
Table des matières

I. INTRODUCTION	8
II. TRANSPORT DANS LA HAUTE TROPOSPHERE ET BASSE STRATOSPHERE	10
II.1 INTRODUCTION	10
II.2 POURQUOI DIFFERENCIER LA TROPOSPHERE ET LA STRATOSPHERE ?	10
II.3 LA CIRCULATION GENERALE DE BREWER-DOBSON	11
II.3.1 <i>Découverte de la circulation de Brewer-Dobson</i>	11
II.3.2 <i>Schéma général de la circulation de BD</i>	12
II.4 TRANSPORT DANS LA TTL	13
II.4.1 <i>Qu'est-ce que la TTL ?</i>	13
II.4.2 <i>Transport vertical dans la TTL</i>	14
II.5 CONCLUSION	18
III. LES AEROSOLS STRATOSPHERIQUES	20
III.1 INTRODUCTION	20
III.2 HISTORIQUE : DECOUVERTE DE LA COUCHE DE JUNGE	20
III.3 AEROSOLS SULFATES	22
III.3.1 <i>Eruptions volcaniques</i>	23
III.3.2 <i>Emissions de gaz précurseurs</i>	24
III.3.3 <i>Bilan et flux</i>	27
III.3.4 <i>Processus de transformation microphysique</i>	28
III.4 AEROSOLS NON SULFATES DANS L'UTLS	30
III.5 METHODES D'OBSERVATION DES AEROSOLS STRATOSPHERIQUES	31
III.5.1 <i>Instruments in situ</i>	31
III.5.2 <i>Mesure à distance par occultation solaire, lunaire ou stellaire</i>	33
III.5.3 <i>Observations au limbe</i>	36
III.5.4 <i>Observations à distance par lidar</i>	37
III.6 CONCLUSION	39
IV. MESURE DES AEROSOLS PAR CALIOP	41
IV.1 INTRODUCTION	41
IV.2 CALIPSO	42
IV.2.1 <i>Généralités</i>	42
IV.2.2 <i>Equations lidar</i>	43
IV.2.3 <i>Etalonnage</i>	44
IV.3 ALGORITHME DE TRAITEMENT POUR LA RESTITUTION DES AEROSOLS STRATOSPHERIQUES	45
IV.3.1 <i>Moyenne et construction de la grille régulière</i>	45
IV.3.2 <i>Transmission/Diffusion moléculaire/ Rapport de diffusion</i>	47
IV.3.3 <i>Masque de la SAA</i>	49
IV.3.4 <i>Masque des nuages</i>	50
IV.4 EVOLUTION DES AEROSOLS STRATOSPHERIQUES AUX TROPIQUES DEPUIS JUIN 2006	52
IV.4.1 <i>Problèmes d'étalonnage</i>	53
IV.5 CONCLUSION	54
V. REVISION DE L'ETALONNAGE CALIOP	55
V.1 INTRODUCTION	55
V.2 ETALONNAGE STANDARD	55
V.2.1 <i>Erreur sur le coefficient d'étalonnage</i>	57
V.2.2 <i>Les aérosols entre 30-40 km vus par SAGE II</i>	58
V.3 AJUSTEMENT DE L'ETALONNAGE ENTRE 36-39KM	59
V.3.1 <i>Méthode de réétalonnage</i>	59
V.3.2 <i>Moyenne zonale réétalonnée</i>	60
V.3.3 <i>CALIOP réétalonné et SAGE II à 30-34 km</i>	61
V.4 REETALONNAGE AVEC LES MESURES D'AEROSOLS DE GOMOS	62
V.4.1 <i>Mesure des aérosols par GOMOS</i>	62

V.4.2	<i>SR moyen à 30-34 km dérivé de GOMOS</i>	63
V.4.3	<i>Méthode de réétalonnage</i>	64
V.4.4	<i>Moyenne zonale des données réétalonnées</i>	65
V.4.5	<i>Corrélation entre CALIOP et le lidar sol de Mauna Loa</i>	66
V.5	TEMPERATURE DANS LA STRATOSPHERE TROPICALE	68
V.5.1	<i>Température dans la stratosphère tropicale de GEOS-5</i>	68
V.5.2	<i>Comparaison GEOS-5, CEPMMT (ECMWF) et MLS aux tropiques</i>	68
V.6	REETALONNAGE A 36-39 KM AVEC CEPMMT	70
V.6.1	<i>Méthode de réétalonnage</i>	70
V.6.2	<i>Moyenne zonale aux tropiques après réétalonnage</i>	70
V.6.3	<i>Comparaisons avec les mesures in situ en ballon</i>	71
V.7	CONCLUSION	73
VI. LES AEROSOLS ET LE TRANSPORT DANS LA HAUTE TROPOSPHERE ET LA BASSE STRATOSPHERE TROPICALE		74
VI.1	INTRODUCTION	74
VI.2	EVOLUTION DES AEROSOLS STRATOSPHERIQUES AUX TROPIQUES VUE PAR CALIOP	75
VI.3	SOURCES ET PUITS DES AEROSOLS STRATOSPHERIQUES	79
VI.3.1	<i>Alimentation de la stratosphère en aérosols par les éruptions volcaniques « moyennes ».</i>	79
VI.3.2	<i>Stagnation à 25 km : rôle de la microphysique</i>	81
VI.3.3	<i>Puits des aérosols dans la basse stratosphère</i>	83
VI.4	TRANSPORT DANS LA STRATOSPHERE	87
VI.4.1	<i>Vitesse verticale dans la moyenne stratosphère</i>	88
VI.5	TRANSPORT DANS LA TTL	91
VI.5.1	<i>Transport méridional</i>	91
VI.5.2	<i>Transport vertical</i>	92
VI.6	AEROSOLS DANS LA TTL	95
VI.7	CONCLUSION	106
VII. CONCLUSION GENERALE		108
VIII. PERSPECTIVES		112
IX. BIBLIOGRAPHIE		114
X. ANNEXE		125

I. Introduction

Les masses d'air troposphérique entrent dans la stratosphère par les régions tropicales (Brewer, 1949). Un grand nombre d'espèces chimiques émises dans ces régions conduisent à modifier l'équilibre chimique, radiatif et dynamique de la stratosphère. Les mécanismes de transport dans la zone de transition entre la troposphère et la stratosphère sont cependant encore mal connus. Ils jouent pourtant un rôle clef sur la stabilité de la couche d'ozone et le climat. Les aérosols volcaniques ont été utilisés par le passé comme traceurs dynamiques afin d'estimer la vitesse du vent dans la stratosphère par exemple après l'éruption du Mt Krakatoa en 1883 (Russel et al., 1888). Un siècle plus tard, les mesures d'aérosols depuis l'espace ont contribué à améliorer les connaissances de la dynamique de la stratosphère. Dans la continuité de cette démarche, le transport et les aérosols dans la haute troposphère et la basse stratosphère tropicale ont été étudiés dans ce travail de thèse à partir des mesures du lidar CALIOP à bord du satellite CALIPSO.

Dans un premier temps, nous reviendrons sur les mécanismes d'échanges entre la troposphère et la stratosphère, avec une attention particulière sur le transport vertical aux tropiques dans la TTL (Tropical Transition Layer), la porte d'entrée des espèces troposphériques à plus haute altitude. En effet, les incertitudes liées à l'impact du transport rapide par overshoot à l'échelle globale par rapport au transport lent par échauffement radiatif, ne permettent pas pour l'instant de la modéliser correctement.

Nous rappellerons ensuite l'origine des aérosols dans la stratosphère et les mécanismes qui conduisent à leur formation et à leur disparition. Puis nous décrirons rapidement les moyens d'observation utilisés depuis les premières analyses en ballon jusqu'aux dernières plateformes spatiales. Nous nous intéresserons ensuite aux premières mesures d'aérosols par lidar depuis l'espace qui ont conduit à CALIOP. Les conclusions du très récent rapport SPARC sur les aérosols stratosphériques seront reprises pour comprendre comment CALIOP peut apporter des éléments nouveaux sur le sujet.

La méthode standard de mesure des aérosols par CALIOP sera alors décrite, avec un retour sur l'algorithme de traitement qui a permis d'obtenir une première description des aérosols dans la stratosphère tropicale. A partir de ces résultats préliminaires, qui ont mis en évidence des problèmes d'étalonnage, nous décrirons les méthodes de réétalonnage mises au point pour améliorer les restitutions de rétrodiffusion atmosphérique, à partir des modèles GEOS-5, CEPMMT (ECMWF) et des mesures d'aérosols de GOMOS-ENVISAT. Afin de vérifier les

Introduction

progrès accomplis, les résultats de ces corrections seront comparés aux observations passées de SAGE II, au lidar sol de Mauna Loa ainsi qu'aux mesures in situ en ballon aux tropiques durant les campagnes SCOUT-AMMA.

L'évolution dans le temps des aérosols dans la stratosphère tropicale résultant de ces corrections met en évidence plusieurs panaches volcaniques dont l'origine, le transport et la disparition seront étudiés. Les sources et les puits de ceux-ci dans la stratosphère seront discutés en lien avec les observations passées de SAGE II. On examinera par la suite les informations résultantes sur le transport vertical et méridional dans cette région. Dans la TTL, la variation saisonnière observée sera discutée et une nouvelle définition du sommet de cette région, c'est-à-dire la hauteur maximale de la stratosphère sous l'influence de la troposphère, sera proposée. Enfin, on discutera l'origine et la nature possible des aérosols rapportés chaque année au-dessus des régions de mousson.

II. Transport dans la haute troposphère et basse stratosphère

II.1 Introduction

La haute troposphère basse stratosphère (en anglais: Upper Troposphere and Lower stratosphere ou UTLS) tropicale joue un rôle clef dans la circulation générale puisqu'elle est le lieu d'entrée des masses d'air troposphériques dans la stratosphère (Holton et al. 1995). Ce transport aux tropiques est responsable de l'acheminement d'un grand nombre d'espèces chimiques émises au niveau du sol jusque dans la stratosphère. Cependant, les mécanismes de transport à l'intérieur de l'UTLS, de la haute troposphère vers la basse stratosphère entre 14-20 km sont encore discutés. Ils ont pourtant un rôle fondamental sur la destruction de l'ozone stratosphérique et le contrôle de la vapeur d'eau. Deux mécanismes sont aujourd'hui invoqués : la lente ascension par chauffage radiatif et le transport convectif en particulier au dessus des continents. Cependant, l'importance de l'un par rapport à l'autre est un débat toujours ouvert en raison de la quasi-absence de données d'observations dans la tranche d'altitude comprise entre 15 et 20 km au dessus des régions continentales tropicales. Cette zone, explorée seulement depuis peu par ballons et avions (Pommereau et al., 2007 ; Cairo et al., 2009), est quasi inaccessible aux satellites pour apporter des mesures fiables d'ozone, de vapeur d'eau et d'autres espèces, à la résolution verticale nécessaire.

Dans ce chapitre, nous reviendrons sur le schéma de la circulation générale dans l'atmosphère avec une attention particulière sur l'UTLS tropicale. Nous nous intéresserons à la zone de transition, située dans l'UTLS, entre la troposphère et la stratosphère, appelée TTL (Tropical Transition Layer). Puis, nous examinerons les différents mécanismes de transport vertical dans la TTL qui sont aujourd'hui proposés, pour enfin conclure sur les moyens qui seront utilisés dans cette thèse pour tenter d'apporter des éléments de réponse au débat.

II.2 Pourquoi différencier la troposphère et la stratosphère ?

La troposphère et la stratosphère sont deux régions de l'atmosphère qui ont des propriétés dynamiques, chimiques et radiatives différentes. La troposphère aux moyennes latitudes se situe entre le sol et 12 km (fig.1) et son sommet peut atteindre 15-17 km dans les

régions tropicales. Elle est caractérisée par un gradient thermique négatif favorisant l'instabilité et le transport vertical. Au contraire, la stratosphère, comprise entre 12-17 km et 50 km, présente un gradient de température positif la rendant, comme son nom l'indique, stratifiée et donc stable. Le minimum de température, appelé point froid, est souvent considéré comme l'altitude qui délimite ces deux régions. Cependant, il est maintenant établi que cette transition n'est pas ponctuelle mais qu'il existe une couche où l'on retrouve les caractéristiques des deux régions, une zone de transition, la TTL (en rouge sur la figure 1). La connaissance des propriétés de cette couche est fondamentale puisque c'est la « porte d'entrée » vers la stratosphère par laquelle passent toutes les espèces chimiques conduisant à modifier son équilibre. Le transport dans la stratosphère est ensuite contrôlé par la circulation de Brewer-Dobson.

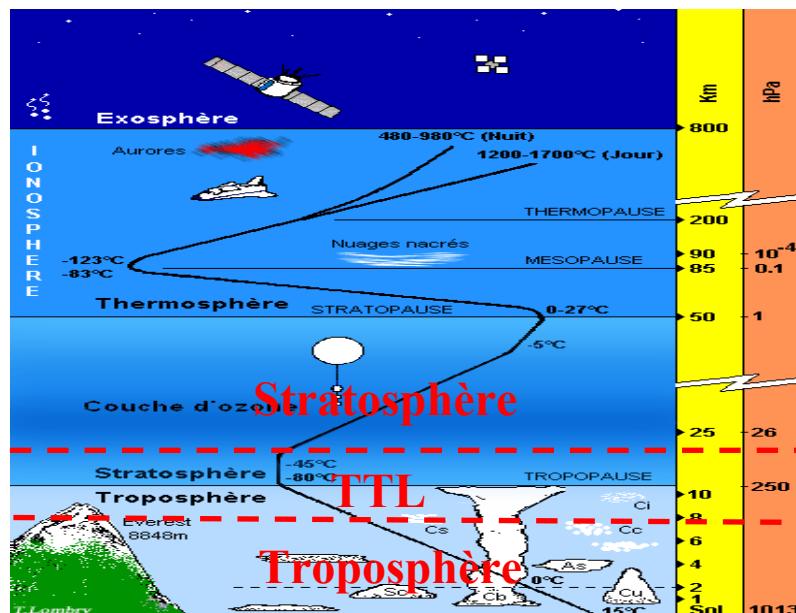


Figure 1. Profil vertical de température en atmosphère standard. Du sol à 12-17 km, se situe la troposphère (gradient thermique négatif). La stratosphère est comprise entre ce niveau et 50 km (gradient thermique positif). TTL en rouge (Tropical Transition Layer), zone de transition entre la troposphère et la stratosphère aux tropiques.

II.3 La Circulation générale de Brewer-Dobson

II.3.1 Découverte de la circulation de Brewer-Dobson

Dans les années 50, les premières mesures de vapeur d'eau et d'hélium dans la basse stratosphère au dessus de l'Angleterre ont conduit à élaborer une théorie sur la circulation générale dans laquelle les tropiques jouaient un rôle fondamental. En effet, la pauvreté de la

stratosphère en vapeur d'eau était incompatible avec les schémas de circulation de l'époque où stratosphère et troposphère étaient vues comme deux régions complètement découplées et indépendantes. Ces observations suggéraient l'existence d'une circulation générale dans laquelle l'air entrait dans la stratosphère par les régions tropicales, où la température qui règne au niveau de la tropopause conduisait à l'assécher par condensation avant son entrée dans la stratosphère (Brewer, 1949). Cette circulation permettait aussi à l'époque d'expliquer les valeurs élevées d'ozone observées aux moyennes latitudes avec un instrument appelé «Dobson». Ainsi on lui donna le nom de circulation de Brewer-Dobson (BD).

II.3.2 Schéma général de la circulation de BD

L'air entre dans la stratosphère par les régions tropicales dans la circulation de BD. La première partie de ce transport est associée à la convection et à la formation de nuages convectifs appelés « cumulonimbus », transportant l'air depuis le sol jusqu'au niveau de flottabilité neutre vers 14 km (Holton et al., 1995). Cette convection dépend du chauffage solaire au niveau du sol et de la stabilité statique de l'air. Dans une atmosphère instable, l'air continue son ascension à plus haute altitude grâce à la chaleur latente libérée par condensation lorsque la saturation est atteinte. La deuxième étape de la montée au-dessus de 14 km serait induite par des mécanismes de grande échelle liés à la propagation des ondes planétaires dans la stratosphère (Holton et al., 1995). En effet cette propagation agirait comme une pompe qui aspire l'air dans les régions tropicales conduisant à sa lente ascension de la tropopause jusque dans la stratosphère (fig. 2).

Les différences entre les échelles de temps associées au transport vertical dans la troposphère et la stratosphère tropicale impliquent de distinguer ces deux régions. En effet, dans les systèmes convectifs troposphériques, il correspond à des échelles de temps de quelques heures alors qu'il faut plusieurs mois pour qu'une parcelle d'air monte dans la stratosphère dans la circulation de BD. Ces différences ont pour conséquence la rapide croissance et décroissance respectivement de la teneur en ozone et vapeur d'eau au-dessus de la zone de transition entre les deux régions. Il existe donc une couche où l'on trouve des caractéristiques d'air troposphérique et d'air stratosphérique, appelée TTL (Tropical Transition Layer).

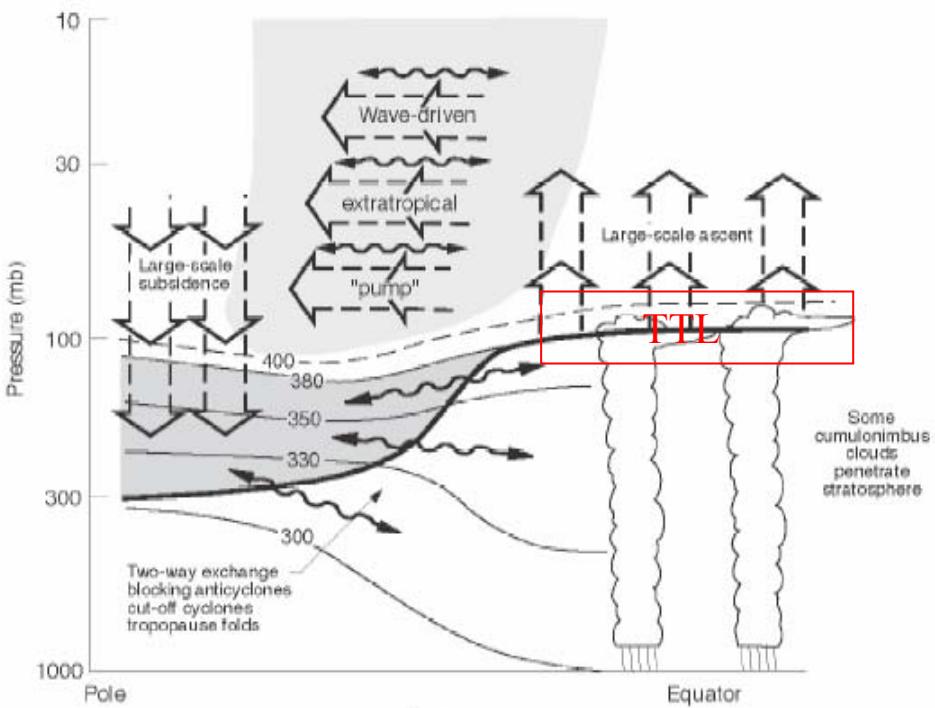


Figure 2. Circulation de Brewer-Dobson (Holton et al., 1995). Ascension verticale aux tropiques dans les cumulonimbus, relayée par une ascension lente à grande échelle. Transport vers les moyennes latitudes dans la moyenne stratosphère induit par des ondes planétaires agissant comme une pompe dans les régions tropicales. La TTL a été rajoutée en rouge.

II.4 Transport dans la TTL

II.4.1 Qu'est-ce que la TTL ?

La TTL est comme indiqué, la zone de transition entre la troposphère et la stratosphère aux tropiques située entre 14 et 18.5 km (Fueglistaler et al., 2009). C'est une zone où l'on retrouve à la fois les propriétés dynamiques, chimiques et radiatives de la troposphère et de la stratosphère. La figure 3 décrit les processus qui interviennent et qui influencent l'équilibre de la TTL. Les masses d'air troposphérique transportées dans les systèmes convectifs tropicaux atteignent environ 14 km (200 hPa), niveau de flottabilité nulle (symbolisé par la lettre (a) sur la figure 3). Ce niveau avoisine celui du chauffage radiatif nul (LZRH : Level of Zero Radiative Heating), au-dessus duquel l'échauffement devient positif (Corti et al., 2005). Il est caractérisé par un minimum de gradient thermique à partir duquel la stabilité statique de l'air augmente, avec cependant des injections profondes possibles à plus hautes altitudes au delà de la tropopause thermique (minimum de température) (h). L'air monte ensuite lentement par chauffage radiatif (d) jusqu'à la stratosphère où la circulation de Brewer-Dobson prend le

relais. La stratosphère tropicale est limitée en latitude par les jets subtropicaux qui jouent le rôle d'une barrière définissant une région de confinement appelée «tropical pipe» (Plumb et al., 1996) (f), alors que les échanges sont possibles dans TTL entre les tropiques et les moyennes latitudes (e).

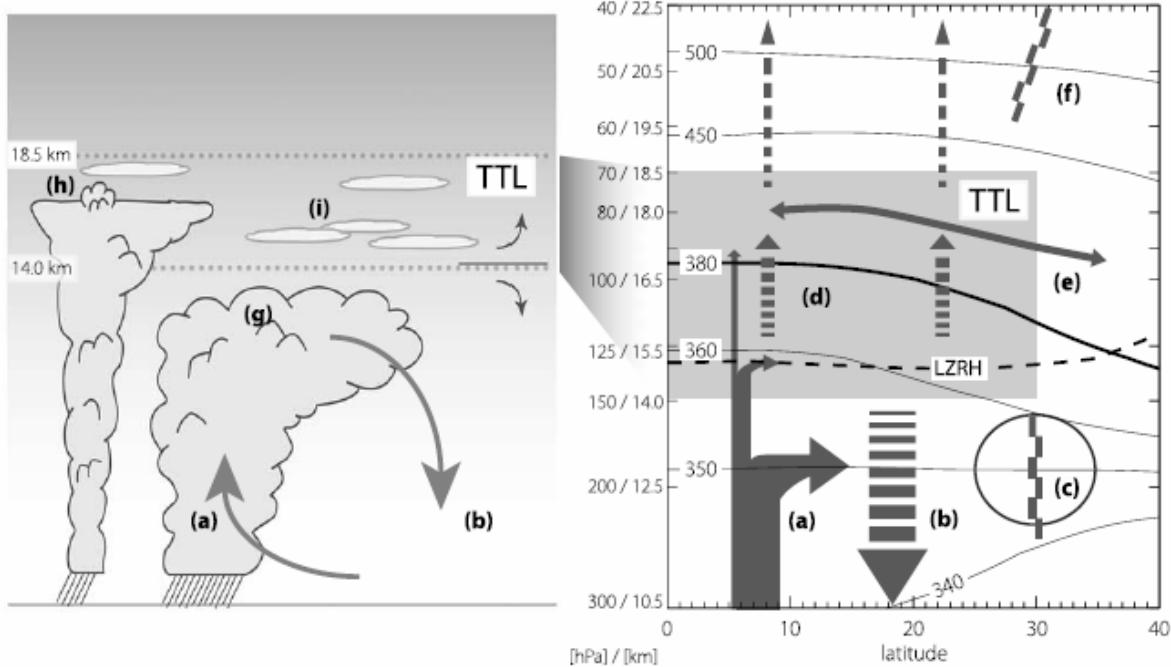


Figure 3. Schéma des nuages (gauche) et du transport (droite) dans la TTL. Les flèches indiquent la circulation et les lettres sont associées à des processus de transport. Tiré de Fueglistaler et al. (2009).

Cette vue de la TTL présente cependant encore des incertitudes. Parmi celles-ci, le transport vertical au travers de cette couche est encore sujet à débat. En effet, même si les observations récentes ont montré l'existence d'injections rapides à haute altitude par overshoot (Nielsen et al., 2007, Khaykin et al., 2009, Corti et al., 2008), la contribution de ce mécanisme à l'échelle globale par rapport à la montée lente par chauffage radiatif reste encore à évaluer.

II.4.2 Transport vertical dans la TTL

Comme on l'a vu précédemment, le transport vertical rapide dans les systèmes convectifs tropicaux suivi de la lente ascension due à la « pompe extratropicale » conduit au transport de l'air de la troposphère vers la stratosphère. Cependant même si des mesures à l'échelle globale de traceurs sont disponibles dans cette région (ex. MLS CO, Odin N₂O), leur résolution verticale, limitée à +/- 2 km ne permet pas de conclure quant au mécanisme dominant de transport vertical dans la TTL (Ricaud et al., 2007 ; Schoeberl et al., 2006). Deux

schémas entrent en compétition, le transport lent en plusieurs mois par chauffage radiatif et/ou le transport rapide par overshoots en quelques heures.

II.4.2.1 Chauffage radiatif

Le transfert radiatif est une branche de la physique qui s'intéresse à l'interaction entre le rayonnement et la matière. On parle de chauffage radiatif quand la matière absorbe le rayonnement pour le transformer en énergie thermique. Dans l'atmosphère, c'est l'eau (dans ces 3 phases), O₃ et le CO₂ qui sont les gaz qui interagissent avec le rayonnement solaire incident dans l'ultraviolet et l'émission infrarouge tellurique, produisant un refroidissement (ex. émission dans l'IR de H₂O dans la stratosphère) ou un réchauffement (absorption de l'UV par l'ozone stratosphérique). Le bilan de ces interactions aboutit à l'établissement d'un niveau d'échauffement nul ($Q=0$) en dessous duquel l'air tend à descendre et au-dessus duquel il tend à monter. Aux tropiques et par ciel clair, ce niveau est situé vers 14 km ou encore 360 K (Gettelman et al., 2004). Le schéma aujourd'hui le plus courant est que l'air est transporté par convection jusqu'à 360 K où le chauffage radiatif prend le relais pour le soulever dans la basse stratosphère.

Dans la TTL, la présence de nuages fins, illustrée sur la figure 4, modifie l'équilibre radiatif et induit un chauffage supplémentaire. L'effet est double, d'abord dû à un réchauffement global de la couche par absorption du rayonnement UV et ensuite à un réchauffement seulement de la base par le rayonnement IR. Ainsi, les calculs radiatifs montrent que l'influence des cirrus fins vers 370 K (16 km) conduit à une ascension de 0.2 K/jour (Corti et al., 2008). Il pourrait constituer l'élément clef permettant de transporter l'air du niveau moyen de la convection vers 14 km jusqu'à la basse stratosphère. Un autre mécanisme de transport, mais cette fois rapide a été proposé par Danielson et al. [1982,1993], appelé « overshoot ».

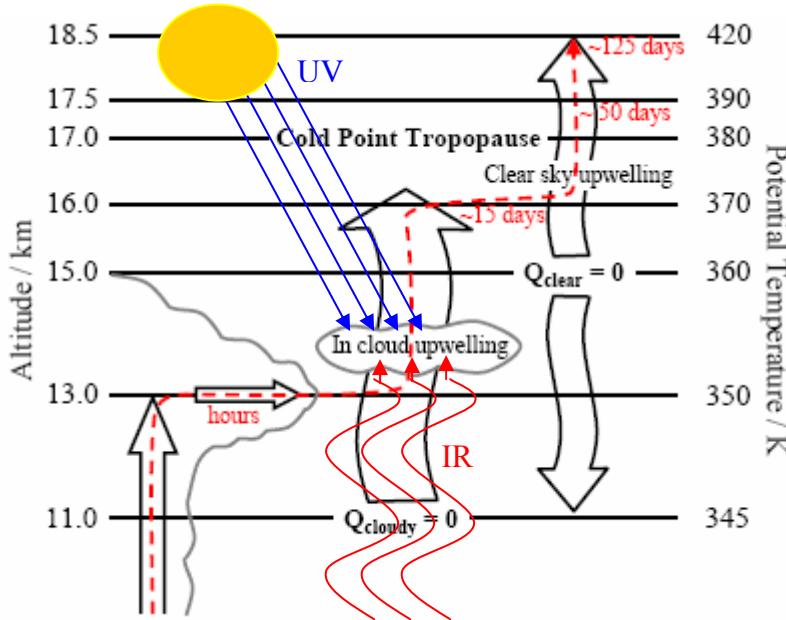


Figure 4. Schéma du transport troposphère-stratosphère. A gauche la convection transporte l'air jusqu'à 13-14 km ; au centre le chauffage radiatif amplifié par la présence de cirrus soulève l'air jusqu'au point froid de la tropopause supplié au-dessus par la lente ascension en ciel clair. Est indiqué en rouge le temps de transport moyen de la couche limite à différents niveaux (Corti et al., 2005).

II.4.2.2 Overshoot

Le deuxième mécanisme de transport vertical dans la TTL est l'overshoot convectif. L'influence de la pénétration de l'air refroidi par détente adiabatique au-delà de la tropopause a été proposée par Danielsen et al. [1982] afin d'expliquer la déshydratation de l'air au passage de la tropopause. Ces injections rapides peuvent atteindre selon les modèles de nuages à haute résolution 50-80 m/s (Chaboureau et al., 2007). La première répartition géographique des overshoots a été mise en évidence par le radar TRMM (Tropical Rainfall Mission Measurement) (Liu and Zipser., 2005). La figure 5 représente la position des overshoots entre 1998 et 2003, définis comme les signaux radars supérieurs à 20 dbz et atteignant au moins 14 km (base de la TTL). Alors que le nombre total d'overshoots dépassant 14 km est d'environ 10% supérieur au dessus des continents par rapport aux océans, 90 % de ceux dépassant 17 km (en rouge) se trouvent au dessus des terres. Ces maxima se situent principalement au-dessus de l'Amérique du Sud, de l'Afrique et de l'Indonésie. D'après ces résultats, près de 1.3 % des systèmes convectifs atteignent la base de la TTL, chiffre probablement sous-estimé car le signal radar de 20 dbZ ne permet de détecter que les grosses particules de glace injectées par d'intenses courants verticaux (Liu and Zipser., 2005).

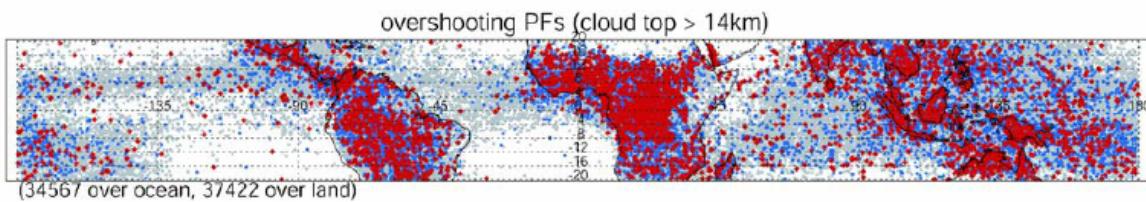


Figure 5. Carte des overshoots entre 1998 et 2003 dont le sommet atteint au moins 14 km avec un signal radar supérieur à 20 dbZ (Liu and Zipser, 2005). En bleu ceux dépassant 14 km et en rouge 17km.

La figure 6 représente la variation diurne de la fréquence des overshoots au-dessus des océans et des continents pour différentes altitudes de référence.

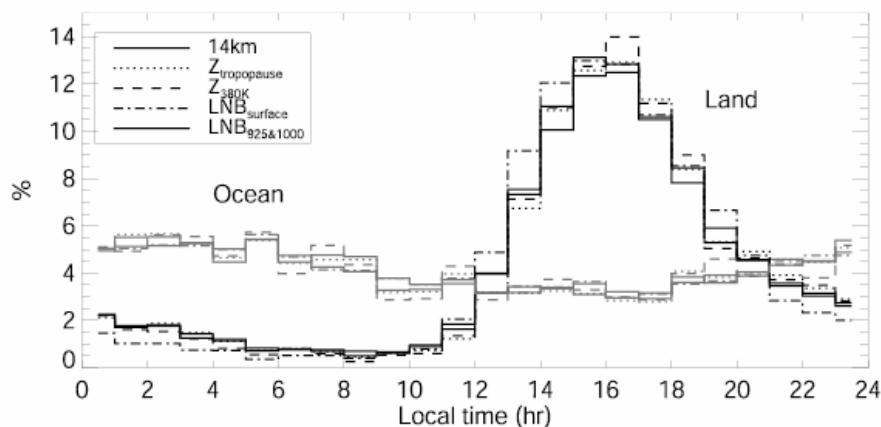


Figure 6. Variation diurne de la fréquence d'overshoots au dessus des océans et des continents vue par TRMM.

Quelle que soit la définition de l'altitude atteinte par les overshoots (14 km ou Z_{380K}), les résultats observés sont très proches (moins de 2% de différences). La variation diurne de ces évènements au dessus des océans est très faible de +/- 3 % avec un léger maximum entre 2h00 et 08h00 LT. A l'opposé, au dessus des continents, on observe une forte variation avec un maximum vers 16-18h00 LT et un minimum vers 06h00-08h00 LT. De récentes campagnes au dessus de ces zones convectives continentales (HIBISCUS, SCOUT-O3, SCOUT-AMMA) ont permis d'observer l'impact de ces overshoots sur la composition locale de la basse stratosphère. La figure 7 représente les mesures lidar pratiquées à bord du M55 Geophysica au dessus du cumulonimbus HECTOR dans le nord de l'Australie lors d'un vol le 30 novembre 2005.

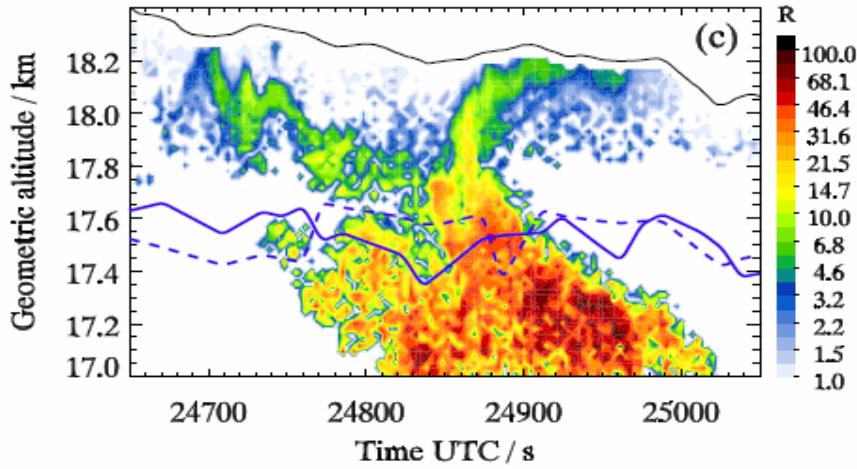


Figure 7. Rapport de diffusion du lidar MAL qui regarde en dessous du M55 Geophysica dont l'altitude est représentée par un trait noir. En bleu plein et pointillé : 380 K (température potentielle) et tropopause point froid (Corti et al., 2008)

Les mesures lidar en dessous de l'avion montre la présence de particules depuis 17 km jusqu'à l'altitude de l'avion vers 18.2 km. Ces mesures indiquent une injection directe de cristaux de glace dans la basse stratosphère.

II.5 Conclusion

La TTL est une zone de transition entre la troposphère et la stratosphère aux tropiques, où l'on retrouve les propriétés chimiques, radiatives et dynamiques des deux régions. C'est une région clef puisqu'elle est la porte d'entrée de nombreuses espèces troposphériques qui peuvent modifier l'équilibre chimique de la stratosphère. La base de la TTL, vers 14 km, est définie par le niveau de chauffage radiatif nul ou comme l'altitude moyenne atteinte par la convection (Fueglistaler et al., 2009). Son sommet est encore sujet à débat car il dépend de l'altitude maximale atteinte par les systèmes convectifs. Cet impact en terme de flux vertical était considéré jusqu'à peu de temps comme négligeable (Gettelman et al., 2004), impliquant que le chauffage radiatif prédominait. Cependant différentes campagnes réalisées au dessus de régions continentales convectives (HIBISCUS, SCOUT-O3, SCOUT-AMMA) ont mis en évidence un fort impact des overshoots sur les propriétés chimiques et radiatives de la TTL à l'échelle locale (Nielsen et al., 2007 ; Corti et al., 2008, Khaykin et al., 2009, Pommereau and Held, 2007). Même si certaines études récentes suggèrent que ces événements ont un impact à l'échelle globale (Ricaud et al., 2007), la résolution spatiale des instruments actuels est insuffisante pour conclure (+/-2 km pour MLS ou ODIN dans la TTL). Une autre façon d'aborder la question est d'étudier la variation des aérosols dans cette région, ce que vont

permettre les mesures de rétrodiffusion à haute résolution du lidar CALIOP à bord de CALIPSO.

III. Les aérosols stratosphériques

III.1 Introduction

Les aérosols stratosphériques sont connus pour être des particules liquides sulfatées ayant pour origine l'oxydation du soufre injecté lors de violentes éruptions volcaniques (ex. Mt Pinatubo en juin 1991). Cependant, les premières mesures en ballon dans ces régions ont révélé aussi qu'elles étaient présentes même en période sans éruption (Junge et al., 1961). Dans ce chapitre nous nommerons aérosols stratosphériques toutes les particules qui ne sont pas des cristaux de glaces ou des nuages stratosphériques polaires (PSC) entre 15 et 40 km. Ces aérosols jouent un rôle important dans l'équilibre radiatif, chimique et dynamique de l'atmosphère. En effet, les grandes éruptions conduisent à diminuer le rayonnement solaire à la surface de la terre et provoquent une baisse de la température au sol (McCormick et al., 1992). Elles sont aussi des sites de réactions hétérogènes qui aboutissent à la destruction de l'ozone (Wilson et al., 1992). Enfin dans la haute troposphère, elles servent de noyaux de condensation conduisant à la formation de nuages fins (Peter et al., 2003).

Dans un premier temps, nous reviendrons sur l'historique rappelant la découverte des aérosols stratosphériques et de leur nature, principalement sulfatées et d'origine volcanique. Puis nous nous intéresserons au rôle des gaz précurseurs (SO_2 , OCS), à leur flux et aux processus microphysiques qui modifient la taille des aérosols. Nous reviendrons ensuite sur les aérosols non sulfatés dans la stratosphère, qui sont encore largement méconnus en raison du manque de mesure *in situ*. Dans une troisième partie, nous examinerons les moyens d'observation existant depuis le sol, en avion, en ballon et depuis les plates-formes spatiales qui ont permis de caractériser ces aérosols au cours des 30 dernières années. Enfin, nous nous intéresserons aux observations lidar dont la résolution verticale est un atout majeur pour en étudier le transport.

III.2 Historique : découverte de la couche de Junge

L'une des sources principales d'aérosols dans la stratosphère provient d'éruptions volcaniques. Les crépuscules aux couleurs apocalyptiques qui ont suivi la plupart des grandes éruptions ont été décrits par de nombreux observateurs et sont l'exemple de l'interaction entre ces particules volcaniques et le rayonnement solaire. La peinture de la figure 8 témoigne du genre de crépuscule que l'on a pu admirer après l'éruption du volcan Krakatoa en 1883. Le

panache de ce même volcan a été observé dans les régions tropicales et une vitesse moyenne de déplacement d'environ 30 m/s dans la direction de l'Ouest en a été déduite. C'est la première utilisation connue des particules volcaniques pour étudier le transport dans la stratosphère (Russel et al., 1888).

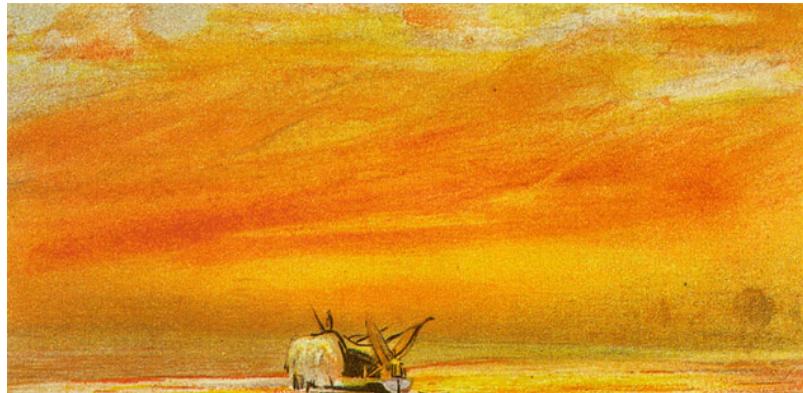


Figure 8. Œuvre du peintre William Ashcroft représentant le crépuscule au dessus de l'Angleterre après l'éruption du Mt Krakatoa en 1883.

La persistance d'aérosols dans la stratosphère pendant des périodes non volcaniques a fait l'objet d'observations au crépuscule au début du XX^{ème} siècle. Cependant il a fallu attendre les années 50 et l'utilisation d'impacteurs en ballon pour confirmer leur présence. On appela cette couche, la couche de Junge (Junge et al., 1961). Ces premières observations ont révélé une quantité relativement importante de grosses particules ($r \geq 0.15\mu\text{m}$) vers 20 km, dont la composition chimique a été déterminée en étudiant leur température de vaporisation. Elle correspondait à un mélange de 75 % d'acide sulfurique (H_2SO_4) et 25 % de vapeur d'eau (Rosen et al., 1964). Ces particules étaient donc assez grosses pour diffuser la lumière solaire, et que leur effet soit observé depuis le sol d'où elles ont été pour la première fois partiellement identifiées. C'est à partir de ces premières observations qu'ont été développés des instruments optiques embarqués à bord de ballons ou d'avions pour des mesures in situ, par la suite globales depuis des satellites, pour en comprendre l'origine.

La couche de Junge, vers 25 km, est une couche permanente, composée d'aérosols principalement liquides sulfatés issus de l'oxydation de gaz précurseurs (OCS , SO_2) de durée de vie relativement longue (semaines à mois) et non solubles dans les gouttes de pluie. Ces précurseurs ont des sources naturelles, la principale étant les volcans mais aussi, depuis l'ère industrielle, anthropiques.

III.3 Aérosols sulfatés

Les premières analyses en ballon de la composition chimique des aérosols dans la stratosphère ont révélé leur nature sulfatée. Ils proviennent de l’oxydation de gaz précurseurs (SO_2 , OCS , CS_2) en H_2SO_4 . Puis la combinaison de l’acide sulfurique avec les molécules d’eau forme des gouttelettes d’eau et d’acide sulfurique. Dans la stratosphère, ces particules sous l’action de leur poids sédimentent et sont lessivées en atteignant la troposphère.

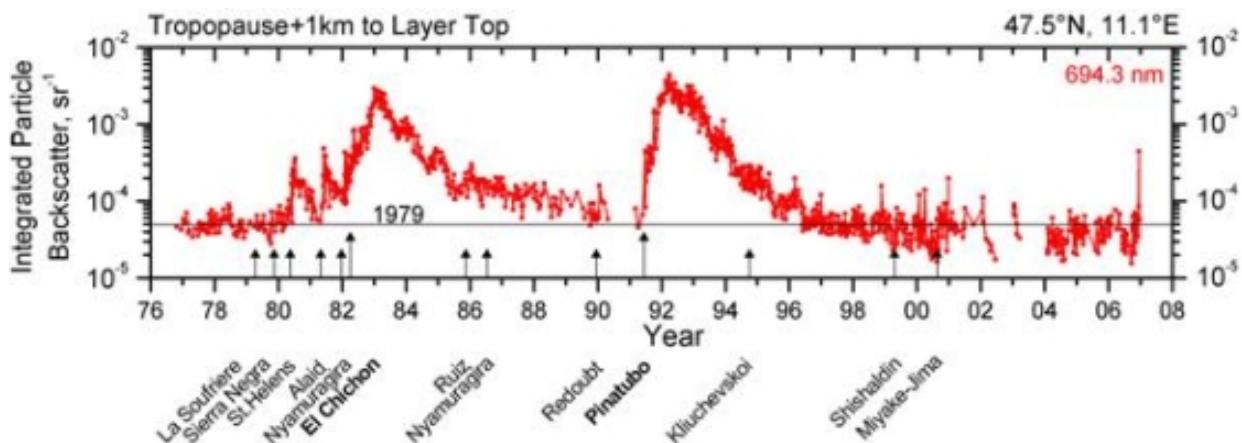


Figure 9. Coefficient de rétrodiffusion intégré à 694.3 nm mesuré par lidar à Garmisch (Allemagne) depuis 1 km au dessus de la tropopause jusqu’au sommet de la couche. La position dans le temps des principales éruptions est indiquée par des flèches (<http://www.imk-ifu.kit.edu/331.php>).

La figure 9 représente la plus longue série disponible de mesures des aérosols stratosphériques depuis la station lidar de Garmisch en Allemagne (47.5°N). L’évolution du coefficient de rétrodiffusion à 694.3 nm montre l’alternance entre des périodes dites « d’aérosols de fond » indiquant un flux permanent et des injections volcaniques. Les principales éruptions des 30 dernières années sont celles d’El Chichon (17°N , avril 1982, Mexique) et du Mt Pinatubo (15°N , juin 1991, Philippines). En dehors des périodes volcaniques, il n’y a pas d’indication d’une augmentation de la charge en aérosols de la stratosphère liée aux émissions anthropiques.

III.3.1 Eruptions volcaniques

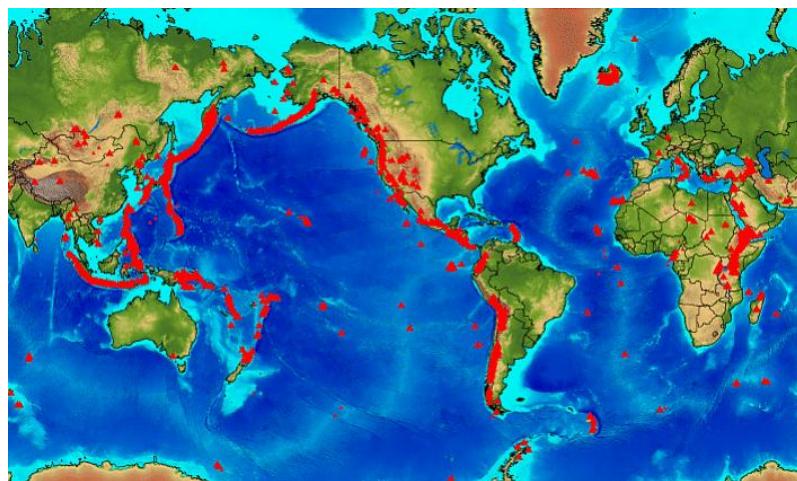


Figure 10. Carte des volcans actifs durant les 10 000 dernières années. Autour du Pacifique, la ceinture de feu est la zone où se regroupent la plupart des volcans actifs dans le monde.

La source la plus importante d'aérosols dans la stratosphère est volcanique. La figure 10 représente la carte de répartition des volcans actifs des 10 000 dernières années. La zone où le nombre de volcans est le plus élevé est appelée ceinture de feu. Elle entoure le Pacifique, dans lequel Le Mont Pinatubo aux Philippines se trouve, dont l'éruption de juin 1991 a été la plus importante du siècle dernier. L'ampleur d'une éruption est mesurée à partir de son indice d'explosivité (en anglais VEI : Volcanic Explosivity Index), évalué en fonction du volume de lave injectée, de la hauteur de la colonne éruptive et de critères qualitatifs d'observateurs au sol (Newhall et al., 1982).

Lors d'une éruption volcanique, une quantité importante de SO₂ et de poussières est injectée dans la stratosphère. Comme le montre la figure 11, les poussières sous l'effet de la gravité retombent très vite et les espèces solubles comme l'acide chlorhydrique (HCl) sont lessivées par les nuages avant d'entrer dans la stratosphère (Textor et al., 2005). Le dioxyde de soufre (SO₂), non soluble a une durée de vie beaucoup plus longue. Il s'oxyde en acide sulfurique (H₂SO₄) en environ 1 mois (Read et al., 1993). H₂SO₄ et H₂O se combinent ensuite pour former une solution d'aérosols sulfatés

Les aérosols stratosphériques ont un rôle important dans l'équilibre chimique, radiatif de l'atmosphère. Ils conduisent d'une part à la destruction de l'ozone par les CFC, favorisée par la disparition des oxydes d'azote transformés en acide nitrique par réaction hétérogène (Wilson et al., 1992). D'autre part, leur présence conduit à modifier le bilan radiatif terrestre en réchauffant la stratosphère et refroidissant la troposphère (McCormick et al., 1992). Les

aérosols volcaniques ont aussi un effet microphysique indirect, servant de noyaux de condensation et affectant ainsi la structure des nuages (Peter et al., 2003).

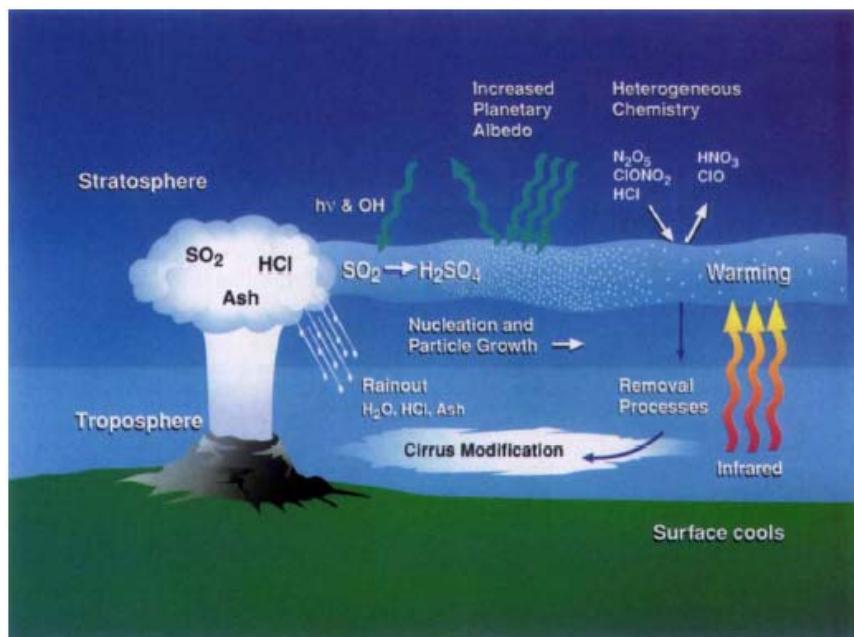


Figure 11. Impact d'une éruption volcanique sur l'atmosphère (McCormick et al., 1992). Injection de matières sulfatées dans la stratosphère, oxydation de SO_2 en acide sulfurique. Impact radiatif : augmentation de l'albédo terrestre, refroidissement à la surface, chauffage de la stratosphère par absorption du rayonnement IR. Impact des aérosols sur la microphysique des nuages fins. Ils servent aussi de sites de réactions hétérogènes conduisant à modifier l'équilibre de l'ozone.

III.3.2 Emissions de gaz précurseurs

Les deux principaux gaz précurseurs qui contribuent à augmenter la charge en aérosols de la stratosphère en période non volcanique sont OCS (Crutzen et al., 1976) et SO_2 (Thomason et al., 2006). D'autres gaz sulfureux (DMS, CS_2 , H_2S) peuvent atteindre la stratosphère mais leur contribution direct est faible. Les mécanismes de transport associés sont représentés sur la figure 12. Les gaz sont transportés dans les systèmes convectifs tropicaux dans la haute troposphère, où des mesures in situ pratiquées à bord de l'ER-2 de la NASA, ont révélé une concentration importante de noyaux de condensation sulfatés dans les masses d'air tropicales (Brock et al., 1995). Il est admis qu'ils rejoignent la stratosphère par la circulation générale où les mécanismes microphysiques de condensation et de coagulation contribuent à leur croissance. Ils sont ensuite éliminés durant leur transport vers les moyennes et hautes latitudes par sédimentation. Même si ce schéma est couramment accepté, le manque d'observation

dans l'UTLS, limite notre compréhension des mécanismes de soulèvement verticaux qui sont à l'origine de leur transport. Ils ont pourtant un rôle fondamental sur la présence dans la stratosphère d'espèces à courte durée de vie comme SO₂.

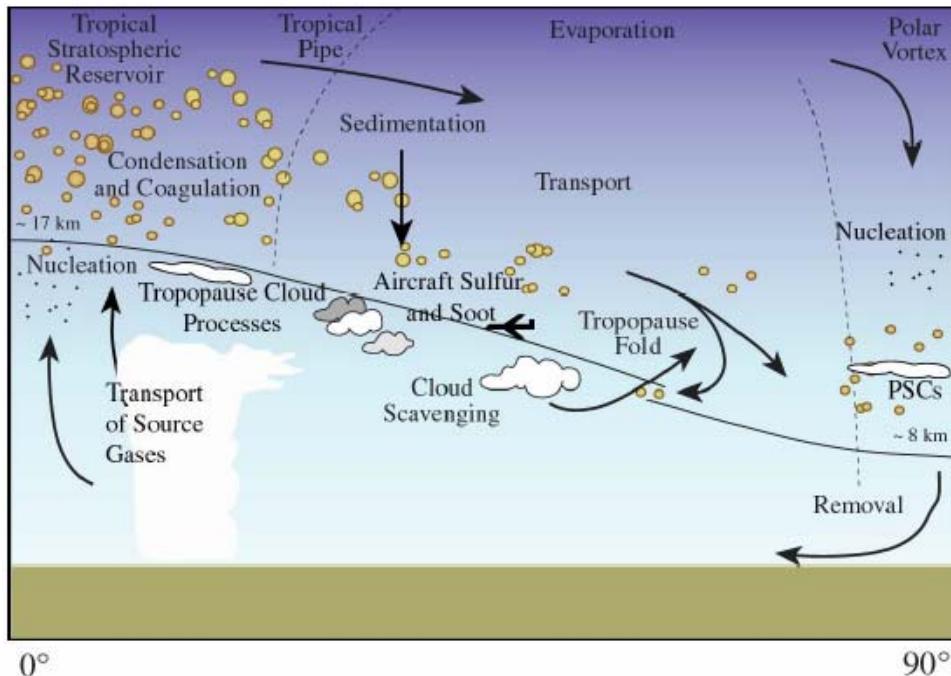


Figure 12. Cycle de vie des aérosols stratosphériques en période non volcanique (Hamill et al., 1997). Transport des gaz précurseurs dans la haute troposphère tropicale puis soulèvement lent jusqu'à la tropopause où ils s'oxydent pour former des particules par nucléation homogène. Dans la stratosphère tropicale, les mécanismes de condensation et de coagulation les font croître, ils sont ensuite éliminés par sédimentation durant leur transport dans la circulation générale.

III.3.2.1 OCS

OCS est connu pour être le plus abondant de tous les gaz susceptibles de conduire à la formation de SO₂ dans la stratosphère. Sa longue durée de vie de plusieurs années et sa faible solubilité lui permettent d'être transporté jusque dans la stratosphère. Une fois atteinte, une fraction d'OCS est oxydée en SO₂ puis H₂SO₄, tandis que le reste retourne dans la troposphère en suivant la circulation générale (Crutzen et al., 1976). OCS est issu de l'oxydation du sulfate de diméthyl (DMS) produit par le plancton océanique, et du sulfure de carbone (CS₂) émis par l'industrie et le milieu marin. Le captage d'OCS par les végétaux et par les sols ainsi que son oxydation par les radicaux OH en sont les principaux puits. Le cycle d'OCS montre une variation saisonnière avec un maximum en été, période où la production à

partir du plancton marin est maximale. Ce modèle simplifié se complique si l'on introduit la répartition géographique des sources et des puits et le transport, qui font que le cycle d'OCS n'est pas totalement compris.

Les premiers profils verticaux d'OCS dans les régions tropicales ont été obtenus durant le printemps boréal entre 1996 et 1999, à l'aide de mesures spectrométriques dans l'infrarouge à bord de navires dans l'Atlantique. Ils révélaient un maximum dans la TTL qui semblaient provenir des feux de biomasse (Notholt et al., 2003). L'augmentation d'OCS dans la TTL a été confirmée par des mesures à l'aide du même type d'instrument à bord de la Station Spatiale Internationale, entre 1984 et 1994 (Irion et al., 2002). Une description des différentes mesures d'OCS réalisées à partir de stations au sol ou durant des campagnes est présentée dans SPARC ASAP 2006 (Thomason and Peter, 2006).

III.3.2.2 SO₂

Le dioxyde de soufre a deux origines, l'une naturelle liée aux émissions volcaniques et l'autre associée à la pollution. Le SO₂ anthropique provient de la combustion du bois et du charbon par le chauffage urbain (ex. brouillard sulfureux, smog de Londres à la fin du 19^{ième} et début 20^{ième} siècle), les centrales thermiques et les feux de forêt. Les transports terrestres maritimes et aériens, par le résidu de soufre dans les produits pétroliers, en sont aussi des sources. Le dioxyde de soufre émis au niveau du sol est mesuré depuis près de 50 ans par les stations de surveillance de la qualité de l'air. Sa concentration maximale au cours des années 1980 aux Etats-Unis et en Europe, montre depuis une réduction estimée à 85-95%. Une diminution a aussi été observée dans les niveaux de SO₂ émis par le trafic aérien. Cependant les teneurs dans les pays émergeants tels que la Chine, l'Inde et le Brésil ont augmentées de façon marquées depuis quelques années (Notholt et al, 2006). Les régions tropicales étant les zones privilégiées du transport de la troposphère vers la stratosphère, l'une des interrogations est de savoir si ces émissions ont une influence sur la couche d'aérosols stratosphériques. Puisque SO₂ à un temps de vie court de quelques mois, sa répartition géographique dépend des lieux de production et sa présence dans la TTL du mode de transport. Les observations de SO₂ de la haute troposphère à la tropopause sont rares. Les campagnes NASA PEM et ACE 1 sur l'Océan Pacifique ont révélé des différences inter-hémisphériques d'un ordre de grandeur, avec une décroissance de 100-200 pptv à 10-20 pptv dans la gamme d'altitude 4-12 km. La contribution du transport de soufre dans la TTL par convection est encore incertaine puisque les mécanismes de transport eux-mêmes dans cette région sont sujets à débat.

III.3.2.3 Autres gaz (DMS, CS₂, H₂S)

Parmi les autres gaz, le sulfure de diméthyle (DMS) est produit principalement par les algues marines. Dans la basse troposphère, sa durée de vie n'est que de quelques heures car il s'oxyde très rapidement en SO₂. Sa présence à haute altitude n'est donc possible que par un processus de transport rapide. Ainsi les campagnes PEM-West A&B ont montré que du DMS pouvait être injecté dans la haute troposphère et même parfois jusqu'à la tropopause durant des événements convectifs intenses (Thornton et al., 1997).

Le disulfure de carbone (CS₂) est observé au dessus des continents et trouve sa source dans les volcans et les zones marécageuses. Les émissions anthropiques du CS₂ proviennent de l'industrie textile. Les polluants comme le monoxyde de carbone (ex. CO) depuis le nord de la Chine montrent une forte corrélation avec ce composé (Blake et al., 2004).

Les mesures de sulfure d'hydrogène (H₂S) sont quant à elles assez rares, conduisant à des incertitudes importantes relatives à son cycle de vie. Les quelques observations à bord d'avions et de navires semblent privilégier l'origine anthropique de ce gaz dont le maximum est observé sur les continents.

III.3.3 Bilan et flux

Les émissions anthropiques, biologiques et géologiques (volcans) sont les 3 grandes sources de gaz sulfatés dans l'atmosphère avec un flux total compris entre 89-102 Tg S/an (Tg : 1 million de tonnes ; S : soufre) entre 1980 et 1990. Aujourd'hui, le SO₂ anthropique représenterait environ 70 à 80% des émissions totales (Thomason et al., 2006). Les autres gaz, OCS, CS₂, DMS, CH₃SH et H₂S, émis en plus faible quantité peuvent être séparés en deux grandes familles: OCS (et ses précurseurs CS₂ et DMS) avec une durée de vie de plusieurs années et le reste des espèces sulfatées qui ne subsistent que quelques heures dans l'atmosphère. La figure 13 représente un bilan de flux de gaz précurseurs dans l'atmosphère. Les émissions d'OCS sont de l'ordre de 0.7 Tg S an⁻¹. Bien que plus faibles que d'autres espèces sulfatées, sa longue durée de vie fait de lui un gaz précurseur important qui contribue à augmenter la charge en aérosols de la stratosphère (Crutzen et al., 1976). Un déséquilibre dans le budget d'OCS mis en évidence par Chin and Davis [1993] a permis de revoir l'effet des sols qui agissent non pas comme source mais puits.

Le flux de SO₂ d'origine volcanique, estimé à 14 ± 6 Tg S/an, est en moyenne plus faible que son homologue anthropique, mais son impact sur la stratosphère est important, car il est injecté directement à haute altitude où sa durée de vie augmente. La stabilité de SO₂ dépend, de la concentration des radicaux OH et de son mode de transport.

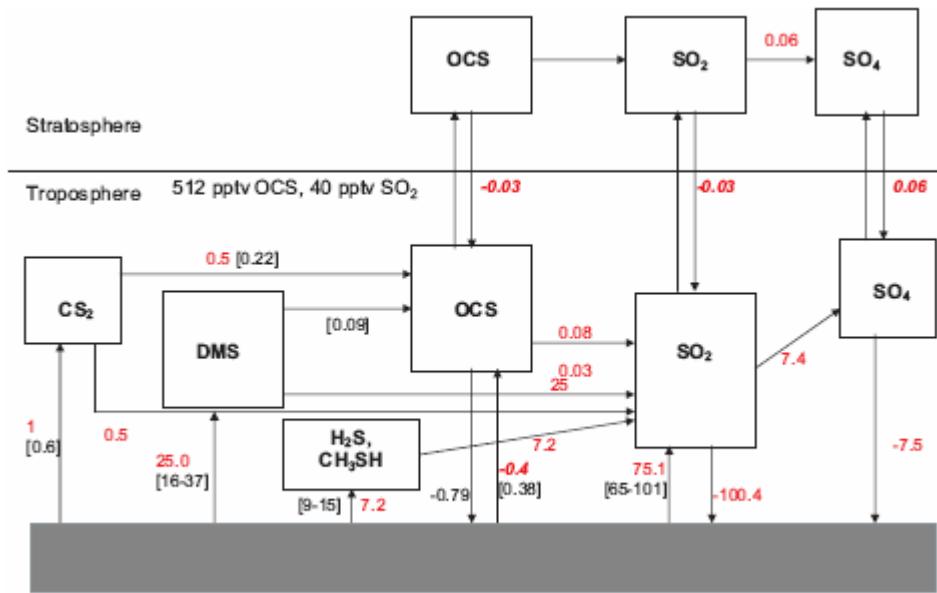


Figure 13. Flux ($Tg\ S\ an^{-1}$) des gaz précurseurs sulfatés et leur transformation dans l'atmosphère avec l'hypothèse de 521 pptv d'OCS, 40 pptv SO_2 et pas d'aérosols à la tropopause tropicale. Les chiffres en noir sont issus d'observations alors que ceux en rouge proviennent des modèles (Thomason and Peter., 2006).

Les autres gaz réduits, H_2S et CH_3SH ont une influence secondaire sur la teneur en espèces sulfatées de l'atmosphère car ils ont des durées de vie faibles et leurs flux n'excèdent pas 3-7 $Tg\ S\ an^{-1}$.

A cause de sa durée de vie très longue, OCS est donc le gaz précurseur majoritaire dans la moyenne et haute stratosphère. Au contraire, même si le SO_2 anthropique est abondamment produit au niveau du sol, sa présence à plus haute altitude nécessite qu'il soit injecté dans la TTL ou plus haut par convection profonde. La connaissance des processus de transport vertical est donc primordiale pour évaluer les quantités de SO_2 capable d'atteindre la stratosphère. L'autre incertitude majeure réside dans les concentrations de OH et HO_x qui conduisent à l'oxydation des espèces sulfatées et dont les estimations ont été revues à la hausse d'un facteur 4 (Thomason and Peter., 2006).

III.3.4 Processus de transformation microphysique

Une fois formés, les aérosols subissent des transformations microphysiques qui modifient leur taille. Les processus microphysiques de nucléation, condensation, coagulation, sédimentation et évaporation déterminent leur concentration et leur distribution en taille.

La nucléation est principalement liée à la formation du système binaire H₂SO₄-H₂O. Ce processus dépend des conditions thermodynamiques du milieu. Il est favorisé par les températures basses et les pressions élevées. Une fois ce premier agrégat moléculaire formé, les molécules d'eau en phase gazeuse qui atteignent leur pression de vapeur saturante condensent sur ce noyau et contribuent à sa croissance. Les gouttelettes formées peuvent ensuite réagir entre elles et constituer un complexe plus gros. Cette phase est appelée la coagulation. Les trois mécanismes de condensation, nucléation et coagulation sont associés à la formation et la croissance du système binaire (H₂SO₄- H₂O) qui est ensuite éliminé par sédimentation ou évaporation.

En première approximation, les aérosols stratosphériques en dehors des régions polaires sont formés d'un mélange d'acide sulfurique et d'eau. Les variations en taille d'aérosols liées à la température et l'humidité influent sur leurs propriétés optiques comme l'extinction et la diffusion. Par exemple, un changement de température de 215 à 220 K conduit à une diminution du rapport d'extinction de 10 % pour une distribution en taille d'aérosols de densité $N_O = 10\text{cm}^{-3}$ et de rayon effectif $0.1\mu\text{m}$.

III.4 Aérosols non sulfatés dans l'UTLS

En période non-volcanique, comme on l'a vu auparavant, la principale source d'aérosols connue dans l'UTLS a pour origine la conversion gaz-particule des gaz précurseurs OCS, CS₂ et SO₂, conduisant à la formation de particules sulfatées liquides (Brock et al., 1995, Hamill et al., 1997, Thomason and Peter, 2006). Cependant, de récentes analyses in situ suggèrent que ces particules pourraient être de composition variée (Ekman et al., 2006 ; Froyd et al., 2009). En effet, ces dernières observations rapportent la présence dans ces régions de poussières désertiques, d'aérosols marins, de composés organiques et de météorites.

Les poussières minérales représentent une grande partie des aérosols présents dans la troposphère avec un flux compris entre 60 et 3000 Mt/ans (Duce 1995). Durant la campagne ACE-Asia, des observations ont indiqué la présence de ces poussières dans la haute troposphère, par des concentrations de Ca⁺ élevés (Lee et al., 2003). Les mesures lidar CALIPSO à proximité du plateau tibétain durant l'été boréal ont révélé la présence de ces particules minérales jusqu'à 8-10 km (Huang et al., 2007).

Les sels marins sont quant à eux très solubles dans l'eau et de récentes observations suggèrent qu'ils ne dépassent pas la moyenne troposphère (Fyod et al., 2008).

Des composés organiques ont eux aussi été récemment mis en évidence jusque dans la basse stratosphère tropicale durant les campagnes AVE (Aura Validation Experiment) au Costa Rica en 2004 et 2006. Sous influence convective, les mesures in situ pratiqués à bord de l'ER2 américain ont montré la présence de composés organiques issus de l'oxydation de gaz comme l'isoprène ou le terpène émis par la forêt primaire amazonienne (Fryod et al., 2009).

Des particules carbonées issues des feux de brousse ont également été observées jusque dans la basse stratosphère soulevées par des nuages convectifs appelés pyrocumulus (Fromm et al., 2006a, 2006b). Des observations in situ durant la campagne (CRYSTAL-FACE) ont aussi révélé leur présence à ces niveaux au dessus de la Floride (Hudson et al., 2004, Murphy et al., 2006).

Enfin, les météorites sont une source importante de particules dans la haute stratosphère (Cziczo et al., 2003). On les retrouve dans la moyenne stratosphère mélangés aux aérosols sulfatés et sous forme de trace jusque dans la basse stratosphère (Murphy et al., 2006).

En conclusion, la composition des aérosols dans l'UTLS dépend de l'altitude, principalement sulfatés dans la moyenne stratosphère et d'origines diverses jusqu'à 2-3km au dessus de la tropopause (Fryod et al., 2009).

III.5 Méthodes d'observation des aérosols stratosphériques

Les aérosols stratosphériques ont été observés depuis le sol au crépuscule après chaque grande éruption volcanique car ils diffusent la lumière solaire. Durant les années 50, les premières mesures *in situ* en ballon ont révélé qu'ils étaient composés de gouttelettes d'acide sulfurique. Depuis 30 ans, ils sont observés depuis le sol, à bord de ballons et par des satellites. Les mesures à distance offrent une vision globale de leur évolution temporelle ou spatiale, les mesures *in situ* apportant une information sur leur taille et leur composition.

Dans une première partie, nous décrirons les mesures *in situ* en ballon, puis les observations en avion dont l'altitude cependant ne dépasse pas 20 km. Nous exposerons ensuite les méthodes de mesures à distance à bord de satellites par occultation solaire ou stellaire et au limbe, et les limites en terme de précision, de résolution spatiale et temporelle de chacune de ces techniques. Enfin, la dernière partie sera consacrée aux observations lidar depuis l'espace qui ont précédées celles de CALIPSO.

III.5.1 Instruments *in situ*

Les premières mesures *in situ* en ballon ont permis de montrer qu'une couche d'aérosols, en période dite « non volcanique » subsistait vers 25 km. Les deux principales techniques de mesure *in situ* des aérosols stratosphériques en ballon sont les compteurs optiques de particules (OPC) et les sondes à rétrodiffusion (backscatter ou BKS). Les mesures en avion ne permettent pas de sonder la stratosphère puisqu'elles sont limitées à la haute troposphère, exceptions faites de l'ER2 américain ou du M55 Russe qui atteignent 20 km.

III.5.1.1 Observations en ballon

OPC

Les compteurs de particules OPC (Optical Particule Counter) permettent d'obtenir une distribution en taille des aérosols (Hoffmann et al., 1993). La figure 14 montre une série temporelle de la colonne intégrée de particules de rayon $>0.15\mu\text{m}$ et $>0.25\mu\text{m}$ observée par les compteurs optiques depuis les années 1970 au dessus de Laramie (Wyoming, US) et de Lauder (Nouvelle Zelande).

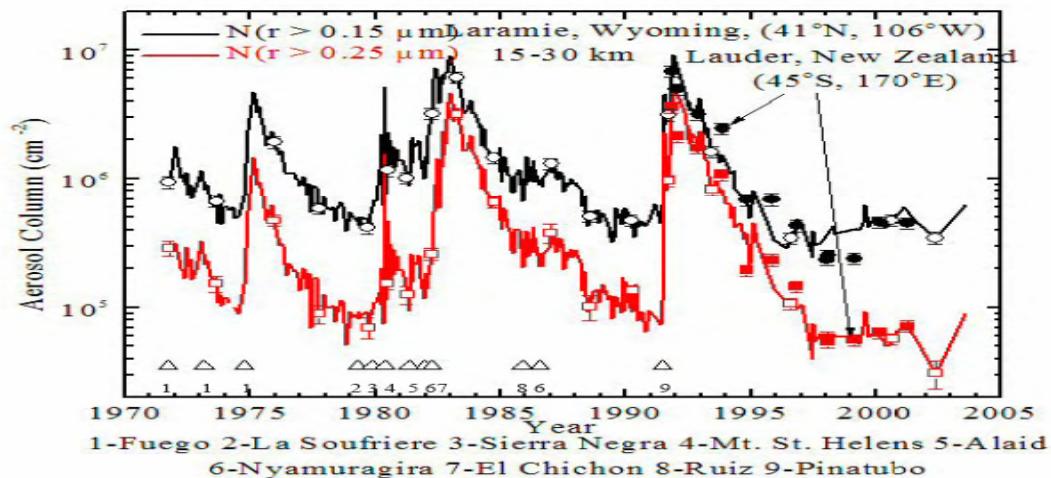


Figure 14. Historique de la colonne totale intégrée de particules observée par sondage ballon depuis 1970 entre 15-30 km au dessus de Laramie (Wyoming, US) (cercles vides) pour des rayons $> 0.15\mu\text{m}$ (noir) et $0.25\mu\text{m}$ (rouge). 12 mesures depuis Lauder (Nouvelle Zélande) sont incluses (cercles pleins) (Deshler et al., 2003).

L'augmentation de la colonne totale correspond à des éruptions volcaniques numérotées de 1 à 9 sur la figure 14. Les deux plus importantes de ces 30 dernières années (Mt Pinatubo et El Chichon) sont visibles. Des maxima secondaires coïncident parfois avec des éruptions de moindre importance.

BKS, LABS, COBALD

Les sondes BKS effectuent des mesures in situ de la diffusion moléculaire et particulaire en éclairant l'atmosphère avec une lampe au xénon dont on mesure la lumière rétrodiffusée à l'aide de deux photodiodes à 480 et 940 nm. Le rapport de diffusion est calculé à partir de la diffusion totale et de la diffusion moléculaire déduite de la densité de l'air, elle-même issue de mesures de température et de pression (Rosen and Kjome, 1991). Des sondes COBALD ont été développées récemment par l'université de Zurich, plus légères et plus précises mais dont le principe est semblable. L'instrument LABS est une diode laser émettant à 532 nm (Buontempo et al., 2006) suivant le même principe.

III.5.1.2 Mesures en avion

FCAS, FSSP, MASP, COPAS et PALMS

Plusieurs instruments ont été déployés en avion. FCAS (Focused Cavity Aerosol Spectrometer) est un spectromètre optique qui détecte des particules dans la gamme 90-1000 nm. La mesure de la distribution en taille est réalisée en air sec, complétée par des mesures de température et de vapeur d'eau. Le FCAS a été déployé durant de nombreuses campagnes

avion couplé avec des observations du FSSP (Foward Scattering Spectrometer Probe) et du MASP (Multiangle Aerosol Spectrometer Probe). Ces deux derniers mesurent l'intensité de la lumière diffusée par les particules de 4° à 12 ° pour le FSSP et de 30-50° et 120-150° pour le MASP. A partir de ces deux angles, la taille des particules est déduite par la théorie de Mie. Le volume et la surface des aérosols peuvent ensuite être calculés. Ces instruments ont volé sur l'avion ER-2 de la NASA et sur le M55 Geophysica à l'occasion de plusieurs campagnes, notamment AMMA en été 2006 en Afrique de l'Ouest.

Le système COPAS est un compteur de particules mesurant plusieurs gammes de particules dont le rayon est >6nm, >10nm et >14nm. Un canal de cet instrument est couplé à un système de chauffage à 250°C permettant de différencier les particules volatiles et non volatiles (Weigel et al., 2009).

PALMS est quant à lui un spectromètre de masse capable de déterminer le diamètre et la composition chimique des aérosols (Thomson et al., 2000) de diamètre supérieur à 0.8 µm.

III.5.2 Mesure à distance par occultation solaire, lunaire ou stellaire

La méthode d'occultation consiste à mesurer l'atténuation d'une source lumineuse le long de la ligne de visée lors du coucher ou du lever de l'astre dans l'atmosphère. Les trois sources de lumière utilisées sont : le soleil (ex. SAGE II), la lune (ex. SAGE III) et les étoiles (ex. GOMOS). La méthode d'occultation solaire a permis d'obtenir la plus longue série temporelle de mesure de l'épaisseur optique de 1979 à 2006 à partir des satellites SAM II, SAGE, SAGE II et SAGE III (Thomason et al., 2006).

III.5.2.1 Satellites

a. Mesure par occultation solaire

SAM II, SAGE, SAGE II, SAGE III

Une série d'instruments, dédiés en partie à l'étude des aérosols stratosphériques à partir de mesures dans le visible et le proche infrarouge ont été en opération pratiquement continue de 1978 jusqu'en 2005. Ces instruments sont SAM II (Stratospheric Aerosol Measurements), SAGE (Stratosphérique Aerosol and Gas Experiment) (1979-1981), SAGE II (1984-2005) et SAGE III (2002-2005). Ils ont fourni le coefficient d'extinction en aérosols entre 1 et 9 longueurs d'onde, avec notamment une mesure à 1000 nm sur une longue période (1978-2005). Ces données ont été utilisées pour évaluer la variation temporelle des aérosols dans la stratosphère (Thomason et al., 1997a ; Bauman et al., 2003a; Bingen et al., 2004,ab). Dans le

traitement des données, l'atmosphère est découpée en tranches dans lesquelles les différents paramètres physico-chimiques sont supposés homogènes, méthode dite de « pelure d'onions ». L'hypothèse est que dans une couche de 1 km d'épaisseur, l'atmosphère est homogène le long des 200 km du parcours des rayons dans la couche. Pour chaque coucher ou lever de soleil, une série de mesure est réalisée où le point tangent, considéré comme le point de mesure, descend ou monte dans l'atmosphère à mesure que le satellite se déplace. La technique d'occultation solaire est limitée à 28-30 événements par jour. La latitude du point tangent varie au cours de l'année. Les instruments utilisant la technique d'occultation solaire sont calibrés hors atmosphère avant ou après chaque crépuscule, les rendant peu sensibles au vieillissement instrumental.

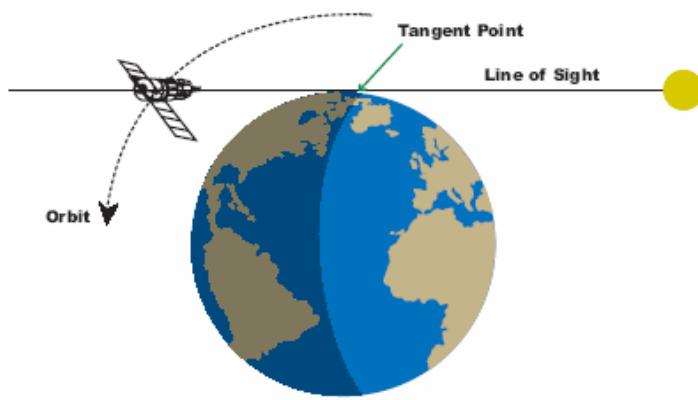


Figure 15. Technique d'occultation

Le premier SAGE a été lancé en février 1979 et a opéré jusqu'en novembre 1981. Il était composé de photomètres à 4 longueurs d'onde (450 nm et 1000 nm) dont deux dédiés aux aérosols. SAGE était en orbite inclinée à 56° lui permettant des mesures entre 80°S et 80°N. SAGE II a lui été lancé en octobre 1984 à bord du satellite ERBS (Earth Radiation Budget Satellite) et a fonctionné plus de 20 ans jusqu'en 2005. Dans la continuité de ces instruments, avec en plus l'utilisation de détecteurs CCD (plutôt que des photomultiplicateurs), SAGE III a été lancé en 2001 sur un satellite russe METEOR, qui offrait en outre la possibilité d'obtenir des mesures d'aérosols à partir d'occultations lunaires, augmentant le nombre de profils des différents constituants atmosphériques. Les séries d'épaisseur optique à 1000 nm, combinant les données SAM, SAGE et SAGE II ont permis de reconstruire l'évolution des aérosols depuis 1979.

HALOE

HALOE (Halogen Occultation Experiment) est un instrument embarqué à bord du satellite UARS (Upper Atmosphere Research Satellite) lancé en 1991, qui a fonctionné jusqu'en 2005. Comme SAGE, il utilisait la méthode d'occultation solaire pour mesurer l'atténuation de la lumière par les différents constituants atmosphériques et l'extinction par les aérosols mais dans le proche infrarouge (Russel et al., 1993).

ACE-MAESTRO

Le satellite canadien ACE (Atmospheric Chemistry Experiment) est équipé d'un spectromètre UV/Visible appelé MAESTRO (Measurement of Aerosol Extinction in the Stratosphere and troposphere by Occultation) et d'un spectromètre IR à Transformée de Fourier (FTS). Ces deux instruments permettent d'obtenir les profils verticaux entre 10 et 100 km d'altitude de O₃ et NO₂ et de nombreuses autres espèces ainsi que des mesures d'extinction par les aérosols de 85°N à 85°S depuis 2003 (Mc Elroy et al., 2007).

En conclusion, l'occultation solaire permet d'obtenir des mesures précises grâce à l'intensité de la source lumineuse. Cependant, les systèmes de pointage n'ont pas de repère dans le soleil pour permettre une bonne restitution d'altitude de la hauteur tangente, dont l'erreur augmente à la fin du coucher ou au début du lever du soleil (Borchi et al., 2003). La résolution verticale est limitée à 1.5km.

b. Mesures par occultation stellaire

GOMOS

GOMOS est un spectromètre UV/Visible/proche IR embarqué sur le satellite ENVISAT qui fait des mesures par occultation stellaire. Il a été lancé en 2002 et est toujours en orbite. L'instrument pointe une étoile hors atmosphère et suit son coucher dans l'atmosphère. Tandis que l'étoile est occultée, son spectre est atténué par l'absorption de différents gaz et la diffusion des particules, chacun d'entre eux étant caractérisé par une signature spectrale connue. La répartition des observations dépend des étoiles occultées et de l'époque de l'année. Les spectres sont comparés à celui de l'étoile hors atmosphère, qui permet l'auto-étalonnage de l'instrument. Cette méthode radiométrique d'auto-calibration permet de protéger les mesures de déviations de sensibilité des différents capteurs au cours du temps et permet également d'enregistrer des quantités très faibles de différents gaz et d'aérosols. La gamme de mesure de GOMOS s'étend de la haute troposphère et la mésosphère (Bertaux et al., 1991).

La restitution de l'altitude tangente à partir de cette méthode est précise car la source de lumière est ponctuelle, cependant sa faible intensité et la scintillation atmosphérique limitent la précision des mesures. Comme pour l'occultation solaire, les nuages restreignent le nombre d'observations dans la troposphère.

III.5.2.2 Ballons

SAOZ

L'instrument SAOZ UV/Visible (Système d'Analyse par Observation Zénithale) mesure les profils verticaux de O₃, NO₂, H₂O, O₄ et O₂ et d'extinction en aérosols à plusieurs longueurs d'ondes par occultation solaire au crépuscule en ballon. L'instrument utilisé est couplé à une barrette de photodiode qui enregistre le spectre solaire entre 400 et 1040 nm avec une résolution de 1.2 nm (Pommereau et al., 1994).

III.5.3 Observations au limbe

Il existe deux types de mesures au limbe. La première consiste à observer la lumière solaire diffusée dans l'UV-visible et l'autre l'émission de l'atmosphère dans l'IR. Les observations au limbe donnent accès à la diffusion ou à l'émission dans toutes les couches de l'atmosphère au dessus des nuages et dans toutes les directions.

OSIRIS

L'instrument OSIRIS (Optical Spectrograph and InfraRed Imager System) sur le satellite ODIN a été lancé en 2002 et fonctionne encore à ce jour. Il mesure la radiance au limbe dans l'UV-Visible. Les profils verticaux de radiance permettent après inversion d'obtenir des mesures d'extinction à 525 nm et 1020 nm (Murtagh et al. 2002).

SCIAMACHY

SCIAMACHY est un spectromètre l'UV/VIS/IR de 0.5 nm de résolution monté sur le satellite ENVISAT . Il mesure l'atténuation de la lumière solaire à partir d'observations au nadir, au limbe et par occultation solaire. Les détecteurs dans l'infrarouge permettent d'obtenir des informations sur le spectre d'émission des nuages et des aérosols (Eichmann et al., 2004).

MIPAS

MIPAS est un interféromètre de Michelson également sur le satellite ENVISAT (limb-viewing Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding). Il effectue des mesures au limbe en émission dans l'infrarouge moyen (685-2410 cm⁻¹). Les observations de

MIPAS permettent d'obtenir des informations sur l'extinction totale des aérosols et leur composition mais avec une résolution verticale limitée à 3-4 km (Remedios et al., 2007).

La résolution verticale des mesures au limbe de l'ordre de 3 km est un facteur limitant pour étudier la distribution verticale des aérosols.

III.5.4 Observations à distance par lidar

Le lidar est un instrument de mesure à distance émettant un signal laser capable d'illuminer une colonne très fine de l'atmosphère. Le signal rétrodiffusé à 180° par les particules et les molécules est ensuite analysé pour déduire la durée entre l'émission et la réception, proportionnelle à la distance à laquelle se trouve l'objet diffusant. Les propriétés déduites des mesures lidars sont le résultat de l'interaction matière et rayonnement, qui elle-même dépend de la nature et la géométrie des particules. Il est possible avec un lidar d'étudier la diffusion Mie des particules, la diffusion Rayleigh due aux molécules d'air et la diffusion Raman inélastique de l'air. La plupart des mesures lidar dans la stratosphère se font à une longueur d'onde, dont le choix dépend de deux conditions. La première est de se situer dans une fenêtre atmosphérique afin d'éviter l'absorption du signal par différents gaz ($\lambda \leq 1000\text{nm}$) et l'autre de se placer à une longueur d'onde où la diffusion par les aérosols est suffisamment grande par rapport à la diffusion moléculaire ($\lambda \geq 300\text{nm}$). Dans ces conditions, la gamme de longueurs d'onde possible se situe entre le proche UV et le proche IR. La plupart des lidars utilisent le canal 532 nm, seconde harmonique du laser Nd :YAG. La fondamentale à 1064 nm et la troisième à 355nm sont aussi utilisées.

Théorie de Mie

Les propriétés de diffusion élastique de la lumière par les particules de rayon compris entre 0.05 à 100 μm sont décrites par la théorie de Mie, en faisant l'hypothèse de particules sphériques et homogènes. Les propriétés optiques des particules mesurées par les lidar sont déterminées par leur composition (indice de réfraction), leur phase (liquide/solide) et leur distribution en taille.

Ainsi, le coefficient de rétrodiffusion de Mie en volume (β) pour un ensemble de particules dont la distribution en taille différentielle $n(r)$ s'exprime en nombre de particules de rayon r par unité de volume et unité de rayon (Bohren and Huffman, 1983) :

$$\beta = \int_0^{\infty} n(r) \times \frac{d\sigma_b}{d\Omega}(r, \lambda, \theta = 180^\circ, m[T, w_s, w_m, \lambda]) \quad (1)$$

$\frac{d\sigma_b}{d\Omega}$ est la section efficace différentielle qui dépend du rayon r, de la longueur d'onde λ , de l'angle de diffusion ϑ ($=180^\circ$ pour un lidar) et de l'indice de réfraction m, lui-même dépendant de la température T, de la pression partielle d'acide sulfurique et d'acide nitrique (ws et wn) et de λ .

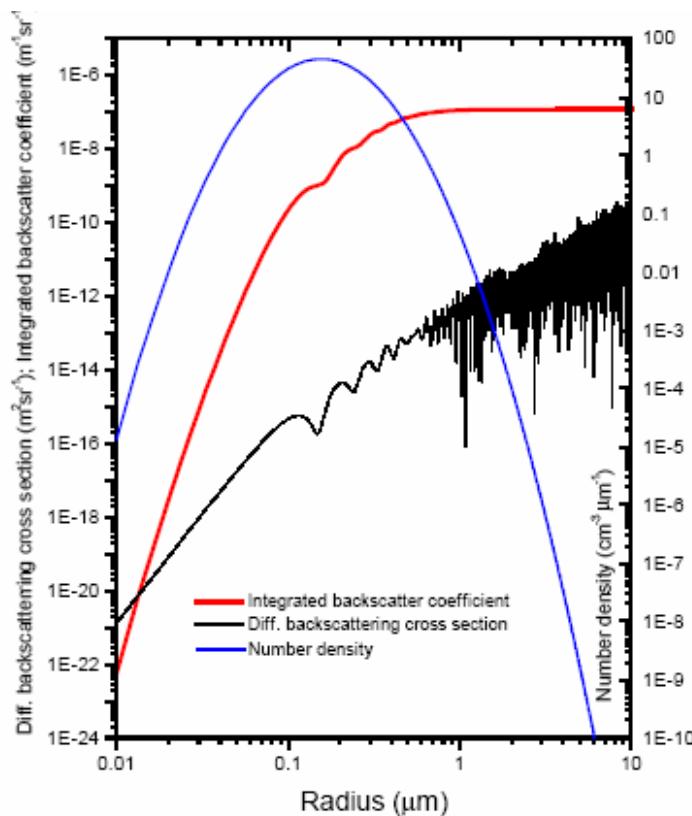


Figure 16. Section efficace différentielle de diffusion à 532 nm et 180° en fonction du rayon (trait noir) calculé pour un mélange d'acide sulfurique et d'acide nitrique (STS) ($ws=0.1$, $wn=0.4$) à $T=189K$. la courbe en bleu montre une distribution lognormale $n(r)$ qui a été utilisée pour calculer le coefficient de rétrodiffusion intégré β (rouge).

La figure 16 représente la section efficace différentielle de rétrodiffusion ($\theta = 180^\circ$) à 532 nm en fonction du rayon r (en noir), calculée pour des particules composées d'acide sulfurique et d'acide nitrique encore appelées STS (en anglais Supercooled Ternary Solution) à $T=189$ K. La distribution lognormale n (r) (en bleu) est aussi utilisée pour calculer le coefficient de rétrodiffusion intégré (en rouge). Pour une distribution en taille des aérosols centrée autour de $0.1\text{ }\mu\text{m}$, le coefficient de rétrodiffusion intégré atteint la valeur limite de $10^{-7}\text{ m}^{-1}.\text{sr}^{-1}$ à partir de $0.3\text{ }\mu\text{m}$, qui correspond au coefficient de rétrodiffusion β . Il augmente d'un facteur 100 entre $0.1\text{ }\mu\text{m}$ et $0.3\text{ }\mu\text{m}$ et d'un facteur 10^{13} de $0.01\text{ }\mu\text{m}$ à $0.1\text{ }\mu\text{m}$. En conclusion, les observations lidar sont donc sensibles à la taille et au nombre de particules.

III.5.4.1 Lidar sol et aéroporté

Aujourd’hui, plusieurs stations lidar de mesure des aérosols existent de par le monde. En ce qui concerne la stratosphère, elles sont regroupées dans le réseau NDACC. Plusieurs lidars développés par le LaRC (NASA Langley Research Center) ont également été déployés dans les années 80 sur des avions pour observer les aérosols stratosphériques (Mc Cormick et al., 1984), puis pour l’étude des PSC en Arctique durant la campagne SOLVE/THESEO (Ozone Loss Validation Experiment) durant l’hiver 1999-2000.

III.5.4.2 Lidar spatiaux

La technique lidar étant relativement contraignante du point de vue opérationnel, ce n’est que récemment que ces instruments ont été déployés dans l’espace sur les plateformes LITE et GLAS.

LITE

Le lidar LITE (Lidar In-space Technology Experiment) est le premier lidar à avoir fonctionné en orbite à bord de la navette Discovery en septembre 1994. Les mesures à haute résolution à 355 et 532 nm ont permis d’étudier les processus de transport influençant la distribution des aérosols dans la stratosphère. Bien que de durée limitée à 1 semaine, LITE a démontré l’utilité des mesures à haute résolution verticale et spatiale d’un lidar pour étudier le transport (Osborn et al., 1998).

GLAS

L’instrument GLAS (Geoscience Laser Altimeter System) lancé en 2003 est le premier lidar spatial en autonomie complète à bord d’un satellite. Conçu pour déterminer l’altitude des glaciers il produit également des mesures de distribution verticale des aérosols et des nuages à 532 nm et 1064 nm. GLAS fonctionne toujours aujourd’hui, mais seulement quelques semaines par an (Spinhirne et al., 2005).

III.6 Conclusion

Le suivi des aérosols stratosphériques par lidar depuis le sol, les fréquentes mesures en ballon ainsi que les longues séries d’observations depuis l’espace par occultation solaire ont conduit à des progrès significatifs dans la compréhension de la nature et du transport des aérosols dans la stratosphère. De plus, les éruptions cataclysmiques d’El Chichón en 1982 et du Pinatubo, en 1991, par l’échauffement de la stratosphère et le refroidissement de la surface et l’amplification de la destruction de l’ozone qu’elles ont entraînées, ont montré le liaison entre

Les aérosols stratosphériques

ces aérosols, le climat et la chimie de la stratosphère. Cependant de nombreuses questions restent encore ouvertes, comme l'origine de ces aérosols en l'absence d'éruption volcanique majeure, l'amplitude de la contribution des gaz sulfatés précurseurs naturels ou anthropogéniques, la teneur en aérosols carbonés, minéraux ou cométaires, ou encore le transport et la microphysique dans la basse stratosphère.

Un instrument unique, le lidar CALIOP à bord du satellite CALIPSO, est disponible depuis juin 2006 dont les données des deux premières années de mission apportent de nombreuses informations nouvelles sur les aérosols et le transport dans la stratosphère.

IV. Mesure des aérosols par CALIOP

IV.1 Introduction

La satellite CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation), membre de la constellation de l’Aqua-Train, a débuté ses observations en juin 2006. Il est composé de plusieurs instruments dont le lidar CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) mesurant la lumière rétrodiffusée par les particules à 532 nm et 1064 nm. Sa résolution verticale, d’environ 200 m, est l’atout majeur pour étudier la distribution des aérosols stratosphériques.

Dans ce qui suit, nous décrirons le satellite CALIPSO puis le système lidar CALIOP composé d’un laser et d’un télescope, puis nous développerons les équations utilisées pour calculer le coefficient de rétrodiffusion à partir du signal brut. Dans une seconde partie, nous exposerons la méthode mise au point pour déduire la distribution des aérosols dans la stratosphère. L’algorithme de traitement est basé sur 4 étapes : 1) la moyenne des données sur des segments d’orbite de 1° pour augmenter le rapport signal sur bruit, 2) la correction du signal de l’atténuation due à la diffusion moléculaire et à l’absorption par l’ozone, 3) le calcul du rapport de diffusion à partir du signal corrigé et de la diffusion moléculaire calculée à partir du modèle GEOS-5, et 4) l’utilisation d’un masque de nuages dans la haute troposphère en utilisant les propriétés dépolarisantes des cristaux de glace différentes de celle des aérosols. Enfin, nous commenterons la première description des aérosols stratosphériques aux tropiques vus par CALIOP et soulignerons les problèmes liés à la calibration.

IV.2 CALIPSO

IV.2.1 Généralités

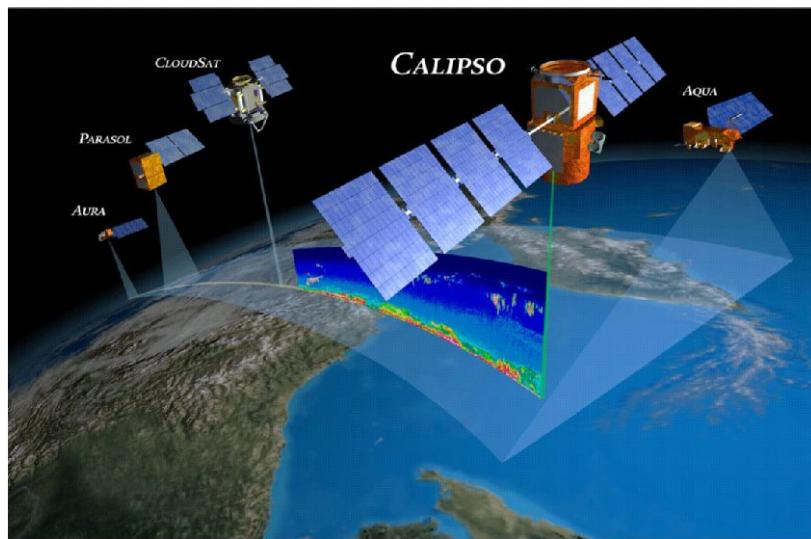


Figure 17. CALIPSO dans l'Aqua-train

Le satellite CALIPSO, destiné à étudier l'impact radiatif et climatique des nuages et des aérosols (Winker et al., 2003, 2007), a été lancé le 28 avril 2006. Membre de la constellation de satellites de l'Aqua-train (Fig. 17) avec CLOUDSAT, PARASOL, AURA et AQUA, CALIPSO est placé à une altitude de 705 km en orbite polaire avec un angle d'inclinaison de 98°, traversant l'équateur à 13h30 loc et 01h30 loc avec un cycle de 16 jours. CALIPSO est composé d'un radiomètre imageur infrarouge (IIR), d'une caméra à champ large dans le visible (WFC) et d'un système lidar (CALIOP). CALIOP est lui-même formé d'un laser émettant des pulses à 532 nm et 1064 nm (11 mJ, 25.25 Mz) et d'un télescope analysant la lumière rétrodiffusée, à partir de laquelle les profils verticaux des coefficients de rétrodiffusion sont déduits (Fig. 18) avec une résolution verticale variant de 60 à 300 m suivant l'altitude (tableau 1).

Altitude Range (km)	Horizontal Resolution (km)	532 nm Vertical Resolution (m)	1064 nm Vertical Resolution (m)
30.1 to 40.0	5.0	300	---
20.2 to 30.1	1.67	180	180
8.2 to 20.2	1.0	60	60
-0.5 to 8.2	0.33	30	60
-2.0 to -0.5	0.33	300	300

Tableau 1. Résolution horizontale et verticale des profils standard CALIOP

CALIOP possède deux canaux différents pour déterminer les propriétés optiques des aérosols et des nuages. Le canal à 532 nm qui utilise un système optique permettant de séparer les composantes parallèle et perpendiculaire du signal rétrodiffusé pour différencier les particules dites « dépolarisantes » comme les nuages formés de cristaux de glace de celles qui ne le sont pas ou « moins » comme les aérosols sphériques. La calibration du canal perpendiculaire se fait à partir d'une opération durant laquelle est placé un dépolariseur optique (Hunt et al, 2009) (fig. 18). Un deuxième canal à 1064 nm permet d'obtenir une information sur la taille des particules par comparaison avec le canal à 532 nm.

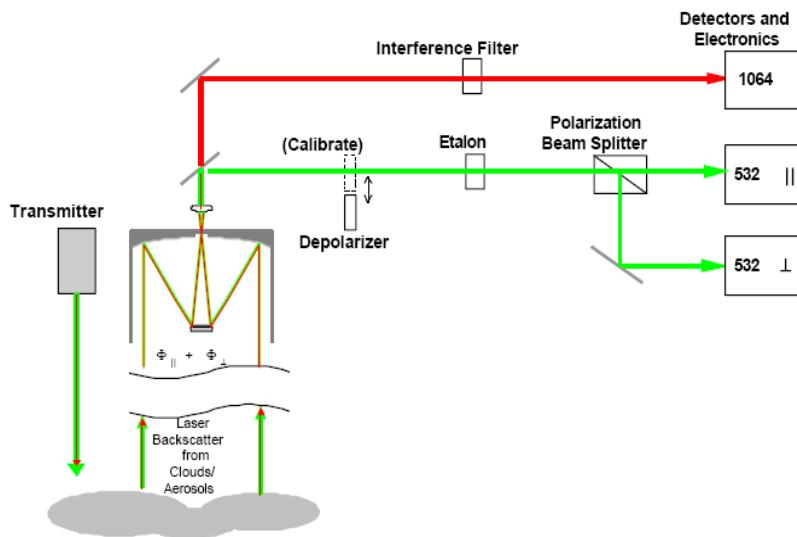


Figure 18. Schéma optique de CALIOP

IV.2.2 Equations lidar

Le signal lidar CALIOP, préalablement corrigé du signal de fond et des artefacts instrumentaux peut s'exprimer par (Hostetler et al., 2006) :

$$P(r) = \frac{1}{r^2} E_o \xi \beta(r) T^2(r) \quad (2)$$

$$\text{où } T^2(r) = \exp \left[-2 \int_0^r \sigma(r') dr' \right] \quad (3)$$

P : signal après soustraction du signal de fond; r : distance du satellite au volume de mesure ; E_o : énergie moyenne du laser par tir; ξ : paramètre du système lidar; β : coefficient de rétrodiffusion à la distance r ; T : transmission du signal entre le laser et le volume de mesure; σ : coefficient d'extinction à la distance r

Le paramètre ξ du lidar est le produit de plusieurs paramètres instrumentaux qui contrôlent la sensibilité et l'efficacité de l'instrument. Les facteurs, comme le gain des détecteurs,

l'efficacité optique du laser et du télescope varient avec le temps et doivent être corrigés. Dans le traitement standard, le paramètre lidar est divisé en deux parties :

$$\xi(k) = G_A(k) \times C(k) \quad (4)$$

$G(k)$: Gain du profil k

$C(k)$: Coefficient d'étalonnage pour le profil k

et le signal lidar P est normalisé en échelle, en gain et en énergie. On le note désormais X.

L'équation 2 devient donc :

$$X(z, k) = \frac{r^2 P(z, k)}{E(k) G_A(k)} = C(k) \beta(z, k) T^2(z, k) \quad (5)$$

Ainsi les signaux bruts lidar des 3 canaux pour un profil donné s'écrivent :

$$X_{532,//} = C_{532,//} \times \beta_{532,//}(z) \times T_{532}^2(z) \quad (6)$$

$$X_{532,\perp} = C_{532,\perp} \times \beta_{532,\perp}(z) \times T_{532}^2(z) \quad (7)$$

$$X_{1064} = C_{1064} \times \beta_{1064}(z) \times T_{532}^2(z) \quad (8)$$

IV.2.3 Etalonnage

L'étalonnage des 3 canaux de CALIOP est basé sur le coefficient d'étalonnage standard de la chaîne parallèle à 532 nm ($C_{532,//}$), les signaux à haute altitude des deux autres canaux étant trop bruités pour être utilisés. Il est déterminé, en supposant qu'il n'y a pas d'aérosols dans la tranche d'altitude 30-34 km, à partir du signal lidar et du coefficient de diffusion moléculaire. 30-34 km a été choisi comme un niveau de compromis entre la diminution de la charge en aérosols et celle du rapport signal sur bruit avec l'altitude. La diffusion moléculaire est calculée à partir de la densité du modèle GEOS-5 (Goddard Earth Observing System Model, version 5), développé par le GMAO (Global Modelling Assimilation Office). Les données CALIOP de niveau 1, qui sont étalonnées à partir des équations 6,7 et 8 sont :

- Le coefficient de rétrodiffusion total atténué à 532nm
- Le coefficient de rétrodiffusion perpendiculaire atténué à 532nm
- Le coefficient de rétrodiffusion total atténué à 1064nm

Ces produits sont définis par les équations suivantes :

$$\beta'_{532,total}(z) = [\beta'_{532,/\!/}(z) + \beta'_{532,\perp}(z)]T_{532}^2(z) \quad (9)$$

$$\beta'_{532,\perp}(z) = \beta_{532,\perp}(z)T_{532}^2(z) \quad (10)$$

$$\beta'_{1064}(z) = \beta_{1064}(z)T_{1064}^2(z) \quad (11)$$

Les données CALIOP sont à haute résolution verticale, cependant à cause du faible signal dans la stratosphère, un traitement spécifique est nécessaire pour restituer les propriétés de rétrodiffusion des aérosols, dont la concentration est très faible en période non-volcanique.

IV.3 Algorithme de traitement pour la restitution des aérosols stratosphériques

Le signal lidar de nuit à 532 nm, incluant les canaux parallèle et perpendiculaire, a été choisi pour étudier les aérosols stratosphériques. En effet, c'est celui qui présente un rapport signal sur bruit meilleur que ceux du signal de jour, ou à 1064 nm de nuit comme de jour (Powell et al., 2009).

Les principales étapes de l'algorithme de traitement sont les suivantes :

- moyenne sur des segments d'orbite de 1° degré soit environ 300 profils ;
- regroupement des données par périodes de 16 jours (cycle de répétition de CALIOP) sur une grille régulière de 2° long x 1° lat ;
- interpolation des niveaux verticaux sur une grille régulière en altitude tous les 200 m;
- correction de l'atténuation de la transmission due à la diffusion moléculaire et à l'absorption par l'ozone ;
- calcul de la diffusion moléculaire à partir de la densité du modèle GEOS-5
- calcul du rapport de diffusion (SR) ;
- masque de la zone d'anomalie magnétique sud Atlantique (SAA) où les données sont bruitées ; et enfin
- retrait des nuages à partir des propriétés dépolarisantes des cristaux de glace.

IV.3.1 Moyenne et construction de la grille régulière

Moyenne

Le bruit dans les mesures du lidar CALIOP provient principalement du bruit du signal diffusé auquel s'additionne le bruit de fond. Tout les deux suivent une loi de distribution dite de « Poisson » et sont inversement proportionnels à la racine carré du nombre de mesures.

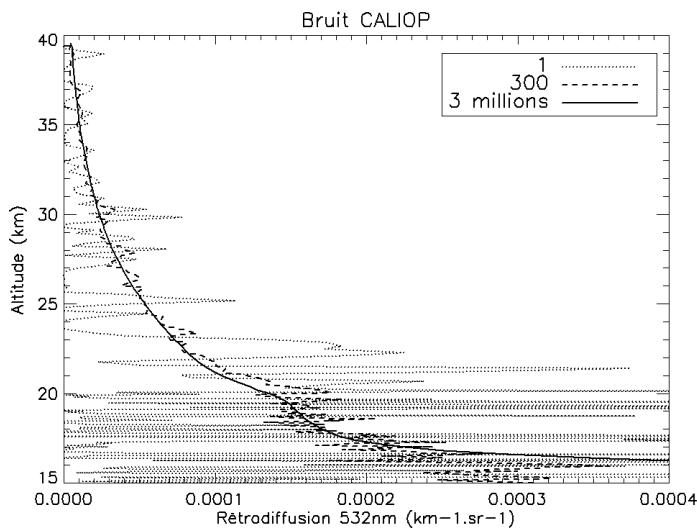


Figure 19. Exemple de bruit du rapport de rétrodiffusion pour un profil individuel de nuit aux tropiques (pointillés), une moyenne de 300 profils sur un segment de 1° de latitude (tiretés), et une moyenne de 3 millions de profils entre 20°S-20°N (trait plein).

La figure 19 illustre la réduction du bruit en fonction du nombre de profils moyennés. Le bruit d'un profil individuel du coefficient de rétrodiffusion total atténué à 532 nm étant très élevé. Il faut moyenner pour le faire décroître à +/-140% avec 300 profils, puis à 1-2% avec 3 millions de profils. La décroissance du signal depuis 15 km jusqu'à 40 km est la signature de la diffusion moléculaire inversement proportionnelle à la densité à la puissance 4.

Les mesures individuelles dans la stratosphère sont donc trop bruitées, il est nécessaire de les moyenner afin d'augmenter le rapport signal sur bruit. La première étape du traitement consiste à moyenner toutes les données sur des segments de 1° en latitude, soit environ 300 profils.

Construction de la grille régulière

Les produits de niveau 1B comprennent environ 15 demi-orbes par nuit avec une résolution horizontale de 333 m et verticale de 60 m dans la troposphère, 200 m dans la basse stratosphère et 300 m au-dessus (tableau.1). Une couverture globale de la terre est obtenue tous les 16 jours, comprenant 233 orbites de nuit séparées de 1.54 degrés en longitude (Winker et al., 2003). La seconde partie du traitement consiste à regrouper les produits par séries de 16 jours dans des grilles régulières de 1° latitude x 2° longitude. Chaque grille est alors complète après 16 jours et chaque maille contient les données de niveau 1B comprenant entre 300 et 600 profils moyennés. Les profils moyens sont ensuite interpolés en altitude tous les 200 m.

IV.3.2 Transmission/Diffusion moléculaire/ Rapport de diffusion

Transmission

Le signal lidar est atténué par la diffusion et l'absorption des molécules d'air et des particules le long de son parcours dans l'atmosphère. Il est donc nécessaire d'évaluer l'atténuation et de la corriger pour déterminer le coefficient de rétrodiffusion total à 532 nm, β_{532} qui s'exprime par :

$$\beta_{532} = \frac{\beta'_{532}}{T^2} \quad (12)$$

$$T^2(z_c) = \exp \left\{ -2 \int_{z_c}^{Z_{40km}} [\sigma_{O_3}(z') + \sigma_m(z') + \sigma_a(z')] dz' \right\} \quad (13)$$

β'_{532} : Coefficient de rétrodiffusion atténué à 532 nm ; β_{532} : Coefficient de rétrodiffusion à 532 nm ; T^2 : Transmission double sens ; σ_{O_3} : Coefficient d'extinction due à la diffusion moléculaire ; σ_m : Coefficient d'extinction due à la diffusion particulaire, σ_a : Coefficient d'extinction due à l'absorption par l'ozone ; Z_c : Altitude de la mesure

Au dessus de 40 km on considère que l'extinction atmosphérique est négligeable. Dans la stratosphère, seuls les aérosols contribuent à l'extinction particulaire (σ_m). Cependant, l'épaisseur optique stratosphérique moyenne durant une période sans éruption volcanique majeure, est de l'ordre de 0.002 (Thomason et al., 1997). La transmission résultante, due à la diffusion par les aérosols est évaluée à 0.995 à 15 km. Dans la suite du traitement, elle sera négligée. L'équation 13 peut donc être simplifiée en éliminant le terme de diffusion particulaire et s'écrire sous la forme :

$$T^2 = \exp \left\{ -2 \times \int_z^{Z_{40km}} [N(z') \times Q] + [N_{O_3}(z') \times Q_{O_3}] dz' \right\} \quad (14)$$

La diffusion moléculaire et l'absorption par l'ozone sont évaluées à partir de la densité du modèle GEOS-5. Les termes N et N_{O_3} font référence aux densités de l'air et d'ozone interpolées aux altitudes CALIOP à partir des 24 niveaux du modèle GEOS-5. Les sections efficaces de diffusion de l'air (Q) et d'absorption par l'ozone (Q_{O_3}) à 532 nm sont $5.167 \times 10^{-31} \text{ m}^2$ (Hostetler et al., 2006) et $2.2 \times 10^{-25} \text{ m}^2$ (Sica et al., 2000). La figure 20 représente les contributions de la diffusion Rayleigh et l'absorption par l'ozone sur la transmission totale. Entre 15 et 40 km, la contribution de l'absorption par l'ozone est plus importante que celle

due à la diffusion moléculaire. Cependant les deux transmissions se rejoignent vers 15 km pour atteindre environ 0.97. Même si l'atténuation a peu d'influence au-delà de 25 km avec une transmission totale de 0.98, elle est non négligeable en-dessous où elle atteint 0.94 à 15 km.

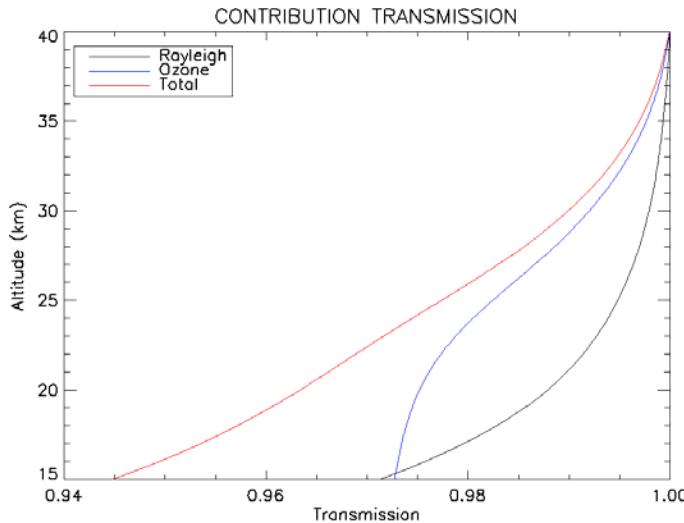


Figure 20. Contribution moyenne entre 20°S-20°N de la transmission double sens due à la diffusion moléculaire (Rayleigh) et à l'absorption par l'ozone durant la période 01-16 août 2006.

Diffusion moléculaire

Le coefficient de diffusion moléculaire peut être évalué à partir de la densité et la section efficace de l'air, en utilisant le rapport lidar S_m . Ce rapport est habituellement approximé à $8\pi/3$ (Collins and Russel, 1976), en négligeant le terme de dispersion atmosphérique du signal lidar. Cependant, cette approximation induit une erreur sur le coefficient de rétrodiffusion de 1.4%. C'est pourquoi un coefficient de correction $k_{bw}^c = 1.0313$ est appliqué à l'équation 15 (Hostetler et al., 2006).

$$\beta_m = \frac{N(z) \times Q}{S_m} = \frac{N(z) \times Q}{8\pi/3 \times k_{bw}^c} \quad (15)$$

La figure 21 montre la décroissance moyenne de la diffusion Rayleigh en fonction de l'altitude aux tropiques en utilisant l'équation 15 et la densité du modèle GEOS5.

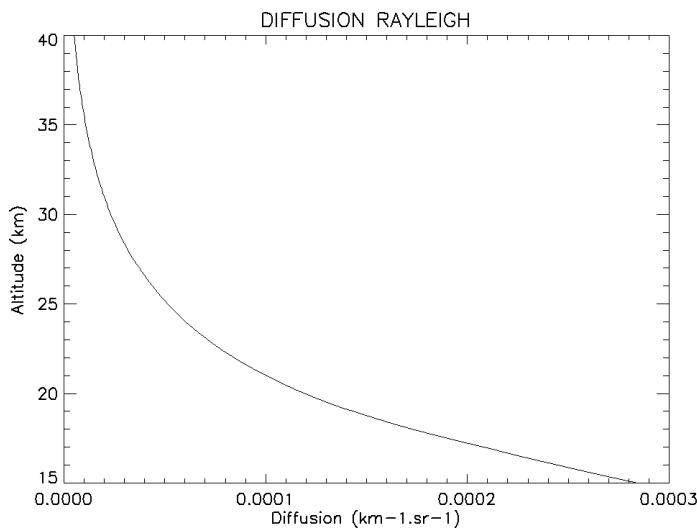


Figure 21. Diffusion Rayleigh moyenne entre 20°S-20°N

Rapport de diffusion

Le rapport de diffusion est ensuite calculé à partir du coefficient de diffusion moléculaire (β_m), déterminée précédemment et du coefficient de rétrodiffusion total à 532nm (β_{532}). Le rapport de diffusion (SR) est calculé pour chaque point de grille et sera la variable principale utilisée pour étudier les aérosols stratosphériques.

$$SR = \frac{\beta_{532}}{\beta_m} \quad (16)$$

IV.3.3 Masque de la SAA

Le resserrement des lignes du champ magnétique terrestre au dessus de la zone d'Anomalie Sud Atlantique (SAA) permet aux particules chargées de la magnétosphère d'atteindre des altitudes plus basses. Lorsque CALIOP passe dans cette zone, ces particules heurtent les détecteurs et induisent un bruit instrumental. La figure 22 montre la carte du bruit de photons à 532 nm pour toutes les orbites entre fin septembre et début octobre 2006. L'amplitude du bruit jusqu'à 30 fois plus grand dans la SAA qu'à l'extérieur, conduit à une décroissance du rapport signal sur bruit d'un facteur 5 à haute altitude (Hunt et al., 2009). Afin d'optimiser le traitement, cette zone est retirée du traitement à partir d'une valeur de bruit de photon fixée à 100.

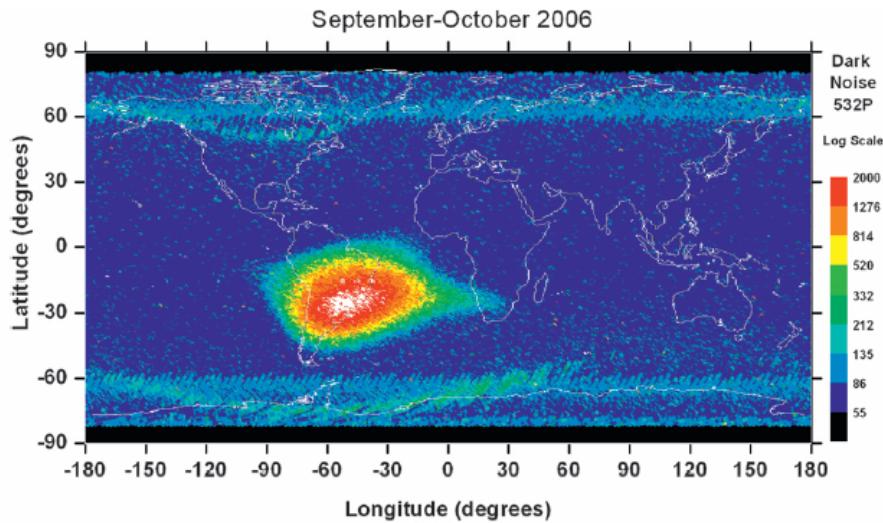


Figure 22. Bruit de photons du canal parallèle à 532 nm de toutes les orbites durant 16 jours entre fin septembre et début octobre 2006 (Hunt et al., 2009). Les régions où le bruit de photon dépasse 100 sont retirées du traitement.

IV.3.4 Masque des nuages

Les cirrus et cumulo-nimbus sont fréquents dans les régions tropicales au-dessus de 15 km. Ils ont fait l'objet d'études approfondies à partir de SAGE II, CLOUDSAT et CALIPSO (Wang et al., 1996, Liu, 2007; Sassen et al., 2008; Nazaryan et al. 2008). Étant constitués de cristaux de glace, ils dépolarisent la lumière et peuvent ainsi être séparés des aérosols sphériques qui ne dépolarisent pas. Un masque a été défini à partir du rapport de dépolarisation (δ_t) (Cairo et al., 1999).

$$\delta_t = \frac{\beta_{\perp,532}'}{\beta_{532}'} \quad (17)$$

La figure 23 représente les tests de sensibilité aux différentes valeurs de δ_t qui ont été menés afin de choisir le seuil adéquat. Sur cette figure, sont tracés les profils moyens du rapport de diffusion (SR) aux tropiques durant la première moitié du mois d'août 2006.

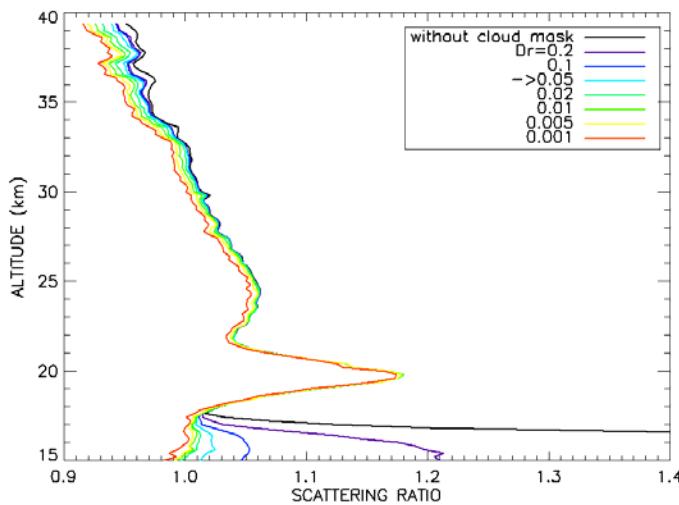


Figure 23. Profils moyens CALIOP (20°S-20°N) durant la période 01-16août 06 dont les nuages ont été masqués en utilisant différents seuils de rapport de dépolarisation (δt). Le signal à 20 km est dû à une éruption volcanique. Cette couche est constituée de particules liquides sphériques.

On notera que le masque influe sur les profils jusqu'à 40 km alors qu'il n'y pas de nuage à ces altitudes. Ceci s'explique par la diminution du rapport signal sur bruit avec l'altitude ayant pour conséquence de masquer le bruit. En dessous de 18 km, où les nuages sont fréquents, l'effet du masque est visible puisque le rapport de diffusion diminue lorsque δt augmente. Ainsi le signal baisse après application d'un seuil à 0.2 puis 0.1. Il atteint un palier vers 0.05 pour diminuer très lentement par la suite entre 15 et 17 km. Le signal à 19-20 km, qui correspond à l'injection de matière sulfatée par une éruption volcanique, est très peu influencé par le masque, puisque cette couche est constituée de particules liquides, donc sphériques, qui ne dépolarisent pas la lumière contrairement aux cristaux de glace.

La valeur $\delta t = 0.05$ est choisie comme seuil pour masquer les nuages. Elle est appliquée en-dessous de 21 km, altitude au-dessus de laquelle il n'y a plus de cristaux de glace. Toutes les mailles en dessous de l'altitude où δt est supérieur à 0.05 ont aussi été retirées du traitement, afin que les pixels situés en dessous des nuages même fins et qui peuvent aussi être influencés par l'atténuation du signal, soient masqués.

La figure 24 montre l'évolution du pourcentage des données enlevées par cette procédure, c'est-à-dire la fréquence des nuages entre 20°S-20°N, de 15 à 20 km par pas de 1 km. Elle décroît de 60% à 2-3% en moyenne de 15 km à 20 km et montre un maximum saisonnier durant l'hiver et le printemps de l'hémisphère nord. A 17 km, le maximum se scinde en deux pics, l'un en décembre-février et l'autre en avril-mai. Cette variation saisonnière est cohérente

avec la fréquence des cirrus sub-visibles observée par SAGE II à 17.5 km (Liu, 2007) et la distribution globale des cirrus identifiée par Cloudsat/CALIPSO (Sassen et al., 2008). Le premier pic correspond au maximum de cirrus observé au dessus du Pacifique Ouest, alors que le deuxième est influencé par le maximum de convection continentale au dessus de l'Afrique centrale et de façon moindre en Indonésie.

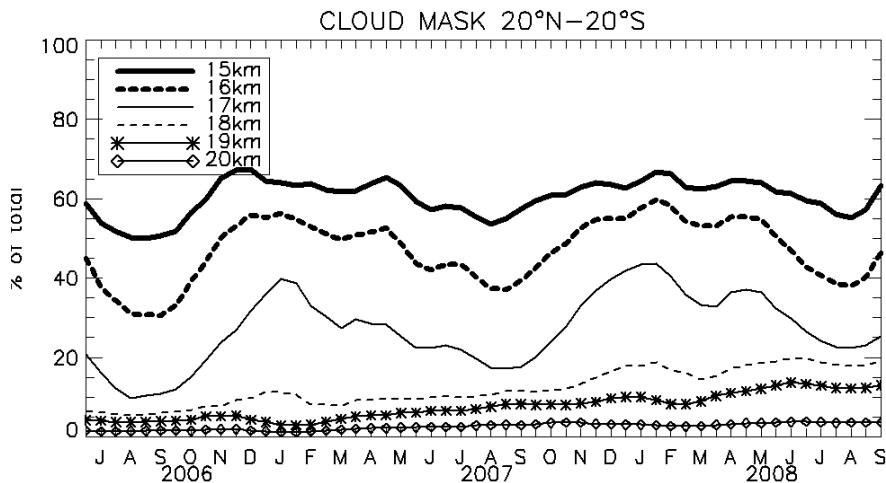


Figure 24. Pourcentage des données enlevées par l'application du masque, c'est-à-dire la fréquence des nuages entre 20°S-20°N, de 15 à 20 km par pas de 1 km.

Le second signal est très certainement sous-estimé en raison du masque de la SAA, qui empêche d'observer la contribution de la convection au-dessus de l'Amazonie. L'augmentation lente en fonction du temps du masque à 19 km et 20 km est probablement liée à la diminution de l'énergie du laser avec le temps, conduisant à une diminution du rapport signal sur bruit.

IV.4 Evolution des aérosols stratosphériques aux tropiques depuis juin 2006

Le traitement décrit précédemment a été appliqué à l'ensemble des données CALIOP de niveau 1 de la version 2.01 entre juin 2006 et septembre 2008. La moyenne zonale des profils du rapport de diffusion (SR) a été ensuite calculée entre 20°N-20°S. La figure 25 représente l'évolution des aérosols stratosphériques vus par CALIOP aux tropiques entre 2006 et 2008. L'augmentation du SR entre 19 et 21 km de juin 2006 à mars 2007 est le résultat de l'éruption volcanique du 20 mai 2006 de la Soufrière Hills. De même, le signal vers 18 km en octobre est lui aussi attribué à une éruption volcanique, celle du Tavurvur le 7 octobre 2006. Le maximum de SR du panache volcanique reste confiné jusqu'en octobre 2007 entre 19 et 21 km avant d'entamer une lente ascension jusqu'en janvier 2008.

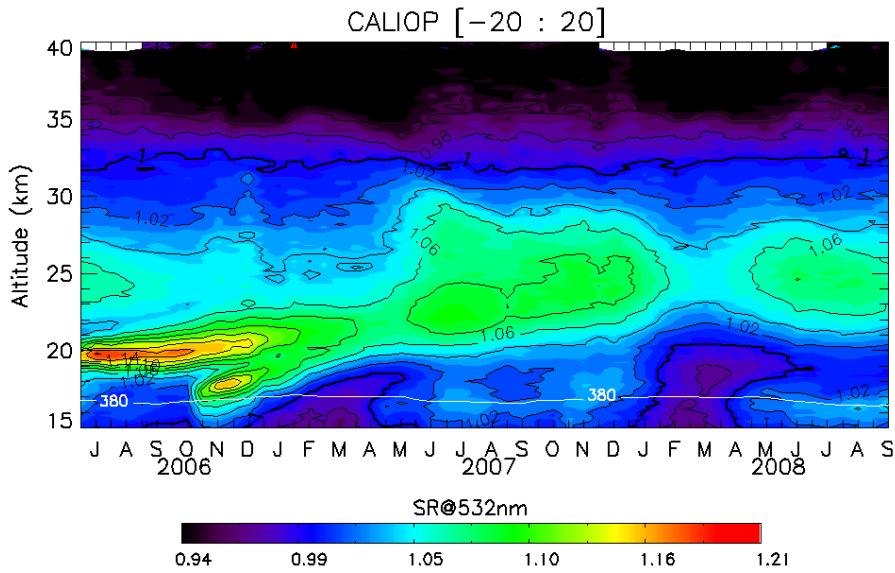


Figure 25. Evolution du profil moyen zonal [20°S-20°N] du SR à 532nm du lidar CALIOP de juin 2006 à septembre 2008 par période de 16 jours entre 15 et 40 km. Le niveau de température potentielle constante 380 K est tracé en blanc. Les contours dont la valeur du rapport de diffusion est égale à 1 sont tracés en gras.

Cette lente ascension est le résultat du soulèvement lié à la circulation de Brewer-Dobson. Cependant cette figure montre aussi certaines incohérences. En effet, on observe des valeurs de SR inférieures à 1 aussi bien dans la haute stratosphère au-dessus de 34 km que dans la basse stratosphère entre le sommet des nuages et 20km. Elles correspondent à un signal inférieur à la diffusion moléculaire théorique et sont donc incohérentes. De soudaines variations sont aussi visibles simultanément à toutes les altitudes de mars à mai en 2007 et 2008, c'est-à-dire inexplicable par des raisons géophysiques. Cette discontinuité dans l'évolution du profil zonal moyen indique des problèmes liés à l'étalonnage, seule étape du traitement qui puisse engendrer des sauts simultanés à toutes les altitudes.

IV.4.1 Problèmes d'étalonnage

La tranche d'altitude 30-34 km utilisée dans l'étalonnage opérationnel est supposée, comme on l'a vu dans la description des produits CALIOP, libre d'aérosols. La valeur du SR inférieure au dessus de 35 km indique que cette hypothèse n'est pas applicable aux tropiques, c'est-à-dire que des aérosols demeurent dans la tranche d'altitude de calibration. Ceci est confirmé par les observations de SAGE II qui montrent la présence d'aérosols dont le rapport de diffusion, déduit de l'extinction avec un rapport lidar de 50 sr (Jager et al., 1995), peut

atteindre 1.10-1.12 durant certaines périodes (Hostetler et al., 2006). L'étalonnage des produits CALIOP nécessite donc une amélioration.

IV.5 Conclusion

Les mesures du lidar CALIOP présentent une résolution verticale et horizontale inégalée pour étudier la distribution des aérosols dans la stratosphère. Cependant, les produits bruts issus du traitement opérationnel présentent un rapport signal sur bruit (SNR) trop faible pour être exploitable au-dessus de la tropopause. Pour cette raison, seules les données de rétrodiffusion de nuit à 532 nm, moins bruitées que de jour ou que celles du canal à 1064 nm sont utilisées au prix d'un traitement spécifique (Powell et al., 2009 ; Hunt et al., 2009).

Un algorithme de traitement a été développé pour réduire ce bruit basé sur un moyennage des données sur une grille régulière tous les 16 jours de 2° lon x 1° lat x 200 m, une correction du signal de l'atténuation due à la diffusion moléculaire et à l'absorption par l'ozone, le calcul du rapport de diffusion à partir du signal corrigé et de la diffusion moléculaire du modèle GEOS-5, et enfin le masquage des nuages.

Ce traitement a permis d'obtenir une première évolution complète des aérosols aux tropiques de 15 à 40 km de juin 2006 à septembre 2008, avec cependant des incohérences suggérant des problèmes d'étalonnage dont la correction est l'objet du chapitre qui suit.

V. Révision de l'étalonnage CALIOP

V.1 Introduction

La distribution des aérosols dans la stratosphère tropicale dérivée d'un traitement spécifique des produits opérationnels montre des problèmes d'étalonnage que nous avons cherchés à corriger par différentes méthodes.

A cette fin et dans un premier temps, nous décrirons la calibration standard qui dépend de la présence d'aérosols et du calcul de la diffusion moléculaire issu de la densité du modèle GEOS-5 entre 30-34km. Nous examinerons ensuite les données SAGE II passées montrant la présence d'aérosols dans la tranche d'altitude d'étalonnage. Nous proposerons une méthode qui consiste à réétalonner les données à plus haute altitude avec GEOS-5. Nous verrons que même si l'amélioration est significative, des problèmes résiduels liés au deuxième facteur, la densité de l'air, nous a conduit à imaginer une autre technique. Celle-ci est basée sur l'utilisation des données d'aérosols de GOMOS dans la zone de calibration CALIOP. Enfin les trous de données de ce dernier pour certaines périodes nous a conduit à proposer une troisième méthode, qui revient à la supposition d'absence d'aérosols au dessus de 34km, mais en calculant cette fois la densité avec ECMWF et non GEOS-5.

V.2 Etalonnage standard

Comme déjà indiqué, tous les profils CALIOP sont calibrés à partir du coefficient d'étalonnage de nuit du canal à 532 nm. L'altitude de référence pour la calibration se situe entre 30 et 34 km, où l'on suppose les aérosols absents. Le choix de la tranche d'altitude 30-34km résulte de deux facteurs : une altitude assez haute pour que la concentration des aérosols soit faible et assez basse pour un rapport signal sur bruit acceptable. L'étalonnage suppose donc que seule la diffusion moléculaire est sensible à ce niveau, calculée à partir de la densité du modèle GEOS-5.

Pour comprendre la calibration du coefficient de rétrodiffusion total à 532nm $\beta_{tot}T^2$, il faut revenir sur l'étalonnage des canaux parallèle et perpendiculaire qui s'écrit (Hostetler et al., 2006) :

$$\beta_{\parallel} T^2 = \frac{X_{\parallel}}{C_{\parallel}} \quad (18)$$

$$\beta_{\perp} T^2 = \frac{X_{\perp}^2}{C_{\perp}} \quad (19)$$

La chaîne perpendiculaire est étalonnée à partir de la chaîne parallèle et d'un autre coefficient déterminé durant une opération spéciale d'étalonnage de la polarisation. Ce coefficient K_p s'écrit :

$$C_{\perp} = K_p C_{\parallel} \quad (20)$$

Le coefficient de rétrodiffusion total à 532nm s'écrit d'après les équations 18, 19 et 20.

$$\beta_{tot} T^2 = \beta_{\parallel} T^2 + \beta_{\perp} T^2 = \frac{1}{C_{\parallel}} (X_{\parallel} + \frac{X_{\perp}^2}{K_p}) \quad (21)$$

Le produit standard, $\beta_{tot} T^2$, utilisé dans le traitement dépend donc du coefficient d'étalonnage C_{\parallel} et de la constante déduite du calibrage du canal perpendiculaire K_p , dont l'erreur n'excède pas 1-1.5% (Powell et al., 2009). Nous nous intéresserons ici uniquement au coefficient d'étalonnage C_{\parallel} .

A partir de ce point, toutes les variables sont considérées dans une gamme d'altitude comprise entre 30 et 34 km.

D'après l'équation 18, le coefficient d'étalonnage moyen à 30-34 km s'écrit

$$C_{\parallel} = \frac{X_{\parallel}}{\beta_{\parallel} \times T^2} \quad (22)$$

C_{\parallel} est déterminé à partir du signal lidar parallèle moyen à 30-34km normalisé en échelle, en énergie et en gain (X_{\parallel}), de la diffusion parallèle moyenne (β_{\parallel}) et de la transmission (T^2).

➤ Le coefficient β_{\parallel} s'écrit :

$$\beta_{\parallel} = R_{\parallel} \times \beta_{m,\parallel} \quad (23)$$

- R_{\parallel} , le rapport de diffusion parallèle et SR le rapport de diffusion s'écrivent :

$$R_{\parallel} = \frac{\beta_{m,\parallel} + \beta_{a,\parallel}}{\beta_{m,\parallel}} \quad (24)$$

$$SR = \frac{\beta_{m,\parallel} + \beta_{a,\parallel} + \beta_{m,\perp} + \beta_{a,\perp}}{\beta_{m,\parallel} + \beta_{m,\perp}} \quad (25)$$

On peut simplifier l'équation 25 en faisant 2 hypothèses :

- D'une part $\beta_{m,\perp} \ll \beta_{m,\parallel}$ car $\delta_m = \frac{\beta_{m,\perp}}{\beta_{m,\parallel}} \approx 0.00366$ (26) (Cairo et al., 1999)
- D'autre part $\beta_{m,\perp} + \beta_{a,\perp} \ll \beta_{m,\parallel} + \beta_{a,\parallel}$ à cause de la première hypothèse et parce que les aérosols dans la moyenne stratosphère sont majoritairement liquides et sphériques (Thomason et al., 2006)

$$On\ a\ donc : R_{\parallel} \approx SR \quad (27)$$

➤ Le coefficient $\beta_{m,\parallel}$ s'écrit d'après l'équation 25 :

$$\beta_{m,\parallel} = 0.996\beta_m \approx \beta_m \quad (28)$$

On peut donc écrire l'équation 22 à partir des équations 23,27 et 28 par :

$$C_{\parallel} = \frac{X_{\parallel}}{\beta_m \times SR \times T^2} \quad (29)$$

Les variables β_m et T^2 sont calculées à partir des données météorologiques du modèle GEOS-5. En raison du faible rapport signal sur bruit dans la zone d'étalonnage, C_{\parallel} est moyenné dans les produits standard verticalement entre 30 et 34 km et horizontalement sur des segments de 555 km. Il dépend principalement de deux variables extérieures à la mesure lidar, le rapport de diffusion à 30-34 km et la diffusion moléculaire. Une discussion sur les erreurs liées à ces différentes hypothèses est développée dans la prochaine section.

V.2.1 Erreur sur le coefficient d'étalonnage

L'erreur totale du coefficient de rétrodiffusion total dépend de l'erreur sur le coefficient de calibration du canal perpendiculaire, évalué à 1-1.5% (Powell et al., 2009), et de l'erreur sur le coefficient d'étalonnage du canal parallèle.

L'erreur relative du coefficient d'étalonnage peut être déduite de l'équation 28 et de la formule de propagation des erreurs et s'exprime :

$$\frac{\Delta C_{\parallel}}{C_{\parallel}} = \frac{\Delta SR}{SR} + \frac{\Delta \beta_m}{\beta_m} + \frac{\Delta T^2}{T^2} \quad (30)$$

Les deux derniers termes de l'équation dépendent de la densité de l'air du modèle GEOS-5 dans la gamme 30-34km. Le premier terme de l'équation $\frac{\Delta SR}{SR}$ dépend quant à lui directement de la quantité d'aérosols présents dans la zone d'étalonnage.

V.2.2 Les aérosols entre 30-40 km vus par SAGE II

Les observations de SAGE II hors période d'éruption majeure permettent d'évaluer la contamination par les aérosols de la zone d'étalonnage de CALIOP. La figure 26 représente une section altitude/latitude de l'extinction moyenne entre 1995 et 2005, à laquelle a été superposé le rapport de diffusion dérivé à l'aide d'un rapport lidar de 50 sr (Jager et al., 1995).

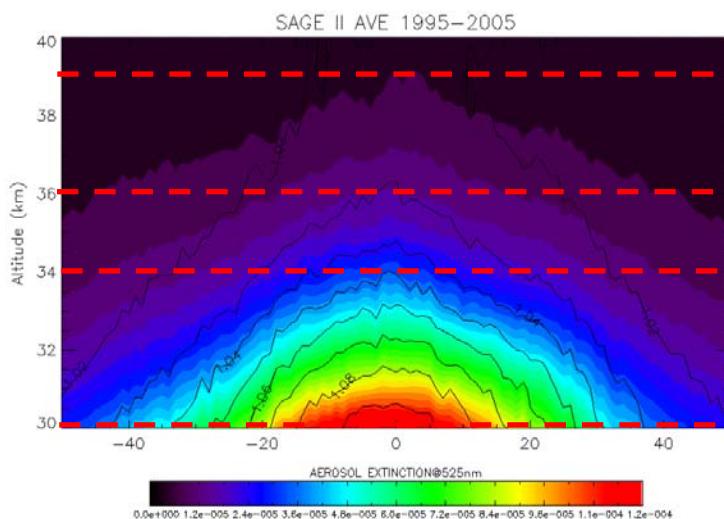


Figure 26 : Coupe en latitude du coefficient d'extinction par les aérosols de SAGE II à 532 nm en fonction de l'altitude durant la période 1995-2005 dans laquelle sont superposés les isolignes du rapport de diffusion calculé à partir d'un rapport lidar de 50 sr.

Entre 30 et 34 km, l'extinction à l'équateur diminue de $1.5 \times 10^{-4} \text{ km}^{-1}$ à $5 \times 10^{-5} \text{ km}^{-1}$, soit un rapport de diffusion moyen de 1.08 à 1.03. Les aérosols deviennent plus rares dans cette même gamme d'altitude aux moyennes et hautes latitudes avec un SR inférieur à 1.03. Aux tropiques, il est nécessaire d'aller au-delà de 35 km pour trouver une zone aussi propre.

La calibration des données CALIOP est donc convenable aux hautes et moyennes latitudes mais nécessite un réajustement aux tropiques. C'est l'altitude comprise entre 36-39 km, libre d'aérosols, qui a été choisie comme nouvelle référence pour réétalonner les données CALIOP.

V.3 Ajustement de l'étalonnage entre 36-39km

V.3.1 Méthode de réétalonnage

Le réétalonnage entre 36-39 km revient à considérer que le rapport de diffusion est de 1, c'est-à-dire qu'il n'y a plus d'aérosols à ce niveau. Le rapport de diffusion ajusté, noté SR_{ad} , est calculé en moyennant les profils du SR dans des mailles de 4° de longitude, 1° de latitude en utilisant les équations 31 et 32.

$$SR_{ad}[i, j, k] = SR[i, j, k] \times C_{ad}[i, j] \quad (31)$$

$$C_{ad}[i, j] = \sqrt[3]{SR_{36-39km}[i, j]} \quad (32)$$

C_{ad} est le facteur de normalisation pour chaque profil dans une maille de 4° de longitude et 1° de latitude et lissé sur 36° longitude x 3° latitude. Les indices i, j et k font références aux longitude, latitude et altitude de chaque maille.

Nous allons revenir sur les équations lidar pour montrer que la normalisation à 36-39 km revient à recalibrer l'instrument dans cette gamme d'altitude.

$C_{//}$, le coefficient de calibration est désormais noté C et $X = X_{//} + \frac{X_\perp}{K_p}$. L'étoile en

exposant désigne la valeur moyenne de la variable entre 36-39km.

$$\begin{aligned} SR^* &= \overline{SR_{36-39km}} \quad \beta^* = \overline{\beta_{36-39km}} \quad C^* = \overline{C_{36-39km}} \quad X^*, T^{2,*} \text{ etc ...} \\ SR_{ad} &= \frac{SR}{SR^*} = \frac{\beta / \beta_m}{\beta^* / \beta_m^*} = \frac{\beta_m^*}{\beta_m} \times \frac{X / (CT^2)}{X^* / (CT^{2,*})} = \frac{\beta_m^*}{\beta_m} \times \frac{X / (CT^2)}{X^* / (CT^{2,*})} \\ &= \frac{1}{\beta_m} \frac{X / T^2}{X^* / (\beta_m^* T^{2,*})} = \frac{1}{\beta_m} \frac{X / T^2}{C^*} = \frac{1}{\beta_m} \frac{X}{C^* T^2} = \frac{\beta^*}{\beta_m} \end{aligned} \quad (33)$$

D'après l'équation 33, le coefficient β^* est donc théoriquement équivalent au coefficient de rétrodiffusion total réétalonné entre 36-39 km.

La figure 27 montre l'évolution du coefficient d'étalonnage en fonction de la latitude et du temps. Il est maximum dans les régions tropicales avec une amplitude de 1.02 à 1.12. La correction appliquée aux profils aux moyennes latitudes est faible (2-3% en moyenne), en

contraste avec les régions tropicales, où elle varie de 2 à 12%. Durant les périodes où le SR est sous-estimé (fig. 23), en février-avril 2007 et 2008 à l'équateur et en août-octobre 2007 vers 20°N, l'ajustement est d'autant plus important. Le coefficient d'ajustement aux moyennes latitudes de l'hémisphère sud est plus bruité, en raison du retrait de la SAA dans la moyenne, entraînant une diminution du rapport signal sur bruit.

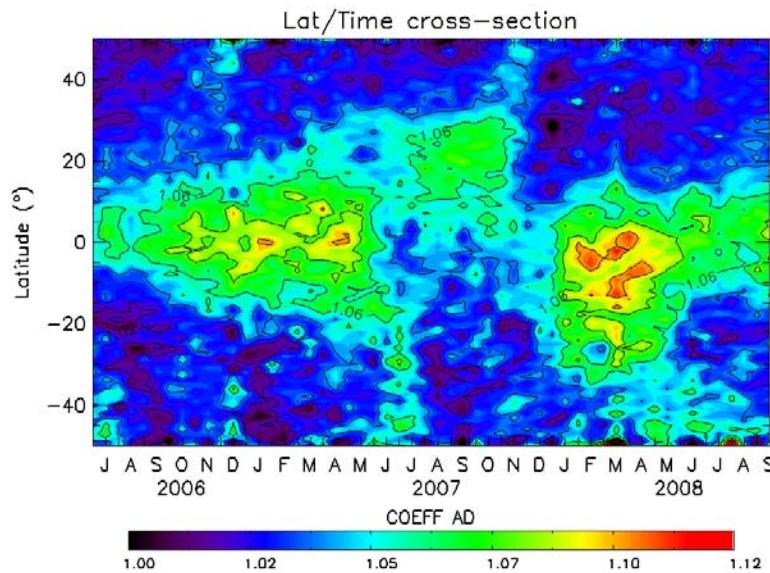


Figure 27. Evolution dans le temps du coefficient d'ajustement moyen issu du réétalonnage à plus haute altitude. Il représente aussi le SR moyen entre 30-34km.

V.3.2 Moyenne zonale réétalonnée

L'évolution des aérosols après révision de l'étalonnage CALIOP à plus haute altitude entre 36-39km est représentée sur la figure 28.

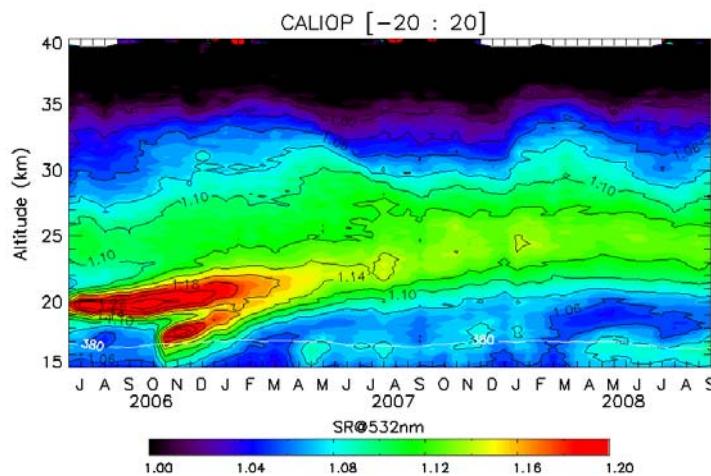


Figure 28. Rapport de diffusion moyen CALIOP 20°N-20°S après réétalonnage à 36-39km

Les valeurs de SR sont désormais partout supérieures ou égales à 1 par rapport à la figure 25. La lente ascension des aérosols est régulière et les discontinuités ont en grande partie disparue. Dans la moyenne stratosphère, une variation saisonnière est visible avec un maximum en février-mars. Le réétalonnage permet de visualiser la variation des aérosols entre 30-34 km, ce qui n'était pas possible avec les données standard pour lesquelles 30-34km était la zone d'étalonnage, donc par définition, la tranche d'altitude où le rapport de diffusion était égal à 1.

V.3.3 CALIOP réétalonné et SAGE II à 30-34 km

La figure 29 représente l'évolution de l'extinction moyenne à 1020 nm de SAGE II entre 2001 et 2005 et le rapport de diffusion moyen CALIOP réétalonné à plus haute altitude avec GEOS-5 entre 2006 et 2008 dans la gamme d'altitude 30-34 km. On a représenté également les vents zonaux à Singapour à 10 hPa (30 km) pour visualiser les phases de l'oscillation quasi biennale (QBO en anglais, phase d'est : vitesse négative, phase d'ouest : vitesse positive). Les figures de SAGE II et CALIOP montrent une augmentation des aérosols dans les régions tropicales par rapport aux moyennes latitudes jusqu'à $2 \cdot 10^{-5}$ km⁻¹ en extinction et 1.1 en rapport de diffusion. Des structures similaires apparaissent sur les deux jeux de données qui montrent une période de l'ordre de 2 ans.

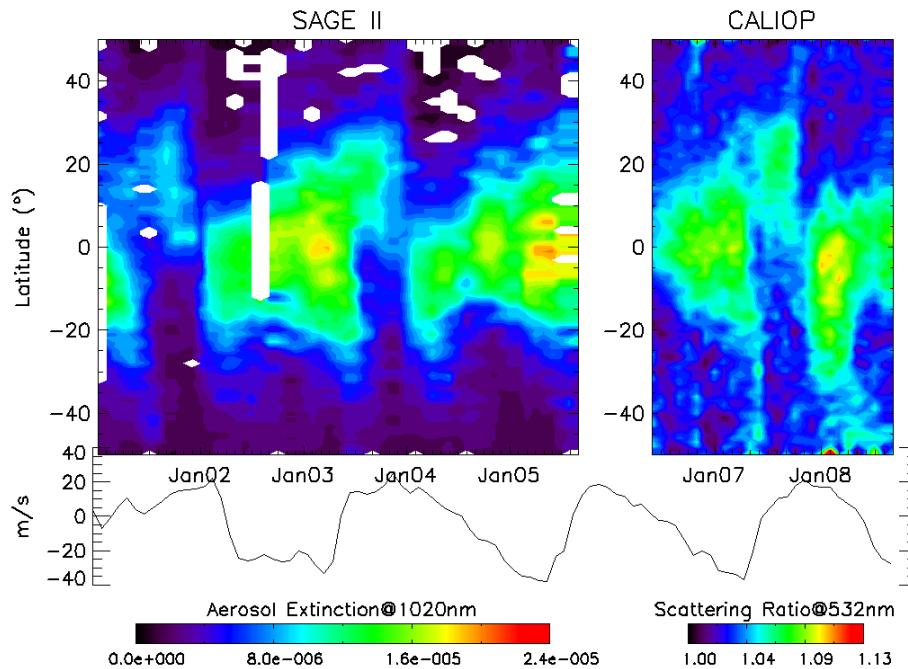


Figure 29. (Gauche) Coupe latitude/temps du coefficient d'extinction en aérosols mensuel à 1020 nm de SAGE II entre 30-34 km de 2001 à 2005 ; (droite) Rapport de diffusion CALIOP

mensuel à la même altitude après ajustement de la calibration ;(bas) vitesse du vent zonal à 10 hPa à Singapour.

Les variations d'aérosols en altitude dans les régions équatoriales sont corrélées avec les phases de la QBO. En effet, durant les périodes de phase d'est, les observations de SAGE II montrent une augmentation du transport vertical dans la stratosphère (Trepte et al., 1992) et un confinement des aérosols dans les régions équatoriales.

Cette comparaison à des périodes distinctes de fonctionnement des deux instruments montre que les observations de CALIOP réétalonnées à plus haute altitude avec GEOS-5 sont cohérentes avec celles de SAGE II par le passé.

Cependant l'évolution des profils zonaux aux tropiques (fig. 28) révèle encore quelques aspects incohérents. En effet, l'augmentation de 3-4% à tous les niveaux du rapport de diffusion en janvier-mars 08 indique encore des problèmes résiduels d'étalonnage. Devant cette difficulté, une alternative a été recherchée qui consiste à utiliser les mesures d'aérosols de GOMOS, le seul instrument de mesure d'extinction disponible après l'arrêt de SAGE II et d'HALOE en 2005.

V.4 Réétalonnage avec les mesures d'aérosols de GOMOS

La méthode proposée est basée sur les mesures d'aérosols de GOMOS dans la tranche d'altitude de l'étalonnage standard de CALIOP. GOMOS est un spectromètre UV/Visible lancé en 2002 sur ENVISAT qui mesure l'extinction par les aérosols par la technique d'occultation stellaire. Les données d'extinction sont converties en rapport de diffusion. Ce coefficient est utilisé ensuite pour réétalonner les données CALIOP.

V.4.1 Mesure des aérosols par GOMOS

Les mesures GOMOS ont été regroupées par mois tous les 5 degrés et moyennées afin d'augmenter le rapport signal sur bruit. La figure 30 représente la coupe latitude/temps de l'extinction moyenne des aérosols à 500 nm entre 30-34 km depuis 2002, début des observations GOMOS, jusqu'en 2008. Les trous qui apparaissent proviennent de l'absence d'observation. On note un maximum d'extinction aux tropiques variant de $4.10^{-5} \text{ km}^{-1}$ à $1.10^{-4} \text{ km}^{-1}$ avec une période proche de 2 ans. Les aérosols sont peu présents aux moyennes latitudes avec une extinction inférieure à $2.10^{-5} \text{ km}^{-1}$.

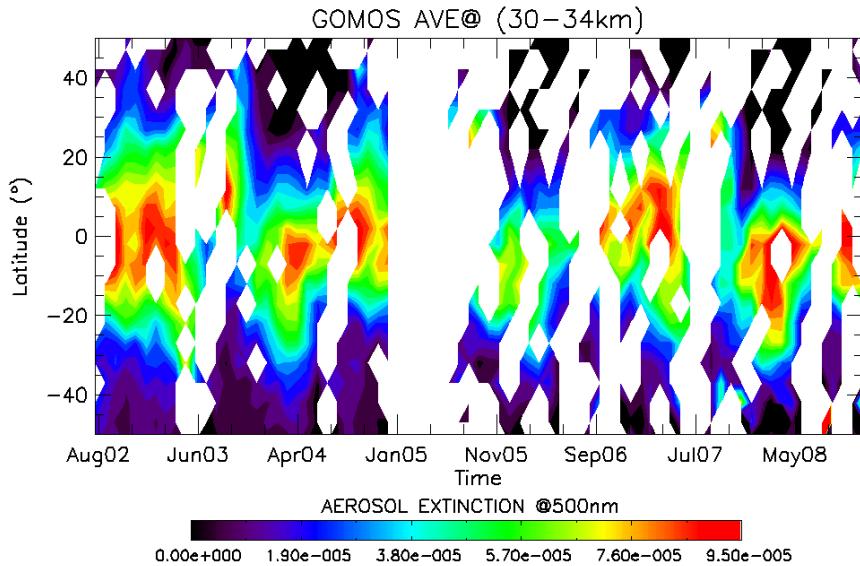


Figure 30. Extinction moyenne due aux aérosols entre 30-34km depuis le début des observations GOMOS jusqu'à 2008.

L'augmentation de l'extinction dans la bande équatoriale par rapport aux moyennes latitudes est cohérente avec les observations de SAGE II. La signature de la QBO avec un renforcement des aérosols aux tropiques tous les deux ans en phase d'est est semblable à celle de SAGE II.

V.4.2 SR moyen à 30-34 km dérivé de GOMOS

Le rapport de diffusion (SR) est dérivé des données d'extinction GOMOS en 2 étapes. La première consiste à convertir l'extinction par les aérosols de 500 à 532nm, le canal de mesure de CALIOP, avec un coefficient d'Angstrom fixé à 1.5 (Lenoble and Provost, 1983).

$$Ext_aero_{\lambda=532nm} = Ext_aero_{\lambda=500nm} \times (500/532)^{Ang} \quad (34)$$

Le rapport de diffusion est dérivé de l'extinction moléculaire calculée à partir des champs du modèle CEPMMT (Centre Européen de Prévision à Moyen Terme, en anglais: ECMWF) et des constantes lidar k_a et k_m , rapport lidar correspondant respectivement à l'air et aux aérosols stratosphériques de fond à partir de l'équation :

$$SR = 1 + \frac{k_a}{k_m} \times \frac{Ext_aero}{Ext_mol} \quad (35)$$

avec $\begin{cases} k_a = 0.02 \text{ sr}^{-1} \quad (1/k_a = 50 \text{ sr}) \\ k_m = 0.119 \text{ sr}^{-1} \end{cases}$

La figure 31 représente le coefficient de correction (rapport de diffusion moyen à 30-34 km) déduit des mesures d'aérosols de GOMOS entre juin 2006 et septembre 2008. Les observations de GOMOS étant irrégulières, les périodes sans donnée ont été interpolées. On remarque que le coefficient est maximum dans les régions tropicales, variant de 1.02 à 1.09, alors qu'il est en moyenne inférieur à 1.02 aux moyennes latitudes, excepté pour la période septembre-octobre 2007 vers 30° N.

Cette figure est très comparable à celle déduite du reétalonnage à 36-39 km (fig. 27). Cependant, le coefficient est en moyenne plus faible de 1 à 2% avec des différences importantes aux tropiques en février-mars 2007 et 2008 de l'ordre 3-4%.

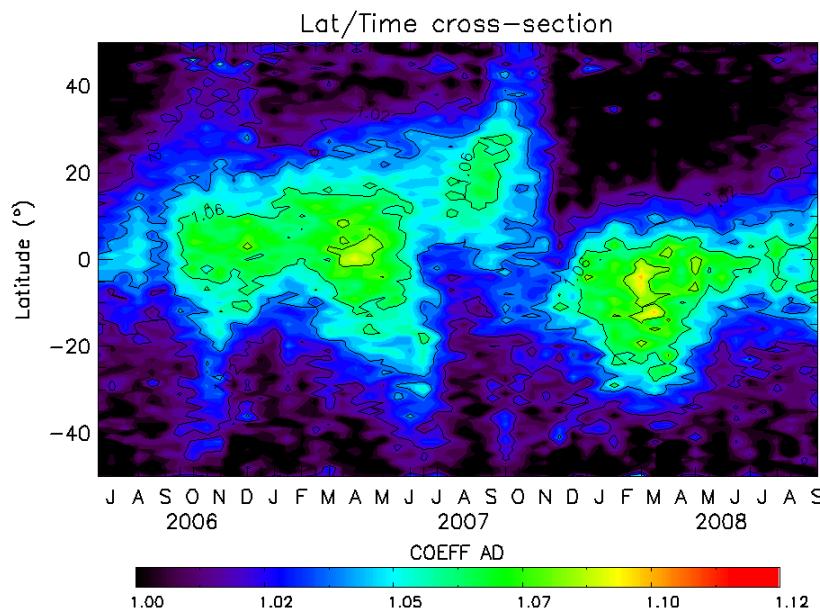


Figure 31. Rapport de diffusion moyen dérivé de l'extinction GOMOS à 30-34 km qui représente le coefficient de correction de l'étalonnage CALIOP.

Le rapport de diffusion déduit des données GOMOS (fig. 31) est donc utilisé pour reétalonner les données CALIOP.

V.4.3 Méthode de reétalonnage

La méthode utilisée pour reétalonner les données CALIOP consiste à utiliser le rapport de diffusion dérivé des mesures d'aérosols de GOMOS (SR^g). SR_{ad} est le rapport de diffusion ajusté à partir de cette méthode. Dans ce qui suit $C=C_{//}$, $X=X_{//} + \frac{X_{\perp}}{K_p}$, l'altitude de calibrage est notée Z_c .

$$\begin{aligned}
 SR_{ad} &= SRxSR^g = \frac{\beta}{\beta_m} xSR^g = \frac{X/CT^2}{\beta_m} xSR^g \\
 &= \frac{X.SR^g}{\beta_m.T^2 \cdot \frac{X(z_c)}{\beta_m(z_c)SR(z_c)T^2(z_c)}} \quad \text{Or } SR(z_c)=1 \\
 &= \frac{X}{\beta_m.T^2 \cdot \frac{X(z_c)}{\beta_m(z_c)SR^g(z_c)T^2(z_c)}} \quad (\text{hypothèse de calibrage opérationnelle}) \\
 &= \frac{X/C^g T^2}{\beta_m} = \frac{\beta^g}{\beta_m}
 \end{aligned} \tag{36}$$

On obtient un nouveau coefficient d'étalonnage (C_g). L'équation 36 permet de démontrer que le facteur de correction multiplicatif SR^g , correspondant au rapport de diffusion moyen dérivé de GOMOS entre 30-34 km, est utilisé pour reétalonner les données CALIOP, au lieu du coefficient SR supposé égale à 1 dans le calibrage opérationnel. On a donc théoriquement un réétalonnage du coefficient de diffusion total noté β^g .

V.4.4 Moyenne zonale des données reétalonnées

La figure 32 représente le rapport de diffusion moyen aux tropiques après réétalonnage avec les données GOMOS. Les valeurs du SR sont supérieures à 1 en dessous de 35 km et comprises entre $1+/-0.02$ au-dessus. Il n'y a plus de sauts brutaux à tous les niveaux. L'ascension du signal volcanique est lente et continue de juin 2006 à 20 km à octobre 2007 à 24-25 km. Le rapport de diffusion a diminué en moyenne de 1-2% par rapport à la figure 28 où les données étaient reétalonnées à plus haute altitude. Cette réduction atteint 3-4% entre décembre et septembre 2008.

Le réétalonnage à partir des données GOMOS améliore sensiblement l'évolution dans le temps des aérosols stratosphériques. En effet, les sauts simultanés à toutes les altitudes ont maintenant disparu. Cependant, l'absence de mesures durant certaines périodes et pour certaines latitudes limite leur utilisation pour un réétalonnage complet. De plus, l'utilisation d'une telle méthode dans un cadre opérationnel est difficile puisqu'elle est assujettie au bon fonctionnement de GOMOS qui a montré récemment des défaillances (panne de février à mars 2009).

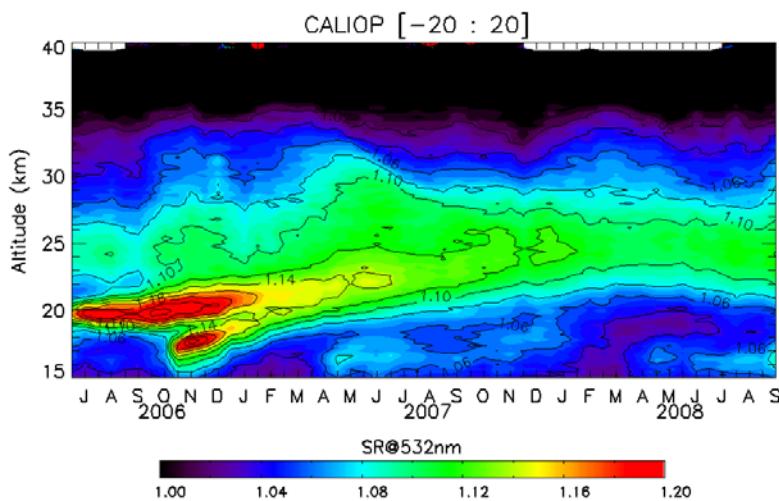


Figure 32. Rapport de diffusion moyen entre 20°N-20°S après réétalonnage avec les données GOMOS.

Afin de comprendre qu'elle pourrait être la meilleure méthode à adopter, l'évolution des aérosols dans la stratosphère tropicale issue des deux méthodes ont été évaluées à partir de mesures lidar aux tropiques.

V.4.5 Corrélation entre CALIOP et le lidar sol de Mauna Loa

Les mesures par lidar sont rares dans les régions tropicales. Les plus longues séries disponibles sont celles des sites de San José dos Campos au Brésil et de Mauna Loa à Hawaï (US). Cependant, les observations brésiliennes étant situées dans la zone d'anomalie sud atlantique, ce sont celles issues des lidars de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) et du JPL (Jet Propulsion Laboratory) qui ont été étudiées. Les données du lidar de la NOAA à 532 nm ayant un échantillonnage temporel trop faible (1 ou 2 mesures/semaine) pour une comparaison statistiquement significative, ce sont finalement les mesures d'aérosols dérivées du lidar ozone à 355 nm du JPL (McDermid et al., 1995), associées au réseau NDACC (Network for Detection of Atmospheric Composition Change), qui ont finalement été choisies pour cette comparaison. Le rapport de diffusion à 355 nm est dérivé du coefficient de rétrodiffusion total à 355 nm et du canal Raman à 387 nm utilisé comme référence pour calculer la diffusion Rayleigh. L'extinction du signal transmis due à la diffusion moléculaire est corrigée en utilisant les profils de température du modèle NCEP. La calibration du système est opérée de façon visuelle entre 32 et 36 km, par une vérification de « la propreté » (sans aérosols) de la zone d'étalonnage. Par exemple, si l'opérateur voit un résidu d'aérosols stratosphériques à 32 km, il a la possibilité de choisir une gamme d'altitude

plus haute pour effectuer la calibration, 36 km étant l'altitude limite haute (Thierry Leblanc, communication personnelle).

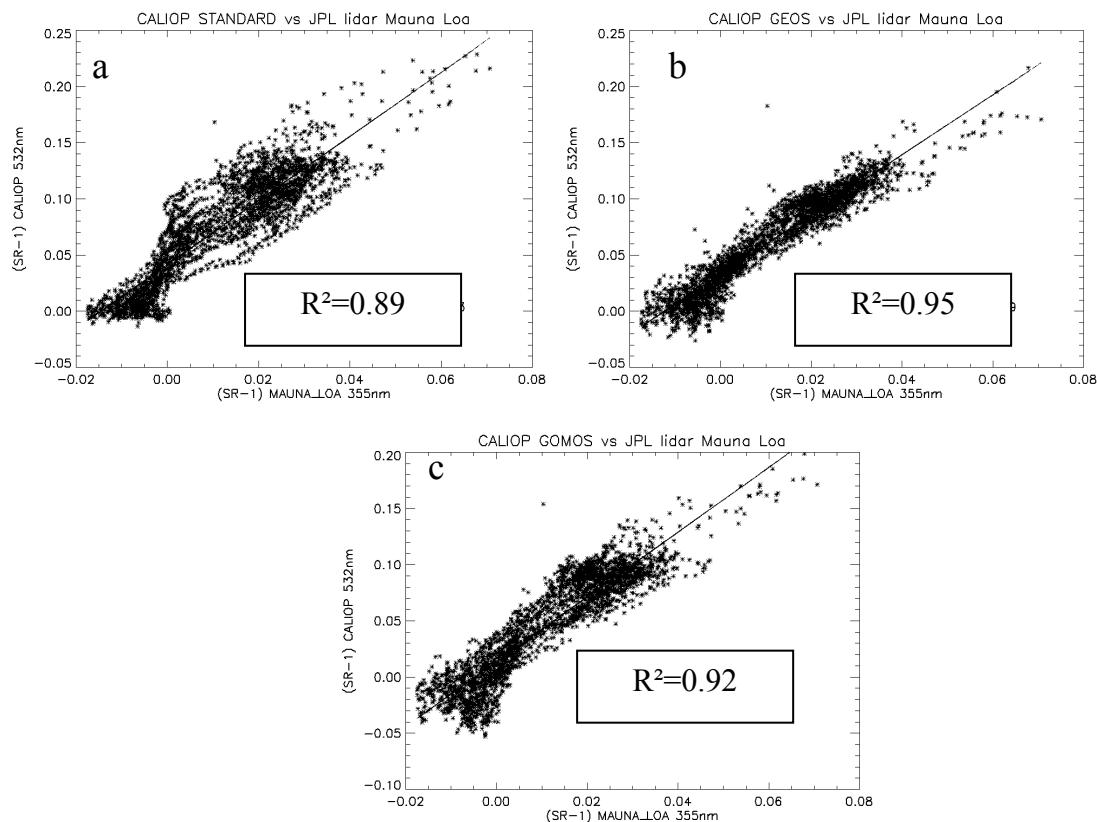


Figure 33. Corrélation entre les données CALIOP standard (a), recalibrées à partir du modèle GEOS5 à 36-39km (b), recalibrées à partir de GOMOS (c), et les données du lidar à 355 nm du JPL à Mauna Loa.

La figure 33 montre les corrélations entre les moyennes mensuelles de Mauna Loa à 355 nm, les observations CALIOP standard avant (a) et après réétalonnage à haute altitude (b) et avec GOMOS (c). Quelle que soit la méthode, le reétalonnage améliore la corrélation entre CALIOP et le lidar sol, se traduisant par une réduction de la dispersion des points. Le coefficient de calibration entre les données sol et le recalibrage avec GOMOS atteint 0.92, mais reste cependant inférieur à la première méthode (0.95). La faible augmentation du coefficient de corrélation avec les données GOMOS s'explique par les nombreux trous de ces dernières à la latitude de Mauna Loa (20°N).

La méthode de réétalonnage à haute altitude améliore donc sensiblement la représentation des aérosols dans la stratosphérique tropicale en éliminant une grande partie des discontinuités observées initialement. Les résidus ponctuels encore présents, ont cette fois été complètement effacés après l'utilisation des mesures d'aérosols par GOMOS entre 30-34 km. Cette

amélioration est néanmoins limitée aux régions équatoriales, les corrélations avec le lidar de Mauna Loa d'Hawai montrent que les trous dans les données GOMOS à 20°N ne permettent pas de recalibrer correctement les mesures CALIOP. Alors pour expliquer les sauts résiduels observés à partir de la première méthode, vraisemblablement dus à l'utilisation la diffusion Rayleigh à 36-39km pour la normalisation, nous avons exploré les données de température de GEOS-5.

V.5 Température dans la stratosphère tropicale

V.5.1 Température dans la stratosphère tropicale de GEOS-5

La température moyenne du modèle GEOS-5 dans les régions tropicales, utilisée pour calculer la diffusion moléculaire est représentée sur la figure 34. Elle augmente dans la stratosphère de 180 K à 245 K. Des minima relatifs se propagent jusqu'à 35 voire 40 km en décembre-janvier 2007, juillet-août et surtout en janvier-février 2008.

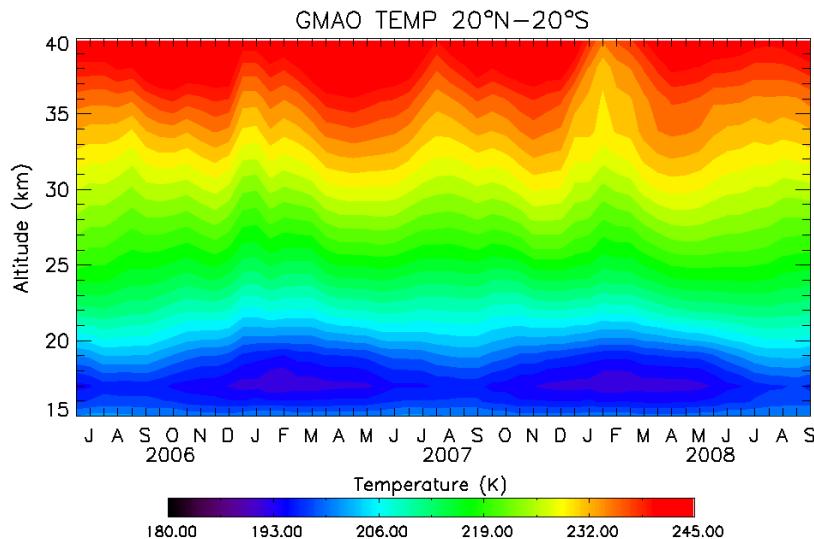


Figure 34. Température moyenne (K) du modèle GEOS-5 entre 20°N-20°S

Durant cette dernière période, la température diminue soudainement de 245K à 235K au dessus de 35 km. Afin de vérifier la réalité de ces variations, la température GEOS-5 a été comparée à celles du CEPMMT (Centre Européen pour la Prévision à Moyen Terme, en anglais : ECMWF) et aux observations MLS.

V.5.2 Comparaison GEOS-5, CEPMMT (ECMWF) et MLS aux tropiques

La figure 35 représente les différences de température entre les modèles GEOS-5, CEPMMT et les observations MLS. Les températures mesurées par MLS/Aura sont déduites des bandes

d'émission thermique dans les micro-ondes près de celles de l'oxygène (Schwartz et al., 2008). La résolution verticale de MLS dans la stratosphère est d'environ 4 km. Les figures (a) MLS-GEOS et (c) CEPMMT-GEOS sont celles qui montrent les différences les plus importantes. Au contraire la figure (b) CEPMMT-GEOS indique que les température de CEPMMT et MLS sont très proches ($\pm 2\text{K}$). L'anomalie positive de la figure (a) et négative de la figure (b) à partir de Janvier 2008 et au-delà de 35km indique que GEOS-5 sous-estime la température de 7 à 8 K.

Cette diminution soudaine de 7-8 K (3-4%) de GEOS-5 au-delà de 35 km est corrélée avec une augmentation en pourcentage du rapport de diffusion du même ordre de grandeur à tous les niveaux, une fois reétalonné à plus haute altitude (fig. 28). L'erreur sur la température à partir de 35 km engendre des problèmes sur l'ensemble des profils de diffusion lorsque l'on choisit cette gamme d'altitude. Puisque les données CEPMMT sont comparables à ces altitudes à celles de MLS, nous nous proposons de les utiliser en remplacement de celles de GEOS-5 pour reétalonner CALIOP.

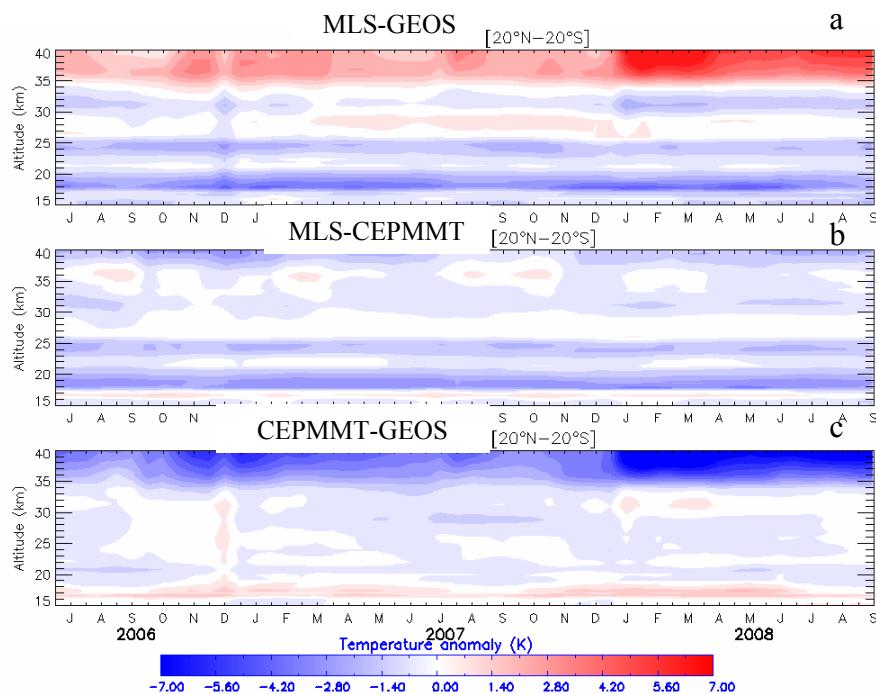


Figure 35. Anomalie moyenne de température dans la stratosphère tropicale (a) MLS - GEOS5 (b) MLS – CEPMMT (c) CEPMMT-GEOS.

V.6 Réétalonnage à 36-39 km avec CEPMMT

V.6.1 Méthode de réétalonnage

La méthode est identique à celle développée dans la section V.2.1. Elle consiste à utiliser les données CEPMMT au lieu de GEOS-5 pour calculer la diffusion moléculaire, puis à reétalonner celles de CALIOP à haute altitude (36-39 km). La figure 36 représente l'évolution du coefficient de correction déduit par cette méthode. Un maximum est observé dans les régions tropicales variant de 1.05 à 1.08 et un minimum aux moyennes latitudes. Le coefficient de correction est plus faible de 1 à 2% comparé à celui utilisant GEOS-5 (fig. 27), avec une diminution sensible de 3-4% dans les régions tropicales à partir de janvier 2008 où il est plus proche de celui déduit des données GOMOS (fig. 31).

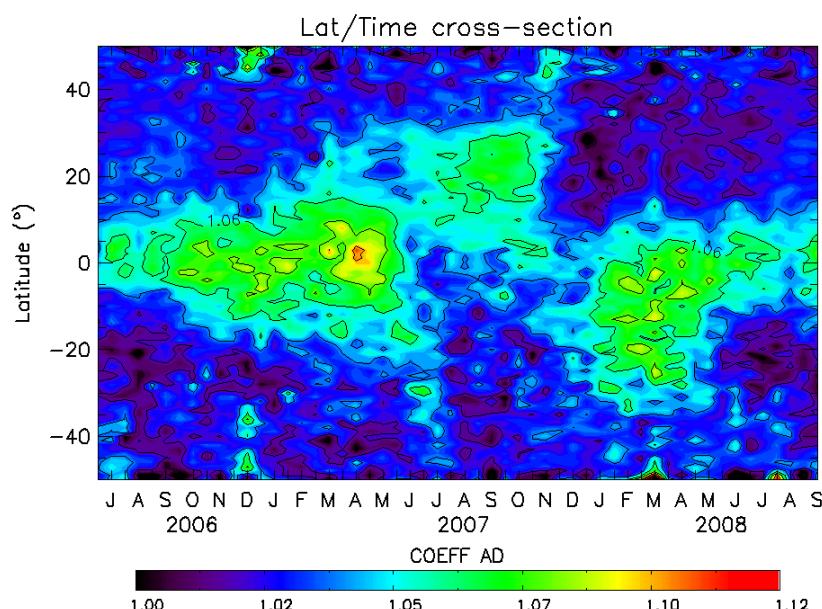


Figure 36. Coefficient de correction établi à partir du rapport de diffusion entre 36-39km calculé avec les champs de densité de l'air du modèle CEPMMT.

V.6.2 Moyenne zonale aux tropiques après réétalonnage

L'évolution des mesures d'aérosols réétalonnées avec CEPMMT est représentée sur la figure 37. Elle montre une ascension continue des signaux volcaniques. Les sauts résiduels et irréguliers à tous les niveaux observés après réétalonnage avec GEOS-5 n'étaient pas de nature géophysique mais bien liés à des problèmes de calibrage.

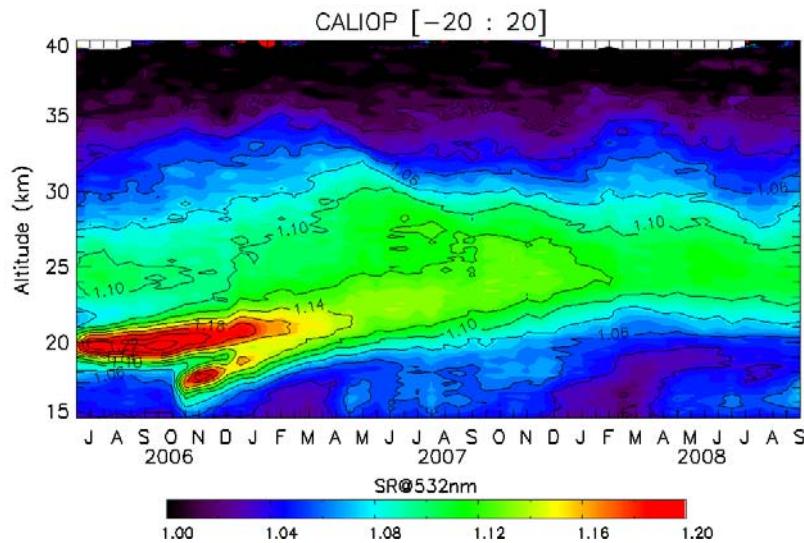


Figure 37. Rapport de diffusion moyen CALIOP 20°N-20°S reétalonné à partir des données CEPMMT entre 36-39km.

V.6.3 Comparaisons avec les mesures in situ en ballon

Les profils CALIOP obtenus à partir des différents réétalonnages sont comparés avec les observations en ballon durant les campagnes SCOUT-AMMA en 2006 et 2008 à Niamey au Niger (13°N, 2°E). La figure 38 représente les profils CALIOP standard, reétalonnés et les données des sondes BKS et LABS en août 2006 (à gauche) et BKS en septembre 2008 (à droite). Les moyennes des sondes BKS et LABS de 2006 sont basées sur respectivement 9 et 4 vols et les sondes BKS de 2008 sur 4 vols. Le rapport de diffusion issu des BKS à 940 nm est converti à 532 nm, en utilisant un facteur d'Angstrom de 0.254+/- 8% (Rosen, communication personnelle 2008) alors que les données brut des sondes LABS sont déjà à 532nm. Le SR CALIOP standard et celui reétalonné avec les 3 méthodes, sont moyennés dans une zone centrée autour de Niamey de +/- 7 ° latitude et +/- 70° de longitude durant les 16 jours les plus proches des vols ballon, afin de tenir compte du transport méridien et zonal.

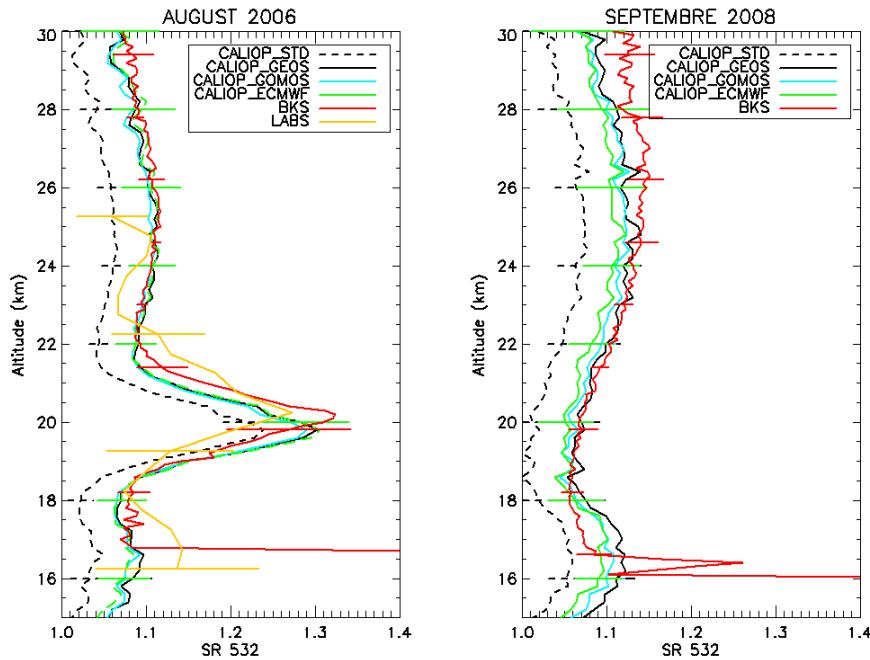


Figure 38. Profils moyen du SR CALIOP (STD : calibration standard ; GEOS : reétalonnage avec le modèle GEOS-5 entre 36-39km ; GOMOS : reétalonnage avec GOMOS entre 30-34 km ; ECMWF : reétalonnage avec CEPMMT entre 36-39km) dans une zone de $\pm 7^\circ$ de latitude et $\pm 70^\circ$ de longitude centrée autour de Niamey et moyenne des profils des sondes BKS et LABS en août 2006 (à gauche) et seulement des sondes BKS en septembre 2008 (à droite). Les barres d'erreurs indiquent la déviation standard des mesures.

Le rapport de diffusion (SR) des profils CALIOP après réétalonnage augmente en moyenne de 4% en août 2006 et 5% en septembre 2008 par rapport aux profils issus de la calibration opérationnelle. Les différences entre les méthodes de réétalonnage sont inférieures à 1% en août 2006 et de l'ordre de 1 à 2% en septembre 2008, ne permettant pas de conclure quant l'apport décisif de l'une ou l'autre des méthodes. En dessous de 18 km, les signaux BKS sont affectés par la présence de nuages, rendant la comparaison délicate. Le masque de nuages appliqué aux données CALIOP, permet de distinguer un signal d'environ 1.12 en septembre 2008 qui provient d'une éruption en Alaska en juillet 2008, dont du panache a été transportée vers les tropiques. En août 2006, le nuage volcanique à 20 km observé par les sondes BKS et LABS avec une amplitude de 1.32 et une largeur d'environ 3.5 km en altitude, est comparable avec celles observées par CALIOP dans la limite des déviations standard des systèmes. Au dessus de 22 km en août 2006 et 18 km en septembre 2008, la différence entre les profils CALIOP réétalonnées et les sondes BKS est peu significative puisqu'elle correspond à la déviation standard des deux instruments ($\pm 1.5\%$ pour les sondes BKS, $\pm 3\%$ pour CALIOP vers 24 km). Des différences sont observées au dessus de 25 km en 2008, restant cependant

limitées à deux fois la déviation standard des 4 vols disponibles. Un des résultats importants de cette comparaison, est la confirmation d'un minimum d'aérosols vers 18 km en août 2006, immédiatement au dessus des nuages et d'un autre entre 18-21 km en septembre 2008, vu à la fois par les sondes BKS et par CALIOP. Ce minimum d'aérosols fera l'objet d'une étude approfondie dans le dernier chapitre. Quelle que soit la méthode, le réétalonnage améliore sensiblement les profils de diffusion de CALIOP, qui deviennent en bon accord avec les sondes BKS et LABS dans la limite des déviations standard des deux systèmes.

La comparaison des profils CALIOP, BKS et LABS ne permet pas de conclure quant à la meilleure méthode de réétalonnage. Cependant, la disparition des discontinuités sur l'évolution des profils zonaux avec l'utilisation d'CEPMMT par rapport à GEOS-5 entraîne une amélioration importante de l'évolution dans le temps des profils aérosols. Nous adopterons donc par la suite la méthode de réétalonnage à haute altitude avec les données CEPMMT.

V.7 Conclusion

Les observations de SAGE II confirment la présence d'aérosols en concentration significative entre 30-34km conduisant à des erreurs d'étalonnage de CALIOP de 2 à 12% dans les régions tropicales, nécessitant donc une correction. La gamme d'altitude 36-39km, où SAGE II a rapporté peu d'aérosols ($SR < 1.02$) a donc été choisie dans un premier temps pour ajuster le calibrage opérationnel. La méthode de réétalonnage à plus haute altitude avec la densité du modèle GEOS-5 a permis d'améliorer sensiblement la représentation des aérosols à 30-34km, montrant des variations identiques à celles observées par SAGE II par le passé. Cependant des problèmes résiduels nous ont conduit à mettre au point une autre méthode, basée cette fois sur les mesures contemporaines d'aérosols de GOMOS-ENVISAT. Etant limités par l'irrégularité des observations GOMOS, nous avons abouti à une dernière solution à partir de la densité du modèle CEPTM pour réétalonner les données CALIOP à plus hautes altitudes.

La température de CEPMMT par rapport à GEOS-5 au dessus de 35 km est comparable à MLS. Pour cette raison, et parce que l'utilisation de CEPMMT permet d'éliminer sur les profils zonaux aux tropiques les variations soudaines à toute les altitudes du rapport de diffusion, l'utilisation du réétalonnage à plus haute altitude avec ce dernier a été choisie pour étudier les aérosols stratosphériques avec CALIOP.

VI. Les aérosols et le transport dans la haute troposphère et la basse stratosphère tropicale

VI.1 Introduction

Les éruptions majeures telles celles du Mt Pinatubo en juin 1991 ou d'El Chichon en avril 1982, sont connues pour injecter des quantités considérables de soufre transformés par la suite en aérosols qui mettent plusieurs années à disparaître (McCormick et al., 1992). Cependant quand est-il des périodes dites de fond, non volcaniques ? Des mesures in situ ont mis en évidence des concentrations élevées de noyaux de nucléation dans la haute troposphère tropicale (Brock et al., 1995). Il en a été conclu qu'ils étaient issus de l'oxydation de gaz précurseurs (OCS, SO₂), qui transportés ensuite dans la stratosphère permettent d'expliquer la présence d'une couche permanente dite de Junge. Cependant, aucune mesure à l'échelle globale ne permet de confirmer cette hypothèse, les régions tropicales étant faiblement échantillonnées par SAGE II aussi bien que par les lidars, principales sources d'observations depuis 20 ans (Thomason and Peter., 2006).

Dans une première section, nous décrirons l'évolution des aérosols dans la stratosphère à partir des données CALIOP de juillet 2006 à septembre 2008. Sur la base de ces résultats, nous reprendrons point par point les sujets sur lesquels CALIOP apporte des réponses aux questions soulevées par les conclusions du rapport SPARC (Stratospheric Processes And their Role in the Climate) sur les aérosols stratosphériques, à savoir : les sources et les puits des aérosols sulfatés de la couche de Junge ; les caractéristiques de la circulation de Brewer-Dobson dans la stratosphère au dessus de 20 km qui peut être déduites de l'évolution des aérosols dans le temps ; les mécanismes de nettoyage et de transport vertical rapide dans la basse stratosphère en dessous de 20 km qui apparaissent dans les observations ; et enfin la nature possible des couches d'aérosols qui apparaissent dans la TTL en Afrique et Asie en saison convective en été.

VI.2 Evolution des aérosols stratosphériques aux tropiques vue par CALIOP

Le traitement et le réétalonnage des données CALIOP à plus haute altitude avec CEPMMT ont permis d'obtenir une peinture cohérente de l'évolution des aérosols dans le temps. Nous allons maintenant nous attacher à décrire en détail cette évolution. La figure 39 représente l'évolution des profils moyens zonaux CALIOP entre 20°N-20°S, avec une résolution temporelle de 16 jours et verticale de 200 m. Sont également reportées sur cette figure, l'altitude du niveau 380 K de température potentielle (trait blanc) représentative de la tropopause et celle du sommet des nuages (pointillés rouge), déterminée à partir de la hauteur maximum des pixels dont le rapport de dépolarisation est supérieur à 5%. Sur la fig. 40, sont reportées les coupes en latitude des moyennes zonales correspondant aux évènements les plus significatifs observés sur la première figure.

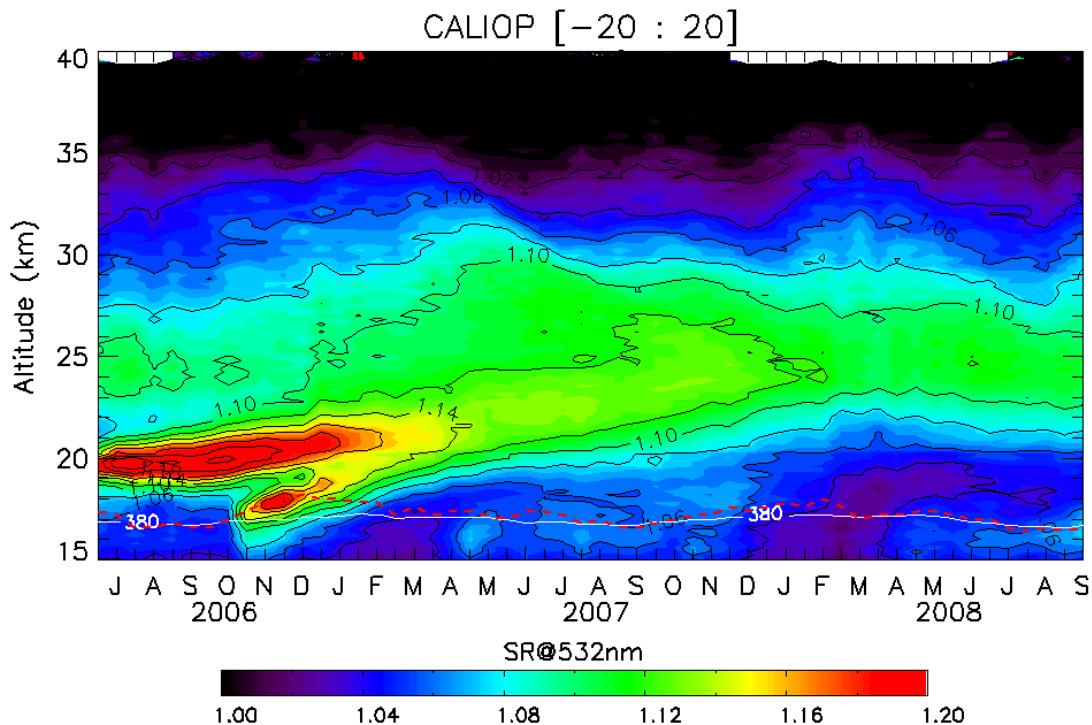


Figure 39. Evolution dans le temps du profil zonal du rapport de diffusion moyen CALIOP entre 15 et 40 km entre 20°N-20°S. La résolution verticale est de 200 m et temporelle de 16 jours. Le niveau de température potentielle 380 K du modèle GEOS-5 est indiqué par une ligne blanche et celui du sommet des nuages par des pointillés rouges.

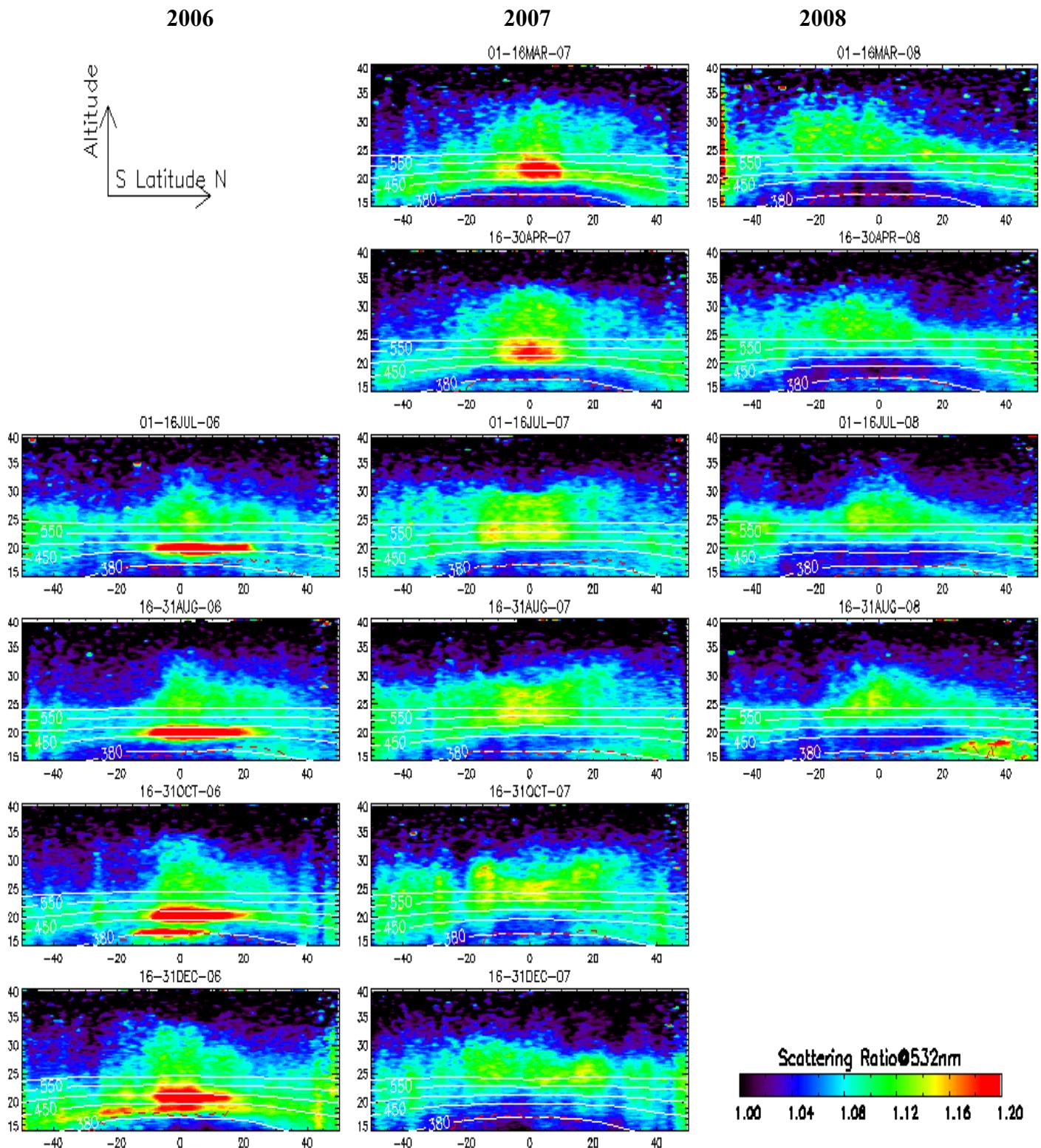


Figure 40. Coupes en latitude du rapport de diffusion pour différentes périodes entre juin 2006 et septembre 2008, entre 50°N-50°S et 15-40 km. De gauche à droite : 2006, 2007 et 2008. Les périodes sont indiquées en haut de chaque figure. Les niveaux de température potentielle 380, 450, 500, 550 et 600 K sont tracés en blanc et celui du sommet des nuages en pointillés rouges.

Les panaches volcaniques qui sont observés sur ces deux figures (39 et 40) contribuent à augmenter la charge en aérosols de la stratosphère. Le premier est détecté dès le début de la mission en juin 2006, entre 19 et 21 km. Il a pour origine l'éruption de la Soufrière Hills (île de Montserrat dans les Caraïbes [16°N, 62°W]), avec un indice d'explosivité VEI de 4 (VEI : en anglais Volcanic Explosivity Index, annexe 6), dont les mesures de SO₂ par OMI-AURA, ont montré l'injection de 0.1Tg de soufre dans la stratosphère (Carn et al., 2007). Le transport du nuage de SO₂ aux tropiques a été observé pendant plusieurs jours avant que les premières mesures CALIOP du 13 juin 2006 ne détectent les aérosols formés de gouttelettes d'acide sulfurique non dépolarisantes (Prata et al., 2007) (Annexe 1). Le panache est visible du 1-16 Juillet 2006 sur les coupes zonales (en haut à gauche, fig. 40) entre 10°S-20°N, avec un rapport de diffusion (SR) supérieur à 1.2 entre 19-21km (450-550K). Un mois et demi plus tard (16-31août), alors que la base demeure à un niveau constant, le sommet s'est élevé de 10-20K et la couche s'est élargie de 2-3° en latitude. Par la suite et jusqu'au mois d'octobre, c'est-à-dire six mois après l'éruption, le nuage évolue peu, restant confiné entre 10°S et 20°N, si ce n'est une expansion lente de son sommet d'environ 1 km. Ce n'est qu'à partir du mois de novembre que l'ensemble du panache monte lentement dans la stratosphère à une vitesse moyenne de l'ordre de 300m/mois pour parvenir 1 an plus tard à 25 km où il se stabilise en ayant perdu 40% de sa densité. Le deuxième nuage volcanique apparaît entre le 16 et 31 octobre 2006 vers 17 km (390 K) entre 10°S-15°N. Il provient du cône Tavurvur du volcan Rabaul (Indice VEI=4) en Papouasie-Nouvelle-Guinée (40°S, 150°E) dont le nuage de SO₂ et par la suite les aérosols non dépolarisants ont été observés respectivement par OMI et CALIOP (Annexe 2). Contrairement à celui de la Soufrière Hills, le panache monte rapidement de 380 K à 420 K, se dilue rapidement et se répand en latitude entre 30°S et 20°N dès le mois de décembre.

Quatre autres éruptions se sont produites au cours de ces deux années d'observations avec des indices VEI compris entre 3 et 4 (tableau récapitulant les éruptions en annexe 6). La première est celle du Piton de la Fournaise (VEI=3) dans l'île de la Réunion (22°S,55°E) qui est visible à 15 km sur la coupe du 16-30 avril 2007 et également observé par OMI (Annexe 3). La seconde correspond à l'éruption du Jebel-Al-Tair (VEI=3) à 15.5°N au Yémen dont la signature est visible sur la carte moyenne entre 16-18 km et la coupe en longitude entre 30-50°N avec un panache qui s'étend du Moyen Orient au nord de l'Inde du 1 au 16 octobre 2007 (annexe 4). Quant aux deux suivantes, il s'agit de deux éruptions successives les 12 juillet et 7 août des volcans Okmok (VEI=4) et Kasatochi (VEI= 4) à plus haute latitude dans

les îles Aléoutiennes dont les panaches transportés ultérieurement aux tropiques apparaissent entre 20°N et 50°N les 16-31 août 2008 sur les coupes de la fig. 40 vers 18km (annexe 5).

Outre les volcans et leur transport, les indications les plus intéressantes qui apparaissent sur les figure 39 et 40, sont l'influence de la QBO (Oscillation Quasi Biennale) sur le transport vertical et méridional dans la moyenne stratosphère et le nettoyage rapide des aérosols en dessous de 20 km particulièrement intense durant les mois de janvier à mars.

L'influence de la QBO, déjà notée par Trepte et al.[1992], à partir des données SAGE II, se traduit par une montée des aérosols au-delà de 30 km, limitée à la ceinture équatoriale durant la phase d'Est de la QBO en 2006 et 2008 (1-16 juillet et 16-31 août, fig. 40). A l'opposé, la présence des deux cornes en phase d'Ouest en 2007 indique un transport méridional plus intense.

Quant au nettoyage rapide de la basse stratosphère, inattendu, bien que déjà signalé dans les données SAGE II par Hitchmann et al. [1994], il se produit préférentiellement en saison d'hiver boréal de janvier à mars entre 20°S-10°N, c'est-à-dire durant la saison convective dans cette tranche de latitude. La vision apportée par CALIOP est celle d'une injection d'air propre au-dessus du sommet des nuages en moins d'un mois, c'est-à-dire à une vitesse supérieure à celle due au chauffage radiatif dans la TTL qui demanderait de l'ordre de 6 mois pour parvenir à 20 km à partir du niveau d'équilibre radiatif à 14 km (Rosenlof et al., 1997, Corti et al., 2008, Yang et al., 2008). Une fois injecté, cet air propre, qui a pour effet de diluer les aérosols volcaniques présents, stagne durant 3-4 mois vers 19-20 km, de la même manière que les aérosols de la Soufrière Hills, confirmant par là l'existence d'une région de stagnation séparant la basse et la moyenne stratosphère.

Un dernier élément inattendu visible sur les données CALIOP est celui de l'existence répétitive chaque année d'une couche d'aérosols vers 16-17 km d'altitude, c'est-à-dire vers le sommet des nuages, au mois d'avril entre 10°N et 10°S et encore plus dense au mois d'août entre 10°N-40°N dont l'origine est inconnue.

Conclusion

L'évolution des aérosols stratosphériques de juin 2006 à septembre 2008 vus par CALIOP montre la présence de plusieurs panaches volcaniques. Ils ont pour origine des éruptions correspondant à des indices d'explosivité de 3 à 4. L'évolution de ces panaches suggère un découplage entre la circulation dans la basse stratosphère au dessus de 20km où la durée de vie des aérosols est beaucoup plus longue que celle de ceux situés en dessous de ce niveau, nettoyés rapidement. Dans la moyenne stratosphère, les modulations du transport méridional

et vertical en fonction de la QBO sont cohérentes avec les observations passées de SAGE II. Cependant, un autre évènement inattendu apparaît dans ces données qui est la présence régulière d'aérosols chaque année au sommet des nuages vers 10°N et 15-30°N en août dont l'origine est inconnue. Ces différents points seront discutés en détails dans ce qui suit.

VI.3 Sources et puits des aérosols stratosphériques

L'origine généralement admise des aérosols stratosphériques réside dans le transport de gaz précurseurs (SO_2 , OCS, CS_2) par la convection dans la haute troposphère qui se transforment ensuite en aérosols sulfatés en atteignant la stratosphère (Brock et al., 1995). A ceux-ci s'ajoute de façon épisodique, l'injection de SO_2 et de poussières lors d'éruptions volcaniques majeures voire du « siècle » comme celle d'El Chichon en 1982 et du Mt Pinatubo en 1991 (Mc Cormick et al., 1992).

Par rapport à cette vision, les questions que posent les données CALIOP sont de deux ordres : celle de l'importance de la contribution des éruptions volcaniques plus modestes à basse altitude et celle du nettoyage de la base des couches d'aérosols, également constatée pour les éruptions majeures, en contradiction avec le mécanisme de sédimentation nécessairement plus lent à basse altitude.

VI.3.1 Alimentation de la stratosphère en aérosols par les éruptions volcaniques « moyennes ».

A l'exception des premiers mois d'observations CALIOP, la charge en aérosols de la couche de Junge vers 25 km en 2007 et 2008 est alimentée par le soulèvement lent du panache résultant de l'éruption de la Soufrière Hills en mai 2006. Du fait de la lenteur du soulèvement, on notera que le maximum de densité de ces aérosols à 25 km ne s'observe que près d'un an après l'éruption. La question est de savoir s'il s'agit d'un évènement exceptionnel ou non. Pour cela, nous avons examiné les données d'extinction de SAGE II depuis 1998, soit 6 ans après l'éruption du Mt Pinatubo et jusqu'à la fin de la mission en 2005. La figure 41 représente l'évolution dans le temps du rapport d'extinction à 1020 nm ($R_e = \alpha_p / \alpha_m$), calculé à partir du coefficient d'extinction particulaire (α_p) tiré de la version V6.20 (Chu et al., 1989) et du coefficient d'extinction (α_m) dû à la diffusion moléculaire. La densité utilisée pour déterminer α_m provient du modèle NCEP. L'évolution du profil zonal moyen aux tropiques de CALIOP (fig. 39) a été rajoutée à droite sur la même figure.

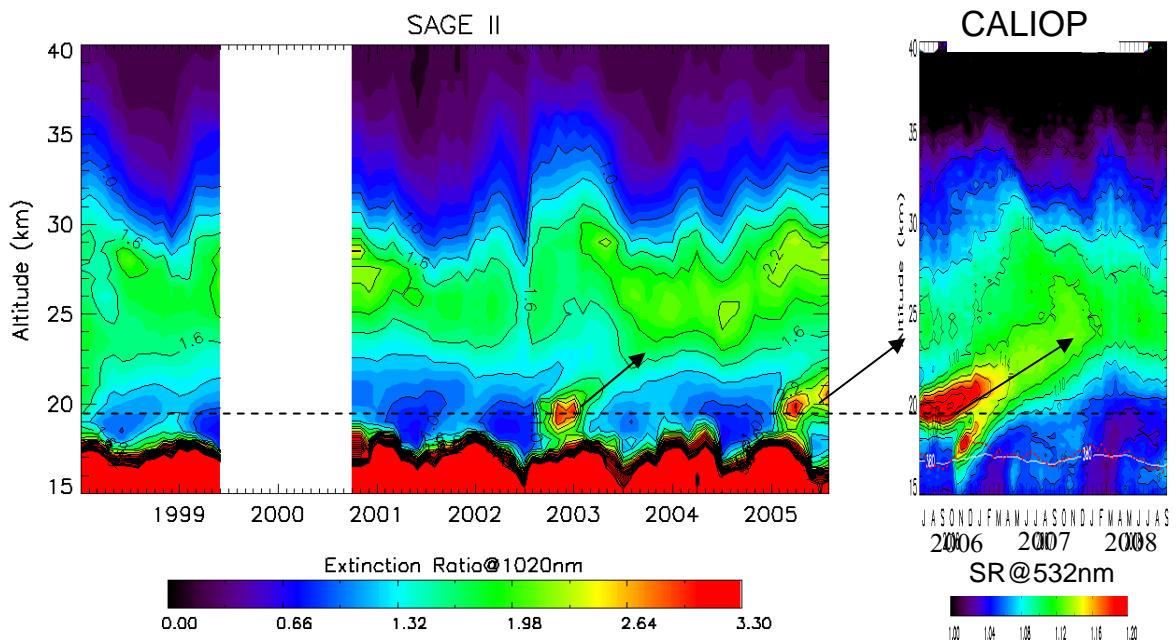


Figure 41. Evolution des profils mensuels de 15 à 40 km entre 20°N-20°S, du rapport d'extinction de SAGE II à 1020 nm entre 1998 et 2005 (à gauche) et du rapport de diffusion CALIOP entre 2006 et 2008 (à droite).

Les données de SAGE II montrent une variation saisonnière du sommet des nuages (en rouge sur la figure 41), atteignant 18-19 km en hiver et au printemps de l'hémisphère nord. Dans la basse stratosphère, on observe deux signaux volcaniques. Le premier vers 19-20 km, lié à l'éruption du volcan Ruang le 24 septembre 2002 à 2°N dans les îles Célèbes, d'indice d'explosivité de 4, dont l'altitude maximale a été observée à 20 km par le centre de détection des poussières volcaniques de Darwin (DVAAC) (<http://www.bom.gov.au>). Seulement 1 mois après (3 novembre 2002), l'éruption de VEI 4 du volcan Raventador en Equateur contribue probablement au signal visible sur les données SAGE II à cette époque. Deux ans plus tard, le second panache, également vers 20km provient de l'éruption du volcan Manam en Papouasie-Nouvelle-Guinée le 27 janvier 2005 à 4°S (VEI =4). C'est ce même panache que l'on observe un an et demi plus tard sur les données CALIOP autour de 25 km (fig. 41 droite). Par contre, la couche d'aérosols visible en 1998 est le résidu du Mt Pinatubo dont l'éruption a eu lieu 7 ans plus tôt. La seule période au cours des années 1998-2008 qui pourrait être considérée comme période d'aérosols de fond à 25 km serait 2002-2003 qui montre un minimum de densité. D'autant plus que 1998-2008 est l'époque la moins perturbée par les volcans dans toute la séquence d'observations SAGE II depuis le début la mission en 1984.

La conclusion, en accord avec une idée déjà formulée par Hitchman et al. [1994], est que la charge en aérosols de la couche de Junge serait dominée par l'apport de plus fréquentes éruptions volcaniques mineures à la base de la stratosphère dont les débris sont soulevés par la

suite par la circulation de Brewer-Dobson. On notera cependant que mineure signifie un indice d'explosivité VEI de 4 et une injection à au moins 19-20 km. En effet, les éruptions plus faibles (VEI=3) comme celles du Piton de la Fournaise, du Jebel-Al-Tair ou celles qui d'indice VEI de 4 mais en dehors des tropiques, comme les volcans des îles Aléoutiennes, n'ont aucun impact sur les aérosols stratosphériques vus par CALIOP. La question est alors de savoir quelle peut être la contribution des gaz précurseurs autres que volcaniques pour expliquer la présence permanente de la couche de Junge (Brock et al., 1995, Hamill et al., 1997). Sans doute plus faible qu'imaginé pour en évaluer l'impact et éventuellement une tendance comme souvent avancé, il faudrait disposer d'une longue période sans éruption, qui pour l'instant n'existe pas.

VI.3.2 Stagnation à 25 km : rôle de la microphysique

Contrairement à la propagation à haute altitude d'espèces comme la vapeur d'eau, le « tape recorder » rapporté par Mote et al.[1998] dans les mesures d'HALOE, la montée des aérosols s'arrête vers 25 km pour disparaître au-delà de 35 km. L'explication de cette différence réside dans les processus microphysiques.

La cause de la réduction de la densité des aérosols à haute altitude est connue. Elle provient de leur évaporation à température élevée (220K) (Trepte et al., 1992). Cependant qu'en est-il de leur stagnation à 25km ? La figure 42 représente la vitesse de sédimentation en km/mois pour des particules de 0.1, 0.2 ,0.3 et 0.4 μm de rayon, calculée à partir d'un module microphysique (Borrmann, communication personnelle) en supposant les particules sphériques en régime de Stokes. La vitesse est corrigée du facteur de Cunningham (C) (Müller and Peter, 1992) à partir des équations 37 et 38.

$$w = \frac{C\rho (r/2)^2 g}{18\eta} \quad (37)$$

$$\text{avec } C = 1 + (2\lambda/r) \times (2.514 + 0.8 \exp(-0.55 \times r/2\lambda)) \quad (38)$$

w : vitesse verticale (cm/s), C : facteur de Cunningham, ρ densité particulaire (g/cm^{-3}), r : rayon des particules (cm) , λ : longueur caractéristique (cm), g : constante de gravitation ($9.8 \times 10^{-2} \text{ cm/s}^2$) et η : viscosité de l'air (Pa.s).

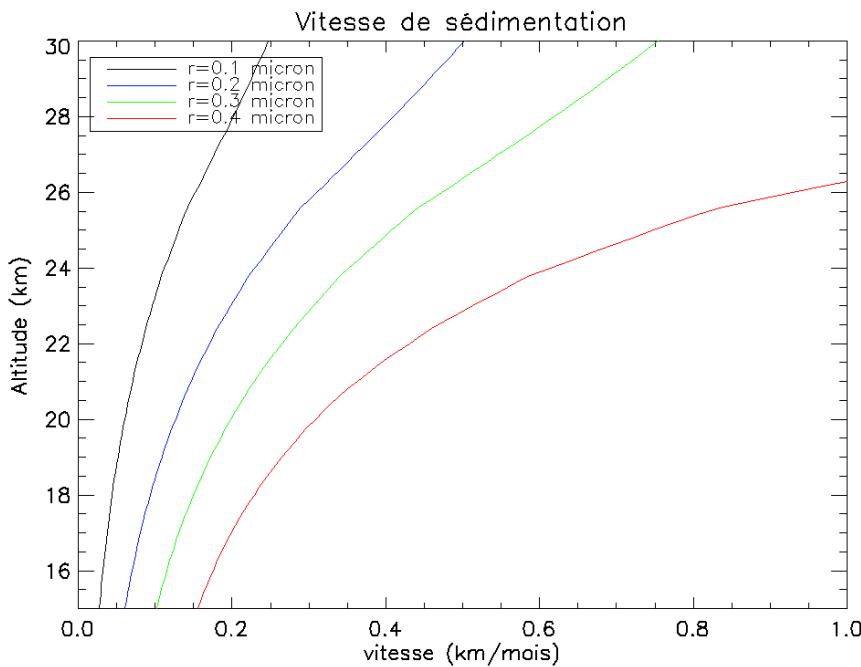


Figure 42. Vitesse de sédimentation des particules de rayon 0.1 (noir), 0.2 (bleu), 0.3 (vert) et 0.4 μm (rouge) en fonction de l'altitude.

La vitesse de sédimentation croît avec l'altitude et le rayon. Pour des particules de 0.1 μm , elle atteint 0.1 km/mois vers 25km. A cette altitude, elle est multipliée par 2 pour des particules de 0.2 μm et atteint 0.9 km/mois pour des rayons de 0.4 μm . La diminution de la densité des aérosols dépend donc de leur dimension.

Les aérosols stratosphériques présentent une distribution bimodale centrée respectivement à 0.1 et 0.3-0.4 μm (Deshler et al., 2003, Bauman et al., 2003a). Lors d'une éruption, la concentration des particules des deux modes augmente. Le premier à 0.1 μm est directement lié à la formation de gouttelettes d'acide sulfurique par nucléation homogène, observées par les compteurs optiques aux tropiques à 19-21 km 4 mois après l'éruption de la Soufrière (Annexe 7), alors que le deuxième, à 0.3-0.4 μm , est un mode d'accumulation lié à la coagulation et à la condensation des particules (Hamill et al., 1997). Pendant la durée de la montée des aérosols de la Soufrière, la coagulation a certainement conduit à l'augmentation du nombre de particules de 0.3-0.4 μm , dont la vitesse de sédimentation à 25 km est de 0.6-1 km/mois, c'est-à-dire du même ordre de grandeur mais de signe opposé au soulèvement de la circulation de Brewer-Dobson (Mote et al., 1998, Rosenlof et al., 1997). On observe donc une stagnation des aérosols à ce niveau.

VI.3.3 Puits des aérosols dans la basse stratosphère

Une autre question posée par les observations CALIOP, comme d'ailleurs par la disparition des aérosols issus des éruptions majeures, à laquelle ne peut répondre le mécanisme de sédimentation, est celle du nettoyage des aérosols dans la basse stratosphère.

La réalité du phénomène observé dans les données CALIOP, ainsi que dans celles de SAGE II au dessus des nuages, est corroborée par les mesures in situ en ballon. La figure 43 représente la comparaison entre les profils CALIOP et les mesures in situ d'aérosols en ballon à l'aide d'un compteur optique de particules (Deshler, communication personnelle). Les profils obtenus lors d'un vol à Teresina à 5°S au Brésil en mai 2008 (fig. 43 à gauche), montrent la présence d'un minimum entre 18 et 20 km, de respectivement 0.02 cm^{-3} et 0.2 cm^{-3} pour des particules de rayon supérieur à $0.15 \mu\text{m}$ (pointillés rouges) et $0.25 \mu\text{m}$ (trait plein rouge). Ce minimum est vu également par les mesures de rétrodiffusion des sondes Backscatter (Rosen and Kjome, 1991) lors de plusieurs vols à Niamey (12°N) en août 2006 durant la campagne SCOUT-AMMA (fig.43 à droite). L'ensemble de ces mesures ballon confirme la réalité du mécanisme de nettoyage.

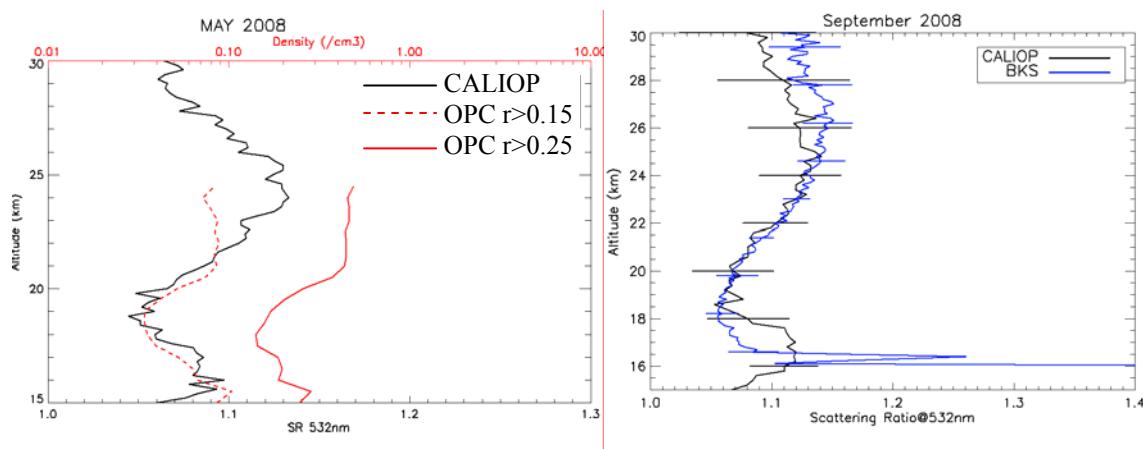


Figure 43. Comparaison entre le SR CALIOP et la densité des aérosols observée par un compteur optique en ballon en mai 2008 à Teresina (Brésil) (à gauche), et rapport de rétrodiffusion moyen des sondes Backscatter à Niamey au Niger en août 2006 (droite).

Une autre confirmation du phénomène, accompagnée de mesures de distribution en taille des particules, est apportée par les observations pratiquées à bord de l'avion ER2 de la NASA durant les campagnes pre-AVE et CR-AVE au Costa Rica en janvier février en 2004 et 2006. Même si ces mesures ont été réalisées avant CALIOP, leur saison coïncide avec celle des épisodes d'air propre dans la TTL et la basse stratosphère. La figure 44 représente les distributions en taille des aérosols obtenues pendant ces deux campagnes entre 14 et 19km.

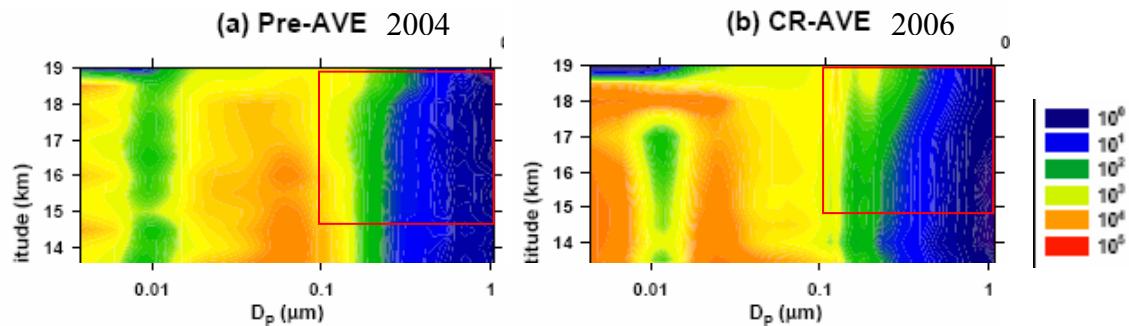
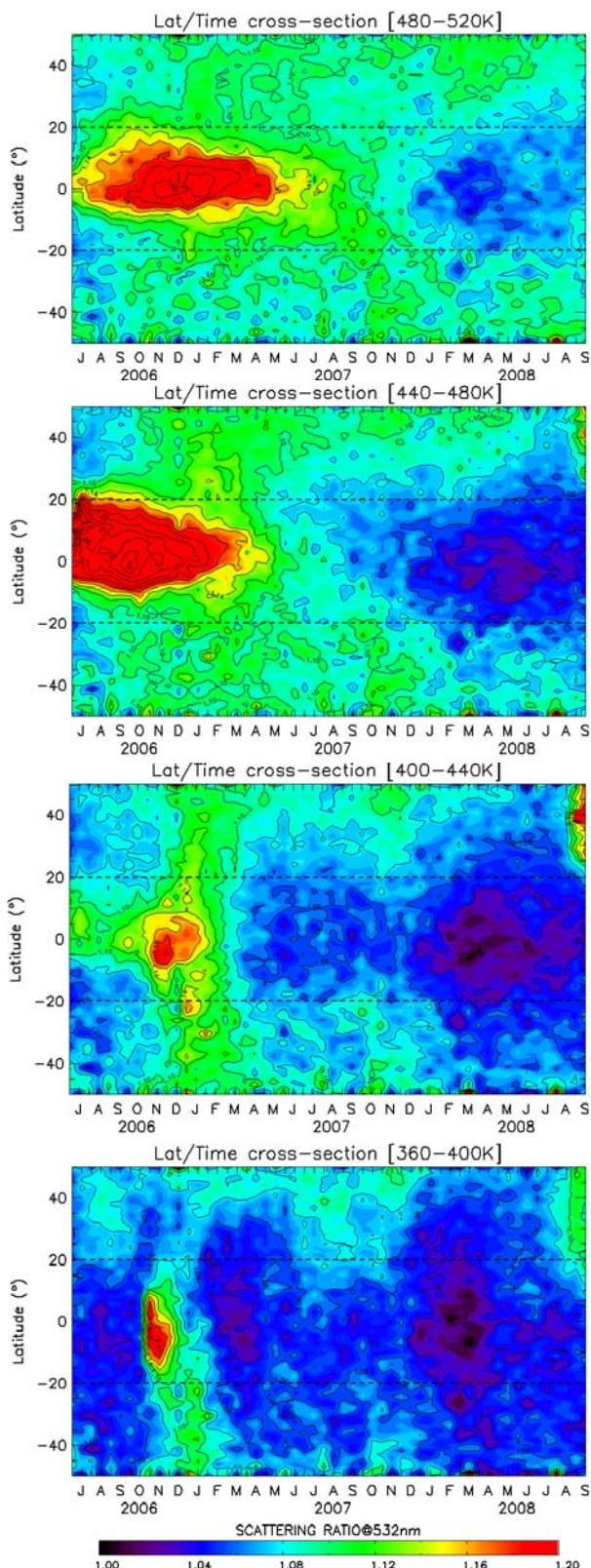


Figure 44. Distribution en taille des aérosols mesurée par les spectromètres NMASS et FCAS au-dessus du Costa-Rica par l'avion ER-2 de la NASA durant les campagnes Pre-AVE(a) et CR-AVE (b) en janvier-février 2004 et 2006. En couleur, lognormal de la densité (cm^{-3}) Le lidar n'étant sensible qu'aux grosses particules, on a entouré celles dont le diamètre est supérieur à $0.1\mu\text{m}$ c'est-à-dire observables par CALIOP (Fryod et al., 2009).

Les particules se répartissent en deux modes. Le premier, de diamètre inférieur à $0.01\mu\text{m}$, est plus prononcé janvier-février 2006 durant CR-AVE, on l'appelle mode d'Aitken. Le second centré autour de $0.08\mu\text{m}$ est plus marqué durant Pre-AVE en 2004. Au-delà de 18.5 km, les deux modes disparaissent pour laisser place à un seul vers $0.08\text{-}0.1\mu\text{m}$, caractéristique de la couche de Junge (Fryod et al., 2009). Durant les deux campagnes, la TTL est relativement propre jusqu'à 18-19 km pour les particules de diamètre supérieur à $0.1\mu\text{m}$, les plus sensibles à la diffusion Mie (Post et al., 1992) et donc au lidar CALIOP. Cependant, le minimum est plus prononcé durant Pre-AVE en 2004 entre 16.5 et 18.5 km, alors que la densité d'aérosols augmente au-dessus de 18 km pendant CR-AVE en 2006.

Cette différence s'explique par l'origine des masses d'air. Les masses d'air échantillonné durant Pre-AVE en 2004 provenaient d'Amazonie alors que celles de CR-AVE du Pacifique Ouest. Les premières, provenant de la convection profonde amazonienne intense durant cette période de l'année (Liu and Zipser., 2005), montrent un minimum d'aérosols entre 16 et 18.5 km plus prononcé que celui en provenance du Pacifique. Ces mesures confirment la réalité du nettoyage des grosses particules observé par CALIOP dans la TTL et la basse stratosphère mais aussi la présence de noyaux de condensation beaucoup plus petits issus du transport par la convection équatoriale (Thomason and Peter., 2006).

Transport méridional et incursion d'air propre



Le nettoyage rapide de la basse stratosphère étant bien établi, il s'agit de comprendre où et quand il se produit, et son origine. La figure 45 représente les coupes en latitude en fonction du temps du rapport de diffusion entre les niveaux 360 K (15 km) et 520 K (21 km) par tranche de 40K. A 360-400 K, immédiatement au-dessus de la tropopause, la base du panache du volcan Tavurvur est transporté en 2-3 mois vers les moyennes latitudes, plus rapidement vers le sud. Un second panache est visible entre 20°N-50°N à la fin des observations en août-septembre 2008 qui provient des deux volcans d'Alaska (Okmok et Kasatochi) entrés en éruption durant l'été de la même année, transportés par la suite aux subtropiques nord. Dès janvier 2007, les aérosols du Tavurvur sont brutalement remplacés par de l'air propre. Le nettoyage est maximum en février-mars entre 10°N-10°S, et comme pour le volcan, l'air propre est rapidement transporté vers les moyennes latitudes. Le phénomène se répète à la même saison l'année suivante. Au niveau supérieur (400-440 K, 17-18 km), le panache du Tavurvur mélangé maintenant avec celui de la Soufrière Hills est rapidement nettoyé et remplacé par de l'air propre.

Figure 45. Coupe latitude-temps du rapport de diffusion de juin 2006 à juillet 2008 entre 360 et 520K tous les 40K.

Au niveau au dessus (440-480K) apparaît le panache dense de la Soufrière Hills qui diminue rapidement à la suite d'injection d'air propre en février-mars 2007. Le phénomène se renouvelle l'année suivante. On notera à ce niveau et celui du dessus (480-520 K), le confinement des aérosols dans le tube tropical (Plumb et al., 1996).

L'information importante apportée par ces cartes est la rapidité de propagation verticale de l'air propre, en moins d'un mois de la tropopause (380K) jusqu'à 500 K (20 km), c'est-à-dire beaucoup plus rapide que la vitesse du soulèvement par chauffage radiatif qui demanderait environ 6 mois entre ces niveaux (Corti et al., 2008).

Enfin, on notera la latitude de l'injection d'air propre plus intense entre 10°S-10°N c'est-à-dire dans la région et à la saison de la convection la plus intense (Liu and Zipser., 2005). Une hypothèse serait que cet air propre ait été lessivé dans les nuages convectifs au-dessus de régions pauvres en aérosols comme les forêts primaires, avant d'être injecté jusqu'à 20 km.

Conclusion

Les deux années d'observation CALIOP, jointes à celle antérieures de SAGE II et aux mesures en ballon et en avion aux tropiques, apportent plusieurs éléments nouveaux aux interrogations sur les sources et les puits des aérosols de la couche de Junge.

Au-delà de la contribution occasionnelle des éruptions volcaniques majeures dont le panache peut atteindre 28-30 km, les observations CALIOP et SAGE II des dix dernières années montrent une contribution fréquente d'éruptions plus faibles (indice d'explosivité VEI 4) aux tropiques dont le panache n'atteint que 19-20 km. Une particularité de cette source est qu'elle se traduit, du fait de la lenteur du soulèvement par la circulation de Brewer-Dobson, par un maximum de concentration à 25 km un an après l'éruption. Au moins depuis 2003, cette source masque totalement la contribution permanente du transport de gaz précurseurs depuis la surface dont il est impossible d'évaluer l'importance, si ce n'est qu'elle est inférieure à celle des volcans. Dans ces conditions, l'existence de tendances dues à une augmentation de la pollution au niveau du sol ou du trafic aérien parfois évoquée est impossible à déterminer.

De plus, il est montré que la formation du maximum à 25 km à la suite de ces éruptions est due à l'équilibre qui s'établit entre la vitesse de sédimentation croissante avec l'altitude des aérosols et celle de l'ascension liée à la circulation de Brewer-Dobson. La disparition du sommet de la couche est le résultat de l'évaporation des gouttelettes d'acide sulfurique dont la température de vaporisation est d'environ 220 K.

Enfin, et plus inattendue, est la démonstration, confirmée par les mesures *in situ* en ballon, de l'existence d'un mécanisme de nettoyage rapide dans la basse stratosphère jusqu'à 20 km par

mélange avec de l'air propre injecté depuis la troposphère en région équatoriale durant la saison de convection intense de janvier à mars.

VI.4 Transport dans la stratosphère

A condition de tenir compte de la microphysique, les aérosols peuvent être utilisés comme traceurs du transport dans la stratosphère. La figure 46 représente une section moyenne en latitude du SR CALIOP d'octobre 2007 à septembre 2008. La limitation à 2007 a été choisie de façon à éliminer les panaches de la Soufrière et du Tavurvur présents entre juin et décembre 2006.

La stratosphère se divise en deux régions, séparées par la couche de stagnation, de vitesse quasi-nulle vers 20 km: la moyenne stratosphère et la basse stratosphère ou couche de transition entre la troposphère et la stratosphère (TTL en anglais). La moyenne stratosphère se caractérise par un maximum d'aérosols confiné aux tropiques, le tube équatorial (Equatorial Pipe) de Plumb et al. [1996]. Dans cette région, le transport méridional et vertical dépend comme on l'a vu des phases de la QBO.

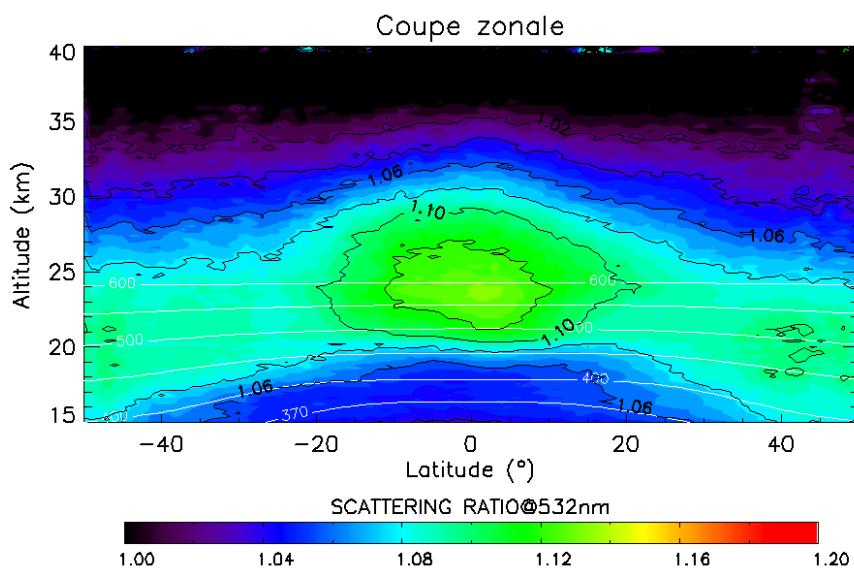


Figure 46. Coupe moyenne du rapport de diffusion de CALIOP entre janvier 2007 et septembre 2008. Les niveaux de température potentielle de 370 à 600 K sont tracés en blanc.

L'existence de ce « réservoir tropical » alimenté par les éruptions volcaniques confirme les observations de SAGE I et II (Hitchman et al., 1994, Thomason and Peter, 2006), comme celles des débris radioactifs issus des essais nucléaires américains dans le Pacifique durant les années 50 (List et al., 1969).

Très différente est la TTL, en dessous de 20 km, où les aérosols disparaissent nettoyés par un soulèvement soudain d'air propre de la troposphère et une uniformisation rapide en latitude.

On notera cependant que le minimum d'aérosols est décentré vers l'hémisphère sud en accord avec les mesures d'aérosols du Falcon Allemand durant le projet INCA en septembre 2000, qui montrait une concentration en aérosols à 12 km deux fois plus faible dans l'hémisphère sud qu'au nord (Minikin et al., 2003).

Une information univoque apportée par les données CALIOP à haute résolution verticale concerne l'altitude très discutée du sommet de la TTL, c'est-à-dire la région de la stratosphère sous influence de la troposphère. Initialement située à l'altitude du minimum de température (Tropopause point froid) vers 17 km par son promoteur (Folkins et al., 2000), son altitude a été remontée dernièrement vers 18-19 km à la suite de la reconnaissance de l'influence de la convection intense à ce niveau (Fueglistaler et al., 2009). Les données CALIOP, cohérentes avec les récentes observations de NO₂ d'ODIN (Ricaud et al., 2009) dont la résolution verticale est cependant limitée à +/-2km, suggèrent qu'elle est encore plus haute, c'est-à-dire vers 20 km soit environ 500 K. Au vu de ces caractéristiques très différentes, nous séparerons dans ce qui suit les deux couches que nous appellerons moyenne stratosphère et TTL.

VI.4.1 Vitesse verticale dans la moyenne stratosphère

La résolution verticale des données CALIOP dans la stratosphère (200 m) permet de suivre l'ascension du panache de la Soufrière Hills de 20 à 25 km. La figure 47 représente la vitesse de montée moyenne de ces aérosols entre 20°N-20°S, en utilisant la dérivée moyenne de la régression linéaire appliquée tous les 3 mois à l'évolution en altitude du maximum. Les barres d'erreur représentent l'erreur de la régression.

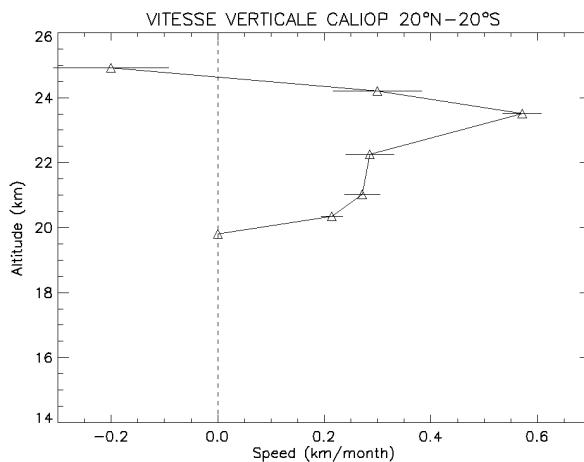


Figure 47. Vitesse verticale de la montée du panache de la Soufrière Hills.

Comme déjà indiqué, la vitesse de soulèvement des aérosols nulle à 20 km augmente avec l'altitude pour atteindre 0.5 km/mois à 24 km et décroît au-dessus pour passer à zéro. Cette dernière n'est évidemment pas représentative de la vitesse de l'air mais de l'équilibre qui

s'établit entre celle-ci et la sédimentation des particules. Sur la figure 48 est représentée la vitesse verticale de l'air déduite des données CALIOP après soustraction de la vitesse de sédimentation discutée dans le chapitre précédent en supposant le rayon des particules compris entre 0.1 et 0.4 μm . Suivant la dimension des particules, elle varie entre 0.05 et 0.3 km/mois à 20 km pour croître jusqu'à 0.7-1.1 km/mois à 24 km, et diminue au-dessus mais l'incertitude liée à la sédimentation et l'évaporation des aérosols est trop élevée pour apporter une conclusion claire à ce niveau.

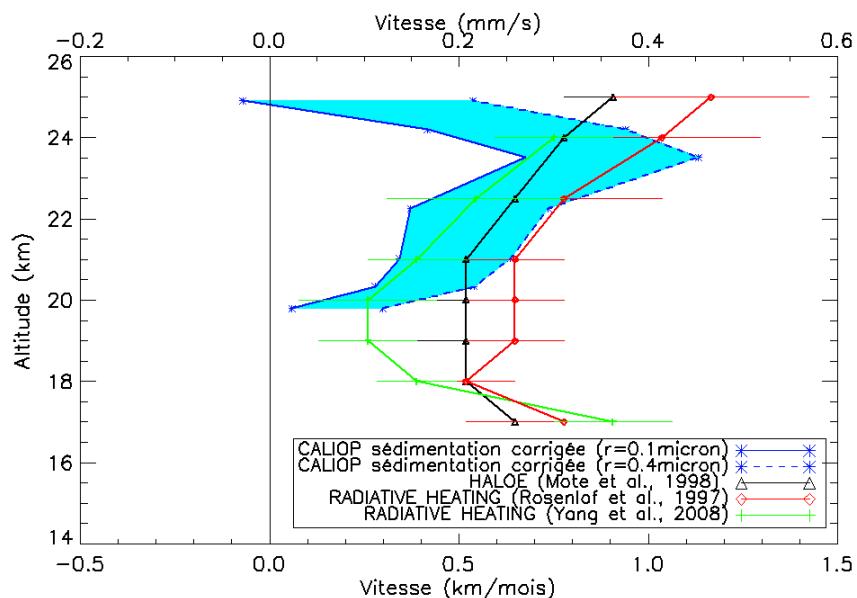


Figure 48. Vitesse verticale de l'air en km/mois (échelle du bas) et mm/s (échelle du haut) dans l'UTLS tropicale. La vitesse dérivée des aérosols de CALIOP est corrigée de la sédimentation pour des particules dont le rayon est compris entre 0.1 et 0.4 μm (en bleu). Elle est comparée aux profils de vitesse déduits du tape recorder de H_2O (triangles noir) (Mote et al., 1998), des calculs de chauffage radiatif à partir des données UARS (losanges rouges) (Rosenlof et al., 1997) et de radiosondage aux tropiques (Yang et al., 2008) (croix vertes).

Sur la même figure sont représentées les estimations de vitesse moyenne sur plusieurs années, à partir de mesures de vapeur d'eau d'HALOE (Mote et al., 1998) et de calculs d'échauffement radiatif basés sur des mesures satellitaires d' H_2O de MLS-UARS (Rosenlof et al., 1997) et de radiosondages d'ozone du réseau SHADOZ (Yang et al., 2008). Entre 21 et 24 km, les vitesses dérivées de CALIOP sont en accord avec ces estimations dans les limites de leurs barres d'erreur. Mais à 20 km, La sédimentation est très lente pour des particules de 0.1 μm , rayon observé par les compteurs de particules OPC des aérosols de la Soufrière (Annexe 7). Ainsi, seules les estimations de Yang et al. [2008] à partir de radiosondages

d'ozone, sont cohérentes avec les données CALIOP. Il faut ici tenir compte de l'incertitude des données satellitaires utilisées pour initialiser les calculs. A ces niveaux, les données MLS-UARS n'ont que 5 km de résolution verticale, et celles d'HALOE présentent un biais sec prononcé (Montoux et al., 2009), ainsi qu'une erreur de restitution d'altitude rapidement croissante pour atteindre +1.5 km à 17 km (Borchi et al., 2007).

Une autre raison possible des différences entre les vitesses déduites de CALIOP à 20 km et les autres estimations, est la variation saisonnière de la vitesse verticale identifiée par Randel et al. [2006] et calculée par Yang et al. [2008], représentée sur la figure 49. La vitesse minimale voisine de zéro en été résultant de ces derniers calculs entre 70 et 50 hPa (18-20 km), est tout à fait compatible avec la stagnation du panache de la Soufrière Hills également observée en été. Par contre, il faut souligner que l'ensemble de ces estimations limitées à des calculs d'échauffement radiatif ignorent l'influence du transport convectif et par conséquent ne représentent pas correctement le transport dans la TTL.

En conclusion, les estimations de vitesse verticale dans la moyenne stratosphère des plus récentes simulations sont en accord avec celles déduites du soulèvement des aérosols observés par CALIOP dans le domaine d'altitude 20-24 km où ces dernières ont du sens. Elles confirment l'existence d'une couche de stagnation de vitesse quasi-nulle vers 20 km en particulier en été boréal.

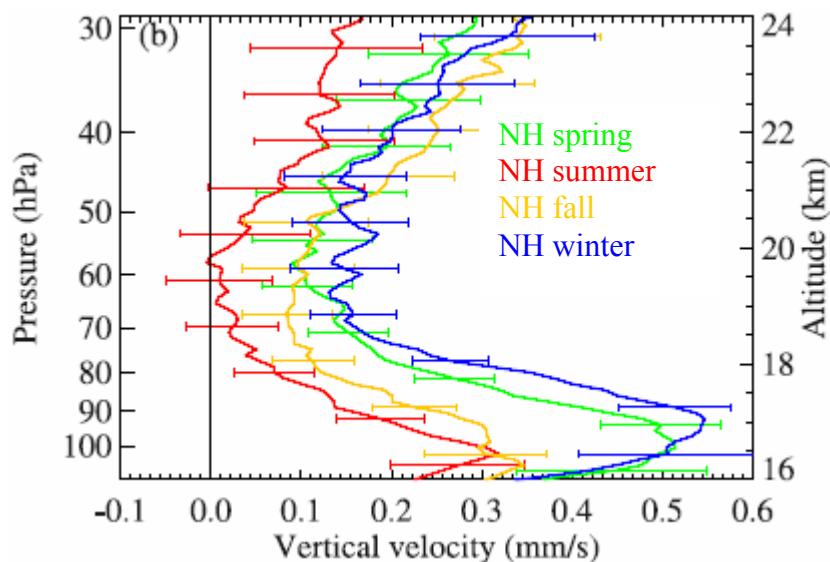


Figure 49. Profils saisonniers de vitesse verticale (mm/s) tirés de Yang et al.[2008].

VI.5 Transport dans la TTL

Le transport dans la TTL est très différent de ce que nous venons de voir. Identifié par l'air propre d'origine troposphérique, il se caractérise par un échange rapide en 1 à 2 mois avec les moyennes latitudes, ainsi que par un soulèvement tout aussi rapide de la tropopause jusqu'au sommet de la TTL.

VI.5.1 Transport méridional

L'échange à ces niveaux entre les tropiques et les latitudes moyennes est cohérent avec celui déduit des mesures d'ozone pratiquées en ballon de longue durée autour du monde dans le cadre du projet HIBISCUS en 2001-2004. La figure 50 à gauche représente ces profils en 2004 au couper et au lever du soleil obtenus à partir du spectromètre UV-visible SAOZ, ainsi que leur variabilité (déviation standard relative), ajoutée à celles des vols de 2001 et 2003. Elle montre que la variabilité, c'est-à-dire l'échange avec les moyennes latitudes, est maximale au niveau de la tropopause point froid (40%) pour s'atténuer au-dessus et s'évanouir à 20 km (Borchi et al., 2007).

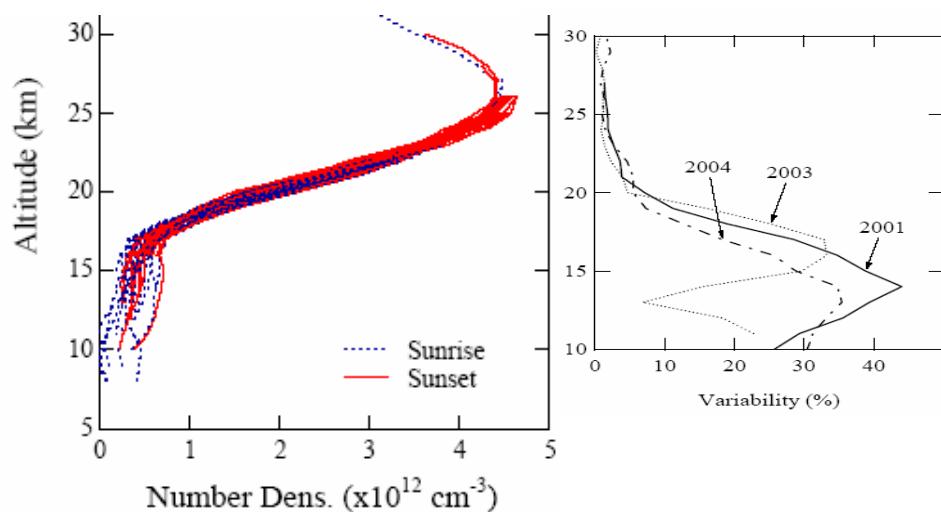


Figure 50. Profils d'ozone obtenus en 2004 au lever (bleu) et au coucher (rouge) du soleil à partir du spectromètre UV-Visible SAOZ durant un vol de longue durée autour du monde au tropique sud (à gauche). Variabilité (déviation standard relative) des profils d'ozone durant les vols ballon en 2001, 2003 et 2004 (à droite) (Borchi et al., 2007).

VI.5.2 Transport vertical

La question que pose le soulèvement de l'air propre depuis la tropopause, dont nous avons vu qu'il est maximal en hiver boréal aux latitudes équatoriales, est celle de sa liaison avec les systèmes convectifs, c'est-à-dire les overshoots au dessus de ceux-ci. La figure 51 montre la variation de la fréquence des nuages vus par CALIOP en fonction de l'altitude entre 20°N-20°S en 2006-2008 déduite de leur enlèvement par le masque basé sur un seuil de dépolarisatation supérieur à 5%. Maximale à 15 km (60% en moyenne), la fréquence diminue rapidement avec l'altitude pour atteindre 2-3% à 20 km. L'augmentation progressive en fonction du temps entre 2006-2008, visible aux niveaux les plus élevés, est due à la diminution d'énergie du laser qui entraîne une augmentation du rapport signal sur bruit entraînant une croissance de la fréquence de la sélection par le masque. On n'en tiendra pas compte.

A tous les niveaux, la fréquence des nuages présente un pic durant l'hiver boréal de novembre à mai. On notera cependant un dédoublement de ce pic, d'amplitude maximale vers 17 km, le premier en janvier et le second en avril-mai. Trois types de nuages y contribuent : les cirrus fins en-dessous ou au niveau de la tropopause jusqu'à 17 km, les enclumes de cumulo-nimbus limitées à 14 km, et enfin les overshoots convectifs au-dessus de ceux-ci qui peuvent atteindre 20km au-dessus de continents comme ceux observés par les radars bande C en Afrique et au Brésil (Pommereau and Held., 2007, Khaykin et al., 2009).

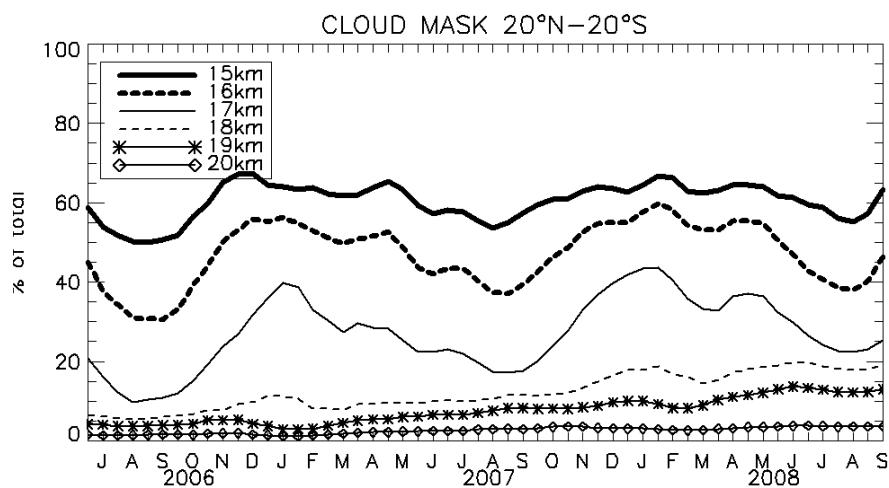


Figure 51. Fréquence d'occurrence du masque de nuage aux tropiques entre 15 et 20 km, représentant la fréquence des nuages.

Pour tenter de les distinguer, nous avons reporté sur la figure 52, la densité des overshoots dépassant 14 km du radar à précipitation du satellite TRMM (Liu and Zipser., 2005), ainsi que la fréquence d'occurrence des nuages épais (épaisseur optique $\tau > 3$) et fins ($\tau < 0.3$) vus par

CALIOP (Yang et al., 2008). Le lidar peut détecter tous types de nuages, alors que le radar n'est sensible qu'aux grosses particules, c'est-à-dire aux cristaux de glace éjectés au dessus des enclumes par des vents verticaux qui peuvent atteindre 60 à 80m/s (Chaboureau et al., 2007).

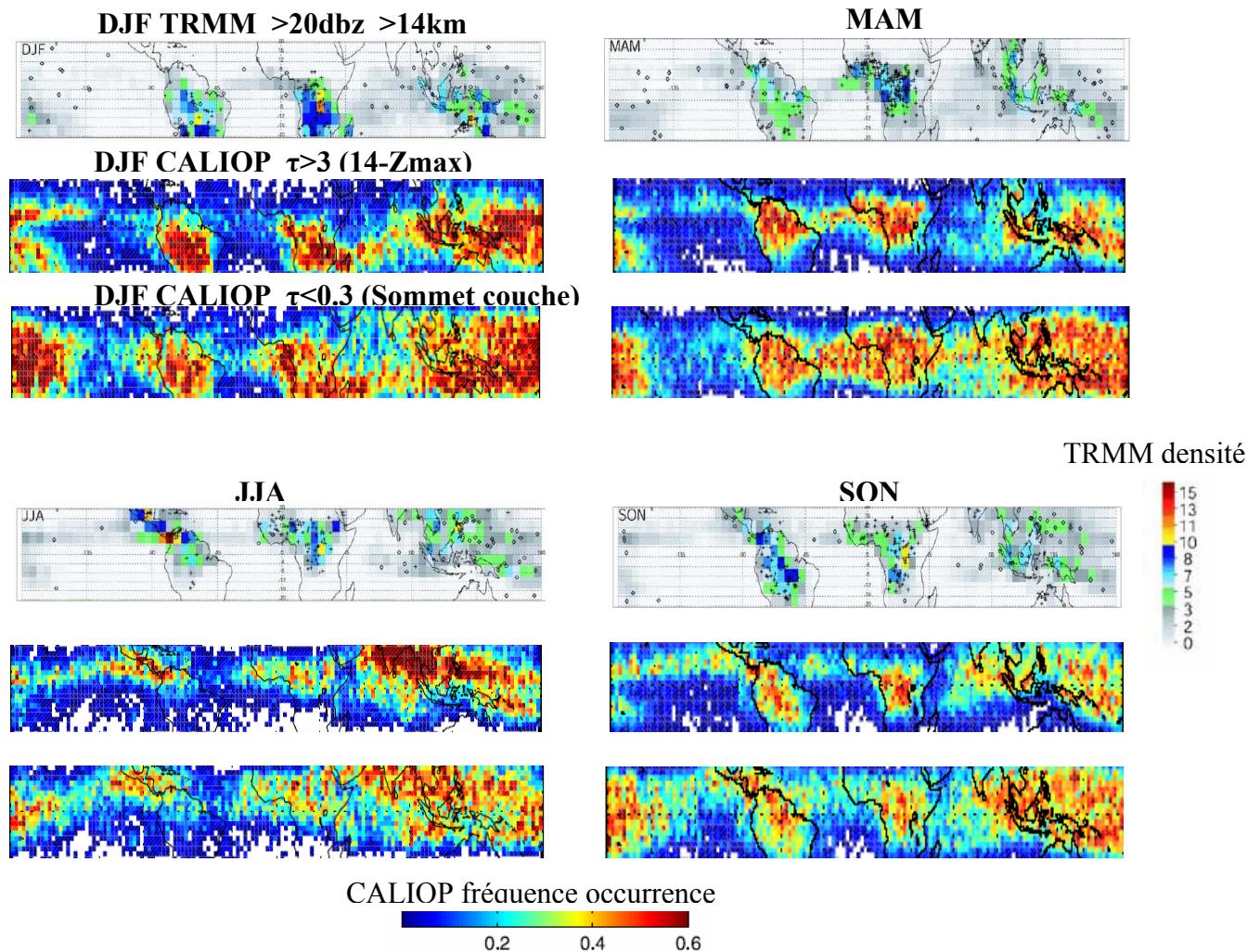


Figure 52. Densité des overshoots dépassant 14km vus par TRMM dans un grille de $5^\circ \times 5^\circ$ avec un signal supérieur à 20 dbZ (Liu and Zipser., 2005). Fréquence d'occurrence des nuages dans une grille de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ vus par CALIOP avec $\tau > 3$ (pour les nuages à partir de 14 km jusqu'au sommet) et $\tau < 0.3$ (nuages les plus hauts) (Yang et al., 2009).

En DJF, on observe quatre régions nuageuses, l'Amérique du sud, l'Afrique sud équatoriale, l'Indonésie et la Micronésie à laquelle s'ajoute la zone intertropicale de convergence sur le Pacifique et l'Océan Indien. La différence entre les données lidar et radar est l'affaiblissement du signal du second au-dessus des régions maritimes pour ne laisser que les régions continentales avec un pic marqué en Afrique. C'est la différence entre la convection maritime permanente et orages convectifs au dessus des continents en après-midi. Cette distinction se

retrouve dans les autres saisons, avec cependant des zones différentes et une intensité moindre quel que soit le type de nuages. Le printemps (MAM) est marqué par un maximum de convection prononcé en Afrique, mais aussi en Amérique du Sud et en Indonésie dont les enclumes et les nuages fins débordent sur les océans à la marge. En JJA, c'est cette fois l'Afrique de l'ouest et l'Amérique centrale qui dominent en densité d'overshoots alors que les nuages épais et fins sont plutôt localisés au dessus de la mousson asiatique, signal qui se retrouve peu sur les données du radar.

Comparées à ces représentations de nuages, les périodes de nettoyage rapide et profond de la TTL observées par CALIOP ne peuvent survenir qu'au-dessus des zones convectives les plus intenses, c'est-à-dire celle situées au dessus des continents en été austral, un peu au sud de l'équateur et particulièrement en Amérique du sud, en Afrique et en Indonésie. L'intensité plus faible de la convection en été boréal, jointe à une augmentation significative de la charge en aérosols de la haute troposphère, peut expliquer la différence d'amplitude du signal de nettoyage de la TTL entre les deux saisons.

VI.6 Aérosols dans la TTL

Nous avons vu auparavant que les observations CALIOP indiquaient l'apparition de couches d'aérosols vers 16-17 km se répétant chaque année à la même saison en avril-mai entre 10°S-10°N et en juillet-août entre 15 et 40°N. Les questions qui se posent au sujet de ces aérosols sont de savoir, où est à quelle altitude ils s'observent, s'il s'agit bien d'aérosols et non d'une confusion avec des cristaux de glace par exemple de cirrus fins mal masqués, et enfin s'il ne s'agit pas de cela, qu'elle pourrait en être la nature.

VI.6.1.1 Où et quand sont observés ces aérosols ?

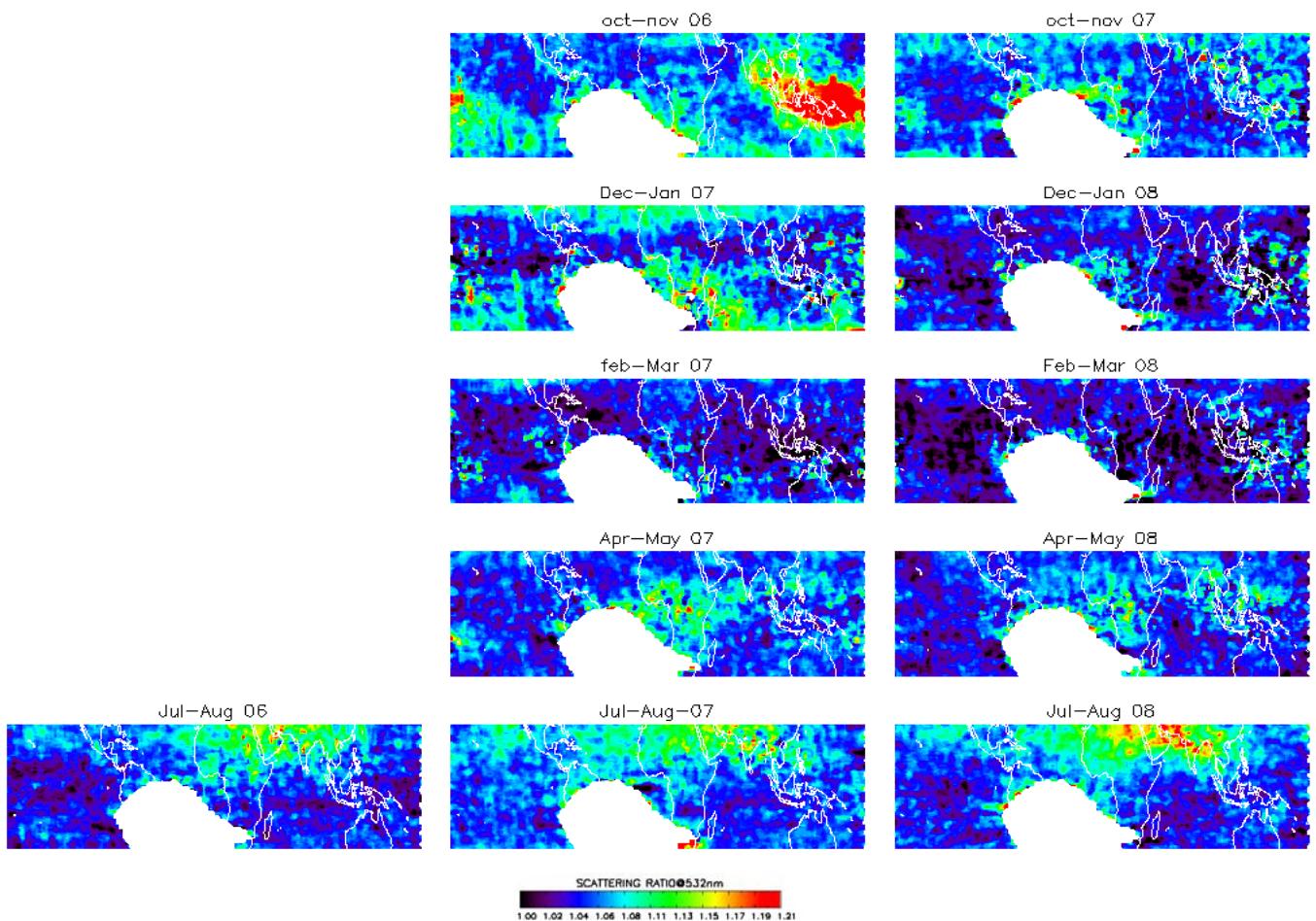


Figure 53. Répartition géographique des aérosols de CALIOP à 16-17 km entre 30°N-30°S en juillet-août, octobre-novembre, décembre-janvier, février-mars et avril-mai (de haut en bas) en 2006, 2007 et 2008 (de gauche à droite)

La figure 53 représente la distribution géographique des aérosols rapportés par CALIOP entre 16-17 km en moyenne bimensuelle de juillet 2006 à août 2008. Si l'on ignore, la carte d'octobre-novembre 2006, dans laquelle on voit essentiellement les aérosols volcaniques du

Tavurvur, ainsi que la suivante qui montre le transport du panache aux moyennes latitudes, on observe des caractéristiques répétitives d'une année sur l'autre : 1) des signaux faibles ($SR < 1.10$) en Afrique Australe et en Micronésie en octobre-novembre et décembre-janvier , 2) de l'air propre en décembre-janvier et février-mars, plus prononcé en 2008, 3) des aérosols au dessus de l'Afrique centrale et sahélienne en avril-mai, et 4) des aérosols en plus forte concentration sur l'Asie, le Moyen Orient et l'Afrique du Nord en juillet-août, notamment plus intense en 2008.

La figure 54 construite à partir des mêmes données montre l'altitude et l'extension en longitude des aérosols en avril et en août. En avril 2007, on les observe entre 15 et 18 km de 20°W à 50°E , c'est-à-dire au dessus de l'Afrique, surmontés à 20 km par les résidus volcaniques bien connus de la Soufrière Hills. On notera que dans cette région, les nuages moyens représentés par des carrés blancs sont fréquents avec un sommet pouvant atteindre 16 km. La même représentation (fig. 54b), mais cette fois au mois d'août entre 15 et 40°N , montre ces aérosols dans la même tranche d'altitude (15-18 km), mais plus denses et plus étendus en longitude entre 10°W et 120°E , c'est-à-dire de l'Algérie au désert de Gobi en passant par le Moyen-Orient et le nord de l'Inde. On notera par ailleurs, leur présence à plus basse altitude entre $90^{\circ}\text{E}-120^{\circ}\text{E}$, c'est-à-dire du plateau Tibétain au Sud Ouest de la Chine, qui pourrait être leur lieu d'origine. Par contre, contrairement à l'Afrique, peu de nuages élevés sont observés dans cette région.

1-16 avril 2007

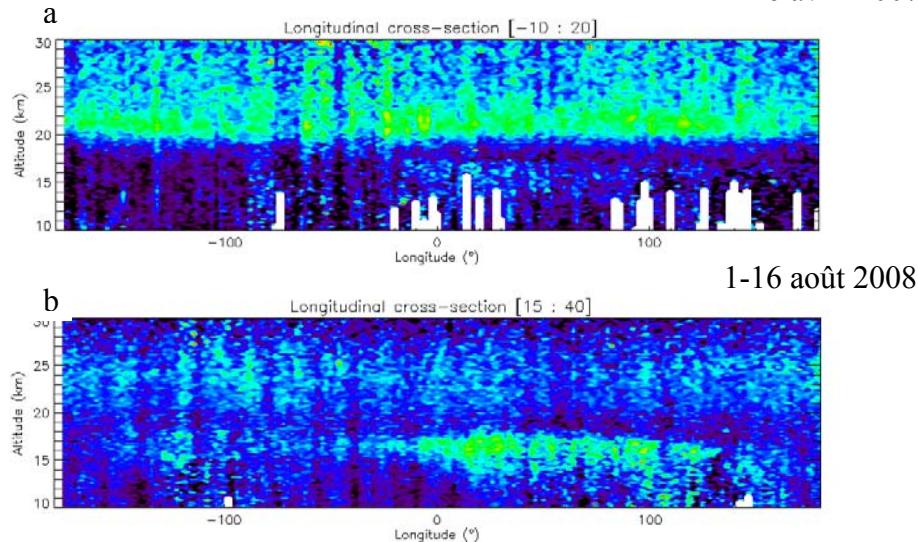


Figure 54. Coupe longitudinale entre $10^{\circ}\text{S}-20^{\circ}\text{N}$ et $15-40^{\circ}\text{N}$ durant les périodes du 1-16 avril 2007 (a) et 1-16 août 2008 (b). En blanc, les pixels masqués par le masque de nuages.

VI.6.1.2 Relation aérosols-nuages

Afin d'étudier les relations qui pourraient exister entre ces aérosols et les nuages et éventuellement la confusion entre eux, on a représenté sur la figure 55 les mêmes cartes que celle de la figure 53, mais cette fois avant application du masque de dépolarisation comprenant donc à la fois les nuages et les aérosols.

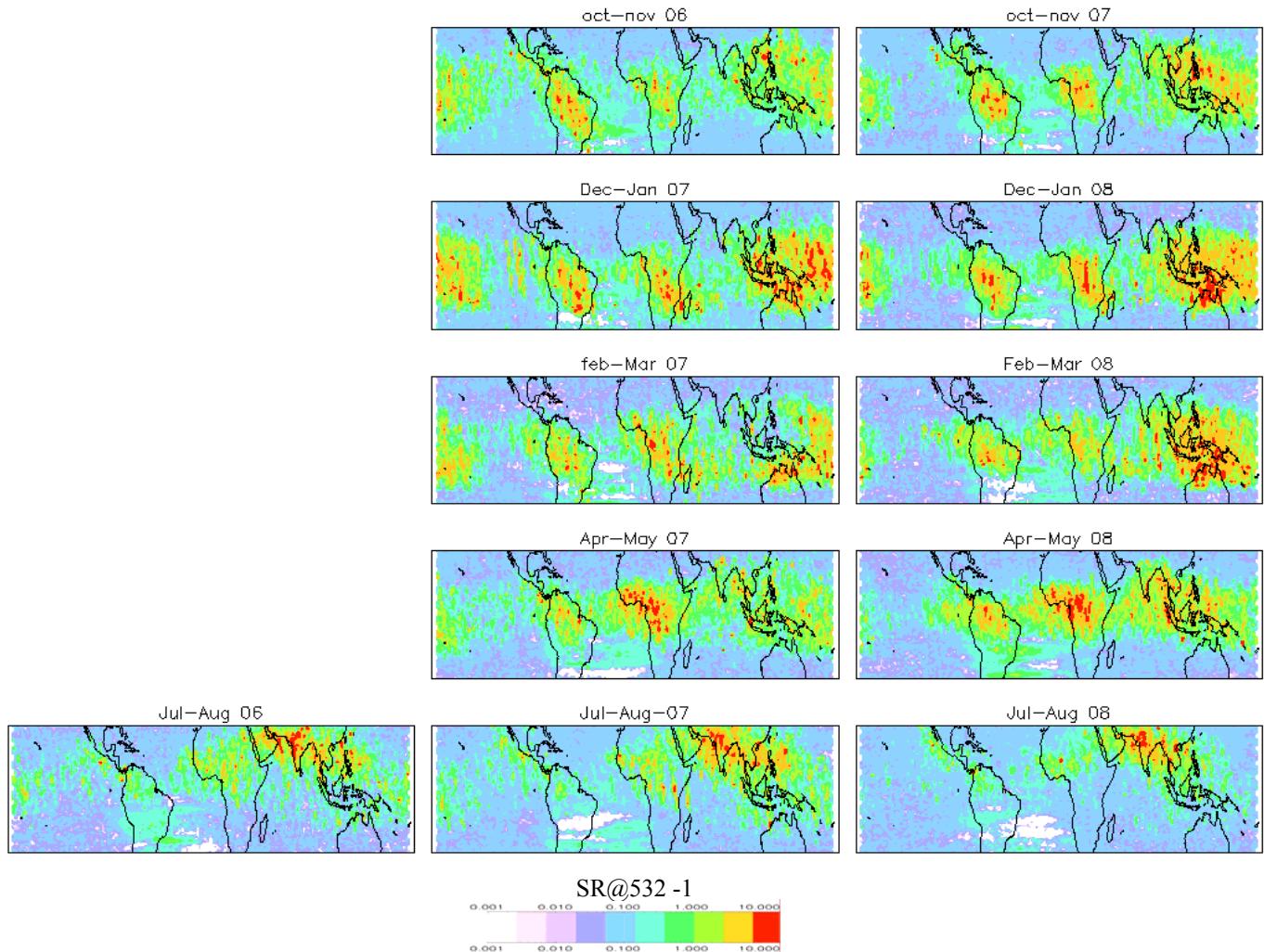


Figure 55. Cartes aux mêmes époques que celles de la figure 53, comprenant les nuages et les aérosols, à partir du rapport de diffusion moins 1 (SR-1) pour une représentation en échelle logarithmique. La SAA (Anomalie Sud Atlantique) n'a pas été retirée, on la remarque à partir du bruit (pixels en blanc).

On observe parfois des nuages (fig. 55) dans des zones dépourvues d'aérosols (fig. 53) notamment au dessus de la Micronésie, de l'Indonésie et du Pacifique Ouest en décembre-janvier et en février-mars, périodes d'air propre. Par contre, on notera que les aérosols présents au dessus de l'Afrique en avril-mai correspondent à la saison où les nuages sont les plus abondants, c'est-à-dire à la période de mousson. De même, les aérosols asiatiques en

juillet-août coïncident avec la saison de mousson, s'étendant néanmoins dans ce cas vers l'Ouest jusqu'en Afrique du Nord, région où les nuages sont absents.

En résumé, les aérosols entre 16-18 km ne s'observent que sur des régions continentales de l'hémisphère nord, l'Afrique Centrale et Sahélienne, l'Asie du sud, le Moyen Orient et l'Afrique du Nord en période convective de mousson. Ce ne sont pas des nuages mal filtrés, sinon on les observerait aussi au-dessus du Pacifique Ouest en décembre-janvier, région connue pour présenter un maximum de cirrus.

VI.6.1.3 Nature

La confusion avec les nuages étant maintenant exclue, il reste à tenter d'identifier la nature de ces aérosols. D'ores et déjà, nous pouvons exclure l'hypothèse volcanique ou même celle d'aérosols carbonés issus de feux de biomasse. Pour la première, à cause de la répétition saisonnière et pour la seconde, en raison de la concordance de ces événements avec la mousson, c'est-à-dire la saison des pluies.

Solides ? Liquides organiques ? Sulfatés ? Minéraux ? Les informations dont nous disposons pour répondre à la question sont le taux de dépolarisation (δt) du lidar CALIOP et des observations d'aérosols aux tropiques en avion à haute altitude M55 Geophysica et NASA-ER2.

Dépolarisation du lidar CALIOP

Les propriétés dépolarisantes des particules peuvent être utilisées pour distinguer les différentes signatures d'aérosols présents dans le signal CALIOP. Pour étudier ces caractéristiques, nous avons choisi des périodes et des régions où les aérosols apparaissent avec un fort signal. La figure 56 représente la carte des aérosols, des nuages entre 16-17 km et le diagramme de diffusion correspondant. En Afrique, le maximum de concentration des aérosols est observé durant la première quinzaine d'avril 2007. Ils s'étendent de l'Océan Indien à l'Atlantique entre 10°N-10°S, dont nous savons qu'il correspond au maximum d'overshoots convectifs de TRMM (Liu and Zipser., 2005). C'est la saison de mousson où l'air humide du Golfe de Guinée est confronté à l'Harmattan Saharien sec de Nord-Est. Le diagramme montre la signature croissante du rapport de dépolarisation (δt) avec le rapport de diffusion (SR) des cristaux de glace, et un nuage de point de SR inférieur à 2 avec $\delta t < 5\%$. La situation est la même sur le sud de l'Asie en août où le nuage d'aérosols, avec cependant un signal 5-10% plus fort, s'étend du désert de Gobi à l'Algérie, alors que la région de mousson est plus géographiquement plus restreinte

De la même manière qu'en Afrique, la situation de mousson se caractérise par des vents de surface de sud-ouest humides qui proviennent de l'Océan Indien confrontés à des vents secs de nord-est. Cependant, la différence avec l'Afrique réside dans les vents en altitude, plus forts et d'est au sud de l'Anticyclone de la haute troposphère en Asie, qui peut expliquer l'extension du panache d'aérosols jusqu'en Algérie, semblable aux observations de monoxyde de carbone de MLS (Park et al., 2008). Le diagramme de dépolarisation est très semblable à celui de l'Afrique, si ce n'est la densité plus élevée des points de $\delta t < 5\%$,

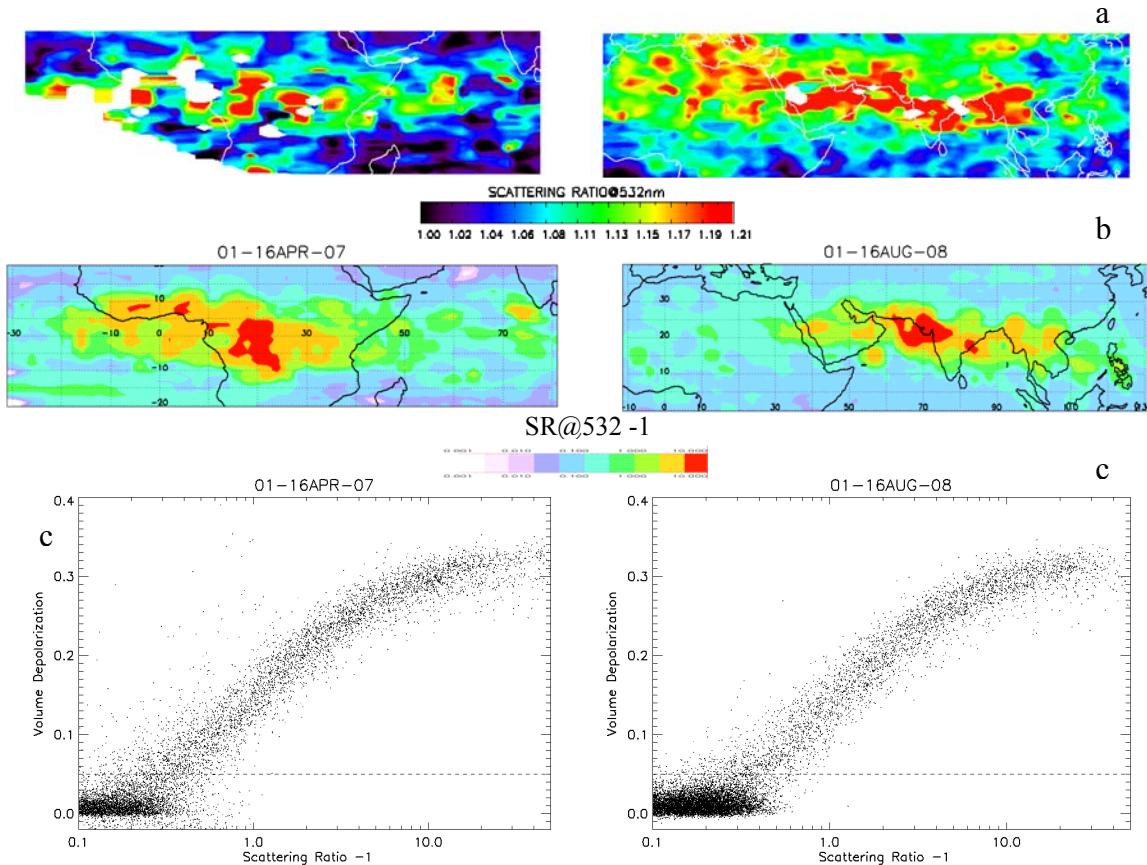


Figure 56. De haut en bas : (a) carte des nuages (SR-1) à 16-17 km en échelle logarithmique, (b) carte des aérosols de $\delta t < 5\%$, (c) diagramme de diffusion (SR-1 fonction de δt) des pixels de la région étudiée. Les points en-dessous du seuil de dépolarisation de 5% sont utilisés pour tracer la carte des aérosols (b). A droite : Asie ($[0 : 40^\circ N]$; $[10^\circ W : 130^\circ E]$) ; $[80^\circ E : 180^\circ E]$) durant la période du 1 au 16 août 2008 et à gauche Afrique ($[20^\circ N : 20^\circ S]$; $[30^\circ W : 80^\circ E]$) durant la période du 1 au 16 avril 2007.

A titre de comparaison, on a représenté sur la figure 57, les mêmes informations pour le cas bien identifié d'un nuage de particules carbonées issus d'un feu de brousse en Australie le 14 décembre 2006. La trajectoire suivie par OMI-AURA montre qu'il est passé entre le 16 et le 31 décembre au-dessus de l'Afrique du Sud et de l'Océan Indien (Dirksen et al., 2009). Ces

aérosols carbonés s'identifient sur le diagramme de dépolarisation par une famille de points de rapport de dépolarisation inférieur aux cristaux de glace entre 2 et 10% pour un rapport de diffusion jusqu'à 6. L'absence d'une telle signature en Afrique et en Asie confirme que dans ces cas, les particules observées ne sont pas carbonées.

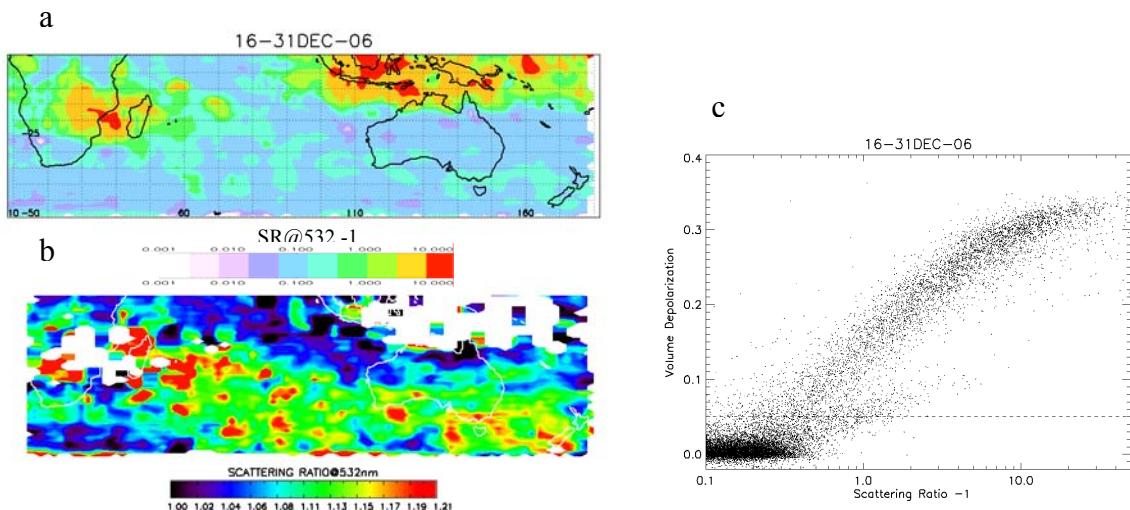


Figure 57. Similaire à la figure 56 au-dessus de l'Océan Indien ([0 :50°S] ; [0 :180°E]) durant la période du 16 au 31 décembre 2006.

Dépolarisation particulaire

Bien qu'il soit maintenant clair que les aérosols africains et asiatiques soient peu dépolarisants en volume, il faut souligner que cette conclusion ne s'applique en principe que lorsque le rapport de diffusion est important, ce qui n'est pas le cas ici. Pour étudier les propriétés de ces aérosols de faible rapport de dépolarisation, il est nécessaire de calculer la dépolarisation propre aux aérosols (F.Cairo, communication personnelle, 2009).

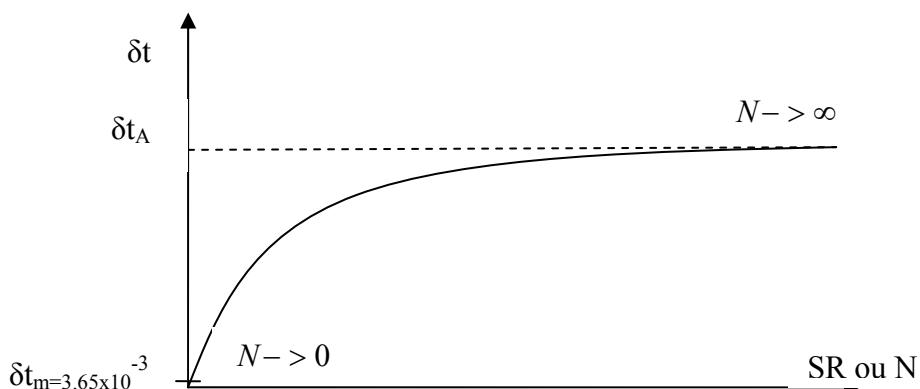


Figure 58. Diagramme de diffusion théorique

La figure 58 représente le diagramme de diffusion théorique pour un nombre de particules (N) croissant. Les variables étudiées sont les suivantes :

$$\delta t = \frac{\beta_a^\perp + \beta_m^\perp}{\beta_a^\perp + \beta_m^\perp + \beta_a^// + \beta_m^//} \quad (39) \text{ (Cairo et al., 1999)}$$

$$\delta t_A = \frac{\beta_a^\perp}{\beta_a^\perp + \beta_a^//} \quad (40) \text{ (Cairo et al., 1999)}$$

$$\delta t_m = \frac{\beta_m^\perp}{\beta_m^\perp + \beta_m^//} \approx 3.66 \times 10^{-3} \quad (41) \text{ (Hostetler et al., 2006)}$$

avec δ_t le rapport de dépolarisation, δ_{tA} le rapport de dépolarisation particulaire et δ_{tm} le rapport de dépolarisation moléculaire. β_m et β_a correspondent aux diffusions moléculaire et particulaire notées avec les indices // et \perp pour les composantes parallèle et perpendiculaire du signal.

D'après les équations 39, 40 et 41 :

- Lorsque $N \rightarrow 0$ alors $\delta t \rightarrow \delta t_m$ car β_a^\perp et $\beta_a^// \rightarrow 0$

- Lorsque $N \rightarrow \infty$ alors $\delta t \rightarrow \delta t_A$ car β_m^\perp et $\beta_m^// \rightarrow 0$

Il ne suffit donc pas que le rapport de dépolarisation soit faible pour dire que des particules ne dépolarisent pas ou peu, mais il faut en plus qu'elles soient en nombre suffisant ($N \rightarrow \infty$). La dépolarisation particulaire (δt_A) (Eq. 40) peut se déterminer à partir du rapport de diffusion (SR), du rapport de dépolarisation (δt) et du rapport de dépolarisation moléculaire (δm). Cependant le calcul de δt_A devient instable lorsque $SR < 1$ (Cairo et al., 1999).

$$\delta_{tA} = \frac{SR \times \delta(1 + \delta_m) - \delta_m(1 + \delta)}{(1 + \delta)(1 + \delta_m)(SR - 1)} \quad (42)$$

$$\text{avec } \delta = \frac{\delta t}{1 - \delta t} \text{ et } \delta_m = 3.66 \times 10^{-3}$$

La figure 59 représente la densité des points de dépolarisation particulaire (δ_{tA}), calculée à partir de l'équation 41 en Asie du 1 au 16 août 2008 et en Afrique du 1 au 16 avril 2007. Cette valeur est calculée à partir d'un maillage de ($\Delta \delta_{tA} = 0.5\%$ et $\Delta \delta_t = 0.5\%$) où le nombre de points à l'intérieur de chaque maille est divisé par le nombre de points total.

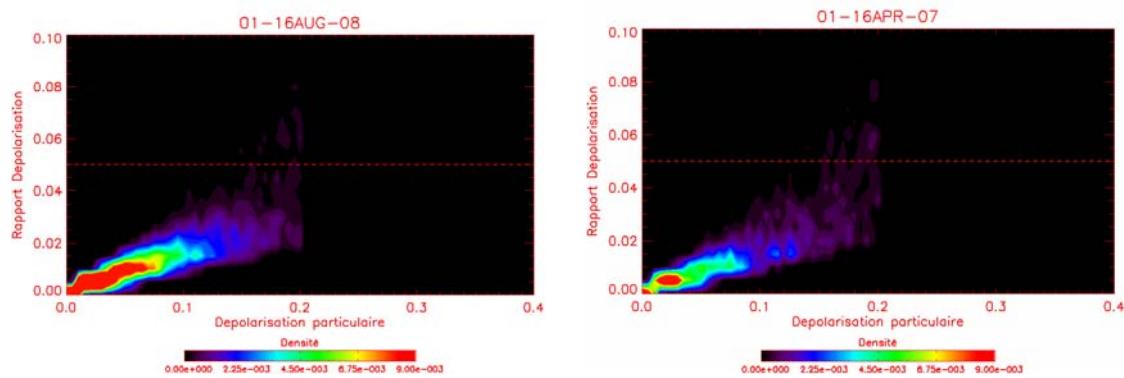


Figure 59. Diagramme de dépolarisation (δ_{tA} vs δt pour $SR>1.1$) pour la période du 1-16 août 2008 au dessus de l'Asie. Densité des points dans un maillage ($\Delta \delta_{tA}=0.5\%$ et $\Delta \delta t=0.5\%$) normalisé par le nombre total de points.

Normalisé par leur nombre total, la densité des points montre un maximum en Asie par rapport à l'Afrique avec une densité 50% plus forte pour des valeurs de dépolarisation particulière en dessous de 5-8%, pixels dont le rapport de dépolarisation est inférieur à 5%. Ces diagrammes confirment la présence de particules sphériques ou quasi sphériques car peu dépolarisantes. Même très faible, la densité de point avec une dépolarisation particulière comprise entre 10 et 20% indique aussi la présence de particules non sphériques.

Observations des aérosols en avion à haute altitude

Un autre élément d'information est apporté par les mesures d'aérosols pratiquées durant la campagne SCOUT-AMMA au Burkina-Fasso (12°N) en Afrique au mois d'août 2006, c'est-à-dire durant la période du maximum d'extension géographique du nuage d'aérosols. L'instrument COPAS monté à bord de l'avion M55 Geophysica a obtenu des mesures d'aérosols jusqu'à 20 km. Cet instrument permet d'effectuer des mesures de particules non volatiles à partir d'un four qui chauffe l'air à 250°C (Weigel et al., 2009). La figure 60 de gauche représente les profils de rapport de mélange (mg^{-1}) des particules de diamètre supérieur à 6 nm, 10 nm et 14 nm et des particules non volatiles de rayon supérieur à 10 nm. Bien que le lieu des mesures, indiqué par une étoile sur la carte moyenne des aérosols vus par CALIOP entre 16-17km (en haut, fig. 60), soit à la marge sud du nuage d'aérosols asiatique, les données COPAS montrent la présence d'une couche entre 380 K-420 K (16-18 km) de densité plus élevée que celle observée au cours d'autres campagnes au Brésil et en Australie. Ces nuages d'aérosols africains sont beaucoup plus riches (50%) en particules non volatiles que ceux du Brésil où la proportion n'a jamais dépassé 20% (Borrmann et al., 2009). On

ignorera ici l'augmentation de la concentration des particules volatiles à plus haute altitude, qui ne sont rien d'autre qu'encore une fois le panache de la Soufrière Hills.

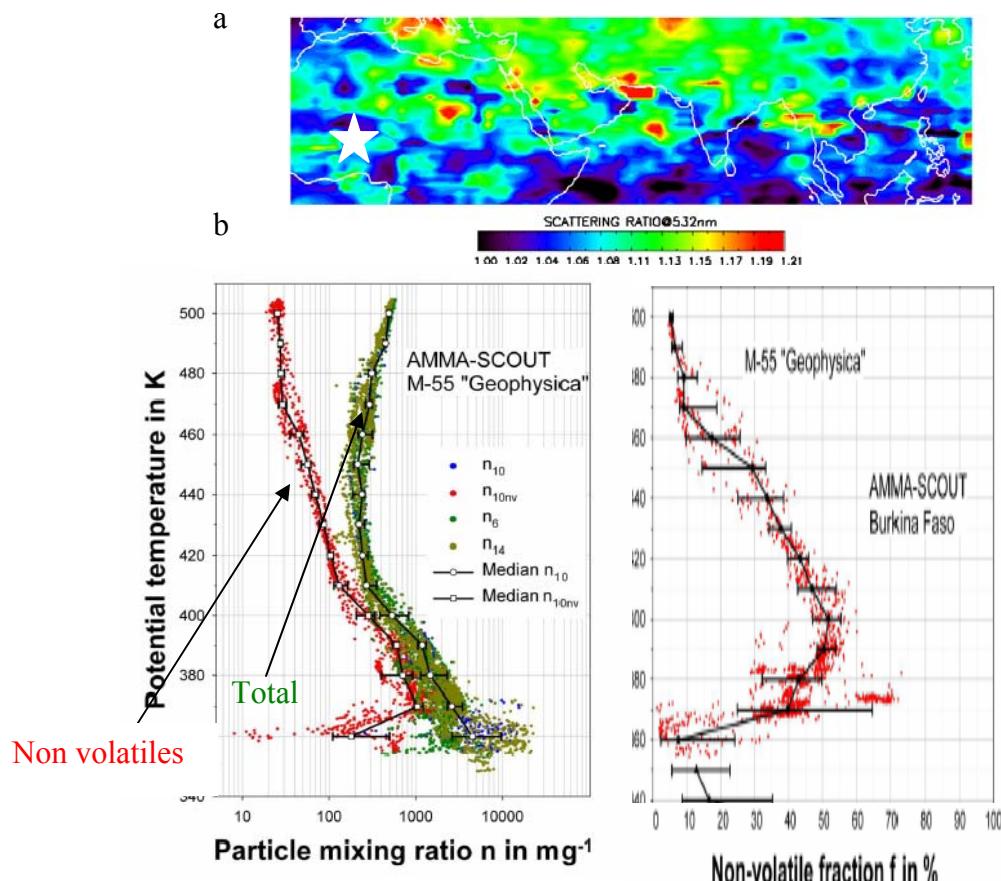


Figure 60. (a) Carte moyenne des aérosols à 16-17km vus par CALIOP du 1 au 16 août 2006. (b) A gauche: profil vertical du rapport de mélange (échelle logarithmique) des particules de diamètre supérieur à 10 nm (n_{10}), 6 nm (n_6), 14 nm (n_{14}) et des particules non volatiles de diamètre supérieur à 10 nm ($n_{10\text{nv}}$). En noir, valeur médiane pour n_{10} et $n_{10\text{nv}}$ et 25% et 75% percentiles. A droite, profil de la fraction de particules non volatiles en %. Toutes ces mesures proviennent de l'instrument COPAS durant 6 vols en avion M55 au mois d'août 2006 durant la campagne SCOUT-AMMA (Borrmann et al., 2009).

Discussion

Si l'on résume l'ensemble des informations disponibles sur les aérosols dans la TTL, on retiendra :

1. qu'ils sont limités à l'Afrique Centrale et Sahélienne, et à l'Asie en période de mousson et dans une tranche d'altitude comprise entre 15 et 18 km, c'est-à-dire au-dessus de la tropopause et des nuages ;

2. qu'il ne s'agit pas d'une confusion avec des cristaux de glace, qui de plus, sublimeraient très rapidement à ces niveaux (17-18 km) largement sous-saturés en vapeur d'eau ;
3. qu'ils ont une durée de vie d'au moins 15 jours si l'on tient compte de leur présence de 4000 à 5000 km à l'Ouest de leur zone d'injection probable ;
4. qu'ils sont peu dépolarisants (dépolarisation particulaire inférieure à 5-8%) et donc sphériques ou quasi sphériques ;
5. qu'au moins pour les plus petits d'entre eux, ils seraient constitués de 50% de particules non volatiles.

Au vu de ces caractéristiques, l'hypothèse la plus probable serait qu'il s'agisse de particules minérales d'origine désertique soulevées lors des tempêtes de poussières fréquentes à la marge des régions de mousson.

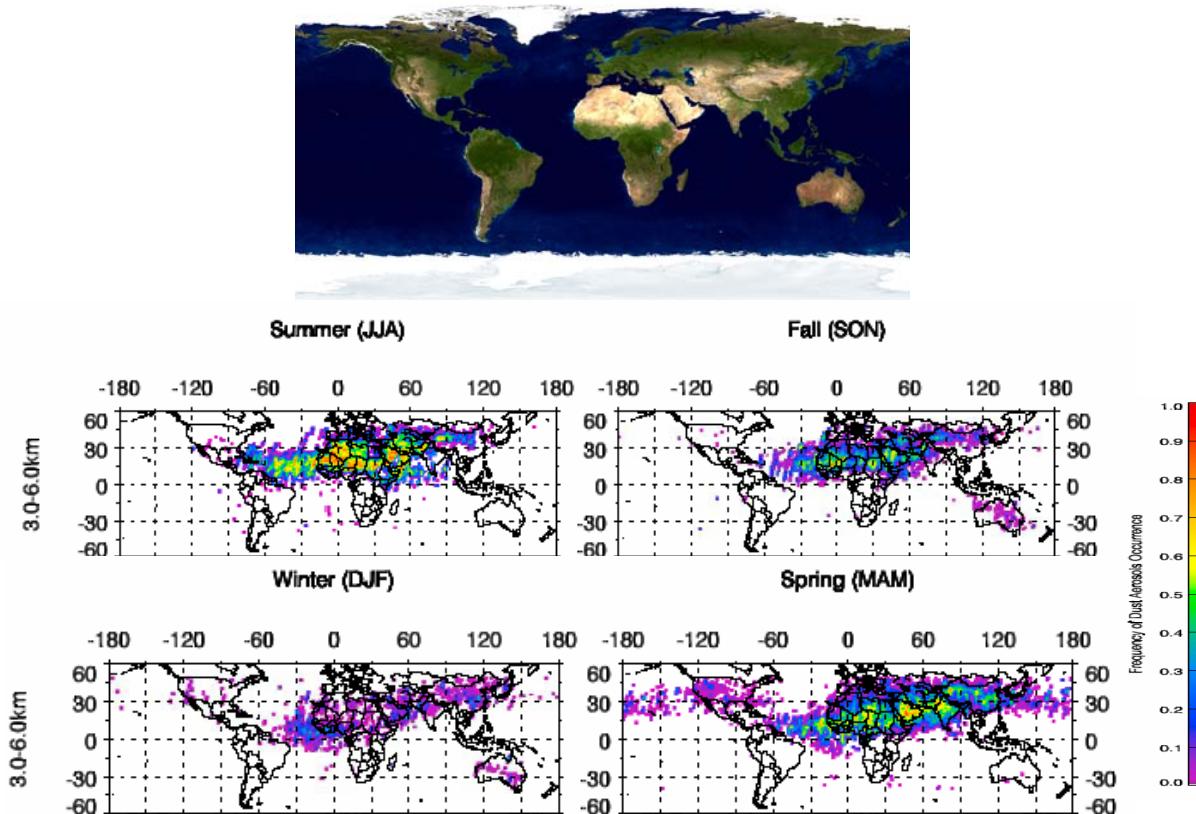


Figure 61. Haut: Végétation et sol à partir des observations Modis-AURA dans le visible. Bas: Fréquence d'occurrence moyenne des poussières minérales, entre 3-6 km, durant la première année d'observation de CALIOP (Liu et al., 2007).

En effet, les poussières minérales représentent une grande partie des particules présentes dans l'atmosphère avec un flux compris entre 60 et 3000 Mt/an (Duce 1995). La figure 61 (haut) représente la terre dans le visible vue par MODIS/AURA et en dessous la fréquence des

poussières désertiques dans la troposphère (3-6 km) calculée à partir de la première année d'observations de CALIOP. La fréquence maximale des poussières, comprise entre 10 et 80%, est située au dessus des zones désertiques. L'amplitude de la variation et l'extension géographique dépendent de la saison. On observe un maximum au printemps et en été de l'hémisphère nord du désert de Gobi jusqu'au Sahara (40-80%), avec une extension au dessus de l'Océan Atlantique et une fréquence qui peut atteindre 60%. Ces observations montrent qu'entre mars et septembre environ 10% des zones situées entre 0 et 60°N sont influencées par des poussières 50% du temps (Liu et al., 2007).

Les évènements observés par CALIOP se situent à la marge de régions désertiques aussi bien en Asie qu'en Afrique, sources de poussières minérales. La nouveauté ici serait que les plus petites d'entre elles puissent parvenir à des niveaux supérieurs à la tropopause.

VI.7 Conclusion

L'évolution dans le temps des aérosols dans l'UTLS tropicale vue par CALIOP entre 2006 et 2008 montre la présence de plusieurs panaches qui contribuent à augmenter de façon significative la charge en aérosols de la stratosphère. Cependant les processus microphysiques et dynamiques limitent leur durée de vie dans l'atmosphère, de quelques semaines en dessous de 20 km à plusieurs mois au-dessus.

Les observations CALIOP couplées avec celles de SAGE II révèlent que même en période dites non volcanique, c'est à dire en dehors des éruptions majeures comme celle du Mt Pinatubo d'indice d'explosivité VEI 6 qui injectent des débris jusqu'à 28-30 km d'altitude, la moyenne stratosphère est alimentée par des éruptions de plus faibles ampleurs dans les régions tropicales (VEI 4) dont l'altitude atteint au moins 19-20 km. Ceci montre l'apport continu de ces panaches volcaniques, soulevés lentement par la circulation de Brewer-Dobson, qui masque la contribution des gaz précurseurs non-volcaniques sur la couche de Junge.

Le panache volcanique de la Soufrière Hills, injecté à 19-20 km, se maintient à ce niveau pendant plusieurs mois avant d'entamer une lente ascension dans la circulation de Brewer-Dobson. Ce minimum de vitesse verticale suggère un découplage de la stratosphère à 20 km, niveau en dessous duquel la durée de vie des aérosols est limitée à moins de 2 mois, nettoyés rapidement durant l'hiver boréal. La vitesse moyenne déduite de la montée des aérosols dans la stratosphère est estimée en moyenne à 300 m/mois, valeur cohérente avec les calculs de chauffage radiatif (Yang et al., 2008) de 21 à 25 km. Cependant les processus microphysiques de vaporisation et de sédimentation des aérosols limitent la précision de ces résultats au dessus. Les modulations du transport méridional et vertical par la QBO montrent une circulation en forme de corne en phase d'ouest alors que les phases d'est sont caractérisées par un transport vertical au-dessus de l'équateur. Ces résultats sont cohérents avec les observations de SAGE II (Trepte et al., 1992).

Cependant, l'une des informations la plus inattendue est le nettoyage rapide de la TTL en dessous de 20 km, confirmé par les mesures in situ en ballon, durant la saison du maximum annuel de convection profonde aux tropiques au-dessus des continents de l'hémisphère sud (Liu and Zipser., 2005). L'hypothèse serait que les systèmes convectifs, qui on le sait, sont propices au nettoyage de l'atmosphère par précipitation, seraient capable d'injecter de l'air propre jusqu'à 20 km. Ce transport rapide d'air propre, corrélé avec les mesures de CO de

MLS (Schoeberl et al., 2006), indique l'importance du mécanisme d'overshoot jusqu'à 20 km, le nouveau sommet de la TTL suggéré par ces observations.

Enfin, des particules résiduelles sont observées au-dessus de la tropopause au-dessus des régions de mousson de l'hémisphère nord en Asie et en Afrique. Leur dépolarisation et les mesures avion *in situ* de la campagne SCOUT-AMMA, montrent qu'elles sont quasi-sphériques et composées en partie de particules non volatiles. Ces indications et celles de la présence en grand nombre de poussières désertiques dans la troposphère de l'hémisphère nord (Liu et al., 2007), suggèrent qu'il puisse s'agir de poussières minérales.

VII. Conclusion générale

L'objectif de ce travail de thèse portait sur l'étude des aérosols stratosphériques et du transport qui peut être déduit de leurs variations, à partir des observations du lidar CALIOP embarqué sur CALIPSO mis en orbite en mai 2006. Bien que les signaux de diffusion Mie dus à ces aérosols soient trop faibles pour être observés sur des mesures individuelles, il a été montré qu'en appliquant une moyenne sur 300 mesures, il était possible d'en restituer leur profil avec une précision de l'ordre de 140 % sur 1° de latitude le long de l'orbite, et de 2% en moyenne zonale entre 20°N-20°S sur 16 jours, durée de répétition des observations nécessaire à un couverture complète en longitude. Cependant, une fois cette procédure appliquée, les résultats indiquent des valeurs du rapport de diffusion inférieures à 1, c'est-à-dire inférieures à la diffusion moléculaire théorique, et donc irréalistes. De plus, les variations brusques observées simultanément à toutes les altitudes entre 15 et 40 km sont incohérentes d'un point de vue géophysique. L'origine de ces artefacts a été identifiée comme ayant pour origine la présence d'aérosols entre 30-34 km aux tropiques dont l'étalonnage opérationnel CALIOP ne tient pas compte. Deux méthodes ont été étudiées pour corriger ces défauts : le réétalonnage à plus haute altitude entre 36-39 km où les données d'extinction atmosphérique de SAGE II montrent que la teneur en aérosols aux tropiques est négligeable, ou encore l'utilisation des données d'extinction de GOMOS mais dont l'irrégularité des mesures ne permet pas de corriger les données CALIOP avec une continuité suffisante. Cependant le report à une altitude plus élevée, qui s'avère la meilleure méthode, présente encore des variations, dont l'origine identifiée est la présence de sauts de température dans les données du modèle NASA GEOS-5 utilisées pour calculer la diffusion moléculaire, qui ne se retrouvent ni dans le modèle du CEPMMT (ECMWF), ni dans les observations de l'instrument MLS sur le satellite AURA. Après comparaison aux observations lidar sol aux tropiques à Mauna Loa ainsi qu'à des mesures in situ de rétrodiffusion en ballon au Niger durant la campagne SCOUT-AMMA en 2006, la solution optimale pour corriger la calibration des données CALIOP s'avère être le report à 36-39 km combiné à l'utilisation des températures du CEPMMT. Après application de cette correction, du retrait de la zone d'anomalie magnétique Sud Atlantique dans laquelle les données sont bruitées, et d'un masque de nuages basé la dépolarisation, il est montré qu'il possible d'obtenir des profils moyens zonaux de rapport de diffusion par les aérosols aux tropiques avec une précision de 2%.

C'est à partir de ces mesures à 532 nm et de nuit uniquement pour éviter le bruit lié à la diffusion du rayonnement solaire, qu'une description de l'évolution des aérosols aux tropiques entre 15 et 40 km du début de la mission en juillet 2006 à septembre 2008 a été reconstruite.

Plusieurs éléments importants apparaissent sur celle-ci : a) des panaches volcaniques dans la basse stratosphère issus d'éruptions volcaniques, transportés par la suite à plus haute altitude jusqu'à 25 km ; b) des injections rapides d'air propre depuis la tropopause jusqu'à 20 km de janvier à mars entraînant la dilution des panaches volcaniques à ces niveaux; c) une stagnation de ces masses d'air propre comme des panaches volcaniques durant plusieurs mois autour de 20 km reflétant une vitesse verticale quasi-nulle à ce niveau, du moins durant l'été boréal; et enfin d) la présence chaque année d'aérosols d'origine inconnue entre 15 et 18 km au-dessus de l'Afrique et de l'Asie du Sud respectivement en avril-mai et juillet-août.

Tous ces points ont été étudiés en détail par la suite pour aboutir aux conclusions suivantes.

1. Aérosols volcaniques. Au-delà des éruptions majeures comme celles d'El Chichon en 1982 ou du Pinatubo en 1991 auxquelles on doit des charges considérables en aérosols jusqu'à 30 km d'altitude qui ont demandé plusieurs années pour disparaître, les volcans de moindre importances mais plus fréquents, d'indice d'explosivité de 4 dont le panache atteint 18-20 km, au lieu de 5 à 6 pour les premiers, représentent une source permanente, souvent ignorée, d'aérosols stratosphériques. Transportés par la suite dans la lente ascension liée à la circulation de Brewer-Dobson jusqu'à 25 km où ils trouvent un équilibre entre sédimentation et soulèvement, ils présentent la particularité de montrer un maximum à ce niveau un an après l'éruption elle-même. Par contre les débris des éruptions plus faibles dont le panache ne dépasse pas 16-17 km semblent nettoyés avant de parvenir dans la stratosphère. Les observations combinées de SAGE II et de CALIPSO montrent qu'au moins au cours des dix dernières années, il est bien difficile de parler de période d'aérosols de fond dus à l'oxydation de gaz précurseurs (SO_2 , CS_2) dont la contribution est largement masquée par celle des volcans.
2. Transport vertical et horizontal dans la stratosphère au-dessus de 20 km. Une fois corrigées de la sédimentation, les vitesses verticales dérivées des données d'aérosols de CALIOP sont cohérentes avec les estimations existantes déduites aussi bien des observations du « tape recorder » de la vapeur d'eau de HALOE que des calculs de vitesses à partir de profils d'ozone. La seule différence est sans doute la vitesse nulle à 20 km au moins en été, mais qui semble maintenant reproduite dans les calculs

d'échauffement radiatif les plus récents. Dans un plan méridional, les données de CALIOP confirment l'existence d'un confinement tropical de l'air entre 20 et 30 km, c'est-à-dire l'existence du « Tropical Pipe », ainsi que plus haut, l'influence de la phase de l'oscillation quasi-biennale sur le transport vers les latitudes moyennes, plus rapide en phase d'ouest.

3. Nettoyage par injection d'air troposphérique pauvre en aérosols. Là réside l'élément le plus nouveau apporté par les données CALIOP qui montrent un soulèvement vertical rapide d'air propre troposphérique en région équatoriale durant la saison convective, air vraisemblablement lessivé dans les nuages. A cette ascendance en moins d'un mois (la résolution temporelle des données CALIOP est limitée à 15 jours), correspond une vitesse verticale moyenne de l'ordre de 1.5 m/s, c'est-à-dire très supérieure à celle attribuée au chauffage radiatif qui demanderait 6 mois à de l'air troposphérique pour parvenir à 20 km depuis le niveau d'échauffement nul vers 14 km. Ces observations modifient sensiblement le schéma actuel de la circulation dans la stratosphère qui se décomposerait en deux domaines d'altitude largement découplés. La stratosphère moyenne au-dessus de 20 km, qui serait la région du « tropical pipe » et du « tape recorder » c'est-à-dire de la circulation de Brewer-Dobson. Elle serait découpée de la TTL, Tropical Transition Layer, dont le sommet serait vers 20 km et non à 17 km au minimum de température de la tropopause (CPT ou Cold Point Tropopause) comme proposé par les promoteurs du concept, qui serait une région d'échange rapide aussi bien vertical qu'horizontal. Ce schéma, bien qu'absent dans les modèles météorologiques à grande échelle, est cohérent avec toutes les données d'observations satellitaires récentes, d'« overshoots » du radar de précipitations de TRMM et de variations zonales de la teneur en CH₄ d'HALOE, ou de N₂O d'ODIN à ces altitudes, suggérant une forte influence des violents soulèvements convectifs associés aux orages continentaux.
4. Aérosols continentaux dans la TTL. La présence de ces aérosols à cette altitude, que seul CALIOP permet d'observer grâce à sa haute résolution verticale, est nouvelle. Il a été montré qu'elle se répétait chaque année, bien que d'intensité variable, au-dessus de l'Afrique de l'Ouest et de l'Asie du Sud au voisinage des déserts et en saison de mousson. Il a été démontré qu'il ne s'agissait pas d'une confusion avec des cristaux de glace mal enlevés par le masque de nuages, ni d'aérosols carbonés issus de feux de biomasse et qu'ils étaient quasi-sphériques. La seule hypothèse que nous pouvons formuler est qu'il pourrait s'agir de fines poussières minérales désertiques soulevées

Conclusion générale

par convection qui sembleraient sédimenter en 2-3 semaines. Mais ceci, comme leur possible impact sur l'intensité de convection par la nucléation qui pourrait en résulter, restent à confirmer.

VIII. Perspectives

Les méthodes de traitement développées au cours de ce travail de thèse montrent, si l'en était besoin, l'intérêt de CALIPSO pour l'étude de la stratosphère et de la région de la tropopause. Avec la mise route du laser de recharge, la mission CALIPSO a été prolongée en 2009 pour une durée de 3 ans, ce qui nous permet d'espérer des observations continues sur une période de 5 ans.

Parmi les sujets prometteurs, cette longue série de données ouvre la porte à des études variées dont :

- a) le suivi de panaches de nouveaux volcans à des altitudes variées (il s'est produit une éruption aux Kouriles en juin 2009) donnant accès aux variations saisonnières et aux influences de la QBO et de l'ENSO sur la circulation Brewer-Dobson ;
- b) l'impact des aérosols volcaniques sur la chimie de la stratosphère tropicale en liaison avec les mesures de composés chimiques de différents satellites et du réseau NDACC ;
- c) et s'il ne se produit pas d'éruption, la vision de période « d'aérosols de fond » permettant de comprendre la contribution exacte des émissions de gaz sulfatés, DMS et CS2 marins, ou SO₂ des régions polluées ;
- d) la confirmation des injections saisonnières d'air propre en région tropicale dont on pourra tenter d'examiner plus précisément le lieu géographique et la variation saisonnière ;
- e) de la même manière, en obtenant d'autres observations d'aérosols au-dessus de la tropopause en période de mousson au voisinage des régions désertiques pour tenter d'en comprendre l'impact sur la convection elle-même et les variations interannuelles, et enfin ;
- f) l'observation d'événements imprévus ou épisodiques comme la chute de météorites où l'injection d'aérosols dans les feux de biomasse.

Parmi ces derniers, il y en a un sur lequel nous travaillons déjà. C'est celui du « Black Saturday » de la région de Melbourne en Australie le 7 février 2009 qui a détruit 300 000 hectares de forêt de calyptus et dont le nuage de suies, de SO₂ et d'HCN, observé par CALIPSO et MLS est monté progressivement jusqu'à 21 km sous l'effet du chauffage solaire, et non sous l'effet de la convection dans le pyro-cumulus d'origine. La question

particulièrement intéressante à laquelle nous tentons de répondre à l'aide des observations de GOMOS, est de savoir si un tel événement pourrait avoir un impact sur l'ozone. Si la fréquence de tels évènements augmente, en raison de la désertification de certaines régions du globe à cause du réchauffement climatique, quelles en seraient les conséquences sur la stabilité chimique de la stratosphère ?

Une autre direction de travail prometteuse, que nous espérons pouvoir démarrer dans les prochains mois, est la détermination du sommet des systèmes convectifs tropicaux vus par les radars aux sols (ex. BARU) et dans l'espace (ex. TRMM), en utilisant des mesures coïncidentes avec CALIPSO lors de son passage à 1h30 et 13h30. Elles permettraient par la suite de restituer de façon précise à l'aide du seul radar le cycle diurne de l'altitude du sommet de ces nuages, dont on sait que le maximum au-dessus des continents tropicaux se produit vers 16-17h, donc inaccessible à CALIPSO ou CLOUDSAT.

On le voit, les idées ne manquent pas. Les performances de CALIPSO ouvrent la voie à de nombreuses études originales.

IX. Bibliographie

- Bauman, J. J., P. B. Russell, M. A. Geller and P. Hamill (2003a), A stratospheric aerosol climatology from SAGE II and CLAES measurements: 1. Methodology, *J. Geophys. Res.*, 108, 4832, doi:10.1029/2002JD002882.
- Bertaux, J. L., Megie, G., Widemann, J., Chassefiere, E., Pellinen, R., Kyrola, E., Korpela, S., and Simon, P. (1991) : Monitoring of ozone trend by stellar occultations: The GOMOS instrument, *Adv. Space Res.*, 11, 237–242.
- Bingen, C., D. Fussen and F. Vanhellemont, (2004a), A global climatology of stratospheric aerosol size distribution parameters derived from SAGE II data over the period 1984-2000: 1. Methodology and climatological observations, *J. Geophys. Res.* , 109, D06201, doi:10.1029/2003JD003518.
- Bingen, C., D. Fussen and F. Vanhellemont, (2004b), A global climatology of stratospheric aerosol size distribution parameters derived from SAGE II data over the period 1984-2000: 2. Reference data *J. Geophys. Res.*, 109, D06202, doi:10.1029/2003JD003511.
- Blake, N. J., D. G. Streets, J.-H. Woo, I. J. Simpson, J. Green, S. Meinardi, K. Kita, E. Atlas, H. E. Fuelberg, G. Sachse, M. A. Avery, S. Vay, R. W. Talbot, J. E. Dibb, A. R. Bandy, D.C. Thornton, F. S. Rowland and D. R. Blake, (2004), Carbonyl sulfide and carbon disulfide : Large scale distributions over the western Pacific from Asia during TRACE-P, *J. Geophys. Res.*, 109, D15S05, doi: 10.1029/2003JD004259.
- Borrmann, S., et al. (1995), Aerosols as dynamical tracers in the lower stratosphere: Ozone versus aerosol correlation after the Mount Pinatubo eruption, *J. Geophys. Res.*, 100(D6), 11,147–11,156.
- Bohren, C. F., and D. R. Huffman, (1983): Absorption and Scattering of Light by Small Particles. Wiley and Sons, 530 pp
- Borchi, F. and Pommereau, J.-P.: Evaluation of ozonesondes, HALOE, SAGE II and III, Odin- OSIRIS and -SMR, and ENVISAT-GOMOS, -SCIAMACHY and -MIPAS ozone profiles in the tropics from SAOZ long duration balloon measurements in 2003 and 2004, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 2671-2690, 2007.
- Borrmann, S., Kunkel, D., Weigel, R., Minikin, A., Deshler, T., Wilson, J. C., Curtius, J., Shur, G. N., Belyaev, G. V., Law, K. S., and Cairo, F.: Aerosols in the tropical and

- subtropical UT/LS: in-situ measurements of submicron particle abundance and volatility, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 9, 24587-24628, 2009.
- Brewer, A. W. (1949), Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapor distribution in the stratosphere, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 75, 351–363.
- Brock, C. A., P. Hamill, J. C. Wilson, H. H. Jonsson and K. R. Chan, (1995), Particle formation in the upper tropical troposphere: A source of nuclei for the stratospheric aerosol, *Science* 270, 1650-1653.
- Buontempo C., F. Cairo, G. Di Donfrancesco, R. Morbidini, M. Viterbini, and A. Adriani, (2006), Optical measurements of atmospheric particles from airborne platforms In situ and remote sensing instruments for balloons and aircrafts, *Annals of Geophysics*, 49, 57-65.
- Cairo, F., G. Di. Donfrancesco, A. Adriani, L. Pulvirenti, and F. Fierli (1999), Comparison of Various linear depolarization parameters measured by lidar, *Appl. Opt.*, 38, 4425-4432.
- Cairo, F., J. P. Pommereau, K. S. Law, H. Schlager, A. Garnier, F. Fierli, M. Ern, M. Streibel, S. Arabas, S. Borrmann, J. J. Berthelier, C. Blom, T. Christensen, F. D'Amato, G. Di Donfrancesco, T. Deshler, A. Diedhiou, G. Durry, O. Engelsen, F. Goutail, N. R. P. Harris, E. R. T. Kerstel, S. Khaykin, P. Konopka, A. Kylling, N. Larsen, T. Lebel, X. Liu, A. R. MacKenzie, J. Nielsen, A. Oulanowski, D. J. Parker, J. Pelon, J. Polcher, J. A. Pyle, F. Ravagnani, E. D. Rivière, A. D. Robinson, T. Röckmann, C. Schiller, F. Simões, L. Stefanutti, F. Stroh, L. Some, P. Siegmund, N. Sitnikov, J. P. Vernier, C. M. Volk, C. Voigt, M. von Hobe, S. Viciani, and V. Yushkov, An overview of the SCOUT-AMMA stratospheric aircraft, balloons and sondes campaign in West Africa, August 2006: rationale, roadmap and highlights, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 9, 19713-19781, 2009
- Carn, S. A., N. A. Krotkov, K. Yang , R. M. Hoff, A. J. Prata, A. J. Krueger, S. C Loughlin, and P. F Levelt (2007), Extended observations of volcanic SO₂ and sulfate aerosol in the stratosphere, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 7, 2857–2871.
- Chin, M., and D. D. Davis, Global sources and sinks of OCS and CS₂ and their distributions, *Glob. Biogeochem. Cycles* (1993) , 7, 321-337.
- Chaboureau, J. P., et al. (2007), A numerical study of tropical cross-tropopause transport by convective overshoots, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 1731– 1740.
- Chu, W. P., M. P. McCormick, J. Lenoble, C. Brogniez, and P. Pruvost (1989), SAGE II inversion algorithm, *J. Geophys. Res.*, 94, 8339–8351.

Bibliographie

- Corti, T., B. P. Luo, P. Peter, H. Vömel, and Q. Fu (2005), Mean radiative energy balance and vertical mass fluxes in the equatorial upper troposphere and lower stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L06802, doi:10.1029/2004GL021889.
- Corti, T., T. Corti, B. P. Luo, M. de Reus, D. Brunner, F. Cairo, M. J. Mahoney, G. Martucci, R. Matthey, V. Mitev, F. H. dos Santos, C. Schiller, G. Shur, N. M. Sitnikov, N. Spelten, H. J. Voßing, S. Borrmann, and T. Peter (2008), Unprecedented evidence for deep convection hydrating the tropical stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L10810, doi:10.1029/2008GL033641.
- Crutzen, P. J., The possible importance of CSO for the sulfate layer of the stratosphere (1976), *Geophys. Res. Lett.*, 3, 73-76.
- Cziczo, D. J., D. S. Thomson and D. M. Murphy (2001) , Ablation, flux and atmospheric implications of meteors inferred from stratospheric aerosol, *Science*, 291, 1772-1775.
- Danielsen, E. F. (1982), A dehydration mechanism for the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 9, 605–608.
- Danielsen E.F. (1993), In situ evidence of rapid, vertical, irreversible transport of lower tropospheric air into the lower stratosphere by convective cloud turrets and by large scale up welling in tropical cyclones, *J. Geophys. Res.*, 98, 8665-8681.
- Deshler, T., M. E. Hervig, D. J. Hofmann, J. M. Rosen and J. B. Liley, Thirty years of in situ stratospheric aerosol size distribution measurements from Laramie, Wyoming (41°N) using balloon-borne instruments, *J. Geophys. Res.*, 108, 4167, doi:10.1029/2002JD002514, 2003.
- Dirksen, R. J., K. Folkert Boersma, J. de Laat, P. Stammes, G. R. van der Werf, M. Val Martin, and H. M. Kelder (2009), An aerosol boomerang: Rapid around-the-world transport of smoke from the December 2006 Australian forest fires observed from space, *J. Geophys. Res.*, 114, D21201, doi:10.1029/2009JD012360.
- Eichmann, K.-U., von Savigny, C., Kaiser, J.W., et al. SCIAMACHY limb measurements in the UV/NIR region. *Adv. Space Res.*, this issue, 2004, doi:10.1016/j.asr.2003.05.057
- Ekman, A. M. L., Wang, C., Strom, J., and Krejci, R.: Explicit simulation of aerosol physics in a cloud-resolving model: Aerosol transport and processing in the free troposphere, *J. Atmos. Sci.*, 63, 682–696, 2006.
- Folkins I., S. J. Oltmans, and A. M. Thompson (2000), Tropical convective outflow and near surface equivalent potential temperatures, *Geophys. Res. Lett.*, 27(16):2549-2552

Bibliographie

- Froyd, K. D., D. M. Murphy, T. J. Sanford, D. S. Thomson, J. C. Wilson, L. Pfister, L. Lait, 2009: Aerosol composition of the tropical upper troposphere. *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 4363-4385, 2009.
- Fu Q., Y. Hu, and Q. Yang (2007), Identifying the top of the tropical tropopause layer from vertical mass flux analysis and CALIPSO lidar cloud observations, *Geophys. Res. Lett.*, 34, doi:10.1029/2007GL030099.
- Fueglistaler, S., A. E. Dessler, T. J. Dunkerton, I. Folkins, Q. Fu, and P. W. Mote (2009), Tropical tropopause layer, *Rev. Geophys.*, 47, RG1004, doi:10.1029/2008RG000267.
- Gettelman A., D. E. Kinnison, T. J. Dunkerton, and G. P. Brasseur (2004) Effect of convection on the summertime extra-tropical lower stratosphere. *J. Geophys. Res.*, 109 (D22101), doi : 10.1029/2004JD00487.
- Gettelman, A., Forster, P. M. D., Fujiwara, M., Fu, Q., Vomel, H., et al.: Radiation balance of the tropical tropopause layer, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 109(D7), D07103, doi:10.1029/2003JD004190, 2004.
- Grosvenor, D. P., T. W. Choularton, H. Coe, and G. Held (2007), A study of the effect of overshooting deep convection on the water content of the TTL and lower stratosphere from cloud resolving model simulations, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 4977– 5002.
- Hamill, P., E. J. Jensen, P. B. Russell and J. J. Bauman, The life cycle of stratospheric aerosol particles (1997), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 78, 1395-1410.
- Hitchman, M. H., M. McKay, and C. R. Trepte (1994), A Climatology of Stratospheric Aerosol. *J. Geophys. Res.*, 99, 20,689-20,700.
- Hofmann, D. J., Twenty years of balloon-borne tropospheric aerosol measurements at Laramie, Wyoming, *J. Geophys. Res.*, 98, 12753-12766, 1993.
- Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood, and L. Pfister (1995), Stratosphere-troposphere exchange, *Rev. Geophys.*, 33, 403–439.
- Hostetler C. A., Z. Liu, J. Regan, M. Vaughan, D. Winker, M. Osborn, W. H. Hunt, K. A. Powell, C. Trepte (2006), Calipso Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD), Calibration and Level 1 Data Products, www-calipso.larc.nasa.gov/resources/pdfs/PC-SCI-201v1.0.pdf
- Huang, J., P. Minnis, Y. Yi, Q. Tang, X. Wang, Y. Hu, Z. Liu, K. Ayers, C. Trepte, and D. Winker (2007), Summer dust aerosols detected from CALIPSO over the Tibetan Plateau, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L18805, doi:10.1029/2007GL029938.
- Hudson, P. K., Murphy, D. M., Cziczo, D. J., Thomson, D. S., de Gouw, J. A., Warneke, C., Holloway, J., Jost, J. R., and Hubler, G.: Biomass-burning particle measurements:

- Characteristic composition and chemical processing, *J. Geophys. Res.- Atmos.*, 109, D23S27, doi:10.1029/2003JD004398, 2004.
- Hunt, W. H., D. M. Winker, M. A. Vaughan, K. A. Powell, P. L. Lucke, and C. Weimer, 2009: CALIPSO Lidar Description and Performance Assessment. *J. Atmos. Oceanic Technol.* (in press).
- Irion F. W., M. R. Gunson, G. C. Toon, A. Y. Chang, A. Eldering, E. Mahieu, G. L. Manney, H. A. Michelsen, E. J. Moyer, M. J. Newchurch, G. B. Osterman, C. P. Rinsland, R. J. Salawitch, B. Sen, Y. L. Yung and R. Zander (2002), Atmospheric Trace Molecule Spectroscopy (ATMOS) experiment version 3 data retrievals, *Appl. Opt.*, 41 (33), 6968-6979.
- Jäger, H., T. Deshler, and D. J. Hofmann (1995), Mid-latitude lidar backscatter conversions based on balloon-borne aerosol measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1727–1732.
- Jäger, H., and T. Deshler (2002), Lidar backscatter to extinction, mass and area conversions for stratospheric aerosols based on mid-latitude balloon-borne size distribution measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 29(19), 1929, doi:10.1029/2002GL015609.
- Junge, C. E., and J. E. Manson, Stratospheric aerosol studies (1961) , *J. Geophys. Res.*, 66, 3975.
- Khaykin, S., J.-P. Pommereau, L. Korshunov, V. Yushkov, J. Nielsen, N. Larsen, T. Christensen, A. Garnier, A. Lukyanov, B. Russell and E. Williams (2009), Hydration of the lower stratosphere by ice crystal geysers over land convective systems, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 2275-2287.
- Lee, Y. N., Weber, R., Ma, Y., Orsini, D., Maxwell-Meier, K., Blake, D., Meinardi, S., Sachse, G., Harward, C., Chen, T. Y., Thornton, D., Tu, F. H., and Bandy, A.: Airborne measurement of inorganic ionic components of fine aerosol particles using the particle-into-liquid sampler coupled to ion chromatography technique during ACE-Asia and TRACE-P, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 108, 8646, doi:10.1029/2002JD003265, 2003.
- Lenoble J., and Provost, Inference of the Aerosol Ångström Coefficient from SAGE Short-Wavelength Data (1983), *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22(10), 1717-1725.
- Liu, C. and E. J. Zipser (2005), Global distribution of convection penetrating the tropical tropopause, *J. Geophys. Res.*, 110, D23104, doi:10.1029/2005JD006063.
- Liu, C. (2007), Geographical and seasonal distribution of tropical tropopause thin clouds and their relation to deep convection and water vapor viewed from satellite measurements, *J. Geophys. Res.*, 112, doi:10.1029/2006JD007479.

Bibliographie

- Liu, C. and E. J. Zipser (2009), Implications of the day versus night differences of water vapor, carbon monoxide, and thin cloud observations near the tropical tropopause, *J. Geophys. Res.*, 114, D09303, doi:10.1029/2008JD011524.
- McElroy, C. T., Nowlan, C. R., Drummond, J. R., et al.: The ACEMAESTRO instrument on SCISAT: description, performance, and preliminary results, *Appl. Optics*, 46, 4341–4356, 2007.
- McCormick, M., and R. Veiga (1992), SAGE II measurements of early Pinatubo aerosols *Geophys. Res. Lett.*, 19(2), 155-158.
- McDermid, I. S., T. D. Walsh, A. Deslis, and M. L. White (1995), Optical Systems Design for a Stratospheric Lidar, *Appl. Opt.*, 34, 6201-6210.
- Minikin, A., A. Petzold, J. Strom, R. Krejci, M. Seifert, P. van Velthoven, H. Schlager and U. Schumann, Aircraft observations of the upper tropospheric fine particle aerosol in the Northern and Southern Hemispheres at midlatitudes, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (10), art. no.- 1503, doi: 10.1029/2002GL016458, 2003.
- Montoux, N., Hauchecorne, A., Pommereau, J.-P., Lefèvre, F., Durry, G., Jones, R. L., Rozanov, A., Dhomse, S., Burrows, J. P., Morel, B., and Bencherif, H.: Evaluation of balloon and satellite water vapour measurements in the Southern tropical and subtropical UTLS during the HIBISCUS campaign, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 5299-5319, 2009.
- Mote, P. W., T. J. Dunkerton, M. E. McIntyre, E. A. Ray, P. H. Haynes, and J. M. Russell III (1998), Vertical velocity, vertical diffusion and dilution by midlatitude air in the tropical lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 103, 8651–8666, doi:10.1029/98JD00203.
- Murphy, D. M., Cziczo, D. J., Froyd, K. D., Hudson, P. K., Matthew, B. M., Middlebrook, A. M., Peltier, R. E., Sullivan, A., Thomson, D. S., and Weber, R. J.: Single-particle mass spectrometry of tropospheric aerosol particles, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 111, D23S32, doi:10.1029/2006JD007340, 2006.
- Murtagh, D. P., Frisk, Urban, U., Merino, F., Ridal, F., Jonsson, M., Stegman, A. J., Witt, G., Eriksson, P., Jiménez, C., Megie, G., de la Noë, J., Ricaud, P., Baron, P., Pardo, J.R., Hauchecorne, A., Llewellyn, E. J., Degenstein, D. A., Gattinger, R. L., Lloyd, N. D., Evans, W. F. J., McDade, I. C., Haley, C. S., Sioris, C., von Savigny, C., Solheim, B.H., McConnell, J. C., Strong, K., Richardson, E. H., Leppelmeier, G. W., Kyrölä, E., Auvinen, H., and Oikarinen, L.: An overview of the Odin Atmospheric Mission, *Can. J. Phys.*, 80, 309–319, 2002.

Bibliographie

- Nazaryan, H., M. P. McCormick, and W. P. Menzel (2008), Global characterization of cirrus clouds using Calipso data, *J. Geophys. Res.*, 113, doi:10.1029/2007JD009481.
- Newhall, C. G., and S. Self, The Volcanic Explosivity Index (VEI): An estimate of Explosive Magnitude for Historical Volcanism (1982) , *J. Geophys. Res.*, 87, 1231-1238.
- Nielsen, J. K., et al. (2007), Solid particles in the tropical lowest stratosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 685– 695.
- Notholt, J., Z. Kuang, C. P. Rinsland, G. C. Toon, M. Rex, N. Jones, T. Albrecht, H. Deckelmann, J. Krieg, C. Weinzierl, H. Bingemer, R. Weller and O. Schrems, Enhanced Upper Tropical Tropospheric COS: Impact on the Stratospheric Aerosol Layer (2003), *Science*, 300, 307-310.
- Notholt J., B. P. Luo, S. Fueglister, D. Weisenstein, M. Rex, M.G. Lawrence, H. Bingemer, I. Wohltmann, T. Corti, T. Warneke, R. von Kuhlmann and T. Peter (2006) , Influence of tropospheric SO₂ emissions on particle formation and the stratospheric humidity, *Geophys. Res. Lett.*, 32,L07810, doi:10.1029/2004GL022159.
- Osborn, M. T., G.S. Kent, C.R. Trepte, Stratospheric aerosol measurements by the Lidar in Space Technology Experiment, *J. Geophys; Res.* 103, 11,447-11,453, 1998.
- Peter, T., Luo, B., Wirth, M., Kiemle, C., Flentje, H., Yushkov, V. A., Khattatov, V., Rudakov, V., Thomas, A., Borrmann, S., Toci, G., Mazzinghi, P., Beuermann, J., Schiller, C., Cairo, F., Di Donfrancesco, G., Adriani, A., Volk, C. M., Strom, J., Noone, K., Mitev, V., MacKenzie, R. A., Carslaw, K. S, Trautmann, T., Santacesaria V, Stefanutti L, Ultrathin Tropical Tropopause Clouds (UTTCs): I. Cloud morphology and occurrence, *Atmos. Chem.Phys.*, 3, 1083-1091, 2003
- Powell, K.A., C.A. Hostetler, Z. Liu, M.A. Vaughan, R.E. Kuehn, W.H. Hunt, K.P. Lee, C.R. Trepte, R.R. Rogers, S.A. Young, and D.M. Winker (2009). CALIPSO Lidar Calibration Algorithms. Part I: Nighttime 532-nm Parallel Channel and 532-nm Perpendicular Channel. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 26, 2015–2033.
- Plumb, R.A., A ‘tropical pipe’ model of stratospheric transport (1996), *J. Geophys. Res.*, 101, 3957-3972.
- Pommereau, J.-P. and Held, G (2007) Is there a stratospheric fountain?, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 7, 8933-8950.
- Pommereau, J.-P. and Piquard, J.: Ozone, Nitrogen dioxide and Aerosol vertical distributions by UV-visible solar occultation from balloons, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 1227–1230, 1994.

Bibliographie

- Prata, A. J., S. A. Carn, A. Stohl, and J. Kerkmann (2007), Long range transport and fate of a stratospheric volcanic cloud from Soufrière Hills volcano Montserrat, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 5093–5103.
- Randel W. J., F. Wu, H. Vömel, G. E. Nedoluha, and P. Forster (2006), Decreases in stratospheric water vapor after 2001: Links to changes in the tropical tropopause and the Brewer-Dobson circulation, *J. Geophys. Res.*, 111, D12312, doi:10.1029/2005JD006744.
- Randel W. J., M. Park, F. Wu and N. Livesey (2007), A large annual cycle in ozone above the tropical tropopause linked to the Brewer-Dobson circulation, *J. Atm. Science*, 4479-4488, doi:10.1175/2007JAS2409.
- Read, W. G., L. Froidevaux and J. W. Waters, Microwave limb sounder measurements of stratospheric SO₂ from the Mt. Pinatubo volcano (1993), *Geophys. Res. Lett.*, 20, 1299-1302.
- Remedios, J. J., Leigh, R. J., Waterfall, A. M., Moore, D. P., Sembhi, H., Parkes, I., Greenhough, J., Chipperfield, M.P., and Hauglustaine, D.: MIPAS reference atmospheres and comparisons to V4.61/V4.62 MIPAS level 2 geophysical data sets, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 7, 9973-10017, 2007
- Ricaud, P., B. Barret, J.-L. Attié, E. Le Flochmoën, E. Motte, H. Teyssèdre, V.-H. Peuch, N. Livesey, A. Lambert, and J.-P. Pommereau (2007), Impact of land convection on troposphere-stratosphere exchange in the tropics, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 5639-5657.
- Ricaud, P., J.-P. Pommereau, J.-L. Attié, E. Le Flochmoën, L. El Amraoui, H. Teyssèdre, V.-H. Peuch, W. Feng, and M. P. Chipperfield (2009), Equatorial transport as diagnosed from nitrous oxide variability, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 8173–8188.
- Rosen, J. M., The vertical distribution of dust to 30 km (1964), *J. Geophys. Res.*, 69, 4673-4676
- Rosen, J. M., and N. T. Kjome, The Backscattersonde: a new instrument for atmospheric aerosol research (1991b), *Appl. Opt.*, 30, 1552-1561.
- Rosenlof K. H., G. C. Reid (2008), Trends in the temperature and water vapor content of the tropical lower stratosphere: Sea surface connection, *J. Geophys. Res.*, 113, D06107, doi:10.1029/2007JD009109.
- Russel, F.A.R., Spread of the phenomena around the world. The eruption of Krakatoa and subsequent phenomena around the world, Trubner and Co., London, pp. 334-339, 1888.

Bibliographie

- Russell, J. M. III, L. L. Gordley, J. H. Park, S. R. Drayson, D. H. Hesketh, R. J. Cicerone, A. F. Tuck, J. E. Frederick, J. E. Harries and P. J. Crutzen, The Halogen Occultation Experiment (1993) , *J. Geophys. Res.*, 98, 10777-10797.
- Sassen, K., Z. Wang and D. Liu (2008), Global distribution of cirrus clouds from CloudSat/Cloud-Aerosol lidar and Infrared Path finder satellite observations (CALIPSO) measurements , *J. Geophys. Res.*, 113, doi:10.1029/2008JD009972.
- Schoeberl, M.R., B.N. Duncan, A.R. Douglass, J. Waters, N. Livesey, W. Read, and M. Filipiak (2006), The carbon monoxide tape recorder, *Geophys. Res. Lett.*, 33, 12811, doi:10.1029/2006GL026178.
- Schwartz, M. J., Lambert, A., Manney, G. L., Read, W. G., Livesey, N. J., Froidevaux, L., Ao, C. 8478 O., Bernath, P. F., Boone, C. D., Cofield, R. E., Daffer, W. H., Drouin, B. J., Fetzer, E. J., Fuller, R. A., Jarnot, R. F., Jiang, J. H., Jiang, Y. B., Knosp, B. W., Kruger, K., Li, J-L. T., Mlynczak, M. G., Pawson, S., Russell III, J. M., Santee, M. L., Snyder, W. V., Stek, P. C., Thurstans, R. P., Tompkins, A. M., Wagner, P. A., Walker, K. A., Waters, J. W., and Wu, D. L. (2008), Validation of the Aura Microwave Limb Sounder temperature and geopotential height measurements, *J. Geophys. Res.*, in press, doi:10.1029/2007JD008783.
- She, C., Spectral structure of laser light scattering revisited: bandwidths of nonresonant scattering lidars (2001), *Appl. Opt.*, 40, 4875-4884.
- Sherwood, S.C., and A.E. Dessler (2000), On the control of stratospheric humidity, *Geophysical Research Letters*, 27, 2513-2516.
- Sica, R. J. , Zylawy, Z. A. , and Argall ,P. S. (2000), Ozone Corrections for Rayleigh-Scatter Temperature Determinations in the Middle Atmosphere, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, pp. 1223–1228.
- Spinhirne, J. D., S. P. Palm, W. D. Hart, D. L. Hlavka, and E. J. Welton (2005), Cloud and aerosol measurements from GLAS: Overview and initial results, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L22S03, doi:10.1029/2005GL023507.
- Reagan, J. A., X. Wang, and M. T. Osborn, (2002),: Spaceborne lidar calibration from cirrus and molecular backscatter returns. *Trans. Geosci. Rem. Sens.* 40, 2285-2290.
- Textor C., H.F. Graf, M. Herzog, J.M. Oberhuber, William I. Rose, G.G.J. Ernst, Volcanic particle aggregation in explosive eruption columns. Part II: Numerical experiments, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 150, Issue 4, 15 February 2006, Pages 378-394, ISSN 0377-0273, DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2005.09.008.

Bibliographie

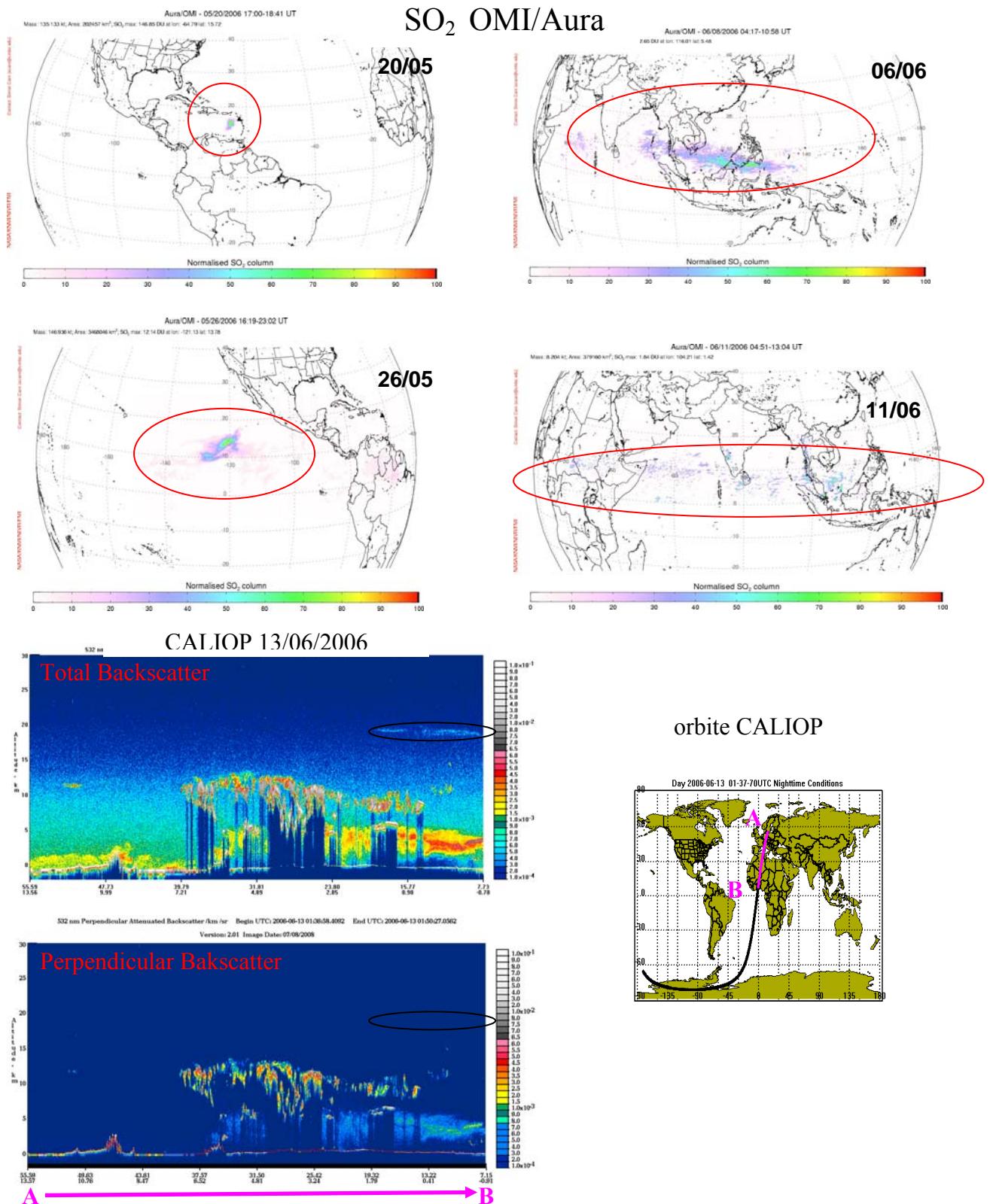
- Thomason, L. W., G. S. Kent, C. R. Trepte and L. R. Poole, A comparison of the stratospheric aerosol background periods of 1979 and 1989-1991 (1997a), *J. Geophys. Res.*, 102, 3611-3616.
- Thomason, L. W., and T. Peter (2006), Assessment of Stratospheric Aerosol Properties (ASAP) SPARC Report No. 4, WCRP-124, WMO/TD-No. 1295.
- Thomason, L. W., Pitts, M. C., and Winker, D. M.: CALIPSO observations of stratospheric aerosols (2007) : a preliminary assessment, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 5283-5290.
- Thornton, D. C., A. R. Bandy, B. W. Blomquist, A. R. Driedger and T. P. Wade, Sulfur dioxide distributed over the Pacific Ocean 1991-1996 (1999) , *J. Geophys. Res.*, 104, 5845-5854.
- Thornton, D. C., A. R. Bandy, B. W. Blomquist, J. D. Bradshaw and D. R. Blake, Vertical transport of sulphid dioxide and dimethyl sulphide. in deep convection and its role in new particle formation (1997) , *J. Geophys. Res.*, 102, 28501-28509.
- Trepte, C. R., and M. H. Hitchman (1992), Tropical stratospheric circulation deduced from satellite aerosol data, *Nature*, 355, 626-628.
- Vaughan, M., S. Young, D. Winker, K. Powell, A. Omar, Z. Liu, Y. Hu, and C. Hostetler (2004), Fully automated analysis of space based lidar data: an overview of the CALIPSO retrieval algorithms and data products, *Proc. SPIE*, 5575, pp. 16–30.
- Yang Q., Q. Fu, J. Austin, A. Gettelman, F. Li, and H. Vömel (2008), Observationally derived and general circulation model simulated tropical stratospheric upward mass fluxes, *J. Geophys. Res.*, 113, doi:10.1029/2008JD009945.
- Yang, Q., Q. Fu, and Y. Hu (2009), Radiative Impacts of Clouds in the Tropical Tropopause Layer, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2009JD012393, in press.
- Wang, P.-H., P. Minnis, M. P. McCormick, G. S. Kent, and K. M. Skeens (1996), A 6-year climatology of cloud occurrence frequency from Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II observation (1985-1990), *J. Geophys. Res.*, 101, 29,407-9, 429.
- Watts, S. F., The mass budgets of carbonyl sulfide, dimethyl sulfide, carbon disulfide and hydrogen sulfide (2000) , *Atmos. Env.*, 34, 761-779.
- Weigel, R., M. Hermann, J. Curtius, C. Voigt, S. Walter, T. Böttger, B. Lepukhov, G. Belyaev, and S. Borrmann, Experimental characterization of the Condensation Particle 17 counting System for high altitude aircraft borne application, *Atmos. Meas. Tech.*, 2, 243-258, 2009.

Bibliographie

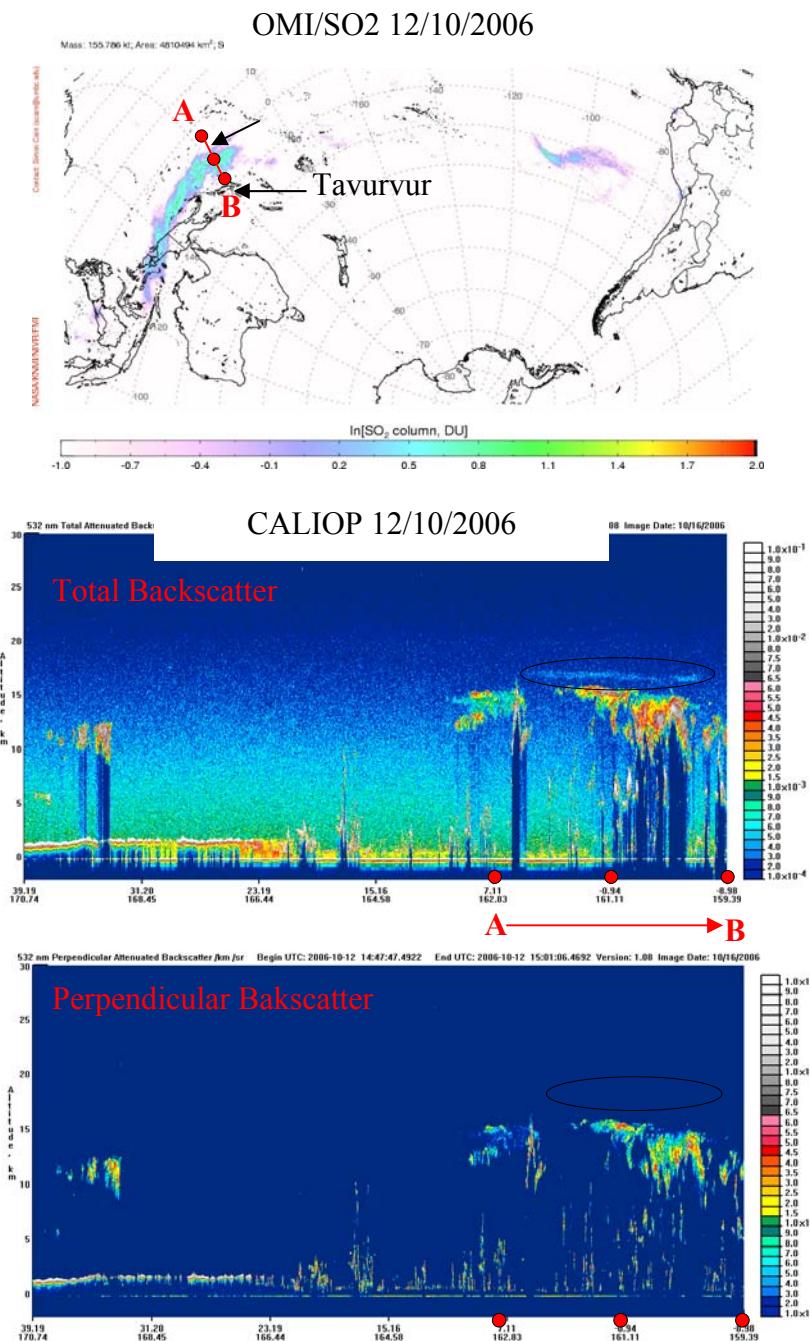
- Winker, D. M., J. Pelon and M. P. McCormick (2003), The CALIPSO mission: Space borne lidar for observation of aerosols and clouds, Proc. SPIE Int. Soc. Opt. Eng., 4893, 1–11, doi:10.1117/12.466539.
- Winker D. M., W. H. Hunt, and M. J. McGill (2007), Initial performance assessment of CALIOP, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L19803, doi:10.1029/2007GL030135.
- Wilson, J. C., M. R. Stolzenburg, W. E. Clark, M. Loewenstein, G. V. Ferry, K. R. Chan and K. K. Kelly, Stratospheric sulfate aerosol in and near the northern-hemisphere polar vortex -the morphology of the sulfate layer, multimodal size distributions, and the effect of denitrification (1992) ,*J. Geophys. Res.*, 97 (D8), 7997-8013.

X. Annexe

Annexe 1: Soufriere Hills, Monserrat, Caraïbes (16.7 °N, 62.2 °W)
: Eruption du 20 Mai 2006



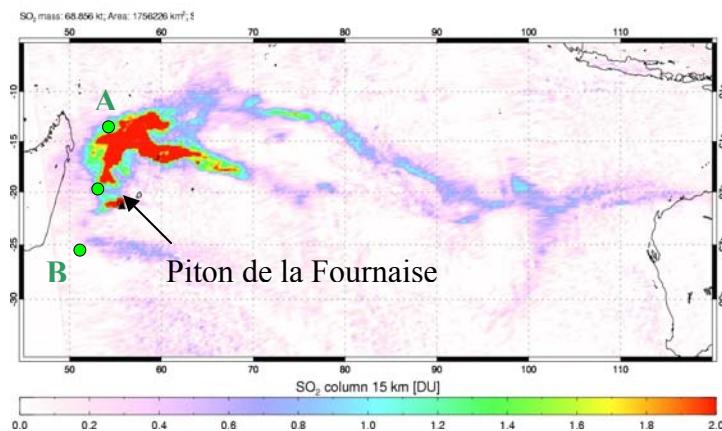
Annexe 2: Tavuvur, Papouasie nouvelle Guinée (4 °S, 150 °E) : 7 octobre 2006



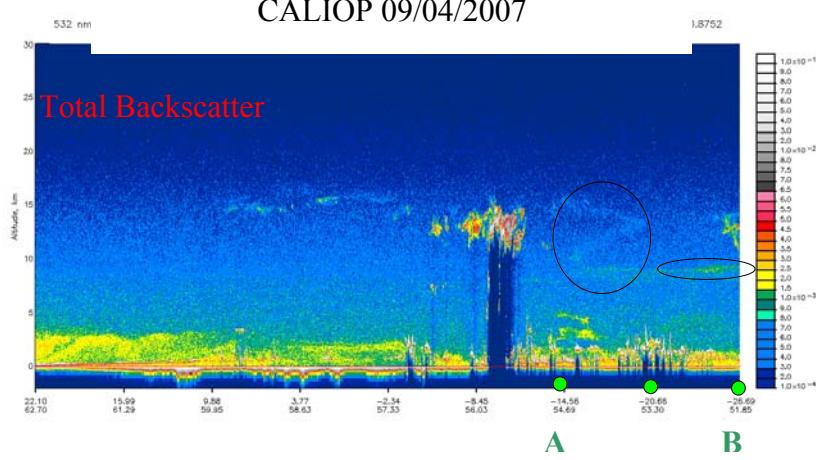
Annexe 3: Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion (21

°S, 55 °E) : 2 avril 2007

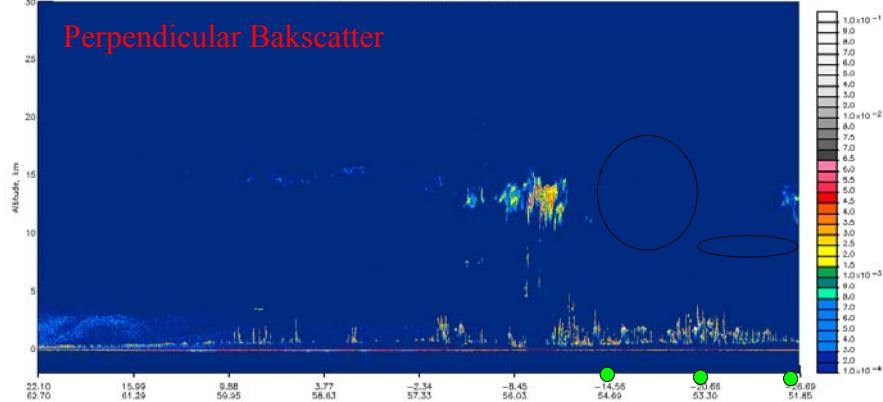
OMI/SO₂ 09/04/2007



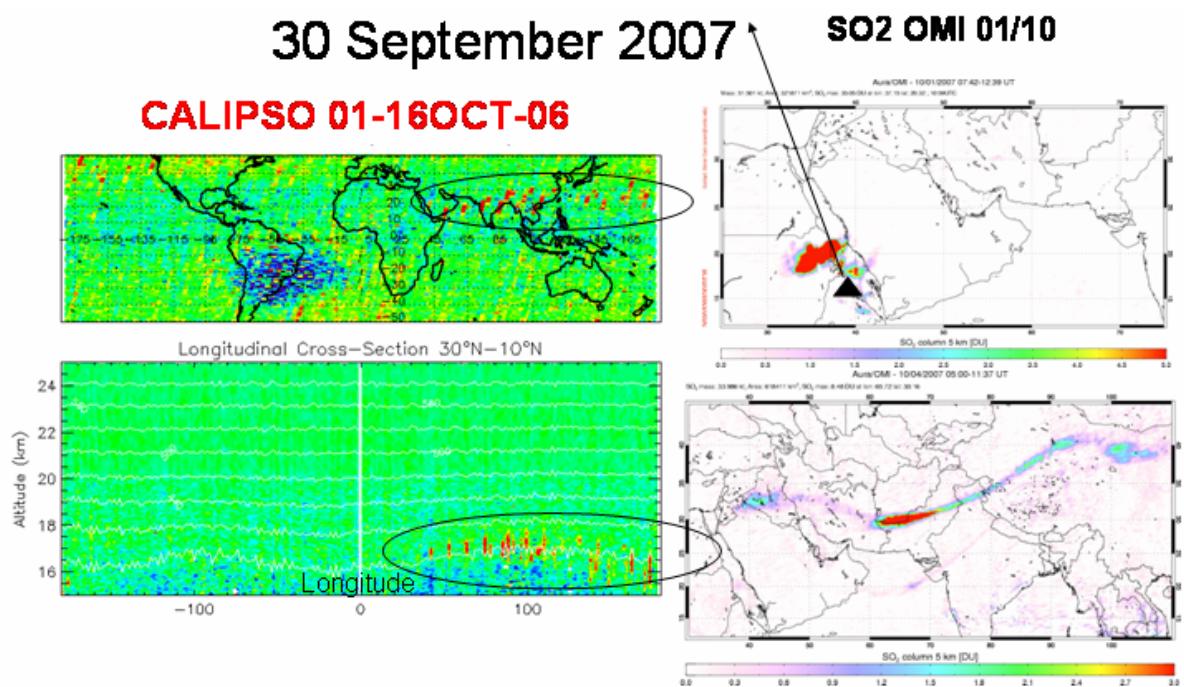
CALIOP 09/04/2007



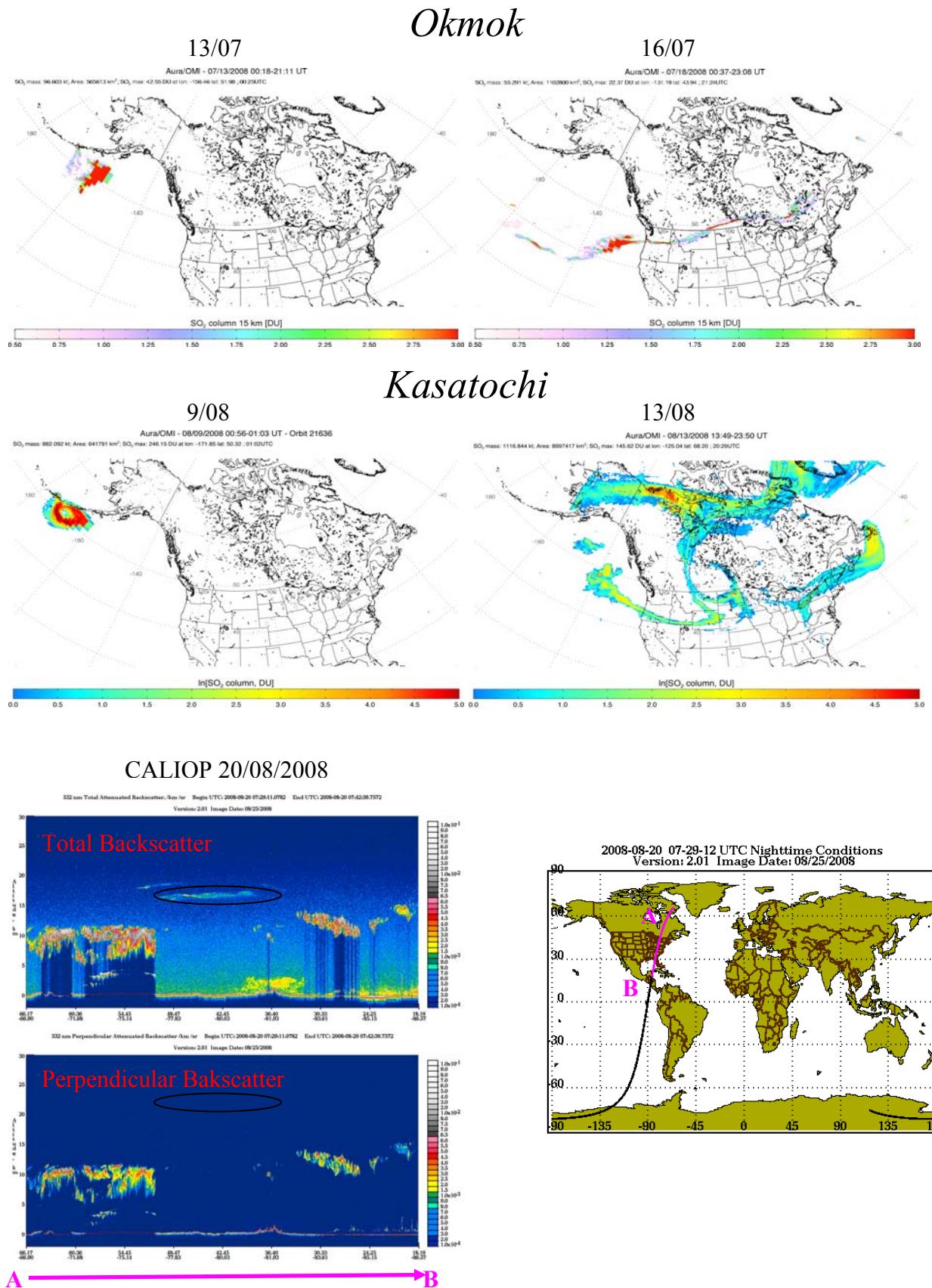
532 nm Perpendicular Attenuated Backscatter /km /sr Begin UTC: 2007-04-11 21:47:02.2281 End UTC: 2007-04-11 22:00:30.8752
Version: 1.20 Image Date: 04/16/2007



Annexe 4: Jebal-al-Tair, Yemen (15 °N, 41 °E) :



Annexe 5: Okmok et Kasatochi 12 juillet et 8 août 2008, île Aléoutiennes, 55°N, Alaska



Annexe 6 : indice d'explosivité et tableau des éruptions

	0	1	2	3	4	5	6	7	8
General Description	Non- Explosive	Small	Moderate	Moderate- Large	Large	Very Large			
Volume of Tephra (m ³)	1×10^4	1×10^6	1×10^7	1×10^8	1×10^9	1×10^{10}	1×10^{11}	1×10^{12}	
Cloud Column Height (km)									
Above crater	<0.1	0.1-1	1-5	3-15	10-25	>25			
Above sea level									
Qualitative Description	"Gentle,"	"Effusive"	"Explosive"		"Cataclysmic,"	"paroxysmal,"	"colossal"		
					"Severe,"	"violent,"	"terrific"		
Eruption Type		Strombolian		Vulcanian		Plinian		Ultra-Plinian	
	Hawaiian			Vulcanian					
Duration (continuous blast)		<1 hour		1-6 hrs		>12 hrs			
				6-12 hrs					
CAVW max explosivity (most explosive activity listed in CAVW)	Lava flow			Phreatic		Explosion or Nuée ardente			
	Dome or mudflow								
Tropospheric Injection	Negligible	Minor	Moderate	Substantial					
Stratospheric Injection	None	None	None	Possible	Definite	Significant			
Eruptions (total in file)	755	963	3631	924	307	106	46	4	0

Indice d'explosivité VEI (en Anglais Volcanic Explosivity Index), noté de 0 à 10 permet d'évaluer l'explosivité des éruptions en fonction du volume de lave injectée, de la hauteur de la colonne éruptive et de critères qualitatifs d'observateurs (Newhall et al., 1982).

Tableau des éruptions

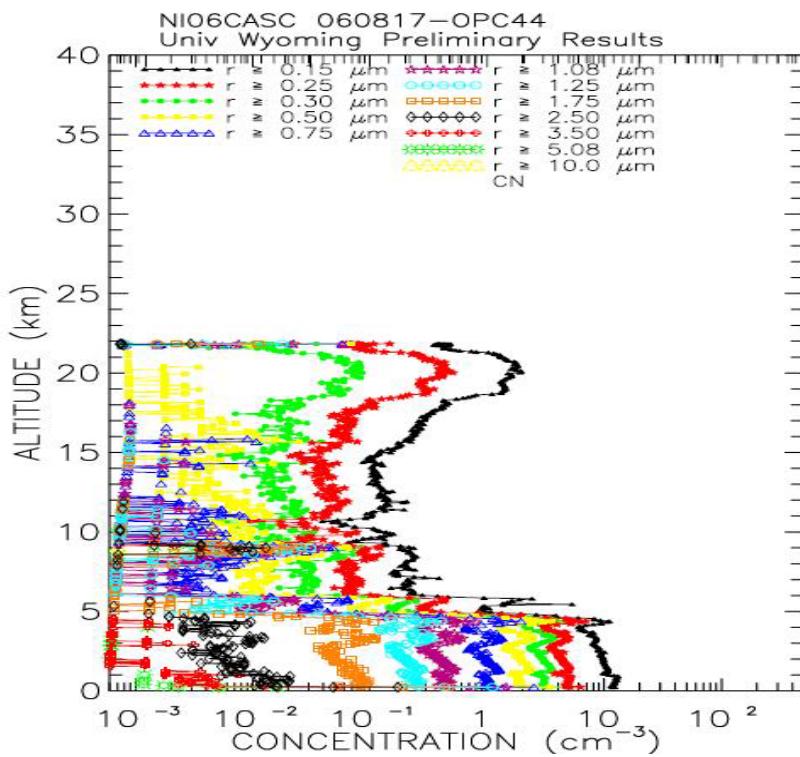
Volcan	Date	Latitude	Indice VEI	SO2 injecté
Krakatoa	27-août-1883	6°S	6	
El Chichon	3-avril-82	17°N	5	13 Tg
Pinatubo	15-juin-91	15°N	6	17 Tg
Ulawun	29-sept-00	5°S	4	
Shiveluch	22-may-01	56°N	4 ?	
Ruang	25-sept-02	2°N	4	
Raventador	3-nov-02	0°	4 ?	
Manam	27-janv-05	4°S	4	
Soufrière Hills	13-mai-06	16°N	4 ?	0.2Tg
Rabaul(Tavurvur)	07-oct-06	4°S	4	
Piton de la Fournaise	02-avr-07	21°S	3 ?	
Jebel-Al-Tair	30-sept-07	15°N	3	
Chaitén	2-may-08	42°S	4	

Annexe

Okmok	12-juil-08	55°N	4	0.1Tg
Kasatochi	07-août-08	55°N	4	1.5Tg

Tableau des éruptions volcaniques : les éruptions dites du siècle (bleu), les éruptions dont le panache a été détecté par SAGE II au-delà de 19-20 km depuis 1998 (noir), les panaches détectés par CALIOP entre juin 2006 et septembre 2008 (rouge). La date, la latitude, l'indice d'explosivité (VEI) et l'estimation du SO₂ injecté associés à chaque volcan

Annexe 7 : Profil OPC Niamey 17 août 2006



La figure représente les profils de concentration en fonction de la taille des aérosols lors du vol ballon du 17 août 2006 à Niamey durant la campagne SCOUT-AMMA au Niger (17°N). On remarque une augmentation de la concentration en aérosols pour des tailles supérieures à $0.15\mu\text{m}$ et inférieures à $0.5\mu\text{m}$ entre 19 et 21 km (courbe noir, rouge et verte). Durant cette campagne, tous les instruments sensibles aux aérosols ont détecté une couche dont l'origine volcanique a été confirmée plus tard après l'analyse des données CALIPSO.