rivelatore fino ad alcuni microsecondi dopo lo sparo, evitandogli di essere investito dall'eco troppo forte dagli strati bassi dell'atmosfera.

3.2.2.3 Scatola delle ottiche

Comprende tutta la catena di acquisizione a 532nm (verde), 608 nm (Raman dell'Azoto) e 1064 nm (Infrarosso vicino). Come detto, il laser emette a due lunghezze d'onda (532 e 1064 nm) per le quali si parla di scattering elastico, mentre il segnale a 608 nm viene prodotto dallo scattering Raman (anelastico) dell'azoto presente in atmosfera. La luce che entra all'interno della scatola ottica è collimata dalla lente biconvessa alloggiata nel tubo che collega meccanicamente la scatola ottica con la scatola del chopper. All'esterno della scatola sono montati 4 fotomoltiplicatori miniaturizzati (modello Hamamatsu H5783P, H6780-20) per il verde(532nm) e il Raman (608nm) e un sensore APD (Avalanche Photo Diode) per l'infrarosso (1064 nm). Tutti sensori sono collegati alle schede di acquisizione e ad una scatola di derivazione per il controllo delle tensioni di lavoro.



Figura 3.7 Scatola delle ottiche del sistema lidar ISAC-DOMEC. Sono visibili, sulla destra, i tre fotomoltiplicatori per l'acquisizione del segnale a 532nm (sezione del verde). Sulla sinistra sono visibili la sezione RAMAN e IR.



Figura 3.8 Schema ottico del lidar ISAC-DOMEC. Sono visibili il diaframma (pin-hole), una lente collimatrice, il cold mirror BS1. Nella sezione del verde è presente un filtro interferenziale a 532nm (NF1), i cubi polarizzatori (PC1 e PC2), il sepratore di fascio (SF) e lo specchio di rinvio M1. All'ingresso dei tre fotomoltiplicatori relativi ai canali HP,LP e DP sono presenti le lenti focali L1,L2 ed L3. Il cold mirror BS2 separa la sezione raman da quella infrarossa. Nella prima sono presenti, prima del fotomoltiplicatore, i due filtri NF2 e NF3, e la lente focale L4. Nella seconda il filtro NF4 e lo specchio parabolico M2 che focalizza la luce sull'APD.

In Figura 3.7 è visibile la configurazione ottica interna alla scatola delle ottiche, rappresentata schematicamente in Figura 3.8.

La luce in ingresso viene inizialmente divisa grazie ad un beamsplitter (ColdMirror, BS1) con una lunghezza d'onda di taglio a 560nm. Lunghezze d'onda minori rispetto a quella di taglio vengono riflesse e inviate alla sezione del verde. Le lunghezze d'onda maggiori vengono trasmesse verso la sezione IR+Raman.

Sezione del verde:

Un filtro interferenziale NF1 centrato sulla lunghezza d'onda di 532 nm e con banda passante di 10 nm FWHM sopprime efficacemente tutte le altre lunghezze d'onda eventualmente presenti.

La luce incontra dapprima un cubo polarizzatore (PC1), che separa la componente parallela alla polarizzazione del raggio laser, da quella perpendicolare, che incide, dopo un secondo cubo polarizzatore (PC2) che filtra ulteriormente la luce, rimuovendone gli eventuali residui a polarizzazione parallela, non del tutto eliminati dal primo filtro polarizzatore, nel canale denominato DEPO (vedi Tabella 3.2). La parte polarizzata è poi ulteriormente divisa in due canali tramite un filtro separatore di fascio (SF): circa l'1.3% viene accettata dal canale polarizzato basso (LP) e il rimanente 98.7% incide, dopo una riflessione sullo specchio M1, sul fotomoltiplicatore del canale polarizzato alto (HP). Lo scopo del canale LP è di produrre un segnale non saturo alle basse quote quando la radiazione incidente è troppo forte.

Le lunghezze d'onda oltre 560 nm vengono trasmesse dal BS1 e ulteriormente separate da un secondo beamsplitter (cold mirror, BS2) con lunghezza d'onda di taglio di 800nm.

Le lunghezze d'onda del RAMAN dell'azoto vengono riflesse e, dopo ulteriore filtraggio tramite i filtri NF2 e NF3, inviate al fotomoltiplicatore del canale Raman (RM).

La radiazione a lunghezze d'onda superiori a 800 nm viene trasmessa verso il canale IR, dove viene filtrata ulteriormente dal filtro NF4 prima di venire accettata dall'APD.

Polarizing Beam splitter	Principal Transmittance	Principal Reflectance	Model
Cubes			
PC1	Tp>95% for p	Rs>99% for s	Melles Griot
	polarization	polarization	Mod.03PBB005
	Ts<1% for s polarization	Rp<5% for p	
		polarization	
PC2	Rs>99% for s	Rs>99% for s	Melles Griot
	polarization	polarization	Mod.03PBB005
	Rp<5% for p	Rp<5% for p	
	polarization	polarization	

Tabella 3.2 Specifiche tecniche dei cubi polarizzatori

Filters	Center Wavelenght	FWHM	Model
NF1	532nm	10nm	Semrock FF01-532/3-25
NF2	550nm	Long-pass	Thorlabs - FELH0550
NF3	610nm	12nm	Asahi - XBPA610
NF4	1064nm	10nm	

Tabella 3.3 Specifiche tecniche dei filtri interferenziali

Beam splitters	Cut Wavelenght	Туре
BS1	Reflection<560nm <transmission< td=""><td>Cold Mirror</td></transmission<>	Cold Mirror
BS2	Reflection<800nm <transmission< td=""><td>Cold Mirror</td></transmission<>	Cold Mirror

Tabella 3.4 Specifiche tecniche dei beam splitters utilizati nel sistema lidar ISAC-DOMEC

Mirrors	Transmission	Reflection
SF	98.7%	1.3%
M1	0%	100%
M2 (parabolic)	0%	100%

Tabella 3.5 Specifiche tecniche degli specchi utilizzati nel sistema lidar ISAC-DOMEC

3.2.2.4 Il canale troposferico

Il canale troposferico (TR) costituisce un sistema lidar a se stante. Condivide con il resto del sistema la sorgente di trasmissione, ma il canale di ricezione è completamente indipendente. Il ricevitore è costituito da un obbiettivo NIKON con una lunghezza focale di circa 50 mm, con fuoco all'infinito. La luce in ingresso all'obbiettivo viene filtrata attraverso un filtro interferenziale centrato a 532 nm (FWHM = 2 nm, Semrock LL01-532-12.5, in combinazione con un secondo filtro dicroico, Edmund Optics L52-533), passa attraverso un pinhole da $100\mu m$ e viene collimata grazie ad una lente su un fotomoltiplicatore (Hamamatsu H5783P). Il canale troposferico viene allineato in maniera indipendente dal resto del sistema, e la luce in ingresso non passa per il chopper. Esso deve infatti intercettare la luce del laser a quote molto basse (circa 500 metri al di sopra del lidar) essendo stato progettato per osservare gli strati bassi dell'atmosfera, in modo da avere un segnale di riferimento per l'analisi dei dati del lidar principale, ad esempio per evidenziare la presenza di cirri al di sotto della quota delle PSC.

Schede di acquisizione

Rappresentano il cuore del Lidar, permettono di acquisire il segnale proveniente dai fotomoltiplicatori e dall'APD. La corrente in uscita dai sensori viene inviata ad un comparatore a soglia che permette di rivelare il segnale in fotoconteggio. Le schede sono composte fondamentalmente da un comparatore a soglia (discriminatore), che permette di rivelare in fotoconteggio i segnali in uscita dai sensori, una memoria FIFO, un DSP che permette di accumulare il segnale ricevuto su più spari, migliorando il SNR, e una memoria flash per il salvataggio dei dati.

Le schede di acquisizione gestiscono anche la sincronizzazione tra la parte trasmittente e il ricevitore: Le schede generano infatti un segnale di trigger che viene inviato al laser, per determinare la base dei tempi dell'acquisizione, e al chopper, che regola la sua velocità in modo da chiudere il passaggio della luce nei primi microsecondi dopo lo sparo del laser.

Il sistema lidar ISAC-DOMEC è composto da tre schede, ciascuna in grado di acquisire contemporaneamente 2 canali, collegati direttamente con le uscite dei sensori (tramite connettori LEMO per i fotomoltiplicatori, con un connettore BNC per l'APD).

Ogni scheda immagazzina i dati ricevuti su una propria memoria flash interna. Tramite un software proprietario è possibile poi trasferire i dati ad un PC tramite connessione USB o ethernet.

		NOME CANALE	DESCRIZIONE	Range operativo	SENSORE
SCHEDA 1	CH1	DEPO	Componente	Min: 7.5 km	PMT
			retrodiffusa	(limitato dal	HAMAMATZU
			depolarizzata a 532	chopper)	H5783P
			nm	Max: 50 km	
				(limitato dal SNR)	
	CH2	LP	Componente	Min: 7.5 km	PMT
			retrodiffusa	(limitato dal	HAMAMATZU
			polarizzata a 532	chopper)	H5783P
			nm (1.3%)	Max: 50 km	
				(limitato dal SNR)	
SCHEDA 2	CH1	IR	Componente	Min: 7.5 km	APD
			retrodiffusa totale	(limitato dal	Perkin Elmer
			a 1064 nm	chopper)	SPCM-ARQ-12
				Max: 50 km	
				(limitato dal SNR)	
	CH2	RM	Componente	Min: 7.5 km	PMT
			raman vibrazionale	(limitato dal	HAMAMATZU
			dell'azoto a 608	chopper)	H6780-
			nm	Max: 50 km	20SELECT
				(limitato dal SNR)	
SCHEDA 3	CH1	HP	Componente	Min: 7.5 km	PMT
			retrodiffusa	(limitato dal	HAMAMATZU
			polarizzata a 532	chopper)	H6780-
			nm (98.7%)	Max: 50 km	20SELECT
				(limitato dal SNR)	
	CH2	TR	Componente	Min: 0.5 km	PMT
			retrodiffusa totale	(limitato	HAMAMATZU
			a 532 nm	dall'overlap tx/rx)	H5783P
				Max:30km (limitato	
				dal SNR)	

Tabella 3.6 Nomenclatura canali lidar ISAC-DOMEC e descrizione dei parametri osservati da ciascun canale.

In Tabella 3.6 è riportata la nomenclatura dei canali del sistema lidar, dei parametri osservati su ciascun canale, il range operativo e il tipo di sensore utilizzato. I settaggi impostati per le misure prevedono che la lamina del chopper chiuda il passaggio della luce per i primi $25\mu s$, per cui il segnale utile nei canali chopperati parte da 7,5 km in range, fino a circa 50 km, che rappresenta il limite imposto dal SNR. Quando parliamo di range, intendiamo la distanza tra il volume diffondente e il ricevitore. A DomeC, che si trova a circa 3Km di quota s.l.m., corrisponde una quota di completa apertura del chopper di circa 10-11km s.l.m. Il canale troposferico (TR) rappresenta invece un ricevitore a sé stante, in cui la luce ricevuta non è intercettata dal chopper, per cui il suo range operativo è determinato dalla quota alla quale il fascio laser entra nel cono ottico di ricezione.

3.3 Setup di misura lidar ISAC-DOMEC

Il lidar ISAC-DOMEC, dovendo operare esclusivamente durante la notte polare, acquisisce il segnale retrodiffuso dall'atmosfera nella configurazione di fotoconteggio (vedi Capitolo 2). La tecnica del fotoconteggio, come detto, permette di contare ogni singolo fotone. Il sistema di ricezione acquisisce i dati, per ogni canale su ogni scheda e per ogni singolo sparo del laser, utilizzando una FIFO da 2048 bin (n_bin=2048). L'informazione registrata su ciascun bin rappresenta il numero di fotoni ricevuti da uno strato atmosferico spesso circa 60m, che determina la risoluzione verticale del sistema, equivalente ad un tempo di apertura del bin (Dwell Time) di 400ns. Il numero di fotoni ricevuti dopo un singolo sparo non è però sufficiente a garantire un SNR adeguato, per cui si accumulano gli echi ricevuti su più spari, per un intervallo di tempo detto IntTime. Il setup di misura del lidar ISAC-DOMEC prevede un IntTime di 300 s. Il laser emette 10 impulsi ogni secondo (Freq=10Hz), per cui in un tempo IntTime si accumulano gli echi ricevuti su circa 3000 spari (n_shots). Definiamo il profilo verticale lidar come l'informazione così ottenuta sui 2048 bin. Il profilo lidar si estende dalla quota alla quale si trova il lidar fino ad un massimo di 120Km, valore determinato dal numero di bin della FIFO. In realtà l'estensione tipica di un profilo per il canale HP, limitata dal SNR, arriva a circa 60Km.

$$Max_Height = \frac{c \cdot DwellTime}{2} \cdot n_bin = vres \cdot n_bin \cong 120Km$$

Dove $c = 3 \cdot 10^8 m/s$ è la velocita della luce nel vuoto.

I profili acquisiti e integrati nel tempo IntTime vengono salvati sulla memoria della scheda di acquisizione, e viene creato un file alla fine di ogni sessione di misura (tipicamente della durata di 30 minuti). Come riportato in Tabella 3.6, ogni scheda acquisisce simultaneamente su due canali, per cui ogni file contiene in tutto 12 profili, 6 per ciascun canale.

La configurazione in esame prevede l'utilizzo di un chopper, che protegge i fotomoltiplicatori dall'accecamento causato dal riverbero dei primi km di atmosfera, per cui non è possibile utilizzare i bin di pretrigger (cfr Capitolo 2) per acquisire il segnale di fondo del cielo. Per ottenere questa informazione vengono utilizzati i conteggi relativi a quote tra i 90 e i 120Km (gli ultimi 200 bin), quote alle quali il segnale utile è completamente decaduto. Il contributo di fondo del cielo (background, BKGD) viene espresso come la media dei conteggi negli ultimi 200 bin.

I profili lidar sono affiancati da misure di temperatura, pressione e umidità ottenute da radiosondaggi giornalieri effettuati alle 12:00 UTC (19:00 LT) presso la base Concordia, grazie ai quali è possibile ricostruire il profilo verticale di densità molecolare. Il segnale lidar è proporzionale infatti, a meno dell'estinzione e di una costante additiva (il fondo del cielo) al profilo di backscatter molecolare.

3.4 Inversione del dato lidar

Il segnale registrato in ogni bin è riportato in conteggi, rappresentativi del numero di fotoni retrodiffusi e accettati dal cono ottico del sistema di ricezione dopo ogni singolo sparo, da uno strato atmosferico di spessore DwellTime*c, sommati in un intervallo temporale IntTime.

Il segnale viene convertito in rateo di fotoni (cioè il numero di fotoni giunti in un secondo) con la seguente formula:

$$S_{ph}(z) = \frac{S(z)}{DwellTime \cdot n_{shots} \cdot IntTime}$$
(3.1)

$$BKGD_{ph} = \frac{BKGD}{DwellTime \cdot n_{shots} \cdot IntTime}$$
(3.2)

Le costanti del sistema lidar COMPASS sono:

Dwell Time	400ns
IntTime	300s
N_shots	3000 (@10Hz)

Tabella 3.7 Impostazioni parametri di acquisizione del sistema lidar ISAC-DOMEC valide per tutte e tre le campagne di misura.

Si definisce il Background Subtracted Signal come

$$S_{bkgs}(z) = S_{ph}(z) - BKGD_{ph}$$
(3.3)

Determinazione del profilo di densità molecolare

Dai profili di temperatura e pressione misurati con il radiosondaggio si ottiene un profilo di backscatter molecolare secondo la formula

$$\beta_{mol}(z) = \frac{d\sigma_R(\pi)}{d\Omega} \cdot \frac{p}{k_{boltz} \cdot T} \left[m^{-1} s r^{-1} \right]$$
(3.4)

Dove

$$\frac{d\sigma_R(\pi)}{d\Omega} = 6.13 \cdot 10^{-32} \ [m^2 \ sr^{-1}]$$
 è la differential Rayleigh Cross Section @ 532 nm

p è la pressione espressa in Pascal

T è la temperatura espressa in Kelvin

 $k_{boltz} = 1.38066 \cdot 10^{-23} [J K^{-1}]$ è la costante di Boltzmann

I parametri ottenuti dal radiosondaggio non raggiungono quote sufficientemente elevate da permettere di definire un profilo di densità molecolare in grado di sovrapporsi al segnale lidar (circa 50 Km). I dati del radiosondaggio vengono perciò completati utilizzando i dati delle rianalisi NCEP [esrl_noaa], e i dati vengono rigrigliati sulle quote del profilo lidar.

Retrieval dei parametri ottici

Il profilo lidar è proporzionale al backscatter aerosolico sovrapposto al backscatter molecolare a meno del coefficiente di estinzione (Vedi capitolo 2) e al quadrato della distanza tra il volume retrodiffondente e il ricevitore.

Riprendendo la (3.3) ed espandendo come indicato nella (2.9)

$$S_{bkgs}(\lambda, z) = P_L \frac{c\tau}{2} \frac{A_0}{z^2} \xi(\lambda) \beta(\lambda, z) T^2(\lambda, z) = \frac{(K_{lid} \cdot (\beta_{mol}(\lambda, z) + \beta_{aer}(\lambda, z)) \cdot T^2(\lambda, z))}{z^2}$$
(3.5)

Si definisce il segnale Range Corrected $S_{rcs}(z)$ come

$$S_{rcs}(\lambda, z) = S_{bkgs}(\lambda, z) \cdot z^2 = K_{lid} \cdot \left(\beta_{mol}(\lambda, z) + \beta_{aer}(\lambda, z)\right) \cdot T^2(\lambda, z)$$
(3.6)

 K_{lid} è una costante che dipende dalle caratteristiche del sistema (potenza del laser, efficienza dei detector, ottiche etc.), determinata come media del rapporto tra il segnale $S_{bkgs}(\lambda, z)$ e il profilo $\beta_{mol}(z)$ in un range di quote per le quali si suppone l'assenza di aerosol.

Un primo parametro che viene derivato dalle osservazioni è il profilo di backscatter ratio attenuato $R_{att}(\lambda, z)$, definito come

$$R_{att}(\lambda, z) = \frac{\beta_{mol}(\lambda, z) + \beta_{aer}(\lambda, z)}{\beta_{mol}(\lambda, z)} \cdot T^2(\lambda, z)$$
(3.7)

Il profilo di backscatter attenuato viene corretto per l'estinzione molecolare e aerosolica attraverso una implementazione numerica dell'algoritmo iterativo di Klett, descritto nel capitolo 2, utilizzando il parametro Lidar Ratio (LR) che lega backscatter β ed estinzione α , secondo la formula (Gobbi et al.,1995)

$$\alpha(z) = 10^{a_0 + a_1 \log(\beta_{aer}(z)) + a_2 [\log(\beta_{aer}(z))]^2}$$
(3.8)

I set di coefficienti utilizzati per l'analisi sono riportati in Tabella 3.8:

il primo set è stato ottenuto a partire da misure di STS e aerosol stratosferici (run 99 nella simulazione di Gobbi, (1995)), mentre il secondo è stato ottenuto da misure di NAT/ICE (run 86 nella simulazione di Gobbi, (1995)). Le Lidar Ratio prodotte variano tra i 20 e gli 80 sr^{-1} in funzione del tipo di PSC e del coefficiente di estinzione stimato dalle misure. L'errore commesso sul coefficiente di backscatter a una data quota è dovuto alle incertezze nella stima dello spessore ottico tra la quota di calibrazione e la quota sotto esame, ed è dell'ordine del 5-10%. Le lidar ratio calcolate da Gobbi, 1995 non tengono conto della non-sfericità delle particelle diffondenti, che porta ad un errore che nel caso di particelle piccole (raggio inferiore ad 1um) può variare tra il 15 e il 50% [Liu and Mishchenko, 2001; Barnaba and Gobbi, 2001].

	a_0	<i>a</i> ₁	a ₂
RUN 99	-5.1973	-0.3869	-0.0696
RUN 86	-8.3439	-1.0612	-0.1043

Tabella 3.8 Coefficienti utilizzati per la determinazione della Lidar Ratio (da Gobbi et al., 1995)

Una volta determinato il profilo di estinzione aerosolica, è possibile calcolare il profilo di trasmittanza come

$$T^{2}(\lambda, z) = \exp\left[-2\int_{0}^{z} \alpha(\lambda, z')dz'\right]$$
(3.9)

Calcoliamo il profilo di backscatter ratio $R(\lambda, z)$

$$R(\lambda, z) = R_{att}(\lambda, z) \cdot T^{-2}(\lambda, z)$$
(3.10)

Il profilo di backscatter ratio assume valore unitario alle quote in cui non è presente aerosol, e maggiore di 1 altrove. È importante notare come una erronea assunzione di atmosfera puramente molecolare alle quote di calibrazione incida sulla corretta determinazione del profilo di backscatter ratio prima e backscatter aerosolico poi. In Figura 3.9 è riportato un esempio di profilo di backscatter ratio $R(\lambda, z)$ relativo al giorno 9 agosto 2014. Il profilo di backscatter risente, alle quote tra 5 e 15 km circa, degli effetti del chopper, che si trova in una fase di transizione, cioè non più chiuso, ma non ancora completamente aperto. La correzione degli effetti della estinzione aerosolica sul profilo di backscatter produce un aumento dei valori man mano che si incontrano strati contenenti aerosol o nubi. L'effetto visibile in Figura 3.9, che sembra mostrare il contrario, è dovuto alla normalizzazione effettuata nelle quote oltre i 27 Km, alle quali si suppone la condizione di clear sky.



Figura 3.9 Profili di backscatter ratio R. In rosso è rappresentata la curva di backscatter attenuato, non corretto per l'estinzione aerosolica ($R_{att}(\lambda, z)$). In blu il profilo corretto per l'estinzione molecolare e aerosolica ($R(\lambda, z)$).

A partire da R si determina il coefficiente di backscatter aerosolico $\beta_{aer}(\lambda, z)$ come

$$\beta_{aer}(\lambda, z) = \beta_{mol}(\lambda, z) \cdot (R(\lambda, z) - 1)[sr^{-1}m^{-1}]$$
(3.11)

Nelle analisi presentate nei capitoli successivi, verranno presi in considerazione i profili di backscatter ratio corretto per l'estinzione e la depolarizzazione aerosolica, che rappresentano i parametri da tenere in considerazione per la classificazione delle PSC. Il coefficiente di backscatter aerosolico è un prodotto di livello superiore che qui è stato presentato, ma non verrà utilizzato.

Errore sul backscatter Ratio R

L'errore sul backscatter ratio dipende, ovviamente, dal segnale, e cresce con la quota. In Figura 3.10 sono illustrati il profilo di errore relativo sul backscatter ratio R (pannello in alto) e di backscatter ratio R (pannello in basso) relativi all'acquisizione del 14 Luglio 2016. L'errore è inferiore al 5% fino a quote oltre i 40 Km. L'errore è dominato dall'errore sul profilo molecolare (circa 1%) e dall'errore sulla stima del background alle basse quote, e dall'errore sul segnale alle quote via via maggiori. L'incertezza sulla costante lidar K è molto bassa, essendo calcolata come la media su un numero elevato di punti all'interno della zona di calibrazione.

Per il calcolo dell'errore si è utilizzata la formula

$$\frac{\delta R}{R} = \sqrt{\left(\frac{\delta S}{S}\right)^2 + \left(\frac{\delta \tau_a}{\tau_a}\right)^2 + \left(\frac{\delta S_{mol}}{S_{mol}}\right)^2 + \left(\frac{\delta K}{K}\right)^2}$$
(2.68)



Figura 3.10 backscatter ratio R (pannello inferiore) e profilo di errore relativo su R (pannello in alto) del giorno 14/7/2016.

3.5 Calibrazione della depolarizzazione

Il rapporto di depolarizzazione volumetrica è un altro parametro fondamentale che è possibile derivare a partire dalle misure di un lidar a diversità di polarizzazione. Riprendendo la definizione data nel capitolo 2, la depolarizzazione volumetrica in caso di single scattering alla quota z è

$$\delta(z) = \frac{\beta_{\perp}(z)}{\beta_{\parallel}(z)} \tag{3.12}$$

Questo parametro viene derivato a partire dai segnali $S_{rcs}(\lambda, z)$ ricevuti sui canali parallelo e perpendicolare

$$\tilde{\delta}(z) = \frac{S_{rcs\perp}(z)}{S_{rcs\parallel}(z)} = \frac{K_{\perp} \cdot (\beta_{mol} + \beta_{aer})_{\perp} \cdot T^2}{K_{\parallel} \cdot (\beta_{mol} + \beta_{aer})_{\parallel} \cdot T^2} + f(\chi) = G \cdot \frac{(\beta_{mol} + \beta_{aer})_{\perp}}{(\beta_{mol} + \beta_{aer})_{\parallel}} + f(\chi) \quad (3.13)$$

Dove G rappresenta l'Electro Optical Gain Ratio e $f(\chi)$ rappresenta un fattore che tiene conto del cross talk tra i canali, dovuto al particolare setup sperimentale.

Dalla 3.13 possiamo derivare una stima dell'errore sul profilo di depolarizzazione, che sarà

$$\frac{\Delta\delta}{\delta} = \sqrt{\left(\frac{\delta S_{rcs\parallel}}{S_{rcs\parallel}}\right)^2 + \left(\frac{\delta S_{rcs\perp}}{S_{rcs\perp}}\right)^2} \tag{3.14}$$

Il guadagno elettro-ottico G è definito come il rapporto tra la costante elettro-ottica g_{\perp} del canale depolarizzato e la costante elettro-ottica g_{\parallel} del canale polarizzato. Questo rapporto tiene conto di tutte le differenze tra i due canali, dovute ai cubi polarizzatori, alle diverse soglie utilizzate per il fotoconteggio e la diversa sensitività dei fotomoltiplicatori sui due canali.

A causa della non perfetta separazione tra i canali polarizzato e depolarizzato, dovuta ad esempio alla non idealità dei cubi polarizzatori o la presenza di non linearità ottiche nei vari componenti del sistema lidar, è possibile trovarsi di fronte a quello che chiameremo cross-talk tra i canali polarizzato e depolarizzato.

Con il termine cross-talk intendiamo l'effetto dovuto ad una frazione del segnale polarizzato che può entrare nel canale depolarizzato. Pur essendo vero anche il viceversa, cioè che parte del segnale depolarizzato possa entrare nel canale polarizzato, questo descritto è l'effetto più dannoso per le misure lidar. Infatti la componente depolarizzata del segnale retrodiffuso è circa 100 volte meno intensa (in caso di solo backscatter molecolare), e valori tipici di cross-talk dovuti alle caratteristiche costruttive dei cubi polarizzatori sono dell'ordine dell'1% (vedi Tabella 3.2). Oltre a questo, il cross talk è dovuto anche ad un erroneo posizionamento dei cubi polarizzatori all'interno del percorso ottico, e all'eventuale disallineamento tra l'asse di polarizzazione dell'onda trasmessa rispetto all'asse di polarizzazione del ricevitore. Una mancata caratterizzazione del cross talk porta ad una stima erronea del rapporto di depolarizzazione, che, come detto, è una misura fondamentale per caratterizzare la composizione fisica delle particelle aerosoliche.

Scopo della calibrazione è quello di determinare i parametri strumentali *G* e $f(\chi)$ in maniera tale da ottenere un parametro dipendente solo dall'effettivo aerosol presente.

Nel seguito è presentata la procedura per la determinazione del guadagno elettro-ottico del sistema di ricezione del lidar ISAC-DOMEC, utilizzato per la calibrazione della depolarizzazione.

Inversione fotomoltiplicatori

La variazione misurata sul segnale puramente molecolare (bin da 400 a 500) mostra una variazione tra un profilo e l'altro di circa il 2%.

L'electro-optical gain ratio G, definito come il rapporto tra il guadagno del canale perpendicolare, g_{\perp} , rispetto a quello del canale parallelo, g_{\parallel} , così da poter calibrare il rapporto di depolarizzazione volumetrica, rendendolo indipendente dalle costanti di sistema.

L'idea è di misurare sulle due catene di acquisizione POL (fotomoltiplicatore + scheda di acquisizione) e DEPOL (fotomoltiplicatore + scheda di acquisizione) la stessa informazione, in modo da evidenziare gli effetti dovuti alle diverse configurazioni sui due canali. Con queste misure è possibile mantenere invariato il guadagno di trasmissione dei due canali, cioè della catena costituita

da: PMT (quantum efficiency + tensione di alimentazione), scheda elettronica (valore di soglia per il fotoconteggio).

Per fare questo sono state effettuate due misure: la prima con i fotomoltiplicatori POL e DEPOL in configurazione di misura (configurazione "NORMALE"); la seconda invertendo la posizione dei due fotomoltiplicatori (configurazione "SWITCH"). In entrambe le misure il POL è sempre stato collegato con la scheda 3, canale 1, mentre il DEPOL con la scheda 1, canale 1.

La configurazione ottica del sistema di ricezione del lidar ISAC-DOMEC nel canale del verde prevede l'utilizzo di un cubo polarizzatore (PC1) che trasmette la componente polarizzata parallelamente al fascio laser emesso (di seguito "polarizzata"), e riflette la componente cross-polarizzata verso un secondo cubo polarizzatore (PC2), che ha lo scopo di ripulire ulteriormente il segnale cross-polarizzato. Ci riferiremo alla quantità X come la potenza ricevuta a valle del PC1 in trasmissione e Y come la potenza ricevuta a valle della cascata PC1-PC2 in riflessione (vedi Figura 3.8).

Le quantità X e Y non cambiano tra le due misure. Esse rappresentano infatti il backscattering atmosferico sui piani parallelo e perpendicolare. Vista la vicinanza temporale tra le due misure possiamo ragionevolmente supporre che le condizioni atmosferiche non siano cambiate. Ipotesi ancora più ragionevole nel range di quote oltre i 30 Km, al di sopra delle quote di esistenza delle PSC. Le misure sono state eseguite durante la notte polare, nelle migliori condizioni operative possibili. Il giorno 25/06/2015 sono state effettuate due misure:

n giorno 20,00,2010 sono sulle errettude due misu

Misura 1: PMT in configurazione NORMALE

• PMT1 collegato alla scheda 3-ch1, per la componente retrodiffusa polarizzata $\rightarrow P'_{rx\parallel}$

• PMT2 collegato alla scheda 3-ch2, per la componente retrodiffusa depolarizzata $\rightarrow P'_{rx\perp}$ Misura 2: PMT in configurazione SWITCH

• PMT2 collegato alla scheda 3-ch2 per la componente retrodiffusa polarizzata $\rightarrow P''_{rx\perp}$

• PMT1 collegato alla scheda 3-ch1 per la componente retrodiffusa depolarizzata $\rightarrow P''_{rx\perp}$ Definiamo le due quantità X e Y rispettivamente come l'eco relativo al percorso ottico della luce polarizzata e l'eco relativo al percorso ottico della luce depolarizzata:

$$X = P_{Tx} \cdot \left(T_p \cdot \beta^{\parallel} + T_s \cdot \beta^{\perp} \right)$$
(3.15)

$$Y = P_{Tx} \cdot \left(R_p \cdot \beta^{\parallel} + R_s \cdot \beta^{\perp} \right) \tag{3.16}$$

 T_p , T_s , R_p ed R_s rappresentano i coefficienti di trasmissione e riflessione relativi ai cubi polarizzatore, come risulta da specifiche tecniche, riportate in Tabella 3.2 e in Tabella 3.9.

$T_p = T_{p1}$	$T_s = T_{s1}$	$R_p = R_{p1} \cdot R_{s2}$	$R_s = R_{s1} \cdot T_{p2}$
0.95	0.01	$0.01 \cdot 0.05$	$0.99 \cdot 0.95$

Tabella 3.9 Tabella dei coefficienti totali di trasmissione e riflessione totali all'uscita dei percorsi ottici X e Y.

Definiamo i segnali ricevuti in configurazione NORMALE e come:

$$P'_{Rx\perp} = g_{\perp} \cdot Y \tag{3.17}$$

$$P_{Rx\parallel}' = g_{\parallel} \cdot X \tag{3.18}$$

Definiamo i segnali ricevuti in configurazione SWITCH come:

$$P_{R\chi\perp}^{\prime\prime} = g_{\perp} \cdot X \tag{3.19}$$

$$P_{Rx\parallel}^{\prime\prime} = g_{\parallel} \cdot Y \tag{3.20}$$

Da queste due misure è possibile derivare tre stime di G e δ :

$$G_{1} = \frac{P_{rx\perp}^{\prime\prime}}{P_{rx\parallel}^{\prime}} = \frac{g_{\perp} x}{g_{\parallel} x}$$
(3.21)

$$G_2 = \frac{P'_{rx\perp}}{P''_{rx\parallel}} = \frac{g_{\perp} Y}{g_{\parallel} Y}$$
(3.22)

$$\widetilde{G \cdot \delta} = \frac{g_{\perp} Y}{g_{\parallel} x} \tag{3.23}$$

$$\left(\overline{\frac{G}{\delta}}\right) = \frac{g_{\perp} X}{g_{\parallel} Y} \tag{3.24}$$

$$G_3 = \sqrt{\widetilde{G} \cdot \delta} \cdot \left(\overline{\frac{\widetilde{G}}{\delta}}\right) \tag{3.25}$$

$$\tilde{\delta}_1 = \frac{g_{\parallel} Y}{g_{\parallel} X} \tag{3.26}$$

$$\tilde{\delta}_2 = \frac{g_\perp Y}{g_\perp X} \tag{3.27}$$

$$\tilde{\delta}_3 = \sqrt{\frac{\widetilde{G}\cdot\delta}{\left(\frac{\widetilde{G}}{\delta}\right)}} \tag{3.28}$$

In Figura 3.11 sono presentati i profili di G. Nei bin di clear sky [320-420], le tre funzioni tendono allo stesso valore di G. In Figura 3.12 è presentato il grafico con le stime del valore di depolarizzazione volumetrica. I valori sono in accordo con le misure di routine.



Figura 3.11 Grafico della stima dell'electro-optical gain ratio utilizzando le funzioni G1, G2 e G3. Le tre funzioni tendono allo stesso valore nel range di quote in cui non sono presenti le PSC.



Figura 3.12 Grafico delle stime di depolarizzazione volumetrica ottenute a partire dalle misure di prova.

Il valore stimato di G = 0.46 indica una maggiore sensibilità sul canale polarizzato rispetto al canale depolarizzato. Questo è dovuto alla soglia di rivelazione dei fotoni molto conservativa che è stata impostata sul canale depolarizzato a causa degli effetti del rumore introdotto dalla scheda elettronica su questo canale. La depolarizzazione corretta per l'EOG è di circa il 20%.

Il valore di G trovato non è dunque sufficiente a correggere il valore di depolarizzazione misurato, nel quale è evidente la presenza di una ulteriore componente di cross talk ignota. Siamo, infatti, in presenza di un cross talk già effettivo all'entrata dello strumento. L'unica cosa che ci viene in mente è la finestra di vetro attraverso la quale il sistema si affaccia verso il cielo. La causa sembra essere dovuta alle caratteristiche del vetro utilizzato per la finestra di osservazione del sistema lidar, della

quale sono noti i coefficienti di trasmissione, ma non gli effetti sulla polarizzazione dell'eco lidar. Allo stato attuale non siamo in grado di verificare la correttezza di questa supposizione perché il sistema è in Antartide. Per il valore di G prendiamo per buona la misura con i fotomoltiplicatori scambiati, in quanto è stata fatta nelle migliori condizioni possibili per il segnale.

Applicazione ai dati lidar

Decidiamo comunque di supporre vera la depolarizzazione teorica, e correggere la depolarizzazione osservata supponendola dovuta ad un effetto della finestra. Per la determinazione dei profili di depolarizzazione volumetrica calibrati è stata seguita la procedura descritta in Hayman et al. (2009) e Hayman et al. (2012).

A partire dalla descrizione dei segnali in ingresso ai fotomoltiplicatori attraverso la notazione delle matrici di Mueller (vedi Appendice C) è possibile determinare i parametri di correzione che tengano conto dell'electro-optical gain e delle sorgenti di cross talk del sistema. Questa tecnica permette di raggruppare tutte le sorgenti di distorsione in un unico parametro ϵ , che racchiuda i contributi dovuti alla finestra ottica di ricezione (che nel nostro caso è supposta essere l'unica sorgente di cross talk), l'eventuale disassamento tra il trasmettitore e le ottiche di ricezione e l'eventuale non totale polarizzazione della sorgente laser (che noi abbiamo entrambe escluse), fatto salvo che i segnali sui canali polarizzato e depolarizzato siano già corretti per G.

La componente spuria eventualmente inviata dal laser può essere descritta, insieme ad un eventuale disallineamento del trasmettitore rispetto al ricevitore, nel parametro α , che riportiamo per attenerci alla fonte, ma i cui effetti sappiamo possano essere trascurati

$$S_{tx} = S_0 \cdot \begin{bmatrix} 1\\ \cos 2\alpha\\ \sin 2\alpha\\ 0 \end{bmatrix}$$
(3.29)

La matrice di Mueller che tiene conto dei diffusori presenti in atmosfera, definita in (C.9) è espressa come

$$M_{scatter} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 - d_a(z) & 0 & 0 \\ 0 & 0 & d_a(z) - 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 2d_a(z) - 1 \end{pmatrix}$$
(C.9)

Il sistema di ricezione può essere modellato come una cascata di elementi che introducono distorsioni, quali una depolarizzazione incognita (Δ), un ritardo di fase Γ e una rotazione χ sulla radiazione incidente

$$M_{system} = M_{\Delta}R(\chi)M_{\Gamma} \tag{3.30}$$

Dove $R(\chi)$ è stata definita nella (C.13), dove la rotazione era stata indicata con l'angolo φ . Si definisce ϵ come il parametro che ingloba in sé tutte le sorgenti di cross-talk sopra descritte

$$\epsilon = \epsilon(\Gamma, \chi, \alpha, \Delta) \tag{3.31}$$

Le intensità ricevute sui due canali possono essere dunque scritte come:

$$S_{\parallel}(z) = \frac{S_0(z)}{2} \left[1 + \epsilon(\Gamma, \chi, \alpha, \Delta) \left(1 - d_\alpha(z) \right) \right]$$
(3.32)

$$S_{\perp}(z) = \frac{S_0(z)}{2} [1 - \epsilon(\Gamma, \chi, \alpha, \Delta)(1 - d_a(z))]$$
(3.33)

Il parametro $d_a(z)$ rappresenta la frazione di luce non più polarizzata, e può essere scritta come:

$$d_{a}(z) = 2 * \frac{\left(\frac{1}{G}\right)S_{\perp}(z)}{\left(\frac{1}{G}\right)S_{\perp}(z) + S_{\parallel}(z)}$$
(3.34)

 ϵ può essere stimato empiricamente come

$$\epsilon = \frac{1 - d_{qc}}{1 - d(\delta_m)} \tag{3.35}$$

 d_{qc} è ottenuto come la media di d(z) in un intervallo di quote alle quali non è presente aerosol, ed è ottenuto dalle misure. $d(\delta_m)$ è il valore dovuto alla depolarizzazione volumetrica teorica. Avendo trovato epsilon, correggiamo le nostre misure di depolarizzazione secondo la formula:

$$d(z)_{corr} = 1 - \left(\frac{1 - d(z)}{\epsilon}\right) \tag{3.36}$$

Da cui, la depolarizzazione volumetrica



Figura 3.13 Profilo di depolarizzazione volumetrica calibrata (pannello in alto) e errore relativo (pannello in basso) relativi alla misura del giorno 16/7/2016. In ascissa è riportata la quota. In ordinata sono riportati i valori percentuali di depolarizzazione (pannello in alto) e il valore dell'errore relativo sulla depolarizzazione (in basso).

In Figura 3.13 è riportato un profilo di depolarizzazione volumetrica calibrato con la tecnica appena descritta, relativo all'acquisizione del 16 Luglio 2016, insieme con l'errore relativo calcolato con la formula (3.14). L'errore massimo che si commette è inferiore al 10% fino a 40 Km.

3.6 Depolarizzazione aerosolica

A partire dai profili di depolarizzazione volumetrica è stata calcolata la depolarizzazione aerosolica δ_{aer} utilizzando la formula descritta in Cairo et al. (1999),

$$\delta_{aer}(z) = \frac{R\delta(z)(\delta_m+1) - \delta_m(\delta(z)+1)}{R(\delta_m+1) - (\delta(z)+1)}$$
(3.38)

Dove *R* è il profilo di backscatter ratio e δ_m è il valore teorico di depolarizzazione molecolare. I profili di backscatter ratio e di depolarizzazione aerosolica sono stati utilizzati per la classificazione delle PSC presentata nel Capitolo 4 e Capitolo5.

4 Osservazioni lidar a Dome C

In questo capitolo sono presentate le serie temporali dei profili di backscatter ratio e depolarizzazione aerosolica acquisiti dal lidar ISAC-DOMEC durante le campagne invernali 2014, 2015 e 2016 presso la stazione Concordia a DomeC. Sono presentate, per confronto, le serie temporali di backscatter ratio ottenute dal lidar CALIOP a bordo del satellite CALIPSO per gli stessi anni, al di sopra di DomeC, entro un raggio di circa 500 Km, con una frequenza temporale di circa 2 misure giornaliere.

Queste misure vengono inoltre comparate, in scatterplot Backscatter Ratio vs depolarizzazione, con il database di MCM per il periodo 2006-2010. Tale comparazione è di particolare interesse poiché è lo stesso strumento che ha operato in luoghi diversi, e che quindi ci permette di escludere possibili fattori strumentali dalle differenze riscontrate tra i due database.

4.1 Campagne di misura DomeC 2014, 2015 e 2016

Le misure lidar ground-based sono state acquisite durante gli inverni australi 2014, 2015 e 2016, approssimativamente dai primi di Giugno a fine Settembre per ogni anno. In Figura 4.1 è riportato il numero di osservazioni per ogni mese durante la stagione delle PSC. La stagione 2014 è quella che presenta meno acquisizioni, perché si trattava del primo anno di installazione del lidar, e il mese di Giugno è servito per misure di test sul sistema. Dal 2015 la frequenza delle osservazioni è distribuita in modo quasi uniforme sui 4 mesi, con 2 misure giornaliere, alle 7 e alle 15 UTC, in concomitanza con gli overpass del satellite CALIPSO. Le misure ground-based sono comunque subordinate alla meteorologia alle basse quote, per cui è possibile che alcune acquisizioni non siano state effettuate a causa della presenza di perturbazioni troposferiche più o meno intense sul sito di misura.



Figura 4.1 Numero di osservazioni del lidar ISAC-DOMEC suddivise per mesi per gli anni 2014, 2015 e 2016.

I dati acquisiti dal lidar ISAC-DOMEC sono stati elaborati con le tecniche descritte nel capitolo 3. Qui sono presentate le serie temporali i backscatter ratio corretto per l'estinzione aerosolica ($R(\lambda, z)$) e di depolarizzazione aerosolica (δ_{aer}). Questi parametri sono quelli che ci permetteranno, nel prossimo capitolo, di effettuare una classificazione delle PSC osservate al di sopra del sito di DomeC. Prima di analizzare le serie temporali è bene dare uno sguardo alle temperature che hanno caratterizzato la stratosfera polare al di sopra del sito di misura negli anni presi in esame. I profili di temperatura provengono dal database NCEP [ncep_profiles], e differiscono leggermente da quelli utilizzati per l'analisi presentata nel capitolo successivo, in quanto non presentano l'integrazione coi profili ottenuti tramite radiosondaggio.

In Figura 4.2 è presentata la serie temporale delle temperature alle quote tra 10 e 30 Km nei mesi della stagione delle PSC del 2014. Si può notare come la temperatura tra 12 e 25 Km presenti dei minimi compresi tra i 190 e i 185 K, con punte minime intorno ai 183 K, ma per pochi giorni durante la stagione. È osservabile una periodicità nell'andamento della temperatura ogni circa 15 giorni, da correlarsi probabilmente ai warming events (temperature insolitamente alte, fino a 30/40° al di sopra della media stagionale) registrati a DomeC in questi periodi [informazione personale]. In Figura 4.3 si riportano invece le temperature per l'inverno 2015, nel quale abbiamo a disposizione più misure, già a partire dal mese di Giugno. Durante questa stagione le temperature sono scese al di sotto dei 183K, persistendo al di sotto di tale valore per qualche giorno intorno alla seconda metà di Luglio e
verso la fine di Agosto. In generale è visibile una maggiore persistenza di temperature inferiori ai 190K a quote tra 15 e 25Km. In Figura 4.4 sono, infine, riportate le temperature per l'anno 2016, dove è osservabile una continuità di temperature al di sotto dei 190K, con dei picchi di temperatura al di sotto dei 183K intorno alla metà di Luglio, e per quasi tutto il mese di Agosto. Si nota dunque, nei tre anni di misura, una diminuzione della temperatura stratosferica



Figura 4.2 Temperatura in funzione della quota e del giorno dell'anno, per l'anno 2014, nei mesi corrispondenti alle osservazioni lidar ground-based. I colori rappresentano la temperatura in Kelvin.



Figura 4.3 Temperatura in funzione della quota e del giorno dell'anno, per l'anno 2015, nei mesi corrispondenti alle osservazioni lidar ground-based. I colori rappresentano la temperatura in Kelvin.



Figura 4.4 Temperatura in funzione della quota e del giorno dell'anno, per l'anno 2016, nei mesi corrispondenti alle osservazioni lidar ground-based. I colori rappresentano la temperatura in Kelvin.

In Figura 4.5 e Figura 4.6 sono riportate le serie temporali di backscatter ratio corretto per l'estinzione aerosolica per il lidar ISAC-DOMEC e CALIOP rispettivamente. Il periodo presentato va dai giorni dal 150 al 275 (mesi da Giugno a Settembre) del 2014, ma le osservazioni lidar ground-based nel 2014 sono iniziate il 7 Luglio. I valori di backscatter ratio risultano particolarmente bassi, con una maggiore presenza di features intorno ai 15 Km nel mese di Agosto, riscontrabili su entrambi i dataset. Dal database CALIOP sono visibili delle features anche verso la metà del mese di giugno. In Figura 4.7 è presentata la serie temporale dei valori di depolarizzazione aerosolica (in percentuale) per il 2014. La presenza di valori elevati di depolarizzazione, in concomitanza con bassi valori di backscatter fa supporre la presenza di uno strato più o meno persistente durante la stagione di NAT mixtures o STS (Vedi Capitolo 1). Gli elevati valori, per il lidar ISAC-DOMEC, di backscatter ratio e di depolarizzazione nel mese di settembre a quote oltre i 25Km sono da attribuirsi ad un artefatto strumentale, in seguito risolto, e vanno ignorati.



Figura 4.5 Serie temporale dei profili di backscatter ratio corretto per l'estinzione aerosolica acquisiti dal lidar ISAC-DOMEC durante la campagna di misura invernale 2014, effettuata nei mesi da giugno a settembre. In ascissa sono riportati i giorni dell'anno, in ordinata la quota.



Figura 4.6 Serie temporale dei profili di backscatter ratio corretto per l'estinzione aerosolica acquisiti dal lidar CALIOP, in funzione della quota, nei mesi dell'inverno 2014, durante gli overpass nei pressi del sito di DomeC..



Figura 4.7 Serie temporale dei profili di depolarizzazione aerosolica (in percentuale) misurati dal lidar ISAC-DOMEC durante la campagna invernale 2014, nei mesi da giugno a settembre. In ascissa sono riportati i giorni dell'anno, in ordinata la quota. La scala di colori degrada dal nero/viola per valori di depolarizzazione dovuti alle sole molecole (circa 1.4%), verso il rosso, per valori di depolarizzazione tendenti al 100%.

Nella campagna invernale 2015 sia il lidar ISAC-DOMEC che CALIOP hanno registrato una maggiore presenza di features attribuibili a PSC durante la stagione, con un primo evento intorno ai primi di luglio a quote tra 17 e 25 Km, e due eventi successivi a quote più basse all'inizio del mese di Agosto. La presenza di alti valori di backscatter a fine Agosto, a quote intorno ai 12 Km, è stata registrata da entrambi gli strumenti (vedi Figura 4.8 e Figura 4.9). I valori di depolarizzazione misurati dal lidar ground-based durante tutta la stagione fanno supporre, anche per il 2015 la possibile presenza di PSC di ghiaccio o di NAT mixtures di grosse dimensioni e bassa concentrazione, in una fascia di quote tra 22 e 25 Km (vedi Figura 4.10).



Figura 4.8 Serie temporale dei profili di backscatter ratio corretto per l'estinzione aerosolica acquisiti dal lidar ISAC-DOMEC durante la campagna di misura invernale 2015, effettuata nei mesi da giugno a settembre. In ascissa sono riportati i giorni dell'anno, in ordinata la quota.



Figura 4.9 Serie temporale dei profili di backscatter ratio corretto per l'estinzione aerosolica acquisiti dal lidar CALIOP, in funzione della quota, nei mesi dell'inverno 2015, durante gli overpass nei pressi del sito di DomeC.



Figura 4.10 Serie temporale dei profili di depolarizzazione aerosolica (in percentuale) misurati dal lidar ISAC-DOMEC durante la campagna invernale 2015, nei mesi da giugno a settembre. In ascissa sono riportati i giorni dell'anno, in ordinata la quota. La scala di colori degrada dal nero/viola per valori di depolarizzazione dovuti alle sole molecole (circa 1.4%), verso il rosso, per valori di depolarizzazione tendenti al 100%.

Nel 2016 si osserva un aumento dei valori di backscatter ratio con due eventi di particolare rilevanza a metà Luglio e inizio agosto, e uno meno marcato dalla seconda metà di Agosto (vedi Figura 4.11 e Figura 4.12). Si osserva anche in questo anno una discesa in quota degli alti valori di backscatter, concomitanti con l'evoluzione delle temperature. I valori di depolarizzazione (Figura 4.13) misurati dal lidar ISAC-DOMEC fanno supporre, durante gli eventi evidenziati in precedenza, la possibile presenza di nubi di ghiaccio. Come verrà evidenziato nel Capitolo 5, la frequenza delle PSC è maggiore nel 2016 rispetto ai due anni precedenti. La tendenza della stratosfera a raffreddarsi negli ultimi anni è un fenomeno riscontrato a livello globale su tutto il continente Antartico. Le elaborazioni NASA [GODDARD_OZONE] hanno evidenziato un incremento dell'estensione del buco dell'ozono nel 2015, in controtendenza con i dati dell'ultimo decennio.



Figura 4.11 Serie temporale dei profili di backscatter ratio corretto per l'estinzione aerosolica acquisiti dal lidar ISAC-DOMEC durante la campagna di misura invernale 2016, effettuata nei mesi da giugno a settembre. In ascissa sono riportati i giorni dell'anno, in ordinata la quota.



Figura 4.12 Serie temporale dei profili di backscatter ratio corretto per l'estinzione aerosolica acquisiti dal lidar CALIOP, in funzione della quota, nei mesi dell'inverno 2016, durante gli overpass nei pressi del sito di DomeC.



Figura 4.13 Serie temporale dei profili di depolarizzazione aerosolica (in percentuale) misurati dal lidar ISAC-DOMEC durante la campagna invernale 2016, nei mesi da giugno a settembre. In ascissa sono riportati i giorni dell'anno, in ordinata la quota. La scala di colori degrada dal nero/viola per valori di depolarizzazione dovuti alle sole molecole (circa 1.4%), verso il rosso, per valori di depolarizzazione tendenti al 100%.



Figura 4.14 Scatterplot Backscatter Ratio vs Depolarizzazione per DomeC (pannello in alto) e MCM (pannello in basso). La scala di colori riporta il numero di osservazioni. I riquadri bianchi rappresentano i valori di soglia per la distinzione tra le diverse tipologie di PSC, come meglio descritto nel Capitolo 5.

In Figura 4.14 vengono mostrati gli scatterplot Backscatter Ratio vs depolarizzazione rispettivamente per MCM (pannello inferiore) e DOMEC (pannello superiore). Si nota un andamento similare nella presenza di PSC per valori di depolarizzazione tra 0.1 e 0.6 all'aumentare del backscatter ratio. Il sito di DomeC, caratterizzato da temperature più basse rispetto a MCM, presenta una maggiore popolazione di PSC di ghiaccio (punti nella parte superiore del grafico). Inoltre, nel sito di MCM si evidenzia una più netta separazione tra le NAT mixtures (alti valori di backscatter e di depolarizzazione) e le STS (limitate a valori di depolarizzazione inferiori a 0.1), mentre nel sito di DomeC questa separazione viene in qualche modo a sfumarsi, con una maggiore dispersione dei dati nel triangolo inferiore della figura, dovuto alla presenza di PSC in fase mista (MIX-Enhanced e Mix-2 PSC) a backscatter ratio medio-alto, più presenti nel database di DomeC, come sarà descritto meglio nel Capitolo 5.

In conclusione, il buon accordo tra le serie temporali di Backscatter Ratio del lidar ISAC-DOMEC e di CALIOP ci permette di ritenere valide le acquisizioni, raccolte durante la tesi, del nuovo sistema. In comparazione con il database di MCM, abbiamo notato alcune differenze sulla popolazione di PSC che sono in accordo con le caratteristiche termodinamiche dei siti investigati (maggioranza di NAT su MCM e forte presenza di ICE, MIX-Enhanced e Mix-2 su DomeC).

Nel prossimo capitolo ci dedicheremo ad una comparazione quantitativa tra i dati satellitari e i dati raccolti nelle stazioni al suolo.

5 Comparazione climatologie di PSC derivate da osservazioni lidar ground-based e da satellite

Nel seguito del lavoro confronteremo la classificazione nativa di CALIOP (PSC-MASK) [REF. PSC_MASK] con una classificazione elaborata da noi sulla base dei lavori di Pitts et al (2009), Pitts et al (2014) e Achtert et al (2014), a partire dai profili dei parametri ottici di Backscatter Ratio e depolarizzazione aerosolica. Tale algoritmo, che chiameremo HM, verrà applicato ai profili lidar di CALIOP, e a quelli del lidar ground-based. Questo ci permetterà di evidenziare se le differenze tra le statistiche ottenute dalla PSC-MASK e la classificazione sui dati lidar ground-based siano dovute ai dati oppure all'algoritmo applicato.

Lo studio delle statistiche di occorrenza delle PSC osservate da CALIOP è stato esteso su tutto il continente antartico al fine di rilevare una distribuzione delle differenti PSC su scala sinottica, e per correlare tale distribuzione alla loro morfologia e alla loro temperatura di esistenza. Questa analisi ci permetterà di collegare, nel capitolo 6, le climatologie satellitari con gli output dei modelli climatici. CALIOP permette di avere osservazioni di PSC risolte in quota su scala sinottica, garantendo passaggi su uno stesso punto del globo a tempi fissati con circa 12 ore tra un passaggio e un altro. Osservando dall'alto, il satellite fornisce osservazioni indipendenti dalle condizioni di visibilità troposferica, ma alle basse quote risente della enorme attenuazione geometrica.

Le osservazioni ground-based, invece, a parte la limitazione data dal fornire dati solo al di sopra della stazione, sono limitate dalle condizioni meteorologiche troposferiche e al suolo (nebbia, nubi oticamente spesse, polveri etc.). Le osservazioni da terra, quando possibile, sono prese ad istanti temporali fissati, compatibilmente con le condizioni atmosferiche al suolo, con eventi di particolare interesse e la disponibilità dell'operatore ad effettuare la misura. L'osservazione da terra consente di avere misure con alto SNR alle basse quote, e, nel caso particolare di osservazione di PSC in atmosfera antartica, nella quale il contenuto di vapor d'acqua è basso, un segnale sufficiente ai fini della misura fino a circa 50Km.

Le incertezze, funzione della quota, saranno diverse nei profili ottenuti dai due strumenti, e questo fatto può causare una perdita di accuratezza nell'inversione dei dati che ci fa ottenere i parametri ottici e, conseguentemente, nella classificazione delle PSC.

Come detto, i dati di CALIPSO al di sopra della stessa regione hanno una ripetizione temporale fissa di circa 12 ore, mentre la temporizzazione delle misure lidar ground-based varia per i motivi detti prima. Al fine di trovare una configurazione che permettesse una maggiore omogeneità temporale tra i due database, senza ridurre eccessivamente il numero di osservazioni, le misure del lidar ground-based sono state filtrate in modo che l'intervallo temporale tra due osservazioni consecutive fosse di almeno 6 ore.

5.1 Database NDACC

I dati lidar fanno parte del dataset NDACC, ottenuti durante le campagne di misura negli anni dal 2006 al 2010 nella stazione antartica di McMurdo, e negli anni 2014,2015 e 2016 nella base italofrancese Dome Concordia. I file muaeYYMM.dat contengono i profili giornalieri, per l'anno YY e il mese MM, di backscatter ratio a 532nm, depolarizzazione aerosolica a 532nm, Raman backscatter ratio a 608nm e backscatter ratio a 1064nm. Per ogni punto sul profilo sono indicati la quota in metri, la pressione atmosferica in mbar e la temperatura in Kelvin. La risoluzione verticale nativa dei dati lidar è di 60 metri, ma è stata portata a 150 metri per una maggiore compatibilità con le risoluzioni CALIOP. Le acquisizioni lidar sono state filtrate temporalmente in modo che tra una acquisizione e la successiva risultino almeno 6 ore di differenza. Alcuni giorni infatti presentano più misure (possibilità di case studies, misure di test etc.) rispetto ad altri. La spaziatura temporale delle osservazioni lidar non è costante, e, oltre a questo, la necessità di eseguire misure durante eventi di PSC di particolare interesse (ad esempio concomitanti con lanci di palloni strumentati) può portare ad un incremento delle occorrenze di PSC, creando dei bias nel campionamento della popolazione di PSC, e quindi sulle statistiche.

5.2 Database CALIOP-CALIPSO

CALIPSO è uno dei 5 satelliti NASA della costellazione A-Train, in orbita dal 2006, ruotanti su un'orbita eliosincrona a circa 690 Km di distanza dalla Terra. L'orbita ha una inclinazione di 98.14° e incrocia l'equatore ogni giorno verso le 13:30 nel lato diurno e intorno all'1:30 nel lato notturno. Monta a bordo tre strumenti: il lidar CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Ortogonal Polarization), un radiometro passivo all'infrarosso IIR (Imaging Infrared Radiometer) e un imager passivo WFC (Wide Field Camera).

CALIOP è un lidar a doppia lunghezza d'onda a diversità di polarizzazione capace di produrre profili di aerosol e nubi ad alta risoluzione verticale (180m). In trasmissione utilizza un laser impulsato a 20Hz, con impulsi di durata di 20ns e una energia per impulso di 110mJ. Il footprint ha un diametro di 70 metri, con una spaziatura tra i footprint di circa 330 metri. Utilizza tre canali di ricezione, uno per l'infrarosso (1064 nm) e due nel verde (532nm), dei quali uno per la componente retrodiffusa polarizzata e uno per quella depolarizzata [CALIOP_features]. Quando parliamo di dati CALIOP ci riferiamo ai dati di livello 2 [CALIOP_L2_PRODUCTS].

I dati utilizzati sono contenuti nei file PSC_features_YYMM_v3.0_ffv3.3.dat, contenenti i profili di backscatter ratio, depolarizzazione volumetrica, depolarizzazione aerosolica, la maschera di classificazione delle PSC (PSC_MASK) e l'indicazione della risoluzione orizzontale utilizzata per ciascun punto nella maschera, per il mese MM (da giugno a settembre) dell'anno YY (dal 2006 al 2010).

La maschera di classificazione delle PSC, viene generata seguendo un algoritmo di elaborazione dei profili ottici definito dal LARC-NASA, descritto nel paragrafo 1.4. La PSC_MASK verrà presa come riferimento per la comparazione tra CALIOP e il lidar ground-based.

5.3 Algoritmo di classificazione HomeMade (HM)

L'algoritmo di rivelazione e classificazione delle PSC HM è derivato utilizzando le soglie descritte in Pitts et al (2009), e Achtert et al (2014), applicate ai profili di Backscatter Ratio (BSR) e Aerosol Depolarization (AD) dei dati ottenuti a McMurdo (MCM), nelle campagne di misura invernali che vanno dal 2006 al 2010, e per gli anni dal 2014 al 2016 per le campagne di misura invernali a Concordia. I dati sono reperibili sul sito NDACC. Tale algoritmo sarà applicato per confronto anche ai profili di BSR e AD del database CALIOP.

In accordo con quanto descritto in Pitts et al.,2014, le NAT mixtures (MIX1, MIX2) sono state raggruppate in un'unica categoria NAT. La soglia sul backscatter ratio è fissa per tutte le osservazioni, ed è possibile variarla da 1.12 a 1.32, in accordo con le classificazioni di PSC riportate in Atchert,2015.

L'algoritmo di rivelazione-classificazione HM si compone delle seguenti parti:

- Un dato viene identificato come PSC quando il valore di Backscatter Ratio (BSR) è maggiore di BSR_{thresh} e il valore di depolarizzazione aerosolica (AD) è compreso tra -0.1 e 1 (fase di rivelazione).
- 2) Si definisce il parametro BR

$$BR = 1 - \frac{1}{BSR}$$

che consente di limitare i valori di backscatter ratio tra 0 e 1. Il valore 0 si ottiene quando il backscatter ratio è pari a 1, cioè in atmosfera puramente molecolare. Il valore 1 si ottiene quando il backscatter ratio tende (idealmente) all'infinito.

3) Tra i dati identificati come PSC, si procede alla classificazione delle PSC nelle classi descritte in Pitts et al (2009) e Achtert et al (2014) utilizzando i criteri di soglia riportati in Tabella 5.1.
Il valore di *BR_{thresh}* varia tra 0.1 e 0.25, che corrisponde a valori di backscatter ratio compresi tra 1.12 e 1.32. Questo permette di evidenziare come la classificazione dipenda in maniera sostanziale da questo parametro.

PSC TYPE	BSR threshold	AD threshold
STS	$BSR \ge BSR_{thresh}$	-0.03 < AD < 0.03
NAT mixtures	$BSR_{thresh} < BSR < 2$	0.04 < AD < 0.9
MIX-ENH	0.5 < BR < 0.8	AD>0.04
ICE	BR>0.8	AD > 0.04

Tabella 5.1 Soglie di classificazione algoritmo HM. BSR è il backscatter ratio corretto per l'estinzione aerosolica, AD la depolarizzazione aerosolica. Il parametro BSR_{tresh} non è fisso e può variare tra 1.12 e 1.32. BR = 1 - 1/BSR

5.4 Algoritmo di classificazione nativo CALIOP (PSC-MASK)

I profili di parametri ottici (backscatter ratio, depolarizzazione volumetrica e depolarizzazione aerosolica) hanno una risoluzione verticale di 180m e una risoluzione orizzontale variabile (5,15,45 e 135 Km) a seconda del SNR necessario per l'identificazione delle nubi più sottili. La PSC_MASK contiene la classificazione delle PSC ottenuta a partire dall'algoritmo descritto in Pitts et al.,2009, utilizzando una procedura simile all'algoritmo standard di CALIOP per l'identificazione di features (SIBYL). Questo approccio assicura che le nubi più spesse vengano trovate alla massima risoluzione spaziale possibile, mentre per le nubi più sottili è necessario integrare su più profili.

- 1) Viene definita una soglia sul backscatter ratio totale a 532nm, R_{532} (definito come $R_{532} = \frac{\beta_{532}}{\beta_m}$, con β_{532} il backscatter volumetrico totale, β_m il coefficiente di backscatter molecolare a 532 nm) e una per il coefficiente di backscatter perpendicolare a 532nm (β_{perp}). La soglia viene elaborata su base statistica giornaliera come il valore mediano della distribuzione degli aerosol di background + 4 volte la deviazione mediana, sia per R_{532} che per β_{perp} . Per un singolo profilo vengono definite più soglie, per tenere conto del SNR decrescente a quote via via più basse. Vengono definiti 5 strati di temperatura potenziale, spessi 100K, parzialmente sovrapposti [400–500 K, 450–550 K, 500–600 K, 550–650 K, and 600–700 K] per i quali viene calcolata la soglia nel modo descritto in precedenza. Valori tipici di soglia per il backscatter ratio sono di 2.6, 1.82, 1.51 e 1.32 per scale orizzontali di 5,15,45 e 135 Km rispettivamente.
- L'algoritmo iterativo calcola la soglia alla massima risoluzione orizzontale, e procede ad una prima rivelazione delle PSC. In base al minimo valore di SNR prefissato necessario per la rivelazione di nubi tenui, si riduce la risoluzione orizzontale.
- 3) Per ogni risoluzione orizzontale, un punto viene identificato come PSC quando supera la soglia sul backscatter ratio oppure supera la soglia sul backscatter coefficient perpendicolare.
- Una ulteriore scrematura dei falsi positivi viene effettuata con un test di coerenza spaziale.
 Per ogni risoluzione orizzontale una PSC è marcata come tale quando almeno 7 punti in un

intorno di 5x3 pixel (HxV) centrato sul punto in esame sono stati identificati come PSC ad una risoluzione orizzontale maggiore, oppure se almeno 11 punti su 15 o superano la soglia ad una data risoluzione orizzontale o sono stati classificati come PSC ad una risoluzione orizzontale maggiore.

- 5) Le PSC sono suddivise in 5 classi in base ai valori di backscatter ratio e aerosol depolarization.
 - STS
 - tre NAT mixtures: MIX1, MIX2, MIX-Enhanced-STS
 - ICE

I criteri di classificazione delle PSC per l'algoritmo di CALIOP sono riportati in Tabella 5.2.

6) Le soglie sono calcolate sul backscatter coefficient del canale perpendicolare, per cui è possibile trovare dei punti classificati come PSC con valori di depolarizzazione aerosolica negativa (funzione del backscatter ratio totale (parallelo+perpendicolare) e della depolarizzazione volumetrica).

PSC TYPE	BR (BSR) threshold	Aerosol depolarization threshold
STS	$BR > BR_{thresh}$	$\delta_{aer} \le 0.03$
	$BSR > BSR_{thresh}$	
MIX1	$BR_{thresh} < BR < 0.6$	
	$BSR_{thresh} < BSR < 2.5$	$0.03 < \delta_{aer} \le 0.19 - \frac{1}{BSR} + \frac{1}{BSR^2}$
MIX2	$BR_{thresh} < BR < 0.5$	0.99 1.5
	$BSR_{thresh} < BSR < 2$	$0.19 - \frac{1}{BSR} + \frac{1}{BSR^2} < \delta_{aer} \le 0.9$
MIX-ENH	0.5 < BR < 0.8	$0.1 < \delta_{aer} \le 0.9$
	2 < BSR < 5	
ICE	BR > 0.8	$0.03 < \delta_{aer} \le 0.9$
	BSR > 5	

Tabella 5.2 Criteri di classificazione a soglia delle PSC utilizzati nell'algoritmo CALIOP

5.5 Differenze tra i due algoritmi di classificazione

L'algoritmo nativo di CALIOP (PSC_MASK) non può essere applicato ai dati lidar ground-based perché sfrutta il campionamento spazio-temporale delle misure del satellite. Per questo motivo è stato sviluppato un algoritmo ad hoc per la classificazione delle PSC a partire dalle osservazioni ground-based. Le principali differenze tra i due algoritmi sono:

- L'algoritmo HM funziona sui singoli profili a risoluzione spazio-temporale fissa. I dati analizzati presentano un SNR minimo pari a 2. Un punto viene classificato come PSC quando sia il valore di backscatter ratio, sia il valore di depolarizzazione, superano una soglia prefissata sui due parametri (implementato come un AND logico sull'algoritmo di classificazione).
- 2) L'algoritmo PSC_MASK produce un singolo profilo giornaliero a partire da più profili disponibili e li integra in numero variabile in modo da ottenere un SNR desiderato. Un punto viene classificato come PSC se il valore di backscatter ratio supera una certa soglia oppure se il backscatter ratio perpendicolare supera un'altra soglia. Questo equivale ad un OR logico nell'implementazione numerica dell'algoritmo di classificazione. Inoltre, solo sui dati CALIOP è stato possibile applicare un test di coerenza spaziale, avendo a disposizione più profili adiacenti sul piano latitudine-longitudine.

Nel seguito del testo ci riferiremo alle classificazioni come:

PSC_MASK@MCM e PSC_MASK@DC per la classificazione nativa di CALIOP al di sopra dei siti di McMurdo e DomeC, rispettivamente.

CALIOP_MCM_HM o CALIOP_DC_HM per la classificazione HM applicata al database CALIPSO, al di sopra dei siti McMurdo o DomeC, rispettivamente.

MCM_LIDAR o DC_LIDAR per la classificazione HM applicata al database lidar ground-based nei siti di McMurdo o DomeC, rispettivamente.

5.6 Confronto database

I prodotti L2 di CALIOP sono stati selezionati all'interno di un box 1°x7° (latxlon) centrato sulla coordinata della base McMurdo (78°S,166°E), e in un box 1°x7° (latxlon) centrato sulla coordinata della base Dome Concordia (75°S,123°E).

In Figura 5.1 e Figura 5.2 sono riportate le serie temporali per tutta la stagione invernale del 2006 con la classificazione ottenuta con i metodi descritti in precedenza, in funzione della quota, con le soglie sul backscatter a 1.12 e 1.32. Notiamo che le due differenti classificazioni per CALIOP, PSC-MASK sulla prima riga, algoritmo HM sulla seconda riga, identificano la stessa estensione e frequenza degli strati di PSC. La tipologia di PSC dominante è rappresentata dalle NAT mixtures, come ci si aspetta per la stazione di McMurdo, disposta ai margini del vortice polare. Si nota come aumentando a 1.32

la soglia di rivelazione (Figura 5.2), la classificazione CALIOP_MCM_HM produca un risultato in ottimo accordo sia con la classificazione PSC_MASK@MCM che con la classificazione MCM_Lidar. La classificazione è tanto più omogenea tra i diversi database, quanto più numerose sono le osservazioni. In Figura 5.3 è riportata la serie temporale per la stagione 2010, dove le osservazioni lidar ground-based sono meno frequenti. Per cercare di rendere più omogeneo il database delle osservazioni da terra, abbiamo evitato di fare un confronto per ogni singolo anno, preferendo l'aggregazione dei dati per la presentazione delle statistiche di seguito riportate.



Figura 5.1 Per l'anno 2006, sono riportate le serie temporali ottenute dalla classificazione ottenuta con la classificazione nativa CALIOP(grafico in alto, PSC_MASK@MCM), dalla classificazione ottenuta con l'algoritmo HM applicato ai profili ottici CALIOP (grafico centrale, CALIOP_MCM_HM) e dalla classificazione ottenuta con l'algoritmo HM applicato ai dati lidar ground-based (grafico in basso, MCM_Lidar). I colori indicano la diversa tipoligia di PSC, come indicato nella legenda riportata sui grafici (arancione per le NAT, blu per le ICE, viola per le MIX-ENH, rosso per le STS). Ogni pixel ha una risoluzione verticale di 180 metri e una risoluzione orizzontale di 1 giorno. I triangoli neri in basso indicano i giorni in cui sono state effettuate le misure. La soglia sul backscatter ratio utilizzata per la classificazione è di 1.12. In ordinata è riportata la quota, espressa in Km, in ascissa i giorni dell'anno, a partire dal giorno 150 (inizio Giugno), al giorno 275 (fine Settembre).



Figura 5.2 Come in Figura 5.1, ma con la soglia sul backscatter ratio di 1.32.



Figura 5.3 Come in Figura 5.1, per l'anno 2008.

Al fine di confrontare i database quantitativamente su base statistica sono state definite le seguenti statistiche:

- 1) Studio della distribuzione verticale delle PSC, per ogni mese e per ogni tipologia di PSC
 - a) Per gli anni 2006-2010, abbiamo accorpato il numero delle osservazioni sulle diverse quote acquisite nello stesso mese dell'anno (i.e. nella distribuzione delle PSC del mese di agosto sono presenti le osservazioni del mese di agosto di tutti e 5 gli anni). Le distribuzioni delle PSC ad ogni quota (risoluzione verticale 450m), vengono presentate suddivise per tipologia di PSC (ICE, NAT, STS, MIX-ENH).
 - b) Lo stesso processamento è stato applicato ai dati di Dome Concordia per gli anni 2014, 2015 e 2016.
- 2) Studio della frequenza delle PSC rispetto alla temperatura, suddivise per tipologia di PSC.
 - a) Per gli anni 2006-2010 abbiamo accorpato tutte le osservazioni, presentate in funzione della temperatura e suddivise per tipologia di PSC.
 - b) Lo stesso processamento è stato applicato ai dati di Dome Concordia per gli anni 2014, 2015 e 2016.

Test χ^2

Al fine di ottenere una informazione quantitativa della probabilità di accordo tra le statistiche ottenute con le diverse classificazioni è stato applicato un test χ^2 alle distribuzioni delle PSC ottenute dai diversi strumenti. Il test è stato implementato sia per la distribuzione verticale delle occorrenze dei vari tipi di PSC per ogni mese, sia per la distribuzione in temperatura dei vari tipi di PSC per tutto il periodo analizzato.

5.6.1.1 Distribuzione verticale delle PSC

Tabella di contingenza per la classe di PSC di tipo X, alla quota z (Tabella 5.3)

	<pre>#osservazioni_PSC_X(z)</pre>	<pre>#osservazioni_NON_PSC(z)</pre>	#tot _{oss}
LIDAR GROUND-BASED	V1	V2	V5=V1+V2
CALIOP (PSC_MASK o	V3	V4	V6=V3+V4
CALIOP_HM)			
Totali	V1+V3	V2+V4	V7=V5+V6

Tabella 5.3 Tabella di contingenza per il calcolo della statistica chi_quadro per la distribuzione verticale delle PSC.

Poiché i due strumenti hanno osservato lo stesso fenomeno in maniera del tutto indipendente, possiamo ragionevolmente definire la frazione attesa di osservazioni della PSC di tipo X alla quota z come

$$f_{att_{pscx}} = \frac{\#tot_{oss_{PSCx}}}{\#tot_{oss}} = \frac{V1 + V3}{V7}$$

A questo punto è possibile definire la statistica chi_quadro come

$$\chi^{2}_{PSCx}(z) = \frac{\left(V1 - \left(f_{att_{pscx}} \cdot V5\right)\right)^{2}}{\left(f_{att_{pscx}} \cdot V5\right)} + \frac{\left(V3 - \left(f_{att_{pscx}} \cdot V6\right)\right)^{2}}{\left(f_{att_{pscx}} \cdot V6\right)} + \frac{\left(V2 - \left((1 - f_{att_{pscx}}) \cdot V5\right)\right)^{2}}{\left((1 - f_{att_{pscx}}) \cdot V5\right)} + \frac{\left(V4 - \left((1 - f_{att_{pscx}}) \cdot V6\right)\right)^{2}}{\left((1 - f_{att_{pscx}}) \cdot V6\right)}$$

Si ottiene così, per la PSC di tipo X, il profilo verticale dei valori della statistica χ^2 con un numero di gradi di libertà calcolabile come (nr-1)(nc-1), dove nr e nc sono, rispettivamente, il numero di righe e colonne (esclusi i totali) della tabella di contingenza. In questo caso abbiamo 1 grado di libertà

$$DF = (n_r - 1)(n_c - 1) = 1$$

Il valore χ^2 va confrontato con i valori di cut-off (tabulati) per la distribuzione χ^2 con 1 grado di libertà, ad un dato livello di significatività. La nostra ipotesi nulla è che le distribuzioni a confronto siano uguali. Poiché vogliamo dare una informazione quantitativa su quanto sia statisticamente valido il confronto tra le due classificazioni, per ogni quota indicheremo l'intervallo di confidenza con cui accettiamo l'ipotesi nulla (vedi Figura 5.6 e Figura 5.7).

5.6.1.2 Distribuzione in temperatura delle PSC

	<pre>#osservazioni_PSC_X(T)</pre>	#osservazioni_NON_PSC(T)	#tot _{oss}
LIDAR GROUND-BASED	V1	V2	V5=V1+V2
CALIOP (PSC_MASK o	V3	V4	V6=V3+V4
CALIOP_HM)			
Totali	V1+V3	V2+V4	V7=V5+V6

È stata creata una tabella di contingenza per la PSC di tipo x ad una temperatura T (Tabella 5.4)

Tabella 5.4 tabella di contingenza calcolo statistica χ^2 per la distribuzione delle PSC rispetto alla temperatura.

Come per la distribuzione verticale, definiamo dapprima la frequenza attesa per la distribuzione in temperatura delle PSC come

$$f_{att_{pscx}(T)} = \frac{\#tot_{oss_{pscx}}}{\#tot_{oss}} = \frac{V1 + V3}{V7}$$

E ricaviamo la statistica χ^2 per ogni valore della temperatura, per la PSC di tipo x

$$\chi^{2}_{PSCx}(T) = \frac{\left(V1 - \left(f_{att_{pscx}}(T) \cdot V5\right)\right)^{2}}{\left(f_{att_{pscx}}(T) \cdot V5\right)} + \frac{\left(V3 - \left(f_{att_{pscx}}(T) \cdot V6\right)\right)^{2}}{\left(f_{att_{pscx}}(T) \cdot V6\right)} + \frac{\left(V2 - \left((1 - f_{att_{pscx}}(T)) \cdot V5\right)\right)^{2}}{\left((1 - f_{att_{pscx}}(T)) \cdot V5\right)} + \frac{\left(V4 - \left((1 - f_{att_{pscx}}(T)) \cdot V6\right)\right)^{2}}{\left((1 - f_{att_{pscx}}(T)) \cdot V6\right)}$$

Per ogni temperatura indicheremo l'intervallo di confidenza con cui accettiamo l'ipotesi nulla che le due distribuzioni rappresentino lo stesso fenomeno.

5.7 Osservazioni sopra McMurdo

Nel seguito analizzeremo le climatologie di osservazioni di PSC al di sopra del sito di McMurdo. Per il lidar ground-based e per CALIOP verranno presentate le statistiche di distribuzione verticale e in temperatura delle PSC, per gli anni 2006-2010, e ne verranno discusse le differenze e le affinità.

Distribuzione verticale delle PSC

In Figura 5.4 è riportata la distribuzione verticale di osservazioni di PSC sopra il sito di McMurdo, normalizzata rispetto al numero totale di osservazioni, utilizzando una soglia sul backscatter ratio di 1.12. Sia per le ICE PSC che per le MIX-ENH, le distribuzioni dei tre database sono in buon accordo nei diversi mesi, con le ICE PSC presenti solo nella parte centrale della stagione, con dei massimi di circa il 10% tra i 17 e i 22 Km, praticamente assenti nei mesi di giugno e di settembre, a causa della posizione marginale della stazione McMurdo rispetto al vortice polare. Per le MIX-ENH, nei dati MCM_Lidar si può riconoscere un andamento simile a quello di PSC_MASK@MCM, ma i valori percentuali sono molto maggiori (circa il doppio, 20% contro 10%). Per le NAT, in particolar modo per le MIX1, i valori percentuali sono molto più elevati nei dati ground-based. L'algoritmo nativo di CALIOP, che sembra essere troppo severo nell'eliminare questo tipo di PSC, potrebbe essere la causa della differenza tra le distribuzioni. La distribuzione delle STS presenta un picco a quote comprese tra 12 e 15 Km, non presenti nella PSC_MASK@MCM, ma visibile sia nella classificazione CALIOP MCM HM, nella classificazione MCM Lidar. Questo picco è imputabile al maggior SNR alle basse quote che caratterizza le misure lidar ground-based. Sul database CALIOP_MCM_HM tale incremento è dovuto alla soglia utilizzata nell'algoritmo HM (poco restrittiva), e al fatto che non viene effettuato alcun test di coerenza spaziale sui dati per evitare i falsi positivi, che sembra svolgere un ruolo fondamentale nella classificazione PSC_MASK@MCM.



Figura 5.4 Distribuzione verticale delle PSC al di sopra della base McMurdo. I colori rappresentano le diverse tipologie di PSC. I grafici su ogni riga rappresentano le classificazioni PSC_MASK@MCM(in alto), CALIOP_MCM_HM (al centro) e MCM_Lidar (in basso). Ogni colonna rappresenta un diverso mese dell'anno (da sinistra verso destra: Giugno, Luglio, Agosto e Settembre). La classificazione è stata ottenuta con una soglia sul backscatter di 1.12.



Figura 5.5 Come in Figura 5.4, ma con la soglia sul backscatter di 1.32



Figura 5.6 Intervallo di confidenza tra le distribuzioni verticali di PSC ottenuta dal test χ^2 applicata ai dataset PSC_MASK@MCM e MCM_LIDAR utilizzando una soglia sul backscatter pari a 1.12 (riga superiore). Nella riga inferiore invece la soglia utilizzata è 1.32. I diversi grafici rappresentano i mesi dell'inverno australe, da sinistra verso destra: Giugno, Luglio, Agosto e Settembre. I colori rappresentano le diverse tipologie di PSC: arancione per le NAT, blu per le ICE, viola per le MIX-ENH e rosso per le STS.

La discrepanza notevole tra le frequenze osservate dal lidar CALIOP e quelle del lidar riguarda soprattutto le NAT (MIX1+MIX2). La classificazione di questo tipo di PSC, come detto, dipende fortemente dal valore di soglia impostato. A conferma di questa tesi si confronti la Figura 5.4 con la Figura 5.5, nella quale sono riportate le distribuzioni verticali di PSC classificate applicando una soglia per il backscatter ratio di 1.12 e 1.32, rispettivamente. Quest'ultima equivale alla soglia più bassa utilizzata nella classificazione nativa di CALIOP. La distribuzione delle ICE PSC e delle MIX-ENH non essendo influenzata dalla soglia, dato che per loro natura queste PSC appaiono con valori di BSR elevati, non subisce variazioni, mentre per le STS, che spesso presentano bassi valori di BSR, il picco tra 12 e 15 km sparisce del tutto per la classificazione CALIOP_MCM_HM, e si riduce, evidenziando gli effetti del maggiore SNR alle basse quote, nella classificazione MCM_Lidar. La soglia meno reiettiva fa accettare come STS molte misure di MCM_Lidar, che non vengono similmente accettate dalla PSC_MASK@MCM, probabilmente perché non superano i limiti di SNR.

Per lo stesso motivo, anche la distribuzione delle NAT risulta in un accordo migliore tra le due classificazioni aumentando il valore di BSR_{thresh} .



Figura 5.7 Intervallo di confidenza tra le distribuzioni verticali di PSC ottenuta dal test χ^2 applicata ai dataset CALIOP_MCM_HM e MCM_LIDAR utilizzando una soglia sul backscatter pari a 1.12 (riga superiore). Nella riga inferiore invece la soglia utilizzata è 1.32. I diversi grafici rappresentano i mesi dell'inverno australe, da sinistra verso destra: Giugno, Luglio, Agosto e Settembre. I colori rappresentano le diverse tipologie di PSC: arancione per le NAT, blu per le ICE, viola per le MIX-ENH e rosso per le STS.

In Figura 5.6 sono presentati i grafici dell'intervallo di confidenza al variare della quota z, per ogni mese e per tipologia di PSC, ottenute con l'algoritmo descritto al paragrafo 5.5.1, per il confronto tra i dataset MCM_LIDAR e PSC_MASK@MCM, per le soglie 1.12 (in alto) e 1.32 (in basso). In Figura 5.7 sono presentati gli intervalli di confidenza per il confronto tra i dataset MCM_Lidar e CALIOP_MCM_HM. Questi test confortano le ipotesi portate avanti nella parte precedente di questo capitolo. Mettono infatti in evidenza la dipendenza dell'accordo tra le statistiche in funzione della soglia sul backscatter ratio. Confrontando il grafico per il mese di giugno nella riga superiore tra le Figura 5.6 si nota come con la soglia a 1.12 l'accordo è sostanziale solamente per le ICE PSC e le MIX-ENH, mentre ci sono basse probabilità di accordo (al di sotto del 40%) per le NAT e le STS. Con la soglia a 1.32 invece, la probabilità di accordo aumenta, mediamente intorno a valori del 70%.

l'intervallo di confidenza non vari tra le classificazioni ottenute con lo stesso algoritmo applicato a due dataset diversi.

Riepilogando:

- Nel confronto tra PSC_MASK@MCM e MCM_Lidar la BSR_{thresh} gioca un ruolo fondamentale. Gli intervalli di confidenza migliorano notevolmente quando nell'algoritmo HM si utilizza una soglia più simile a quella utilizzata nell'algoritmo nativo di CALIOP.
- 2) Nel confronto tra CALIOP_MCM_HM e MCM_Lidar invece non si osservano miglioramenti nell'accordo tra le due distribuzioni al variare della soglia.

Questo ci porta a dire che l'algoritmo di classificazione nativo di CALIOP è troppo severo nell'eliminare le PSC basse, poco spesse e a bassa densità, e che applicando lo stesso algoritmo a due dataset di profili ottici provenienti da strumenti molto diversi tra loro, si ottengono classificazioni di PSC statisticamente compatibili.

Distribuzione in temperatura delle PSC

La dipendenza delle PSC dalla temperatura è un indicatore importante per i processi di formazione e di composizione. In particolar modo è interessante osservare la distribuzione delle PSC rispetto alla temperatura di formazione delle NAT (T_{nat}). La T_{nat} è stata calcolata con la formula descritta in Hanson and Mauersberger, 1988, a partire dai profili di mixing ratio di HNO3 e H2O, in funzione della pressione e della temperatura ambiente alle diverse quote, provenienti dal database GOZcards (Global OZone Chemistry And Related trace gas Data records for the Stratosphere, [GOZCards]). In Figura 5.8 e Figura 5.9 sono presentate la distribuzione delle PSC in funzione della $T - T_{nat}$, a partire dalle classificazioni ottenute con le soglie di 1.12 e 1.32 rispettivamente. In entrambe le figure, la presenza di PSC di ghiaccio è rilevante solo per $T - T_{nat} \leq 5$ sia per CALIOP che per il lidar groundbased. Le MIX-ENH tendono a seguire la distribuzione delle ICE nel dataset CALIOP, mentre per il lidar ground-based si ha una predominanza nel range $-7 \le T - T_{nat} \le -2$. Le STS sono visibili per temperature $-4 \le T - T_{nat} \le 0$ per il lidar ground-based mentre per CALIOP tendono ad aumentare al diminuire della temperatura. Per quanto riguarda le NAT, nel dataset CALIOP cominciano a formarsi a temperature di poco superiori a T_{nat} , mentre si formano a temperature molto superiori a T_{nat} (oltre 10K) nei dati ground-based, con una abbondanza che, come aspettato, dipende dalla soglia utilizzata. In Figura 5.10 sono presentati gli intervalli di confidenza ottenuti dalla statistica χ^2 per la distribuzione in temperatura delle PSC, confrontando i dati PSC_MASK e lidar ground-based. Come aspettato, la statistica non è influenzata dalla soglia per quanto riguarda le ICE e MIX-ENH. L'intervallo di confidenza non varia per le STS a temperature molto al di sotto di T_{nat} , mentre l'effetto della soglia influisce sulla classificazione in maniera evidente per T prossima a T_{nat} . L'intervallo di confidenza per le NAT resta molto basso indipendentemente dalla soglia, a causa delle differenti modalità di determinazione dei profili di temperatura associati ai singoli profili. Per il lidar groundbased ad ogni giorno di acquisizione è associato un profilo di temperatura ottenuto, fino alla quota in cui sono presenti i dati, dai radiosondaggi e, alle quote superiori, da un modello NCEP. Il profilo di temperatura per CALIOP è derivato dalle analisi GEOS [Rienecker et al (2008)] e per ogni giorno di acquisizione, sia il profilo dei parametri ottici che quello di temperatura è ottenuto da una integrazione su più profili. La variabilità sui profili di temperatura CALIOP risulta minore rispetto a quella dei profili lidar, e questo può spiegare la maggiore discrepanza tra le statistiche in temperatura rispetto a quelle in quota.



Figura 5.8 Distribuzione delle PSC in funzione della temperatura, soglia sul backscatter ratio pari a 1.12. Nel riquadro in alto a sinistra è rappresentata la distribuzione delle PSC derivata dalla PSC-MASK@MCM, in alto a destra la distribuzione derivata dalla classificazione CALIIOP_MCM_HM, e in basso la distribuzione delle PSC derivata dalla classificazione MCM_Lidar. La curva ocra rappresenta la distribuzione delle temperature su tutte le osservazioni nel database, normalizzata rispetto al valore modale per esigenze grafiche. In rosso la curva per le STS, in arancione le NAT, in viola le MIX-ENH e in blu le ICE.



Figura 5.9 Come in Figura 5.8, con una soglia sul backscatter ratio pari a 1.32.



Figura 5.10 Intervallo di confidenza al variare della T-Tnat per il confronto tra i database MCM_lidar e PSC_MASK@MCM. In alto per la soglia a 1.12, in basso per la soglia a 1.32. I colori rappresentano le diverse tipologie di PSC: in arancione le NAT, in blu le ICE, in viola le MIX-ENH, in rosso le STS.

In Figura 5.10 sono presentati i grafici degli intervalli di confidenza associati alle distribuzioni di PSC in funzione della temperatura nel confronto tra le classificazioni MCM_lidar e PSC_MASK@MCM, per la classificazione con la soglia a 1.12 (in alto) e 1.32 (in basso). Al variare della soglia si nota come l'intervallo di confidenza aumenti per le STS per $T - T_{nat}$ tra -5 e 0, mentre per le NAT l'intervallo di confidenza resta sempre troppo basso per accettare l'accordo tra le due distribuzioni.

5.8 Osservazioni a DomeConcordia

In Figura 5.11 e Figura 5.12 sono riportate le distribuzioni verticali delle frequenze di osservazione di PSC ottenute da una classificazione con soglia sul backscatter ratio di 1.12 e 1.32, rispettivamente. I dati CALIOP si riferiscono agli anni 2006-2010, raggruppati per ogni mese della stagione invernale, mentre i dati lidar si riferiscono agli anni 2014, 2015 e 2016. Rispetto alle statistiche su McMurdo, sopra DomeC la percentuale di PSC osservate è molto maggiore, a causa delle temperature più basse che si riscontrano all'interno del plateau antartico, non mitigato dagli effetti del bordo del vortice polare, e caratterizzato dall'assenza di orografia.



Figura 5.11 Come in Figura 5.4, per le osservazioni su DomeC. La soglia sul backscatter è pari a 1.12.

Nel mese di giugno le NAT presentano una distribuzione bimodale, con un picco a circa 21Km e uno a circa 14Km, riscontrabili sia nella PSC_MASK che nel lidar ground-based. Nei mesi di luglio e agosto la frequenza di NAT si distribuisce in maniera più omogenea sulla quota, in accordo con la discesa delle zone a temperatura inferiore a 190K con l'avanzare dell'inverno, fino a scomparire nel mese di settembre. Il picco delle NAT a settembre a quote superiori a 25Km per il lidar ground-based è molto probabilmente da attribuirsi alla presenza di rumore, predominante a quelle quote. Il database lidar ground-based presenta un picco molto accentuato per le STS tra 13 e 17Km nei mesi di luglio e agosto, riscontrabile solo nel mese di luglio nella PSC_MASK@DOMEC, ma presente negli stessi

mesi nella classificazione CALIOP_DOMEC_HM. Il lidar ground-based sottostima le STS nel mese di giugno, tra 15 e 25Km utilizzando la soglia sul backscatter ratio a 1.32, mentre permangono i picchi, sebbene ridotti rispetto alla classificazione con la soglia a 1.12, nei mesi di luglio, agosto, probabilmente dovuti a picchi di rumore. La distribuzione di ICE PSC è in buon accordo a quote oltre i 20Km, mentre differisce al di sotto, dove il lidar ground-based presenta dei picchi tra il 10 e il 20%, mentre la PSC_MASK non ne osserva. Questo effetto può essere spiegato dalla geometria di osservazione. La grande presenza di NAT alle alte quote può portare ad una attenuazione non trascurabile dell'eco lidar di CALIOP, nella cui classificazione compare, alle quote tra 13 e 17 Km, un numero maggiore di MIX-ENH, compatibilmente con una diminuzione dei valori di backscatter ratio misurati dovuta agli effetti del rumore. Per il lidar ground-based si può notare invece l'effetto contrario, cioè un'elevata frazione di NAT rispetto alle MIX_EHN a quote oltre i 20Km.



Figura 5.12 Come in Figura 5.5, per le osservazioni sopra DomeC. La soglia sul backscatter è 1.32.

Dal confronto tra i grafici in Figura 5.13, si evidenzia come l'intervallo di confidenza non vari, come per le osservazioni sopra McMurdo (cfr. Figura 5.7), in funzione della soglia utilizzata (in alto soglia a 1.12, in basso soglia a 1.32), e si mantenga su valori intorno al 50-60%. Solo nel mese di giugno è riscontrabile un miglioramento dell'accordo tra le classificazioni per quanto riguarda le NAT.



Figura 5.13 Come in Figura 5.7, per le osservazioni a DomeC. In alto $BSR_{thresh} = 1.12$, in basso $BSR_{thresh} = 1.32$

Per quanto riguarda la distribuzione delle PSC in funzione della temperatura riportate in Figura 5.14 e Figura 5.15, possiamo fare le stesse considerazioni fatte per l'analisi su McMurdo con il lidar ground-based che presenta una maggiore percentuale di NAT rispetto alla PSC_MASK, con la soglia a 1.12. Percentuale che diminuisce sensibilmente portando la soglia a 1.32. La distribuzione delle STS per CALIOP ha un massimo per T-Tnat=-3, mentre nel lidar tale massimo è spostato verso T=Tnat. Anche la distribuzione delle MIX-ENH è leggermente shiftata verso le temperature più alte nei dati lidar. La distribuzione delle ICE è invece in buon accordo tra i diversi database. In Figura 5.16 sono riportati i grafici con gli intervalli di confidenza al variare della T-Tnat per il confronto tra i database PSC_MASK@DOMEC e DOMEC_Lidar. In questo caso l'intervallo di confidenza aumenta per le NAT a $T - T_{nat}$ compresa tra -5 e 0 all'aumentare del valore di soglia, mentre diminuisce per le STS, a causa del numero esiguo della percentuale di nubi di questo tipo classificate con il lidar ground-based con la soglia sul backscatter a 1.32.



Figura 5.14 Come in Figura 5.8, per le osservazioni al di sopra del sito di DomeC. $BSR_{thresh} = 1.12$.



Figura 5.15 Come in Figura 5.9, per le osservazioni al di sopra del sito di DomeC. $BSR_{thresh} = 1.32$.



Figura 5.16 Come in Figura 5.10, per le osservazioni al di sopra del sito di DomeC.

5.9 Considerazioni finali

Dal confronto tra i database CALIOP e lidar ground-based è possibile fare le seguenti considerazioni:

- 1) Abbiamo visto che dalla classificazione HM dei dati NDACC risultano più STS (soprattutto alle basse quote) rispetto a quelle misurate dai dati CALIPSO con l'algoritmo di classificazione nativo CALIOP. Questo è da considerarsi normale date le geometrie di osservazione opposte dei due strumenti. CALIPSO, osservando dall'alto, subisce una attenuazione maggiore alle quote basse (elevato range), nonostante vengano integrati numerosi profili su scala orizzontale. Il SNR risulta basso, tanto più sono presenti features a quote elevate, che attenuano ulteriormente il segnale. Il lidar ground-based presenta il problema opposto. A basse quote l'SNR è molto elevato, sebbene il segnale sia potenzialmente influenzato dalle condizioni a terra e in troposfera, il che permette una più facile identificazione di nubi tenui.
- 2) La distribuzione delle NAT mixtures (MIX1+MIX2) risente in maniera sostanziale dalla soglia utilizzata per la rivelazione/classificazione. Le soglie utilizzate nella classificazione nativa di CALIOP sono decisamente più alte rispetto a quella utilizzata per i dati ground-based (minimo 1.32, massimo 2.35, in funzione del livello di SNR richiesto ad una data quota). Abbiamo evidenziato come la scelta della soglia influisca sulla classificazione di questo tipo di PSC.
- Il diverso processamento dei dati che porta alla definizione della PSC_MASK CALIOP non permette un confronto realmente omogeneo con ogni altra classificazione effettuata a partire dai profili ottici di CALIOP. L'algoritmo di classificazione nativo CALIOP può, infatti,

escludere delle features in funzione del numero di punti classificati in un intorno, utilizzando informazioni in particolare sulla estensione orizzontale delle nubi. Un tale algoritmo non è implementabile sui dati lidar provenienti da una singola stazione a terra. Per poter applicare un test di coerenza spaziale sul singolo profilo verticale, infatti, si dovrebbero fare delle assunzioni a priori sulla estensione verticale della nube, oggetto di studio.

- 4) Il confronto tra i database può risentire del diverso campionamento spaziale e temporale, del box lat-lon utilizzato. Questo è tanto più vero quanto più si è vicini al bordo del vortice polare. Un sovradimensionamento del box potrebbe portare, ad esempio, ad includere zone in cui la stratosfera presenta condizioni termodinamiche differenti rispetto a quelle che la caratterizzano al di sopra del sito esaminato.
- 5) Abbiamo mostrato come, applicando lo stesso algoritmo a due database di profili ottici, provenienti da strumenti diversi, sia possibile migliorare l'accordo tra le classificazioni. Questo ci porta a dire che la discrepanza tra le climatologie presentate dipende in maniera marcata dall'algoritmo implementato per la rivelazione/classificazione, e solamente in maniera marginale dai dati.
- 6) La caratterizzazione della distribuzione in quota delle PSC risulta più significativa dal punto di vista statistico, mentre quella in temperatura mostra delle differenze non trascurabili tra i database. I profili di temperatura provengono da dataset diversi (GEOS per CALIOP, radiosondaggio + modello NCEP per il ground-based), e questo può generare ulteriore incertezza sui valori sulle quali sono costruite le statistiche. Va inoltre ricordato che ogni valore di temperatura su un profilo CALIOP ha una risoluzione orizzontale variabile, a seconda di quanti profili lidar sono stati mediati per garantire un adeguato SNR, mentre i profili utilizzati dal lidar ground-based sono a risoluzione fissa, con una maggiore variabilità intrinseca.

In Tabella 5.5 sono riportate le frequenze in percentuale delle diverse tipologie di PSC nel range di quote tra 12 e 28 km, per gli anni 2006-2010, per i tre database al di sopra di McMurdo. Le frequenze sono state calcolate con le soglie indicate nella prima colonna. La classificazione di riferimento è la PSC_MASK@MCM. Le classificazioni MCM_Lidar e CALIOP_MCM_HM sono in buon accordo tra loro indipendentemente dalla soglia utilizzata. Il confronto con la PSC_MASK@MCM dipende invece dalla soglia, in particolar modo per le STS e per le NAT.
% of PSC @MCM	NAT Mixtures	Ice & Wave Ice	Mix-Enhanced	STS
McMurdo_HM (BSR > 1.12)	25.6	0.9	2.1	6.4
McMurdo_HM (BSR > 1.32)	12.6	0.9	2.9	2.6
CALIOP_HM (BSR > 1.12)	24.6	1.2	2.1	5.9
CALIOP_HM (BSR > 1.32)	8.4	1.2	2.1	2.1
REF: CALIOP PSC_MASK	10.2	1.1	1.7	2.6
product				

Tabella 5.5 Frequenza delle occorrenze (in%) dei diversi tipi di PSC nei mesi di Giugno, Luglio, Agosto e Settembre per gli anni dal 2006 al 2010, tra 12 e 28Km. Le frequenze sono state stimate utilizzando due differenti soglie sul backscatter ratio, come indicato nella prima colonna. La frequenza di riferimento è quella ottenuta col prodotto PSC_MASK CALIOP, nell'ultima riga in basso.

In Tabella 5.6 sono riportate le frequenze in percentuale delle occorrenze di PSC nel range tra 12 e 28 Km per gli anni 2006-2010 per CALIOP, e per gli anni 2014, 2015 e 2016 per il lidar groundbased, al di sopra di Dome Concordia. Dal confronto con la PSC_MASK@DOMEC notiamo che DOMEC_Lidar tende a sottostimare la presenza di NAT e di STS con la soglia a 1.32, in favore di una maggiore occorrenza di MIX-ENH.

% of PSC @DC	NAT Mixtures	Ice & Wave Ice	Mix-Enhanced	STS
DomeC_HM (BSR > 1.12)	13.9	1.5	5.2	5.1
DomeC_HM (BSR > 1.32)	8.4	1.5	5.2	3.1
CALIOP_HM (BSR > 1.12)	23.8	1.2	4.5	9.2
CALIOP_HM (BSR > 1.32)	9.8	1.2	4.5	5.2
REF: CALIOP PSC_MASK product	11.5	1.3	3.3	5.3

Tabella 5.6 Frequenza delle occorrenze (in%) dei diversi tipi di PSC nei mesi di Giugno, Luglio, Agosto e Settembre per gli anni dal 2006 al 2010 per CALIOP, e gli anni 2014, 2015 e 2016 per il lidar ground-based, tra 12 e 28Km. Le frequenze sono state stimate utilizzando due differenti soglie sul backscatter ratio, come indicato nella prima colonna. La frequenza di riferimento è quella ottenuta col prodotto PSC_MASK CALIOP, nell'ultima riga in basso.

6 Comparazione di climatologie di PSC osservate con output di modelli numerici chemistry-coupled

I modelli climatici tridimensionali che implementano una rappresentazione accurata dei processi riguardanti la chimica dell'ozono stratosferico, noti come Chemistry Climate Models (CCMs), sono uno strumento fondamentale per l'analisi dei cambiamenti dell'ozono stratosferico derivanti dai cambiamenti delle concentrazioni di gas serra (GHG) e sostanze che distruggono l'ozono, oltre che per lo studio degli effetti dei processi stratosferici sulla troposfera.

Per l'analisi presentata in questo capitolo sono stati utilizzati quattro modelli del progetto di validazione modellistica CCMVal-2 (CAM3.5, CCSRNIES, LMDZrepro, WACCM) [CCMVal2], vedi Tabella 6.1, e una particolare variante del modello WACCM nel quale è stata modificata la rappresentazione delle GW, che ha portato ad un miglioramento della rappresentazione della dinamica stratosferica, e dell'orografia sub-grid, rappresentata come uno stress turbolento dovuto alle montagne, che si traduce in una maggiore risoluzione spaziale sul piano orizzontale (Richter et al.,2010), presentata nell'ambito della Chemistry Climate Model Initiative (CCMI) [CCMI]. Vengono presentate alcune diagnostiche utili alla valutazione e validazione dei CCM nella loro capacità di "predire" la formazione di PSC, in base agli schemi di microfisica o chimica utilizzati. Le diagnostiche in questione sono rappresentate dalle procedure di analisi di dati provenienti da dataset eterogenei che permettono di produrre dalle statistiche di osservazione di vari tipi di PSC, classificate a partire dai parametri ottici (lidar e OPC) e a partire da valori di Surface Area Density (SAD) di $HNO_3/H_2SO_4/H_2O$ (CCMVal e CCMI), per il particolato prodotto nei modelli.

6.1 Modelli numerici (Chemistry Climate Models)

Un CCM è composto generalmente da un modello di circolazione generale (General Circulation Model, GCM), che descrive il sistema aria-oceano-terra, accoppiato ad un modello di chimica, le cui variazioni inducono cambiamenti sul bilancio radiativo atmosferico e quindi sulla dinamica. Le variazioni sulle concentrazioni delle specie chimiche attive dal punto di vista radiativo vengono usate come input nel codice radiativo del GCM, in modo da garantire piena interazione tra processi dinamici, radiativi e chimici. Le simulazioni effettuate possono essere di tipo free-run, quando tutti i parametri all'interno del modello sono liberi, o nudged, quando i valori di output vengono in qualche modo "forzati" a convergere a dei valori osservati. I dati di 4 dei 5 modelli analizzati provengono dall'esperimento CCMVal-2 [SPARC,2010]. L'obbiettivo di CCMVal-2 è quello di migliorare la comprensione dei CCMs attraverso una valutazione comparata della validità della rappresentazione dei processi fisici nei modelli, ed il confronto del loro output con climatologie sperimentali. La rappresentazione dell'aerosol stratosferico e in particolare delle PSC in tali modelli è ancora incompleta. Il rapporto SPARC suggerisce di affrontare l'analisi di inter-comparazione delle densità

di superficie per le PSC (SAD), ritenendo necessario ulteriore lavoro per valutare la modellizzazione dell'aerosol per le NAT e ICE PSC e un confronto con le osservazioni. Il database CCMVAL-2 contiene i dati di densità di superficie (Surface Area Density, SAD) per NAT, nuvole di ghiaccio e solfati e l'analisi di cui ci occuperemo è limitata alla simulazione REF-B1, le cui caratteristiche sono riportate in Tabella 6.2 [sparc25], [REFB1]. La simulazione REF-B1 rianalizza gli anni 1960-2006, nei quali sono presenti numerosi dati di ozono stratosferico. Utilizza climatologie osservative provenienti da diversi satelliti (SAGE, SAGE II, SAMII, SME), per cercare di investigare il ruolo della variabilità naturale nel bilancio dell'ozono stratosferico. Le forzanti utilizzate in questa simulazione provengono tutte da osservazioni.

La Chemistry-Climate Model Initiative (CCMI) rappresenta un proseguimento delle attività e degli obbiettivi di CCMVal-2. Nel seguito analizzeremo un solo modello di CCMI, WACCM, nel quale sono state introdotte modifiche sostanziali per quanto riguarda la stratosfera polare, quali la migliore parametrizzazione delle onde di gravità di natura orografica. La simulazione di riferimento è la REF-C1 (vedi Tabella 6.2), nella quale vengono utilizzati dei forcing derivati da osservazioni per gli anni dal 1960 al 2006. [SPARC,2013, WMO,2011].

In Tabella 6.3 sono riportate alcune delle caratteristiche dei modelli utilizzati per l'analisi: gli anni analizzati, la risoluzione orizzontale e il numero di livelli di discretizzazione sulla verticale .In questa analisi, gli anni delle simulazioni non coincidono con gli anni delle osservazioni perché nelle simulazioni utilizzate i valori prescritti servono solo da stato inziale e i parametri sono poi liberi di evolvere seguendo solo gli schemi implementati nel modello, senza dover convergere ad un valore fornito da una climatologia (simulazione di tipo free-run). Questo ci permette di definire dei risultati con validità del tutto generale, indipendente dall' intervallo temporale analizzato.

I dati dei modelli a sud di -85° S sono esclusi per adattarsi con la copertura latitudinale di CALIPSO. Per quanti riguarda la stratosfera, i modelli CCMvVal-2 e CCMI considerano due tipologie di particelle: gli aerosol di fondo e le PSC. Le SAD per gli aerosol di fondo sono il risultato di una media mensile proveniente da dataset osservativi, per cui sono variabili prescritte, mentre le PSC sono variabili interne ai modelli e il loro trattamento è differente da modello a modello. Tutti i modelli includono le ICE PSC, e le NAT. La Tabella 6.4 riporta le informazioni di base sui sistemi microfisici utilizzati nei modelli analizzati. Le nubi di ghiaccio sono parametrizzate all'interno dei modelli, a partire dalle concentrazioni di H2O, mentre le NAT sono parametrizzate a partire da valori di concentrazione di $HNO_3/3H_2O$ (Nitric Acid Trihydrate). Gli schemi di chimica eterogenea sono diversi tra i modelli, e le reazioni avvengono in funzione del tipo di particelle parametrizzate, l'eventuale parametrizzazione della sedimentazione e lo schema termodinamico. Tutti i modelli analizzati presentano un meccanismo termodinamico basato sull'equilibrio. Lo schema di microfisica prevede, cioè, che le PSC si formino quando viene raggiunto il punto di saturazione di HNO_3 (per le NAT) e H_2O (per le ICE). Solo CAM3.5 e WACCM permettono, per le NAT, una soprassaturazione. In generale è presente una fortissima dipendenza dalla temperatura, per cui a partire da una certa temperatura si ha formazione di PSC. Le assunzioni sull'equilibrio termodinamico danno informazione sulla massa di condensato, perciò per risalire alle densità superficiali di area e/o volume è necessario fare delle assunzioni a priori sulla distribuzione in taglia e sulla forma delle particelle che compongono le PSC. Per determinare la densità superficiale (Surface Area Density, SAD) per tutti i tipi di particelle di PSC, si ipotizza una distribuzione in taglia delle particelle log-normale, i cui parametri sono la dispersione, la concentrazione numerica e il raggio modale, per le diverse tipologie di PSC, i cui valori variano da modello a modello.

Oltre alla SAD, dal modello è possibile stimare il rapporto di mescolamento per le particelle che compongono le PSC (per esempio, H_2O e HNO_3), dal quale è possibile stimare la densità di volume per unità di area (Volume Area Density, VAD). (Morgenstern,2010). Nel seguito sono descritte le caratteristiche salienti di ciascun modello utilizzato per l'analisi, con particolare riferimento agli schemi di microfisica e chimica utilizzati.

Sia i modelli che le osservazioni CALIPSO sono selezionate nell'intervallo latitudine [-85°, -60°] discretizzati in griglie 7° di latitudine per 3,5° di longitudine e 15 livelli verticali con una risoluzione di 1.5 km.

CCM name	Institution	PI	references	Scenario
CAM3.5	NCAR,US	J.F. Lamarque	Lin (2004); Rasch et al. (2006)	REF. B1
			Lamarque et al.2008	
CCSRNIES	NIES,JO	Hideharu Akiyoshi, Yousuke	Numaguti et al. (1997)	REF.B1
		Yamashita, Tetsu Nakamura	Akiyoshi et al.,2009	
LMDZrepro	CNRS,FR	Slimane Bekki, Marion	Hourdin and Armengaud	REF.B1
		Marchand	(1999)	
			Jourdain et al. 2008	
WACCM (version	NCAR,US	Doug Kinnison, Andrew	Lin (2004)	REF.B1
3.5.48)		Gettelman, Rolando Garcia	Garcia et al.,2007	
WACCM (CCMI)	NCAR,US	Doug Kinnison, Andrew	Marsh et al., 2013	REF.C1
		Gettelman, Rolando Garcia		

Tabella 6.1 Elenco dei modelli utilizzati per l'analisi

Scenario	Periodo	Background Aerosol
REF-B1	1960-2006	SAD derivata da
		osservazioni satellitari
REF-C1	1955-2014	SAD derivata da
		osservazioni satellitari

Tabella 6.2 Simulazioni di riferimento per CCMVal-2. In questo lavoro è stata presa in considerazione solo la simulazione REF-B1. Per ogni parametro è indicato se si tratta di un parametro generato internamente o prescritto (OBS).

ССМ	Years	Horizontal	# of vertical	Upper	Height	Latitude
		resolution [lat x lon]	levels	boundary	Range	range
CAM3.5	1991- 1999	2.5° x 1.9°	15		12 to 28 Km	-60° to -85°
CCSRNIES	1991- 2005	2.8° x 2.8°	11	0.01 hPa	12 to 28 Km	-60° to -85°
LMDZrepro	1991- 2005	3.75° x 2.5°	15	0.07 hPa	12 to 28 Km	-60° to -85°
WACCM CCMVal	1995- 2005	2.5° x 1.9°	17	4.5x10^-6 hPa	12 to 28 Km	-60° to -85°
WACCM CCMI	1991- 2005	5° x 5°	11	140 Km	12 to 28 Km	-60° to -85°

Tabella 6.3 Caratteristiche tecniche dei modelli utilizzati per l'analisi

ССМ	Thermodynamics	Sedimentation
CAM3.5	EQ	NAT / ice but not STS
CCSRNIES	EQ	NAT/ICE, dep. on mode radius
LMDZrepro	EQ	NAT/ICE dep. on mode radius
WACCM CCMVal	NAT: HY; ice: EQ	NAT / ice but not STS.
WACCM CCMI	NAT: HY; ice: EQ	NAT / ice but not STS.

Tabella 6.4 Caratteristiche principali delle simulazioni e indicazione della microfisica utilizzata per la modellizzazione delle PSC. EQ = equilibrio termodinamico con valori prescritti per HNO3/H2SO4/H2O. HY=non equilibrio/possibilità di soprassaturazione. (adattata da CCMVAL-2 report [SPARC,2010]).

CAM3.5

CAM3.5 rappresenta l'evoluzione dei Climate Atmospheric Models sviluppati da NCAR L'aggiunta della dinamica a volumi finiti ha rappresentato un grande miglioramento al modello rispetto alle precedenti versioni, attraverso una collaborazione tra NCAR e il Data Assimilation Office della NASA Goddard (DAO). I grandi cambiamenti nello schema microfisico includono il trattamento di acqua condensata nelle nuvole utilizzando una formulazione di prognosi con una componente di massa che segue le indicazioni di Rasch e Kristjansson [1998] e una componente a macroscala che segue Zhang et al. [2003]. La parametrizzazione di Zhang e McFarlane [1995] per la convezione profonda è stata mantenuta da CAM3.5. Per il calcolo dei flussi radiativi ad onda corta e ad onda lunga è stato implementato un nuovo schema di sovrapposizione geometrica delle nubi con una migliore stima del tasso di riscaldamento nei casi di sovrapposizione casuale, massima sovrapposizione, o una combinazione arbitraria di sovrapposizione massima e casuale. Il calcolo è stato completamente separato dalle parametrizzazioni radiative. L'introduzione delle ipotesi di sovrapposizione generalizzate ha così permesso una trattazione più realistica delle interazioni nubiradiazione. Gli errori assoluti medi sulla superficie e al top dell'atmosfera a cielo sereno e i flussi ad onda lunga per le atmosfere standard sono stati ridotti a meno di 1 W / m2. L'assorbimento nel vicino infrarosso dal vapore acqueo è stato aggiornato e parametrizzato in base al database HITRAN2k [Rothman et al., 2003].

Questo modello ha una risoluzione orizzontale molto alta, di circa $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ lat-lon, ed effettua una discretizzazione sulla verticale a 26 livelli per la parte atmosferica e 60 livelli per quella oceanica.

L'aerosol di fondo, ipotizzato uniforme nelle precedenti versioni, è stato sostituito con una odierna climatologia dei composti di zolfo, sale marino e polvere al suolo. La climatologia è stata ottenuta da un modello di trasporto chimico forzato con l'analisi meteorologica e con restrizioni dovute all'assimilazione di dati di aerosol da satellite. Questi aerosol influenzano il bilancio energetico ad onda corta dell'atmosfera. CAM3 include anche un meccanismo per il trattamento delle onde corte e

degli effetti radiativi ad onda lunga causati degli aerosol vulcanici. (Collins WD,2006) (Gent et al., 2010) (Lamarque et al., 2008).

I processi eterogenei sugli aerosol solfati e sulle PSC seguono l'approccio descritto in Considine et al, [2000]. La formazione di ICE PSC si ha quando il rapporto tra la pressione di vapore di H_2O e la pressione di vapore all'equilibrio supera un valore di soprassaturazione prefissato, pari a 1,4. La distribuzione in taglia delle particelle di H_2O segue una distribuzione log-normale con una concentrazione media di 0.01 particelle/cm3. Il raggio modale viene determinato a partire dai valori prescritti di massa condensata. Per tenere conto della deidratazione e denitrificazione della stratosfera, si suppone che la formazione di PSC di ghiaccio porti alla rimozione di una fase NAT, che non sarà più disponibile allo stato gassoso. Per la formazione di PSC di tipo Ia, NAT, le condizioni di equilibrio termodinamico della pressione di vapore, che determinano la temperatura alla quale i composti di HNO_3 e H_2O possono condensare e formare le PSC, sono confrontate con un livello di sovrasaturazione pari a 10, che equivale ad una sopraffusione delle particelle di circa 3°. Poiché la concentrazione di HNO_3 è inferiore a quella di H_2O di circa 2/3 ordini di grandezza, la condensazione di NAT non modifica la concentrazione di H2O allo stato gassoso. CAM3.5 prevede anche la formazione di STS, le cui SAD non sono state però oggetto di studio in questo lavoro. Quando la temperatura ad una data quota è maggiore della temperatura di equilibrio, la massa di condensato ritorna allo stato gassoso. Il tasso di sedimentazione della massa di condensato contenente HNO3 e H2O è calcolato a partire dalla distribuzione in taglia delle particelle Le masse d'aria sono, inoltre, soggette a trasporto in funzione dei campi di vento modellati. [Consindine et al., 2000].

CCSRNIES

CCRNIES è un modello accoppiato oceano-atmosfera che costituito da CCSR / NIES GCM per la parte atmosferica, l'MCG CCSR per l'oceano, un modello termodinamico del ghiaccio marino (Abe-Ouchi et al., 1996). La risoluzione spaziale è di circa 5.6° latitudine / longitudine, con 20 livelli verticali per la parte atmosferica, e una griglia di circa 2.8° orizzontale a 17 livelli verticali per la parte oceanica. È applicata una regolazione del flusso di calore atmosfera-oceano e lo scambio di acqua per evitare una deriva del clima modellato.

Nel calcolo delle proprietà ottiche degli aerosol solfati, il raggio modale del volume della particella di solfato nell'ambiente secco si presume essere 0,2 micron. La crescita igroscopica del solfato è stimato a partire da misure empiriche di d'Almeida et al. (1991). La distribuzione verticale dell'aerosol solfato viene considerata costante nei primi 2 km di atmosfera. Le concentrazioni di gas serra sono rappresentati da equivalenti di CO_2 . [IPCC].

CCSRNIES include una parametrizzazione dettagliata della chimica stratosferica. Utilizza le coordinate sigma ibride, e arriva ad una quota massima di 0.012hPa. Utilizza 34 livelli verticali, in cui la risoluzione verticale pasa da 1Km negli strati bassi, a qualche Km negli strati più alti. [AKYOSHI et al 2009]

È in grado di simulare reazioni eterogenee sulla superficie di PSC composte da soluzioni ternarie di aerosol soprassaturo (STS), oltre alle reazioni eterogenee e in fase gassosa sui composti di bromo. La velocità di sedimentazione è di 15m/giorno per le NAT e di circa 1.5 Km/giorno per le ICE PSC. La densità per le PSC è prescritta assumendo una distribuzione log-normale con dispersione 1.8. La densità è di 10 particelle /cm3 per le STS, 0.005 particelle/cm3 per le NAT e per le ICE. Il raggio modale è calcolato dalla quantità di massa condensata, assumendo particelle di forma sferica. Cioè, a partire dai parametri N_0 e σ , il raggio modale viene fatto variare fino a matchare la massa di condensato prescritta.

LMDZ Reprobus

Acronimo di REactive Processes Ruling the Ozone BUdget in the Stratosphere (REPROBUS), il modello dinamico utilizzato è la versione estesa della quarta generazione GCM atmosferica LMDz descritto in [Lott et al. (2005)]. LMDz è un modello a punto griglia, cioè risolve direttamente le equazioni del moto su una griglia lat-lon, con una risoluzione di 2.5° in latitudine e 3.75° in longitudine. Sulla verticale, il modello utilizza coordinate di pressione sigma ibrido con 50 livelli che si estendono dalla superficie a 0,07 hPa (~65 km). La risoluzione nella stratosfera varia lentamente a partire da 1 km a quote fino a 12 km, 3 km fino a 50 km, raggiungendo i 6 km a 65Km. Le caratteristiche salienti delle parametrizzazioni fisiche utilizzate nel modello sono: uno schema di radiazione basato sullo schema ECMWF [Morcrette, 1989], uno schema di convezione sulla base di [Tiedtke (1989)], una sotto-griglia a scala orografica (che forza le onde di gravità orografiche) basata schema su Lott e Miller (1997) e Lott (1999), e un schema di onde di gravità non-orografiche a diffusione Doppler sulla base di [Hines (1997a, b)].

Questo modello è in grado di calcolare l'evoluzione chimica di 55 specie, utilizzando 160 reazioni per la fase gassosa e 6 reazioni eterogenee per gli acidi solforici e le particelle che compongono le PSC. La velocità delle reazioni di fotolisi sono prescritte, secondo una look-up table derivata dal modello Torpospheric and Ultraviole visible(TUV). Le reazioni eterogenee avvengono su composti di aerosol binari (H_2O/H_2SO_4) e ternari $(H_2O/H_2SO_4 / HNO_3)$, e sulle particelle di NAT e ICE. Lo schema microfisico dell'aerosol è quello proposto da [Carslaw et al., 1995]. Tale schema simula la superficie e la composizione dell'aerosol allo stato liquido assumendo un equilibrio termodinamico istantaneo tra la fase gassosa e la fase condensata, senza considerare le transizioni di fase. Perciò, ad esempio, una volta raggiunta la temperatura di formazione del ghiaccio, lo schema prevede la

condensazione immediata di acqua liquida in particelle di ghiaccio, che vanno a formarsi al di sopra delle particelle di NAT. Questo si traduce nella sola presenza di PSC di ghiaccio a temperature al di sotto del punto di congelamento, e di sole NAT al di sopra. Nel modello è presente uno schema di trasporto verticale che tiene conto della denitrificazione della stratosfera dovuto alla sedimentazione gravitazionale, e uno schema microfisico completo che permette di simulare l'impatto delle eruzioni vulcaniche sullo strato di aerosol stratosferico.

WACCM

Il modello Whole Atmospheric Community Climate Model (WACCM) risulta particolarmente efficace nella previsione della riduzione dell'ozono. WACCM è un modello che include un vasto range di gas attivi a livello radiativo, e si estende dalla superficie terrestre fino alla bassa termosfera. [Sassi et al., 2005].

WACCM presenta una parametrizzazione della diffusione verticale e della GWD (Gravity Wave Drag), include il riscaldamento chimico, la produzione di NOx in mesosfera da parte dei raggi cosmici e/o tempeste solari, oltre a processi aurorali e una parametrizzazione del riscaldamento ad onda corta nell'UV estremo [Garcia et al., 2007], [Collins et al., 2006]. I processi di chimica sono basati su Model for Ozone and Related Chemical Tracers version 3 (MOZART3) [Kinnison et al., 2007]. I processi eterogenei sugli aerosol solfati e sulle PSC seguono l'approccio descritto in Considine et al.(2000), ed elencati nella descrizione del modello CAM3.5.

Per simulare le PSC, il modello WACCM utilizza uno schema di formazione per le NAT che prevede una soprasaturazione di un fattore 10, che corrisponde ad una temperatura di circa 3° al di sotto della temperatura di equilibrio termodinamico. La densità numerica per le NAT è prescritta e pari a 0.1 cm-3, con dispersione di 1.6 [Wegner et al.,2013]. La formazione di ICE PSC si ha quando il rapporto tra la pressione di vapore di H2O e la pressione di vapore all'equilibrio supera un valore di soprassaturazione prefissato, pari a 1,4. La distribuzione in taglia delle particelle di H2O segue una distribuzione log-normale con una concentrazione media di 0.01 particelle/cm3.

La risoluzione orizzontale di questo modello è di 1.9° di latitudine per 2.5° di longitudine. È composto di 66 livelli verticali, con una risoluzione verticale crescente da 1.1Km nella bassa stratosfera, 1.75 Km alla stratopausa, fino a 3.5 Km oltre i 65Km. [*Garcia et al.*, 2007], [France et al,2013].

Waccm CCMI

Il modello WACCM utilizzato nell'ambito del Chemistry Climate Model Initiative (CCMI) rappresenta una versione migliorata rispetto alla versione WACCM CCMVal2.

Le maggiori differenze della simulazione REF.C1 (CCMI) rispetto alla simulazione REF.B2 (CCMVal2) sono:

- Miglioramento della chimica eterogenea polare
- Migliorata rappresentazione delle temperature e dei venti della stratosfera polare.
- Migliore parametrizzazione delle onde di gravità orografiche e del forcing nella stratosfera e bassa mesosfera dell'emisfero sud.

[SPARC2015], [Solomon et al. 2015]

6.2 Stima di SAD e VAD da dati lidar e OPC

Optical Particle Counter

Questo strumento è descritto in Balloonborne Condensation Nuclei and Optical Particle Counter Measurements [Deshler.et al.,2002]. L'OPC è uno strumento in situ che conta dimensioni delle particelle aspirate all'interno di una camera di campionamento. Attraverso una luce bianca è possibile misurare il coefficiente di forward-scattering a 40° delle particelle, e, attraverso la teoria di Mie, determinare la dimensione delle particelle di aerosol. La diffusione luminosa delle particelle che passano attraverso il fascio viene osservata su un angolo solido di 30° e focalizzata su due tubi fotomoltiplicatori per il rilevamento di impulsi di ampiezza. L'OPC è sensibile alle particelle fino a 0,15 micron di raggio. Il canale superiore è determinato sulla base delle specifiche applicazioni, ma in genere varia tra 2 micron per le misure alle medie latitudini e 10 micron per le misure di nubi stratosferiche polari. Lo strumento è in grado di suddividere l'aerosol in 12 classi dimensionali, ed è stato progettato per essere montato su pallone, e quindi in grado di fornire profili verticali di distribuzione delle dimensioni di aerosol dalla superficie fino a 30 km.

Le misure fondamentali da pallone forniscono profili verticali di concentrazione di aerosol, e sono usate per derivare la distribuzione in taglia delle particelle, assumendo una distribuzione log-normale bimodale e/o unimodale.

Per calibrare l'OPC, vengono campionate delle particelle di aerosol monodisperse e il guadagno dello strumento viene regolato fino a quando la risposta dello strumento valutato è coerente con la risposta dello strumento teorico per la dimensione e l'indice di rifrazione delle particelle utilizzate. In genere lo strumento è calibrato utilizzando sfere in lattice di polistirene (PSL) di circa 0,5 micron di raggio, disponibili in commercio. Questo aerosol standard è stato utilizzato dal 1970. È sufficiente calibrare lo strumento per una sola dimensione delle particelle, e ottenere una curva di risposta teorica del contatore, che può essere validata successivamente utilizzando particelle mono-disperse di varie dimensioni e con diversi indici di rifrazione. Gli errori sulla dimensione risultano principalmente dalle variazioni nella risposta del fotomoltiplicatore ad un ingresso ottico costante. Le variazioni di intensità del fascio di luce e variazioni nella quantità di aerosol attraverso il fascio giocano un ruolo secondario. Le variazioni nella risposta dei tubi fotomoltiplicatori sono funzione dell'ampiezza

dell'impulso, e variano da circa il 40% per piccole dimensioni (0,15 micron), a circa il 20% a 0.3 micron e oltre. Questi errori portano a errori sulla dimensione delle particelle, che sono una funzione dell'indice di rifrazione, di circa il 10%, con punte di circa il 30% tra 0,35 e 0,7 micron in cui la curva di risposta è piatta.

A partire dal database delle misure OPC [Dreshler site], nel quale sono contenuti i dati acquisiti durante i lanci di pallone realizzati a McMurdo dal 1898 al 2010, e dal database NDACC di osservazioni del lidar ground-based descritto nel capitolo 5, operativo a McMurdo dal 2006 al 2010, è stata derivata una formula empirica che mette in relazione la SAD con il backscatter coefficient a 532nm. Per ogni giorno in cui era presente sia una misura OPC che una misura lidar, sono stati messi a confronto i coefficienti di backscatter derivati dai due strumenti. I profili di backscatter dell'OPC sono stati ottenuti a partire dai valori di raggio medio delle particelle, ottenuti direttamente dalle misure, e facendo delle assunzioni a priori sull'indice di rifrazione per i diversi tipi di aerosol: 1.31 per ICE, 1.47 per STS e 1.52 per NAT (Deshler et al.,2000).

In Figura 6.1 sono presentati, gli scatterplot con i coefficienti di backscatter a 532nm ottenuti dalle osservazioni lidar e i valori di SAD e VAD derivati dalle misure OPC, per le date riportate in Tabella 6.5. Si nota una buona correlazione tra i due parametri, e si possono distinguere le diverse popolazioni di PSC, che si raggruppano in cluster quasi disgiunti.



Figura 6.1 Scatterplot tra i valori di backscatter coefficient a 532nm derivato dalle osservazioni lidar, rispetto alla SAD (in alto) e VAD (in basso) derivate dalle misure OPC. In alto, per ogni grafico, i coefficienti a e b della retta di regressione e il coefficiente di Pearson associato. Il codice di colori distingue le diverse tipologie di PSC: in nero le STS, in blu le ICE, in rosso le NAT.

I parametri della funzione sono stati ottenuti attraverso una tecnica di regressione lineare, utilizzando i dati di circa 20 giorni di misure, riportati in Tabella 6.5:

 $SAD(z) = 10^{3.49} \cdot \beta(z)^{0.68} \left[\mu m^2 c m^{-3} K m \, sr\right]$

DATA	OPC Time	LIDAR time
94/08/23	10:19	11:00
94/09/05	10:34	11:30
94/09/12	06:29	08:30
94/09/16	13:55	14:30
95/08/22	01:55	01:00
95/08/26	06:43	05:00
95/08/29	14:24	14:35
95/09/02	10:34	10:00
96/08/23	10:05	09:40
97/08/22	07:41	08:40
98/09/15	02:53	02:20
99/07/14	22:48	23:00
99/08/02	23:02	22:45
99/08/21	03:22	05:15
99/08/28	02:38	02:40
99/08/30	01:12	02:00
99/09/07	20:24	21:10
99/09/16	01:55	01:25

Tabella 6.5 Elenco dei giorni in cui sono presenti osservazioni lidar e OPC, utilizzate per derivare la funzione che lega i parametri microfisici delle PSC ai parametri ottici.

6.3 Validazione modelli CCM tramite confronto con le osservazioni

Classificazione delle PSC a partire dai dati dei modelli

In analogia con la trattazione descritta nel Capitolo 5 per le osservazioni lidar, abbiamo ricavato l'estensione verticale dello spessore medio delle PSC, la frequenza di occorrenza in funzione della quota e della temperatura per i modelli CCMVAL-2 a partire dalla distribuzione spaziale di densità di superficie (SAD) per le PSC. Per fare ciò abbiamo applicato all'output del modello un operatore di osservazione semplificata, individuando, cioè, i punti griglia del modello all'interno di un box lat-lon che comprendesse il continente antartico, alle quote tra 13 e 28 Km, relative alla stratosfera, in cui un lidar o un OPC avrebbero osservato PSC di NAT o di tipo ICE. Adriani et al. (1995) hanno mostrato che il backscatter ratio ha una chiara correlazione con la SAD, e tale affermazione è stata confermata dal confronto tra le misure lidar e OPC descritta nel paragrafo precedente, ed è quindi possibile discriminare chiaramente tra NAT e nuvole di ghiaccio, identificate da una diversa gamma di superfici, utilizzando una soglia sulla SAD. Abbiamo perciò definito un campo di valori SAD per i diversi tipi PSC per ciascun modello. La SAD è, infatti, una variabile derivata e dipende dalle assunzioni sulle dimensioni medie delle particelle prescritte per ciascun modello.

Per poter risalire ad una distribuzione di PSC a partire dai valori di SAD, abbiamo implementato una routine per la classificazione delle PSC di tipo ICE o NAT in base ad un valore di soglia sulla SAD. Quando le due distribuzioni sono chiaramente separate (ad esempio nel caso di WACCM-CCMI), la classificazione della tipologia di PSC è univoca. Quando invece le curve di SAD si sovrappongono non è possibile definire un valore di soglia, per cui l'algoritmo classifica un punto come ICE quando la SAD per le ICE supera di almeno un fattore 3 la SAD per le NAT, secondo quanto suggerito dai risultati derivanti dagli esperimenti in-situ di Adriani et al. (1995).

La Figura 6.2 riporta gli istogrammi con i valori di SAD per le ICE e NAT per ogni modello, e la SAD derivata con la formula riportata nel paragrafo 6.2 a partire dai profili di backscatter ratio di CALIPSO, contenuti nel database PSC_MASK (confronta Capitolo 5). Osserviamo che per la maggior parte dei modelli, le NAT presentano superfici comprese tra 10^{-9} e 10^{-8} cm-1, tranne LMDZrepro che presenta delle SAD maggiori. L'ampiezza dell'intervallo di variabilità è in linea con le osservazioni, ma i valori modali sono posizionati su valori di SAD molto più bassi rispetto ai dati di Adriani et al, (2005) e CALIPSO (curva nera continua). Di contro, le frequenze di occorrenza risultano maggiori rispetto a quelle delle osservazioni CALIPSO.

I valori modali delle distribuzioni di ICE PSC per quasi tutti i modelli ricadono all'interno del range di variabilità delle SAD derivate dalle osservazioni di Adriani e di CALIPSO (curva nera tratteggiata), sebbene la loro variabilità si estenda a valori di SAD più bassi (fino a circa 10⁻⁹ per WACCM-CCMVal2). L'istogramma delle SAD per WACCM-CCMI è invece in buon accordo con le

osservazioni. In generale notiamo che sia per il ghiaccio che per le NAT, le SAD dei modelli sono più piccoli rispetto alle osservazioni di circa un ordine di grandezza, mentre l'ampiezza è, in media, vicina a quella delle osservazioni.



Figura 6.2 Istogrammi delle SAD per i vari modelli in confronto con le SAD derivate dalle osservazioni CALIPSO (curva nera) per le NAT (curva continua) e per le ICE (curva tratteggiata). In blu CAM3.5, in viola CCSRNIES, in rosso LMDZrepro, in arancione WACCM-CCMVAI2, in ocra WACCM-CCMI.). Le barre nere in alto a destra rappresentano l'intervallo di variabilità delle SAD per ICE (tratteggiata) e NAT (continua) ottenute delle osservazioni di Adriani (1995). In ordinata è riportata la frequenza di occorrenza della SAD normalizzata al numero totale di punti griglia per quanto riguarda i modelli, alle osservazioni totali per CALIPSO. In ascissa sono riportati i valori di SAD, in scala logaritmica.

Identificazione delle PSC a partire dai dati lidar CALIOP

Il confronto tra i valori di SAD fornite dai modelli e quelli ottenuti dai dati lidar serve come punto di partenza per il confronto tra le statistiche di distribuzione delle PSC che sono presentate nel seguito. È da notare però che, data la sovrapposizione molto marcata tra la distribuzione di SAD per le ICE e le NAT PSC, la discriminazione in base a questo parametro, per i dati provenienti da osservazioni, non rappresenta la tecnica migliore, in quanto si tiene conto solo dei valori di backscatter ratio, e non di quelli di depolarizzazione aerosolica, come invece avviene nella classificazione descritta in Pitts et al (2009), utilizzata per il confronto tra database osservazionali nel Capitolo 5. Nella trattazione che viene presentata di seguito le distribuzioni delle PSC per CALIOP sono derivate

dal prodotto PSC_MASK.

Distribuzione geografica delle PSC

Analizziamo la distribuzione spaziale media mensile delle PSC in base alle osservazioni CALIOP.

In Figura 6.3 (CALIOP) è riportata l'estensione verticale media mensile (in km) per le PSC di tipo ICE e NAT osservate da CALIPSO cumulando le osservazioni per gli anni 2006-2010.

La distribuzione delle PSC di ghiaccio ha una chiara distribuzione longitudinale non zonale con un massimo nel settore di longitudine [-90°,0°]. Ciò appare come una chiara indicazione che le onde di gravità di origine orografica svolgono un ruolo importante nella formazione di nubi di ghiaccio sul lato sottovento della catena transantartica (che attraversa il continente come un prolungamento ideale della Penisola Antartica). L'effetto è stato osservato da Noel et al. (2009) e da Alexander et al. (2011), basato sulla combinazione di dati CALIPSO e COSMIC GPS-RO. L'analisi di cui sopra è stata basata su un singolo set di dati invernali e sembra chiaro che la generazione di mountain-waves (onde di gravità di natura orografica) è una caratteristica normale che influenza la distribuzione PSC ghiaccio. Le PSC di tipo NAT hanno un massimo nel quadrante di longitudine [0°, -90°]. Hopfner et al. (2006) suggeriscono che le mountain-waves possano essere responsabili per la distribuzione non-zonale delle NAT, che sono state effettivamente osservate più vicino alla catena Transantartica.

Wang et al. (2008) hanno messo in evidenza che l'aumento di convezione a causa dell'orografia innescata a ridosso della catena Transantartica è legata ad una maggiore occorrenza di PSC. La distribuzione geografica del ghiaccio e delle NAT per i modelli è riportato in Figura 6.4 (CAM3.5), Figura 6.5 (CCSRNIES), Figura 6.6 (LMDZrepro), Figura 6.7 (WACCM-CCMval2) e Figura 6.8 (WACCM-CCMI). Tutti i modelli mostrano chiare differenze con le osservazioni.

Quasi tutti i modelli mostrano una distribuzione delle PSC non uniforme all'interno del vortice con un massimo nel settore nord con posizione variabile. Tra i modelli CCMVal-2, CCSRNIES è il modello che più si avvicina a CALIPSO, mentre la migliore rappresentazione della distribuzione geografica delle PSC è data da WACCM-CCMI. I modelli mostrano, in generale, uno spessore di PSC di gran lunga superiore a quanto osservato da CALIPSO. Le NAT appaiono come una cintura che circonda le nuvole di ghiaccio, predominanti nella parte interna del vortice. Questo a dimostrazione della forte dipendenza, nei modelli, della formazione delle PSC in funzione della temperatura prescritta, che agisce come un trigger per la generazione di condensato che porta ad una sovrastima della frazione di volume atmosferico contenente le PSC.



Figura 6.3 Distribuzione geografica delle PSC osservate da CALIOP al di sopra dell'Antartide. Le righe identificano la divresa tipologia di PSC (dall'alto :NAT,ICE). Le colonne identificano il mese dell'anno (da sinitra, Giugno,Luglio,Agosto, Settembre). I colori rappresentano lo spessore delle nubi, come indicato nella legenda in calce. Il valore in alto a destra di ogni mappa rappresenta la frazione di volume atmosferico contentente PSC rispetto al volume atmosferico totale tra 12 e 28Km.



Figura 6.4 Distribuzione geografica delle PSC ottenute a partire dagli output del modello CAM3.5 al di sopra dell'Antartide. Le righe identificano la divresa tipologia di PSC (dall'alto :NAT,ICE). Le colonne identificano il mese dell'anno (da sinitra, Giugno,Luglio,Agosto, Settembre). I colori rappresentano lo spessore delle nubi (dal nero, poco sottile, al blu verso il rosso e il giallo). Il valore in alto a destra di ogni mappa rappresenta la frazione di volume atmosferico contentente PSC. rispetto al volume atmosferico totale tra 12 e 28Km.



Figura 6.5 Distribuzione geografica delle PSC ottenute a partire dagli output del modello CCSRNIES al di sopra dell'Antartide. Le righe identificano la divresa tipologia di PSC (dall'alto :NAT,ICE). Le colonne identificano il mese dell'anno (da sinitra, Giugno,Luglio,Agosto, Settembre). I colori rappresentano lo spessore delle nubi (dal nero, poco sottile, al blu verso il rosso e il giallo). Il valore in alto a destra di ogni mappa rappresenta la frazione di volume atmosferico contentente PSC, rispetto al volume totale tra 12 e 28Km.



Figura 6.6 Distribuzione geografica delle PSC ottenute a partire dagli output del modello LMDZrepro al di sopra dell'Antartide. Le righe identificano la divresa tipologia di PSC (dall'alto :NAT,ICE). Le colonne identificano il mese dell'anno (da sinitra, Giugno,Luglio,Agosto, Settembre). I colori rappresentano lo spessore delle nubi (dal nero, poco sottile, al blu verso il rosso e il giallo). Il valore in alto a destra di ogni mappa rappresenta la frazione di volume atmosferico contentente PSC, rispetto al volume totale tra 12 e 28Km.



Figura 6.7 Distribuzione geografica delle PSC ottenute a partire dagli output del modello WACCM-CCMVal al di sopra dell'Antartide. Le righe identificano la divresa tipologia di PSC (dall'alto :NAT,ICE). Le colonne identificano il mese dell'anno (da sinitra, Giugno,Luglio,Agosto, Settembre). I colori rappresentano lo spessore delle nubi (dal nero, poco sottile, al blu verso il rosso e il giallo). Il valore in alto a destra di ogni mappa rappresenta la frazione di volume atmosferico contentente PSC, rispetto al volume totale tra 12 e 28Km.



Figura 6.8 Distribuzione geografica delle PSC ottenute a partire dagli output del modello WACCM-CCMI al di sopra dell'Antartide. Le righe identificano la divresa tipologia di PSC (dall'alto :NAT,ICE). Le colonne identificano il mese dell'anno (da sinitra, Giugno,Luglio,Agosto, Settembre). I colori rappresentano lo spessore delle nubi (dal nero, poco sottile, al blu verso il rosso e il giallo). Il valore in alto a destra di ogni mappa rappresenta la frazione di volume atmosferico contentente PSC, rispetto al volume totale tra 12 e 28Km.

Distribuzione verticale e in temperatura

Una stima della frazione dei diversi tipi PSC rispetto alla temperatura o alla quota è di aiuto nella valutazione di quanto sia realistico lo schema microfisico implementato in ciascun modello, poiché questa variabile è normalizzata al numero di osservazioni totali e, in linea di principio, indipendente da possibili distorsioni.

Le distribuzioni verticali delle frequenze di PSC per i modelli sono riportate in Figura 6.9, insieme ai dati CALIPSO, nell'intervallo di latitudine [-60°, -90°]. Come già visibile nella distribuzione geografica delle PSC, sono evidenti grandi differenze tra le distribuzioni verticali dei modelli rispetto alle osservazioni. Un gran numero di nuvole di ghiaccio sono presenti in WACCM, CAM3.5 e CCSRNIES mentre in LMDZrepro questo tipo PSC sembra essere marginale. Il modello WACCM-CCMI presenta una buona caratterizzazione in quota delle ICE PSC. A parte questo ultimo caso, va notato che le frequenze di occorrenza nei modelli sono almeno un ordine di grandezza superiore a quelle osservate da CALIPSO.

I modelli riproducono in modo ragionevole la variabilità stagionale, con una chiara discesa degli strati più spessi durante l'inverno polare. Questo trend è osservabile nei dati di CALIPSO, per i quali si mostra un massimo a circa 20 km di quota nel mese di luglio, con una discesa fino a 14 km di quota nel mese di settembre.

I modelli hanno in generale una maggiore capacità nel riprodurre le frequenze di NAT, ma con grandi differenze nel ciclo annuale e nella distribuzione verticale rispetto alle osservazioni. Il modello WACCM-CCMVal2 per esempio ha una bassa frazione di NAT in corrispondenza dei massimi di ICE PSC, che sono sovrastimate, essendo questo il tipo di PSC dominante nelle simulazioni. Anche i modelli dove dominano le NAT hanno evidenti difficoltà a riprodurre la variazione della quantità di PSC con un ciclo stagionale troppo breve, o una sovrastima di PSC nei mesi di agosto/settembre (LMDZrepro). Questo è meglio quantificato in Tabella 6.6, che riporta le frequenze integrate sulla verticale tra 13 e 25 Km. I modelli hanno in generale una tendenza a sovrastimare l'occorrenza di PSC nel mese di giugno rispetto ai dati, come indicato anche nella relazione CCMVAL (2010), dove sono mostrati valori importanti di SAD già da maggio, con un massimo sul picco di SAD nel mese di giugno. Per evitare una sottostima della frazione calcolate e riportate in Tabella 6.6 (le PSC del modello sono suddivisi in soli due tipi), la classificazione delle NAT di CALIPSO comprende sia le NAT mixtures (Mix1 e Mix2) che le Mix-ENH, partendo dal presupposto che le Mix-ENH possano essere associate a nubi NAT. Si noti che, anche considerando Mix-ENH insieme alle nuvole di ghiaccio, questo non sarebbe sufficiente a spiegare le differenze osservate, in quanto anche aggiungendole alle frazioni CALIPSO, esse risulterebbero ancora meno della metà di quelle di WACCM-CCMVal2 e CAM3.5.

In Figura 6.10 è riportata la dipendenza della comparsa delle PSC dalla temperatura, sia per i modelli, i cui dati di temperatura sono stati presi dal database NCEP, che per le osservazioni globali di CALIPSO, i cui dati di temperatura sono stati presi dal database GEOS [Rienecker et al. 2008]. Innanzitutto osserviamo una grande differenza tra i modelli nella distribuzione della temperatura e che le differenze tra i massimi di temperatura arrivano a 5-10K per WACCM-CCMVal2, con un bias freddo generale dei modelli rispetto alla temperatura GEOS riportata per le osservazioni CALIPSO. Le distribuzioni sono molto più ampie rispetto all'analisi GEOS con CCSRNIES, mentre le distribuzioni di temperatura per WACCM-CCMVal2 e CAM3.5 sono molto vicine a quelle derivate dalle osservazioni. Il modello WACC-CCMI presenta invece un bias caldo nella distribuzione della temperatura, a causa della parametrizzazione delle onde di gravità che hanno l'effetto di riscaldare la stratosfera. È chiaramente visibile la temperatura di innesco della formazione di ICE PSC a scapito delle NAT a $T - T_{nat} = -5K$.

CALIPSO vede un progressivo aumento della frazione di PSC al diminuire della temperatura e un aumento di ICE PSC per $T - T_{nat} < -5$, valore prossimo alla temperatura di formazione del ghiaccio.

La frazione totale aumenta costantemente, passando da bassi valori di $T - T_{nat}$, fino a raggiungere l'80% per $T - T_{nat} = -12$.

In generale, tutti i modelli, eccetto LMDZrepro, mostrano un maggiore aumento della frazione alle basse temperature rispetto a CALIPSO, ma con una diversa ripartizione tra NAT e ghiaccio, con LMDZrepro che presenta un irrealisticamente basso contenuto di ghiaccio e una predominanza di NAT alle basse temperature.

Il bias negativo di temperatura ha un chiaro impatto sulla formazione di PSC di ghiaccio la cui frazione aumenta sia per le temperature più fredde, sia per un meccanismo chimico e microfisico di formazione più efficiente via via che le temperature decrescono.

122



Figura 6.9 Distribuzione verticale delle PSC. A partire dalla riga in alto sono rappresentate le frequenze di occorrenza di PSC osservate da CALIOP, e, nelle righe successive, le frequenze di occorrenza di PSC derivate dai dati dei modelli: CAM3.5, CCSRNIES, LMDZrepro, WACCM CCMVal2, WACCM CCMI (indicato come W2CCM). Il codice di colori rappresenta la diversa tipologia di PSC: blu ICE, arancione NAT, viola MIX-ENH, rosso STS. Ogni colonna rappresenta un mese, da sinistra: Giugno, Luglio, Agosto e Settembre. Per CALIOP sono riportate le distribuzioni in quota di tutti i tipi di PSC osservate.



Figura 6.10 Distribuzione in temperatura delle PSC. Dall'alto, da sinistra verso destra, i database CALIOP, CAM3.5, CCSRNIES, LMDZrepro, WACCM CCMIVal-2, WACCM CCMI (indicato come W2CCM). Le curve tratteggiate rappresentano le distribuzioni in temperatura osservate da CALIOP, riportate nei grafici dei modelli per un confronto visivo diretto. Il codice di colori definisce le diverse tipologie di PSC: arancione per le NAT, blu per le ICE, viola per le MIX-ENH, rosso per le STS e ocra per la distribuzione in temperatura di tutte le osservazioni. Per CALIOP sono riportate le distribuzioni in temperatura per tutte le tipologie di PSC osservate.

% of PSC	NAT Mixtures			ICE				
	Jun	July	Aug	Sep	Jun	July	Aug	Sep
CALIOP	5	10.5	10.8	3.35	1.8	3.5	2.1	0.6
CAM3.5	29.5	25.0	19.9	9.1	27.7	32.5	16.7	2.5
CCSRNIES	24.7	39.2	35.8	18.8	3.7	17.3	20.7	12.9
LMDZrepro	30.2	53.2	50.7	34.7	0.2	1.2	1.9	0.3
WACCM CCMVal	26.6	23.0	21.3	13.8	38.8	43.5	24.9	9.3
WACCM CCMI	10.2	14.5	10.7	5.6	6.7	22.1	18.6	6.5

Tabella 6.6 Frequenze totali delle PSC nel range di quote tra 13 e 25Km, per NAT e ICE PSC per i mesi di Giugno, Luglio, Agosto e Settembre ottenute dalle osservazioni CALIOP e dai modelli.

6.4 Considerazioni finali

Le osservazioni CALIPSO indicano una grande variabilità longitudinale della formazione di PSC in atmosfera polare e le osservazioni dalla superficie sono quindi rappresentative della diversa distribuzione geografica delle PSC. Un confronto puntuale è difficile a causa della "sparseness" dei database, soprattutto per le osservazioni sopra McMurdo, situato ai bordi del vortice polari, nel quale la frequenza di PSC non è uniforme durante la stagione, e alle differenze intrinseche nella distribuzione spaziale tra modelli e osservazioni. Per questo è importante l'uso di diagnostiche che siano indipendenti dalla copertura strumentale. Il sito di McMurdo è dominato da PSC di tipo NAT, caratteristica comune della parte orientale del vortice polare, mentre si ha una maggiore presenza di nubi di ghiaccio o di NAT-Mixtures ad alta concentrazione sopra il sito di Dome Concordia, ben all'interno del vortice polare. L'utilizzo di strumenti da satellite per la validazione dei dati dei modelli ha mostrato l'incapacità da parte dei modelli di riprodurre la distribuzione zonale delle PSC all'interno del vortice polare. La validazione dei dati del modello è però una attività necessaria, dal momento che non è stata inclusa in CCMVal-2. Le densità di SAD stimate dai modelli sono differenti rispetto a quanto derivato dalle osservazioni lidar e OPC, a causa delle assunzioni sulla stima delle dimensioni delle particelle che portano ad una sovrastima della quantità di nubi di ghiaccio e NAT in tutti i modelli, sottostimandone al contempo le SAD, cioè i modelli producono troppe PSC, composte da particelle, in media, troppo piccole.

I dati dei modelli sono stati valutati utilizzando le stesse diagnostiche che possono essere derivate dalle osservazioni dei parametri ottici ottenibili da lidar, mostrando grandi differenze. Queste differenze possono essere spiegate dalla forte dipendenza dei modelli dalle temperature prescritte per la formazione delle PSC, che porta a dei bias negativi su 3 modelli su 5, e nello stesso schema microfisico. Due modelli mostrano un eccesso di NAT rispetto alle ICE PSC, mentre altri due mostrano una dominanza di ICE non confermata dalle osservazioni. Praticamente tutti i modelli mostrano uno schema di formazione delle PSC troppo efficiente non appena la temperatura scende al di sotto di T_{nat} . Il prodotto PSC_MASK di CALIOP fornisce un database molto vasto per la caratterizzazione delle PSC su scala globale, e l'uso delle diagnostiche presentate fornisce un indicatore sui punti deboli delle simulazioni dei modelli.

La distribuzione geografica sui volumi di PSC differisce dalle osservazioni oltre ogni livello di incertezza. La mancata caratterizzazione delle PSC può avere un grosso impatto sulla stima delle concentrazioni di ozono e sulla determinazione del bilancio radiativo della stratosfera polare.

La temperatura rappresenta la maggiore forzante per la formazione delle PSC, per cui le incertezze che portano ad avere un bias negativo sono alla base della discrepanza tra i modelli e le osservazioni. Indipendentemente dal bias, negativo o positivo, riscontrato nella distribuzione in temperatura delle

PSC dagli output dei modelli, la tendenza è quella di formare in maniera troppo efficiente le PSC, specialmente le nubi di ghiaccio, la cui formazione è maggiormente legata al valore di temperatura, piuttosto che alla storia termica delle masse d'aria.

I modelli, in genere, non riescono a riprodurre la non zonalità della formazione delle PSC, tendendo a distribuirle in maniera omogenea su tutta la regione antartica a causa della mancanza di un corretto schema di dinamica che tenga sufficientemente conto dell'orografia.

7 Conclusioni

In questo lavoro mi sono occupato della caratterizzazione delle Polar Stratospheric Clouds (PSC) al di sopra del continente antartico, sia in termini di caratteristiche fisiche, sia di frequenza di occorrenza, sia di distribuzione geografica.

Dapprima è stato illustrato un sistema lidar nelle sue caratteristiche generali, installato presso la stazione italo-francese Concordia a DomeC, sul plateau antartico, all'interno del vortice polare. Di tale lidar sono state presentate le serie temporali di backscatter ratio e depolarizzazione aerosolica ottenute durante le campagne di misura negli inverni 2014, 2015 e 2016, alle quali ho partecipato attivamente, curando l'installazione del sistema, ed effettuando le misure di test atte a caratterizzarne le costanti strumentali. Quindi è stato svolto il confronto tra le climatologie di PSC ottenute da osservazioni lidar ground-based, presso la stazione americana McMurdo per gli anni dal 2006 al 2010, e presso Concordia per gli anni 2014, 2015 e 2016, e il database osservativo di CALIOP, un lidar installato a bordo del satellite CALIPSO. Abbiamo classificato le PSC applicando un algoritmo creato ad hoc per i dati ground-based, e lo abbiamo confrontato dapprima con la classificazione nativa di CALIOP (prodotto PSC_MASK), e poi con la classificazione ottenuta applicando il nostro algoritmo ai dati ottici di CALIOP. È stato evidenziato come la discrepanza tra le classificazioni sia dovuta maggiormente ai differenti algoritmi di classificazione/rivelazione delle PSC, piuttosto che alle osservazioni. In seguito a questo lavoro è stata avviata, nel mese di settembre 2016, da parte dei responsabili del database NASA, una revisione dell'algoritmo di classificazione, che porterà ad una nuova definizione della PSC_MASK CALIOP. I risultati preliminari, valutati con il team LARC della NASA, hanno mostrato una migliore omogeneità tra le classificazioni dei due strumenti [comunicazione personale]. I dati rielaborati con la nuova classificazione non sono stati presentati in questo lavoro perché ancora in fase di elaborazione. Abbiamo poi, in maniera originale, derivato le caratteristiche microfisiche delle PSC (Surface Area Density) a partire dai profili di parametri ottici (backscatter ratio). I parametri della funzione che lega queste due quantità sono stati calcolati tramite un algoritmo di regressione lineare applicato ai dati di backscatter ratio (misurati dal lidar) e di distribuzione dimensionale delle particelle (misurate da un Optical Particle Counter). Tale funzione è stata applicata ai dati lidar di CALIOP ed è stato presentato un confronto tra le SAD osservate e le SAD simulate da modelli numerici (Chemistry Climate Models, CCMs), e l'analisi ha messo in risalto come i modelli sottostimino le SAD delle PSC rispetto alle osservazioni, a causa delle assunzioni poco accurate sulla distribuzione in taglia delle particelle che compongono le PSC. Analizzando la statistica di osservazione di PSC rispetto alla quota e alla temperatura, abbiamo poi mostrato come i modelli sovrastimino l'occorrenza di tali nubi, a causa di schemi microfisici parametrizzati dalla sola temperatura locale che producono più eventi di PSC dell'osservato; tuttavia tali eventi hanno SAD

generalmente minori di quelle osservate. L'analisi sulla distribuzione geografica delle PSC ha poi messo in risalto come i modelli in cui la parametrizzazione della dinamica stratosferica non è completa non riescano a riprodurre la non-zonalità delle PSC al di sopra del continente antartico. Il presente lavoro ha portato alla stesura di 3 articoli scientifici, attualmente in fase di scrittura:

- PSC observations at DomeC with the new lidar observatory 2014-2016. Autori: M.Snels, M.
 De Muro, F.Cairo.
- Comparison of ground-based lidar and satellite based lidar data over McMurdo station 2006-2010 and validation/evaluation of Coupled Chemistry Models. Autori: F.Fierli, M. De Muro, F.Cairo, C. Cagnazzo, M.Snels, M.J.Pitts.
- Comparison of coincident ground based lidar and balloon borne OPC observations of PSC over McMurdo. Autori: M. Snels, M. De Muro, F. Cairo, M. Bracaglia, T. Deshler.

Desidero ringraziare il gruppo di ricerca con il quale ho collaborato in questi anni, composto dal Dr. Francesco Cairo, Dr. Marcel Snels, Sig. Maurizio Viterbini, Dr. Luca Di Liberto, Dr. Federico Fierli, Dr. Chiara Cagnazzo, Dr. Guido Di Donfrancesco, Dr. Silvia Bucci, Dr. Gloria Rea, Dr. Daniele Galuzzo e Dr. Federico Serva dell'Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima del CNR di Tor Vergata. Il Prof. Marco Cacciani per la disponibilità mostrata in questi mesi di tesi. Un ringraziamento particolare va al personale dell'Unità Tecnica Antartica dell'ENEA per il supporto e l'amicizia mostrata durante le spedizioni alle quali ho preso parte e al PNRA per avermi permesso di esplorare mondi altrimenti impossibili da raggiungere.

A Viviana, per avermi accompagnato in questa avventura.

Appendice A: Fotomoltiplicatori

I sensori utilizzati per la rivelazione della luce retrodiffusa, per le lunghezze d'onda di interesse in questo lavoro, sono sostanzialmente due. Parleremo di fotomoltiplicatori per la radiazione a 532 nm, e di APD (Avalanche Photo Diode) per la radiazione a 1064 nm. In Figura A.1 è presentato uno schema esplicativo del funzionamento di un fotomoltiplicatore. In Figura A.2 sono riportate le curve di sensibilità dei fotomoltiplicatori HAMAMTZU della serie H5783P e H6780-20. La sigla P sta ad indicare che questi sensori sono particolarmente adatti per la rivelazione in fotoconteggio. Questi sensori hanno una curva di guadagno rispetto alla tensione di pilotaggio maggiore rispetto alle altre serie. Un singolo fotone produce, cioè, una corrente più facilmente rivelabile. La serie -20 ha invece un'alta sensitività catodica alla radiazione, che è direttamente proporzionale all'efficienza quantica, per cui il numero di elettroni prodotti per singolo fotone incidente è maggiore che nelle altre serie. La serie P è ideale per rivelare ad esempio il debole segnale Raman dell'azoto o la componente retrodiffusa depolarizzata. Dalle figure A.2 e A.3 è possibile notare come l'efficienza dei sensori a 1064 nm sia molto bassa per l'APD (il cui elemento attivo è il silicio) e praticamente nulla per i fotomoltiplicatori (elemento attivo costituito da più metalli alcalini). Altri sensori, con elementi attivi come l'InGaAs ad esempio, sono molto più sensibili a queste lunghezze d'onda, ma non sono abbastanza veloci per poter essere utilizzati con la tecnica del fotoconteggio. L'APD permette di rivelare il segnale in sola modalità di fotoconteggio. Un singolo fotone produce infatti una reazione a valanga (da cui il nome APD) che genera un picco di corrente molto elevato e facilmente rivelabile con un comparatore a soglia. I sensori utilizzati sono stati scelti per le loro ottime caratteristiche per la rivelazione del segnale in fotoconteggio, quali l'alta efficienza quantica, la bassa corrente di buio, la velocità della risposta al singolo impulso e l'elevata dinamica, caratteristica quest'ultima molto importante perché il segnale lidar ha una dinamica di circa 6 ordini di grandezza (dal singolo fotone alle decine di MHz in regime di forte illuminazione).



Figura A.1 Schema di funzionamento di un fotomoltiplicatore. Un fotone che incide sul catodo produce, con una probabilità determinata dall'efficienza quantica del sensore, un elettrone, il quale viene amplificato in diversi stadi (dinodi), fino a produrre una corrente anodica che viene inviata all'elettronica di acquisizione.



Figura A.2 Guadagno dei PMT in funzione della tensione di controllo (pannello a sinistra). Sensitività catodica dei PMT per il modello H5783 (al centro) e per il modello H6780-20 (a destra).







I sensori per la rivelazione di fotoni, in generale, generano una corrente in uscita proporzionale al numero di fotoni incidenti sull'catodo. La modalità con cui viene poi interpretata l'uscita del sensore determina la modalità di acquisizione del dato. Di seguito sono presentate le modalità con cui l'eco lidar può essere acquisito:



Figura B.1 Indicazione dello spettro di retrodiffusione. Sono visibili lo spettro Rayleigh, composto dalla riga di Cabannes e dalle righe dello spettro Raman rotazionale, la Q-branch dello spettro Raman vibrazionale dell'azoto, composta da una riga centrale contornata da uno spettro rotazionale. In ascissa la lunghezza d'onda centrale è quella relativa allo spettro elastico Rayleigh, a 354.7nm per laser nell'UV, a 532nm per laser nel visibile.

In Figura B.1 è rappresentato lo spettro di retrodiffusione lidar, contenente lo spettro elastico (nella prossimità della lunghezza d'onda del laser) Rayleigh, e lo spettro vibrazionale anelastico Raman dell'azoto. Lo spettro elastico è costituito da una riga centrale, detta riga di Cabannes, che rappresenta l'effettiva componente elastica di retrodiffusione. L'allargamento dello spettro dovuto ai moti rotazionali delle molecole che si distribuiscono nella prossimità della riga di Cabannes viene solitamente, per le comuni applicazioni lidar, associato allo spettro elastico, e il suo contributo viene espresso in termini di depolarizzazione. Per questo motivo il valore di depolarizzazione molecolare δ_m varia in funzione delle dimensioni del filtro interferenziale utilizzato. Lo spettro Raman vibrazionale dell'azoto si trova sufficientemente distante per cui non ricade all'interno della banda del filtro interferenziale utilizzato per la misura del backscatter elastico. Per poterlo misurare bisogna prevedere un canale di rivelazione apposito, con filtraggio molto stretto data la bassa sezione d'urto associata a questa componente di backscatter.

Appendice C: Vettori di Stokes e Matrici di Mueller

Parametri di Stokes

Per i problemi di diffusione è utile scrivere la luce polarizzata in funzione dei parametri di Stokes., così definiti:

$$I = E_{\parallel} E_{\parallel}^* + E_{\perp} E_{\perp}^* \tag{C.1}$$

$$Q = E_{\parallel} E_{\parallel}^* - E_{\perp} E_{\perp}^* \tag{C.2}$$

$$U = -E_{\parallel}E_{\perp}^* - E_{\perp}E_{\parallel}^* \tag{C.3}$$

$$V = i \left(E_{\perp} E_{\parallel}^* - E_{\parallel} E_{\perp}^* \right) \tag{C.4}$$

Dove i pedici $\perp e \parallel$ rappresentano la componente perpendicolare e parallela ad un dato piano di riferimento e l'asterisco rappresenta il complesso coniugato della grandezza cui è applicato.



Figura C.1 Esempi di polarizzazione lineare, circolare ed ellittica associati ad un'onda elettromagnetica. Sono rappresentate su piani ortogonali rispetto alla direzione di propagazione dell'onda le due componenti del campo elettromagnetico (in viola e in celeste), e la somma vettoriale dei due campi (in blu) per le tre polarizzazioni.

In Figura C.1 sono raffigurati tre esempi di stato di polarizzazione di un'onda elettromagnetica su un piano ortogonale alla direzione di propagazione dell'onda. I vettori di Stokes, normalizzati rispetto all'intensità dell'onda I, associati a questi stati di polarizzazione sono:

 $\begin{pmatrix} 1\\ \pm 1\\ 0\\ 0 \end{pmatrix}$ per l'onda polarizzata linearmente (1 per polarizzazione lineare a orizzontale, -1 per

polarizzazione lineare verticale).

 $\begin{pmatrix} 1\\0\\a\\0 \end{pmatrix}$ per l'onda polarizzata linearmente, dove il parametro *a* definisce l'angolo di polarizzazione

rispetto ai riferimenti cartesiani (a = 1 per polarizzazione lineare a 45°, a = -1 per polarizzazione lineare a -45°).

$$\begin{pmatrix} 1\\0\\0\\b \end{pmatrix}$$
 per un'onda polarizzata circolarmente, con $b = 1$ per una polarizzazione destrorsa, $b = -1$ per

polarizzazione sinistrorsa.

 $\begin{pmatrix} 1 \\ c \\ d \\ e \end{pmatrix}$ per la polarizzazione ellittica, con i parametri *c*, *d* ed *e*, diversi da zero, che definiscono il grado

di ellitticità della polarizzazione.

In tutti e tre i casi elencati, se i parametri *a*, *b*, *c*, *d* ed *e* sono nulli, l'onda si dice non polarizzata. Definiamo i vettori di Stokes per rappresentare il segnale sui piani polarizzato e non polarizzata:

$$\vec{S}_{pol} = \begin{pmatrix} 1\\1\\0\\0 \end{pmatrix} \tag{C.5}$$

Mentre una luce non polarizzata (come la luce del Sole) ha un vettore di Stokes

$$\vec{S}_{unpol} = \begin{pmatrix} 1\\0\\0\\0 \end{pmatrix} \tag{C.6}$$

La matrice di Mueller che descrive il backscattering da parte di un volume di particelle sferiche è, a meno dell'intensità, rappresentata dal coefficiente di retrodiffusione volumetrica, [Gimmestad et al,2008]

$$M_{atm} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & -1 \end{bmatrix}$$
(C.7)

Mishenko et al (1996) e Mishenko et al (2000) hanno derivato una matrice di Mueller per descrivere il processo di diffusione da parte di diffusori atmosferici parzialmente depolarizzanti e orientati in maniera casuale

$$F = \begin{bmatrix} a_1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & a_2 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -a_2 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & a_1 - 2a_2 \end{bmatrix}$$
(C.8)

Più spesso si preferisce dare questa matrice in forma normalizzata, in funzione del parametro d

$$M_{atm} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1-d & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1+d & 0 \\ 0 & 0 & 0 & -1+2d \end{bmatrix}$$
(C.9)

Dove d rappresenta la "tendenza del volume diffondente a depolarizzare la radiazione incidente". Entriamo ora nel merito di un lidar a diversità di polarizzazione, in cui la luce retrodiffusa viene inviata nei canali parallelo e perpendicolare attraverso un polarizing beam-splitter cube, che può essere modellato come un unico sistema composto da due polarizzatori piani ideali posti ortogonalmente tra loro

Dove il cambio di segno per il canale perpendicolare deriva dall'equazione

$$\boldsymbol{M}_{\perp} = \boldsymbol{R}(\boldsymbol{\varphi})\boldsymbol{M}_{\parallel}\boldsymbol{R}^{-1}(\boldsymbol{\varphi}) \tag{C.12}$$

con un angolo $\varphi = 90^{\circ}$.

La matrice $R(\varphi)$ descrive la rotazione delle componenti x e y di un angolo φ

$$R(\varphi) = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \cos\varphi & \sin\varphi & 0 \\ 0 & -\sin\varphi & \cos\varphi & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$$
(C.13)

Le intensità ricevute sui canali parallelo e perpendicolare sono date da

$$\vec{S}_{\parallel} = \frac{1}{2} M_{\parallel} M_{atm} \vec{S}_{pol}$$

$$0 \qquad 0 \qquad 0 \qquad 1 \ \begin{pmatrix} 1 - \frac{d}{2} \\ 1 \end{pmatrix}$$

1

Possiamo scomporre le intensità ricevute nel seguente modo

$$\vec{S}_{\parallel} = (1-d) \begin{pmatrix} 1\\1\\0\\0 \end{pmatrix} + \frac{d}{2} \begin{pmatrix} 1\\1\\0\\0 \end{pmatrix} = I_{pol} + \frac{1}{2} I_{unpol}$$
(C.16)

$$\vec{S}_{\perp} = \frac{d}{2} \begin{pmatrix} 1 \\ -1 \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix} = \frac{1}{2} I_{unpol}$$
(C.17)

Dalla definizione di δ

$$\delta = \frac{\vec{S}_{\perp}}{\vec{S}_{\parallel}} = \frac{\frac{1}{2}I_{unpol}}{I_{pol} + \frac{1}{2}I_{unpol}} = \frac{\frac{1}{2}d}{1 + \frac{1}{2}d} = \frac{d}{2 + d}$$
(C.18)

Si ottiene

$$d = \frac{2\delta}{1-\delta} \tag{C.19}$$

Le formule (C.16) e (C.17) per i canali di ricezione sono relative al caso ideale. Nel caso reale bisogna tenere conto degli effetti di non perfetto allineamento dell'asse di polarizzazione del trasmettitore rispetto a quello del ricevitore e delle non idealità delle ottiche di ricezione (filtri, cubi polarizzatori etc.), che introducono un effetto di cross-talk sui canali, per cui una parte della componente polarizzata viene a sovrapporsi all'eco cross-polarizzato (è vero anche il viceversa, ma date le intensità dei segnali sui due canali, solo il primo caso è rilevante ai fini della bontà della misura).

Ricaviamo le matrici $M_{\parallel} e M_{\perp}$ a partire dalle formule di un diattenuatore lineare reale. Indicheremo con la matrice $M_{\parallel}(\varphi)$ la matrice di Mueller relativa ad un Linear Horizontal Polarizer (LHP), posto ad un angolo φ rispetto all'asse di polarizzazione del sistema di ricezione:

Siano

$K_1 = Trasmittività LHP lungo l'asse x$

Il parametro che tiene conto dell'efficienza di trasmissione del cubo polarizzatore per la componente polarizzata (idealmente $K_1 = 1$)

$K_2 = Trasmittività LHP lungo l'asse y$

Il parametro che tiene conto dell'efficienza di trasmissione del cubo polarizzatore pe la componente cross-polarizzata (idealmente $K_2 = 0$).

Nel caso reale K_2 sarà diverso da zero, con $K_1 + K_2 = 1$

$$M_{p}(\varphi) = \begin{pmatrix} K_{1} + K_{2} & (K_{1} - K_{2})\cos2\varphi & (K_{1} - K_{2})\sin2\varphi & 0\\ (K_{1} - K_{2})\cos2\varphi & (K_{1} + K_{2})\cos^{2}2\varphi + 2\sqrt{K_{1}K_{2}}\sin^{2}2\varphi & ((K_{1} + K_{2}) - 2\sqrt{K_{1}K_{2}})\cos2\varphi\sin2\varphi & 0\\ (K_{1} - K_{2})\sin2\varphi & ((K_{1} + K_{2}) - 2\sqrt{K_{1}K_{2}})\cos2\varphi\sin2\varphi & (K_{1} + K_{2})\sin^{2}2\varphi + 2\sqrt{K_{1}K_{2}}\cos^{2}2\varphi & 0\\ 0 & 0 & 0 & 2\sqrt{K_{1}K_{2}} \end{pmatrix}$$
(C.20)

Definiamo la matrice di Mueller $M_{\perp}(\varphi)$ relativa ad un Linear Vertical Polarizer, posto ad un angolo γ rispetto all'asse di polarizzazione del sistema di ricezione, con

 $K_3 = Trasmittività LVP lungo l'asse x$

Il parametro che tiene conto dell'efficienza in riflessione del cubo polarizzatore per la componente cross-polarizzata (idealmente $K_3 = 1$).

 $K_4 = Trasmittività LVP lungo l'asse y$

Il parametro che tiene conto dell'efficienza in riflessione del cubo polarizzatore per la componente polarizzata (idealmente $K_4 = 0$).

$$\gamma = 90 + \varphi$$

Nel caso reale K_4 sarà diverso da zero, con $K_3 + K_4 = 1$

$$M_{s}(\varphi) = \begin{pmatrix} K_{3} + K_{4} & (K_{3} - K_{4})cos2\gamma & (K_{3} - K_{4})sin2\gamma & 0\\ (K_{3} - K_{4})cos2\gamma & (K_{3} + K_{4})cos^{2}2\gamma + 2\sqrt{K_{3}K_{4}}sin^{2}2\gamma & ((K_{3} + K_{4}) - 2\sqrt{K_{3}K_{4}})cos2\gamma sin2\gamma & 0\\ (K_{3} - K_{4})sin2\gamma & ((K_{3} + K_{4}) - 2\sqrt{K_{3}K_{4}})cos2\gamma sin2\gamma & (K_{3} + K_{4})sin^{2}2\gamma + 2\sqrt{K_{3}K_{4}}cos^{2}2\gamma & 0\\ 0 & 0 & 0 & 2\sqrt{K_{3}K_{4}} \end{pmatrix}$$
(C.21)

Riferimenti Bibliografici

Abe-Ouchi, A., Nozawa, T., Emori, S., Numaguti, A., Tsushima, Y., Takemura, T., Nakajima, T., ... & Kimoto, M. (2001). Projections of future climate change in the 21st century simulated by the CCSR/NIES CGCM under the IPCC SRES scenarios. *Present and Future of Modelling Global Environmental Change–Toward Integrated Modelling*.

Achtert, P., Khosrawi, F., Blum, U., & Fricke, K. H. (2011). Investigation of polar stratospheric clouds in January 2008 by means of ground-based and spaceborne lidar measurements and microphysical box model simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *116*(D7).

Achtert, P., & Tesche, M. (2014). Assessing lidar-based classification schemes for polar stratospheric clouds based on 16 years of measurements at Esrange, Sweden. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *119*(3), 1386-1405.

Adriani, A., Deshler, T., Gobbi, G. P., Johnson, B. J., & Di Donfrancesco, G. (1992). Polar stratospheric clouds over McMurdo, Antarctica, during the 1991 spring: Lidar and particle counter measurements. *Geophysical research letters*, *19*(17), 1755-1758.
Adriani, A., Deshler, T., Donfrancesco, G. D., & Gobbi, G. P. (1995). Polar stratospheric clouds and volcanic aerosol during spring 1992 over McMurdo Station, Antarctica: Lidar and particle counter comparisons. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *100*(D12), 25877-25897.

Adriani, A., Massoli, P., Di Donfrancesco, G., Cairo, F., Moriconi, M. L., & Snels, M. (2004). Climatology of polar stratospheric clouds based on lidar observations from 1993 to 2001 over McMurdo Station, Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *109*(D24).

Alexander, S. P., Klekociuk, A. R., Pitts, M. C., McDonald, A. J., & Arevalo-Torres, A. (2011). The effect of orographic gravity waves on Antarctic polar stratospheric cloud occurrence and composition. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *116*(D6).

Akiyoshi, H., Sugita, T., Kanzawa, H., & Kawamoto, N. (2004). Ozone perturbations in the Arctic summer lower stratosphere as a reflection of NOx chemistry and planetary scale wave activity. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *109*(D3).

Akiyoshi, H., Zhou, L. B., Yamashita, Y., Sakamoto, K., Yoshiki, M., Nagashima, T., ... & Imamura, T. (2009). A CCM simulation of the breakup of the Antarctic polar vortex in the years 1980–2004 under the CCMVal scenarios. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *114*(D3).

Anderson, J. G., Brune, W. H., & Proffitt, M. H. (1989). Ozone destruction by chlorine radicals within the Antarctic vortex: The spatial and temporal evolution of ClO-O3 anticorrelation based on in situ ER-2 data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *94*(D9), 11465-11479.

Baldwin, M. P., & Holton, J. R. (1988). Climatology of the stratospheric polar vortex and planetary wave breaking. *Journal of the atmospheric sciences*, *45*(7), 1123-1142.

Barnaba, F., & Gobbi, G. P. (2001). Lidar estimation of tropospheric aerosol extinction, surface area and volume: Maritime and desert-dust cases. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *106*(D3), 3005-3018.

Behrendt, A., & Nakamura, T. (2002). Calculation of the calibration constant of polarization lidar and its dependency on atmospheric temperature. *Optics express*, *10*(16), 805-817.

Bissonnette, L. R. (1986). Sensitivity analysis of lidar inversion algorithms. *Applied optics*, 25(13), 2122-2125.

Bowman, K. P. (1993). Large-scale isentropic mixing properties of the Antarctic polar vortex from analyzed winds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 98(D12), 23013-23027.

Bravo-Aranda, J. A., Belegante, L., Freudenthaler, V., Alados-Arboledas, L., Nicolae, D., Granados-Muñoz, M. J., ... & Pappalardo, G. (2016). Assessment of lidar depolarization uncertainty by means of a polarimetric lidar simulator. *Atmospheric Measurement Techniques*, *9*(10), 4935. Brewer, A. W. (1949). Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 75(326), 351-363.

Browell, E. V., Butler, C. F., Ismail, S., Robinette, P. A., Carter, A. F., Higdon, N. S., ... & Tuck, A.F. (1990). Airborne lidar observations in the wintertime Arctic stratosphere: Polar stratospheric clouds. *Geophysical Research Letters*, 17(4), 385-388.

Cacciani, M., Fiocco, G., Colagrande, P., Di Girolamo, P., Di Sarra, A., & Fua, D. (1997), Lidar observations of polar stratospheric clouds at the South Pole: 1. Stratospheric unperturbed conditions, 1990. *J. Geophys. Res*, *102*, 12-937.

Cacciani, M., Colagrande, P., Di Sarra, A., Fuà, D., Di Girolamo, P., & Fiocco, G. (1997). Lidar observations of polar stratospheric clouds at the South Pole 2. Stratospheric perturbed conditions, 1992 and 1993. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-ALL SERIES-*, *102*, 12-945.

Cadle, R. D., Kiang, C. S., & Louis, J. F. (1976). The global scale dispersion of the eruption clouds from major volcanic eruptions. *Journal of Geophysical Research*, *81*(18), 3125-3132.

Cairo, F., Congeduti, F., Poli, M., Centurioni, S., & Di Donfrancesco, G. (1996). A survey of the signal-induced noise in photomultiplier detection of wide dynamics luminous signals. *Review of scientific instruments*, 67(9), 3274-3280.

Cairo, F., Di Donfrancesco, G., Adriani, A., Pulvirenti, L., & Fierli, F. (1999). Comparison of various linear depolarization parameters measured by lidar. *Applied Optics*, *38*(21), 4425-4432.

Campbell, J. R., & Sassen, K. (2008). Polar stratospheric clouds at the South Pole from 5 years of continuous lidar data: Macrophysical, optical, and thermodynamic properties. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *113*(D20).

Carslaw, K. S., Peter, T., Bacmeister, J. T., & Eckermann, S. D. (1999). Widespread solid particle formation by mountain waves in the Arctic stratosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *104*(D1), 1827-1836.

Cicerone, R. J., Stolarski, R. S., & Walters, S. (1974). Stratospheric ozone destruction by man-made chlorofluoromethanes. Science, 185(4157), 1165-1167.

Collis, R. T. H., & Russell, P. B. (1976). Lidar measurement of particles and gases by elastic backscattering and differential absorption. In *Laser monitoring of the atmosphere* (pp. 71-151). Springer Berlin Heidelberg.

Collins, W. D., Rasch, P. J., Boville, B. A., Hack, J. J., McCaa, J. R., Williamson, D. L., ... & Zhang, M. (2006). The formulation and atmospheric simulation of the Community Atmosphere Model version 3 (CAM3). *Journal of Climate*, *19*(11), 2144-2161.

Considine, D. B., Douglass, A. R., Connell, P. S., Kinnison, D. E., & Rotman, D. A. (2000). A polar stratospheric cloud parameterization for the global modeling initiative three-dimensional model and its response to stratospheric aircraft. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *105*(D3), 3955-3973.

Córdoba-Jabonero, C., Guerrero-Rascado, J. L., Toledo, D., Parrondo, M., Yela, M., Gil, M., & Ochoa, H. A. (2013). Depolarization ratio of polar stratospheric clouds in coastal Antarctica: comparison analysis between ground-based Micro Pulse Lidar and space-borne CALIOP observations. *Atmospheric Measurement Techniques*, *6*(3), 703-717.

Crutzen, P. J. (1976). The possible importance of CSO for the sulfate layer of the stratosphere. *Geophysical Research Letters*, *3*(2), 73-76.

Crutzen, P. J., & Arnold, F. (1986). Nitric acid cloud formation in the cold Antarctic stratosphere: a major cause for the springtime 'ozone hole'. *Nature* **324**, 651 - 655 (18 December 1986)

Curtius, J., Weigel, R., Vössing, H. J., Wernli, H., Werner, A., Volk, C. M., ... & Schlager, H. (2005). Observations of meteoric material and implications for aerosol nucleation in the winter Arctic lower stratosphere derived from in situ particle measurements. *Atmospheric chemistry and physics*, *5*(11), 3053-3069.

D'Almeida, G. A., Koepke, P., & Shettle, E. P. (1991). *Atmospheric aerosols: global climatology and radiative characteristics*. A Deepak Pub.

Deshler, T., Adriani, A., Hofmann, D. J., & Gobbi, G. P. (1991). Evidence for denitrification in the 1990 Antarctic spring stratosphere: II. Lidar and aerosol measurements. *Geophysical research letters*, *18*(11), 1999-2002.

Deshler, T., Nardi, B., Adriani, A., Cairo, F., Hansen, G., Fierli, F., ... & Pulvirenti, L. (2000). Determining the index of refraction of polar stratospheric clouds above Andoya (69 N) by combining size-resolved concentration and optical scattering measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *105*(D3), 3943-3953.

Deshler, T., Hervig, M. E., Hofmann, D. J., Rosen, J. M., & Liley, J. B. (2003). Thirty years of in situ stratospheric aerosol size distribution measurements from Laramie, Wyoming (41 N), using balloon-borne instruments. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *108*(D5).

Di Liberto, L., Cairo, F., Fierli, F., Di Donfrancesco, G., Viterbini, M., Deshler, T., & Snels, M. (2014). Observation of polar stratospheric clouds over McMurdo (77.85° S, 166.67° E)(2006–2010). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *119*(9), 5528-5541.

Dobson, G. M. B. (1956). Origin and distribution of the polyatomic molecules in the atmosphere. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 236(1205), 187-193.

Donovan, D. P., Whiteway, J. A., & Carswell, A. I. (1993). Correction for nonlinear photon-counting effects in lidar systems. *Applied optics*, *32*(33), 6742-6753.

Dye, J. E., Gandrud, B. W., Baumgardner, D., Chan, K. R., Ferry, G. V., Loewenstein, M., ... & Wilson, J. C. (1990). Observed particle evolution in the polar stratospheric cloud of January 24, 1989. *Geophysical Research Letters*, *17*(4), 413-416.

Dye, J. E., Baumgardner, D., Gandrud, B. W., Kawa, S. R., Kelly, K. K., Loewenstein, M., ... & Gary, B. L. (1992). Particle size distributions in Arctic polar stratospheric clouds, growth and freezing of sulfuric acid droplets, and implications for cloud formation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *97*(D8), 8015-8034.

Eyring, V., Chipperfield, M. P., Giorgetta, M. A., Kinnison, D. E., Manzini, E., Matthes, K., ... & Waugh, D. W. (2008). Overview of the new CCMVal reference and sensitivity simulations in support of upcoming ozone and climate assessments and the planned SPARC CCMVal report. *SPARC Newsl*, *30*, 20-26.

Fahey, D. W., Kelly, K. K., Ferry, G. V., Poole, L. R., Wilson, J. C., Murphy, D. M., ... & Chan, K.
R. (1989). In situ measurements of total reactive nitrogen, total water, and aerosol in a polar stratospheric cloud in the Antarctic. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 94(D9), 11299-11315.

Farman, J. C., Gardiner, B. G., & Shanklin, J. D. (1985). Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO x/NO x interaction. Nature, 315, 207-210.

Fiocco, G., Fuà, D., Cacciani, M., Girolamo, P. D., & De Luisi, J. (1991). On the temperature dependence of polar stratospheric clouds. *Geophysical Research Letters*, *18*(3), 424-427.

France, J. A., & Harvey, V. L. (2013). A climatology of the stratopause in WACCM and the zonally asymmetric elevated stratopause. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *118*(5), 2241-2254.

Freudenthaler, V., Homburg, F., & Jäger, H. (1996). Optical parameters of contrails from lidar measurements: Linear depolarization. *Geophysical research letters*, 23(25), 3715-3718.

Fromm, M. D., Lumpe, J. D., Bevilacqua, R. M., Shettle, E. P., Hornstein, J., Massie, S. T., & Fricke,
K. H. (1997). Observations of Antarctic polar stratospheric clouds by POAM II: 1994–1996. *Journal* of Geophysical Research: Atmospheres, 102(D19), 23659-23672.

Garcia, R. R., Marsh, D. R., Kinnison, D. E., Boville, B. A., & Sassi, F. (2007). Simulation of secular trends in the middle atmosphere, 1950–2003. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *112*(D9).

Gent, P. R., Yeager, S. G., Neale, R. B., Levis, S., & Bailey, D. A. (2010). Improvements in a half degree atmosphere/land version of the CCSM. *Climate Dynamics*, *34*(6), 819-833.

Gent, P. R., Danabasoglu, G., Donner, L. J., Holland, M. M., Hunke, E. C., Jayne, S. R., ... & Worley, P. H. (2011). The community climate system model version 4. *Journal of Climate*, *24*(19), 4973-4991.

Gimmestad, G. G. (2008). Reexamination of depolarization in lidar measurements. *Applied optics*, 47(21), 3795-3802.

Gobbi, G. P., Deshler, T., Adriani, A., & Hofmann, D. J. (1991). Evidence for denitrification in the 1990 Antarctic spring stratosphere: I, Lidar and temperature measurements. *Geophysical research letters*, *18*(11), 1995-1998.

Gobbi, G. P. (1995). Lidar estimation of stratospheric aerosol properties: Surface, volume, and extinction to backscatter ratio. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *100*(D6), 11219-11235.

Hamill, P., Turco, R. P., & Toon, O. B. (1988). On the growth of nitric and sulfuric acid aerosol particles under stratospheric conditions. *Journal of atmospheric chemistry*, 7(3), 287-315.

Hanson, D., & Mauersberger, K. (1988). Solubility and equilibrium vapor pressures of HCl dissolved in polar stratospheric cloud materials: Ice and the trihydrate of nitric acid. *Geophysical research letters*, *15*(13), 1507-1510.

Hayman, M. M., & Thayer, J. P. (2009, May). Accounting for system affects in depolarization lidar. In *Conference on Lasers and Electro-Optics* (p. JTuD86). Optical Society of America.

Hayman, M., & Thayer, J. P. (2012). General description of polarization in lidar using Stokes vectors and polar decomposition of Mueller matrices. *JOSA A*, *29*(4), 400-409.

Hervig, M. E., & Deshler, T. (1998). Stratospheric aerosol surface area and volume inferred from HALOE, CLAES, and ILAS measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *103*(D19), 25345-25352.

Hinkley, E. D. (1976). Laser monitoring of the atmosphere. In *Berlin and New York, Springer-Verlag* (*Topics in Applied Physics. Volume 14*), 1976. 396 p (Vol. 14).

Hofmann, D. J., Rosen, J. M., & Harder, J. W. (1988a). Aerosol measurements in the winter/spring Antarctic stratosphere: 1. Correlative measurements with ozone. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *93*(D1), 665-676.

Hofmann, D. J. (1988b). Balloon-borne measurements of middle atmosphere aerosols and trace gases in Antarctica. *Reviews of Geophysics*, *26*(1), 113-130

Hofmann, D. J., & Deshler, T. (1991). Stratospheric cloud observations during formation of the Antarctic ozone hole in 1989. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *96*(D2), 2897-2912.

Hofmann, D. J., Oltmans, S. J., Lathrop, J. A., <u>Harris, J. M</u>., & Voemel, H. (1994). Record low ozone at the South Pole in the spring of 1993. *Geophysical research letters*, *21*(6), 421-424.

Holton, J. R., Haynes, P. H., McIntyre, M. E., Douglass, A. R., Rood, R. B., & Pfister, L. (1995). Stratosphere-troposphere exchange. *Reviews of geophysics*, *33*(4), 403-439.

Höpfner, M., Larsen, N., Spang, R., Luo, B. P., Ma, J., Svendsen, S. H., ... & Stiller, G. (2006). MIPAS detects Antarctic stratospheric belt of NAT PSCs caused by mountain waves. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *6*(5), 1221-1230.

Jourdain, L., Bekki, S., Lott, F., & Lefèvre, F. (2008, June). The coupled chemistry-climate model LMDz-REPROBUS: description and evaluation of a transient simulation of the period 1980–1999. In *Annales Geophysicae* (Vol. 26, No. 6, pp. 1391-1413). Copernicus GmbH.

Junge, C. E., Chagnon, C. W., & Manson, J. E. (1961). Stratospheric aerosols. *Journal of Meteorology*, 18(1), 81-108.

Junge, C. E., & Manson, J. E. (1961). Stratospheric aerosol studies. *Journal of Geophysical Research*, 66(7), 2163-2182.

Junge, C. E. (1963). Air chemistry and radioactivity. 1963, 382.

Kelly, K. K., Tuck, A. F., Murphy, D. M., Proffitt, M. H., Fahey, D. W., Jones, R. L., ... & Ferry, G.
V. (1989). Dehydration in the lower Antarctic stratosphere during late winter and early spring, 1987. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 94(D9), 11317-11357.

Kent, G. S., Poole, L. R., & McCormick, M. P. (1986). Characteristics of Arctic polar stratospheric clouds as measured by airborne lidar. *Journal of the atmospheric sciences*, *43*(20), 2149-2161.

Khosrawi, F., Urban, J., Pitts, M. C., Voelger, P., Achtert, P., Kaphlanov, M., ... & Fricke, K. H. (2011). Denitrification and polar stratospheric cloud formation during the Arctic winter 2009/2010. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *11*(16), 8471-8487.

Khosrawi, F., Urban, J., Pitts, M. C., Voelger, P., Achtert, P., Santee, M. L., ... & Murtagh, D. (2009). Denitrification and polar stratospheric cloud formation during the Arctic winter 2009/2010 and 2010/2011 in comparison. *ARCTIC*, 2010.

Kinnison, D. E., Brasseur, G. P., Walters, S., Garcia, R. R., Marsh, D. R., Sassi, F., ... & Hess, P. (2007). Sensitivity of chemical tracers to meteorological parameters in the MOZART-3 chemical transport model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *112*(D20).

Kinnison, D., Solomon, S., Ivy, D., Mills, M., Neely III, R., Schmidt, A., ... & Smith, A. (2016, April). Polar ozone depletion and trends as represented by the Whole Atmospheric Community Climate Model (WACCM). In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 18, p. 9101).

Klett, J. D. (1981). Stable analytical inversion solution for processing lidar returns. *Applied Optics*, 20(2), 211-220.

Klett, J. D. (1985). Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios. *Applied Optics*, 24(11), 1638-1643.

Koop, T., Biermann, U. M., Raber, W., Luo, B. P., Crutzen, P. J., & Peter, T. (1995). Do stratospheric aerosol droplets freeze above the ice frost point?. *Geophysical research letters*, 22(8), 917-920.

Kovilakam, M., & Deshler, T. (2015). On the accuracy of stratospheric aerosol extinction derived from in situ size distribution measurements and surface area density derived from remote SAGE II and HALOE extinction measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *120*(16), 8426-8447.

Kremser, S., Thomason, L. W., Hobe, M., Hermann, M., Deshler, T., Timmreck, C., ... & Fueglistaler, S. (2016). Stratospheric aerosol—Observations, processes, and impact on climate. *Reviews of Geophysics*.

Lamarque, J. F., Kinnison, D. E., Hess, P. G., & Vitt, F. M. (2008). Simulated lower stratospheric trends between 1970 and 2005: Identifying the role of climate and composition changes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *113*(D12).

Lamarque, J. F., Emmons, L. K., Hess, P. G., Kinnison, D. E., Tilmes, S., Vitt, F., ... & Orlando, J. J. (2012). CAM-chem: Description and evaluation of interactive atmospheric chemistry in the Community Earth System Model. *Geosci. Model Dev*, *5*(2), 369-411.

Larsen, N., Knudsen, B. M., Rosen, J. M., Kjome, N. T., Neuber, R., & Kyrö, E. (1997). Temperature histories in liquid and solid polar stratospheric cloud formation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *102*(D19), 23505-23517.

Larsen, N., Knudsen, B. M., Rosen, J. M., Kjome, N. T., & Kyrö, E. (1996). Balloonborne backscatter observations of type 1 PSC formation: Inference about physical state from trajectory analysis. *Geophysical research letters*, *23*(10), 1091-1094.

Larsen, N., Mikkelsen, I. S., Knudsen, B. M., Schreiner, J., Voigt, C., Mauersberger, K., ... & Kjome, N. T. (2000). Comparison of chemical and optical in situ measurements of polar stratospheric cloud particles. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *105*(D1), 1491-1502.

Leu, M. T. (1988). Heterogeneous reactions of N2O5 with H2O and HCl on ice surfaces: Implications for Antarctic ozone depletion. *Geophysical research letters*, *15*(8), 851-854.

Liu, L., & Mishchenko, M. I. (2001). Constraints on PSC particle microphysics derived from lidar observations. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 70(4), 817-831.

Liu, B., & Wang, Z. (2013). Improved calibration method for depolarization lidar measurement. *Optics express*, 21(12), 14583-14590.

Manney, G. L., Zurek, R. W., O'Neill, A., & Swinbank, R. (1994). On the motion of air through the stratospheric polar vortex. *Journal of the atmospheric sciences*, *51*(20), 2973-2994.

McCormick, M. P., Steele, H. M., Hamill, P., Chu, W. P., & Swissler, T. J. (1982). Polar stratospheric cloud sightings by SAM II. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *39*(6), 1387-1397.

McCormick, M. P., Chu, W. P., Grams, G. W., Hamill, P., Herman, B. M., McMaster, L. R., ... & Swissler, T. J. (1981). High-latitude stratospheric aerosols measured by the SAM II satellite system in 1978 and 1979. *Science*, *214*(4518), 328-331.

McKeen, S. A., Liu, S. C., & Kiang, C. S. (1984). On the chemistry of stratospheric SO2 from volcanic eruptions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 89(D3), 4873-4881.

Measures, M. R. (1992). Laser remote sensing: fundamentals and applications. Krieger.

Mishchenko, M. I., Travis, L. D., & Macke, A. (1996). Scattering of light by polydisperse, randomly oriented, finite circular cylinders. *Applied optics*, *35*(24), 4927-4940.

Mishchenko, M. I., & Travis, L. D. (2000). Polarization and depolarization of light. In *Light* scattering from microstructures (pp. 159-175). Springer Berlin Heidelberg.

Molina, M. J., Tso, T. L., Molina, L. T., & Wang, F. C. Y. (1987). Antarctic stratospheric chemistry of chlorine nitrate, hydrogen chloride, and ice: Release of active chlorine. *Science*, *238*(4831), 1253-1257.

Morgenstern, O., Giorgetta, M. A., Shibata, K., Eyring, V., Waugh, D. W., Shepherd, T. G., ... & Braesicke, P. (2010). Review of the formulation of present-generation stratospheric chemistryclimate models and associated external forcings. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D3).

Nash, E. R., Newman, P. A., Rosenfield, J. E., & Schoeberl, M. R. (1996). An objective determination of the polar vortex using Ertel's potential vorticity. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *101*(D5), 9471-9478.

Newman, P., Stolarski, R., <u>Schoeberl, M.</u>, McPeters, R., & Krueger, A. (1991). The 1990 Antarctic ozone hole as observed by TOMS. *Geophysical Research Letters*, *18*(4), 661-664.

Noel, V., Hertzog, A., & Chepfer, H. (2009). CALIPSO observations of wave-induced PSCs with near-unity optical depth over Antarctica in 2006–2007. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *114*(D5).

Pinnick, R. G., Rosen, J. M., & Hofmann, D. J. (1976). Stratospheric aerosol measurements III: Optical model calculations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *33*(2), 304-314.

Pitts, M. C., Thomason, L. W., Poole, L. R., & Winker, D. M. (2007). Characterization of polar stratospheric clouds with space-borne lidar: CALIPSO and the 2006 Antarctic season. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 7(3), 7933-7985.

Pitts, M. C., Poole, L. R., & Thomason, L. W. (2009). CALIPSO polar stratospheric cloud observations: second-generation detection algorithm and composition discrimination. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *9*(19), 7577-7589.

Pitts, M. C., Poole, L. R., Dörnbrack, A., & Thomason, L. W. (2011). The 2009–2010 Arctic polar stratospheric cloud season: a CALIPSO perspective. *Atmos. Chem. Phys*, *11*(5), 2161-2177.

Pollack, J. B., Toon, O. B., Sagan, C., Summers, A., Baldwin, B., & Van Camp, W. (1976). Volcanic explosions and climatic change: A theoretical assessment. *Journal of Geophysical Research*, *81*(6), 1071-1083.

Poole, L. R., & McCormick, M. P. (1988a). Airborne lidar observations of Arctic polar stratospheric clouds: Indications of two distinct growth stages. *Geophysical research letters*, *15*(1), 21-23.

Poole, L. R., & McCormick, M. P. (1988b). Polar stratospheric clouds and the Antarctic ozone hole. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *93*(D7), 8423-8430.

Poole, L. R., & Pitts, M. C. (1994). Polar stratospheric cloud climatology based on Stratospheric Aerosol Measurement II observations from 1978 to 1989. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *99*(D6), 13083-13089.

Pruppacher, H. R., & Klett, J. D. (2012). *Microphysics of Clouds and Precipitation: Reprinted 1980*. Springer Science & Business Media.

Rasch, P. J., & Kristjánsson, J. E. (1998). A comparison of the CCM3 model climate using diagnosed and predicted condensate parameterizations. *Journal of Climate*, *11*(7), 1587-1614.

Richter, J. H., Sassi, F., & Garcia, R. R. (2010). Toward a physically based gravity wave source parameterization in a general circulation model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(1), 136-156.

Rocadenbosch, F., & Comeron, A. (1999). Error analysis for the lidar backward inversion algorithm. *Applied optics*, *38*(21), 4461-4474.

Rosen, J. M. (1971). The boiling point of stratospheric aerosols. *Journal of Applied Meteorology*, 10(5), 1044-1046.

Rosen, J. M., Hofmann, D. J., & Laby, J. (1975). Stratospheric aerosol measurements II: The worldwide distribution. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *32*(7), 1457-1462.

Rosen, J. M., Hofmann, D. J., & Harder, J. W. (1988). Aerosol measurements in the winter/spring Antarctic stratosphere: 2. Impact on polar stratospheric cloud theories. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 93(D1), 677-686.

Rosenfield, J. E., Newman, P. A., & Schoeberl, M. R. (1994). Computations of diabatic descent in the stratospheric polar vortex. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 99(D8), 16677-16689.

Russell, P. B., Swissler, T. J., & McCormick, M. P. (1979). Methodology for error analysis and simulation of lidar aerosol measurements. *Applied optics*, *18*(22), 3783-3797.

Sasano, Y., Browell, E. V., & Ismail, S. (1985). Error caused by using a constant extinction/backscattering ratio in the lidar solution. *Applied Optics*, *24*(22), 3929-3932.

Sassen, K. (1991). The polarization lidar technique for cloud research: A review and current assessment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 72(12), 1848-1866.

Sassi, F., Kinnison, D., Boville, B. A., Garcia, R. R., & Roble, R. (2004). Effect of El Nino–Southern Oscillation on the dynamical, thermal, and chemical structure of the middle atmosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *109*(D17).

Sassi, F., Boville, B. A., Kinnison, D., & Garcia, R. R. (2005). The effects of interactive ozone chemistry on simulations of the middle atmosphere. *Geophysical research letters*, *32*(7).

Schoeberl, M. R., Lait, L. R., Newman, P. A., & Rosenfield, J. E. (1992). The structure of the polar vortex. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *97*(D8), 7859-7882.

Schreiner, J., Voigt, C., Kohlmann, A., Arnold, F., Mauersberger, K., & Larsen, N. (1999). Chemical analysis of polar stratospheric cloud particles. *Science*, *283*(5404), 968-970.

Sessler, J., Good, P., MacKenzie, A. R., & Pyle, J. A. (1996). What role do type I polar stratospheric cloud and aerosol parameterizations play in modelled lower stratospheric chlorine activation and ozone loss?. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *101*(D22), 28817-28835.

Solomon, S., Garcia, R. R., Rowland, F. S., & Wuebbles, D. J. (1986). On the depletion of Antarctic ozone. *Nature*, *321*(6072), 755-758.

Solomon, S., Kinnison, D., Bandoro, J., & Garcia, R. (2015). Simulation of polar ozone depletion: An update. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *120*(15), 7958-7974.

Staehelin, J., Harris, N. R. P., Appenzeller, C., & Eberhard, J. (2001). Ozone trends: A review. *Reviews of Geophysics*, *39*(2), 231-290.

Steele, H. M., Hamill, P., McCormick, M. P., & Swissler, T. J. (1983). The formation of polar stratospheric clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *40*(8), 2055-2068.

Steele, H. M., & Hamill, P. (1981). Effects of temperature and humidity on the growth and optical properties of sulphuric acid—water droplets in the stratosphere. *Journal of aerosol science*, *12*(6), 517-528.

Steele, H. M., Drdla, K., Turco, R. P., Lumpe, J. D., & Bevilacqua, R. M. (1999). Tracking polar stratospheric cloud development with POAM II and a microphysical model. *Geophysical research letters*, *26*(3), 287-290.

Stefanutti, L., Morandi, M., Del Guasta, M., Godin, S., & David, C. (1995). Unusual PSCs observed by LIDAR in Antarctica. *Geophysical research letters*, 22(17), 2377-2380.

xviii

Stein, B., Wedekind, C., Wille, H., Immler, F., Müller, M., Wöste, L., ... & Agostini, P. (1999). Optical classification, existence temperatures, and coexistence of different polar stratospheric cloud types. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *104*(D19), 23983-23993.

Stenchikov, G. L., Kirchner, I., Robock, A., Graf, H. F., Antuna, J. C., Grainger, R. G., ... & Thomason, L. (1998). Radiative forcing from the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *103*(D12), 13837-13857.

Stolarski, R. S., & Cicerone, R. J. (1974). Stratospheric chlorine: a possible sink for ozone. Canadian journal of Chemistry, 52(8), 1610-1615.

Stolarski, R. S., Krueger, A. J., Schoeberl, M. R., McPeters, R. D., Newman, P. A., & Alpert, J. C. (1986). Nimbus 7 satellite measurements of the springtime Antarctic ozone decrease. *Nature* **322**, 808 - 811 (28 August 1986)

Stolarski, R. S., Bloomfield, P., McPeters, R. D., & Herman, J. R. (1991). Total ozone trends deduced from Nimbus 7 TOMS data. *Geophysical Research Letters*, *18*(6), 1015-1018.

Stolarski, R. S. (2003). A hole in earth's shield. A century of Nature: twenty-one discoveries that changed science and the world, 283.

Suarez, M. J., Rienecker, M. M., Todling, R., Bacmeister, J., Takacs, L., Liu, H. C., ... & Stajner, I. (2008). The GEOS-5 Data Assimilation System-Documentation of Versions 5.0. 1, 5.1. 0, and 5.2. 0.

Timmreck, C., Graf, H. F., & Steil, B. (2003). Aerosol chemistry interactions after the Mt. Pinatubo eruption. *Volcanism and the Earth's Atmosphere*, 213-225.

Tabazadeh, A., Turco, R. P., Drdla, K., Jacobson, M. Z., & Toon, O. B. (1994). A study of type I polar stratospheric cloud formation. *Geophysical Research Letters*, *21*(15), 1619-1622.

Tolbert, M. A., Rossi, M. J., Malhotra, R., & Golden, D. M. (1987). Reaction of chlorine nitrate with hydrogen chloride and water at Antarctic stratospheric temperatures. *Science*, *238*(4831), 1258-1260.

Tolbert, M. A., Rossi, M. J., & Golden, D. M. (1988). Heterogeneous interactions of chlorine nitrate, hydrogen chloride, and nitric acid with sulfuric acid surfaces at stratospheric temperatures. *Geophysical research letters*, *15*(8), 847-850.

Toon, O. B., & Pollack, J. B. (1973). Physical properties of the stratospheric aerosols. *Journal of Geophysical Research*, 78(30), 7051-7056.

TOON, O., Pinto, J., Hamill, P., & TURCO, R. (1986). Condensation of HNO 3 and HCl in the winter polar stratospheres. *Geophysical Research Letters*(*Supplement*), *13*, 1284-1287.

Toon, O. B., Browell, E. V., Kinne, S., & Jordan, J. (1990). An analysis of lidar observations of polar stratospheric clouds. *Geophysical Research Letters*, *17*(4), 393-396.

Turco, R. P., Whitten, R. C., & Toon, O. B. (1982). Stratospheric aerosols: Observation and theory. *Reviews of Geophysics*, 20(2), 233-279.

Turco, R. P., Toon, O. B., & Hamill, P. (1989). Heterogeneous physicochemistry of the polar ozone hole. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *94*(D14), 16493-16510.

Voigt, C., Schreiner, J., Kohlmann, A., Zink, P., Mauersberger, K., Larsen, N., ... & Cairo, F. (2000). Nitric acid trihydrate (NAT) in polar stratospheric clouds. *Science*, *290*(5497), 1756-1758.

Young, A. T. (1980). Revised depolarization corrections for atmospheric extinction. *Applied Optics*, 19(20), 3427-3428.

Young, S. A. (1995). Analysis of lidar backscatter profiles in optically thin clouds. *Applied* optics, 34(30), 7019-7031.

Wallace, J. M., & Hobbs, P. V. (2006). Atmospheric science: an introductory survey (Vol. 92). Academic press.

Wang, Z., Stephens, G., Deshler, T., Trepte, C., Parish, T., Vane, D., ... & Adhikari, L. (2008). Association of Antarctic polar stratospheric cloud formation on tropospheric cloud systems. *Geophysical Research Letters*, *35*(13).

Wegner, T., Kinnison, D. E., Garcia, R. R., & Solomon, S. (2013). Simulation of polar stratospheric clouds in the specified dynamics version of the whole atmosphere community climate model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *118*(10), 4991-5002.

Wofsy, S. C., Molina, M. J., Salawitch, R. J., Fox, L. E., & McElroy, M. B. (1988). Interactions between HCl, NO x and H2O ice in the Antarctic stratosphere: Implications for ozone. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *93*(D3), 2442-2450.

Wofsy, S. C., Salawitch, R. J., Yatteau, J. H., McElroy, M. B., Gandrud, B. W., Dye, J. E., & Baumgardner, D. (1990). Condensation of HNO3 on falling ice particles: Mechanism for denitrification of the polar stratosphere. *Geophysical Research Letters*, *17*(4), 449-452.

Zhang, G. J., & McFarlane, N. A. (1995). Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian Climate Centre general circulation model. *Atmosphereocean*, *33*(3), 407-446.

Zhang, M., Lin, W., Bretherton, C. S., Hack, J. J., & Rasch, P. J. (2003). A modified formulation of fractional stratiform condensation rate in the NCAR Community Atmospheric Model (CAM2). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *108*(D1).

Web references

[CALIOP_features]

http://atrain.nasa.gov/publications/CALIPSO.pdf

https://www-calipso.larc.nasa.gov/ .

[CALIOP_L2_Products]

https://eosweb.larc.nasa.gov/PRODOCS/calipso/Quality_Summaries/CALIOP_L2LayerProducts_3

<u>.01.html</u>

[CCMI]

http://www.pa.op.dlr.de/CCMI/ParticipatingModels/CCMI-PHASE1-

ParticipatingModels_130606.pdf

[CCMVal2]

http://www.pa.op.dlr.de/CCMVal/CCMVal_ParticipatingCCMs.html

[Deshler_site]

http://www-das.uwyo.edu/~deshler/Data/Aer_Meas_Wy_read_me.htm

[esrl_noaa]

http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.pressure.html

[GODDARD_OZONE_2015

https://www.nasa.gov/feature/goddard/annual-antarctic-ozone-hole-larger-and-formed-later-in-2015

[GOZcards]

https://gozcards.jpl.nasa.gov/info.php

[Hamamatzu_PMT]

https://www.hamamatsu.com

[IPCC]

http://www.ipcc-data.org/is92/ccsr_info.html

[NCEP]

http://www.ncep.noaa.gov/

[Ozone,1988]

https://www.esrl.noaa.gov/csd/assessments/ozone/1988/report.html

[Laser_types]

https://it.wikipedia.org/wiki/Lista_di_tipi_di_laser

[Nasa_ozone]

http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/

[PSC_MASK]

https://www-

calipso.larc.nasa.gov/resources/calipso_users_guide/data_summaries/psc/index.php#heading04

[REF-B1]

http://www.pa.op.dlr.de/CCMVal/Forcings/NewCCMValSimulations_Nov2007_FINAL.pdf [REF C1]

http://www.cesm.ucar.edu/events/meetings/20160208/presentations/wawg/kinnison.pdf

[sparc25]

http://www.atmosp.physics.utoronto.ca/SPARC/Newsletter25.pdf

[SPARC,2010]

http://www.sparc-

climate.org/fileadmin/customer/6_Publications/SPARC_reports_PDF/5_CCMval_SPARCreportNo
5_Jun2010_redFile_Part1.pdf

[UCAR]

https://www.ucar.edu/learn/1_6_1.htm

[WMO,1998]

Bojkov, R. D. (1999). International assessment of ozone depletion: 1998. Bulletin of the World Meteorological Organization, 48(1), 35-43.

[WMO,2011]

http://homepages.see.leeds.ac.uk/~lecmc/sparc/Forcings/SPARC_Forcings_WMO2011.html#CCM

ValSensitivity

[Wyoming_soundings]

http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html

Indice delle figure

Figura 1.1 Profilo verticale di temperatura rispetto alla quota.

Figura 1.2 Rappresentazione schematica della circolazione Brewer-Dobson e dei principali meccanismi di interazione troposfera-stratosfera. (Holton,1995). In ordinata è riportata la pressione in mb, in ascissa la latitudine (a sinistra i poli, a destra l'equatore).

Figura 1.3 Profili verticali di ozono ottenuti tramite radiosondaggi alla stazione di Amundsen-Scott a South Pole(Antarctica). From Harris, N.R.P., et al., Ozone measurements, in WMO, op. cit..

Figura 1.4 Tendenze stagionali in media zonale della concentrazione di ozono ottenute dallo spettrometro TOMS (dopo Stolarsky et al.1991). In ordinata è rappresentata la variazione percentuale del valore colonnare di ozono per decade, in ascissa la latitudine.

Figura 1.5 Correlazione tra la concentrazione dei composti di cloro inattivo e attivo in stratosfera e la temperatura ai poli in funzione della stagione e la diminuzione dell'ozono. [Wallce and Hobbs,2006]

Figura 1.6 Schema delle reazioni che portano alla formazione degli aerosol troposferici a partire dalla presenza di *SO2* e OCS. (Kremser et al.,2016)

Figura 1.7 Frequenza delle osservazioni in funzione del minimo di temperatura durante l'inverno australe 1988 [Ozone,1988]

Figura 1.8 Istogrammi di vari parametri ottenuti delle osservazioni di PSC nell'emisfero Sud con estinzioni maggiori di 2.10-3 osservate da SAMII nel 1986 [Ozone,1988]

Figura 1.9 Grafico del volume misurato delle particelle di STS al variare della temperatura. I punti rappresentano le osservazioni, la linea tratteggiata rappresenta la curva teorica per le NAT, la curva punteggiata per gli H2SO4. Le curve continue rappresentano miscele ternarie sopraffuse a 15ppbv(superiore) e 5ppbv(inferiore). Si noti come l'aumento marcato del volume delle particelle avvenga ad una temperatura intermedia tra Tnat e Tice.

Figura 2.1 Schema concettuale del funzionamento di un lidar monostatico biassiale.

Figura 2.2 Esempio di Dead Time Correction applicata ad un segnale lidar. In ordinata è riportato il rateo di fotoni [#fotoni/s], in ascissa la quota, espressa in metri. La curva in rosso rappresenta il segnale lidar misurato dai fotomoltiplicatori, la curva in nero il segnale dopo la correzione.

Figura 2.3 Rapporto di depolarizzazione molecolare misurato al variare della temperatura alla quota dell'elemento di volume diffondente per diverse larghezze di banda (FWHM) del filtro interferenziale utilizzato in ricezione. [Behrendt and Nakamura, 2002]

Figura 3.1 Visione d'insieme del sistema lidar ISAC-DOMEC durante le misure di test presso i laboratori ISAC-CNR di Roma. Sono visibili le diverse parti che compongono il sistema: l'alimentatore del laser (sulla desta), le unità di acquisizione dati e il pc per la gestione del sistema, il rack metallico sul quale sono montati la testa del laser, il beam expander, il telescopio e la scatola delle ottiche di ricezione.

Figura 3.2 Mappa dell'Antartide, con indicata la posizione del sito di DomeC. In basso a sinistra una veduta della base Concordia. In basso a destra una immagine dello shelter Fisica, presso cui è alloggiato il lidar ISAC-DOMEC.

Figura 3.3 Finestra ottica al di sopra del lidar, con foro per l'uscita del raggio laser. Il canale di trasmissione e quello di ricezione sono separati fisicamente. Il percorso di uscita del fascio laser è un foro passante di circa 10cm.

Figura 3.4 Alimentatore laser QUANTEL CR400. Sono visibili, da sinistra, il radiatore, il serbatoio per l'acqua distillata, la cartuccia di deionizzazione e parte del circuito di generazione dell'alta tensione.

Figura 3.5 Illustrazione del beam expander posizionato in maniera solidale al telescopio. In alto sono visibili le viti micrometriche che consentono lo spostamento dell'asse di puntamento del beam expander. Il tubo arancione serve per evitare pericolose riflessioni sul bordo del foro passante per l'uscita del fascio laser.

Figura 3.6 Schema illustrativo di un sistema lidar bistatico. Nel disegno è visibile la sovrapposizione del raggio laser con il campo di vista del telescopio.

Figura 3.7 Scatola delle ottiche del sistema lidar ISAC-DOMEC. Sono visibili, sulla destra, i tre fotomoltiplicatori per l'acquisizione del segnale a 532nm (sezione del verde). Sulla sinistra sono visibili la sezione RAMAN e IR.

Figura 3.8 Schema ottico del lidar ISAC-DOMEC. Sono visibili il diaframma (pin-hole), una lente collimatrice, il cold mirror BS1. Nella sezione del verde è presente un filtro interferenziale a 532nm (NF1), i cubi polarizzatori (PC1 e PC2), il sepratore di fascio (SF) e lo specchio di rinvio M1. All'ingresso dei tre fotomoltiplicatori relativi ai canali HP,LP e DP sono presenti le lenti focali L1,L2 ed L3. Il cold mirror BS2 separa la sezione raman da quella infrarossa. Nella prima sono presenti,

prima del fotomoltiplicatore, i due filtri NF2 e NF3, e la lente focale L4. Nella seconda il filtro NF4 e lo specchio parabolico M2 che focalizza la luce sull'APD.

Figura 3.9 Profili di backscatter ratio R. In rosso è rappresentata la curva di backscatter attenuato, non corretto per l'estinzione aerosolica ($Ratt(\lambda, z)$). In blu il profilo corretto per l'estinzione molecolare e aerosolica ($R(\lambda, z)$)..

Figura 3.10 backscatter ratio R (pannello inferiore) e profilo di errore relativo su R (pannello in alto) del giorno 14/7/2016.

Figura 3.11 Grafico della stima dell'electro-optical gain ratio utilizzando le funzioni G1, G2 e G3. Le tre funzioni tendono allo stesso valore nel range di quote in cui non sono presenti le PSC.

Figura 3.12 Grafico delle stime di depolarizzazione volumetrica ottenute a partire dalle misure di prova.

Figura 3.13 Profilo di depolarizzazione volumetrica calibrata (pannello in alto) e errore relativo (pannello in basso) relativi alla misura del giorno 16/7/2016. In ascissa è riportata la quota. In ordinata sono riportati i valori percentuali di depolarizzazione (pannello in alto) e i valore ell'errore relativo sulla depolarizzazione (in basso).

Figura 4.1 Numero di osservazioni del lidar ISAC-DOMEC suddivise per mesi per gli anni 2014, 2015 e 2016.

Figura 4.2 Temperatura in funzione della quota e del giorno dell'anno, per l'anno 2014, nei mesi corrispondenti alle osservazioni lidar ground-based. I colori rappresentano la temperatura in Kelvin. **Figura 4.3** Temperatura in funzione della quota e del giorno dell'anno, per l'anno 2015, nei mesi corrispondenti alle osservazioni lidar ground-based. I colori rappresentano la temperatura in Kelvin.

Figura 4.4 Temperatura in funzione della quota e del giorno dell'anno, per l'anno 2016, nei mesi corrispondenti alle osservazioni lidar ground-based. I colori rappresentano la temperatura in Kelvin. **Figura 4.5** Serie temporale dei profili di backscatter ratio corretto per l'estinzione aerosolica acquisiti dal lidar ISAC-DOMEC durante la campagna di misura invernale 2014, effettuata nei mesi da giugno a settembre. In ascissa sono riportati i giorni dell'anno, in ordinata la quota.

Figura 4.6 Serie temporale dei profili di backscatter ratio corretto per l'estinzione aerosolica acquisiti dal lidar CALIOP, in funzione della quota, nei mesi dell'inverno 2014, durante gli overpass nei pressi del sito di DomeC..

Figura 4.7 Serie temporale dei profili di depolarizzazione aerosolica (in percentuale) misurati dal lidar ISAC-DOMEC durante la campagna invernale 2014, nei mesi da giugno a settembre. In ascissa sono riportati i giorni dell'anno, in ordinata la quota. La scala di colori degrada dal nero/viola per valori di depolarizzazione dovuti alle sole molecole (circa 1.4%), verso il rosso, per valori di depolarizzazione tendenti al 100%.

Figura 4.8 Serie temporale dei profili di backscatter ratio corretto per l'estinzione aerosolica acquisiti dal lidar ISAC-DOMEC durante la campagna di misura invernale 2015, effettuata nei mesi da giugno a settembre. In ascissa sono riportati i giorni dell'anno, in ordinata la quota.

Figura 4.9 Serie temporale dei profili di backscatter ratio corretto per l'estinzione aerosolica acquisiti dal lidar CALIOP, in funzione della quota, nei mesi dell'inverno 2015, durante gli overpass nei pressi del sito di DomeC.

Figura 4.10 Serie temporale dei profili di depolarizzazione aerosolica (in percentuale) misurati dal lidar ISAC-DOMEC durante la campagna invernale 2015, nei mesi da giugno a settembre. In ascissa sono riportati i giorni dell'anno, in ordinata la quota. La scala di colori degrada dal nero/viola per

valori di depolarizzazione dovuti alle sole molecole (circa 1.4%), verso il rosso, per valori di depolarizzazione tendenti al 100%.

Figura 4.11 Serie temporale dei profili di backscatter ratio corretto per l'estinzione aerosolica acquisiti dal lidar ISAC-DOMEC durante la campagna di misura invernale 2016, effettuata nei mesi da giugno a settembre. In ascissa sono riportati i giorni dell'anno, in ordinata la quota.

Figura 4.12 Serie temporale dei profili di backscatter ratio corretto per l'estinzione aerosolica acquisiti dal lidar CALIOP, in funzione della quota, nei mesi dell'inverno 2016, durante gli overpass nei pressi del sito di DomeC.

Figura 4.13 Serie temporale dei profili di depolarizzazione aerosolica (in percentuale) misurati dal lidar ISAC-DOMEC durante la campagna invernale 2016, nei mesi da giugno a settembre. In ascissa sono riportati i giorni dell'anno, in ordinata la quota. La scala di colori degrada dal nero/viola per valori di depolarizzazione dovuti alle sole molecole (circa 1.4%), verso il rosso, per valori di depolarizzazione tendenti al 100%.

Figura 4.14 Scatterplot Backscatter Ratio vs Depolarizzazione per DomeC (pannello in alto) e MCM (pannello in basso). La scala di colori riporta il numero di osservazioni. I riquadri bianchi rappresentano i valori di soglia per la distinzione tra le diverse tipologie di PSC, come meglio descritto nel Capitolo 5.

Figura 5.1 Per l'anno 2006, sono riportate le serie temporali ottenute dalla classificazione ottenuta con la classificazione nativa CALIOP(grafico in alto, PSC_MASK@MCM),dalla classificazione ottenuta con l'algoritmo HM applicato ai profili ottici CALIOP (grafico centrale, CALIOP_MCM_HM) e dalla classificazione ottenuta con l'algoritmo HM applicato ai dati lidar ground-based (grafico in basso, MCM_Lidar). I colori indicano la diversa tipoligia di PSC, come indicato nella legenda riportata sui grafici (arancione per le NAT, blu per le ICE, viola per le MIX-ENH, rosso per le STS). Ogni pixel ha una risoluzione verticale di 180 metri e una risoluzione orizzontale di 1 giorno. I triangoli neri in basso indicano i giorni in cui sono state effettuate le misure. La soglia sul backscatter ratio utilizzata per la classificazione è di 1.12. In ordinata è riportata la quota, espressa in Km, in ascissa i giorni dell'anno, a partire dal giorno 150 (inizio Giugno), al giorno 275 (fine Settembre).

Figura 5.2 Come in Figura 5.1, ma con la soglia sul backscatter ratio di 1.32.

Figura 5.3 Come in Figura 5.1, per l'anno 2008.

Figura 5.4 Distribuzione verticale delle PSC al di sopra della base McMurdo. I colori rappresentano le diverse tipologie di PSC. I grafici su ogni riga rappresentano le classificazioni PSC_MASK@MCM(in alto), CALIOP_MCM_HM (al centro) e MCM_Lidar (in basso). Ogni colonna rappresenta un diverso mese dell'anno (da sinistra verso destra: Giugno, Luglio, Agosto e Settembre). La classificazione è stata ottenuta con una soglia sul backscatter di 1.12.

Figura 5.5 Come in Figura 5.4, ma con la soglia sul backscatter di 1.32

Figura 5.6 Intervallo di confidenza tra le distribuzioni verticali di PSC ottenuta dal test $\chi 2$ applicata ai dataset PSC_MASK@MCM e MCM_LIDAR utilizzando una soglia sul backscatter pari a 1.12 (riga superiore). Nella riga inferiore invece la soglia utilizzata è 1.32. I diversi grafici rappresentano i mesi dell'inverno australe, da sinistra verso destra: Giugno, Luglio, Agosto e Settembre. I colori rappresentano le diverse tipologie di PSC: arancione per le NAT, blu per le ICE, viola per le MIX-ENH e rosso per le STS.

Figura 5.7 Intervallo di confidenza tra le distribuzioni verticali di PSC ottenuta dal test χ^2 applicata ai dataset CALIOP_MCM_HM e MCM_LIDAR utilizzando una soglia sul backscatter pari a 1.12

(riga superiore). Nella riga inferiore invece la soglia utilizzata è 1.32. I diversi grafici rappresentano i mesi dell'inverno australe, da sinistra verso destra: Giugno, Luglio, Agosto e Settembre. I colori rappresentano le diverse tipologie di PSC: arancione per le NAT, blu per le ICE, viola per le MIX-ENH e rosso per le STS.

Figura 5.8 Distribuzione delle PSC in funzione della temperatura, soglia sul backscatter ratio pari a 1.12. Nel riquadro in alto a sinistra è rappresentata la distribuzione delle PSC derivata dalla PSC-MASK@MCM, in alto a destra la distribuzione derivata dalla classificazione CALIIOP_MCM_HM, e in basso la distribuzione delle PSC derivata dalla classificazione MCM_Lidar. La curva ocra rappresenta la distribuzione delle temperature su tutte le osservazioni nel database, normalizzata rispetto al valore modale per esigenze grafiche. In rosso la curva per le STS, in arancione le NAT, in viola le MIX-ENH e in blu le ICE.

Figura 5.9 Come in Figura 5.8, con una soglia sul backscatter ratio pari a 1.32.

Figura 5.10 Intervallo di confidenza al variare della T-Tnat per il confronto tra i database MCM_lidar e PSC_MASK@MCM. In alto per la soglia a 1.12, in basso per la soglia a 1.32. I colori rappresentano le diverse tipologie di PSC: in arancione le NAT, in blu le ICE, in viola le MIX-ENH, in rosso le STS.

Figura 5.11 Come in Figura 5.4, per le osservazioni su DomeC. La soglia sul backscatter è pari a 1.12.

Figura 5.12 Come in Figura 5.5, per le osservazioni sopra DomeC. La soglia sul backscatter è 1.32. Figura 5.13 Come in Figura 5.7, per le osservazioni a DomeC. In alto BSRthresh = 1.12, in basso BSRthresh = 1.32

Figura 5.14 Come in Figura 5.8, per le osservazioni al di sopra del sito di DomeC. *BSRthresh* = **1.12**.

Figura 5.15 Come in Figura 5.9, per le osservazioni al di sopra del sito di DomeC. *BSRthresh* = **1.32**.

Figura 5.16 Come in Figura 5.10, per le osservazioni al di sopra del sito di DomeC.

Figura 6.1 Scatterplot tra i valori di backscatter coefficient a 532nm derivato dalle osservazioni lidar, rispetto alla SAD (in alto) e VAD (in basso) derivate dalle misure OPC. In alto, per ogni grafico, i coefficienti a e b della retta di regressione e il coefficiente di Pearson associato. Il codice di colori distingue le diverse tipologie di PSC: in nero le STS, in blu le ICE, in rosso le NAT.

Figura 6.2 Istogrammi delle SAD per i vari modelli in confronto con le SAD derivate dalle osservazioni CALIPSO (curva nera) per le NAT (curva continua) e per le ICE (curva tratteggiata). In blu CAM3.5, in viola CCSRNIES, in rosso LMDZrepro, in arancione WACCM-CCMVAl2, in ocra WACCM-CCMI.). Le barre nere in alto a destra rappresentano l'intervallo di variabilità delle SAD per ICE (tratteggiata) e NAT (continua) ottenute delle osservazioni di Adriani (1995). In ordinata è riportata la frequenza di occorrenza della SAD normalizzata al numero totale di punti griglia per quanto riguarda i modelli, alle osservazioni totali per CALIPSO. In ascissa sono riportati i valori di SAD, in scala logaritmica.

Figura 6.3 Distribuzione geografica delle PSC osservate da CALIOP al di sopra dell'Antartide. Le righe identificano la divresa tipologia di PSC (dall'alto :NAT,ICE). Le colonne identificano il mese dell'anno (da sinitra, Giugno,Luglio,Agosto, Settembre). I colori rappresentano lo spessore delle nubi, come indicato nella legenda in calce. Il valore in alto a destra di ogni mappa rappresenta la frazione di volume atmosferico contentente PSC rispetto al volume atmosferico totale tra 12 e 28Km.

Figura 6.4 Distribuzione geografica delle PSC ottenute a partire dagli output del modello CAM3.5 al di sopra dell'Antartide. Le righe identificano la divresa tipologia di PSC (dall'alto :NAT,ICE). Le colonne identificano il mese dell'anno (da sinitra, Giugno,Luglio,Agosto, Settembre). I colori rappresentano lo spessore delle nubi (dal nero, poco sottile, al blu verso il rosso e il giallo). Il valore in alto a destra di ogni mappa rappresenta la frazione di volume atmosferico contentente PSC. rispetto al volume atmosferico totale tra 12 e 28Km.

Figura 6.5 Distribuzione geografica delle PSC ottenute a partire dagli output del modello CCSRNIES al di sopra dell'Antartide. Le righe identificano la divresa tipologia di PSC (dall'alto :NAT,ICE). Le colonne identificano il mese dell'anno (da sinitra, Giugno,Luglio,Agosto, Settembre). I colori rappresentano lo spessore delle nubi (dal nero, poco sottile, al blu verso il rosso e il giallo). Il valore in alto a destra di ogni mappa rappresenta la frazione di volume atmosferico contentente PSC, rispetto al volume totale tra 12 e 28Km.

Figura 6.6 Distribuzione geografica delle PSC ottenute a partire dagli output del modello LMDZrepro al di sopra dell'Antartide. Le righe identificano la divresa tipologia di PSC (dall'alto :NAT,ICE). Le colonne identificano il mese dell'anno (da sinitra, Giugno,Luglio,Agosto, Settembre). I colori rappresentano lo spessore delle nubi (dal nero, poco sottile, al blu verso il rosso e il giallo). Il valore in alto a destra di ogni mappa rappresenta la frazione di volume atmosferico contentente PSC, rispetto al volume totale tra 12 e 28Km.

Figura 6.7 Distribuzione geografica delle PSC ottenute a partire dagli output del modello WACCM-CCMVal al di sopra dell'Antartide. Le righe identificano la divresa tipologia di PSC (dall'alto :NAT,ICE). Le colonne identificano il mese dell'anno (da sinitra, Giugno,Luglio,Agosto, Settembre). I colori rappresentano lo spessore delle nubi (dal nero, poco sottile, al blu verso il rosso e il giallo). Il valore in alto a destra di ogni mappa rappresenta la frazione di volume atmosferico contentente PSC, rispetto al volume totale tra 12 e 28Km.

Figura 6.8 Distribuzione geografica delle PSC ottenute a partire dagli output del modello WACCM-CCMI al di sopra dell'Antartide. Le righe identificano la divresa tipologia di PSC (dall'alto :NAT,ICE). Le colonne identificano il mese dell'anno (da sinitra, Giugno,Luglio,Agosto, Settembre). I colori rappresentano lo spessore delle nubi (dal nero, poco sottile, al blu verso il rosso e il giallo). Il valore in alto a destra di ogni mappa rappresenta la frazione di volume atmosferico contentente PSC, rispetto al volume totale tra 12 e 28Km.

Figura 6.9 Distribuzione verticale delle PSC. A partire dalla riga in alto sono rappresentate le frequenze di occorrenza di PSC osservate da CALIOP, e, nelle righe successive, le frequenze di occorrenza di PSC derivate dai dati dei modelli: CAM3.5, CCSRNIES, LMDZrepro, WACCM CCMVal2, WACCM CCMI (indicato come W2CCM). Il codice di colori rappresenta la diversa tipologia di PSC: blu ICE, arancione NAT, viola MIX-ENH, rosso STS. Ogni colonna rappresenta un mese, da sinistra: Giugno, Luglio, Agosto e Settembre. Per CALIOP sono riportate le distribuzioni in quota di tutti i tipi di PSC osservate.

Figura 6.10 Distribuzione in temperatura delle PSC. Dall'alto, da sinistra verso destra, i database CALIOP, CAM3.5, CCSRNIES, LMDZrepro, WACCM CCMIVal-2, WACCM CCMI (indicato come W2CCM). Le curve tratteggiate rappresentano le distribuzioni in temperatura osservate da CALIOP, riportate nei grafici dei modelli per un confronto visivo diretto. Il codice di colori definisce le diverse tipologie di PSC: arancione per le NAT, blu per le ICE, viola per le MIX-ENH, rosso per le STS e ocra per la distribuzione in temperatura di tutte le osservazioni. Per CALIOP sono riportate le distribuzioni in temperatura per tutte le tipologie di PSC osservate.

Tabella 1.1 Caratteristiche delle diverse tipologie di PSC, osservabili con un lidar che emette a 694nm (da Kent et al., 1986; Poole and McCormick, 1988a,b; Toon et al., 1990)

Tabella 3.1 Specifiche tecniche telescopio Celestron CGE 1400.

 Tabella 3.2 Specifiche tecniche dei cubi polarizzatori

 Tabella 3.3 Specifiche tecniche dei filtri interferenziali

Tabella 3.4 Specifiche tecniche dei beam splitters utilizati nel sistema lidar ISAC-DOMEC

 Tabella 3.5 Specifiche tecniche degli specchi utilizzati nel sistema lidar ISAC-DOMEC

Tabella 3.6 Nomenclatura canali lidar ISAC-DOMEC e descrizione dei parametri osservati da ciascun canale.

Tabella 3.7 Impostazioni parametri di acquisizione del sistema lidar ISAC-DOMEC valide per tutte e tre le campagne di misura.

Tabella 3.8 Coefficienti utilizzati per la determinazione della Lidar Ratio (da Gobbi et al., 1995)

Tabella 3.9 Tabella dei coefficienti totali di trasmissione e riflessione totali all'uscita dei percorsi ottici X e Y.

Tabella 5.1 Soglie di classificazione algoritmo HM. BSR è il backscatter ratio corretto per l'estinzione aerosolica, AD la depolarizzazione aerosolica. Il parametro **BSRtresh** non è fisso e può variare tra 1.12 e 1.32. **BR** = 1 - 1/BSR

 Tabella 5.2 Criteri di classificazione a soglia delle PSC utilizzati nell'algoritmo CALIOP

Tabella 5.3 Tabella di contingenza per il calcolo della statistica chi_quadro per la distribuzione verticale delle PSC.

Tabella 5.4 tabella di contingenza calcolo statistica $\chi 2$ per la distribuzione delle PSC rispetto alla temperatura.

Tabella 5.5 Frequenza delle occorrenze (in%) dei diversi tipi di PSC nei mesi di Giugno, Luglio, Agosto e Settembre per gli anni dal 2006 al 2010, tra 12 e 28Km. Le frequenze sono state stimate utilizzando due differenti soglie sul backscatter ratio, come indicato nella prima colonna. La frequenza di riferimento è quella ottenuta col prodotto PSC_MASK CALIOP, nell'ultima riga in basso.

Tabella 5.6 Frequenza delle occorrenze (in%) dei diversi tipi di PSC nei mesi di Giugno, Luglio, Agosto e Settembre per gli anni dal 2006 al 2010 per CALIOP, e gli anni 2014, 2015 e 2016 per il lidar ground-based, tra 12 e 28Km. Le frequenze sono state stimate utilizzando due differenti soglie sul backscatter ratio, come indicato nella prima colonna. La frequenza di riferimento è quella ottenuta col prodotto PSC_MASK CALIOP, nell'ultima riga in basso.

 Tabella 6.1 Elenco dei modelli utilizzati per l'analisi

Tabella 6.2 Simulazioni di riferimento per CCMVal-2. In questo lavoro è stata presa in considerazione solo la simulazione REF-B1. Per ogni parametro è indicato se si tratta di un parametro generato internamente o prescritto (OBS).

 Tabella 6.3 Caratteristiche tecniche dei modelli utilizzati per l'analisi

Tabella 6.4 Caratteristiche principali delle simulazioni e indicazione della microfisica utilizzata per la modellizzazione delle PSC. EQ = equilibrio termodinamico con valori prescritti per HNO3/H2SO4/H2O. HY=non equilibrio/possibilità di soprassaturazione. (adattata da CCMVAL-2 report [SPARC,2010]).

Tabella 6.5 Elenco dei giorni in cui sono presenti osservazioni lidar e OPC, utilizzate per derivare la funzione che lega i parametri microfisici delle PSC ai parametri ottici.

Tabella 6.6 Frequenze totali delle PSC nel range di quote tra 13 e 25Km, per NAT e ICE PSC per i mesi di Giugno, Luglio, Agosto e Settembre ottenute dalle osservazioni CALIOP e dai modelli.