



**HAL**  
open science

# Étude des transferts stratosphère-troposphère en bordure sud de la zone tropicale et impact sur le bilan d'ozone troposphérique

Jean-Luc Baray

► **To cite this version:**

Jean-Luc Baray. Étude des transferts stratosphère-troposphère en bordure sud de la zone tropicale et impact sur le bilan d'ozone troposphérique. Océan, Atmosphère. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1999. Français. NNT : . tel-00361213

**HAL Id: tel-00361213**

**<https://theses.hal.science/tel-00361213>**

Submitted on 13 Feb 2009

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

**THÈSE de DOCTORAT**  
de  
**l'UNIVERSITÉ PARIS 6**

**Spécialité Physique**

présentée par

**Jean-Luc BARAY**

pour obtenir le grade de DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ PARIS 6

Sujet de la thèse

**Étude des transferts stratosphère-troposphère  
en bordure sud de la zone tropicale  
et impact sur le bilan d'ozone troposphérique**

Soutenue le 24 septembre 1999 devant le jury composé de :

**Pr. Gérard MÉGIE**  
**Dr. Claire GRANIER**  
**Dr. François LOTT**  
**Dr. Gérard ANCELLET**  
**Pr. Serge BALDY**  
**Dr. Miloud BESSAFI**  
**Dr. Bernard LEGRAS**

**Président**  
**Rapporteur**  
**Rapporteur**  
**Examineur**  
**Directeur de Thèse**  
**Examineur**  
**Examineur**

Le pêcheur attrape les poissons avec ce panier profondément enfoui  
au-dessous des vagues.

Le chasseur avec cet invisible lacs entre deux branches attrape les  
petits oiseaux.

Et moi, dit le jardinier, pour attraper la lune et les étoiles il me suffit  
d'un peu d'eau, et les cerisiers en fleur et les érables en feu, il me  
suffit de ce ruban d'eau que je déroule.

Et moi, dit le poète, pour attraper les images et les idées il me suffit  
de cet appât de papier blanc, les dieux n'y passeront point sans y  
laisser leur traces comme les oiseaux sur la neige.

Paul Claudel, La muraille intérieure de Tokyo.

Et moi, ce que j'ai attrapé durant ces trois années,  
Et que j'ai pu mettre dans ces quelques pages, je le dois...

à mes parents, à mon frère Fabrice, à Tantely.

# Remerciements

A Serge Baldy, Professeur à l'université de la Réunion, qui a dirigé mon travail de thèse avec enthousiasme, et au cours de ces trois années, j'ai pu apprécier autant ses qualités humaines que scientifiques.

A Gérard Ancellet, directeur de recherche CNRS, qui est resté très proche de mon avancement, malgré la distance, et dont les critiques se sont avérées d'une efficacité remarquable, pour l'élaboration des articles, et l'amélioration de mon exposé oral.

A Gérard Mégie, Professeur à l'université Paris VI, et Bernard Legras, directeur de recherche CNRS, dont la présence dans mon jury de thèse en tant qu'examineurs, fut pour moi un grand honneur.

A Claire Granier et Francois Lott, chargés de recherche CNRS, qui après avoir suivi mon travail en tant que comité de thèse, ont accepté d'accomplir le délicat travail de rapporter mon manuscrit.

A Miloud Bessafi, maître de conférence à l'université de la Réunion, avec qui les discussions sont toujours très enrichissantes, et avec qui j'ai toujours eu beaucoup de plaisir à travailler.

A Jean Leveau, Professeur et directeur du Laboratoire de Physique de l'Atmosphère, pour m'avoir accueilli dans son laboratoire et lu attentivement le manuscrit.

A tous les autres membres du Laboratoire de Physique de l'Atmosphère, en particulier les brillants membres de l'équipe radiosondage, dont j'ai largement bénéficié du travail au cours de ma thèse, et surtout Thierry, mon camarade de bureau dont j'ai pu apprécier la constante bonne humeur et l'inébranlable dévouement pour la collectivité.

Aux équipes techniques du Service d'Aéronomie, Jacques Porteneuve, Philippe Keckhut et tous les autres, dont la compétence a permis la mise en place et le fonctionnement du lidar ozone, et avec qui j'ai eu beaucoup de plaisir à travailler.

A Danielle Bendjelloul et Catherine Cardon, pour leur aide précieuse, lorsque je me débattais dans mes problèmes administratifs, et dans mes recherches bibliographiques. J'ai été très touché par leur gentillesse et leur promptitude à rendre service.

Enfin, cette thèse n'aurait pas pu être effectuée dans de bonnes conditions sans le soutien constant de ma famille, et de Tantely, qui me supporte depuis plusieurs années, et dont l'implication scientifique dans mon travail est très importante.

# Sommaire

<b>Introduction générale .....</b>	<b>1</b>
<b>1. Échanges stratosphère-troposphère et courant-jet subtropical .....</b>	<b>9</b>
1.1 Introduction : les traceurs de masses d'air stratosphériques	9
1.2 Les foliations subtropicales	11
1.2.1 Les foliations de tropopause : concepts et études existantes	11
1.2.2 Foliation subtropicale et circulations agéostrophiques	16
1.2.3 Foliation subtropicale et ozone troposphérique	28
1.2.4 Observations à la Réunion : un point de vue global sur 8 ans de radiosondages bimensuels (1992-1999)	34
1.3 Les gouttes froides d'altitude	36
1.4 Conclusion et perspectives du premier chapitre	44
<b>2. Échanges stratosphère-troposphère et cyclone tropical .....</b>	<b>45</b>
2.1 Introduction : La convection tropicale, des mouvements vers le haut et vers le bas	45
2.2 Le radiosondage du 6 avril 1995	47
2.3 Analyse et mise en évidence du transfert stratosphère-troposphère induit par le cyclone tropical	53
2.3.1 La photochimie ?	53
2.3.2 Le courant-jet subtropical ?	56
2.3.3 Le cyclone tropical !	58
2.4 Conclusion et perspectives du deuxième chapitre	68
<b>3. Le lidar ozone troposphérique : présentation technique et validation .....</b>	<b>71</b>
3.1 Introduction	71
3.2 Description du système de mesure de l'ozone par lidar	72
3.2.1 Le choix des longueurs d'onde	72
3.2.2 Description technique du système d'émission	76
3.2.3 Description technique du système de réception	79
3.2.4 Traitement des données : inversion du signal et analyse d'erreur	83
3.3 Résultats et intercomparaisons	85
3.4 Conclusion du troisième chapitre	89

<b>4. Approfondissement du rôle du courant-jet subtropical sur les échanges stratosphère-troposphère : la campagne TRACAS .....</b>	<b>91</b>
4.1 Introduction : les objectifs scientifiques de la campagne	91
4.2 Présentation générale des mesures effectuées et des moyens mis en œuvre	92
4.3 Les foliations planétaires	94
4.3.1 Observations	94
4.3.2 Le rôle des flux de mousson et de la cellule de Hadley	104
4.4 Conclusion et perspectives du quatrième chapitre	109
<b>Conclusion générale .....</b>	<b>111</b>
<b>Résumé .....</b>	<b>115</b>
<b>Abstract .....</b>	<b>117</b>
<b>Bibliographie .....</b>	<b>119</b>
<b>Symboles et abréviations .....</b>	<b>129</b>

## Introduction générale

L'ozone est un composant gazeux minoritaire de l'atmosphère, formé de trois atomes d'oxygène disposés en triangle isocèle. Il se forme par photolyse du dioxygène dans l'ultra-violet, mais il peut perdre assez facilement un de ses atomes d'oxygène, ce qui lui confère un caractère très oxydant. C'est donc un polluant nocif dont la concentration dans la troposphère mobilise l'intérêt de la communauté scientifique (Crutzen, 1973). Heureusement pour l'homme et son environnement, la plus grande partie de l'ozone atmosphérique se trouve dans la stratosphère (90%), où il joue un rôle protecteur de la vie sur terre, en absorbant les rayonnements ultra-violet émis par le soleil.

La haute troposphère est une zone de transition entre la basse troposphère, où la présence de l'ozone est donc néfaste, et la stratosphère, où c'est la diminution de l'ozone qui est néfaste, qui contribue fortement au bilan radiatif de l'atmosphère. Du point de vue des équilibres radiatifs et chimiques de l'atmosphère, la connaissance de la répartition verticale de l'ozone dans la haute troposphère est donc un problème clé concernant l'atmosphère terrestre. La variabilité de la concentration de l'ozone à ces altitudes est complexe, faisant intervenir la physico-chimie et la dynamique, à des échelles spatiales et temporelles très variables. Les échanges entre la stratosphère et la troposphère, outre l'intérêt qu'ils peuvent comporter intrinsèquement, en tant que mécanisme dynamique, s'inscrivent dans la problématique de la variabilité de l'ozone dans la haute troposphère.

On discerne deux types d'approche différents des mécanismes induisant des échanges dynamiques entre la stratosphère et la troposphère : la première approche, qui consiste en l'étude des flux à l'échelle globale des échanges stratosphère-troposphère, conduit à la notion d'un contrôle non local des échanges stratosphère-troposphère, qui, de ce point de vue, sont indépendants des processus à méso-échelle et se réduisent au pompage méridien lié à l'activité ondulatoire stratosphérique (Holton et al., 1995). Si l'on s'intéresse aux variabilités de l'ozone et aux mécanismes dynamiques à des échelles temporelles et spatiales inférieures, cette approche est inadaptée. Il convient alors d'adopter la seconde approche, qui consiste en l'étude des mécanismes à méso-échelle, influant sur les échanges stratosphère-troposphère et, par conséquent, sur l'ozone troposphérique dans la haute troposphère: l'activité des courants-jet au niveau des barrières dynamiques, la formation et la dissipation des gouttes froides, et l'activité dynamique liée à la convection tropicale. Une représentation schématique rassemble tous ces mécanismes sur la figure 1.

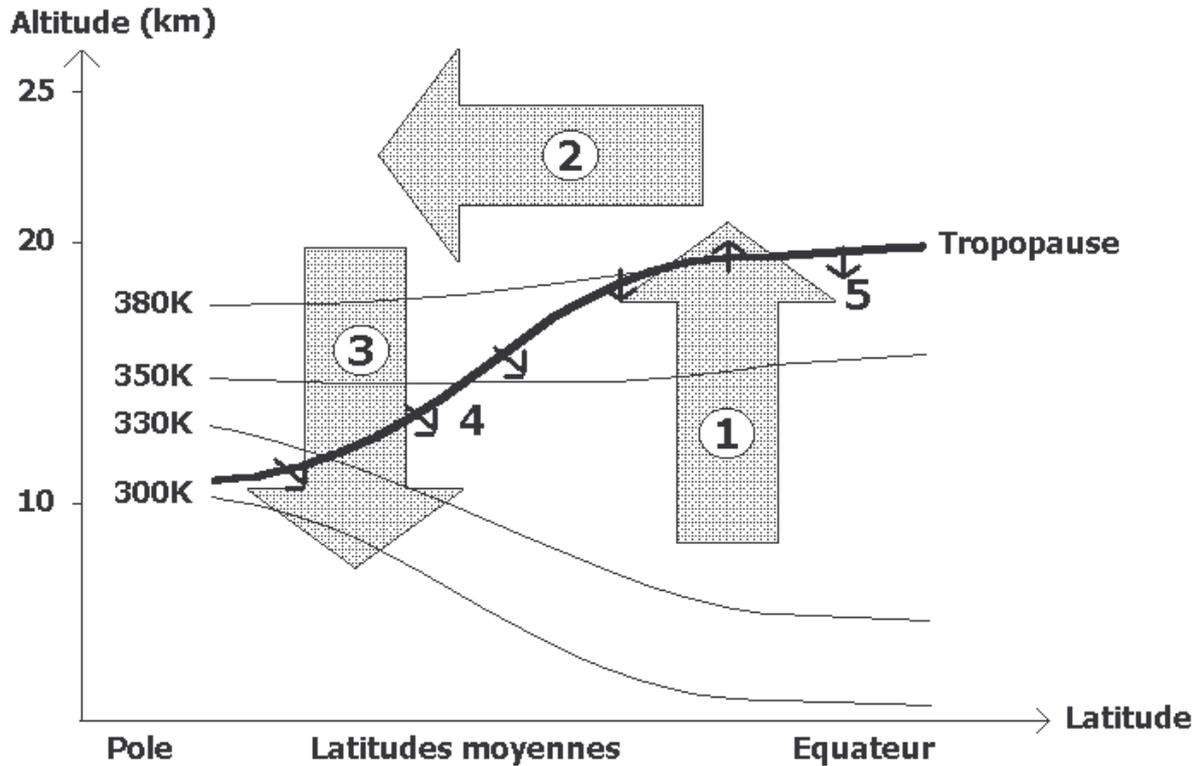


FIG. 1: Représentation schématique des mécanismes dynamiques d'échange entre la stratosphère et la troposphère, à différentes échelles. Les surfaces isentropes sont en traits fins, la tropopause en traits épais. Les mécanismes à échelle planétaire sont représentés par les grandes flèches grises: la flèche 1 représente les ascendances tropicales à grande échelle, la flèche 2 représente la circulation globale méridienne pilotée par le déferlement des ondes stratosphériques, et la flèche 3 représente les subsidences à grande échelle, ayant lieu dans les régions polaires et aux latitudes moyennes. Les mécanismes à méso-échelle sont représentés par les petites flèches noires, les flèches 4 représentent les gouttes froides et les foliations de tropopause, et les flèches 5 représentent les échanges stratosphère-troposphère à méso-échelle, associées à la convection tropicale en général (ITCZ, cyclones...).

Pressentis au début du siècle en observant les déplacements des cirrus, les courants jets, dont le principe et l'origine sont bien expliqués par la notion de vent thermique<sup>1</sup>, furent observés expérimentalement pendant la seconde guerre mondiale. Les premières sections transversales d'un courant-jet obtenues permirent d'observer une zone assez étroite de vent zonal extrêmement fort, atteignant son maximum d'intensité juste en dessous de la tropopause. L'ordre de grandeur de ces courants-jet est de quelques milliers de kilomètres longitudinalement et de quelques centaines de kilomètres transversalement, et de l'ordre du kilomètre verticalement. Palmén et Newton (1948) mirent en évidence la coïncidence entre

<sup>1</sup> Le vent thermique, différence vectorielle entre les vecteurs vents géostrophiques de deux altitudes différentes, est ainsi nommé car il est proportionnel à la température moyenne de cette couche. Étant donné la distribution spatiale de la température (qui diminue avec l'altitude et en allant de l'équateur vers le pôle), la notion de vent thermique induit un accroissement des vents d'ouest avec l'altitude dans la troposphère.

ces zones de courant-jet et les discontinuités de la tropopause, ouvrant la voie à de multiples approches de l'étude des échanges stratosphère-troposphère lié au courant-jet polaire dans le courant du XX<sup>e</sup> siècle (mesures par avion, radiosondages, mesures par télédétection), et étudié dans sa structure fine (Shapiro, 1980; Ancellet et al., 1991; Holton et al., 1995). Lorsque l'atmosphère est stable, l'atmosphère est en équilibre géostrophique, le gradient de pression s'équilibrant avec la force de Coriolis. Ce n'est pas le cas dans un courant-jet qui n'est pas un tube de vent zonal régulier, mais au contraire une zone où les masses d'air subissent des accélérations et décélérations extrêmement abruptes, des gradients horizontaux et verticaux très marqués et souvent des courbures très fortes. Près des courants-jet, des contraintes dynamiques liées à la baroclinicité<sup>2</sup> dues aux gradients de température et aux fortes accélérations de particules de masses d'air dans ces zones induisent donc des foliations de la tropopause. Ce genre de phénomène, dont l'origine est purement dynamique, peut transporter de l'air de la stratosphère, donc chargé en ozone, vers la troposphère, et donc conduire à des augmentations de la concentration d'ozone dans la haute troposphère. Ces phénomènes sont étudiés sur le courant-jet polaire depuis longtemps. Le courant-jet polaire dans l'hémisphère nord suscita d'abord l'intérêt des chercheurs, car les rejets des avions rendent critique l'équilibre physico-chimique de la haute troposphère, en particulier dans le couloir aérien qui constitue l'océan Atlantique nord. L'intérêt pour le courant-jet subtropical de l'hémisphère sud, fut plus tardif, du fait du manque relatif de données expérimentales dans ces régions, mais des analyses récentes de données de campagnes de mesures aéroportées montrèrent que les foliations subtropicales peuvent se produire et induire des échanges stratosphère-troposphère (Gouget et al., 1996, Folkins et Appenzeller, 1996).

Un autre type de mécanisme lié aux barrières dynamiques est constitué par ce que l'on appelle les gouttes froides d'altitude<sup>3</sup>. Lorsque le courant-jet est très rapide (plus de 70 m/s), sa direction est zonale. Si la vitesse du courant-jet diminue, la barrière et le courant-jet prennent une structure ondulatoire, faisant se succéder des courbures cycloniques et anticycloniques. Sous certaines conditions dynamiques, une partie du vortex polaire peut s'en détacher, former une dépression cyclonique d'altitude et migrer en direction de l'équateur (Palmen et Newton, 1969, Ancellet et al., 1994). Les mécanismes de dissipation et d'érosion diabatiques, turbulentes et convectives conduisent à une influence non négligeable de ce genre de mécanisme sur le bilan d'ozone troposphérique ( $6.5 \pm 3.5 \cdot 10^{32}$  molécules d'ozone par jour, Ancellet et al., 1994;  $1.6 \cdot 10^{33}$  molécules d'ozone par jour, Kentarchos et al., 1999). Diverses publications ont récemment reporté des cas d'étude de gouttes froides au dessus de l'océan Atlantique (Price et Vaughan, 1993), au dessus du sud-ouest de la France (Ancellet et al., 1994), en Afrique du Sud (Barsby et Diab, 1995), en Grèce (Kentarchos et al., 1998 et 1999), et en Australie (Griffiths et al., 1998).

Enfin, un dernier type de mécanisme, qui n'est pas lié aux barrières dynamiques, est susceptible d'induire de fortes vitesses verticales dans l'atmosphère dans les tropiques: les quantités importantes d'humidité et de chaleur liée à l'ensoleillement, sont à l'origine de forçages dynamiques et, à différentes échelles, des vitesses verticales importantes sont

---

<sup>2</sup> Les instabilités baroclines se développent lorsque, par ajustement à des perturbations synoptiques, les surfaces isentropes (à température potentielle constante) et isothermes (à température constante) s'inclinent par rapport aux surfaces isobares (à pression constante).

<sup>3</sup> La traduction en anglais de ce terme est "cut-off low", textuellement rupture de dépression.

induites dans et aux alentours des zones de convection tropicales, des cyclones tropicaux. On sait depuis longtemps que les zones de convections jouent un rôle fondamental dans les mécanismes de redistribution des composants produits par les feux de biomasses (Chatfield et Delany, 1990), mais des analyses récentes ont montré que les vitesses verticales induites pouvaient jouer un rôle sur le bilan de l'ozone troposphérique, par échange stratosphère-troposphère, dans des cas de nuages convectifs des latitudes moyennes à méso-échelle<sup>4</sup> (Stenchikov et al., 1996, Poulida et al., 1996), et dans des cas de convection tropicale liées à l'ITCZ (Suhre et al., 1997, Crutzen et al., 1997), de cumulonimbus (Mitra, 1996) ou de cyclones tropicaux (Rogers et al., 1990, Loring et al., 1996).

Les variations saisonnières de l'inclinaison des rayonnements du soleil par rapport à la terre, se traduisent par un abaissement des surfaces isobares dans les tropiques en hiver, et à une augmentation des gradients méridiens de température près des courants jet. L'ensemble des éléments climatologiques planétaires, la zone de convergence intertropicale, les cellules méridiennes de circulation méridienne (Hadley, Ferrel), et les courants-jet subissent donc des variations saisonnières en intensité, et surtout en position. En hiver, les courants-jet polaire et subtropical se rapprochent de l'équateur météorologique, et atteignent leur intensité maximale. La position du courant-jet subtropical oscille donc, en moyenne, entre 25 et 30° de latitude, en fonction de la saison, dans chaque hémisphère (Hastenrath, 1991).

TAB. 1: *Nombre de radiosondages effectués à la Réunion. Les techniques et la précision des mesures effectuées par radiosondage à la Réunion sont décrites dans le détail dans la partie instrumentale de la thèse de Fabienne Taupin (1997).*

Année	Nombre de radiosondages
1992	13
1993	20
1994	16
1995	17
1996	15
1997	23
1998	35 <sup>α</sup>
1999	19 <sup>β</sup>

<sup>α</sup> En 1998, 15 radiosondages supplémentaires furent effectués lors de la campagne TRACAS<sup>5</sup>.

<sup>β</sup> Nombre arrêté au 26 mai. En 1999, la fréquence devient hebdomadaire grâce au projet SHADOZ<sup>6</sup>.

<sup>4</sup> L'acronyme anglais est MCC, Mesoscale Convective Cloud.

<sup>5</sup> Piloté par Gérard Ancellet (CNRS/ SA), le projet TRACAS consiste en le déploiement de mesures pour l'étude des échanges stratosphère-troposphère par rapport au courant-jet subtropical. La partie hémisphère sud eut lieu en juillet 1998 à la Réunion et en Afrique du sud, et fait l'objet du 4<sup>e</sup> chapitre. La partie hémisphère nord eut lieu en mars 1999, avec des mesures avion dans la mer Méditerranée et dans l'océan Atlantique.

<sup>6</sup> Piloté par Anne Thompson (NASA), le projet SHADOZ consiste en la mise en place d'un réseau coordonné de radiosondages effectués à une fréquence hebdomadaire dans les régions tropicales de l'hémisphère sud (cf [http://hyperion.gsfc.nasa.gov/Data\\_services/shadoz/frame\\_links.html](http://hyperion.gsfc.nasa.gov/Data_services/shadoz/frame_links.html)).

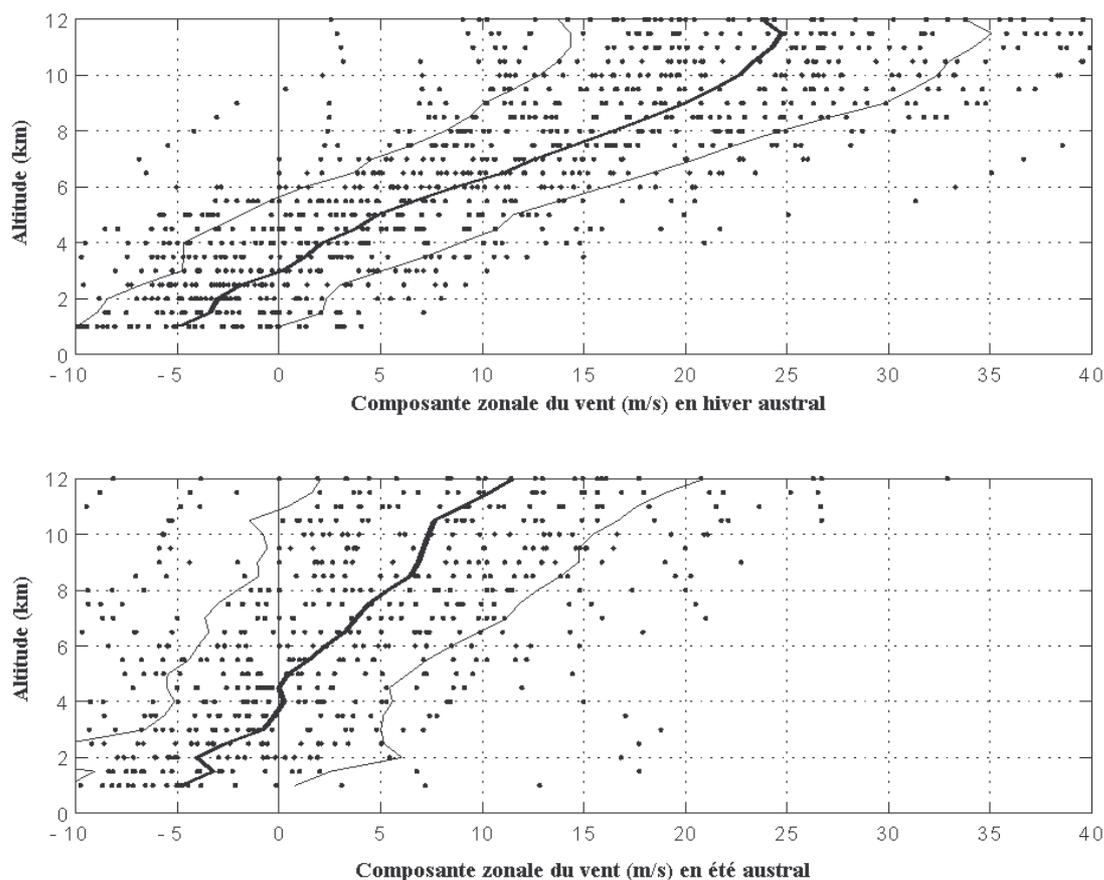


FIG. 2: Composante zonale du vent mesurée par les radiosondages-vent de Météo-France-Réunion de juin à août (en haut), et de décembre à février (en bas), au dessus de la Réunion. Une valeur négative représente un vent d'est, et positive un vent d'ouest. Les lignes épaisses représentent le profil moyen, et les lignes fines l'écart-type. Les figures ont été construites à partir d'environ 40 profils obtenus entre 1990 et 1995. Le courant-jet subtropical est très souvent présent au dessus de la Réunion pendant les mois d'hiver austral (en haut), mais beaucoup plus rarement pendant les mois d'été austral (en bas).

L'île de la Réunion est située à la position  $21^\circ$  sud,  $55^\circ$  est. Du fait de sa latitude, en hiver austral, le site de la Réunion est situé près de la barrière subtropicale de l'hémisphère sud (cf figure 2), dans la branche descendante de la cellule de Hadley. Elle est donc potentiellement sous l'influence d'échanges stratosphère-troposphère liés à la barrière subtropicale (foliations subtropicales, gouttes froides). Le site est donc idéalement situé pour les études des échanges stratosphère-troposphère liés à la barrière subtropicale en hiver, et liés à la convection tropicale en été. Du fait de sa longitude, la Réunion est située à l'est de l'Afrique et de Madagascar, dans la partie sud-ouest de l'océan Indien. Elle subit l'influence des contaminations des brûlages de biomasse, suivant un mécanisme différent des contaminations observées en basse couche en Afrique de l'Ouest, au dessus de l'océan Atlantique (cf figure 3, Chatfield et al., 1996).

L'analyse des mécanismes de contamination des feux de végétation africains et malgaches sur l'ozone à la Réunion fut l'un des premiers thèmes de recherches du LPA<sup>7</sup>, effectuant en parallèle les radiosondages à une fréquence bimensuelle depuis 1992 (cf table 1). Après l'étude de Baldy et al. (1996) mettant en évidence le rôle des feux de végétation d'Afrique de l'est et de Madagascar sur les profils d'ozone observés à la Réunion, deux thèses ont été soutenues sur ce sujet, Fabienne Taupin qui quantifia par modélisation lagrangienne<sup>8</sup> la production photochimique d'ozone pendant le transport (1997), et Tantely Randriambelo dont l'approche par analyse des observations satellitales permet de préciser les périodes et les occurrences des feux de végétation, et le rôle de la convection (1998).

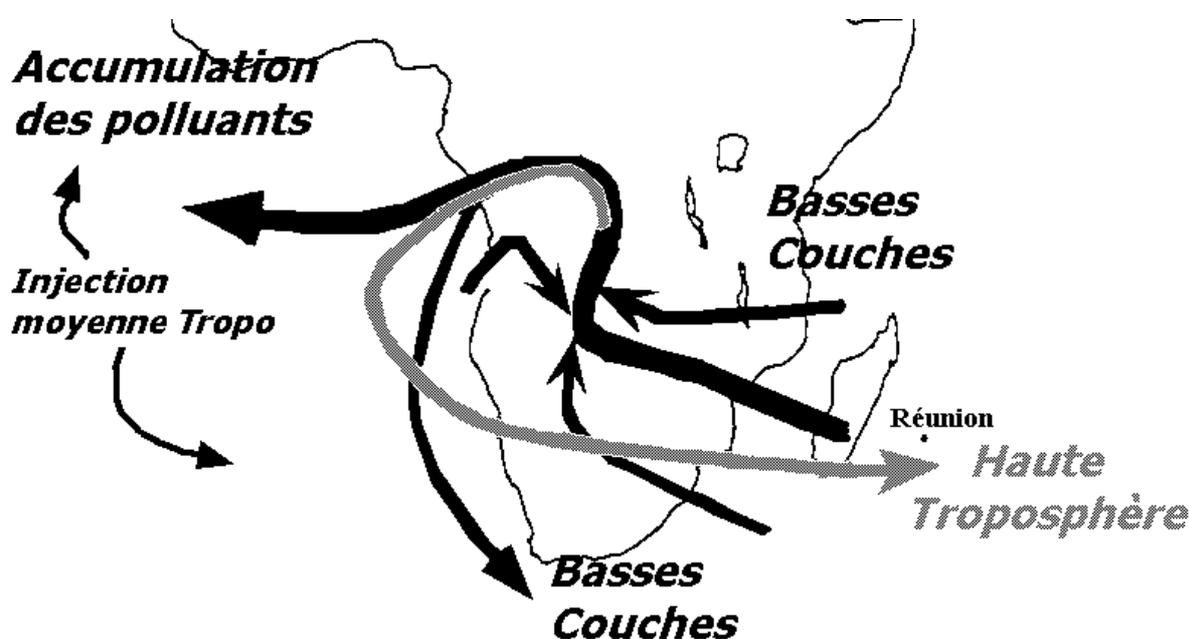


FIG. 3: Illustration du transport des masses d'air au dessus de l'Afrique. Les études menées pendant la campagne SAFARI/TRACE A<sup>9</sup> ont montré que sous l'action conjuguée des vents de moussons et des alizés, les contaminations observées en Afrique de l'ouest principalement concernent les basses couches (flèches noires). La situation de l'océan indien est différente. Les polluants injectés dans la troposphère libre sont soumis aux vents d'ouest et contaminent principalement la haute troposphère (flèches grises). Figure adaptée de Chatfield et al. (1996).

<sup>7</sup> Laboratoire de Physique de l'Atmosphère, de l'université de la Réunion, au sein duquel le travail de recherche présenté dans cette thèse a été effectué.

<sup>8</sup> La modélisation lagrangienne consiste à simuler l'évolution de la concentration d'espèces chimiques d'une masse d'air le long d'une trajectoire calculée préalablement. Travaillant en une dimension et ne prenant généralement pas en compte des mécanismes dynamiques complexes comme les échanges par diffusion et dispersion, le gain de temps de calcul par rapport à des modélisations chimie-dynamique tridimensionnelles à méso-échelle est très important.

<sup>9</sup> Les campagnes SAFARI et TRACE A sont des campagnes de mesure qui eurent lieu en Afrique en 1992, destinées à l'étude de la formation et du transport de l'ozone troposphérique à partir des émissions liées au brûlage de biomasse.

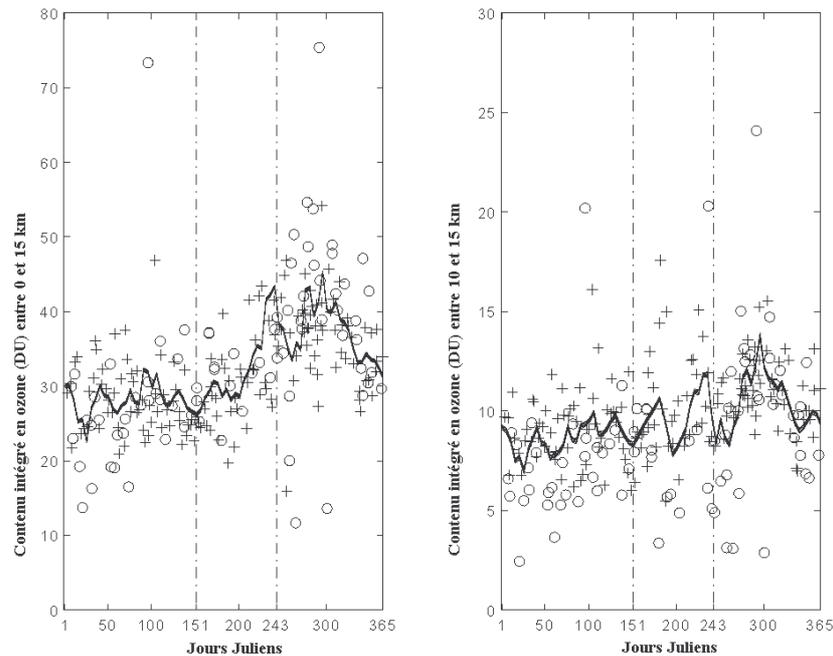


FIG. 4: *Contenus intégrés en ozone calculés à partir des radiosondages effectués à la Réunion entre 1992 et 1996 (o), et à Irene (Afrique du Sud) entre 1990 et 1993 (+), tracés en fonction des jours juliens. La figure de droite correspond à une couche troposphérique, entre 0 et 15 km, et celle de gauche à la haute troposphère, entre 10 et 15 km. 1 DU (unité Dobson) =  $2.69 \cdot 10^{16}$  molécules/cm<sup>2</sup>. Les maxima d'ozone observés à partir du mois de septembre (jour > 270) peuvent être attribués aux feux de végétation d'Afrique et de Madagascar. Les valeurs d'ozone importantes observées pendant les mois d'hiver austral (entre les deux lignes pointillées) suggère l'influence d'échanges stratosphère-troposphère.*

Certains éléments de la climatologie de l'ozone suggérant la coexistence des deux types de sources pour l'ozone troposphérique (anthropique et dynamique, cf figure 4), mon travail de thèse s'inscrit dans l'optique de l'étude des mécanismes dynamiques dans la zone clé constituée par l'intersection des surfaces 1.5 PVu<sup>10</sup> et 350 K, entre les latitudes 20 et 30° sud, et de leurs conséquences sur le bilan de l'ozone troposphérique dans les régions tropicales, près de la barrière subtropicale.

<sup>10</sup> La vorticité potentielle, dont l'unité est le PVu,  $1 \text{ PVu} = 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$ , est un paramètre dynamique permettant de distinguer l'origine troposphérique ou stratosphérique des masses d'air. Une discussion plus approfondie de ce critère est l'objet de la section 1.1 dans le premier chapitre.

Cette étude est structurée en quatre chapitres. Dans les deux premiers chapitres, l'approche des mécanismes de transfert entre la stratosphère et la troposphère est principalement basée sur l'analyse des radiosondages effectués par le LPA depuis 1992, et sur l'analyse dynamique des données de modèles globaux, ECMWF<sup>11</sup> et NMC<sup>12</sup>, le premier chapitre traitant les mécanismes liés à la barrière subtropicale et le second la convection tropicale.

Au cours de cette thèse a été installé un lidar ozone troposphérique, grâce à une étroite collaboration entre le LPA et les différentes équipes scientifiques et techniques du service d'aéronomie. Cet outil permettant de faire des mesures d'ozone à une fréquence journalière, ce qui permet un suivi des échanges stratosphère-troposphère à une échelle de temps beaucoup plus fine que les radiosondages, l'apport d'un tel instrument par rapport à la problématique de ma thèse est évidente. Les premières mesures furent acquises à la fin de ma seconde année de thèse, et je me suis donc naturellement fortement impliqué dans la mise en place, les mesures et le traitement des données du lidar ozone troposphérique. Le troisième chapitre est donc constitué par une description instrumentale détaillée, et une présentation des premiers résultats obtenus.

Dans le quatrième chapitre, nous allons exploiter ce nouvel apport important de données expérimentales obtenu dans le cadre de la campagne TRACAS, et voir en quoi les résultats obtenus viennent compléter notre connaissance des échanges stratosphère-troposphère près de la barrière subtropicale.

---

<sup>11</sup> Basé à Reading (Angleterre), le centre européen ECMWF fournit en temps réel des analyses modélisant la dynamique de l'atmosphère terrestre à l'échelle globale à partir de données d'observation de routine. Ces données consistent donc en un "mélange" de données observées, évidemment plus nombreuses sur les continents que sur les océans, et dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud, et de sorties brutes du modèle, qui sont donc ainsi initialisées (pour plus de détails sur ces données, cf <http://www.ecmwf.int/>).

<sup>12</sup> Les données NMC, produites par le laboratoire américain NCAR, sont des données de modèle dynamique à échelle globale, du même type que celles produites par le modèle du centre européen de Reading.

## Chapitre 1

# Échanges stratosphère-troposphère et courant-jet subtropical

### 1.1 Introduction : les traceurs de masses d'air stratosphériques

Pour étudier les échanges stratosphère-troposphère, il est nécessaire d'utiliser des traceurs des masses d'air qui sont suffisamment conservatifs à l'échelle de quelques jours. On utilise deux sortes de traceurs, les traceurs dynamiques, calculés à partir des paramètres météorologiques donnés par les modèles, et les traceurs chimiques, constitués par le suivi des concentrations des composés chimiques de l'atmosphère dont la durée de vie et la distribution verticale est compatible avec l'utilisation comme traceur.

La vorticité potentielle fait partie de la première catégorie de traceurs. C'est un paramètre atmosphérique dont le calcul se fait à partir de la densité volumique  $\rho$ , de la vorticité absolue  $\vec{\xi}_a$ <sup>13</sup>, et de la stabilité statique  $\vec{\nabla}\theta$ <sup>14</sup>:

$$PV = \rho^{-1} \vec{\xi}_a \cdot \vec{\nabla} \theta \quad (1.1)$$

Dans un système de coordonnées isobares (x,y,P), on peut expliciter l'équation de la vorticité potentielle (1.1) sous la forme suivante (Hoskins et al., 1985):

$$PV = -g \cdot (f\vec{k} + \vec{\nabla}_P \wedge \vec{V}) \cdot \vec{\nabla}_P \theta \quad (1.2)$$

Dans cette équation, f est le facteur de Coriolis,  $\vec{\nabla}_P$  l'opérateur gradient tridimensionnel dans le système de coordonnée (x,y,P),  $\vec{V}$  est le champ de vent et  $\theta$  la température potentielle.

<sup>13</sup> Vecteur qui mesure localement la rotation fluide et celle de la terre, la notion est un peu analogue à ce qu'est le spin d'un électron en mécanique. Sa composante verticale  $f + \vec{k} \cdot (\vec{\nabla} \wedge \vec{V}_h)$  est la plus importante pour les mouvements atmosphériques de grande échelle (Rossby, 1939).

<sup>14</sup>  $\theta$  est la température potentielle, température prise par une particule d'air amenée adiabatiquement au niveau de pression 1000 hPa. Elle se définit donc à partir de la température T et de la pression P, par la relation  $\theta = T \cdot (1000/P)^{2/7}$ .

Dans un système de coordonnées isentropes, l'équation (1.1) se met sous la forme :

$$PV = \frac{-g.(f + \bar{k} \cdot \vec{\nabla}_\theta \wedge \vec{V})}{\frac{\partial P}{\partial \theta}} \quad (1.3)$$

En l'absence de frottement et de processus diabatique, la vorticité potentielle est un paramètre conservatif, qui permet donc le suivi des masses d'air, en complément à la température potentielle qui, dans les mêmes conditions, est aussi un paramètre conservatif<sup>15</sup>. Autrement dit, lors des mélanges de masses d'air entre la stratosphère et la troposphère supposés adiabatiques pendant une foliation de tropopause, la vorticité potentielle se comporte comme un traceur matériel sur les surfaces isentropes (Danielsen, 1968).

De plus, étant donné que la vorticité potentielle est reliée à la stabilité statique, et que les surfaces isentropes sont beaucoup plus rapprochées dans la stratosphère que dans la troposphère, la vorticité potentielle a une valeur beaucoup plus importante dans la stratosphère, que dans la troposphère plus instable. Se basant sur cette idée, Reed (1955) introduit la notion de tropopause dynamique basée sur un seuil de vorticité potentielle, qui varie entre 1 et 2 PVu suivant les auteurs. Ce paramètre dynamique est donc communément utilisé pour différencier les masses d'air troposphérique et les masses d'air stratosphérique.

Le facteur de Coriolis intervient dans le calcul de la vorticité potentielle (cf équations 1.1 et 1.2). Étant proportionnel au sinus de la latitude, la vorticité potentielle, conventionnellement positive dans l'hémisphère nord, change de signe en franchissant l'équateur, et donc est négative dans l'hémisphère sud. L'utilisation de la vorticité potentielle en tant que traceur trouve donc ses limites au niveau des tropiques et est assez aléatoire en dessous de 15 degrés de latitude. A la latitude de la Réunion, l'utilisation de la vorticité potentielle est correcte, mais les seuils de détection de la stratosphère doivent être adaptés par rapport à une étude aux latitudes moyennes<sup>16</sup>. Pour la même raison, l'utilisation, dans le cadre d'études globales, de la vorticité potentielle comme critère universel de la tropopause est impossible, la vorticité potentielle étant moins opérationnelle pour les basses latitudes, on utilise donc plus l'autre paramètre conservatif, la température potentielle.

En complément des traceurs dynamiques tels que la vorticité potentielle, certains composants chimiques des masses d'air ont une durée de vie suffisante pour être conservatifs à une échelle de temps de plusieurs jours. Lorsque leur distribution verticale présente de fortes variations entre différentes couches, comme la stratosphère et la troposphère, on peut donc utiliser ces paramètres chimiques pour déterminer le caractère stratosphérique ou troposphérique de la masse d'air. Ceux que nous allons utiliser dans nos études sont l'ozone et

<sup>15</sup> Pour plus de détails sur le comportement de la vorticité potentielle et les théorèmes de conservation et d'invertibilité, lire l'étude particulièrement exhaustive de Hoskins et al., "On the use and significance of isentropic potential vorticity maps", (1985).

<sup>16</sup>  $\sin(20^\circ) = 0.34$  et  $\sin(45^\circ) = 0.70$ , soit un facteur 2 entre les valeurs que prennent le facteur de Coriolis (et donc la vorticité potentielle) à ces deux latitudes. Le maximum relatif de vorticité potentielle de 0.4 PVu observé à *Pointe-à-Pitre* (16° nord) par Gouget et al. (1996), correspondait à une signature stratosphérique près du courant-jet subtropical, mais cela n'aurait pas été le cas près du courant-jet polaire.

l'humidité. Découvert par le scientifique allemand Christian Schönbein dans la première moitié du XIX<sup>e</sup> siècle, l'ozone, bien que minoritaire, est un composé permanent naturel de l'atmosphère. L'unité de mesure de la colonne intégrée la plus communément utilisée pour la mesure de l'ozone atmosphérique est l'unité Dobson (DU). En moyenne, le contenu intégré d'ozone total dans l'atmosphère est d'environ 300 DU. Cependant, l'ozone n'est pas réparti régulièrement verticalement dans l'atmosphère, et environ 90% de la masse totale de ce gaz se trouve dans la stratosphère. Le rapport de mélange d'ozone dépasse rarement la centaine de ppbv dans la troposphère, alors qu'il est d'un ordre de grandeur de 10 à 100 fois supérieur dans la stratosphère, d'où l'expression de "réservoir stratosphérique". Le temps de vie de l'ozone est de l'ordre de la semaine dans la stratosphère et dans la troposphère libre. Du fait de sa variabilité verticale entre la troposphère et la stratosphère, et du fait du caractère conservatif à une échelle de temps de 3 à 4 semaines dans la troposphère libre, l'ozone peut donc servir de traceur chimique, par analogie au traceur dynamique qu'est la vorticité potentielle.

L'humidité peut également servir de traceur chimique des masses d'air lors des transferts entre la stratosphère et la troposphère. En effet, la stratosphère est beaucoup plus sèche que la troposphère. Une masse d'air humide dans la basse stratosphère aura donc de bonnes chances d'avoir une origine troposphérique et inversement, une masse d'air très sèche dans la haute troposphère est sans doute d'origine stratosphérique, surtout si l'humidité est nettement anticorr l e avec l'ozone. L'utilisation de la vapeur d'eau est utile comme traceur complémentaire, mais est limitée par la difficulté de la prise en compte de l'activité nuageuse. De ce fait, lors des campagnes de mesures aéroportées, l'utilisation du monoxyde de carbone CO est souvent mieux adaptée.

## 1.2 Les foliations subtropicales

### 1.2.1 Les foliations de tropopause : concepts et études existantes.

Les foliations de tropopause apparaissent près des courants-jet par réponse aux contraintes dynamiques liées à la baroclinicit  et aux forts gradients horizontaux de température et de vent. Un courant-jet dont l'origine se réduirait à l'ajustement des masses d'air liées aux circulations de Hadley-Ferrel serait un tube de vent zonal et assez stable sur une longue période. Cette notion est assez loin de la réalité, et des zones de maximum de vent, couramment appelées "jet-streak" apparaissent très fréquemment à l'intérieur des courants-jet, ainsi que des zones de discontinuité des différents champs météorologiques (vent, température), les fronts d'altitude (Cammass, 1988). Pour estimer les contributions géostrophiques et agéostrophiques dans les systèmes jet-front, deux théories ont été développées, dans l'optique d'étude du courant-jet polaire de l'hémisphère nord, le quasi-g ostrophisme et le semi-g ostrophisme.

Dans la théorie quasi-géostrophique, la composante zonale du vent est en équilibre géostrophique avec le gradient de pression méridien, on néglige les effets de la circulation moyenne méridienne dans l'équation de moment zonal (excepté le terme de Coriolis), et dans l'équation de l'énergie thermodynamique, (excepté le terme de stabilité statique). Cela revient

à considérer les mouvements de grande échelle horizontale, où les accélérations sont petites et calculées sur le vent géostrophique, et les effets de courbure sont négligés, ce qui impose l'équilibre des champs de vent et de température à travers l'équation du vent thermique (Charney et Phillips, 1953). Cette théorie, dans laquelle les particules ne subissent que des déplacements géostrophiques dans un champ de vent géostrophique, ne prend donc pas en compte les ajustements de température nécessaires à bien expliquer la dynamique des "jet-streaks" dans les systèmes jet-front (Hoskins, 1975). Pour remédier à ce problème, Hoskins propose le passage à une théorie semi-géostrophique, dans laquelle les advections agéostrophiques transverses au courant-jet, le long du front, sont prises en compte dans les advections horizontales. L'approximation des quantités de mouvement géostrophiques permet alors une représentation plus réaliste de la dynamique au voisinage du front.

On introduit ainsi la notion de vent agéostrophique défini comme l'écart entre le vent réel  $\vec{V}$  et le vent géostrophique  $\vec{V}_g$ , et s'écrivant sous la forme :

$$\vec{V}_{ag} = \vec{V} - \vec{V}_g = \frac{1}{f} \vec{k} \wedge \frac{d\vec{V}}{dt} \quad (1.4)$$

$\vec{k}$  étant le vecteur unitaire vertical.

Les circulations agéostrophiques se composent de mouvements transverses horizontaux, et, par ajustement des masses d'air, de mouvements verticaux, qui composent ce qu'on appelle communément les "quadrants de Shapiro" (Shapiro et Kennedy, 1981). La figure 1.1 représente schématiquement une coupe horizontale au niveau d'un jet-streak zonal sans courbure ni advection thermique. Généralement, les jets-streak se déplacent vers l'est, dans la même direction que les champs de vent, mais la vitesse des particules est supérieure à la vitesse de déplacement du jet-streak<sup>17</sup>. On peut donc ainsi distinguer une zone d'entrée en amont du jet-streak, et une zone de sortie en aval. Dans la zone d'entrée, les particules s'accélèrent et entraînent le resserrement des isohypses. Le phénomène inverse a lieu en sortie, sous l'action de la décélération des particules. Des circulations agéostrophiques transverses au courant-jet sont ainsi générées, ainsi que des zones de convergence et de divergence horizontales, de chaque côté du courant-jet, en entrée et en sortie. Par conservation, des circulations verticales sont donc induites, subsidentes au dessus des zones de divergence et ascendantes au dessus des zones de convergence (cf figure 1.2).

Ces vitesses verticales sont à l'origine de forçage dynamique sur la tropopause (descente, déformation, foliation), en particulier en sortie sur la face cyclonique, zone qui a le caractère le plus frontogénétique<sup>18</sup>. Tous ces mécanismes dynamiques dont la théorie vient d'être décrite ont été étudiés près du courant-jet polaire. Conçues uniquement d'une manière théoriques au départ, elles ont été observées expérimentalement récemment à partir de données par avion, par utilisation de la forme lagrangienne sur une surface isentrope pour le calcul du terme d'accélération dans la définition du vent agéostrophique (Prater, 1996).

<sup>17</sup> Par analogie électromagnétique, cela correspondrait à une onde dont la vitesse de phase serait supérieure à la vitesse de groupe.

<sup>18</sup> En effet, dans la zone de sortie, les circulations transverses et les circulations verticales secondaires tendent à augmenter les gradient horizontaux et verticaux de température potentielle, et donc à favoriser les développements frontogénétiques.

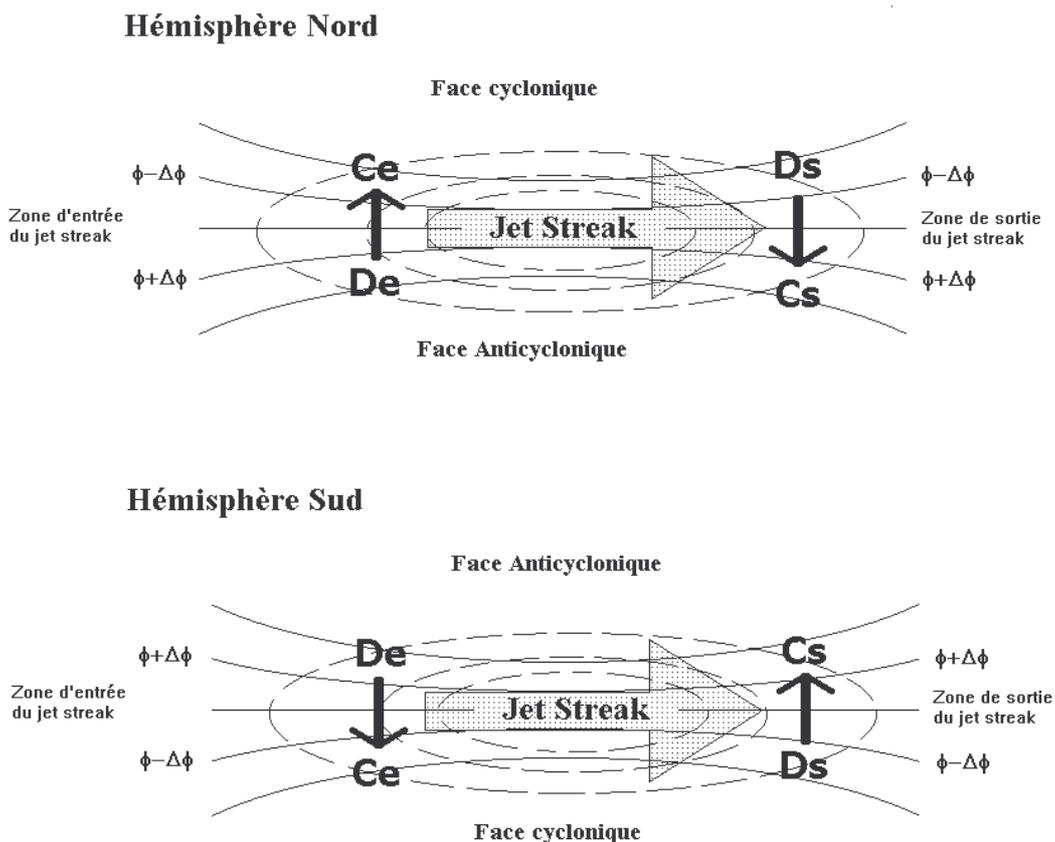


FIG. 1.1: Représentation schématique, pour les deux hémisphères, des mouvements horizontaux agéostrophiques (flèches noires) associés aux zones de divergence et de convergence en entrée (De et Ce) et en sortie (Ds et Cs) d'un jet streak, sans effet de courbure ni d'advection thermique. Les lignes continues représentent l'altitude géopotentielle de la surface isobare, et les tiretés les isotaques<sup>19</sup>. Figure inspirée de Shapiro et Kennedy (1981).

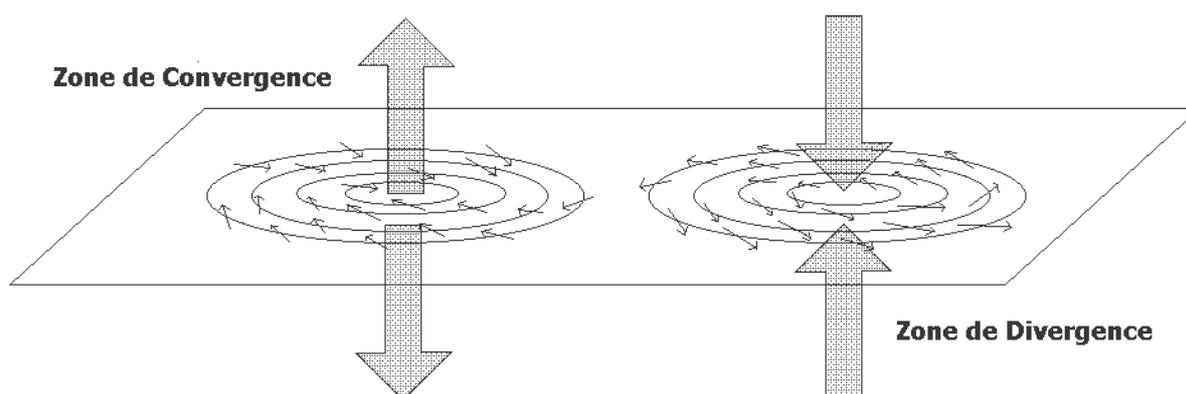


FIG. 1.2: Représentation schématique des circulations verticales induites, par continuité, au dessus des zones de convergence et de divergence dans l'hémisphère sud (Pour l'hémisphère Nord, les sens de rotations sont inversés mais les mouvements verticaux sont induits de la même façon).

<sup>19</sup> Les lignes isotaques sont les isocontours de la vitesse du vent.

TAB. 1.1: *Différentes estimations du flux stratosphère-troposphère d'ozone lors de foliations de tropopause survenues près du courant jet polaire. L'importante dispersion des valeurs est liée à la diversité des méthodes de calcul, du lieu géographique, et de la période de la foliation étudiée (Mancier, 1998).*

Auteur	Méthode	Période	Flux d'ozone (x 10 <sup>32</sup> molec./ jour)
Ancellet et al. (1991)	Lidar ozone + trajectoire	Mars	10.0
Ancellet et al. (1994)	Lidar ozone + trajectoire	Novembre	6.5
Lamarque et Hess (1994)	Modélisation à méso-échelle	Février	1.8
Spaete et al. (1994)	Modélisation à méso-échelle	Février	7.9
Vaughan et al. (1994)	Radiosondage + trajectoire	Octobre	4.0
Ebel et al. (1996)	Modélisation à méso-échelle	Avril/Mai	10.4
Langford et al. (1996)	Lidar ozone	Octobre	5.5

L'apport d'ozone troposphérique par une foliation de tropopause a été évalué par différents auteurs, et différentes méthodes (cf table 1.1). Une thèse récemment soutenue au Service d'Aéronomie par Christelle Mancier (1998) avait pour objet la caractérisation de l'occurrence de foliations de tropopause, à partir de bases de données de radiosondages effectués dans différents sites de mesures principalement dans les latitudes moyennes de l'hémisphère Nord. L'algorithme de détection automatique de foliations de tropopause a permis d'établir la fréquence de ces événements, qui varie entre 5 et 10% en fonction des sites de mesure, et qui est maximale entre le printemps et l'été. Un autre point important : certains sites, qui sont situés en bordure sud de l'influence du courant-jet polaire, plutôt que de voir leur pourcentage se situer dans la fourchette basse (car moins soumis à l'influence du courant-jet polaire), se situent dans la fourchette haute, et ont des occurrences d'événements plus élevées que prévu. Ce point sous-entend une possible implication du courant-jet subtropical.

La question de savoir ce qui se passe pour le jet subtropical, si les théories des circulations agéostrophiques s'appliquent de la même façon que près du courant-jet polaire, se pose alors. Peut-on imaginer un concept de foliation de tropopause subtropicale, similaire, ou en tout cas proche du concept de foliation de tropopause polaire, lié aux circulations agéostrophiques près des zones frontales associée au courant-jet polaire? Plusieurs aspects théoriques sont à prendre en considération. Lorsque l'on se rapproche de l'équateur, le facteur de Coriolis tend vers zéro, et les concepts de géostrophisme (et donc de circulations agéostrophiques) ne s'appliquent plus. Pour la même raison, le concept de vorticité potentielle n'a pas de sens sous l'équateur. Des analyses basées sur ces concepts risquent donc d'être très perturbées en deçà de 15-20 degrés de latitude. A la latitude de la Réunion (21° sud), une

analyse qualitative est possible, mais la comparaison (quantitative) aux paramètres observés lors d'une foliation polaire devra être menée avec précautions. Un autre point théorique que l'on peut souligner est la différence de nature entre le courant-jet subtropical de l'hémisphère sud, et le courant-jet polaire de l'hémisphère nord. Les principales chaînes de montagnes sont situées dans l'hémisphère nord, l'hémisphère sud étant principalement océanique. Le courant-jet subtropical de l'hémisphère sud est donc en théorie plus stable et plus régulier que le courant-jet polaire, ce qui peut avoir des implications sur les mécanismes d'apparition et de fréquence des foliations. Enfin, les conditions de stabilité, d'humidité, et météorologiques sont fondamentalement différentes. Dans les basses couches, qui sont très humides au dessus de la Réunion<sup>20</sup>, le flux d'alizés de sud-est est relativement constant, même s'il est perturbé par les passages de fronts et dépend de la position de l'anticyclone des Mascareignes, qui pourra faire varier le courant d'alizés de sud, à est. Une zone d'inversion des vents est située généralement à l'altitude 4-5 km, et est souvent corrélée à une inversion thermique (Taupin, 1997). La couche située au dessus de cette zone est sous l'influence d'un courant d'ouest, plus ou moins fort en fonction de la position, de la direction et de l'intensité du courant-jet subtropical. La troposphère libre est donc soumise à des cisaillements de vents importants et très constants, ce qui, compte tenu des conditions d'humidité très différentes que celles concernant les régions tempérées de l'hémisphère Nord, peuvent influencer sur les conditions de stabilité et de frontogénèse. Ces éléments suggèrent une nature différente des mécanismes dynamiques qui induisent des instabilités dans les moyennes latitudes (via la frontogénèse d'altitude associée au courant-jet), et dans les latitudes tropicales les transferts peuvent subir l'influence des régimes de Walker et de Hadley, à grande échelle, et, à plus petite échelle, des vents de mousson, d'alizés, et de convection tropicale.

Un élément de réponse est apporté par l'étude de Ramond et al. (1981). Ramond et al. étudièrent la signature radiative du courant-jet polaire dans le cas d'étude du 14 juillet 1978 dans le nord de l'Europe. Le courant-jet présentait une forte courbure cyclonique, et le maximum de radiance observée dans le canal vapeur d'eau de Meteosat se situait au sud de la courbure cyclonique, au niveau du jet-streak. Les valeurs de radiances dans la face cycloniques étaient élevées, mais pas maximales. Or, Reiter (1963) à l'aide de son modèle dynamique d'advection, avait établi que les zones de fortes températures de brillance correspondant aux zones de convergence à l'altitude du courant-jet, et les zones de faible température de radiance correspondaient aux zones de divergence. Ce schéma théorique fut confirmé, dans le cas du courant-jet subtropical, par Martin et Salomonson (1970) à partir d'observations du champ de radiance dans la bande 6  $\mu\text{m}$ . Les observations de Ramond et al. ne coïncident donc pas exactement à ces schémas. L'observation détaillée des signatures radiatives, des analyses dynamiques dans des plans verticaux, et divers calculs de transfert radiatif permirent aux auteurs d'aboutir à la conclusion que les zones frontales baroclines avaient une pente moins importante, et étaient moins étendues dans le cas du courant-jet subtropical que dans le cas du courant jet polaire, ce qui pourrait, d'après les auteurs, expliquer un potentiel moindre pour les transferts verticaux entre la stratosphère et la troposphère dans le cas du courant-jet subtropical.

---

<sup>20</sup> Plus de 60% d'humidité relative au sol en hiver austral, et régulièrement plus de 80% en été au dessus du site de la Réunion.

Récemment, de nouvelles observations dans les régions subtropicales remettent en cause ces conclusions. Folkins et Appenzeller (1996) ont observé des variations très abruptes d'ozone et de vorticité potentielle en dessous du courant-jet subtropical, lors d'un vol entre la Californie et Tahiti pendant de la campagne de mesure AASE II<sup>21</sup>. Au même moment, Gouget et al. identifièrent également des pics d'ozone dans la haute troposphère au dessus de *Pointe-à-pitre* pendant la campagne TROPOZ II<sup>22</sup>. Leur étude diagnostique basée sur l'analyse des données ECMWF, des données satellitaires, et des données expérimentales (radiosondage et avion) a permis de mettre en évidence un cas de foliation de tropopause associée au courant-jet subtropical, conduisant à un apport d'ozone d'environ 25 ppbv à l'altitude 8 km.

La Réunion étant située à proximité du courant-jet subtropical en hiver austral, l'étude des phénomènes de foliations subtropicales y est donc appropriée, et fera l'objet des prochains paragraphes. Une première étude d'un événement survenu le 10 août 1993 va nous permettre de caractériser les liens entre l'anomalie de vorticité potentielle, les phénomènes dynamiques agéostrophiques lié à une foliation subtropicale.

### 1.2.2 Foliation subtropicale et circulations agéostrophiques

Le cas d'étude développé dans cette section est une foliation subtropicale qui s'est formé aux alentours du 10 août 1993, entre les îles de la Réunion et de Madagascar. L'analyse des circulations agéostrophiques de cet événement relativement complexe va nous permettre de comprendre les mécanismes qui ont conduit à un développement frontogénétique, et à une perturbation synoptique barocline débouchant sur une foliation subtropicale à l'origine d'une augmentation de la colonne totale d'ozone d'une vingtaine d'unités Dobson.

Entre le 7 et le 9 août 1993, les données ECMWF<sup>23</sup> permettent de constater que pendant cette période, la Réunion se trouve à proximité de la barrière subtropicale, dont le bord forme, à l'échelle synoptique, une onde qui se propage zonalement (cf figure 1.3). Au fil des jours, la courbure se creuse, l'anomalie s'intensifie et se propage vers l'est. Le 10, les valeurs de vorticité potentielle sur la surface isentrope 330K sont supérieures à 2 PVu, entre les îles de la Réunion et de Madagascar. L'accentuation à l'échelle synoptique de la structure ondulatoire favorise l'effet de courbure, et la descente d'air stratosphérique. Le niveau isentrope 330 K est largement troposphérique dans les tropiques, et la valeur 2 PVu indique sans ambiguïté une origine stratosphérique. Ensuite, la dissipation et la propagation vers l'est s'accélérent et le 12, l'anomalie ne concerne plus la Réunion.

<sup>21</sup> AASE II est une campagne de mesure américaine qui eut lieu en 1991-1992 (Gaines et al., 1992), avec quelques vols aux latitudes subtropicales analysés par Folkins et al. (1995 et 1996).

<sup>22</sup> TROPOZ est une campagne de mesures aéroportées menées dans l'océan Atlantique en 1991 par le laboratoire d'aérologie (Toulouse) dans le but d'établir les distributions méridiennes des principaux composés troposphériques (Jonquières, 1996).

<sup>23</sup> Les données utilisées sont les harmoniques sphériques T213, avec la résolution de 0.75° en latitude et en longitude, sur 15 niveaux verticaux (1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30 et 10 hPa). Les paramètres de base extraits sont les composantes horizontales et verticales du vent, la température, l'humidité relative, la hauteur géopotentielle. Les autres paramètres (température potentielle, vorticité potentielle, vent géostrophique et agéostrophique...etc) sont calculés directement à partir des paramètres de base.

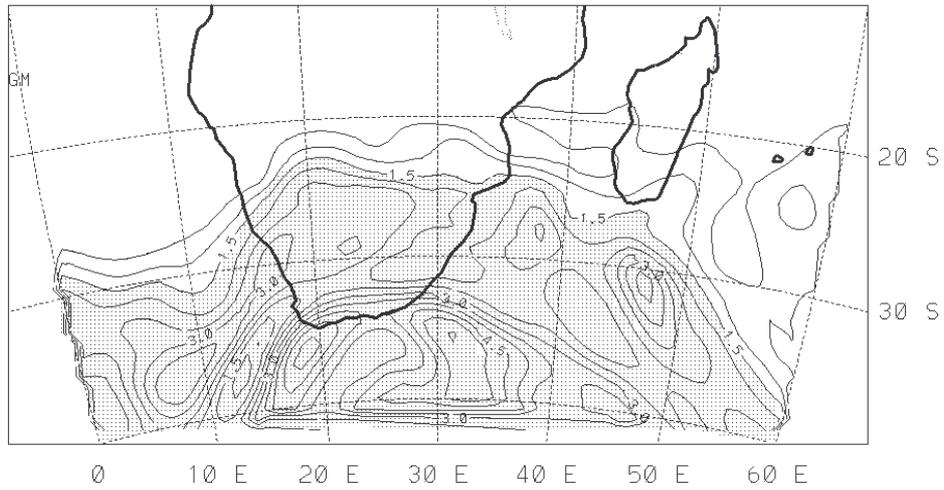
Les calculs de rétrotrajectoires<sup>24</sup> confirment l'origine stratosphérique de la masse d'air (cf figure 1.4), ainsi que des transports dans le plan horizontal depuis le réservoir stratosphérique des latitudes moyennes. En effet, la masse d'air qui était le 10 août 18h au centre de l'anomalie (350 hPa, 325K, 2PVu) était 24 heures plus tôt au sud de l'Afrique du sud, au niveau 250 hPa, 330 K, et 3 PVu (cf figure 1.4). Les calculs de vorticité potentielle le long de la trajectoire indiquent une décroissance de la vorticité potentielle au cours du transport subsident, sur un niveau isentrope à peu près constant, entre 325 et 330 K, peut-être liée à des mécanismes d'érosion et de mélange turbulent. Cependant, le niveau de vorticité potentielle reste dans une gamme de valeur stratosphérique, supérieure à 1.5 PVu.

Le champ d'humidité relative le 10 août à 12 heures TU montre de fortes valeurs d'humidité, au sud de la Réunion, aux alentours de 25° sud, 55° est (cf figure 1.5). Cette zone correspond au front d'altitude qui se déplace vers l'est au cours du temps. En arrière de ce front (à l'ouest), les valeurs très faibles d'humidité sont en accord avec l'origine stratosphérique de la masse d'air.

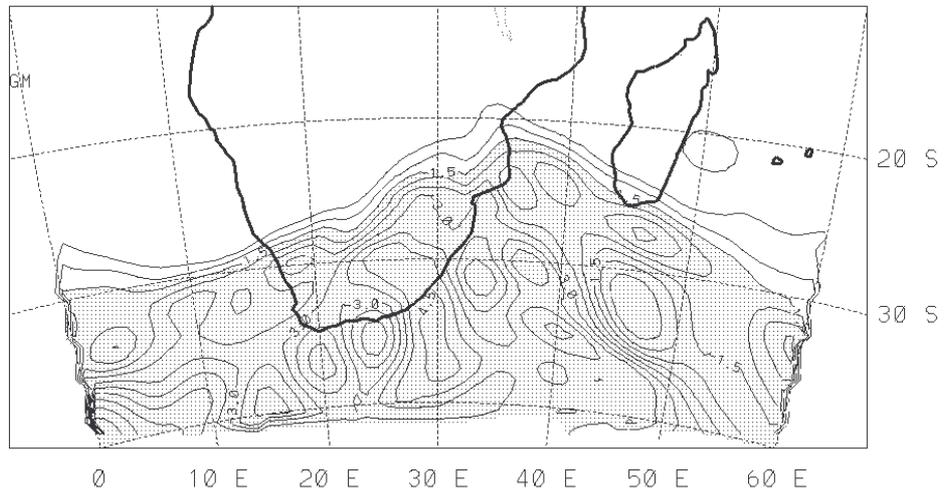
---

<sup>24</sup> Le calcul des trajectoires se fait directement à partir du champ de vent tridimensionnel ECMWF. A chaque point de la trajectoire, les valeurs des composantes du vent (zonale, méridienne et verticale) sont interpolées linéairement dans le plan horizontal, et dans le temps, et suivant le logarithme de la pression dans le plan vertical. La trajectoire est ensuite reconstituée par détermination itérative (le pas de temps étant choisi, entre 5 et 10 minutes) de l'advection de la particule d'air soumise au champ de vent. Il existe d'autres méthodes de calcul de trajectoires (isobares, isentropes). A l'échelle synoptique, Kuo et al. (1985) a montré que la méthode que nous utilisons est bien adaptée à l'étude des déplacements des masses d'air à l'échelle synoptique. Les trajectoires présentées dans cette section ont été calculées pendant mon stage de DEA (mai 1995), avec le code d'Yves Pointin (Laboratoire de Météorologie Physique, LaMP, Clermont Fd), et celles présentées dans les autres cas d'étude ont été calculées avec un code de calcul utilisant la même méthode, mis au point dans le langage de programmation Matlab au cours de ce travail de thèse. Diverses intercomparaisons montrent un bon accord entre les deux codes.

CARTE DE VORTIC. PØT. LE 7/08/1993 A 12 H THETA = 330 K



CARTE DE VORTIC. PØT. LE 8/08/1993 A 12 H THETA = 330 K



CARTE DE VORTIC. PØT. LE 9/08/1993 A 12 H THETA = 330 K

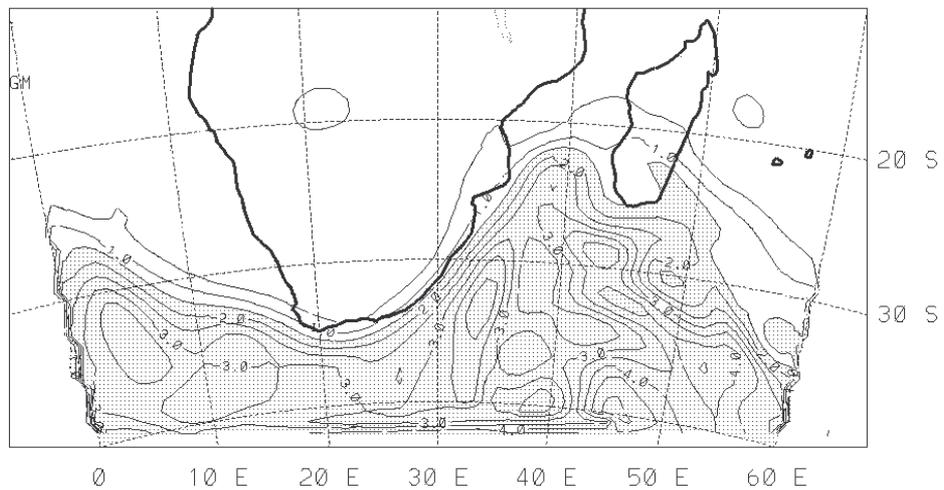
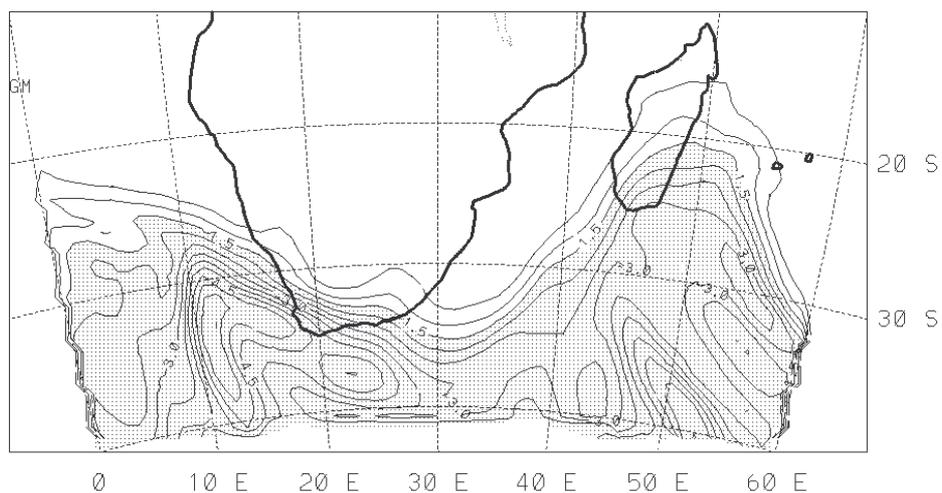
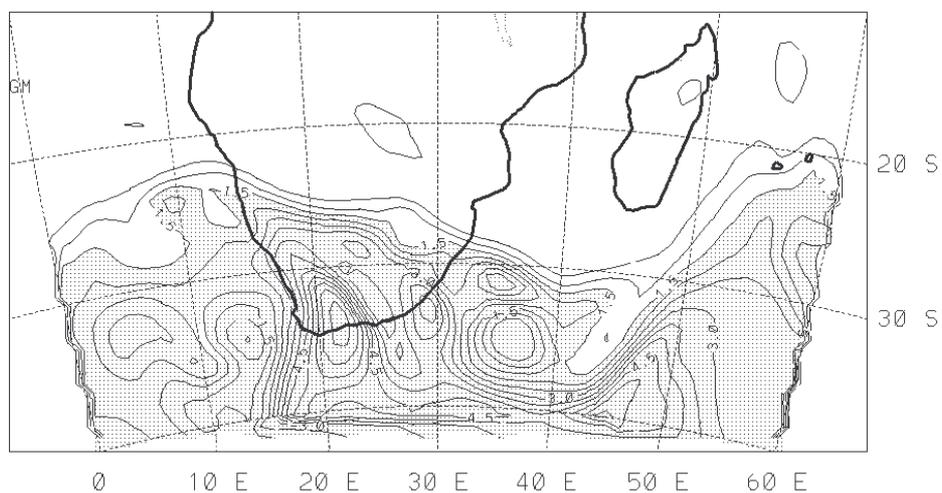


FIG. 1.3: Anomalie de vorticité potentielle sur la surface isentropique 330 K, du 7 au 9 août 1993. Les valeurs supérieures à 1.5 PVu ont été grisées.

CARTE DE VORTIC. PØT. LE 10/08/1993 A 12 H THETA = 330 K



CARTE DE VORTIC. PØT. LE 11/08/1993 A 12 H THETA = 330 K



CARTE DE VORTIC. PØT. LE 12/08/1993 A 12 H THETA = 330 K

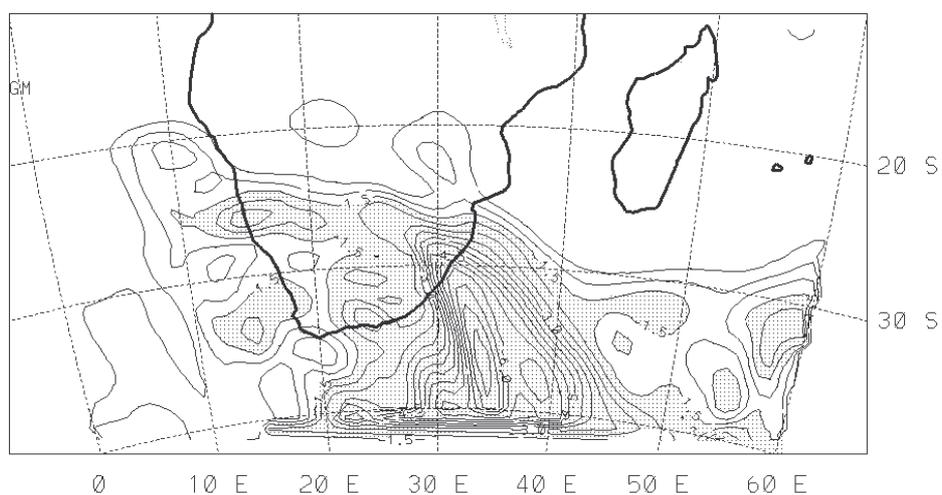
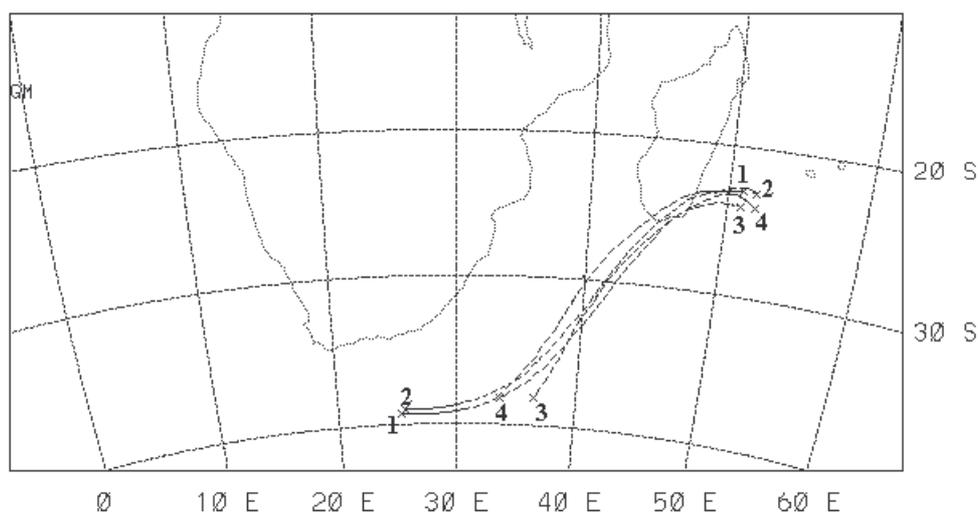


FIG. 1.3: (suite) du 10 au 13 août 1993.

A



B

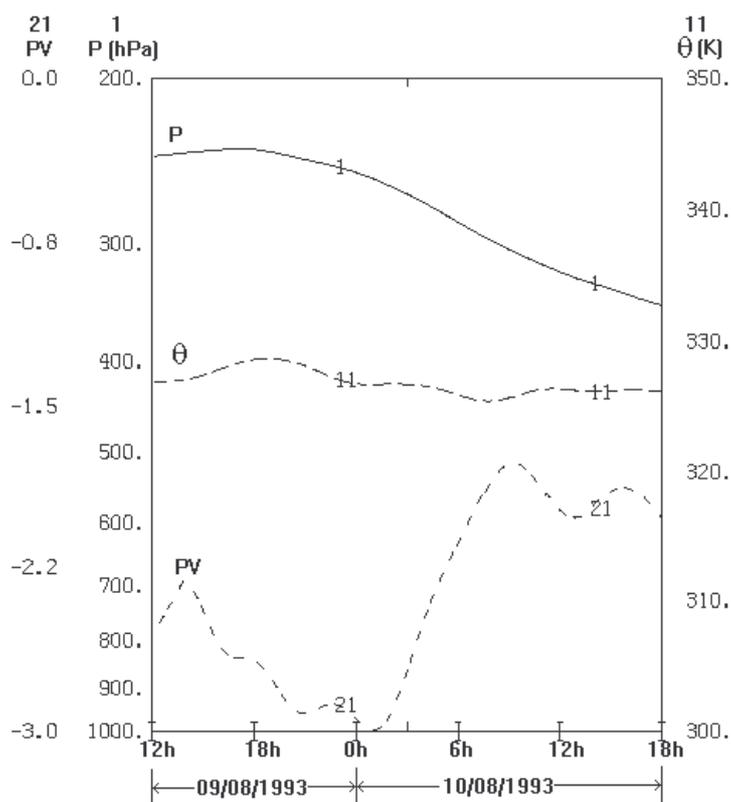


FIG. 1.4: Rétrotrajectoires calculées à partir du centre de l'anomalie de vorticité potentielle le 10 août 1993. Les pressions de départ et d'arrivée le long des trajectoires 1,2,3, et 4 sont respectivement (242, 350 hPa), (241,350 hPa), (278,400 hPa),et (267, 400 hPa). La figure A représente le projeté sur un plan horizontal des trajectoires tridimensionnelles, les subsidences étant représentées par des pointillés et les ascendances par les lignes continues. La figure B représente l'évolution au cours du temps du niveau de pression, de la température potentielle et de la vorticité potentielle le long de la trajectoire 1 de la figure A.

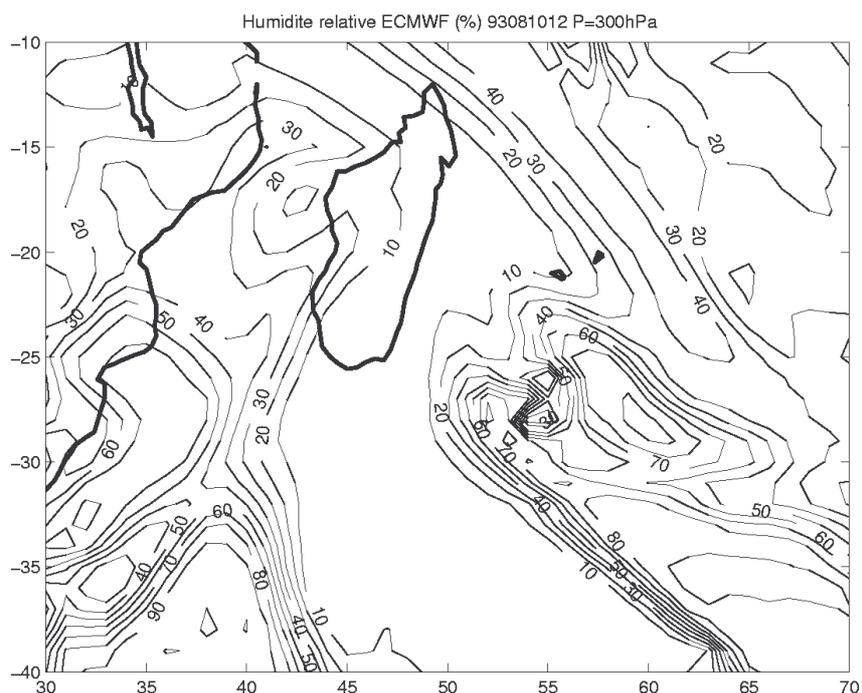


FIG. 1.5: Humidité relative sur la surface isobare 300 hPa. Le front d'altitude est caractérisé par de fortes valeurs d'humidité relative, le long de la ligne 50°est, 25°sud - 65°est, 40°sud. La masse d'air riche en vorticité potentielle coïncide avec une zone très sèche en arrière du front.

Le champ de vent sur la surface isobare 300 hPa permet de détailler la structure du courant-jet qui matérialise la structure ondulatoire de la barrière subtropicale (cf figure 1.6). Le 10 août 1993, deux "jet streaks" apparaissent, l'un autour de 25° sud, 40° est (JS1), et le second autour de 25° sud, 55° est (JS2). Leur intensité est assez importante, 50 m/s pour le premier et 60 m/s pour le second. Le 10 août, La Réunion se situe donc dans la courbure cyclonique, sous l'influence de la zone de sortie du premier jet streak, et sous l'influence de l'entrée du second.

CARTE DE VECTEUR VENT LE 10/08/1993 A 12 H PRESS = 300 MB  
+ VITESSE VENT

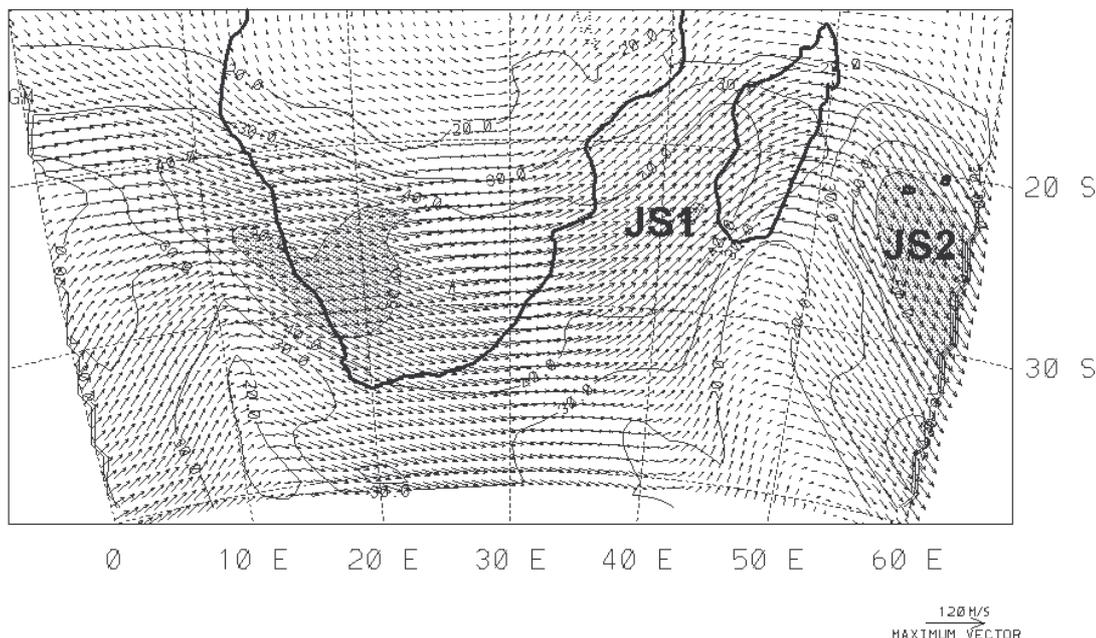


FIG. 1.6: Champ de vent horizontal sur la surface isobare 300 hPa.

Les courbures sont à l'origine de contributions agéostrophiques qui viennent s'ajouter aux circulations transverses qui étaient uniquement liées aux seules accélérations-décélérations en entrée et en sortie des jet streaks. Dans un système de coordonnées naturelles<sup>25</sup>, ces corrections peuvent s'écrire sous la forme suivante (Triplet-Roche, 1986) :

$$u_s = -\frac{1}{f} u_g \cdot \left( \frac{\partial v_g}{\partial x} \right)_p \quad (1.5)$$

et

$$v_s = +\frac{1}{f} u_g \cdot \left( \frac{\partial u_g}{\partial x} \right)_p \quad (1.6)$$

L'équation (1.5) correspond à une correction parallèle à Ox, et donc parallèle au vent et aux lignes isohypses<sup>26</sup>. Cette correction longitudinale<sup>27</sup> est liée à la courbure des isohypses.

<sup>25</sup> Lié à la masse d'air, Ox est dirigé tangentiellement, dans la direction du vent, et Oy est perpendiculaire à la vitesse horizontale, orienté positivement vers la gauche

<sup>26</sup> Les isohypses sont les lignes de niveau des surfaces isobares.

<sup>27</sup> On trouve souvent l'équation (1.5) sous la forme  $u_s = -\frac{1}{f} \cdot \left( \frac{u_g^2}{R} \right)$ , R étant le rayon de la courbure du courant-

jet (Shapiro et Kennedy, 1981). En effet, il est possible de démontrer que  $\partial v_g / \partial x = u_g / R$ , en écrivant le vent géostrophique en deux points très proches, en fonction de l'abscisse curviligne et de l'angle au centre de l'arc pris entre ces deux points, et en le faisant tendre vers zéro.

Dans l'hémisphère sud, le facteur de Coriolis  $f$  est négatif, et dans le cas d'une courbure cyclonique, ce qui est le cas près de la Réunion dans l'événement du 10 août 1993,  $\partial v_g / \partial x$  est négatif. Dans ce cas, il en résulte que le vent corrigé, somme du vent géostrophique et de la correction de courbure est moins rapide que le vent géostrophique. La correction est donc dans le sens inverse au sens du vent dans le jet streak, et aboutit à de nouvelles zones de convergence et de divergence, qui vont se superposer à celles originaires des circulations transverses (cf figure 1.7). Si ces zones coïncident avec celles induites par les circulations transverses, alors les mouvements verticaux seront amplifiés et les foliations de tropopause favorisées.

Le champ de vent agéostrophique sur l'isobare 300 hPa le 10 août 1993 permet de bien voir l'influence de chaque mécanisme (cf figure 1.8). La circulation longitudinale liée à la courbure est particulièrement influente dans la partie la plus au Nord de l'anomalie de vorticité potentielle, avec une composante agéostrophique d'est de plus de 40 m/s. La zone de divergence induite par la courbure aux alentours de 20  sud, 50  est, a été renforcée par le courant agéostrophique de nord-est aux alentours 22  sud, 58  est, produit par la circulation agéostrophique transverse en entrée de JS2. Les circulations agéostrophiques transverses associées à JS1 sont visibles sur le champ de vent agéostrophique (courant de nord-ouest aux alentours de 30  sud, 25  est, en entrée de JS1, et courant de sud est aux alentours de 15  sud, 40  est, en sortie de JS1), mais semblent être trop éloignées de l'anomalie de vorticité potentielle pour avoir joué un rôle important.

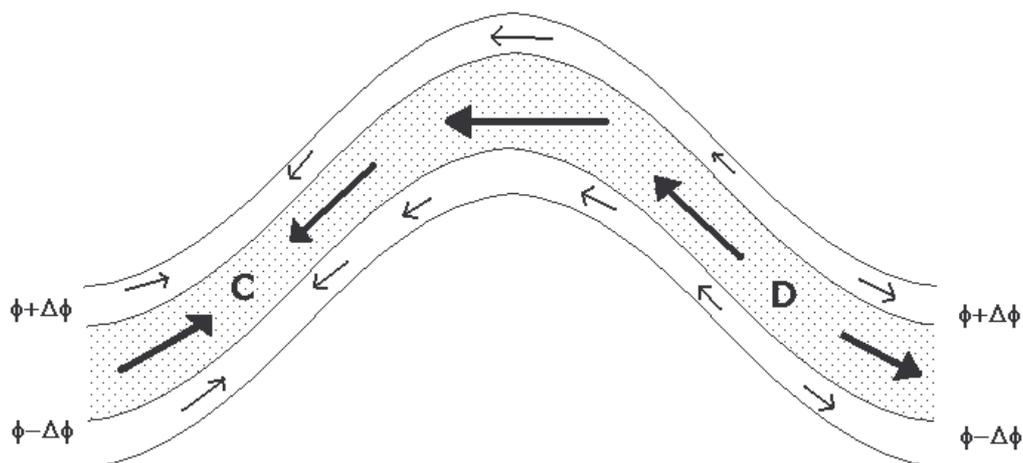


FIG. 1.7: Représentation schématique des zones de convergence (C) et de divergence (D), et des circulations agéostrophiques longitudinales (flèches noires) induites sur une surface isobare dans le cas d'une courbure cyclonique du courant-jet dans l'hémisphère Sud. Les lignes continues représentent les isohypses et les parties grisées les zones ou le vent est maximal (supérieur à 40 m/s). Schéma adapté pour l'hémisphère sud à partir de Shapiro et Kennedy, (1981).

CARTE DE VENT AGEOST. LE 10/08/1993 A 12 H PRESS = 300 MB  
+ VIT. AGEOST.

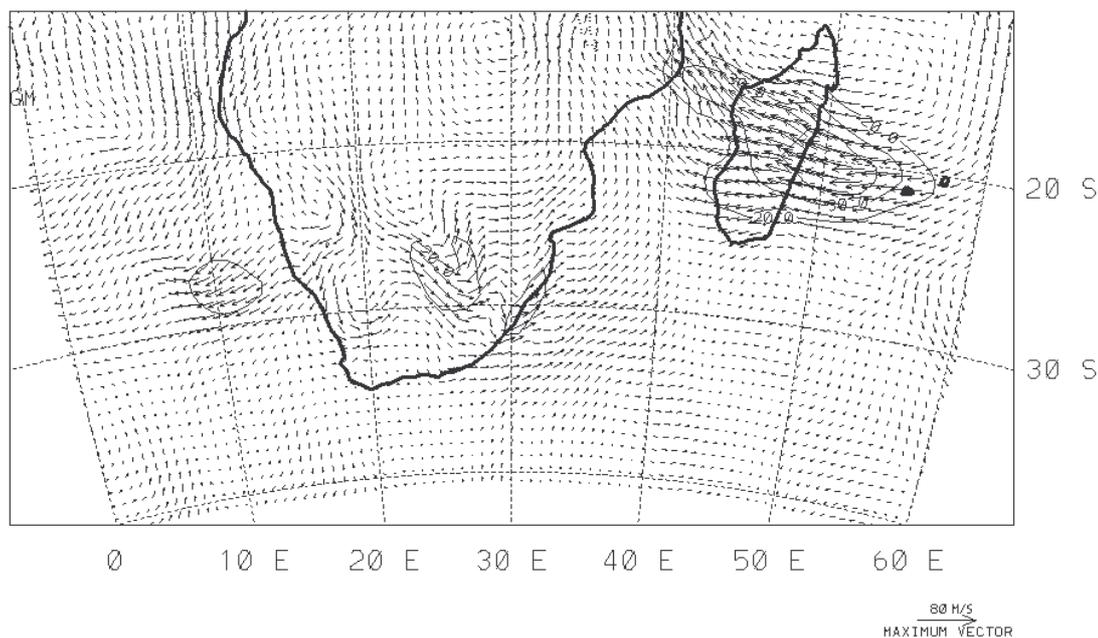


FIG. 1.8: Champ de vent agéostrophique sur l'isobare 300 hPa.

L'équation (1.6) correspond à une correction parallèle à  $Oy$ . C'est une correction transversale liée aux variations de l'écartement des isohypses dans le sens du mouvement. Lorsque les isohypses s'écartent, il y a diffuence,  $\partial u_g / \partial x$  est négatif, et la particule est déviée vers les hauts géopotentiels (vers le Nord dans le cas d'un jet streak dirigé vers l'est dans l'hémisphère sud). Dans le cas contraire, lorsque les isohypses se rapprochent, il y a confluence et déviation vers les bas géopotentiels. Dans la situation du 10 août 1993, la figure 1.9 montre que malgré la forte courbure, l'écartement des isohypses est approximativement constant et ces mécanismes n'ont eu que peu d'influence.

Lorsque les lignes isentropes et isothermes sur la surface isobare à l'altitude du courant-jet ne sont pas parallèles à l'axe du courant-jet, l'advection thermique va décaler les circulations agéostrophiques transverses, dans une direction transversale au courant-jet<sup>28</sup>. La figure 1.9 indique que dans un cas de JS1, une légère advection froide a décalé légèrement la zone de divergence en sortie de JS1 dans la direction sud-est, et augmenter ainsi son influence sur l'anomalie de vorticité potentielle. Dans le cas de JS2, les lignes isothermes et isohypses sont approximativement parallèles.

<sup>28</sup> Keyser et Shapiro (1986), ont quantifié les effets de l'advection thermique, en introduisant les relations du vent thermique dans l'équation  $\omega$  développée par Sawyer (1956) et Eliassen (1962), en utilisant la non divergence du vent géostrophique et en dégagant les termes les différents effets (confluence-diffuence, et effets de cisaillement) dans la définition du vecteur  $\vec{Q}$ , vecteur de forçage dynamique défini comme la dérivée totale par rapport au temps du gradient horizontal de température potentielle,  $\vec{Q} = \frac{d}{dt} \vec{\nabla}_p \theta$ .

CARTE DE ALTITUDE LE 10/08/1993 A 12 H PRESS = 300 MB  
+ TEMPERATURE

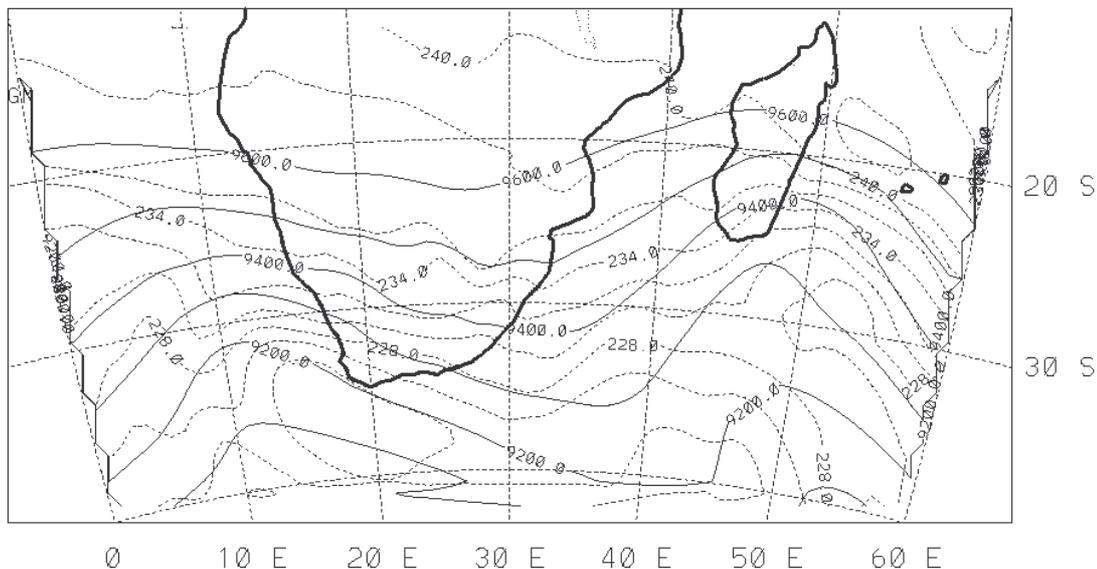


FIG. 1.9: Isohypes (altitude géopotentielle de la surface isobare 300 hPa) en traits pleins, et température en lignes pointillées.

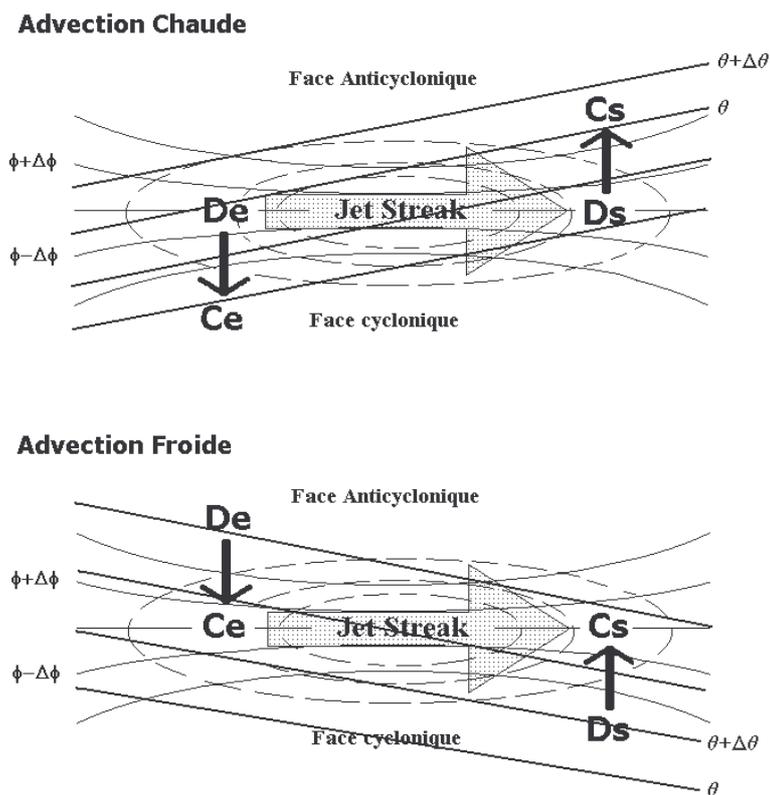


FIG. 1.10: Représentation schématique, sur la surface isobare au niveau du courant-jet, des configurations idéalisées des effets de l'advection thermique sur les circulations agéostrophiques transverses, et sur les zones de convergence et de divergence en entrée et en sortie du jet streak. Les lignes continues épaisses représentent les surfaces isentropes, et isothermes. Figure adaptée pour l'hémisphère sud à partir de Keyser et Shapiro, (1986).

La figure 1.11 est une coupe verticale méridienne de l'anomalie de vorticité potentielle, au niveau de la courbure entre les deux jet-streaks JS1 et JS2. La foliation apparaît clairement jusqu'au niveau 400 hPa (8 km), ce qui est moins profond que les cas de foliation de tropopause près du courant-jet polaire qui ont été observés (Shapiro, 1980, Ancellet et al., 1991). Cependant, l'altitude de la contamination se situe très nettement en dessous de l'altitude de la tropopause (17 km habituellement). Il est intéressant de constater que si la foliation apparaît clairement sur la coupe verticale, et la frontogénèse résultante des mécanismes agéostrophiques apparaît moins clairement. La différence des pentes des surfaces isentropes entre le côté cyclonique et le côté anticyclonique du courant-jet est notable, et est caractéristique de différences entre les masses d'air de chaque côté du courant-jet, mais elle est inférieure à ce que l'on obtiendrait dans un cas de frontogénèse intense observée lors de foliation polaire (Servet, 1992).

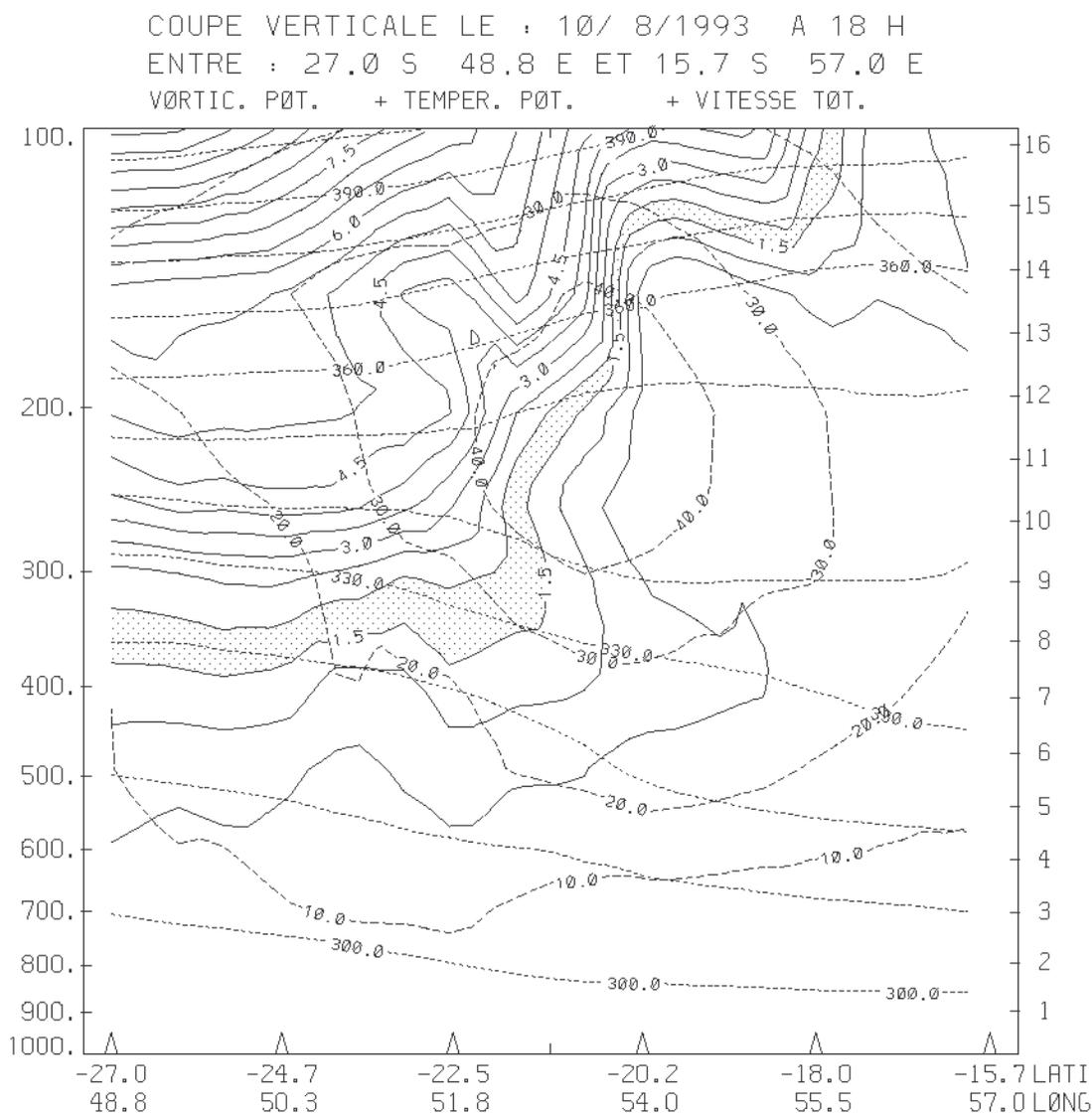


FIG. 1.11: Coupe verticale transverse au niveau de la courbure, entre les deux jet-streaks JS1 et JS2. Les contours de vorticité potentielle sont en lignes continues, les contours de vent (isotaques) sont en tiretés, et les contours de température potentielle sont en pointillés.

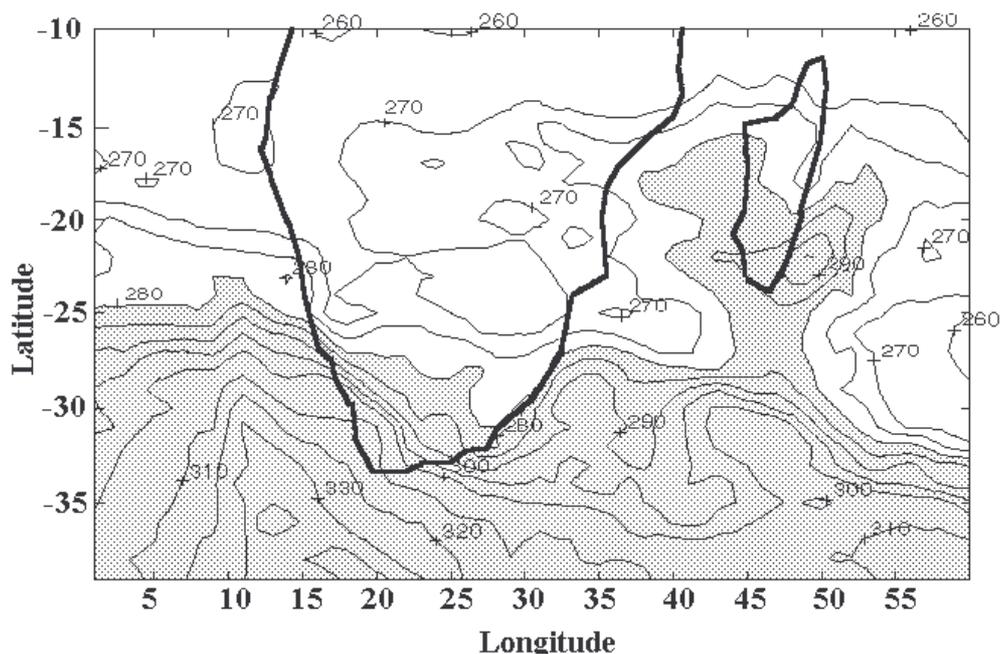


FIG. 1.12: Distribution de la colonne intégrée d'ozone total mesurée le 10 août 1993 par le spectromètre TOMS, équipant le satellite d'observation russe Meteor 3. Les valeurs sont en unités Dobson, les régions dont le contenu intégré est supérieur à 280 DU ont été grisées.

Il reste à savoir dans quelle mesure les foliations subtropicales influent sur le profil d'ozone. La figure 1.12 représente le champ du contenu intégré d'ozone total mesuré par le spectromètre TOMS<sup>29</sup>. Si l'ozone atmosphérique se situe majoritairement dans la stratosphère, si l'on fait l'hypothèse que la répartition zonale d'ozone stratosphérique est à peu près régulière, alors le comportement des anomalies d'ozone observées sur le contenu d'ozone total est surtout lié aux variations troposphériques (Baldy et al., 1996). L'interprétation des colonnes totales reste toutefois assez délicate, car dépendante des variations de la hauteur de la tropopause (indépendamment des transferts). Cette méthode est donc trop approximative pour permettre l'identification d'une foliation avec certitude et précision, mais cela permet l'identification de la position et de l'intensité du courant-jet (Shapiro et al., 1982, Ucellini et al., 1985). Le champ d'ozone total le 10 août 1993 présente une zone de transition entre les valeurs d'ozone importantes caractéristiques des régions midlatitudes, et les faibles valeurs

<sup>29</sup> Le spectromètre TOMS, dans sa version 6.0, fut embarqué sur le satellite d'observation russe Meteor 3 et opérationnel de août 1991 à décembre 1994. L'altitude de ce satellite est de 1230 km, son inclinaison de 82.5°, et sa période de 109 minutes, ce qui permit une résolution suffisante pour une étude qualitative des foliations de tropopause (1° en latitude et 1.5° en longitude). L'orbite de Meteor 3 n'étant pas rigoureusement héliosynchrone, certaines zones ne sont pas couvertes entièrement chaque jour. D'après Fishman et al. (1990), un algorithme de réduction des erreurs liées à la couverture nuageuse et aux aérosols a permis d'améliorer la précision de la méthode jusqu'à 3%. Depuis septembre 1996, il est embarqué dans sa version 7 sur le satellite américain Earth Probe (cf <http://tornado.badc.rl.ac.uk/data/toms/toms.html>).

caractéristiques des régions tropicales qui se situe assez haut en latitude, à environ 25°sud. Près de la Réunion, en concordance avec l'anomalie de vorticité potentielle, on peut observer un maximum local d'ozone (290 DU) entre les îles de la Réunion et de Madagascar, les valeurs de "background" autour de ce maximum local étant de l'ordre de 270 DU. S'il est un peu difficile de donner une évaluation précise d'un apport d'ozone troposphérique de 20 DU, on peut toutefois affirmer que l'influence de ces événements dynamiques sur l'ozone troposphérique n'est sans doute pas négligeable.

En résumé, ce premier cas d'étude nous a permis de mener une étude des mécanismes qui déterminent les liens entre les circulations agéostrophiques, l'évolution des zones frontales associées au courant-jet subtropical dans un cas de courbure cyclonique prononcée, la propagation zonale d'une anomalie de vorticité potentielle d'une foliation subtropicale, suivant un mécanisme de type onde de Rossby<sup>30</sup>. L'étude développée dans cette section, et qui a fait l'objet d'un article publié au *Journal of Solar and Terrestrial Physics* (Baray et al., 1998), a montré que d'une part, les schémas conceptuels classiques de circulations agéostrophiques mis au point par rapport au courant-jet polaire semblent relativement bien respectés dans un cas de foliation subtropicale. D'autre part, dans le cas de la foliation subtropicale du 10 août 1993, si les effets de courbure liés à la structure ondulatoire du courant-jet ont semblé avoir une grande influence, c'est l'ensemble des mécanismes agéostrophiques (les circulations longitudinales liées à la courbure, mais aussi les circulations transverses combinées des deux jet-streaks JS1 et JS2) qui a conduit à une foliation subtropicale intense, liée à un développement frontogénétique barocline. Nous avons également constaté que ce genre d'événement a laissé une signature non négligeable sur l'ozone total mesuré par TOMS, ce qui laisse supposer que l'influence sur le bilan d'ozone troposphérique peut potentiellement être important, sans pouvoir approcher la structure verticale de l'anomalie au moyen de données expérimentales. C'est l'objet du cas d'étude de la prochaine section, la foliation subtropicale du 1<sup>er</sup> octobre 1996.

### 1.2.3 Foliation subtropicale et ozone troposphérique

Nous nous proposons, dans cette section, d'aborder un nouveau cas de foliation subtropicale survenue le 1<sup>er</sup> octobre 1996. En effet, le radiosondage effectué ce jour montre une couche très enrichie en ozone, avec des valeurs supérieures à 180 ppbv entre 200 et 300 hPa, entre 10 et 12 km (cf figure 1.13). Ce radiosondage ayant été effectué pendant la saison des feux, le niveau de contamination reste très élevé par rapport à ce que l'on obtient dans des cas de pure contamination anthropogénique (Randriambelo et al., 1999b). La comparaison avec le profil climatologique calculé à partir des 11 radiosondages effectués pendant le mois d'octobre de 1992 à 1998 indique que le niveau de "background" du profil du 1<sup>er</sup> octobre est légèrement inférieur au profil climatologique sur toute la troposphère libre, signe que

<sup>30</sup> Le terme "onde de Rossby" regroupe généralement les perturbations ondulatoires observées dans les écoulements à l'échelle planétaire, et qui apparaissent à cause de la variation de la force de Coriolis avec la latitude. D'un point de vue théorique, des perturbations ondulatoires apparaissent spontanément dans un fluide en rotation, à une fréquence inférieure à 2 fois la vitesse de rotation du fluide. Rossby a établi la connexion entre ces perturbations théoriques et les observations atmosphériques en 1939.

l'influence des feux n'était pas très importante le 1<sup>er</sup> octobre, à cause de transports des masses d'air depuis les moyennes latitudes, évitant les régions concernées par les feux. Par contre, dans la couche entre 11 et 12 km, les valeurs d'ozone obtenues le 1<sup>er</sup> octobre 1996 sont supérieures à la valeur moyenne plus une fois la valeur de l'écart-type, ce qui suggère un événement inhabituel, tel qu'un échange stratosphère-troposphère. Dans les cas de pure contamination par les feux, l'influence ne se limite généralement pas à une couche très localisée comme dans le cas du 1<sup>er</sup> octobre 1996, mais s'étend sur la majeure partie de la troposphère libre. De plus, la couche enrichie en ozone est également très sèche, et très stable, avec une nette inversion du gradient de température, ce qui ne laisse que peu de doute sur l'origine stratosphérique de cette masse d'air.

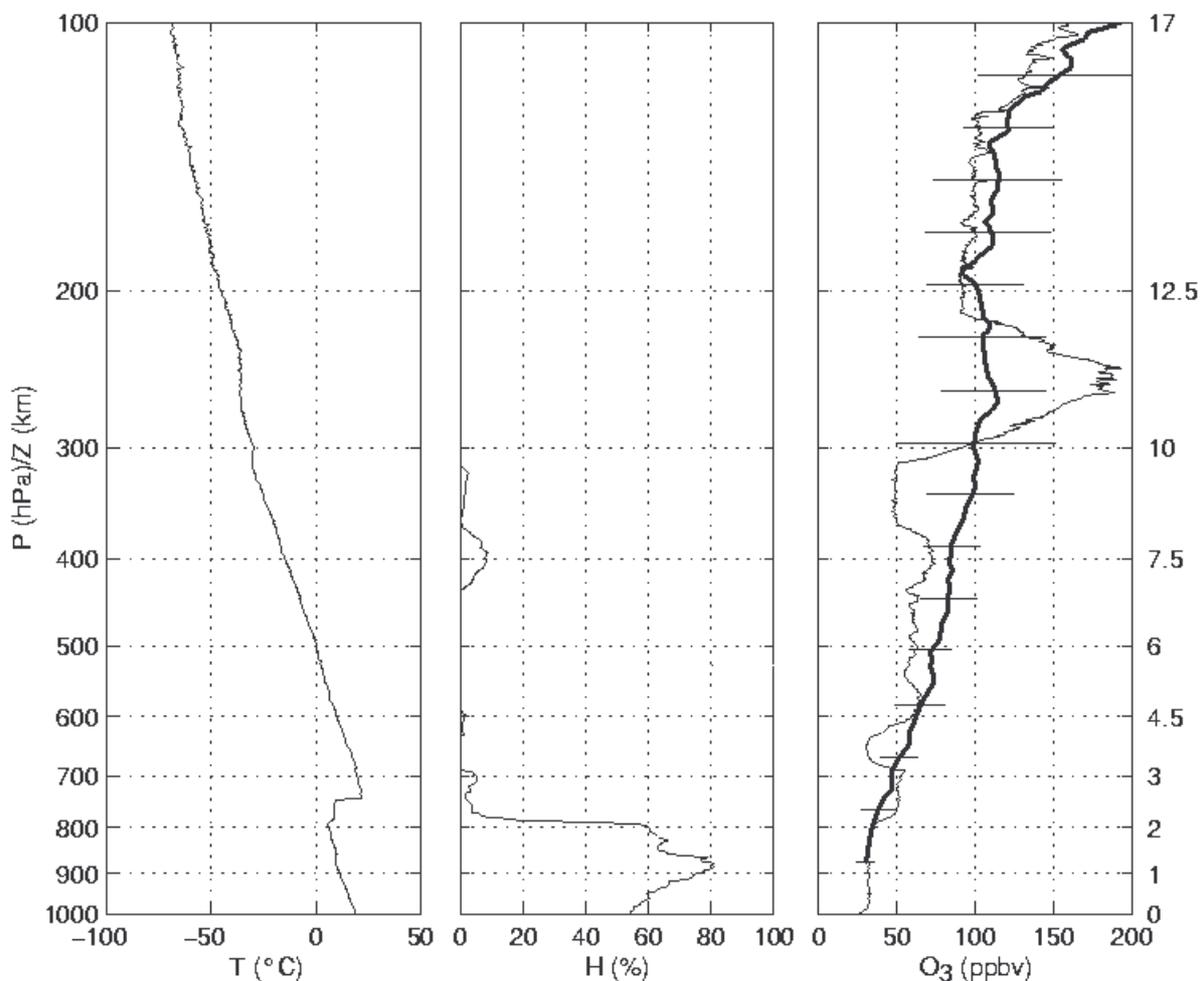


FIG. 1.13: Profils verticaux de température, d'humidité relative et d'ozone, obtenus par radiosondage le 1<sup>er</sup> octobre 1996. Le profil d'ozone est superposé à un profil climatologique calculé à partir de tous les profils d'ozone obtenus pour les 11 radiosondages effectués pendant le mois d'octobre de 1992 à 1998. Les barres d'erreur représentent l'écart-type.

La situation météorologique du cas d'étude du 1<sup>er</sup> octobre 1996 présente certains points communs avec celle du 10 août 1993, mais aussi des différences de forçage, en particulier un accélération plus importante dans le jet, l'effet de courbure étant plus limité. L'évolution des champs de vorticité potentielle et de vent horizontal (cf figure 1.14) montrent une anomalie de vorticité potentielle qui se développe rapidement et au même niveau vertical, et qui se propage vers l'est d'une manière similaire au 10 août 1993. L'anomalie passe au dessus de la Réunion en début de journée du 1<sup>er</sup> octobre, soit exactement au moment du lâcher de ballon. Le champs de vent montre une structure assez proche de celle du 10 août 1993, mais pas exactement similaire. En effet, le 1<sup>er</sup> octobre, on peut constater la présence de deux jet-streaks, l'un aux alentours de 40° sud, 45° est (JS1'), et l'autre au sud-est de la Réunion, centré autour de 35° sud, 80° est (JS2').

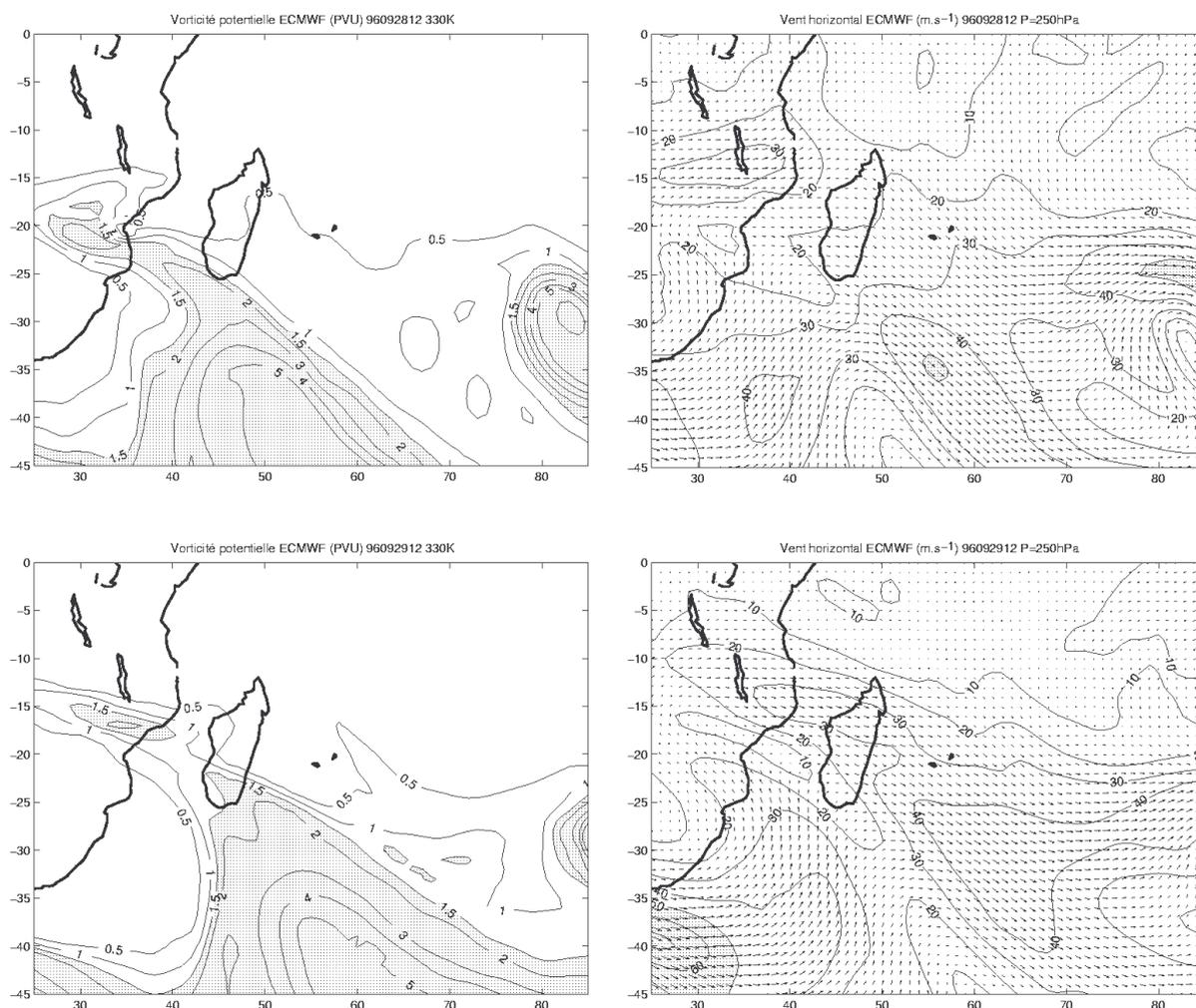


FIG. 1.14: Évolution des champs de vorticité potentielle sur la surface isentropie 330 K (à gauche) et de vent sur la surface isobare 250 hPa (à droite), du 28 au 29 septembre 1996. Les zones dont la vorticité potentielle est supérieure à 1.5 PVu, et dont le vent est supérieure à 50 m/s, ont été grisées.

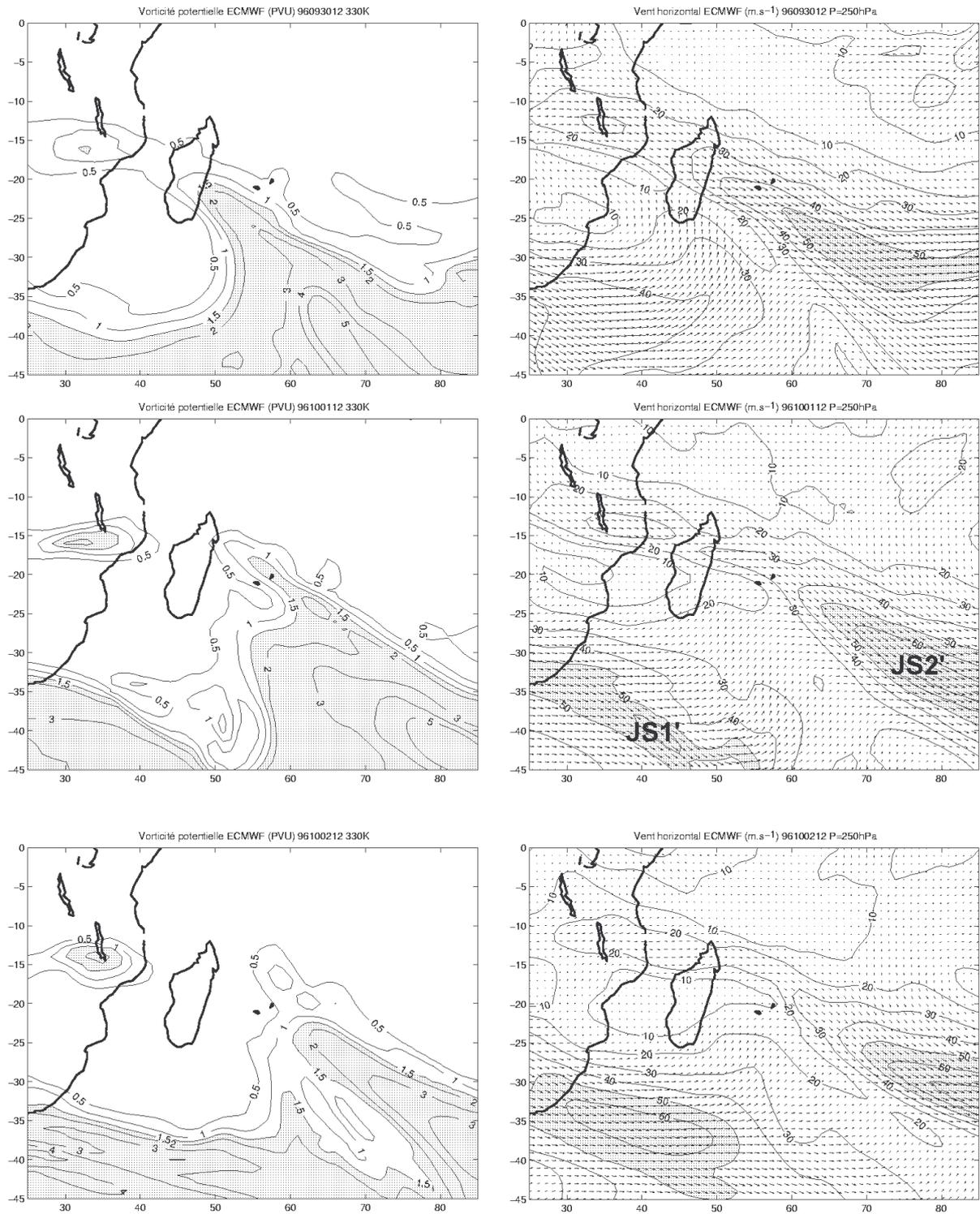


FIG. 1.14: (suite) du 30 septembre au 2 octobre 1996.

Un effet de courbure existe entre les deux jet-streaks, mais l'intensité du vent dans la courbure est faible. D'une part, l'effet de courbure a donc sans doute moins joué que dans le cas du 10 août, et d'autre part, l'orientation de JS1' diffère sensiblement de celle de JS1 (orientation de sud-est pour JS1', orientation de nord-est pour JS1). Le quadrant qui est situé le plus près de l'anomalie de vorticité potentielle est donc la zone de sortie sur la face anticyclonique, moins susceptible de favoriser une foliation de tropopause que la zone de sortie sur la face cyclonique, qui était en jeu lors de l'épisode du 10 août 1993.

Nous voyons donc que, malgré des conditions légèrement moins favorables à l'apparition d'une foliation, l'anomalie de vorticité potentielle et le pic d'ozone correspondant sont particulièrement importants, l'intensité de la vitesse du vent dans JS2', le jet-streak qui semble avoir été le plus important dans le cas du 1<sup>er</sup> octobre, étant conséquente (plus de 70 m/s). La corrélation entre les structures verticales d'ozone et de vorticité potentielle est très forte dans ce cas d'étude, comme le montrent l'évolution temporelle du profil de vorticité potentielle (cf figure 1.15), et la coupe méridienne à la longitude de la Réunion (cf figure 1.16). La signature de cet événement sur l'ozone total TOMS est visible, mais moins significative que celle de l'événement du 10 août 1993 (une dizaine de DU, cf table 1.2)

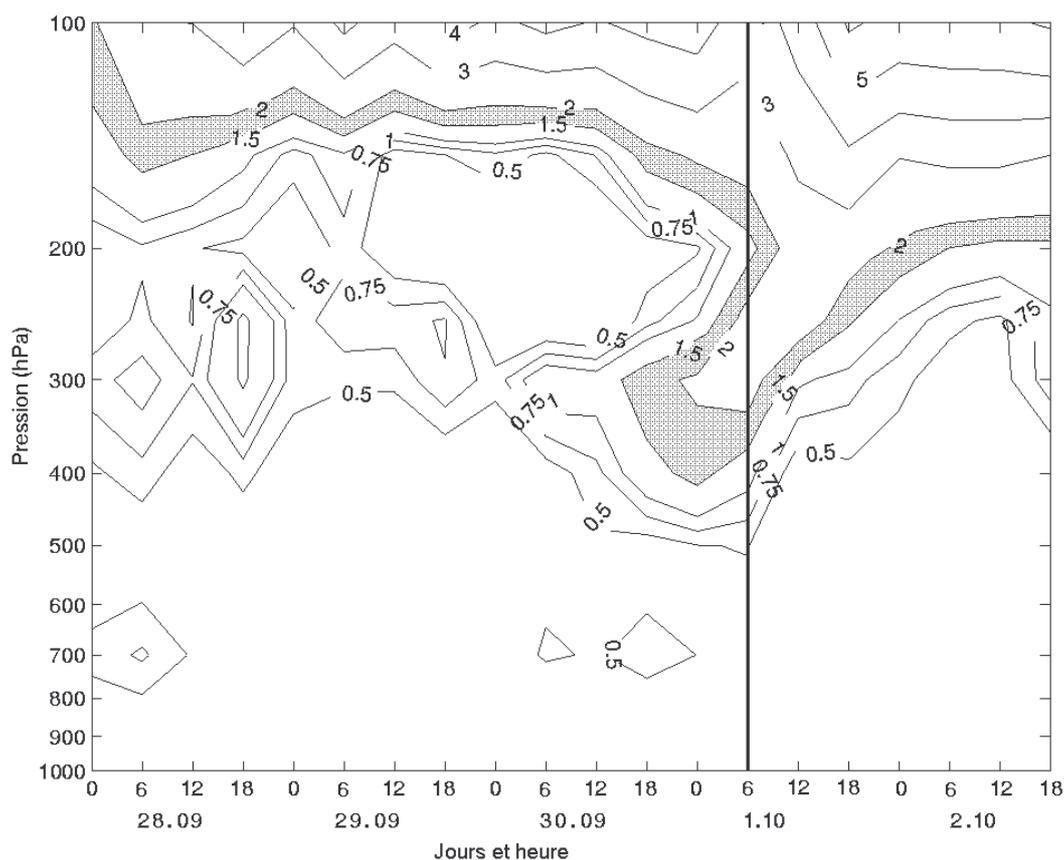


FIG. 1.15: Évolution temporelle du profil de vorticité potentielle au dessus du site de la Réunion. Le moment du lâcher de ballon, le 1<sup>er</sup> octobre à environ 6hTU, est marqué d'une ligne verticale. Le pic d'ozone, stable et sec, situé entre 200 et 300 hPa, est fortement corrélé avec la vorticité potentielle. On peut remarquer également qu'après le passage de la foliation, la tropopause reste à un niveau relativement bas (200 hPa) pendant quelques jours.

TAB. 1.2: Évolution journalière de la valeur intégrée d'ozone total au dessus du site de la Réunion, d'après les données du spectromètre TOMS (version 7) qui équipe le satellite d'observation Earth Probe depuis le 25 septembre 1996.

Jour	Ozone total (DU)
28 septembre	277.6
29 septembre	Zone non couverte
30 septembre	284.5
1 octobre	290.9
2 octobre	291.8
3 octobre	286.8
4 octobre	Zone non couverte
5 octobre	290.6
6 octobre	282.3
7 octobre	285.7

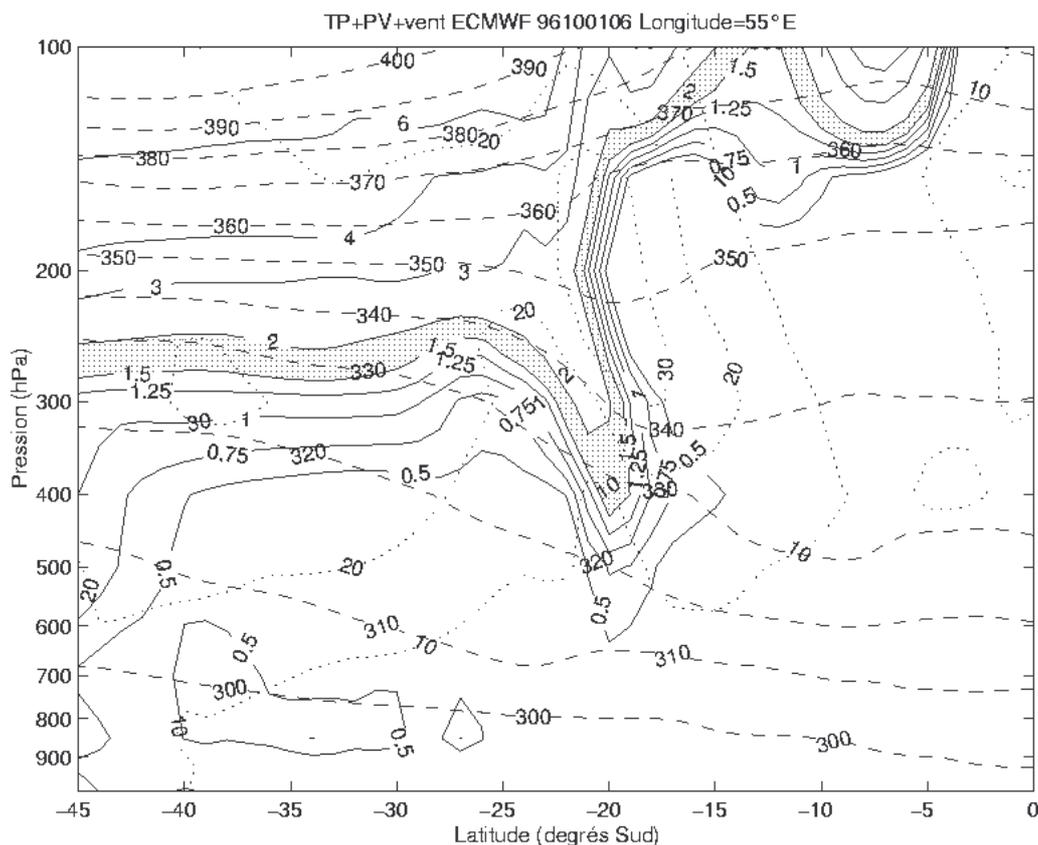


FIG. 1.16: Coupe verticale transverse méridienne à la longitude de l'île de la Réunion (55°est), de la vorticité potentielle (lignes continues, l'intervalle 1,5-2PVu étant grisé), du vent horizontal (pointillés), et de la température potentielle (tiretés). La foliation ayant lieu en entrée du jet-streak, l'intensité du vent n'est pas très forte (30 m/s, alors qu'au centre du jet streak, l'intensité du vent est supérieure à 70 m/s), mais la foliation est très profonde et la Réunion se situant du côté cyclonique, le maximum de vorticité potentielle (et d'ozone) se situe en haute troposphère, entre 200 et 300 hPa.

En résumé, ce second cas d'étude nous a permis de montrer la structure verticale précise de la pénétration stratosphérique dans la troposphère dans un cas de foliation subtropicale qui n'est pas strictement équivalente à la foliation du 10 août, mais tout de même assez proche. Nous avons vu que l'influence de ce genre de phénomène sur l'ozone troposphérique peut être très importante, 180 ppbv entre 200 et 300 hPa, soit près de 100 ppbv au dessus du profil climatologique. Par comparaison, les valeurs d'ozone obtenues sont comparables aux valeurs obtenues dans les cas de foliations polaires les plus intenses (Browell et al., 1987), et l'ordre de grandeur des foliations subtropicales étudiées par d'autres auteurs étaient bien moindre : 80 ppbv à 8 km d'altitude au dessus de Pointe-à-pître (16° nord, 61° ouest), pour Gouget et al. (1996), et 60 ppbv au dessus de 25° nord, 130° ouest, dans l'océan Pacifique, pour Folkins et Appenzeller (1996).

L'autre conclusion importante que l'on peut tirer de ce cas d'étude concerne la date à laquelle cet événement s'est produit: octobre. L'activité du courant jet au dessus du site de la Réunion est maximale pendant les mois d'hiver austral juillet et août (cf figure 3 dans l'introduction). Cependant, cette activité reste suffisante au printemps et en automne, pour être potentiellement influente sur le bilan d'ozone troposphérique en dehors des mois d'hiver austral, induisant des cas de foliation subtropicale tout à fait importants.

#### **1.2.4 Observations à la Réunion : un point de vue global sur 8 ans de radiosondages bimensuels (1992-1999)**

Lorsque nous avons commencé à étudier les foliations subtropicales, dans le cadre de mon DEA en 1995, nous avons l'intuition de l'existence de ce genre de phénomène. Plusieurs cas d'études ont été publiés depuis (Gouget et al., 1996, Folkins et Appenzeller, 1996), qui ont confirmé notre intuition. Plusieurs cas d'études ont donc été approchés à partir de la base de données constituée par les radiosondages effectués à partir du site de la Réunion. Grâce au nombre important de radiosondages effectués entre 1992 et 1999, nous commençons à avoir une idée de l'importance et de l'occurrence des intrusions stratosphériques en relation au courant-jet subtropical. Le courant-jet subtropical est-il aussi, voir plus à même d'induire des foliations que le courant-jet polaire? Les cas d'études du 10 août 1993, et du 1<sup>er</sup> octobre 1996 présentés dans les précédentes sections sont-ils des cas isolés?

L'étude de l'influence des feux de végétation qui ont lieu à Madagascar sur l'ozone troposphérique mesuré à la Réunion est un des axes de recherches de laboratoire de Physique de l'atmosphère. Partant du constat que les foliations subtropicales existent, et peuvent avoir une influence sur le bilan de l'ozone troposphérique étudié sur le site de la Réunion, une méthode d'identification des masses d'air ayant un caractère stratosphérique est nécessaire pour, par la suite, pouvoir étudier l'influence des sources anthropique après élimination des couches présentant des caractéristiques stratosphériques dans la troposphère, dans le cadre d'un article soumis au Journal of Geophysical Research (Randriambelo et al., 1999b). Une méthode d'identification des masses d'air stratosphériques dans la troposphère a donc été mise en place dans cette optique, par adaptation de la méthode présentée dans l'étude de Van

Haver et al. (1996). L'objectif de Van Haver et al. était d'établir des critères de détection des foliations de tropopause aux latitudes moyennes, basés sur les radiosondages (ozone, humidité et température), et sur les données ECMWF (vorticité potentielle et vent). Cette méthode doit être adaptée de deux points de vue : d'une part, les valeurs des seuils choisis par Van Haver et al. sont adaptés aux valeurs des paramètres dans les moyennes latitudes. Ils doivent être adaptés dans le cadre d'une étude près d'un site tropical. D'autre part, l'objectif de Van Haver et al. diffère sensiblement de celui qui était le notre dans le cadre de cette étude. Nous voulions extraire de la base d'étude toutes les masses d'air ayant des caractéristiques stratosphériques, quelle qu'en soit l'origine (foliation, goutte froide ... etc), et non faire une quantification statistique des seules foliations de tropopause. Les critères que nous avons appliqués sont donc beaucoup moins sélectifs que ceux de Van Haver et al. Nous attribuerons un caractère stratosphérique à une couche lorsque, entre 3 km 15 km :

- 1) Les valeurs d'ozone sont plus de 20% au dessus du profil climatologique. Le critère sur le pic est supprimé.
- 2) L'humidité relative est inférieure à 20%
- 3) La stabilité verticale doit être supérieure à 20K/100 hPa, jusqu'à 12 km d'altitude. Entre 12 et 17 km, le critère de stabilité verticale est difficilement utilisable, et on utilise le gradient vertical de température. Une valeur inférieure à 4K/km dans le voisinage du pic d'ozone sera interprétée comme un signe stratosphérique.
- 4) Le critère de vent de Van Haver n'est pas appliqué, car adapté aux foliation en midlatitude.

L'application de ces critères sur 120 radiosondages, a montré que 50 répondent au critère d'ozone. Sur ces 50, 42 répondent au critère d'humidité et 32 au critère de stabilité. Dans une vingtaine de cas, l'observation du contexte météorologique (champs de vorticité potentielle et de vent) des cas répondant au critère d'ozone, et au moins un autre critère (ozone + humidité, ozone + stabilité, ou ozone + humidité + stabilité) confirme une intrusion stratosphérique. Étant donné d'une part la limitation de la base de donnée sur laquelle a été appliquée la méthode, et d'autre part la limitation théorique liée à l'élargissement des critères (notre méthode peut être prise en défaut dans des cas complexes ou la chimie se mêle à des subsidences...), ces résultats doivent être interprétés avec attention, l'objectif n'étant pas une analyse statistique du nombre de foliation. Si notre méthode est trop grossière, et la base de donnée encore trop limitée pour permettre une quantification précise de l'occurrence des foliations subtropicales, comme l'ont fait Van Haver et al. pour l'occurrence des foliations polaires, elle est suffisante pour pouvoir affirmer que les cas d'étude présentés dans les précédentes sections ne semblent pas être des cas isolés et ponctuels. L'activité du courant-jet subtropical est, au vu des radiosondages effectués entre 1992 et 1999 sur le site de la Réunion, au moins aussi importante que celle du courant-jet polaire. D'autre part, comme prévu, la plupart des cas d'identification de masses d'air stratosphérique ont eu lieu pendant les mois d'hiver austral, mais les cas en dehors de cette période ne sont pas rares, ce qui confirme l'hypothèse suggérée à la fin de la section précédente : l'activité du courant-jet subtropical

semble rester suffisante au printemps et en automne, pour être potentiellement influente sur le bilan d'ozone troposphérique en dehors des mois d'hiver austral.

### 1.3 Les gouttes froides d'altitude

Dans ce qui précède, nous avons abordé les foliations de tropopause et les déformations de la barrière subtropicale liées aux courbures du courant-jet. Ces mécanismes sont, comme nous l'avons vu, directement liés à l'agéostrophisme dans les zones de maximum de vent, les "jets-streak". Un autre type de mécanisme lié aux barrières dynamiques est constitué par ce que l'on appelle les gouttes froides d'altitude. Ce phénomène est bien connu pour les latitudes moyennes et le courant-jet polaire. Les gouttes froides d'altitude peuvent apparaître lorsque la vitesse du courant-jet diminue, la barrière et le courant-jet prennent une structure ondulatoire et sous certaines conditions dynamiques (situation de blocage), une partie du vortex polaire peut s'en détacher, former une dépression cyclonique d'altitude plus froide que son environnement et migrer en direction de l'équateur (Palmen et Newton, 1969, Ancellet et al., 1994). Les propriétés météorologiques des gouttes froides sont bien connues (Matsumoto et Ninomiya, 1967, Palmen et Newton, 1969, Hill et Browning, 1987). Cette importante masse d'air très froid en altitude est de nature à favoriser les mécanismes de convection profonde en dessous de la goutte froide, l'air près de la surface étant beaucoup plus chaud et chargé en humidité. Une goutte froide peut donc générer des pluies torrentielles, comme à Nîmes en 1987 ou à Vaison-la-Romaine en 1992.

L'ordre de grandeur temporel et spatial de ce type de mécanisme est supérieur à celui des foliations, mais les concentrations d'ozone sont généralement moindres que dans un cas de foliation de tropopause. Les mécanismes de dissipation et d'érosion diabatiques, turbulentes et convectives peuvent cependant conduire à une influence non négligeable de ce genre de mécanisme sur le bilan d'ozone troposphérique ( $6.5 \pm 3.5 \cdot 10^{32}$  molécules d'ozone par jour, Ancellet et al., 1994;  $1.6 \cdot 10^{33}$  molécules d'ozone par jour, Kentarchos et al., 1999).

Diverses publications ont récemment rapporté des cas d'étude de gouttes froides au dessus de l'océan Atlantique (Price et Vaughan, 1993), au dessus du sud-ouest de la France (Ancellet et al., 1994), en Afrique du Sud (Barsby et Diab, 1995), en Grèce (Kentarchos et al., 1998 et 1999), et en Australie (Griffiths et al., 1998). Dans certains cas, lorsque un jet-streak ne se situe pas très loin d'une goutte froide, la circulation cyclonique au voisinage de la goutte froide intensifie la frontogénèse et augmente la probabilité de formation d'une foliation de tropopause. Ce genre de situation nécessite une analyse dynamique précise pour la distinction du rôle de chaque mécanisme sur le bilan d'ozone, et peut aboutir à des transferts verticaux d'ozone potentiellement plus importants (Langford et al., 1996).

De toutes ces études, il ressort que les gouttes froides sont des mécanismes influant particulièrement dans les régions polaires et tempérées. De part leur définition, il est difficile de déterminer avec précision quand une goutte froide n'en est plus une, au fur et à mesure de sa dissipation. Dans l'étude de Kentarchos et al. (1998), les auteurs, qui avaient mis en

évidence une goutte froide au dessus de la Grèce, insistèrent sur la latitude particulièrement basse de l'événement étudié. En fait, la goutte froide atteignit son maximum d'intensité à 40° nord, et ne descendit guère en dessous de 35° nord. Dans l'hémisphère sud, les études de Barsby et Diab (1995) en Afrique du Sud, et de Griffiths et al. (1998) en Australie ne montrèrent pas d'événement concernant les régions situées au nord de 25-30° sud. Dès lors, il paraît légitime de se poser la question suivante : est-il possible qu'une goutte froide atteigne la latitude du site de la Réunion (21° sud), et quelle pourrait être son influence sur le bilan d'ozone troposphérique d'un événement qui serait parvenu à cette latitude?

En 1992, Price et Vaughan publièrent une analyse statistique des gouttes froides basée sur des cartes synoptiques à 200 hPa. Au préalable de cette étude, ils établirent une classification des gouttes froides, avant d'analyser leur distribution statistique en taille, durée, période et région de formation. Trois types de gouttes froides furent distingués : les gouttes froides de type vortex polaire (détachement du vortex polaire près du courant-jet arctique), de type polaire (courant-jet polaire), et de type subtropical (courant-jet subtropical). D'après Price et Vaughan, les gouttes froides subtropicales ont un diamètre plus petit en moyenne que celles appartenant aux deux autres types, et durent moins longtemps (cf table 1.3). Les auteurs en déduisirent que les gouttes froides de type subtropical n'engendrent pas d'échange stratosphère-troposphère d'une manière très significative.

Dans la section précédente, une méthode de détection des radiosondages présentant des couches stratosphériques (riches en ozone, stables et sèches) a été proposée. Or, l'analyse des situations météorologiques de tous les cas présentant ces critères n'a permis d'isoler aucun cas de détachement vraiment net du réservoir stratosphérique des latitudes moyennes au niveau de la barrière subtropicale. Cela ne signifie pas que les gouttes froides n'ont aucune influence. Par contre, on peut affirmer que d'une part, à la latitude de la Réunion, les gouttes froides sont des événements assez rares, par rapport aux foliations subtropicales, et par rapport aux remontées de la barrière subtropicale par mécanismes ondulatoires (structure d'onde de Rossby). D'autre part, lorsque les gouttes froides parviennent à la latitude de la Réunion, on peut supposer que la plupart du temps, les mécanismes d'érosion turbulente et convective ont été assez influents pour que la composition des masses d'air dans la goutte froide soit un mélange d'air stratosphérique et d'air troposphérique de type tropical, et donc assez difficile à repérer au moyen d'un algorithme tel celui présenté dans la section précédente. Pour cela, une étude basée sur des champs synoptiques (ECMWF par exemple), ou sur des cartes de données satellitaires serait sans doute beaucoup plus efficace.

TAB. 1.3: Statistique sur le diamètre et la durée de vie des gouttes froides d'altitude, en fonction de leur type, d'après l'étude de Price et Vaughan (1992).

Gouttes froides	Type subtropical	Type polaire	Type vortex polaire
de diamètre <5°	48/90 → 53%	41/117 → 35%	1/19 → 5%
de diamètre <10°	82/90 → 91%	100/117 → 85%	8/19 → 42%
de temps de vie <3 jours	65/90 → 72%	64/117 → 55%	0/19 → 0%
de temps de vie <6 jours	88/90 → 98%	104/117 → 89%	8/19 → 42%

TAB. 1.4: Evolution journalière de la position de la goutte froide.

Jour	Latitude de la goutte froide	Longitude de la goutte froide	Maximum de vorticité potentielle au centre de la goutte froide
28 septembre	La goutte froide n'est pas encore détachée du réservoir stratosphérique		
29 septembre	15 à 18°sud	28 à 38°est	3.1 PVu, 300 hPa, 17°sud, 33°est
30 septembre	15 à 17°sud	31 à 34°est	2.3 PVu, 300 hPa, 16°sud, 32°est
1 octobre	15 à 17°sud	30 à 36°est	2.6 PVu, 300 hPa, 17°sud, 33°est
2 octobre	13 à 16°sud	30 à 38°est	2.2 PVu, 400 hPa, 15°sud, 33°est
3 octobre	12 à 14°sud	36 à 38°est	1.5 PVu, 400 hPa, 14°sud, 38°est
4 octobre	12 à 15°sud	36 à 38°est	1.6 PVu, 400 hPa, 14°sud, 37°est
5 octobre	13 à 16°sud	36 à 39°est	1.1 PVu, 400 hPa, 15°sud, 38°est
6 octobre	11 à 14°sud	36 à 38°est	1.1 PVu, 500 hPa, 12°sud, 37°est
7 octobre	10 à 12°sud	36 à 39°est	1.3 PVu, 500 hPa, 10°sud, 35°est
8 octobre	La goutte froide est dissipée		

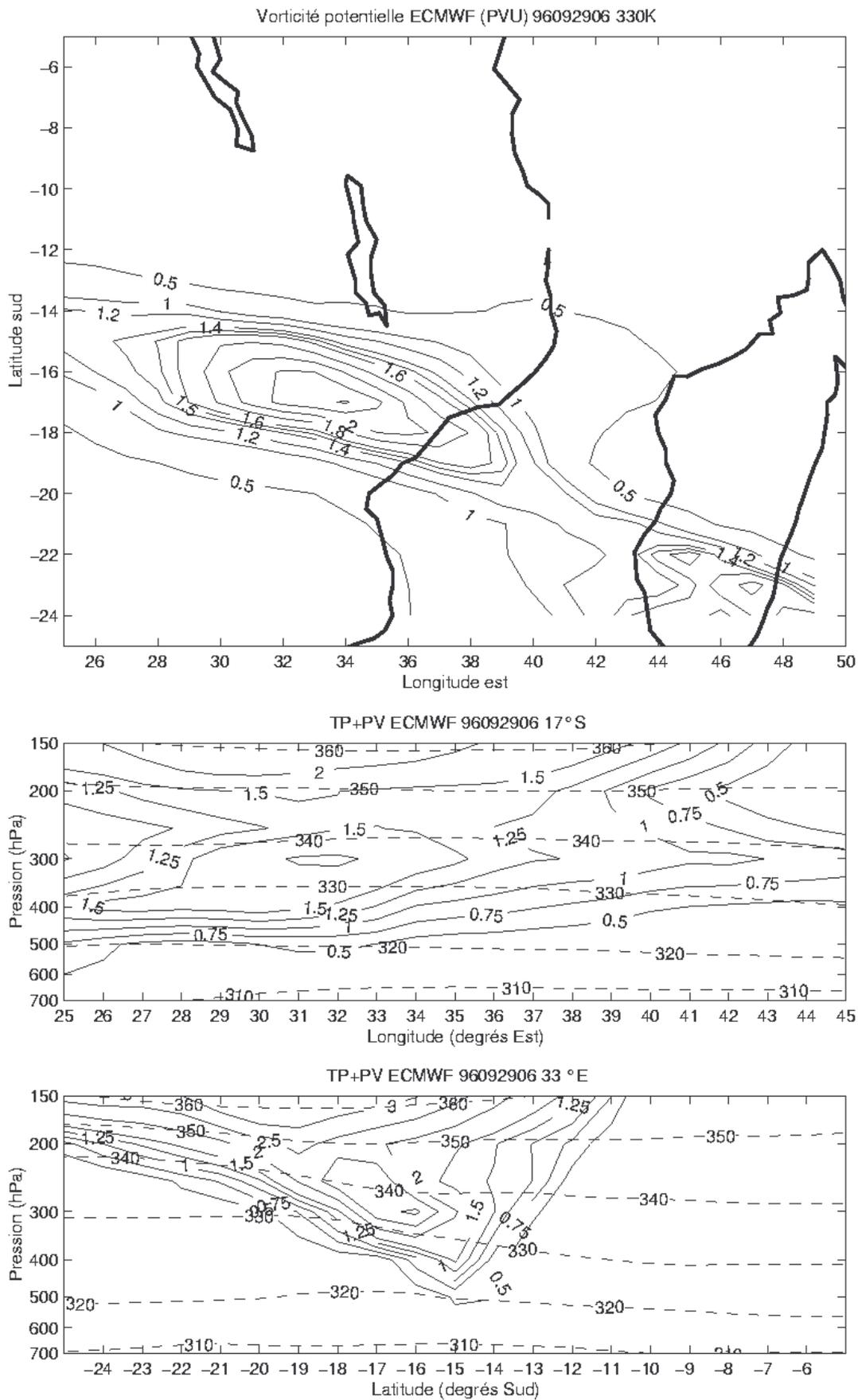


FIG. 1.17: Structures horizontale (en haut), et verticale (en bas) de la goutte froide d'altitude lors de son détachement du réservoir stratosphérique, le 29 septembre 1996.

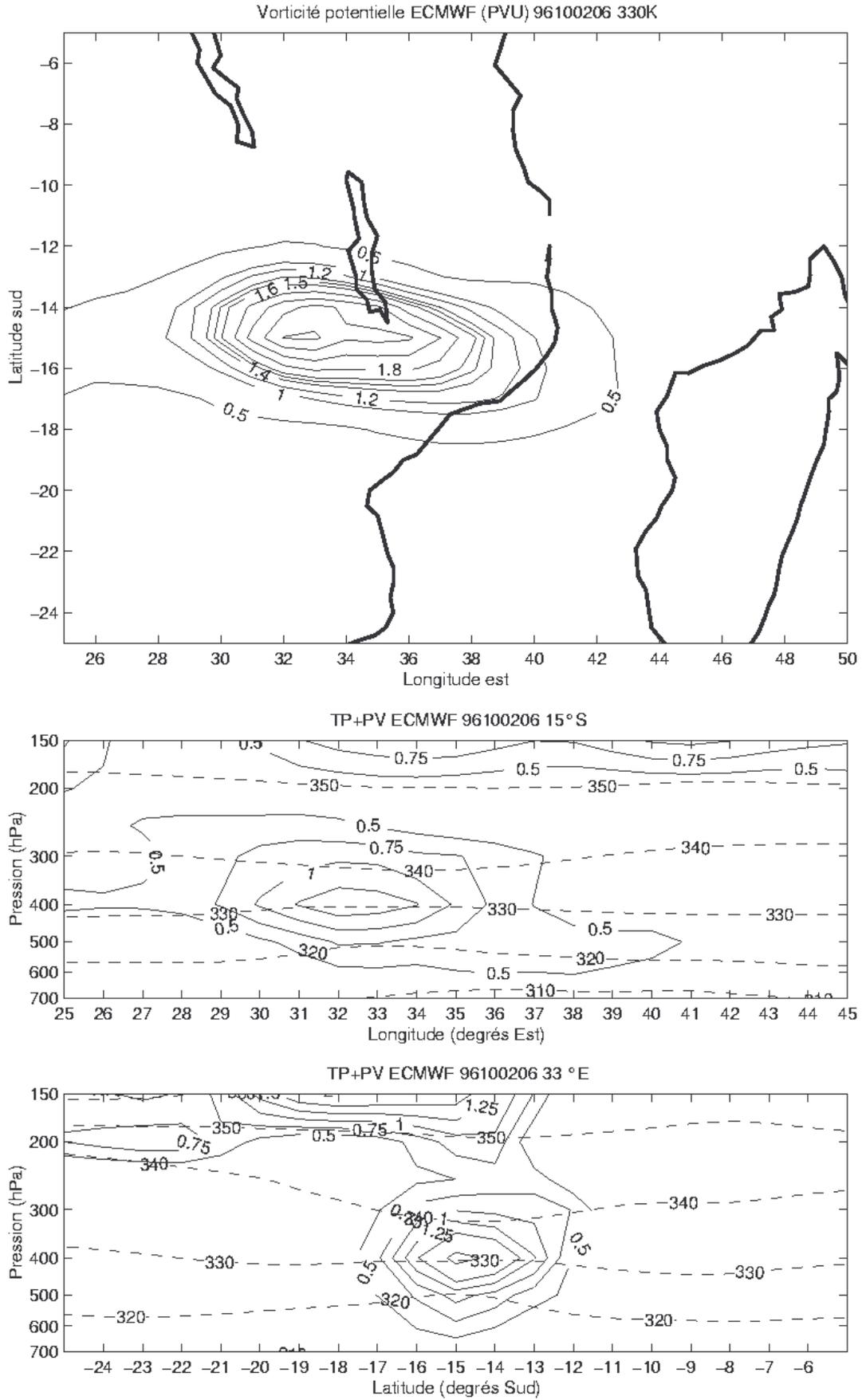


FIG. 1.17: (suite) La goutte froide d'altitude est à son stade de maturité, le 2 octobre 1996.

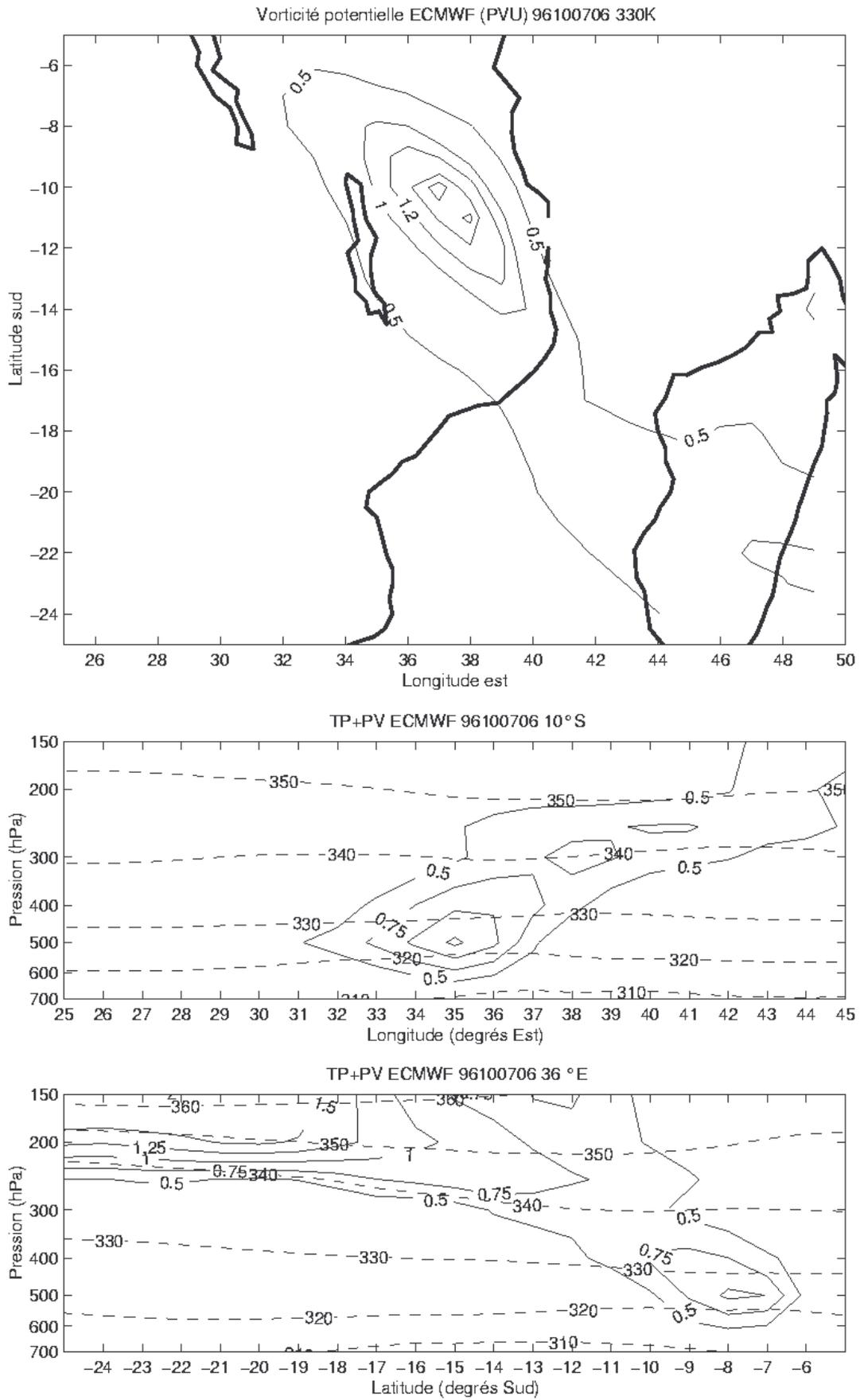


FIG. 1.17: (suite) La goutte froide d'altitude est à son stade de dissipation, le 7 octobre 1996.

Revenons sur le cas d'étude du 1<sup>er</sup> octobre 1996. On peut observer sur la figure 1.14 un détachement du réservoir stratosphérique des latitudes moyennes dans la journée du 29 septembre, au dessus de la frontière entre le Mozambique et la Tanzanie, à 30° est, 20° sud. Au-dessus de cette région, le vent est assez faible et la situation est une situation de blocage. La figure 1.17 est un zoom sur la goutte froide, qui se détache du réservoir stratosphérique le 29 septembre, se développe et migre en direction de l'équateur les jours suivants, puis se dissipe. Après le 7 octobre, le caractère stratosphérique de la masse d'air devient peu détectable à cause du mélange des masses d'air stratosphériques et troposphériques. L'évolution journalière de la goutte froide est donnée dans la table 1.4.

Malheureusement nous ne disposons que de très peu de données expérimentales dans la région concernée par cet événement. Les données MOZAIC<sup>31</sup> acquises sur la ligne Vienne-Johannesbourg nous sont d'un grand intérêt pour les études dans cette région car cette ligne donne une coupe quasiment méridienne entre 25 et 30° est, soit exactement dans la zone concernée par la goutte froide étudiée. Les deux dates les plus proches de cet événement sont les vols Vienne-Johannesbourg 6092506 le 25 septembre, Johannesbourg-Vienne 6092603 le 26 septembre, Vienne-Johannesbourg 6101108 le 11 octobre et Johannesbourg-Vienne 6101205 le 12 octobre. On ne dispose donc pas de données pendant la période la plus active de la goutte froide. Sur les vols du 11 et du 12 octobre, entre les latitudes 5 et 7° sud, on peut remarquer un maximum d'ozone d'environ 100 ppbv, soit une vingtaine de ppbv au dessus des valeurs obtenues le 25 septembre. De plus, ce maximum relatif d'ozone correspond à un minimum relatif d'humidité (environ 30%, alors que le voisinage de cette masse d'air a des valeurs d'humidité de 60%). Cependant, en raison de l'écart temporel de plusieurs jours entre la dissipation de la goutte froide et le vol MOZAIC, il est difficile d'attribuer avec certitude cet enrichissement d'ozone à la goutte froide, d'autant plus que pendant la période et au-dessus des zones concernées par les feux de brousse, on ne peut pas exclure à priori le rôle sur l'ozone troposphérique de sources additionnelles de type production photochimique par pollution et brûlage de biomasse.

En résumé, nous avons montré que des phénomènes de type goutte froide d'altitude s'étendant sur une dizaine de degrés en longitude peuvent durer une dizaine de jours et atteindre des latitudes aussi hautes que 10° sud (de tels cas n'ont, à ma connaissance, jamais été reportés). Ce genre d'événement peut ponctuellement avoir une influence sur l'ozone troposphérique. Cependant, statistiquement, de tels cas semblent assez rares. Comme l'on suggéré Price et Vaughan (1992) à l'issue de leur étude statistique, leur influence à l'échelle globale sur le bilan de l'ozone dans les régions tropicales ne semble pas être extrêmement importante, en comparaison aux mécanismes de type foliation subtropicale, et remontée de la barrière subtropicale sous l'influence de mécanismes ondulatoire de type onde de Rossby, étudiés dans les précédentes sections de ce chapitre.

<sup>31</sup> Piloté par Alain Marenco (CNRS/LA), le projet européen MOZAIC consiste en l'équipement de capteurs d'humidité, température, ozone et vent sur des avion de ligne Airbus. Ces données constituent une base de donnée conséquente de la haute troposphère sur la planète entière (10300 vols de septembre 1994 à janvier 1999, cf <http://www.aero.obs-mip.fr/mozaic/>).

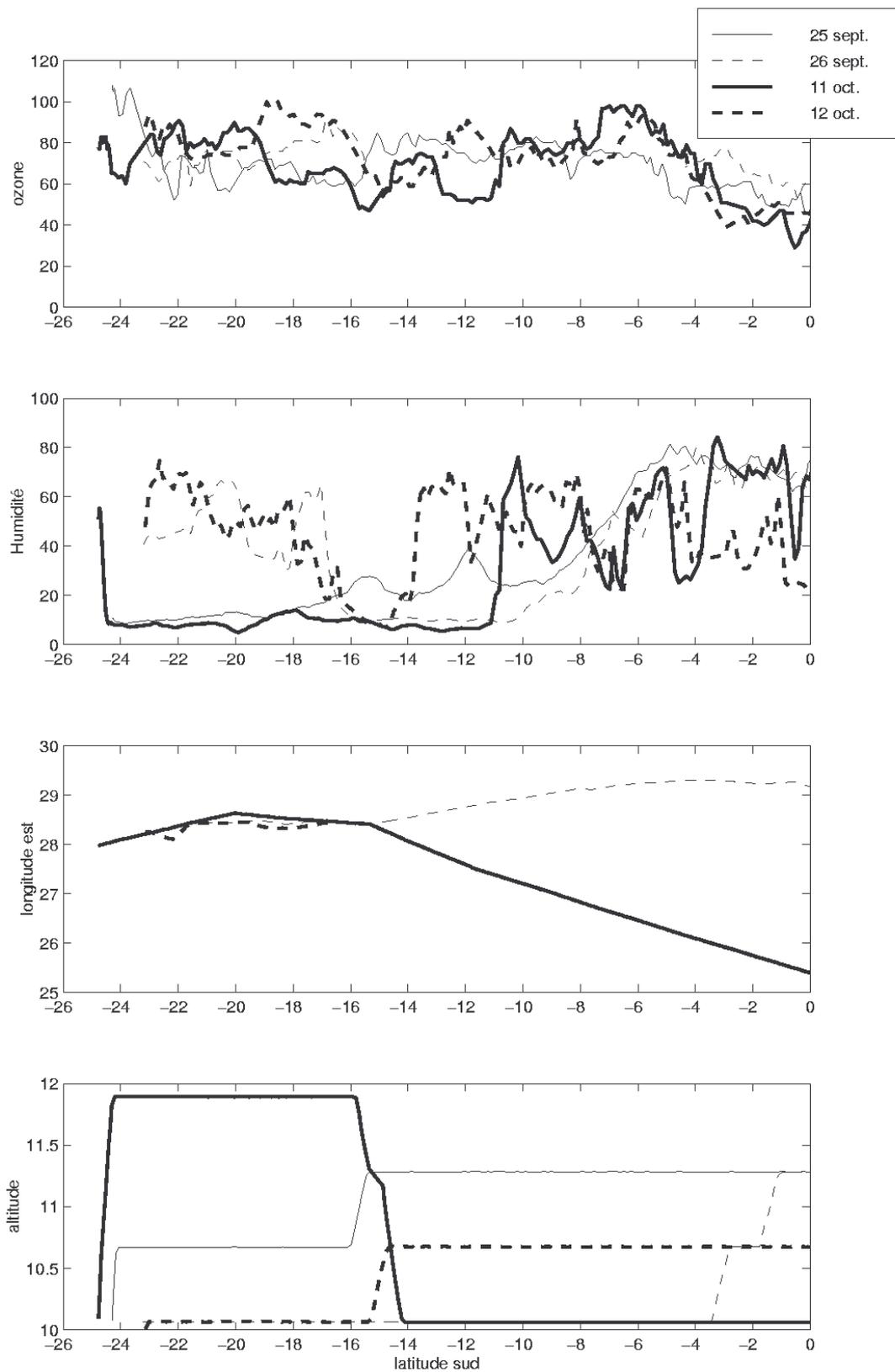


FIG. 1.18: Coupes méridiennes d'ozone et d'humidité, obtenues pendant les vols MOZAIC du 25 et 26 septembre, 11 et 12 octobre 1996. Les données d'ozone du vol du 26 septembre sont indisponibles entre 5 et 16° sud. La position de l'avion (longitude et altitude) est indiquée dans les deux courbes du bas.

## 1.4 Conclusion et perspectives du premier chapitre

Dans ce premier chapitre, nous avons fait un tour d'horizon sur les échanges stratosphère-troposphère qui peuvent se produire à proximité de la barrière subtropicale qui, contrairement à ceux qui peuvent se produire près des autres barrières dynamiques (polaire, arctique), avaient été relativement peu étudiés auparavant. A l'issue de ce tour d'horizon, basé sur l'analyse des radiosondages effectués par le LPA depuis 1992, et sur diverses autres données expérimentales (MOZAIC), satellitaires (TOMS) et issues de modèles dynamiques globaux (ECMWF), une première approche essentiellement qualitative basée sur les concepts d'agéostrophisme, et de frontogénèse d'altitude a permis de distinguer plusieurs études de cas, en vue de leur caractérisation en tant que mécanisme dynamique, et de leur influence sur le bilan de l'ozone troposphérique dans les zones tropicales à proximité de la barrière subtropicale. Pour autant, cette mise en évidence de l'importance des transferts verticaux sur le bilan de l'ozone troposphérique dans ces régions ne constitue qu'un premier pas, en direction d'une caractérisation plus quantitative de ces événements, impossible à partir de données obtenues sporadiquement comme les radiosondages. Pour cela, un suivi temporel de l'ozone dans la haute troposphère au moyen de données expérimentales permis par le lidar ozone installé au cours de mon travail de thèse, et dont la présentation technique sera l'objet du troisième chapitre, permettra un approfondissement significatif du rôle du courant-jet subtropical sur les échanges stratosphère troposphère. Ce sera l'objet du quatrième chapitre.

Auparavant, nous allons nous intéresser aux échanges stratosphère-troposphère dont l'origine n'est pas liée à la barrière subtropicale, mais à la convergence intertropicale, où les quantités importantes de chaleur et d'humidité sont à l'origine de développements convectifs et de mouvements verticaux éventuellement susceptibles d'induire des échanges stratosphère-troposphère, près des nuages et des cyclones tropicaux. Ce sera l'objet du second chapitre.

## Chapitre 2

# Échanges stratosphère-troposphère et cyclone tropical

### 2.1 Introduction : La convection tropicale, des mouvements vers le haut et vers le bas

Un retour historique jusqu'aux débuts des études de l'atmosphère peut aider à bien comprendre la problématique du rôle joué par la convection tropicale sur les échanges entre la troposphère et la stratosphère. À partir de considérations théoriques sur les différentiels méridiens de la chaleur terrestre, combinée à la rotation de la terre, George Hadley, dans le courant du XVIII<sup>e</sup> siècle, eut l'intuition des schémas de circulations méridiennes dans la troposphère à l'échelle planétaire, induisant des mouvements ascendants dans les zones équatoriales et descendants dans les zones tempérées. À la fin du XIX<sup>e</sup>, des équipes de recherches françaises (Hermithe et Besançon, puis Teisserenc de Bort) mirent au point, puis perfectionnèrent la technique du lâcher de ballon. Ils découvrent ainsi l'existence d'une région très stable, quasiment isotherme aux altitudes supérieures à 10 km, la stratosphère.

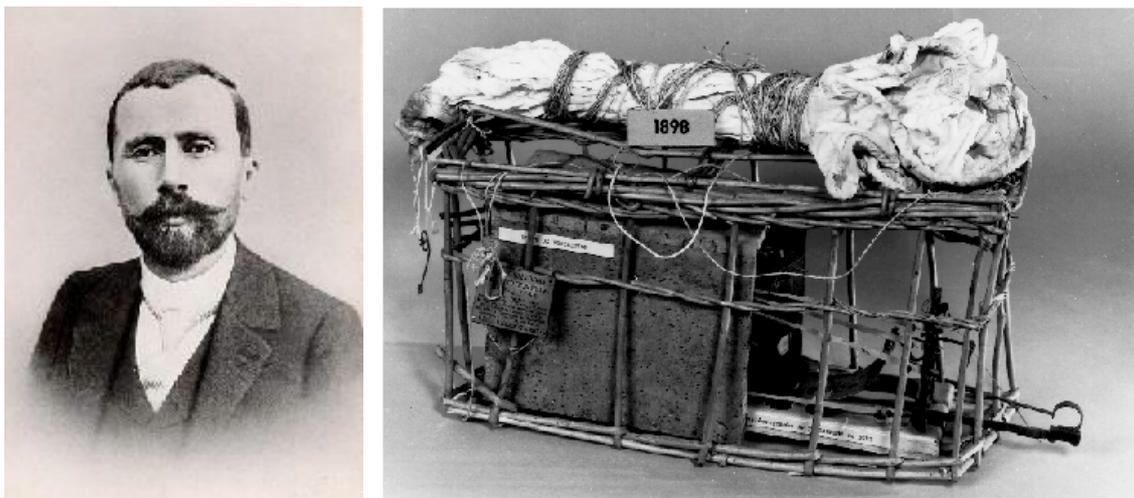


FIG. 2.1: Teisserenc de Bort, à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle a perfectionné les techniques de radiosondage et ainsi découvert la stratosphère. Photographies reproduites avec l'aimable autorisation de Météo-France.

Au début du XX<sup>e</sup> siècle, en particulier sous l'impulsion des travaux de Bjerknes et de Rossby, les schémas de circulations méridiennes planétaires sont précisés, en particulier en ce qui concerne les circulations stratosphériques, soulignant par la même, le couplage dynamique entre la stratosphère et la troposphère, et le rôle fondamental des échanges stratosphère-troposphère sur les grands équilibres globaux de l'atmosphère. Dans les années 50, travaillant sur des études de la répartition de l'humidité dans la basse stratosphère à l'échelle planétaire, et se basant sur des considérations liant le diabatisme et les transports à grande échelle, les travaux de Dobson et de Brewer confirment l'existence de subsidences en midlatitude et d'ascendances en tropique.

Dans les années 80, les échanges de la troposphère vers la stratosphère dans les tropiques sont rendus nécessaires pour expliquer et faire concilier le niveau de température de la tropopause et l'humidité de la basse stratosphère dans les zones de moussons tropicales. C'est l'hypothèse de "stratospheric fountain", de Newell et Gould-Stewart (1981), dont certains arguments seront toutefois remis en cause par Dessler (1998). L'explosion exponentielle de la puissance des moyens de calcul informatique, et le développement de la modélisation aboutissent à l'apparition de nouveaux concepts de circulation globale, connus sous le nom de "Downward Control Principle" (Haynes et McIntyre, 1987; Holton et al., 1995). Sans remettre en cause les circulations de Brewer-Dobson, le "Downward Control Principle" leur attribue une autre origine, qui n'est pas liée au diabatisme, mais à l'activité ondulatoire (principalement les ondes de Rossby), dont la force induite suffirait, à elle seule, à justifier le pompage de l'air tropical dans la stratosphère et la génération des circulations de grande échelle de Brewer-Dobson. En utilisant le rapport de mélange de vapeur d'eau entrant dans la basse stratosphère tropicale, comme marqueur de l'induction ondulatoire de la circulation moyenne à échelle globale, la théorie du "tape recorder"<sup>32</sup> permet de préciser les variabilités saisonnières et inter-annuelles du "Downward Control Principle" (Rosenlof et Holton, 1993; Mote et al., 1996).

Le point commun de tous les travaux qui viennent d'être cités est l'induction de mouvements ascendants dans les tropiques liés, de près ou de loin, à la convection, et à différentes échelles spatiales et temporelles. Dans ces travaux, il n'est pas, ou peu fait état de mouvements subsidents dans les tropiques. Pourtant, si la convection ne contrôle pas le débit d'air de la troposphère tropicale vers la stratosphère tropicale, on peut imaginer intuitivement que lors de fortes convections, par conservation de la masse, de l'air doit pouvoir passer de la basse stratosphère vers la troposphère. Des travaux récents ont en effet montré que des mouvements subsidents importants mais, à une échelle de grandeur inférieure, puissent avoir lieu et être susceptibles d'induire des échanges de la stratosphère vers la troposphère non négligeables dans les tropiques. En 1990, Rodgers et al., étudiant les ajustements ondulatoires près des cyclones tropicaux à partir de simulations numériques et des données TOMS, nota une descente significative de la hauteur de la tropopause dans l'œil et dans les régions périphériques du cyclone. Wang et al., en 1995, modélisèrent une tempête de convection profonde durant la campagne CEPEX<sup>33</sup>, et d'après leurs simulations, les échanges de la

---

<sup>32</sup> Les advections tropicales marquent la circulation stratosphérique globale comme les signaux enregistrés marquent la bande du magnétophone...

<sup>33</sup> La campagne CEPEX, dont le principal investigateur est Paul Willis, eut lieu en mars 1993 et avait pour objet l'étude des mécanismes radiatifs sur la température de surface de la mer dans le Pacifique équatorial (cf <http://www.aoml.noaa.gov/hrd/CEPEX.html>)

stratosphère vers la troposphère sur les bords de l'enclume ne sont pas négligeables par rapport aux échanges de la troposphère vers la stratosphère dans la tour convective. Analysant des données avions acquises pendant la campagne TRACE A, et effectuant une statistique de rétrotrajectoires, Loring et al. (1996), aboutirent, à l'issue de leur étude du cyclone de midlatitude, à une conclusion proche de celle de Rodgers et al. six ans plus tôt.

Récemment, dépouillant les données MOZAIC, Suhre et al. (1997), observèrent, près des zones convectives tropicales, des masses d'air d'extension horizontale 10 à 20 km, à l'altitude 10-12 km, extrêmement riches en ozone (100 à 500 ppbv), et également très humides (rapport de mélange de vapeur d'eau de 0.4 à 0.6 g/kg). L'origine de ces masses d'air a été associée par les auteurs à un échange stratosphère-troposphère soit par mouvement direct subsident, soit par transport quasi isentropique depuis le réservoir stratosphérique polaire. Ces données récentes, qui contrastent avec les observations dans l'océan Pacifique équatorial, où des concentrations d'ozone très faibles avaient été observées (Kley et al., 1996), soulignent l'extrême variabilité de l'ozone près des régions convectives tropicales, qui sont des régions où les mécanismes ne sont pas encore totalement élucidés.

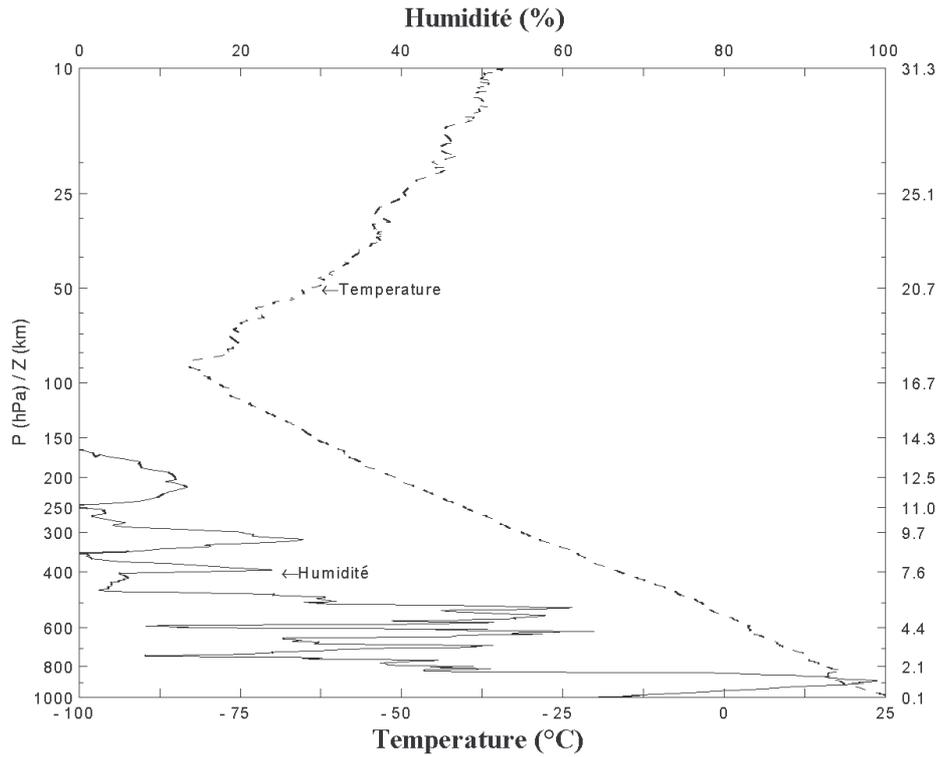
L'objet de l'étude présentée dans ce deuxième chapitre, est l'exploration d'un cas d'échange stratosphère-troposphère induit par un cyclone tropical intense, le cyclone Marlène, qui s'approcha des côtes mauriciennes et réunionnaises au début du mois d'avril 1995.

## 2.2 Le radiosondage du 6 avril 1995

Un radiosondage fut effectué à la Réunion le 6 Avril 1995. Ce radiosondage montre des caractéristiques très inhabituelles (cf figure 2.2). Des valeurs d'ozone extrêmement élevées ont été observées dans toute la troposphère libre (pression partielle d'ozone entre 50 et 80 nbar entre les niveaux de pression 800 et 250 hPa, et concentration d'ozone supérieure à 100 ppbv entre 800 et 100 hPa). Ces valeurs d'ozone sont largement supérieures aux valeurs moyennes climatologiques auxquelles on peut s'attendre à cette période de l'année : moins de 80 ppbv dans la troposphère libre (cf table 2.1).

En plus du niveau moyen très élevé de ce profil d'ozone, deux pics apparaissent : un d'environ 300 ppbv à l'altitude 260 hPa (10.5 km), et un second de plus faible intensité (200 ppbv) à 350 hPa (9 km). Le profil d'humidité est caractérisé par des valeurs importantes en dessous du niveau d'inversion des alizés, environ 60%. Dans la troposphère libre, le niveau d'humidité reste très important, avec des maxima relatifs entre 15 et 30%, alors qu'habituellement, la troposphère libre au dessus de la Réunion est très sèche (Randriambelo et al., 1999b). Les couches sèches de la troposphère libre présentent une anti-corrélation très nette avec l'ozone.

A



B

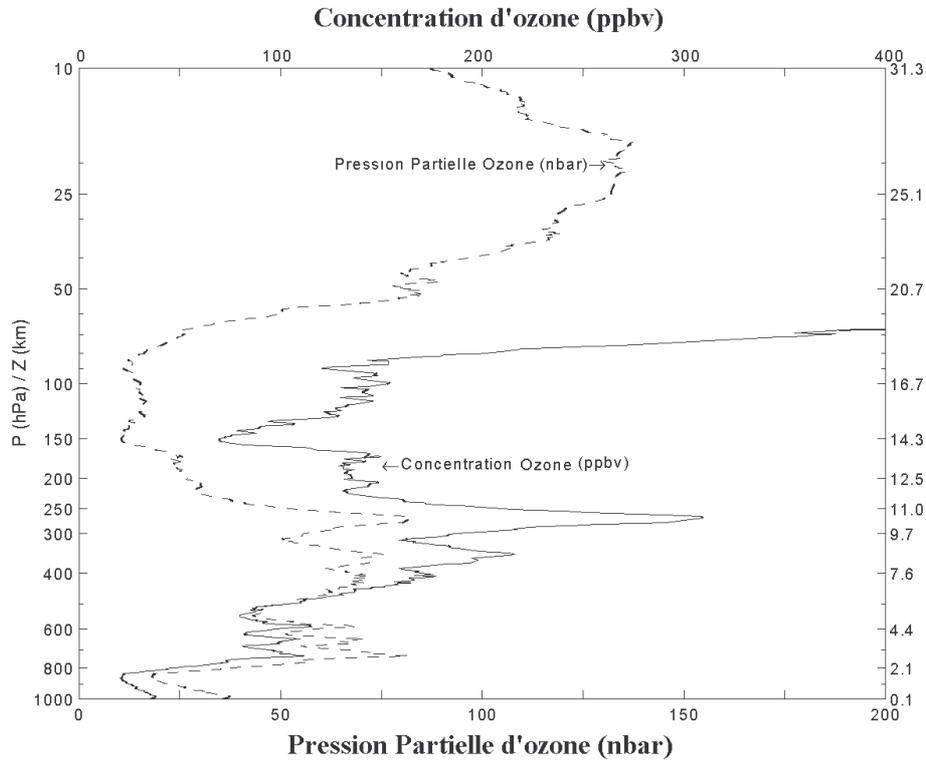
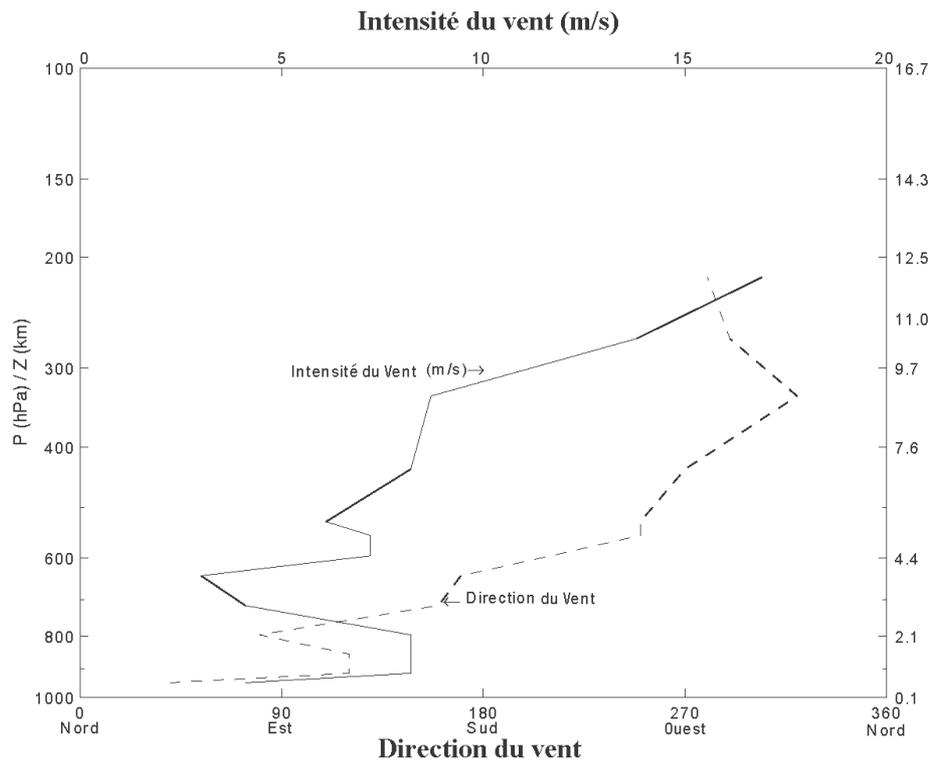


FIG. 2.2: Profils de température, humidité (A), et ozone (B), en fonction du niveau de pression et de l'altitude correspondante. Les profils de température, humidité et ozone proviennent d'un radiosondage effectué par le LPA le 6 avril 1995.

C



D

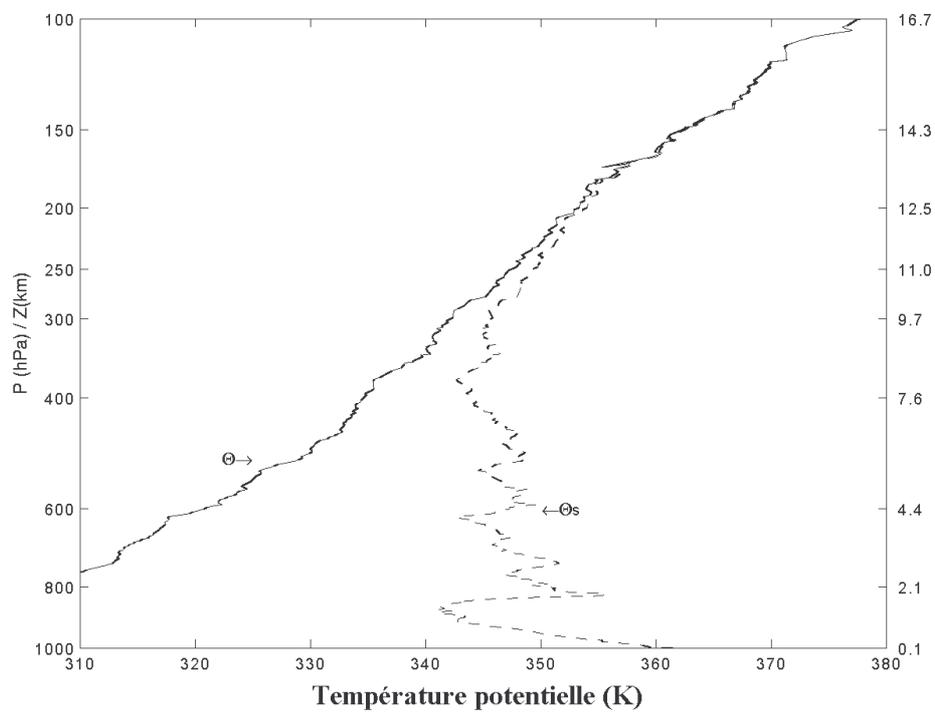


FIG. 2.2: (Suite) Profils verticaux de vent (C), température potentielle  $\theta$  et température potentielle à saturation  $\theta_s$  (D). Le profil de vent provient d'un radiosondage effectué par Météo-France Réunion

TAB. 2.1: Valeurs climatologiques d'ozone calculées en moyennant 11 radiosondages effectués au mois d'avril de 1992 à 1998.

Altitude (km)	O <sub>3</sub> (ppbv)	σ <sub>O<sub>3</sub></sub> (ppbv)	O <sub>3</sub> (nbar)	σ <sub>O<sub>3</sub></sub> (nbar)
1	23.0	6.3	20.8	5.7
2	28.9	9.2	23.2	7.3
3	39.8	23.2	28.4	16.6
4	51.1	17.4	32.3	11.0
5	47.5	19.2	26.5	10.7
6	55.1	23.5	27.1	11.6
7	64.7	35.6	27.9	15.4
8	67.2	37.8	25.4	14.4
9	68.1	45.5	22.4	15.1
10	67.6	52.8	19.3	15.2
11	73.3	50.6	18.1	12.6
12	68.0	30.4	14.5	6.6
13	68.8	30.1	12.5	5.6
14	70.2	17.5	10.9	2.7
15	84.5	21.0	11.1	2.7
16	113.7	24.7	12.6	2.7
17	143.8	19.0	13.4	1.7
18	237.3	46.6	18.6	3.6
19	474.6	80.9	31.3	4.8
20	971.0	192.2	54.2	10.3
21	1459.8	299.3	69.2	13.5
22	2068.8	262.2	83.5	9.8
23	2836.6	354.0	97.7	11.7
24	3751.5	463.4	110.7	12.4
25	4530.6	898.5	115.0	20.4

Pour illustrer les anti-corrélations caractéristiques de ces masses d'air, nous avons tracé l'écart entre le profil du 6 avril 1995 et un profil climatologique, l'ozone en fonction de l'humidité, et calculé les coefficients de régression et de corrélation (cf figure 2.3). Pour avoir un nombre de données suffisant pour des calculs significatifs, nous avons, pour le calcul du profil moyen, utilisé tous les radiosondages effectués à la Réunion, et à Irene en Afrique du sud, ainsi que les données MOZAIC de Johannesburg. En effet, ces trois sites de mesure sont situés dans une même bande de latitude (20 à 25° sud), et présentent des caractéristiques proches.

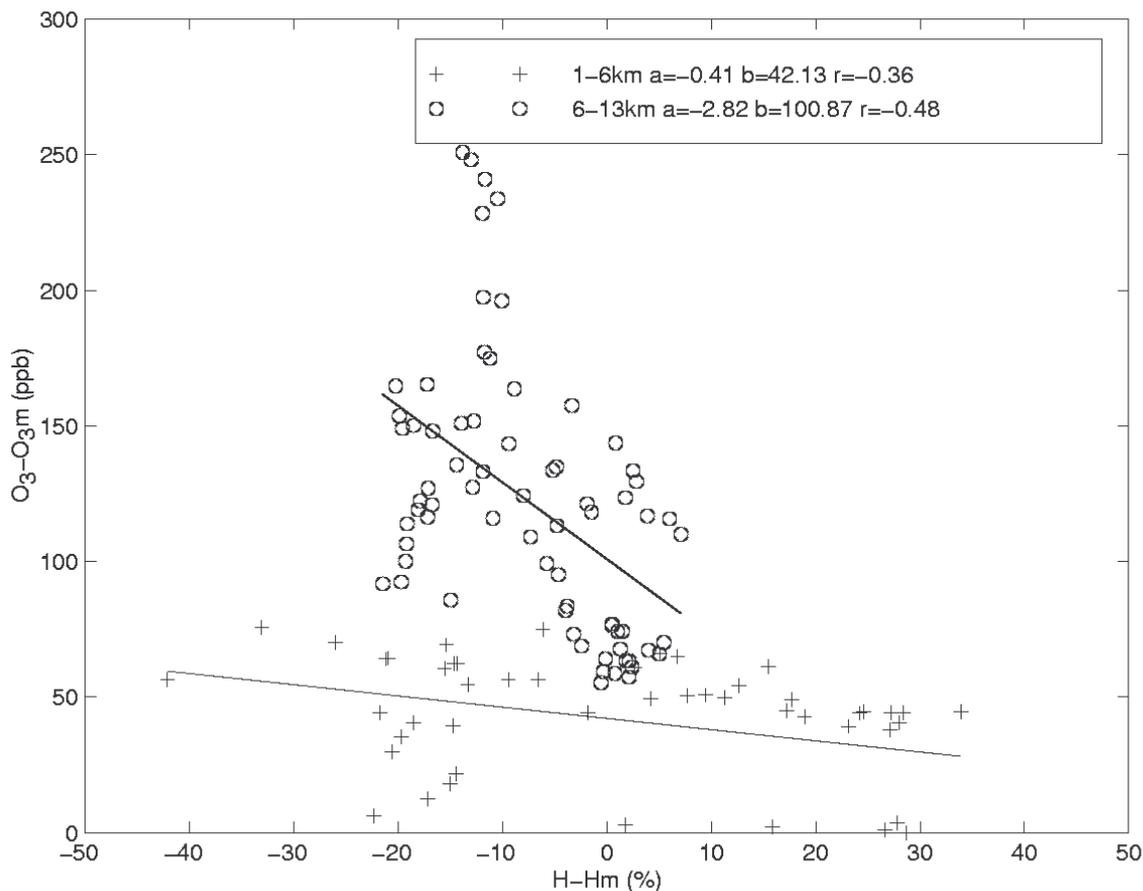


FIG. 2.3: Écart entre le profil du 6 avril 1995 et un profil climatologique caractéristique de la région sud-ouest de l'océan indien, l'ozone (ppbv) en fonction de l'humidité (%).

Dans les basses couches, entre 1 et 6 km, l'humidité et l'ozone sont anticorrélées, mais l'anticorrélation reste relativement faible, la pente de la droite de régression étant  $-0.41$  et le coefficient de corrélation étant  $-0.36$ . Dans la couche la plus fortement contaminée en ozone, entre 6 et 14 km, l'anticorrélation entre l'ozone et l'humidité est beaucoup plus nette, avec une pente de droite de régression de  $-2.82$  et un coefficient de corrélation de  $-0.48$ . Les coefficients de corrélation ( $-0.36$  et  $-0.48$ ) sont significativement non nul d'après le test statistique de Student à 98%. La masse d'air entre 6 et 14 km présente donc des caractéristiques stratosphériques très prononcées.

Le profil de température présente un gradient vertical régulier sur toute la troposphère, à une valeur proche du gradient vertical de température à saturation ( $-6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ). La tropopause thermique est bien marquée à l'altitude 17 km. Le profil de vent indique une faible composante d'est (5 à 10 m/s) dans les basses couches, et une rotation régulière des vents résultant en une assez faible composante d'ouest au dessus de 600 hPa.

Pour exclure la possibilité d'une erreur de mesure, nous avons vérifié tous les paramètres de fonctionnement de la sonde. La vitesse de pompage de la sonde ECC<sup>34</sup> a une valeur typique, 222 ml/min. Les températures des sondes ozone et PTU présentées dans la table 2.2 ne présentent aucune anomalie pour tout le radiosondage. Les valeurs de pression partielle d'ozone obtenues dans la stratosphère (130 nbar) sont dans l'ordre de grandeur de ce que l'on observe habituellement à la Réunion à cette période de l'année (cf table 2.1). Toutes ces considérations indiquent que ce radiosondage s'est déroulé normalement.

Le radiosondage a atteint l'altitude 31 km, ce qui correspond au niveau de pression 10 hPa. Cette altitude est bien supérieure au niveau du maximum d'ozone stratosphérique (130 nbar à 25-26 km). Nous avons donc calculé le contenu intégré d'ozone entre le sol et le sommet du profil, et nous avons obtenu  $6.61 \times 10^{18}$  molécules/cm<sup>2</sup>, ce qui correspond à 246 unités Dobson. Cette valeur est dans l'ordre de grandeur des contenus intégrés d'ozone obtenus par le spectromètre SAOZ<sup>35</sup> au début du mois d'avril 1995 (cf table 2.3). La similarité de ces valeurs intégrées est une nouvelle indication du bon fonctionnement des sondes de mesures du radiosondage du 6 avril 1995.

TAB. 2.2: Températures des sondes ECC et PTU lors de la montée et la descente du ballon.

P	Montée		Descente	
	T <sub>PTU</sub>	T <sub>ECC</sub>	T <sub>PTU</sub>	T <sub>ECC</sub>
50	-53.4	16.4	-12.6	27.0
100	-51.7	13.2	-32.1	26.3
150	-38.6	12.4	-46.8	24.8
200	-27.9	13.5	-49.3	23.4
300	-11.5	18.4	-40.8	21.3
400	-0.1	22.5	-28.6	19.9
500	8.5	26.3	-16.8	19.2
600	14.6	29.9	-8.4	19.2
700	20.7	33.3	-0.8	19.4

<sup>34</sup> La sonde ECC (Electro-Chemical Cell) est la plus employée pour les mesures d'ozone par radiosondage. La précision de mesure est d'environ 10% dans la troposphère (Barnes et al., 1985).

<sup>35</sup> Le SAOZ est un spectromètre passif permettant de mesurer, à chaque lever et coucher du soleil, les colonnes intégrées d'ozone et de NO<sub>2</sub>. Un SAOZ est opérationnel à l'université de la Réunion depuis septembre 1993.

TAB. 2.3: *Contenus d'ozone total obtenus par SAOZ. Acquisition et traitement des données : Thierry Portafaix.*

Date	Valeurs SAOZ (en unités Dobson)
1/4/95	251.9
2/4/95	247.3
3/4/95	249.1
4/4/95	250.3
5/4/95	249.7
6/4/95	251.7
7/4/95	243.9
8/4/95	246.5

## 2.3 Analyse et mise en évidence du transfert stratosphère-troposphère induit par le cyclone tropical

### 2.3.1 La photochimie?

Des valeurs élevées d'ozone dans la troposphère peuvent provenir de deux phénomènes physiques très différents : la production photochimique et un transfert dynamique de masses d'air riches en ozone stratosphérique de la stratosphère vers la troposphère. L'hypothèse de la production photochimique de l'ozone qui fut suggérée par Crutzen et al. (1979), suit des mécanismes chimiques très complexes, faisant intervenir un nombre de composés chimiques considérable, et qui ne sont pas encore actuellement totalement élucidés. Régulièrement, des équipes de recherche identifient des nouveaux composés pouvant jouer un rôle dans la production photochimie de l'ozone : le monoxyde de carbone CO (Logan et al., 1981), les oxydes d'azote NO<sub>x</sub> (Ehhalt et al., 1992), le méthane CH<sub>4</sub>, les non-méthane hydrocarbures NMHCs (Andreae et al., 1994), l'acétone et les peroxydes HO<sub>x</sub> (Singh et al., 1995, Folkins et al., 1998), les oxydes d'azote NO<sub>x</sub> produits par les éclairs (Flatoy et Hov, 1997).

Cependant, on peut dire très schématiquement que la production photochimique de l'ozone est favorisée lorsque les radiations ultraviolettes solaires ont une intensité maximale, lorsque les précurseurs d'ozone ont été injectés dans la troposphère libre et lorsque l'humidité n'est pas trop importante. L'île de la Réunion n'est pas un site très pollué et les seules sources de précurseurs d'ozone sont les feux de brousse et de forêt. Les feux de biomasse susceptibles d'influencer la Réunion ont lieu principalement à Madagascar et dans la partie sud-est de l'Afrique. Cependant, leur influence n'est significative que durant le printemps austral (Baldy et al., 1996), le maximum d'intensité a été observé en octobre - novembre pour les feux de Madagascar et en septembre - octobre pour ceux du sud-est africain (Randriambelo et al., 1999). Au mois d'avril, elle est très faible. Expliquer le profil du 6 avril 1995 par une influence anthropogénique semble donc peu satisfaisante. De plus, le niveau de contamination

maximum observé par les feux est d'un ordre de grandeur inférieur au profil observé le 6 avril 1995. D'après les modélisations effectuées lors de la thèse de Fabienne Taupin, l'influence de la production photochimique engendre une production nette de 5 ppbv par jour, dans les cas les plus favorables (Taupin, 1997). D'autres modélisations sont un peu plus "optimistes" quant aux possibilités de production photochimique, allant jusqu'à 8 ppbv/jour (Thompson et al., 1997), sans toutefois arriver à des productions d'ozone susceptibles d'aboutir à des valeurs d'ozone observées le 6 avril 1995.

D'autre part, si des feux de biomasse avaient eu lieu en Afrique à cette période (ce qui aurait été inhabituel) et avaient joué un rôle lors de cet événement, des signatures seraient visibles sur les données ozones prises en Afrique. Or, les données MOZAIC de Johannesburg au début du mois d'avril 1995 ne montre aucun enrichissement en ozone (cf figure 2.4). D'autres mécanismes semblent donc nécessaires pour expliquer ce cas d'étude.

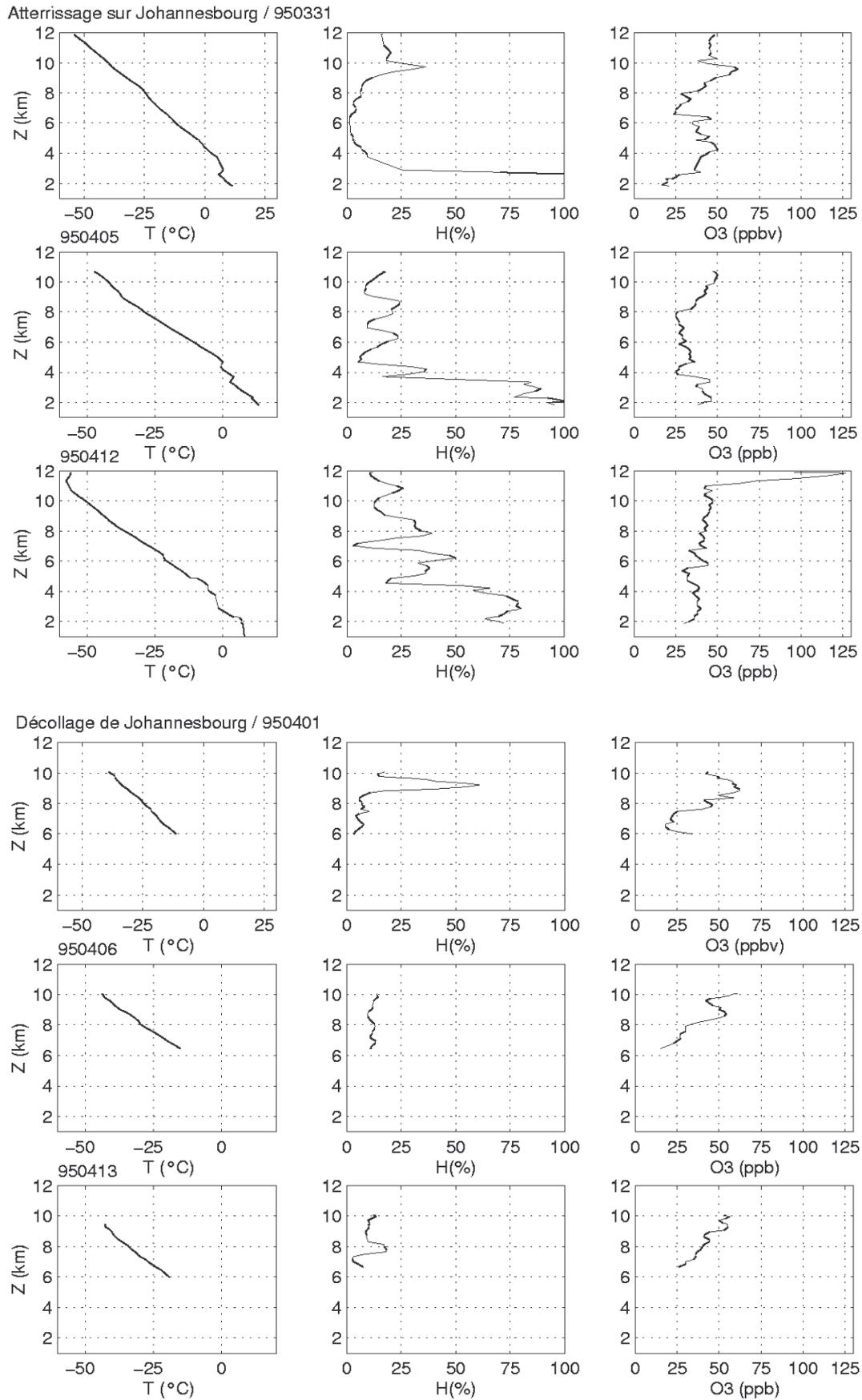


FIG. 2.4: Profils de température, humidité et ozone issus des données MOZAIC du début du mois d'avril 1995 à Johannesburg.

### 2.3.2 Le courant-jet subtropical?

Nous avons vu dans le premier chapitre que le courant-jet subtropical pouvait être à l'origine de pénétrations de masses d'air stratosphériques profondément dans la troposphère, suivant des mécanismes dynamiques assez similaires aux foliations induites par le courant-jet polaire. A priori, étant donné la latitude de la Réunion, et la position moyenne théorique du courant-jet subtropical (40° sud en été austral, et 30° sud en hiver austral), le pic d'ozone observé le 6 avril n'est probablement pas issu d'un phénomène lié au courant-jet subtropical. Les analyses des modèles globaux NMC<sup>36</sup> et ECMWF des quinze premiers jours du mois d'avril 1995 ne suggèrent pas la présence de forts noyaux de courant-jet susceptible d'induire une foliation d'intensité suffisante pour introduire les quantités d'ozone dans la troposphère observées par radiosondage. Les champs de vent sur l'isobare 300 hPa le 6 avril 1995 (cf figure 2.5) montrent des vents de faible intensité pour les données du modèle NMC (un petit maximum local de 25 m/s à 60° est-80° est, 20° sud-30° sud), et d'intensité légèrement plus élevées pour les données du modèle ECMWF, 30 m/s (50° est-65° est, 25° sud-30° sud)

Ce jet-streak, localisé au sud de la Réunion le 6 août 1995, a pu avoir une légère influence sur l'apport d'ozone observé à la Réunion. Cependant, la Réunion est située en entrée du noyau de courant-jet, assez nettement sur la face anticyclonique (hauteur géopotentielle de l'isobare 300 hPa = 9660m, pour 9560m pour l'autre face, la face cyclonique). La probabilité d'obtenir une foliation de tropopause étant donné ce contexte météorologique (zone d'entrée d'un courant-jet rectiligne, sur la face anticyclonique) est en théorie très faible, les échanges stratosphère-troposphère sur le côté anticyclonique ayant lieu principalement par mélange turbulent (Bertin et al., 1995). De plus, le courant-jet est rectiligne, de faible intensité (25 m/s pour le modèle NMC et 35 m/s pour le modèle ECMWF), et il n'y a pas de courbure pour amplifier une éventuelle foliation de tropopause. Ces caractéristiques sont bien moins favorables à la formation de foliation de tropopause que dans les cas analysés dans le premier chapitre, ou des jets-streak d'intensité deux fois supérieure (60-70 m/s), parfois avec des courbures favorisant la frontogénèse, avaient conduit à des apports d'ozone bien moindre que ceux observés le 6 avril. Étant donné l'ampleur de l'apport d'ozone, un courant-jet extrêmement fort, associé une zone très barocline et frontogénétique en dessous du courant-jet, et un lâcher de radiosondage plus près de la face cyclonique seraient éventuellement susceptibles d'expliquer une telle contamination observée sur le radiosondage du 6 avril 1995. L'explication courant-jet n'étant pas suffisante pour expliquer l'ampleur de la contamination d'ozone observée le 6 avril, nous sommes amenés à étudier une autre hypothèse, le cyclone tropical Marlène.

---

<sup>36</sup> Les données NMC utilisées dans ce chapitre ont une résolution horizontale inférieure à celle des données ECMWF, 2,5 degrés en latitude et en longitude.

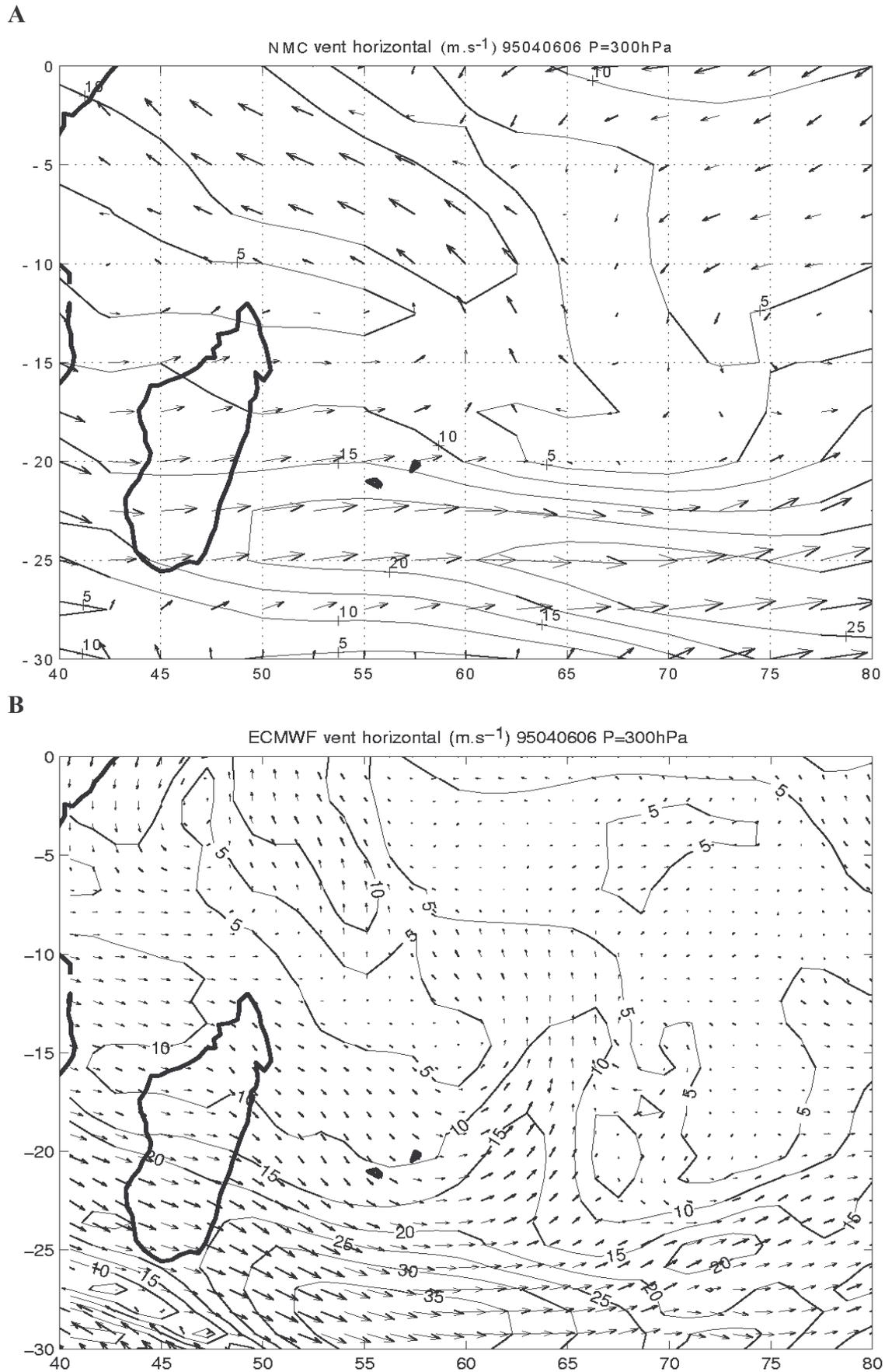


FIG. 2.5: Champs de vent horizontal sur l'isobare 300 hPa, le 6 avril 1995, d'après les modèles NMC (A) et ECMWF (B).

### 2.3.3 Le cyclone tropical

Pendant la période début avril 1995, la partie sud-ouest de l'océan indien fut affectée par une dépression tropicale qui s'est formée le 30 mars, à environ 2000 km au nord-est de la Réunion. Le premier avril, cette dépression tropicale devient le cyclone tropical Marlène, le plus fort de la saison cyclonique 1994-95 dans l'océan indien (Lander et al., 1998). Les 3 et 4 avril, Marlène, le cyclone tropical devenu intense, atteint son intensité maximale, avec des vents de 130 knots (67 m/s), les rafales atteignant 160 knots (82 m/s). Le 6 avril, Marlène occupe sa position la plus proche de la Réunion, à environ 1000 km à l'est de la Réunion, et à l'est de la face cyclonique du jet-streak étudié dans la section précédente. Marlène a ensuite poursuivi sa route dans la direction est-sud-est, en s'affaiblissant (cf figure 2.6).

Deux types d'images satellite sont disponibles dans la zone océan indien : les satellites géostationnaires et les satellites à orbites défilantes. Depuis la campagne de mesure INDOEX, le satellite géostationnaire Météosat 5 a été positionné à la longitude 60° est, ce qui permet une bonne couverture de la zone. Cependant, en 1995, seules les images du satellite à défilement NOAA (en version 14) étaient disponibles. En conséquence, nous avons utilisé les données du radiomètre AVHRR embarqué sur le satellite NOAA. La figure 2.7 est composée de plusieurs passages dans la journée du 6 avril 1995, la température de surface de la mer étant calculée d'après l'algorithme de Barton (Barton et al., 1989a et 1989b).

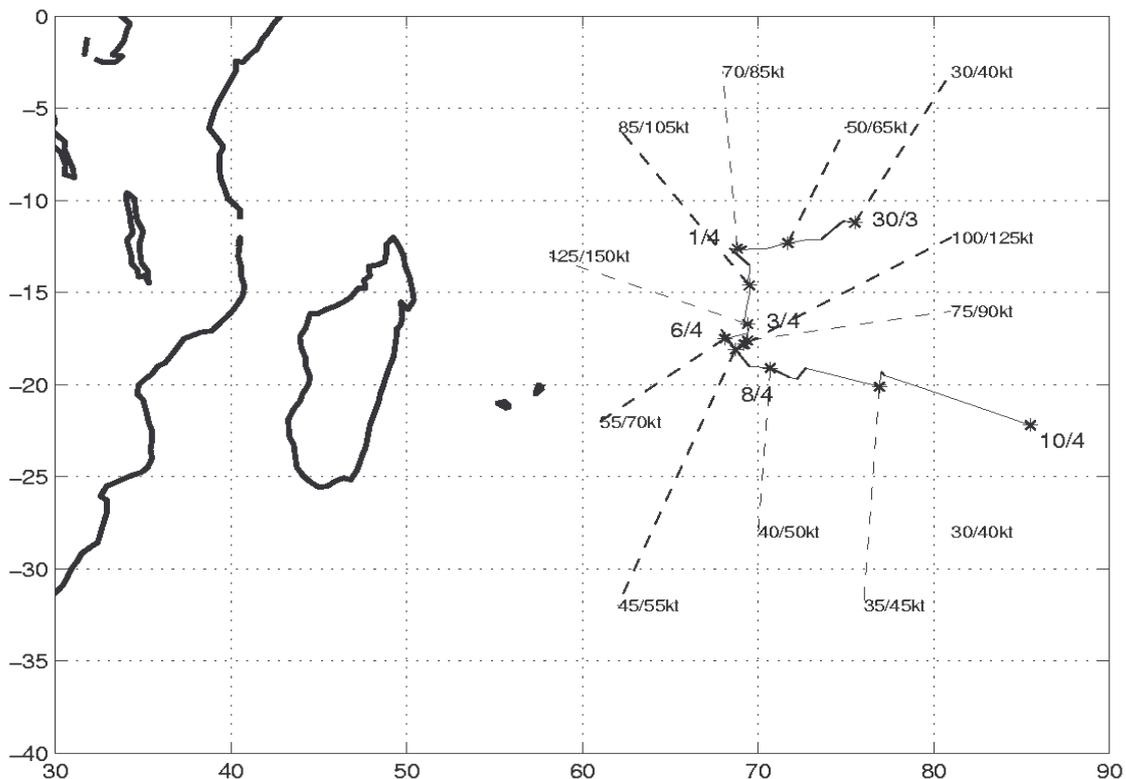


FIG. 2.6: Données d'observation météorologiques et trajectoire du cyclone Marlène.

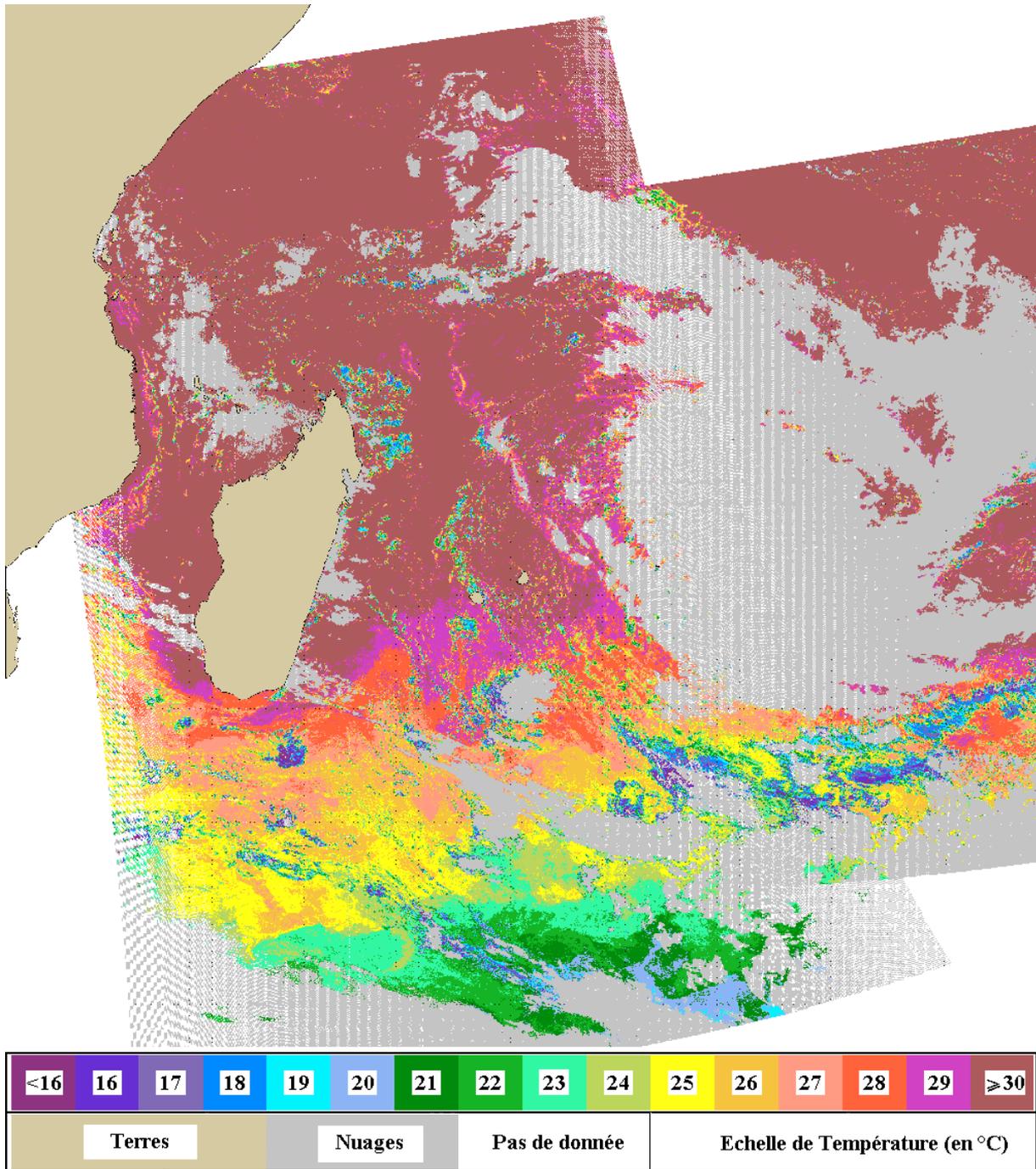


FIG. 2.7: Température de surface de la mer calculée à partir du capteur AVHRR équipant le satellite NOAA. Plusieurs passages du satellite composent cette image. Extraction des données satellitaires : Tantely Randriambelo, via l'antenne de réception de l'ORSTOM-Réunion.

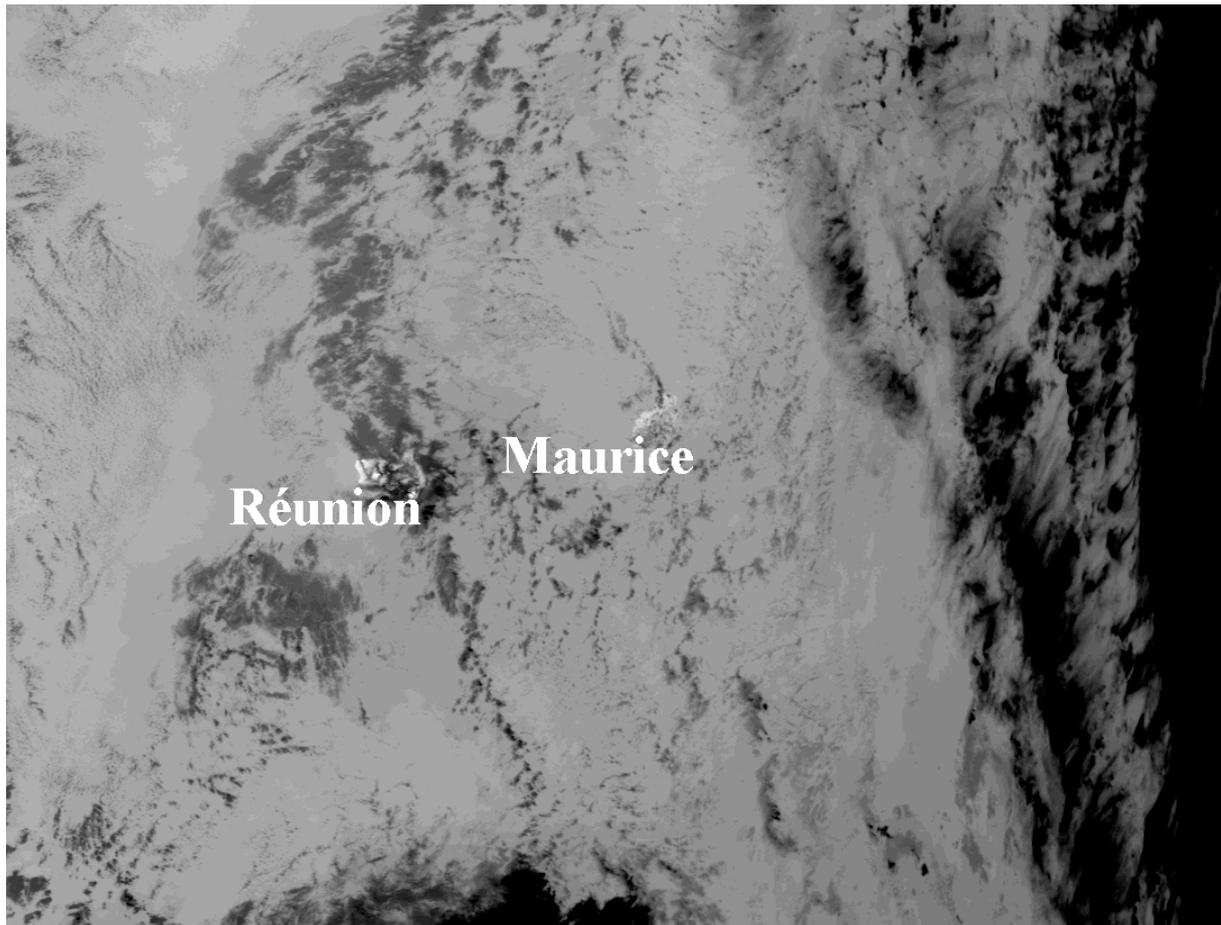


FIG. 2.8: *Détail des structures nuageuses, obtenu à partir de la température de brillance du canal 4 de AVHRR. Cette image a été obtenue à partir du passage de 10h34 TU le 6 avril 1995. Les zones claires correspondent aux températures chaudes, et les zones sombres aux températures froides.*

Un filtre permet de détecter la présence de région nuageuse, mais ne donne pas d'information sur le type de nuage ni sur l'altitude du sommet du nuage. Cette image nous permet de constater l'importance de ce cyclone, de part la large extension nuageuse qui lui est associé, et dont le diamètre est supérieur à 1000 km. La température de surface de la mer est supérieure à 30°C au nord du cyclone, et environ 28°C au sud. Ces deux températures sont supérieures au seuil de cyclogénèse, 26°C, température de surface de la mer au delà de laquelle, sous certaines conditions de stabilité dans la basse troposphère, les cyclones tropicaux pourront se former et se développer. La figure 2.8, construite à partir d'un seul passage du satellite, permet d'une part de détailler la structure fine de la couverture nuageuse dans la zone, et d'autre part de remonter à la température de brillance, et donc à l'altitude du sommet du nuage. La température de brillance associée au cyclone est extrêmement basse, moins de 200K. Cela suggère que les nuages de convection profonde associés au cyclone ont

connu un fort développement vertical, atteignant la tropopause<sup>37</sup>. La Réunion n'est pas située dans la zone nuageuse associée au cyclone, mais dans sa périphérie, à environ 500 km. On peut toutefois observer quelques nuages de basse couche (280K) situés juste au dessus de la Réunion. Des nuages de haute altitude (probablement des cirrus), forment une spirale autour de la partie active du cyclone, et représentent l'extension apparente de la divergence associée à la partie supérieure du cyclone. Les circulations agéostrophiques divergentes calculées à partir des données de modèle (cf figure 2.9) sont en accord avec les structures nuageuses visibles sur les images satellites (cf figure 2.7 et 2.8). Ces nuages de haute altitude observés près des masses actives du cyclone sur les images satellites (cf figure 2.8) correspondent à la couche située au dessus du pic d'ozone au niveau 150 hPa (cf figure 2.2b). La destruction par chimie hétérogène peut avoir lieu dans les cirrus (Reichard et al., 1996). Ce mécanisme de destruction d'ozone dans les cirrus est étudié dans le cadre d'une autre thèse menée au laboratoire par Stéphane Roumeau.

Les zones nuageuses observées sur les images satellites (cf figures 2.7 et 2.8) correspondent exactement aux circulations cycloniques de basse couche modélisées par les données des modèles ECMWF et NMC (cf figure 2.10), et aux circulations anticycloniques de hautes couches (cf figure 2.5 et 2.9). A cause du lissage lié à la faible résolution des données des modèles ( $1.125^\circ$  pour ECMWF et  $2.5^\circ$  pour NMC), les intensités des vents horizontaux sont légèrement inférieures aux intensités des vents observés (cf figure 2.6). Des vents de 20 m/s pour les modèles globaux correspondent approximativement à des vents observés in situ de 30 m/s.

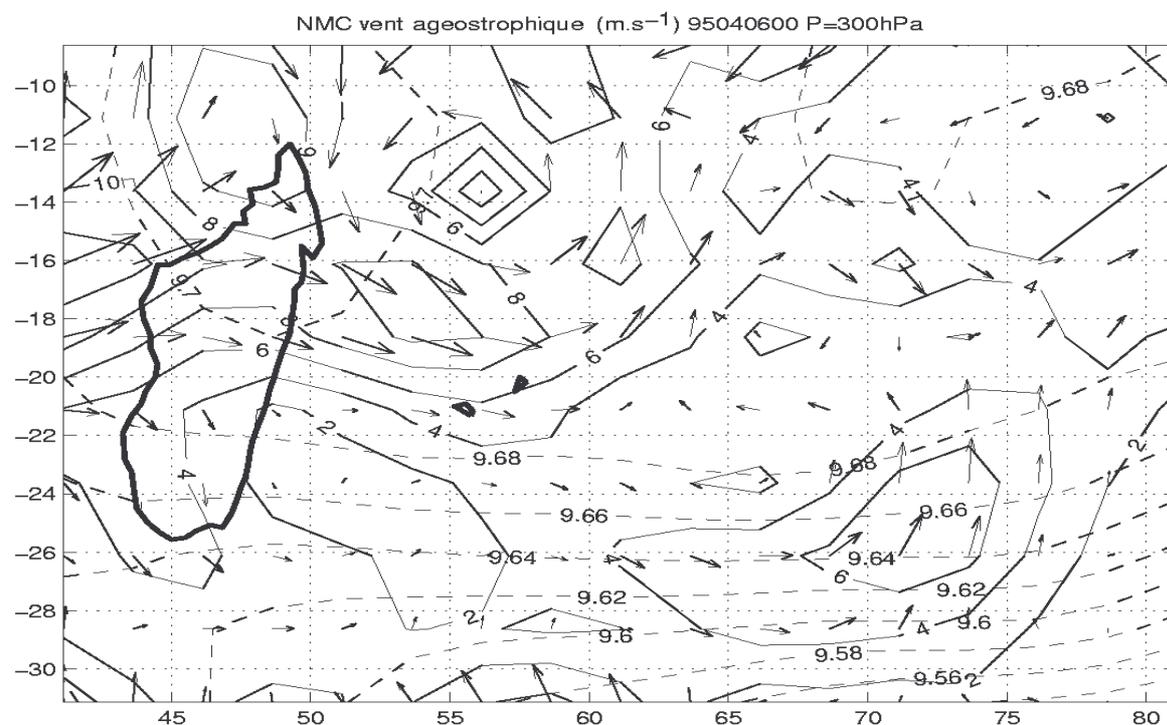


FIG. 2.9: Composante agéostrophique du vent calculée sur l'isobare 300 hPa le 6 avril 1995, 0hTU.

<sup>37</sup> L'ampleur de l'activité convective pourrait être confirmée d'une manière plus précise au moyen des données OLR.

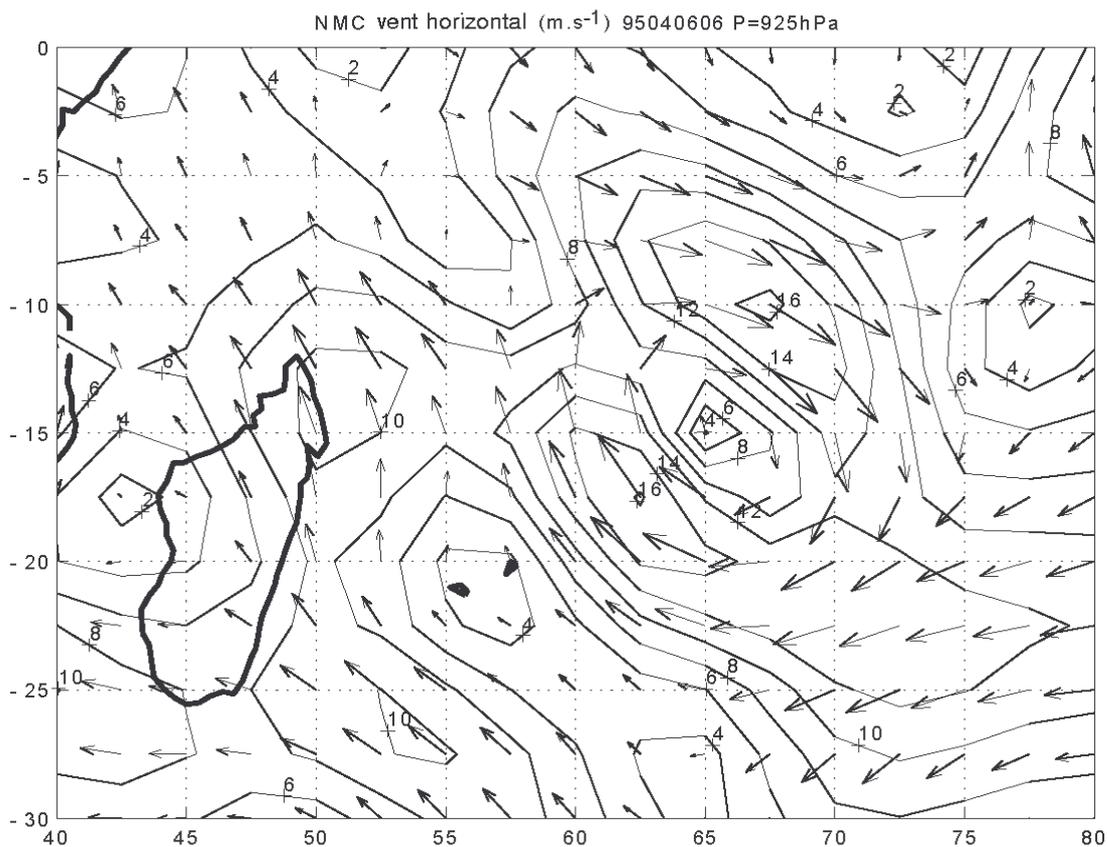
La structure verticale des vents obtenus par les modèles ECMWF et NMC correspond bien aux vents observés in situ, avec, dans les 3 cas, des vents de sud-est d'intensité modérés (5 à 10 m/s) dans les basses couches au dessus de la Réunion, et une composante d'ouest d'intensité supérieure (15 à 20 m/s) dans les hautes couches. Le profil de vent observé au dessus de la Réunion (cf figure 2.2c) est cohérent avec l'influence d'un cyclone tropical à l'ouest de la Réunion. La circulation cyclonique renforce les vents d'alizés de sud-est observés habituellement dans les basses couches à la Réunion. L'inversion des vents, observée habituellement à l'altitude 4-5 km est remplacée par une rotation régulière des vents jusqu'à une composante d'ouest renforcée par les circulations agéostrophiques divergentes en hautes couches.

Les données de modèle NMC et ECMWF sont moins initialisées dans l'océan indien, aux latitudes tropicales dans l'hémisphère sud que dans les régions européennes et nord-américaines. Cependant, le bon accord entre certains paramètres de notre jeu de données (modèles, satellite, radiosondage) nous suggère d'accorder une bonne confiance aux données ECMWF et NMC. Nous allons donc les utiliser dans la suite pour une étude dynamique approfondie de mécanisme par rapport au cyclone.

Les effets les plus spectaculaires d'un cyclone tropical sont la génération de précipitations importantes et de vents violents et destructeurs près du sol (cf figure 2.10). Cependant, lorsque le cyclone est important, les implications dynamiques du cyclone ne se limitent pas aux vents de surface, et des instabilités verticales sont générées dans toute la troposphère, dans la zone active du cyclone, et dans son voisinage. Ces instabilités générées en altitude sont d'intensité moindre que celles générées au sol, mais elles jouent un rôle important dans la dynamique tridimensionnelle du cyclone. La vorticité potentielle, qui est un critère de stabilité, est conservée dans l'atmosphère en l'absence de réchauffement diabatique et de frottement (Hoskins et al., 1985). Ce n'est pas rigoureusement le cas près du sol, ni dans les zones hautement convectives comme les zones actives des cyclones tropicaux où le diabatisme joue un rôle important. Cependant, la vorticité potentielle est bien conservée en dehors de ces zones, et en particulier dans les régions périphériques du cyclone, dans la haute troposphère.

Le champ de vorticité potentielle sur l'isobare 225 hPa (cf figure 2.11) permet de distinguer une structure dipolaire caractéristique des situations dynamiques en présence de cyclone (Salby, 1996). L'atmosphère est divisée en trois bandes zonales: une bande de hautes valeurs de vorticité potentielle à 20° sud, une bande de faibles valeurs entre 20° sud et 30° sud, et une zone de fortes valeurs en dessous de 30° sud, correspondant aux masses d'air des midlatitudes.

A



B

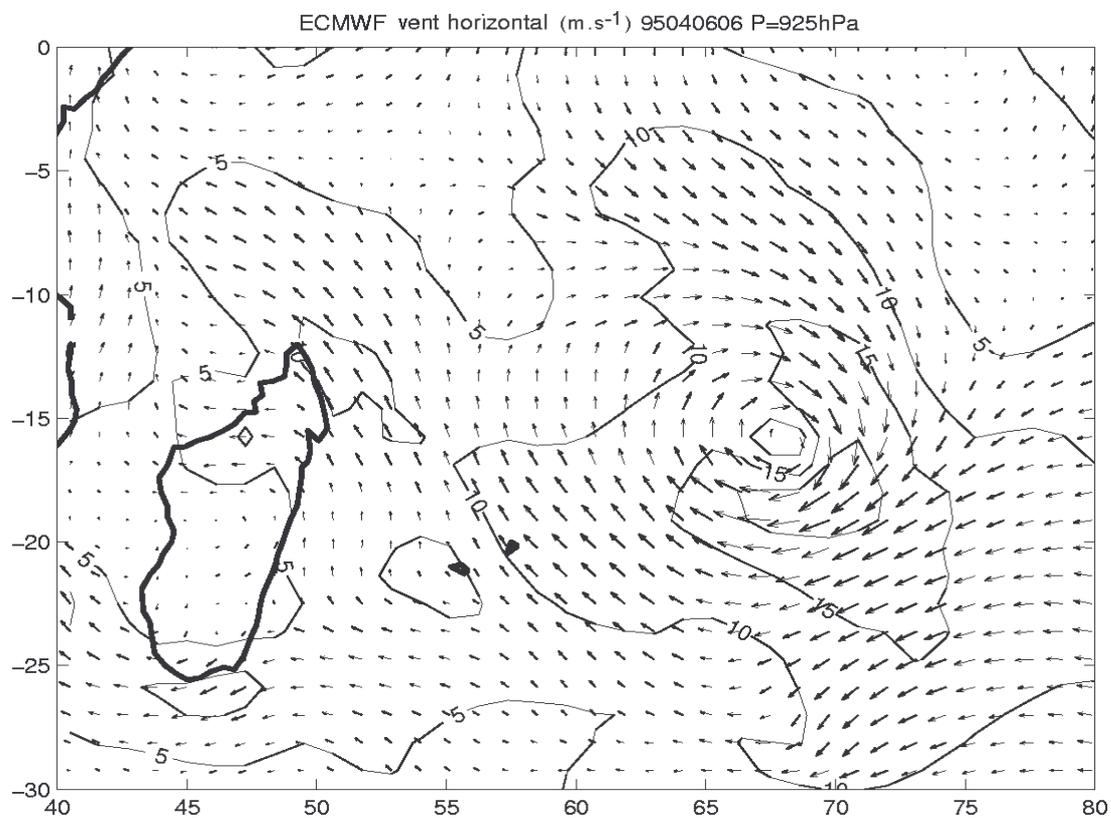


FIG. 2.10: Champs de vent horizontal près du sol, le 6 avril 1995, d'après les modèles NMC (A) et ECMWF (B).

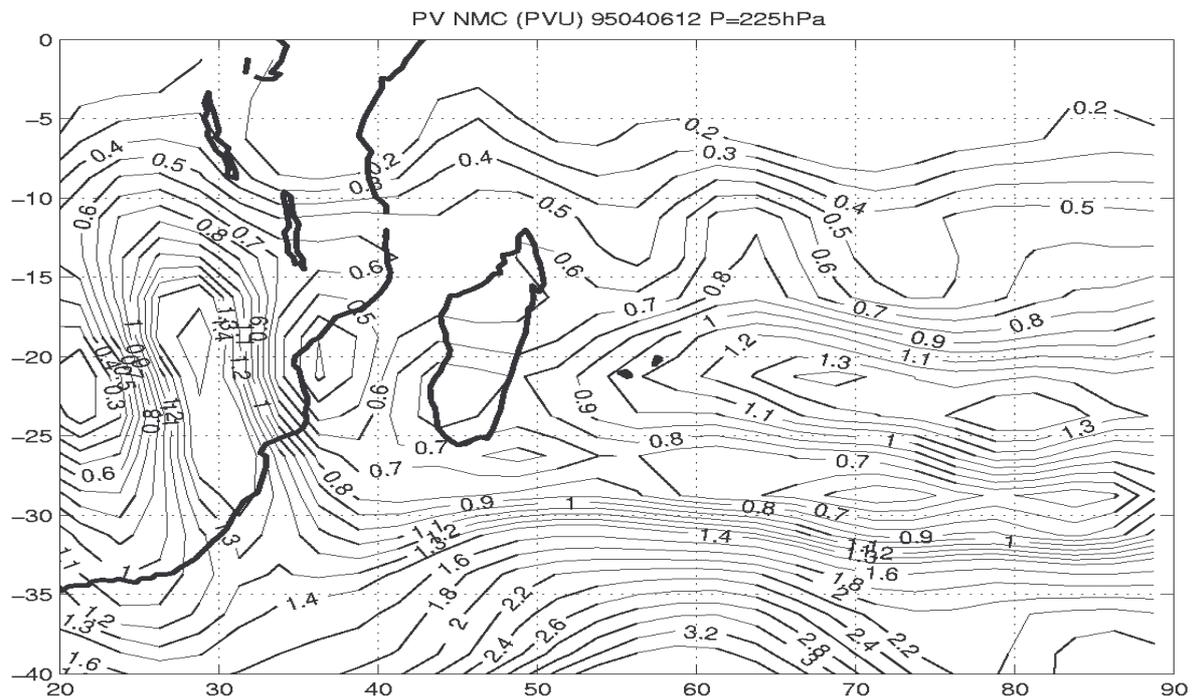
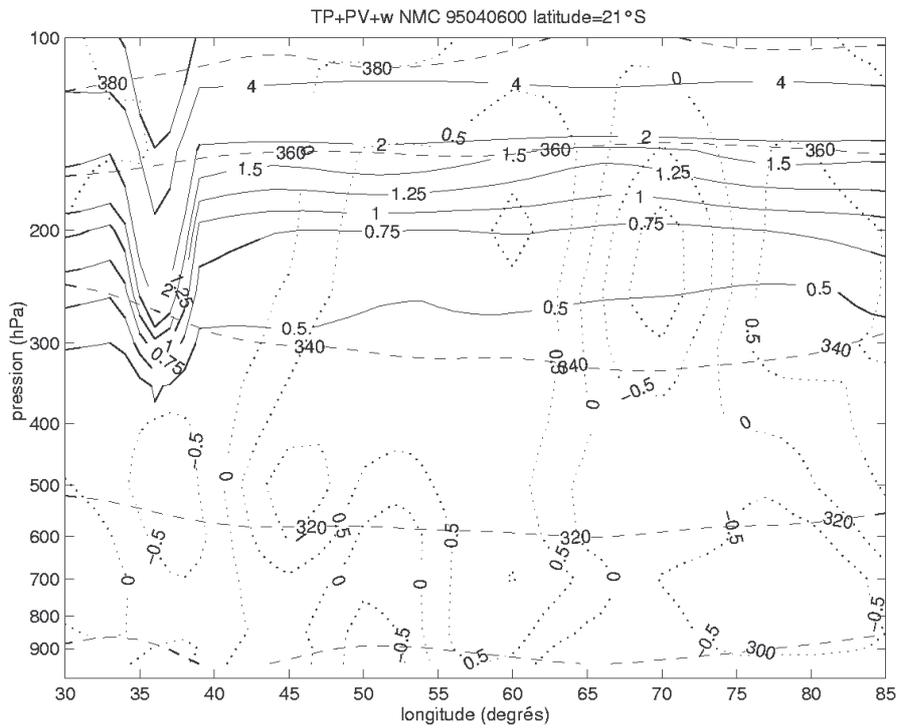


FIG. 2.11: Champ de vorticité potentielle sur l'isobare 225 hPa le 6 août 1995, calculé à partir des données NMC.

Les coupes verticales le long de la ligne zonale 21° sud (la latitude de la Réunion, située dans la première bande de la structure dipolaire) montre la structure verticale de l'anomalie de vorticité potentielle, et les subsidences dans la haute troposphère à l'ouest du cyclone (cf figure 2.12). Les isosurfaces de vorticité potentielle montrent des irrégularités très nettes au niveau de la tropopause dans la zone périphérique du cyclone, ces irrégularités étant mieux visibles sur la coupe calculée à partir des données ECMWF que sur celle calculée par le modèle NMC, grâce à la meilleure résolution horizontale des données ECMWF. Les deux modèles indiquent une augmentation de la vorticité potentielle au dessus de l'Afrique, mais qui ne semblent pas liée au cyclone, ni se propager vers l'est. De plus, les observations des données MOZAIC au dessus de Johannesburg (cf figure 2.4) n'indiquent pas des profils d'ozone extrêmement contaminés.

A



B

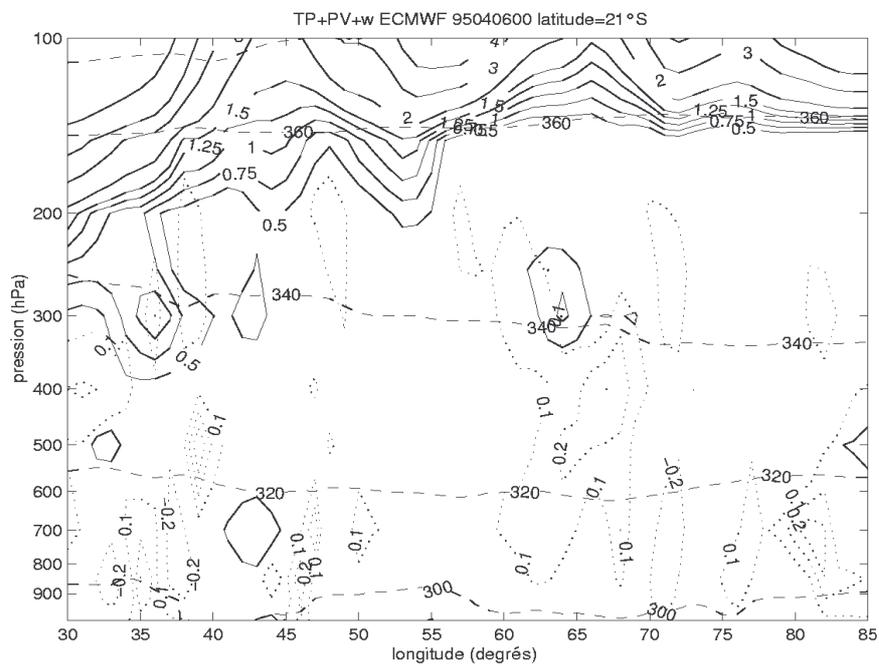


FIG. 2.12: Coupes verticales zonales de la vorticité potentielle (lignes continues), de la température potentielle (lignes tiretées) et du vent vertical (lignes pointillées, les valeurs négatives indiquent des ascendances, et les valeurs positives des subsidences), d'après les modèles NMC (A) et ECMWF (B).

Caractériser la structure verticale fine de ce maximum relatif de vorticité potentielle qui coïncide avec le maximum d'ozone est rendu difficile par la faible résolution verticale des données de modèles. Pour essayer de contourner cette difficulté, nous avons calculé le profil de vorticité potentielle de deux manières: d'abord classiquement en n'utilisant que les données des modèles NMC et ECMWF, puis avec une seconde méthode, en utilisant la stabilité verticale observé par le radiosondage du 6 avril 1995, combinée avec la stabilité inertielle calculée à partir des modèles globaux (cf figure 2.13). Le profil NMC montre une tropopause deux kilomètres plus basse que le profil ECMWF, mais les deux profils montrent une structure assez similaire. La couche qui est sèche et enrichie en ozone (entre 8 et 12 km), correspond bien à un maximum relatif sur les deux profils de vorticité potentielle, même si les valeurs restent en dessous de 2 unités de vorticité potentielle.

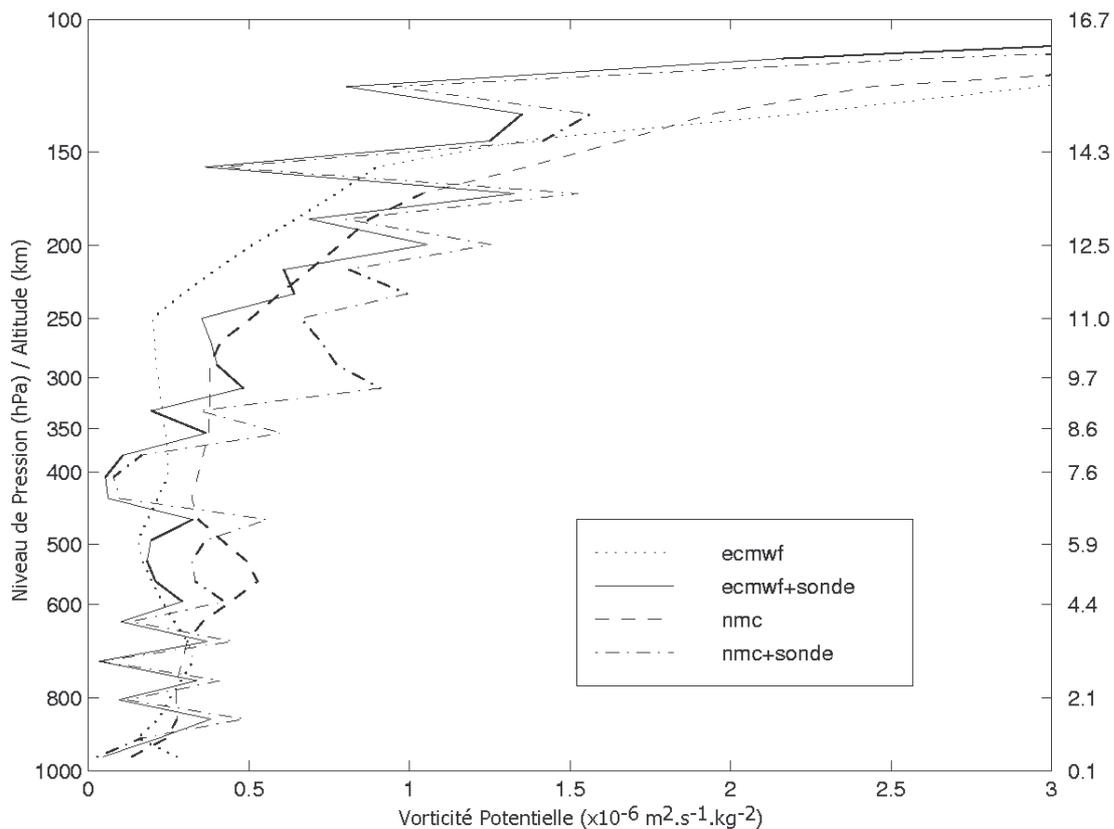


FIG. 2.13: Profils de vorticité potentielle calculés au dessus du site de la Réunion, d'une part uniquement avec les données de modèle, et d'autre part en utilisant la stabilité verticale du radiosondage interpolée avec un pas de 500 mètres.

Le bon accord entre les profils d'ozone et de vorticité potentielle indique que les phénomènes d'érosion diabatique ont eu peu de temps pour se développer, et que les masses d'air sont peu mélangées. L'apport important d'ozone sur une couche importante de la troposphère, et les différents éléments dynamiques de cette étude supportent l'hypothèse de mouvements locaux subsidents liés aux circulations agéostrophiques dans les régions périphériques du cyclone. Les subsidences indiquées par les deux modèles varient entre 0.1 et 0.5 Pa/s (cf figure 2.12). Etant donné que les déplacements verticaux induits par les circulations agéostrophiques supérieures du cyclone sont probablement à une échelle assez petite, ces grandeurs sont probablement sous-évaluées par le lissage lié à la basse résolution des données des modèles. En prenant une valeur typique de subsidence de 0.5 Pa/s, on peut évaluer à environ 13 heures le temps hypothétique requis pour qu'une masse d'air à méso-échelle passe du niveau 60 hPa au niveau 300 hPa. Le niveau 60 hPa correspond au niveau stratosphérique où des valeurs d'ozone de 300 ppbv sont typiquement observées, alors que le niveau 300 hPa correspond au niveau du pic d'ozone observé le 6 avril 1995. Le temps de 13 heures est significativement inférieur à la durée de vie du cyclone Marlène (plus d'une semaine).

On peut restreindre la portée de ce calcul d'ordre de grandeur par l'observation suivante: Un mouvement subsident direct d'une particule d'air isolée de son entourage passant de 60 à 300 hPa avec une vitesse verticale caractéristique de 0.5 Pa/s s'accompagnerait d'une compression et d'un apport d'énergie. L'écart de température étant important, et le temps caractéristique étant relativement faible pour un échange radiatif, on peut penser à la chaleur latente, dont le différentiel serait de 40K en 13 heures, ce qui est très important. Dans des conditions normales, l'atmosphère ne peut tolérer un tel différentiel d'énergie, et la vitesse doit se réajuster dans les heures qui suivent. Cependant, un cyclone tropical, à fortiori lorsqu'il atteint l'intensité du cyclone Marlène, fonctionne comme une machine thermodynamique caractérisée par de violents mouvements verticaux qui, du fait d'une alimentation à la base par de la chaleur latente, peuvent amener à de très hautes altitudes de grandes quantités d'eau. Les particules d'air chargées en eau sont saturées en montée et donc produisent un nombre important de gouttes d'eau qui, dans la haute troposphère, se transforment en cristaux de glace. Du fait des vitesses de transport importantes mis en jeu dans un cyclone, on peut penser que lors d'échanges de la troposphère vers la stratosphère induits au dessus des masses actives du cyclone, le temps de résidence de ces masses d'air dans la stratosphère est relativement court, et que les cristaux de glace n'ont pas le temps de se sublimer totalement. Lors des échanges de la stratosphère vers la troposphère en périphérie du cyclone, il est envisageable que les particules d'air stratosphériques englobent une certaine quantité de cristaux de glace, dont la liquéfaction pourrait absorber et donc compenser une certaine quantité de chaleur apportée par la compression liée à la descente. Le fait que le profil d'humidité du 6 avril 1995 contient des valeurs d'humidité assez importantes dans la troposphère libre n'est pas incohérent avec ce mécanisme. Toutefois, la faible résolution des données des modèles NMC et ECMWF rend difficile d'étudier plus en détail et de confirmer ce mécanisme qui reste donc, à l'heure actuelle, une simple hypothèse. Cela sera peut-être possible lorsque le lidar vapeur d'eau actuellement en projet au laboratoire sera en fonctionnement.

## 2.4 Conclusion et perspectives du deuxième chapitre

Le 6 avril 1995, le radiosondage effectué à la Réunion a montré des caractéristiques extrêmement inhabituelles, le profil d'ozone étant fortement enrichi dans la troposphère libre, avec des valeurs atteignant 300 ppbv à l'altitude 10 km, soit 250 ppbv au dessus du profil de background. A partir des données dont nous avons à notre disposition (modèles globaux ECMWF et NMC, et imagerie satellitaire), nous avons cherché à caractériser d'une manière aussi précise que possible les origines de cet apport exceptionnel d'ozone troposphérique.

Bien qu'il soit délicat de caractériser un transfert stratosphère troposphère à méso-échelle à partir de données de modèle globaux faiblement initialisés et dont la maille a une taille supérieure, plusieurs éléments de notre étude semblent conforter l'hypothèse d'un mouvement direct de masse d'air de la stratosphère vers la troposphère lié aux circulations agéostrophiques induites dans les hauts niveaux d'un cyclone tropical intense, le cyclone Marlène, dont le centre s'est approché à environ un millier de kilomètres des côtes réunionnaises.

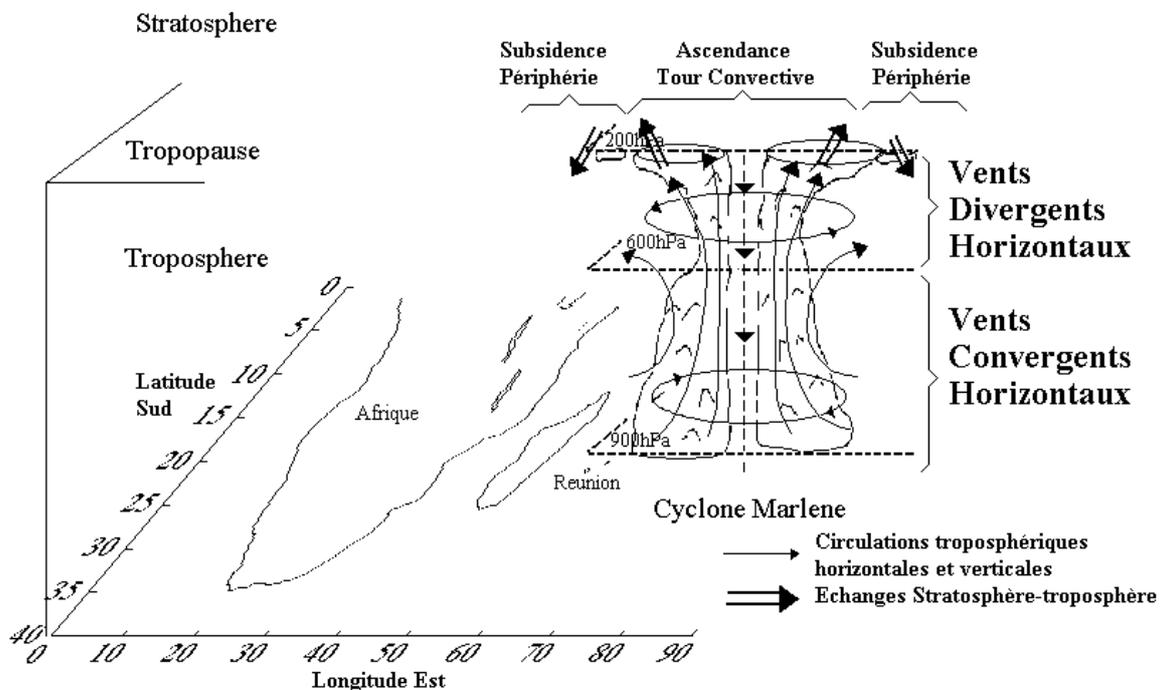


FIG. 2.14: Représentation schématique montrant les circulations générées par le cyclone Marlène

Parmi les autres mécanismes candidats à l'explication de cet apport important d'ozone, Les feux de brousse, très peu développés à cette période de l'année, et une advection différentielle isentrope depuis le réservoir stratosphérique des midlatitudes ne semblent pas jouer un rôle important, comme nous l'avons vu dans les section 2.1 et 2.2.

Les éclairs peuvent produire des NO<sub>x</sub> et, par réactions photochimiques, influencer le bilan d'ozone dans les tropiques. Cependant, leur influence dans le cas d'étude du 6 avril 1995 n'est probablement pas très importante. En effet, les éclairs se produisent majoritairement sur les surfaces terrestres, et plus rarement dans les cyclones océaniques (Orville et Henderson, 1986, Price et Rind, 1992). Or, il n'y avait pas beaucoup de zones convectives au dessus de l'Afrique au début du mois d'avril 1995, et si des quantités importantes de NO<sub>x</sub> avaient produit de l'ozone sur le continent africain au début du mois d'avril 1995, des signatures seraient visibles sur les données MOZAIC, ce qui n'est pas le cas (cf figure 2.4).

Récemment, Suhre et al. (1997) publièrent une analyse des données MOZAIC montrant des zones très localisées (entre 8 et 10 km d'altitude, avec une extension horizontale de l'ordre de 20 km), fortement enrichies en ozone (100 à 500 ppbv), et présentant également des signatures de convection tropicale, avec de fortes valeurs d'humidité. Les auteurs suggérèrent que le transport à méso-échelle pouvait avoir lieu soit par mouvement direct des masses d'air lié à l'activité convective, soit par transport quasi-isentropique à grande échelle. Notre étude semblerait indiquer dans ce type de contamination par l'activité convective tropicale, le premier mécanisme suggéré par Suhre et al., soit le plus influent. En effet, le cas d'étude présenté dans ce chapitre est probablement assez similaire à ceux observés par Suhre et al., avec un échange stratosphère-troposphère généré par l'activité convective tropicale (dans notre cas un cyclone tropical). Notre contribution, comparée à celle de Suhre et al., est la connaissance de l'extension verticale de la contamination, que permet de connaître le radiosondage, mais pas les données MOZAIC. Ce genre d'événement peut modifier ponctuellement le profil d'ozone troposphérique dans les tropiques, mais ces injections d'ozone d'origine stratosphérique dans la troposphère sont probablement trop rares pour avoir un fort impact sur les valeurs d'ozone climatologique. Cependant, elles pourraient expliquer les gradients verticaux d'ozone observés dans la haute troposphère. Les modélisations à échelle globale paramétrisent très mal ce genre d'échanges verticaux, et sont caractérisées par des profils d'ozone peu réalistes pour les régions tropicales, avec des concentrations d'ozone très faibles dans la haute troposphère, et une ozonopause très marquée (Roeflofs et al., 1997).

L'analyse présentée dans ce chapitre représentait un cas extrême de contamination par un cyclone tropical très intense. Ce genre d'événement, atteignant une telle intensité, reste probablement assez rare. Cependant, plusieurs radiosondages parmi tous ceux de la base de donnée constituée par les radiosondages effectués par le laboratoire depuis 1992 montrent un enrichissement en ozone dans la haute troposphère, corrélé à de très fortes valeurs d'humidité dans la troposphère libre liés à la présence de l'ITCZ près de la Réunion (150 ppbv au dessus de 14 km le 26 novembre 1998, plus de 100 ppbv au dessus de 12 km le 10 décembre 1998). Ces exemples montrent qu'en été austral, pendant la période cyclonique, le rôle de la convection tropical sur l'ozone troposphérique est complexe et pas encore totalement élucidé, mêlant la destruction photochimique et les transports horizontaux et surtout verticaux. Les

résultats présentés dans ce 2<sup>e</sup> chapitre, qui ont fait l'objet d'un article publié au Journal of Geophysical Research (Baray et al., 1999a), sont donc importants dans le cadre de la caractérisation de mécanismes influant sur le bilan de l'ozone troposphérique dans les tropiques. Cependant, la basse résolution des données des modèles que nous avons utilisé rend hypothétique une partie de notre caractérisation de mécanisme. Cette étude ouvre donc des perspectives importantes visant à mener à bien ces objectifs : multiplier les mesures en période cyclonique, analyser la dynamique avec des modèles à échelle plus fine et faire des calculs d'advections de contours nous permettra de progresser dans la compréhension des transferts verticaux associés à la convection tropicale.

## Chapitre 3

# Le lidar ozone troposphérique : présentation technique et validation

### 3.1 Introduction

Dans les deux premiers chapitres, l'étude des échanges stratosphère-troposphère était basée sur l'exploitation des radiosondages, des données satellites et des données de modèles globaux ECMWF et NMC. Cette approche, fondamentale au demeurant, présente un handicap : il n'est pas possible de suivre l'évolution à court terme de l'événement avec les données expérimentales. Les radiosondages ne fournissent que des informations ponctuelles dans le temps. Cela implique deux aspects : d'une part la quantification précise de l'apport d'ozone est difficile. D'autre part, la base de donnée constituée par les radiosondages, si elle est suffisante pour des études de cas, est insuffisante pour que l'on ait une idée sur la fréquence et l'importance de ces phénomènes dans les régions subtropicales. Le lidar va combler ce handicap, en permettant un suivi temporel beaucoup plus précis que les radiosondages effectués ponctuellement à une fréquence bimensuelle (hebdomadaire depuis 1999). D'autre part, si son fonctionnement en routine s'avère possible par la suite, et si les objectifs scientifiques sont atteints, nous allons être en mesure de renforcer considérablement la base de données de l'ozone troposphérique tropical, avec, comme perspective à moyen et long terme, la possibilité d'études statistiques dans la lignée de celles menées dans les latitudes moyennes (Van Haver et al., 1996).

Proposé par Schotland (1964), le principe général du lidar repose sur le fait que l'atmosphère ne se contente pas de transmettre l'énergie qu'elle reçoit : elle est diffusante et absorbante. Utilisant la directivité spatiale et la pureté spectrale d'un laser comme émetteur, la réception et l'analyse du signal rétrodiffusé permet de remonter à la distribution verticale de l'élément rétrodiffusant, la durée du pulse du laser définissant la résolution de la mesure. C'est donc une méthode dite active de sondage de l'atmosphère, par opposition aux méthodes dites passives, utilisant comme source le soleil ou l'émission propre de l'atmosphère, comme les radiomètres, ou le SAOZ. La mesure d'un composant atmosphérique par absorption différentielle<sup>38</sup> est possible lorsqu'il possède une bande d'absorption dans le domaine des longueurs d'onde optiques.

---

<sup>38</sup> Une présentation technique particulièrement exhaustive des mesures d'ozone par absorption différentielle est présentée dans l'article de Mégie et al., (1985).

TAB. 3.1: Nombre de nuits d'acquisition de la station lidar de 1994 à 1999

Année	Nuits
1994	74
1995	93
1996	150
1997	127
1998	120 <sup>α</sup>
1999	65 <sup>β</sup>

<sup>α</sup> dont 31 tirs ozone.

<sup>β</sup> Janvier à Avril, dont 16 tirs ozone.

Le principe général du lidar DIAL repose donc sur l'émission de deux faisceaux colinéaires: l'un (ON) est absorbé par l'espèce en question, tandis que l'autre (OFF), ne l'est pas. Le profil de concentration de la molécule est donc reconstruit par comparaison entre les deux signaux. L'ozone troposphérique sera donc mesuré à la Réunion avec ce principe DIAL.

Dans le cadre du NDSC<sup>39</sup>, le LPA effectue des mesures lidar Rayleigh-Mie des aérosols et de la température dans la stratosphère principalement (Bencherif, 1996). La première installation de lidar à la Réunion date de 1994, dans une configuration très simplifiée (un seul télescope de réception). Après les phases de mise au point et de validation, les mesures en routine débutèrent en 1994 (cf table 3.1). Par la suite, régulièrement, le système fut amélioré, et de nouvelles mesures furent possibles. En Novembre 1997, les voies polarisées sont mises en service et 6 voies comptage et 2 voies analogiques peuvent fonctionner en parallèle.

Au cours de ma thèse, j'ai activement participé à la mise en place et à l'exploitation des voies ozone du lidar de la Réunion. La description technique de l'instrument, des traitements, et la présentation des premiers résultats intercomparés avec des radiosondages ozone simultanés sont donc l'objet de ce troisième chapitre.

## 3.2 Description du système de mesure de l'ozone par lidar

### 3.2.1 Le choix des longueurs d'ondes

Le choix des deux longueurs d'onde sur lesquelles est basé le principe DIAL est déterminé par la bande d'absorption du constituant à mesurer. Dans le cas de l'ozone, le spectre d'absorption se situe proche de la bande de Hartley (242-310 nm), avec un maximum d'absorption entre 250 et 260 nm, laquelle diminue très rapidement avec la longueur d'onde

<sup>39</sup> Le NDSC est un réseau mondial de mesures stratosphériques, principalement des lidars, radiomètres et spectromètres (cf <http://climon.wwb.noaa.gov/>).

pour devenir très faible dans le visible, à partir de 330 nm (cf figure 3.1). Compte tenu des contraintes techniques lié au lidar Rayleigh actuel, l'utilisation du laser NdYag<sup>40</sup> est impératif. L'émission fondamentale du laser NdYag se situe dans le proche infrarouge, à la longueur d'onde 1064 nm. La région spectrale de l'ozone étant située dans l'ultraviolet (cf figure 3.1), un générateur d'harmoniques et le principe de diffusion Raman stimulée sont nécessaires pour travailler dans la zone spectrale de l'ozone avec le laser NdYag (cf table 3.2).

La longueur d'onde 266 nm, qui correspond à la quatrième harmonique du laser obtenue par l'action de cristaux KDP<sup>41</sup>, est trop absorbée pour être utilisée au dessus de la couche limite. Son utilisation pour les mesures en haute troposphère tropicale paraît donc impossible. Au contraire, les longueurs d'onde supérieures à 340 nm ne sont pas suffisamment absorbées pour être utilisées dans la troposphère, et ne sont utilisées que pour les mesures stratosphériques. D'autres études ont montré que le choix du laser à excimer n'était pas le mieux adapté pour les mesures d'ozone troposphérique. Après ces considérations, compte tenu des diverses contraintes techniques et financières, le choix le mieux adapté à notre dispositif technique et à nos objectifs scientifiques semble donc être le couple de longueurs d'onde 289-316 nm, qui correspond aux deux premières raies stokes du deutérium. De plus, utiliser une unique cellule présente l'avantage de réduire les problèmes de désalignement entre l'émission et la réception.

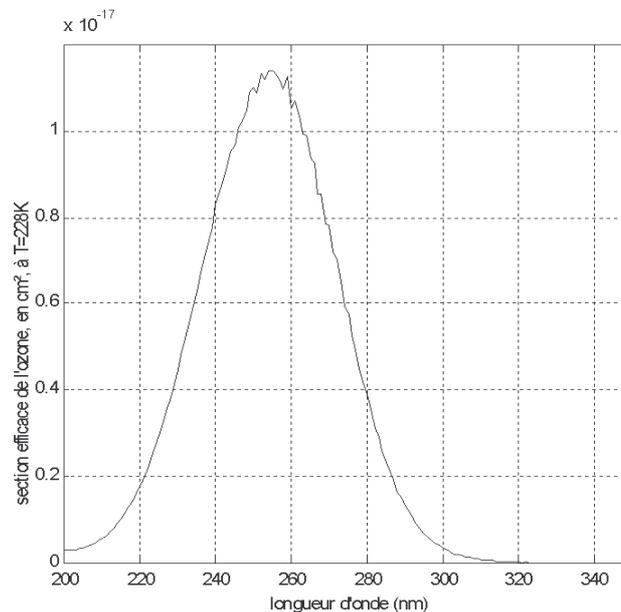


FIG. 3.1: Spectre d'absorption de l'ozone, dans la zone 200-350 nm. Le maximum d'absorption se situe entre 250 et 260 nm. Au delà de 320 nm, l'absorption par l'ozone devient très faible, et ces longueurs d'onde ne sont utilisables que pour des lidars stratosphériques.

<sup>40</sup> La majeure partie des instruments dédiés à l'ozone troposphérique utilisent des cellules Raman remplies d'hydrogène ou de Deutérium, stimulées par laser NdYag (Neodyme-Yag), ou excimer, car l'énergie émise est supérieure à celle émise par les lasers à colorant (Fiorani, 1996).

<sup>41</sup> dihydrogénophosphate de potassium

TAB. 3.2: Longueurs d'onde pouvant être générées à partir d'un laser NdYag et efficacités de conversion SRS typiques des premières, deuxièmes et troisièmes lignes Stokes dans l'hydrogène et le deutérium.

Longueur d'onde (nm)	SRS	Efficacités de conversion Papayannis et al, 1990	Efficacités de conversion Ancellet et al, 1998
266	Non (x4)	-	-
289	S1-D <sub>2</sub>	30%	38%
299	S1-H <sub>2</sub>	30%	36%
316	S2-D <sub>2</sub>	15%	18%
341	S2-H <sub>2</sub>	20%	35%
349	S3-D <sub>2</sub>	4%	-
355	Non (x3)	-	-
397	S3-H <sub>2</sub>	4%	-

Beaucoup d'auteurs ont utilisé un algorithme de simulation pour sonder les potentialités du système (Proffitt et Langford, 1997). Connaissant les constantes optiques des éléments du système lidar, et les efficacités quantiques du système électronique de détection, il est possible d'inverser l'équation du lidar et, à partir d'un profil d'ozone type, d'en déduire l'ordre de grandeur du nombre de photons rétrodiffusés auquel on peut théoriquement s'attendre. Pour une impulsion, l'intensité du signal rétrodiffusé dépend de la distance  $r$  entre le télescope et la tranche atmosphérique sondée, et de la longueur d'onde  $\lambda$ . Cette dépendance est donnée par la formule suivante:

$$S(r, \lambda) = \frac{A(\lambda)}{r^2} \beta(r, \lambda) \exp\left(-2 \int \alpha(r', \lambda) dr'\right) \quad (3.1)$$

Où  $A(\lambda)$  est une constante du système définie par l'énergie émise par le laser, la surface réceptrice, les efficacités optiques des lentilles miroirs et fibres optiques et l'efficacité quantique des PM<sup>42</sup>.  $\beta$  est le coefficient volumique de rétrodiffusion (Rayleigh et Mie), et  $\alpha$  le coefficient volumique d'extinction (Rayleigh, Mie et Ozone). La station lidar de la Réunion est située à l'Université de St Denis de la Réunion. Ce site est quasiment au niveau de la mer (80 mètres) dans un environnement océanique tropical (21°sud). Les basses couches de l'atmosphère sont caractérisées par une forte humidité (souvent plus de 80% dans la couche limite) et une concentration importante des aérosols urbains, et surtout marins. Compte tenu de ces caractéristiques atmosphériques, l'épaisseur optique pour la couche limite a été fixée à 1.6 pour les deux longueurs d'onde 289 et 316 nm (Rensch et Long, 1970). Le profil d'ozone utilisé est le profil climatologique calculé à partir de la base de données de radiosondages effectués depuis 1992 à la Réunion (Baray et al., 1999a).

Les résultats obtenus par nos simulations, présentés dans la figure 3.2, supposent les approximations suivantes:

1) L'émission et la réception ne sont pas strictement coaxiales. Cela implique une obturation optique, une zone dans laquelle les champs de vue du laser et des télescopes ne se recoupent pas, et donc empêchent les mesures dans les couches sondées les plus basses (cf figure 3.3). Cette obturation optique n'est pas prise en compte dans l'algorithme, mais elle ne concerne pas la gamme d'altitude que l'on projette d'étudier (troposphère libre tropicale).

2) La diffusion multiple est négligée.

3) Le système de comptage fonctionne d'une manière parfaitement linéaire. Nous nous sommes rendus compte par la suite lors du fonctionnement du lidar que le biais de signal induit provoquait une réponse non-linéaire des PM pour les mesures en haute troposphère pour les 2 longueurs d'onde, et donc cette hypothèse n'est pas rigoureusement vérifiée expérimentalement. Cependant, cela ne change absolument pas l'ordre de grandeur du signal théorique rétrodiffusé, et il est quasiment impossible d'en tenir compte à ce niveau du traitement. Par contre, le biais de signal induit sera corrigé lors du traitement réel des données ozone.

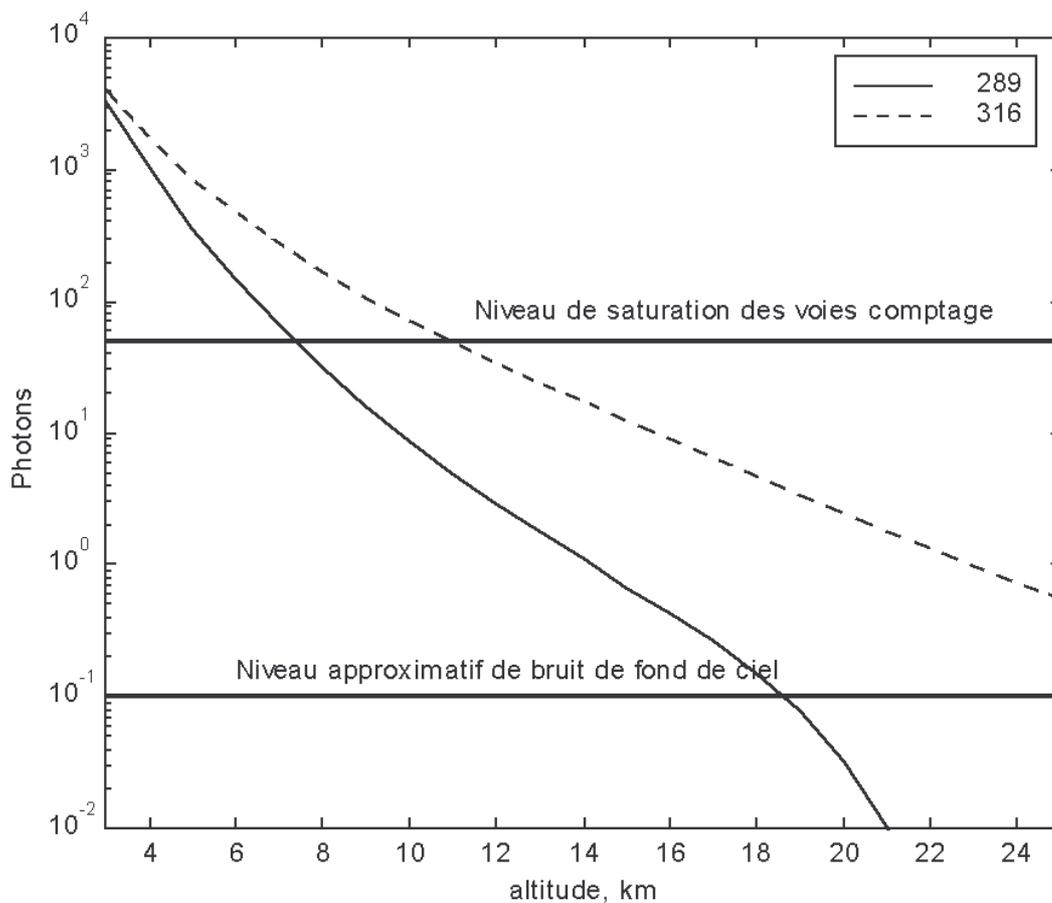


FIG. 3.2: Modélisation d'un signal lidar de comptage de photons théorique sur un profil d'ozone d'hiver tropical, pour le couple de longueurs d'onde 289-316 nm, comparé avec des niveaux typiques de saturation et de fond de ciel.

<sup>42</sup> Les PM (Photo-Multiplicateurs) transforment une énergie lumineuse en courant électrique.

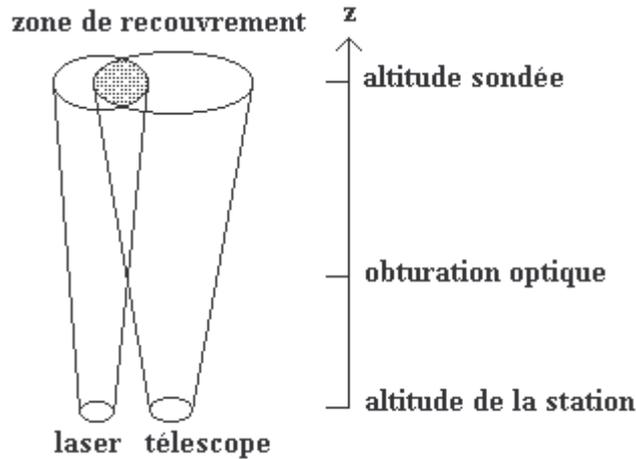


FIG. 3.3: Schématisation de la zone de recouvrement entre les champs de vue du laser et des télescopes. Les axes d'émission et de réception n'étant pas strictement coaxiaux, le recouvrement entre les champs est insuffisant pour permettre les mesures en dessous de 3 km (phénomène d'obturation optique).

En dépit de ces approximations, les simulations nous permettent d'évaluer les potentialités du système lidar et du couple de longueur d'onde dans un contexte tropical. Comme l'avaient vu Proffitt et Langford (1997), l'intensité du signal rétrodiffusé augmente avec la longueur d'onde et varie d'un facteur  $10^4$  entre les basses couches et la haute troposphère. Nos résultats soulignent deux points importants:

1) Les basses couches saturent le système de comptage de photons. L'utilisation d'un mode analogique, ou plus exactement une combinaison des deux modes (analogique pour les basses couches-comptage de photons pour les hautes couches) s'avère donc nécessaire pour pouvoir étendre la gamme de mesure à une partie importante de la troposphère tropicale.

2) La limite supérieure du système atteint, d'après nos simulations, la tropopause tropicale. En effet, en dessous de 18 kilomètres et pour les deux voies, le signal simulé est significativement supérieur au niveau de bruit de fond de ciel observé par le lidar ozone troposphérique de la station de l'observatoire de Haute Provence (OHP). Nos résultats sont donc concluant quant aux potentialités du système et du couple de longueur d'ondes 289-316 nm pour l'étude de l'ozone dans la troposphère tropicale.

### 3.2.2 Description technique du système d'émission

Après l'obtention de la 4<sup>e</sup> harmonique du laser NdYag par effets non-linéaires des passages successifs du faisceau dans 2 cristaux KDP situé à la sortie du laser, les deux longueurs d'ondes 289 pour la voie absorbée et 316 pour la voie non absorbée sont donc générées par diffusion Raman stimulée dans une cellule à haute pression emplies de Deutérium. La cellule Raman, en position verticale, est équipée de 2 fenêtres lentilles en

silice dont le diamètre est adapté à celui du faisceau et dont la distance focale fait converger le faisceau le plus près possible du centre de la cellule, pour optimiser le rendement de conversion. Les caractéristiques de la source laser et de la cellule Raman sont indiquées respectivement dans les tables 3.3 et 3.4.

L'efficacité de conversion  $266\text{nm} \rightarrow 289,316\text{ nm}$  dépend principalement de la pression de gaz actif dans la cellule Raman (Haner et McDermid, 1990), de la distance focale des fenêtres lentille, de la qualité et de la puissance du faisceau entrant dans la cellule Raman (De Schoulepnikov et al., 1997). La génération du faisceau UV par le principe de diffusion Raman n'est pas sans conséquence sur la qualité du faisceau émis. En effet, des phénomènes d'aberration chromatique et de détérioration de la divergence du faisceau ont lieu dans la cellule Raman et dégradent la qualité du faisceau émis. Pour minimiser l'impact de ces effets, un système de diminution de divergence du faisceau, souvent (mais improprement) appelé "afocal", situé au dessus de la cellule Raman, permet de réduire la divergence du faisceau émis à 0.25 mrad. La disposition et la composition des lentilles de ce système est donné dans la figure 3.3.

TAB. 3.3: *Caractéristiques du laser NdYag*

Energie à 266 nm:	40 mJ/pulse
Fréquence:	30 Hz
Diamètre du faisceau:	10 mm
Divergence du faisceau 266 nm :	0.70 mrad

TAB. 3.4: *Caractéristiques de la cellule Raman*

Longueur:	1500 mm
Diamètre (int/ext):	20/55 mm
D <sub>2</sub> pression/pureté:	10 bars/99.7%
He pression/pureté:	24 bars/99.999%

TAB. 3.5: *Caractéristiques du système optique utilisé pour diminuer la divergence du faisceau émis décrit dans la figure 3.4*

Diamètre du faisceau en sortie:	30 mm
Divergence du faisceau émis:	0.25 mrad

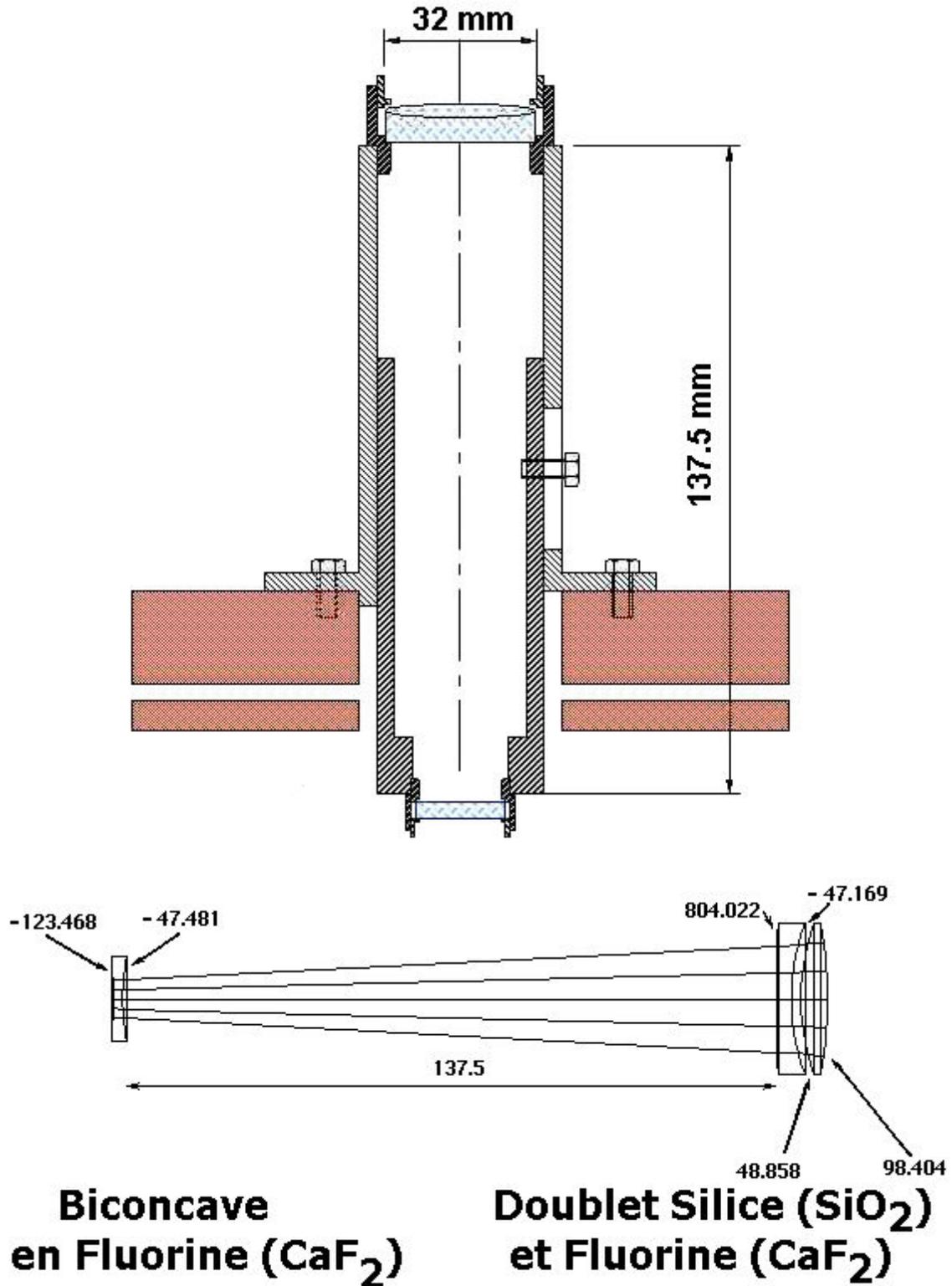


FIG. 3.4: Courbure, composition et disposition des lentilles qui composent l'optimiseur de divergence. Les distances et courbures sont en mm, un nombre négatif indiquant une courbure concave

### 3.2.3 Description technique du système de réception

Depuis 1995, pour les mesures des aérosols et de la température dans la stratosphère, la lumière visible rétrodiffusée (longueur d'onde 532 nm) est collectée par un système de 4 télescopes paraboliques. Cette méthode de réception permet d'augmenter la surface de collection, sans utiliser un unique miroir de grande taille très coûteux. Au point focal de chacun des 4 télescopes, une fibre optique de 0.4 mm de diamètre transmet le signal collecté à la chaîne de traitement électronique. Pour ces mesures, le choix de limiter le champ de vue et donc le diamètre des fibres optiques résultait d'un compromis entre le niveau de bruit de fond de ciel, et la portée des mesures. Pour l'intégration des mesures d'ozone dans ce système, il est intéressant d'utiliser les mêmes télescopes de réception que pour les mesures stratosphériques à 532 nm. Cependant, à cause des différences des émissions et des gammes d'altitudes sondées, l'utilisation des fibres optiques existantes n'est pas possible pour la configuration DIAL. Les mesures d'ozone troposphérique nécessitent un champ de vue plus grand pour obtenir un recouvrement optimal dans la gamme d'altitude prévue (moyenne et haute troposphère tropicale). Un plus grand diamètre est donc nécessaire pour les fibres optiques (1.5 mm). Ce diamètre a été déterminé par les calculs du diamètre de la tache dans le plan focal et des effets de défocalisation pour les premières altitudes sondées (Halldorsson et Langerholc, 1978, cf table 3.6).

TAB. 3.6: Calcul, en fonction de l'altitude  $Z$ , des distances de défocalisation  $D_f$ , parallaxe  $P$ , taille de la tache à la distance  $Z$   $T_z$ , distances de focalisation  $T_f$ , des fibres de 1.5 mm, et facteur géométrique  $F_g$ , pour les fibres de 0.4 mm. Au dessus de 2 km d'altitude, le facteur géométrique pour les fibres de 1.5 mm est de 100%

$Z$ (km)	$D_f$ (mm)	$P$ (mm)	$T_z$ (mm)	$T_f$ (mm)	$F_g$ (%)
2	1.13	0.75	0.821	1.383	34.3
4	0.56	0.38	0.623	0.904	61.1
6	0.38	0.25	0.557	0.744	77.4
8	0.28	0.19	0.524	0.664	87.3
10	0.23	0.15	0.504	0.617	93.4
12	0.19	0.13	0.491	0.585	97.1
14	0.16	0.11	0.481	0.562	99.3
16	0.14	0.09	0.474	0.545	100
18	0.13	0.08	0.469	0.531	100

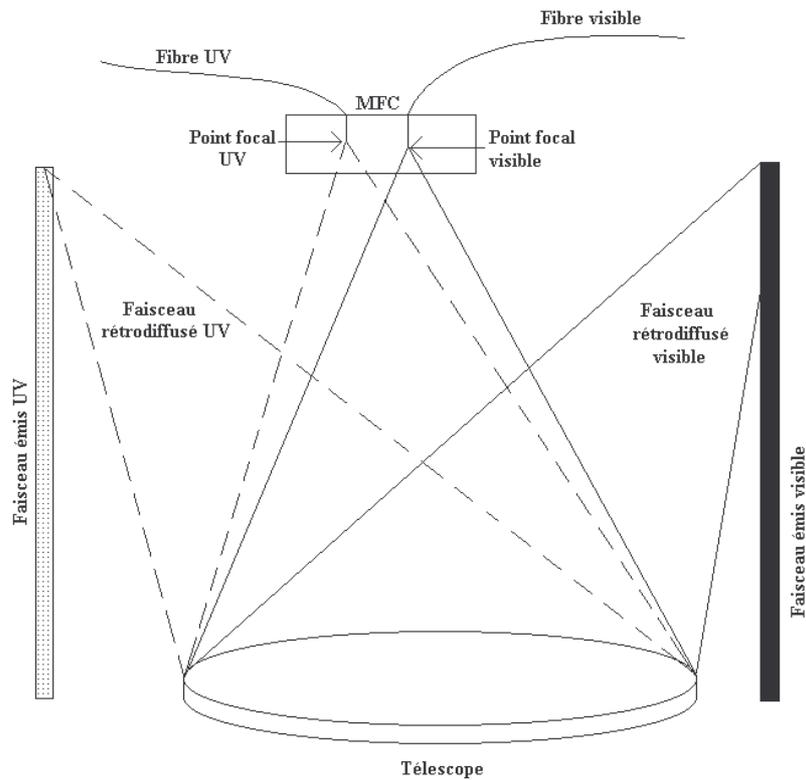


FIG. 3.5: Schéma de principe du système MFC : la distance entre les deux fibres optiques (3.3 mm) correspond à la distance angulaire entre les deux faisceaux émis.

Au dessus de 2 km, le diamètre de la fibre est supérieur à la distance de défocalisation, et le système permet donc le recouvrement total du signal collecté. Un système de fixation mécanique à double fibre a donc été mis en place. Les deux fibres sont donc liées mécaniquement et maintenues au point focal pour chaque faisceau, la distance entre les deux fibres correspondant à la distance angulaire entre les deux faisceaux (cf figure 3.5). La mise en phase des champs de vue des télescopes se fait par un mouvement global des fibres aux foyers, l'intérêt de ce mécanisme, que nous appellerons MFC<sup>43</sup>, étant d'utiliser facilement la partie optique d'un autre mode de fonctionnement indépendant, tout en bénéficiant de l'alignement d'un mode sur l'autre.

La séparation spectrale des faisceaux est obtenue grâce à un spectromètre à réseau plan holographique de type Czerny-Turner (cf figure 3.6). Après un système de 3 lentilles d'adaptation qui réduisent l'angle d'entrée d'un facteur 3, et ajustent l'ouverture numérique des

fibres à celle du réseau, le faisceau est séparé par un réseau à haute performance, 3600 traits/mm. Chaque faisceau 289 et 316 nm, est ensuite redirigé vers le PM grâce à des miroirs concaves de renvoi.

Les PM utilisés pour les voies ozone, sont de type bialkali non refroidis R1527P préamplifiés. Ils fournissent une bonne sensibilité dans la région spectrale des proches UV. La tension couramment utilisée est entre 800 et 900V, pour limiter le biais de signal induit associé à la réponse des PM à un pulse intense (Lee et al., 1990) Le système électronique inclut deux canaux pour chaque longueur d'onde, analogique (résolution 15 mètres) utilisable pour les basses couches et comptage (résolution 150m) pour les plus hautes couches. Les principales caractéristiques techniques des PM sont présentées dans la table 3.6.

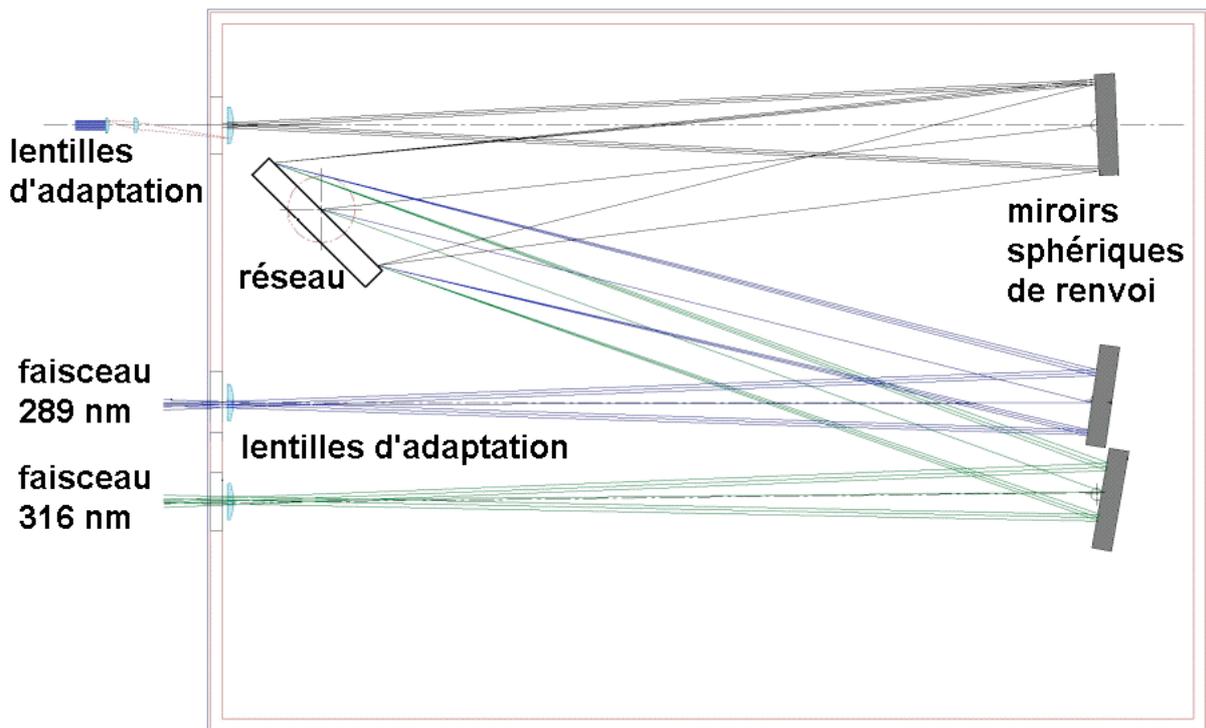
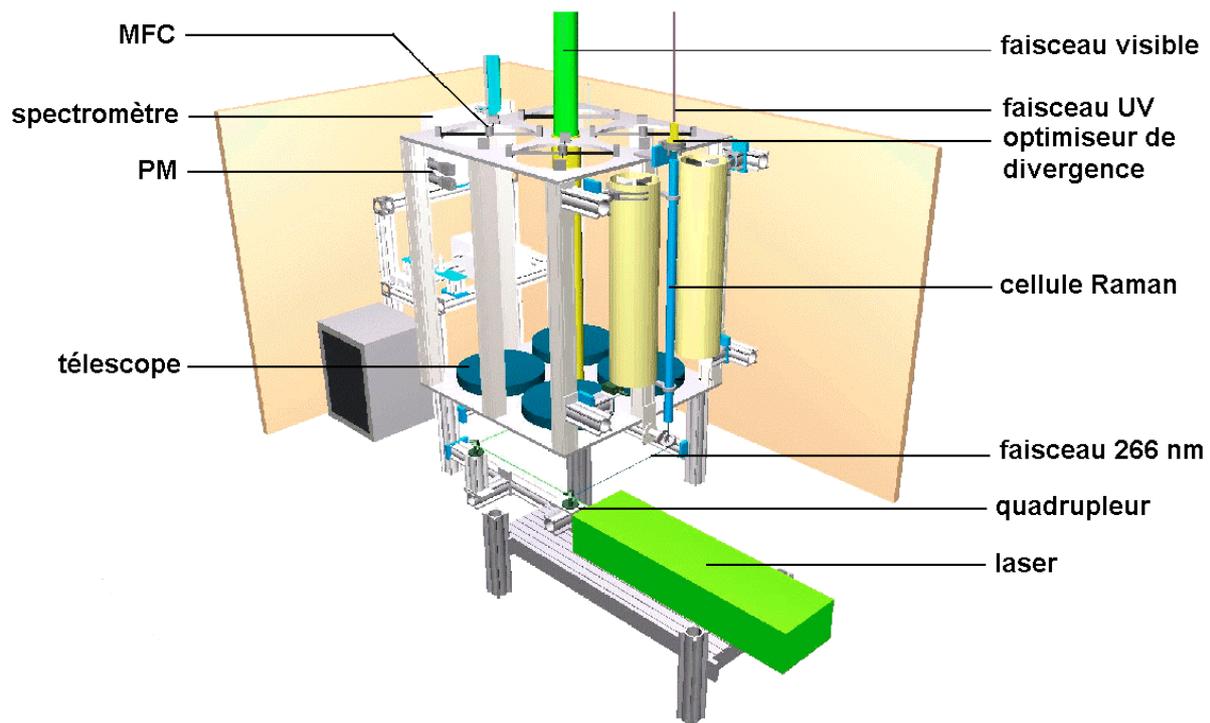


FIG. 3.6: Disposition des miroirs sphériques, des lentilles d'adaptation et du réseau plan qui composent le spectromètre de type Czerny-Turner du lidar ozone de la Réunion.

<sup>43</sup> Multiple Fibers Collector, Jacques Porteneuve copyright!

TAB. 3.6: *Caractéristiques des PM (données techniques Hamamatsu).*

Réponse spectrale:	185 to 600 nm
Longueur d'onde de réponse maximale:	400 nm
Sensibilité de la photocathode à 300 nm:	50 mA/W
Rendement quantique à 300 nm:	19%
Courant d'obscurité (analogique/comptage):	0.1 nA/10 cps
Gain typique à 1000 V:	$10^7$
Courant d'obscurité à l'anode:	$10^{-10}$ A
Temps de passage typique à 1000V:	22 ns
Temps de montée typique à 1000V:	2.2 ns
Bruit équivalent typique à l'entrée à 300 nm:	$5 \cdot 10^{-17}$ W
Bruit d'obscurité typique à l'entrée à 1000V:	$2.5 \cdot 10^{-13}$ lm

FIG. 3.7: *Schéma de synthèse de l'installation lidar de la Réunion. La partie acquisition (PC et baie électronique principale) se trouve dans une autre pièce.*

Les baies électroniques d'acquisitions sont similaires à celle utilisées pour le lidar ozone troposphérique de l'OHP (Ancellet et al., 1989), et pour le lidar ALTO<sup>44</sup> du Service d'Aéronomie (Ancellet et al., 1998).

### 3.2.4 Traitement des données : inversion du signal et analyse d'erreur

Lorsque les deux longueurs d'ondes sont assez proches pour que les coefficients de rétrodiffusion et d'extinction soient pratiquement identiques pour les deux faisceaux, l'inversion du signal lidar à absorption différentielle aboutit à l'équation suivante (Fiorani, 1996) :

$$C_{O_3} = \frac{1}{2\Delta\sigma} \frac{d}{dr} \ln \left( \frac{p^{off}}{p^{on}} \right) \quad (3.2)$$

Dans cette équation, la concentration d'ozone  $C_{O_3}$  dépend uniquement de la différence d'absorption  $\Delta\sigma$  entre les voies on et off (calculée dans notre algorithme d'après Bass et Paur 1984), et de la différentielle logarithmique du rapport des signaux corrigés du fond de ciel et du R2, par rapport à l'altitude mesurée R. Le calcul des dérivées se fait par application d'un filtre dérivateur-passe bas (filtre polynomial du second ordre) dont le nombre de points d'application augmente avec l'altitude. Ce nombre de points va déterminer la résolution verticale finale de la mesure. La correction du bruit de fond de ciel est faite par interpolation polynomiale ou exponentielle, séparément sur chaque voie, dans la zone où il n'y a plus de signal (au dessus de 25 à 30 km).

Il a été montré que la relation entre le nombre de photons comptés par le PM, et le nombre de photons reçus n'est pas strictement linéaire, mais suit une loi exponentielle (Pelon, 1985) :

$$n_c = 1 + [(1 - x) \cdot n_r - 1] \cdot \exp(-x \cdot n_r) \quad (3.3)$$

où  $n_c$  est le nombre de photons comptés,  $n_r$  est le nombre de photons reçus par le PM, et  $x$  est un paramètre lié au temps d'intégration du PM. Pour les plus hauts niveaux sondés, lorsque le nombre de photons reçus et comptés sont faibles, ce biais peut être sensible et une correction du bruit de fond de ciel par interpolation exponentielle est souvent mieux adaptée qu'une correction linéaire.

Les mesures d'ozone par lidar sont sujettes à des erreurs, que l'on peut distinguer en deux groupes: les erreurs systématiques et les erreurs statistiques. Les erreurs systématiques sont dues aux perturbations de la mesure d'ozone par la rétrodiffusion et l'extinction par les aérosols, et par la diffusion Rayleigh des molécules atmosphériques et autres espèces chimiques. Par définitions, les erreurs systématiques peuvent être évaluées, et, lorsqu'elles

<sup>44</sup> Le lidar ALTO est le lidar aéroporté du Service d'Aéronomie. Il peut être embarqué sur un avion fokker 27, ou sur l'ARAT. Les caractéristiques et performances de ce lidar sont présentées dans l'article de Ancellet et Ravetta

sont significatives, corrigées. A cause de la largeur du spectre d'absorption de l'ozone (cf figure 3.1) et étant donné l'écart relativement important entre nos deux longueurs d'onde de travail, l'équation (3.2) constitue une approximation trop grossière, et il est nécessaire de tenir compte des coefficients d'extinction moléculaire Rayleigh  $\alpha$ , et des coefficients de rétrodiffusion  $\beta$ . L'équation lidar s'écrit alors (Measure, 1992):

$$C_{O_3} = \frac{1}{2\Delta\sigma} \frac{d}{dr} \ln\left(\frac{p^{off}}{p^{on}}\right) - \frac{1}{2\Delta\sigma} \frac{d}{dr} \ln\left(\frac{\beta^{off}}{\beta^{on}}\right) - \frac{\Delta\alpha}{\Delta\sigma} \quad (3.4)$$

Dans les deux termes correctifs ainsi ajoutés,  $\alpha$  et  $\beta$  dépendent d'un profil de densité atmosphérique calculé au moyen d'un modèle d'atmosphère standard, dont les principales caractéristiques sont ajustables (gradient vertical de température, température au niveau du sol, hauteur de la tropopause).

L'influence de l'absorption du dioxyde d'azote NO<sub>2</sub> (Bass et al., 1976) et du dioxyde de soufre SO<sub>2</sub> (Manatt et Lane, 1993) a été évaluée. Leur influence n'est significative que dans la couche limite, ou les concentrations de ces polluants peut être potentiellement significative. Dans la troposphère libre, elle est négligeable (Ancellet et Ravetta, 1998). L'influence de l'absorption par l'oxygène est significative uniquement à 266 nm, longueur d'onde qui n'est pas utilisée dans notre système lidar. La correction de l'influence de couches fortement contaminées par des aérosols par la méthode de Klett<sup>45</sup> (1981 et 1985) peut être appliquée par notre algorithme de traitement. Le coefficient de rétrodiffusion des aérosols est calculé à la longueur d'onde 316 nm, où l'absorption par l'ozone est très faible, en utilisant un algorithme d'inversion dans laquelle la rétrodiffusion Rayleigh est prise en compte (Browell et al., 1985). Si la couche d'aérosol est réellement significative (nuage par exemple), les données ozone sont simplement effacées dans la couche nuageuse. Une correction des interférences possibles causée par la fréquence radio du laser peut être appliquée par notre algorithme, en générant un fichier bruit obtenu en bloquant le laser, qui peut être utilisé lors de la correction du fond de ciel. Après ces corrections des erreurs systématiques, les pentes des signaux comptage et analogiques sont alors raccordées, et les concentrations d'ozone sont calculées suivant l'équation (3.4).

L'autre type d'erreur est l'erreur statistique associée aux fluctuations du signal et du bruit de fond de ciel. Pour le mode analogique, l'erreur statistique est calculée avec la méthode "a posteriori" (Sunesson et al., 1994), à partir de la racine carrée des fluctuations du signal dans la zone de bruit. Pour le mode comptage de photon, l'erreur est calculée en supposant que l'écart type du signal suit une distribution de Poisson. L'erreur est donc directement estimée à partir de l'intensité du signal (cf figure 3.8). Il a été démontré que l'erreur statistique ainsi évaluée est surestimée lorsque le niveau de signal est supérieur à 4 photons/coups (Donovan et al., 1993)

---

(1998)

<sup>45</sup> L'inversion de Klett consiste à inverser le signal lidar en supposant qu'il existe une relation de proportionnalité entre les coefficients d'extinction et de rétrodiffusion. En fixant le coefficient de rétrodiffusion à une altitude de référence, l'équation du lidar s'écrit sous forme d'équation différentielle du premier ordre, dont Klett a proposé une solution stable (1981), puis a amélioré la technique en séparant les contributions Rayleigh et Mie (1985).

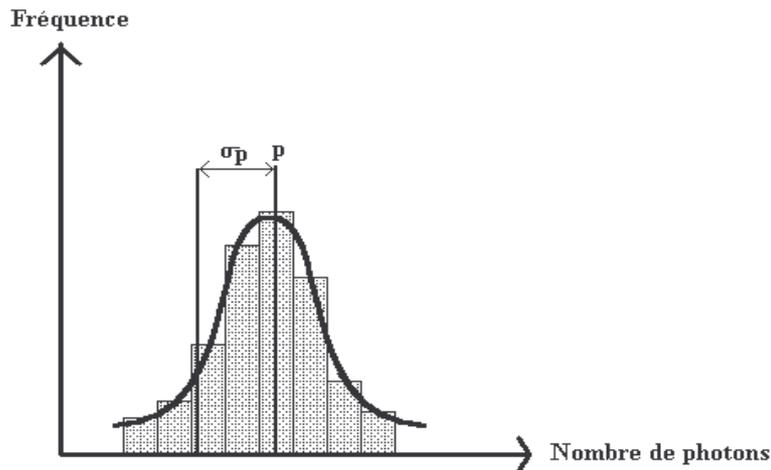


FIG. 3.8: Pour une altitude donnée, l'erreur statistique est calculée sur le signal comptage à partir de l'écart-type  $\sigma_p$  du signal qui suit une loi de Poisson.

### 3.3 Résultats et intercomparaisons

Un des premiers profils d'ozone fut obtenus par lidar à la Réunion le 26 juin 1998. Les pentes de chaque canal sont présentées dans la figure 3.9. Pour cette acquisition, les canaux comptage 289 nm et 316 nm sont saturés respectivement en dessous de 5 et 6 kilomètres, et contiennent un signal ozone exploitable jusqu'à 16 km. L'utilisation des voies analogiques permet l'exploitation des mesures entre les niveaux 3 et 7 km, l'obturation optique empêchant la mesure en dessous de 3 km. Le raccordement entre les voies comptage et analogiques a été fait entre 7 et 8 km. Dans le cas du 26 juin 1998, la limite supérieure de du profil d'ozone correspondant est environ 15-16 km. Cette limite supérieure dépend des conditions météorologiques, de l'alignement du système de réception, du temps d'intégration des mesures. On atteint la tropopause (17 km) lorsque toutes les conditions sont optimales.

Après l'obtention des premiers profils en juin 1998, le lidar a fonctionné en routine presque tous les jours pendant juillet 1998, dans le cadre de la campagne de mesure TRACAS (Ancellet et Baray, 1998). Deux intercomparaisons entre lidar et sonde ECC furent effectuées, le 1<sup>er</sup> juillet et le 29 juillet 1998 (cf figure 3.10).

La précision des profils d'ozone par radiosondage est d'environ 10% dans la troposphère (Barnes et al., 1985). Les comparaisons DIAL-ECC montrent globalement un bon accord entre les deux techniques. L'écart moyen entre les deux profils a été calculé entre 4 et 14 km, et est inférieur à 7.5 ppbv pour la première intercomparaison, et inférieur à 6.5 ppbv pour la seconde intercomparaison, valeurs inférieures à la précision théorique des deux techniques. Le système lidar permet de suivre l'évolution de l'ozone troposphérique à une échelle de temps très courte.

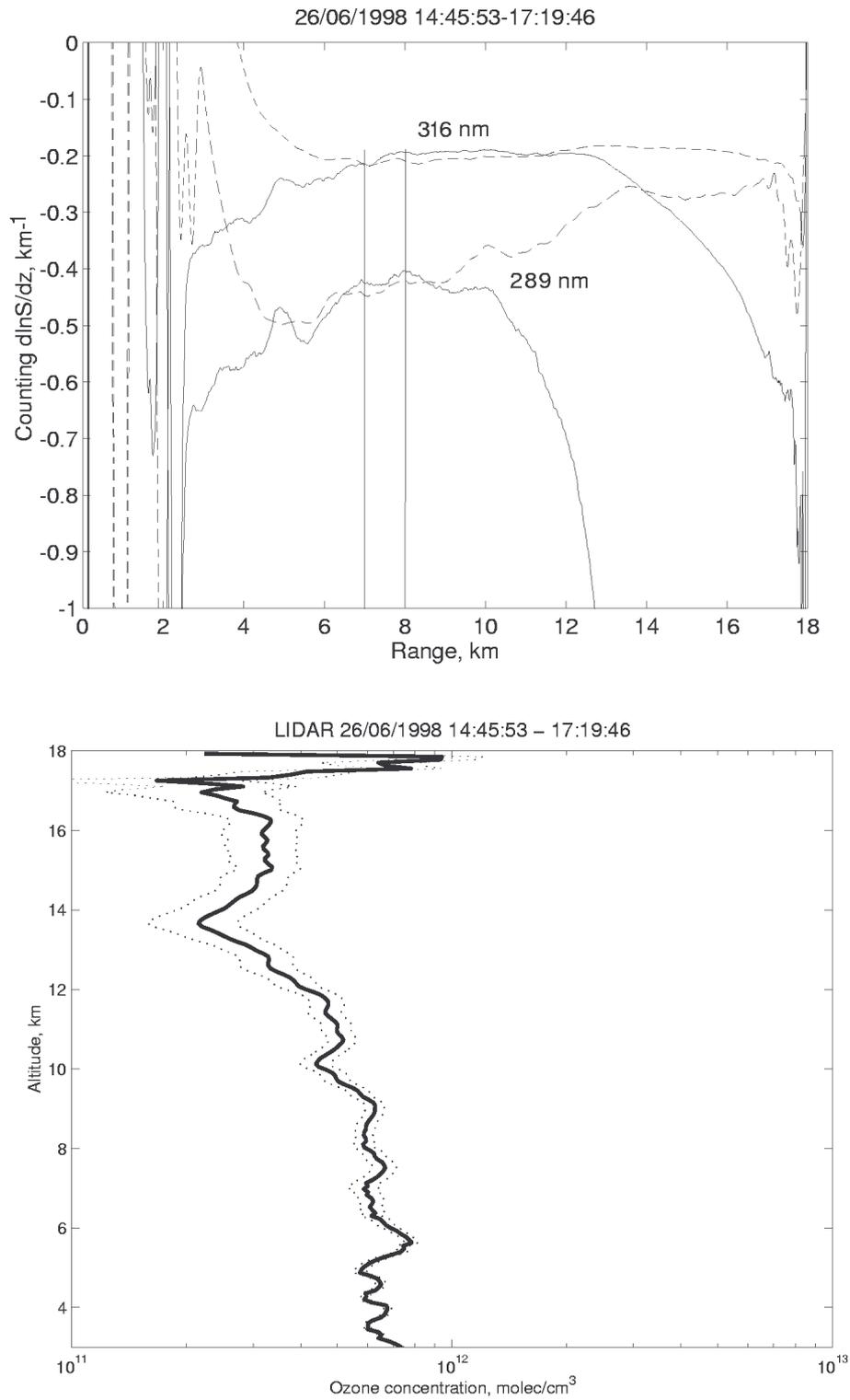


FIG. 3.9: *Pentes avant raccordement (Dérivées logarithmiques du signal) du 26 juin 1998 (en haut) et profil d'ozone correspondant (en bas).*

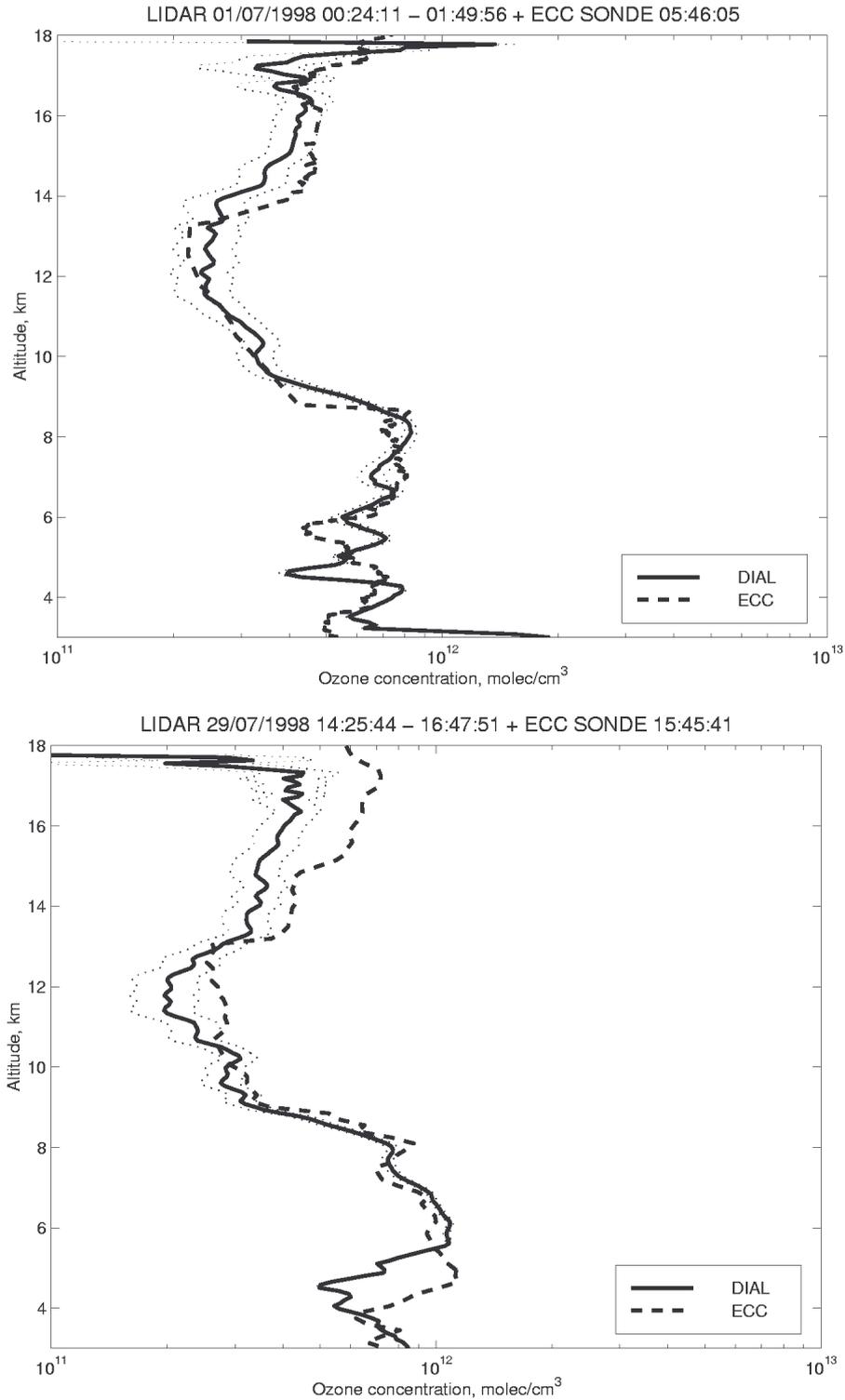


FIG. 3.10: Profil d'ozone obtenu par lidar le 1<sup>er</sup> juillet 1998 (Durée d'acquisition 1h25), comparé avec le profil obtenu par sonde ECC 5 heures plus tard (en haut) et le 29 juillet 1998 (Durée d'acquisition 2h20), comparé avec le profil obtenu par sonde ECC quasiment simultanément (en bas).

Par exemple, le suivi du maximum d'ozone observé entre 6 et 8 km le 29 juillet associé à une foliation subtropicale sous le courant jet est détaillé dans la figure 3.11 avec des fichiers de 20 minutes. Le temps d'intégration utilisé pour calculer chaque profil élémentaire est suffisant pour tracer la variabilité de l'ozone jusqu'à 13-14 km. Au dessus de ce niveau, l'analyse des valeurs d'ozone doit être exploitée avec beaucoup de précautions, car l'incertitude de mesure, liée à l'erreur statistique des voies comptage, devient importante.

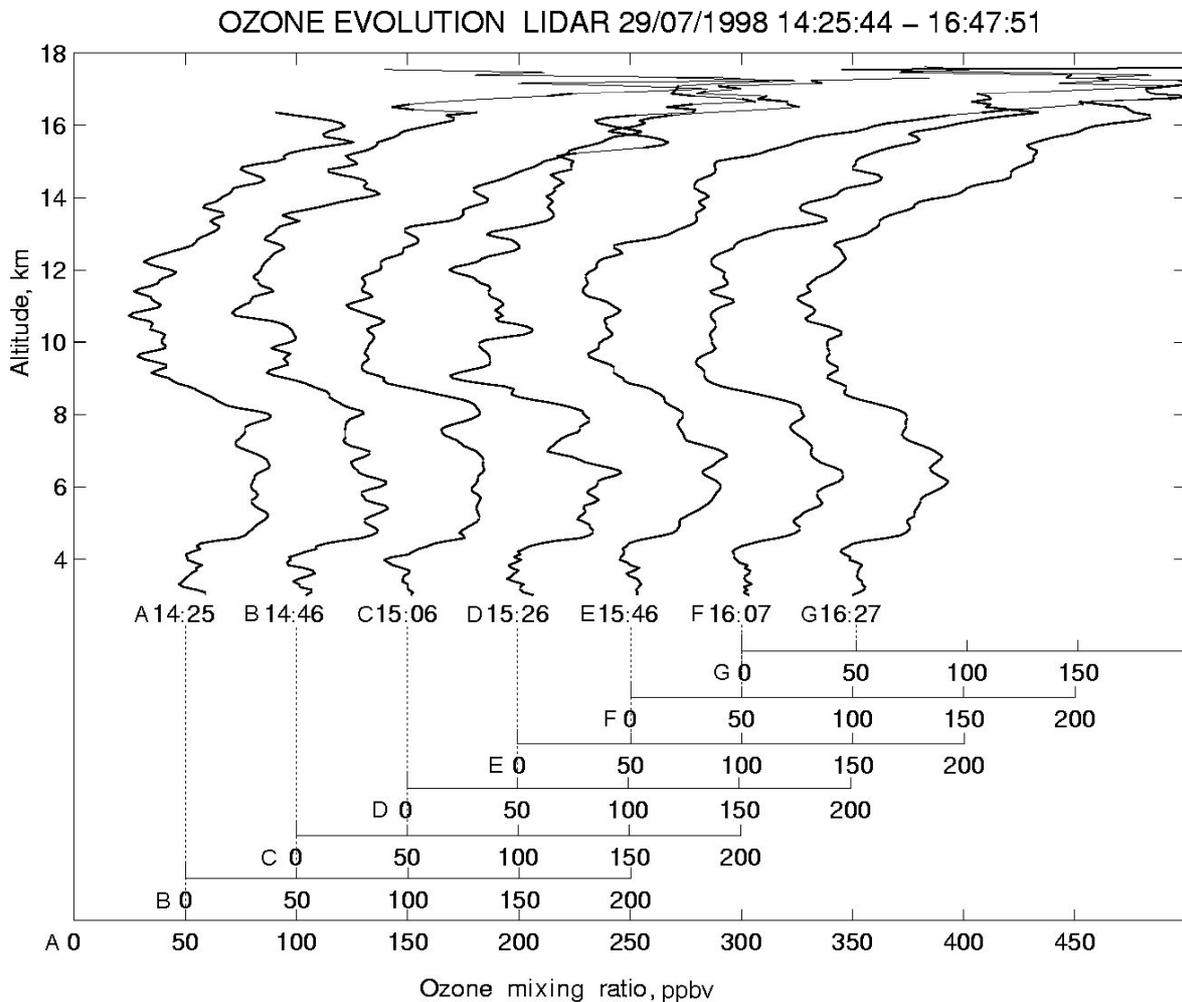


FIG. 3.11: Évolution du rapport de mélange d'ozone de 14h25 à 16h47 (hTU), observée par le lidar ozone de la Réunion le 29 juillet 1998. La durée de sommation temporelle est 20 minutes, chaque profil a été successivement décalé de 50 ppbv.

### 3.4 Conclusion du troisième chapitre

Les objectifs scientifiques qui ont motivé le développement de cet instrument sont donc les mesures d'ozone dans la haute troposphère. Pour limiter le coût et la maintenance du système lidar, il a été intégré à un système Rayleigh-Mie antérieur. Utilisant la même source laser que le système Rayleigh-Mie, l'utilisation d'une unique cellule Raman a permis de réduire les problèmes de désalignement, l'afocal d'émission réduisant le champ de vue et le bruit de fond de ciel. Pour la réception, le système de collection à fibres multiples MFC a permis l'utilisation des télescopes des différents modes de fonctionnement indépendamment sans créer d'interférence entre les différents systèmes. Le spectromètre a été étudié pour une séparation spectrale optimale dans l'UV. Enfin, le système électronique (PM et mode analogique) permet de couvrir une large gamme d'altitude parfaitement compatible avec nos objectifs scientifiques.

Les premiers résultats obtenus par le lidar, et les intercomparaisons avec les sondes électrochimiques ont montré un accord satisfaisant entre 3 et 16-17 km, la limite supérieure de mesure du lidar étant très dépendante des conditions de mesure.

La présentation du lidar ozone et de ses premiers résultats, développée dans ce 3<sup>e</sup> chapitre et qui fut l'objet d'un article publié au journal *Applied Optics* (Baray et al., 1999b), démontre la capacité de cet instrument à la production de données expérimentales qui constituent un apport fondamental pour l'étude des échanges stratosphère-troposphère dans les tropiques. Cet aspect sera développé dans le détail dans le quatrième chapitre, l'analyse des données de la campagne TRACAS.



## Chapitre 4

# Approfondissement du rôle du courant-jet subtropical sur les échanges stratosphère-troposphère : la campagne TRACAS

### 4.1 Introduction : les objectifs scientifiques de la campagne

Tout au long du premier chapitre, l'analyse de cas d'études extraits des 8 années de radiosondages bimensuels, a permis une première approche de l'influence des échanges dynamiques entre la stratosphère et la troposphère près de la barrière subtropicale, par foliations près des maxima de courant-jet subtropical (les jet-streaks), et par gouttes froides. Les premiers éléments des études de cas et des études climatologiques semblent indiquer que, si l'influence des gouttes froides sur le bilan de l'ozone troposphérique semble moins importante qu'aux latitudes plus élevées, ce n'est pas le cas de celle des foliations subtropicales.

La connaissance des échanges stratosphère-troposphère près de la barrière subtropicale, que nous commençons à avoir, reste cependant assez préliminaire et basée sur des mesures expérimentales obtenues sporadiquement dans le temps, ce qui limite aux modélisations le suivi temporel des cas d'étude. C'est pour combler ce handicap et préciser autant que possible les processus dynamiques influant sur la distribution verticale des espèces chimiques dans la basse stratosphère et la haute troposphère que la campagne intensive de mesure in situ TRACAS a été élaborée et mise en place par la communauté scientifique européenne.

La campagne TRACAS est une extension du projet THESEO<sup>46</sup> mené aux latitudes moyennes, étant donné que les échanges stratosphère-troposphère dans les régions subtropicales peuvent potentiellement être un facteur de diminution de l'ozone stratosphérique dans les latitudes moyennes.

---

<sup>46</sup> THESEO est un ambitieux projet financé principalement par la communauté européenne, dont le but initial est l'étude de la diminution de la couche d'ozone stratosphérique. Pour cela, THESEO est composé de plusieurs sous-projets (dont TRACAS) qui comprennent des séries de campagnes mesures coordonnées qui s'étendent des régions polaires aux régions tropicales, dans la haute troposphère et la stratosphère (plus de 1000 radiosondages effectués depuis 30 stations dans 19 pays différents, 6 avions de recherche, plus de 40 ballons stratosphériques, cf <http://www.ozone-sec.ch.cam.ac.uk/>).

Concrètement, le projet TRACAS consiste en le déploiement de mesures près de la barrière subtropicale. Dans l'hémisphère sud, ces mesures ont été acquises à partir des sites d'Irene en Afrique du Sud et à la Réunion, en juillet 1998. Le pendant de cette expérience pour l'hémisphère nord a eu lieu à Tenerife en mars 1999. L'analyse et la présentation de la partie hémisphère nord de la campagne ne sera pas abordée par la suite. Par contre, la description du déroulement de la partie hémisphère sud sera l'objet de la prochaine section, puis les résultats obtenus seront présentés et discutés.

## 4.2 Présentation générale des mesures effectuées et des moyens mis en œuvre

Pour sa partie hémisphère sud, la campagne s'est déroulée en juillet 1998. L'ensemble des données est constitué par les données radiosondage et lidar acquises à la Réunion, les données MOZAIC obtenues en Afrique du sud et les données radiosondage acquises à Irene par l'équipe de G. Coetzee de l'institut météorologique d'Afrique du Sud (SAWB). Les radiosondages ont été effectués à la cadence de deux par jour pendant des périodes d'alerte qui duraient deux à trois jours, lorsque la probabilité d'échange stratosphère-troposphère était la plus élevée. Le choix de ces périodes d'alerte était effectué en étroite contact avec le Service d'Aéronomie, au moyen de données du modèle de prédiction du KNMI<sup>47</sup>, et au moyen de divers sites Internet qui fournissent en temps réel des images satellitaires<sup>48</sup>.

Pendant les périodes d'alerte, deux radiosondages par jour furent effectués, pendant trois jours à la Réunion et pendant deux jours en Afrique du sud. A la Réunion, trois périodes d'observation intensive eurent lieu, autour du 4, du 17 et du 30 juillet, et à Irene, deux périodes d'observation intensives eurent lieu, autour du 12 et du 27 juillet. Pour compléter temporellement les données obtenues par radiosondages, le lidar ozone a fonctionné chaque jour pendant tout le mois de juillet, lorsque les conditions météorologiques étaient favorables. L'ensemble des données expérimentales collectées pendant la campagne TRACAS-hémisphère sud est présenté dans la figure 4.1. Ces données expérimentales sont complétées par les données satellitaires Météosat<sup>49</sup> archivées par Météo-France-Réunion, et qui ont été collectées et traitées immédiatement après la campagne par Tantely Randriambelo pour le

---

<sup>47</sup> Pendant toute la durée de la campagne, l'institut météorologique des Pays Bas (KNMI, Utrecht) a fourni tous les jours les sorties de leur modèle de prédiction pour déterminer à l'avance les jours où le courant-jet subtropical et les zones de fortes valeurs de vorticité potentielle étaient proches de la Réunion ou de Johannesburg. Leur modèle consiste en le calcul d'une fonction de probabilité de distribution qui, à partir de champs initiaux, permet l'obtention, par advections et extrapolations des champs de vent, vorticité potentielle et température potentielle à + 12 heures, + 24 heures et + 72 heures (cf <http://www.knmi.nl>).

<sup>48</sup> Les images, fournies par l'organisme américain intellicast (<http://www.intellicast.com/>), et celles fournies Météo-France et disponibles, par exemple, sur le site du journal de l'île de la Réunion (<http://www.jir.fr/>), ont été très utiles pour le suivi des systèmes frontaux d'altitude.

<sup>49</sup> Les satellites météosat sont des satellites géostationnaires situés à 3600 km au dessus de l'équateur. Ils permettent d'avoir une vue globale de la zone tropicale avec une fréquence élevée de 30 minutes, et de résolution de 5 km pour les canaux infra rouge (10.5  $\mu\text{m}$  – 12.5  $\mu\text{m}$ ) et dans la bande d'absorption de la vapeur d'eau (5.7  $\mu\text{m}$  – 7.1  $\mu\text{m}$ ), et de 2.5 km pour les canaux visible (0.5  $\mu\text{m}$  – 0.9  $\mu\text{m}$ ). Les images représentées sont des comptes numériques, les valeurs étant proportionnelles à la radiance ou la température. Les images qui sont utilisées, proviennent de météosat 5, 6 et 7 enregistrées par Météo-France Réunion, et présentent l'avantage, par rapport à celles que l'on pourrait obtenir auprès d'Eumetsat par exemple, d'être projetées d'une manière optimale pour la région sud-ouest de l'océan Indien.



TAB. 4.1: Rôle des différents partenaires du projet TRACAS.

Laboratoires	Rôle
INM (Ténérife, E. Cuevas)	Radiosondages à Tenerife
KNMI (Utrecht, P. Siegmund)	Prédictions pour le choix des périodes d'alerte
LA (Toulouse, J.P. Cammas)	Données MOZAIC
LMD (Paris, B. Legras)	Advections de contours, analyses
LPA (La Réunion, S. Baldy, J.L. Baray)	Radiosondages et lidar à la Réunion
RAL (Didcot, L.J. Gray, M. Bithell)	Données satellite
SA (Paris, G. Ancellet)	Coordination générale, mesures par avion hémisphère nord
SAWB (Johannesbourg, G. Coetzee)	Radiosondages en Afrique du sud
UWA (Aberystwyth, G. Vaughan)	Modélisations, analyses

## 4.3 Les foliations planétaires

### 4.3.1 Observations

En combinant les deux types de mesures lidar et radiosondage, nous obtenons donc une bonne densité de mesure pendant le mois de campagne. Sur la figure 4.2, toutes les mesures d'ozone effectuées à la Réunion ont été tracées en fonction des jours juliens (cf figure 4.2). Cette figure révèle une couche riche en ozone, dont le rapport de mélange atteint 80 à 100 ppbv, qui fut observée la plupart des jours pendant le mois de juillet. Si l'ampleur de la contamination n'est pas exceptionnelle en comparaison avec les cas d'étude montrés dans le premier chapitre, la fréquence de ces augmentations d'ozone dans la troposphère libre est inhabituelle, d'un ordre de grandeur comparable au temps de vie de l'ozone dans la troposphère libre. Pendant toute la campagne, on a l'impression qu'au fur et à mesure que l'anomalie d'ozone se dissipe (par advection et érosion diabatique), de nouveaux apports se produisent et aboutissent à une persistance sur tout le mois de mesure, ce qui n'est pas explicable au moyen des mécanismes que l'on observe dans les régions des latitudes moyennes, où les foliations polaires restent des événements sporadiques (Beekmann et al., 1997). La période de campagne (juillet), avait été choisie pour optimiser la probabilité d'activité et de présence du courant-jet subtropical (qui est plus intense et occupe une position moyenne plus au nord pendant les mois d'hiver austral juillet et août), tout en minimisant l'influence des feux de brousse, qui commence à être importante à partir de la fin du mois d'août, et qui est maximale en septembre et octobre. La probabilité pour que les valeurs importantes d'ozone observées pendant la campagne soient d'origine stratosphérique est importante.

En effet, l'analyse de la situation météorologique de cas d'étude pris pendant la période confirme le caractère stratosphérique des masses d'air riches en ozone observées pendant la campagne. La valeur d'ozone la plus forte obtenue pendant la campagne fut observée le 17 juillet par lidar: 110 ppbv à l'altitude 7.5 km. La comparaison avec une coupe verticale de vorticité potentielle à la latitude  $55^\circ$  est indiquée une nette corrélation entre l'ozone et la vorticité potentielle (cf figure 4.3). Le courant-jet occupe une position très au nord (entre  $20$  et  $25^\circ$  sud), et la frontogénèse est très intense. L'origine stratosphérique de la masse d'air est confirmée par les calculs de rétrotrajectoires (cf figure 4.4), ainsi que par les images satellites (cf figure 4.5).

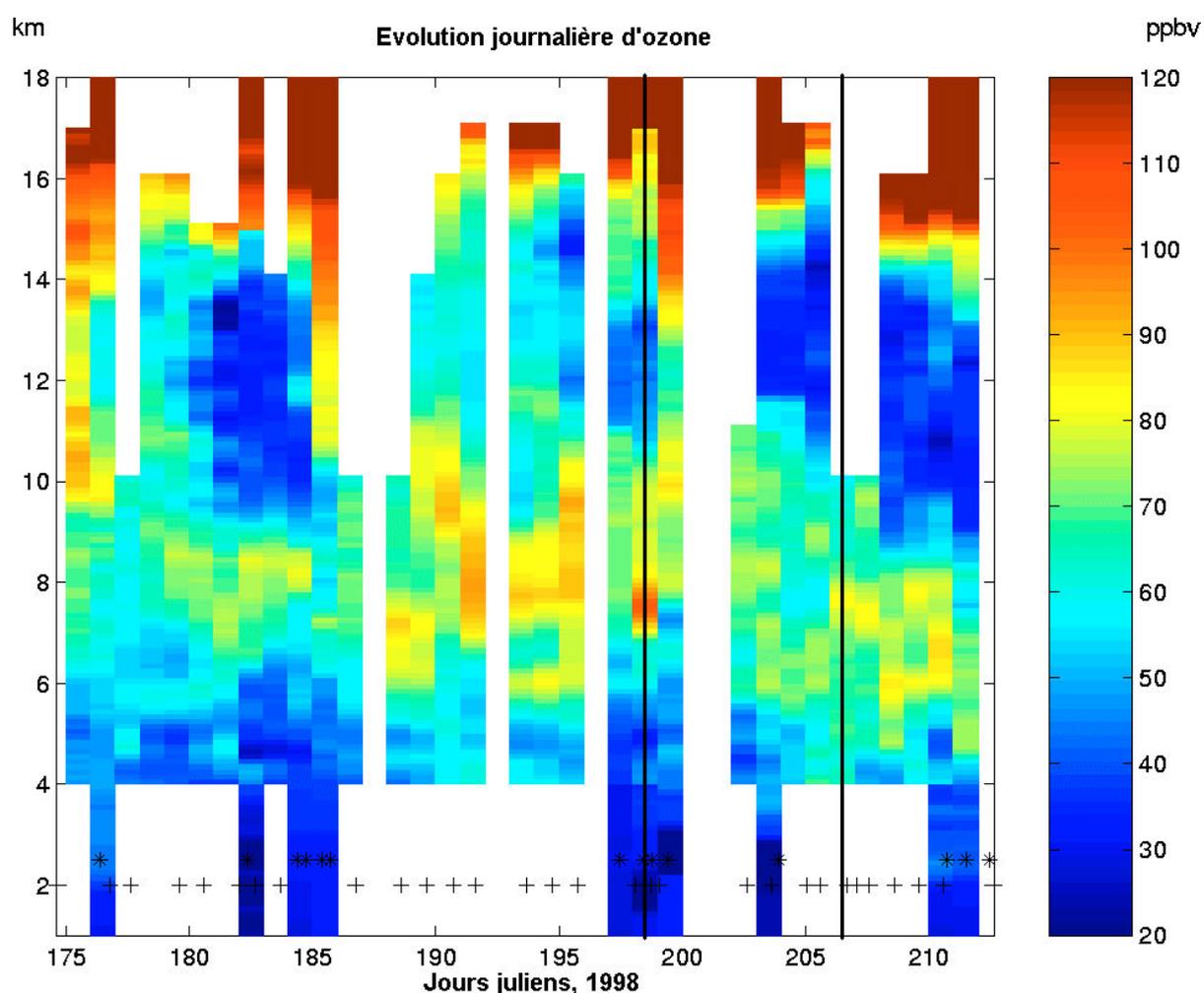


FIG. 4.2: Évolution du profil d'ozone troposphérique obtenu à la Réunion pendant le mois de juillet 1998. La figure combine les sondages lidar (croix) et radiosondage (étoiles). Le 17 juillet (jour julien 198), et le 25 juillet (jour julien 206), sur lesquels nous allons revenir par la suite, sont marqués d'une ligne verticale.

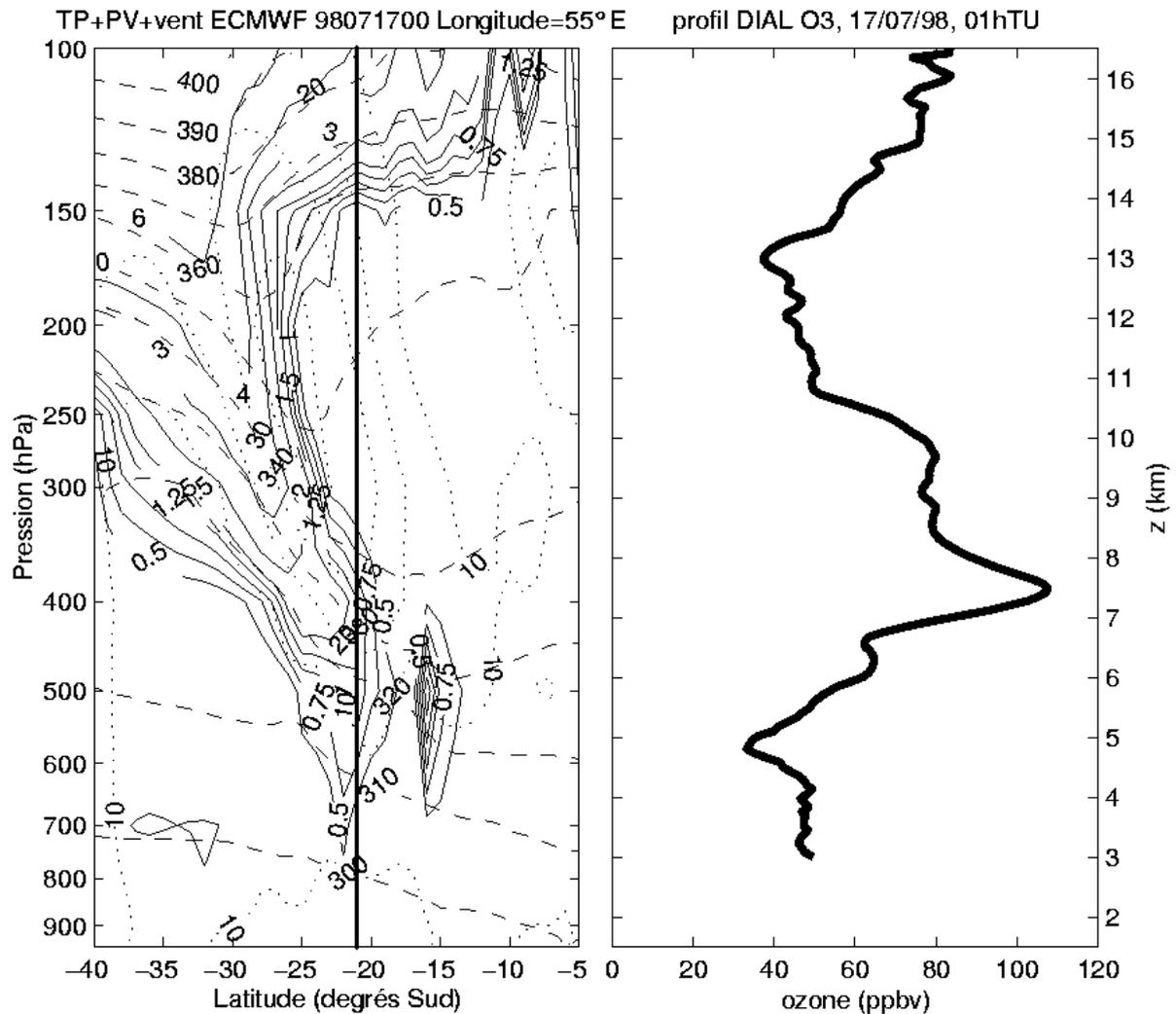


FIG. 4.3: Coupe verticale méridienne ( $55^\circ$  est) de vorticité potentielle, de température potentielle et des isocontours de vent (à gauche), comparée au profil d'ozone obtenu par lidar sur la même échelle verticale. Le pic d'ozone correspond bien au maximum de vorticité potentielle au dessus de la Réunion, dont la latitude est marquée par une ligne verticale sur la coupe méridienne. Entre 9 et 10 km (250 à 300 hPa), les valeurs d'ozone restent assez fortes (80 ppbv), et les valeurs de vorticité potentielle sont faibles. Ces différences ne sont pas très étonnantes, et peuvent s'expliquer par les mécanismes de mélange et de destruction de vorticité potentielle dans le courant-jet.

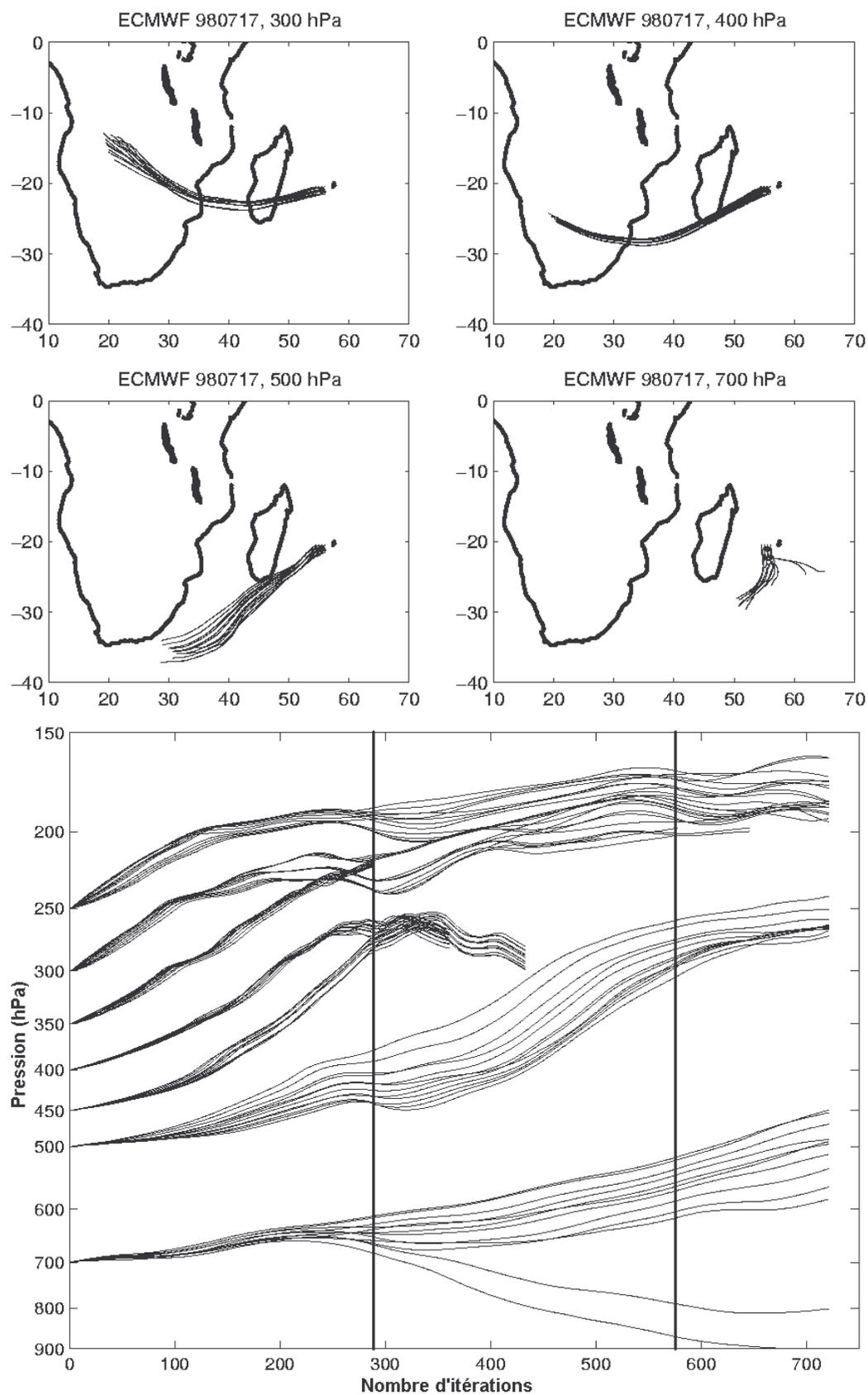


FIG. 4.4: Rétrotrajectoires partant autour de la Réunion le 17 juillet 1998, 0 hTU. Les deux lignes verticales indiquent respectivement un retour en arrière de 1 jour (288 itérations de 5 minutes), et de 2 jours (576 itérations).

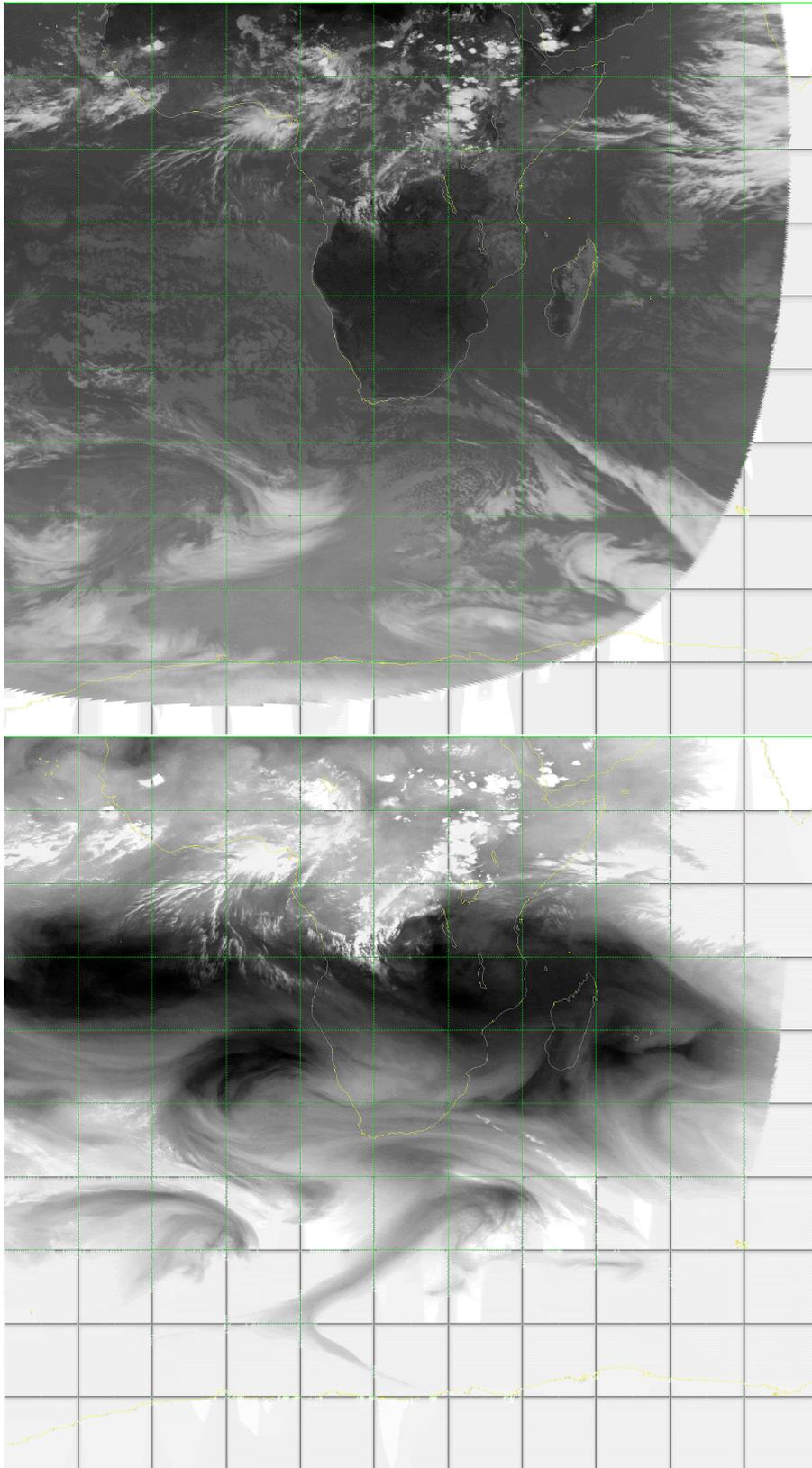


FIG. 4.5: Images Météosat le 17 juillet 1998, 12h30 TU, en haut dans le canal infrarouge - les nuages clairs (resp. sombres) sont les nuages d'altitude (resp. de basses couches) - et en bas dans la bande d'absorption de la vapeur d'eau - les régions sombres correspondent à des valeurs de radiance élevées et à des faibles valeurs d'humidité dans la haute troposphère -.

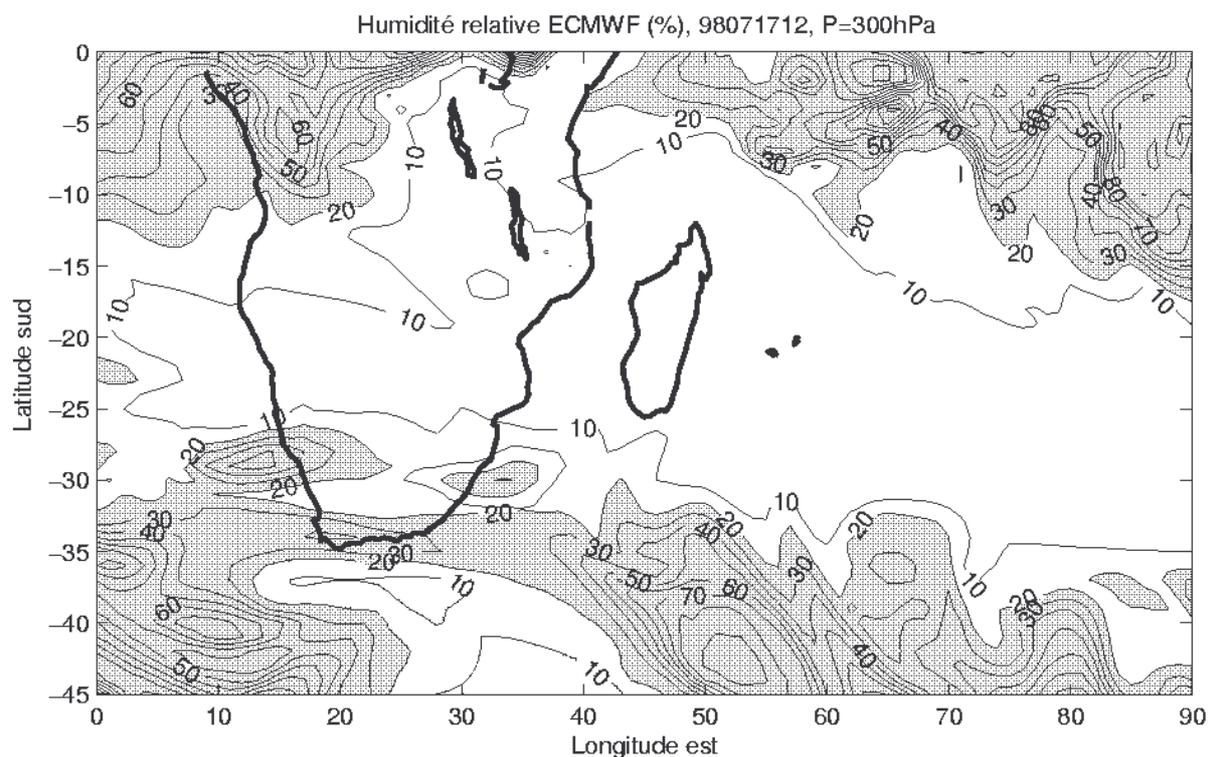


FIG. 4.6: *Champ d'humidité relative ECMWF sur la surface isobare 300 hPa*

D'après Appenzeller et al. (1996), les zones sombres des images Météosat dans la bande d'absorption de la vapeur d'eau correspondent à des valeurs de radiances élevées induites par des contenus en humidité faibles dans la haute troposphère et la basse stratosphère. Cette analyse est confirmée dans un contexte tropical, la comparaison entre l'image Météosat et le champ d'humidité relative sur l'isobare 300 hPa indique un bon accord entre les deux critères. Du fait de la résolution assez faible des données ECMWF par rapport aux données Météosat, les structures filamenteuses visibles sur les données Météosat ne le sont pas sur les données ECMWF. Cependant, les grandes structures et caractéristiques de la situation météorologique concordent bien. La comparaison entre les figures 4.5 et 4.6 est intéressante à deux titres: d'une part elle confirme la relativement bonne confiance que l'on peut accorder aux données ECMWF dans la région d'étude<sup>50</sup>; d'autre part, le critère stratosphérique de faible humidité dans la haute troposphère est confirmé par les deux types de données, les données de modélisation et les observations satellitales. L'extension spatiale de cette zone sèche, qui s'étend sur une zone extrêmement vaste, entre 10 et 30° de latitude sud, et en longitude sur une grande partie de l'océan Indien, est assez étonnante dans un contexte tropical habituellement très humide, d'autant plus que ces caractéristiques se répètent assez régulièrement tout au long du mois de juillet. Cette bande de faible humidité ne constitue pas

<sup>50</sup> Certains auteurs remettent parfois en cause la qualité des données ECMWF dans les régions peu initialisées telles que les régions tropicales et l'hémisphère sud.

un critère absolu d'origine stratosphérique de la masse d'air<sup>51</sup>, mais la probabilité de subsidence est importante, sans forcément provenir de la stratosphère. En effet, lorsqu'une masse d'air subit un mouvement subsident, sa température augmente, et donc avec elle la pression de vapeur saturante et la quantité d'humidité contenue dans la masse d'air.

La signature d'humidité est visible sur l'image obtenue en moyennant toutes les données Météosat dans la bande d'absorption de la vapeur d'eau. Une zone noire (donc qui est resté sèche pendant la quasi-totalité de la durée de la campagne) se situe dans la partie nord de Madagascar, et une zone grise assez étendue se situe entre les latitudes 20 et 35° sud. Dans cette région, la signature sur les images Météosat est modulée par les passages des dépressions, des fronts et des anticyclones d'altitude qui se propagent vers l'est dans la bande de latitude sous l'influence du courant-jet subtropical.

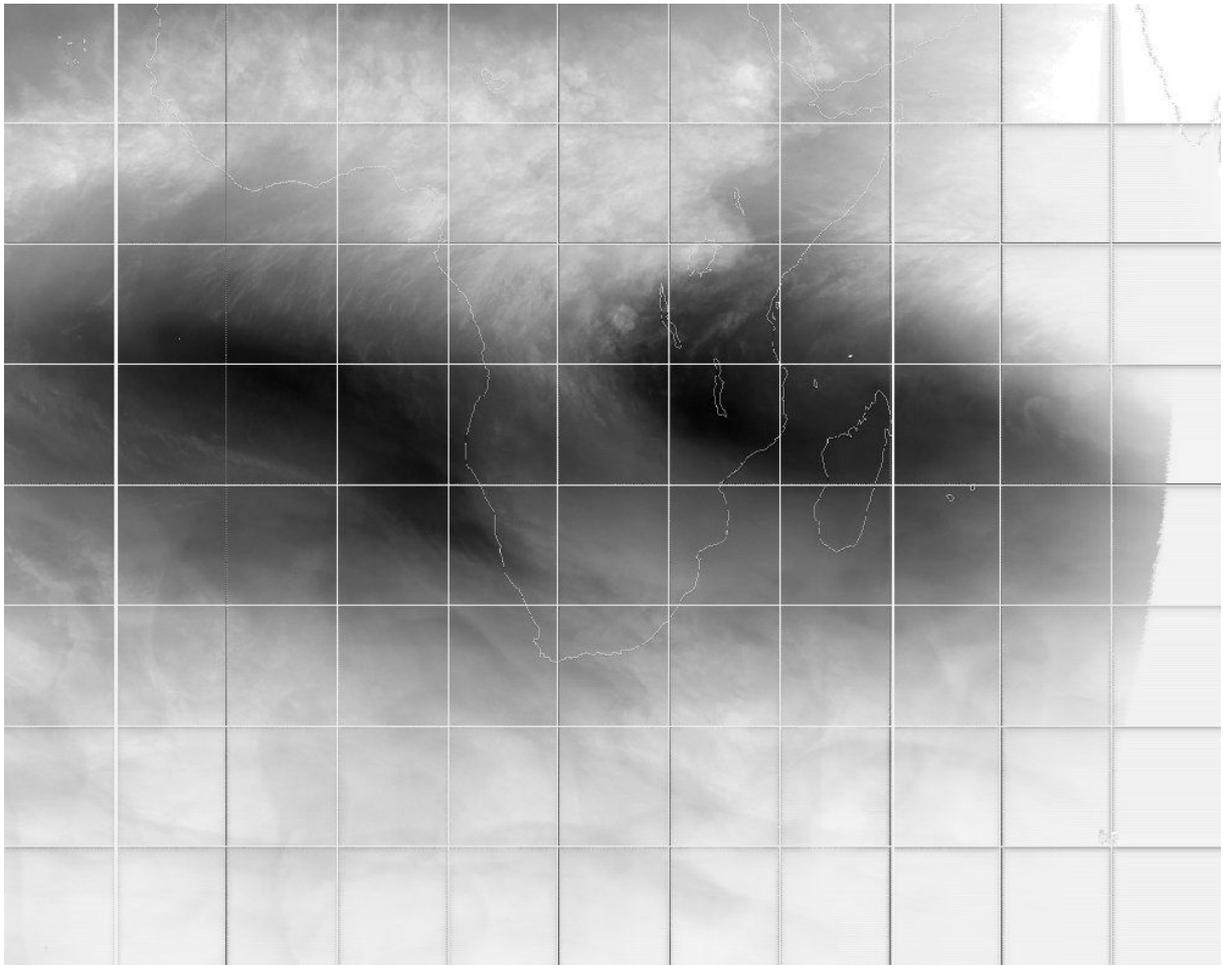


FIG. 4.7: Image Météosat dans la bande d'absorption de la vapeur d'eau calculée en moyennant toutes les données du mois de juillet que nous avons à disposition.

---

<sup>51</sup> Un mathématicien dirait que c'est une condition nécessaire, mais pas suffisante...

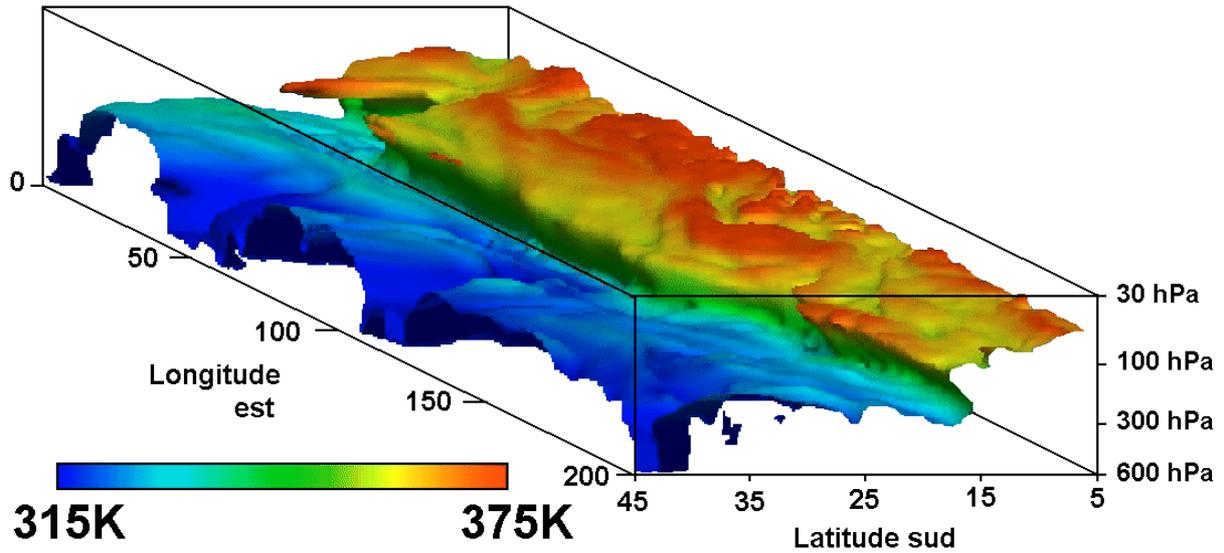


FIG. 4.8: Carte tridimensionnelle de la tropopause définie par la surface 1.2 PVu le 25 juillet 1998, 0hTU. Les couleurs indiquent la température potentielle au niveau de la tropopause. Le pli s'étend d'une manière quasiment continue sur toute la largeur en longitude entre 0 et 200° est. Algorithme de calcul 3D utilisé pour générer cette carte : Vincent Daniel (LMD).

L'origine stratosphérique de l'enrichissement en ozone est également confirmé pour d'autres jours pris pendant le mois de juillet 1998. Par exemple, le 25 juillet, si l'intensité de la foliation n'est pas maximale au dessus de la Réunion, la visualisation tridimensionnelle de la surface 1.2 PVu le 25 juillet (cf figure 4.8) confirme d'une part l'existence de la foliation (même si le pli n'est pas maximal au niveau de la Réunion, ce qui explique qu'on ne remarque pas d'enrichissement exceptionnel en ozone le 25 juillet, jour julien 206, sur la figure 4.2), et d'autre part son extension horizontale exceptionnelle en longitude. En effet, la figure 4.8 montre que sous l'influence d'un flux d'ouest quasiment zonal, la foliation s'étend d'une manière quasiment continue depuis le milieu de l'océan Atlantique jusqu'à l'océan Pacifique central. D'autres cartes calculées pendant le mois de juillet montrent que le pli est quasi permanent, bien que son extension en latitude varie de jour en jour et en fonction de la longitude, la structure frontale étant modulée par le passage des anticyclones sur la face nord du courant-jet, associé aux perturbations cycloniques sur la face sud, mais la dimension de ces perturbations est inférieure à l'échelle globale du courant-jet, dont la structure persiste au-delà des situations locales.

Un nombre important de rétrotrajectoires a été calculé (plus de 800, cf table 4.2), à partir du site de la Réunion pour chaque jour où des enrichissements en ozone ont été observés, pour vérifier la bonne concordance entre les enrichissements en ozone observés et d'éventuelles subsidences sur les données ECMWF. Les résultats sont concordants avec les données analysées et les conclusions déduites précédemment, à savoir un contexte général de subsidence pendant tout le mois, les subsidences s'intensifiant lorsque les signatures sur l'ozone troposphérique étaient les plus fortes, lors de la deuxième (17/18 juillet) et de la troisième période d'alerte (30/31 juillet).

TAB. 4.2: Analyse statistique des rétrotrajectoires calculées pendant le mois de juillet 1998. Les trajectoires ont été calculées, en faisceau autour de la Réunion, entre 55 et 56° est, et entre 20 et 22° sud. Les colonnes %50 et %150 représentent le pourcentage de trajectoires ayant subi des subsidences supérieures à 50 et 150 hPa en moins de deux jours et demi ; Ecp est l'écart moyen de niveau de pression (en hPa) et Sub est la subsidence moyenne (en Pa/s) entre le sommet et le début de la trajectoire. Lat et Lon indiquent la position moyenne du sommet.

Jour julien, date	Nombre de trajectoires	%50	%150	Ecp	Sub	Lat	Lon
182,01/07,6 TU	48 entre 300 et 450 hPa	89	6	-91.6	-0.053	-12.9	38.5
184,03/07,12 TU	12 à 400 hPa	33	0	-36.5	-0.023	-11.6	49.0
185,04/07,6 TU	48 entre 200 et 350 hPa	75	0	-69.6	-0.083	-31.2	36.6
189,08/07,12 TU	48 entre 200 et 350 hPa	56	0	-64.1	-0.035	-15.6	31.2
190,09/07,18 TU	48 entre 300 et 450 hPa	100	0	-90.6	-0.064	-15.8	39.1
191,10/07,12 TU	48 entre 250 et 400 hPa	96	0	-79.2	-0.043	-14.7	33.4
197,16/07,6 TU	48 entre 250 et 400 hPa	100	0	-98.0	-0.102	-24.2	24.3
198,17/07,0 TU	48 entre 300 et 700 hPa	100	25	-142.9	-0.135	-24.1	25.6
199,18/07,12 TU	72 entre 200 et 700 hPa	83	50	-171.2	-0.105	-31.1	41.1
202,21/07,12 TU	58 entre 300 et 700 hPa	91	31	-118.5	-0.114	-23.8	36.3
203,22/07,18 TU	60 entre 300 et 700 hPa	100	40	-165.1	-0.158	-27.3	34.5
205,24/07,0 TU	72 entre 200 et 700 hPa	68	18	-97.8	-0.051	-19.5	39.0
206,25/07,18 TU	72 entre 200 et 700 hPa	76	35	-141.6	-0.081	-20.7	38.7
207,26/07,18 TU	36 entre 300 et 400 hPa	83	0	-70.3	-0.039	-13.5	47.7
210,29/07,18 TU	58 entre 300 et 600 hPa	39	19	-63.7	-0.036	-14.8	50.6
212,31/07,18 TU	60 entre 300 et 700 hPa	95	7	-106.4	-0.062	-22.2	41.3
<b>Total</b>	<b>836</b>	<b>82</b>	<b>17</b>	<b>-107.6</b>	<b>-0.078</b>	<b>-21.1</b>	<b>37.6</b>

Les profils d'ozone obtenus à Irene par radiosondage, et à Johannesburg (données MOZAIC) montrent souvent une structure similaire à celle observée à la Réunion, mais le nombre de données ne permet pas une discrétisation temporelle suffisante pour permettre une étude aussi détaillée que celle faite à partir des données de la Réunion. Lors de la deuxième période d'alerte à Irene (26 au 28 juillet 1998, cf figure 4.9) une foliation importante a été observée (plus de 160 ppbv entre 12 et 14 km d'altitude, au niveau isentrope 360 K, soit plus haut que les augmentations d'ozone observées à la Réunion), avec une situation météorologique proche de celle du premier cas d'étude du premier chapitre (10 août 1993), Irene se situant dans la face cyclonique avec une courbure importante du courant-jet. Le temps de dissipation de cette intrusion a été d'environ 2 jours.

Les données MOZAIC acquises durant les vols entre Johannesburg et Le Cap montrent des valeurs d'ozone relativement importantes dans la moyenne troposphère au nord du courant-jet subtropical, alors que les valeurs de rapport de mélange restent inférieures à 50 ppbv jusqu'à 10 kilomètres au Cap. Ces données sont à analyser avec précautions, en particulier à cause d'éventuelles pollutions industrielles en Afrique du Sud (Diab et al., 1996, Thompson et al., 1996, Tyson et al., 1997)

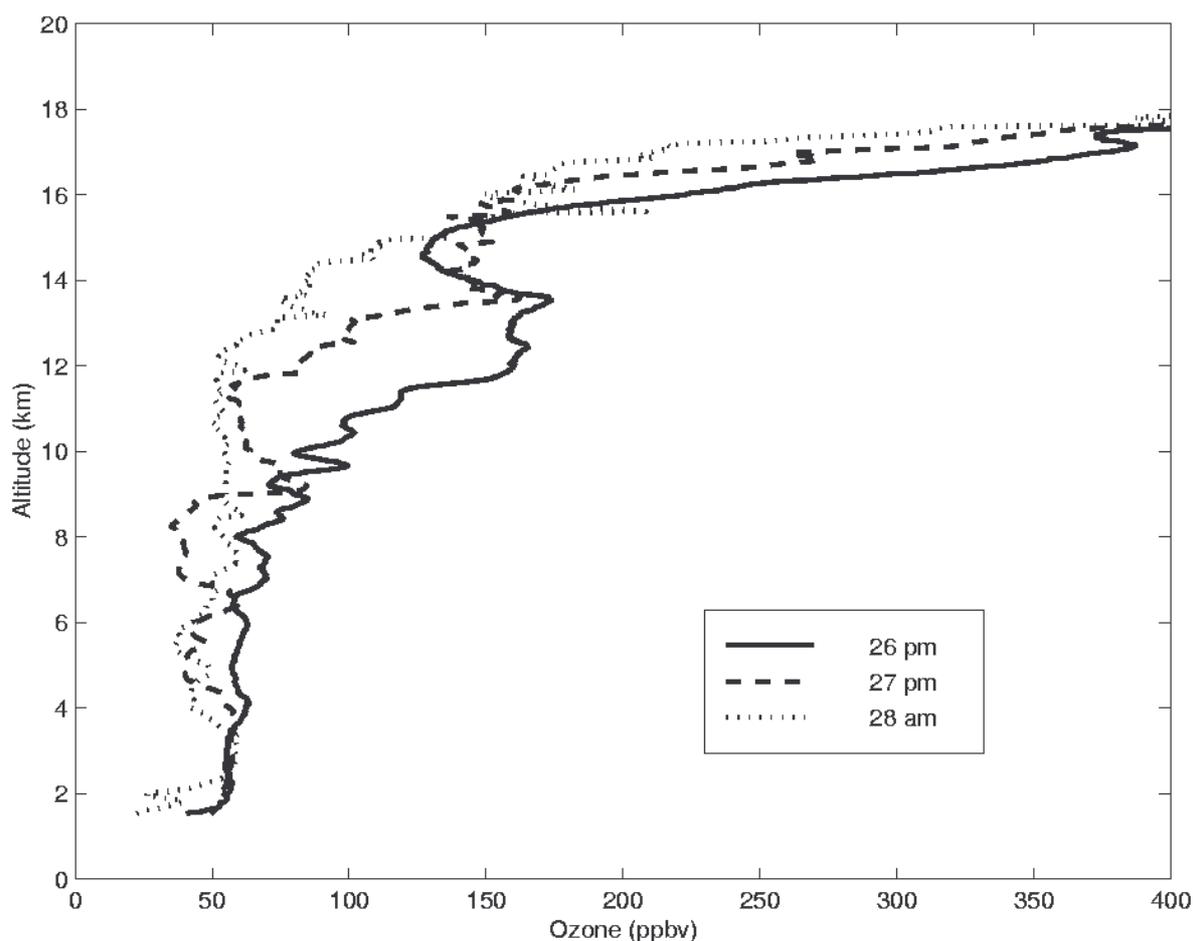


FIG. 4.9: Profils d'ozone obtenus par radiosondages effectués à Irene, lors de la seconde alerte de la campagne TRACAS (26 au 28 juillet 1998).

### 4.3.2 Le rôle des flux de mousson et de la cellule de Hadley

Les analyses, basées sur les données expérimentales (lidar et radiosondages), sur les calculs de trajectoires, sur la dynamique des surfaces d'iso-vorticité potentielle et sur les données satellitales, qui ont été développées dans la précédente section de ce chapitre, ont démontré que l'enrichissement en ozone dans la troposphère libre d'une manière quasiment constante pendant tout au long du mois de juillet semblent indiquer une sorte de pli de la tropopause à l'échelle planétaire, qui s'étendrait sur tout le long de la barrière subtropicale, depuis l'Afrique et jusqu'en Australie. L'extension de la foliation et son caractère zonal exigent une explication spécifique qui diffère de celles qui justifient les mécanismes de frontogénèse des latitudes moyennes ou le rôle principal est joué par les circulations agéostrophiques associées aux jets-streaks et aux ondes baroclines (Keyser et Shapiro, 1986). Ce mécanisme n'explique pas le caractère permanent de la foliation, qui ferait d'avantage penser à des mécanismes de forçage vertical stationnaire, qui joueraient un rôle dans la région où la foliation est observée.

La figure 4.10 montre la divergence du vent à 200 hPa, moyennée sur tout le mois de juillet, les cartes de divergences instantanées étant dominées par le bruit à petite échelle. Des fortes valeurs négatives, donc des zones de convergence sont observées dans la bande de latitude 20° à 30° sud, en particulier dans l'océan Atlantique près de 5° ouest, 20° sud, et dans l'océan indien, près de 60° est, 30° sud. Ces zones de convergence sont des signatures de la branche descendante de la circulation de Hadley, associée au flux de retour de mousson. En effet, sur les champs de vent (cf figure 4.11), on peut constater que les vents de mousson intensifient clairement le courant d'alizés habituel, le transformant en "jet d'est de basse couche". Le flux de retour est visible dans toute la partie nord de l'océan Indien.

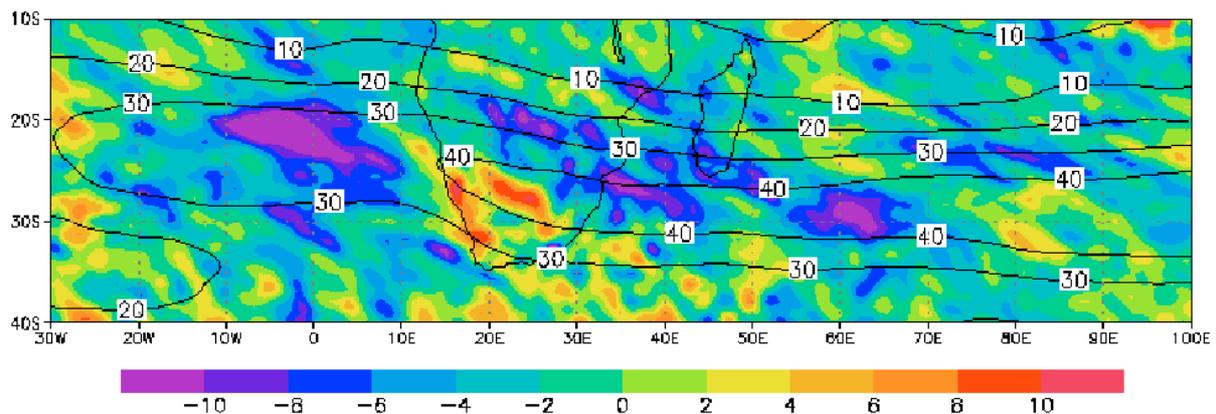


FIG. 4.10: Divergence du vent horizontal à 200 hPa calculée à partir des analyses ECMWF et moyennées sur le mois de juillet. Unité :  $10^{-6} s^{-1}$ . Les contours indiquent les valeurs de vent zonal en  $m.s^{-1}$ . Calculs : Vincent Daniel (LMD).

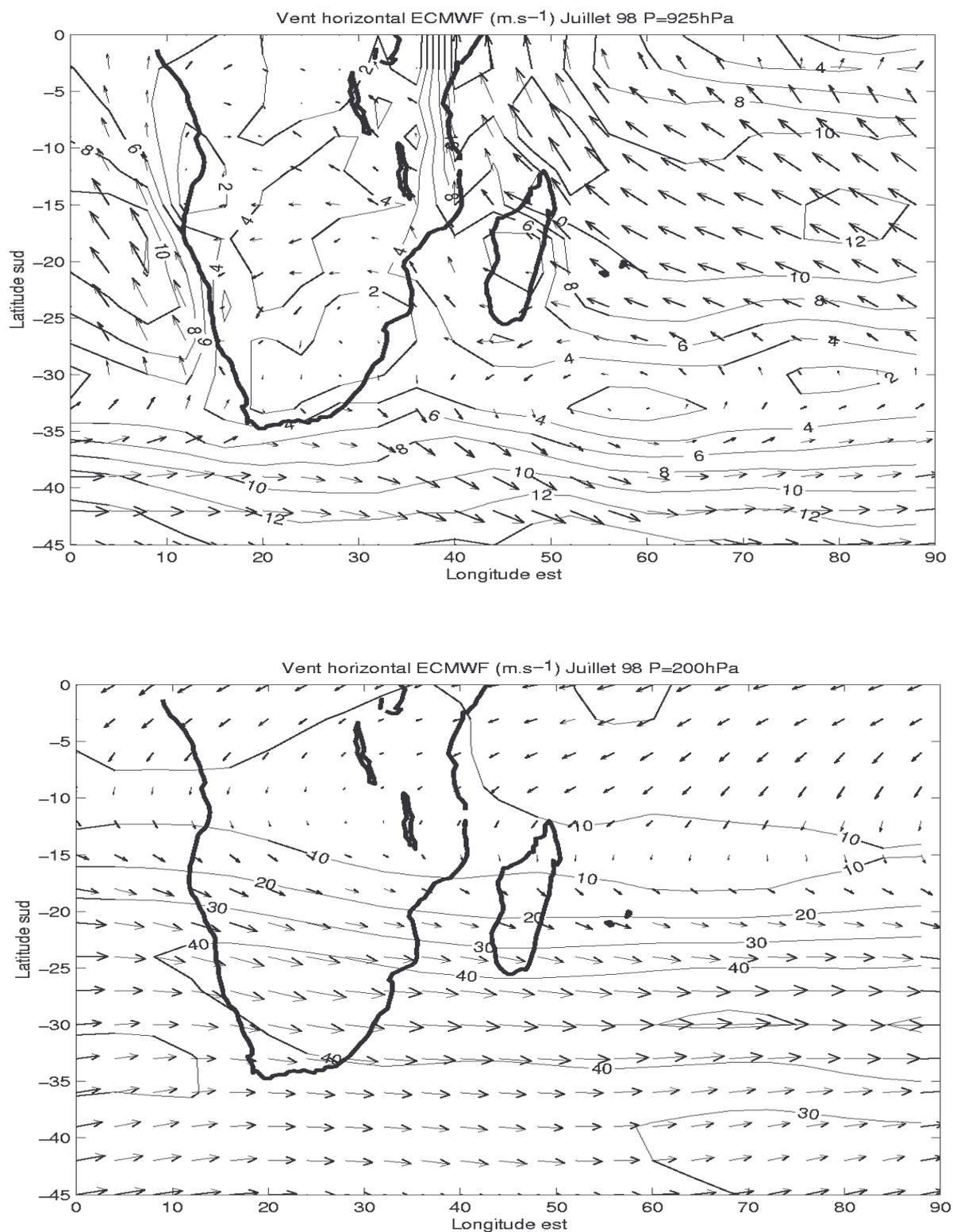


FIG. 4.11: Champs de vent horizontal moyenné sur tout le mois de juillet 1998, à l'altitude 925 hPa (en haut), et 200 hPa (en bas).

L'ordre de grandeur de la convergence induite par la branche descendante de Hadley et par les flux de mousson est de  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ . A titre de comparaison, Keyser et Pecknic (1985) ont démontré qu'une confluence équivalente est capable de générer un front de moyenne latitude pendant deux jours.

La figure 4.12 représente la coupe verticale méridienne tracée à plusieurs longitudes, de  $55$  à  $85^\circ$  est, obtenue en moyennant les champs de vorticité potentielle et de température potentielle. Le pli de tropopause à échelle planétaire ne se limite pas à quelques cas judicieusement choisis dans le mois de juillet 1998; il est clairement visible sur toutes les coupes moyennées sur tout le mois de juillet 1998, quelle que soit la longitude. D'autre part, il est plus intense sur les coupes ouest ( $55$  et  $65^\circ$  est), que sur les coupes est ( $75$  et  $85^\circ$  est). C'est un élément qui suggère l'importance des flux de retour de mousson, plus intenses à l'ouest qu'à l'est.

Ces mécanismes intensifient le régime de Hadley dont la branche descendante concerne l'île de la Réunion en hiver austral, et sont donc sources de subsidences à grande échelle. D'autre part, ils intensifient également les forts cisaillements de vent dans la troposphère libre, avec un fort régime d'alizés (de sud-est) dans les basses couches, une brusque inversion du vent aux environs de 4-5 kilomètres, et une composante d'ouest renforcée par les flux de retour de mousson et les circulations de Hadley dans les hautes couches. Cette situation pourrait être rapprochée de situations frontales en latitudes moyennes, décrites par Sortais (1991), pour lesquelles on observe un couplage dynamique entre la haute et la basse troposphère. Au moyen de modélisations à méso-échelle, Sortais a montré que, pour certaines configurations des fronts de haute et de basse couche, ceux-ci pouvaient entrer dans une sorte de résonance, en interaction rétroactive des processus diabatiques et isallobares. On peut imaginer, dans la région subtropicale, des mécanismes un peu similaires, mais à des échelles spatiales plus grandes, et d'une manière beaucoup plus constante à cause de la permanence des sources de cisaillement vertical de vent.

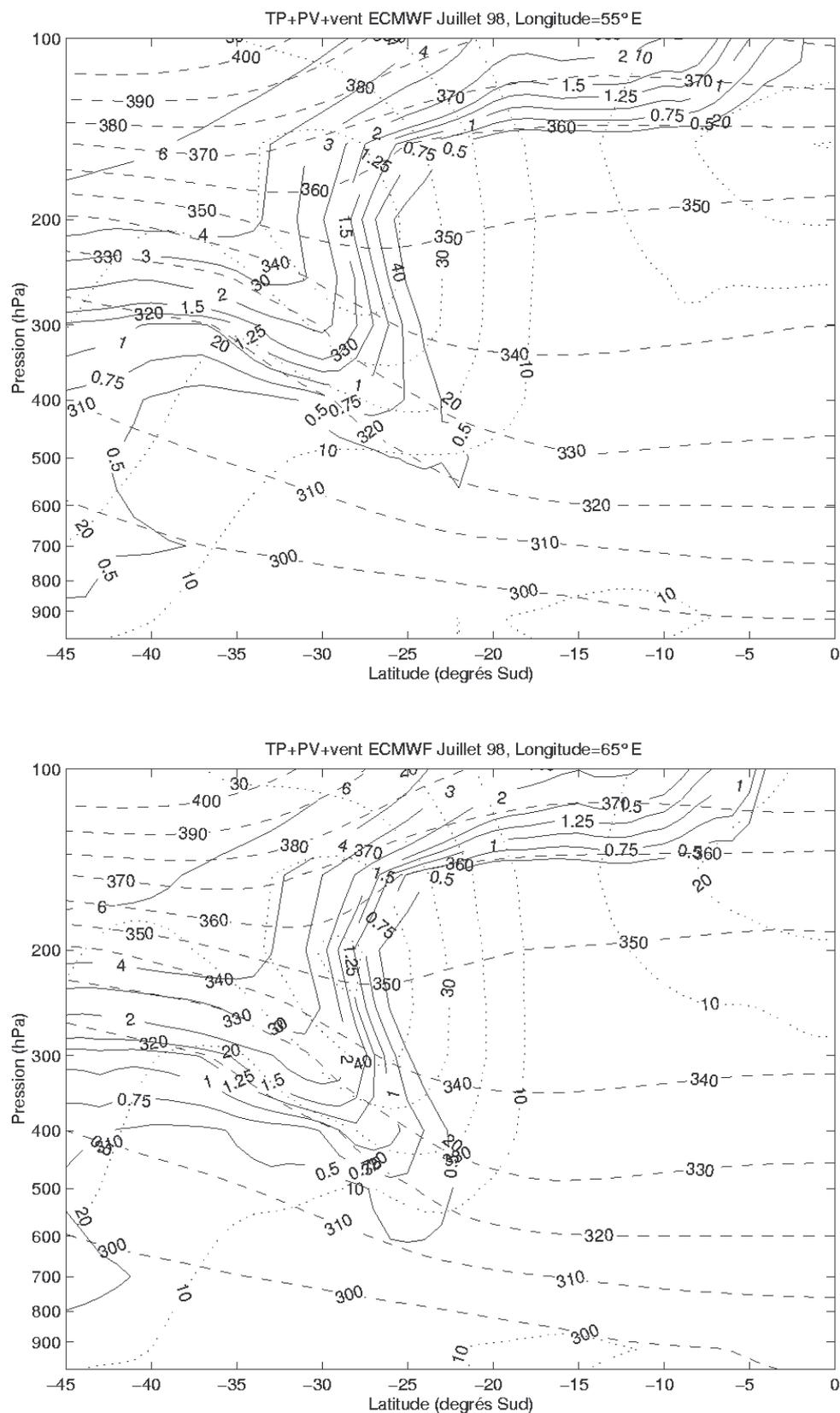


FIG. 4.12: Coupes verticales méridiennes de la vorticité potentielle, de la température potentielle et des isocontours de vent, obtenues en moyennant les données ECMWF sur tout le mois de juillet 1998, à la longitude 55° est (en haut), et 65° est (en bas)

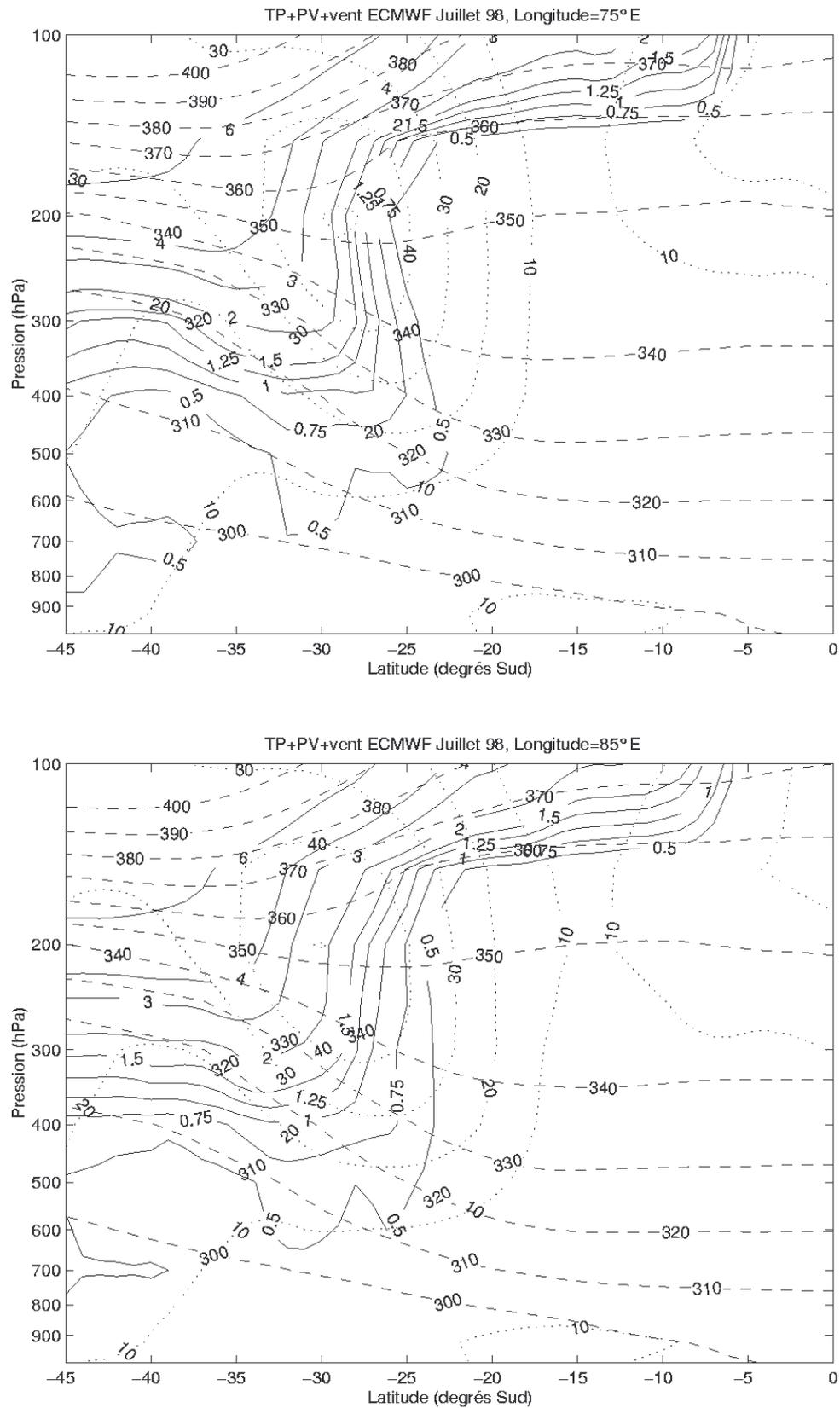


FIG. 4.12: (suite) coupes méridiennes aux latitudes 75° est (en haut), et 85° est (en bas).

## 4.4 Conclusion et perspectives du quatrième chapitre

Les résultats présentés dans ce quatrième chapitre sont l'objet d'un article publié au journal *Geophysical Research Letters* (Baray et al., 1999c). L'analyse de profils d'ozone troposphérique obtenus d'une manière quasi-journalière pendant un mois de la saison d'hiver austral, et du contexte dynamique au moyen des données ECMWF nous a permis de mettre en évidence la persistance et l'extension très grande du pli de la tropopause associé à la frontogénèse induite par le courant-jet subtropical. Si la comparaison des calculs de profils climatologiques ne permet pas de mettre en évidence la saisonnalité ce phénomène (cf figure 4.13), s'il est associé, comme les éléments de notre étude semblent l'indiquer, à la branche descendante de la cellule de Hadley, on peut supposer qu'il pourra se reproduire avec la même intensité lorsque la circulation de mousson d'Asie sera bien établie. Il est légitime de penser que, du fait de sa taille et de sa persistance, la foliation offre un potentiel assez considérable d'échange entre la stratosphère et la troposphère, largement sous-estimé dans l'optique des schémas classiques des foliations qui se forment d'une manière plus sporadique et spatialement limitée dans les latitudes moyennes.

L'effet de ce genre de mécanisme reste à estimer, en utilisant deux approches. D'une part en étudiant d'une manière plus précise les petites échelles associées à la barrière subtropicale, au moyen de modélisations à méso-échelle et autres techniques d'advections de contours. D'autre part, en intensifiant les acquisitions de données ozone pendant la période d'hiver austral, ce qui est rendu possible grâce au fonctionnement du lidar ozone, qui complètent les radiosondages dont la fréquence est passée de bimensuelle à hebdomadaire depuis 1999. Une comparaison précise avec le rôle joué par les feux de brousse pour l'ozone troposphérique sera alors possible.

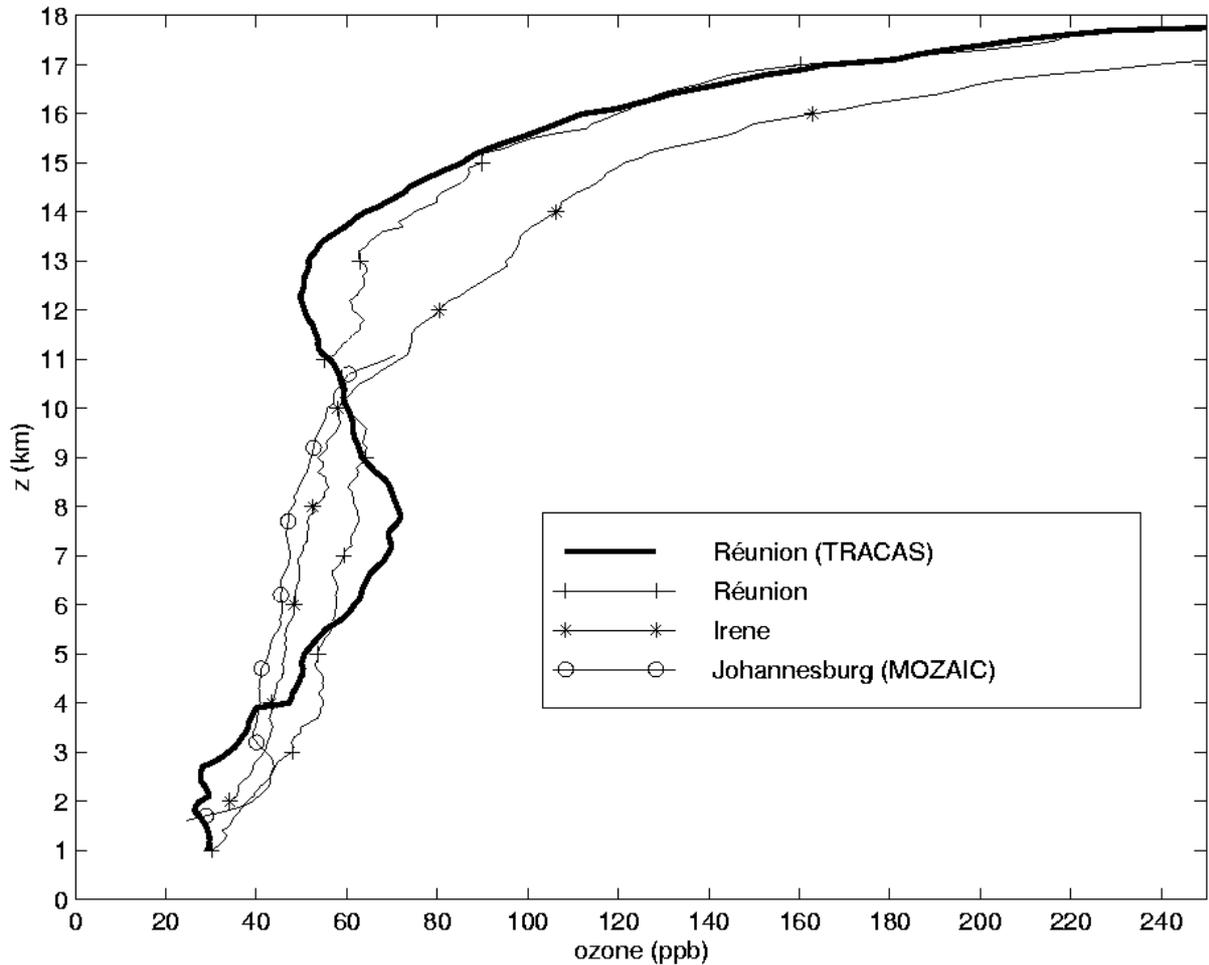


FIG. 4.13: Comparaison des profils climatologiques en moyennant tous les profils d'ozone obtenus à la Réunion pendant la campagne TRACAS (44 profils), et ceux obtenus pendant les mois de juin, juillet et août à la Réunion entre 1993 et 1997 (19 profils), ceux obtenus à Irene entre 1990 et 1993 (40 profils), et ceux obtenus à partir des données MOZAIC de Johannesburg entre 1995 et 1997 (38 profils). Pour pouvoir avoir une base de donnée significative, la période de calcul des moyennes de profils d'ozone avant la campagne TRACAS a été étendue aux trois mois d'hiver austral, ce qui peut induire un biais, en particulier à la fin du mois d'août où les feux de brousse peuvent jouer un rôle important (Randriambelo et al., 1999a).

## Conclusion générale

La troposphère et la stratosphère sont deux régions aux compositions chimiques et aux caractéristiques dynamiques nettement différenciées. La tropopause, zone de transition entre ces deux tranches atmosphériques, n'est pas une frontière imperméable, et la connaissance des échanges entre la stratosphère et la troposphère est fondamentale, d'une part pour les études de bilan d'un point de vue chimique pour l'une ou l'autre de ces régions, et d'autre part pour la connaissance théorique de la dynamique planétaire en général, et en particulier dans le cadre des études qui préoccupent actuellement la communauté scientifique, "trou" d'ozone stratosphérique et effet de serre. On sait depuis longtemps que des échanges subsidents, de la stratosphère vers la troposphère ont lieu aux moyennes et hautes latitudes par mécanismes dynamiques associés au courant-jet polaire, tels que les foliations de tropopause et les gouttes froides d'altitude. Dans les régions tropicales, les mouvements ascendants dans les zones de convections intenses ont été mis en évidence dans le passé, mais peu de données sont disponibles dans ces régions, ce qui a longtemps limité les études des échanges stratosphère-troposphère dans les régions subtropicales, liés d'une part à la barrière dynamique et au courant-jet subtropical, et, d'autre part, à la convection tropicale, nuages convectifs tropicaux, cyclones et zone de convergence intertropicale.

L'objectif de cette thèse est d'approfondir notre connaissance sur les échanges entre la stratosphère et la troposphère, dans la région tropicale et plus particulièrement à proximité de sa bordure sud. Dans ce cadre, les échanges envisagés en priorité ont été les équivalents, pour le courant-jet subtropical, des échanges, bien documentés, générés par le courant-jet polaire : foliations de la tropopause, propagation de structures ondulatoires de type onde de Rossby, et gouttes froides d'altitude. Cet objectif a été élargi à l'étude du rôle de la convection tropicale, et des cyclones tropicaux dans les échanges de la stratosphère vers la troposphère.

Le premier chapitre de cette thèse est basé principalement sur l'analyse des radiosondages effectués à un rythme bimensuel par le laboratoire depuis 1992, complétés par diverses autres données expérimentales, satellitales, et des sorties du modèle dynamique global du centre européen ECMWF. Cette première approche qualitative a débouché sur l'identification et l'analyse de plusieurs cas d'étude. Les concepts d'agéostrophisme, de jet-streak et de frontogénèse d'altitude ont permis de caractériser et d'analyser la formation de plusieurs foliations subtropicales et gouttes froides d'altitude, qui, d'après les résultats de cette première approche, semblent gouvernés par des mécanismes relativement proches de ceux étudiés identifiés depuis longtemps sur les autres barrières dynamiques, polaires et arctiques.

Le second chapitre est consacré à l'étude des échanges entre la stratosphère et la troposphère en relation avec la convection tropicale, dans un cas de transfert subsident intense

le 6 avril 1995, alors que la Réunion était dans la partie périphérique du cyclone Marlène, à environ 1000 km du centre du cyclone. L'ampleur de la contamination est exceptionnelle : un pic de 300 ppbv à l'altitude 10 km, et un enrichissement d'ozone sur la majeure partie de la troposphère libre. Après vérification de la bonne prise en compte du cyclone par les données des modèles utilisés (NMC et ECMWF), l'analyse dynamique semble indiquer une extension horizontale assez limitée du transfert, qui serait constitué typiquement par des mécanismes dynamiques à méso-échelle. Ce genre de mécanisme est assez peu étudié, contrairement aux foliations subtropicales qui avaient fait l'objet de plusieurs approches avant ce travail (Gouget et al., 1996; Folkins et Appenzeller, 1996). D'autres études sur le même cyclone ont été menées par d'autres auteurs (communication personnelle de Russell Dickerson, université de Maryland, USA; De Laat et al., 1999), mais ont mis d'avantage en évidence les mouvements ascendants que les mouvements subsidents. A la Réunion, des enrichissements d'ozone troposphérique ont été observés également lors d'autres cas de cyclone, en particulier lors du cyclone Edwige le 22 avril 1996 (100 ppbv à 8 km d'altitude, Dupuy, 1999).

Le caractère sporadique et temporellement ponctuel des mesures par radiosondage constitue une limitation pour la compréhension des mécanismes dynamiques que l'on cherche à caractériser. Pour remédier à cette limitation, un lidar ozone troposphérique a été installé à la Réunion, en étroite collaboration avec le service d'aéronomie, et dont la présentation technique et la validation font l'objet du troisième chapitre. Le principe général du lidar ozone est similaire à celui du lidar ozone de l'OHP, l'émission étant constituée par diffusion Raman dans une cellule de deutérium d'une émission laser Nd-Yag quadruplée en fréquence. L'originalité de l'installation de la Réunion réside au niveau de la collection du signal rétrodiffusé, qui se fait par fibres optiques liées mécaniquement aux fibres optiques utilisées pour les autres modes de fonctionnement du lidar (température, aérosols). Cela permet une bonne coexistence des différents modes de fonctionnement, et une optimisation des procédures d'alignement. Les premiers résultats obtenus et les inter-comparaisons entre profils d'ozone obtenus par lidar et radiosondages présentées dans la troisième chapitre montrent un accord satisfaisant entre les deux méthodes, entre 3 et 15 kilomètres. Lorsque les meilleures conditions de mesure sont réunies (puissance émise et alignement optimisés, humidité atmosphérique assez faible), les mesures peuvent être exploitées jusqu'à l'altitude 17 km.

Le fonctionnement en routine de ce lidar à une cadence quasi-journalière pendant tout le mois de juillet 1998 dans le cadre de la campagne de mesure TRACAS, a fourni des informations nouvelles sur les mécanismes d'échange entre la stratosphère et la troposphère à proximité de la barrière subtropicale de l'hémisphère sud. L'analyse des profils d'ozone obtenus pendant cette campagne de mesures a mis en évidence un apport d'ozone dans la troposphère libre, entre 6 et 10 km, qui, au delà des modulations liées à la configuration synoptique de la situation météorologique de chaque jour, persiste pendant la totalité du mois de mesure. L'analyse du contexte dynamique, basée sur des données satellitales et ECMWF, a fait apparaître un plissement de la tropopause d'échelle planétaire au niveau de la barrière subtropicale, qui, par sa dynamique, induit cet apport d'ozone mis en évidence pendant la campagne de mesures. Sur un plan théorique, il faut remarquer que ces mécanismes d'échelle planétaire impliquent les circulations de mousson et de Hadley, et sont différents de ceux mis en œuvre lors des foliations des moyennes latitudes, ou les foliations sont typiquement des mécanismes à échelle régionale, ayant une portée assez faible à échelle globale (Ebel et al.,

1996). Les observations rapportées dans cette étude suggèrent des mécanismes ayant potentiellement une portée climatologique en temps et en espace bien supérieure à celle qui se base classiquement sur les concept de foliation dans les latitudes moyennes, qui apparaissent sporadiquement et avec une extension spatiale limitée à l'échelle régionale. Cette mise en évidence de phénomènes dynamiques nouveaux affectant la zone importante de confluence dans la barrière dynamique en bordure des tropiques suggère de reconsidérer les calculs de flux et d'échanges entre la stratosphère et la troposphère, en particulier dans le cadre d'études globales.

Les analyses menées dans le cadre de la campagne TRACAS indiquent que la région d'étude, dans l'océan Indien en bordure sud de la zone tropicale, est une zone charnière encore mal comprise, où les mécanismes d'échange entre la stratosphère et la troposphère jouent un rôle très important sur le bilan de l'ozone troposphérique dans les tropiques. Dans certains cas de contamination extrême, les apports d'ozone qui pourraient être attribués uniquement à des mécanismes photochimiques liés aux feux de brousse d'Afrique et de Madagascar, résultent en fait de la superposition d'apports stratosphériques et anthropiques. Ces situations dynamiques complexes nécessitent des études détaillées pour estimer le partage des influences entre les feux et la stratosphère (Randriambelo et al., 1999a). Cela implique que les approches climatologiques et quantitatives de l'influence physico-chimique des feux de brousse sur l'ozone troposphérique doivent, dans un premier temps, contenir une phase de vérification et d'extraction des profils contenant des signatures typiquement stratosphériques (Randriambelo et al., 1999b).

L'étude du cyclone Marlène faisait l'objet du second chapitre de cette thèse, ouvre également des perspectives de recherche intéressantes. Des transferts stratosphère-troposphère induits par les circulations divergentes dans les hautes couches ont été mis en évidence, et le détail des mécanismes dynamiques a été caractérisé. Cependant, l'évaluation précise de l'influence à long terme, d'un point de vue climatologique de la convection tropicale et des cyclones tropicaux sur l'ozone troposphérique, et la comparaison des flux mis en jeu, ascendants dans les masses nuageuses du cyclone et subsidents dans les zones périphériques et dans l'œil, restent à faire.

Pour remplir ces objectifs scientifiques, du point de vue du rôle de la barrière subtropicale, comme de celui des cyclones tropicaux, dans une optique de compréhension théorique de la dynamique, comme dans celle d'évaluation physico-chimique de ces événements, en comparaison avec celle des feux de brousse, il paraît très important de continuer, et d'intensifier les mesures in-situ à la Réunion, par lidar ozone troposphérique<sup>52</sup>, et les radiosondages hebdomadaires, de poursuivre les analyses de données satellitales développées dans le cadre de la thèse de Tantely Randriambelo, d'envisager des méthodes de calcul et de modélisation plus complexes (advections de contours et modélisations à méso-échelle) qui permettront d'approcher les structures fine d'une manière beaucoup plus précise qu'au moyen des analyses du centre européen.

---

<sup>52</sup> L'installation d'un lidar permettant la mesure d'ozone stratosphérique et d'un autre mesurant la vapeur d'eau dans la haute troposphère sont des projets très avancés du laboratoire, et devraient aboutir d'ici un an.



## Résumé

### **Étude des transferts stratosphère-troposphère en bordure sud de la zone tropicale et impact sur le bilan d'ozone troposphérique.**

Les échanges entre la stratosphère et la troposphère induits par le courant-jet de l'hémisphère Nord sont bien documentés. Cependant, peu de données sont disponibles dans les régions subtropicales, ce qui a longtemps limité les études des échanges stratosphère-troposphère dans ces régions, en relation d'une part à la barrière dynamique et au courant-jet subtropical de l'hémisphère sud, et, d'autre part, à la convection tropicale, nuages convectifs tropicaux, cyclones et zone de convergence intertropicale.

Se basant principalement sur l'analyse des radiosondages effectués à un rythme bimensuel par le laboratoire depuis 1992, complétés par diverses autres données expérimentales, satellitales, et des sorties du modèle dynamique global du centre européen ECMWF, une première approche qualitative a débouché sur l'identification et l'analyse de plusieurs cas d'étude. Les concepts d'agéostrophisme, de jet-streak et de frontogénèse d'altitude ont permis de caractériser et d'analyser la formation de plusieurs foliations subtropicales et gouttes froides d'altitude.

Les échanges entre la stratosphère et la troposphère en relation avec la convection tropicale, ont été ensuite abordés, dans un cas de transfert subsident intense le 6 avril 1995 (300 ppbv à l'altitude 10 km), alors que la Réunion était dans la partie périphérique du cyclone Marlène, à environ 1000 km du centre du cyclone. Après vérification de la bonne prise en compte du cyclone par les données des modèles utilisés (NMC et ECMWF), l'analyse dynamique semble indiquer une extension horizontale assez limitée du transfert, qui serait constitué typiquement par des mécanismes dynamiques à méso-échelle.

Pour permettre un meilleur suivi temporel de la concentration d'ozone troposphérique, un lidar ozone a été installé à la Réunion. Les résultats obtenus dans le cadre de la campagne TRACAS en juillet 1998 ont montré des apports d'ozone ayant une origine stratosphérique dans la troposphère, d'une manière extrêmement régulière pendant le mois de campagne de mesure. L'analyse dynamique au moyen des données du modèle européen et des données Météosat a permis la mise en évidence d'un pli de la tropopause d'échelle planétaire. Ces mécanismes sont nécessairement différents de ceux mis en jeu dans les latitudes moyennes et pourraient être contrôlés par le flux de retour de mousson et la branche descendante de la cellule de Hadley.

**Mots-clefs :** ozone, échange stratosphère-troposphère, foliation subtropicale, cyclone tropical, courant-jet subtropical, lidar ozone troposphérique.



## Abstract

### **Study of the stratosphere-troposphere exchanges at the southern edge of the tropical zone and impact on the tropospheric ozone balance.**

The stratosphere-troposphere exchanges induced by the polar jet-stream of the northern hemisphere are well documented. In the subtropics, since few data are available, studies of stratosphere-troposphere exchanges are limited. These exchange result from jet-stream instabilities, and also from the detrainment of stratospheric air induced by deep convection in cyclones and in the inter-tropical convergence zone.

Using the Reunion station data base of radiosoundings performed at a semi-monthly frequency, and also various other experimental data, (satellite and ECMWF global model data), a first qualitative approach based on cases study is presented. The concepts of ageostrophism, jet-streak and upper level frontogenesis, allowed to characterise and analyse the formation of several subtropical tropopause folds and cut-off lows.

A strong subsiding transfer on April 6, 1995 (300 ppbv at altitude 10 km), following from the cyclone Marlene activity, is suggested in the peripheral part of the cyclone, at approximately 1000 km of the centre of the cyclone. The dynamic analysis seems to indicate a limited horizontal extension transfer, which would involve typically dynamic meso-scale mechanisms.

To allow a better tropospheric ozone monitoring, an ozone lidar, range toping near the high tropical tropopause, has been developed and installed at Reunion university. The results, obtained within the framework of the TRACAS campaign in July 1998, evidenced very regular stratospheric ozone in the free troposphere, during the whole month of measurement. ECMWF and Meteosat analyses led evidence of a planetary-scale tropopause fold. These mechanisms are necessarily different from midlatitude folds, and could be controlled by the return flow of the Indian monsoon, and by the downward branch of the southern Hadley cell.

**Key words :** ozone, stratosphere-troposphere exchange, subtropical tropopause fold, tropical cyclone, subtropical jet-stream, tropospheric ozone lidar.



## Bibliographie

- Ancellet, G., A. Papayannis, J. Pelon, et G. Mégie, DIAL tropospheric measurement, using a Nd:Yag laser and the Raman shifting technique, *J. Atm. Ocean. Techn.*, **6**, 832-839 (1989).
- Ancellet, G., J. Pelon, M., Beekmann, A. Papayannis, et G., Mégie, Ground-based lidar studies of ozone exchange between the stratosphere and the troposphere, *J. Geophys. Res.*, **96**, 22401-22421, (1991).
- Ancellet, G., M., Beekmann, et A. Papayannis, impact of a cutoff lows development on downward transport of ozone in the free troposphere, *J. Geophys. Res.*, **99**, 3451-3468, (1994).
- Ancellet, G. et F. Ravetta, Compact airborne lidar for tropospheric ozone: description and field measurements, *Appl. Opt.*, **37**, 5509-5521, (1998).
- Ancellet, G., et J. L. Baray, TRACAS field experiment in the southern hemisphere campaign report, 39 pp, (1998).
- Andreae, M. O., B. E. Anderson, D. R. Blake, J. D. Bradshaw, J. E. Collins, G. L. Gregory, G. W. Sachse, et M. C. Shipham, Influence of plumes from biomass burning on atmospheric chemistry over the equatorial and tropical South Atlantic during CITE3, *J. Geophys. Res.*, **99**, 12793-12808, (1994).
- Baldy, S., G., Ancellet, M., Bessafi, A. Badr, et D., Lan Sun Luk, Field observation of the vertical distribution of tropospheric ozone at the island of Reunion (Southern Tropics), *J. Geophys. Res.*, **96**, 23835-23849, (1996).
- Baray, J.L., G. Ancellet, F. G. Taupin, M. Bessafi, S. Baldy, et P. Keckhut, Subtropical tropopause break as a possible stratospheric source of ozone in the tropical troposphere, *J. Atm. and Sol.-Terr. Phys.*, **60**, 27-36, (1998).
- Baray, J.L., G. Ancellet, T. Randriambelo, et S. Baldy, Tropical Marlene cyclone and Stratosphere-troposphere exchange, *J. Geophys. Res.*, **104**, 13953-13970, (1999a).

- Baray, J. L., J. Leveau, J. Porteneuve, G. Ancellet, P. Keckhut, F. Posny et S. Baldy, Description and evaluation of a tropospheric ozone lidar implemented on a station of the southern subtropics, accepté, sous presse, *Appl. Opt.*, (1999b).
- Baray, J. L., V. Daniel, G. Ancellet et B. Legras, Planetary-scale tropopause folds in the southern subtropics, accepté, sous presse, *Geophys. Res. Lett.*, (1999c).
- Barnes, R. A., A. R. Bandy, et A. L. Torres, Electrochemical concentration cell ozonesonde accuracy and precision, *J. Geophys. Res.*, **90**, 7881-7888, (1985).
- Barton, I.J., et R.P. Cechet, Comparison and optimization of AVHRR sea surface temperature algorithms, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **6**, 1083-1089, (1989).
- Barton, I.J., A.M. Zavody, D.M. O'Brien, D.R. Cutten, R.W. Saunders, et D.T. Llewellyn-Jones, Theoretical algorithms for satellite-derived sea surface temperatures, *J. Geophys. Res.*, **94**, 3365-3375, (1989).
- Barsby, J., et R. D. Diab, Total ozone and synoptic weather relationships over southern Africa and surrounding oceans, *J. Geophys. Res.*, **100**, 3023-3032, (1995).
- Bass, A.M., A.E. Ledford Jr, et A.H. Laufer, extinction coefficients of NO<sub>2</sub> and N<sub>2</sub>O<sub>4</sub>, *J. Res. NBS*, **80A**, 143-166 (1976).
- Bass, A. M., et R. J. Paur, Ultraviolet Absorption Cross-Section of Ozone: Measurements, Results and Error Analysis, in *Proceedings, Quadriennial Ozone Symposium*, Halkidiki, Greece (Reidel, Hingham, Mass), p. 606 (1984).
- Beekmann, M., G. Ancellet, S. Blonsky, D. De Muer, A. Ebel, H. Elbern, J. Hendricks, J. Kowol, C. Mancier, H. Smit, P. Speth, T Trickl, et P. Van Haver, Regional and global tropopause fold occurrence and related ozone flux across the tropopause, *J. Atm. Chem.*, **28**, 29-44, (1997).
- Bencherif, H., Observations de l'activité dynamique dans la moyenne atmosphère par sondage LIDAR, au dessus du site de l'île de la Réunion -20.8° Sud - 55.5° Est -, Thèse de doctorat, Université de Paris VI, France, (1996).
- Bertin, F., P. Van Velthoven, A. Cremieu, R. Ney, et R. Beugin, UHF radar observation of strato-tropospheric transfers on the anticyclonic side of a jet streak, *Ann. Geo.*, **13**, 1229-1236, (1995).
- Browell, E., S. Ismail, et S. Shipley, Ultraviolet DIAL measurements of O<sub>3</sub> profiles in regions of spatially inhomogeneous aerosols, *Appl. Opt.*, **24**, 2827-2836 (1985).
- Browell, E., E. F. Danielsen, S. Ismail, G. L. Gregory, et S. M. Beck, Tropopause fold structure determined from airborne lidar and in situ measurements, *J. Geophys. Res.*, **92**, 2112-2120, (1987).

- Cammas, J. P., Circulations agéostrophiques dans les systèmes jet-fronts: une étude prospective du couplage dynamique haute et basse troposphère, Thèse de doctorat, Université de Clermont II, France, (1988).
- Charney, J. G., et N. A. Phillips, Numerical integration of the quasi-geostrophic equations for barotropic and simple baroclinic flows, *J. Met.*, **10**, 71-99, (1953).
- Chatfield, R. B., et A. C. Delany, Convection links biomass burning to increased tropical ozone: however, models will tend to overpredict O<sub>3</sub>, , *J. Geophys. Res.*, **95**, 18478-18488, (1990).
- Chatfield, R. B., J. A. Vastano, H. B. Singh, et G. Sachse, A general model of how fire emissions and chemistry produce African/oceanic plumes (O<sub>3</sub>, CO, PAN, smoke) in TRACE A, , *J. Geophys. Res.*, **101**, 24279-24306, (1996).
- Crutzen, P. J., A discussion of the chemistry of some minor constituents in the stratosphere et troposphere, *Pure Appl. Geophys.*, **106**, 1385-1399, (1973).
- Crutzen, P. J., et M. Lawrence, ozone clouds over the Atlantic, *Nature*, **388**, 625-626, (1997).
- Crutzen, P. J., L. E. Heidt, J. P. Krasnec, W. H. Pollock, et W. Seiler, Biomass burning as a source of atmospheric gases CO, H<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O, NO, CH<sub>3</sub>Cl, and COS, *Nature*, **282**, 253-256, (1979).
- Danielsen, E. F., stratospheric-tropospheric exchange based on radioactivity and its general applicability as a meteorological tracer, *J. Atm. Sci.*, **25**, 502-518, (1968).
- De Laat, A. T. J., M. Zachariasse, G. J. Roelofs, P. van Velthoven, R. R. Dickerson, K. P. Rhoads, S. J. Oltmans, et J. Lelieveld, Tropospheric O<sub>3</sub> distribution over the Indian Ocean During Spring 1995 Evaluated with a Chemistry-Climate Model, *J. Geophys. Res.*, **104**, 13881-13910, (1999).
- De Schouepnikoff, L., V. Mitev, V. Simeonov, B. Calpini, et H. Van den Bergh, Experimental investigation of high-power single pass Raman shifters in the ultra-violet with Nd:Yag and KrF lasers, *Appl. Opt.*, **36**, 5026-5043 (1997).
- Dessler, A. E., A reexamination of the "stratospheric fountain" hypothesis, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 4165-4168, (1998).
- Diab, R. D., A. M. Thompson, M. Zunckel, G. J. R. Coetzee, J. Combrink, G. E. Bodeker, J. Fishman, F. Sokolic, D. P. McNamara, C. B. Archer, et D. Nganga, Vertical ozone distribution over southern Africa and adjacent oceans during SAFARI-92, *J. Geophys. Res.*, **101**, 23823-23833, (1996).
- Donovan, D.P., J. A. Whiteway, et A. I. Carswell, Correction for non-linear photon-counting effects in lidar systems, *Appl. Opt.*, **32**, 6742-6753 (1993).

- Dupuy, R., Une étude de la variabilité de l'ozone troposphérique à la Réunion (21°S 55°E), rapport de stage de DEA, Université Clermont II, (1999).
- Ebel, A, H. Elbern, J. Hendricks, et R. Meyer, Stratosphere-troposphere exchange and its impact on the structure of the lower stratosphere, *J. Geomag. Geoelectr.*, **48**, 135-144, (1996).
- Ehhalt, D. H., F. Rohrer, et A. Wahner, Sources and spatial distribution of NO<sub>x</sub> in the upper troposphere at northern midlatitudes, *J. Geophys. Res.*, **97**, 3725-3738, (1992).
- Eliassen, A., On the vertical circulation in frontal zones, *Geof. Publ.*, **24**, 147-160, (1962).
- Fiorani, L., Une première mesure lidar combinée d'ozone et de vent à partir d'une instrumentation et d'une méthodologie coup par coup, Thèse de doctorat, Ecole polytechnique fédérale de Lausanne, Suisse, (1996).
- Flatoy, F. et O. Hov, NO<sub>x</sub> from lightning and the calculated chemical composition of the free troposphere, *J. Geophys. Res.*, **102**, 21373-21381, (1997).
- Folkens, I., A. J. Weinheimer, B. A. Ridley, J. G. Walega, B. Anderson, J. E. Collins, G. Sachse, R. F. Pueschel, et D. R. Blake, O<sub>3</sub>, NO<sub>y</sub>, and NO<sub>x</sub>/NO<sub>y</sub> in the upper troposphere of the equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, **100**, 20913-20926, (1995).
- Folkens, I., et C. Appenzeller, Ozone and potential vorticity at the subtropical tropopause break, *J. Geophys. Res.*, **101**, 18787-18792, (1996).
- Folkens, I., R. Chatfield, H. Singh, Y. Chen, et B. Heikes, ozone production efficiencies of acetone and peroxydes in the upper troposphere, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1305-1308, (1998).
- Gaines, S., P. Hataway, et S. Hipskind, Airborne arctic stratospheric expedition II, CD-ROM NASA/UARP-004, NASA Ames. Res. Cent., Moffett Field, Calif., (1992).
- Gouget, H., J.P. Cammas, A. Marenco, R. Rosset, et I. Jonquière, Ozone peaks associated with a subtropical tropopause fold and with the trade wind inversion : A case study from the airborne campaign TROPOZ II over the Caribbean in winter, *J. Geophys. Res.*, **101**, 25979-25993, (1996).
- Griffiths, M., M. J. Reeder, D. J. Low, et R. A. Vincent, observations of a cut-off low over southern Australia, *Q. J. Roy. Met. Soc.*, **124**, 1109-1132, (1998).
- Halldorsson, T., et J. Langerholc, Geometrical form factors for the lidar function, *Appl. Opt.*, **17**, 240-244 (1978).
- Handbook of geophysics and space environments, Shea L. Valley Scientific Editor, chapter 7, atmospheric optics.

- Haner, D.A., et I. S. Mc Dermid, Stimulated Raman Shifting of the Nd:Yag fourth Harmonic (266 nm) in H<sub>2</sub>, HD and D<sub>2</sub>, *IEEE J. Quant. Elec.*, **26**, 1292-1298 (1990).
- Hastenrath, S., *Climate dynamics of the tropics*. Kluwer Academic publishers, Atmospheric Science library, (1991).
- Haynes, P. H., et M. E. McIntyre, On the evolution of vorticity and potential vorticity in the presence of diabatic heating and frictional or other forces, *J. Atm. Sci.*, **44**, 828-841, (1987).
- Hill, E. F., et K. A. Browning, Case study of a persistent mesoscale cold pool, *Meteor. Mag.*, **116**, 297-309, (1987).
- Holton, J. R., An introduction to dynamic meteorology, third edition, Academic press INC., 511 pp., (1992).
- Holton, J.R., P.H. Haynes, M.E. McIntyre, A.R. Douglass, R.B. Rood, et L. Pfisterl, Stratosphere Troposphere Exchange, *Rev. Geophys.*, **33**, 403-439, (1995).
- Hoskins, B. J., The geostrophic momentum approximation and the semi-geostrophic equations, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 233-242, (1975).
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, et A. W. Robertson, on the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Q. J. Roy. Met. Soc.*, **111**, 877-946, (1985). (Comments by Green J. S. A., *Q. J. Roy. Met. Soc.*, **113**, 402-404).
- Jonquière, I., Etude des sources et mécanismes de transport de l'ozone et de ses précurseurs, dans les régions tropicales à partir des campagnes aéroportées TROPOZ I et TROPOZ II-, Thèse de doctorat, Université de Toulouse, France, (1996).
- Kentarchos, A. S., T. D. Davies, et C. S. Zerefos, A low latitude stratospheric intrusion associated with a cut-off low, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 67-70, (1998).
- Kentarchos, A. S., G. J. Roelofs, et J. Lelieveld, Model study of a stratospheric intrusion event at lower midlatitude associated with the development of a cutoff low, *J. Geophys. Res.*, **104**, 1717-1727, (1999).
- Keyser, D. A., et M. A. Shapiro, A review of the structure and dynamics of upper-level frontal zone, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 452-498, (1986).
- Klett, J.D., Stable analytical inversion solution for processing lidar returns, *Appl. Opt.*, **20**, 211-220 (1981).
- Klett, J.D., Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios, *Appl. Opt.*, **24**, 1638-1643 (1985).

- Kley, D., P. J. Crutzen, H. G. J. Smit, H. Vomel, S. J. Oltmans, H. Grassl, et V. Ramanathan, observations of near-zero ozone concentrations over the convective Pacific: effects on air chemistry, *Science*, **274**, 230-233, (1996).
- Kuo, Y., H. Skumanich, P. Haagenson, et J. Chang, the accuracy of trajectory models as revealed by the observing system simulation experiments, *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1852-1867, (1985).
- Lander, M.A., et M.D. Angove, Eastern hemisphere tropical cyclones of 1995, *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 257-280, (1998).
- Lee, H. S., G. Schwemmer, C. Korb, M. Dombrowski, et C. Prasad, Gated photomultiplier response characterization for DIAL measurements, *Appl. Opt.*, **29**, 3303-3315 (1990).
- Logan, J.A., M.J. Prather, S.C. Wofsy, et M.B. McElroy, tropospheric chemistry: a global perspective, *J. Geophys. Res.*, **86**, 7210-7254, (1981).
- Loring Jr, R. O., H. E. Fuelberg, J. Fishman, M. V. Watson, et E. V. Browell, Influence of a midlatitude cyclone on tropospheric ozone distributions during a period of TRACE A, *J. Geophys. Res.*, **101**, 23941-23956, (1996).
- Manatt, S.L., et A. L. Lane, a compilation of the absorption cross section of SO<sub>2</sub> from 106 to 403 nm, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.*, **50**, 267-276 (1993).
- Mancier, C., Variabilité spatiale et temporelle de l'occurrence des foliations de tropopause : estimation du flux régional d'ozone à travers la tropopause. Thèse de doctorat, Université Denis Diderot, Paris, France, (1998).
- Marenco, A., et F. Said, Meridional and vertical ozone distribution in the background troposphere (70°N-60°S; 0-12 km altitude) from scientific aircraft measurements during the STRAT0Z III experiment (June 1984), *Atm. Env.*, **23**, 201-214, (1989).
- Martin, F. L., et V. V. Salomonson, Statistical characteristics of subtropical jet stream features in terms of MRIR observations from Nimbus 2, *J. Appl. Met.*, **9**, 508-520, (1970).
- Matsumoto, S., et K. Nimomiya, on the mesoscale warm core above the condensation level related to convective activities under the influence of a dome shaped cold air, *J. Meteor. Soc. Jap.*, **45**, 306-314, (1967).
- Measure, R.M., Laser Remote Sensing, Fundamentals and Applications, *Krieger publishing company*, Malabar Florida, (1992).
- Mégie, G., G. Ancellet, et J. Pelon, Lidar measurements of ozone vertical profiles, *Appl. Opt.*, **24**, 3454-3462, (1985).

- Mitra, A. P., Troposphere-stratosphere coupling and exchange at low latitude, *Adv. Space Phys.*, **17**, 1189-1197, (1996).
- Mote, P. W., K. H. Rosenlof, M. E. McIntyre, E. S. Carr, J. C. Gille, J. R. Holton, J. S. Kinnersley, H. C. Pumphrey, J. M. Russell III, et J. W. Waters, An atmospheric tape recorder: the imprint of tropical tropopause temperature on stratospheric water vapor, *J. Geophys. Res.*, **101**, 3989-4006, (1996).
- Newell, R. E., et S. Gould-Stewart, A stratospheric fountain?, *J. Atm. Sci.*, **38**, 2789-2796, (1981).
- Orville, R. E., et R. W. Henderson, Global distribution of midnight lightning: September 1977 to August 1978, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 2640-2653, (1986).
- Palmen, E., et C. W. Newton, A study of the mean wind and temperature distribution in the vicinity of the polar front in winter, *J. Meteor.*, **5**, 220-226, (1948).
- Palmen, E., et C. W. Newton, Atmospheric circulation systems - their structure and physical interpretation - *Academic press*, (1969).
- Papayannis, A., G. Ancellet, J. Pelon, et G. Mégie, Multiwavelength lidar for ozone measurements in the troposphere and the lower stratosphere, *Appl. Opt.*, **29**, 467-476 (1990).
- Poulida, O., R.R. Dickerson, et A. Heymsfield, Stratosphere-troposphere exchange in a midlatitude mesoscale convective complex: 1. Observations, *J. Geophys. Res.*, **101**, 6823-6836, (1996).
- Pelon, J., Distribution verticale de l'ozone dans la troposphere et la stratosphere: étude expérimentale par télédétection laser et application aux échanges troposphère-stratosphere, thèse de doctorat, Université de Paris VI, France, (1985).
- Price, C., et D. Rind, A simple lightning parameterization for calculating global lightning distributions, *J. Geophys. Res.*, **97**, 9919-9933, (1992).
- Price, J. D., et G. Vaughan, Statistical studies of cut-off-low systems, *Ann. Geo.*, **10**, 96-102, (1992).
- Price, J. D., et G. Vaughan, The potential for stratosphere-troposphere exchange in cut-off-low systems, *Q. J. Roy. Met. Soc.*, **119**, 343-365, (1993).
- Proffitt, M. H., et A. O. Langford, Ground-based differential absorption lidar system for day or night measurements of ozone throughout the free troposphere, *Appl. Opt.*, **36**, 2568-2585 (1997).

- Ramond, D., H. Corbin, M. Desbois, G. Szejwach, et P. Waldteufel, The dynamics of polar jet stream as depicted by the Meteosat WV Channel radiance Fields, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2164-2176, (1981).
- Randriambelo, T., Détection satellitaire des feux de végétation et des zones de convection en zone tropicale: Application à l'étude climatologique de l'ozone troposphérique. Thèse de doctorat, Université de la Réunion, France, (1998).
- Randriambelo, T., J. L. Baray, S. Baldy, P. Bremaud, et S. Cautenet, A case study of extreme tropospheric ozone contamination in the tropics using in-situ, satellite and meteorological data, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1287-1290, (1999a).
- Randriambelo, T., J. L. Baray et S. Baldy, The effect of biomass burning, convection and transport on tropospheric ozone over the Indian Ocean: Reunion island field observations, en révision, *J. Geophys. Res.*, (1999b).
- Reichardt, J., A. Ansmann, M. Serwazi, C. Weitkamp, et W. Michaelis, Unexpectedly low ozone concentration in midlatitude tropospheric ice clouds: a case study, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1929-1932, (1996).
- Reiter, E. R., Jet stream meteorology, University of Chicago Press, 515pp, (1963).
- Rensch, D. B., et R. K. Long, Comparative studies of extinction and backscattering by aerosols, fog, and rain at 10.6 and 0.63  $\mu\text{m}$ , *Appl. Opt.*, **9**, 1563-1573 (1970).
- Rodgers, E. B., J. Stout, J. Steranka, et S. Chang, Tropical cyclone-upper atmospheric interaction as inferred from satellite total ozone observations, *J. Appl. Met.*, **29**, 934-954, (1990).
- Roelofs, G. J., J. Lelieveld, H.G.J. Smit, et D. Kley, Ozone production and transports in the tropical Atlantic regions during the biomass burning season, **102**, 10637-10651, (1997).
- Rosenlof, K. H., et J. R. Holton, Estimate of the stratospheric residual circulation using the downward control principle, *J. Geophys. Res.*, **98**, 10465-10479, (1993).
- Rossby, C.G., relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of actions. *J. Marine Res.*, **2**, (1939).
- Salby, M.L., Fundamental of Atmospheric Physics, Academic Press, 625 pp., (1996).
- Sawyer, J. S., The vertical circulation at meteorological fronts and its relation to frontogenesis, *Proc. Roy. Soc., London*, **234**, 346-362, (1956).

- Schotland, R., The determination of the vertical profile of atmospheric gases by means of a ground based optical radar, *proceedings of the 3<sup>rd</sup> symposium of remote sensing of the environment*, Ann Arbor, (1964).
- Servet, A., Elements précurseurs d'une cyclogénèse explosive: cas de la tempête du 15 octobre 1987, Thèse de doctorat, Université Clermont II, France, (1992).
- Shapiro, M.A., Turbulent Mixing within tropopause folds as a mechanism for the exchange of chemical constituents between the stratosphere and troposphere, *J. Atm. Sci.*, **37**, 994-1004, (1980).
- Shapiro, M. A., et P. J. Kennedy, Research aircraft measurements of jet stream geostrophic and ageostrophic winds, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2642-2652, (1981).
- Shapiro, M.A., A. J. Krueger, et P. J. Kennedy, Nowcasting the position and intensity of jet streams using a satellite-borne total ozone mapping spectrometer, *Nowcasting ed. K. A. Browning*, pp 137-145, Academic press, San Diego, (1982).
- Singh, H. B., M. Kanakidou, P. J. Crutzen, et D. J. Jacob, High concentration and photochemical fate of oxygenated hydrocarbons in the global troposphere, *Nature*, **378**, 50-54, (1995).
- Sortais, J.L., Etude d'un couplage dynamique entre haute et basse troposphère: Utilisation du modèle méso-échelle Salsa sur la situation frontale du 11 Novembre 1987. Thèse de doctorat, Université Clermont II, France, (1991).
- Stenchikov, G., R. Dickerson, K. Pickering, W. Ellis Jr, B. Doddridge, S. Kondragunta, O. Poulida, J. Scala, et W.K. Tao, Stratosphere-troposphere exchange in a midlatitude mesoscale convective complex: 2. Numerical simulations, *J. Geophys. Res.*, **101**, 6837-6851, (1996).
- Suhre, K., J.P. Cammas, P. Nédelec, R. Rosset, A. Marenco et H.G.J. Smit, Ozone-rich transients in the upper equatorial Atlantic troposphere, *Nature*, **388**, 661- 663, (1997).
- Sunesson, J.A., A. Apituley, et D.P.J. Swart, Differential absorption lidar system for routine monitoring of tropospheric ozone, *Appl. Opt.*, **33**, 7045-7058 (1994).
- Taupin, F., Analyse et modélisation de la variabilité de l'ozone troposphérique en zone tropicale - Influence du brûlage de biomasse. Thèse de doctorat, Université Clermont II, France, (1997).
- Thompson, A.M., R. D. Diab, G. E. Bodever, M. Zunckel, G. J. R. Coetzee, C. B. Archer, D. P. McNamara, K. E. Pickering, J. Combrink, J. Fishman, et D. Nganga, Ozone over southern Africa during SAFARI-92/TRACE A, *J. Geophys. Res.*, **101**, 23793-23807, (1996).

- Thompson, A.M., W.K. Tao, K.E. Pickering, J.R. Scala, et J. Simpson, Tropical deep convection and ozone formation, *Bull. Amer. Met. Soc.*, **78**, 1043-1054, (1997).
- Triplet, J. P., et G. Roche, *Météorologie générale*, Ecole nationale de la météorologie, troisième édition, 317 pp., (1986).
- Tyson, P. D., M. Garstang, A. M. Thompson, P. D'Abreton, R. D. Diab, et E. V. Browell, Atmospheric transport and photochemistry of ozone over central Southern Africa during the southern Africa Fire-Atmosphere Research Initiative, *J. Geophys. Res.*, **102**, 10623-10635, (1997).
- Uccellini, L. W., D. Keyser, K. F. Brill, et C. H. Wash, the president's day cyclone of 18-19 february 1979: influence of upstream trough amplification and associated tropopause folding on rapid cyclogenesis, *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 962-988, (1985).
- Van Haver, P., D., De Muer, M. Beekmann, et C. Mancier, Climatology of tropopause folds at midlatitudes, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1033-1036, 1996.
- Volz, A., et D. Kley, Evaluation of the Mountsouris series of ozone measurements made in the nineteenth century, *Nature*, **332**, 240-242, (1988).
- Wang, C., P. J. Crutzen, V. Ramanathan, et S. F. Williams, the role of a deep convective storm over the tropical Pacific ocean in the redistribution of atmospheric chemical species, *J. Geophys. Res.*, **100**, 11509-11516, (1995).

## Liste des symboles

A	constante du système lidar
$D_f$	distance de défocalisation du système lidar
f	paramètre de Coriolis
$F_g$	facteur géométrique du système lidar
g	force de gravitation
hPa	hectopascal
k	vecteur unitaire vertical
K	degré Kelvin
$n_c$	nombre de photons comptés par les photomultiplicateurs
$n_r$	nombre de photons reçus par les photomultiplicateurs
P	pression
P	parallaxe entre les champs d'émission et de réception du système lidar
$p^{\text{off}}$	puissance rétrodiffusée pour la voie non absorbée
$p^{\text{on}}$	puissance rétrodiffusée pour la voie absorbée
PV	vorticité potentielle
$\vec{Q}$	vecteur de forçage frontogénétique
r	distance entre le télescope et l'altitude sondée
R	rayon de courbure du courant-jet
t	temps
$T_f$	distance de focalisation du système lidar
$T_z$	taille de la tache à la distance Z
ug	composante zonale du vent géostrophique
u	composante zonale du vent total
$u_{\text{ag}}$	composante zonale du vent agéostrophique
$u_s$	composante zonale de la correction du vent
v	composante méridienne du vent total
$\vec{V}$	vent total
$v_{\text{ag}}$	composante méridienne du vent agéostrophique
$\vec{V}_{\text{ag}}$	vent agéostrophique
$v_g$	composante méridienne du vent géostrophique
$\vec{V}_g$	vent géostrophique
$\vec{V}_h$	vent horizontal
$v_s$	composante méridienne de la correction de courbure du vent
x	latitude

$y$	longitude
$Z$	altitude
$\bar{\nabla}_p$	opérateur gradient tridimensionnel dans un système de coordonnées isobare
$\bar{\nabla}_\theta$	opérateur gradient tridimensionnel dans un système de coordonnées isentrope
$\alpha$	coefficient volumique d'extinction
$\beta$	coefficient volumique de rétrodiffusion
$\Delta\sigma$	différence d'absorption entre les longueurs d'onde émises par le laser
$\lambda$	longueur d'onde
$\theta$	température potentielle

## Liste des abréviations

ARAT	Avion de Recherche sur l'Atmosphère Terrestre
ALTO	Airborne Lidar for Tropospheric Ozone
AASE	Airborne Arctic Stratospheric Expedition
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CEPEX	Central Equatorial Pacific EXperiment
CNRS	Centre National de la Recherche Scientifique
DIAL	Differential Absorption Lidar
DU	Dobson unit
ECC	Electro-Chemical Cell
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecast (Reading)
hTU	heure Temps universel
JS	Jet-Streak (maximum de courant-jet)
INDOEX	INDian Ocean Experiment
INM	Instituto Nacional de Meteorologica (Ténérife)
ITCZ	InterTropical Convergence Zone
KDP	dihydrogénophosphate de potassium
KNMI	Royal Netherlands Meteorological Institute (Utrecht)
LA	Laboratoire d'Aérodynamique (Toulouse)
LaMP	Laboratoire de Météorologie Physique (Clermont Fd)
LMD	Laboratoire de Météorologie Dynamique (Paris)
LPA	Laboratoire de Physique de l'Atmosphère (La Réunion)
MCC	Mesoscale convective cloud
MFC	Multiple Fiber Collector
MOZAIC	Measurement of OZone and water vapor by Airbus In service airCraft
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NDSC	Network for the Detection of Stratospheric Change
NdYag	Néodyme Yag
NCAR	National Center for Atmospheric Research (Boulder)
NMC	National Meteorological Center
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OHP	Observatoire de Haute Provence
OLR	Outgoing Longwave Radiation
PM	Photo-Multiplicateur
PTU	Pression-Température-hUmidité
PV <sub>u</sub>	Potential vorticity unit
RAL	Rutherford Appleton Laboratory (Didcot)

SA	Service d'Aéronomie (Paris)
SAFARI	Southern African Fire Atmosphere Research Initiative
SAOZ	Système d'Analyse par Observation Zénithale
SAWB	South African Weather Bureau
SHADOZ	Southern Hemisphere Additional Ozonesondes
SRS	Stimulated Raman Scattering
THESEO	Third European Stratospheric Ozone Experiment
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
TRACAS	TRANsport of Chemical species Across the Subtropical tropopause
TRACE A	Transport Atmospheric Chemistry near the Equator Atlantic
TROPOZ	TROPospheric Ozone
UV	Ultra-Violet
UWA	University of Wales (Aberystwyth)