



HAL
open science

Analyse et modélisation des échanges verticaux induits par les systèmes convectifs des latitudes tropicales : effets sur l’ozone troposphérique

Jimmy Leclair de Bellevue

► **To cite this version:**

Jimmy Leclair de Bellevue. Analyse et modélisation des échanges verticaux induits par les systèmes convectifs des latitudes tropicales : effets sur l’ozone troposphérique. Océan, Atmosphère. Université de la Réunion, 2006. Français. NNT : . tel-00468500

HAL Id: tel-00468500

<https://theses.hal.science/tel-00468500>

Submitted on 31 Mar 2010

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.

TH 265

exdu du prêt

THESE DE DOCTORAT

Spécialité Physique de l'Atmosphère

présentée par

Jimmy LECLAIR DE BELLEVUE

**pour obtenir le grade de DOCTEUR de l'UNIVERSITE DE LA
REUNION**

Sujet de la thèse

**Analyse et modélisation des échanges verticaux
induits par les systèmes convectifs des latitudes
tropicales : effets sur l'ozone troposphérique**

Soutenue le 10 Mars 2006 devant le jury composé de :

Robert DELMAS	Professeur à l'Université Paul Sabatier	Président
Jean-Pierre CAMMAS	Physicien	Rapporteur
Jean-Pierre POMMEREAU	Directeur de recherche au CNRS	Rapporteur
Serge BALDY	Professeur à l'Université de La Réunion	Directeur de thèse
Gérard ANCELLET	Directeur de recherche au CNRS	Directeur de thèse
-Luc BARAY	Physicien adjoint	Examineur

SCD UNIVERSITE DE LA REUNION



290987 0350

Remerciements

A Serge Baldy, Professeur à l'Université de La Réunion, et Gérard Ancellet, Directeur de recherche au CNRS, qui ont dirigé mon travail de thèse de manière efficace et avec beaucoup d'enthousiasme.

A Jean-Luc Baray, Physicien adjoint IPSL, qui est resté très proche de mon avancement et qui a toujours fait preuve d'une disponibilité et d'une écoute remarquable.

A Robert Delmas, Professeur à l'Université Paul Sabatier, dont la présence dans mon jury de thèse en tant que président est un grand honneur.

A Jean-Pierre Cammas, et Jean-Pierre Pommereau, Directeurs de recherche CNRS, qui ont bien voulu rapporter mon manuscrit.

A François Ravetta, Maître de conférences à l'Université Paris VI, et Agnès Kubicki, post-doc du Service d'Aéronomie, dont le savoir-faire MESO-NH m'a beaucoup aidé au début de ma thèse. Je les remercie pour leur dévouement et leur sympathie.

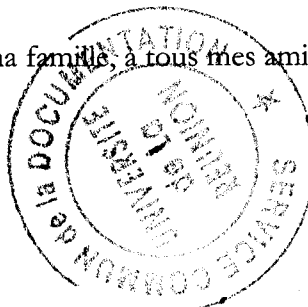
A Anne Réchou, Maître de conférences à l'Université de La Réunion, avec qui j'ai eu l'occasion de travailler.

A l'équipe radiosondage du Laboratoire de Physique de l'Atmosphère, Françoise Posny et Jean-Marc Metzger, dont j'ai bénéficié à la fois du travail mais surtout de leur agréable compagnie durant ces trois années.

A Monique Hoareau et Joyce Poinen pour m'avoir aidé dans mes démarches administratives.

A tous les autres membres du Laboratoire de Physique de l'Atmosphère.

Enfin, tous mes remerciements vont à ma famille, à tous mes amis et à Nathalie pour leur soutien constant.



Sommaire

0. Cadre général de la thèse et objectifs scientifiques	1
1. Outils de modélisation et mesures	18
1.1 Observations et situation synoptique	22
1.1.1 Mesures in-situ	22
1.1.1.1 Les radiosondages au LPA : 13 ans d'observations	22
1.1.1.2 Le lidar ozone troposphérique	24
1.1.1.3 Les archives du Centre des Cyclones Tropicaux de La Réunion	24
1.1.2 Images satellites	25
1.1.2.1 Meteosat-5 et Meteosat-7	25
1.1.2.2 Cartes de comptage de feux de forêts	25
1.2 Outils diagnostiques	26
1.2.1 Calcul de la température potentielle humide	26
1.2.2 Théorie sur les circulations agéostrophiques	28
1.2.2.1 Définition du vent agéostrophique	29
1.2.2.2 Divergence du vent agéostrophique	32

1.2.3 Analyse trajectographique des masses d'air	32
1.2.3.1 Les rétrotrajectoires cinétiques basées sur les analyses du Centre Européen	32
1.2.3.2 Flexpart, code Lagrangien de dispersion de particules	33
1.2.4 Un modèle théorique de cyclone tropical : HURRICANE	35
1.2.4.1 Description du modèle	35
1.2.4.2 Le schéma de convection du modèle Hurricane	38
1.3 Analyse dynamique	41
1.3.1 Les analyses du Centre Européen	41
1.3.2 Le modèle MESO-NH	41
2. Climatologie de l'ozone troposphérique pendant la saison cyclonique	46
2.1 Perturbations tropicales et cyclogenèse	47
2.2 Activité cyclonique du Sud-Ouest de l'océan Indien	51
2.3 Les systèmes dépressionnaires tropicaux : effets sur les profils moyens d'ozone	55
2.3.1 Méthodologie	55
2.3.2 Résultats	56
3. Signatures de transport stratosphère – troposphère en bordure de systèmes convectifs en région subtropicale	60
3.1 Système Guillaume, février 2002 : couplage entre la circulation le long du jet subtropical et son interaction avec la convection	61

3.1.1 Situation synoptique	61
3.1.2 Observations in-situ et identification des couches enrichies en ozone	65
3.1.3 Evolution temporelle des masses d'air	68
3.1.4 Analyse dynamique	75
3.2 Irène, Novembre 2000 : dépression d'altitude stratosphérique et convection	84
3.2.1 Situation synoptique	84
3.2.2 Observations	85
3.2.3 Evolution temporelle des masses d'air	88
3.2.4 Analyse dynamique	91
3.3 Conclusions du troisième chapitre	98
4. Cyclone tropical Marlène et échanges stratosphère - troposphère : simulations à méso – échelle (MESO-NH) et idéalisée (HURRICANE)	100
4.1 Synthèse des mesures in – situ et des connaissances antérieures	101
4.2 Le cyclone tropical Marlène	106
4.3 Analyse trajectographique des masses d'air	110
4.3.1 Rétrotrajectoires cinétiques	111
4.3.2 Rétrotrajectoires FLEXPART	113
4.3.3 Synthèse	115
4.4 Cohérence des signatures sur les champs dynamiques et chimiques	117

4.5 Circulation agéostrophique transversale et mouvements verticaux induits	125
4.6 Concordance signatures de vorticité potentielle – cisaillement vertical de vent	131
4.7 Effet du cisaillement vertical de vent	133
4.7.1 Apport du modèle Hurrricane dans un cas de simulation de cyclone tropical idéalisé : renforcement de la subsidence compensatoire	133
4.7.2 Discussion	136
4.8 Mouvements dans le plan vertical propre aux cyclones tropicaux	139
4.8.1 Circulation primaire et secondaire	141
4.8.2 Synthèse des mouvements verticaux	143
4.9 Conclusions du quatrième chapitre	145
5. Conclusion générale	147
Résumé	151
Abstract	152
Bibliographie	153
Liste des figures	168

Cadre général de la thèse et objectifs scientifiques

L'ozone est un composant gazeux minoritaire de l'atmosphère. Son rapport de mélange maximal se situe dans la stratosphère, aux environs de 30 km d'altitude, et ne dépasse pas quelques parties par million (ppm). Ramené aux conditions de température et de pression régnant à la surface du globe, l'ensemble de l'ozone stratosphérique constituerait une couche homogène de seulement 3 mm d'épaisseur. Ce gaz joue toutefois un rôle important dans le maintien d'un environnement favorable aux formes de vie actuelles dans la mesure où il absorbe les rayonnements UV de courte longueur d'onde ($\lambda < 290$ nm), suffisamment énergétiques pour endommager les tissus ou les noyaux des cellules (Mégie, 1998). L'ozone est présent en quantités encore plus négligeables dans la troposphère puisque son rapport de mélange entre le sommet de la couche limite atmosphérique et la tropopause varie jusqu'à des valeurs de l'ordre de la centaine de parties par milliard. Il contribue cependant de façon importante au bilan de la capacité oxydante de l'atmosphère. En effet, sa photolyse, en présence de vapeur d'eau, conduit à la formation du radical hydroxyle qui constitue le principal agent d'oxydation des composés réduits présents dans la troposphère (Levy, 1971). Sa présence au niveau du sol est néfaste pour le monde vivant au delà d'un certain seuil d'exposition. Enfin, absorbant

dans l'infra-rouge, l'ozone contribue à l'effet de serre, en particulier au niveau de la tropopause (Lacis et al., 1995).

Dans la basse troposphère la présence de l'ozone est néfaste, et c'est la diminution de l'ozone qui est néfaste dans la stratosphère. Cette zone de transition qu'est la haute troposphère 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.

Des valeurs élevées d'ozone dans la troposphère peuvent provenir de deux origines différentes : la production photochimique et le transfert dynamique de masses d'air riches en ozone 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 complexes, faisant intervenir un nombre de composés chimiques important. Schématiquement, la production photochimique de l'ozone est favorisée lorsque les radiations solaires ultraviolettes ont une intensité maximale, lorsque les précurseurs carbonés d'ozone ont été injectés dans la troposphère libre et lorsque l'humidité n'est pas trop importante. Les principaux composés pouvant avoir un rôle dans la production photochimique de l'ozone sont le monoxyde de carbone CO (Logan et al., 1981), les oxydes d'azote NO_x (Ehhalt et al., 1992), le méthane CH₄, les non-méthane hydrocarbonés NMHCs (Andreae et al., 1994), l'acétone et les peroxydes HO_x (Singh et al., 1995 ; Folkins et al., 1998) ou encore les oxydes d'azote produits par les éclairs (Flatoy et Hov, 1997).

Du fait de sa longitude (55°E), La Réunion est située à l'est de l'Afrique et de Madagascar, dans la partie sud-ouest de l'Océan Indien. Elle subit donc 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 (Chatfield et al., 1996). Les études menées pendant la campagne SAFARI/TRACE A 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.

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 recherche du Laboratoire de Physique de l'Atmosphère (LPA). 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, dont la quantification par modélisation lagrangienne de la production photochimique d'ozone pendant le transport (Taupin, 1997) et l'approche par analyse des observations satellites (Randriambelo, 1998).

La dernière thèse citée ci-dessus a permis de préciser les localisations, périodes et occurrences des feux de végétation, et le rôle dynamique de la convection. L'influence des feux de végétation n'est significative que pendant le printemps austral, le maximum 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). D'autres études sur l'ozone troposphérique dans les tropiques suggèrent que le bilan de l'ozone est principalement gouverné par les brûlages de biomasse qui injectent des précurseurs d'ozone dans la troposphère (Thompson et al., 2003, Fujiwara et al., 1999, Browell et al., 1996, Fishman et al., 1990).

Une illustration de maxima du rapport de mélange en monoxyde de carbone pouvant atteindre 250 ppbv dans la couche limite dans la région africaine comprise entre 0 et 30°S est donnée sur la figure 1-a. La figure 1-b présente la localisation des feux pendant le mois d'octobre 2004. Les régions où sont comptabilisés les maxima de feux à l'échelle de la planète, c'est-à-dire la partie sud des continents africain et américain correspondent aux zones où l'on retrouve les maxima de CO. De nombreux feux sont également comptabilisés à Madagascar, où la concentration en monoxyde de carbone reste inférieure à celle de la région africaine.

La situation de l'Océan Indien en ce qui concerne la production photochimique de l'ozone est différente de la partie ouest de l'Afrique : les polluants injectés dans la troposphère libre au dessus de la couche d'inversion des alizés sous l'effet de la convection sont ensuite soumis aux vents d'ouest et viennent ainsi contaminer principalement la haute troposphère. Ceci explique que même en l'absence de brûlages de

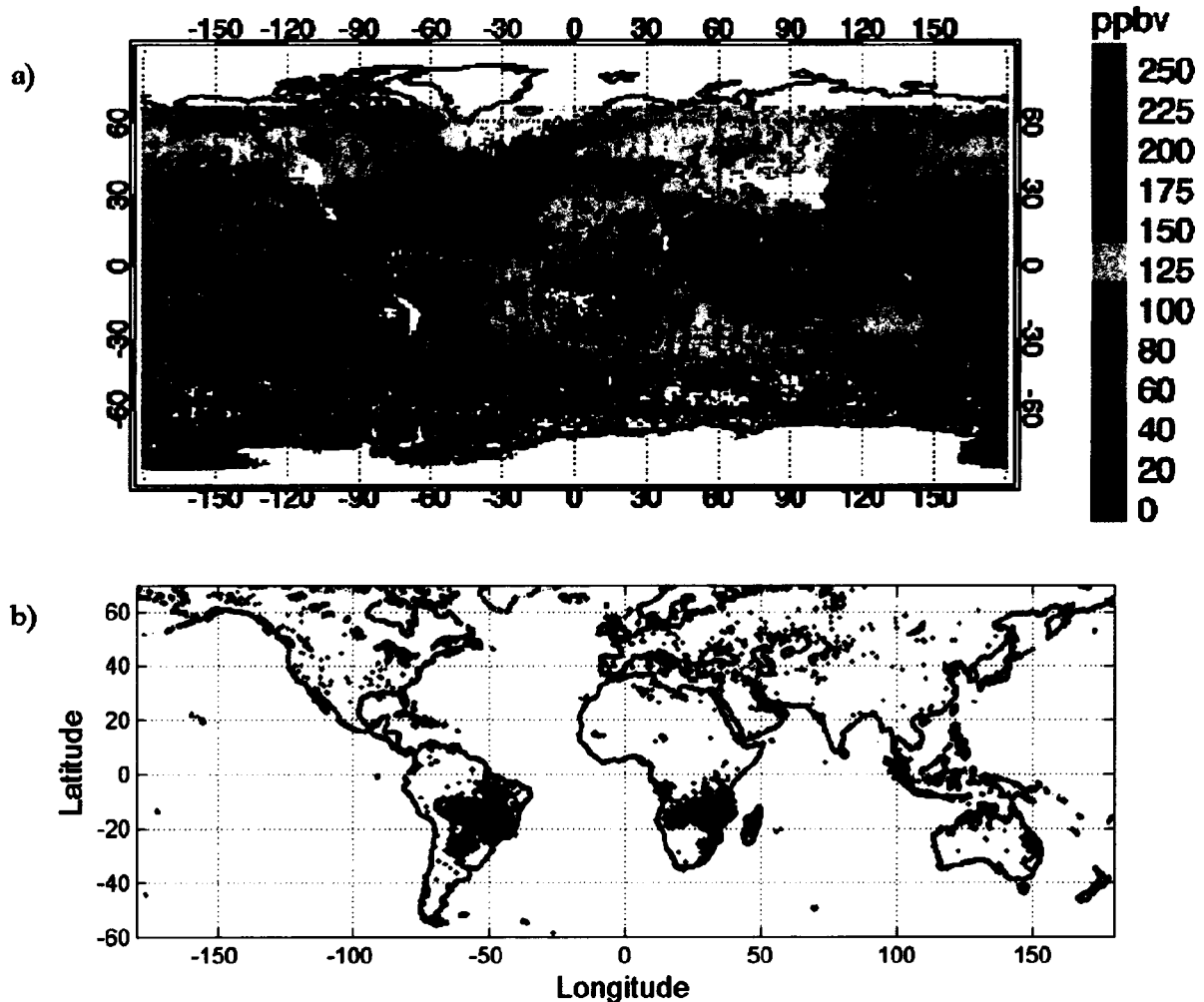


Figure 1 : (a) Rapport de mélange moyen (ppbv) du monoxyde de carbone sur l'isobare 850 hPa du mois d'octobre 2004. Données MOPITT ($1^{\circ} \times 1^{\circ}$ de résolution horizontale) <http://www.atmos.physics.utoronto.ca/MOPITT/home.html>
(b) Carte globale des feux de forêts du mois d'octobre 2004. Source : Word Fire Atlas de l'Agence Spatiale Européenne (ESA).

biomasse à La Réunion, la troposphère libre au dessus de ce site est soumis à une production photochimique de l'ozone via des polluants émis depuis l'Afrique et Madagascar.

Les échanges entre la stratosphère et la troposphère, outre l'intérêt qu'ils peuvent comporter, de manière intrinsèque, en tant que mécanisme dynamique, s'inscrivent dans la problématique de la variabilité de l'ozone dans la haute troposphère.

S'intéresser aux échanges entre ces deux régions de l'atmosphère que sont la troposphère et la stratosphère implique la définition de certains critères de démarcation entre ces deux réservoirs. Le concept de la Tropical Tropopause Layer (TTL) qui consiste à considérer la tropopause plutôt comme une couche de transition au lieu d'une ligne frontalière (tropopause) entre la troposphère et la stratosphère fut proposé par Atticks et Robinson (1983) suite à des suggestions de Newton et Persson en 1962.

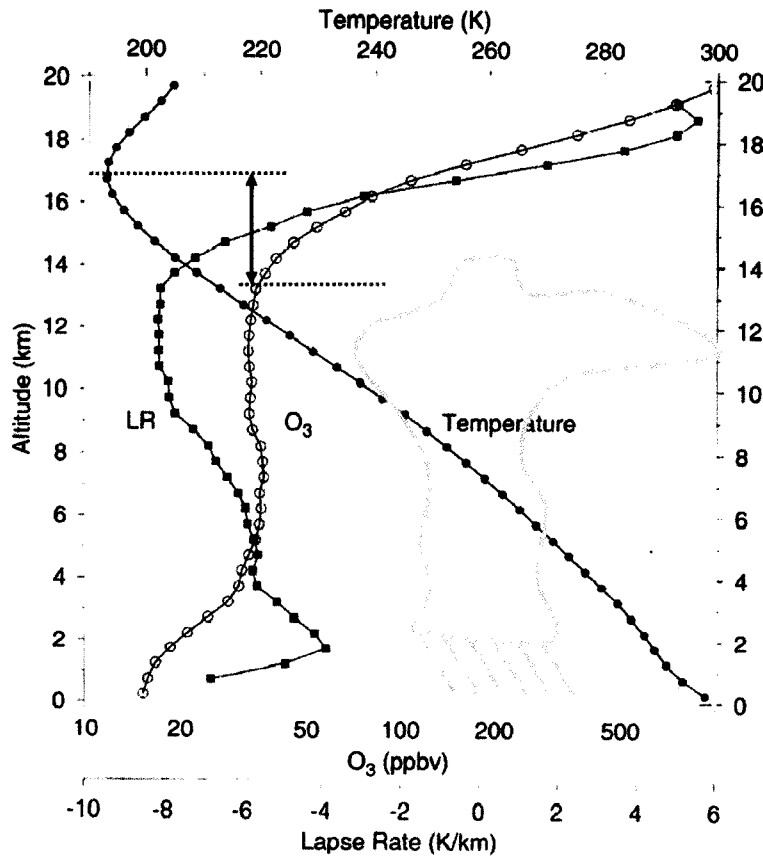


Figure 2 : Profils moyens de température, d'ozone et du gradient vertical de température à partir de 108 radiosondages à Samoan. Les trois profils représentent le gradient vertical de température (LR carrés noirs), le rapport de mélange en ozone (O_3 points blancs) et la température (points noirs). Le nuage en trait bleu est un nuage issu d'une région de convection pas très active. Au dessus des régions convectives très actives, le sommet des nuages pénètre à l'intérieur de la TTL. La zone délimitée par la flèche rouge constitue la TTL : "Vertical mixing barrier at 14 km in the tropics" (d'après Folkins et al., 1999).

La TTL est définie comme la région comprise entre le minimum du gradient vertical de température et le point froid de la troposphère, là où la température est minimale (Fig. 2).

Elle s'étend donc, de manière générale, entre 150 hPa (~14 km) et 75 hPa (~18 km), et la concentration d'ozone y est donc variable avec l'altitude.

La distribution de la vapeur d'eau dans la région de la tropopause ainsi que les espèces traces produites à la surface de la Terre qui se retrouvent rapidement en haute altitude principalement sous l'action de la convection (Sherwood et Dessler, 2000) est un élément clé de l'intérêt porté à la TTL.

Suivant la nomenclature utilisée par Hoskins (1991), l'atmosphère est divisée en trois régions (Fig. 3) :

- « l'overworld » qui est définie comme étant la région au-dessus de la surface isentrope 380 K (~ 16 km d'altitude), et contenant ainsi des isentropes qui sont stratosphériques à toutes les latitudes
- le « middleworld » défini entre 380 K et 310 K, contenant donc des isentropes dans la troposphère pour les basses latitudes et qui se retrouvent en stratosphère en hautes latitudes. La partie stratosphérique du « middleworld » est souvent appelée « lowermost stratosphere »
- l'underworld se retrouve en-dessous de 310 K et contient des isentropes purement troposphériques à toutes les latitudes

Deux types d'approche des mécanismes induisant des échanges dynamiques entre la stratosphère et la troposphère peuvent être dégagés. La première approche consiste en l'étude des flux à l'échelle globale, conduit à la notion d'un contrôle non local des échanges stratosphère – troposphère qui se réduisent au pompage méridien (Holton et al., 1995). Dans ce cadre, les échanges stratosphère – troposphère sont indépendants des processus à méso-échelle. La seconde approche concerne l'étude des mécanismes à méso-échelle, influant sur les échanges stratosphère – troposphère et permet de s'intéresser aux variabilités de l'ozone et aux mécanismes dynamiques à des échelles temporelles et spatiales inférieures. Les mécanismes à méso-échelle, influant sur les échanges stratosphère – troposphère sont 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. Les mécanismes d'échanges à l'échelle planétaire, les mécanismes à méso-échelle (gouttes froides, foliations de tropopause), le transport convectif aux moyennes et hautes latitudes et les échanges stratosphère-troposphère associés à la convection tropicale sont portés sur la représentation schématique de la figure 3.

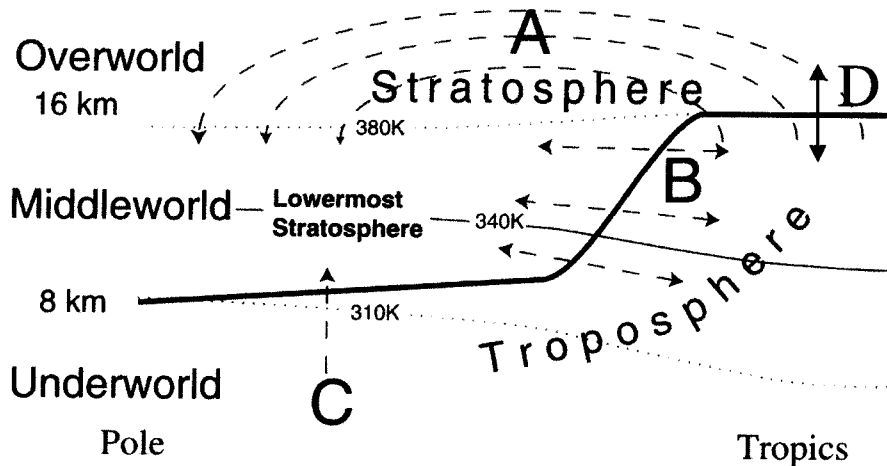


Figure 3 : Coupe verticale schématique latitude * altitude de l'atmosphère. La tropopause est représentée par le trait épais. Les frontières Overworld-middleworld et middleworld-underworld figurent en pointillés. La circulation méridienne moyenne (circulation de Brewer-Dobson) (Brewer, 1949 ; Dobson, 1946) postulée comme transportant de l'équateur vers les pôles les masses d'air d'origine troposphérique injectés par les grands systèmes convectifs sous les tropiques est matérialisée par la voie A : mécanismes d'échanges à l'échelle planétaire. Les mécanismes à méso-échelle sont représentés par les voies B (gouttes froides, foliations de tropopause), C (transport convectif aux moyennes et hautes latitudes donnant lieu à du transport de la troposphère vers la « lowermost stratosphere ») et D (échanges stratosphère-troposphère associés à la convection tropicale ITCZ, cyclones ...) (d'après Dessler et al., 1995).

Entre 310 et 380 K, les surfaces isentropes coupent la tropopause et des déformations de celle-ci sous la forme de foliations peuvent conduire à des intrusions d'air stratosphérique au sein de la troposphère. La diffusion ou des processus diabatiques peuvent ensuite conduire à leur transfert irréversible. Les foliations de tropopause sont des phénomènes observés depuis plusieurs décennies (Danielsen, 1968 ; Shapiro, 1978 ; Ancellet et al.,

1991 ; Gouget et al., 1996 ; Baray et al., 1998). Elles sont associées à la génération de circulations agéostrophiques transverses aux maxima du courant-jet qui sont accompagnées de zones de convergence et de divergence horizontales, de chaque côté du courant-jet, en entrée et en sortie. Par conservation de la masse, des circulations verticales sont donc induites, lesquelles sont à l'origine de forçage dynamique sur la tropopause (Fig. 4).

Les gouttes froides d'altitude constituent un autre type de mécanisme lié aux barrières dynamiques. Elles apparaissent lorsque l'amplification ondulatoire conduit au détachement, pour des niveaux isentropes suffisamment bas, d'une masse d'air polaire de son réservoir stratosphérique. On observe alors une zone dépressionnaire isolée, associée à un creusement local de la tropopause pouvant conduire à des échanges entre la stratosphère et la troposphère, en particulier lors du développement d'instabilités convectives (Ancellet et al., 1994 ; Kentarchos et al., 1999).

Baray et al. (2003) analysent un cas de goutte froide qui s'est complètement détaché du réservoir stratosphérique subtropical à la fois dans le plan horizontal et vertical de manière irréversible et ayant atteint 10°S. L'origine de la goutte froide y est reliée au déferlement d'une onde de Rossby.

Le déferlement d'une onde de Rossby (« Rossby Wave Breaking : RWB ») correspond à une déformation rapide (1 jour) et irréversible de la tropopause sur une surface isentrope (McIntyre et Palmer, 1983 ; Scott et al., 2001 ; Scott et Cammas, 2002) et contribue à un transport de masses d'air efficace entre les tropiques et les moyennes latitudes, dans les deux directions (Chen, 1995).

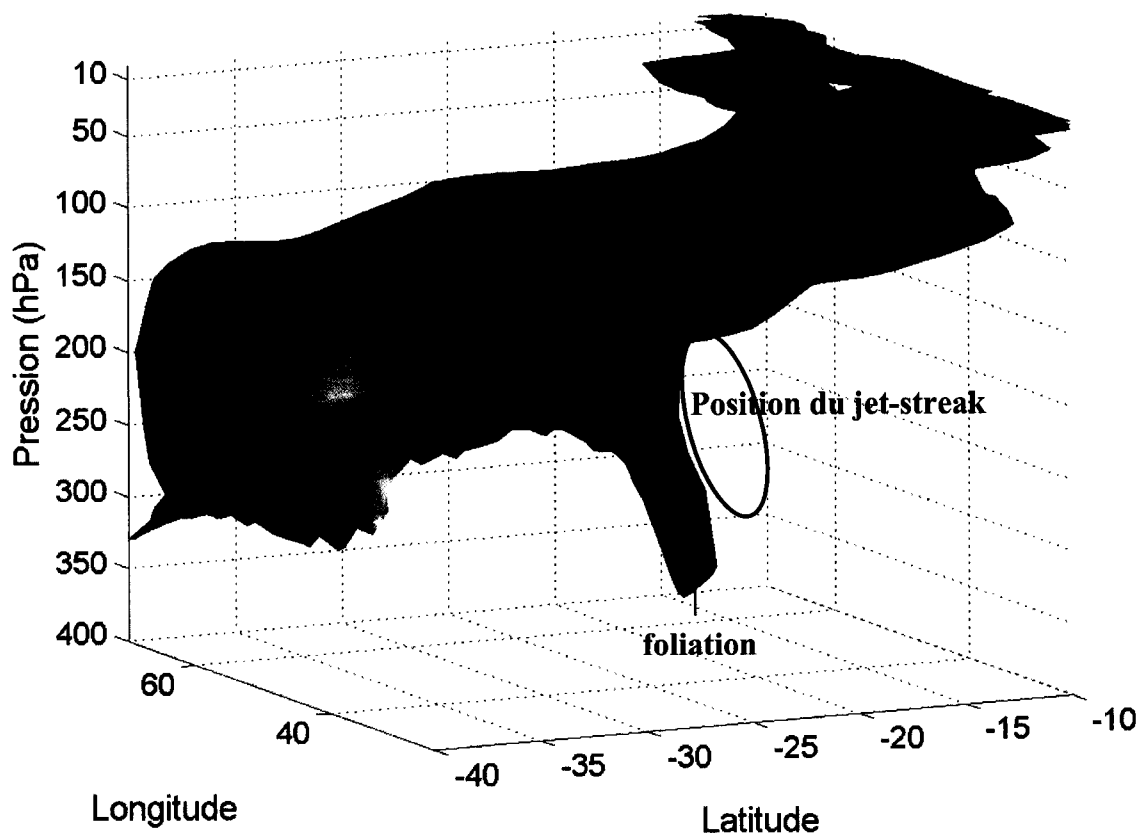


Figure 4 : Foliation de la tropopause subtropicale illustrée par la déformation de la surface iso - vorticité potentielle (2 pvu) le 10 Octobre 1996 à 06UT d'après les analyses ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecast). Cette foliation qui a eu lieu en entrée du jet-streak, est très profonde (jusqu'à 400 hPa). De fortes valeurs d'ozone ont été observées au-dessus de La Réunion (21°S / 55.5°E) se situant du côté cyclonique du noyau de courant-jet (jet-streak), atteignant jusqu'à 180 ppbv entre 200 et 300 hPa, soit près de 100 ppbv au-dessus du profil climatologique. Bien que l'activité du courant-jet au dessus du site de La Réunion est maximale pendant les mois d'hiver austral juillet et août, elle reste suffisante au printemps et en automne pour être potentiellement influente sur le bilan d'ozone troposphérique, induisant des cas de foliation subtropicale intenses.

Les quantités importantes d'humidité et de chaleur liée à l'ensoleillement dans l'atmosphère tropicale sont à l'origine de forçages dynamiques et, à différentes échelles, des déplacements verticaux sur des échelles de temps courts sont induits dans et aux alentours des zones de convection, des cyclones tropicaux. Ceci constitue un dernier type

de mécanisme, qui n'est pas lié aux barrières dynamiques et qui est susceptible d'induire de fortes vitesses verticales dans l'atmosphère tropicale.

Les échanges de la troposphère vers la stratosphère dans les tropiques, à partir des années 80, ont été 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 (hypothèse de « fontaine stratosphérique » Newell et Gould-Stewart, 1981). Plus tard, on assiste à l'apparition d'un nouveau concept de circulation globale (« Downward Control Principle » Haynes et McIntyre, 1987 ; Holton et al., 1995) qui attribue aux circulations de grande échelle (Brewer- Dobson) une autre origine qui n'est pas liée au diabatisme mais due à l'activité des ondes de Rossby. 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 » permet de préciser les variabilités saisonnières et inter-annuelles du « Downward Control Principle » (Rosenlof et Holton, 1993 ; Mote et al., 1996).

En considérant cette fois les échanges à méso-échelle, on sait que les zones de convection jouent un rôle fondamental dans les mécanismes de redistribution des composants produits par les feux de biomasse (Chatfield et Delany, 1990). Le fil conducteur de ces travaux est l'induction de mouvements ascendants dans les tropiques liés à la convection, et à différentes échelles spatiales et temporelles.

Or, lors de fortes convections, de l'air doit pouvoir passer de la stratosphère vers la troposphère par conservation de la masse. Des travaux récents, ont montré que des mouvements subsidents importants mais à une échelle de grandeur inférieure aux mouvements ascendants de grande échelle, peuvent avoir lieu et être susceptibles d'induire des échanges de la stratosphère vers la troposphère non négligeables dans les tropiques (Rodgers et al., 1990 ; Wang et al., 1995 ; Loring et al., 1996 ; Stenchikov et al., 1996 ; Poulida et al., 1996 ; Crutzen et al., 1997 ; Mitra, 1996).

En 1995, Roelofs et Lelieveld effectuent des simulations d'ozone troposphérique avec le modèle global de chimie-transport ECHAM : des comparaisons entre les concentrations d'ozone simulées et celles observées au dessus de sites tropicaux et des moyennes latitudes sont présentées. Les variabilités des concentrations d'ozone mensuelles, à la fois

observées et issues du modèle sont importantes spécifiquement pour le site situé en bordure nord du réservoir tropical (Mauna Loa : 20°N , 156°W). Il est suggéré que ces fortes variabilités des valeurs simulées soient associées à la variabilité du transport convectif. De manière plus générale, les concentrations d'ozone mensuelles vues par le modèle sont sous-estimées dans l'hémisphère sud. Il en est de même pour les profils de rapport de mélange en ozone troposphérique qui sont en dessous des profils observés, mais pour la quasi totalité des sites. Le profil remarquable est celui du site de Hilo (20°N , 155°W), avec la particularité que le maximum en moyenne troposphère soit plus prononcé en Septembre-Octobre-Novembre et Décembre-Janvier-Février. Les auteurs suggèrent alors que la structure particulière des profils est liée au transport par convection profonde, avec de l'air pauvre en ozone qui est transporté rapidement depuis la surface jusqu'à la haute troposphère, tandis que les mouvements à méso-échelle compensatoires transportent de l'air relativement riche en ozone vers le bas depuis la haute troposphère (Lelieveld et Crutzen, 1994).

Le dernier rapport européen sur les interactions ozone-climat (2003), indique l'importante variabilité spatiale et temporelle de l'abondance en ozone dans la troposphère et par conséquent la complexité de sa quantification. La représentation de toutes les échelles dans les modèles globaux en est un challenge majeure. Il se trouve alors qu'il est difficile de quantifier les flux d'ozone stratosphérique vers la troposphère. A partir de corrélations observées avec d'autres gaz, ce flux a été estimé autour de 475 Tg(O₃).yr⁻¹ (Murphy et Fahey, 1994). Les modèles globaux de chimie-transport (CTMs) quantifient des flux plus variables entre 420 et 790 Tg(O₃).yr⁻¹ (Fig. 5). La convection est un des phénomènes de petite échelle qui ne peut être résolu pleinement par les modèles globaux. Ainsi, l'importance des mécanismes susceptibles d'induire des échanges de la stratosphère vers la troposphère et liés à la convection a peut être été sous estimé.

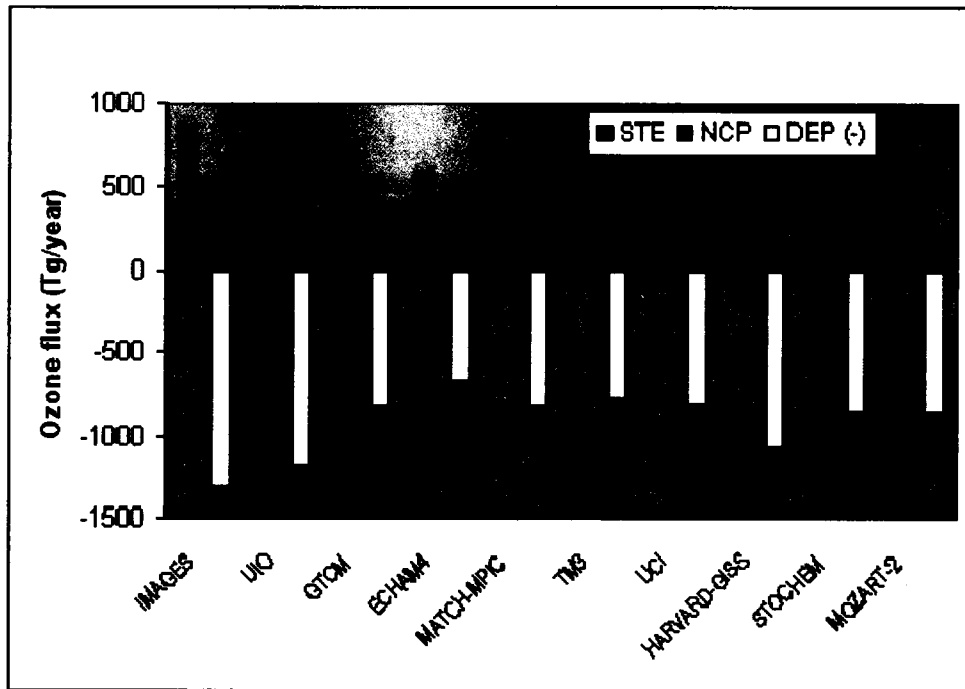


Figure 5 : Bilan de l'ozone troposphérique vu par dix modèles globaux de chimie-transport (CTMs).

STE : flux d'ozone stratosphérique, NCP : production photochimique nette et DEP : dépôt à la surface.

(Source : *European Assessment on ozone-climate interactions*, 2003).

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 de circulation méridienne (Hadley, Ferrel), et les courants-jet subissent donc des variations saisonnières en intensité et en position. En hiver, les courants-jet polaire et subtropical se rapprochent de l'équateur météorologique, et atteignent leur intensité maximale (Hastenrath, 1991). La figure 6 présente le champ vent horizontal moyen entre 1984 et 2004 pour les deux saisons australes à partir des réanalyses globales NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*) sur la surface isobare 300hPa. En hiver austral, le courant-jet subtropical est très étendu en latitude, atteignant 20°S, avec des intensités comprises entre 20 et 45 m.s⁻¹.

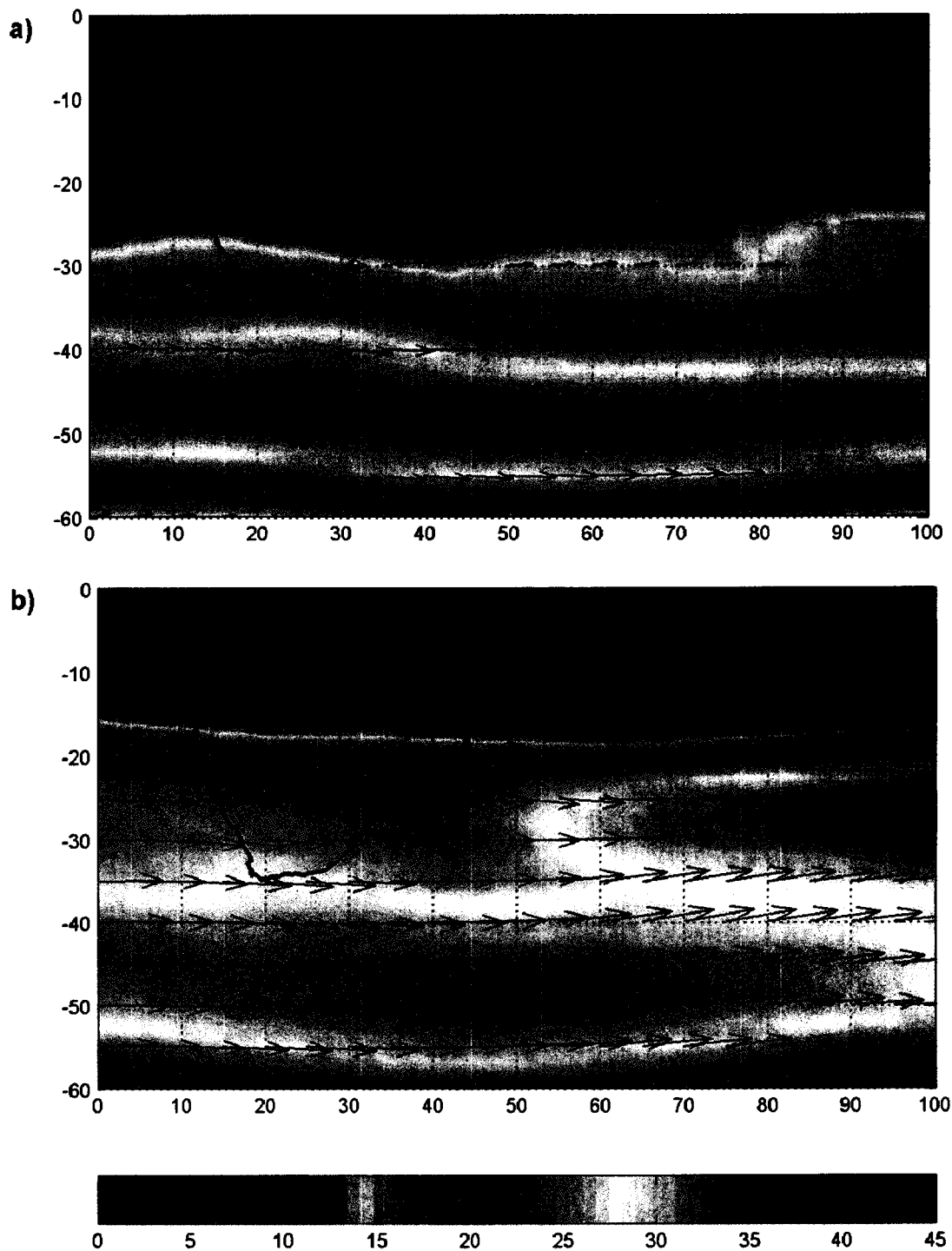


Figure 6 : Vent horizontal (amplitude en $m.s^{-1}$ et direction) sur la surface isobare 300 hPa. Champ moyen entre 1984 et 2004 pour les mois d'été austral (décembre, janvier, février) (a) et d'hiver austral (juin, juillet, août) (b). Données NCEP en niveaux de pression (National Centers for Environmental Prediction) à 2.5° de résolution horizontale. En été austral, le courant-jet subtropical est localisé entre $35^\circ S$ et $55^\circ S$ avec des intensités comprises entre 25 et $45 m.s^{-1}$. En hiver austral, il remonte vers le Nord jusqu'à atteindre $20^\circ S$.

En été austral, le courant-jet subtropical est plus localisé, entre 35°S et 55°S, et n'atteint donc pas de manière aussi nette la bordure sud de la zone tropicale comme c'est le cas en hiver. Cependant, même avec des intensités plus faibles, le vent horizontal garde une composante zonale bien marquée entre 30°S et 20°S (jusqu'à la latitude de La Réunion). Le courant-jet subtropical pourra donc avoir une influence sur la dynamique des échanges stratosphère-troposphère liés à la convection dans les tropiques en été.

Du fait de sa latitude (21°S), La Réunion est située près de la barrière subtropicale de l'hémisphère sud, en hiver austral, 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 en hiver et aussi bien située pour l'étude de ces échanges liés à la convection tropicale, avec la descente de la zone de convergence intertropicale en été.

Chaque année, il se forme, en moyenne, un peu plus de quatre-vingts tempêtes et cyclones dans le monde. Ces perturbations naissent et évoluent dans les régions océaniques bien délimitées, que l'on appelle bassins cycloniques, comme le bassin du sud-ouest de l'Océan Indien auquel appartient La Réunion. Chaque année, en moyenne, neuf perturbations tropicales sont baptisées dans la région, quatre d'entre elles atteindront le stade de cyclone tropical, cinq ne dépasseront pas le stade de tempête (Mayoka, 1998). Si l'on compte également les systèmes faibles (dépressions tropicales), la moyenne approche onze perturbations par an. Neuf perturbations sur dix se forment entre le 15 novembre et le 30 avril, cette période correspondant à la saison cyclonique officielle. La Réunion est donc potentiellement soumise à de tels systèmes convectifs et constitue là encore un site privilégié pour l'étude des mécanismes d'échanges liés à la convection. Les processus d'intensification et l'amélioration des trajectoires sont deux axes majeurs de recherche sur les cyclones. En effet, durant les vingt dernières années, des progrès importants ont été faits en matière de compréhension des processus physiques responsables du mouvement des cyclones tropicaux et impliqués dans les mécanismes d'intensification de ces derniers. Le grand intérêt a été l'amélioration considérable de la précision des prévisions de trajectoires dans les modèles numériques (Elsberry, 1987). En revanche, la littérature scientifique de ces dernières années au sujet des cyclones tropicaux laisse rarement apparaître une attention portée aux mouvements subsidents autour de ces derniers.

Dans le cadre des échanges entre la stratosphère et la troposphère, en relation avec la convection tropicale, une étude a porté sur un cas de transfert subsident intense le 6 Avril 1995. La Réunion était dans la partie périphérique du cyclone Marlène, à environ un millier de kilomètres du centre du cyclone. L'ampleur de la contamination était exceptionnelle : un pic de 300 ppbv à l'altitude 10 km, et un enrichissement d'ozone sur la majeure partie de la troposphère libre.

Ainsi, des résultats importants ont été apportés dans le cadre de l'identification de mécanismes influant sur le bilan de l'ozone troposphérique dans les tropiques : (Baray et al., 1999a). Cependant, la basse résolution des données des modèles utilisées alors fait qu'en partie la caractérisation des mécanismes mis en jeu reste hypothétique. Ce genre de mécanisme en lien étroit avec la convection tropicale en été austral était alors peu étudié, contrairement aux événements d'hiver comme les foliations subtropicales d'hiver (Gouget et al., 1996 ; Folkins et Appenzeller, 1996).

A La Réunion, des enrichissements d'ozone troposphérique corrélés à de très faibles valeurs d'humidité ont été observés également lors d'autres cas de cyclone, en particulier lors du cyclone Edwige le 22 avril 1996 avec 100 ppbv à 8km d'altitude (rapport de DEA Dupuy, 1999) ou encore liés à la présence de la zone de convergence intertropicale près de La Réunion avec 150 ppbv au dessus de 14 km le 26 novembre 1998 et plus de 100 ppbv au dessus de 12 km le 10 décembre 1998 (Baray, 1999). Ces exemples ont montré qu'en été austral, pendant la période cyclonique, le rôle de la convection tropicale sur l'ozone troposphérique est complexe et pas encore totalement élucidé. Après l'étude du cas Marlène, dans le but de documenter davantage les échanges près d'événements convectifs, des campagnes de mesure ciblées ont été menées (Réchou et al., 2002), de façon complémentaire aux mesures d'ozone hebdomadaires. Plusieurs cas d'augmentation d'ozone troposphérique près de zones convectives ont été identifiés, en particulier le cas Guillaume de Février 2002.

Ce travail de thèse qui est fondé sur l'identification et l'étude préliminaire du cas Marlène d'Avril 1995 cité précédemment s'inscrit donc dans l'optique de l'étude des mécanismes dynamiques entraînant des échanges, près des zones de convection profonde, et plus particulièrement en périphérie proche des cyclones tropicaux. Il s'agit d'explorer les liens dynamiques entre la convection tropicale et l'ozone troposphérique.

Nous étudierons l'impact des systèmes convectifs (tempête, dépression et cyclone tropical) sur les profils moyens d'ozone troposphérique de la saison cyclonique de l'été austral qui sera apporté par les mesures in-situ et les archives du Centre des Cyclones Tropicaux de La Réunion.

A travers d'autres cas d'étude, il sera important d'examiner la variabilité des signatures et de dégager par comparaison les principes de ces échanges dynamiques associés aux évènements convectifs des latitudes tropicales.

Le troisième volet de ce travail portera sur la caractérisation du transfert dynamique des masses d'air de la stratosphère vers la troposphère apporté par la modélisation à méso-échelle avec MESO-NH. Le modèle idéalisé de cyclone tropical HURRICANE sera également utilisé de manière complémentaire à l'analyse à méso-échelle pour apporter des enseignements plus généraux concernant les mouvements propres des cyclones tropicaux.

Cette étude est structurée en quatre chapitres.

Dans le premier chapitre, nous décrivons la méthodologie générale ainsi que l'ensemble des mesures et outils utilisés (observations, outils diagnostiques et analyse dynamique).

Une étude climatologique s'appuyant sur des mesures par radiosondage faites au Laboratoire de Physique de l'Atmosphère depuis 1992 et des archives du Centre des Cyclones Tropicaux de La Réunion (CCTR) abordera la distribution de l'ozone troposphérique tropical en saison cyclonique.

L'exploitation de la base de données de La Réunion, suite à l'événement Marlène, a permis d'identifier des cas de contamination d'ozone observés dans la troposphère. Afin de renforcer notre connaissance des mécanismes d'échanges entre la stratosphère et la troposphère induits par les zones de convection profonde et les cyclones tropicaux et d'étudier la variabilité des signatures de ces mécanismes, le troisième chapitre documentera deux cas d'étude portant sur trois situations météorologiques distinctes.

L'objet du quatrième chapitre est d'analyser de manière détaillée un cas d'étude de cyclone tropical intense et de caractériser les signatures ainsi que les mécanismes dynamiques

intervenant dans l'échange stratosphère-troposphère lui étant associé. A cause des limitations des modèles globaux (Baray et al., 1999a) ces mécanismes présentaient jusqu'alors des incertitudes. Les résultats de ce travail sont basés sur la simulation à méso-échelle et de type « cas réel » de l'évènement Marlène d'Avril 1995 à l'aide du modèle non-hydrostatique MESO-NH. La simulation de type « cas idéalisé », via le modèle HURRICANE, apportera des éléments complémentaires pour une vision plus globale de ces mécanismes.

Chapitre 1

Outils de modélisation et mesures

La méthodologie générale de ce travail repose sur l'utilisation complémentaire de mesures in-situ et d'outils de modélisation.

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. Deux catégories de traceurs sont utilisées, les traceurs dynamiques, calculés à partir des paramètres météorologiques donnés par les modèles, et les traceurs chimiques dont on suit l'évolution de la concentration et dont la durée de vie et la distribution verticale est compatible avec l'utilisation en tant que traceur.

La vorticité potentielle (PV) est un traceur dynamique défini de la façon suivante :

$$PV = \rho^{-1} \overline{\zeta_a} \cdot \overline{\nabla \theta} \quad (1.1)$$

où ρ est la densité de l'air, ζ_a la vorticité absolue et θ la température potentielle.

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. A titre d'exemple, 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.

La vorticité potentielle s'exprime en $m^2.s^{-1}.K.kg^{-1}$. Il est plus commode de travailler en unités de vorticité potentielle (pvu) définies par :

$$1pvu = 10^{-6} m^2.s^{-1}.K.kg^{-1} \quad (1.2)$$

Les calculs à partir d'analyses météorologiques ou de sorties de modèles conduisent en effet à des valeurs troposphériques inférieures à 1 pvu alors que les valeurs stratosphériques atteignent facilement la centaine de pvu. On peut ainsi définir une tropopause dynamique dont le niveau varie entre 1 et 3.5 pvu selon les auteurs et les latitudes considérés (Danielsen, 1968 ; Hoerling et al., 1991 ; Spaete et al., 1994). Ce paramètre dynamique est donc communément utilisé pour différencier les masses d'air troposphérique et les masses d'air stratosphérique (Fig. 1.1).

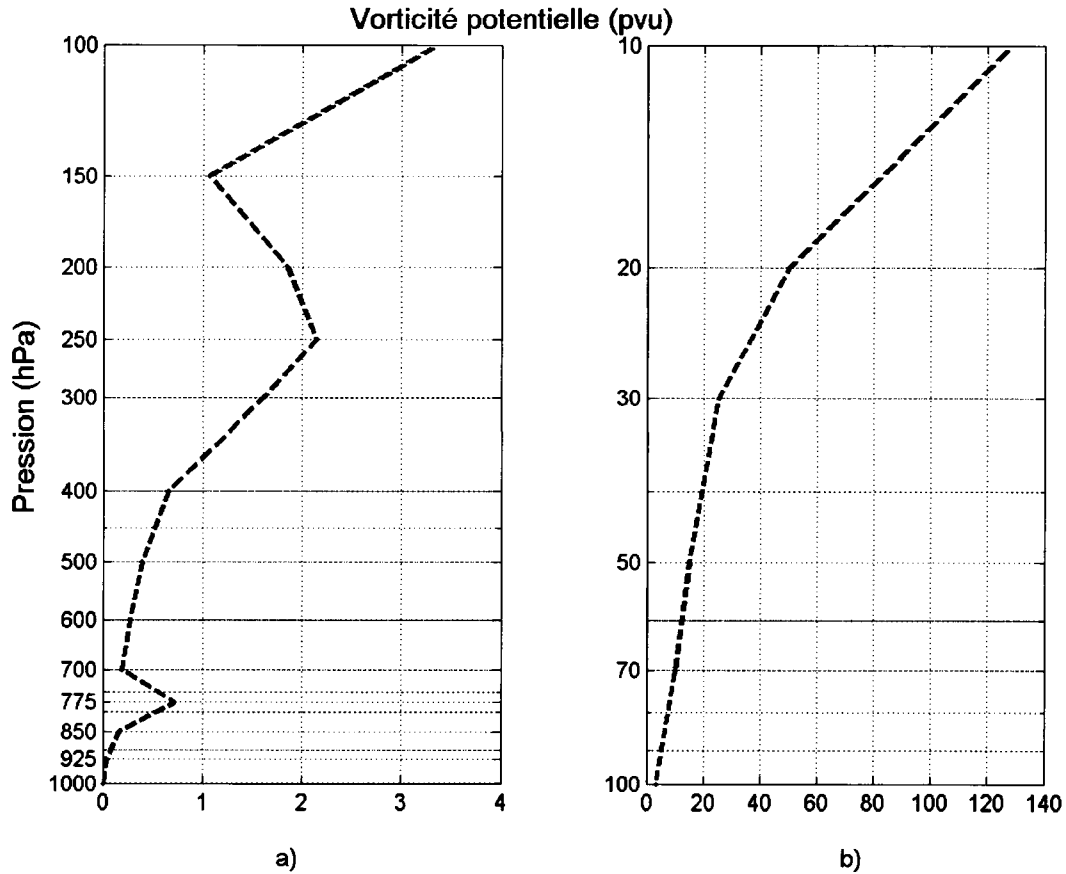


Figure 1.1 : Profil de vorticité potentielle (valeur absolue) ECMWF le 1^{er} octobre 1996 à 06TU au dessus du site de La Réunion dans la troposphère (a) et dans la stratosphère (b). La présence de fortes valeurs de vorticité potentielle (supérieures à 1pvu) entre 200 et 300 hPa indiquent une anomalie. Cas de filamentation associée à un déferlement d'onde de Rossby (Baray, 1999). La tropopause dynamique se situe habituellement au dessus du niveau 150 hPa.

En complément des traceurs dynamiques, 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 forts gradients entre différentes couches, comme la stratosphère et la troposphère, on peut utiliser ces composés pour déterminer le caractère stratosphérique ou troposphérique de la masse d'air. Ceux que nous utilisons dans nos études sont l'ozone et l'humidité.

Le rapport de mélange en 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. 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 de son caractère conservatif à l'échelle de 3 à 4 semaines dans la troposphère libre, l'ozone peut servir de traceur chimique.

L'humidité peut également servir de traceur chimique des masses d'air lors des transferts entre la stratosphère et la troposphère. La stratosphère étant beaucoup plus sèche que la troposphère, une masse d'air très sèche dans la haute troposphère aura de bonnes chances d'avoir une origine stratosphérique (à fortiori si l'humidité et l'ozone sont anticorrélées) et inversement, une masse d'air humide dans la basse stratosphère est sans doute d'origine troposphérique.

Les mesures in-situ utilisées proviennent des radiosondages PTU-O3 (pression, température, humidité, ozone) effectués à La Réunion et à Irène ainsi que du lidar ozone troposphérique installé à La Réunion.

Les images satellites Meteosat nous renseigneront sur la couverture nuageuse (canal infrarouge) et l'humidité (canal vapeur d'eau) dans le contexte synoptique des différentes études.

Les systèmes cycloniques du bassin sud-ouest de l'océan indien pour l'étude climatologique de l'ozone pendant la saison cyclonique seront recensés grâce aux archives du Centre des Cyclones Tropicaux de La Réunion.

La température potentielle humide sera utilisée afin de préciser la cohérence des masses d'air enrichies en ozone. Le détail du calcul à partir de la définition théorique de la température potentielle équivalente est donné dans la partie 1.2. Dans cette partie, nous ferons également un rappel théorique partiel sur la théorie du vent agéostrophique qui sera utilisé au chapitre 3 mais plus particulièrement au chapitre 4 en tant qu'outil diagnostique des mouvements atmosphériques verticaux.

Le calcul des rétrotrajectoires des masses d'air (analyse trajectographique) se fera de manière directe à partir du champ de vent ECMWF (calcul « cinétique »), puis avec le modèle de dispersion de particules FLEXPART. Le point de départ des rétrotrajectoires est basé sur l'analyse des observations, et dans le but de déterminer l'origine des masses d'air contaminées en ozone mises en évidence par cette analyse.

L'analyse dynamique des cas d'étude est basée sur l'utilisation de deux modèles.

D'une part, l'apport des données du modèle ECMWF dont les paramètres météorologiques sont nécessaires à l'analyse des deux cas d'étude du troisième chapitre consiste en une représentation du développement des différentes perturbations (cyclone et zone de convection) à l'échelle synoptique.

D'autre part, le quatrième chapitre qui a pour but la caractérisation de mécanismes dynamiques est basé sur une simulation réalisée avec le modèle à méso-échelle MESO-NH qui représentera de manière réaliste les circulations à méso-échelle et servira à la compréhension du couplage entre la dynamique et le transfert d'ozone.

Enfin, l'analyse dynamique des cas d'étude est complétée par l'application d'un modèle idéalisé de cyclone tropical. Le modèle HURRICANE permettra de traiter les circulations propres du cyclone sans tenir compte de ses interactions avec la circulation du courant-jet subtropical. Le deuxième intérêt de ce modèle idéalisé est d'étudier l'influence du courant moyen environnant, qui sera restreint à la présence d'un cisaillement vertical de vent plus ou moins intense, sur le cyclone.

Les détails des mesures et outils employés sont développés dans la suite.

1.1 Observations et situation synoptique

1.1.1 Mesures in-situ

1.1.1.1 Les radiosondages au LPA : 13 ans d'observations

Depuis 1992, le LPA effectue des mesures de profils verticaux de pression, de température, d'humidité et d'ozone par radiosondages (« PTU-O3 »), du sol jusqu'aux alentours de 30 km, avec une résolution de 40 m. Leur fréquence jusqu'à janvier 1999 a été bimensuelle, puis hebdomadaire. Les sondes ozone utilisées sont de type EnSci Z & SPC avec des solutions de KI 0.5% tamponnées à partir de mai 1998, et pour les autres grandeurs, la sonde utilisée est de type Vaisala RS-80. La précision de ces instruments a été évaluée entre 6 et 10 % dans la troposphère par des tests in-situ (Barnes et al, 1985).

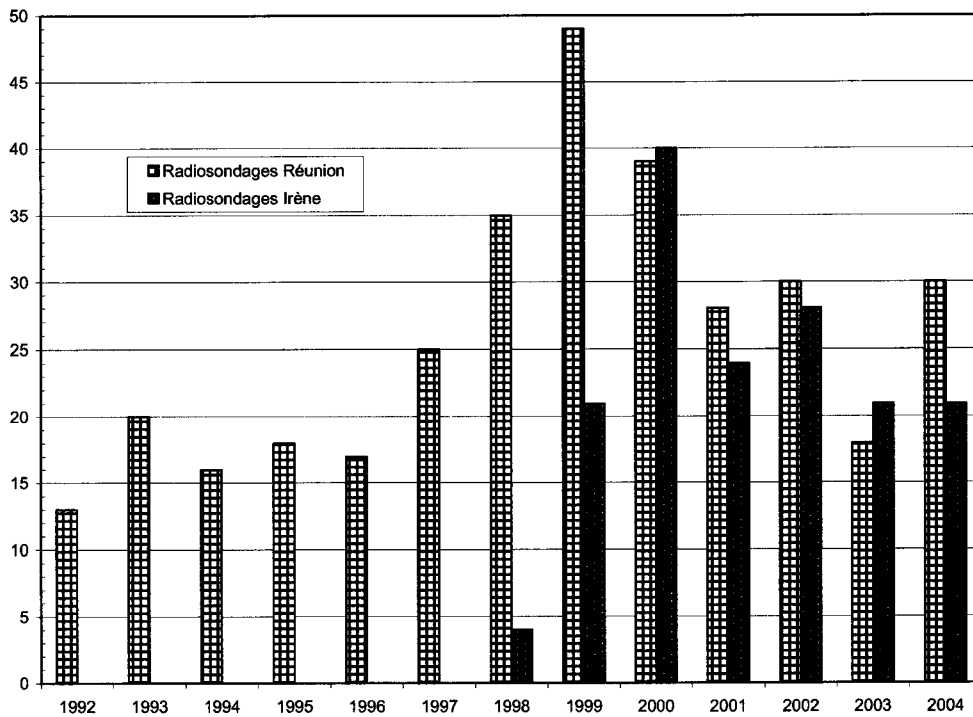


Figure 1.2 : Histogramme du nombre de radiosondages ayant été réalisés depuis 1992 par le LPA et depuis 1998 à Irène (Afrique du Sud) dans le cadre du programme SHADOZ.

Depuis 1999, cette station et ces données font partie intégrante du réseau de mesures SHADOZ (Southern Hemisphere Additional Ozonesondes). Ces dernières années, plusieurs méthodes basées sur les mesures par satellites ont été développées afin d'estimer le contenu troposphérique de l'ozone tropical (TTO), dont plusieurs à partir des instruments embarqués sur TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer). Cependant, aucune base de données homogène provenant de radiosondages pouvant servir à la validation n'existait alors (Thompson et al., 2003). Ces quelques raisons ont conduit à sa création.

La station d'Irène, en Afrique du sud (25.9°S , 28.2°E), est également une station de mesure du réseau SHADOZ (Fig. 1.2).

1.1.1.2 Le lidar ozone troposphérique

La mesure de l'ozone troposphérique par lidar est basée sur le principe d'absorption différentielle. Le spectre d'absorption de l'ozone est situé dans l'ultraviolet ; un générateur d'harmoniques couplé au principe de diffusion Raman stimulée est donc nécessaire pour travailler avec un laser de type Néodim-Yag (Nd-Yag). Le couple de longueurs d'onde 289 - 316 nm utilisé à La Réunion est obtenu à partir de la quatrième harmonique du laser Nd-Yag dans le deuterium. Ce lidar permet typiquement une exploitation des mesures entre 3 et 15 km d'altitude. Cette limite supérieure dépend des conditions météorologiques, de l'alignement du système de réception et du temps d'intégration des mesures. Lorsque les conditions sont optimales, la tropopause est atteinte. Le système électronique inclut deux canaux pour chaque longueur d'onde. Le canal analogique donne aux profils d'ozone obtenus une résolution verticale de 15 m dans les basses couches (de 3 à 6-7 km) ; le comptage de photons donnera, quant à lui, une résolution de 150 m pour les plus hautes couches (de 6-7 km à la limite supérieure). Des détails techniques du système lidar appliqué à la mesure de l'ozone troposphérique ainsi que toute la validation des mesures sont données dans Baray et al. (1999b).

1.1.1.3 Les archives du Centre des Cyclones Tropicaux de La Réunion

Depuis 1993, le Centre des Cyclones Tropicaux de La Réunion est chargé de surveiller et de prévoir l'évolution de toutes les perturbations tropicales dans sa zone de responsabilité définie par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM), qui s'étend de 5°S à 30°S, depuis les côtes africaines jusqu'à 90°E. Il fait partie, à ce titre, des cinq centres chargés de la surveillance des cyclones tropicaux. Il émet de ce fait, divers bulletins techniques d'analyse et de prévision cyclonique. Outre sa responsabilité internationale, Météo-France a la charge de prévoir les phénomènes cycloniques sur le département de La Réunion. Il s'agit donc d'évaluer les influences des perturbations tropicales sur l'île, en fonction de leur trajectoire prévue.

Une base de données faisant la synthèse de tous les systèmes cycloniques ayant intéressé le bassin Sud-Ouest de l'Océan Indien de 1848 à nos jours existe dans les archives du

Centre des Cyclones Tropicaux de La Réunion. C'est à partir de cette base que nous avons pu réaliser une climatologie des systèmes cycloniques.

1.1.2 Images satellites

1.1.2.1 Meteosat-5 et Meteosat-7

Afin d'analyser les situations synoptiques, nous utilisons des images satellites provenant du satellite géostationnaire Meteosat (<http://www.eumetsat.de>). EUMETSAT est une organisation intergouvernementale créée par une convention internationale approuvée par 18 Etats européens. Opérateur des satellites Meteosat, elle a pour principal objectif la mise en place, le maintien et l'exploitation de systèmes européens de satellites météorologiques opérationnels. Les données, produits et services de ses satellites constituent une contribution essentielle non seulement pour la prévision du temps mais aussi pour son deuxième objectif qui est le suivi opérationnel du climat et des changements climatiques à l'échelle de la planète.

Meteosat-5 et Meteosat-7, placés au-dessus de l'équateur, sont centrés respectivement à 63°E et 0° de longitude. Les images de Meteosat-7 sont disponibles toutes les 6 heures (0, 6, 12 et 18 TU). Le service IODC (Indian Ocean Data Coverage Service) fournit lui des images fixes à 63°E toutes les 3 heures. Les images sont disponibles dans trois canaux différents : visible, infrarouge thermique et vapeur d'eau.

1.1.2.2 Cartes de comptage de feux de forêts

Les cartes de comptage de feux de forêts proviennent du service ATSR World Fire Atlas (<http://dup.esrin.esa.it/ionia/wfa/index.asp>) de l'Agence Spatiale Européenne (ESA). Il s'agit en fait de cartes mensuelles globales. Les capacités de détection dépendent de la température du feu, et peuvent être estimées comme suit : de 0.1 ha à 600K jusqu'à 0.01 ha à 800K, ce pour une température de background de 300K. Il est cependant prudent de tenir compte des limitations de l'algorithme dues à la présence de nuages et aux effets

atmosphériques. En revanche, le nombre de feux est sous estimé du fait que la détection est réalisée uniquement de nuit.

1.2 Outils diagnostiques

1.2.1 Calcul de la température potentielle humide

Dans une étude détaillée publiée par Sturman et al. (1995), les auteurs étudient l'efficacité d'un certain nombre de traceurs en examinant les changements rapides et fréquents des masses d'air dus à l'interaction de systèmes de vents dans un contexte local. Des traceurs comme l'humidité relative et spécifique, la température potentielle équivalente ou encore la température potentielle humide ont été confrontés entre eux. D'un autre côté, il ressort également que l'humidité relative est une bonne signature de l'origine des masses d'air quand les différences sont marquées mais sa dépendance avec la température de l'air en fait un indicateur moins fiable que la température potentielle humide, qui permet une détermination plus précise de l'origine des masses d'air.

Des trois paramètres dérivés, la température potentielle humide a été celui capable de distinguer de manière pertinente deux masses d'air entre elles, dans le plus grand nombre de situations. Rappelons ici qu'il s'agit de la température fictive que prendrait une particule d'air soulevée adiabatiquement jusqu'au niveau de condensation, puis abaissée jusqu'à 1000 hPa par processus pseudo-adiabatique, en lui fournissant à chaque instant la quantité d'eau nécessaire pour que, malgré l'évaporation, elle reste à tout instant saturée. Cette température est conservative dans le cas de processus adiabatiques réversibles (Fig. 1.3).

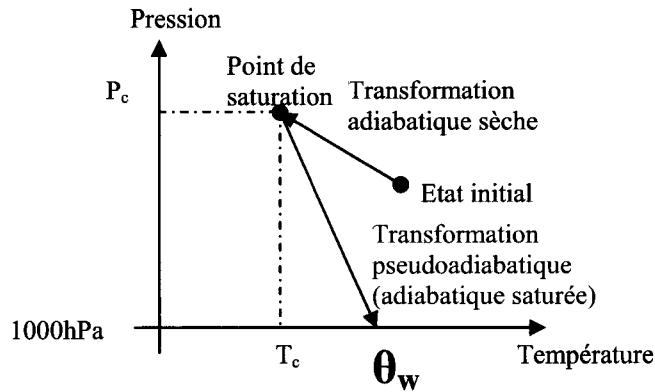


Figure 1.3 : Détermination de la température potentielle humide.

La méthode de calcul de la température potentielle humide utilisée ici fait intervenir la définition théorique de la température potentielle équivalente. Pour plus de détails, se rapporter aux travaux de Bindon (1940).

L'équation donnant la température potentielle équivalente (Rossby, 1932) est :

$$\theta_e = \theta \cdot \exp \left[\frac{L_c \cdot w(T)}{c_p \cdot T_c} \right] \quad (1.3)$$

Où θ est la température potentielle

θ_e , la température potentielle équivalente

c_p , la chaleur spécifique de l'air sec

$w(T)$ le rapport de mélange en humidité (masse de vapeur d'eau divisée par la masse d'air sec à une température T donnée)

L_c , la chaleur latente de condensation au point de condensation

T_c , la température au point de condensation

Le calcul de $w(T)$ requiert la pression de vapeur saturante que nous déterminons par approximation dans trois intervalles de température précis (Lowe et Ficke, 1974).

Après développement à partir de l'équation 1.2, nous obtenons la relation suivante :

$$\theta_e = \theta_w + \frac{L(T) \cdot w(\theta_w)}{c_p} \quad (1.4)$$

Les relations 1.2 et 1.3 nous permettent de déterminer la température potentielle humide à partir de la température potentielle, par calcul numérique :

$$\ln(\theta_w) + \frac{1}{c_p} \frac{L(T) \cdot w(\theta_w)}{\theta_w} = \ln(\theta) + \frac{1}{c_p} \frac{L_c \cdot w(T)}{T_c} \quad (1.5)$$

1.2.2 Théorie sur les circulations agéostrophiques

Ce rappel théorique partiel sur la théorie du vent agéostrophique nous sera utile pour deux raisons. Il nous permettra de mieux comprendre au chapitre 4 la spécificité du contexte dynamique de l'étude par rapport aux situations dans lesquelles cette théorie est le plus souvent utilisée en tant que diagnostique des mouvements atmosphériques verticaux. De plus, il mettra en relief les origines des régions de maxima et minima du vent agéostrophique.

C'est dans la théorie des courants jet à l'origine d'une forte interaction entre stratosphère et troposphère, et des circulations secondaires associées que l'on trouvera beaucoup de développements concernant le vent agéostrophique (Shapiro et Kennedy, 1981).

Les circulations agéostrophiques contribuent à la modulation de la structure d'un certain nombre de systèmes nuageux et précipitants. A titre d'illustration, le couplage entre les circulations agéostrophiques de haute et basse troposphère portant sur des épisodes de fortes précipitations dans les systèmes convectifs de méso-échelle et les maxima de courant jet (Uccellini, 1979) ou encore le rôle des circulations agéostrophiques dans les processus d'intrusion d'air stratosphérique dans la troposphère, par foliation de

tropopause (Reed, 1955 ; Cammas et Ramond, 1989 ; Baray et al., 1998) sont des études à ce sujet trouvées dans la littérature.

1.2.2.1 Définition du vent agéostrophique

La troposphère présente un gradient de température des pôles vers l'équateur. Nous pouvons relier le champ de vent au gradient de température par l'équation du vent thermique (Holton, 1979) :

$$\frac{\delta \bar{V}_g}{\delta \ln p} = \frac{-R}{f} \bar{k} \Lambda (\bar{\nabla} T)_p \quad (1.6)$$

$f=2\Omega \sin \varphi$ est le paramètre de Coriolis (Ω est la vitesse angulaire de rotation de la Terre et φ la latitude du point considéré), \bar{k} le vecteur unitaire vertical, R la constante des gaz parfaits, $\bar{\nabla} T$ le gradient de température à pression constante.

Nous pouvons également relier le champ de vitesse au champ de pression par l'équation d'équilibre géostrophique qui correspond à un équilibre entre l'accélération de Coriolis et la force du gradient de pression horizontal $\bar{\nabla}_h P$, en l'absence de forces de frottement. Le vent géostrophique vérifiant cet équilibre se définit par :

$$\bar{V}_g = \frac{1}{\rho f} \bar{k} \Lambda \bar{\nabla}_h P \quad (1.7)$$

où ρ est la densité de l'air.

Le vent agéostrophique est par définition la composante du vent qui n'est pas en équilibre géostrophique. Il s'agit du vent associé à un déséquilibre entre la force de Coriolis (agissant vers la gauche du mouvement moyen dans l'hémisphère sud et proportionnelle au module du vent) et la force du gradient de pression (agissant des forts vers les faibles gradients).

Si nous négligeons les forces de frottement, l'accélération du flux indique un écart à l'équilibre géostrophique. Le vent agéostrophique a une amplitude proportionnelle à l'accélération du flux et est dirigé vers la droite du vecteur accélération dans l'hémisphère sud, lorsque celui-ci est positif.

Le vent agéostrophique est lié au terme d'accélération du vent réel. En première approximation on ne considère que les variations de vent géostrophique.

$$\frac{d\bar{V}_h}{dt} \gg \frac{d\bar{V}_{ag}}{dt} \quad (1.8)$$

En reprenant l'équation du mouvement dans un plan horizontal et pour l'atmosphère libre, on peut écrire :

$$\frac{d\bar{V}_h}{dt} = \bar{F}_{gp} + \bar{F}_c = -G\bar{\nabla}Z - f(\bar{k} \wedge \bar{V}_h) \quad (1.9)$$

\bar{F}_{gp} et \bar{F}_c représentant respectivement les forces de gradient de pression et de Coriolis.

Le terme $-G\bar{\nabla}Z$ peut s'exprimer en fonction du vent géostrophique (équation 1.7).

On écrit alors :

$$\frac{d\vec{V}_h}{dt} = -f(\vec{k} \wedge \vec{V}_g) - f(\vec{k} \wedge \vec{V}_h)$$

$$\frac{d\vec{V}_h}{dt} = -f\vec{k} \wedge (\vec{V}_h - \vec{V}_g) \quad (1.10)$$

On en déduit l'expression du vent agéostrophique en fonction de la variation du vent total :

$$\vec{V}_{ag} = \frac{1}{f}\vec{k} \wedge \frac{d\vec{V}}{dt} \quad (1.11)$$

$$\vec{V}_{ag} = \frac{1}{f}\vec{k} \wedge \left(\underbrace{\frac{\partial \vec{V}}{\partial t}}_{\text{isallobarique}} + \underbrace{\vec{V} \bullet \nabla \vec{V}}_{\text{accélérations}} \right) \quad (1.12)$$

$\downarrow \quad \downarrow$
diffluence courbure
ou confluence

Le vent agéostrophique sera donc maximal au niveau des accélérations et décélérations maximales du vent horizontal, nul au niveau du maximum de vent horizontal et accentué par les courbures de l'écoulement ainsi que les effets de confluence / diffluence.

1.2.2.2 Divergence du vent agéostrophique

Sur une surface à pression constante la divergence du vent agéostrophique s'exprime comme :

$$\bar{\nabla}_p \cdot \bar{V}_{ag} = \bar{\nabla}_p \cdot \bar{V} - \bar{\nabla}_p \cdot \bar{V}_g \quad (1.13)$$

avec

$$\bar{\nabla}_p \cdot \bar{V}_g = -\frac{v_g}{f} \frac{\partial f}{\partial y} = -\frac{v_g}{R_t} \cot g(\phi)$$

Où V_g est la composante méridienne du vent géostrophique, R_t le rayon de courbure de la trajectoire et ϕ la latitude.

Des mouvements agéostrophiques résultent, sur un plan isobare, des effets de divergence et de convergence. D'après les mouvements agéostrophiques qui s'établissent dans la haute troposphère et les zones de divergence et de convergence induites à ce niveau, et d'après la loi d'ajustement de la masse, des mouvements verticaux doivent prendre place en dessous et au dessus des zones de divergence et de convergence. En effet, vu la forte stabilité stratosphérique, un flux vertical dans la troposphère se traduira obligatoirement par un autre flux vertical mais de sens contraire (flux de retour)

1.2.3 Analyse trajectographique des masses d'air

1.2.3.1 Les rétrotrajectoires cinétiques basées sur les analyses du Centre Européen

Les données utilisées (échéances toutes les six heures) sont des analyses ECMWF sur 23 niveaux de pression entre 1000 et 1 hPa dont 13 niveaux entre 1000 et 100 hPa en résolution horizontale de 1°. 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, 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 choisi est de cinq minutes) de l'advection de la particule soumise au champ de vent. Il existe d'autres méthodes de calculs de trajectoires (isobares, isentropes). La méthode isobare présente l'inconvénient de ne pas prendre pas en compte les mouvements verticaux. Ce code de calcul cinétique, développé au Laboratoire de Physique de l'Atmosphère, a déjà été employé dans plusieurs études (Randriambelo et al., 1999 ; Baray et al., 2003).

1.2.3.2 Flexpart, code Lagrangien de dispersion de particules

Les rétrotrajectoires sont calculées à l'aide du modèle lagrangien de dispersion de particules FLEXPART version 6.2 (Stohl et al., 2005). Ce modèle de dispersion a été conçu à l'origine dans le but de modéliser la dispersion de polluants depuis des points source, depuis la grande échelle jusqu'à la méso-échelle, dans le cas d'accidents nucléaires. Très rapidement, ce modèle a connu un essor considérable dans la modélisation et l'analyse du transport atmosphérique (e.g., Stohl and Trickl, 1999 ; Forster et al., 2001 ; Spichtinger et al., 2001 ; Stohl et al., 2002, 2003) avec le transport, la diffusion, le dépôt sec et humide, et le largage de particules depuis un point, une ligne, une surface ou encore un volume source. Ses champs d'application ont été étendus de la pollution de l'air à d'autres sujets où le transport joue un rôle (e.g, les échanges stratosphère-troposphère, le cycle de l'eau). Dans les modèles lagrangiens de particules, le transport et la dispersion turbulente sont pris en compte en calculant les trajectoires d'une multitude de particules, ce qui signifie que le terme source est discrétisé par un grand nombre de particules émises dans l'atmosphère. Le principal avantage des modèles lagrangiens reste l'absence de diffusion numérique.

Le modèle est initialisé avec les champs ECMWF résolus à 1° dans le plan horizontal, à tous les 60 niveaux verticaux du modèle, et toutes les trois heures.

Les « updrafts » à l'intérieur des nuages convectifs constitue un important mécanisme de transport. Ils se produisent de manière conjointe avec les « downdrafts » à l'intérieur des

nuages et via la subsidence compensatoire dans l'espace environnant les nuages. Ce type de transport convectif est à l'échelle de la grille dans le plan vertical, mais sous maille dans le plan horizontal, et n'est donc pas représenté par la vitesse verticale issue des analyses ECMWF.

Afin de représenter le transport convectif dans un modèle de dispersion de particules, il est nécessaire de redistribuer les particules dans la colonne verticale entière. La paramétrisation de la convection implémentée dans FLEXPART a été développée par Emanuel et Zivkovic-Rothman (1999). Elle présente l'avantage de fournir l'information sur les flux de masse nécessaires à cette redistribution. La redistribution des particules émises dans un volume donné, fait qu'en présence de convection, les particules sont redistribuées sur la colonne convective, ce qui génère un saut et de ce fait, le suivi de particules individuelles peut donner l'impression de dispersion verticale importante.

FLEXPART calcule la position des particules à chaque pas de temps et cherche à identifier un nombre de clusters, défini par l'utilisateur, au sein du nuage de particules.

Si ces clusters sont relativement bien regroupés alors la trajectoire moyenne définie par la position du centre du nuage de point représente assez bien la trajectoire de la masse d'air.

En revanche, si deux groupes de clusters divergent, cela peut éventuellement indiquer le mélange de deux masses d'air très différentes : par exemple un soulèvement depuis la couche limite et une descente d'air depuis la haute troposphère – basse stratosphère.

Dans le cas d'une incohérence des clusters, l'intérêt reste l'échéance dans le temps à partir de laquelle les trajectoire deviennent peu probables.

Le modèle HURRICANE décrit dans la partie suivante est utilisé en tant qu'outil diagnostique des circulations propres d'un cyclone tropical et de l'influence du courant moyen environnant sur ce cyclone.

1.2.4 Un modèle théorique de cyclone tropical : HURRICANE

1.2.4.1 Description du modèle

Au début des années 60, une théorie connue sous le nom d'Instabilité Convective du Second Ordre (CISK) a été proposée pour expliquer la genèse et le renforcement d'un cyclone tropical. L'hypothèse CISK, énoncée par Charney et Eliassen (1964), repose sur le fait que le développement initial et l'évolution d'un cyclone résulte d'une libération organisée (théorie linéaire) de l'instabilité conditionnelle préexistante. Suite à un chauffage important de l'atmosphère, une convergence de masses d'air conditionnellement instable due à la friction à la surface va se mettre en place et alimenter l'activité convective déjà en cours. La convection ainsi organisée agit comme une source de chaleur au centre du vortex et donc l'intensifie. Cela va par la suite augmenter la vitesse des vents en surface, puis l'advection d'humidité et finalement une possible rétroaction interviendrait alors. Cette théorie requiert implicitement le stockage et la disponibilité d'une quantité d'énergie convective importante dans l'atmosphère. Cependant des études effectuées par Betts (1982) et Xu et Emanuel (1989) ont révélé que les profils thermodynamiques moyens au dessus des océans tropicaux sont associés à un faible stockage d'énergie convective, et qu'aux rares endroits où le stockage est important, il n'y a pas de développements cycloniques.

Un autre mécanisme d'intensification alternatif, connu sous le nom WISHE (Wind – Induced Surface Heat Exchange), a été proposé par Emanuel (1986). Il est basé sur l'idée que la température potentielle équivalente (énergie totale) des particules d'air dans la couche limite océanique est amplifiée par les flux de chaleur et d'humidité, qui eux-mêmes dépendent de l'intensité du vent en surface. Un mécanisme de feed-back intervient dans lequel l'augmentation des flux de surface accentue l'intensité du vortex, qui en retour, augmente les flux de surface. Les mécanismes d'interaction océan - atmosphère sont donc primordiaux dans les processus de cyclogenèse et d'intensification des cyclones tropicaux à travers ce transfert de vapeur d'eau (chaleur latente) depuis la surface océanique vers l'atmosphère, véritable carburant de ces machines thermiques.

Le modèle idéalisé de simulation de cyclone tropical HURRICANE est basé sur ce mécanisme d'intensification et est identique à celui décrit dans Emanuel (1989a), excepté la paramétrisation de la convection et des changements mineurs. Nous allons résumer ici les propriétés du modèle et les changements qui ont été faits depuis la version initiale.

Le modèle est axisymétrique et dépendant du temps dans le sens où une simulation correspond à un cycle de vie du cyclone. Les deux coordonnées spatiales utilisées sont la pression pour la direction verticale et le rayon potentiel R définissant les surfaces de même moment angulaire pour la direction horizontale. Le rayon potentiel a été défini par Schubert et Hack (1983) comme étant le rayon auquel une particule d'air atteindrait une vitesse tangentielle nulle si elle se déplaçait de manière radiale en conservant son moment angulaire.

Il est proportionnel à la racine carrée du moment angulaire total par unité de masse :

$$f \cdot \frac{R^2}{2} = r \cdot V + f \cdot \frac{r^2}{2} \quad (1.14)$$

où f est le paramètre de Coriolis (supposé constant)

r le rayon physique depuis le centre du cyclone

et V la vitesse azimutale.

Les principaux avantages du rayon potentiel peuvent être résumés de la façon suivante : R est conservée en l'absence de friction, donc les seules advections radiales en coordonnées R vont être dues à la dissipation par friction. De plus, les surfaces R sont denses dans les régions à forte vortacité telle que le mur de l'oeil.

La structure verticale du modèle est illustrée par la figure 1.4. Il est ainsi constitué de deux parties : une comprise entre le niveau de la mer et la base des nuages et le reste de la troposphère. Cette dernière partie est supposée être en équilibre hydrostatique et soumise à l'équilibre du vent thermique.

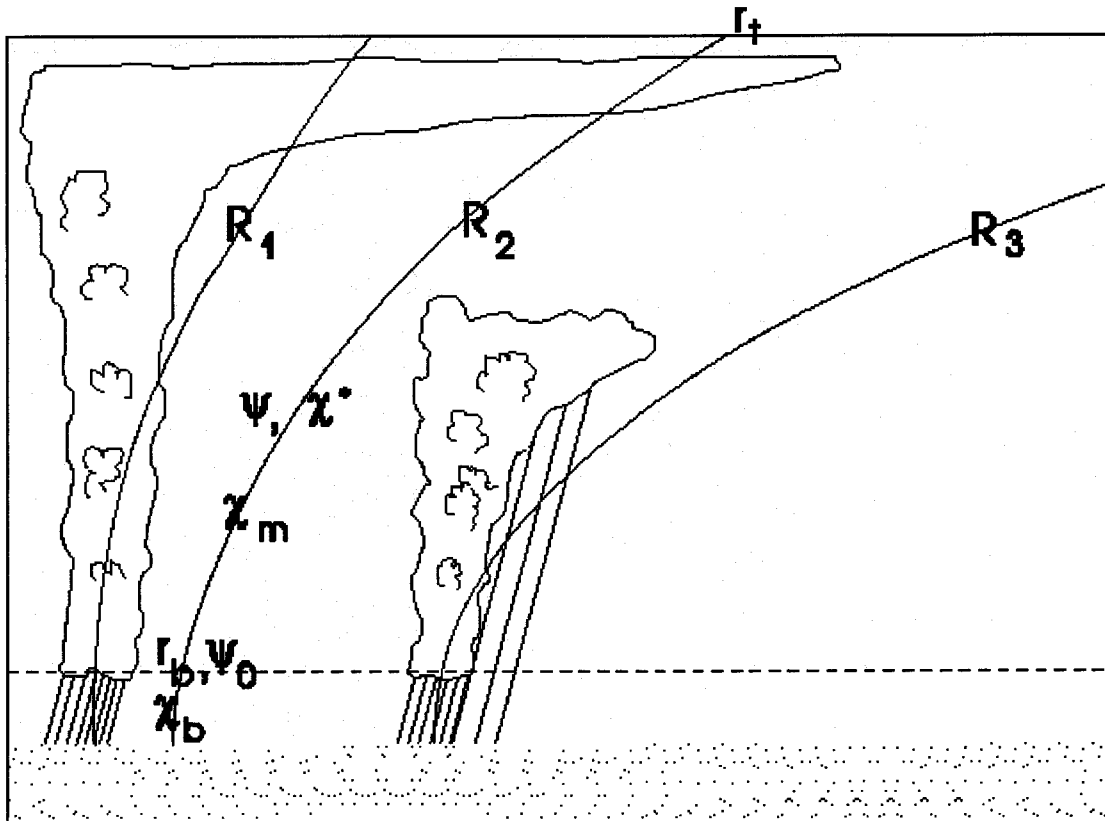


Figure 1.4 : *Vue schématique de la structure du modèle HURRICANE et quelques variables utilisées. Se rapporter au texte pour la signification des symboles.*

Les variables dynamiques primaires du modèle sont :

- r_b , le rayon des surfaces iso - moment angulaire au niveau de la mer
- r_t , le rayon des surfaces iso - moment angulaire au niveau de la tropopause
- Ψ , la fonction de courant par unité de masse moyenne définie en moyenne troposphère
- Ψ_0 , la fonction de courant par unité de masse diagnostiquée à la base des nuages

Les variables thermodynamiques sont M_u et M_d , flux de masse convectif ascendant (resp. subsident) au niveau supérieur de la couche sous-jacente à la base des nuages.

La variable de température du modèle est l'entropie humide de saturation, s^* , qui est l'entropie humide qu'aurait l'atmosphère si elle était saturée en gardant la température et la pression constante. Elle est définie de la manière suivante :

$$s^* = c_p \cdot \ln T + \frac{L_v \cdot r^*}{T} - R \cdot \ln \left(\frac{p}{p_0} \right) \quad (1.15)$$

où p et T sont la pression et la température

p_0 : une pression de référence

r^* : le rapport de mélange à saturation

L_v : chaleur latente de vaporisation

C_p : capacité calorifique à pression constante

R : constante des gaz parfaits

L'entropie humide à saturation est reliée à la température potentielle équivalente à saturation, θ_e^* , par :

$$s^* = c_p \cdot \ln \theta_e^* \quad (1.16)$$

S^* est pris constant le long des surfaces R définissant ainsi un état de stabilité conditionnelle.

1.2.4.2 Le schéma de convection du modèle Hurricane

Des analyses d'échelle et des expériences numériques (Emanuel, 1989b) suggèrent qu'au niveau de la base des nuages il est tout à fait plausible de supposer que les flux de chaleur depuis la surface sont en équilibre thermodynamique avec les flux turbulents d'entropie convectifs et de petite échelle traversant la limite supérieure de la couche sous-jacente aux nuages.

C'est sur ce principe qu'est formulé le schéma de convection de ce modèle, et la convection des cumulus représente ainsi des sources et puits de masse et d'entropie pour

l'environnement de ces derniers. Le transport de quantité de mouvement est de manière intrinsèque pris en compte étant donné que la convection est supposée redistribuer de la chaleur sur les surfaces R de moment angulaire constant.

Chaque nuage consiste en un couple de flux convectifs ascendants et subsidents (« updraft » et « downdraft »). La somme des « updrafts » et « downdrafts », multipliée par la surface couverte par les « drafts » représente le flux de masse net qui apparaît dans l'équation de continuité. Ce flux de masse conduit la circulation à l'extérieur des nuages et induit des changements de température à travers le chauffage diabatique induit par cette circulation forcée. Les updrafts transportent aussi de l'entropie en dehors de la couche sous-jacente aux nuages vers le niveau supérieur du modèle selon la hauteur du nuage, tandis que les downdrafts transportent de l'air à faible entropie vers la couche limite. Les « updrafts » sont calculés en intégrant l'équation de mouvement des particules le long des surfaces R de moment angulaire constant, afin d'obtenir une vitesse verticale associée aux nuages ; les « downdrafts » proviennent des « updrafts » qui sont multipliés par $(1-\epsilon)$ où ϵ est l'efficacité de précipitation totale du nuage. Par conséquent, un nuage non précipitant ($\epsilon=0$) aura des « updrafts » et « downdrafts » égaux et ne produira donc pas de chaleur, tandis qu'un nuage sans aucune évaporation ($\epsilon=1$) ne produit aucun « downdraft ». La spécification des « updrafts » et « downdrafts » permet la prédiction de la saturation d'entropie de la basse troposphère (i.e., température), et l'entropie de la couche limite est diagnostiquée en supposant qu'elle est égale à l'entropie à saturation de la basse troposphère dans les régions de convection.

L'utilisation d'un tel schéma de convection basé sur un équilibre thermodynamique de la base des nuages a montré (Emanuel, 1993) qu'il pouvait donner des vitesses de phase ainsi que des taux d'amplification de perturbations équatoriales de grande échelle réalistes. Ces résultats corroborent la conclusion de Raymond (1995), selon quoi le quasi-équilibre thermodynamique de la couche sous-jacente aux nuages puisse pourvoir une condition de fermeture importante qui est utile dans la représentation de l'ensemble des effets de la convection des cumulus et applicable à la modélisation de type « idéalisé » des cyclones tropicaux.

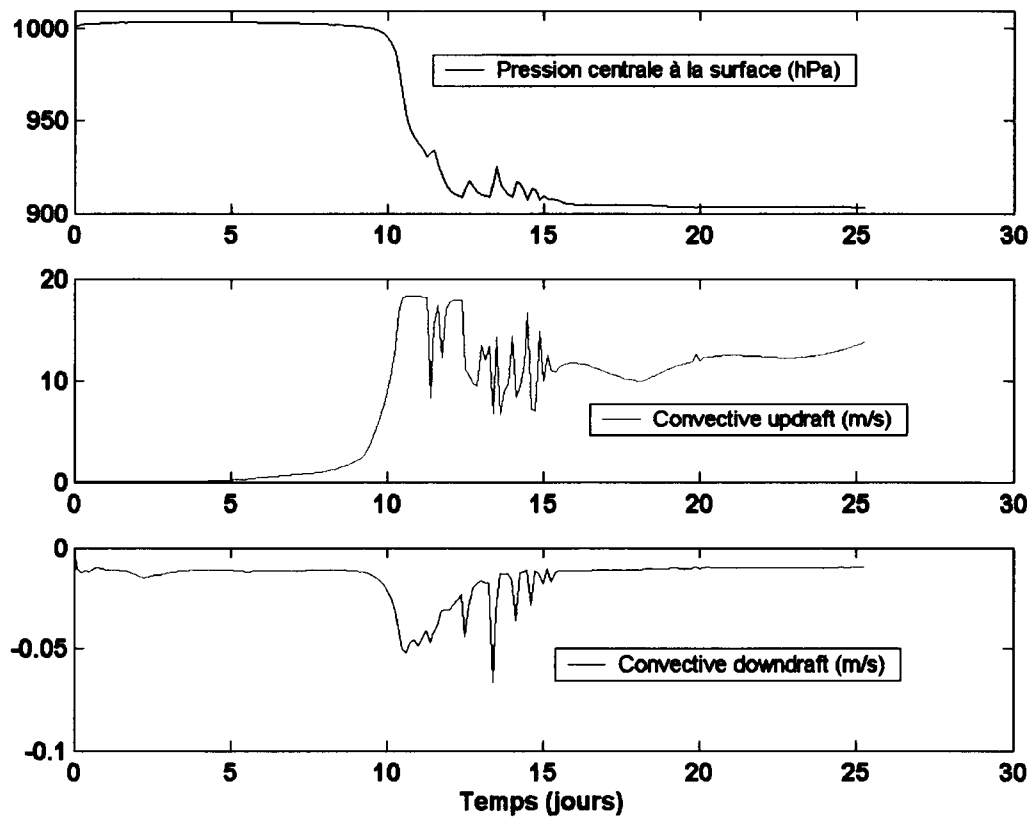


Figure 1.5 : Evolution de la pression centrale en surface (a), du flux de masse convectif total vers le haut (b) et vers le bas (c) d'après une simulation HURRICANE de cyclone tropical.

La figure 1.5 représente les flux convectifs totaux (« updraft » et « downdraft ») au cours d'une simulation avec le modèle Hurricane. Le modèle est initialement paramétré et un certain nombre de grandeurs peuvent être visualisées au cours du cycle de vie du cyclone. La pression au niveau de la mer et au centre du cyclone est ici utilisée pour traduire l'intensité du cyclone. Entre le jour de la cyclogenèse jusqu'au dixième jour, la pression reste sensiblement égale à la pression atmosphérique standard à la surface de la mer ; une intensification brutale intervient alors. La pression chute jusqu'à atteindre les 900 hPa au quinzième jour. L'organisation du cyclone qui est corrélée à son intensification se traduit par l'augmentation des flux de masse convectifs. Le flux « updraft » augmente jusqu'à 18 m.s^{-1} à partir du dixième jour et oscille autour de 15 m.s^{-1} jusqu'au quinzième jour, et finit par se stabiliser lorsque la pression reste constante. Le flux « downdraft » subit, par conservation de la masse, la même évolution.

1.3 Analyse dynamique

1.3.1 Les analyses du Centre Européen

Les champs météorologiques (vent, humidité et PV) utilisés au troisième chapitre sont les analyses ECMWF, avec des échéances toutes les 6 heures (0, 6, 12 et 18TU), sur 60 niveaux de modèles. La résolution horizontale en latitude/longitude est de 0.5°.

1.3.2 Le modèle MESO-NH

Pour effectuer la simulation numérique du quatrième chapitre, nous avons utilisé le modèle atmosphérique non – hydrostatique MESO - NH développé à partir de 1992, conjointement par le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) et le Laboratoire d'Aérodynamique (LA) (Lafore et al., 1998).

MESO – NH est un modèle destiné à simuler les mouvements depuis l'échelle méso - alpha (échelle des perturbations synoptiques) jusqu'à la petite échelle (échelle de la convection).

Il est basé sur un jeu avancé de systèmes anélastiques. Dans l'approche anélastique, les ondes acoustiques sont éliminées des équations de continuité et de conservation de la quantité de mouvement, en utilisant un profil de densité constant. Le fluide devient ainsi incompressible et la pression est solution d'une équation elliptique.

Cependant, l'approximation anélastique donne lieu à certains effets négatifs mais qui restent négligeables comme l'imprécision sur les vitesses verticales qui est inférieure à celle induite par les autres sources (i.e l'incertitude de l'état initial ou encore les paramétrisations physiques). Trois formulations de l'approximation anélastique ont été implémentés dans Méso – NH : le système anélastique de Lipps et Hemler (1982), les équations anélastiques modifiées de Wilhelmson et Ogura (1972) et le système pseudo-incompressible de Durran (1989).

La variable thermodynamique pronostique choisie est la température potentielle sèche. L'équation d'évolution de cette variable prend en compte l'effet des changements de phase de l'eau. L'eau peut-être présente dans les simulations sous sept formes différentes et calculée sous la forme de rapports de mélange, donc invariants.

Le schéma microphysique explicite de Méso – NH prend en compte les phases liquide et glace des nuages et précipitations, en prédisant ces rapports de mélange de l'eau atmosphérique.

Le système d'équations de Méso – NH inclut (i) l'approximation anélastique pour la conservation de la masse, (ii) la conservation de la quantité de mouvement, incluant la force de Coriolis et la diffusion turbulente sous maille, (iii) l'équation thermodynamique incluant les effets diabatiques (largage de chaleur latente, radiation, diffusion), (iv) la conservation des différentes quantités d'eau.

Le modèle contient un ensemble de paramétrisations de phénomènes physiques tels que la convection, la turbulence, le rayonnement et les interactions avec la surface.

Les variables pronostiques du modèle (vent zonale, vent méridional, température potentielle, rapports de mélange de l'eau et température de surface) peuvent être initialisées à partir de champs idéalisés ou issus d'analyses de modèles opérationnels (Fig. 1.6).

La résolution horizontale et verticale peut-être variable et l'imbrication de sous-modèles (grid-nesting) permet de simuler des phénomènes d'échelles variées avec la possibilité d'interaction entre les modèles emboîtés (« two-way grid nesting »), implémentée dans méso – NH d'après Clark et Farley (1984).

La coordonnée verticale du modèle est celle de Gal-Chen et Sommerville (1975), prenant en compte la sphéricité de la Terre et l'orographie locale :

$$\tilde{z} = H \cdot \frac{z - z_s}{H - z_s} \quad (1.17)$$

où H est la hauteur du toit du modèle, z_s le relief.

Le toit du modèle, comme la surface, subit une condition limite sur le vecteur vitesse :

$$\vec{U} \cdot \vec{n} = 0 \quad (1.18)$$

Pour éviter les réflexions multiples d'ondes de gravité sur le toit du modèle, une couche d'absorption ainsi qu'un coefficient d'absorption sont imposés.

La discrétisation spatiale, horizontale et verticale, est réalisée sur une « C-grid » d'après la terminologie de Mesinger et Arakawa (1976), et par des différences finies du second ordre. La discrétisation dans le temps est explicite et suit le schéma de saute-mouton « leap-frog » ; schéma explicite à trois niveaux et du second ordre.

Concernant particulièrement la simulation analysée au chapitre 4, les runs ont été lancés sur les calculateurs du CNRS à l'IDRIS (Institut pour le Développement et des Ressources en Informatique Scientifique). Le schéma de turbulence de Bougeault et Lacarrère (1989) a été utilisé ; ainsi toute la turbulence est paramétrée et prend en compte les anisotropies possibles de la grille. Les flux de chaleur sensible et latente air – mer sont calculés à l'aide d'une formule aérodynamique avec des coefficients d'échange dépendants du vent (Dupuis et al., 1987). Le schéma de radiation calcule les flux radiatifs, considérant entre autres la diffusion et l'absorption de radiations solaires par l'atmosphère terrestre et

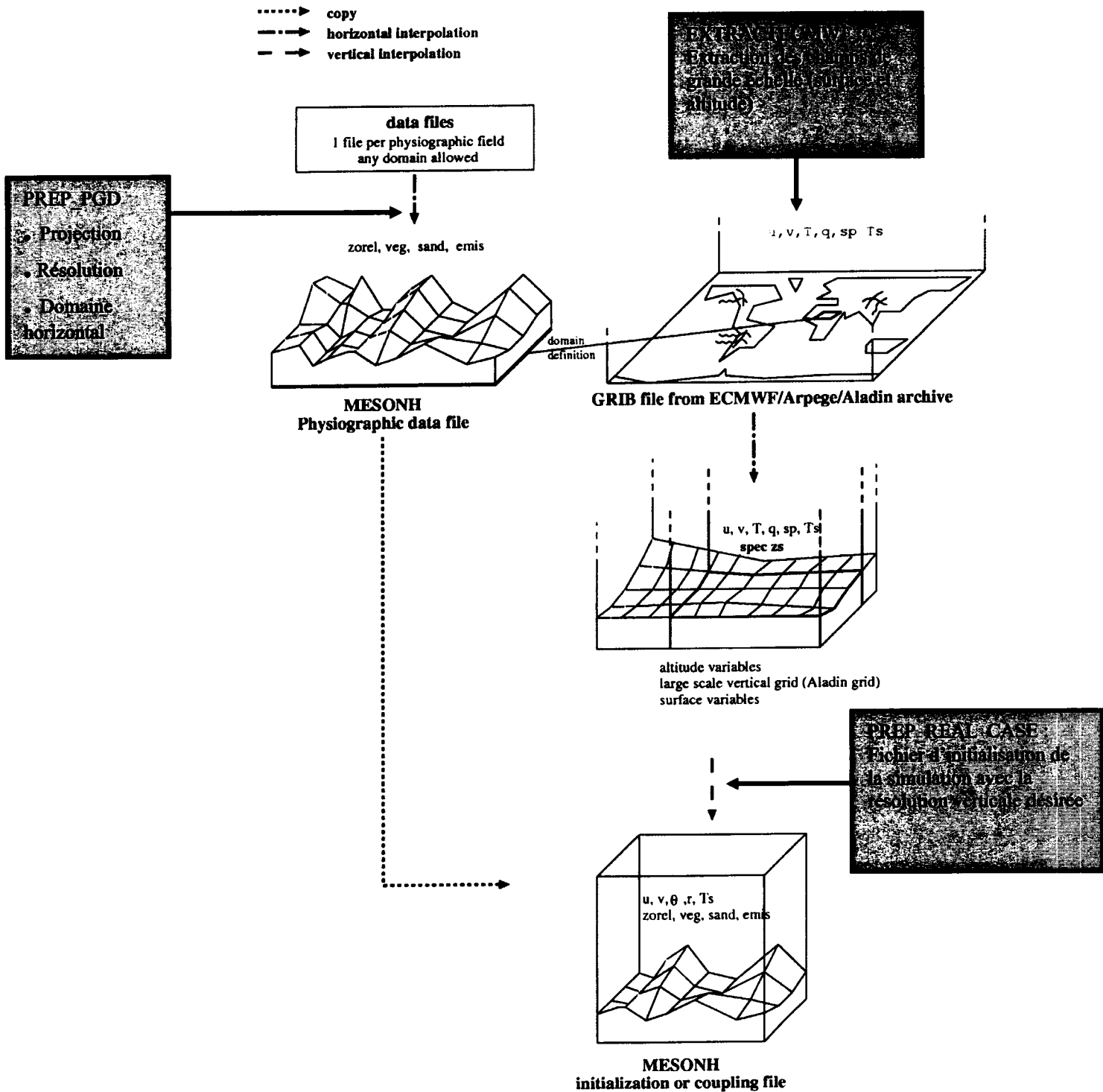


Figure 1.6 : Vue schématique des interactions entre les différents fichiers durant une séquence d'initialisation d'une simulation de cas réel Meso-NH à partir d'un fichier d'analyse globale ECMWF ou de Météo-France. Zorel, veg, sand, emis : orographie, végétation, sol, radiation ; u,v : composantes du vent horizontal ; q : humidité spécifique ; sp : pression de surface ; spec zs : orographie provenant de la grande échelle ; Ts : température de surface (adapté de la documentation scientifique de Meso-NH, 2001).

les surfaces (Morcrette et al., 1989). La convection est paramétrée suivant le schéma de Kain et Fritsch (1990, 1993).

Chapitre 2

Climatologie de l'ozone troposphérique pendant la saison cyclonique

En 1990, Rodgers et al., étudiant les ajustements ondulatoires près des cyclones tropicaux à partir de simulations numériques et des données TOMS, notent une descente significative de la hauteur de la tropopause dans l'oeil et dans les régions périphériques du cyclone. Wang et al., en 1995, modélisèrent une tempête de convection profonde durant la campagne CEPEX, et d'après leurs simulations, les échanges de la 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), aboutissent, à l'issue de leur étude du cyclone de moyenne latitude, à une conclusion proche de celle de Rodgers et al., six ans plus tôt.

D'autres analyses 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 (Stenchikov et al., 1996, Poulida et al., 1996), et dans des cas de convection tropicales liées à la zone de

convergence intertropicale (ZCIT) (Crutzen et al., 1997), de cumulonimbus (Mitra, 1996). On trouve également de l'advection d'ozone stratosphérique vers la troposphère au voisinage des tempêtes de moyennes latitudes (Cooper, 2002).

Ces travaux récents ont montré que des mouvements subsidents importants mais, à une échelle de grandeur inférieure aux mouvements ascendants de grande échelle, peuvent avoir lieu et être susceptibles d'induire des échanges de la stratosphère vers la troposphère non négligeables dans les tropiques.

Cette analyse bibliographique est donc une raison pour laquelle on peut penser qu'un lien dynamique existe entre les systèmes cycloniques des latitudes tropicales et la distribution de l'ozone dans la troposphère.

Après avoir apporté quelques éléments d'ordre général sur les perturbations atmosphériques tropicales et la cyclogenèse, la variabilité de l'activité cyclonique du bassin sud-ouest de l'océan Indien sera traitée, suivie d'une étude de l'impact de l'occurrence des systèmes cycloniques sur les profils d'ozone troposphérique. A l'aide de deux bases de données, les radiosondages ozone et l'inventaire des systèmes cycloniques (tempêtes, dépressions et cyclones), nous avons pu réaliser une étude climatologique que nous présenterons dans la partie 2.2.

2.1 Perturbations tropicales et cyclogenèse

Les perturbations atmosphériques tropicales portent des noms différents en fonction de l'intensité des vents en surface moyennés sur une durée de 1, 3 ou 10 minutes. Lorsque à l'intérieur d'une masse nuageuse convective des indices de circulation cyclonique sont décelés, le système est alors désigné comme une perturbation tropicale. Une dépression tropicale apparaît si cette circulation se ferme en basse couche avec des vents inférieurs à 17 m.s⁻¹. Pour des vitesses de vent comprises entre 17 et 32 m.s⁻¹, il s'agit d'une tempête tropicale. On appelle parfois tempête tropicale forte celles où les vents soufflent à plus de

24 m.s⁻¹. Au-delà du seuil fatidique de 34 m.s⁻¹, nous sommes en présence d'un cyclone tropical, appellation donnée aux systèmes de l'Océan Indien.

Quelques critères thermodynamiques et dynamiques qui conditionnent la cyclogenèse seront cités sans trop insister car il ne s'agit pas du propos ici. Là où les dépressions des latitudes moyennes (systèmes de basses pressions avec fronts froids, chauds et occlus) tirent essentiellement leur énergie du gradient horizontal de température qui existe dans l'atmosphère, le cyclone tropical est un système de basses pressions qui tire son énergie essentiellement de l'évaporation de l'eau de mer sur cette zone de basses pressions, en présence de vents forts et de la condensation dans les nuages convectifs présents près de son centre (Holland, 1993). Structurellement, dans les cyclones tropicaux, les vents les plus forts se situent près du sol, alors que dans les dépressions des latitudes moyennes, les vents les plus forts sont près de la tropopause.

Les conditions nécessaires à la formation des phénomènes cycloniques tropicaux vont déterminer les périodes et les zones favorables à leur formation. Gray (1979) a mis en évidence, à partir d'analyses composites de certains paramètres météorologiques et océaniques, 7 critères d'ordre énergétique et dynamiques, apparaissant indispensables à la cyclogenèse tropicale.

Les critères énergétiques

- Une étendue maritime importante dont la température en surface et sur au moins 60 m de profondeur doit être supérieure à 26.5°C ; en effet ces eaux chaudes sont le carburant du système qui va y puiser son énergie.
- L'atmosphère doit présenter une instabilité convective potentielle suffisamment forte entre la surface et les couches moyennes de l'atmosphère permettant aux particules d'air de monter facilement en altitude.
- Une humidité relative en moyenne troposphère suffisamment élevée : on considère qu'une valeur minimale de 70% est nécessaire de 700 à 400 hPa environ. La saturation de

la moyenne troposphère est l'une des phases importantes dans la transformation d'une perturbation tropicale en phénomène cyclonique.

Bien que ces conditions énergétiques soient présentes de manière quasi permanente durant la saison cyclonique, cette période n'est pas marquée pour autant par une succession ininterrompue de cyclones. En effet, les perturbations cycloniques tropicales interviennent fréquemment lors de périodes actives de 2 à 3 semaines, entrecoupées de phases plus calmes de durée sensiblement égales. Ces variations résultent d'une modulation des conditions d'environnement, plus ou moins favorable à la cyclogenèse. Des contraintes dynamiques font alors leur apparition.

Les critères dynamiques

- Une latitude supérieure à 5 ou 6° afin que le mouvement tourbillonnaire puisse s'amorcer. Ce critère est en réalité une nécessité mécanique primordiale. Les courants d'air ascendants au cœur du système vont abaisser la pression atmosphérique en surface, mais il n'y aura de dépression pouvant se creuser que si le système ne se situe pas trop près de l'équateur.
- Le cisaillement vertical du vent doit rester faible à modéré de la surface aux couches élevées ; une valeur inférieure à 10 m.s⁻¹ de la surface au niveau 100 hPa est admise (De Maria et al., 1993).
- Une divergence au niveau des couches supérieures de la troposphère. Cette divergence d'altitude permet au flux vertical de s'échapper et est nécessaire à l'entretien du système.

Les premières conditions réunies, les nuages se développent, s'agglomèrent et un courant d'air ascendant se met en place. Cette ascendance généralisée provoque une baisse de pression au niveau de la surface de la mer, et une hausse de pression au niveau des sommets des nuages les plus développés, au sommet de la troposphère (" effet de cheminée "). C'est la naissance d'une dépression de surface qui ne se creuse que si, en

altitude, les particules d'air qui montent et affluent peuvent s'échapper : divergence de haute altitude.

Enfin, un cyclone tropical ne se forme jamais spontanément. Il faut, à l'origine, qu'une zone perturbée préexiste : amas nuageux, lignes de grains ou onde tropicale, présentant un tourbillon relatif des basses couches positif (potentialité de cyclogenèse). C'est cette perturbation initiale qui en se creusant devient dépression, tempête, puis cyclone tropical (Frank, 1987 ; Chan et Kwok, 1999).

D'après les chiffres fournis par les statistiques disponibles depuis une vingtaine d'années, 80 à 85 phénomènes cycloniques sont dénombrés en moyenne chaque année. Ils sont tous localisés à des latitudes supérieures à 5° nord ou sud et 87% d'entre eux évoluent dans les zones tropicales, soit des latitudes inférieures à 20°.

L'hémisphère nord demeure largement majoritaire, en raison de l'absence de cyclogenèse sur l'Atlantique Sud et le Pacifique Sud-Est. Le nombre de cyclones fluctue d'année en année, avec un écart-type d'environ 10% pour le nombre total. Cependant, il existe de fortes variabilités interannuelles (15 à 70%) lorsque l'on considère les bassins océaniques de manière individuelle. L'activité cyclonique est plus fluctuante sur le nord de l'Océan Indien, le sud-ouest du Pacifique et l'Atlantique que sur le Pacifique Nord-Ouest et le sud-ouest de l'Océan Indien qui nous intéresse plus particulièrement. Des phénomènes pluriannuels, comme l'ENSO (El Nino Southern Oscillation) pour l'océan et la troposphère tropicale et la QBO (Quasi Biennale Oscillation) pour la basse stratosphère, influent aussi sur l'occurrence des cyclones (Gray, 1979 ; McBride, 1995).

2.2 Activité cyclonique du Sud-Ouest de l'océan Indien

Notre étude climatologique concerne le bassin cyclonique du Sud-Ouest de l'océan Indien dont le Centre des Cyclones Tropicaux de La Réunion est chargé de la surveillance. La délimitation géographique de ce bassin est portée sur la figure 2.1.

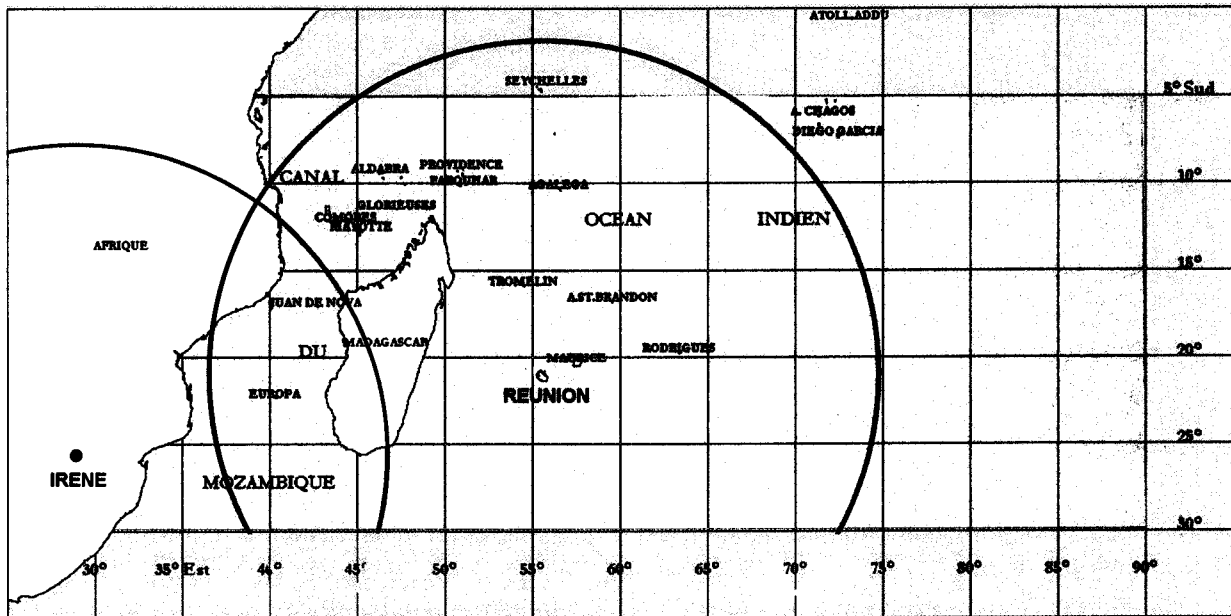


Figure 2.1 : Bassin cyclonique du Sud-Ouest de l'océan Indien en jaune. L'échantillonnage des systèmes cycloniques en vue de l'étude climatologique sera réalisé dans la zone géographique définie dans un rayon de 2000 km autour de La Réunion (cercle noir) et d'Irène (cercle gris).

L'aspect de la variabilité interannuelle de l'activité cyclonique dans le bassin Sud-Ouest de l'océan Indien est illustré par les figures 2.2 et 2.3.

La première représente l'évolution du nombre de tempêtes, dépressions et cyclones au cours des douze saisons cycloniques 1992/1993 à 2003/2004, chaque saison s'étendant du 1^{er} août au 31 juillet de l'année suivante. Remarquons que les saisons 92/93, 96/97 et 93/94 détiennent le record d'activité de cette dernière décennie, avec 14 et 15 tempêtes, dépressions et cyclones respectivement. En 97/98, 98/99 et 00/01, seulement 8 systèmes ont été observés dans la zone. Il arrive que plusieurs saisons actives se suivent, comme ce fut le cas entre 92/93 et 96/97 avec une activité égale ou supérieur à la moyenne de 11 systèmes par saison cyclonique. Le même type de raisonnement mène à considérer que les

saisons allant de 97/98 à 01/02 ont eu une activité inférieure ou égale à la moyenne de 1992 à 2004.

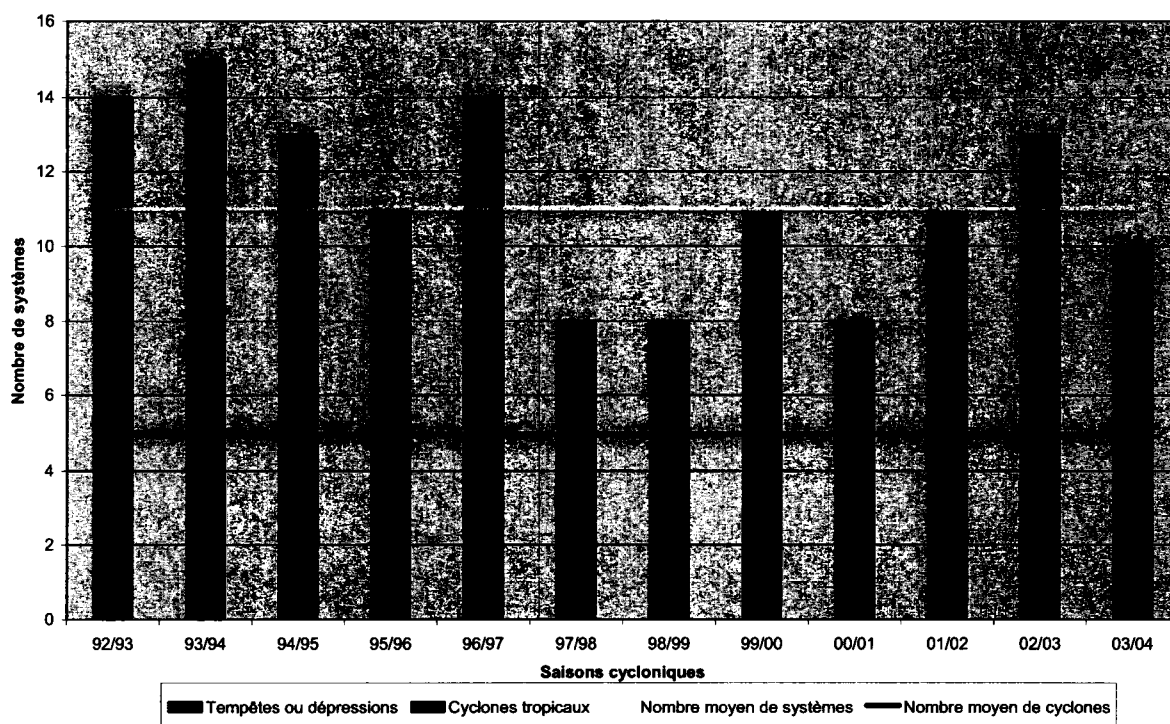


Figure 2.2 : *Variation interannuelle du nombre de tempêtes, dépressions et cyclones dans le Sud-Ouest de l’océan Indien au cours des saisons cycloniques allant de 1992/1993 à 2003/2004. La moyenne sur ces douze années est de 11 systèmes et de 5 cyclones par saison cyclonique.*

La variation saisonnière de l’activité cyclonique est également visible sur la figure 2.3 où a été porté l’évolution du nombre de jours d’activité au cours de la même période. Là encore, l’ensemble des cyclones, dépressions et tempêtes qui ont été observés dans le Sud-Ouest de l’océan Indien au cours de la période 1992-2004 sont pris en compte. Pour chaque saison, on compte ici le nombre total de jours où au moins une dépression, tempête ou un cyclone a été observé dans la zone. Les jours d’activité ont été cumulés, c’est à dire que s’il y a deux systèmes sur la zone le même jour, ils comptent pour deux jours d’activité. Si l’on compare cette figure à la précédente, on observe des similitudes, mais aussi des différences. Ainsi, alors que les saisons 92/93 et 95/96 apparaissent actives au regard du nombre de perturbations, le nombre de jours d’activité respectivement de 92 et 100 jours est inférieur à la moyenne de 117 jours par saison cyclonique. Cette

contradiction apparente s'explique au premier abord par la durée de vie relativement courte des perturbations concernées (du moins au stade de dépression et tempête), et par le fait que plusieurs systèmes aient été observés simultanément.

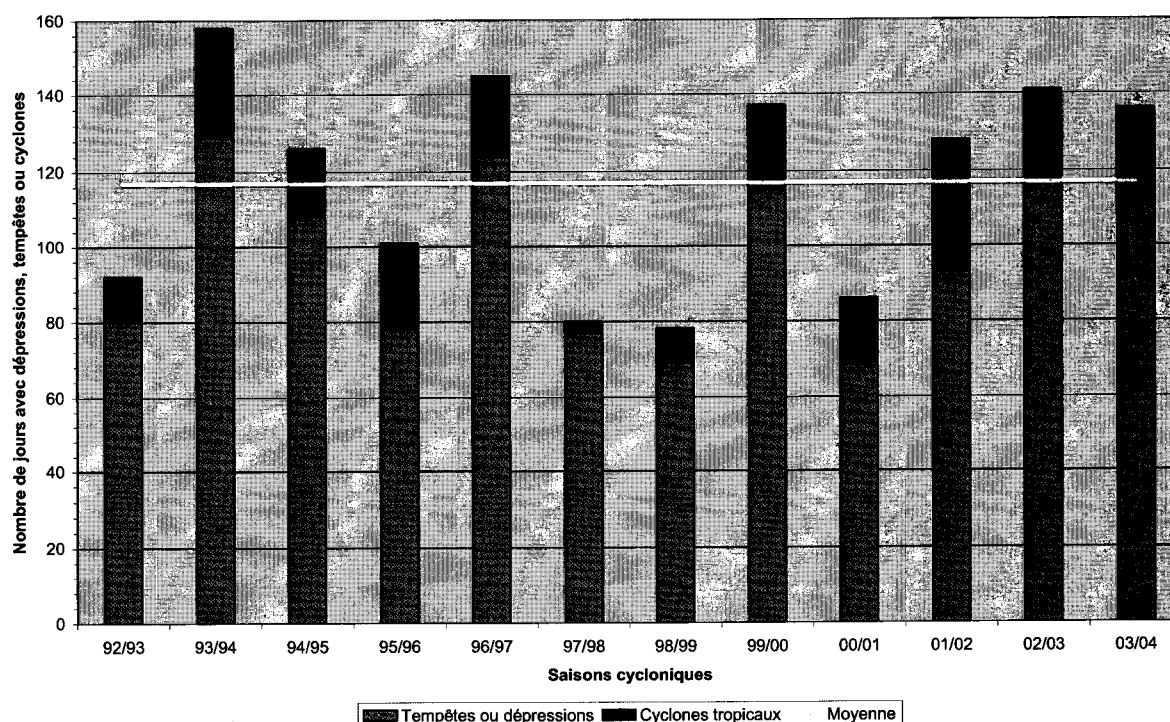


Figure 2.3 : Variation interannuelle du nombre de jours d'activité dans le Sud-Ouest de l'océan Indien au cours des saisons cycloniques allant de 1992/1993 à 2003/2004. La moyenne sur ces douze années est de 117 jours d'activité cyclonique par saison.

Le choix de la période pour l'échantillonnage des systèmes cycloniques en vue de la climatologie de l'ozone est un critère important. Nous remarquons d'après la figure 2.4 représentant la répartition saisonnière des cyclogenèses dans le Sud-Ouest de l'océan Indien des saisons cycloniques allant de 92/93 à 03/04 que 89% de l'activité tropicale est regroupée de novembre à avril. Cette période définit la saison cyclonique officielle bien que quelques systèmes naissent en dehors de cette période. Janvier et février concentrent à eux deux plus de la moitié de l'activité (52%). Cette concentration est encore plus nette pour les cyclones, puisque 54% d'entre eux naissent en janvier et février.

Si les cyclones se forment généralement de novembre à avril (95% des cas), il arrive que certaines tempêtes ou dépressions apparaissent déjà au mois d'août, ou plus tardivement au mois de mai.

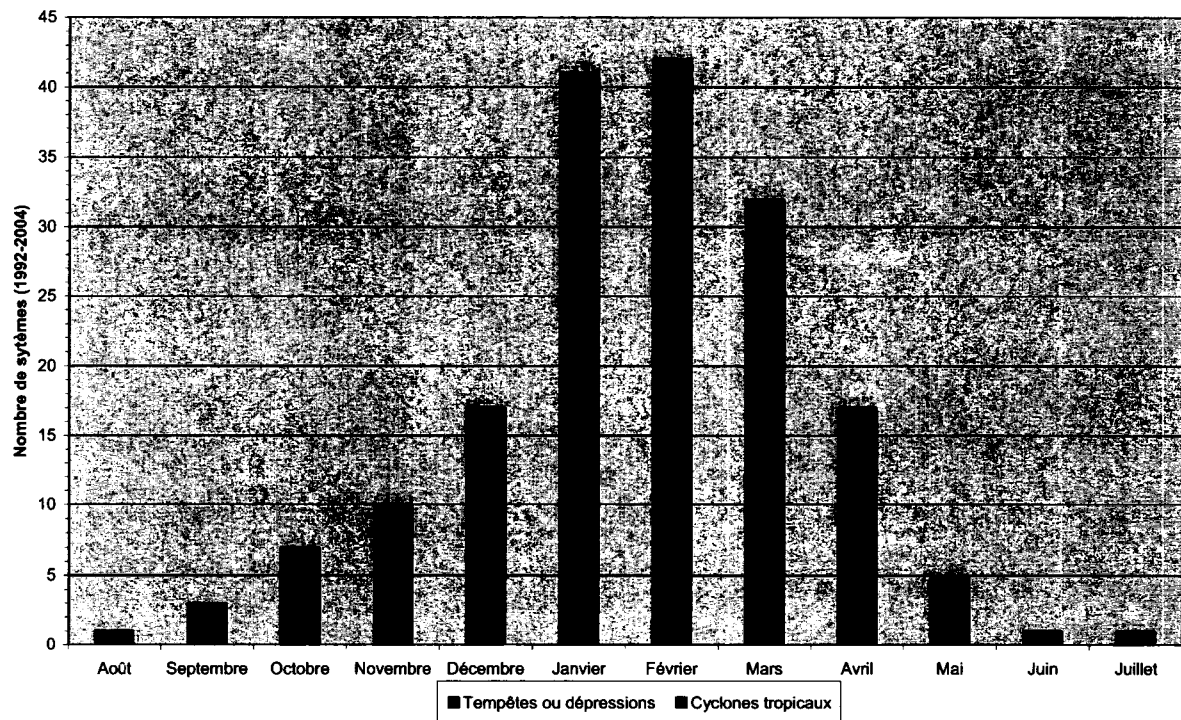


Figure 2.4 : Répartition saisonnière des cyclogenèses dans le Sud-Ouest de l’océan Indien des saisons cycloniques 1992/1993 à 2003/2004.

Nous retiendrons qu’entre 1992 et 2004, 136 perturbations ont été observées (61 cyclones et 75 tempêtes et dépressions confondues) dont neuf perturbations sur dix naissent entre novembre et avril. L’échantillonnage des systèmes dans l’étude climatologique portera donc sur cette période.

2.3 Les systèmes dépressionnaires tropicaux : effets sur les profils moyens d'ozone

2.3.1 Méthodologie

Les données de radiosondages et les archives du Centre des Cyclones Tropicaux de La Réunion, ont permis de réaliser une étude climatologique sur deux sites de mesure que sont La Réunion et Irène.

Comme décrit dans l'introduction, La Réunion en bordure sud de la zone tropicale est bien située pour l'étude des échanges liés à la convection tropicale en été, avec la descente de la zone de convergence intertropicale.

Le site d'Irène en Afrique du Sud qui se trouve plus dans les subtropiques à 25.5°S subit moins l'influence de la zone de convergence intertropicale en été. De plus, la situation géographique d'Irène est différente. Le site est situé au milieu des terres, soumis à un climat continental et à une altitude de 1523m.

Le choix de la zone géographique définie dans un rayon de 2000 km autour de chaque site est un est basé sur le fait que nous supposons qu'au-delà du seuil de 2000 km, par rapport au site de mesures, l'influence de tels systèmes convectifs est peu significative. Cette dimension est bien supérieure à la dimension des systèmes dépressionnaires même les plus intenses.

Le nombre de systèmes de chaque saison cyclonique est donc réduit par ce critère. Entre 1992 et 2004, en considérant le nombre de perturbations uniquement à l'intérieur de cette délimitation géographique, celui-ci passe de 136 à 112 autour de La Réunion.

L'adéquation entre les bases de données de radiosondages et les observations des perturbations pose un problème. Les profils d'ozone pour Irène n'ont été disponibles qu'à partir de 1998, d'où une réduction de l'étude climatologique de 6 saisons cycloniques par rapport à La Réunion. Entre 1998 et 2004, 19 perturbations sont observées dans la zone géographique de 2000 km autour d'Irène qui est en fait la partie sud du Canal du

Mozambique. Sept de ces perturbations pénètrent plus ou moins à l'intérieur des terres africaines.

L'inventaire des profils d'ozone se fait de la manière suivante. Tous les profils mesurés pendant la période choisie, de Novembre à Avril, entre 1992 et 2004 pour La Réunion et entre 1998 et 2004 pour Irène seront moyennés pour définir le profil global (GP) de la saison cyclonique. Deux classes de profils sont ensuite distinguées : cycloniques (CP), non cycloniques (NCP). Le profil moyen CP est calculé en utilisant des radiosondages lâchés durant la période active d'un système cyclonique à l'intérieur d'un rayon de 2000 km autour des deux sites. Le profil moyen NCP est calculé en utilisant des radiosondages lâchés sans aucun système cyclonique dans la zone.

Le tableau 2.1 présente le recensement des profils utilisés et du nombre de systèmes cycloniques pour les deux sites comparés. De 1992 à 2004, 94 profils ont été obtenus à La Réunion durant la saison cyclonique ; 59 de ces profils sont cycloniques et 35 sont non cycloniques. De 1998 à 2004, 41 profils ont été obtenus à Irène durant la saison cyclonique ; 12 de ces profils sont cycloniques et 29 sont non cycloniques.

	Réunion (1992 - 2004)	Irène (1998 - 2004)
Nombre de systèmes cycloniques	112	19
Profils cycloniques (CP)	59	12
Profils non cycloniques (NCP)	35	29

Tableau 2.1 : Récapitulatif du nombre de profils d'ozone recensés pendant la saison cyclonique de 1992 à 2004 à La Réunion et entre 1998 et 2004 à Irène. Nombre de systèmes cycloniques (tempêtes, dépressions et cyclones confondus) dans un rayon de 2000 km autour des deux sites.

2.3.2 Résultats

L'ensemble des trois profils moyens concernant le site d'Irène est porté sur la figure 2.5.

Les écarts relatifs entre les profils non cyclonique et cyclonique varient entre 0 et +40% dans l'intervalle d'altitude allant de 1 à 6 km, alors que les écarts relatifs entre les profils

cyclonique et global varient entre 0 et -20% dans ce même intervalle. La composante cyclonique a donc tendance à diminuer le profil global de la saison cyclonique alors que le profil non cyclonique lui est supérieur sur les 6 premiers kilomètres de la troposphère. Ce résultat pourrait s'expliquer par une influence maritime plus importante en période cyclonique. Les systèmes dépressionnaires qui naissent dans le canal du Mozambique peuvent intensifier les circulations d'est en basses couches, et ainsi augmenter le transport de masses d'air de la couche limite marine pauvres en ozone vers les terres de l'Afrique de l'est. Au dessus, l'influence des systèmes cycloniques sur les profils moyens d'ozone au dessus d'Irène n'est pas clairement perceptible.

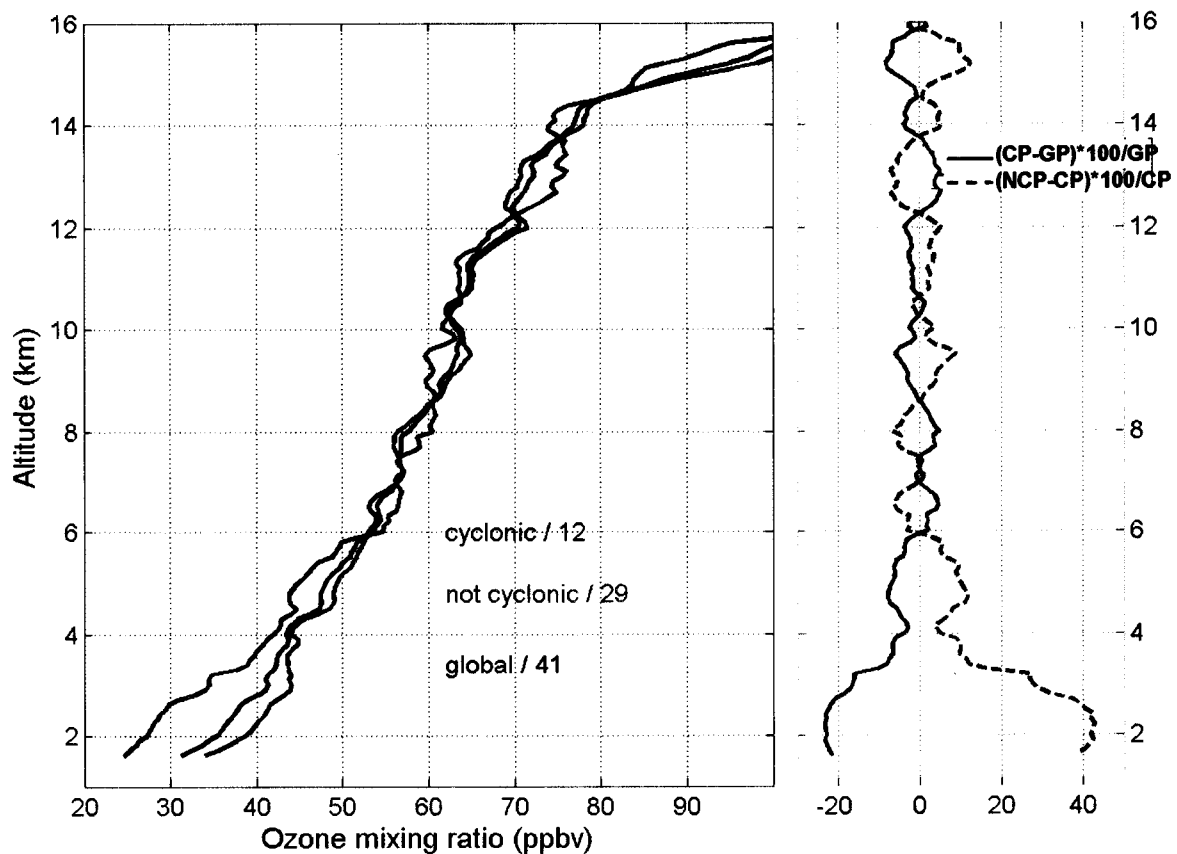


Figure 2.5 : (a) Profils moyens du rapport de mélange en ozone entre Novembre et Avril, depuis 1998 jusqu'à 2004, au-dessus d'Irène : profil moyen « cyclonique » (rouge), profil moyen « non cyclonique » (vert) et profil moyen « global » (noir). Le nombre de profils utilisés pour chaque classe est indiqué sur la figure. (b) Ecart relatif entre le profil cyclonique et le profil global (trait épais), ainsi qu'entre le profil non cyclonique et le profil cyclonique.

La figure 2.6 présente les trois profils moyennés pour le site de La Réunion. Les écarts relatifs entre le profil cyclonique et le profil global, ainsi qu'entre le profil cyclonique et le profil non cyclonique y figurent également.

Au regard de l'allure de ces profils moyens, deux enseignements importants peuvent être retirés. D'une part, le profil cyclonique est entre 0 et 5% plus important que le profil global dans la tranche d'altitude allant de 3.5 km à 11.5 km et entre -5% et 0 moins important au-dessus de 11.5 km. D'autre part, le profil cyclonique est entre 0 et 20% (resp. -15% à 0%) plus important (resp. plus faible) que le profil non cyclonique entre 3.5 km et 11.5 km (resp. au-dessus de 11.5 km).

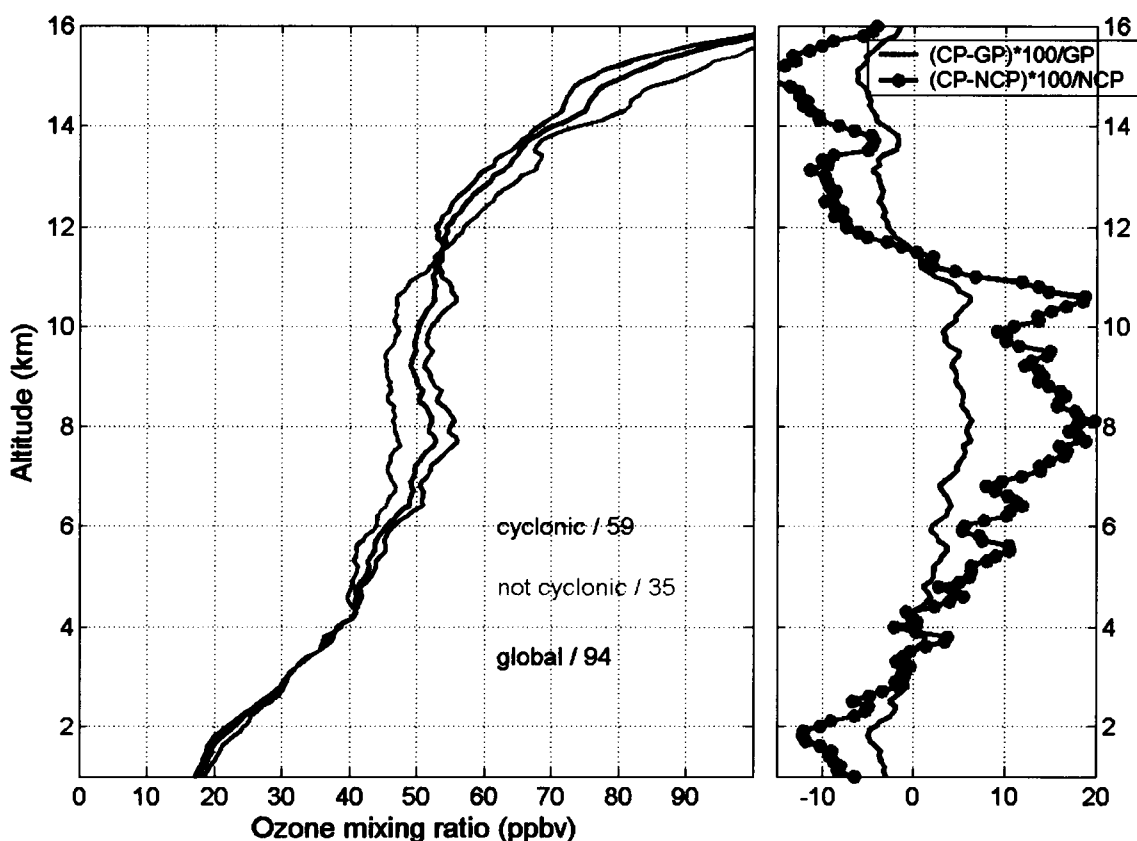


Figure 2.6 : (a) Profils moyens du rapport de mélange en ozone entre Novembre et Avril, depuis 1992 jusqu'à 2004, au-dessus de La Réunion : profil moyen "cyclonique" (rouge), profil moyen "non cyclonique" (vert) et profil moyen « global » (noir). Le nombre de profils utilisés pour chaque classe est indiqué sur la figure. (b) Ecart relatif entre le profil cyclonique et le profil global (trait épais), ainsi qu'entre le profil cyclonique et le profil non cyclonique.

Il apparaît donc clairement que l'influence des occurrences d'évènements cycloniques sur l'ozone troposphérique est beaucoup moins structurée et perceptible pour le site d'Irène par comparaison à La Réunion. Ceci s'explique du fait que, quand bien même entre 1998 et 2004, 19 systèmes dépressionnaires seulement dont 12 cyclones tropicaux ont été dénombrés dans le Canal du Mozambique, Irène, trop loin des côtes subit moins l'influence de ces systèmes. Les trajectoires de 112 systèmes parmi 136 au total dans le bassin cyclonique du sud-ouest de l'océan indien ont été recensées dans les 2000km autour de La Réunion. Ce site océanique est donc potentiellement sous l'influence directe de ces systèmes.

La différence de position géographique entre La Réunion et Irène explique donc cette influence beaucoup moins visible pour Irène. La structure du profil global d'ozone à Irène est d'ailleurs beaucoup plus proche des profils des moyennes latitudes.

L'approche climatologique que nous avons effectué en distinguant les profils cycloniques des non cycloniques souligne deux effets des systèmes cycloniques sur les profils d'ozone. Les résultats montrés sont concordants avec des apports d'ozone en moyenne troposphère et une diminution d'ozone en haute troposphère qui pourraient être expliqués respectivement par des transferts d'ozone depuis la stratosphère et un soulèvement de masses d'air pauvres en ozone depuis la couche limite.

Il en vient que l'occurrence fréquente des systèmes convectifs (tempêtes, dépressions et cyclones tropicaux) influe de manière double sur la climatologie de l'ozone troposphérique.

En conséquence de la variabilité interannuelle de l'activité cyclonique montrée dans la première partie de ce chapitre va dépendre la variabilité de cette double influence sur l'ozone pendant la saison cyclonique, modulée par le nombre de systèmes dépressionnaires et le nombre de jours d'activité.

La question essentielle concerne à présent la compréhension, d'un point de vue dynamique, de cette structure des profils d'ozone climatologiques à deux étages.

Chapitre 3

Signatures de transport stratosphère – troposphère en bordure de systèmes convectifs en région subtropicale

Après l'étude du cas Marlène, il est important de savoir d'une part si ce type d'évènement d'échange stratosphère-troposphère est isolé et d'autre part de vérifier si les mécanismes dynamiques mis en jeu se reproduisent à l'identique. L'étude climatologique du second chapitre a mis en évidence deux effets sur le profil moyen d'ozone troposphérique pendant la saison cyclonique. L'analyse dynamique doit confirmer cela.

Grâce à des campagnes de mesure spécifiques, et dans le but de documenter davantage les échanges près d'évènements convectifs, plusieurs cas d'augmentation d'ozone troposphérique près de zones convectives ont été identifiés en exploitant la base de données de 13 ans de radiosondages et les données du lidar ozone troposphérique.

Le cas d'étude lié au système Guillaume porte sur deux situations météorologiques complémentaires, une situation lorsque Guillaume n'est qu'un système cyclonique en formation (dépression), l'autre situation correspondant au stade mature du cyclone

Guillaume. En seconde partie de ce chapitre, nous exposerons un second cas d'étude qui a été observé à Irène et qui viendra enrichir la question de l'augmentation de l'ozone troposphérique liée à la convection tropicale. Dans ces trois situations, l'occasion d'examiner la variabilité des signatures des mécanismes d'échanges dynamiques nous est donnée à travers une forte interaction entre les dynamiques de la convection, du système jet-front et des ondes de Rossby induisant des échanges stratosphère – troposphère.

La méthodologie mise en oeuvre afin d'exploiter ces deux cas d'étude se déroulera de la façon suivante. L'originalité des situations synoptiques qui a été un critère dans le choix de ces cas d'étude est décrite par des images satellites. Nous ferons ensuite une analyse des observations in-situ afin de mettre en évidence les signatures qui s'apparentent à des échanges dynamiques. A partir des grandeurs mesurées par radiosondage, nous cherchons des valeurs constantes de température potentielle humide afin de vérifier la cohérence des couches enrichies identifiées sur l'ozone et l'humidité relative. L'analyse trajectographique réalisée avec le code de dispersion de particules FLEXPART donnera l'évolution temporelle des masses d'air enrichies en ozone. Enfin, les champs dynamiques issus des analyses ECMWF viendront corroborer les observations et alimenter la discussion sur ces cas d'étude.

3.1 Système Guillaume, février 2002 : couplage entre la circulation le long du jet subtropical et son interaction avec la convection

3.1.1 Situation synoptique

Le contexte synoptique de ce premier cas d'étude est caractérisé par la présence dans l'Océan Indien durant la seconde moitié du mois de Février 2002 du système cyclonique Guillaume.

Le cyclone tropical Guillaume s'est développé le 14 Février 2002 à 12 TU à l'est de Madagascar et s'est dirigé initialement dans une direction nord-est puis est au fur et à mesure de son intensification, avant de subir une déviation plein sud à cause de la

présence d'un anticyclone de moyenne altitude au nord-est. Guillaume a atteint son intensité maximale (vents moyens sur 10 minutes de 215 km/h avec des rafales à 260 km/h) le 19 Février passant à 350 km des côtes de La Réunion (Fig. 3.1 ; https://metoc.npmoc.navy.mil/jtwc/atcr/2002atcr/ch2/chap2_page20.html)

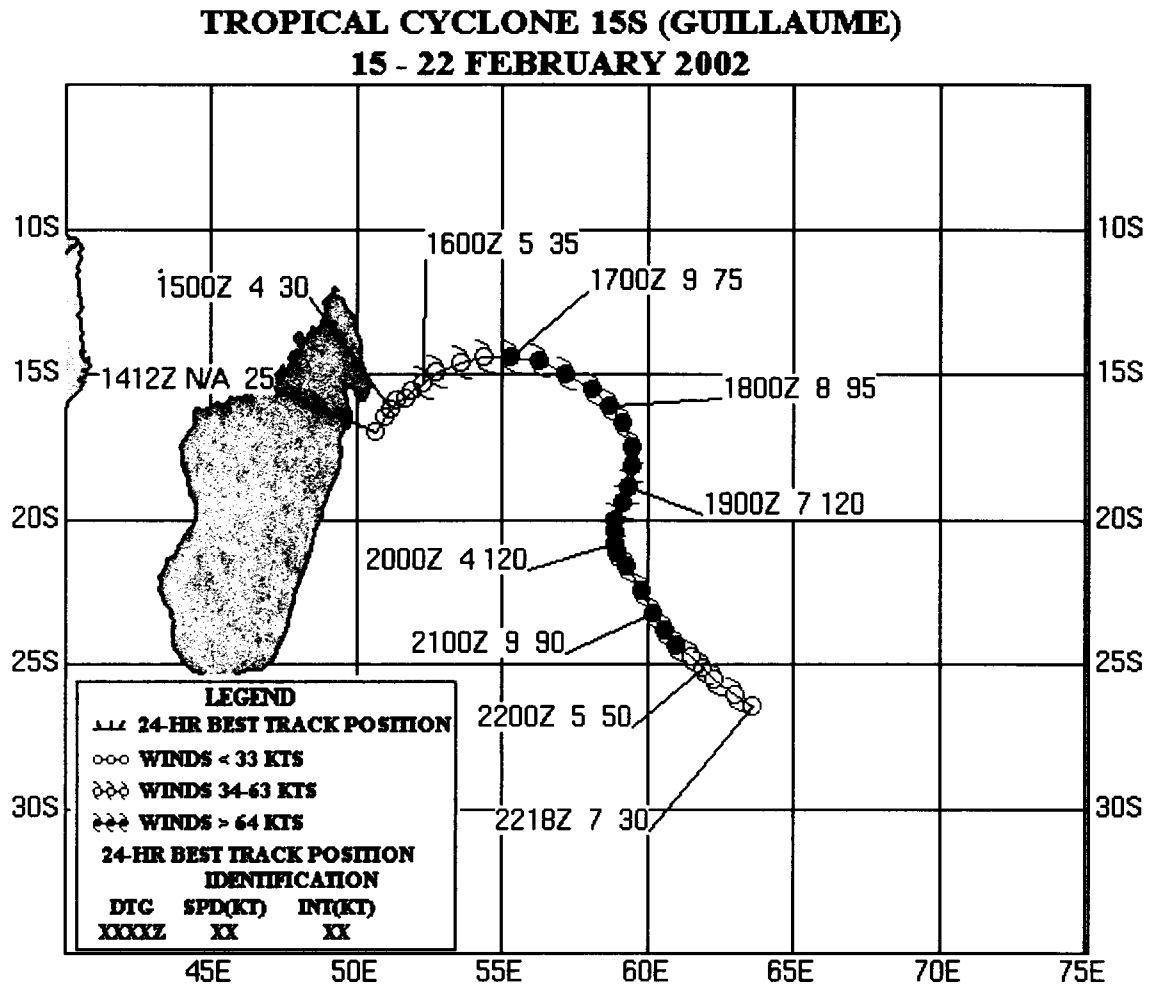


Figure 3.1 : Trajectoire du cyclone tropical Guillaume du 14 au 22 Février 2002 d'après le Naval Pacific Meteorology and Oceanography Center / Joint Typhoon Warning Center (NPMOC / JTWC) De gauche à droite sont assignées les date, vitesse de déplacement du système et vitesse maximale des vents de surface en knots. (https://metoc.npmoc.navy.mil/jtwc/atcr/2002atcr/ch2/chap2_page20.html).

Les images provenant de Meteosat-5 sont utiles à la compréhension de la situation dynamique (Fig. 3.2). Le 15 Février, Guillaume est une zone convective sans oeil

apparent, et détaché de la zone de convergence intertropicale. Le centre est localisé à 16°S, 52°E soit à 750 km au Nord-Ouest de La Réunion.

Quatre jours plus tard, alors que la frontière sud de la ZCIT est remontée plus au Nord, le système Guillaume, qui n'est alors que dépression tropicale, se renforce et devient cyclone. Il est localisé à 18°S, 59°E, soit à 350 km au Nord-Est de La Réunion.

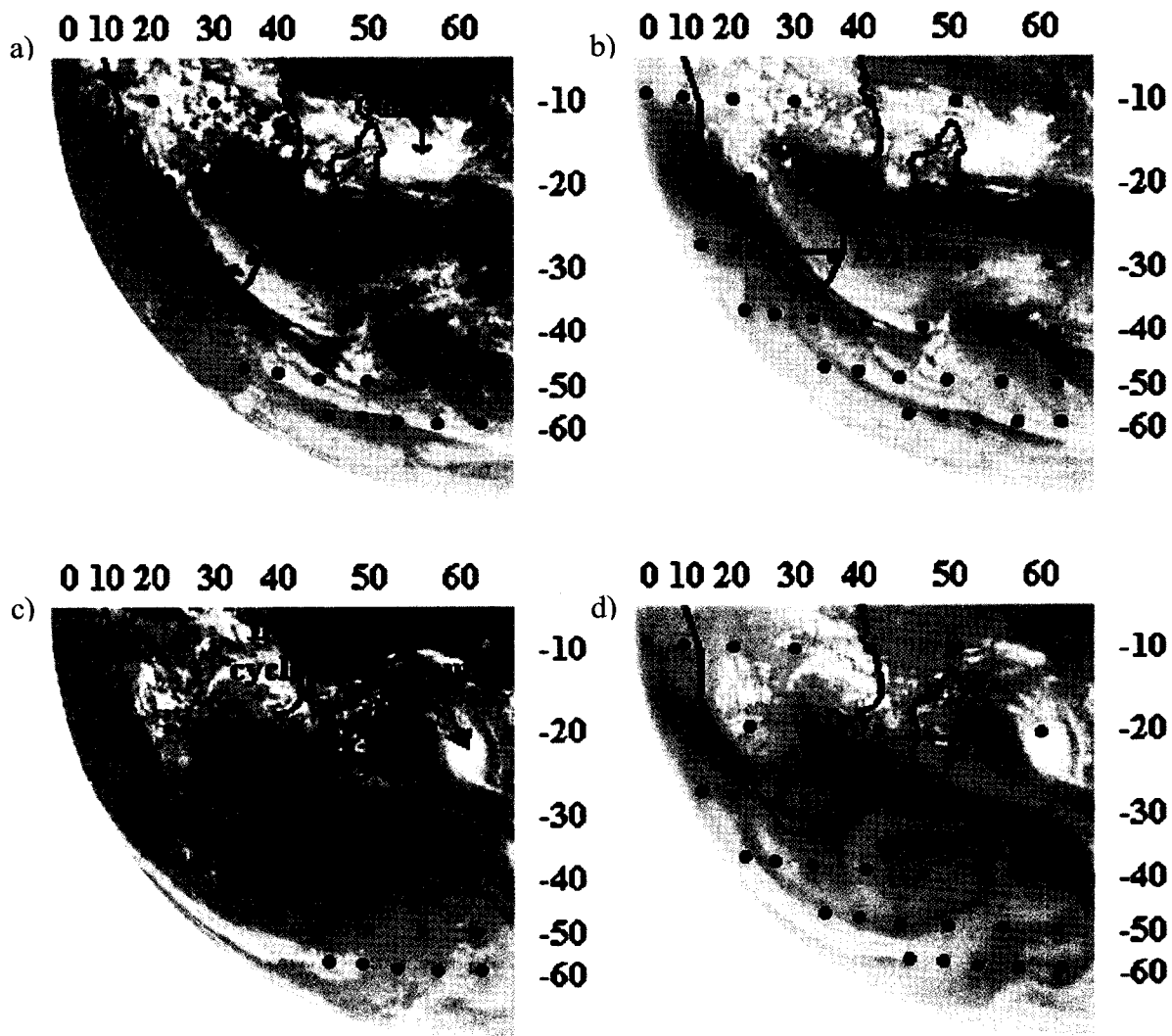


Figure 3.2 : Images *Meteosat-5* le 15 Février 2002 (a-b) et le 19 (c-d) à 1200 TU dans les canaux infrarouge (a-c) et vapeur d'eau (b-d).

D'autre part, un front d'altitude est visible sur l'image infrarouge, à approximativement 2000 km de La Réunion, dans la direction Sud-Ouest. Deux zones sèches sont également

identifiables sur les images vapeur d'eau des 15 et 19 Février, une à l'ouest du front et l'autre à la bordure de Guillaume.

La figure 3.3 est en fait une figure composite obtenue à partir de deux satellites, Meteosat 5 satellite géostationnaire et TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission), satellite à orbites défilantes.

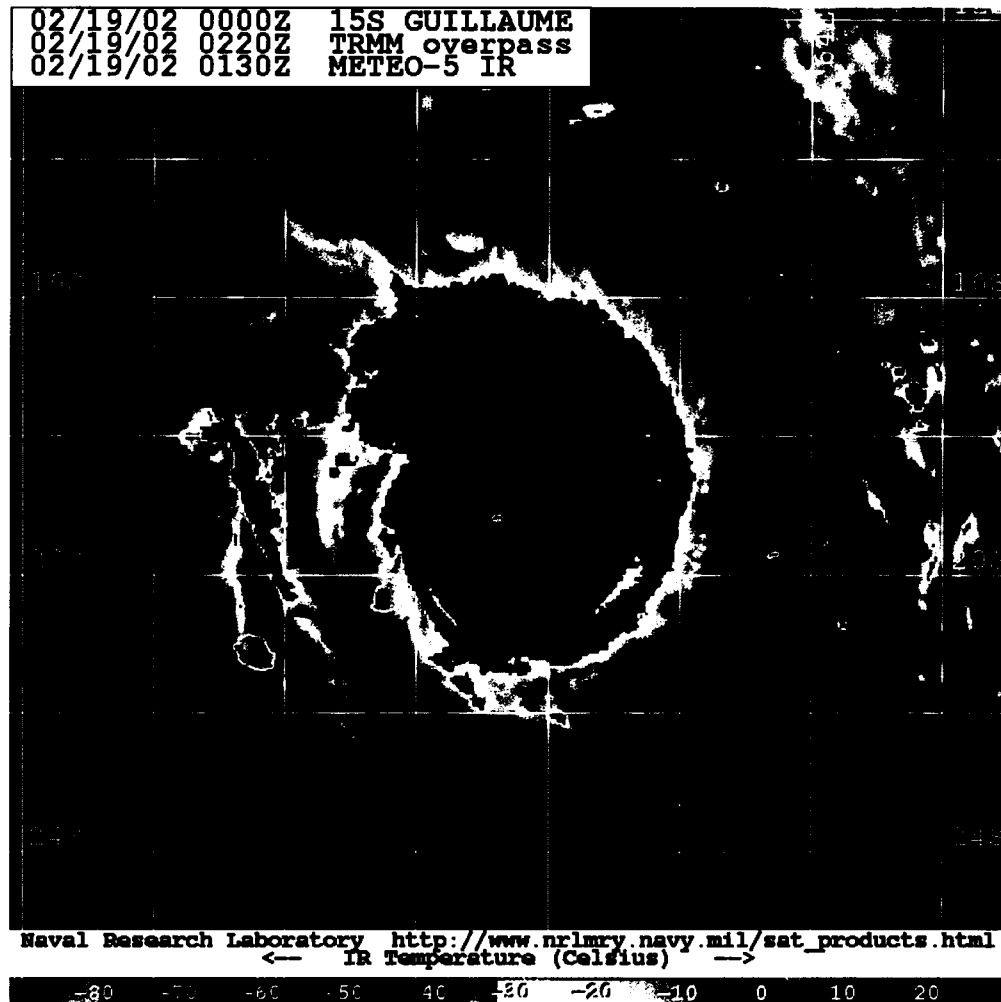


Figure 3.3 : *Détail des structures nuageuses et température du sommet des nuages du cyclone Tropical Guillaume le 19 Février 2002 (image composite TRMM /Meteosat-5). http://www.nrlmry.navy.mil/sat_products.html.*

Un filtre permet de détecter la présence de région nuageuse et d'en détailler la structure fine, mais ne donne pas d'information sur le type de nuage. Des algorithmes permettent

de remonter, d'après les températures de brillance des canaux de TRMM, à la température du sommet des nuages.

Cette image nous permet de constater l'importance de ce cyclone, de part la large extension nuageuse qui lui est associée, et dont le diamètre est supérieur à 1000 km

Les parties convectives les plus actives du cyclone ont des températures de -70°C , à approximativement 15 km d'altitude. Cela suggère que les nuages de convection profonde associés au cyclone ont connu un fort développement vertical.

Le 19 Février 2002, La Réunion est située dans la zone nuageuse associée au cyclone, sous des nuages ayant autour de 30°C de température au sommet, ce qui équivaut approximativement à 9 km d'altitude.

3.1.2 Observations in-situ et identification des couches enrichies en ozone

Grâce à une campagne de mesures additionnelle, deux radiosondages ont été effectués à La Réunion pendant la présence du système Guillaume dans le contexte synoptique. Nous décrivons dans cette partie l'évolution des profils d'ozone, de température et d'humidité relative entre le moment où le système Guillaume est une dépression relativement jeune (un jour depuis la genèse) et le moment où le système est beaucoup plus mature (cyclone).

La figure 3.4 regroupe les profils d'ozone, de température et d'humidité relative obtenus le 15 et le 19 Février 2002 durant le développement de Guillaume ainsi que le profil climatologique du mois de février obtenu à partir de 19 profils depuis 1992.

Le profil du 15 Février ne présente pas de pic d'ozone intense mais une large concentration dans toute la haute troposphère (600 à 220 hPa). Entre 350 et 150 hPa, le rapport de mélange en ozone reste constant près de 70 ppbv, soit approximativement 20 ppbv au-dessus du profil climatologique. Ceci correspond à la limite supérieure de la variabilité en Février. L'ozonopause (autour de 150hPa, 15km), indiquée par un fort gradient vertical (25 ppbv/km à 15 km), est basse et 2 km en dessous de la tropopause thermique (-80°C à 17 km). Le fait que l'ozonopause soit en dessous de la tropopause thermique (hauteur à laquelle le gradient vertical de température augmente d'une valeur

troposphérique, $-6^{\circ}\text{C}/\text{km}$, à une valeur stratosphérique, $+3^{\circ}\text{C}/\text{km}$) signifie que de l'ozone se trouve en quantité significative dans la haute troposphère tropicale, sous la tropopause. Cette situation est parfois observée aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord (Bethan et al., 1996), et définit le concept de Tropical Tropopause Layer (TTL), décrit en introduction.

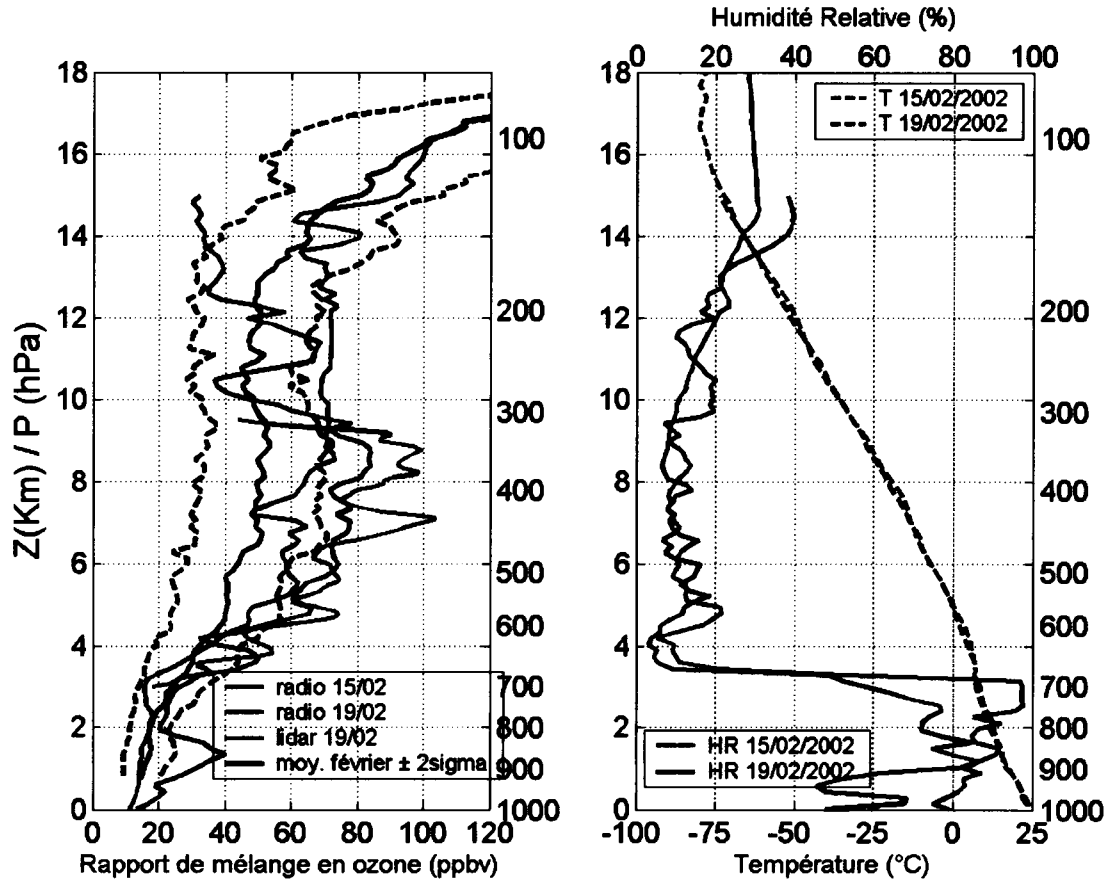


Figure 3.4 : (a) Profils du rapport de mélange en ozone obtenus par radiosondage le 15 Février 2002 à 15 : 30 TU (bleu), le 19 Février 2002 à 13 : 00TU (rouge) et par lidar entre 16 : 15 et 16 : 50 TU (vert) au-dessus de La Réunion. Le profil climatologique a aussi été placé (noir) ainsi que sa variabilité correspondant à un écart-type (noir tireté). (b) Profils d'humidité relative et de température.

De fortes valeurs d'humidité relative sont présentes dans les basses couches (plus de 80% entre 0 et 3.5 km). La troposphère libre est très sèche (moins de 20% jusqu'à 12.5 km). Néanmoins, les mesures d'humidité dans la haute troposphère ne sont qu'indicatives, à cause de la précision et de l'efficacité du capteur qui diminuent avec l'altitude.

Les deux profils du 19 Février sont caractérisés par un pic d'ozone à 350 hPa (83 ppbv sur le radiosondage et 100 ppbv sur le profil lidar). Ce pic est compris dans une couche enrichie en ozone plus large en dessous (600 à 350 hPa). Une anomalie négative d'ozone est observée plus haut (moins de 40 ppbv à 275 hPa). L'ozonopause est, ici, plus haute que sur le profil du 15 Février. Cette configuration a déjà été observée quand les mouvements verticaux ascendants affectent la TTL par un forçage dû à la convection profonde. La mesure d'ozone à partir du lidar a été effectuée 3 heures après le moment du radiosondage. La limite supérieure du profil est seulement à 10 km, à cause des mauvaises conditions météorologiques durant la saison cyclonique (nuages fréquents et humidité importante). Dans la tranche d'altitude du lidar (3-10 km), les profils radiosondage et lidar présentent la même structure, avec cependant des pics plus importants sur le profil lidar.

Le profil d'humidité du 19 Février est très ressemblant à celui enregistré le 15, avec une couche limite légèrement plus sèche (50 à 85% entre 0 et 3.5 km).

Le fait d'avoir, à deux instants différents, à la fois les profils d'ozone, de température et d'humidité relative nous donne l'opportunité de caractériser l'évolution des profils de température potentielle humide (θ_w) (Fig. 3.5) et des couches enrichies en ozone.

Entre 6 et 12 km, les profils de θ_w permettent de distinguer deux différentes couches : une entre 7.5 et 8.5 km caractérisée par une valeur constante de θ_w (293.8K) et correspondant à un rapport de mélange en ozone de 60 ppbv le 15 Février. Une seconde couche est visible entre 9 et 11 km, aussi caractérisée par une valeur constante de θ_w (294.7K) et correspondant à 70 ppbv en ozone. Entre le 15 et le 19, θ_w décroît dans la couche comprise entre 7.5 et 8.5 km alors que l'ozone augmente (60ppbv \rightarrow 80ppbv). Au contraire, dans la couche de 9 à 11 km, θ_w croît entre le 15 et le 19 alors que le rapport de mélange en ozone diminue de 70ppbv à moins de 60ppbv. Ces résultats sont consistants avec une origine dans la haute troposphère pour la couche 7.5 – 8.5km (plus haute stabilité) et dans la basse troposphère pour la couche 9 – 11 km (moins stable).

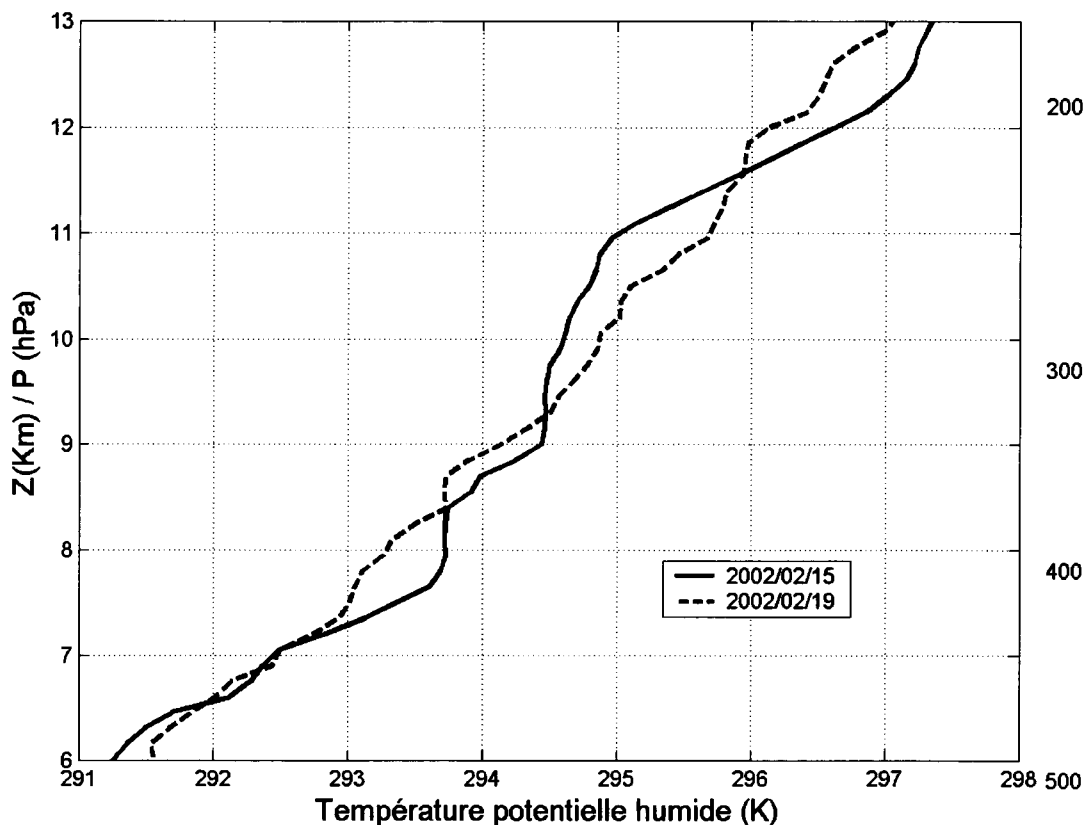


Figure 3.5 : Profils de température potentielle humide (K) les 15 et 19 Février 2002 à La Réunion.

3.1.3 Evolution temporelle des masses d'air

Afin de retracer l'historique des particules enrichies en ozone de ce cas d'étude, nous avons effectué des calculs de rétrotrajectoires. L'analyse trajectographique des masses d'air arrivant à La Réunion concernera la couche allant de 7 à 9 km d'altitude. Pour chaque simulation, le nombre de particules lâchées utilisé est de 2000 et FLEXPART identifie cinq clusters de rétrotrajectoires qui nous permettront de caractériser celle la plus probable pour les couches allant de 7 à 9 km par pas de 500 m pour les 15 et 19 Février. Sur les figures 3.6 , 3.7, 3.8 et 3.9, la taille des clusters est proportionnelle au nombre de particules, ceci nous donnera une indication sur les clusters les plus représentatifs. La position des clusters est donnée toutes les 24 heures, un symbole caractérisant une échéance précise et l'échelle de couleur nous renseigne sur l'altitude des cinq clusters.

La PV le long des trajectoires moyennes présentées sur les figures 3.7 et 3.9 est issue des analyses Ecmwf. Notamment à cause d'un manque de résolution, les valeurs ont tendance à être sous-estimées.

Au vue des figures 3.6 et 3.8, les trajectoires arrivant au dessus de La Réunion le 15 février sont beaucoup plus rapides que pour le 19 février. Le transport se fait plus vers les moyennes latitudes pour le 15, les clusters se situant entre -30°S et -35°S 24h avant les observations.

Ceci explique la stratification très différente des profils d'ozone entre les 15 et 19 février, synonyme d'un changement de comportement dans les trajectoires et donc d'un changement de régime de circulation.

Les trajectoires calculées pour le 19 février stagnent au dessus de Madagascar entre -24h et -48h avant d'arriver au dessus de La Réunion (les clusters restent quasiment confondus). L'influence du phénomène local (cyclone Guillaume) commence à ce moment là à se faire sentir et pourrait être relié au maximum d'ozone observé sur les deux profils du 19 février.

Les masses d'air arrivant au dessus de La Réunion le 15 Février entre 7 km et 9 km ont deux origines qui se superposent :

La première est la transition des particules via le courant-jet subtropical alors qu'elles se trouvent en haute troposphère avec des mouvements subsidents depuis des altitudes supérieures à 10 km dans les quatre tranches d'altitude à l'arrivée (Fig. 3.6).

La deuxième origine est celle donnée par les clusters à des altitudes inférieures à 4 km. Sur la figure 3.7 (a-b) présentant la PV, cette seconde origine apparaît à partir de -48h.

Cette seconde origine est beaucoup plus marquée pour les couches 7 – 7.5 km et 7.5 – 8 km, au vue de la taille et du nombre de clusters en provenance de la couche limite. Les clusters restent cohérents et donnent une forte probabilité à ce que les masses d'air arrivant entre 7 et 8 km aient cette double origine : type transport stratosphère-

troposphère et soulèvement depuis la couche limite. Celles arrivant entre 8 et 9 km sont plus caractérisées par la première origine.

Les masses d'air provenant de la couche limite sont aussi visibles sur les trajectoires du 19 Février (Fig. 3.8). Les trajectoires sont plus localisées que pour le 15, entre -20°S et -25°S et la seconde origine est visible sur les quatre tranches d'altitude à l'arrivée.

Les enseignements intéressants des courbes de PV (Fig. 3.7a-b) sont la présence d'un maximum entre -24h et -48h avec un pic plus marqué pour la tranche d'altitude 7 – 7.5 km (Fig. 3.7a). Ceci caractérise probablement la proximité d'une structure riche en PV entre le 13 Février et le 14 Février.

De plus, la PV le long de la trajectoire moyenne du 19 février (Fig. 3.9) est de loin plus faible par rapport au 15, ce qui démontre là encore la plus grande influence de la circulation le long du courant-jet, à la limite du réservoir stratosphérique subtropical.

La double origine des masses d'air (origine de la haute troposphère avec transition via le courant-jet subtropical et soulèvement des masses d'air depuis la basse et moyenne troposphère) est un enseignement important de cette analyse FLEXPART. Cette dernière origine est liée à la présence du système Guillaume dans la région allant de 13°S à 20°S et de 50°E à 60°E pendant la période allant du 14 au 19 Février, comme l'indique la figure 3.1. L'analyse des clusters vient donc corroborer l'évolution des profils de température potentielle humide attribuant une origine dans la haute troposphère pour la couche 7.5 – 8.5km caractérisée par une plus haute stabilité que pour la couche 9 – 11 km avec une origine dans la basse troposphère (moins stable).

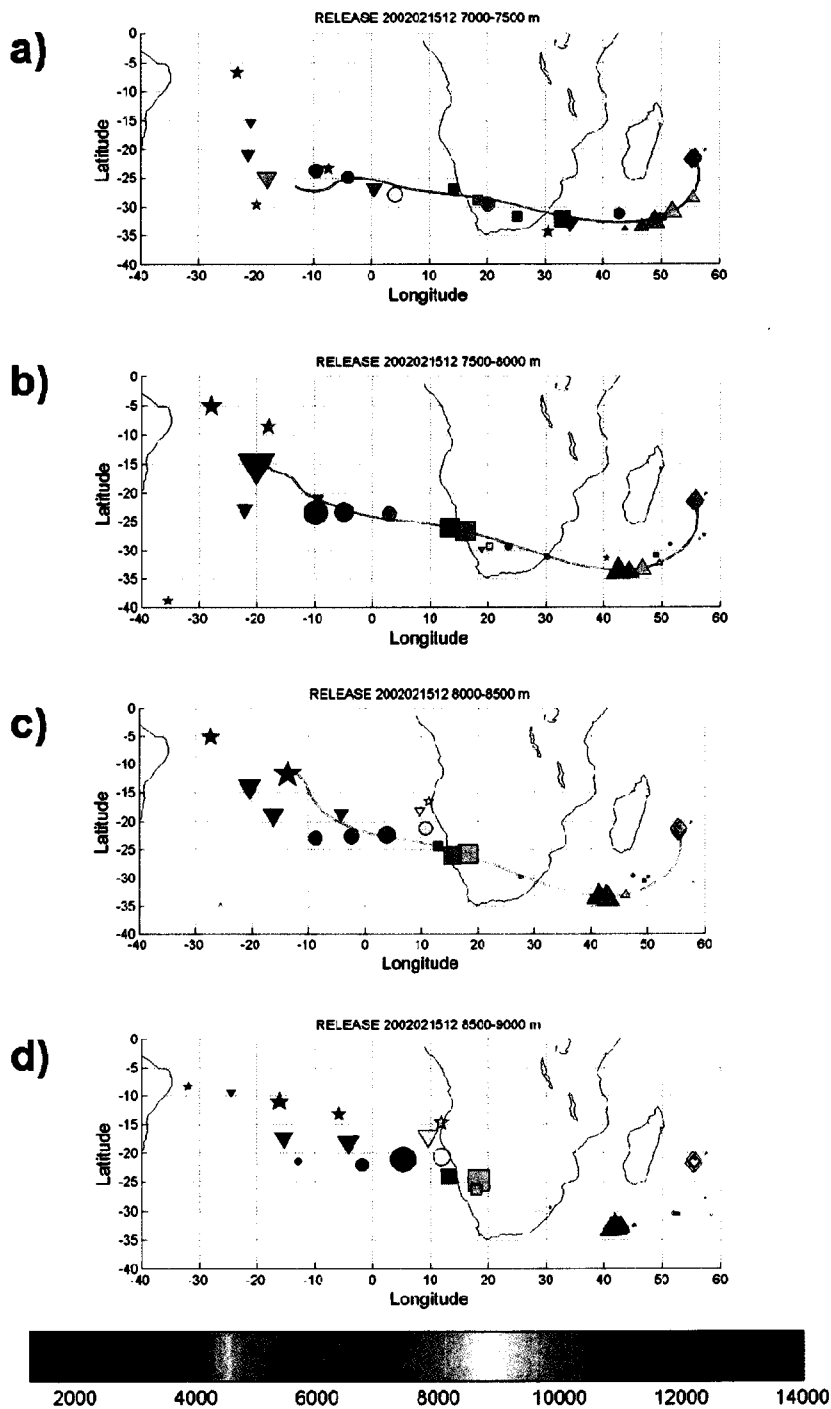


Figure 3.6 : Rétrotrajectoire moyenne dans le plan horizontal et position du centre des nuages de points définissant les 5 clusters de particules identifiés par FLEXPART dans les trajectoires arrivant sur La Réunion le 15 Février 2002 à 12 TU entre 7 et 7.5 km (a), entre 7.5 et 8 km (b), entre 8 et 8.5 km (c) et entre 8.5 et 9 km (d) Les clusters sont représentés toutes les 24 heures et chaque symbole caractérise un pas de temps donné. L'échelle de couleur représente l'altitude du centre des nuages de points. La taille des clusters est proportionnelle au nombre de trajectoires définissant le cluster.

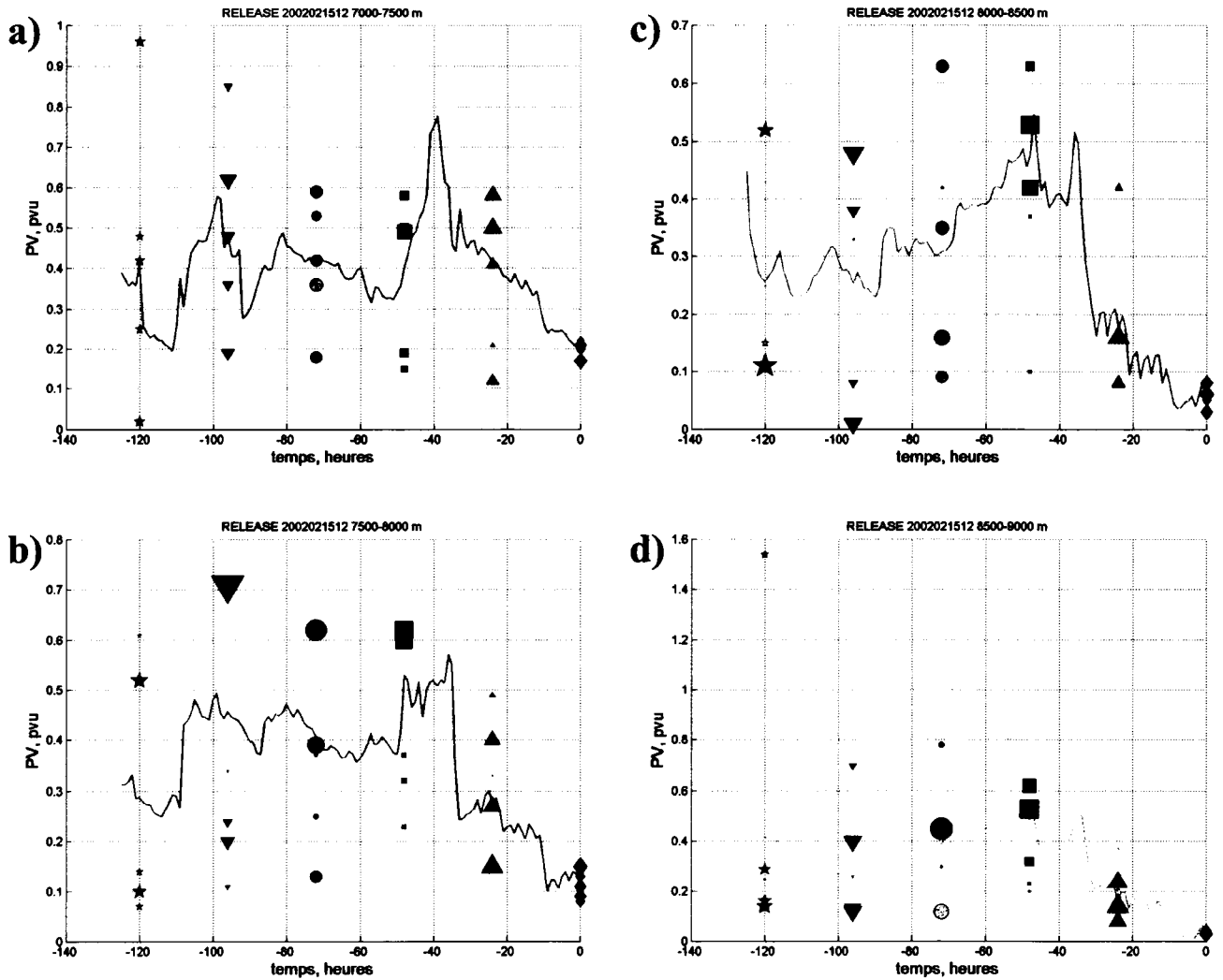


Figure 3.7 : PV Ecmwf le long de la trajectoire moyenne et au centre des nuages de points définissant les 5 clusters de particules identifiés par FLEXPART dans les trajectoires arrivant sur La Réunion le 15 Février 2002 à 12 TU entre 7 et 7.5 km (a), entre 7.5 et 8 km (b), entre 8 et 8.5 km (c) et entre 8.5 et 9 km (d)

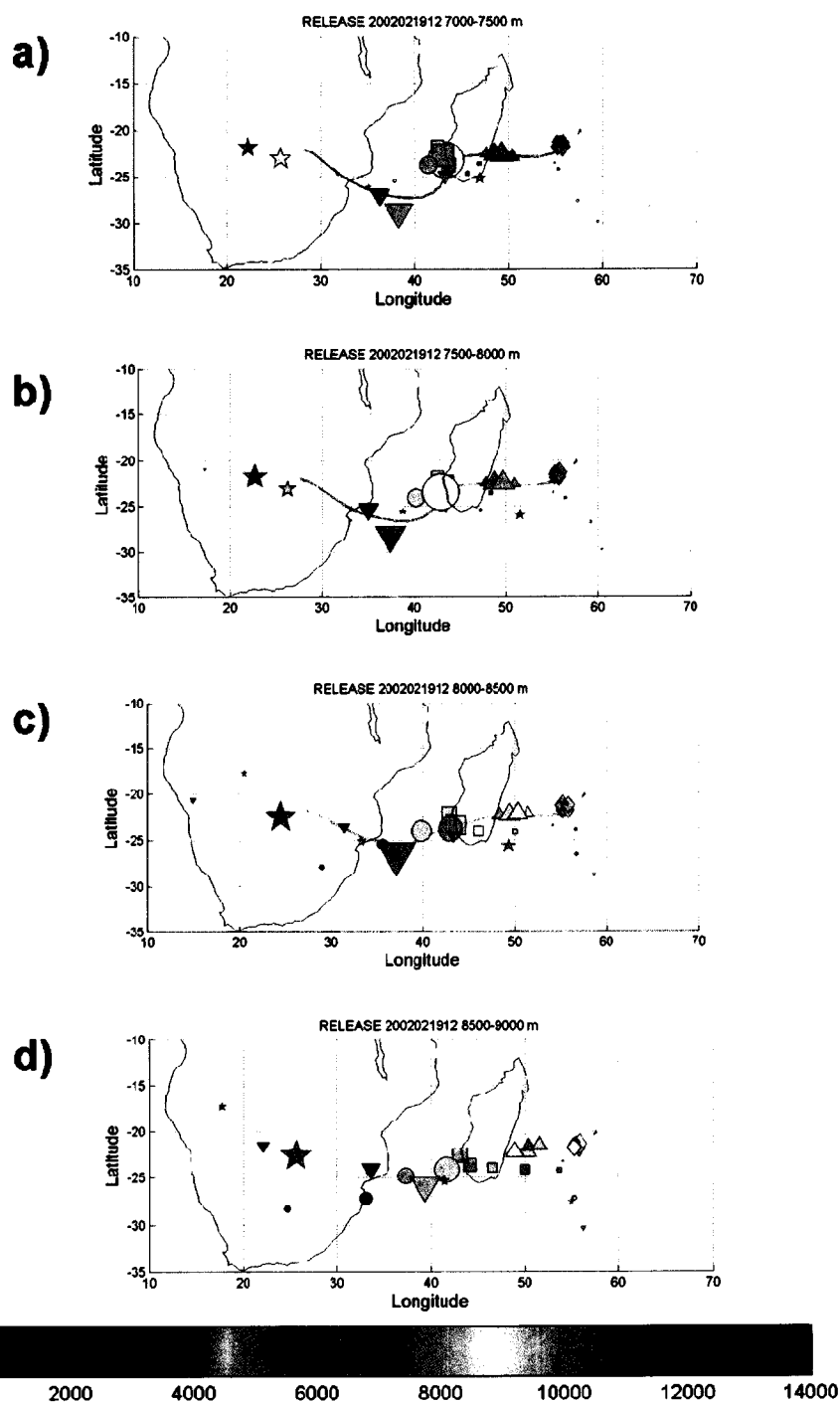


Figure 3.8 : Rétrotrajectoire moyenne dans le plan horizontal et position du centre des nuages de points définissant les 5 clusters de particules identifiés par FLEXPART dans les trajectoires arrivant sur La Réunion le 19 Février 2002 à 12 TU entre 7 et 7.5 km (a), entre 7.5 et 8 km (b), entre 8 et 8.5 km (c) et entre 8.5 et 9 km (d)

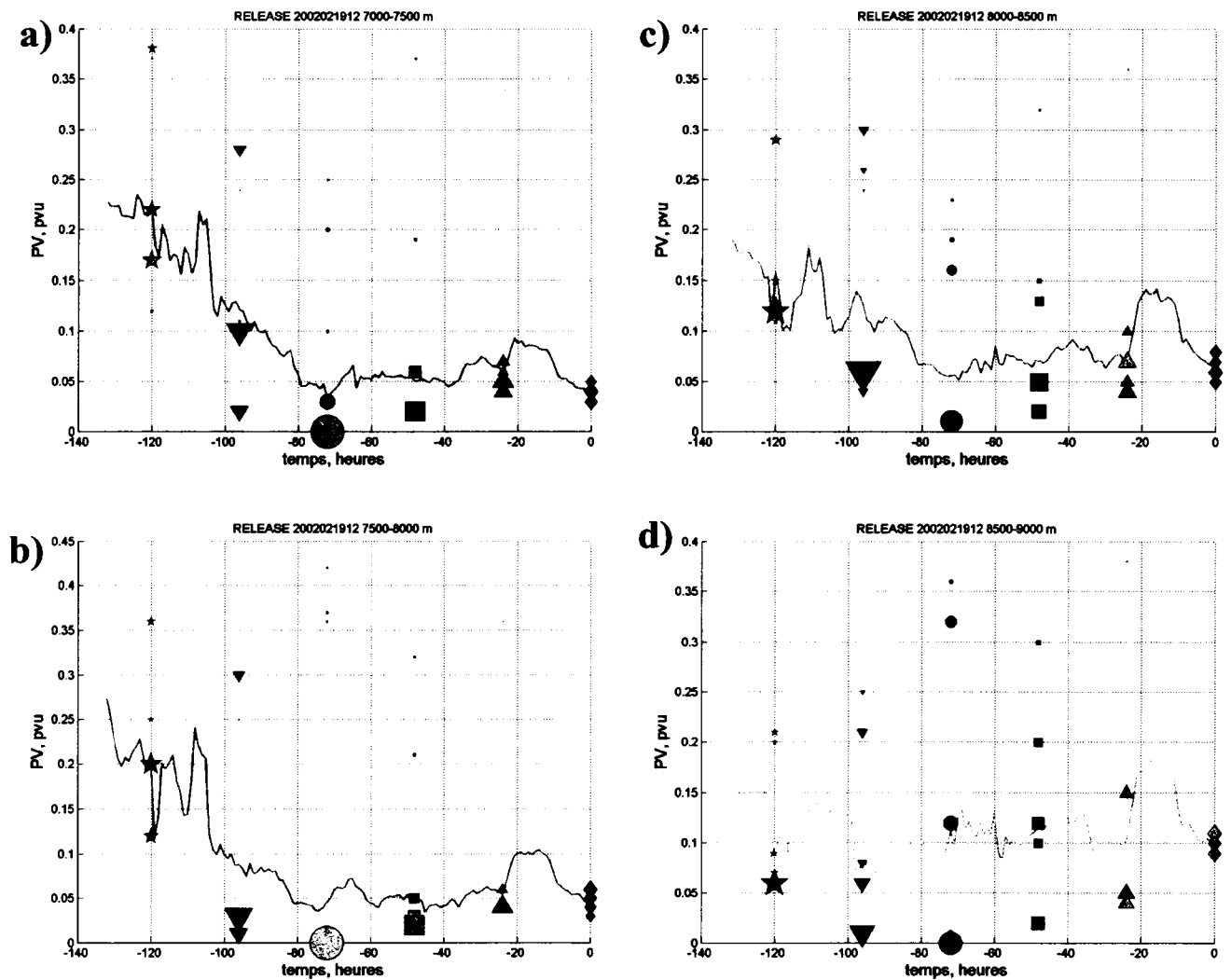


Figure 3.9 : PV Ecmwf le long de la trajectoire moyenne et au centre des nuages de points définissant les 5 clusters de particules identifiés par FLEXPART dans les trajectoires arrivant sur La Réunion le 19 Février 2002 à 12 TU entre 7 et 7.5 km (a), entre 7.5 et 8 km (b), entre 8 et 8.5 km (c) et entre 8.5 et 9 km (d)

Le brûlage de biomasse, nous l'avons vu dans l'introduction, est une source possible de précurseurs d'ozone dans la troposphère tropicale. L'agence spatiale européenne (ESA) met à disposition des cartes mensuelles globales de feux, dont la description a été faite au chapitre 1. Nous avons placé sur la figure 3.10 celle de Février 2002. Les rétrotrajectoires calculées dans ce cas d'étude n'indiquent pas de concordance dans l'espace avec les feux de biomasse. Très peu de feux ont été relevés dans l'hémisphère sud et ce résultat est en concordance avec les études climatologiques existantes sur l'influence des brûlages de biomasses. Nous pouvons donc conclure qu'ici la source chimique d'ozone ait joué un rôle mineur sur les observations.

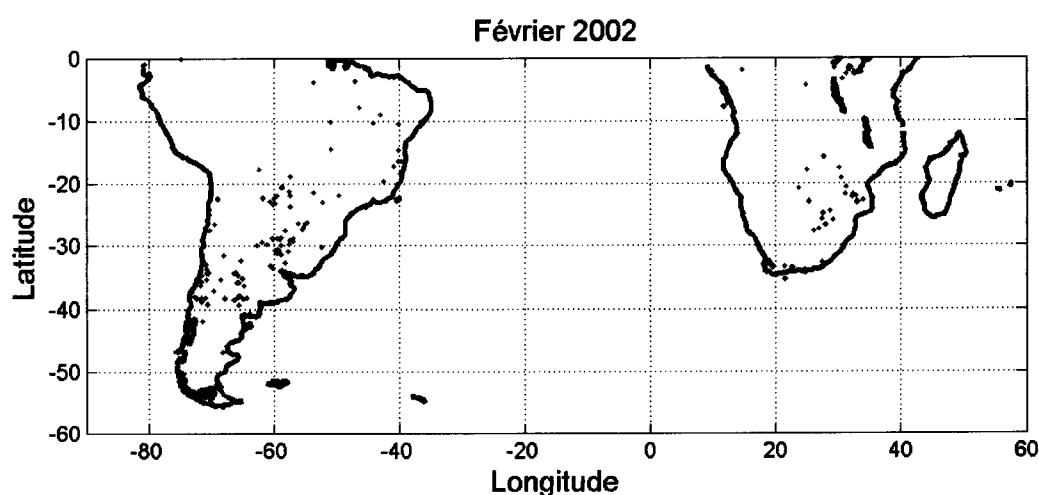


Figure 3.10 : Carte moyenne mensuelle des feux du mois de Février 2002 (ESA).

3.1.4 Analyse dynamique

De manière complémentaire à l'analyse trajectographique, nous nous appuyons sur les analyses ECMWF (champs de vent et PV) afin de caractériser la dynamique des masses d'air enrichies en ozone.

Le champ d'humidité relative du 14 Février 12 TU à 200 hPa porté sur la figure 3.11 nous permet d'identifier les deux zones sèches qui étaient visibles sur les images Meteosat-5. Sur le coté anticyclonique de l'isohypse 12.4 km, dans la région comprise entre 20°S et 30°S et entre 10°W et 20°E, les valeurs d'humidité ne dépassent pas les 20%. Cette

première zone peut être une zone de subsidence pour les masses d'air enrichies en ozone arrivées au dessus de La Réunion le 15 Février 2002.

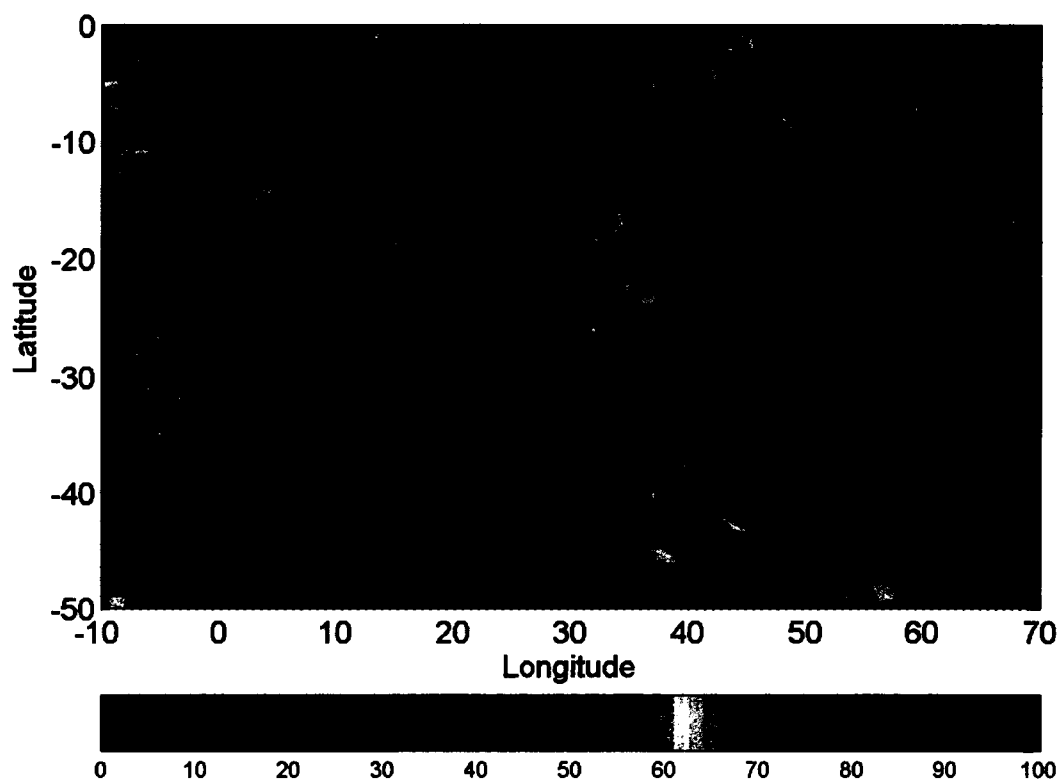


Figure 3.11 : Humidité relative et isohypses ECMWF sur l'isobare 200 hPa le 14 Février 2002 à 12 TU.

Des champs de vent et de PV ont été calculés sur la surface isentropique 340 K (275 hPa – 10 km).

Le 14 Février, le système dépressionnaire Guillaume est encore un amas de nuages qui ne s'est pas totalement dissocié de la ZCIT. Le centre de la dépression est alors situé à 16°S et 51°E et est matérialisé par de fortes valeurs d'humidité. La deuxième zone sèche définie par les points 15°S / 35°E et 25°S / 70°E ceinture donc le système convectif Guillaume dans sa bordure sud et sud-ouest et peut là aussi être identifiée comme une signature de transport de masses d'air sèches provenant de la TTL.

La figure 3.12 présente la PV superposée au champ de vent en haute troposphère sur la surface isentrope 340K le 12 Février à 12 TU (275 hPa – 10 km). Le courant-jet localisé dans la région comprise entre 30°S/35°S et 10°E/30°E est renforcé par une circulation anticyclonique au dessus de l'Afrique du Sud et avec un noyau de courant-jet atteignant 45 m.s⁻¹. Le front d'altitude visible sur l'image Meteosat-5 (Fig. 3.2a) est bien localisé sur le côté anticyclonique et à l'entrée du noyau de courant-jet ; il correspond donc à une zone divergente qui est accentuée par un effet de courbure (Shapiro et Kennedy, 1981). Ceci a été le lieu de la première subsidence qui s'est produite dans un courant de Nord-Ouest au-dessus de l'Afrique du Sud et correspond au passage des particules dans ce système jet-front au dessus de l'Atlantique Sud le 12 Février. Dans cette situation précise, les subsidences sont possibles par déformation de la tropopause sur le côté anticyclonique du jet, ce qui est corroboré par la présence du filament d'air sec sur l'image du canal vapeur d'eau (Fig. 3.2b). Il est à noter ici, qu'il y a un bon accord entre les données de modèle ECMWF et les images Meteosat.

Cette transition le long du système jet-front s'est suivie d'un mouvement ascendant intense corrélé au passage des particules dans une forte courbure anticyclonique du courant-jet sur la côte sud-est de l'Afrique du Sud, associée au développement d'un fort déferlement d'onde de Rossby dans cette région. Ce mouvement anticyclonique ascendant prit les masses d'air dans un flux plus vers le Nord, en direction de La Réunion.

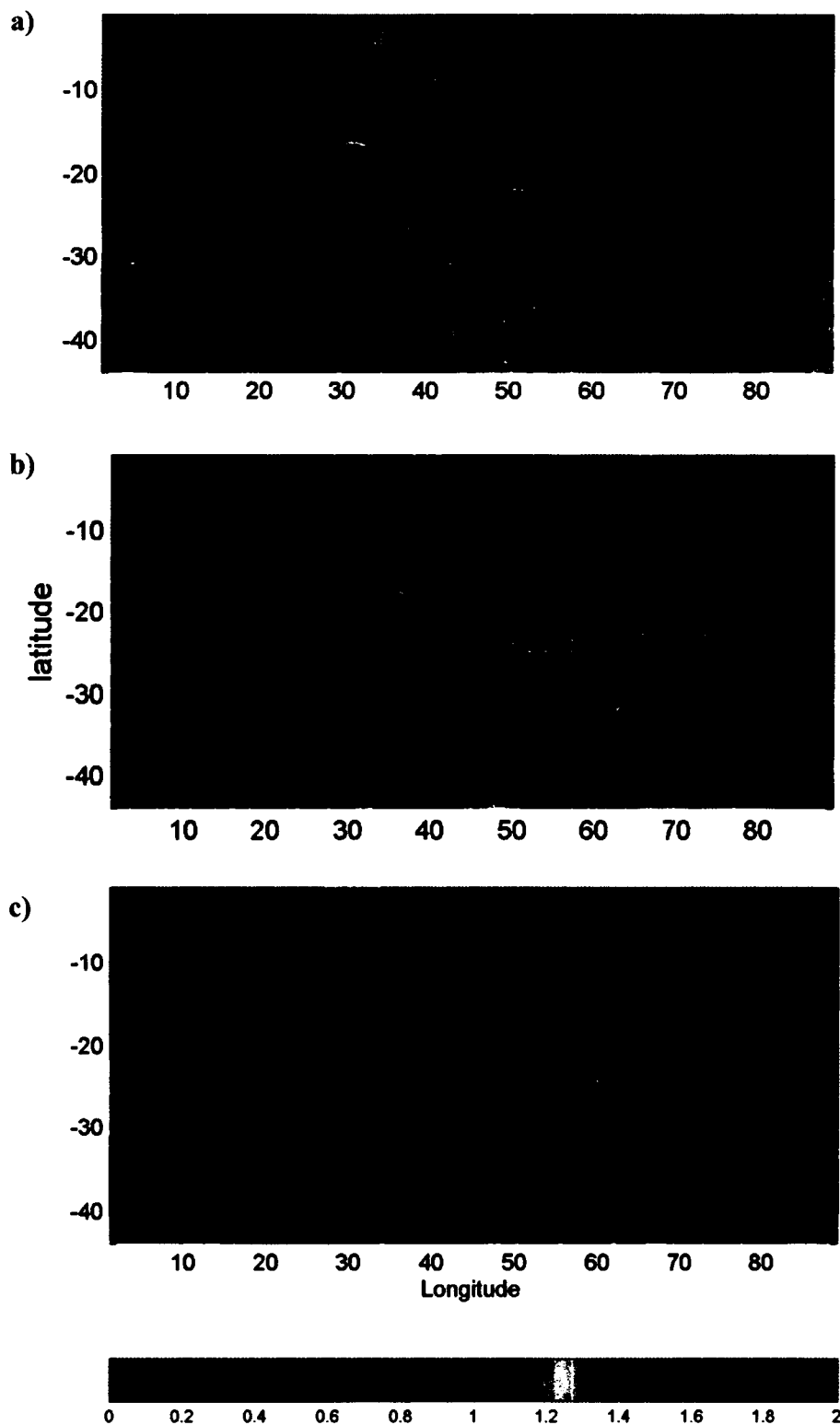


Figure 3.12 : *Vorticité potentielle (pvu) ECMWF en valeur absolue sur la surface isentrope 340K les 12 (a), et 14 (b) Février 2002 à 12 TU et 17 (c) à 06 TU. Direction et isotachs ($m.s^{-1}$) du vent horizontal. Les lignes A1-B1, A2B2 et A3B3 indiquent les traces des coupes verticales de la figure 3.14 dans le plan horizontal.*

De plus, un filament de PV (1.2 PVU) est visible entre les points 15°S/10°E et 30°S/25°E sur la surface isentrope 350K (200 hPa – 12 km, non montré), mais pas à 340 K. Bien que ce filament se situe légèrement au dessus du pic d’ozone, il a pu jouer un rôle sur l’augmentation des valeurs d’ozone troposphérique sur le profil du 15 février.

Les ondes de Rossby déferlent le long de la tropopause de manière préférentielle durant l’été au-dessus des océans, à proximité des systèmes de haute pression d’échelle planétaire au niveau des latitudes subtropicales. En utilisant des cartes synoptiques, certains cas mettent en évidence la riche interaction entre le régime tropical et le courant moyen d’Ouest extratropical et suggèrent que les anticyclones subtropicaux sont d’importants agents du couplage entre la troposphère tropicale et la stratosphère extratropicale (Postel et al., 1999).

Sur le champ isentrope “PV- θ ” (Hoskins, 1991) à 340K, la tropopause est délimitée par la ligne de PV constante à 1.5 PVU (en considérant la valeur absolue pour l’hémisphère sud) où le gradient méridien de la PV est renversé. La surface iso-vorticité potentielle 1.5 PVU est souvent prise comme définition de la tropopause dynamique. Comme prévu par les considérations théoriques, les endroits où les ondes de Rossby déferlent correspondent à des régions de faible intensité de vent et de gradients horizontaux de PV.

Le cas d’étude Guillaume met en évidence une pénétration du courant-jet avec le déferlement de l’onde de Rossby, vers les basses latitudes. Ajoutons à cela, une possible interaction entre l’onde de Rossby et la circulation d’altitude du système Guillaume. Nous pouvons supposer que la pénétration vers les basses latitudes du courant-jet qui a par ailleurs été déjà observée par Baray et al. (1998) en hiver, peut contribuer à la formation des cyclones ou l’amplification de ces derniers par évacuation des masses d’air en altitude en été.

Le 14 Février, à cause de la pénétration du courant-jet vers les basses latitudes, via le déferlement de l’onde de Rossby, le faible vent horizontal disparaît (l’onde de Rossby se déplace vers l’est) laissant place au cisaillement horizontal de vent (23°S/50°E –

20°S/65°E) entre le courant de sud-ouest (Onde de Rossby) et la circulation anticyclonique de Guillaume (Fig. 3.12b). La dépression est centrée à 17°S/50°E. Ce cisaillement correspond à de fortes valeurs de PV au niveau isentrope 340K. Ces valeurs sont anormales et suggèrent une origine stratosphérique des masses d'air. Juste avant l'arrivée sur La Réunion, les trajectoires ont indiqué une seconde subsidence le 14 Février.

Nous allons ensuite analyser la situation du 17 Février car elle nous paraît être la plus pertinente en vue de l'explication des fortes valeurs d'ozone du profil du 19 février. La carte de PV à 06 UT (Fig. 3.12c) montre une structure très étendue qui est, là encore, une pénétration du réservoir extratropical dans la troposphère tropicale. Dans ce cas présent, la remontée de l'onde de Rossby est plus visible que pour l'échéance précédente. Guillaume est devenu un cyclone tropical le 17 Février et était alors centré à 14°S/57°E. De la même façon que pour la situation du 12, alors que Guillaume n'était qu'une dépression, ce filament pénètre vers l'équateur jusqu'au cyclone. Au niveau isentrope 350 K (non montré), ce filament encercle le cyclone.

Lorsque l'onde de Rossby se déplace vers l'Est, le filament de PV se sépare du cyclone et le filament en proche périphérie du cyclone persiste jusqu'au 19 février, 00 TU (Fig. 3.13), suggérant ainsi une érosion de la PV le 19. La signature d'une contamination de l'ozone troposphérique par des intrusions stratosphériques est toujours visible sur les profils, bien que le filament de PV ait disparu 12 heures plus tôt. La persistance d'un filament d'air sec sur l'image Meteosat du 19 corrobore cette intrusion ; d'autant plus que de l'air stratosphérique présent dans la troposphère peut garder sa signature chimique plus longtemps que sa signature thermodynamique (Bithell, 2000).

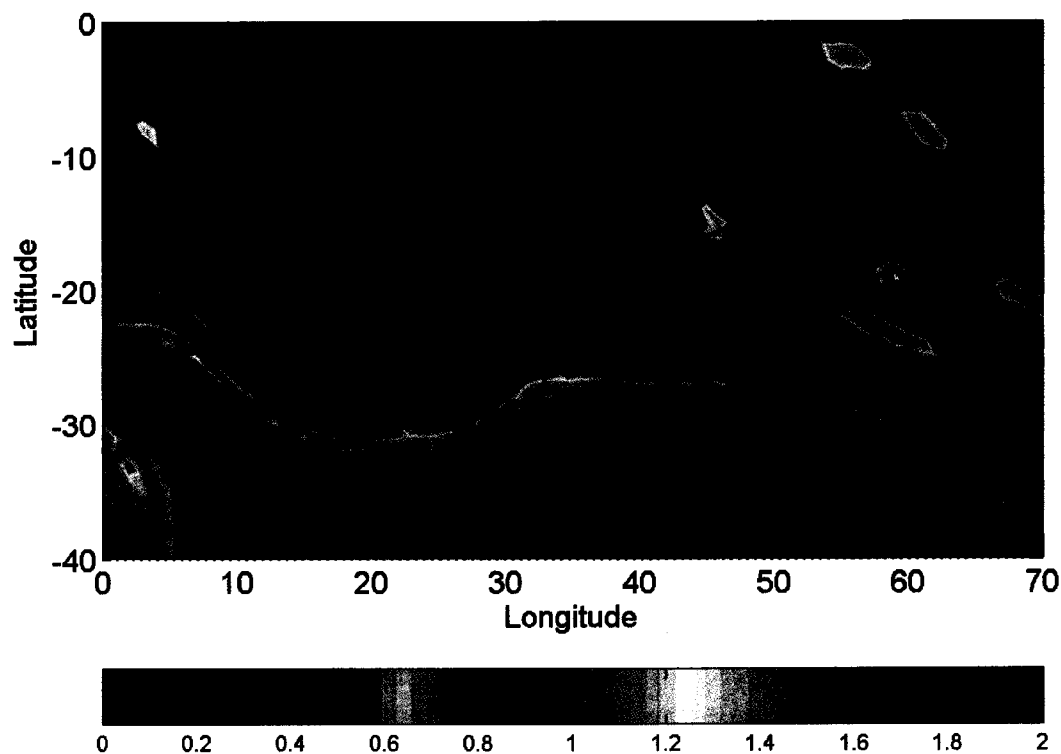


Figure 3.13 : *Vorticité potentielle (pvu) ECMWF en valeur absolue sur la surface isentrope 340K le 19 Février 2002 à 12 TU.*

Nous avons placé sur la figure 3.14 des coupes verticales dans le but de détecter le niveau vertical des filaments de PV résolus par ECMWF : 330 K le 14 février (Fig. 3.14 a), et 345 K le 17 (Fig. 3.14 b-c).

Le 14 Février, ce filament pénètre dans troposphère jusqu'à 330K (~7km) et monte vers l'équateur en atteignant la latitude de La Réunion tout en restant étendu dans l'espace comme le montre la coupe verticale. Cette structure est donc subsidente et est advectée vers l'intérieur de la dépression (centripète). Nous pouvons aussi observer un forçage de la tropopause à l'ouest du filament (faible PV : ascension des particules d'air). La déformation de la tropopause se fait sans déformation des surfaces isentropes (subsidence directe) mettant en évidence un phénomène diabatique.

La coupe A2B2 du 17 Février entre les points 23°S/52°E et 18°S/59°E suggère que le filament subsident a atteint 345K (11km).

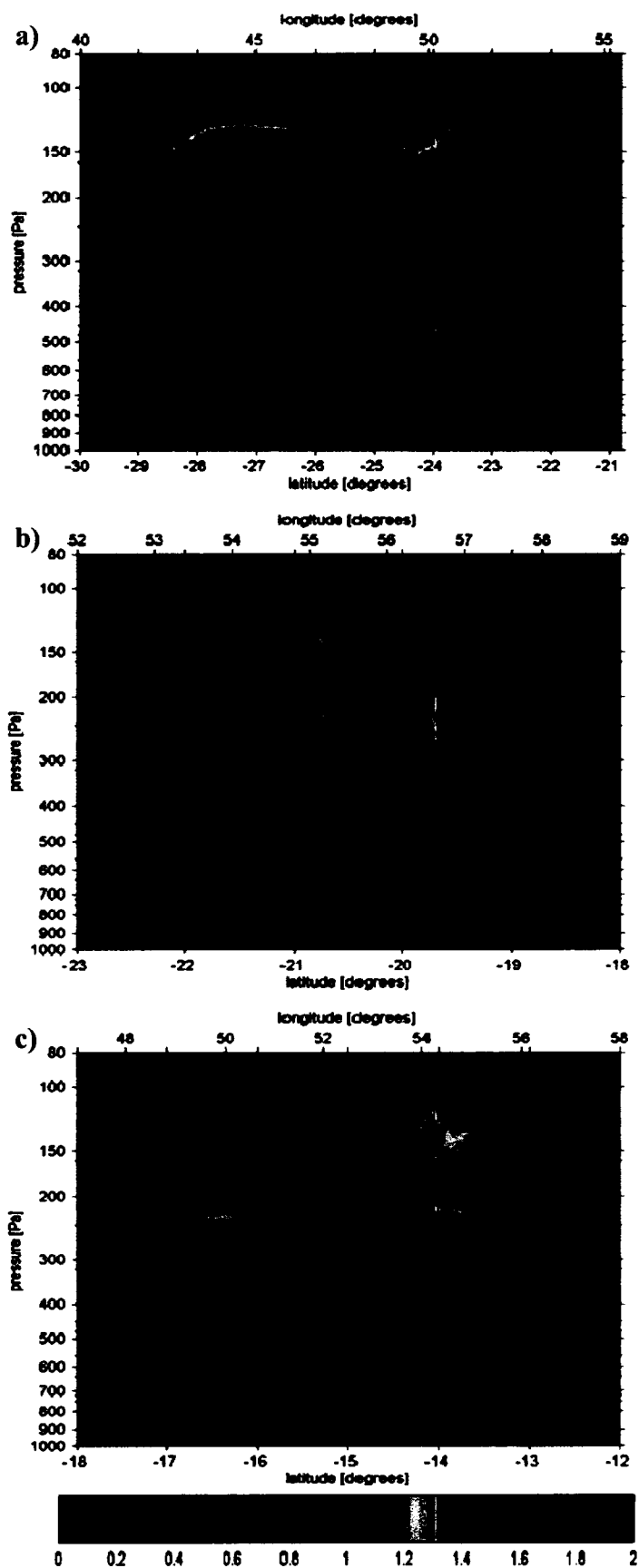


Figure 3.14 : Coupe verticale de la vorticité potentielle dont les traces dans le plan horizontal sont visibles sur la figure 3.12 (a) : A1B1 ; (b) : A2B2 ; (c) : A3B3.

Une deuxième coupe verticale du filament le 17 Février permet de bien visualiser à la fois le cyclone et le filament en périphérie. Sur cette figure, le filament subsident est visible sur le côté ouest de Guillaume. La tour convective du cyclone Guillaume est matérialisée par de fortes valeurs de PV, produites par le chauffage diabatique et les frictions autour de l'œil, et n'indiquent donc pas d'origine stratosphérique.

Dans le cas d'étude Guillaume, les analyses couplées des champs de vent et des rétrotrajectoires nous ont permis de détecter des signatures de filaments de PV concordant avec les observations : ozone, température et humidité.

La troisième subsidence a donc la même origine dynamique que la première. Cependant, le 17 Février, en l'absence de cisaillement de vent et de déferlement d'onde de Rossby dans le Canal du Mozambique, nous n'observons pas de mouvement ascendant comme celui qui avait suivi la première subsidence au 12 Février.

Les particules venant de la couche limite ont pu limiter l'amplitude des pics d'ozone, et induire des perturbations sur le profil d'ozone du 19 Février, qui présentait des couches enrichies en ozone à 7 et 9 km et d'autres plus pauvres en ozone à 6.5, 7.5 et 10.5 km. La destruction de l'ozone dans les cirrus (Fig. 3.3) par chimie hétérogène est également un puits qui a pu jouer dans la diminution des valeurs d'ozone le 19 Février.

Le cas d'étude suivant porte sur un cas de contamination d'ozone troposphérique observé à Irène et viendra compléter le cas précédent avec la présence d'une zone de convection et d'un système jet-front dans le contexte synoptique.

3.2 Irène, Novembre 2000 : dépression d'altitude stratosphérique et convection

3.2.1 Situation synoptique

Nous pouvons noter la présence d'une zone convective et d'un système jet-front, comme dans le cas d'étude Guillaume ; bien que la situation soit différente (Fig. 3.15). En effet, la zone convective se situe dans le canal du Mozambique, et le système jet-front est localisé au-dessus de l'Océan Atlantique dans la direction Sud-Ouest. La ZCIT est bien développée sur l'Afrique centrale, mais reste loin de notre site de mesure. Une zone qui s'étend de 0 à 40°E, et au nord de 10°S, est très nuageuse et humide. Sur l'image vapeur d'eau (Fig 3.15b), deux zones sèches apparaissent. L'une est près du front d'altitude, à 0° de longitude, et entre 20 et 40° S. L'autre est plus étendue, près de 20° S, 20° E, en périphérie de la zone de convection. Cette dernière est aussi plus sèche (plus sombre sur l'image vapeur d'eau) que celle se situant près du front d'altitude, et également plus sombre que celle vue en bordure de Guillaume, vue au cas d'étude précédent.

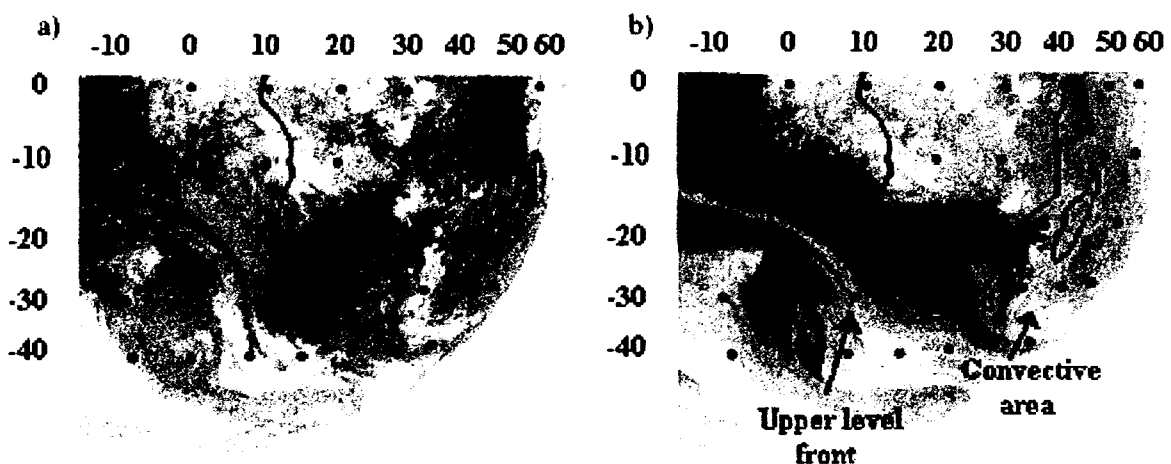


Figure 3.15 : Image Meteosat-7 du 15 Novembre 2000 à 06 TU dans les canaux infrarouge (a) et vapeur d'eau (b).

3.2.2 Observations

La figure 3.16 représente les profils d'ozone, de température et d'humidité relative obtenus par radiosondage le 15 Novembre 2000 à Irène (Afrique du Sud).

Le profil présente des caractéristiques très différentes de celles obtenus pendant la période active du système cyclonique Guillaume. Entre le sol et 8 km d'altitude, les valeurs d'ozone sont comprises entre 40 et 70 ppbv, tout en restant confinées dans la variabilité climatologique. Entre 9 et 14 km (330K à 370K), des valeurs extrêmes sont observées (plus de 100 ppbv), avec deux pics atteignant 170 ppbv. L'un peut être considéré comme une couche enrichie en ozone très fine localisée à 10.5 km ; l'autre plus large entre 12 km et 12.5 km. Ces valeurs sont largement au dessus du profil climatologique.

Une inversion de température visible à 13 km surmontant cette couche enrichie laisse penser que celle-ci est stable. Une autre variation légère est visible sur le profil de température près de 11.5 km d'altitude, très probablement causé par le pouvoir radiatif de l'ozone. La tropopause thermique est très haute (18 km), ce qui n'est pas classique pour un site à cette latitude (25°S).

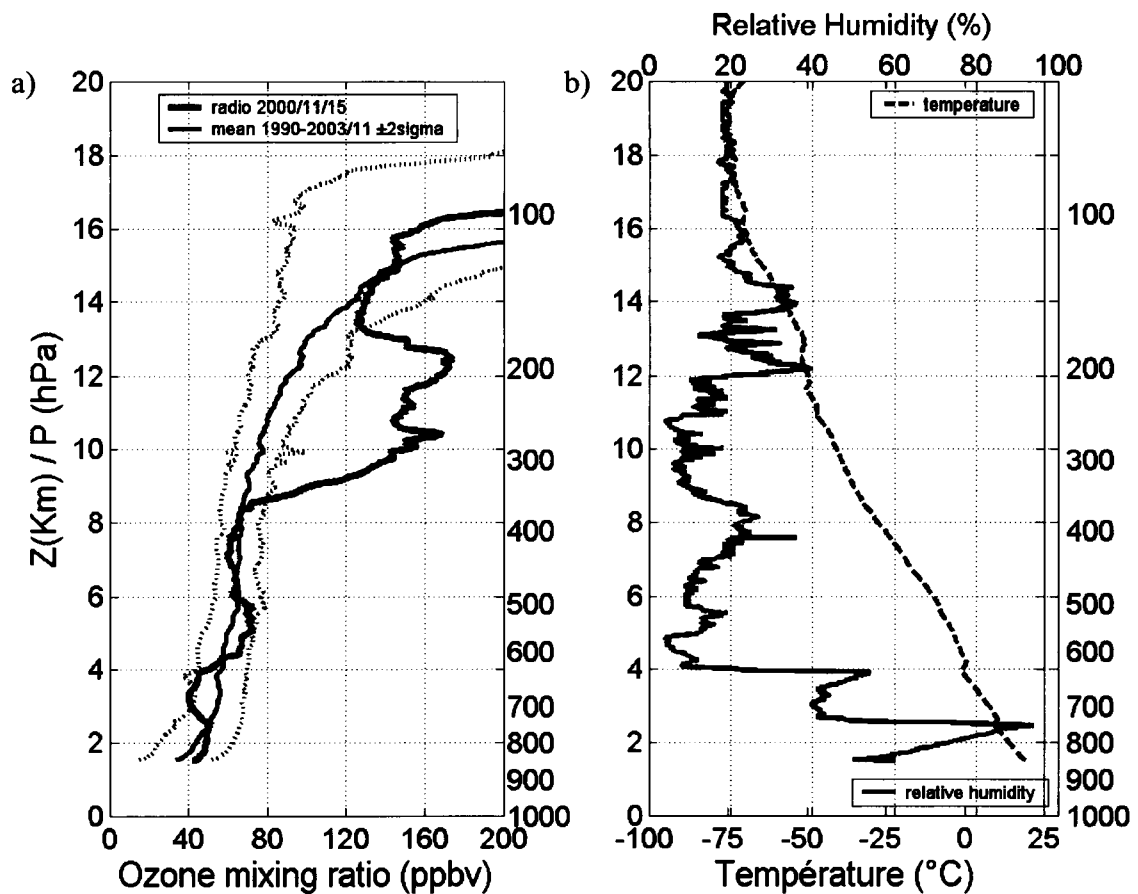


Figure 3.16 : (a) Profil du rapport de mélange d’ozone obtenu par radiosondage le 15 Novembre 2000 à Irène 06 TU, superposé à un profil climatologique du mois de Novembre moyenné sur 24 profils entre 1990 et 2003 et sa variabilité (pointillés). (b) Profils d’humidité relative et de température.

Le profil d’humidité est caractérisé par de fortes valeurs dans la partie basse du profil, atteignant 90% à 3 km, et une autre couche ayant 40% d’humidité entre 3 et 4 km. L’air est sec au dessus de 4 km (10-20% entre 4 et 12 km). Une couche plus humide (40% entre 12 et 14 km) vient surmonter la couche enrichie en ozone observée entre 10 et 13 km. Au dessus de 15 km, l’air devient sec à nouveau.

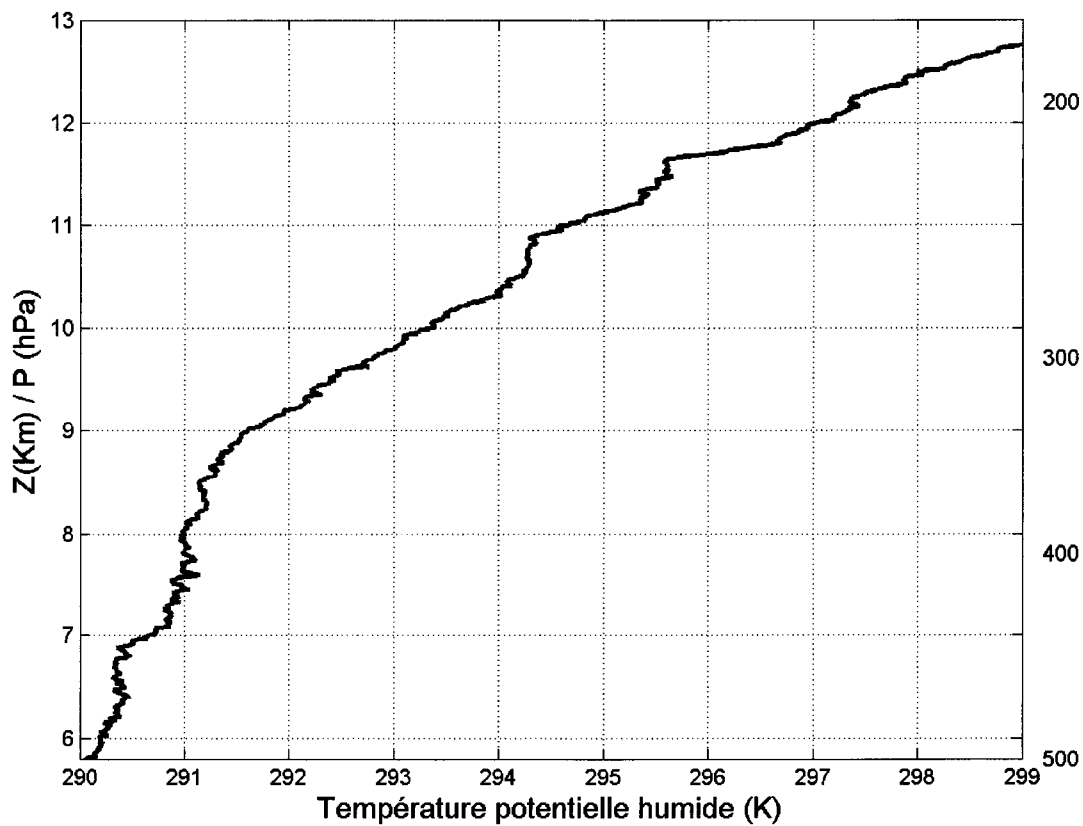


Figure 3.17 : Profil de température potentielle humide (K) le 15 Novembre 2000 à Irène.

En analysant le profil de température potentielle humide du 15 Novembre 2000 (Fig. 3.17), nous pouvons noter que la couche comprise entre 7 et 8 km est caractérisée par une valeur quasi-constante de θ_w (291 K). Ceci suggère que cette couche est homogène avec la même origine. Les valeurs d’ozone dans cette intervalle d’altitude sont plus faibles que la moyenne climatologique. Cette valeur constante de θ_w et les faibles concentrations d’ozone indiquent une origine depuis les basses couches. De plus, la couche enrichie en ozone observée entre 9 et 13 km correspond à deux structures intéressantes sur le profil de température potentielle humide qui sont deux changements dans le gradient de θ_w : θ_w est quasi-constant entre 10.5 et 11km (294.3K), ainsi qu’entre 11.2 et 11.7 km (295.6K). La stratification de cette couche enrichie en ozone a donc potentiellement une histoire différente.

3.2.3 Evolution temporelle des masses d'air

Les rétrotrajectoires sont calculées sur quatre jours, entre le 11 Novembre 2000 à 06 TU et le 15 Novembre 2000 à 06 TU sur quatre domaines d'arrivées compris entre 11 et 13 km par pas de 500 m. L'ensemble est porté sur la figure 3.18.

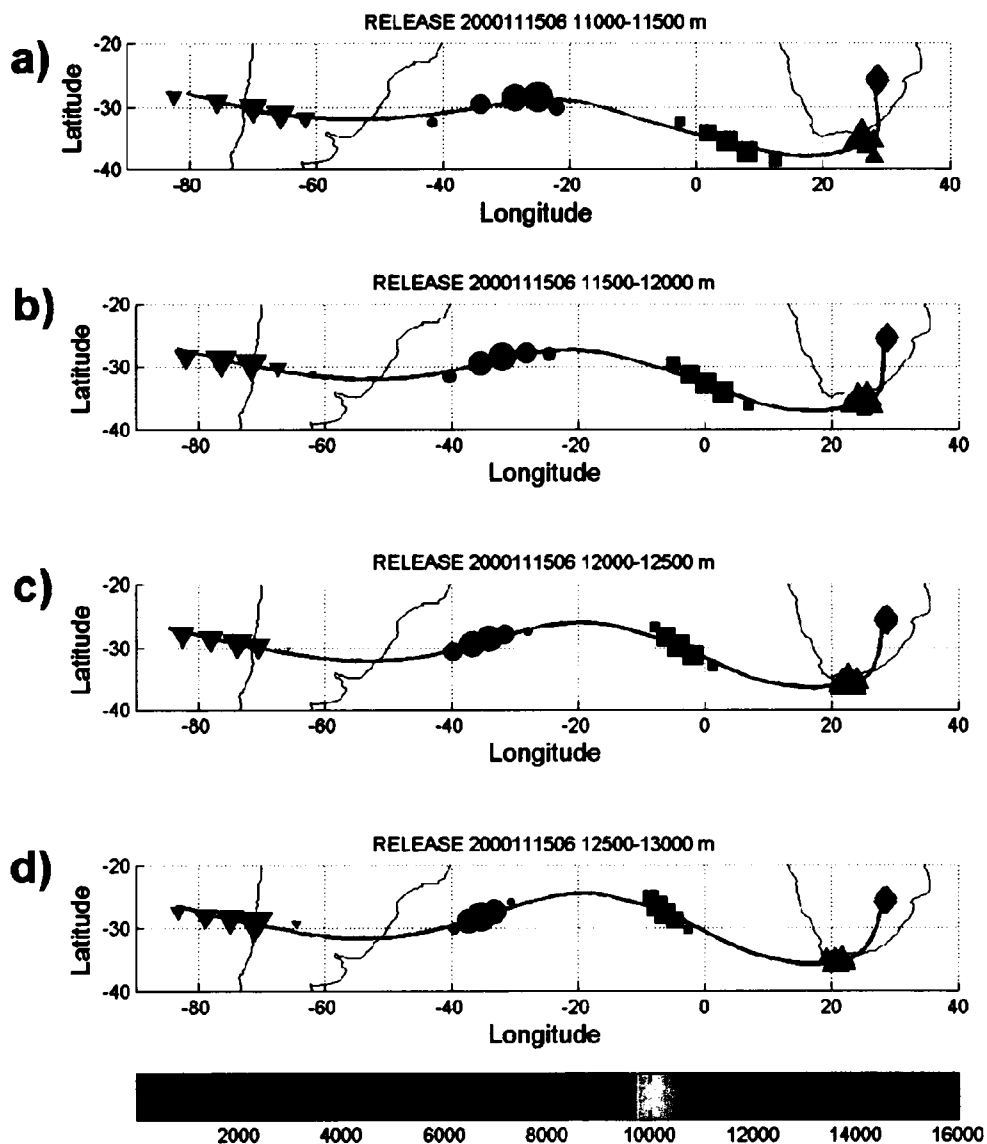


Figure 3.18 : Rétrotrajectoire moyenne dans le plan horizontal et position du centre des nuages de points définissant les 5 clusters de particules identifiés par FLEXPART dans les trajectoires arrivant sur Irène le 15 novembre 2000 à 06 TU entre 11 et 11.5 km (a), entre 11.5 et 12 km (b), entre 12 et 12.5 km (c), et entre 12.5 et 13 km (d). Les clusters sont représentés toutes les 24 heures et chaque symbole caractérise un pas de temps donné. L'échelle de couleur représente l'altitude du centre des nuages de points. La taille des clusters est proportionnelle au nombre de trajectoires définissant le cluster.

Les clusters positionnés à chaque échéance sont bien regroupés dans le plan horizontal, suggérant alors que la trajectoire moyenne définie par la position du centre du nuage de points représente assez bien la trajectoire de la masse d'air.

Au regard des clusters, la trajectoire la plus probable des masses d'air arrivant au dessus d'Irène le 15 Novembre est donc bien celle transitant le long du courant-jet subtropical avec des perturbations induites dans la plan vertical. Les particules sont passées à travers les deux zones sèches que nous avons décrites d'après les images Meteosat. L'origine à long terme des particules est l'Amérique du Sud. L'importante vitesse des particules est due au transit de celles-ci sous l'influence du courant-jet subtropical.

Chaque cluster affiche une valeur de PV stratosphérique, supérieure à 2 pvu (Fig. 3.19a-b-c-d). Les perturbations les plus importantes sur la courbe de la PV le long de la trajectoire moyenne se trouvent à -96 h avant l'arrivée des masses d'air au dessus d'Irène.

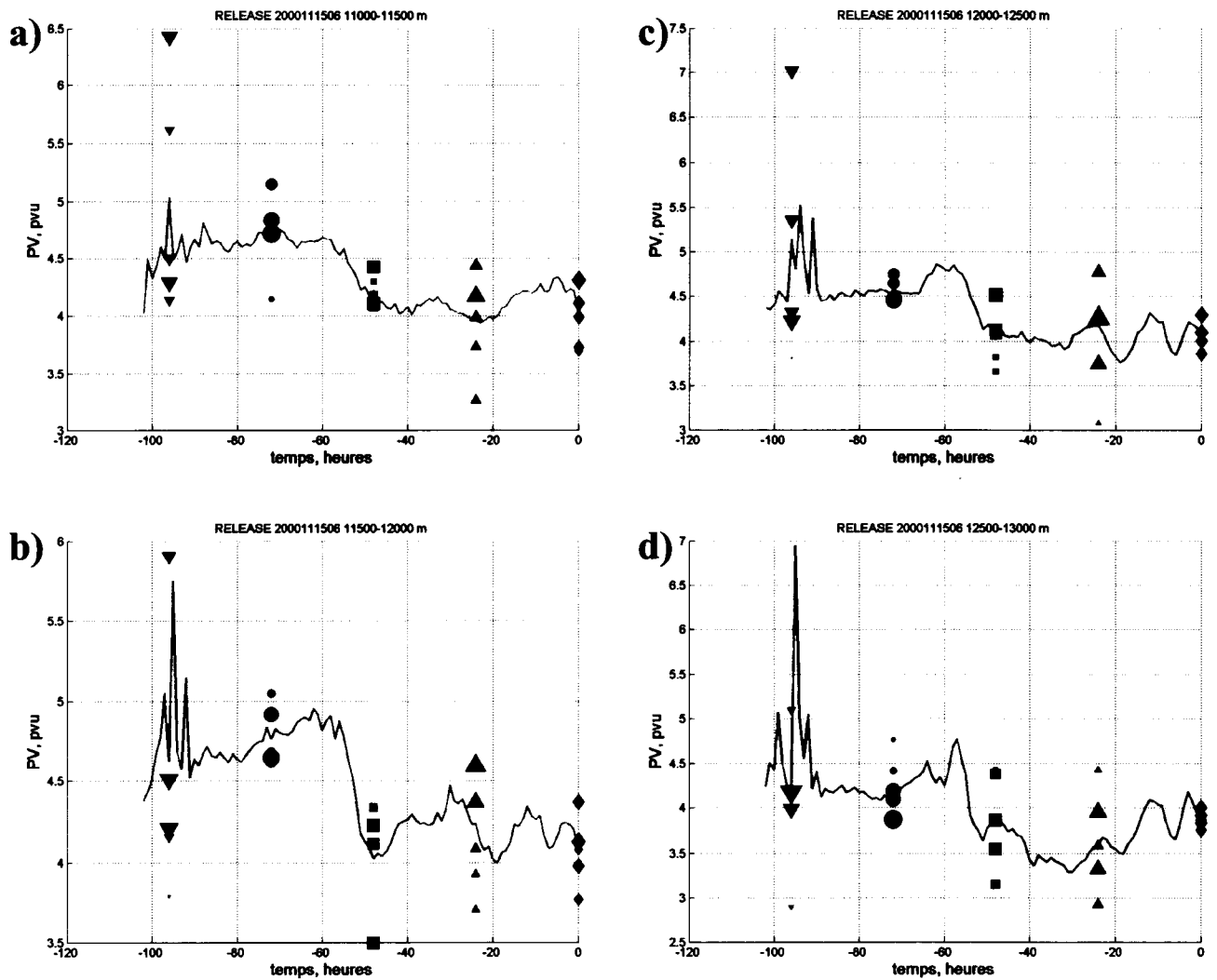


Figure 3.19 : PV Ecmwf le long de la trajectoire et au centre des nuages de points définissant les 5 clusters de particules identifiés par FLEXPART dans les trajectoires arrivant sur Irène le 15 novembre 2000 à 06 TU entre 11 et 11.5 km (a) , entre 11.5 et 12 km (b) , entre 12 et 12.5 km (c) , et entre 12.5 et 13 km (d).

En novembre, dans l'hémisphère sud, le brûlage de biomasse est une source possible pour l'ozone troposphérique dans l'hémisphère sud. La carte des feux du mois de Novembre 2000 (Fig. 3.20) montre peu de feux comptés en Afrique du Sud mais un peu plus en Amérique du Sud. Cependant, ceux-ci ont été relevés plus au nord des trajectoires simulées par FLEXPART dans la zone brésilienne. Nous concluons donc que la production photochimique a été minoritaire dans la contribution au pic d'ozone observé par rapport aux sources purement dynamiques.

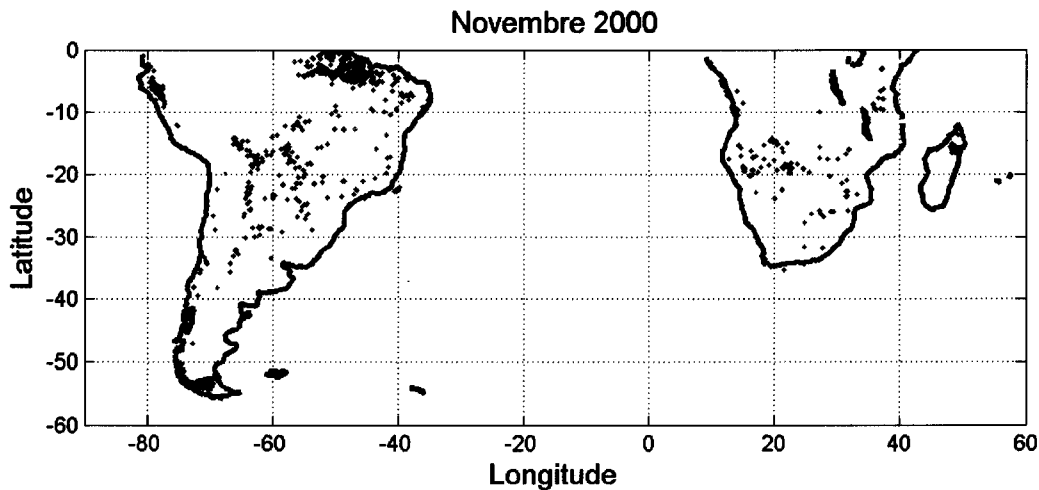


Figure 3.20 : Carte moyenne mensuelle des feux du mois de Novembre 2000 (ESA).

3.2.4 Analyse dynamique

Les images Meteosat 7 mettent en évidence deux zones sèches (moins de 10%), l'une au dessus d'Irène entre 15°S et 30°S et entre 10°E et 30°E ; l'autre dans la partie sud de l'Océan Atlantique entre 25°S et 45°S et entre 0° et 10°E qui sont concordantes avec de faibles valeurs d'humidité relative sur le champ ECMWF de la figure 3.21. Un bon accord est également observé entre les fortes valeurs d'humidité (plus de 80%) entre 25°S et 35°S et entre 40°E et 50°E, au sud du Canal de Mozambique et de Madagascar, ainsi qu'entre 20°S et 45°S et entre 10°E et 30°E, dans la partie sud de l'océan Atlantique. Ces dernières régions sont respectivement liées à une forte activité convective et à une frontogénèse d'altitude.

Ces données sont corroborées par la distribution de hauteur géopotentielle de l'isobare 250 hPa où deux dépressions d'altitude apparaissent, l'une centrée autour de 35°S et 5°E au dessus de l'Atlantique, dans la zone sèche associée au front et la seconde autour de 30°S et 35 °E en bordure ouest de la zone convective.

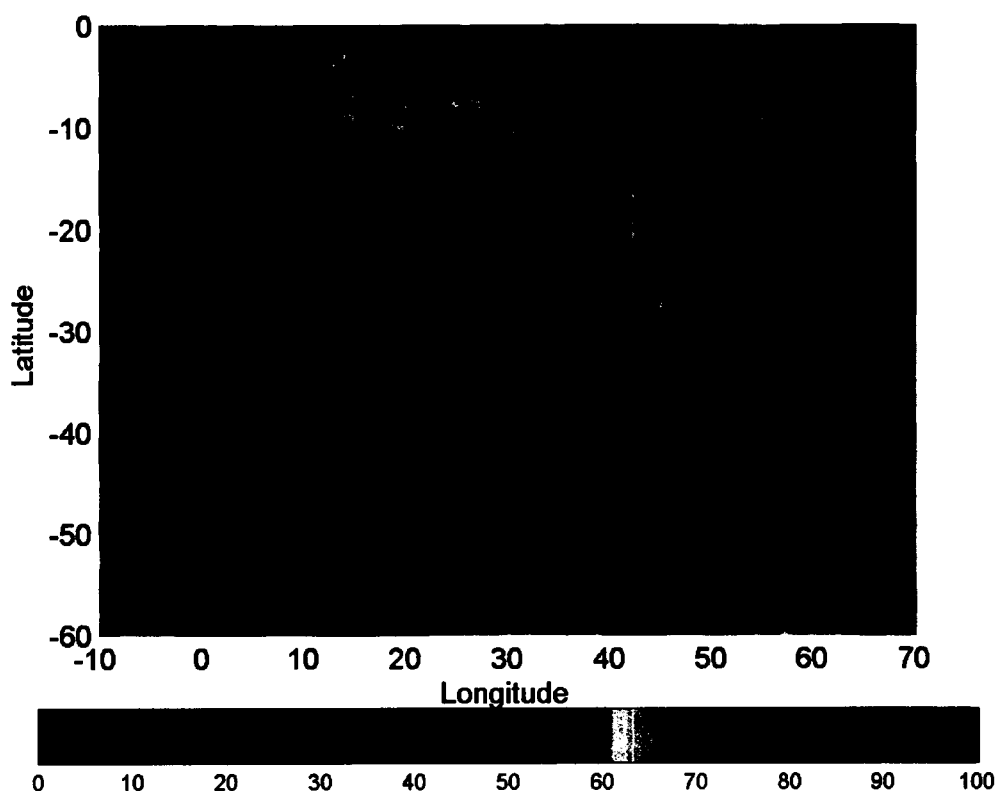


Figure 3.21 : Humidité relative et isohyphes ECMWF sur l'isobare 250 hPa le 15 Novembre 2000 à 12TU.

Les champs de PV (Fig. 3.22) confirment l'origine stratosphérique des deux zones sèches près d'Irène et près du front d'altitude visible entre 0° et 15°E le 15 Novembre, et qui était localisé entre 25°W et 0° le 13 Novembre. Les vents sont modérés (moins de 30 m.s⁻¹) en altitude de la zone convective. Le filament de PV s'enroulant autour de cette zone a une forme anticyclonique.

La coupe verticale à la latitude d'Irène de la figures 3.23a confirme l'intrusion de PV entre -25°W et -5°W sur la zone frontale et atteignant 330K le 13 novembre. Cette intrusion est liée à la présence des deux jet-streaks d'une intensité de 50 m.s⁻¹ centrés autour de (-28°W ; 180 hPa) et (-10°W ; 200 hPa) sur la coupe verticale.

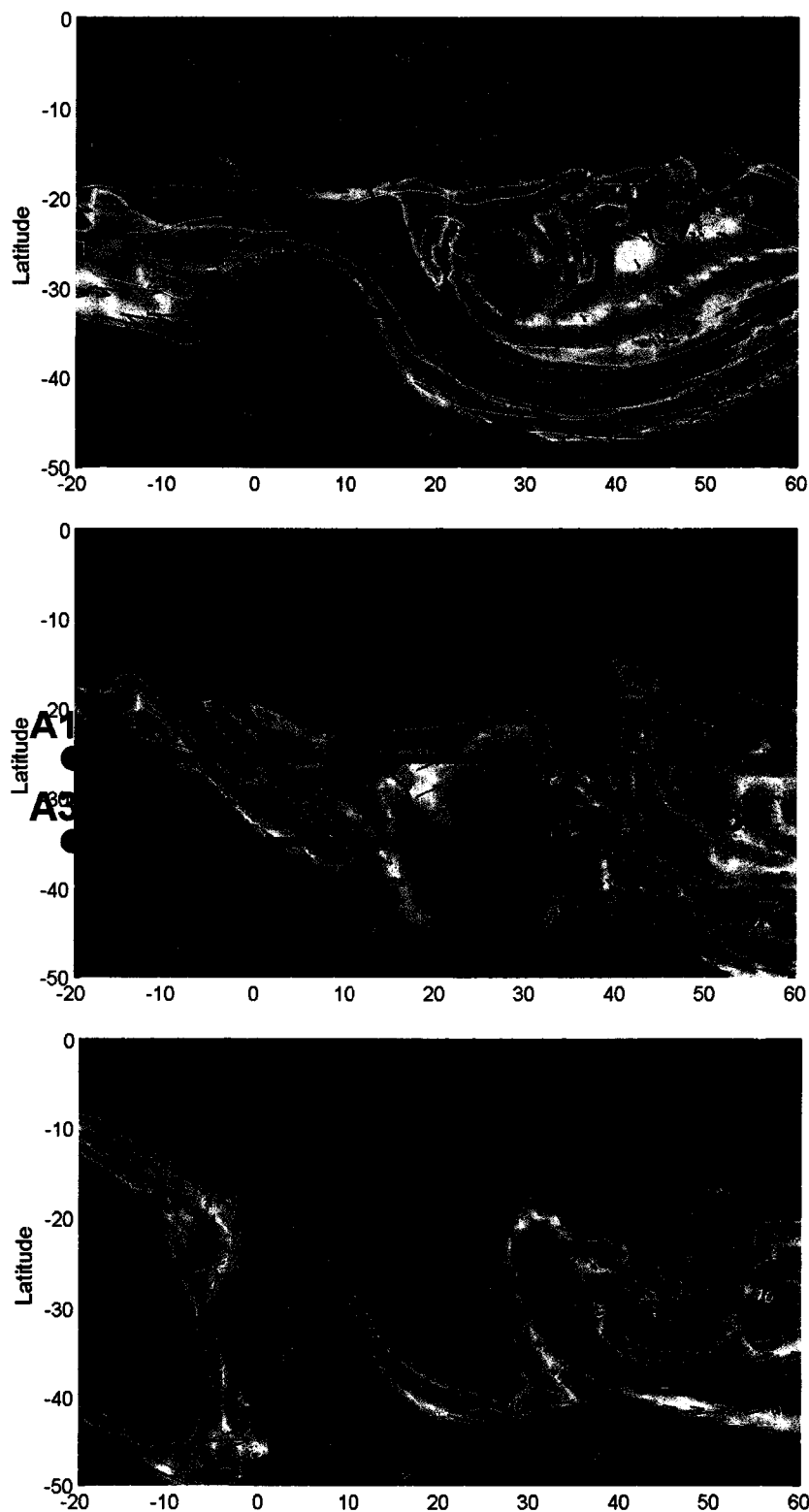


Figure 3.22 : Vorticité potentielle ECMWF sur la surface isentrope 350K les 11 (a), 13 (b) et 15 (c) Novembre 2000 à 12 TU ; direction et contours d'intensité du vent horizontal ; A1-B1, A2-B2, A3-B3 et A4-B4 indiquent respectivement les limites des coupes verticales des figures 3.23a-b, 3.24 et 3.25.

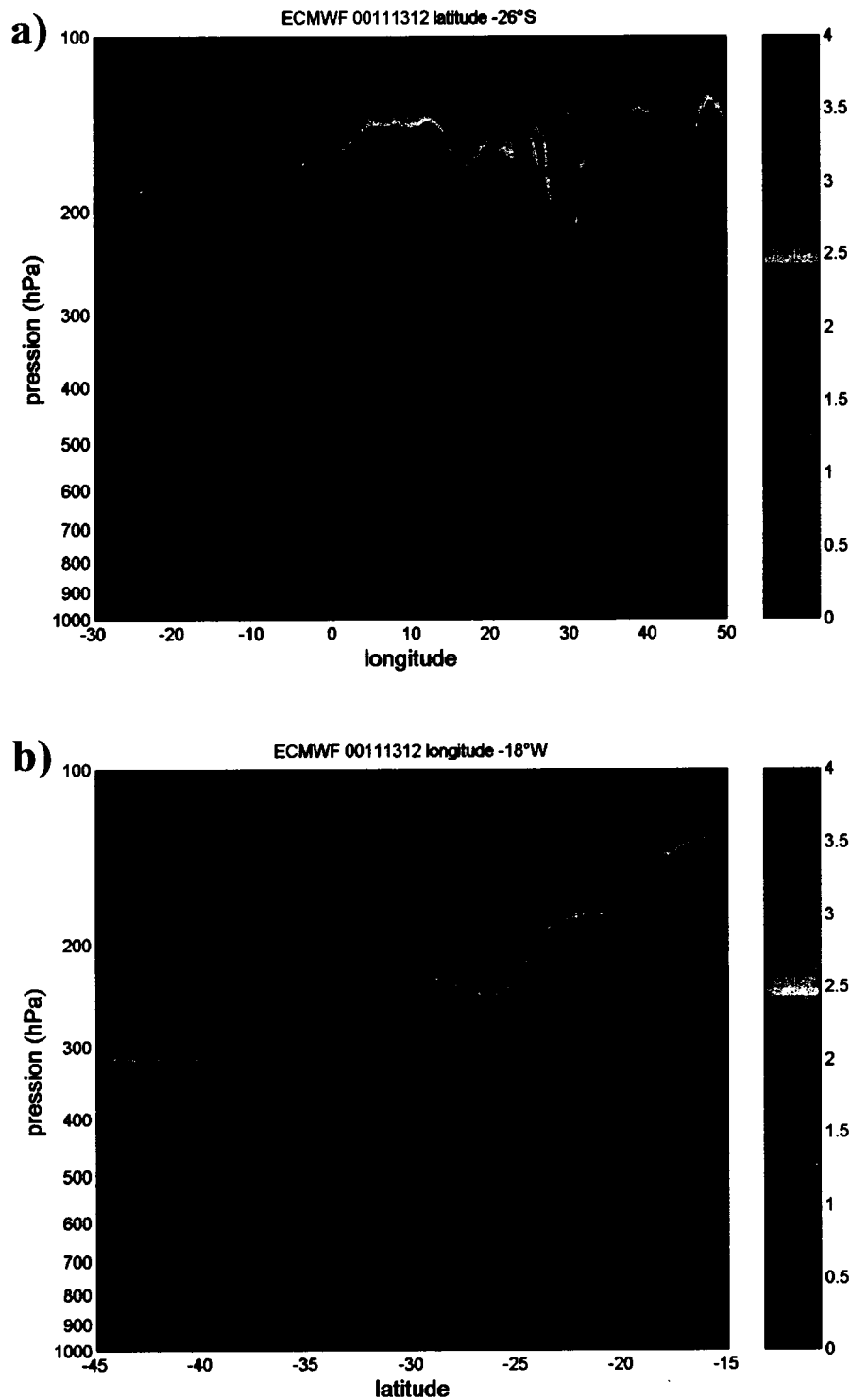


Figure 3.23 : Coupes latitudinale à -26°S (Irène) (a) et longitudinale à -18°W (b) de la vorticité potentielle dont les traces A1B1 et A2B2 dans le plan horizontal sont visibles sur la figure 3.22. Contours de température potentielle en pointillés et d'intensité du vent horizontal en trait plein.

La coupe verticale méridienne à -18°W de l'anomalie de vorticité potentielle (Fig. 3.23b) se situe ainsi dans la courbure entre les deux jet-streaks. La foliation apparaît clairement jusqu'au niveau 250 hPa (11 km) à la latitude -26°S . L'altitude de la contamination se situe en dessous de l'altitude de la tropopause (15 km habituellement). Il est intéressant de constater que la frontogénèse résultante apparaît également : la différence des pentes des surfaces isentropes entre le côté cyclonique et le côté anticyclonique du courant-jet visible à ($-33^{\circ}\text{S} / 300 \text{ hPa}$) est notable, et est caractéristique de différences entre les masses d'air de chaque côté du courant-jet.

La seconde intrusion de PV dans la troposphère entre 330K et 340K et entre 20°E et 33°E visible sur la figure 3.23a se situe en bordure ouest de la dépression d'altitude que nous avons localisé sur la figure 3.21. Aucun jet-streak n'est par contre visible. Cette intrusion de PV ne s'apparente manifestement pas à une foliation subtropicale de la tropopause. Nous avons placé sur la figure 3.24 une coupe verticale latitudinale à 35°S de la divergence du vent horizontal et de l'intensité du vent agéostrophique horizontal. C'est à cette latitude que le maximum d'instabilités générées par les circulations verticales associées à la présence de la zone convective ont été repérées. La succession de cellules de divergence / convergence est visible entre 30°E et 40°E avec un maxima local de vent agéostrophique autour de 200 hPa. Alors que deux noyaux intenses de vent agéostrophique sont notables à -5°E et -20°W , nous ne retrouvons pas de corrélation forte avec la présence de cellules de divergence / convergence. En fait, la zone sèche en bordure de la zone convective est une dépression d'altitude contenant de l'air stratosphérique, alimentée par le filament qui ceinture cette zone convective du Canal du Mozambique. Ce cas montre certaines similitudes avec une étude de goutte froide d'altitude sur l'Afrique du Sud (Baray et al., 2003). Le radiosondage du 1 Octobre 1996 de La Réunion présentait alors un pic d'ozone avec une amplitude et une altitude comparable à celui que nous présentons ici. La différence principale des situations synoptiques réside dans le fait du rôle du système convectif (non présent en Octobre 1996 et présent en Novembre 2000) dans la filamentation stratosphérique et la formation de la goutte froide.

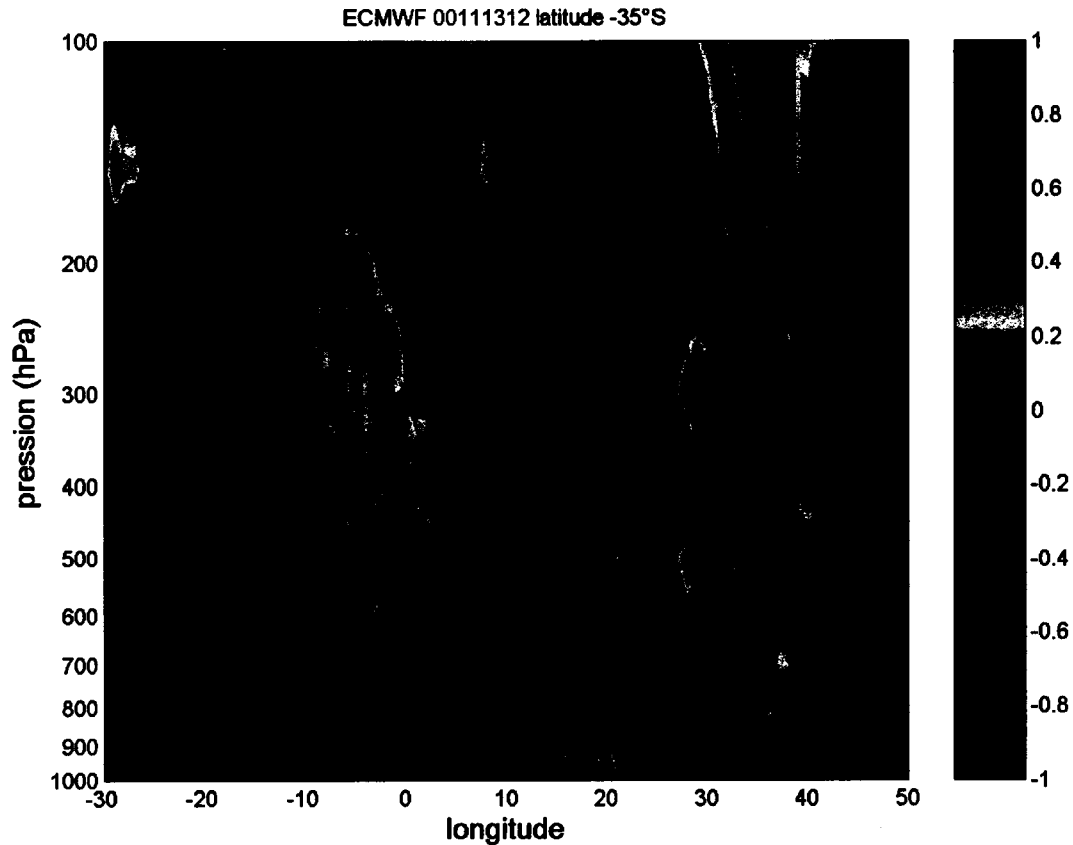


Figure 3.24 : Coupes latitudinale à -35°S de la divergence ($\times 10^4 \text{ s}^{-1}$) du vent horizontal dont la trace A3B3 dans le plan horizontal est visible sur la figure 3.22. Les valeurs positives (resp. négatives) de divergence (resp. convergence) apparaissent en rouge (resp. bleu). Contours d'intensité du vent agéostrophique en trait plein.

La coupe verticale de la figure 3.25 montre que la déformation du champ de PV atteint le niveau de la surface isentropique 330K le 15 novembre 2000. De plus, près de cette anomalie de PV, la surface isentropique 330K présente d'importants sauts de pente, suggérant l'occurrence de mécanismes frontogénétiques près de la goutte froide. Le détachement de cette goutte froide dans le plan vertical est en cours, mais n'est pas encore achevé au jour du 15 Novembre 2000.

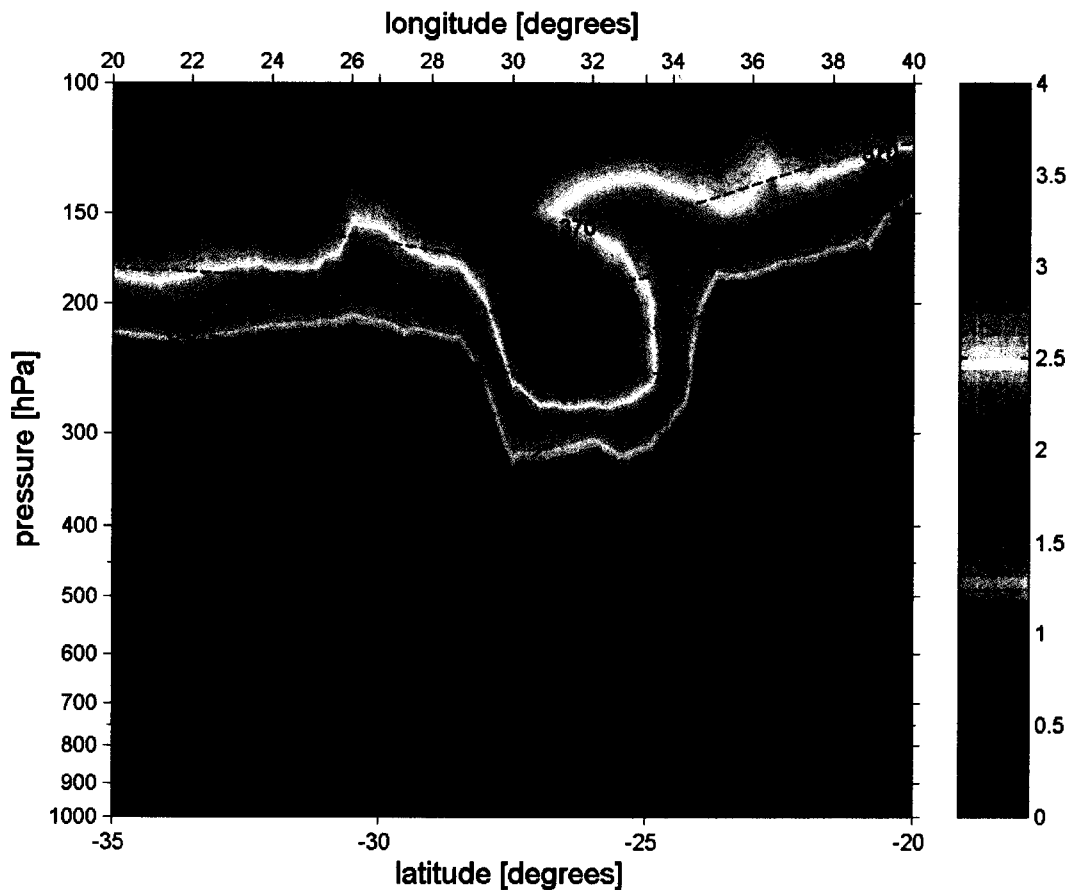


Figure 3.25 : Coupe verticale oblique de la vorticité potentielle dont la trace A4B4 dans le plan horizontal est visible sur la figure 3.22.

Si nous comparons ce cas d'étude au précédent, nous sommes en présence de signatures d'échanges stratosphère – troposphère plus importantes (très fortes valeurs d'ozone et signatures sur la PV plus marquées).

Le mécanisme dynamique est également différent du cas d'étude Guillaume. Le filament stratosphérique qui s'est développé autour de la zone convective du Canal du Mozambique a alimenté une dépression d'altitude d'air stratosphérique dans la haute troposphère. La taille de cette dépression et ses fortes concentrations en ozone ont produit un pic d'ozone intense, amplifié par le front d'altitude au dessus de l'Océan Atlantique.

3.3 Conclusions du troisième chapitre

Dans ce chapitre, nous avons documenté deux cas d'étude d'échange stratosphère – troposphère en bordure d'événements convectifs profonds, et portant sur trois situations distinctes (dépression Guillaume, cyclone Guillaume, et convection à Irène).

Dans ces trois situations, une forte interaction entre les dynamiques de la convection, du système jet-front et des ondes de Rossby induisent des échanges stratosphère – troposphère.

Des filaments stratosphériques dans la haute troposphère ont été mis en évidence par les analyses du centre européen, en bon accord avec les observations sur l'ozone, l'humidité et la température. Ceci montre que l'événement Marlène n'était pas un cas isolé, et que la variabilité des signatures sur l'ozone et du contexte synoptique de chaque situation est vraiment importante.

Ceci justifie aussi à posteriori l'influence sur la climatologie mise en évidence au second chapitre.

Dans le cas d'étude Guillaume, des filaments et des subsidences ont été montrés dans les deux configurations du système (dépression le 15 février et cyclone tropical le 19). Nous n'avons pas observé de fort pic d'ozone le 15, mais seulement une augmentation modérée dans une bonne partie de la troposphère libre. Le 19, un pic de 100 ppbv a été observé.

Dans le cas d'étude d'Irène, l'élément précurseur est un creusement au niveau de la tropopause au dessus de l'Atlantique Sud le 13 Novembre, qui a conduit, à cause de son interaction avec la zone divergente bordant l'événement convectif du Canal du Mozambique, à un pic d'ozone plus intense (170 ppbv). Il est à noter aussi que le radiosondage dans ce cas montre un fort enrichissement d'ozone dans la haute troposphère, mais pas de signature de pompage de masses d'air des basses couches.

Les présentes observations montrent que non seulement les cyclones tropicaux mais aussi la convection profonde est susceptible d'induire des échanges de masses d'air entre la basse stratosphère et la haute troposphère, ce qui est renforcé lorsque l'évènement convectif interagit avec le courant-jet subtropical.

Chapitre 4

Cyclone tropical Marlène et échanges stratosphère - troposphère : simulations à méso – échelle (MESO-NH) et idéalisée (HURRICANE)

La climatologie de l’ozone troposphérique pendant la saison cyclonique à La Réunion qui ont été apportés dans le second chapitre suggère qu’elle peut être influencée par la proximité des systèmes cycloniques tropicaux. Les valeurs d’ozone en moyenne troposphère (resp. haute troposphère) au dessus d’un site placé sous l’influence des mouvements de subsidence (resp. de convection profonde) d’un système cyclonique, seraient supérieures (resp. inférieures) aux valeurs standard. Les cas d’étude du chapitre 3 mettent en évidence des signatures d’échanges stratosphère-troposphère issues des analyses du modèle global ECMWF bien marquées. Dans le cas d’étude Marlène qui a fait l’objet d’une documentation préliminaire (Baray et al., 1999a), l’intensité de la contamination est plus forte sur l’ozone mais beaucoup moins sur les analyses ECMWF. Nous proposons donc dans ce chapitre d’apporter des éléments caractéristiques de la

dynamique d'échange à méso-échelle de ces intrusions d'ozone stratosphérique dans le contexte particulier qu'est la périphérie des cyclones tropicaux. Ce travail s'appuiera sur une simulation à méso-échelle du cyclone Marlène (Avril 1995) réalisée à l'aide du modèle Méso-NH. Auparavant, la partie 4.1 fera un rappel des observations qui ont mené à considérer que ce cas d'étude constitue un évènement d'échange stratosphère-troposphère d'intensité importante et la partie 4.2 détaillera l'évolution dans le temps du système Marlène (trajectoire et intensité).

Enfin, après l'analyse de la simulation MESO-NH, l'utilisation du modèle bidimensionnel de cyclone tropical idéalisé HURRICANE apportera des compléments dynamiques et généralisera cette étude de mécanismes reliant cyclones et échanges dynamiques entre les compartiments atmosphériques. L'effet du cisaillement vertical de vent sur ces échanges sera aussi discuté à cette occasion. Ce modèle nous permettra également de clarifier les circulations de masses d'air caractéristiques des cyclones tropicaux et d'extraire les éléments essentiels de leur structure suggérant ces échanges dynamiques.

4.1 Synthèse des mesures in - situ et des connaissances antérieures

Des études portant sur la partie Sud-Ouest de l'Océan Indien pendant la période du début Avril 1995 ont été réalisés (Baray et al., 1999a ; De Laat et al., 1999). A cet effet, des données provenant de vols MOZAIC sur la ligne Vienne - Johannesburg, de radiosondages réalisés à La Réunion ainsi qu'à Irène (Afrique du Sud), et enfin de la campagne pré-Indoex (Indian Ocean Experiment) ont été utilisés. Rappelons que l'Expérience de l'Océan Indien (INDOEX) piloté par le C⁴ (Center for Clouds, Chemistry and Climate) de l'Université de Californie a été un projet scientifique de recherche de première importance abordant les problèmes du réchauffement global et de l'évolution climatique grâce à une grande campagne de terrain dans l'Océan Indien ; l'objectif étant l'analyse des transports d'aérosols et de polluants par la dynamique atmosphérique tropicale, leur évolution et leur interaction avec les nuages, le rayonnement et le climat. Des données de diverses sources, comprenant plusieurs satellites météorologiques et environnementaux, des navires, des bouées, des ballons et des stations au sol ont contribué à cette expérience.

L'expérience ou plutôt sa phase préliminaire a débuté en avril 1995 impliquant notamment des mesures sur navire.

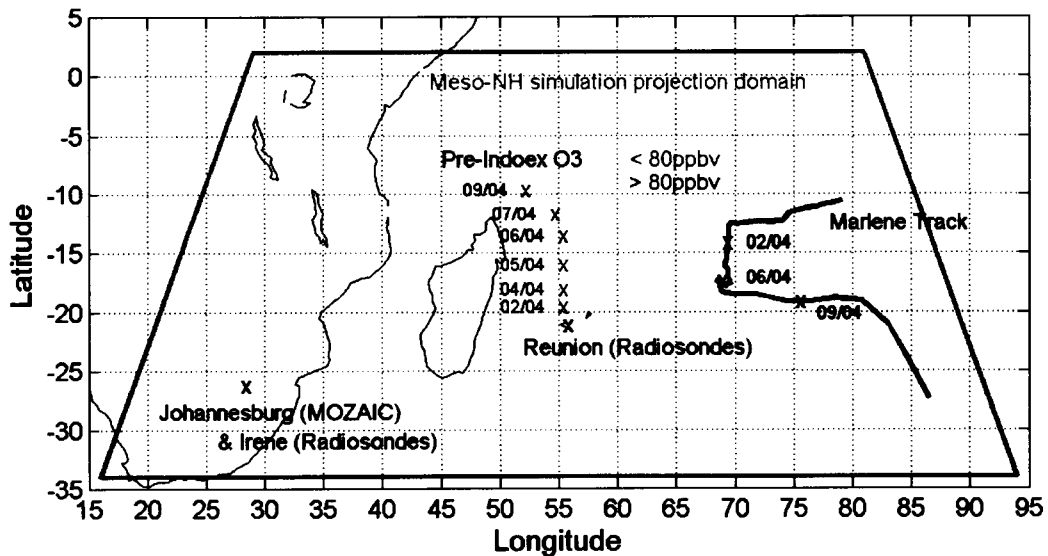


Figure 4.1 : Localisation des mesures employées dans le cas d'étude du 6 avril 1995.

Les sites d'observations dont les mesures ont été utilisées ainsi que la position du cyclone tropical intense Marlène sont portés sur la figure 4.1. Le domaine de la simulation Méso-NH est figuré en vert. Les radiosondages INDOEX dont les valeurs d'ozone dépassent (resp. sont inférieures) les 80 ppbv en moyenne troposphère sont marqués en bleu (resp. rouge).

Le radiosondage effectué à La Réunion le 6 Avril 1995 a montré des caractéristiques très inhabituelles (Fig. 4.2).

Des valeurs d'ozone extrêmement élevées ont été observées dans toute la troposphère libre (concentration d'ozone supérieure à 100ppbv entre 800 et 100 hPa). Ces valeurs dépassent très largement celles du profil climatologique à cette période de l'année (moins de 80 ppbv dans la troposphère libre).

En plus du niveau moyen très élevé de ce profil d'ozone, deux pics apparaissent : un d'environ 300 ppbv au niveau de pression 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 fortes dans les basses couches, environ 60 %. Dans la troposphère libre, le niveau d'humidité reste très important, avec des maxima relatifs entre 15 et 30 %. Les couches sèches de la troposphère libre présentent une anti-corrélation très nette avec l'ozone.

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.

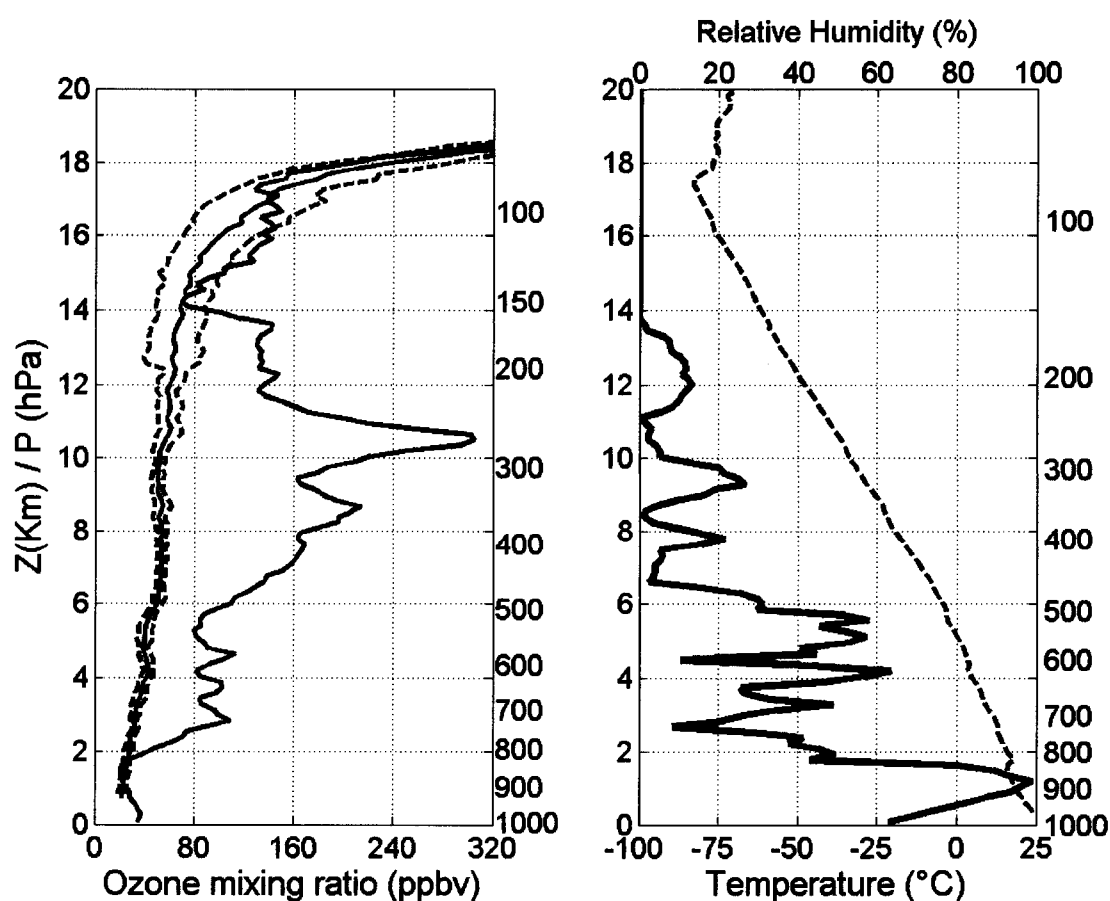


Figure 4.2 : Profils d'ozone (gauche) , de température et d'humidité relative (droite) en fonction de l'altitude et de la pression correspondante obtenus le 6 Avril 1995 au-dessus de La Réunion. Le profil climatologique (rouge) a été calculé sur 21 profils entre 1992 et 2004.

Des calculs de corrélation (Baray et al., 1999a) ont montré que, dans la couche la plus fortement contaminée en ozone entre 6 et 14 km, l'anticorrélation entre l'ozone et

l'humidité est très nette, lui donnant ainsi des caractéristiques stratosphériques très prononcées.

Comme cela a été vu dans l'introduction, l'influence des feux de biomasse susceptibles d'injecter des précurseurs de l'ozone n'est significative que pendant le printemps austral (Baldy et al., 1996), le maximum 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). Par ailleurs, il est possible d'estimer, via des simulations, un taux de production photochimique d'ozone par jour ; les cas les plus favorables donnent des valeurs de l'ordre de 10 ppbv/jour (Thompson et al., 1997).

Le facteur dynamique de transport pur entre la stratosphère et la troposphère paraît alors plus pertinent pour expliquer l'origine de l'augmentation de l'ozone troposphérique le 6 Avril 1995. Cependant, les analyses provenant des modèles globaux NMC et ECMWF ne montrent pas la présence de forts noyaux de courant-jet susceptibles d'induire une foliation de tropopause d'ampleur suffisante pour introduire des quantités d'ozone telles qu'elles ont été observées. Un jet-streak d'intensité modérée est malgré tout repéré mais au sein du courant-jet qui est quasiment rectiligne (sans courbure) à ce moment. La Réunion se situe alors en entrée de ce noyau de courant-jet et sur la face anticyclonique. Un tel niveau de contamination aurait éventuellement pu être expliqué par la présence d'un courant-jet extrêmement fort, associé à une zone très barocline et frontogénétique en dessous du courant-jet, et un radiosondage lâché plus près de la face cyclonique (Baray et al., 1999a).

La situation synoptique du bassin Sud-Ouest de l'Océan Indien, pendant la période début avril 1995, laisse apparaître la présence d'un système cyclonique : la dépression tropicale Marlène qui s'est formée le 30 Mars 1995 à 2000 km au nord-est de la Réunion, et qui est devenue cyclone tropical intense.

Les analyses ECMWF ont permis de détecter des zones d'instabilité et de subsidence au dessus de La Réunion, cependant sans détermination explicite et claire sur les champs de PV, prenant en compte le fait que les modèles globaux sont trop diffus et utilisent une

résolution trop faible pour la mise en évidence de mécanismes à méso - échelle. Par ailleurs, un large jeu de données obtenu dans l'Océan Indien pendant la campagne pre-Indoex est présentée par De Laat et al. (1999).

Des radiosondages extraits de cette base de données, concordants en temps et en espace avec le cyclone présent dans la zone, présentent également des augmentations d'ozone troposphérique par rapport aux valeurs climatologiques avec une structure similaire à celui du 6 Avril à La Réunion (Fig. 4.3).

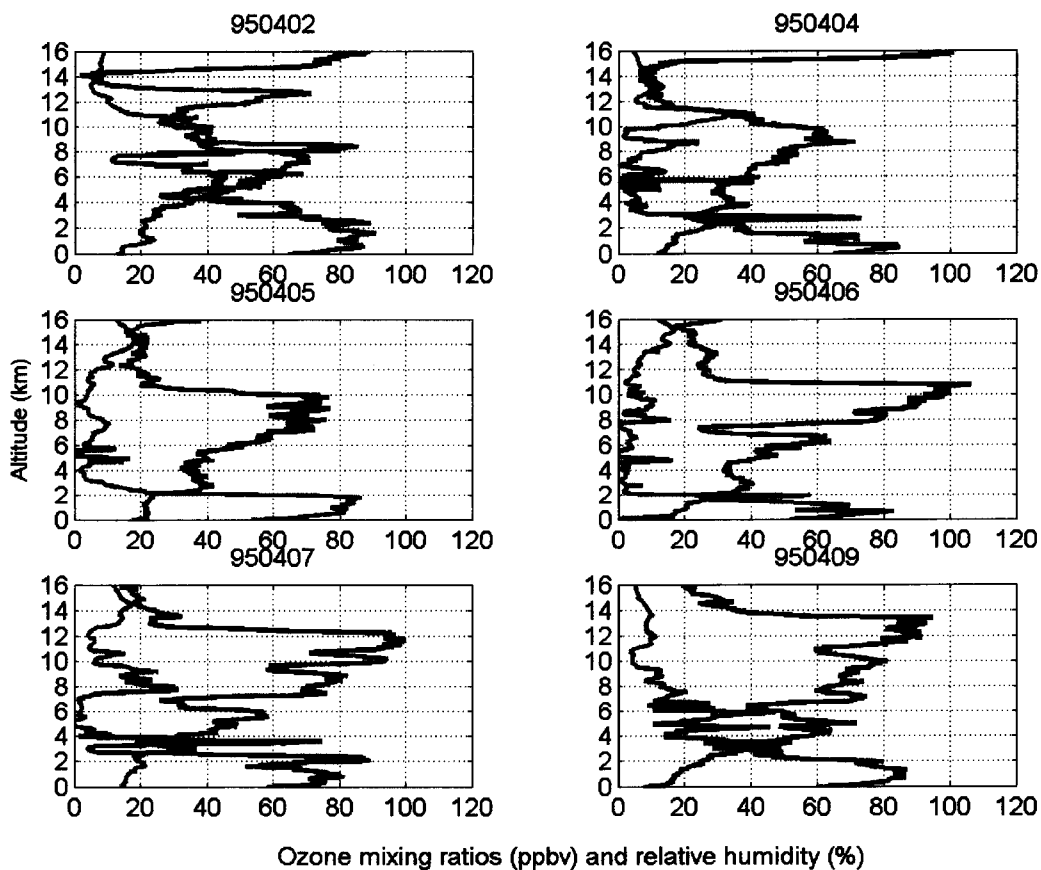


Figure 4.3 : Profils d'ozone (rouge) et d'humidité relative (bleu) obtenus par radiosondage à bord du navire le « Malcolm Baldrige » pendant la phase préliminaire de l'expérience Indoex (données mises en ligne <http://www-indoex.ucsd.edu/>).

Les valeurs d'ozone restent cependant plus faibles que celui du radiosondage de La Réunion de manière significative. Les valeurs les plus fortes sont comprises entre 70 et 80

ppbv dans la tranche 6 - 10 km d'altitude les 2, 4 et 5 Avril, puis entre 80 et 105 ppbv les 6, 7 et 9 Avril. De Laat et al. (1999) considèrent que l'augmentation de l'ozone observée provient du transport d'air pollué depuis l'Afrique, se basant sur des analyses de modèle chimie – transport et des calculs de rétrotrajectoires.

Un « comment – reply » a été publié suite aux hypothèses avancées: Baray et al. (2001), De Laat et Lelieveld (2001).

Ce « comment » souligne que les vols Mozaic Johannesburg – Vienne analysés par Baray et al. (2001) indiquent de très faibles valeurs d'ozone au dessus de l'Afrique. De plus, à travers des images du satellite NOAA AVHRR, le mois d'Avril ne correspond pas à la période des feux en Afrique. De Laat and Lelieveld (2001) considèrent que les fortes valeurs de CO simulées constituent une origine chimique de l'augmentation des concentrations d'ozone, bien qu'il soit difficile d'appréhender des phénomènes dynamiques à méso – échelle en utilisant des grilles horizontale et verticale larges.

En perspective, l'augmentation de l'ozone troposphérique en question dans ce cas d'étude du 6 Avril 1995 reste toujours une question ouverte ; en ce sens il est nécessaire d'aborder ce problème par la simulation à moyenne échelle.

La partie suivante rendra compte de l'évolution du cyclone Marlène dans le bassin Océan Indien (trajectoire et intensité) avant d'aborder dans la partie 4.3 l'analyse trajectographique et dans la partie 4.4 les éléments dynamiques caractéristiques des échanges stratosphère-troposphère apportés par la simulation à méso-échelle de ce cas d'étude par MESO-NH.

4.2 Le cyclone tropical Marlène

Marlène a été baptisée par le Centre des Cyclones Tropicaux de La Réunion le 30 Mars à 16UT. Elle se déplace alors en direction générale de l'Ouest-Sud-Ouest à une vitesse moyenne de l'ordre de 12 km.h⁻¹ (données Centre des Cyclones Tropicaux de La

Réunion). La trajectoire de Marlène (Fig. 4.4) se redresse ensuite vers l'Ouest et son déplacement s'accélère assez sensiblement jusqu'à plus de 25km/h en soirée du 31, moment où l'amorce d'un œil apparaît.

Le système se ralentit nettement en fin de nuit suivante alors qu'il devient cyclone tropical. En soirée du 1er Avril, le système présente un œil bien défini de 25km de diamètre, passant en l'espace de trois jours du stade de perturbation tropicale au stade de cyclone tropical intense.

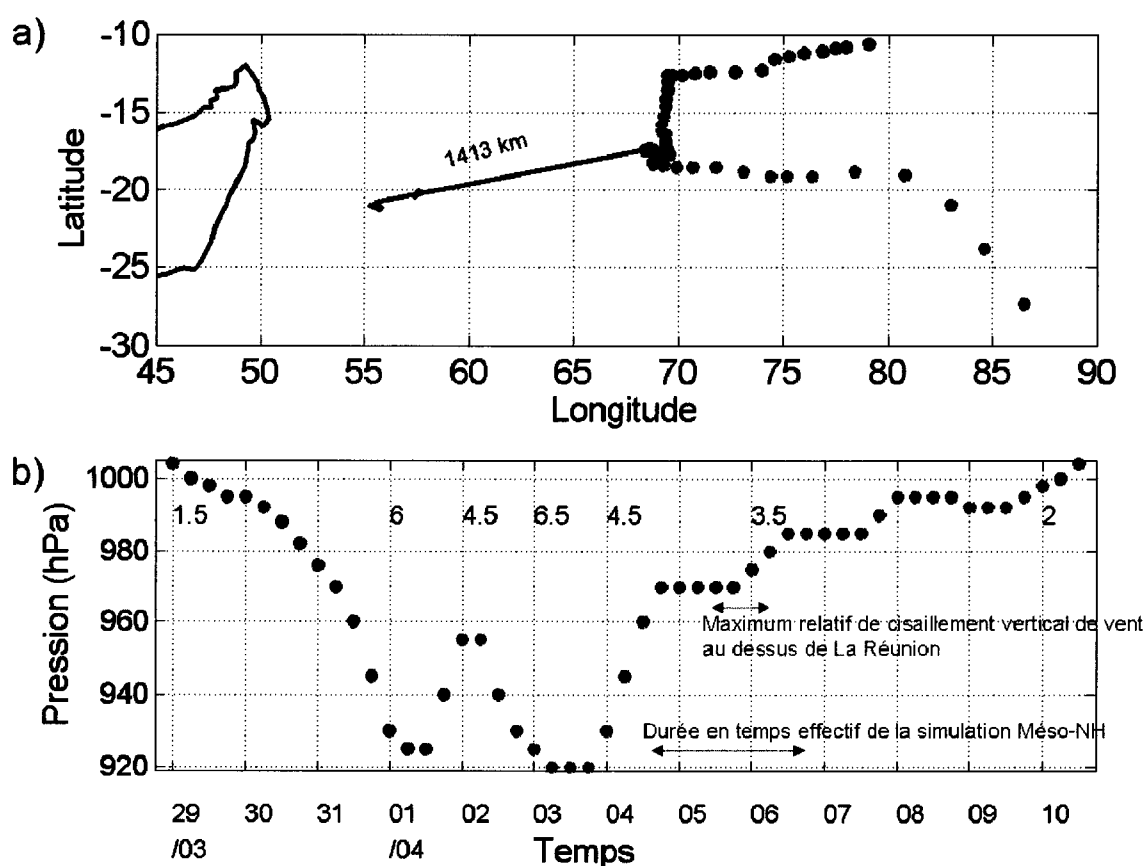


Figure 4.4 : (a) Trajectoire du système Marlène ; distance minimale Réunion – centre du cyclone

(b) Evolution dans le temps de la pression centrale du système au niveau de la surface de la mer et intensité caractéristique pour quelques échéances sur l'échelle de Dvorak. Données : Centre des Cyclones tropicaux de La Réunion.

Les différentes phases d'intensification (diminution de la pression au centre du système) et d'affaiblissement (augmentation de la pression au centre du système) sont matérialisées par des couleurs différentes à la fois sur la pression et la position du centre du cyclone. La durée de la simulation Méso-NH et le temps de présence du maximum relatif de cisaillement vertical de vent qui sera analysé dans la partie 4.6 sont symbolisés par les flèches grises.

Le 3 Avril, à 15UT, le maximum d'intensité est atteint avec une intensité de 6.5 sur l'échelle de Dvorak ; les vents maximaux dans le mur de l'œil sont estimés à 180km.h⁻¹ en vent moyen (sur 10 min.) et 275km.h⁻¹ en rafales et la pression centrale est, quant à elle, estimée à 920hPa.

Marlène stoppe son déplacement en début de nuit du 1^{er} au 2 avril, avant d'effectuer un virage brutal à 90°.

Il entame alors une trajectoire plein Sud, à 10 km.h⁻¹ de moyenne, en direction d'un col barométrique associé à un thalweg présent au Sud de 20°S (Fig 4.5).

Le passage de ce thalweg polaire va se répercuter immédiatement par une déstructuration de la convection et la disparition de l'œil au cœur de la perturbation, qui est déclassée en tempête tropicale forte le 05 Avril. L'intensité va alors se stabiliser temporairement à ce niveau. En effet, à l'arrière du thalweg, une cellule de hautes pressions s'est installée au Sud du système avec, pour autre conséquence, l'arrêt de la progression de Marlène vers le Sud. Le système restera quasiment immobile pendant 60 heures tout en s'affaiblissant lentement en tempête tropicale modérée.

La situation ne se débloque que le 7 Avril alors qu'elle est à sa distance minimale avec La Réunion (1413 km) : le système redémarre vers le Sud puis, rapidement, incurve vers l'Est.

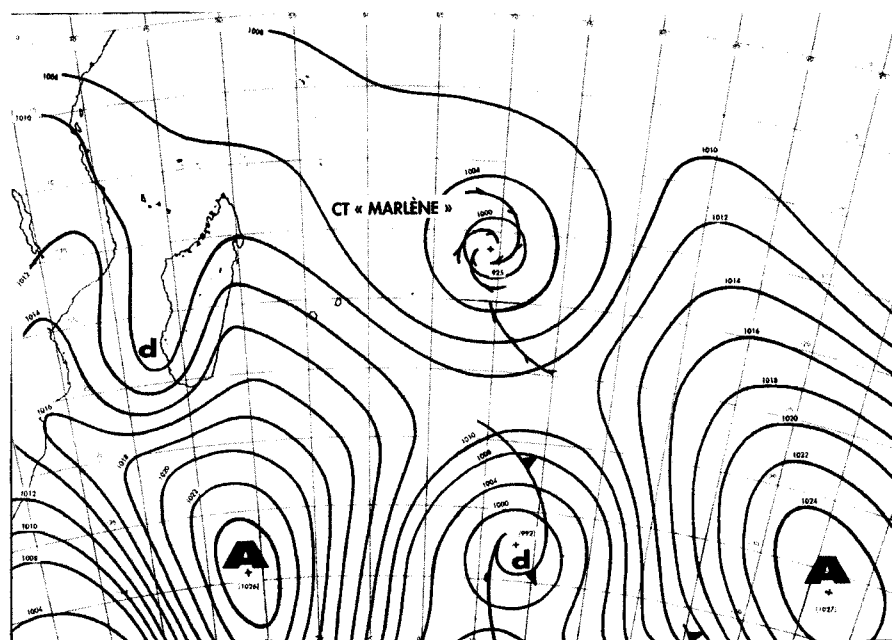


Figure 4.5 : Situation météorologique en surface le 03 Avril à 12 TU (données Centre des Cyclones Tropicaux de La Réunion).

Avec une cyclogenèse explosive, ayant atteint une forte intensité (6.5 sur l'échelle de Dvorak) et s'étant maintenu pendant quatre jours au stade de cyclone tropical ou de cyclone tropical intense, Marlène a été le système cyclonique le plus spectaculaire de la saison 1994/1995 dans le bassin Sud-Ouest de l'Océan Indien.

La figure 4.6 permet d'apprécier l'étendue de la couverture nuageuse de Marlène, significatif d'une forte divergence d'altitude. Marlène est en train de se ré intensifier avant d'atteindre, quelques heures plus tard, son intensité maximale. La divergence d'altitude est considérable, matérialisée par les cirrus (en bleu) qui viennent quasiment affleurer l'île Maurice visible sur la bordure sud-ouest de l'image. La bande principale est visible tout à fait en haut de l'image et les bandes spirales secondaires en bas à droite. La succession de zones nuageuses et sèches (claires) est à attribuer à la juxtaposition de cellules de convection et subsidentes. La Réunion se situe alors de manière franche dans la périphérie sud ouest, sous la branche subsidente externe du cyclone.

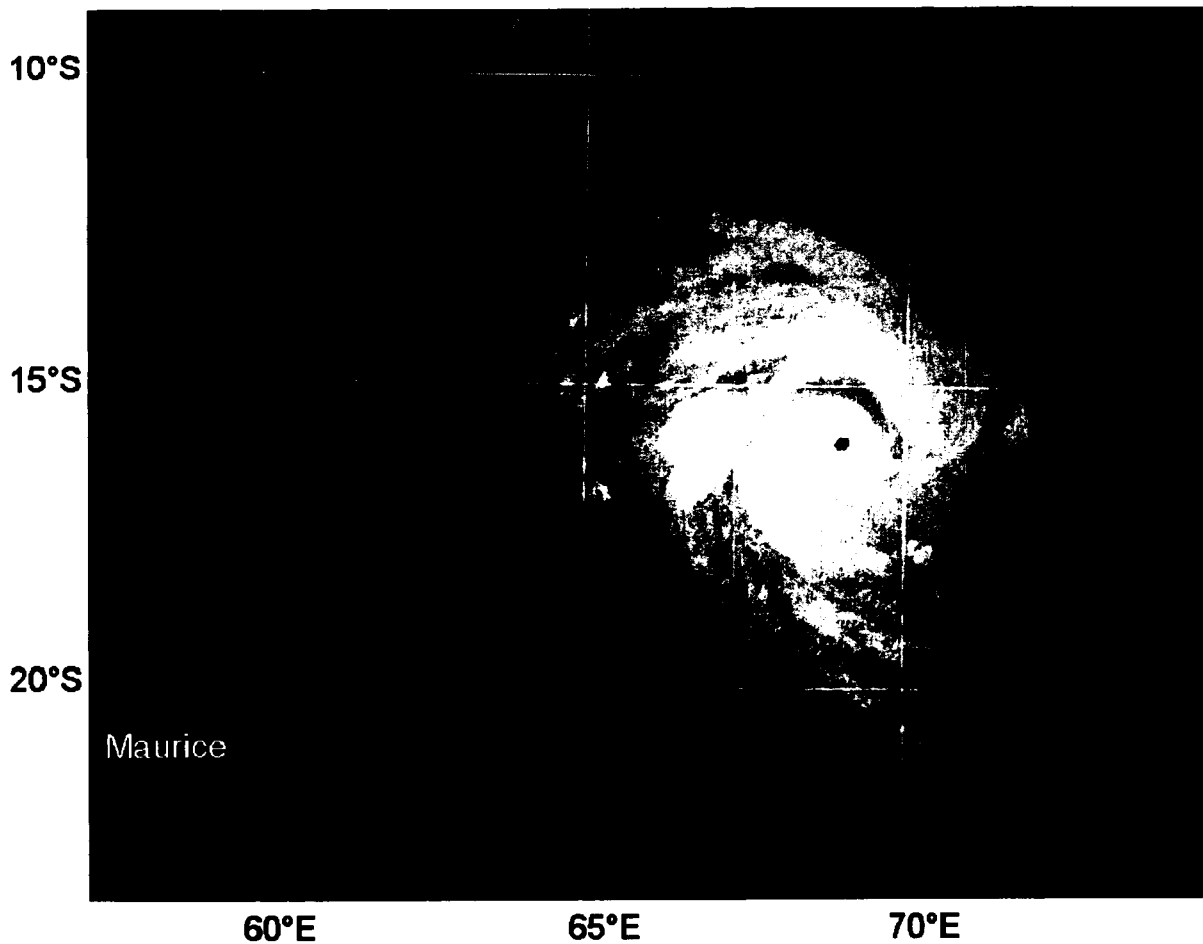


Figure 4.6 : Cyclone tropical intense Marlène le 3 Avril 1995 à 09 TU ; Orbite 1326 du satellite NOAA 14 ; composition colorée obtenue à partir des canaux visible et infrarouge.

4.3 Analyse trajectographique des masses d'air

Nous proposons ici de vérifier avec des outils d'analyse de trajectoires, s'il est possible de déceler dans l'historique des masses d'air arrivant au dessus de La Réunion le 6 Avril 1995 des mouvements verticaux qui ont pu engendrer les augmentations d'ozone troposphérique. De plus, il est aussi intéressant de visualiser de manière qualitative l'apport d'un modèle de dispersion comme FLEXPART qui permet une meilleure résolution du pompage convectif de la couche limite vers le haut selon un schéma physique que l'on comparera à des calculs basés sur les composantes tridimensionnelles du vent données par les analyses ECMWF.

4.3.1 Rétrotrajectoires cinétiques

Nous avons défini quatre niveaux isobares d'arrivée des trajectoires (500, 400, 300 et 200 hPa) dans la troposphère libre. Chaque faisceau comporte 63 trajectoires dont le point d'arrivée est situé autour de La Réunion.

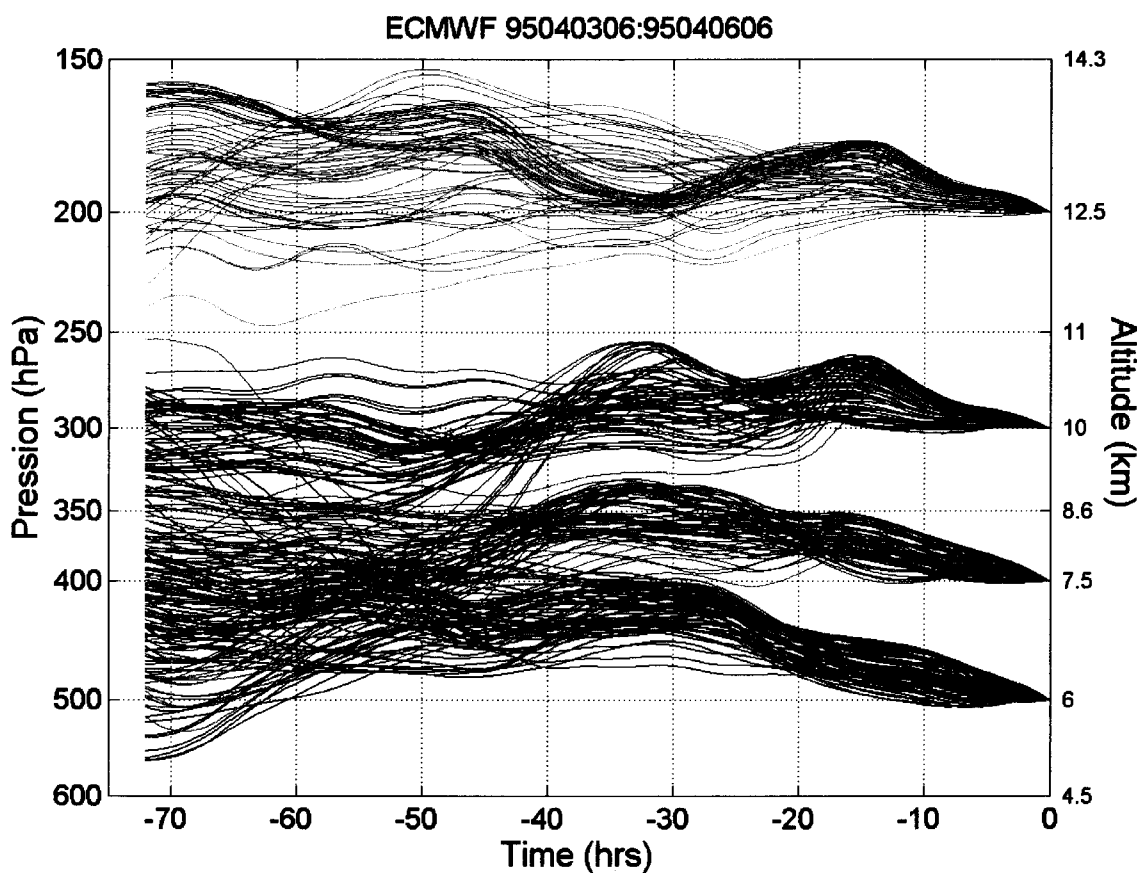


Figure 4.7 : Rétrotrajectoires (altitude * temps) de 63 particules (par niveau) et de trois jours arrivant au-dessus de La Réunion le 6 Avril 1995 à 06 TU à 500, 400, 300 et 200 hPa d'après les analyses ECMWF.

Sur la figure 4.7, nous pouvons observer l'évolution, dans le plan vertical et sur trois jours, des masses d'air arrivant au dessus de La Réunion le 6 Avril 1995.

En ce qui concerne les faisceaux arrivant à 500 (6 km), 400 (7.5 km) et 300 hPa (10km), nous pouvons distinguer entre -70 h (3 avril ~06 TU) et -50 h (4 avril ~06 TU), tout au

début des rétrotrajectoires, un mouvement ascendant pour un certain nombre de particules.

Le faisceau arrivant au niveau isobare 200 hPa laisse apparaître une majorité de particules ayant subi au contraire un lent mouvement de subsidence (50 hPa en 72 heures).

Sur la figure 4.8, deux origines sont visibles sur les faisceaux de rétrotrajectoires arrivant aux niveaux isobares 500, 400 et 300 hPa. Une partie des rétrotrajectoires a une origine au nord-est de La Réunion et l'autre partie a une origine plus à l'ouest. Les particules venant de l'est de La Réunion ont potentiellement été sous l'influence directe du cyclone Marlène et prises dans les mouvements générés par ce système, plus particulièrement pour le faisceau 400 hPa. Le faisceau arrivant à 200hPa, avec une majorité de rétrotrajectoires de nature subsidente, proviennent du nord-ouest de La Réunion.

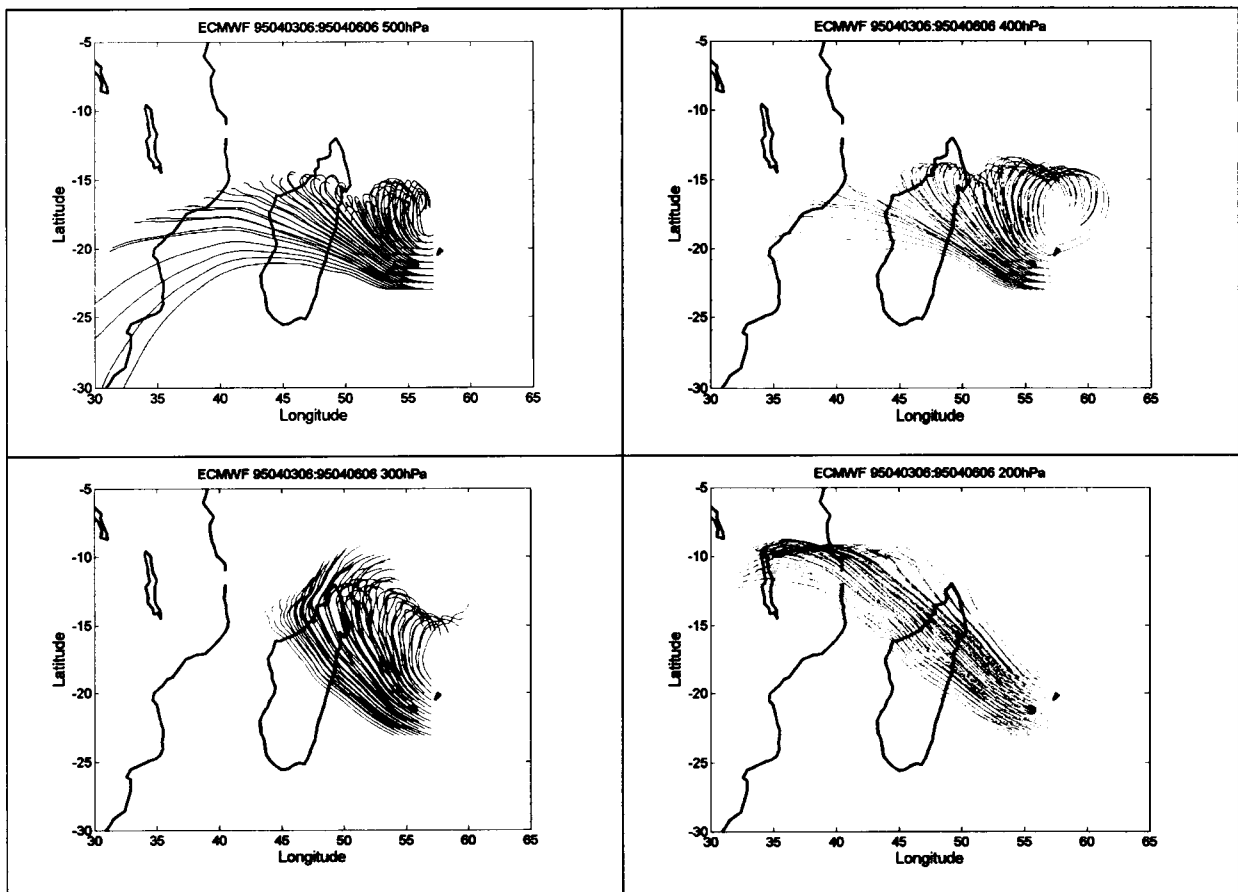


Figure 4.8 : Rétrotrajectoires (latitude * longitude) de 63 particules (par niveau) et de trois jours arrivant au-dessus de La Réunion le 6 Avril 1995 à 06TU à 500 (a), 400 (b), 300 (c) et 200 (d) hPa d'après les analyses ECMWF.

4.3.2 Rétrotrajectoires FLEXPART

FLEXPART calcule la position des particules à chaque pas de temps et cherche à identifier un nombre de clusters, défini par l'utilisateur, au sein du nuage de particules.

Nous avons effectué des simulations de rétrotrajectoires dans le cas Marlène à partir desquelles cinq clusters ont été identifiés à partir de 2000 particules lâchées. Nous présentons ici les rétrotrajectoires dont le point d'arrivée a été défini dans la tranche d'altitude allant de 9 à 11 km. La figure 4.9 donne l'évolution de la position géographique des clusters dans le plan horizontal et l'évolution de la PV le long de la trajectoire moyenne est portée sur la figure 4.10.

Les trajectoires présentées ici, comme cela a été le cas dans l'étude du système Guillaume dans sa phase mature au troisième chapitre, ne sont pas très rapides. La majorité des clusters sont positionnés, pendant la durée de la simulation, à approximativement un millier de kilomètres autour de $-15^{\circ}\text{S} / 50^{\circ}\text{E}$.

Quelques clusters d'altitude inférieure à 8 km, et de taille significative, donne une origine des masses d'air depuis les basses couches, particulièrement pour les tranches 9 - 9.5 km ainsi que 9.5 - 10 km.

Les mouvements de subsidence les plus notables concernent les couches 10 - 10.5 km et 10.5 – 11 km, depuis des altitudes supérieures à 11 km. Deux origines se superposent. D'une part, certaines masses d'air proviennent de l'ouest sous l'impulsion du courant moyen à ces altitudes. D'autre part, les clusters positionnés au nord de Madagascar sous-entendent une influence du système Marlène. Cette dernière influence se retrouve également sur les couches 9 -9.5 km et 9.5 – 10 km.

L'évolution de la PV issue des analyses Ecmwf le long de la trajectoire moyenne n'affiche pas de valeur stratosphérique. En revanche, un pic est clairement visible sur l'ensemble des couches 12h avant l'arrivée au dessus de La Réunion.

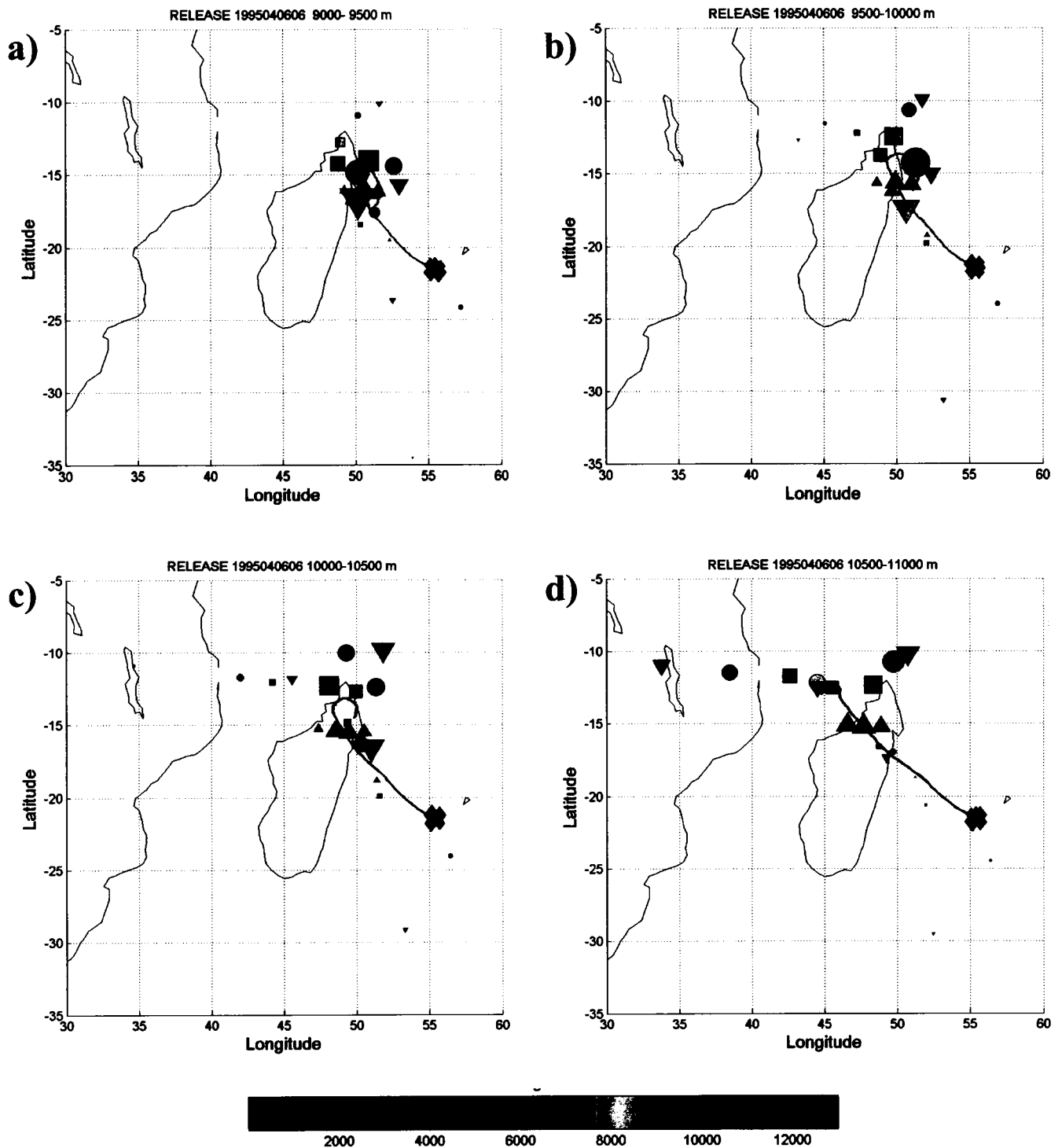


Figure 4.9 : *Rétrotrajectoire moyenne dans le plan horizontal et position du centre des nuages de points définissant les 5 clusters de particules identifiés par FLEXPART dans les trajectoires arrivant sur La Réunion le 06 avril 1995 à 06 TU entre 9 et 9.5 km (a), entre 9.5 et 10 km (b), entre 10 et 10.5 km (c) et entre 10.5 et 11 km (d) Les clusters sont représentés toutes les 24 heures et chaque symbole caractérise un pas de temps donné. L'échelle de couleur représente l'altitude du centre des nuages de points. La taille des clusters est proportionnelle au nombre de trajectoires définissant le cluster.*

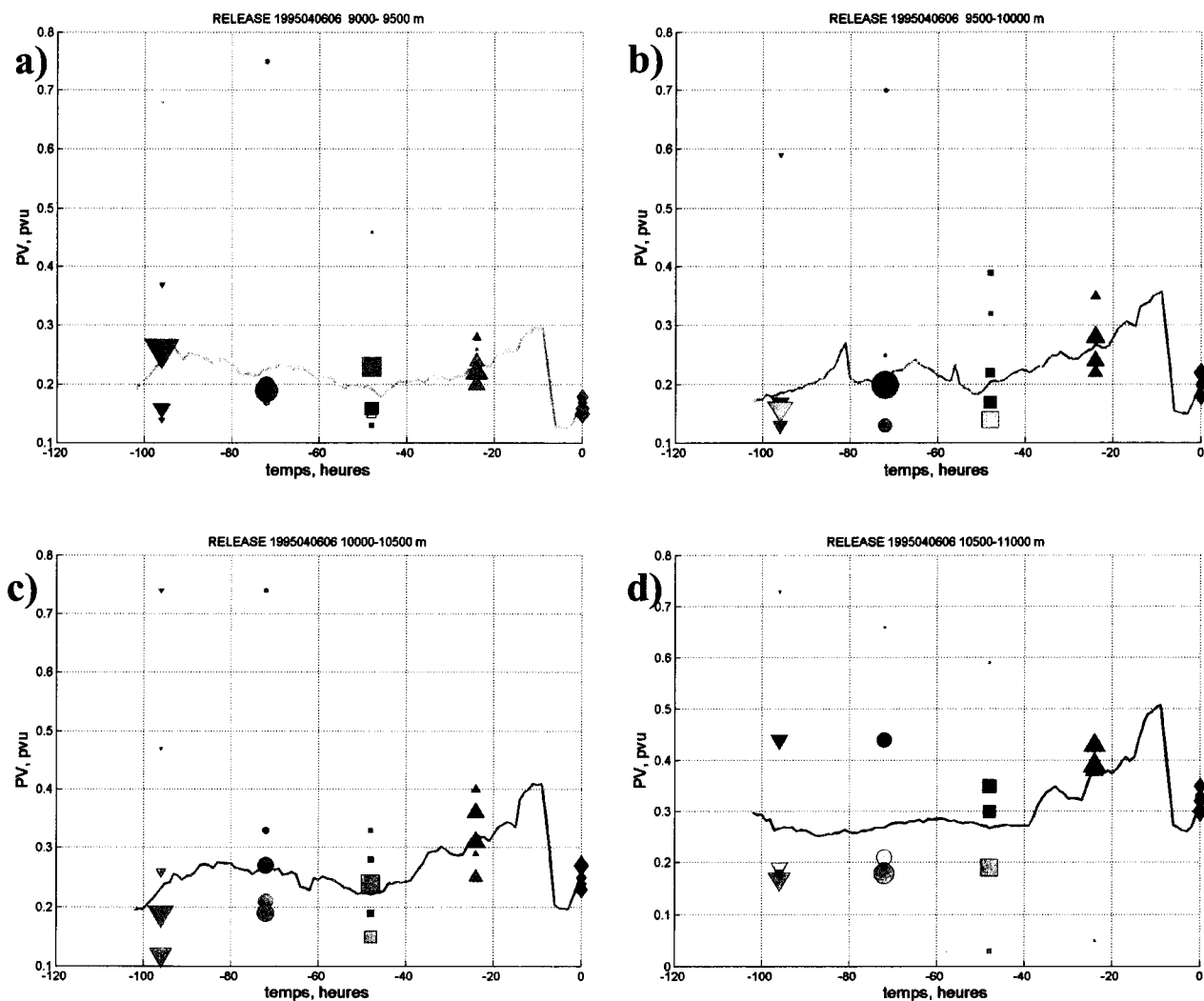


Figure 4.10 : PV Ecmwf le long de la trajectoire moyenne et au centre des nuages de points définissant les 5 clusters de particules identifiés par FLEXPART dans les trajectoires arrivant sur La Réunion le 06 avril 1995 à 06 TU entre 9 et 9.5 km (a), entre 9.5 et 10 km (b), entre 10 et 10.5 km (c) et entre 10.5 et 11 km (d)

4.3.3 Synthèse

Les trajectoires calculées à partir des champs de vent issus des analyses ECMWF ne reflètent pas une tendance nette de subsidence des masses d'air comprises entre 400 et 200 hPa, couche la plus contaminée en ozone sur le profil du 6 Avril. Cependant, un léger

caractère subsident est notable sur une partie des rétrotrajectoires arrivant au niveau isobare 200hPa.

La technique des clusters de FLEXPART basée sur le regroupement statistique de rétrotrajectoires fait que lorsque ceux-ci restent cohérents entre eux, il est probable que la position du cluster qui est au centre du nuage de point définisse assez bien la trajectoire de la masse d'air arrivant entre 9 et 11 km. Des clusters sont cohérents avec une origine des masses d'air depuis les côtes africaines ainsi qu'au nord de Madagascar avec un caractère subsident. L'autre partie des clusters laisse apparaître un soulèvement des masses d'air depuis les basses couches. En accord avec la stratification simulée, une double influence (subsidence et soulèvement) est identifiée. La paramétrisation de la convection dans FLEXPART a un effet notable sur les trajectoires (pompage convectif). Cependant, la compréhension des mouvements verticaux nécessite la modélisation numérique.

Les parties 4.4 et 4.5 portent sur l'analyse dynamique et la mise en évidence du transfert stratosphère - troposphère induit par le cyclone tropical Marlène via une simulation MESO-NH.

Le domaine horizontal de la simulation est centré sur La Réunion (20.8°S ; 55.5°E), porté sur une projection Lambertienne conforme avec 150 * 100 points de grille, espacés de 45 km, en abscisse comme en ordonnée. La couverture géographique de ce domaine est visible sur la figure 4.1. La résolution verticale varie continuellement de 150 m au sol jusqu'à 500 m vers 30 km d'altitude. Les analyses ECMWF apportent les conditions initiales ainsi que les conditions limites (latérales) au domaine en résolution spectrale T106 (i.e 1.125°*1.125°).

Afin de simuler les processus dynamiques à méso - échelle avant le radiosondage et d'en suivre l'évolution temporelle, le modèle (version masdev4_4 et bugfix2) fut initialisé le 4 Avril à 12UTC pour une période de 54 heures, avec des échéances fixées toutes les 3 heures, où les analyses globales viennent forcer le modèle sur les bords.

4.4 Cohérence des signatures sur les champs dynamiques et chimiques

Le 6 Avril 1995, le système Marlène a déjà commencé à s'affaiblir, avec une pression centrale de 975 hPa et une intensité de 3.5 sur l'échelle de Dvorak.

La structure verticale du vent obtenu par le modèle Méso-NH au-dessus de La Réunion avec des vents de sud-est d'intensité modéré (5 à 10 m.s⁻¹) dans les basses couches, et une composante d'ouest d'intensité supérieure (10 à 20 m.s⁻¹) dans les hautes couches correspond de manière satisfaisante aux vents observés in situ (Fig 4.11). Le profil de vent simulé est cohérent avec la présence d'un cyclone tropical à l'est de La Réunion. La circulation cyclonique renforce les vents d'alizés du sud-est observés habituellement dans les basses couches à La Réunion.

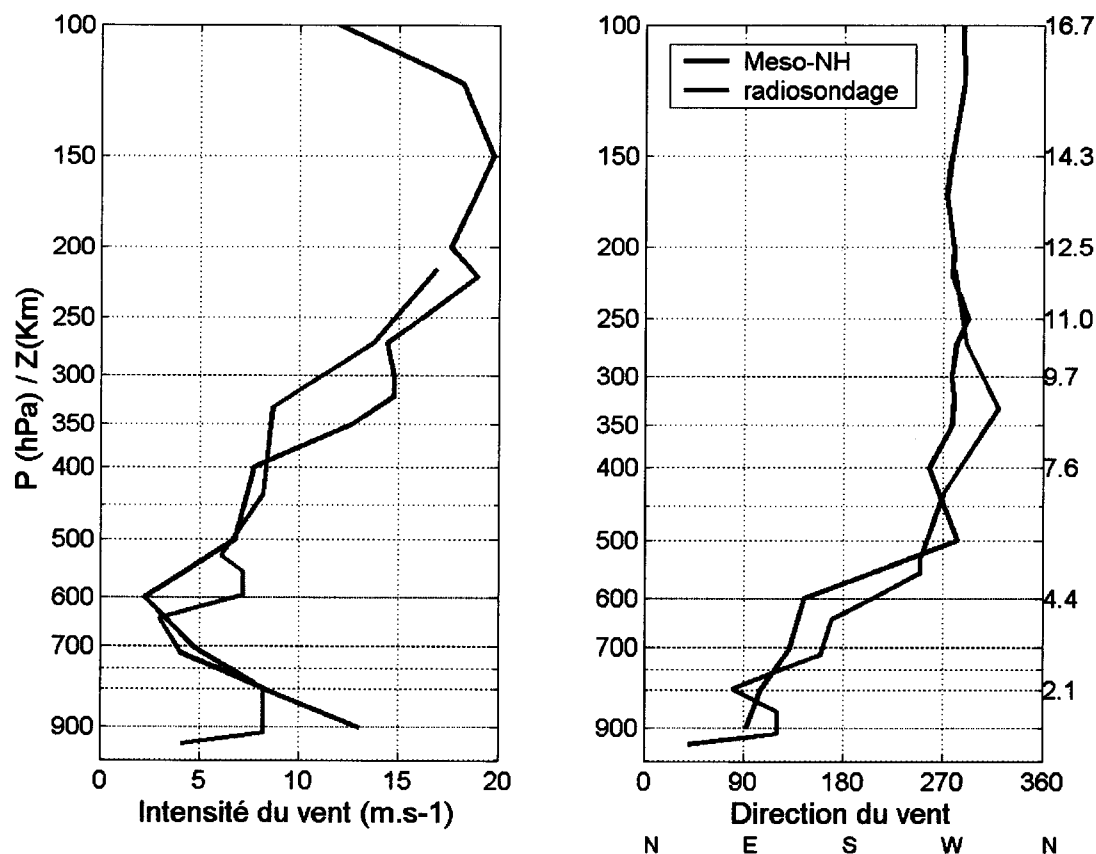


Figure 4.11 : Profil vertical de l'intensité et de la direction du vent au dessus de La Réunion le 6 Avril 1995 à 06 TU provenant d'un radiosondage effectué par Météo-France, et profil simulé par Méso-NH correspondant.

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 divergentes en hautes couches.

Nous avons vu dans l'introduction 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. Les champs de vent issus des données du modèle Méso-NH sur l'isobare 200 hPa le 6 Avril 1995 (Fig. 4.12b) montrent un maximum local de vent d'intensité supérieure à 40 m.s⁻¹ entre les points de grille (40 ; 40) et (100 ; 30). Ce jet-streak, localisé au sud de La Réunion le 6 Avril 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. Etant donné l'ampleur de l'apport d'ozone, nous l'avons dit en première partie de ce chapitre, un courant-jet associé à une zone très barocline et frontogénétique en dessous, 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.

Les circulations cyclonique de basses couches et anticyclonique d'altitude ainsi que le contexte dynamique environnant de Marlène, dont le courant-jet cité précédemment, sont visibles sur la figure 4.12. Nous y avons représenté les champs de vent (intensité et direction) sur les surfaces isobares 700 et 200 hPa. Le centre du cyclone est situé au point de grille de coordonnées (102 ; 60) soit à 1250 km au nord-est de La Réunion. Les vents horizontaux associés à la circulation cyclonique dans les basses couches atteignent des intensités autour de 20 m.s⁻¹. Ces intensités sont légèrement inférieures aux intensités des

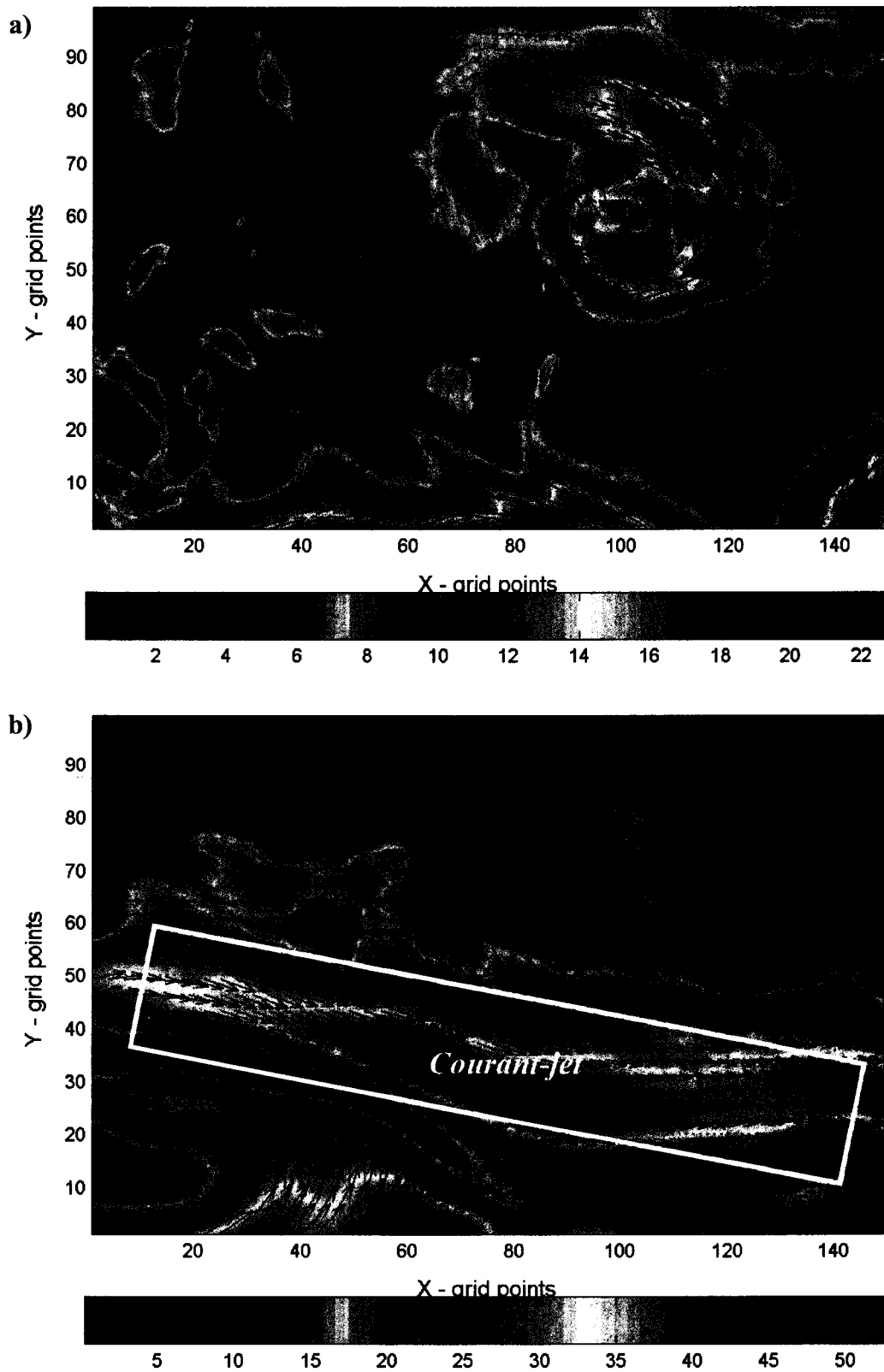


Figure 4.12 : Intensité et direction du vent horizontal sur les surfaces isobares 700 hPa (a) et 200 hPa (b) le 6 Avril 1995 à 06 TU vu par Méso-NH.

vents observés. Des vents de 20m.s^{-1} simulés par Méso-NH correspondent approximativement à des vents observés (Baray et al., 1999a) in situ de 30 m.s^{-1} .

La circulation anticyclonique d'altitude est centrée autour du point (102 ; 58), soit décalé par rapport au centre du cyclone de 90 km. A cause du décalage dans le plan vertical entre les circulations de basse et haute couche et aussi parce que la circulation anticyclonique d'altitude est asymétrique, à l'altitude de l'évacuation, à mesure que les circulations cycloniques en basse et moyenne troposphère se développent, cette circulation anticyclonique est plus inertielle instable et plus sensible au forçage extérieur (Holland and Merrill ; 1984).

La Réunion (78 ; 47) est sous l'influence de cette circulation anticyclonique qui est dirigée vers l'extérieur du cyclone, dans la direction sud sud ouest à cet endroit. De plus, cet écoulement anticyclonique semble être advecté vers la périphérie ouest du cyclone où il crée un cisaillement avec le flux moyen environnant et est intensifié par le noyau de courant-jet situé plus au sud.

Dans la direction perpendiculaire à l'écoulement, le cisaillement est anticyclonique lorsque l'on se place face au centre du cyclone et cyclonique à l'opposé. Cette structure est donc le résultat de l'interaction (cisaillement horizontal) entre l'écoulement divergent du cyclone et le flux moyen d'Ouest et le courant-jet subtropical plus au sud.

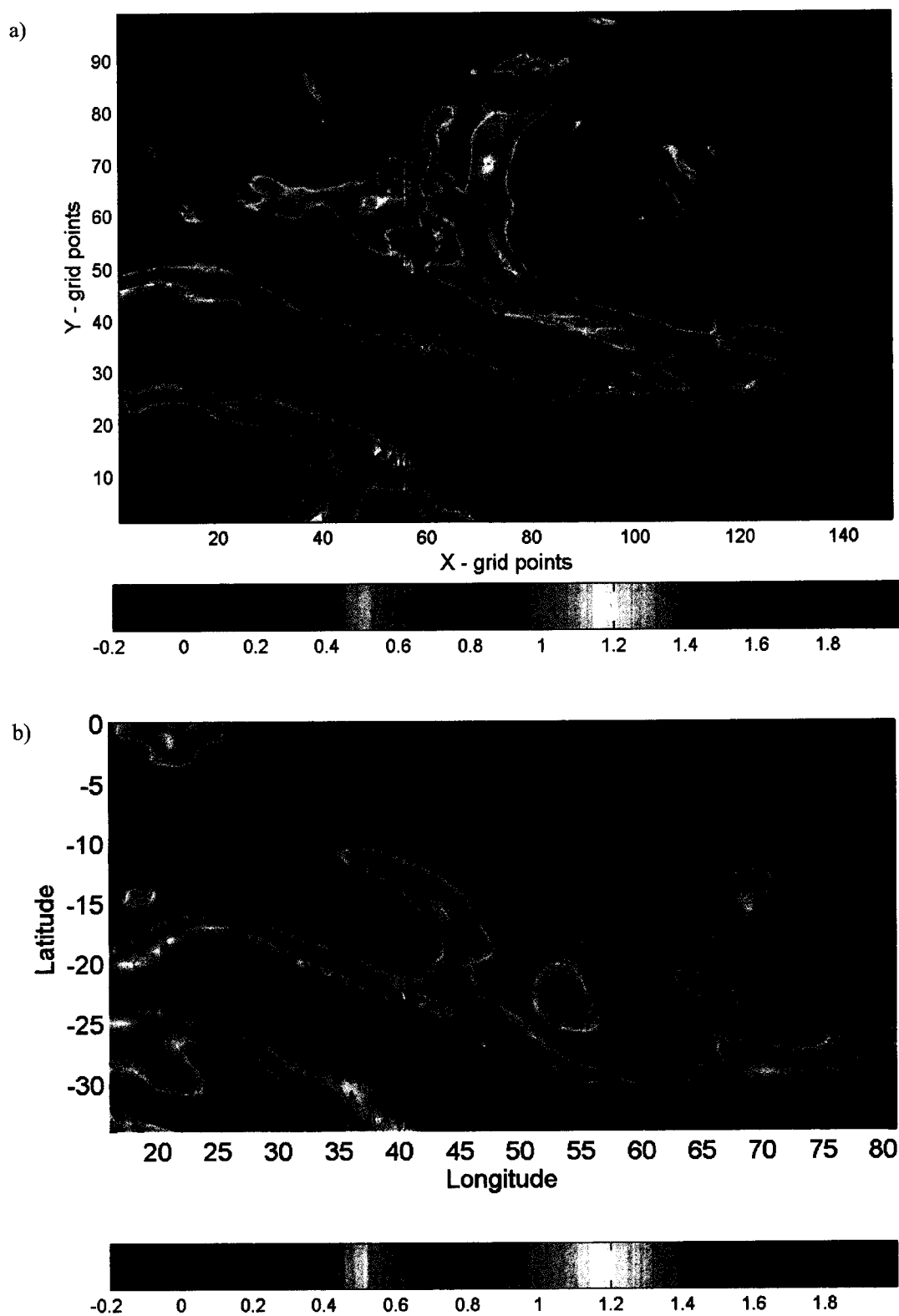


Figure 4.13 : (a) -PV (pvu) le 6 Avril à 00 TU sur la surface isobare 200 hPa (simulation Méso-NH). La direction du vent horizontal a été superposée. Le trait noir transversal au filament de PV est la trace de la coupe verticale de la figure 4.17 (b) Champ isobare équivalent d'après les analyses ECMWF.

L'importance du courant-jet qu'on pensait trop loin pour influencer directement le profil d'ozone à La Réunion avant la modélisation à méso-échelle semble en fait agir de manière indirecte à travers les deux cisaillements de vent horizontaux. Ces deux cisaillements sont à la fois l'interaction entre la circulation d'altitude du cyclone et le flux moyen d'ouest d'une part, et d'autre part son interaction avec le courant-jet.

La PV 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 fortement 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.

Par ailleurs, le développement du cyclone au voisinage de la barrière dynamique associée à la tropopause et au jet subtropical peut être mis à profit pour ce type d'étude. Pour visualiser cela, on peut utiliser les champs horizontaux de PV qui vont montrer une structure filamentaire.

Les figures 4.13a et 4.13b représentent la PV simulée par Méso-NH et issue des analyses du Centre Européen respectivement. Alors que le Centre Européen ne laisse pas apparaître d'anomalie particulière de PV en périphérie du cyclone, un filament de PV de valeur moyenne autour de 1.2 pvu compris entre les couples de points de grille (80,80) et (100,40) est clairement visible sur la surface isobare 200 hPa avec la résolution à méso-échelle de la simulation. La tropopause dynamique est usuellement caractérisée par des valeurs de PV comprises entre 1 et 2 pvu aux latitudes tropicales. Ce filament de PV d'une valeur de 1.2 pvu au niveau isobare 200 hPa caractérise donc une origine stratosphérique de la masse d'air.

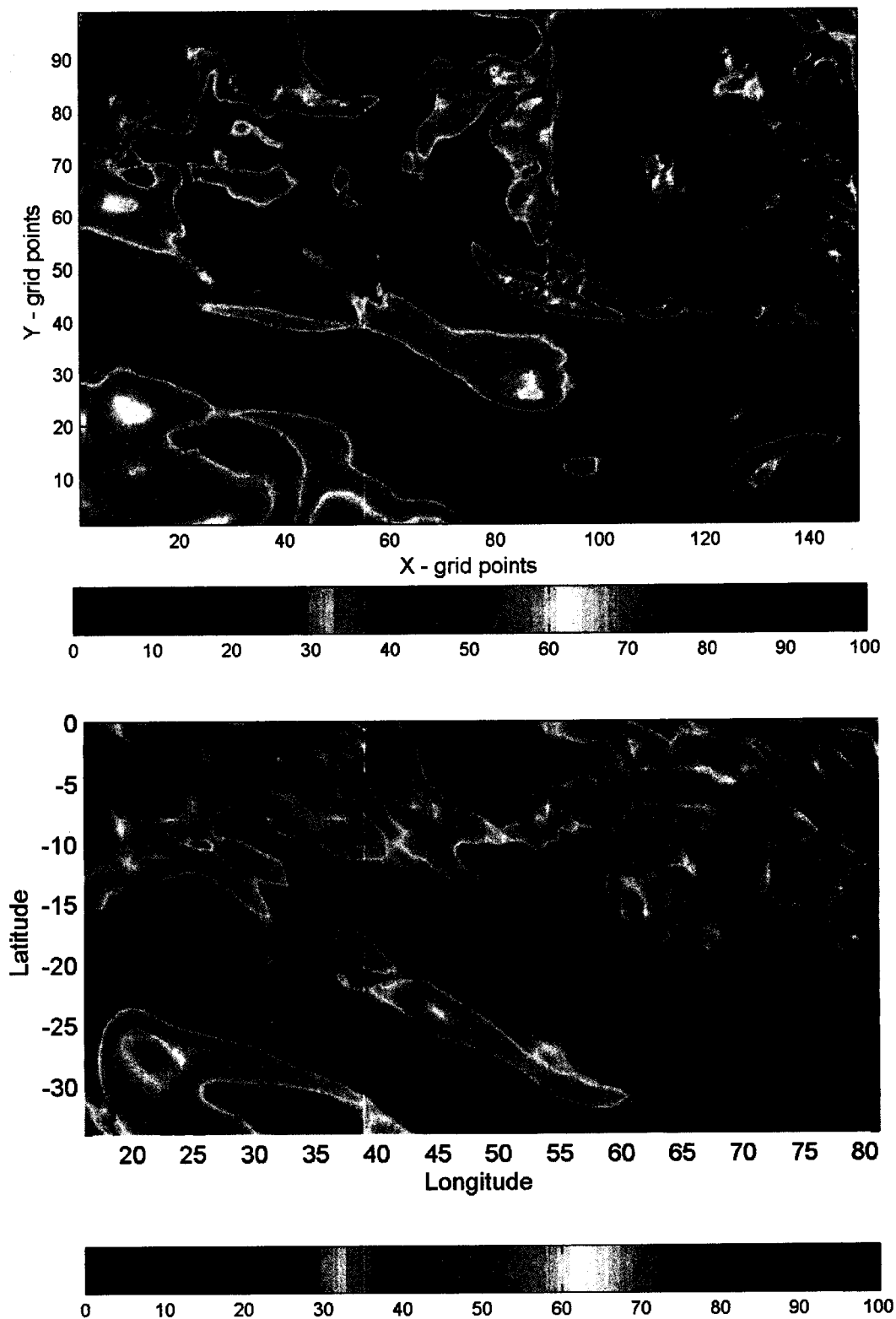


Figure 4.14 : (a) Humidité relative (%) sur la même surface décrite à la figure 4.13 (simulation Méso-NH) (b) Champ isobare équivalent d'après les analyses ECMWF.

Nous pouvons aussi observer un filament de fortes valeurs de PV (2 pvu) au sud du noyau de courant-jet matérialisant le réservoir stratosphérique subtropical.

Au niveau 200 hPa, là où il y a évacuation de l'air par la circulation anticyclonique, et là où le dégagement de chaleur latente est négligeable, la PV peut être considérée comme un bon indicateur des mouvements ascendants et subsidents, spécialement à l'extérieur de la zone convective, comme l'est la périphérie proche du cyclone.

Les champs d'humidité relative sont visibles sur la figure 4.14. Nous avons voulu là aussi mettre en évidence l'apport de la simulation à méso-échelle par rapport aux analyses ECMWF qui étaient pour cette époque en résolution T106 (1.125° de résolution horizontale). La représentation du cyclone y est plus grossière à cause de la plus faible résolution. Néanmoins, on retrouve une trace de la forme du filament de PV qui est associé à de faibles valeurs d'humidité relative, entre les points (80 ; 80) et (100 ; 40). Cette concordance spatiale entre le filament de PV en périphérie ouest du cyclone et les faibles valeurs d'humidité relative est plus nette sur les données de notre simulation Méso-NH. De fortes valeurs d'humidité (100%) sont visibles sur la figure 4.14a et matérialisent les régions de convection profonde du cyclone. Etant donné qu'au niveau 200 hPa l'on puisse considérer que la condensation est faible, le champ d'humidité à ce niveau est principalement une manifestation des processus de transport. Ceci est donc aussi valable pour les faibles valeurs d'humidité relative associées au filament de PV « ceinturant » le cyclone.

D'après les figures 4.13a et 4.14a, nous pouvons noter une bonne cohérence entre les champs d'humidité et de PV simulées par Méso-NH. Les deux zones de fort PV (i.e la filament à l'ouest du cyclone et la zone très large au sud du courant-jet) sont très sèches, avec moins de 10% d'humidité relative. Les signatures de PV et d'humidité relative correspondent bien à une situation dynamique d'échanges stratosphère - troposphère.

La localisation de La Réunion est précisément sous le filament le 6 Avril alors que le navire Malcolm/Baldrige durant la campagne pre-Indoex se trouvait à 55°E/-14°S, point de grille (78 ; 66), soit à 800 km au Nord de La Réunion. Du fait de ce décalage, les

signatures de ce cas d'échange stratosphère-troposphère ont été plus intenses sur le profil enregistré à La Réunion qu'à partir du navire. En effet, les valeurs d'ozone ont été alors plus faibles à cause de la position du bateau à l'est du filament.

Après avoir diagnostiqué les signatures (dans le plan horizontal) sur les champs de PV et d'humidité caractéristiques d'un cas de transport de la stratosphère vers la troposphère, il est nécessaire à ce stade de caractériser la dynamique qui est à l'origine de ces signatures, et donc de s'intéresser aux mouvements subsidents dans le plan vertical.

4.5 Circulation agéostrophique transversale et mouvements verticaux induits

Sur la figure 4.15 où nous n'avons placé qu'une partie du domaine de simulation qui est matérialisé par un rectangle noir sur la figure 4.13a, une forte composante agéostrophique avec des intensités atteignant $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ du vent est visible. Nous avons superposé au champ de vent agéostrophique, le champ de divergence du vent horizontal. Les valeurs positives (resp. négatives) de divergence (resp. convergence) apparaissent en rouge (resp. bleu).

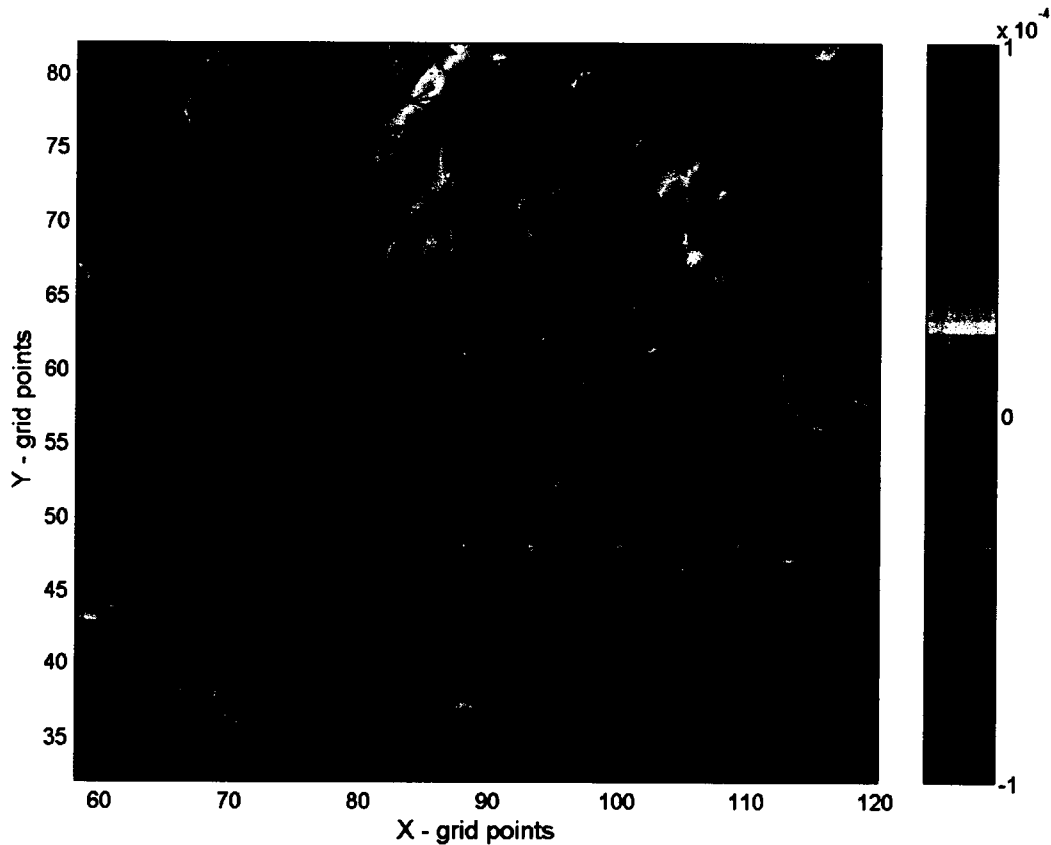


Figure 4.15 : Vent agéostrophique horizontal et divergence du vent horizontal (s^{-1}) sur l'isobare 200hPa le 6 Avril 1995 à 00 TU. Le domaine présenté ici est matérialisé par un rectangle noir sur la figure 4.13a. Le vecteur maximum représente une vitesse de 20 $m.s^{-1}$. Le contour noir représente le filament de PV décrit à la figure 4.13a. Les valeurs positives (resp. négatives) de divergence (resp. convergence) apparaissent en rouge (resp. bleu).

Cette circulation agéostrophique est radiale, dirigée vers l'extérieur du cyclone et participe à l'évacuation des masses d'air sur la façade sud-ouest du cyclone. Cette situation est différente du cas de courbure du courant-jet où la circulation agéostrophique est longitudinale.

En effet, lorsque l'on considère un courant jet uniforme suivant une trajectoire curviligne, les accélérations centripètes, dues à la courbure du courant jet, induisent des circulations agéostrophiques longitudinales et des modifications du champ de divergence au niveau du courant jet (Fig. 4.16). Keyser et Shapiro (1986) utilisent un concept de vent gradient pour

l'étude d'un écoulement courbe au dessus des Etats Unis. Dans le cas d'une courbure cyclonique, des simulations effectuées par Newton et Trevisan (1984) montrent la formation d'un dipôle convergence - divergence autour de l'axe du thalweg de l'onde synoptique. Nous présentons sur la figure 4.16 une représentation schématique des zones de convergence (CON) et de divergence (DIV) dans le cas d'une courbure cyclonique du courant-jet dans l'hémisphère sud.

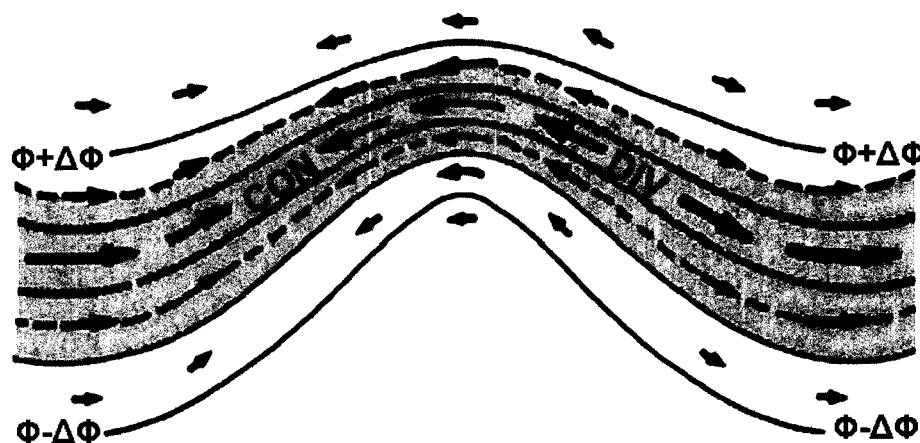


Figure 4.16 : Représentation schématique des zones de convergences (CON) et de divergence (DIV), et des circulations agéostrophiques longitudinales (flèches noires) induites sur une surface isobare dans le cas d'une courbure cyclonique d'un courant jet dans l'hémisphère sud. Les lignes continues représentent les isobypses et les parties en jaune les zones où le vent est maximal (d'après Shapiro et Kennedy, 1981).

Dans notre cas, la composante agéostrophique du vent est transversale au courant de la circulation anticyclonique. En partant du centre du cyclone et vers l'extérieur, nous pouvons observer une succession de zones de divergence et de convergence bien distinctes, organisées en forme « d'anneaux ».

Dans le sens de l'écoulement anticyclonique de l'hémisphère sud, le filament de PV décrit à la partie 4.4 est donc à droite de la zone de convergence et aussi du maximum de vent agéostrophique. Des mouvements subsidents au dessus des régions de divergence d'altitude et au dessous des zones de convergence sont donc supposés être induits par conservation de la masse.

L'interaction entre la dynamique d'altitude du cyclone et des flux environnant (flux moyen d'ouest et courant-jet) est instationnaire. C'est une première raison de la localisation du maxima de la composante agéostrophique du vent (effet de confluence équation 1.12). La courbure de la circulation anticyclonique en est une seconde raison (effet de courbure).

La situation dans le plan vertical est décrite par la figure 4.17 où nous avons placé la composante verticale du vent dans un plan transversal au filament de PV décrit à la figure 4.13a. Ce filament de valeur 1.2 pvu provient de la stratosphère et pénètre dans la troposphère jusqu'au niveau isentrope 350K, en traversant de manière diabatique les isentropes.

Les contours blancs représentent les valeurs positives du vent vertical (allant jusqu'à 10cm.s^{-1}) et donc les mouvements ascendants, ce qui est le cas dans le mur de l'oeil du cyclone entre les points de grille 57 et 60. De plus, le forçage de la tropopause du aux forts mouvements ascendants au dessus de cette tour convective qu'est le mur de l'oeil est matérialisé par la déformation de la tropopause dynamique vers le haut à cet endroit.

Les valeurs négatives de vitesse verticale (en noir) sont visibles sous le filament de PV stratosphérique pénétrant dans la troposphère ainsi qu'entre ce filament et le noyau de valeurs positives décrit juste avant.

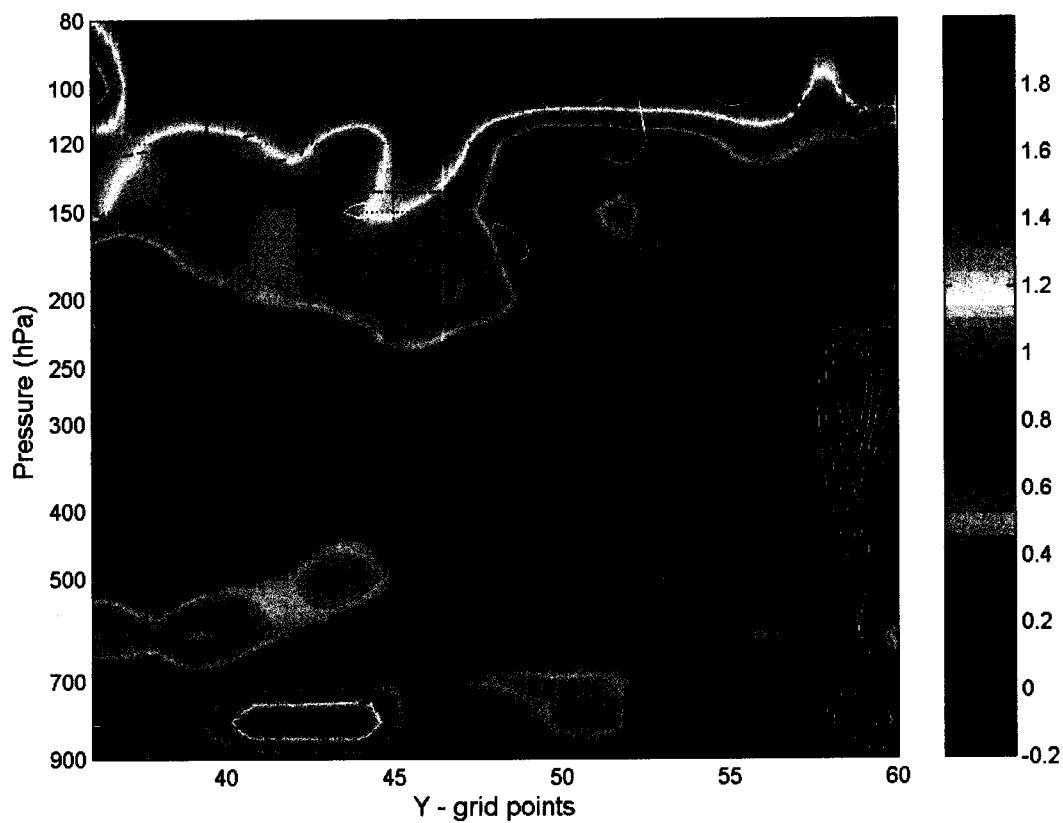


Figure 4.17 : *-PV (pvu) dans une coupe verticale AB marquée sur la figure 4.13a le 6 Avril à 00 TU. Les isotachs ($m.s^{-1}$) de la composante verticale du vent ont été superposés (les valeurs positives (resp. négatives) en blanc (resp. noir)). Les isentropes figurent en pointillés.*

La figure 4.18 a pour but de mieux cerner la structure du filament de PV à l'origine de l'échange stratosphère - troposphère. Les traces dans le plan horizontal des trois coupes latitudinales à gauche et de la coupe méridienne en haut à droite sont données sur la figure en bas à droite.

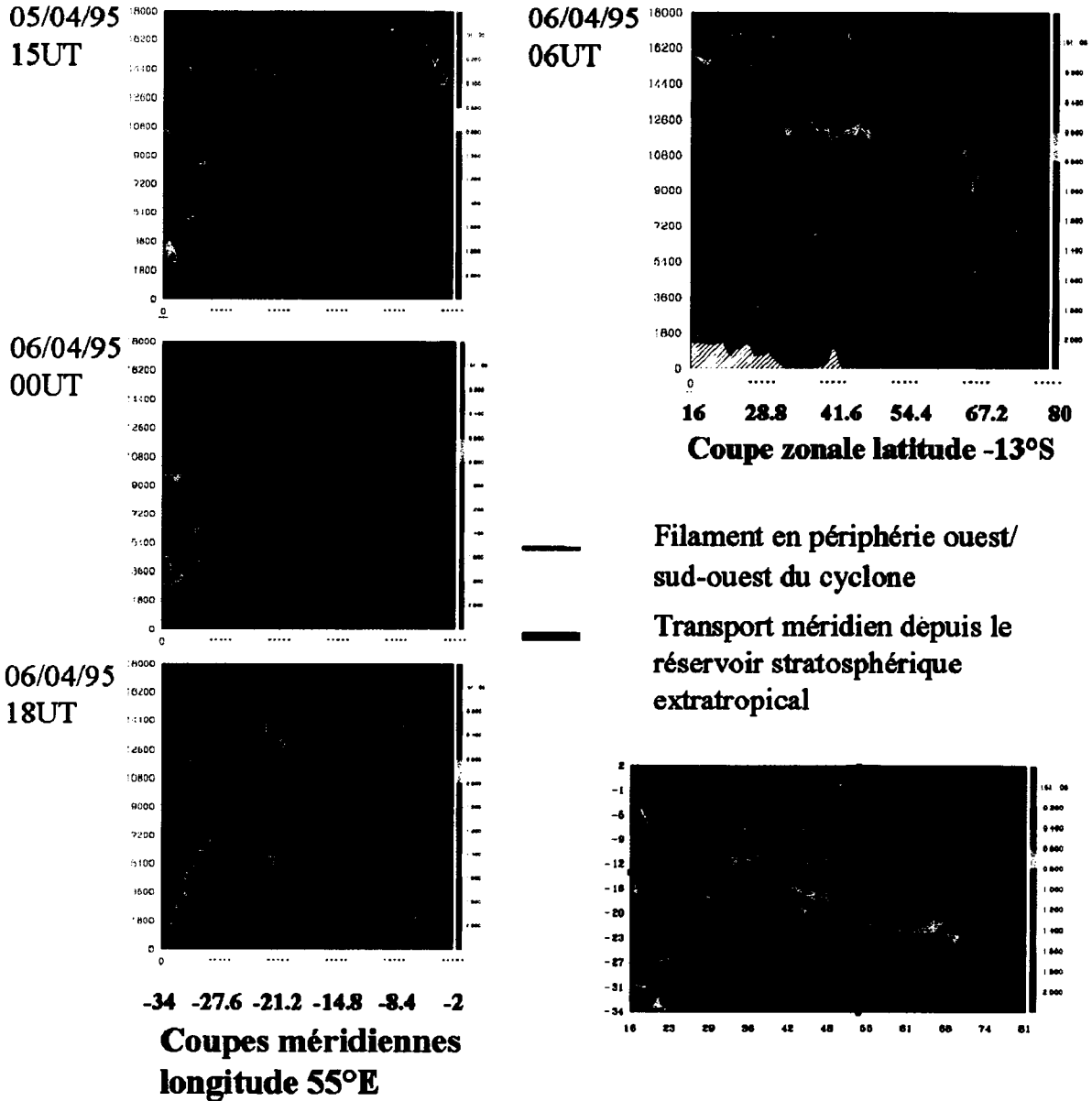


Figure 4.18 : Coupes verticales de la PV (Meso - NH) zonale et méridienne. Les traces des coupes verticales sont visibles en bas à droite.

La coupe zonale illustre le caractère subsident du filament mais aussi la forme centripète de celui-ci, dirigé vers l'intérieur du cyclone. Nous pouvons distinguer sur les coupes méridiennes à 55°E le filament de PV purement associé au cyclone de celui lié à transport depuis le réservoir stratosphérique subtropical. Le filament situé en périphérie du cyclone est indiqué par deux flèches noires qui indiquent les bords du filament dans le plan utilisé.

4.6 Concordance signatures de vorticité potentielle – cisaillement vertical de vent

La persistance dans le temps de l'anomalie de PV en périphérie du cyclone Marlène et au dessus de La Réunion est présentée sur la figure 4.19a. De fortes valeurs de PV sont à noter, par rapport aux valeurs de fond, dans la tranche allant de 100hPa (tropopause) jusqu'à 220 hPa et ce du 5 Avril   15 TU au 6 Avril   09 TU (temps de présence de 18 heures).

Nous avons aussi mis en évidence une concordance entre les maxima de cisaillement vertical de vent et ces maxima de PV ; ce cisaillement calculé entre les surfaces isobares 400 et 150 hPa traduit la différence en terme d'intensité et de direction du vent entre ces deux niveaux (Fig. 4.19b). Les  v nements de fort PV au dessus de La Réunion correspondent dans le temps aux  v nements de fort cisaillement vertical de vent.

De manière complémentaire à l'analyse dynamique de ce cas de transfert entre la stratosphère et la troposphère, une première approche du cisaillement vertical de vent dont les signatures sont concordantes avec les signatures de PV est nécessaire. L'origine des zones de divergence / convergence qui ont induit des mouvements verticaux a été associée d'une part à la confluence entre la circulation anticyclonique avec le courant-jet subtropical et le flux moyen d'ouest (situation de cisaillement horizontal fort de vent) et d'autre part à la courbure de cette circulation anticyclonique. La présence d'un cisaillement vertical de vent, autour d'un cyclone tropical, comme c'est le cas au regard de l'analyse de la simulation méso-échelle, sous-entend forcément la présence de cisaillement horizontal en altitude.

Dans la partie suivante (4.7), nous proposons une approche de l'influence d'un cisaillement vertical de vent, plus exactement de l'intensité du cisaillement, sur les mouvements verticaux dans l'oeil et en périphérie d'un cyclone tropical idéalisé. Le modèle HURRICANE a été choisi, il permettra de traiter les circulations propres du cyclone sans tenir compte de ses interactions avec la circulation du courant-jet

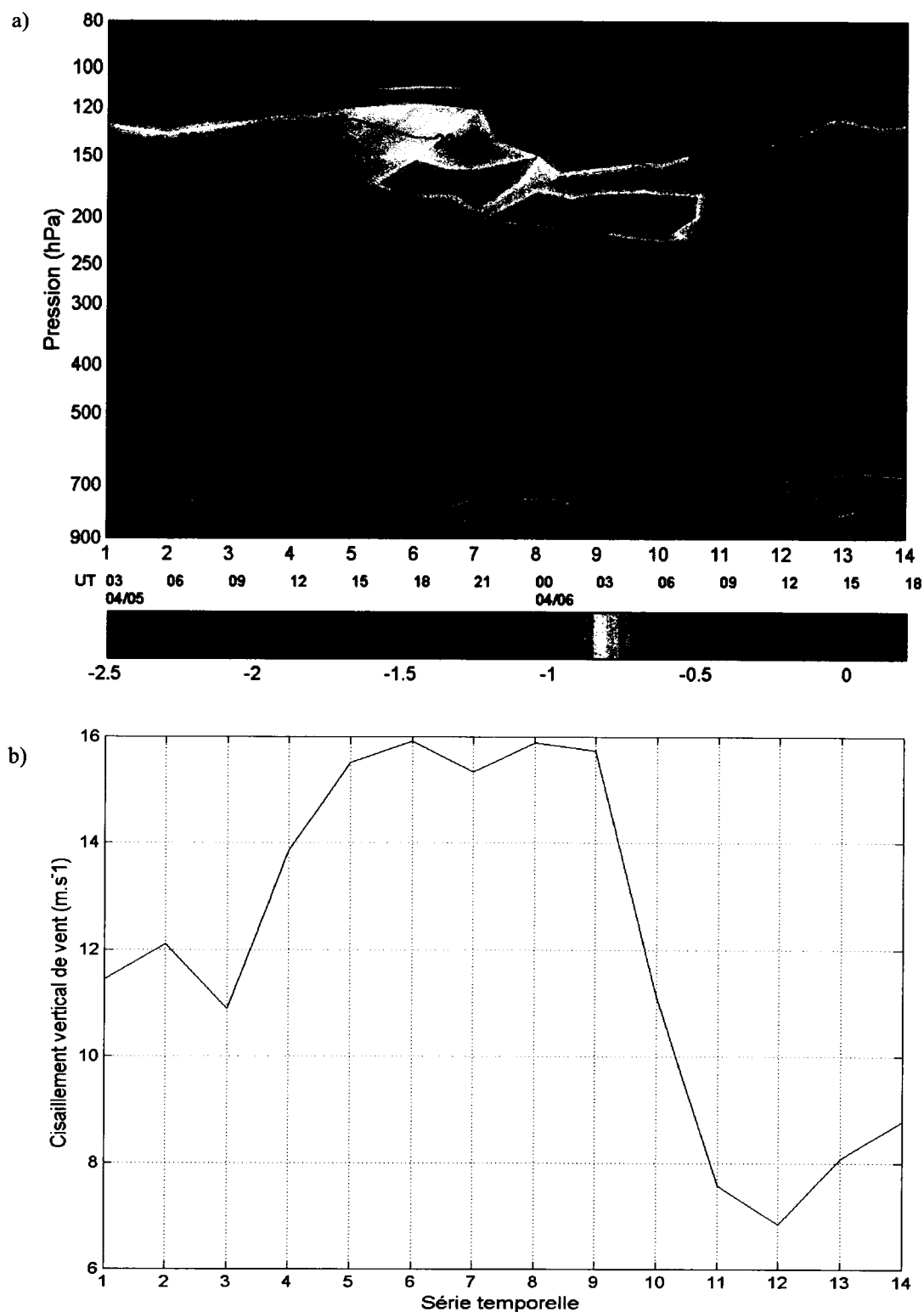


Figure 4.19 : (a) -PV (pvu) et contours d'humidité relative (%) au dessus de La Réunion entre le 5 Avril à 03 TU et le 6 Avril à 18 TU.

(b) Intensité du cisaillement vertical de vent calculé entre 400 et 150 hPa au dessus de La Réunion durant la même période.

subtropical. Les seules interactions possibles entre le cyclone et son environnement est la présence ou non d'un cisaillement vertical de vent. La discussion basée sur une étude bibliographique permettra aussi de dégager quelques enseignements.

4.7 Effets du cisaillement vertical de vent

4.7.1 Apport du modèle Hurricane dans un cas de simulation de cyclone tropical idéalisé : renforcement de la subsidence compensatoire

Ainsi, nous avons réalisé une simulation avec le modèle Hurricane dans laquelle le jour où le cisaillement est appliqué au cours de l'évolution du cyclone ainsi que l'amplitude du cisaillement sont paramétrés. Cette amplitude est calculée en faisant la différence du vent entre deux surfaces isobares qui sont situées dans la partie supérieure du modèle, une à la base dont le vent aura un effet direct sur la circulation cyclonique et l'autre en altitude sur la circulation anticyclonique du cyclone.

Sur la figure 4.20, plus cette différence de vent environnant le cyclone est forte, plus les vitesses maximales du cyclones en surface seront faibles. Nous avons appliqué un cisaillement vertical de vent le treizième jour et ses effets se font sentir à partir du quinzième jour. Un cisaillement d'une intensité de $6\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ a pour effet de diminuer les vitesses maximales en surface de $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ par rapport à une simulation où le flux environnant le cyclone est uniforme, c'est à dire sans cisaillement ($\text{CVV}=0\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). Un cisaillement plus intense ($\text{CVV}=15\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) a tendance à diminuer la valeur du vent maximal en surface jusqu'à atteindre celle qu'il avait lors de sa formation.

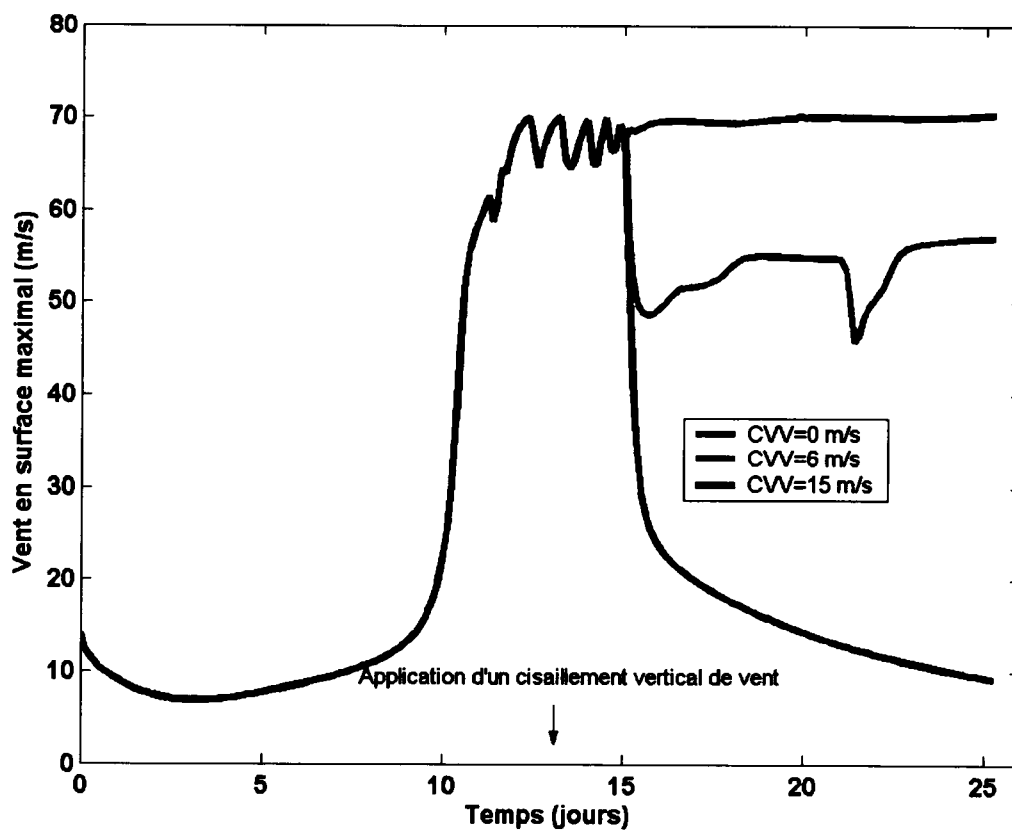


Figure 4.20 : Evolution au cours d'une simulation Hurricane du vent en surface maximal ($m.s^{-1}$) avec l'application d'un cisaillement vertical de vent (CVV) de différente intensité.

Le cisaillement vertical de vent aura tendance à diminuer les vents du cyclone en surface, mais plus en rapport avec son impact sur les échanges stratosphère-troposphère, voyons de quelle façon il influe sur les vitesses verticales du vent.

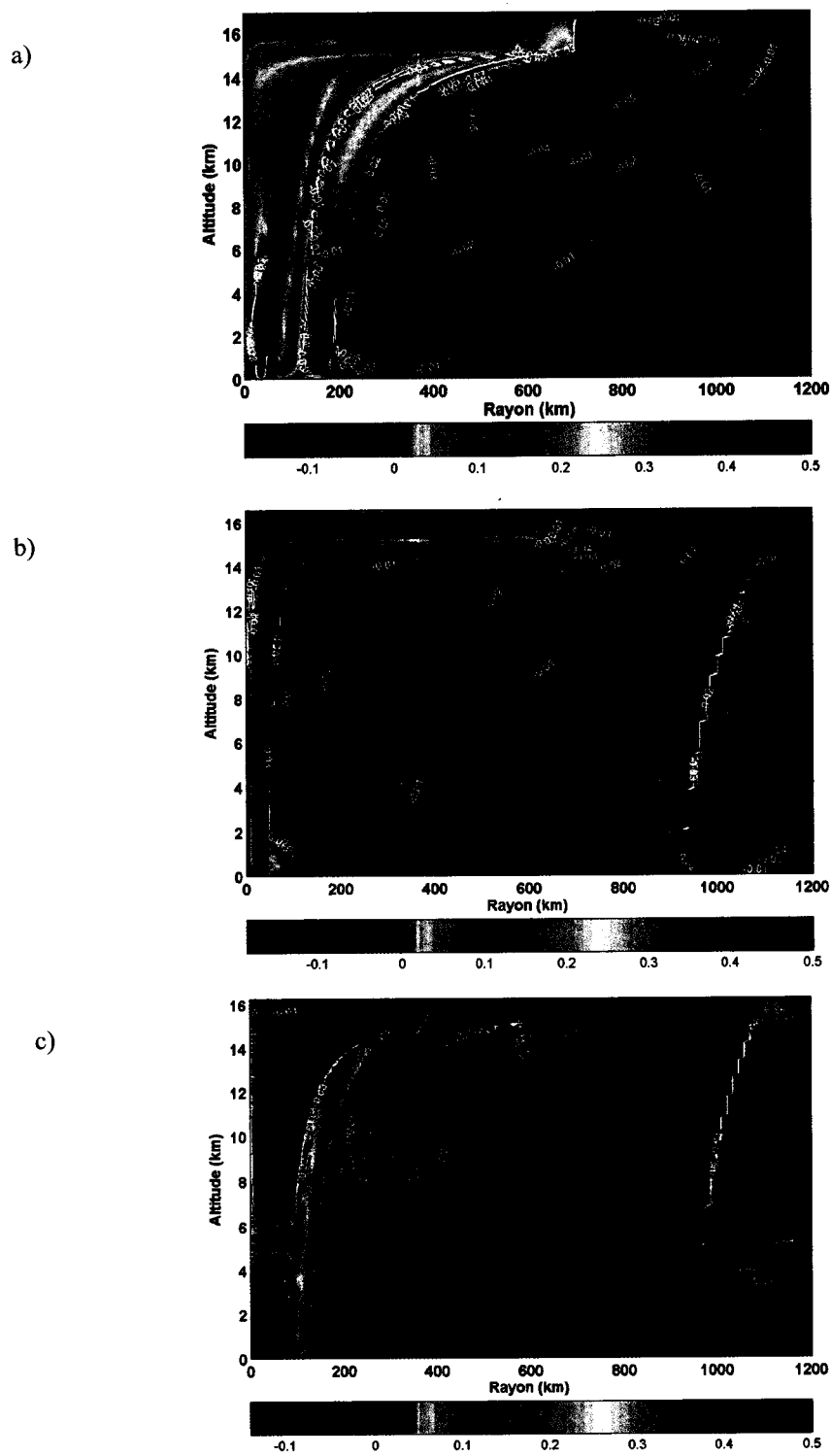


Figure 4.21 : Coupe verticale dans le plan $r-z$ de la vitesse verticale sans cisaillement vertical de vent (a), avec une cisaillement d'une intensité de 6 m.s^{-1} (b) et 15 m.s^{-1} (c). Les contours blancs sont des contours de vitesse verticale négative.

La figure 4.21 présente cette composante verticale du vent dans le plan r-z d'un cyclone au stade de maturité sous l'influence d'un cisaillement vertical de vent de différente intensité. Sur la figure 4.21a où il n'y a pas de cisaillement vertical de vent, nous avons une structure avec trois caractéristiques majeures : de fortes ascendances dans la tour convective du cyclone avec des vitesses verticales positives allant jusqu'à 0.5 m.s^{-1} , les subsidences dans l'oeil du cyclone sont très peu marquées, par contre les subsidences dans la partie externe du cyclone c'est à dire en dehors du mur de l'oeil sont significatives. En revanche, lorsque nous appliquons un cisaillement de relativement faible amplitude (6 m.s^{-1}), les vitesses verticales négatives dans l'oeil ainsi que dans la partie externe du mur de l'oeil deviennent beaucoup moins marquées, alors qu'apparaît un noyau subsident en périphérie du cyclone (à 900 km du centre du cyclone). Ce noyau se situe ainsi là où les circulations cyclonique des basses couches et anticyclonique d'altitude entrent en conflit avec le flux environnant du cyclone. Notons que le cyclone a conservé les fortes valeurs de vitesse verticale positive associées aux ascendances dans le mur de l'oeil.

Avec un cisaillement vertical de plus forte amplitude (15 m.s^{-1}), ces ascendances sont atténuées mais l'on observe un renforcement de la circulation secondaire subsidente à la fois dans l'oeil et en périphérie du cyclone.

Le cisaillement vertical de vent a donc manifestement deux effets sur le cyclone tropical, l'un étant l'affaiblissement des vents en surface et l'autre le renforcement des mouvements de subsidence en périphérie du cyclone là précisément où entre en jeu l'effet de ce cisaillement.

4.7.2 Discussion

En première approximation, un cyclone tropical peut-être considéré comme un cylindre de révolution à l'intérieur d'un écoulement atmosphérique moyen de plus large dimension spatiale, et donc traité comme un objet « flottant » dont le mouvement est gouverné par cet écoulement environnant. Ceci est généralement cité sous le nom de concept de « steering effect ». Cependant, le mouvement du cyclone est souvent dévié du vecteur associé au « steering flow » (Kaplan et Franklin, 1991). D'autres mécanismes dynamiques entrent alors en jeu.

Rossby (1948) fut le premier à suggérer que la force de Coriolis pourrait avoir un impact sur le mouvement d'un cyclone tropical. Avec l'augmentation de l'amplitude de cette force avec la latitude, cette force tendrait donc à conduire le vortex vers les pôles. A cause du gradient méridionale de f , le cyclone aura un mouvement différent que celui dicté uniquement par le « steering flow » (effet β) (Kasahara, 1960 et Adem et Lezama, 1960)

En fait, 70% des trajectoires de cyclone tropicaux examinés par Ngan et Chan (1995) ont pu être expliqués par des processus barotropes comme ceux décrits ci-dessus. Ces concepts sont donc appliqués dans les modèles numériques de prévision avec succès, seulement un pourcentage significatif de situations fait donc appel à des processus non barotropes.

Dans une atmosphère réelle, les températures et les vents, peuvent être différents selon l'altitude, de telle façon que le cisaillement vertical de vent (CVV), « Vertical Wind Shear », devienne un facteur important. La structure d'un cyclone tropical n'est pas uniforme dans le plan vertical : la rotation du vortex est cyclonique dans les basses couches et anticyclonique en altitude. De plus, la convection profonde associée au cyclone entraînera d'importants largages de chaleur latente, qui vont modifier la structure de la température, et à son tour le cisaillement vertical de vent. Par conséquent, les mouvements ascendants et subsidents associés à la convection provoquent du transport de chaleur et de moment à travers les différentes couches de l'atmosphère. Tous ces effets dynamiques et thermodynamiques ne sont pas pris en compte dans les considérations purement barotropes. Cette discussion suggère donc que le couplage vertical des écoulements du cyclone à différents niveaux de l'atmosphère doit être un processus important. L'introduction d'un cisaillement vertical ou de chaleur latente va modifier la structure de la température de l'atmosphère, qui résultera en un changement dans la distribution de la PV.

Même sous des conditions adiabatiques, la présence d'un cisaillement vertical de vent entraînera un gradient vertical de PV, qui aura un effet sur le mouvement du cyclone, mis en évidence en premier par Kasahara et Platzmann (1963). Ce cisaillement va aussi incliner le vortex de sorte que l'anticyclone d'altitude se déplace dans le sens du cisaillement par rapport au cyclone des basses couches. Wu et Emanuel (1993) suggèrent que la conservation de la PV causerait une pénétration vers le bas (haut) de l'anticyclone

d'altitude (cyclone des basses couches), créant ainsi un « steering flow » additionnel (Fig. 4.22).

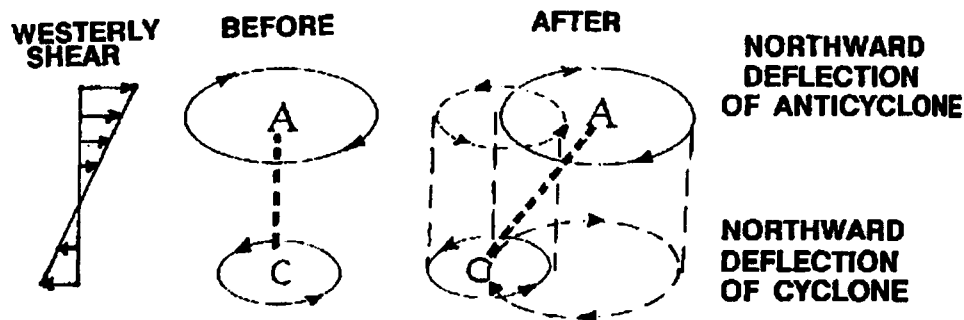


Figure 4.22 : Vue schématique de l'interaction entre un anticyclone d'altitude (A) et un cyclone de basses couches (C) de l'hémisphère Nord, qui sont initialement orientés verticalement, puis ensuite soumis à un cisaillement vertical de vent d'Ouest. Il en résulte une pénétration vers le bas (haut) de l'anticyclone d'altitude (cyclone des basses couches), créant ainsi un « steering » additionnel vers le Nord du vortex entier (d'après Elsberry, 1995).

La signature stratosphérique du filament de PV, à 200 hPa, dans le cas Marlène est située à l'endroit où le flux moyen d'ouest et le retour de la circulation anticyclonique entrent en cisaillement dans le plan horizontal (cisaillement horizontal). La forte instationnarité causée par cette interaction entraîne le développement de la composante agéostrophique du vent qui sera renforcée par le fait de la courbure de l'écoulement anticyclonique. Au regard de la concordance dans le temps entre les maxima relatifs de PV et de cisaillement vertical de vent, du renforcement des noyaux subsidents en périphérie des cyclones vu par la simulation HURRICANE, et des éléments bibliographiques citées ci-dessus, nous pouvons considérer que le cisaillement vertical de vent ait contribué à accentuer la pénétration du filament d'air stratosphérique vers la troposphère dans le cas Marlène.

Le cisaillement horizontal subi par le cyclone, avec le courant-jet ou le flux moyen, est le point de départ de l'échange stratosphère-troposphère. Ce cisaillement horizontal qui est l'élément important est en fait une conséquence de la présence du cisaillement vertical. Ce

dernier contribuera à l'échange vers le bas par la pénétration du filament d'air stratosphérique autour du vortex du cyclone.

Les cas d'étude traités jusqu'ici ont montré que les échanges stratosphère-troposphère induits par des mouvements verticaux en périphérie des systèmes cycloniques se produisent sous l'impulsion de leur interaction avec les dynamiques du courant-jet subtropical. Ceci étant, conformément aux résultats de l'étude climatologique de l'ozone troposphérique pendant la saison cyclonique, l'interaction dynamique ne peut pas être le seul mécanisme de forçage conduisant à une subsidence.

L'objectif est donc ici d'utiliser le modèle idéalisé HURRICANE afin de comprendre ce qui, dans le fonctionnement d'un cyclone tropical, en fait un vecteur de mouvements vers le haut mais aussi vers le bas. Cette étude sur un cyclone idéalisé, bien que limitée car nous ne tenons pas en compte ici des interactions du cyclone avec l'extérieur, apportera des éléments de caractérisation des mouvements verticaux propres aux cyclones tropicaux.

4.8 Mouvements dans le plan vertical propre aux cyclones tropicaux

Le fonctionnement original d'un cyclone tropical qui avait été proposé par Emanuel en 1986, dans laquelle le système est représenté par un cycle de Carnot est illustré par la figure 4.23 où est portée la température potentielle équivalente dans une coupe verticale passant par le centre d'un cyclone tropical au stade de maturité, simulé à l'aide du modèle Hurricane. Ce cycle qui transforme l'énergie thermique extraite de l'océan en énergie cinétique du vent, l'océan et la tropopause jouant respectivement le rôle de source chaude et froide, est une introduction au fonctionnement d'un cyclone tropical dans le plan vertical.

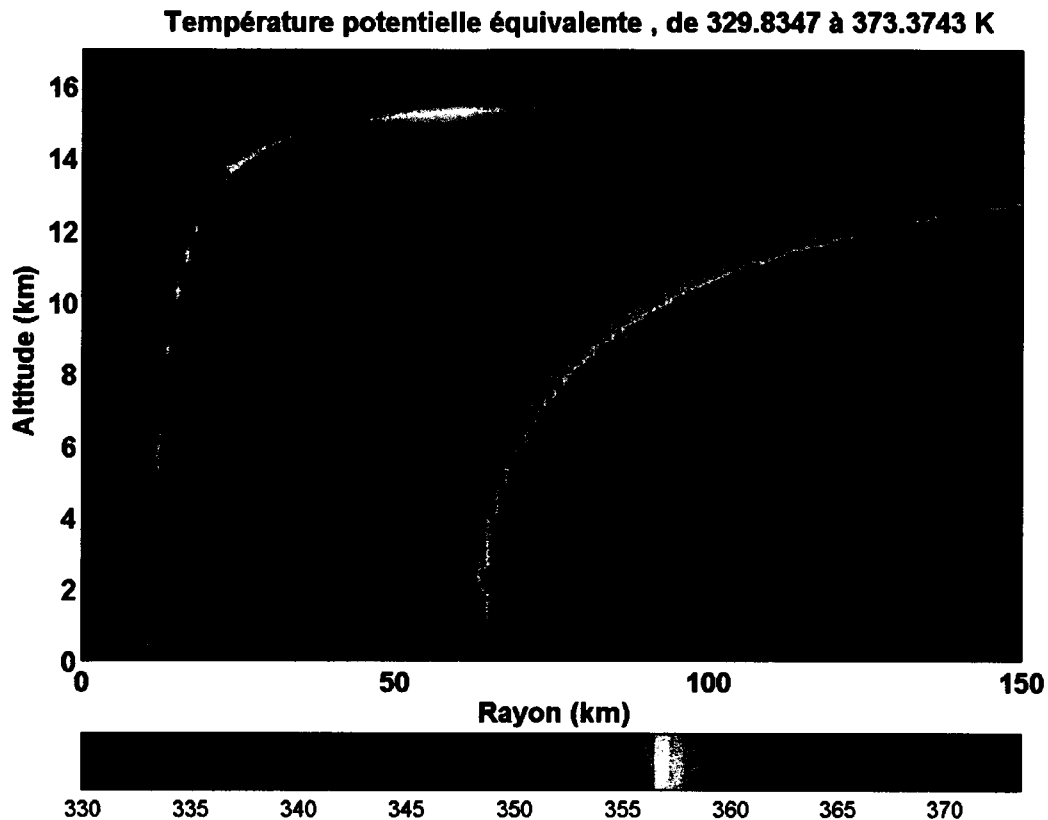


Figure 4.23 : Coupe verticale de la température potentielle équivalente (énergie totale) d'un cyclone tropical au stade mature. Simulation HURRICANE. Les flèches noires donnent une indication du mouvement de l'air dans ce plan. Le cycle de Carnot comprend deux transformations isothermes ($a \rightarrow b$ et $c \rightarrow d$) reliées entre elles par deux transformations adiabatiques ($b \rightarrow c$ et $d \rightarrow a$). θ_{e0} et M_0 sont respectivement les valeurs de l'énergie totale et du moment angulaire du milieu environnant le cyclone.

Le cycle de Carnot comprend deux transformations isothermes ($a \rightarrow b$ et $c \rightarrow d$) reliées entre elles par deux transformations adiabatiques ($b \rightarrow c$ et $d \rightarrow a$). Chacune de ces transformations isothermes correspondent à des échanges d'énergie avec l'extérieur soit sous forme de chaleur et/ou de travail. Le système pompe de la chaleur à la source dite chaude et la restitue à la source froide. Les basses couches de l'atmosphère gagnent de l'énergie par décompression et surtout suite à une forte humidification au cours du chemin $a \rightarrow b$. L'énergie totale mesurée par la température potentielle équivalente augmente alors de θ_{e0} , valeur de l'environnement, à θ_e . Pendant le même temps, le frottement de l'air à la surface de l'océan réduit son moment angulaire, qui diminue de la valeur de l'environnement M_0 , à la valeur M à proximité du centre de circulation. Au

cours du trajet $b \rightarrow c$, la valeur de θ_e demeure quasiment constante et les particules d'air subissent seulement une détente adiabatique où une partie de la chaleur latente va se transformer en chaleur sensible, en énergie cinétique et potentielle. Arrivées au niveau de la tropopause, les particules d'air s'éloignent du centre du cyclone ($c \rightarrow d$), puis perdent progressivement de l'énergie suite au rayonnement vers l'espace (θ_e diminue vers la valeur de l'environnement θ_{e0}) et regagnent du moment angulaire par interaction avec la circulation de grande échelle.

Le mouvement des particules d'air dans le plan vertical décrit par le cycle de Carnot constitue la circulation secondaire d'un cyclone tropical.

4.8.1 Circulation primaire et secondaire

Compte tenu de sa très forte symétrie axiale, il est courant de considérer un cyclone tropical comme un cylindre de révolution. On peut donc ainsi décomposer la circulation des vents autour du centre en deux composantes : une circulation dite « primaire » ou tangentielle, et une circulation dite secondaire qui est radiale et verticale.

Dans leur partie la plus intense (partie tangentielle), les cyclones tropicaux sont précisément constitués par un vortex à cœur chaud. Les vents cycloniques les plus violents de la circulation primaire demeurent près de la surface, juste au-dessus de la couche limite de friction. Les intensités de la vitesse tangentielle simulées par le modèle Hurricane (cyclone mature) atteignent les 60m.s^{-1} dans la partie interne du mur de l'oeil (Fig. 4.24). En dessous de 8 km d'altitude, il y a très peu de variation du vent avec l'altitude, cependant en haute troposphère, il s'affaiblit et devient moins symétrique par rapport à l'axe du centre. Entre 8 km et la tropopause, et au-delà de 50 km de rayon, les vents décroissent de manière significative en raison de la perte de moment angulaire par friction dans la branche convergente de la circulation secondaire. Cependant, le modèle ne reproduit pas de manière satisfaisante l'inversion du sens de rotation des vents tangentiels avec l'altitude qui, conformément à la divergence d'altitude due au principe de conservation de la masse, deviennent anticycloniques (vitesse tangentielle négative).

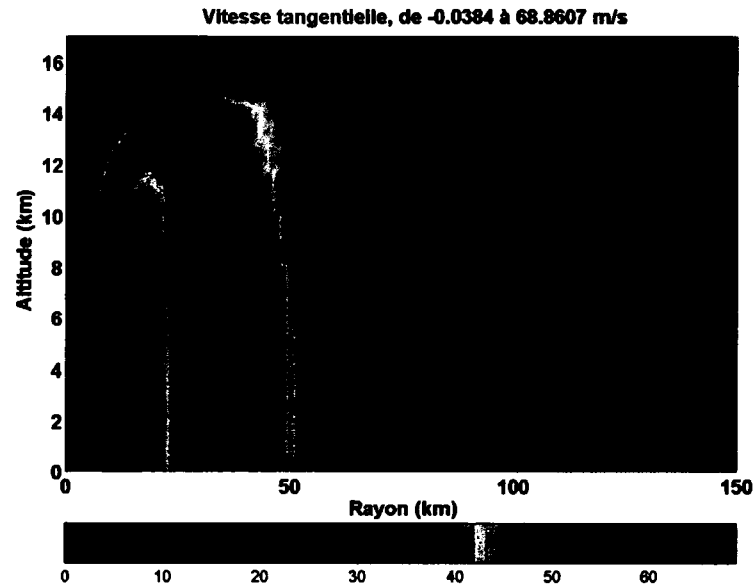


Figure 4.24 : Coupe verticale dans le plan r - z de la vitesse tangentielle ; simulation HURRICANE d'un cyclone en phase mature.

Conformément à la description du cycle de Carnot, la circulation secondaire associée à un cyclone mature illustrée par la figure 4.25 est à la fois une réponse à la perte de moment angulaire par friction avec la surface de l'océan et une réponse au phénomène de libération de chaleur latente dans l'atmosphère par condensation dans le mur de l'œil. Le modèle reproduit les vitesses radiales négatives qui matérialisent des mouvements de convergence en basses couches et les vitesses radiales positives associées aux mouvements de divergence en altitude. Cette circulation secondaire permet une convergence des vents dans le système par les basses couches de la troposphère, qui sont par la suite entraînés en altitude dans le mur de l'œil pour enfin diverger en haute altitude vers l'extérieur du cyclone.

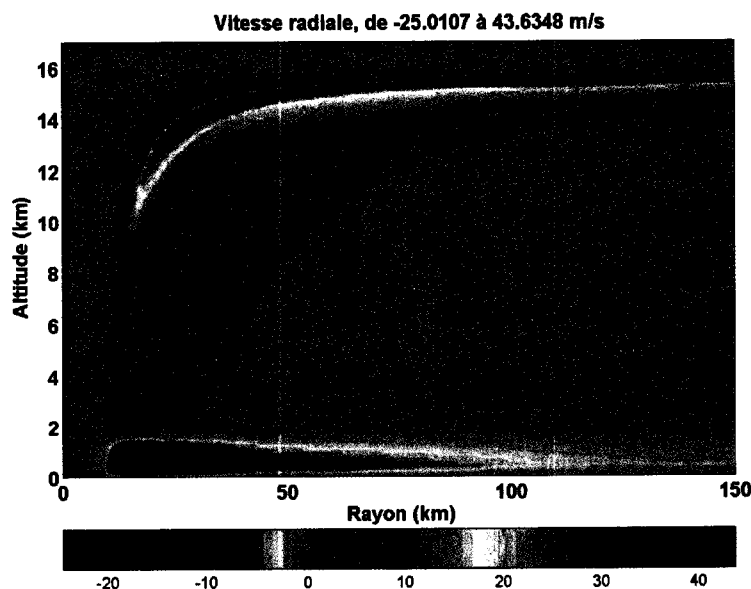


Figure 4.25 : Coupe verticale dans le plan r - z de la vitesse radiale, simulation HURRICANE d'un cyclone en phase mature.

4.8.2 Synthèse des mouvements verticaux

La circulation secondaire apporte au cyclone l'énergie dont il a besoin pour se maintenir et se développer, sous forme de moment angulaire et d'énergie thermique. Elle permet aussi le maintien de la circulation primaire grâce à la compensation des pertes d'énergie associées à la friction et au refroidissement radiatif au sommet du cyclone. Ces deux circulations sont donc intimement liées. L'intensité des mouvements verticaux induits dans un cyclone tropical, bien que dus à l'existence de la circulation secondaire, sera donc aussi dépendante de l'amplitude des vents tangentiels de la circulation primaire (feed-back du processus WISHE vu au 1.4.3.1).

Les mouvements verticaux induits par la circulation secondaire que nous avons schématiquement représenté sur la figure 4.26 sont doubles.

Les mouvements ascendants (« updrafts ») ont lieu au sein des nuages convectifs tout autour de l'œil et s'établissent depuis le niveau de la mer jusqu'à la tropopause pour les cyclones les plus intenses. Ces nuages convectifs constituent des bandes de précipitation spiralées composées d'une bande principale s'enroulant autour de l'œil et qui déploient à

leurs extrémités des bandes secondaires. Cette configuration avec anneaux convectifs multiples est souvent observée quand le cyclone atteint son maximum d'intensité (Maynard, 1945 ; Barnes et al., 1983).

Ces mouvements ascendants sont compensés par des mouvements de subsidence (« downdrafts »). Ceux-ci se produisent entre les anneaux convectifs mais également en périphérie du cyclone.

A mesure que le système cyclonique s'organise, la convection devient prononcée et les mouvements ascendants associés s'intensifient (cyclone se renforçant) ; et la subsidence compensatoire se renforce.

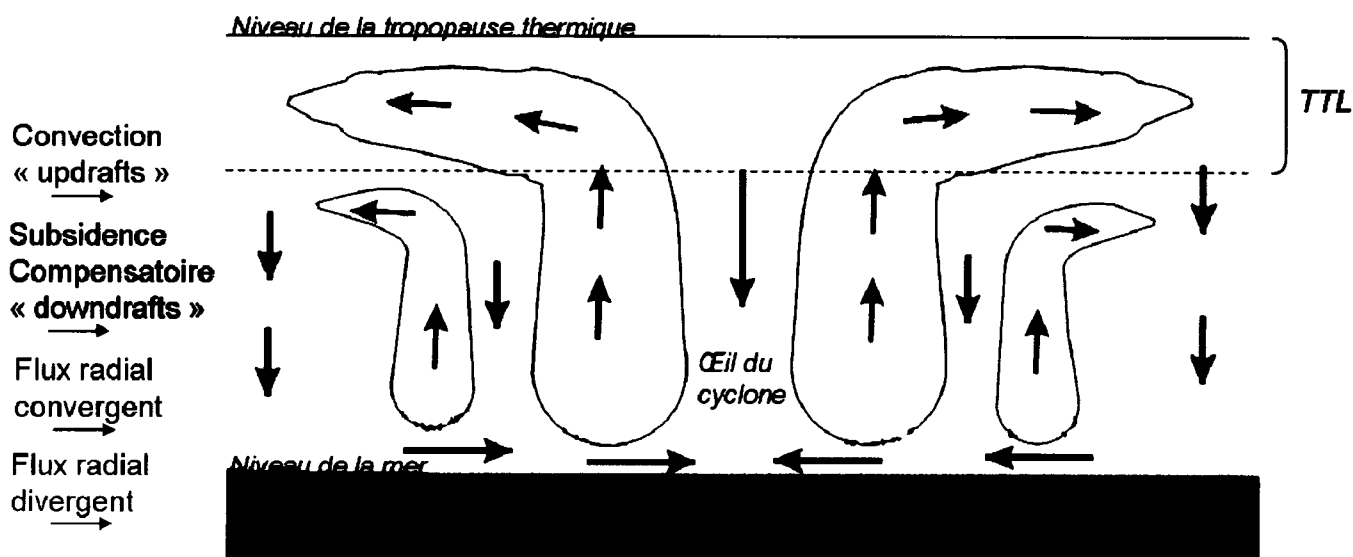


Figure 4.26 : Vue schématique dans le plan r-z de la circulation secondaire d'un cyclone tropical.

Le cœur du cyclone est une zone claire et sèche en moyenne et haute troposphère, mais souvent tapissée de nuages dans les basses couches où l'air est presque saturé en humidité. Cet air humide à basse altitude résulte du flux radial convergent, qui se retrouve humidifié par la forte évaporation à la surface de l'océan. L'air sec d'altitude, quant à lui, est la conséquence des mouvements de subsidence (Willoughby, 1998). La répartition troposphérique de l'ozone sous l'influence de tels systèmes convectifs découlera de cette double influence. L'augmentation des valeurs d'ozone sera due au transport vers le bas

(subsidence compensatoire) des masses d'air depuis la haute troposphère et basse stratosphère en périphérie de ces systèmes convectifs et entre les bandes convectives. La diminution des valeurs d'ozone sera due au pompage des masses d'air humides et pauvres en ozone depuis la couche limite vers la troposphère libre.

4.9 Conclusions du quatrième chapitre

Les mécanismes dynamiques ayant engendré les fortes valeurs d'ozone du 6 Avril 1995 observé à La Réunion n'étaient, jusqu'à présent, pas encore complètement détaillés principalement en raison de l'absence de signatures sur les champs dynamiques de PV des modèles globaux. En s'appuyant sur les résultats d'une simulation à méso-échelle réalisée à l'aide du modèle MESO-NH, nous avons apporté dans ce chapitre des éléments caractéristiques de la dynamique de cette intrusion d'ozone stratosphérique dans le contexte particulier de la périphérie du cyclone Marlène.

Malgré l'absence de signatures de valeurs de PV sous la forme de filament d'origine stratosphérique d'après les analyses ECMWF, un léger caractère subsident est notable sur une partie des rétrotrajectoires arrivant au niveau isobare 200hPa. De plus, deux des clusters identifiés par FLEXPART sont cohérents avec une origine des masses d'air à l'ouest de La Réunion avec un caractère subsident. Un troisième cluster fait apparaître un soulèvement des masses d'air.

Alors que les données de modèle ECMWF ne laissaient pas apparaître d'anomalie particulière de PV en périphérie du cyclone, un filament est clairement visible sur les champs MESO-NH. De plus, une bonne concordance spatiale entre le filament de PV et les faibles valeurs d'humidité relative est observée. Ce filament de valeur 1.2 pvu provient de la stratosphère et pénètre dans la troposphère jusqu'au niveau isentrope 350K, en traversant de manière diabatique les isentropes. Il est situé en périphérie du cyclone là où il est dirigé vers l'intérieur avec une forme centripète.

La circulation agéostrophique radiale et dirigée vers l'extérieur du cyclone est associée à des zones de divergence / convergence qui ont induit des mouvements verticaux. Dans notre cas, la composante agéostrophique du vent est transversale au courant de la circulation anticyclonique. Cette situation est différente des cas de courbure du courant-

jet où la circulation agéostrophique est longitudinale. L'origine de cette composante agéostrophique est d'une part la confluence de la circulation anticyclonique avec le courant-jet subtropical et le flux moyen d'ouest, et d'autre part la courbure de cette circulation anticyclonique.

La cohérence des signatures sur les champs dynamiques et chimiques qui n'était pas visible sur les données de modèle ECMWF, la mise en évidence de la circulation agéostrophique d'altitude ainsi que des zones de divergence associées, et la contribution du cisaillement vertical de vent dans le sens de l'échange stratosphère-troposphère sont des apports de ce chapitre pour la compréhension de ce cas d'étude.

De manière plus générale, les mouvements verticaux induits par la circulation secondaire des cyclones tropicaux mis en évidence par HURRICANE peuvent avoir deux effets sur la distribution de l'ozone dans la troposphère. Un appauvrissement de la basse et moyenne troposphère en ozone est la conséquence des mouvements ascendants au sein des bandes convectives. En effet, le pompage des masses d'air depuis la couche limite marine, humide et pauvre en ozone, jusqu'à un certain niveau où la convection est encore active tend à diminuer les rapports de mélange en ozone. D'autre part, un enrichissement de la haute troposphère en ozone est la conséquence des mouvements subsidents venant compenser la convection entre les bandes convectives du cyclone et également en périphérie là où, éventuellement si un cisaillement vertical de vent est assez intense, peut accentuer ces mouvements subsidents. Ces mouvements de subsidence se font de manière « directe » dans le plan vertical depuis le toit du cyclone.

Conclusion générale

L'objectif de cette thèse était d'approfondir notre connaissance sur les mécanismes dynamiques d'échanges, près des zones de convection profonde, et plus particulièrement en périphérie proche des cyclones tropicaux. Dans ce cadre, il s'agissait d'explorer les liens dynamiques entre la convection tropicale et l'ozone troposphérique constitués à la fois par les intrusions d'ozone stratosphérique dans la troposphère et le lessivage de l'ozone troposphérique par soulèvement des masses d'air humides depuis la couche limite marine.

L'étude climatologique de l'ozone troposphérique tropical en saison cyclonique s'est appuyée sur l'analyse des mesures par radiosondage faites au Laboratoire de Physique de l'Atmosphère depuis 1992 et des archives du Centre des Cyclones Tropicaux et a débouché sur le fait de l'influence de l'occurrence fréquente de ces systèmes convectifs (tempêtes, dépressions et cyclones tropicaux). Les résultats mis en évidence montrent que cette influence est double : des apports d'ozone en moyenne troposphère et une diminution d'ozone en haute troposphère.

La documentation de trois situations météorologiques distinctes ou une forte interaction entre les dynamiques de la convection, du système jet-front et des ondes de Rossby induisent des échanges stratosphère-troposphère a permis de renforcer notre

connaissance de ces mécanismes d'échanges induits par les zones de convection profonde et les cyclones tropicaux et de mettre en évidence la variabilité des signatures de ces mécanismes observée sur l'ozone, l'humidité et la vorticité potentielle. L'évènement Marlène n'était donc pas un cas isolé, et la variabilité des signatures sur l'ozone et du contexte synoptique de chaque situation est importante. Un apport de ce travail est que non seulement les cyclones tropicaux mais aussi la convection profonde est susceptible d'induire des échanges de masses d'air entre la basse stratosphère et la haute troposphère, ce qui est renforcé lorsque l'évènement convectif interagit avec le courant-jet subtropical.

L'analyse des mécanismes dynamiques d'échange stratosphère-troposphère à moyenne échelle et en relation avec la convection tropicale, s'est porté sur un cas de transfert subsident intense le 6 Avril 1995, alors que La Réunion était dans la partie périphérique à l'ouest du cyclone tropical Marlène, à environ un millier de km du centre du cyclone. L'ampleur de la contamination est exceptionnelle avec un pic de 300 ppbv à 10.5 km d'altitude, et un enrichissement d'ozone sur la majeure partie de la troposphère libre. A cause des limitations des modèles globaux ces mécanismes présentaient jusqu'alors des incertitudes. Les apports de la modélisation à méso-échelle via MESO-NH constituent un point important de ce travail de thèse. La cohérence des signatures sur les champs dynamiques et chimiques qui n'était pas visible sur les données de modèle ECMWF, la mise en évidence de la circulation agéostrophique d'altitude ainsi que des zones de divergence associées et la contribution du cisaillement vertical de vent dans le sens de l'échange stratosphère-troposphère sont des apports importants dans la compréhension de cas d'étude.

Après avoir caractérisé les mécanismes dynamiques à méso-échelle, nous avons examiné la réponse d'un modèle idéalisé de cyclone tropical. L'utilisation du modèle bidimensionnel HURRICANE a apporté des compléments dynamiques et a généralisé cette étude de mécanismes reliant cyclones et échanges dynamiques entre les compartiments atmosphériques. Ceci a permis d'une part, de mieux comprendre les effets du cisaillement vertical de vent sur les échanges de la basse stratosphère vers la haute troposphère et d'autre part, de matérialiser les circulations de masses d'air caractéristiques des cyclones tropicaux à l'origine des échanges dynamiques à la fois vers le haut et vers le bas et dont les effets ont été montré par l'étude climatologique.

La tropopause qui est une zone de transition entre la troposphère et la stratosphère, deux régions atmosphériques aux compositions chimiques et aux caractéristiques dynamiques nettement différenciées, n'est pas une frontière imperméable et la connaissance des échanges entre ces deux compartiments 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 en général. Les échanges subsidents de la stratosphère vers la troposphère ont lieu par mécanismes dynamiques, associés au courant-jet polaire aux moyennes et hautes latitudes et au courant-jet subtropical aux latitudes subtropicales, tels que les foliations de tropopause ou les gouttes froides. Dans les régions tropicales, les mouvements ascendants dans les zones de convection intenses ont été mis en évidence dans le passé mais les études des échanges stratosphère-troposphère dans les régions subtropicales liés à la convection tropicale, nuages convectifs, cyclones et zones de convergence intertropicale restent encore limitées. La Réunion est située en bordure sud de la zone tropicale qui constitue une zone charnière où les mécanismes d'échanges entre la stratosphère et la troposphère liés à la barrière dynamique et au courant-jet, jouent un rôle très important sur le bilan de l'ozone troposphérique dans les tropiques. Les analyses menées dans le cadre de cette thèse indiquent que l'impact des systèmes convectifs et cycloniques des latitudes tropicales sur ces échanges n'est pas négligeable.

Cependant, l'étude climatologique de l'influence des systèmes convectifs des latitudes tropicales doit être poursuivie. Une des perspectives serait d'affiner l'échantillonnage des perturbations cycloniques avec comme paramètres supplémentaires la distance du centre du système par rapport au site de mesure, le nombre de jours d'activité avant et après la mesure et l'altitude atteinte par le sommet du système convectif. L'exploitation de la base de données du lidar ozone troposphérique mis en fonctionnement au Laboratoire de Physique de l'Atmosphère depuis 1998 permettrait de compléter de manière significative les mesures par radiosondages. De plus, étudier les six autres bassins cycloniques donnerait une appréciation qualitative de l'influence sur l'ozone troposphérique à l'échelle globale. L'occasion nous serait donnée alors de s'intéresser aux autres stations de mesures du réseau SHADOZ qui sont au nombre de douze et à quatre stations du réseau NDSC (Network for the Detection of Stratospheric Change) dont une station primaire avec une

position en latitude qui conviennent à cette étude climatologique. La base de données MOZAIC (Measurement of Ozone and Water vapour by Airbus In-service Aircraft), fournit également des données qui peuvent permettre l'étude climatologique à l'échelle globale avec des mesures simultanées d'ozone et de vapeur d'eau sur des vols traversant le réservoir tropical.

De plus, la quantification de l'influence à long terme de la convection tropicale et des cyclones tropicaux sur l'ozone troposphérique reste à faire. La première perspective serait d'évaluer, de la manière la plus pertinente possible, les flux de masse d'air subsidents (et/ou d'ozone) engendrés par les phénomènes de filamentation autour des cyclones tropicaux. L'utilisation d'un traceur d'ozone stratosphérique calculé par le modèle lagrangien de dispersion de particules FLEXPART dans un cas de cyclone tropical où les signatures de PV sont clairement visibles sur les analyses ECMWF qui initialisent ce modèle peut être envisagée.

Une thèse de doctorat sur le développement et la validation d'un lidar vapeur d'eau est en cours au Laboratoire de Physique de l'Atmosphère. Une installation instrumentale qui permettrait d'effectuer des acquisitions lidar simultanées ou quasi- simultanées de profils à la fois d'ozone et de vapeur d'eau dans la troposphère serait un outil majeur dans le suivi des échanges entre la stratosphère et la troposphère pendant la saison cyclonique.

De manière plus générale, dans le cadre de la caractérisation des mécanismes dynamiques d'échanges stratosphère-troposphère liés à la barrière dynamique (foliation de tropopause, courant-jet subtropical, gouttes froides et déferlement d'ondes de Rossby), l'application de l'outil de modélisation à méso-échelle MESO-NH permettrait d'approcher les structures fines d'une manière beaucoup plus précise qu'au moyen des analyses ECMWF.

Outre l'aspect des échanges stratosphère-troposphère liés à la convection tropicale, l'importance potentielle des interactions réciproques entre les cyclones tropicaux et les systèmes baroclines des moyennes latitudes dans le flux synoptique d'Ouest pourra être également abordée.

Résumé

Analyse et modélisation des échanges verticaux induits par les systèmes convectifs des latitudes tropicales : effets sur l'ozone troposphérique.

Dans les régions tropicales, les mouvements ascendants dans les zones de convection intenses ont été mis en évidence dans le passé mais les études des échanges stratosphère-troposphère liés à la convection tropicale, nuages convectifs, cyclones et zones de convergence intertropicale restent encore limitées.

L'objectif était d'approfondir notre connaissance sur les mécanismes dynamiques d'échanges, près des zones de convection profonde, et plus particulièrement en périphérie proche des cyclones tropicaux en explorant les liens dynamiques entre la convection tropicale et l'ozone troposphérique.

Une approche climatologique a montré que l'influence de l'occurrence fréquente de ces systèmes convectifs sur l'ozone troposphérique est double : des apports d'ozone en moyenne troposphère et une diminution d'ozone en haute troposphère.

L'analyse d'un cas de transfert subsident intense le 6 Avril 1995, alors que La Réunion était dans la partie périphérique à l'ouest du cyclone tropical Marlène, a permis de caractériser les mécanismes dynamiques de cet échange stratosphère-troposphère. La mise en évidence de la circulation agéostrophique d'altitude ainsi que des zones de divergence associées et la contribution du cisaillement vertical de vent dans le sens de l'échange stratosphère-troposphère sont des apports importants de la modélisation à méso-échelle avec MESO-NH.

L'examen de la réponse du modèle idéalisé de cyclone tropical HURRICANE a apporté des compléments dynamiques et a généralisé cette étude de mécanismes reliant cyclones et échanges dynamiques entre les compartiments atmosphériques. Ceci a permis d'une part, de mieux comprendre les effets du cisaillement vertical de vent sur les échanges de la basse stratosphère vers la haute troposphère et d'autre part, de matérialiser les circulations de masses d'air caractéristiques des cyclones tropicaux à l'origine des échanges dynamiques à la fois vers le haut et vers le bas dont les effets ont été montré par l'étude climatologique.

De manière complémentaire au cas Marlène, trois situations météorologiques distinctes ou une forte interaction entre les dynamiques de la convection, du système jet-front et des ondes de Rossby induisent des échanges stratosphère – troposphère sont documentées. Ceci a permis de renforcer notre connaissance des mécanismes d'échanges entre la stratosphère et la troposphère induits par les zones de convection profonde et les cyclones tropicaux et de mettre en évidence la variabilité des signatures de ces mécanismes observée sur l'ozone, l'humidité et la vorticité potentielle.

Mots-clefs : ozone troposphérique, cyclone tropical, convection, échanges stratosphère-troposphère, modélisation méso-échelle

Abstract

Analysis and modelling of vertical exchanges induced by the convective systems of tropical latitudes : effects on tropospheric ozone

In tropical regions, upward movements due to strong convective areas have been evidenced in the past but the stratosphere to troposphere exchanges studies linked to tropical convection, convective clouds, cyclones and inter-tropical convergence zone (ITCZ) are still limited.

The objective was to perform our knowledge on the exchanges dynamical mechanisms near to deep convection, and more particularly in the close vicinity of tropical cyclones by investigating the dynamical links between tropical convection and tropospheric ozone.

A climatological approach showed that the influence of the frequent occurrence of these convective systems on tropospheric ozone is double : an ozone enhancement in mid-troposphere and a decrease of ozone in high troposphere.

The analysis of a strong subsiding transfer on April 6, 1995 (300 ppbv at 10.5 km), following from the cyclone Marlene activity, occurring in the peripheral part of the cyclone, at approximately 1000 km of the centre of the cyclone, characterised the dynamical mechanisms of this stratosphere-troposphere exchange. The high levels ageostrophic circulation and associated divergence zones, and the contribution of the vertical wind shear to the stratosphere-troposphere exchange are very important contributions of the meso-scale modelling through MESO-NH.

The answer of the idealized model of tropical cyclone HURRICANE brought dynamical complements and generalized this study of mechanisms connecting cyclones and dynamic exchanges between the atmospheric compartments. First, it allowed to better understand the effects of the vertical wind shear on the exchanges from the lower stratosphere to the upper troposphere. More, the air masses circulations associated to the tropical cyclones structure at the origin of both upward and downward dynamical exchanges showed by the climatological study have been materialized.

In an additional way to the Marlene case, three different synoptic situations where a strong interaction between convection, jet-front system and Rossby waves induce stratosphere-troposphere exchanges have been documented. Through this study, we performed our knowledge of the exchanges mechanisms between stratosphere and troposphere induced by the convection and tropical cyclones and we put in evidence the variability of the signatures observed on ozone, humidity and potential vorticity.

Key words : tropospheric ozone, tropical cyclone, convection, stratosphere-troposphere exchanges, meso-scale modelling

Bibliographie

Adem, J., and Lezama, P., On the motion of a cyclone embedded in a uniform flow, *Tellus*, 12, 255-258, 1960

Ancellet, G., Pelon, J., Beekmann, M., Papayannis, A., Megie, G., Ground-based lidar studies of ozone exchanges between the stratosphere and the troposphere, *J. Geophys. Res.*, 96, 22401-22421, 1991

Ancellet, G., Beekmann, M., Papayannis, A., Impact of a cutoff low development on downward transport of ozone in the troposphere, *J. Geophys. Res.*, 96, 22401-22421, 1994

Andreae, M.O., Anderson, B.E., Blake, D.R., Bradshaw, J.D., Collins, J.E., Gregory, G.L., Sachse, G.W., Shipham, M.C., Influence of plumes from biomass burning on atmospheric chemistry over the equatorial and tropical south atlantic during SITE3, *J. Geophys. Res.*, 99, 12793 – 12808, 1994

Atticks, M.G., et Robinson, G.D., Some features of the structure of the tropical tropopause, *J. Roy. Meteorol. Soc.*, 109, 295-308, 1983

Baldy S., Ancellet, G., Bessaffi, M., Badr, A., Lan-Sun-Luk, D., Field observations of the vertical distribution of tropospheric ozone at the Island of La Reunion. *J. Geophys. Res.*, 101, 23835-23849, 1996

Baray, J.-L., Ancellet, G., Taupin, F., Bessati, M., Baldy, S., Keckhut, P., Subtropical tropopause break as a possible stratospheric source of ozone in the tropical troposphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 60, 27-36, 1998

Baray, J.L., Etude des transferts stratosphère – troposphère en bordure sud de la zone tropicale et impact sur le bilan d’ozone troposphérique, *Thèse de doctorat de l’Université Pierre et Marie Curie*, 1999

Baray, J.L., Ancellet, G., Randriambelo, T., Baldy, S., Tropical cyclone Marlene and stratosphere-troposphere exchange, *J. Geophys. Res.*, 104, 13953-13970, 1999a

Baray, J.L., Leveau, J., Porteneuve, J., Ancellet, G., Keckhut, P., Posny, F., Baldy, S., Description and evaluation of a tropospheric ozone lidar implemented on an existing lidar in the southern subtropics, *Applied Optics*, 38, 6808-3817, 1999b

Baray, J.L., Randriambelo, T., Baldy, S. and Ancellet, G., Comment on “Tropospheric O₃ distribution over the Indian Ocean during spring 1995 evaluated with a chemistry-climate model”, by A.T.J. De Laat et al., *J. Geophys. Res.*, 106, 1365-1368, 2001

Baray, J.L., Baldy, S., Diab, R.D., Cammas, J.P., Dynamical study of a tropical cut-off low over South Africa, and its impact on tropospheric ozone, *Atmospheric Environment*, 37, 1475-1488, 2003

Barnes, R.A., Bandy, A.R., Torres, A.L., Electrochemical concentration cell ozonesonde accuracy and precision, *J. Geophys. Res.*, 90, 7881-7887, 1985

Barnes, G. M., Jorgensen, D., and Jr, F.M., Mesoscale and convective structure of a hurricane rainband, *J. Atmos. Sci.*, 40, 2125-2137, 1983

Bertin, F., Van Velthoven, P., Cremieu, A., Ney, R., et Beugin, R., UHF radar observation of strato-tropospheric transfers on the anticyclonic side of a jet-streak, *Ann. Geophys.*, 13, 1229-1236, 1995

Bethan S., G. Vaughan, S.J. Reid, A comparison of ozone and thermal tropopause heights and the impact of tropopause definition on quantifying the ozone content of the troposphere, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 122, 928-944, 1996

Betts, A.K., Saturation point analysis of moist convective overturning, *J. Atmos. Sci.*, 39, 1484-1505, 1982

Bindon, H.H., Relation between equivalent potential temperature and wet-bulb potential temperature, *Mon. Wea. Rev.*, 243-245, 1940

Bithell M., G. Vaughan, L.J. Gray, Persistence of stratospheric ozone layers in the troposphere, *Atmos. Env.*, 34, 2563-2570, 2000

Bougeault, P., et Lacarrère, P., Parametrisation of orography-induced turbulence in a meso-beta scale model, *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1872-1890, 1989

Brewer, A.W., Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 75, 351-363, 1949

Browell, E. V.; Fenn, M. A.; Butler, C. F.; Grant, W. B.; Clayton, M. B.; Fishman, J.; Bachmeier, A. S.; Anderson, B. E.; Gregory, G. L.; Fuelberg, H. E.; Bradshaw, J. D.; Sandholm, S. T.; Blake, D. R.; Heikes, B. G.; Sachse, G. W.; Singh, H. B.; Talbot, R. W., Ozone and aerosol distributions and air mass characteristics over the South Atlantic Basin during the burning season, *J. Geophys. Res.*, 101, 24043-24068, 1996

Cammas, J.P., et Ramond, D., Analysis and diagnosis of the composition of ageostrophic circulations in jet-front systems, *Mon. Weather Rev.*, 117, 2447-2461, 1989

- Chan, J.C.L., et Kwok, R.H.F., Tropical cyclone genesis in a global numerical weather prediction model, *Mon. Wea. Rev.*, 127, 611-624, 1999
- Charney, J., et Eliassen, A., On the growth of the hurricane depression, *J. Atmos. Sci.*, 21, 68-75, 1964
- Chatfield, R.B., et Delany, A.C., Convection links biomass burning to increased tropical ozone : however, models will tend to overpredict O₃, *J. Geophys. Res.*, 95, 18478-18488, 1990
- Chatfield, R.B., Vastano, J.A., Singh, H.B., Sachse, G., A general model of how fire emissions and chemistry produce African/oceanic plumes (O₃, CO, PAN, smoke) in TRACE A, *J. Geophys. Res.*, 101, 24279-24306, 1996
- Chen, P., Isentropic cross-tropopause mass exchange in the ex-tropics, *J. Geophys. Res.*, 100, 6661-16673, 1995
- Clark, T.L., et Farley, R.D., Severe downslope windstorm calculations in two and three spatial dimensions using anelastic interactive grid nesting: A possible mechanism for gustiness. *J. Atmos. Sci.*, 41, 329-350, 1984
- Cooper O.R., Moody, J.L., Parrish, D.D., Trainer, M., Holloway, J.S., Hubler, G., Fehsenfeld, F.C., Stohl, A., Trace gas composition of midlatitude cyclones over the western North Atlantic Ocean: A seasonal comparison of O₃ and CO, *J. Geophys. Res.*, 107, 2002
- Crutzen, P.J., Heidt, L.E., Krasnec, J.P., Pollock, W.H., Seiler, W., Biomass burning as a source of atmospheric gases CO, H₂, N₂O, NO, CH₃Cl, and COS, *Nature*, 282, 253-256, 1979
- Danielsen, E. F., Stratospheric-tropospheric exchange based upon radioactivity, ozone, and potential vorticity, *J. Atmos. Sci.*, 25, 502-518, 1968

De Laat, J., Zachariasse, M., Roelofs, G.J., Velthoven, P. van, Dickerson, R.R., Rhoads, K.P., Oltmans, S.J., Lelieveld, J., Tropospheric O₃ distribution over the Indian Ocean during spring 1995 evaluated with a chemistry-climate model, *J. Geophys. Res.*, 104, 13881-13894, 1999

De Laat, J. and Lelieveld, J., Reply, *J. Geophys. Res.*, 106, 1369-1371, 2001

De Maria, M., Baik, J.J., et Kaplan, J., Upper level angular momentum fluxes and tropical cyclone intensity change, *J. Atmos. Sci.*, 50, 1133-1147, 1993

Dessler, A.E., Hints, E.J., Weinstock, E.M., Anderson, J.G., Chan, K.R., Mechanisms controlling water vapor in the lower stratosphere : "a tale of two stratospheres", *J. Geophys. Res.*, 100, 23167-23172, 1995

Dobson, G. M. B., Brewer, A.W., Cwilong, B.M., Meteorology of the lower stratosphere, *Proc. Roy. Soc.*, 185, 144-175, 1946.

Dupuis, H., Taylor, P.K., Weill, A., Katsaros, K., Inertial dissipation method applied to derive turbulent fluxes over the ocean during the surface of the ocean, fluxes and interactions with the atmosphere / atlantic stratocumulus transition experiment (SOFIA/ASTEX) and structure des échanges mer-atmosphère, propriétés des hétérogénéités océaniques, *J. Geophys. Res.*, 102, 21115 – 21129, 1997

Dupuis, 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

Durrant, D.R., Improving the anelastic approximation, *J. Atmos. Sci.*, 46, 1453–1461, 1989

Ehhalt, D.H., Rohrer, F., Wahner, Sources and spatial distribution of NO_x in the upper troposphere at northern midlatitudes, *J. Geophys. Res.*, 97, 3725-3738, 1992

Elsberry, R.L. (Ed.), A global view of tropical cyclones, Univ. of Chicago Press, 185pp, 1987

Elsberry, R.L. (Ed.), Global perspectives of tropical cyclones. WMO-/TD-No, 693, Report No. TCP-38, World Meteor. Organisation, 289pp., 1995

Emanuel, K., Air-sea interaction for tropical cyclones, Part I : steady state maintenance, *J. Atmos. Sci.*, 43, 585-604, 1986

Emanuel, K.A., The finite-amplitude nature of tropical cyclogenesis, *J. Atmos. Sci.*, 46, 3431-3456, 1989a

Emanuel, K.A., Dynamical theories of tropical convection, *Aust. Meteor. Mag.*, 37, 3-10, 1989b

Emanuel, K.A., The effect of convective response time on WISHE modes, *J. Atmos. Sci.*, 50, 1763-1775, 1993

Emanuel, K.A., Zivkovic-Rothman, M., Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models, *J. Atmos. Sci.*, 56, 1766-1782, 1999

European Commission, EUR 20623, Ozone-climate interactions, Air pollution research report No 81, 2003

Fishman, J., Watson, C.E., Larsen, J.C., Logan, J.A., Distribution of tropospheric ozone determined from satellite data, *J. Geophys. Res.*, 95, 33599-36117, 1990

Flatoy, F., et Hov, O., Nox from lightning and the calculated chemical composition of the free troposphere, *J. Geophys. Res.*, 101, 21373-21381, 1997

Folkins, I., et Appenzeller, C., Ozone and potential vorticity at the subtropical tropopause break, *J. Geophys. Res.*, 101, 18787-18792, 1996

Folkins, I., Chatfield, R., Singh, H., Chen, Y., Heiks, B., Ozone production efficiencies of acetone and peroxydes in the upper troposphere, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1305-1308, 1998

Folkins, I., Loewenstein, M., Podolske, J., Oltmans, S., Prott, M., A barrier to vertical mixing at 14 km in the tropics: Evidence from ozonesondes and aircraft measurements, *J. Geophys. Res.*, 104, 22095-22101, 1999

Forster, C., Wandinger, U., Wotawa, G., James, P., Mattis, I., Althausen, D., Simmonds, P., O'Doherty, S., Kleefeld, C., Jennings, S. G., Schneider, J., Trickl, T., Kreipl, S., Jager, H., Stohl, A., Transport of boreal forest fire emissions from Canada to Europe, *J. Geophys. Res.*, 106, 22887-22906, 2001.

Frank, W.M., Tropical cyclone development, in a global view of tropical cyclones (ed. R.L. Elsberry), ONR Marine Meteorology Program, Arlington, 1987

Franklin, J.L., Dropwind observations of the environmental flow of hurricane Josephine (1984) : Relationships to vortex motion, *Mon. Wea. Rev.*, 118, 2732-2744, 1990

Fujiwara, M., Kita, K., Kawakami, S., Ogawa, T., Komala, N., Saraspriya, S., Surtipto, A., Tropospheric ozone enhancements during the Indonesian forest fire events in 1994 and in 1997 as revealed by ground-based observations, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2417-2420, 1999

Gal-Chen, T., et Sommerville, R.C.J., On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations, *J. Comput. Phys.*, 17, 209-228, 1975

Gouget, H., Cammas, J.P., Marenco, A., Rosset, R., Jonquière, I., 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

Gray, W.M., Hurricanes : their formation, structure and likely role in tropical circulation, in meteorology over the tropical ocean, *Roy. Meteor. Soc.*, 155-218, 1979

Hastenrath, S., Climate dynamics of the tropics, *Kluwer Academic publishers*, Atmospheric Science Library, 1991

Haynes, P.H., et McIntyre, M.E., On the evolution of vorticity and potential vorticity in the presence of diabatic heating and frictional or other forces., *J. Atmos. Sci.*, 44, 828-841, 1987

Hoerling, M.P., Schaak, T.K., Lenzen, A.J., Global objective tropopause analysis, *Mon. Weather Rev.*, 121, 162-172, 1991

Holland, G.J., and Merrill, R.T., On the dynamics of tropical cyclones structural changes, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 110, 723-745, 1984

Holland, G.J., Global guide on tropical cyclone forecasting, OMM, TD 560 – TCP 31, 9.1-9.9, 1993

Holton, J.R., An introduction to dynamic meteorology, volume 48 of International Geophysics Series, Academic Press, Third edition, 1979

Holton, J. R., Haynes, P. H. McIntyre, M. E., Douglass, A. R., Rood, R. B., Pfister, L., Stratosphere-troposphere exchange, *Rev. Geophys.*, 33, 403-409, 1995

Hoskins, B.J., McIntyre, M.E., and Robertson, A.W., On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111, 877-946, 1985

Hoskins, B.J., Towards a PV- θ view of the general circulation, *Tellus*, 43, 27-35, 1991

Kain, J.S., et Fritsch, J.M., A one-dimensional entraining/detraining plume model and application in convective parameterization, *J. Atmos. Sci.*, 47, 2784-2802, 1990

Kain, J.S., et Fritsch, J.M., Convective parameterization for mesoscale models: The Kain- Fritsch scheme. The representation of cumulus convection in numerical models.

Meteor. Monogr., 24, 165-170, 1993

Kaplan, J., et Franklin, J.L., The relationship between the motion of tropical storm Florence (1988) and its environmental flow, *19th Conf. Hurr. Trop. Meteor.*, Boston, Amer. Meteor. Soc., 93-97, 1991

Kasahara, A., The numerical prediction of hurricane movement with the barotropic model, *J. Meteor.*, 14, 386-402, 1957

Kasahara, A., The numerical prediction of hurricane movement with a two-level barotropic model, *J. Meteor.*, 17, 357-370, 1960

Kasahara, A., and Platzmann, G.W., Interaction of a hurricane with the steering flow and its effect upon the hurricane trajectory, *Tellus*, 15, 321-335, 1963

Kentarchos, A.S., Roelofs, G.J., Lelieveld, J., Model study of a stratospheric intrusion event at lower midlatitudes associated with the development of a cutoff low, *J. Geophys. Res.*, 104, 1717-1727, 1999

Keyser, D., and Shapiro, M. A., A review of the structure and dynamics of upper-level frontal zones, *Mon. Wea. Rev.*, 114, 452-499, 1986

Lacis, A., Wuebles, D., Logan, J., Radiative forcing of climate by changes in the vertical distribution of ozone, *J. Geophys. Res.*, 9971-9981, 1995

Lafore, J.P., Stein, J., Ascencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V.D., Duron, J., Fisher, C., Hereil, P., Mascart, P., Pinty, J.P., Redelsperger, J.L., Richard, E., Vila-Guerau de Arellano, J., The MesoNH atmospheric simulation system. Part I : Adiabatic formulation and control simulations, *Ann. Geophys.*, 16, 90-109, 1998

Lelieveld, J., et Crutzen, P.J., Role of deep convection in the ozone budget of the troposphere, *Science*, 264, 1759-1761, 1994

Levy, H., Normal atmosphere : large radical and formaldehyde concentrations predicted, *Science*, 173, 141-143, 1971

Lipps, F.B., et Hemler, R.S., A scale analysis of deep moist convection and some related numerical calculations, *J. Atmos. Sci.*, 39, 2192-2210, 1982

Logan, J.A., Prather, M.J., Wofsy, S.C., McElroy, M.B., Tropospheric chemistry : a global perspective, *J. Geophys. Res.*, 86, 7210-7254, 1981

Loring, Jr. R.O., Fuelberg, H.E., Fishman, J., Watson, M.V., Browell, E.V., Influence of a midlatitude cyclone on tropospheric ozone distributions during a period of TRACE A, *J. Geophys. Res.*, 101, 23941-23956, 1996

Lowe, P.R., et Ficke, J.M., The computation of saturation vapour pressure, Tech. paper no. 4-74, Environmental prediction research facility, Naval postgraduate school, Monterey, California, 1974

Maynard, R.H., Radar and weather, *J. Meteor.*, 2, 214-226, 1945

Mayoka, M., Les cyclones à La Réunion, Edition Météo-France, 1998

McBride, J., Global perspectives on tropical cyclones, TD 693 TCP 38, OMM, Genève, Suisse, 63-105, 1995

McIntyre, M., Palmer, T., Breaking planetary waves in the stratosphere, *Nature*, 305, 593-600, 1983

Mégie, G., L'ozone stratosphérique, Rapport technique 41, Académie des Sciences, 1998

Mesinger, F., et Arakawa, A., Numerical methods used in atmospheric models, Vol. 1, WMO/ICSU Joint Organizing Committee, GARP Publications Series No. 17, 64pp, 1976

Mitra, A.P., Troposphere-Stratosphere coupling and exchange at low latitude, *Adv. Space Phys.*, 17, 1189-1197, 1996

Morcrette, J.-J., Description of the radiation model in the ECMWF model. Technical Memorandum 165, ECMWF, Reading, 1989

Mote, P.W, Rosenlof, K.H, McIntyre, M.E, Carr, E.S, Kinnnersley, J.S, Pumphrey, H.C, Harwood, R.S, Holton, J.R, Russell, J.M III, Waters, J.W, Gille, J.C, An atmospheric tape recorder: the imprint of tropical tropopause temperatures on stratospheric water vapour, *J. Geophys. Res.*, 101, 3989-4006, 1996

Newell, R.E., et Gould-Stewart, S., A stratospheric fountain, *J. Atm. Sci.*, 38, 2789-2796, 1981

Newton, C.W., et Persson, A.V., Structural characteristics of the subtropical jetstream and certain lower-stratospheric wind systems, *Tellus*, 14, 21-241, 1962

Newton, C.W., et Trevisan, A., Cyclogenesis in jet-streams waves. Part I : analytical relations to wave structure, *J. Atmos. Sci.*, 41, 2717-2734, 1984

Ngan, K.W., et Chan, J., Tropical cyclone motion : steering vs. propagation, 21st Tech. Conf. Hurricanes and Trop. Meteor., Miami, Amer. Meteor. Soc., 23-25, 1995

Postel, G. A., Hitchman, M. H., A climatology of Rossby wave breaking along the subtropical tropopause, *J. atmos. sci.*, 56 , 359-373, 1999

Poulida, O., Dickerson, R.R., Heymsfield, A., Stratosphere-troposphere exchange in a midlatitude mesoscale convective complex : 1. Observations, *J. Geophys. Res.*, 101, 6823-6836, 1996

Randriambelo, T., Détection satellitaire des feux de végétation et des zones de convection en zone tropical : application à l'étude climatologique de l'ozone troposphérique, Thèse de doctorat, Université de La Réunion, France, 1998

Randriambelo, T., Baray, J.L., Baldy, S., Bremaud, P., A case study of extreme stratospheric ozone contamination in the tropics using in-situ, satellite and meteorological data, *Geophys. Res. Letters*, 26, 1287-1290, 1999

Raymond, D. J., Regulation of moist convection over warm tropical oceans. *J. Atmos. Sci.*, 52, 1995

Réchou, A., Baray, J.L., Baldy, S., Portafaix, T., Influence of deep convection on the injection of ozone into the troposphere (stratosphere-troposphere exchange), 21^{ème} ILRC - Québec, Canada, 2002

Reed, R.D., A study of a characteristic type of upper-level frontogenesis, *J. Meteor.*, 12, 226-237, 1955

Rodgers, E.B., Stout, J., Steranka, J., Chang, S., Tropical cyclone-upper atmospheric interaction as inferred from satellite total ozone observations, *J. Appl. Met.*, 29, 934-954, 1990

Roelofs, G.J, et Lelieveld, J., Distribution and budget of O₃ in the troposphere calculated with a chemistry general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 100, 20983-20998, 1995

Rosenlof, K.H., et Holton, J.R., Estimate of the stratospheric residual circulation using the downward control principle, *J. Geophys. Res.*, 98, 10465-10479, 1993

Rossby, C.G., *M.I.T. Meteor. Papers*, 1, 1932

Rossby, C.-G., On displacements and intensity changes of atmospheric vortices, *J. Marine Res.*, 7, 175-187, 1948

Roumeau, S., Bremaud, P., Riviere, E., Baldy, S., Baray, J.L., Tropical cirrus clouds : a possible sink for ozone, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2233-2236, 2000

- Schubert, W.H. et Hack, J.J., Transformed Eliassen balanced vortex model, *J. Atmos. Sci.*, 40, 1571-1583, 1983
- Scott, R.K., Cammas, J.P., Mascart, P., Stolle C., Stratospheric filamentation into the upper tropical troposphere, *J. Geophys. Res.*, 106, 11835-11848, 2001
- Scott, R.K., et Cammas, J.P., Wave breaking and mixing at the subtropical tropopause, *J. atmos. sci.*, 59, 2347 – 2361, 2002
- Shapiro, M., Further evidence of the mesoscale and turbulent structure of upper-level jet streams-frontal zone systems, *Mon. Weather Rev.*, 106, 1100, 1978
- Shapiro, M.A., and Kennedy, P.J., Research Aircraft Measurements of Jet Stream Geostrophic and Ageostrophic Winds, *J. Atmos. Sci.*, 38, 2642–2652, 1981
- Sherwood, S. C., et Dessler, A. E., On the control of stratospheric humidity, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2513-2516, 2000
- Singh, H.B., Kanakidou, M., Crutzen, P.J., Jacob, D.J., High concentration and photochemical fate of oxygenated hydrocarbons in the global troposphere, *Nature*, 378, 50-54, 1995
- Spaete, P., Johnson, D.R., et Schaak, T.K., Stratospheric tropospheric mass exchange during the President's day storm, *Mon. Weather Rev.*, 122, 424-439, 1994
- Spichtinger, N., Wenig, M., James, P., Wagner, T., Platt, U., Stohl, A., Satellite detection of a continental-scale plume of nitrogen oxides from boreal forest fires, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 4579-4583, 2001
- Stenchikov, G., Dickerson, R.R., Pickering, K., Ellis, W., Doddridge, B., Kondragunta, S., Poulida, O., Scala, J., Tao, W.K., Stratosphere-troposphere exchange in a midlatitude

mesoscale convective complex : 2. Numerical simulations, *J. Geophys. Res.*, 101, 6837-6851, 1996

Stohl, A. et Trickl, T., A textbook example of long-range transport: Simultaneous observation of ozone maxima of stratospheric and North American origin in the free troposphere over Europe, *J. Geophys. Res.*, 104, 30445-30462, 1999

Stohl, A., Eckhardt, S., Forster, C., James, P., Spichtinger, N., Seibert, P., A replacement for simple back trajectory calculations in the interpretation of atmospheric trace substance measurements, *Atmos. Environ.*, 36, 4635-4648, 2002

Stohl, A., Forster, C., Eckhardt, S., Spichtinger, N., Huntrieser, H., Heland, J., Schlager, H., Wilhelm, S., Arnold, F., Cooper, O., A backward modeling study of intercontinental pollution transport using aircraft measurements, *J. Geophys. Res.*, 108, 2003

Stohl, A., Forster, C., Frank, A., Seibert, P., Wotawa, G., Technical note: The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 6.2, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 2461-2474, 2005

Sturman, A.P., et McGowan, H.A., An assessment of boundary-layer air mass characteristics associated with topographically-induced local wind systems, *Bound. layer Meteor.*, 74, 181-193, 1995

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

The Meso-NH Atmospheric Simulation System : Scientific documentation, Météo-France, CNRS, 2001

Thompson, A.M., Tao, W.K., Pickering, K.E., Scala, J.R., et Simpson, J., Tropical deep convection and ozone formation, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 78, 1043-1054, 1997

Thompson, A.M., Witte, J.C., McPeters, R.D., Oltmans, S.J., Schmidlin, F.J., Logan, J.A., Fujiwara, M., Kirchhoff, V.W.J.H., Posny, F., Coetzee, G.J.R., Hoegger, B., Kawakami, S., Ogawa, T., Johnson, B.J., Vömel, H., Labow, G., Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) 1998-2000 tropical ozone climatology 1. Comparison with Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) and ground-based measurements, *J. Geophys. Res.*, 108, D2, 8238, 2003

Uccellini, L.W., Kocin, P.J., Petersen, R.A., Wash, C.H., and Brill, K.F., The President's day cyclone of 18-19 February 1979 : Synoptic overview and analysis of the subsynoptic jet streak influencing the pre-cyclogenetic period, *Mon. Wea. Rev.*, 112, 31-55, 1984

Wang, C., Crutzen, P.J., Ramanathan, V., 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

Wilhelmson, R., et Ogura, Y., The pressure perturbation and the numerical modelling of a cloud, *J. Atmos. Sci.*, 29, 1295-1307, 1972

Willoughby, H. E., Tropical Cyclone Eye Thermodynamics, *Mon. Wea. Rev.*, 126, 3053-3067, 1998

Wu, C.C., and Emanuel, K.A., Interaction of a baroclinic vortex with background shear ; application to hurricane movement, *J. atmos. sci.*, 50 , 62-76, 1993

Xu, K., and K.A. Emanuel, Is the tropical atmosphere conditionally unstable? *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1471-1479, 1989

Liste des figures

1. (a) Rapport de mélange moyen (ppbv) du monoxyde de carbone sur l'isobare 850 hPa du mois d'octobre 2004. (b) Carte globale des feux de forêts du mois d'octobre 2004. 4
2. Profils moyens de température, d'ozone et du gradient vertical de température à partir de 108 radiosondages à Samoan. 5
3. Coupe verticale schématique latitude * altitude de l'atmosphère. 7
4. Foliation de la tropopause subtropicale illustrée par la déformation de la surface iso – vorticité potentielle (2 pvu) le 10 Octobre 1996 à 06UT d'après les analyses ECMWF. 9
5. Bilan de l'ozone troposphérique vu par dix modèles globaux de chimie - transport (CTMs). 12
6. Vent horizontal (amplitude en $m.s^{-1}$ et direction) sur la surface isobare 300 hPa. Champ moyen entre 1984 et 2004 pour les mois d'été austral (décembre, janvier, février) (a) et d'hiver austral (juin, juillet, août) (b). 13
- 1.1 Profil de vorticité potentielle (valeur absolue) ECMWF le 1^{er} octobre 1996 à 06 TU au dessus du site de La Réunion dans la troposphère (a) et dans la stratosphère (b). 20
- 1.2 Histogramme du nombre de radiosondages ayant été réalisés depuis 1992 par le LPA et depuis 1998 à Irène (Afrique du Sud) dans le cadre du programme SHADOZ. 23
- 1.3 Détermination de la température potentielle humide. 27
- 1.4 Vue schématique de la structure du modèle HURRICANE. 37
- 1.5 Evolution de la pression centrale en surface (a), du flux de masse convectif total vers le haut (b) et vers le bas (c) d'après une simulation HURRICANE de cyclone tropical. 40
- 1.6 Vue schématique des interactions entre les différents fichiers durant une séquence

d'initialisation d'une simulation de cas réel MESO-NH à partir d'un fichier d'analyse globale ECMWF.	44
2.1 Bassin cyclonique du Sud-Ouest de l'océan Indien.	51
2.2 Variation interannuelle du nombre de tempêtes, dépressions et cyclones dans le Sud-Ouest de l'océan Indien au cours des saisons cycloniques allant de 1992/1993 à 2003/2004.	52
2.3 Variation interannuelle du nombre de jours d'activité dans le Sud-Ouest de l'océan Indien au cours des saisons cycloniques allant de 1992/1993 à 2003/2004.	53
2.4 Répartition saisonnière des cyclogenèses dans le Sud-Ouest de l'océan Indien des saisons cycloniques 1992/1993 à 2003/2004.	54
2.5 (a) Profils moyens du rapport de mélange en ozone entre Novembre et Avril, depuis 1998 jusqu'à 2004, au-dessus d'Irène. (b) Ecart relatif entre le profil cyclonique et le profil global, ainsi qu'entre le profil non cyclonique et le profil cyclonique.	57
2.6 (a) Profils moyens du rapport de mélange en ozone entre Novembre et Avril, depuis 1992 jusqu'à 2004, au-dessus de La Réunion. (b) Ecart relatif entre le profil cyclonique et le profil global, ainsi qu'entre le profil cyclonique et le profil non cyclonique.	58
3.1 Trajectoire du cyclone tropical Guillaume du 14 au 22 Février 2002.	62
3.2 Images Meteosat-5 le 15 Février 2002 (a-b) et le 19 (c-d) à 1200 TU dans les canaux infrarouge (a-c) et vapeur d'eau (b-d).	63
3.3 Détail des structures nuageuses et température du sommet des nuages du cyclone tropical Guillaume le 19 Février 2002.	64
3.4 (a) Profils du rapport de mélange en ozone obtenus par radiosondage le 15 Février 2002 à 15 : 30 TU, le 19 Février 2002 à 13 : 00 TU et par lidar entre 16 : 15 et 16 : 50 TU au-dessus de La Réunion.	66
3.5 Profils de température potentielle humide (K) les 15 et 19 Février 2002 à La Réunion.	68
3.6 Rétrotrajectoire moyenne dans le plan horizontal et position du centre des nuages de points définissant les 5 clusters de particules identifiés par FLEXPART dans les trajectoires arrivant sur La Réunion le 15 Février 2002 à 12 TU.	71
3.7 PV Ecmwf le long de la trajectoire moyenne et au centre des nuages de points définissant les 5 clusters de particules identifiés par FLEXPART dans les trajectoires arrivant sur La Réunion le 15 Février 2002 à 12 TU.	72
3.8 Rétrotrajectoire moyenne dans le plan horizontal et position du centre des nuages de points définissant les 5 clusters de particules identifiés par FLEXPART dans les trajectoires arrivant sur La Réunion le 19 Février 2002 à 12 TU.	73

3.9 PV Ecmwf le long de la trajectoire moyenne et au centre des nuages de points définissant les 5 clusters de particules identifiés par FLEXPART dans les trajectoires arrivant sur La Réunion le 19 Février 2002 à 12 TU.	74
3.10 Carte moyenne mensuelle des feux du mois de Février 2002.	75
3.11 Humidité relative et isohypses ECMWF sur l'isobare 200 hPa le 14 Février 2002 à 12 TU.	76
3.12 Vorticité potentielle (pvu) ECMWF en valeur absolue sur la surface isentrope 340K les 12 (a), et 14 (b) Février 2002 à 12 TU et 17 (c) à 06 TU.	78
3.13 Vorticité potentielle (pvu) ECMWF en valeur absolue sur la surface isentrope 340K le 19 Février 2002 à 12 TU.	81
3.14 Coupe verticale de la vorticité potentielle dont les traces dans le plan horizontal sont visibles sur la figure 3.12.	82
3.15 Image Meteosat-7 du 15 Novembre 2000 à 06 TU dans les canaux infrarouge (a) et vapeur d'eau (b).	84
3.16 (a) Profil du rapport de mélange d'ozone obtenu par radiosondage le 15 Novembre 2000 à Irène 06 TU. (b) Profils d'humidité relative et de température.	86
3.17 Profil de température potentielle humide (K) le 15 Novembre 2000 à Irène.	87
3.18 Rétrotrajectoire moyenne dans le plan horizontal et position du centre des nuages de points définissant les 5 clusters de particules identifiés par FLEXPART dans les trajectoires arrivant sur Irène le 15 novembre 2000 à 06 TU.	88
3.19 PV Ecmwf le long de la trajectoire et au centre des nuages de points définissant les 5 clusters de particules identifiés par FLEXPART dans les trajectoires arrivant sur Irène le 15 novembre 2000 à 06 TU.	90
3.20 Carte moyenne mensuelle des feux du mois de Novembre 2000.	91
3.21 Humidité relative et isohypses ECMWF sur l'isobare 250 hPa le 15 Novembre 2000 à 12 TU.	92
3.22 Vorticité potentielle ECMWF sur la surface isentrope 350K les 11 (a), 13 (b) et 15 (c) Novembre 2000 à 12 TU.	93
3.23 Coupes latitudinale à -26°S (Irène) (a) et longitudinale à -18°W (b) de la vorticité potentielle dont les traces A1B1 et A2B2 dans le plan horizontal sont visibles sur la figure 3.22.	94
3.24 Coupes latitudinale à -35°S de la divergence ($\cdot 10^4 \text{ s}^{-1}$) du vent horizontal dont la trace A3B3 dans le plan horizontal est visible sur la figure 3.22.	96
3.25 Coupe verticale oblique de la vorticité potentielle dont la trace A4B4 dans le plan	

horizontal est visible sur la figure 3.22.	97
4.1 Localisation des mesures employées dans le cas d'étude du 6 avril 1995.	102
4.2 Profils d'ozone, de température et d'humidité relative en fonction de l'altitude et de la pression correspondante obtenus le 6 Avril 1995 au-dessus de La Réunion.	103
4.3 Profils d'ozone et d'humidité relative obtenus par radiosondage à bord du navire le « Malcolm Baldrige » pendant la phase préliminaire de l'expérience Indoex	105
4.4 (a) Trajectoire du système Marlène (b) Evolution dans le temps de la pression centrale du système au niveau de la surface de la mer et intensité caractéristique pour quelques échéances sur l'échelle de Dvorak.	107
4.5 Situation météorologique en surface le 03 Avril à 12 TU.	109
4.6 Cyclone tropical intense Marlène le 3 Avril 1995 à 09 TU.	110
4.7 Rétrotrajectoires (altitude * temps) de 63 particules (par niveau) et de trois jours arrivant au-dessus de La Réunion le 6 Avril 1995 à 06 TU à 500, 400, 300 et 200 hPa d'après les analyses ECMWF.	111
4.8 Rétrotrajectoires (latitude * longitude) de 63 particules (par niveau) et de trois jours arrivant au-dessus de La Réunion le 6 Avril 1995 à 06 TU à 500 (a), 400 (b), 300 (c) et 200 (d) hPa d'après les analyses ECMWF.	112
4.9 Rétrotrajectoire moyenne dans le plan horizontal et position du centre des nuages de points définissant les 5 clusters de particules identifiés par FLEXPART dans les trajectoires arrivant sur La Réunion le 06 avril 1995 à 06 TU.	114
4.10 PV Ecmwf le long de la trajectoire moyenne et au centre des nuages de points définissant les 5 clusters de particules identifiés par FLEXPART dans les trajectoires arrivant sur La Réunion le 06 avril 1995 à 06 TU.	115
4.11 Profil vertical de l'intensité et de la direction du vent au dessus de La Réunion le 6 Avril 1995 à 06 TU provenant d'un radiosondage effectué par Météo-France, et profil simulé par Méso-NH correspondant.	117
4.12 Intensité et direction du vent horizontal sur les surfaces isobares 700 hPa (a) et 200 hPa (b) le 6 Avril 1995 à 06 TU vu par Méso-NH.	119
4.13 (a) -PV (pvu) le 6 Avril à 00 TU sur la surface isobare 200 hPa (simulation Méso-NH). (b) Champ isobare équivalent d'après les analyses ECMWF.	121
4.14 (a) Humidité relative (%) sur la même surface décrite à la figure 4.13 (simulation Méso-NH) (b) Champ isobare équivalent d'après les analyses ECMWF.	123
4.15 Vent agéostrophique horizontal et divergence du vent horizontal (s^{-1}) sur l'isobare 200hPa le 6 Avril 1995 à 00 TU.	126

4.16 Représentation schématique des zones de convergences (CON) et de divergence (DIV), et des circulations agéostrophiques longitudinales (flèches noires) induites sur une surface isobare dans le cas d'une courbure cyclonique d'un courant jet dans l'hémisphère sud.	127
4.17 -PV (pvu) dans une coupe verticale AB marquée sur la figure 4.13a le 6 Avril à 00 TU.	129
4.18 Coupes verticales de la PV (Méso – NH) zonale et méridienne.	130
4.19 (a) -PV (pvu) et contours d'humidité relative (%) au dessus de La Réunion entre le 5 Avril à 03 TU et le 6 Avril à 18 TU. (b) Intensité du cisaillement vertical de vent calculé entre 400 et 150 hPa au dessus de La Réunion durant la même période.	132
4.20 Evolution au cours d'une simulation Hurrucane du vent en surface maximal ($m.s^{-1}$) avec l'application d'un cisaillement vertical de vent (CVV) de différente intensité.	134
4.21 Coupe verticale dans le plan r-z de la vitesse verticale sans cisaillement vertical de vent (a), avec une cisaillement d'une intensité de $6m.s^{-1}$ (b) et $15 m.s^{-1}$ (c).	135
4.22 Vue schématique de l'interaction entre un anticyclone d'altitude (A) et un cyclone de basses couches (C) de l'hémisphère Nord.	138
4.23 Coupe verticale de la température potentielle équivalente (énergie totale) d'un cyclone tropical au stade mature (simulation HURRICANE).	140
4.24 Coupe verticale dans le plan r-z de la vitesse tangentielle ; simulation HURRICANE d'un cyclone en phase mature.	142
4.25 Coupe verticale dans le plan r-z de la vitesse radiale , simulation HURRICANE d'un cyclone en phase mature.	143
4.26 Vue schématique dans le plan r-z de la circulation secondaire d'un cyclone tropical.	144

