



HAL
open science

Intérêt des observations du sondeur satellitaire TOVS pour l'analyse et la prévision des dépressions pendant FASTEX

Nadia Fourrié

► **To cite this version:**

Nadia Fourrié. Intérêt des observations du sondeur satellitaire TOVS pour l'analyse et la prévision des dépressions pendant FASTEX. Océan, Atmosphère. Université Paris 6, 2000. Français. NNT : . tel-03389047

HAL Id: tel-03389047

<https://hal.science/tel-03389047>

Submitted on 20 Oct 2021

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

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

THÈSE de DOCTORAT de l'UNIVERSITÉ PARIS 6

Spécialité
Méthodes Physiques en Télédétection
présentée par

Nadia Fourrié

Pour obtenir le titre de DOCTEUR de l'Université PARIS 6
Sujet de la thèse:

Intérêt des observations du sondeur satellitaire TOVS pour l'analyse et la prévision des dépressions pendant FASTEX

soutenue le 30 Novembre 2000 devant le jury composé de :

M. Cabane	Président
M. Lorenc	Rapporteur
M. Phulpin	Rapporteur
Mme Claud	Examineur
Mme Eymard	Examineur
M. Joly	Examineur
Mme Scott	Directeur de thèse

On ne voit bien qu'avec le cœur, l'essentiel est invisible pour les yeux.
Le Petit Prince, Antoine de Saint Exupéry.



La thèse de doctorat est le fruit des diverses rencontres faites au cours de sa préparation. Que soient remerciés ici tous ceux qui ont participé et accompagné de près ou de loin (et parfois les deux) ce travail de trois années.

Cette thèse a été préparée au Laboratoire de Météorologie Dynamique à l'École Polytechnique et au Centre National de Recherches Météorologiques de Météo France. Je tiens donc à remercier Claude Basdevant et Daniel Cariolle de m'avoir accueillie dans leur laboratoire respectif. Je remercie également Noëlle Scott d'avoir accepté la direction de ce travail.

Je remercie vivement Andrew Lorenc et Thierry Phulpin d'avoir accepté la dure tâche de rapporteur, de leur lecture minutieuse mais néanmoins ardue du manuscrit et de leurs remarques qui ont permis de le rendre plus clair. De même que soient remerciés Laurence Eymard d'avoir participé à ce jury de thèse en tant qu'examinatrice et Michel Cabane d'en avoir accepté la présidence.

Ce travail a été dirigé conjointement par Chantal Claud et Alain Joly. Je les remercie tous les deux de leur encadrement dynamique et de m'avoir ainsi donné la possibilité d'achever ce travail dans de bonnes conditions. Chantal a toujours fait preuve d'une grande disponibilité pour encadrer ce travail et ses mots d'encouragement pour persévérer ont été très appréciés. Qu'elle soit assurée de ma reconnaissance et de mon amitié. Je tiens également à témoigner ma gratitude à Alain qui a toujours été enthousiaste à propos de ce travail. Il m'a permis de rebondir à chaque fois que nécessaire en m'accordant de son temps et en m'incitant à explorer de nouvelles pistes.

Un grand merci à l'équipe ARA du LMD et l'équipe RECYF du CNRM de m'avoir accueillie parmi eux dans une ambiance conviviale. Que soit également remerciés ceux qui ont partagé leur bureau, Raymond Armante et Alex Doerenbecher. Raymond, Béatrice Pouponneau puis Gwenaëlle Hello m'ont fourni une formidable assistance informatique dont je leur suis particulièrement reconnaissante. Merci aux membres du LMD pour les discussions du café, aux membres du GMME pour les discussions de couloir, aux membres du GMAP, Jean Pailleux, Florence Rabier, Jean-Noël Thépaut, Dominique Puech et Philippe Caille, pour les discussions scientifiques et leur assistance technique dans l'assimilation du TOVS.

Je tiens également à remercier les membres du Laboratoire d'Aérodynamique de leur accueil chaleureux lors de mes passages en début de thèse : Jean-Pierre Cammas, Patrick Mascart, Jérôme Donnadille, Dominique Lambert et Isabelle Mallet.

Enfin de chaleureux remerciements à tous ceux qui ont eu à «supporter» cette thèse, mes parents, ma sœur, mes amis et Jérôme.

Table des matières

1	INTRODUCTION	1
1.1	Les dépressions météorologiques	1
1.1.1	Cyclogenèse	1
1.1.2	Le tourbillon potentiel	3
1.2	La campagne FASTEX	5
1.2.1	Les objectifs de la campagne	5
1.2.2	Phase expérimentale	6
1.2.3	La base de données FASTEX	8
1.3	Les Périodes d’Observations Intensives étudiées	10
1.3.1	La POI 16 : 17-18 février 1997	10
1.3.2	La POI 17 : 16-20 février 1997	10
1.3.3	La POI 18 : 22 au 25 février 1997	12
1.3.4	Les autres POI étudiées	13
1.4	Organisation du travail de thèse	13
2	Le sondage satellitaire: observations et inversion	17
2.1	Le transfert radiatif	17
2.1.1	Le rayonnement atmosphérique	17
2.1.2	Équation du Transfert Radiatif	18
2.1.3	Les fonctions de poids	19
2.2	le sondeur TOVS	19
2.3	Modélisation directe	23
2.3.1	le modèle 4A	23
2.4	Une méthode d’inversion : 3I	25
2.4.1	Principes	25
2.4.2	La banque de données TIGR	25
2.4.3	Description de l’algorithme 3I	27
2.4.4	Corrections des données satellitaires et des erreurs du modèle	30

3	Étude de la basse stratosphère: TLS (Temperature of the Lower Stratosphere)	33
3.1	Calcul de TLS par régression à partir des données satellitaires	34
3.2	Études des coefficients de la régression de TLS	34
3.2.1	Calcul des coefficients a_i sur la banque TIGR.	34
3.2.2	Étude des coefficients a_i	36
3.3	Nouvelle résolution de TLS	45
3.4	Application à trois POI de FASTEX: POI 16, 17 et 18	51
3.5	Analyse des tempêtes de décembre 1999	79
3.5.1	Description synoptique du 23 au 25 décembre 1999.	79
3.5.2	La première tempête «Lothar»	85
3.5.3	La deuxième tempête «Martin»	89
3.5.4	Conclusions	96
3.5.5	TLS: un complément à l'imagerie vapeur d'eau?	96
3.6	TLS: un outil pour la prévision?	101
3.6.1	Intérêt de la variable télédéetectée TLS pour la description de la structure dynamique d'altitude.	101
3.6.2	Limitations de TLS	102
3.6.3	Conclusions	103
4	Assimilation des observations et ciblage	105
4.1	Introduction	105
4.2	L'assimilation variationnelle	106
4.3	Outils numériques pour l'assimilation et diagnostics	109
4.3.1	Modèle linéaire tangent	110
4.3.2	Gradient ou sensibilité	111
4.4	Schéma d'assimilation 3D-VAR / 4D-VAR du TOVS	113
4.5	Ciblage des observations	122
4.5.1	Introduction	122
4.5.2	Gradient d'une fonction relative à la qualité de la prévision	124
4.5.3	Le calcul des vecteurs singuliers	124
4.6	Étude détaillée d'un cas de ciblage en 4DVAR	125
4.6.1	Étude de l'incrément d'analyse	126
4.6.2	Évolution de l'incrément d'analyse	128
4.6.3	Assimilation des TOVS hors zone sensible	136
4.6.4	Effet de l'écrémage géographique	138
4.6.5	Conclusion de l'étude de cas détaillée	140

5	Diagnostiques linéaires fins de l'apport des canaux TOVS sur la prévision de la cyclogenèse	143
5.1	Contexte et Formalisme	144
5.2	Étude de la sensibilité aux observations	148
5.2.1	Sensibilité à l'analyse	149
5.2.2	Étude de la variation de différence de prévision due aux TOVS . . .	164
5.2.3	Conclusion de l'étude détaillée de la POI 17	171
5.3	Étude générale de l'impact des TOVS sur la prévision	173
5.3.1	Impact des TOVS	173
5.3.2	Comparaison avec les observations conventionnelles	176
5.4	Variation de l'impact selon le jeu d'observations assimilées	179
5.4.1	Comparaison des impacts des TOVS et des dropsondes assimilés indépendamment	180
5.4.2	Influence des TOVS sur l'impact des observations conventionnelles et des dropsondes	185
5.4.3	Influence des observations ciblées sur l'impact des TOVS et des observations conventionnelles	188
5.5	Influence de l'ébauche sur l'impact du TOVS	188
5.6	Conclusion	189
6	Conclusions générales et perspectives	193
7	Annexe 1 : Schémas	197
8	Annexe 2 : Estimation de l'opérateur A.	203
8.1	Estimation de $A \nabla_{x^a} \mathcal{J}$ dans le 3DVAR de ARPEGE	203
8.2	Validation de l'estimation de A	204
8.2.1	Réduction du jeu d'observations	205
8.2.2	Qualité de l'estimation	206
	Références bibliographiques	208

Chapitre 1

INTRODUCTION

L'actualité récente nous a rappelé qu'il était encore parfois difficile de prévoir suffisamment à l'avance les tempêtes qui s'abattent régulièrement sur l'Europe occidentale. Cependant la compréhension des dépressions météorologiques des moyennes latitudes n'a cessé d'évoluer depuis plus d'un siècle.

1.1 Les dépressions météorologiques

L'atmosphère est soumise au rayonnement solaire ainsi qu'à la rotation de la Terre. Ces deux processus ont pour conséquence de mettre l'atmosphère en mouvement. L'air atmosphérique est soumis à l'action de deux forces principales dans ses mouvements horizontaux : la force de Coriolis résultant de la rotation de la Terre et la force due au gradient de pression. L'existence de la force de Coriolis entraîne que le vent dû aux différences horizontales de pression tourne autour des dépressions et anticyclones. Ce vent dévié par la force de Coriolis est nommé vent géostrophique. Le vent réel en est proche, si bien que l'atmosphère apparaît évoluer au voisinage d'un équilibre horizontal. C'est aussi le cas sur la verticale, où l'on observe un état voisin de l'équilibre hydrostatique. Les dépressions sont le mode de redistribution de l'énergie aux latitudes tempérées sous la contrainte de respecter ces deux équilibres.

1.1.1 Cyclogenèse

De nombreuses théories tentent de fournir l'explication de la création et du développement d'une dépression. Ces théories ont évolué en fonction des observations disponibles ainsi que du degré de maîtrise de modèles permettant de les conceptualiser, les plus évidents n'étant pas nécessairement les plus simples à employer.

Le Front Polaire

Un front est défini comme une zone de forts gradients horizontaux de température, de stabilité statique, de tourbillon absolu et de cisaillement vertical de vent. L'existence d'un front est favorisée par la présence de limites telle que la surface ou la tropopause qui limite les mouvements verticaux. Les fronts, que ce soit près de la surface ou en altitude, sont accompagnés de courants de vent intenses et étroits : les jets-streams ou courants-jet. Les valeurs du vent y sont généralement supérieures à 90 km.h^{-1} dans la basse troposphère et à 150 km.h^{-1} dans la haute troposphère.

Dans le concept du Front Polaire proposé par l'École Norvégienne de Bergen (Bjerknes, 1919 ; Bjerknes et Solberg, 1922), les dépressions prennent naissance dans le lieu de discontinuité permanente et extrême entre les masses d'air tropicale et polaire, assimilé à un front, le Front Polaire. Les dépressions sont vues comme des perturbations transitoires de ce front qui est instable. Ce schéma empirique est fondé sur les observations de surface.

Le développement des ballons sondes dans les années 20-30 ainsi que l'étude des nuages ont permis de découvrir le courant-jet. Ainsi la réalité de la structure verticale dans la cyclogenèse a été mise en évidence par Bjerknes et Palmen (1937).

L'instabilité barocline

La théorie de l'instabilité barocline s'est développée en parallèle avec le concept du quasi-géostrophisme. Le Front Polaire est remplacé par une zone barocline qui est une zone de transition continue, avec un contraste horizontal de température modéré que la circulation générale tend à concentrer aux latitudes subtropicales. Du fait du géostrophisme, la zone de contraste modéré s'accompagne d'un courant-jet. Occasionnellement, cette zone barocline se présente sous la forme d'un front (structure transitoire d'échelle assez courte). Charney (1947) et Eady (1949) ont d'abord montré qu'il existait des instabilités linéaires dans le courant-jet qui génèrent spontanément des dépressions. Sous l'influence du géostrophisme, les mouvements engendrés par l'instabilité barocline s'organisent en ondes et en structures tourbillonnaires.

Autres modèles

Une perturbation de la haute troposphère préexistante venant interagir avec une zone barocline ou un front caractérise le type B de cyclogenèse de Petterssen (1956) et Petterssen et Smebye (1971). Ce processus impliquant des structures d'amplitudes finies, appelé développement, était anticipé dès la fin des années 30 (Sutcliffe, 1939). La perturbation d'altitude induit une perturbation de surface située en aval dans le courant-jet. Ceci permet un mécanisme de conversion d'énergie compatible avec le géostrophisme.

Ces dernières années, une autre vision de la cyclogenèse est née dans ce même cadre du quasi-géostrophisme. Elle permet de mieux rendre compte des échelles de temps observées lors du développement des dépressions. Le mécanisme d'instabilité barocline est rendu nettement plus efficace par l'existence de précurseurs «linéaires» (Farrell, 1984) dans le sens où des conditions initiales non triviales jouent un rôle essentiel (mathématiquement des modes singuliers remplacent des modes normaux). Selon lui, la zone barocline ne constitue plus un générateur mais un amplificateur de l'action d'un ou plusieurs tourbillons structurés. L'approche de Farrell utilise la notion de sensibilité d'une propriété intéressante de l'état prévu. Elle est très pertinente pour écrire l'évolution des erreurs de prévision. Nous y reviendrons plus loin dans ce manuscrit.

Toutes les conceptions du mécanisme de cyclogenèse ont en revanche un point commun concernant la structure verticale de l'interaction des tourbillons : la composante en altitude doit être en amont de la composante de surface pour qu'il y ait amplification. Ceci est très bien expliqué par les contraintes quasi-géostrophiques.

Indépendance des phases d'initiation et de maturation

Une étude climatologique réalisée sur les 14 hivers de la période 1979-1993 (Ayrault, 1998) a permis de mieux comprendre les cyclogenèses en élargissant le nombre de cas d'étude (17600 dépressions). Cette étude a montré qu'il existait plusieurs phases au sein du cycle d'évolution des dépressions et que celles-ci étaient largement indépendantes. Deux phases ont été plus particulièrement étudiées. La phase d'initiation (Ayrault et Joly, 2000a), qui est la période de 12 heures encadrant la première détection, a montré qu'il existait 5 grandes familles de dépressions. La phase de maturation (Ayrault et Joly, 2000b), qui est la période de 24h entourant le plus fort creusement, indique 7 classes dont deux catégories (celles qui se creusent de plus de 10 hPa et celles qui ne se creusent pas).

Cette étude montre surtout que les modèles théoriques se sont concentrés jusqu'ici sur l'étude de situations initiales peu pertinentes pour l'Europe occidentale. En revanche, elle confirme la réalité et l'unicité du mécanisme barocline dans la phase de maturation.

1.1.2 Le tourbillon potentiel

Le concept du tourbillon potentiel a été introduit par Rossby (1940) et formalisé par Ertel (1942). Le tourbillon potentiel est approximativement le produit du tourbillon et de la stabilité statique. Le tourbillon potentiel généralise au cas barocline une propriété du tourbillon absolu $\zeta + f$ dans le modèle barotrope. En effet, si h est l'épaisseur d'une colonne de fluide alors

$$\frac{\zeta + f}{h} = \text{constante} \quad (1.1)$$

avec

- ζ laplacien de fonction de courant et
- f est le paramètre de Coriolis.

Rossby *et al.* (1939) ont introduit le terme de tourbillon potentiel comme étant le tourbillon qu'aurait une particule ramenée adiabatiquement à une latitude standard.

Le tourbillon potentiel est donc une variable conservative dans un écoulement adiabatique. Mais sa propriété la plus remarquable est sans doute qu'il permet de *synthétiser les écoulements atmosphériques d'échelle synoptique* (Hoskins *et al.*, 1985).

Définition

Le tourbillon potentiel est défini comme le produit scalaire du vecteur tourbillon absolu $\vec{\zeta}_a$ et du vecteur gradient de température potentielle $\vec{\nabla}\theta$, divisé par la masse volumique ρ :

$$P = \frac{\vec{\zeta}_a \cdot \vec{\nabla}\theta}{\rho} \quad (1.2)$$

où $\vec{\zeta}_a = \vec{\zeta} + \vec{f}$ avec

L'unité généralement utilisée est le pvu ($1 \text{ pvu} = 10^{-6} \text{ Km}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$). En l'absence de processus diabatique et de frottement, le tourbillon potentiel est conservé en suivant les particules. En présence de tels processus, le tourbillon potentiel moyen dans un domaine est conservé en l'absence de flux aux limites.

Définition dynamique de la tropopause

En s'appuyant sur le caractère marqueur du tourbillon potentiel et sa distribution verticale, une autre définition de la tropopause, la tropopause dynamique, a été proposée par Reed (1955). Contrairement à la tropopause thermique qui est définie sur des propriétés thermiques de l'atmosphère, la tropopause est le lieu d'une quasi-discontinuité des valeurs de tourbillon potentiel. En effet le tourbillon potentiel prend des valeurs nettement plus petites dans la troposphère (de l'ordre de 0.3 pvu) que dans la stratosphère (de l'ordre de 5 à 10 pvu), en augmentant très rapidement avec l'altitude dans la basse stratosphère. Compte-tenu de la faiblesse des processus non adiabatiques à cette altitude, la tropopause devient ainsi une surface matérielle que l'on peut fixer à $P = 2$ pvu par exemple. Elle

marque ainsi la discontinuité entre une couche à faibles valeurs de tourbillon potentiel dans la troposphère et celle à fortes valeurs.

On utilise conjointement le tourbillon potentiel et la température potentielle pour représenter les phénomènes à ce niveau. L'évolution dynamique de l'atmosphère peut être décrite uniquement en termes de distribution du tourbillon potentiel sur des surfaces isentropes (Hoskins *et al.*, 1985). Ces auteurs se sont attachés à décrire l'interaction barocline en terme d'anomalie de tourbillon potentiel en altitude et d'anomalie chaude de température en surface.

1.2 La campagne FASTEX

Pour mieux connaître les dépressions prenant naissance au dessus de l'Atlantique et les systèmes nuageux et précipitants associés, une importante campagne de mesures s'est déroulée en janvier et février 1997 dans l'Océan Atlantique : FASTEX (Fronts and Atlantic Storm-Track Experiment), l'Expérience sur le rail des dépressions atlantique et les fronts (Joly *et al.*, 1999).

1.2.1 Les objectifs de la campagne

L'objectif principal du programme FASTEX est d'améliorer la prévision de la formation et la trajectoire des tempêtes évoluant au dessus de l'Atlantique et dérivant vers l'Europe de l'Ouest (Joly *et al.*, 1994). Les objectifs de la campagne sont les suivants (Joly *et al.*, 1997) :

1. la constitution d'un ensemble complet et accessible de données permettant de décrire la naissance et le cycle d'évolution des tempêtes qui se développent sur l'Atlantique Nord, ainsi que la structure des systèmes nuageux et précipitants qui leur sont associés ;
2. la mise en évidence de précurseurs (par exemple, anomalies de tourbillon potentiel, courbure des courants-jets) contrôlant et permettant de prévoir le développement de tels systèmes ;
3. la mise au point de stratégies d'observation adaptative qui permettent d'améliorer la prévision sur une région d'intérêt pour une échéance donnée. Nous aborderons ce sujet au chapitre 4 de ce manuscrit ;
4. la définition de systèmes d'observation et d'assimilation des données adaptés à la détection des précurseurs et à leur prise en compte dans l'initialisation des modèles numériques de prévision ;

5. l'étude des processus physiques à l'œuvre dans les dépressions secondaires, afin d'améliorer la paramétrisation de ces processus dans les modèles de prévision du temps et d'étude du climat.

Au cours de ce travail de thèse, nous avons travaillé sur les points 2, 3 et 4 des objectifs de FASTEX. Le point 2 fait l'objet du chapitre 3 et concerne un paramètre géophysique relatif à la tropopause. L'observation adaptative ou ciblage consiste à améliorer la prévision sur une région et à un instant donné en ajoutant des observations dans des zones dites sensibles. L'utilisation du TOVS dans ce contexte fait l'objet des chapitres 4 et 5. FASTEX a été le premier essai de ciblage en temps réel pour Météo France et la communauté météorologique internationale.

1.2.2 Phase expérimentale

La phase expérimentale s'est déroulée dans l'Atlantique Nord en janvier et février 1997. Une rare combinaison de moyens a ainsi été mise en place : jusqu'à 4 navires au milieu de l'océan et 6 avions répartis de part et d'autre de l'Atlantique (voir figure 1.1) suivant les différentes échéances de la formation de la dépression. L'expérience était conduite depuis une de ces bases située à Shannon en Irlande.

La figure 1.1 montre le scénario d'une POI (Période d'Observations Intensives) idéale. La première caractéristique de la POI est sa durée : elle dure deux à trois jours. Trois zones d'observation sont réparties autour de l'Océan Atlantique. La FUA (Far Upstream Area) est dédiée au ciblage et à l'observation de la formation des dépressions, la MA (Mid-stream Area) est utilisée pour combler le manque de données dans l'Océan Atlantique tandis que la MSA (Multiscale Sampling Area) permet d'observer les systèmes météorologiques développés ainsi que les systèmes nuageux associés. Une POI est mise en place lorsque le franchissement des limites de la MSA par une dépression mature est prévu trois à quatre jours plus tard. L'instant initial ($J=0$) correspond à la date de ce franchissement.

Trois jours auparavant, une ébauche de programme de la POI est établie. Le plan de vol ($J=-2$) pour le ciblage est préparé et la position des bateaux est ajustée.

Environ un jour avant l'arrivée de la dépression dans la MSA, les sondages intensifs à partir des bateaux et avions commencent.

Au jour J et $J+1$, les vols de la MSA débutent et les stations de radiosondage de la côte européenne lâchent des sondes toutes les 3 heures. Une fois que les vols sont achevés, le «debriefing» a lieu. La POI peut être étendue à l'aide d'un vol ultérieur sur le système dépressionnaire. Comme un système dépressionnaire se développe dans les 24 ou 36 heures suivant le précédent, il est très fréquent que deux POI se chevauchent et que deux séries de tâches soient menées en parallèle.

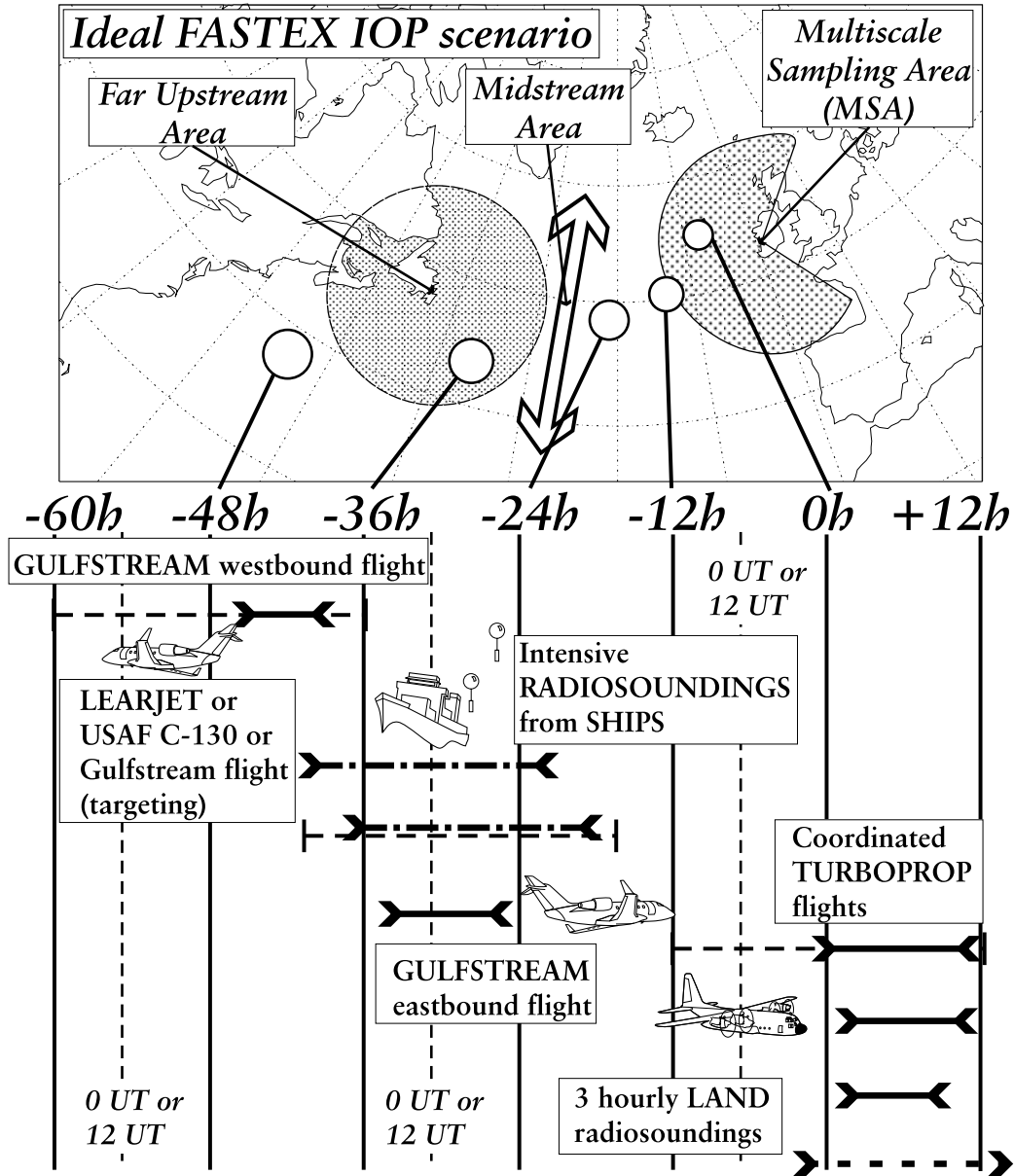


FIG. 1.1 – Description de la phase expérimentale de la campagne FASTEX dans le cas d'une POI idéale. Les flèches grasses sont proportionnelles au temps des vols (continues), à la durée des sondages intensifs à partir des bateaux (tiretés) et à la durée des sondages toutes les 3 heures à partir du Royaume-Uni, de l'Irlande et de la France (pointillé) (fig. d'A. Joly)

La situation météorologique a été moyenne du point de vue des objectifs de FASTEX en début de campagne puis meilleure en fin de période. Trois régimes de temps différents (Joly *et al.*, 1999) ont caractérisé la campagne. Pendant la première période (du 1^{er} au 13 janvier), caractérisée par une dorsale au dessus de l'Islande, le flux moyen était proche de celui de la climatologie qui s'approche des caractéristiques d'un régime de blocage. Le courant-jet, plus intense que dans la climatologie, était situé à 40°N et suivait le méridien jusqu'à 40°W. La deuxième période (14 janvier au 2 février) correspond à une situation de blocage établie, le courant-jet étant le plus faible de la campagne. Même si ces deux périodes n'étaient pas les plus favorables au développement de systèmes dépressionnaires sur l'Europe de l'ouest, elles ont permis de tester les procédures et de les mettre au point pour la dernière période. Le mois de février 1997 était caractérisé par un régime zonal stable, avec un courant-jet d'altitude qui a atteint 100 m.s⁻¹ le 17 février. Cette période a permis de fournir les dépressions attendues.

Durant les deux mois de la campagne FASTEX, une cinquantaine environ de dépressions ont traversé l'Océan Atlantique. Au total 19 POI ont été réalisées ainsi que 6 PLOF (Périodes Limitées en Observations FASTEX). L'ensemble des cas échantillonnés fournit une large palette de systèmes météorologiques. Le tableau 1.1 résume partiellement les différentes caractéristiques des POI et PLOF étudiées au cours de la campagne.

1.2.3 La base de données FASTEX

La base de données a été créée pour collecter, vérifier et distribuer aux scientifiques les données mesurées pendant la campagne FASTEX. Cette base de données a été ouverte seulement trois semaines après la fin de la campagne de mesures. Cette archive, accessible facilement via internet (<http://www.cnrm.meteo.fr/fastex/>), contient les données collectées durant la campagne et transmises sur le Global Transmission System pendant les deux mois de campagne et plusieurs ensembles de données supplémentaires fournis par les nations participant à la campagne expérimentale (Canada, Danemark, Espagne, États-Unis, France, Irlande, Islande, Portugal et Royaume Uni). Pour chaque mesure de l'archive centrale, l'identification du site, de la donnée et la date ont également été stockées. Au fur et à mesure de la constitution de la base, les données ont été vérifiées (si un test est négatif, la mesure est rejetée) et des contrôles de qualité postérieurs à la campagne ont été ensuite appliqués. Plus de 10000 sondages hautes résolutions ont ainsi été vérifiés.

La base de données FASTEX contient tous les radiosondages haute et basse résolution, les données de ciblage et des vols subjectifs (ces deux ensembles de données étant la part la plus importante de la base de données), ainsi qu'une part importante de données télédéteçtées, telles que les champs de vent des scatteromètres satellitaires, les profils de vents tirés des radars Doppler, les produits d'ozone et les produits dérivés de SSMI, ainsi

POI	date formation-fin	onde secondaire	développement rapide	interaction barocline	date du creusement maximal(hPa/6h)
POI 1	8/1 6h-11/1 0h	frontale		oui	8/1 12h -9
PLOF 1	10/1 0h-12/1 12h	frontale/jet			11/1 0h -6
POI 2	11/1 18h-13/1 0h	frontale			13/1 0h -10
POI 3	13/1 12h-16/1 6h		oui	oui	14/1 12h -9
POI 4	16/1 18h-18/1 6h				17/1 6h -2
POI 5	22/1 0h-23/1 6h				
POI 6	22/1 12h-23/1 12h	temporaire			23/1 0h -4
POI 7	25/1 12h-26/1 12h	temporaire			25/1 6h < 1
POI 8	26/1-29/1				
POI 9	30/1 12h-3/2 18h	frontale/jet		oui	31/1 12h -7
POI 10	3/2 12h-5/2 12h	frontale			4/2 12h -3
POI 11	4/2 6h-7/2 0h		oui	oui	5/2 6h -13
PLOF 2	7/2 0h-9/2 12h	frontale			8/2 6h -9
POI 12	9/2 6h-11/2 0h	frontale/jet	extrêmement	oui	9/2 12h -22
POI 13	8/2 6h-13/2 0h			oui	9/2 18h -6
PLOF 3	12/2 6h-13/2 0h	frontale			12/2 18h -7
POI 14	10/2 18h-15/2 0h			oui	11/2 18h -9
POI 15	13/2 12h-17/2 18h	frontale/jet	oui	oui	14/2 0h -10
POI 16	17/2 0h-18/2 0h	frontale/jet	oui		17/2 6h -20
PLOF 4	17/2 6h-19/2 0h			oui	17/2 18h -7
POI 17	17/2 12h-20/2 0h	frontale/jet	oui	oui	19/2 0h -16
PLOF 5	22/2 6h-22/2 18h	frontale	oui		22/2 12h -10
POI 18	22/2 12h-25/2 0h		oui	oui	23/2 0h -10
PLOF 6	24/2 0h-25/2 6h	frontale			24/2 12h -10
POI 19	26/2 12h-28/2 6h	frontale	oui	oui	27/2 6h -11

TAB. 1.1 – Résumé des principales propriétés des POI et PLOF réalisées pendant FASTEX. Tableau réalisé d'après les tableaux 3 et B.1 de Joly et al. 1999. Dans la 3^{ème} colonne, «jet» désigne la présence d'un rapide du courant-jet ou d'une entrée de courant-jet. La dernière colonne indique la date à laquelle le creusement maximal de la dépression est observé ainsi que son intensité.

que les températures de brillance du TOVS. Toutes ces données sont disponibles sur la zone FASTEX (20°N-90°N, 140°W-40°E).

Par ailleurs, la base de données contient des images provenant des satellites géostationnaires GOES et METEOSAT ainsi que celles fournies par les satellites défilants de la NOAA (NOAA 12 et 14, opérationnels à l'époque). En outre, les champs du modèle ARPEGE opérationnel pendant la campagne ont été sauvegardés et les champs 3D tels que le géopotentiel, les vents, le tourbillon, par exemple, et 2D comme la pression de surface sont disponibles pour les 4 réseaux 6h 12h 18h et 0h.

1.3 Les Périodes d'Observations Intensives étudiées

Lors de ce travail, nous avons étudié plus particulièrement 3 POI qui sont les POI 16, 17 et 18, réalisées à la fin du mois de février entre le 17 et le 24. Ces trois POI ont été particulièrement bien étudiées par la communauté scientifique et sont suffisamment différentes pour illustrer la large gamme d'applications de TLS. La POI 16 est une onde secondaire tandis que la POI 17 est une onde frontale et la POI 18 un cas de cyclogenèse en air-froid.

1.3.1 La POI 16 : 17-18 février 1997

La dépression de la POI 16 a été échantillonnée les 17 et 18 février 1997. Il s'agit d'une dépression qui s'est développée le long de la zone frontale située sur l'Océan Atlantique (Baehr *et al.*, 1999). Une intrusion sèche a été observée dans la MSA (Clough *et al.*, 1998). En raison de la présence d'un tourbillon préexistant de surface dans la région de diffluence du courant-jet (Fig. 1.2), l'onde de surface, formée le 17 février à 0 h a connu un creusement rapide. Elle a atteint son creusement maximal de -20 hPa en 6 heures, le 17 à 6 h. Une pression minimale d'une valeur de 943 hPa a été ensuite atteinte le 18 février à 6 h.

1.3.2 La POI 17 : 16-20 février 1997

La POI 17 est considérée par certains comme le «cas FASTEX». Elle s'est déroulée du 16 au 20 février 1997 et a été particulièrement bien échantillonnée (Cammass *et al.*, 1999). En effet, 3 bateaux étaient sur la trajectoire de la dépression et sept vols d'échantillonnage ont eu lieu entre le 16 février 12 h et le 20 février 21 h (Fig. 1.3). La dépression de la POI 17 est issue d'une onde qui apparaît le 17 février entre 6 à 12 heures le long de la zone barocline sur l'Océan Atlantique Ouest. Elle se développe en une dépression de surface atteignant 941 hPa au sud de l'Islande le 20 février à 0 h. Les deux particularités

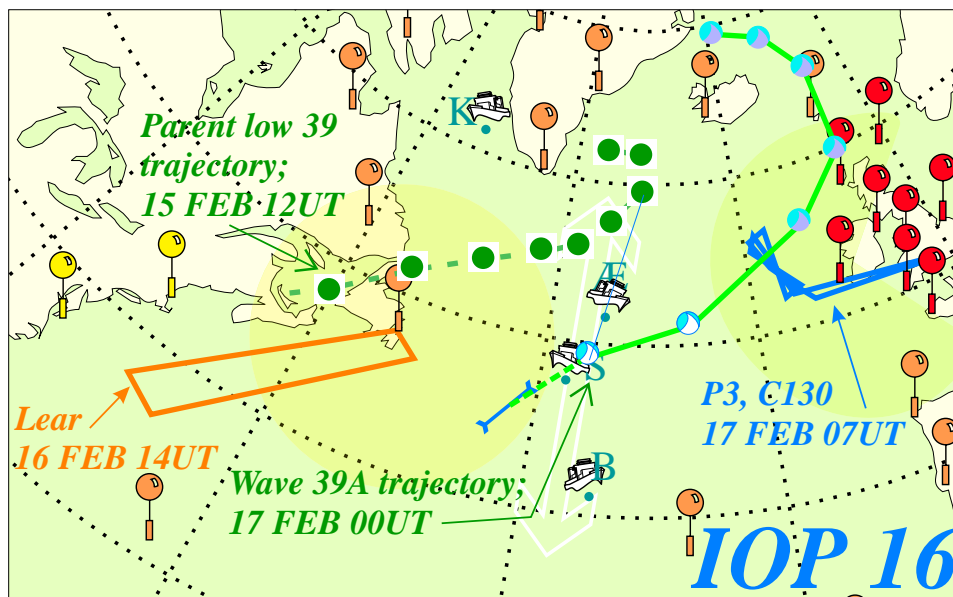


FIG. 1.2 – Description de la trajectoire de la POI 16. (fig. d'A. Joly). Les ronds reliés entre eux indiquent la trajectoire de la dépression. Un disque peut être relié à une dépression tandis qu'un cercle indiquera un thalweg. Les ballons gris clairs indique la position des stations avec un nombre de 4 sondages par jour en permanence ou en alerte tandis que ceux gris foncé sont relatifs à des stations à 8 lâchers par jours en cas d'alerte. Les traits gras reportent la trajectoire des vols d'étude de la POI. Les bateaux sont positionnés à l'endroit de leur sondage.

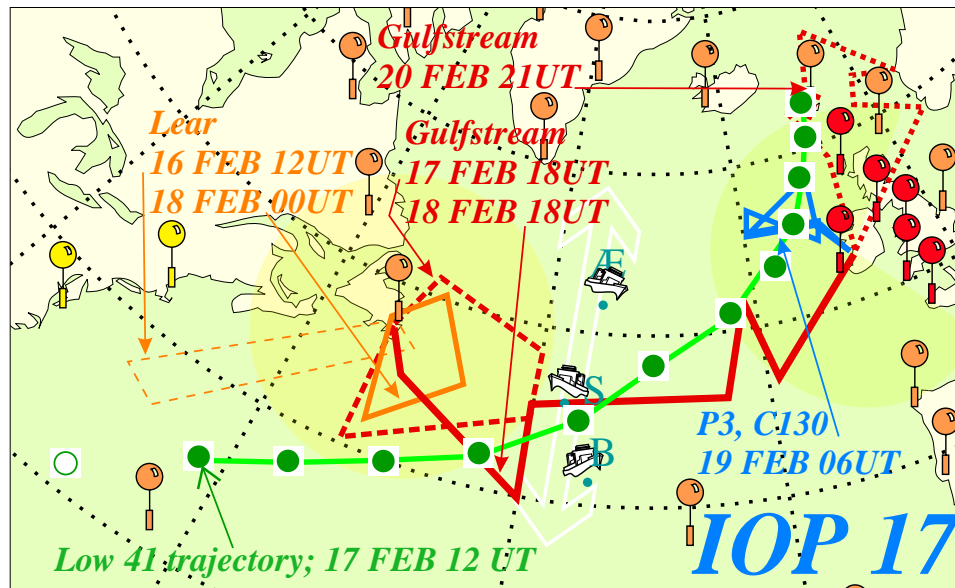


FIG. 1.3 – Description de la trajectoire de la POI 17 (fig d'A. Joly). Pour les symboles voir Fig. 1.2.

importantes de ce cas sont le rôle indirect du précurseur d'altitude et le développement barocline accéléré par un régime diabatique à partir du 18 février à 0h (Mallet *et al.*, 1999b). En effet, dans un premier temps le précurseur d'altitude maintient une dépression de surface sur le continent américain qui est le véritable précurseur de la POI 17 (Arbogast et Joly, 1998 ; Mallet *et al.*, 1999a).

1.3.3 La POI 18 : 22 au 25 février 1997

La POI 18 est un cas de «cyclogenèse en air froid» qui s'est déroulé du 22 au 25 février 1997. La dépression de la POI 18 a connu un développement cyclonique explosif associé à un précurseur d'altitude très marqué ainsi que le suggère un noyau de tourbillon potentiel de plus de 5.0 pvu sur la surface isentrope de 304K. Ce noyau est présent dès le 20 février à 21 h (fig. 1.4). De plus, c'est durant cette POI que le niveau de tropopause le plus bas de la campagne a été observé. Alors que le noyau de tourbillon potentiel s'approche du côté cyclonique du courant-jet polaire, la cyclogenèse de surface débute le 22 février à 12 h (fig. 1.4) au sud du Groenland. Le vortex de surface apparaît dans un environnement froid au nord de la zone barocline qui se situe sur l'Atlantique de l'ouest. Le 23 février à 0 h, la dépression de surface se situe au sud-est du Groenland et est caractérisée par une pression de surface de 975 hPa. Une pression minimale de 950 hPa est atteinte le 24 février à 18 h.

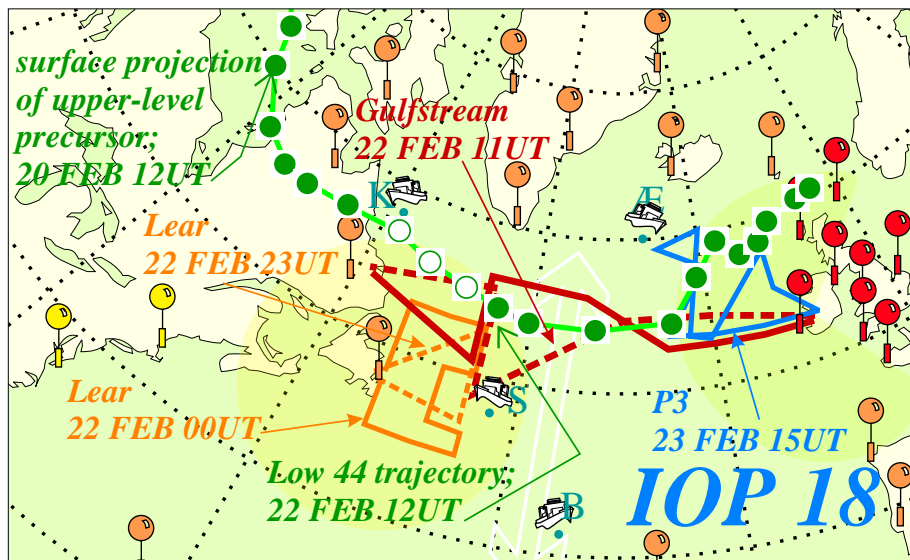


FIG. 1.4 – Description de la trajectoire de la POI 18 (fig d'A. Joly). Pour les symboles voir Fig. 1.2.

1.3.4 Les autres POI étudiées

Lors de notre étude sur l'impact des TOVS dans la prévision des dépressions, nous avons considéré plusieurs autres POI. Il s'agit des POI 9 à 12, la POI 15 et les POI 17 et 18. Les POI 9, 11 et 15 portent sur des cas de dépressions de grande échelle apparues au large de la côte nord-est des États-Unis et traversant l'Atlantique (Joly *et al.*, 1999). La POI 10 consiste en une onde frontale non fermée qui se creuse peu (-3 hPa/6h), alors que la dépression de la POI 12 est un cas de cyclogenèse explosive qui atteint le plus fort taux de creusement de la campagne (-22 hPa/6h) avec une phase d'interaction barocline.

1.4 Organisation du travail de thèse

De nombreux satellites ont été lancés pour échantillonner l'atmosphère. Ils fournissent des données régulières dont il faut tirer profit. Parmi eux, deux satellites défilants de la NOAA (National Ocean and Atmosphere Administration) étaient en service pendant la campagne FASTEX. À leur bord se trouvait le sondeur TOVS (TIROS-N, (Television Infra-Red Observation Satellite) Operational Vertical Sounder), qui est composé de deux sondeurs infrarouges et d'un sondeur micro-onde. Notre travail a donc consisté à exploiter les données satellitaires fournies par le TOVS. Nous avons plus particulièrement étudié

leur intérêt et leur utilisation dans le cadre de la prévision des dépressions. Deux axes de recherche ont été explorés : le premier est consacré à l'utilisation des données du TOVS pour déceler des précurseurs d'altitude de cyclogenèse tandis que le second concerne leur utilisation et leur impact au travers du modèle de prévision numérique ARPEGE. Notre thèse s'articule autour des trois questions suivantes :

1. la température de la basse stratosphère (TLS pour Temperature of the Lower Stratosphere) déduite des températures de brillance du TOVS permet-elle de détecter et de suivre des précurseurs d'altitude de cyclogenèses à des fins de diagnostic a posteriori ou en temps réel?
2. Quels sont les canaux qu'il importe vraiment d'assimiler en vue de prévoir une cyclogenèse?
3. La notion de zone sensible utilisée pendant FASTEX est-elle pertinente lorsqu'on tient compte de l'assimilation?

Le dernier point dépasse le seul instrument TOVS mais il conduit à l'un des résultats essentiels de ce travail.

Dans le chapitre 2, nous effectuerons d'abord un rappel sur le sondeur TOVS et les instruments qui le composent ainsi que sur l'Équation du Transfert Radiatif, qui permet de modéliser et d'obtenir des variables décrivant l'état de l'atmosphère. Ce chapitre est également consacré à la présentation de modèles de transfert radiatif direct et inverse. La température de la basse stratosphère est dérivée d'un modèle d'inversion des données TOVS développé au Laboratoire de Météorologie Dynamique. Son calcul et ses applications sont développés dans le chapitre 3 (répondant ainsi au point 1) pour plusieurs cas de dépressions de FASTEX ainsi que dans le cadre de la mise en évidence de précurseurs des tempêtes de décembre 1999. Nous montrerons la capacité de ce paramètre géophysique, déduit directement des observations du sondeur TOVS, à détecter des précurseurs d'altitude de cyclogenèse d'un point de vue diagnostique.

Les deux chapitres suivants concernent l'utilisation des profils TOVS en mode pronostique. Les observations du TOVS sont en effet employées chaque jour dans l'assimilation de données pour réaliser des analyses de la situation météorologique qui fournissent un état initial au modèle de prévision numérique. Les questions 2 et 3 sont abordées dans ce cadre. Le chapitre 4 est d'abord dédié à quelques rappels sur les techniques d'assimilation variationnelle de données à Météo France et plus particulièrement celles des profils du TOVS. Une expérience de ciblage avec les observations TOVS est réalisée. Les résultats de cette expérience nous suggèrent, d'une part, de rechercher le moyen de comprendre un peu plus comment les observations interagissent au cours de l'assimilation. D'autre part, il semble qu'il faille reconsidérer la notion de zone sensible de la prévision. Dans le chapitre

suisant, nous avons donc employé la sensibilité linéaire de la prévision aux observations afin de répondre aux deux dernières questions de notre thèse.

Enfin, le dernier chapitre résume nos conclusions sur l'intérêt en mode diagnostique et pronostique du TOVS pour la prévision des cyclogenèses et présente les perspectives de ce travail.

Chapitre 2

Le sondage satellitaire: observations et inversion

2.1 Le transfert radiatif

2.1.1 Le rayonnement atmosphérique

Dans l'atmosphère le rayonnement provient de trois sources principales : le Soleil, la Terre et l'atmosphère. En première approximation, on peut considérer que le Soleil et la Terre sont des corps noirs, c'est-à-dire que leur rayonnement est celui qui règne dans un milieu isotherme, vide et isolé. Le corps noir est un corps idéal en équilibre thermodynamique avec son environnement. Il absorbe totalement le rayonnement qu'il reçoit et émet un rayonnement maximum à toutes les longueurs d'onde. Le rayonnement ne dépend donc que de la fréquence et de la température du milieu.

En revanche, les gaz qui forment l'atmosphère sont loin d'être des corps noirs. Seulement une fraction du rayonnement incident est absorbée, cette quantité variant avec la longueur d'onde et les paramètres atmosphériques. Le spectre électromagnétique atmosphérique provient des lignes d'absorption et d'émission des gaz de l'air. L'émission et l'absorption de l'énergie électromagnétique ne peuvent exister qu'à des longueurs d'onde discrètes liées à la structure moléculaire et spécifiques aux différents gaz. Chaque gaz possède une série de longueurs d'onde signatures reliées aux niveaux de transition d'énergie entre différents états de la molécule. Les fenêtres atmosphériques sont caractérisées par une faible absorption du rayonnement. Elles sont utilisées pour observer les nuages et la surface de la Terre. Les bandes d'absorption qui les séparent représentent les parties du spectre dans lesquelles les constituants atmosphériques absorbent et émettent le rayonnement.

2.1.2 Équation du Transfert Radiatif

L'Équation du Transfert Radiatif représente la traduction analytique de la quantité d'énergie mesurée par les instruments de mesures embarqués à bord des satellites (radiomètres, interféromètres, etc). Cette quantité d'énergie s'exprime en terme de radiance monochromatique directionnelle I_ν , émise par l'atmosphère et reçue au sommet de celle-ci, en ciel clair, c'est-à-dire sans tenir compte du rayonnement émis ou absorbé par les nuages ou les aérosols. De plus la diffusion est supposée négligeable aux fréquences considérées. La radiance mesurée au sommet de l'atmosphère dépend des paramètres de la surface ainsi que des paramètres géophysiques de l'atmosphère. La radiance monochromatique directionnelle I_ν mesurée par un sondeur satellitaire s'écrit:

$$\begin{aligned}
 I_\nu = & \epsilon_s \tau_\nu(P_s) B(\nu, T_s) + \\
 & \int_{\ln P_s}^{\infty} B(\nu, T(P)) \frac{\partial \tau_\nu}{\partial \ln P} d \ln P + \\
 & (1 - \epsilon_s) \tau_\nu(P_s) \int_{-\infty}^{\ln P_s} B(\nu, T(P)) \frac{\partial \tau_\nu}{\partial \ln P} d \ln P
 \end{aligned} \tag{2.1}$$

avec

- I_ν radiance reçue par l'instrument à la fréquence considérée
- ϵ_s émissivité de la surface
- P_s pression de la surface
- T_s température de la surface
- $B(\nu, T)$ radiance émise par un corps noir à la température T et pour la fréquence ν considérée
- τ_ν fonction de transmission du rayonnement entre le «sommet»(P=0) de l'atmosphère et le niveau de pression considéré

Le premier terme de l'équation 2.1 fournit le rayonnement émis par la surface (corps gris) et transmis par l'atmosphère. Le second terme donne le rayonnement émis par l'atmosphère et transmis directement en direction du satellite. Le troisième terme concerne le rayonnement de l'atmosphère vers le sol puis réfléchi par celui-ci et transmis par l'atmosphère vers le satellite.

Dans la résolution de l'équation 2.1, le facteur le plus complexe est la fonction de transmission τ_ν . Cette fonction représente la fraction d'intensité radiative transmise depuis le niveau considéré jusqu'au sommet de l'atmosphère. La fonction de transmission varie de $\tau_\nu(P_s)$ à 1 du sol au sommet de l'atmosphère ($\tau_\nu(P_s) = 1$ pour les longueurs d'ondes fenêtres). La fonction de transmission pour une raie spectrale est calculée à partir de l'expression suivante:

$$\tau_\nu = \exp(-K_\nu \rho l) \quad (2.2)$$

où

- K est le coefficient d'absorption
- ρ est la concentration du gaz absorbant
- l est le chemin géométrique

Le coefficient d'absorption K_ν est proportionnel à l'intensité intégrée S_ν d'une raie spectroscopique et au facteur de forme de cette raie: $K_\nu = S_\nu f_\nu$. Il existe trois types de facteurs de forme (Lorentz, Doppler ou Voigt) suivant l'altitude. La fonction de transmission dépend de la fréquence, de la pression, de la température, de la concentration des gaz ainsi que des caractéristiques des gaz absorbants (CO_2 , H_2O , O_3 , etc) et est ainsi porteur d'un grand nombre d'informations sur le milieu traversé par le rayonnement.

2.1.3 Les fonctions de poids

Dans le terme représentant le rayonnement émis en direction du satellite, il apparaît que la contribution du niveau de pression P sera d'autant plus importante que le facteur $\frac{\partial \tau}{\partial \ln P}$ (voir éq. 2.1) sera grand. Cette quantité est appelée *fonction de poids*.

Le flux radiatif mesuré aux environs de cette fréquence provient donc majoritairement de la région de l'atmosphère où la fonction de poids est maximale. En choisissant plusieurs fréquences adaptées, nous parvenons à sonder la zone d'atmosphère qui nous intéresse. Ainsi les fonctions de poids des différents canaux du TOVS sont étagées pour permettre un sondage vertical de l'atmosphère depuis le sol jusqu'à environ 10 hPa.

2.2 le sondeur TOVS

Les observations utilisées pour les différentes études menées au cours de ce travail ont été fournies par le sondeur TOVS embarqué à bord des satellites américains de la NOAA. Au cours de la campagne FASTEX, deux satellites étaient opérationnels: NOAA

12 et NOAA 14. Ces satellites sont héliosynchrones, en orbite quasi-polaire à une altitude d'environ 800km. Ils sont en quadrature et effectuent une orbite en 102 minutes. Ceci permet de voir un point aux latitudes moyennes au moins quatre fois par jour. L'instrument TOVS (TIROS-N Operational Vertical Sounder), à bord de ces satellites, est composé de trois radiomètres dont la visée se fait sur une ligne perpendiculaire à la trace au sol du satellite :

- HIRS-2 (High Infrared Radiation Sounder) : il comprend 20 canaux dont 1 dans le visible ($0.7\mu m$) et 19 dans l'infrarouge ($3.7-15\mu m$). Une ligne de balayage angulaire contient 56 spots dont la taille au sol varie de 18 km (nadir) à 58 km (en limite du balayage).
- MSU (Microwave Sounding Unit) : ce radiomètre comprend 4 canaux micro-ondes centrés autour de 55 GHz. Une ligne de balayage possède 11 spots dont la taille au sol varie de 109 km à 323 km.
- SSU (Stratospheric Sounding Unit) : ce radiomètre possède 3 canaux dans l'infrarouge autour de 15 GHz qui permettent de sonder la haute stratosphère.

L'instrument est calibré en vol toute les 256 secondes à l'aide de deux cibles (corps noirs) dont les propriétés radiatives sont connues. En conséquence, de petites discontinuités spatiales dans les données sont observées.

Les longueurs d'onde du TOVS ont été établies afin de permettre de décrire l'atmosphère de la surface jusque dans la stratosphère (tableau 2.1 et figure 2.1). HIRS-2 et MSU permettent de restituer les profils verticaux de l'atmosphère en température et en vapeur d'eau ainsi que les propriétés des nuages depuis la surface jusqu'à un niveau de 10 hPa. Les 7 premiers canaux de HIRS centrés à $15\mu m$ sont dédiés au sondage en température. Ces canaux fournissent une meilleure sensibilité à la température des régions froides de l'atmosphère que les canaux à $4.3\mu m$ (HIRS 13 à 19). Les radiances des canaux 5, 6 et 7 sont également utilisées pour calculer les paramètres nuageux (nébulosité et hauteur des nuages). Le canal 8 permet de déterminer la température de surface et de détecter les nuages. Le canal 9 sert à obtenir le contenu total en ozone. Le contenu en vapeur d'eau est calculé à partir des canaux 10, 11 et 12. Ces derniers fournissent également les corrections en vapeur d'eau pour les canaux CO_2 et fenêtre. Le canal 12 est aussi utilisé pour détecter les cirrus. Les canaux 18 et 19, qui sont moins sensibles aux nuages et à la vapeur d'eau que le canal 8, sont utilisés pour détecter les nuages et déduire la température de surface pour des conditions de nébulosité partielle. Toutefois ils peuvent être contaminés par le rayonnement solaire. Le canal visible de HIRS (20) est utilisé pour la détection de nuages pendant le jour via le calcul de l'albédo.

Canal	fréquence centrale		Principaux absorbants	Max de la fonction de pds (hPa)
	(μm)	(cm^{-1})		
H1	14,96	668,40	CO ₂	30
H2	14,72	679,20	CO ₂	60
H3	14,47	691,10	CO ₂	100
H4	14,21	703,60	CO ₂	400
H5	13,95	716,10	CO ₂	600
H6	13,36	732,40	CO ₂ /H ₂ O	800
H7	13,36	748,30	CO ₂ /H ₂ O	900
H8	11,14	897,70	Fenêtre/H ₂ O	Surface
H9	9,73	1027,90	O ₃	25
H10	8,22	1217,10	H ₂ O	900
H11	7,33	1363,70	H ₂ O	700
H12	6,74	1484,40	H ₂ O	500
H13	4,57	2190,40	N ₂ O	1000
H14	4,52	2212,60	N ₂ O	950
H15	4,46	2240,10	CO ₂ /N ₂ O	700
H16	4,40	2276,30	CO ₂ /N ₂ O	400
H17	4,24	2360,6	CO ₂	5
H18	4,00	2512,00	Fenêtre	Surface
H19	3,70	2671,80	Fenêtre	Surface
H20	0,70	14285,70	Fenêtre	Surface
M1	0.596 ^a	50,31 ^b	Fenêtre	Surface
M2	0.558 ^a	53,73 ^b	O ₂	700
M3	0.546 ^a	54,96 ^b	O ₂	300
M4	0.518 ^a	57,95 ^b	O ₂	90
S1	15	668	CO ₂	15
S2	15	668	CO ₂	4
S3	15	668	CO ₂	1.5

TAB. 2.1 – Caractéristiques spectrales des canaux HIRS-2, MSU et SSU. (^a) λ en cm.
(^b) ν en GHz.

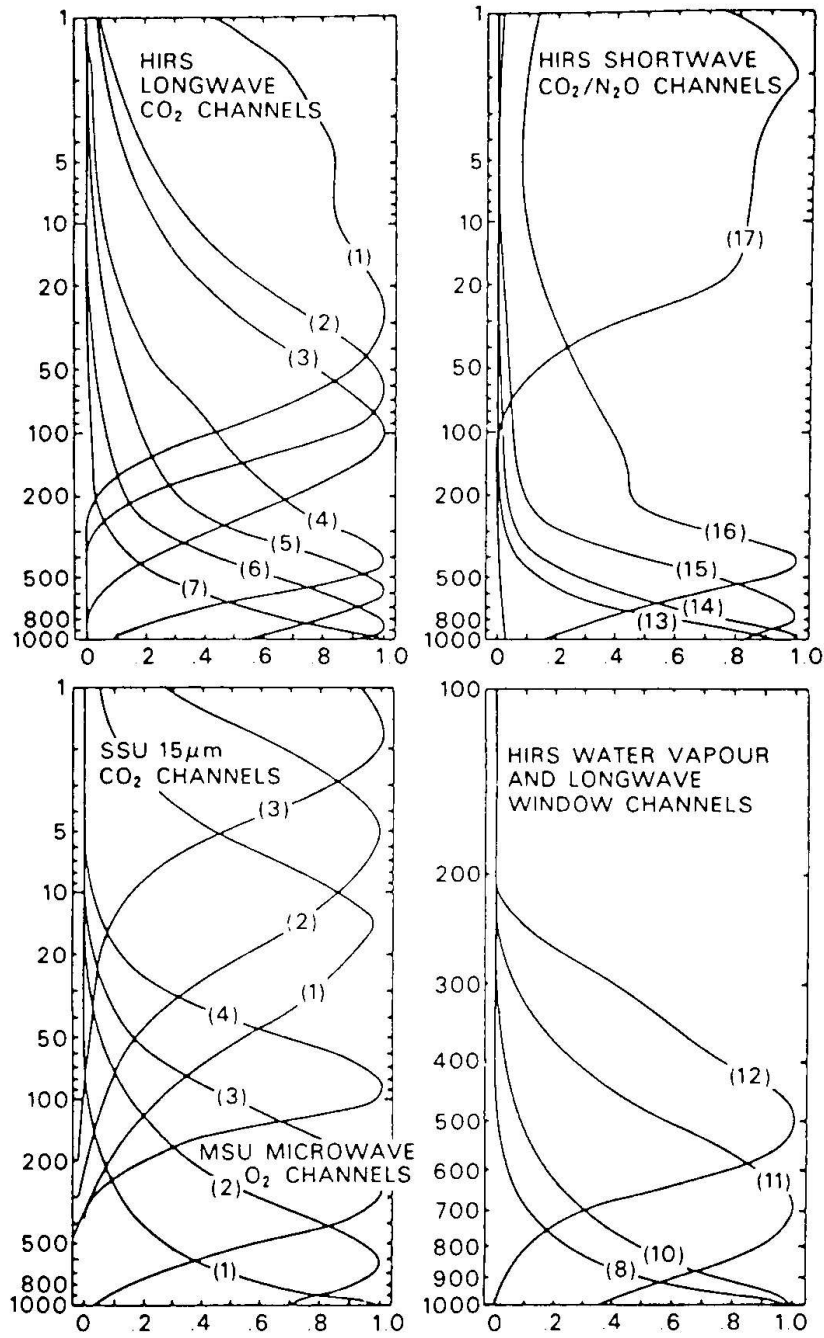


FIG. 2.1 – Fonctions de poids des différents canaux du TOVS

Les canaux MSU sont insensibles aux nuages sauf si ces derniers sont précipitants et étendus spatialement. Cette caractéristique permet en comparant les températures de brillance mesurées dans l'infrarouge à celles mesurées dans les micro-ondes de détecter la présence de nuages. Le canal 1 de MSU permet de déterminer l'émissivité de surface. Il faut noter que le canal 3 de MSU présente l'intérêt particulier de sonder la couche atmosphérique entre 400 et 100 hPa, dans laquelle se situe en général la tropopause aux latitudes moyennes. Plusieurs auteurs, dont Velden (1992), ont d'ailleurs utilisé l'imagerie du canal 3 de MSU pour obtenir les caractéristiques des anomalies de températures situées au voisinage de la tropopause.

2.3 Modélisation directe

Pour modéliser le comportement des sondeurs à partir des paramètres géophysiques de l'atmosphère, nous utilisons des modèles de transferts radiatifs directs. Le problème direct consiste donc à calculer la radiance qui parvient au satellite, à partir de la connaissance de l'état thermodynamique, de la composition chimique de l'atmosphère et des caractéristiques des fonctions d'appareil des radiomètres.

Il existe plusieurs codes de modélisation du transfert radiatif direct dont STRANSAC (Scott, 1974), 4A (Atlas Automatisé des Absorptions Atmosphériques)(Scott et Chédin, 1981 ; Tournier *et al.*, 1995) et 3R (Rapid Radiance Recognition)(Achard, 1991) qui ont été élaborés au LMD. Le calcul des radiances demande, par l'intermédiaire du calcul de la fonction de transmission, une très bonne connaissance des données spectroscopiques. Ces dernières sont disponibles dans la banque de données GEISA (Gestion et Etude des Informations Spectroscopiques Atmosphériques)(Jacquinet-Husson *et al.*, 1999). Le premier modèle de transfert radiatif STRANSAC est complet et relativement rapide. Il permet de calculer la fonction de transmission d'un milieu comportant plusieurs gaz absorbants. Il est fondé sur l'intégration directe en fréquence et l'utilisation de paramètres de structure des bandes d'absorption. L'inconvénient de ce code de transfert radiatif réside dans les temps de calculs relativement longs. C'est pourquoi le modèle 4A (Atlas Automatisé des Absorptions Atmosphériques), qui repose sur le principe d'un calcul effectué une fois pour toutes des fonctions de transmission de chaque couche, a été développé.

2.3.1 le modèle 4A

Dans 4A, (Scott et Chédin, 1981 ; Tournier *et al.*, 1995) les grandeurs atmosphériques sont modélisées grâce à une discrétisation en altitude (40 niveaux) qui transforme l'atmosphère non homogène en une somme de couches supposées homogènes en température, pression et concentration de gaz optiquement actifs. La fonction de transmission

entre le sommet de l'atmosphère et chacune des couches situées de plus en plus bas dans l'atmosphère, est alors déterminée par produits successifs.

4A est un modèle raie par raie rapide. Il inclut tous les constituants atmosphériques radiatifs, une modélisation des continua de H_2O , N_2 et O_2 , ainsi que le couplage des raies du CO_2 . 4A repose sur la création d'un ensemble de banques de données des coefficients de transmission, dénommées *atlas*. Ces banques de données forment un échantillonnage des valeurs des coefficients de transmission dans l'atmosphère. Ces atlas ont été constitués à l'aide de STRANSAC. Ils contiennent les épaisseurs optiques monochromatiques calculées entre les 40 niveaux de pression et pour 12 situations de référence comprenant des profils de température et de gaz absorbants. Ces 12 situations couvrent l'étendue des variations possibles de la température avec un pas de 7 K. Pour chaque couche, la fonction de transmission a été calculée pour les différentes valeurs de la température variant entre un minimum et un maximum dépendant de la pression et stockée dans les atlas. Comme le changement de concentration d'un des absorbants s'exprime comme l'élévation à une puissance correspondante de la transmission (voir Eq.2.2), il est facile de généraliser les calculs effectués sur les 12 situations de référence à n'importe quelle autre situation atmosphérique. Le calcul de la fonction de transmission pour un profil de température donné se fait alors à partir d'interpolations des quantités archivées dans ces atlas. Ces derniers permettent donc de s'affranchir d'une grande partie des calculs et le gain de temps de calcul observé entre STRANSAC et 4A varie ainsi entre 15 et 40 selon les régions du spectre.

indice	pression (hPa)	indice	pression (hPa)	indice	pression (hPa)	indice	pression (hPa)
1	0.05	11	7.43	21	131.20	31	471.86
2	0.09	12	11.11	22	161.99	32	525.00
3	0.17	13	16.60	23	200.00	33	584.80
4	0.30	14	24.73	24	222.65	34	651.04
5	0.55	15	37.04	25	247.90	35	724.78
6	1.00	16	45.73	26	275.95	36	800.00
7	1.50	17	56.46	27	307.20	37	848.69
8	2.23	18	69.71	28	341.99	38	900.33
9	3.33	19	86.07	29	380.73	39	955.12
10	4.98	20	106.27	30	423.86	40	1013.00

TAB. 2.2 – Les 40 niveaux de pression du modèle 4A (Scott et Chédin, 1981)

2.4 Une méthode d'inversion : 3I (Improved Initialization Inversion)

2.4.1 Principes

Le problème inverse ou inversion de l'Équation du Transfert Radiatif consiste à reconstituer les profils verticaux de température et de vapeur d'eau à partir des radiances mesurées par les radiomètres. Comme cette équation ne tient pas compte de la présence des nuages, il faut au préalable déterminer si une situation est claire ou non et corriger les canaux pollués par les nuages en reconstituant les radiances qu'aurait mesurées le radiomètre si la situation avait été claire. La méthode 3I (Improved Initialization Inversion) (Chédin et Scott, 1984) qui permet d'inverser les observations HIRS-2 et MSU, est fondée sur une connaissance *a priori* des observations et des paramètres géophysiques.

3I est une méthode physico-statistique car elle tient compte de la physique du transfert radiatif et se sert de la statistique avec les informations contenues dans une base de données. La solution initiale est déterminée par une approche de type reconnaissance de formes qui soit la plus proche possible de la solution finale dans la banque de données TIGR (Thermodynamical Initial Guess Retrieval)(Chédin *et al.*, 1985).

2.4.2 La banque de données TIGR

Cette banque de données a été créée à partir d'un ensemble de 80000 situations atmosphériques, représentées par leur profils de températures et d'humidité, choisies à partir d'un ensemble de 150000 radiosondages pour leurs critères de qualité (continuité verticale, absence de nuages ...) (Escobar-Munoz, 1993). Les situations les plus représentatives ont été sélectionnées à l'aide d'une distance euclidienne centrée et normée et sont au nombre de 1761. TIGR contient pour chacune de ces situations les profils verticaux de température et de concentration en gaz tels que vapeur d'eau et ozone, les paramètres de surface (Achard, 1991) ainsi que les radiances et les transmissions calculées par 4A pour les 40 niveaux (voir tableau 2.2) et pour tous les canaux de TOVS. Le calcul des radiances a été effectué pour différentes conditions d'observations : 19 valeurs de pression au sol (du niveau 40 au niveau 31, voir tableau 2.2, ceci pour tenir compte du relief), 10 angles de visée (tableau 2.3) et deux types d'émissivité du sol. Les transmissions archivées servent dans la méthode 3I à un calcul approché des dérivées partielles des températures de brillance par rapport aux températures à un niveau de pression donné ou à la surface (*les jacobiens*).

TIGR a été classifiée en types de masse d'air, permettant ainsi de construire des groupes au sein desquels les propriétés physiques des situations atmosphériques sont relativement homogènes. La classification en types de masses d'air a été effectuée sur TIGR

	angle zénithal		angle zénithal
1	0.00	6	38.46
2	8.46	7	43.91
3	16.51	8	48.43
4	24.73	9	53.14
5	31.99	10	58.07

TAB. 2.3 – Les angles zénithaux, en degrés, utilisés dans TIGR pour générer le sous-ensemble des températures de brillance.

Masse d'air	Nombre de situations	Pourcentage
tropicale	322	18%
tempérée 1	388	22%
tempérée 2	354	20%
polaire 1	104	6 %
polaire 2	593	34 %

TAB. 2.4 – Contenu de chaque type de masse d'air

par une Classification Ascendante Hiérarchique semi-automatique (Achard, 1991). Elle a conduit à répartir les situations en 5 classes de masses d'air : Tropicale, Tempérée 1, Tempérée 2, Polaire 1 et Polaire 2 (tableau 2.4). Alors que les masses Tropicale, Tempérée 1, Tempérée 2 représentent à peu près 20% du nombre de situations, la classe de masse d'air Polaire 2 est largement surreprésentée alors que la classe de masse d'air Polaire 1 ne représente que 6% du nombre total de situations de TIGR.

La figure 2.2 représente les profils moyens de température ainsi que la déviation standard autour de ces profils moyens pour chaque classe de masse d'air. Les cinq classes de masses d'air présentent des profils différents. Le profil de la masse d'air tropicale se distingue des quatre autres par une troposphère beaucoup plus haute et plus chaude dans sa partie inférieure. La classe de masse d'air tropicale présente une température au voisinage de la surface de l'ordre de 290 K et une tropopause marquée au voisinage de 100 hPa avec une température proche de 210 K. La classe tempérée 1 est caractérisée par une température près de la surface de l'ordre de 275 K, une tropopause comprise entre 200 et 300 hPa dont la température est proche de 220 K. La masse d'air tempérée 2 se distingue par une température des basses couches inférieure à 270 K et une hauteur de tropopause plus basse que la précédente (entre 300 et 350 hPa). La température de la tropopause est supérieure à 220 K. Le type polaire 1 se singularise par l'inversion de température au voisinage du sol, une tropopause basse (350 hPa) et plus chaude (plus de 220 K). La

masse d'air polaire 2 présente également une inversion au voisinage du sol mais la hauteur de tropopause est plus variable et la température de tropopause plus basse.

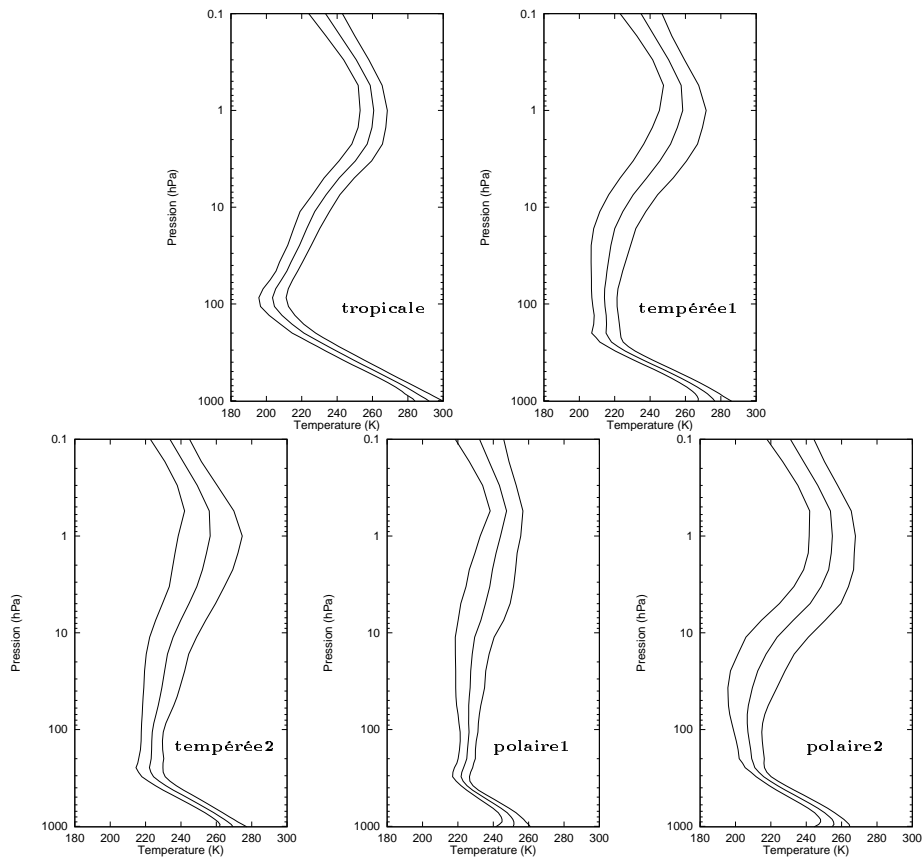


FIG. 2.2 – Profils moyens de température avec \pm écart-type des classes de masse d'air de gauche à droite tropicale, tempérée 1, tempérée 2, polaire 1, polaire 2 de l'ensemble TIGR (Achard, 1991).

2.4.3 Description de l'algorithme 3I

Un schéma de l'algorithme de 3I est donné sur la figure 2.3. 3I se compose d'une suite de programmes qui permettent, après avoir mis les données du TOVS à un format standard et à une même résolution spatiale, de les inverser.

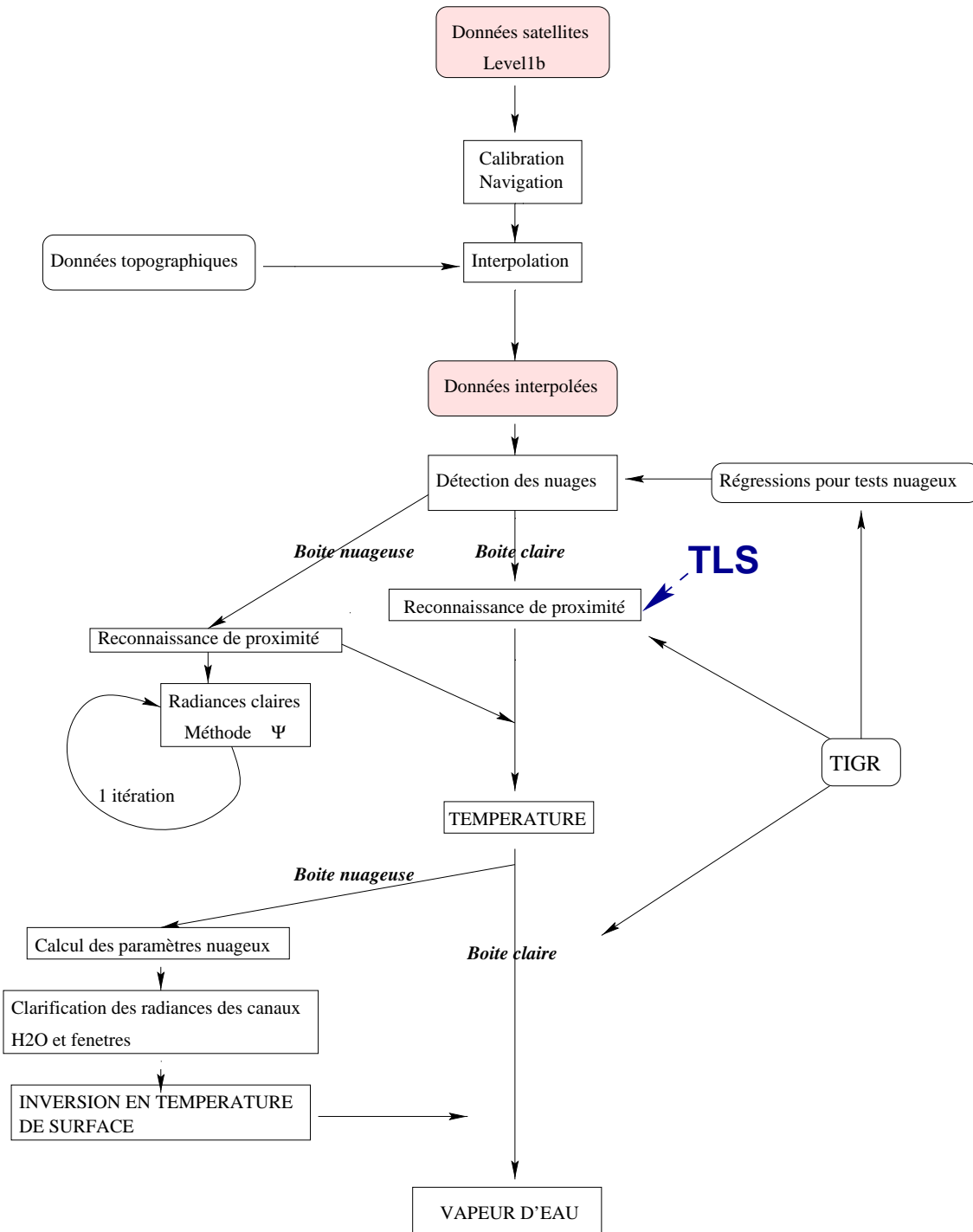


FIG. 2.3 – Description de l'algorithme 3I.

Calibration, navigation et mise à la résolution boîte

Les données HIRS et MSU sont reçues dans le format standard international «level1b». Ces mesures sont dans un premier temps étalonnées à l'aide de jeux de coefficients de régression fournies par la NOAA, puis naviguées pour définir la position géographique de l'observation, et enfin converties en radiances (ou en températures de brillance). De plus, des données topographiques (altitude de surface, pourcentage de la surface observée recouverte d'eau) sont également introduites comme données auxiliaires, puis toutes les données sont interpolées au centre des spots HIRS. L'ensemble des données est ensuite mis à la même résolution spatiale («boîte»), qui représente un compromis entre la résolution spatiale de HIRS et MSU. Chaque boîte représente un carré de $100 \times 100 \text{ km}^2$. Elle contient entre 2 et 4 spots HIRS en largeur et 3 spots HIRS sur la longueur. Les boîtes sont donc composées de 6, 9 ou 12 spots HIRS et d'un spot MSU associé.

Classification en masse d'air

On attribue d'abord à chaque boîte un type de masse d'air de TIGR à l'aide des canaux MSU 2, 3, 4 et HIRS 3 (Achard, 1991) par minimisation de la distance entre l'observation (un jeu de températures de brillance) et les valeurs moyennes correspondantes pour chacune des classes de TIGR. En effet ces canaux sont peu affectés par la présence de nuages. Cette distance utilisée prend en compte les corrélations entre les mesures des canaux utilisées. La masse d'air attribuée à la boîte considérée est celle qui se trouve majoritairement parmi les spots HIRS la composant.

Détection de nébulosité

Comme l'équation du transfert radiatif ne peut être inversée que dans un cas de ciel clair, il faut déterminer si la boîte est affectée par la présence de nuages par une série de tests revus et corrigés par Stubenrauch *et al.* (1999). Si la boîte est claire, le profil de température le plus proche de la solution initiale est déterminé par une reconnaissance de proximité. Si elle est nuageuse, elle est dépolluée de l'effet des nuages par la «méthode Ψ » qui utilise TIGR et les données HIRS-2 et MSU (Chédin et Scott, 1984).

Inversion et restitution des paramètres physiques

Les données des radiances claires et décontaminées de la présence des nuages sont comparées à tous les jeux équivalents de la banque TIGR pour la même classe d'air, les mêmes angles de visée et caractéristiques de surface. Une reconnaissance de proximité est effectuée à l'aide des canaux ou pseudo-canaux HIRS 2, ψ 4, 5, 14 et 15, MSU 2, 3, 4 ainsi que de TLS (Temperature of the Lower Stratosphere, obtenue à partir d'une régression

sur les canaux HIRS 2 et 3 et MSU 2, 3 et 4). Ce paramètre a été étudié en détail au cours de ce travail de thèse et fait l'objet du chapitre suivant.

Le profil de température final est obtenu par une procédure d'estimation de type bayésien visant à minimiser les écarts entre les températures de brillance associées à la solution initiale et les observations.

Les épaisseurs géopotentielle des couches délimitées par des niveaux de pression standards, proportionnelles à la température moyenne, sont déduites des profils verticaux de température.

Restitution des paramètres nuageux

Les propriétés de nuages (température et pression de sommet des nuages, nébulosité effective) sont déterminées à partir des radiances moyennées pour tous les pixels nuageux de la boîte, en supposant qu'il n'y ait qu'une seule couche de nuages homogène. La pression de sommet des nuages et la nébulosité effective sont obtenues par une méthode du χ^2 (Stubenrauch *et al.*, 1996) qui utilise les canaux HIRS 4 à 8. Les poids de cette méthode dépendent du canal et du niveau du nuage. La pression de sommet des nuages est ensuite transformée en température à l'aide du profil de température inversé par 3I.

Restitution du profil de vapeur d'eau

Le profil de vapeur d'eau est ensuite obtenu à l'aide d'un réseau de neurones (Chaboureau *et al.*, 1998) entraîné par de la banque de données TIGR. Les canaux utilisés pour fournir le profil de vapeur d'eau sont les canaux HIRS 10, 11 et 12 qui sont sensibles à l'absorption du rayonnement par la vapeur d'eau ainsi que les canaux HIRS 2 à 7 qui fournissent des indications sur le profil de température et le canal HIRS 8 pour enlever les effets de la surface.

2.4.4 Corrections des données satellitaires et des erreurs du modèle

Les procédures automatiques de la NOAA ne suffisent cependant pas à corriger totalement les dérives des instruments dans le temps. De plus, les instruments embarqués sur chacun des satellites des séries de TIROS-N ont des réponses spectrales légèrement différentes les unes des autres.

L'approche du LMD pour corriger des biais éventuels les observations satellitaires avant inversion consiste à ajuster les températures de brillance mesurées par l'ajout de *deltacs* δ : les observations par radiosondages sont colocalisées avec les passages satellitaires correspondants. Partant des radiosondages, le modèle direct calcule les tempéra-

tures de brillance qu'aurait dû mesurer le satellite. Les différences entre les températures de brillance simulées et observées permettent d'appliquer à chaque canal HIRS et MSU une correction *deltac* aux températures de brillance observées. Les δ corrigent à la fois les dérives des instruments ainsi que les erreurs du modèle de transfert radiatif direct utilisé pour la modélisation des mesures des canaux. Ils sont calculés pour chaque satellite et dépendent du temps. Dans un premier temps, nous avons utilisé des δ climatologiques (identiques pour les deux satellites) calculées sur une moyenne de 4 ans à partir de 80000 radiosondages environ. Puis les *deltacs* ont été calculés pour le satellite NOAA 12 sur la période novembre 96 à avril 97 (encadrant donc celle de FASTEX) et sur la zone géographique de l'expérience (20°N-90°N, 140°W-40°E). Ce sont ces δ qui ont été utilisés pour corriger les température de brillance au cours de ce travail, y compris pour le satellite NOAA 14, car les δ pour ce satellite n'ont pu être calculés par manque de coefficients de correction des effets de limbes de MSU.

Un premier travail sur TLS pendant la campagne FASTEX (Fourrié, 1997) avait été réalisé sans que les *deltac* n'aient pu être calculés après la campagne.

Chapitre 3

Étude de la basse stratosphère : TLS (Temperature of the Lower Stratosphere)

TLS (ou température de la basse stratosphère) est une température obtenue par régression à partir des observations du TOVS qui, historiquement, était utilisée uniquement dans 3I pour la reconnaissance de proximité du profil de température (Fig. 2.3, page 28). En effet, un bon encadrement du niveau de la tropopause est essentiel pour une bonne inversion car la procédure permettant de calculer la solution finale à partir de la solution initiale (procédure de minimisation) ne modifie pas le niveau de tropopause du profil mais seulement sa température (Thompson et Wolski, 1977).

Depuis, des travaux sur les cyclogenèses extra-tropicales ont montré qu'à l'aide de TLS on pouvait détecter des précurseurs situés au niveau de la tropopause et associés à la formation de dépressions en surface (Claud *et al.*, 1995). En effet, lors d'une rupture de tropopause, cette dernière se trouve abaissée et les caractéristiques de l'air changées. Nous pouvons alors nous attendre à ce que TLS présente une région de maximum (Claud *et al.*, 1995). Ainsi, Claud *et al.* (1993) ont décrit un cas de «polar low» pour lequel une anomalie chaude de TLS peut être détectée pendant la phase de développement. Pour une cyclogenèse explosive, Claud *et al.* (1995) ont montré que l'anomalie de TLS apparaît juste avant la formation de la dépression de surface, et que, pendant toute la phase de développement, la zone d'anomalie chaude se trouve en amont de la dépression de surface. Mais, pour ces deux études, la quasi-inexistence de données in-situ n'a pas permis d'aller au delà d'une analyse qualitative de TLS.

Dans cette thèse, nous souhaitons profiter au maximum de l'ensemble des données réunies pendant la campagne FASTEX pour étudier l'intérêt de TLS. Des cas différents seront analysés, et des comparaisons qualitatives et *quantitatives* vont être effectuées. Le

travail sur FASTEX a été complété par un travail sur les tempêtes qui ont affecté la France à la fin décembre 1999. Via l'ensemble de ces études, nous réfléchissons à l'intérêt de TLS comme diagnostic de prévision indépendant des modèles numériques.

Nous allons dans un premier temps décrire le calcul de TLS dans l'algorithme 3I puis l'avantage de sa nouvelle résolution spatiale à l'échelle du spot HIRS. En effet, alors que le calcul de TLS se faisait jusqu'ici à la résolution boîte, nous avons adapté ce calcul à la résolution HIRS.

3.1 Calcul de TLS par régression à partir des données satellitaires

Le calcul de TLS intervient dans la procédure d'inversion restituant le profil de température. En effet TLS est prise en compte dans la recherche de la distance minimale pour obtenir la solution initiale (cf paragraphe 2.4.3, page 30). Pour une «boîte» 3I donnée, TLS est obtenue à partir de la relation suivante:

$$TLS = a_0 + a_1TBH_2 + a_2TBH_3 + a_3TBM_2 + a_4TBM_3 + a_5TBM_4 \quad (3.1)$$

avec:

- TBH_i température de brillance du canal HIRS-2 n^o i
- TBM_i température de brillance du canal MSU n^o i
- a_i coefficients générés sur TIGR (cf ci-dessous).

La relation 3.1 appelle deux remarques:

- Les canaux HIRS-2 et MSU nécessaires au calcul de TLS ont été choisis pour leur fonction de poids maximale aux environs de la tropopause ainsi que pour leur insensibilité relative aux nuages (MSU2 est sensible aux nuages précipitants mais son rôle est faible, voir section suivante).
- TLS correspond à une «température réelle» au voisinage de la tropopause.

3.2 Études des coefficients de la régression de TLS

3.2.1 Calcul des coefficients a_i sur la banque TIGR.

Les coefficient a_i ont été déterminés de la façon suivante. Pour chaque profil de température de la banque de données TIGR, une valeur de température au voisinage de la tropopause T_{trop} est déterminée par une moyenne pondérée de températures dans une

classe de masse d'air	gamme de pression(hPa)	niveaux «4A»
tropicale	45-86	16-19
tempérée 1	162-276	22-26
tempérée 2	200-307	23-27
polaire 1	223-381	24-29
polaire 2	200-307	23-27

TAB. 3.1 – Niveaux de pression pour les différentes classes de masses d'air

gamme de pression donnée. Le tableau 3.1 donne les niveaux de pression correspondants pour chaque masse d'air. Alors qu'il y a un certain recouvrement dans les gammes de pression considérées pour les classes de masse d'air tempérées et polaires, la gamme de pression de la classe de masse d'air tropical diffère de façon significative. Ceci provient du modèle de température très différent observé pour cette classe de masse d'air (Fig. 2.2).

La température au voisinage de la tropopause (T_{trop}) est calculée à partir de la formule suivante 3.2:

$$T_{trop} = \sum_i c_i(T(i)) \quad (3.2)$$

où

- $T(i)$ est la température du niveau «4A» n° i (Tab. 2.2, page 24);
- c_i sont des coefficients de pondération précisés ci-dessous:

Les relations suivantes sont celles utilisées pour déterminer T_{trop} :

Tropicale $T_{trop} = \frac{T(16)}{6} + \frac{T(17)}{3} + \frac{T(18)}{3} + \frac{T(19)}{6}$

Tempérée 1 $T_{trop} = \frac{T(22)}{8} + \frac{T(23)}{4} + \frac{T(24)}{4} + \frac{T(25)}{4} + \frac{T(26)}{8}$

Tempérée 2 $T_{trop} = \frac{T(23)}{8} + \frac{T(24)}{4} + \frac{T(25)}{4} + \frac{T(26)}{4} + \frac{T(27)}{8}$

Polaire 1 $T_{trop} = \frac{T(24)}{10} + \frac{T(25)}{5} + \frac{T(26)}{5} + \frac{T(27)}{5} + \frac{T(28)}{5} + \frac{T(29)}{10}$

Polaire 2 $T_{trop} = \frac{T(23)}{8} + \frac{T(24)}{4} + \frac{T(25)}{4} + \frac{T(26)}{4} + \frac{T(27)}{8}$

Une fois qu'une valeur de température au voisinage de la tropopause a été déterminée pour chaque profil de TIGR, les coefficients a_i sont déterminés en utilisant l'équation (3.1) une fois pour toutes à partir des températures de brillance associées aux profils atmosphériques de TIGR et ce, quelles que soient les conditions d'observation possibles,

c'est-à-dire pour chaque angle de visée, chaque type de masse d'air et chaque pression au sol possible.

Cette relation fournit des valeurs de TLS sans biais et avec un écart-type inférieur à 1.9 K (Chédin *et al.*, 1985).

3.2.2 Étude des coefficients a_i .

Nous nous intéressons ici à l'étude des variations des coefficients a_i en fonction des conditions d'observation : angle de visée, masse d'air, pression au sol.

- La figure 3.1 représente pour chaque type de masse d'air la variation des coefficients en fonction de l'angle de visée pour une pression au sol de 1013 hPa. Pour les données MSU, les coefficients varient peu en fonction de l'angle car elles sont fournies par la NOAA corrigées des effets d'angle. Pour la masse d'air tropicale, HIRS 3 apporte la plus forte contribution, suivi de HIRS 2 et MSU 4. Les contributions de MSU2 et MSU 3 sont plus faibles. Pour les autres masses d'air, la contribution principale provient de MSU3 mais la contribution des autres canaux ne peut être négligée. MSU 2 et MSU 4 ont des valeurs voisines tandis que les coefficients HIRS 2 et HIRS 3 varient en opposition.

Pour une pression au sol de 472 hPa (cette pression au sol est utilisée sur terre pour tenir compte du relief), dans le cas de la masse d'air tropicale, la contribution principale de HIRS 3 augmente lorsque la pression de surface diminue. La contribution de MSU 3 augmente pour la masse d'air tempérée 1 tandis que celles de HIRS 2 et 3 diminuent et s'inversent. Les masses d'air tempérée 2, polaires 1 et 2 sont caractérisées par des coefficients appliqués à MSU 3, HIRS 2 et 3 plus grands que dans le cas d'une pression au sol de 1013 hPa.

- La figure 3.2 représente pour chaque canal la variation des coefficients en fonction des niveaux de pression au sol pour une observation effectuée au nadir. Le niveau 1 correspond à une pression de 1013 hPa et le niveau 19 à une pression de 472 hPa. Pour HIRS 2, les valeurs de coefficients sont dans un intervalle de -1 ; 4. Ils augmentent quand la pression de surface diminue, sauf dans le cas de la classe de masse d'air tropicale. Les coefficients sont plutôt proches pour les classes de masse d'air tempérées 1 et 2 et polaire 2, mais beaucoup plus grands dans le cas des masses d'air tropical et polaire 1. Les valeurs des coefficients appliqués à HIRS 3 varient entre -5 et 1. Elles décroissent lorsque la pression de surface diminue sauf pour la classe de masse d'air tropicale. Contrairement aux autres canaux utilisés pour la détermination de TLS, MSU 2 joue un rôle mineur dans le calcul de TLS, avec des

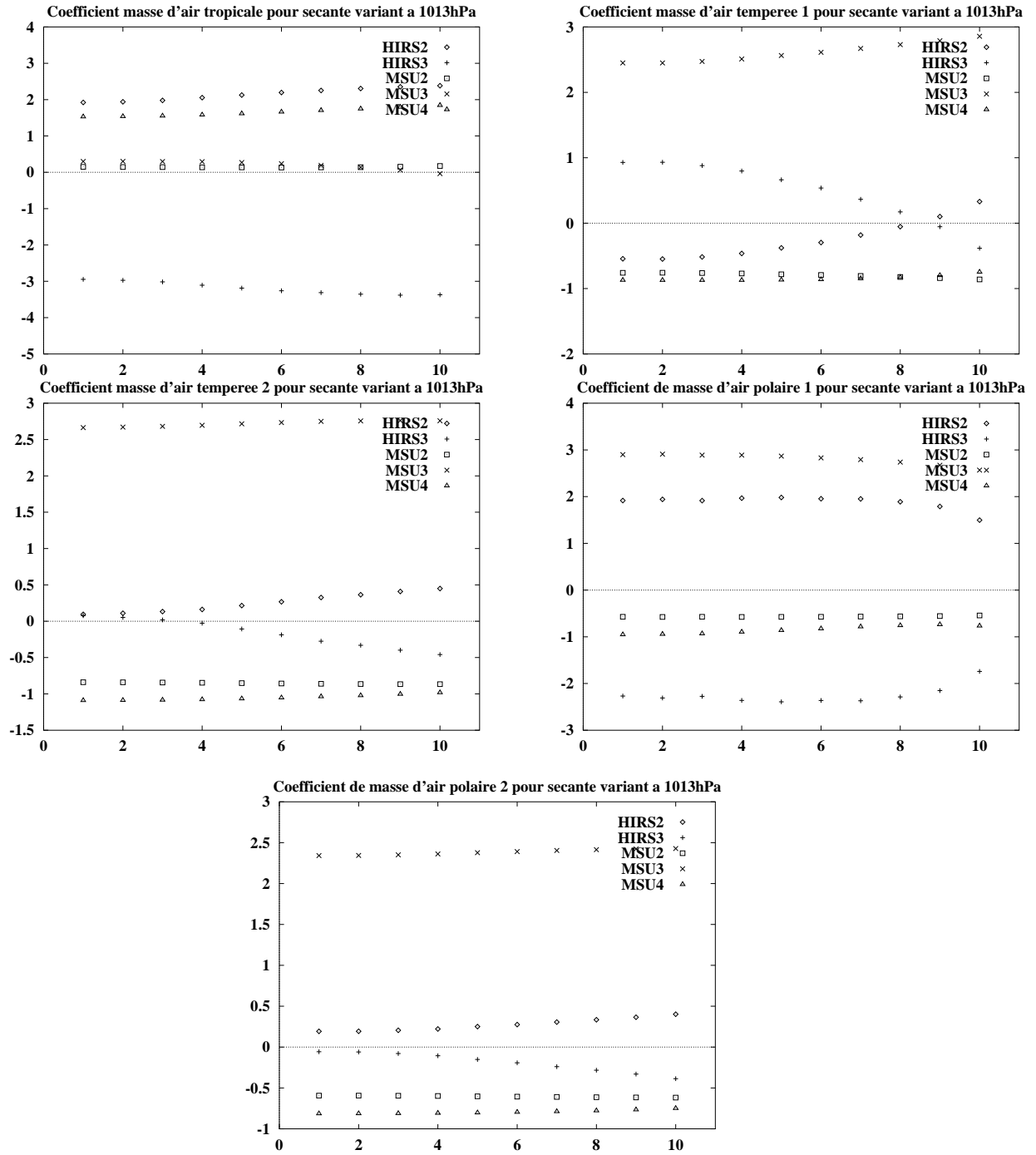


FIG. 3.1 – Variation des coefficients en fonction de l'angle de visée pour HIRS 2 , HIRS 3, MSU2, MSU3 et MSU4 pour une pression au sol de 1013 hPa.

valeurs comprises entre -1.6 et 0.3. Cette caractéristique se révèle être un avantage, MSU 2 pouvant être sensible aux nuages précipitants très étendus spatialement. Ce canal est toutefois nécessaire pour enlever la contribution du bas de l'atmosphère. Les coefficients de MSU 3 et MSU4 sont très proches pour tous les types de masses d'air sauf pour le cas de la classe de masse d'air tropicale et leurs variations sont monotones (les valeurs décroissent lorsque la pression de surface diminue).

Comme les canaux impliqués dans l'équation (3.1) possèdent une gamme dynamique différente, la contribution respective de chaque terme a été étudiée. Les figures 3.3 et 3.4 montrent la part respective de a_0 , $[a_1TBH2+a_2TBH3]$, $[a_4TBM3]$, $[a_3TBM2+a_5TBM4]$ ainsi que le champ de TLS correspondant pour deux dates, le 18 février matin et après-midi. Comme nous pouvions nous y attendre, les valeurs des différents termes varient considérablement selon le type de masse d'air, en particulier entre le type tropical et les autres types.

Dans le cas de la masse d'air tropicale, les principales contributions sont apportées par les termes $[a_1TBH2+a_2TBH3]$ et $[a_3TBM2+a_5TBM4]$ qui sont du même ordre de grandeur mais de signe opposé. $[a_3TBM2+a_5TBM4]$ vaut environ 1.5 fois $[a_1TBH2+a_2TBH3]$.

Pour les masses d'air tempérées et polaires, les termes les plus importants sont ceux des canaux micro-ondes. Le terme $[a_4TBM3]$ vaut environ 1.5 fois la valeur du terme apporté par les autres canaux micro-ondes. Les termes a_0 et $[a_1TBH2+a_2TBH3]$ prennent des valeurs plus faibles que les termes précédents et sont en général de signe opposé sauf dans le cas d'anomalie de TLS. La somme $[a_0+a_1TBH2+a_2TBH3]$ représente en moyenne 10 à 20 % du total de TLS.

Nous voyons ainsi les coefficients de la régression apportent de l'information de la banque de données TIGR. Ainsi l'utilisation de coefficients de régression moyennés ferait perdre une bonne part du bénéfice de l'information supplémentaire apportée par TIGR car les anomalies chaudes de TLS sont directement liées aux masses d'air tempérée 2 et polaire 1. Par ailleurs nous pourrions envisager un calcul des coefficients de TLS par un réseau de neurones. Il faudrait alors éduquer ce réseau à partir de la banque de données TIGR puis une fois éduqué, le réseau de neurones pourrait être utilisé pour calculer TLS. Les inconvénients de ce nouveau calcul seraient la lourdeur de mise en œuvre et le temps de calcul (moins rapide qu'une simple régression linéaire). De plus, la validation de ce nouveau paramètre serait certainement difficile à effectuer par manque de données pour la comparaison. C'est pourquoi nous n'avons pas cherché à calculer d'autres coefficients de régression pour le calcul de TLS.

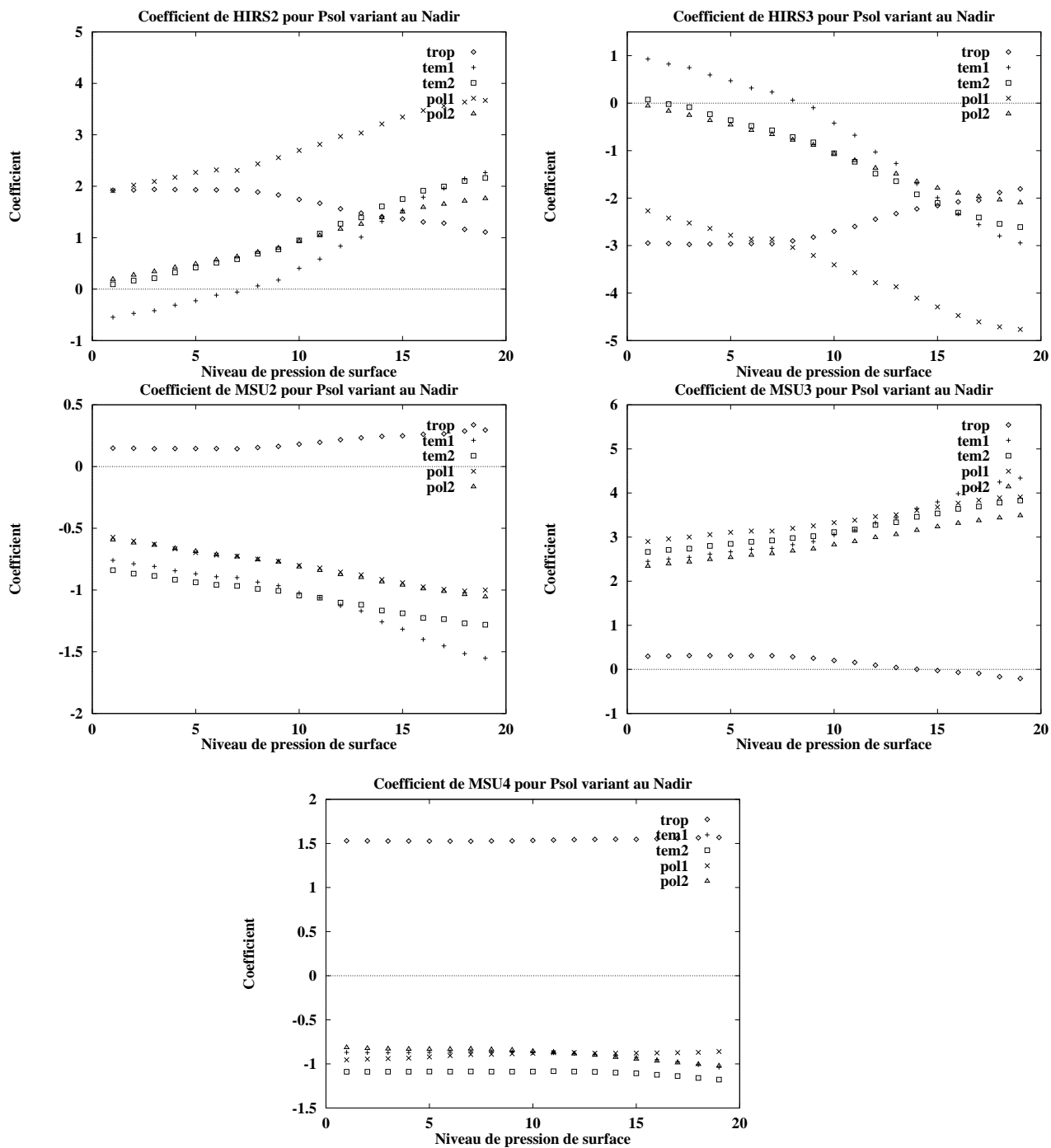


FIG. 3.2 – Variation des coefficients en fonction de la masse d'air pour HIRS 2, HIRS 3, MSU2, MSU3 et MSU4 en fonction de la pression au sol variant de 1013 hPa (niveau = 1) à 472 hPa (niveau = 19).

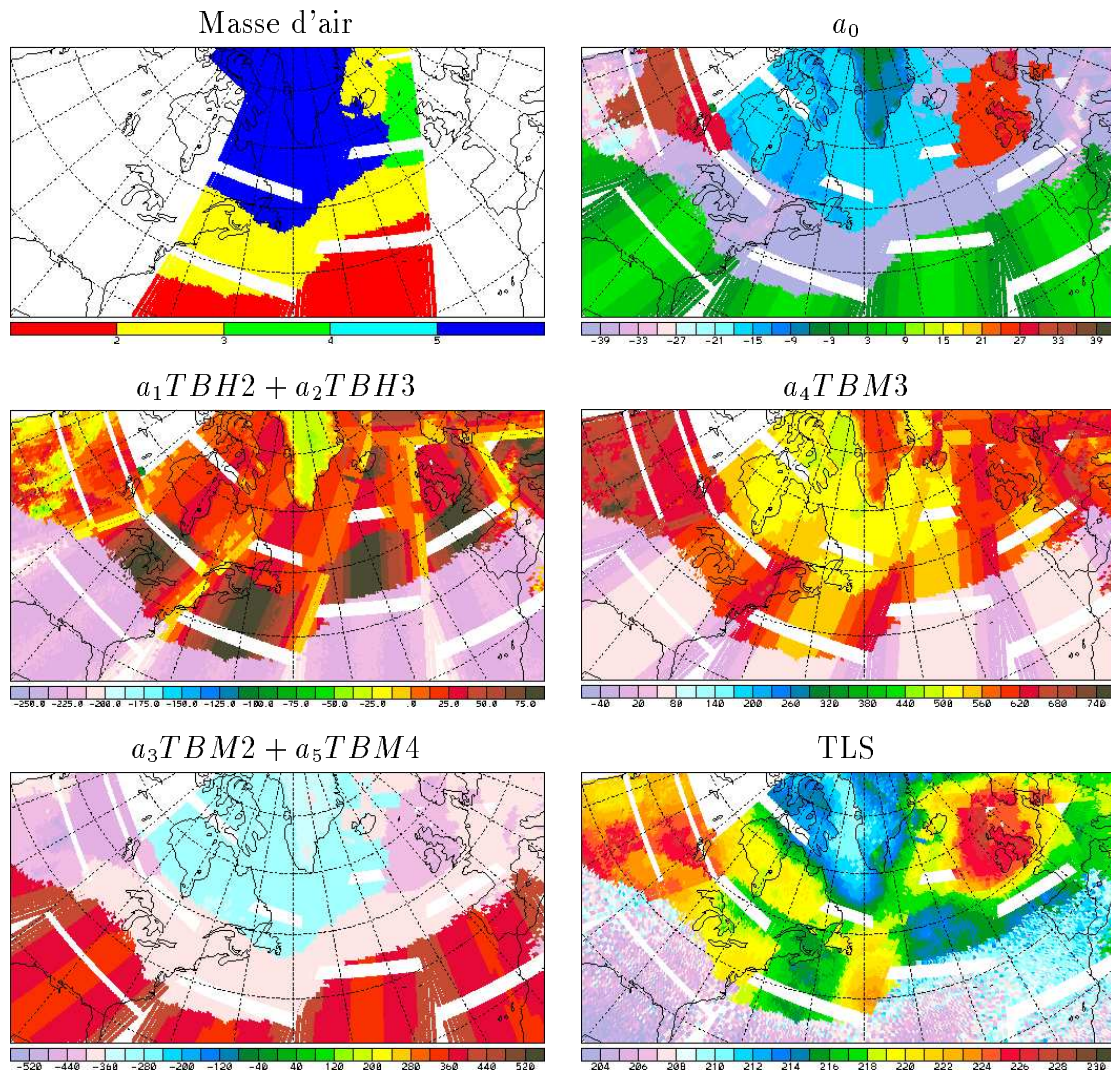


FIG. 3.3 – Type de masse d'air, contribution des différents termes dans l'obtention de TLS et champ de TLS pour le 18 février au matin.

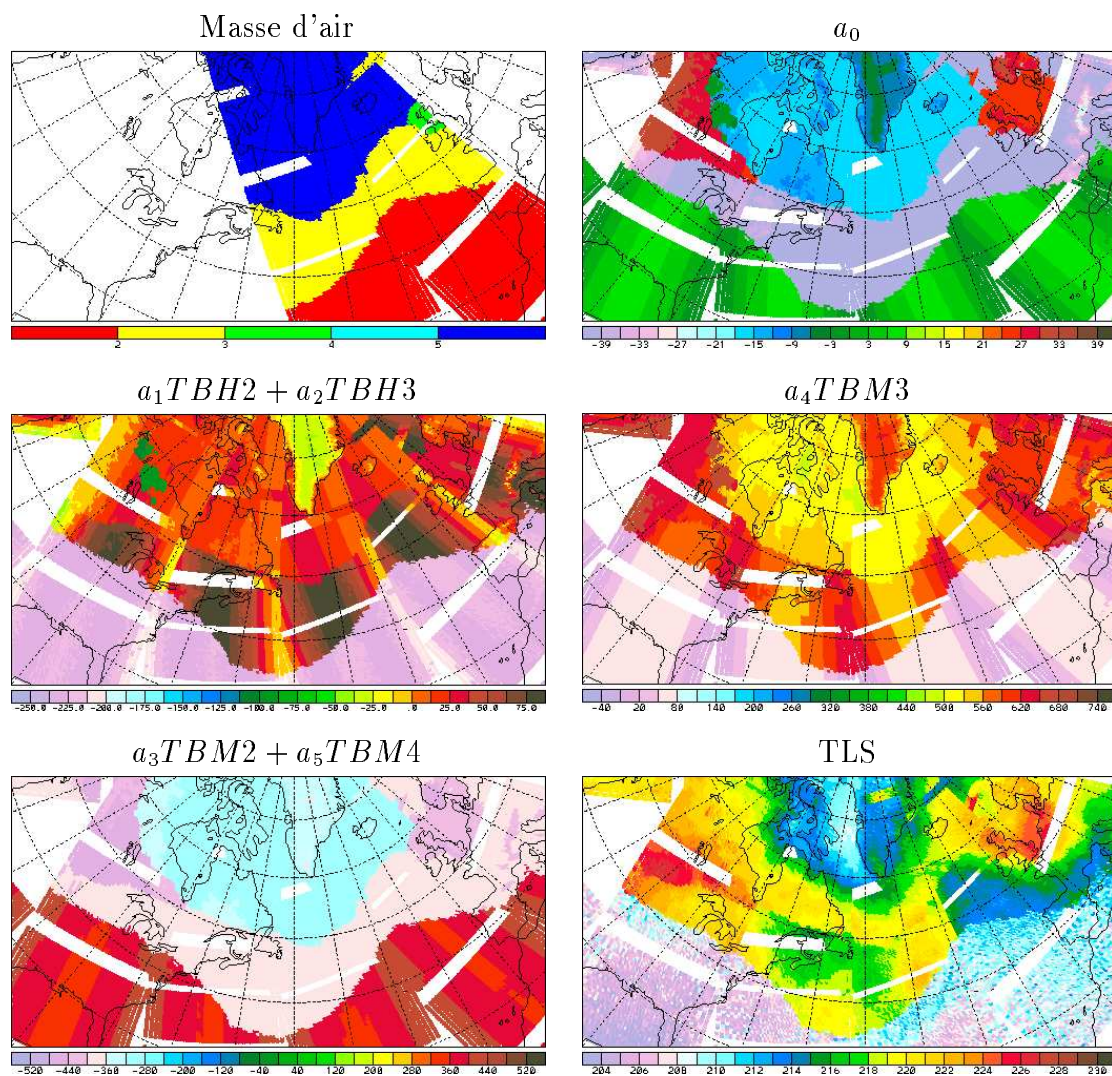


FIG. 3.4 – Type de masse d'air, contribution des différents termes dans l'obtention de TLS et champ de TLS pour le 18 février après-midi.

En conclusion, l'étude des coefficients de la régression montre que chaque canal joue un rôle et que la banque de données TIGR fournit l'information supplémentaire.

3.3 Nouvelle résolution de TLS

En plus des données HIRS et MSU, de l'angle de visée et de la pression au sol, seule la connaissance du type de masse d'air est nécessaire pour la détermination de TLS. Comme TLS était seulement utilisée pour la reconnaissance de proximité, elle était calculée à la résolution boîte. Nous avons inséré le calcul de TLS juste après la détermination de la masse d'air et l'interpolation des données MSU dans les spots HIRS, donc à la résolution du spot HIRS soit de $30 \times 30 \text{ km}^2$, c'est-à-dire celle des spots HIRS.

La nouvelle résolution de TLS a été étudiée pour vérifier la meilleure description des phénomènes se situant à la tropopause. Un avantage supplémentaire de cette résolution réside dans le gain de temps car TLS peut être ainsi obtenue rapidement en début du code d'inversion.

Les champs de TLS apparaissent plus lisses avec la nouvelle résolution. Nous observons une meilleure continuité des champs. Par exemple, pour le 16 février au matin (Fig. 3.5-a), avec la faible résolution de TLS, nous observons deux maxima sur la région des Grands Lacs. Sur la figure 3.5-b, nous n'observons plus que le maximum situé au sud des Grands Lacs. Au nord-ouest de cette région des spots isolés «chauds» ont disparu.

Pour la date du 21 février 12 h (Fig. 3.6), la nouvelle résolution de TLS permet d'isoler le précurseur de la cyclogenèse de la POI 18 du côté cyclonique du courant-jet. Par ailleurs, le champ de TLS à la résolution de HIRS est plus continu : ainsi nous observons bien un maximum à $54^\circ\text{N } 70^\circ\text{W}$ sur la haute résolution mais il est moins élevé que pour la basse résolution (224 K au lieu de 225 K).

Le 21 février vers 18 h (Fig. 3.7), la résolution fine de TLS permet de mieux distinguer le noyau chaud correspondant au précurseur d'altitude de la POI 18. De plus, la signature de la rupture de tropopause le long du côté cyclonique du rapide du courant-jet est plus continue dans le cas de la résolution HIRS. Enfin, à $58^\circ\text{N } 30^\circ\text{W}$ et $52^\circ\text{N } 40^\circ\text{W}$, les régions de basse tropopause sont plus chaudes et moins continues sur le champ à basse résolution de TLS (il existe jusqu'à 4K d'écart sur certains spots chauds isolés).

En conclusion, outre le fait que la résolution de TLS à l'échelle du spot HIRS permet de décrire des structures du niveau de la tropopause à une échelle plus fine que celle de la boîte, elle permet également d'obtenir des champs plus continus et de mieux rendre des structures plus fines telles que des ruptures de tropopause le long du côté cyclonique d'un jet streak.

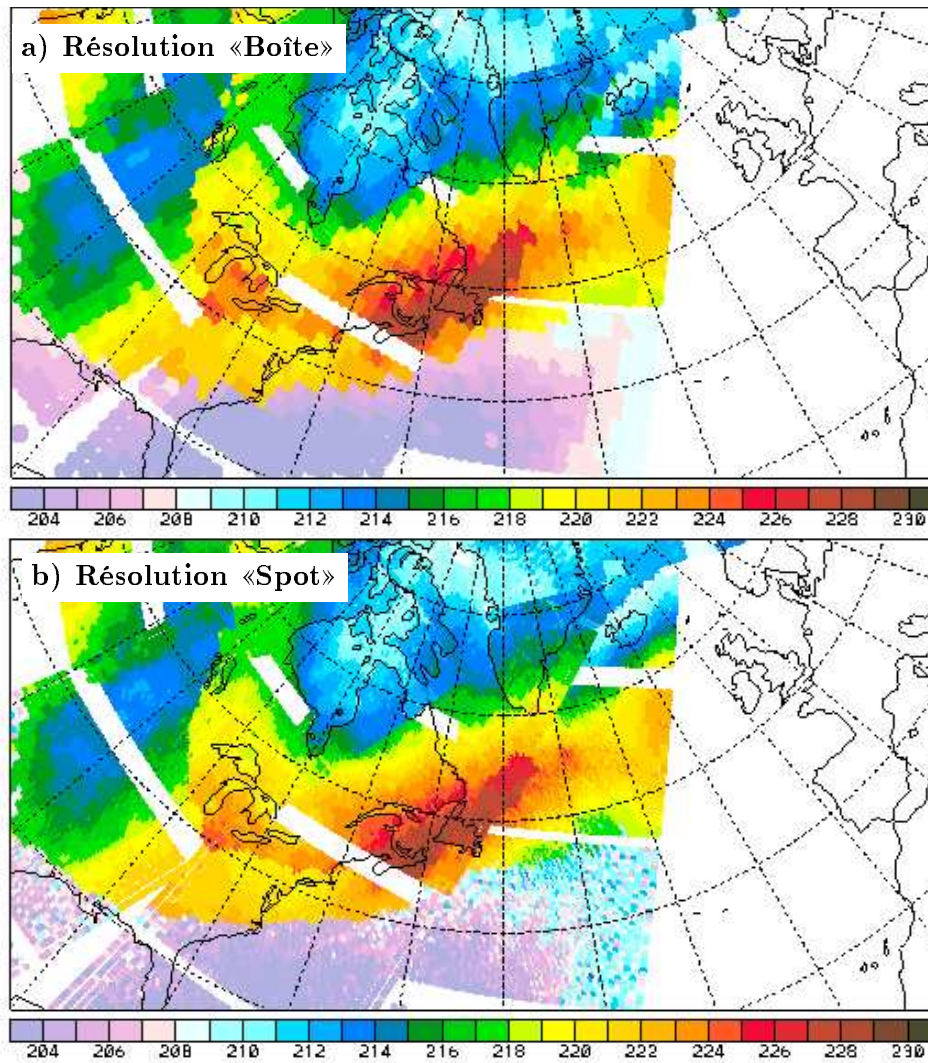


FIG. 3.5 – TLS pour le 16 février matin. Étude de l'effet de changement de résolution : (a) Résolution spatiale de $100 \times 100 \text{ km}^2$ et (b) Résolution spatiale de $30 \times 30 \text{ km}^2$.

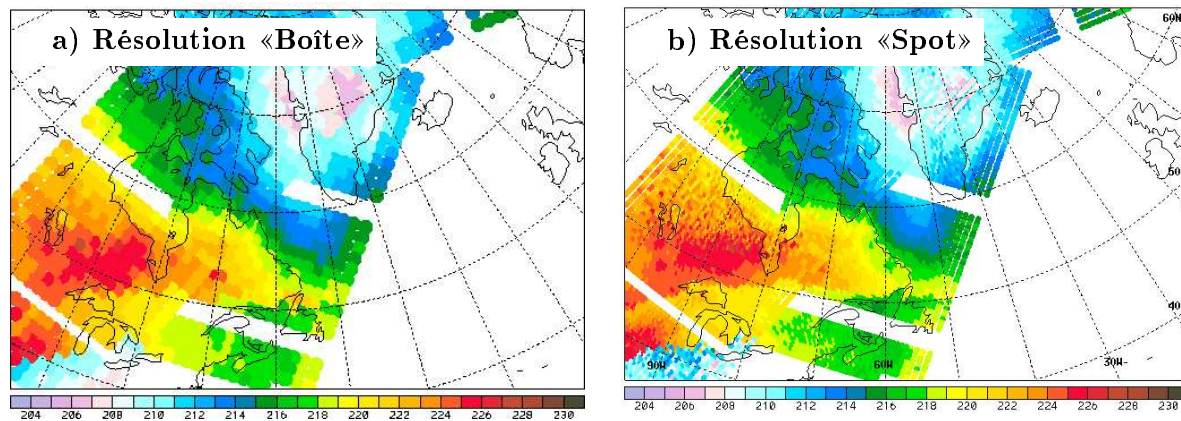


FIG. 3.6 – TLS pour le 21 février vers 12 h. Étude de l'effet de changement de résolution : (a) Résolution spatiale de $100 \times 100 \text{ km}^2$ et (b) Résolution spatiale de $30 \times 30 \text{ km}^2$.

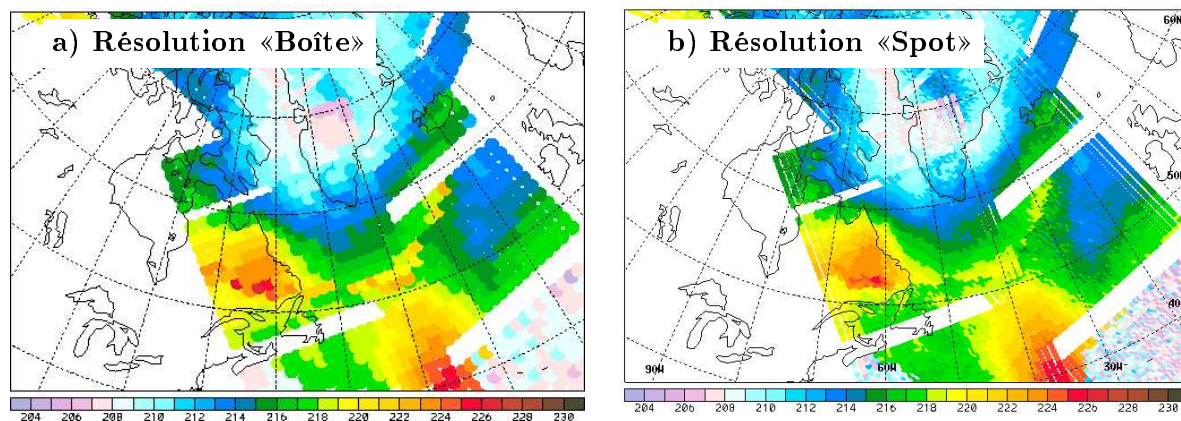


FIG. 3.7 – TLS pour le 21 février vers 18 h. Étude de l'effet de changement de résolution : (a) Résolution spatiale de $100 \times 100 \text{ km}^2$ et (b) Résolution spatiale de $30 \times 30 \text{ km}^2$.

3.4 Application à trois POI de FASTEX : POI 16, 17 et 18

Dans l'article paru au *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* (Fourrié *et al.*, 2000), trois POI de FASTEX ont été étudiées en détail. Il s'agit des POI 16, 17 et 18 présentées dans le premier chapitre. Elles ont été choisies suffisamment différentes pour illustrer l'éventail de situations pour lesquelles TLS peut se révéler un outil de diagnostic des précurseurs d'altitude. Cette étude a été menée en collaboration avec Météo-France et le Laboratoire d'Aérologie.

Le but de l'article est d'estimer le degré de fiabilité de TLS pour décrire les structures de température de la tropopause et ses variations. Les champs de TLS sont analysés et leur avantage par rapport à l'utilisation du seul canal MSU3 est illustré. Les variations de TLS sont étudiées en connexion avec d'autres variables dynamiques qui peuvent être obtenues à partir des champs du modèle d'analyse opérationnel ARPEGE de Météo-France. Par ailleurs, nous montrons que, pour la période considérée, TLS rend compte de la température de la couche comprise entre les surfaces 4 et 8 pvu. Dans la conclusion, l'application de TLS comme une aide possible à la prévision de cyclogenèse est envisagée.

Q. J. R. Meteorol. Soc. (2000), **126**, pp. 1473–1494

The Use of TOVS observations for the identification of tropopause-level thermal anomalies

By NADIA FOURRIÉ^{1*}, CHANTAL CLAUD¹, JÉRÔME DONNADILLE², JEAN-PIERRE CAMMAS²,
BÉATRICE POUPONNEAU³ and NOELLE SCOTT¹

¹ *Laboratoire de Météorologie Dynamique, France*

² *Laboratoire d'Aérodynamique, France*

³ *Météo-France, France*

(Received 16 June 1999; revised 6 Decembre 1999)

SUMMARY

The evolution of tropopause-level thermal patterns is generally not well represented by the conventional observational network, especially over the oceans. An alternative is provided by satellite observations which are global and frequent. In particular, from the TIROS-N (Television Infra-Red Observation Satellite) Operational Vertical Sounder (TOVS) which flies on-board National Oceanic and Atmospheric Administration satellites, an estimate of the Temperature of the Lower Stratosphere (TLS) can be derived using the Improved Initialization Inversion (3I) algorithm. In this study, the degree of reliability of TLS for describing tropopause-level thermal structures and variations is examined. For three intensive observation periods (16, 17 and 18) of the Front and Atlantic Storm-Track EXperiment, conducted in January and February 1997 over the North Atlantic Ocean, TLS fields are described; their advantage, compared with the use of raw microwave data, is illustrated; TLS variations are also studied in connection with other dynamical variables which can be obtained by the French Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle operational model analysis. Finally, the suitability of TLS as a possible forecasting aid over mid-oceanic regions is promoted.

KEYWORDS: Cyclogenesis precursor Fronts and Atlantic Storm-Track EXperiment Remote sensing Tropopause thermal structure

1. INTRODUCTION

The forecasting of mid and high-latitude storms and the associated weather patterns is still a challenging problem for operational meteorologists. This is especially true for oceanic regions and eastern basins due to the sparsity of conventional data upstream. Apart from research aircraft observations associated with experiments, which remain exceptional, space-based remote sensors are the only way to acquire information on a routine basis. Up until now, most of satellite studies of extra-tropical cyclones have relied largely on visible and near-infrared images provided by either geostationary or polar-orbiting satellites. However, quantitative observations have also already proven their value for a good description of meteorological systems. They were mostly derived from the TIROS-N (Television Infra-Red Observation Satellite) Operational Vertical Sounder (TOVS), an ensemble of instruments operating both in the infrared (High resolution Infra-Red Sounder (HIRS-2)) and in the microwave (Microwave Sounding Unit (MSU)) (Smith *et al.*, 1979). Temperature profiles as well as water vapour content and cloud information can be inferred from these instruments.

The dynamics of the lower stratosphere plays a critical role in the life-cycle of tropospheric weather systems (Hoskins *et al.* 1985) through potential vorticity (PV) anomalies. In the past, Total Ozone Mapping Spectrometer data were used to locate positive PV anomalies associated with tropopause breaks (e.g. Shapiro *et al.* 1982; Uccellini *et al.* 1985). MSU channel-3 (MSU3) brightness-temperature imagery has also been used to infer characteristics of tropopause-level thermal anomalies (namely position, size, orientation, relative strength) for a few extra-tropical cyclones (Velden 1992). Hirschberg and Fritsch (1991a,b) showed that these anomalies are dynamically linked to PV anomalies and also related to the hydrostatic structure and development

* Corresponding author: Laboratoire de Météorologie Dynamique, École Polytechnique, 91128 Palaiseau Cedex, France. e-mail: Nadia.Fourrie@lmd.polytechnique.fr

of baroclinic waves and cyclones. Another study (Spencer *et al.* 1995), also suggests that MSU3 brightness temperatures, which are available every 6 hours, may be a valuable diagnostic tool for monitoring the progression of upper-level features in numerical simulations of cyclones over regions sparse in conventional data. Finally, Hirschberg *et al.* (1997), performing a statistical analysis over a 6-month global dataset of MSU3 brightness temperatures, concluded that MSU3 analyses can be used to track mid-level synoptic-scale baroclinic waves. However, the weighting function of MSU3 is pretty broad and it straddles the mid-latitude tropopause. In addition, the horizontal resolution is rather poor, ranging from 110 km at nadir to 323 km at the edges of the swath. Therefore we propose here a more precise determination of the temperature around the tropopause which relies not only on MSU observations, but also on HIRS-2 information and on a climatological data base, the Thermodynamic Initial Guess Retrieval (TIGR) (Chédin *et al.* 1985; Achard 1991; Escobar-Munoz 1993).

The aim of this paper is threefold: (i) to assess the degree of reliability of the temperature of the lower stratosphere (TLS) for describing tropopause-level thermal structures and variations; (ii) to relate this variable to other dynamical variables and (iii) to illustrate the usefulness of TLS as a forecasting aid. Three cases, corresponding to intensive observing periods (IOPs) of the Front and Atlantic Storm-track EXperiment (FASTEX), conducted in January and February 1997 over the North-Atlantic Ocean (Joly *et al.* 1997), were investigated to illustrate the merit of such a variable. In section 2, the Improved Initialization Inversion (3I) algorithm is described with a special emphasis on the determination of the TLS. Section 3 follows with the application of the method to IOPs 16, 17 and 18: TLS fields are presented and discussed; they are systematically compared with MSU3 in order to show the advantages of TLS; comparisons with diagnoses derived from the French Action de Recherche Petite Échelle Grande Échelle (ARPEGE) operational model analysis are also shown. In addition, relationships with the dynamics are investigated. Finally, in section 4, results are summarized and discussed.

2. OVERVIEW OF TOVS/3I; DETERMINATION OF THE TEMPERATURE OF THE LOWER STRATOSPHERE

(a) TOVS data/3I inversion algorithm

TOVS, which flies on-board the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) satellites, consists of three passive vertical sounding instruments (Smith *et al.* 1979): HIRS-2, a radiometer with 19 channels in the infrared band and one in the visible band; the MSU, a microwave sounder with four channels in the vicinity of about 55 GHz; and the Stratospheric Sounding Unit (SSU), a pressure-modulated infrared radiometer with three channels near $15\mu\text{m}$. SSU measurements were not used in this study and are therefore not discussed. The channels that are the most sensitive to the temperature around the tropopause are HIRS-2 channels 2 and 3 and MSU channels 2, 3 and 4.

The spatial resolution of HIRS-2 is about 17 km at nadir, whereas the spatial resolution of MSU is about 110 km at nadir; the swath width is about 2400 km. At the time of the FASTEX campaign, there were two operational NOAA satellites. At low latitudes each satellite observes a point on the earth every 12 hours, but at high latitudes, overlap between swaths allows more frequent sampling.

The retrieval algorithm used to convert the TOVS (HIRS-2 and MSU) observations into atmospheric variables is the 3I algorithm. The 3I method developed at Laboratoire de Météorologie Dynamique has been extensively discussed in the literature, and, for a complete description of the method, the reader is referred to Chédin *et al.* (1985), and Scott *et al.* (1999). However, we give here an updated overview of the method, so

that our results may be more easily understood. The 3I method is a physical and statistical algorithm which determines temperature profiles from the surface up to 10 hPa as well as other atmospheric variables (cloud occurrence, cloud amount and height, total water-vapour content and relative humidities in three tropospheric layers...) which will not be discussed here. All variables are retrieved for rain-free areas in so-called ‘boxes’ of 100 by 100 km², resulting from a compromise between HIRS-2 and MSU spatial resolutions. The inversion of the radiative transfer equation is split into two steps: first, the observed clear column or “declouded” radiances are used to retrieve the ‘best’ initial guess solution. The procedure makes use of the previously defined TIGR dataset. It consists of 1761 situations carefully sampled out of 80000 by statistical methods and physical thresholds (Achard 1991; Escobar-Munoz 1993). Atmospheric transmissions, radiant energies and weighting functions for all HIRS-2 and MSU channels have been pre-calculated for every TIGR atmospheric situation (temperature and humidity profile) using the Automated Atmospheric Absorption Atlas (Scott et Chédin 1981) fast forward model. Moreover, these 1761 situations, depending on their virtual temperature profile, are clustered into five air-mass classes by a hierarchical ascending classification. One class corresponds to ‘tropical’ situations (warm tropospheric temperatures, high tropopause level), two to ‘mid-latitude’ situations, and two can be associated with ‘polar’ situations (rather cold tropospheric temperatures with surface inversions, low tropopause level). Given an observation, i.e. the HIRS-2 and MSU brightness temperatures, a distance between the observation and the gravity centre of each class in the TIGR dataset using HIRS-2 channel 3 and MSU channels 2, 3 and 4 is calculated in order to prescribe one of these air-mass types (hereafter called ‘tropical’, ‘mid-latitude’ 1 and 2, ‘polar’ 1 and 2, although they may not correspond to any classical meteorological definition of such air-masses) to this observation. The proximity recognition is then performed by comparing the observed or ‘declouded’ radiances (since most of the clouds directly affect the measured radiances, especially in the infrared domain and their influence must be removed) with the calculated radiances corresponding to each archived atmospheric situation belonging to the previously determined air-mass type. The mean of a few situations around the closest situation found this way is taken as the initial solution. In the second step, the deviations between the observation and the initial solution are minimized using a Bayesian-type direct estimation method.

(b) *Determination of the temperature of the lower stratosphere*

The choice of a good first guess around the tropopause is essential since errors introduced at this stage may not be removed by the technique which derives the retrieval from the first guess. Therefore, in the distance calculation, as explained in Chédin *et al.* (1985), not only are HIRS-2 and MSU channels used for the proximity recognition, but also the so-called TLS, which is supposed to represent the temperature around the tropopause and slightly above. TLS is obtained through a combination of five TOVS channels:

$$TLS = a_1 + a_2TBH_2 + a_3TBH_3 + a_4TBM_2 + a_5TBM_3 + a_6TBM_4 \quad (1)$$

where the regression coefficients, a_i , were derived from TIGR for all observing conditions (viewing angle, air-mass type, surface pressure to take into account elevated surfaces) and $TBH(M)_i$ is the brightness temperature of HIRS (MSU) channel i . The a_i determination was performed as follows: for each TIGR temperature profile, a TLS value is determined through a weighted average of temperatures within a given pressure range. Table 1 displays the pressure range corresponding to each class. While there is

TABLE 1. PRESSURE RANGE FOR THE DETERMINATION OF THE TEMPERATURE OF THE LOWER STRATOSPHERE, ACCORDING TO THE IMPROVED INITIALIZATION INVERSION AIR-MASS TYPE.

Air-mass class	Pressure range (hPa)
tropical	45-86
mid-latitude 1	162-276
mid-latitude 2	200-307
polar 1	223-381
polar 2	200-307

some overlapping in the considered pressure ranges for mid-latitude and polar classes, the tropical pressure range differs significantly. Once a TLS value has been ascribed to each TIGR profile, and since brightness-temperature values associated with each profile are also in TIGR, a_i are determined using Eq. (1) for all possible conditions (minimization of a least-square criterion). Due to the tropical pressure range difference, horizontal discontinuities in TLS are observed between tropical and mid-latitude air-mass types with a step which can reach 5K or more. No attempt has been made so far to cope with these discontinuities by using appropriate smoothing operators, since TLS is used for detecting upper-level structures for mid- and high-latitudes systems.

To take into account both the possible changes in instruments, the evolution over their lifetime and possible bias in the simulation of the brightness temperatures necessary for inverting the TOVS data, adjustment coefficients are calculated and used in the 3I algorithm. Their determination based on time and space collocations between TOVS measurements and radiosonde reports, makes use of a moving average on a basis of 3 months (Scott *et al.*, 1999). For the FASTEX campaign, these adjustment coefficients were calculated over the FASTEX area for a 6-month period including the experiment. Therefore the a_i coefficients are valid for all NOAA satellites.

This relationship provides TLS values with no bias and a standard deviation less than 1.9 K. The variations of the a_i regression coefficients were studied in detail. The influence of the air-mass type is clearly seen on Fig. 1 which displays, for each air-mass type the variation of the a_i coefficients for an observation at nadir, as a function of surface pressure (level 1 corresponds to a pressure of 1013 hPa, level 19 to 472 hPa). For HIRS-2 (Fig. 1(a)), values of the coefficients are in the range -1 to 4. They increase with decreasing surface pressure, except for tropical air masses. Coefficients are rather close for mid-latitude-2, polar-2 and mid-latitude-1 air-mass types, but much larger in the case of polar-1 air-mass type. In the case of HIRS-3 (Fig. 1(b)), values are between -5 and 1. Values decrease with decreasing surface pressure, with the exception of tropical air masses. Compared with the other channels used in TLS, MSU2 plays a minor role in the determination of TLS (Fig. 1(c)), with values in the range -1.6 to 0.3. This characteristic is an advantage, since MSU2 may be sensitive to extended precipitating clouds, while the other channels used in the regression are insensitive to clouds. This channel is, however, necessary for removing the influence of the lowest layers of the atmosphere. In the case of MSU3 (Fig. 1(d)) and MSU4 (Fig. 1(e)), coefficients are very close for all air-mass types, except again for tropical air, and the variations are monotonic (decreasing values with decreasing surface pressures).

Relative to the other effects, the effect of the viewing angle on the a_i coefficients is less important (not shown).

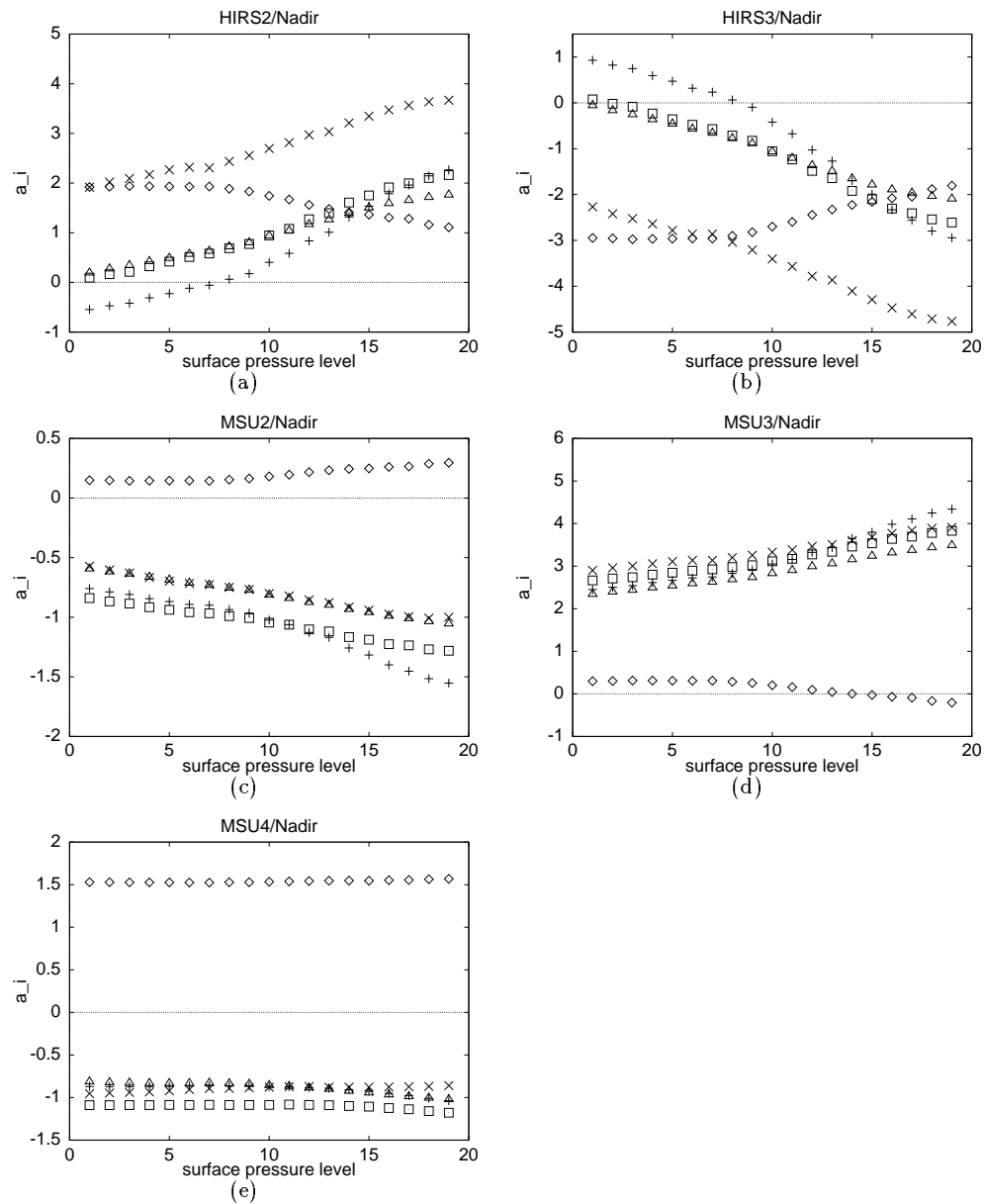


Figure 1. Variation of a_i coefficients for the TIROS-N (Television Infra-Red Observation Satellite) Operational Vertical Sounder (TOVS) channels used for the calculation of the temperature of the lower stratosphere as a function of air-mass and surface pressure for nadir conditions. Level 1 corresponds a surface pressure of 1013 hPa and level 19 to 472 hPa. The different curves on each diagram correspond to the different air-mass types: tropical (\diamond), mid-latitude 1 ($+$), mid-latitude 2 (\square), polar 1 (\times) and polar 2 (\triangle).

Since the channels involved in Eq. (1) have a different dynamical range, the respective contribution of each term was also investigated. The term (a_5TBM3) is about the same order of magnitude as the sum ($a_4TBM2 + a_6TBM4$). On average, the sum ($a_1 + a_2TBH2 + a_3TBH3$) represents, at most, 30% of the total.

As a conclusion, this study of the regression coefficients shows that each channel plays a non-negligible role in Eq. (1), and that additional information is provided by the TIGR data set.

So far, TLS was computed in boxes ($100 \times 100 \text{ km}^2$), but for the purposes of the study, we have developed a new version ($30 \times 30 \text{ km}^2$) where TLS is determined in HIRS-2 spots. An off-line calculation is performed just after the interpolation of MSU data into HIRS-2 spots and the air-mass classification. In this way, a better description of the temperature fields near the tropopause is obtained.

3. APPLICATION TO THREE INTENSIVE OBSERVATION PERIODS OF THE FASTEX CAMPAIGN

FASTEX was conducted in January and February 1997 to study the life-cycle of cyclones evolving over the North Atlantic Ocean and to improve the forecasting of them (Joly *et al.* 1997). Among the numerous scientific objectives of the campaign, an important

issue concerns the genesis mechanisms and, more specifically, the pre-existence of upper-level anomalies. The existence of 19 IOPs provides a large set of well documented synoptic situations. Three IOPs were chosen to illustrate possible applications of TLS. IOP 18, which corresponds to an explosive cyclogenesis characterized by a very well identified upper-level precursor, has received special attention. IOP 17 is a good example of frontal cyclogenesis (Joly *et al.* 1999; Cammas *et al.* 1999; Mallet *et al.* 1999a; Mallet *et al.* 1999b), while IOP 16 is a second-generation wave (Clough *et al.* 1998; Baehr *et al.* 1999). For the sake of concision, they are briefly described in this paper.

(a) Application to FASTEX intensive observation period 18: 19-24 February 1997

IOP 18 corresponds to an explosive cyclonic development associated with a marked upper-level precursor. The synoptic study shows a PV core in excess of 5.0 PV Units ($1 \text{ PVU} = 1 \times 10^{-6} \text{ K kg}^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) on the 304 K isentropic surface (not shown). It is the lowest tropopause height observed during FASTEX. When the upper-level precursor moves close to the cyclonic-shear side of an intensifying polar jet stream, the surface cyclogenesis appears. The surface vortex in the incipient stage shows up as a small closed circulation over the Labrador Sea (with a position of 58°N , 43°W and central pressure of 985 hPa at 12 UTC 22 February) associated with strong winds. It appears in a cold environment north of the synoptic baroclinic zone over the western Atlantic. On the next day at 00 UTC, it is situated south-east of Greenland (55°N , 30°W) and the central pressure is 975 hPa. Twelve hours later, the surface low has deepened by 15 hPa and is situated at 58°N , 25°W . A minimum pressure of less than 950 hPa is reached at 18 UTC 24 February.

(i) *Applicability of the temperature of the lower stratosphere in the description of upper-level dynamics.* To interpret the TLS fields of IOP 18, synoptically based diagnostics are extracted from the operational gridded analyses. Isobaric (300 hPa) wind and geopotential fields are used to describe the upper-level dynamics. Temperature fields on a lower-stratospheric surface fitting the shape of the dynamical tropopause (2 PVU, T-2pvu for short) are used to represent TLS fields.

It should be noted that the TLS method is designed to represent the temperature higher than the dynamic-tropopause level (2 PVU). However, the synoptic description uses T-2pvu fields to keep to the spirit of published works on upper-troposphere/lower-stratosphere dynamics. Note also that T-2pvu is not a conservative variable, which could be problematic when establishing the Lagrangian track of an upper-level precursor. However we have checked that the temperature cores of interest here are associated with potential temperature cores, the conservation of which is ensured.

Diagnostics are derived from the French operational ARPEGE model (Courtier *et al.* 1991) analysis (Météo-France). These analyses are obtained through the ARPEGE optimal-interpolation objective analysis scheme and have a spectral resolution of T149 with a 3.5 stretching factor, that provides a resolution of about 80 km near New Foundland. There are 27 hybrid levels in the vertical. The analyses are interpolated onto a polar stereographic conformal grid (75 km horizontal grid, 19 pressure levels ranging every 50 hPa from 1000 to 100 hPa). TOVS data provided by NOAA12 covering the period from 00 UTC 19 February to 00 UTC 24 February are considered.

(ii) *Interpretation of the temperature of the lower stratosphere fields.* Figures 2 and 3 display for 00 UTC 20 February, 12 and 18 UTC 21 February, and 12 UTC 22 February the geopotential heights and observed wind speed between 70 m.s⁻¹ and 100 m.s⁻¹ (shaded) at 300 hPa (Figs. 2(a), (c), (e) and (g)), the temperature on the 2PVU surface (Figs. 2(b), (d), (f) and (h)), TLS fields (Figs. 3(a), (c), (e) and (g)) and MSU3 brightness temperatures (Figs. 3(b), (d), (f) and (h)). These dates were chosen for two reasons: (i) to describe the synoptic evolution of IOP 18 and (ii) to have TOVS data with small time departure from ARPEGE analyses. During this 60-hour evolution the upper-level precursor is followed and a dynamical interpretation is performed.

- On 20 February at about 00 UTC, a trough, characterized by a warm area on the T-2pvu field (Fig. 2(b)), is present north-west of Hudson Bay (Fig. 2(a)). The structure of this local maximum of T-2pvu associated with isobaric cyclonically curved geopotential lines is defined as the upper-level precursor in the IOP 18 case. This upper-level precursor is long way north of the zonal polar jet stream (at about 50°N) and is embedded in a northerly confluent airflow. Over the region of the upper-level precursor, TLS field (Fig. 3(a)) displays a warm core located at 65°N, 95°W. MSU3 field (Fig. 3(b)) shows only a weak undulation but it does not isolate a temperature core over north-west of Hudson Bay. Another TLS warm region is located over eastern Great Lakes. It is associated with another trough (Fig. 2(a)) and with a local maximum on the T-2pvu field. The MSU3 field also displays a local maximum over this trough. Moreover, a local maximum in the TLS field at around 52°N, 60°W corresponds to a T-2pvu maximum over the same region on the polar-jet cyclonic-shear side. The location of a TLS field minimum (217 K) over the ridge at about 100°W agrees with a T-2pvu minimum (214 K). MSU3 field does not display these two features.
- At 12 UTC 21 February, the upper-level precursor has moved east of the Hudson Bay as indicated by the warm circular zone on the T-2pvu field (Fig. 2(d)) in the region of cyclonically curved geopotential lines at 300 hPa (Fig. 2(c)). The upper-level precursor is moving closer to the cyclonic-shear side of the polar jet stream in agreement with the geopotential field which shows a confluent episode (Figs. 2(a) and 2(c)). In this way, a marked jet streak appears along the polar jet over the Hudson Bay and the Great Lakes area. The strong gradient of temperature on the cyclonic-shear side of the polar jet (Fig. 2(d)) corresponds to the tropopause

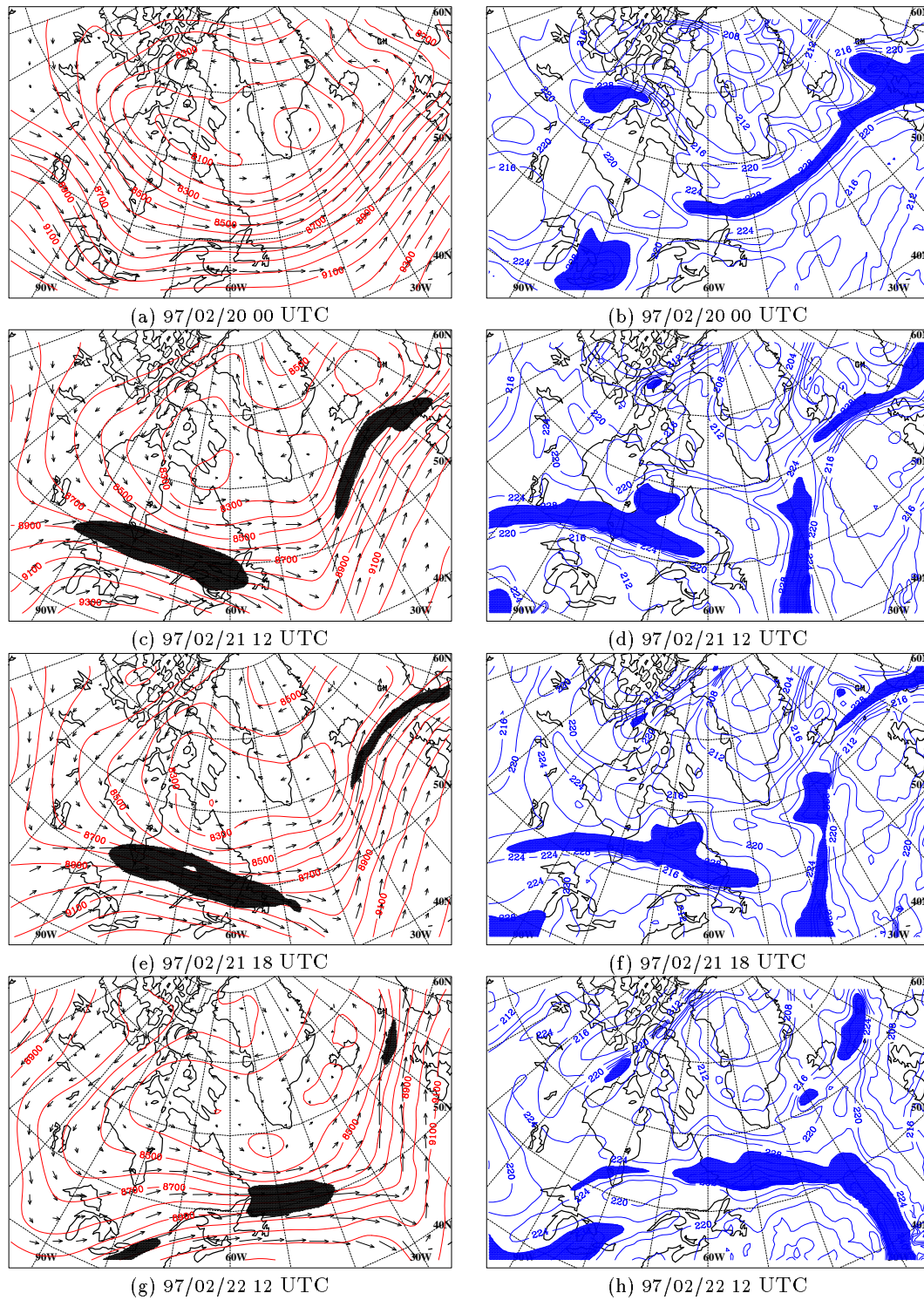


Figure 2. Geopotential height (m), wind arrows and wind isotach (shaded where excess of 70 m s^{-1}) at 300hPa ((a), (c), (e), (g)), and temperature (K) on the 2 potential vorticity unit ($1 \text{ PVU} = 1 \times 10^{-6} \text{ K kg}^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) surface (shaded where in excess of 228 K) ((b), (d), (f), (h)) for 00 UTC 20 February, 12 and 18 UTC 21 February and 12 UTC 22 February.

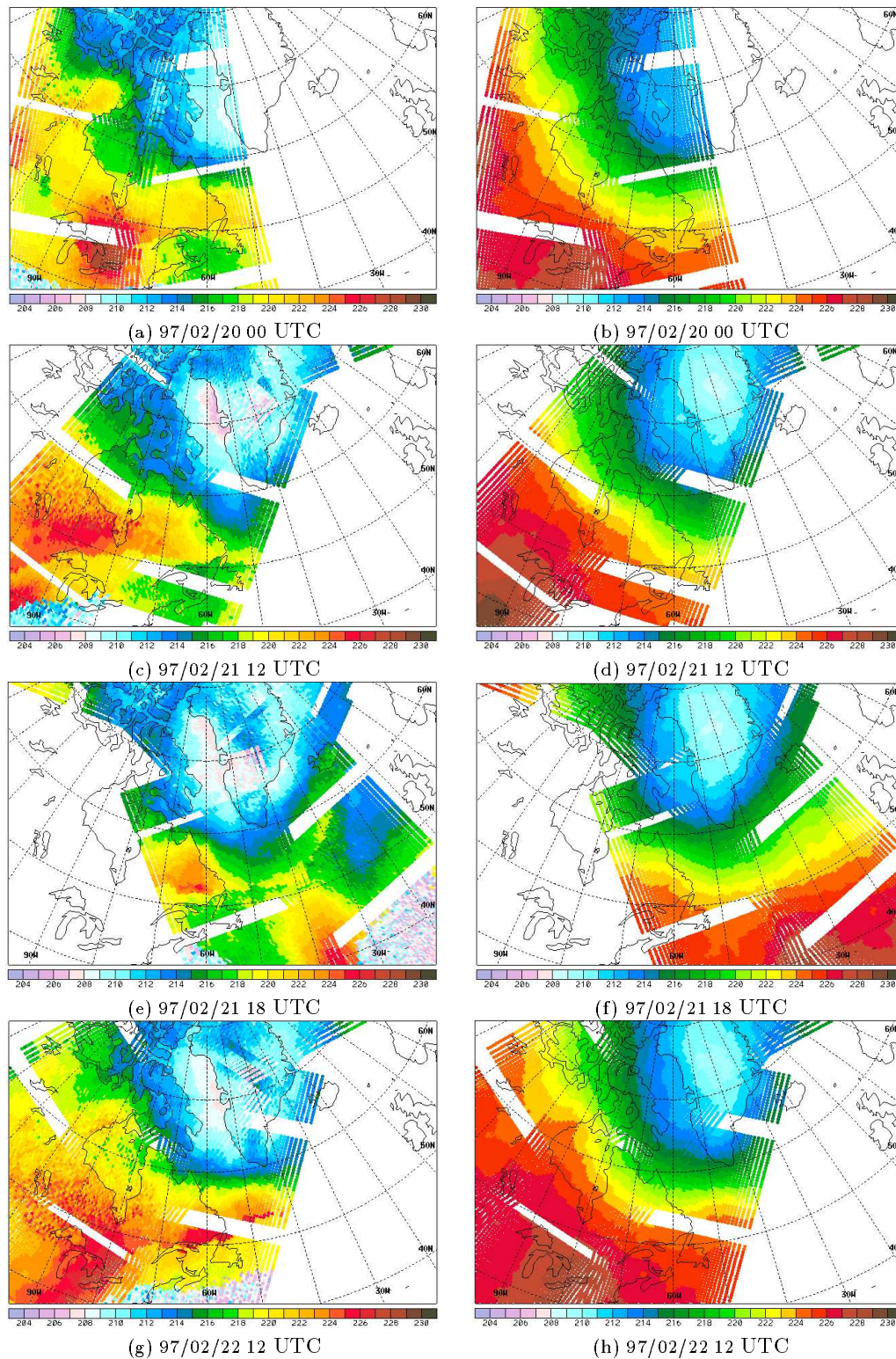


Figure 3. TIROS-N (Television Infra-Red Observation Satellite) Operational Vertical Sounder derived temperature of the lower stratosphere (K) ((a), (c), (e), (g)) and Microwave Sounding Unit channel-3 brightness temperature (K) ((b), (d), (f), (h)) for 00 UTC 20 February, 12 UTC and 18 UTC 21 February and 12 UTC 22 February.

break. Along this tropopause break there is a fair agreement between the T-2pvu and TLS fields (T-2pvu larger than 228 K and TLS larger than 225 K). Note, however, that the area of warm TLS values is more extended to the south, and that the gradients surrounding it are less steep. The MSU3 field (Fig. 3(d)) does not show any signature of the tropopause break. Over the region of the upper-level precursor a local maximum of TLS is present (55°N , 70°W with a maximum value of 222 K) while a wavy signature is hardly visible on the MSU3 field. It should be emphasized that with TLS at a spatial resolution of $100 \times 100 \text{ km}^2$, the discrimination between the upper-level precursor and the cyclonic shear-side of the polar jet stream is not possible.

- At 18 UTC 21 February, the polar jet streak gets its maximum intensity (Fig. 2(e), wind speed values over 100 m.s^{-1}). The upper-level precursor is still identified by the warm and somewhat circular zone of the T-2pvu temperature field (Fig. 2(f)) along the cyclonic-shear side of the jet streak (Fig. 2(e)). Again, TLS shows a warm core over the precursor zone (52°N , 61°W), while one can hardly discern a wave on the MSU3 field. The $100 \times 100 \text{ km}^2$ TLS does not exhibit such a clear maximum. East of New-Foundland at the longitude of Greenland, geopotential heights (Fig. 2(e)) show a synoptic trough associated with warm-core signatures on T-2pvu and TLS fields. Although the MSU3 field shows a wavy pattern over that region, it provides a much less easy way to detect this synoptic upper-level trough. Finally, the eastern part of the region of low tropopause, which has split into two parts under a ridge deformation effect on 21 February, finds a signature on both the T-2pvu and TLS fields (57°N , 30°W), but not on the MSU3 field.
- By 12 UTC 22 February, the polar jet streak has moved over the western Atlantic (Fig. 2(g)). Due to the intense horizontal shear over the northern edge of the jet streak, the circular warm core of the T-2pvu field has stretched along the flow (Fig. 2(h)). There, TLS exhibits a local maximum and the MSU3 field finally displays a well defined wave. This is the time period when the surface cyclogenesis triggers just down-shear of the latter upper-level feature as discussed later (Figs. 7 and 8).

Based on this study, it appears that the TLS field: (i) is qualitatively similar to T-2pvu and (ii) is more appropriate than the MSU3 field for tracking upper-level precursors before the triggering of surface cyclones.

(iii) *Quantitative comparisons between the temperature of the lower stratosphere and the ARPEGE temperature* Quantitative comparisons between TLS and the ARPEGE temperature at 7.5 PVU were performed for the whole area. This surface was chosen among other PV surfaces in the lower stratosphere on the basis of sensitivity tests applied to the IOP 18 case (bias and standard-deviation minimum). TOVS data and the analysed temperatures were selected to be within a time-space window of 1 hour and 100 km. Comparisons carried out independently of the air-mass type, are presented on Fig. 4 for the period 20 to 24 February. It is clear from this figure that the agreement between TLS and T-7.5pvu is better for larger temperature values. For T-7.5pvu lower than 205 K, TLS values are higher. This leads to a mean bias of 3.9 K, while the standard deviation is 4.4 K. When selecting only the points for which the 7.5 PVU surface is within the pressure range considered for the determination of TLS (Fig. 5), the mean bias decreases to 1.3 K, and the standard deviation to 2.1 K, which indicates a good

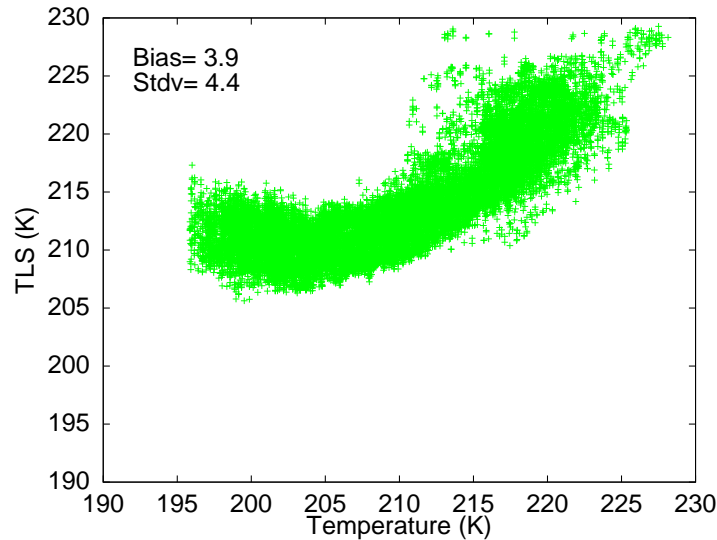


Figure 4. Comparison between the temperature of the lower stratosphere and 7.5 potential vorticity unit ($1\text{PVU} = 1 \times 10^{-6} \text{K kg}^{-1} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$) temperature for 00 UTC 20 February, 12 and 18 UTC 21 February and 12 UTC 22 February.

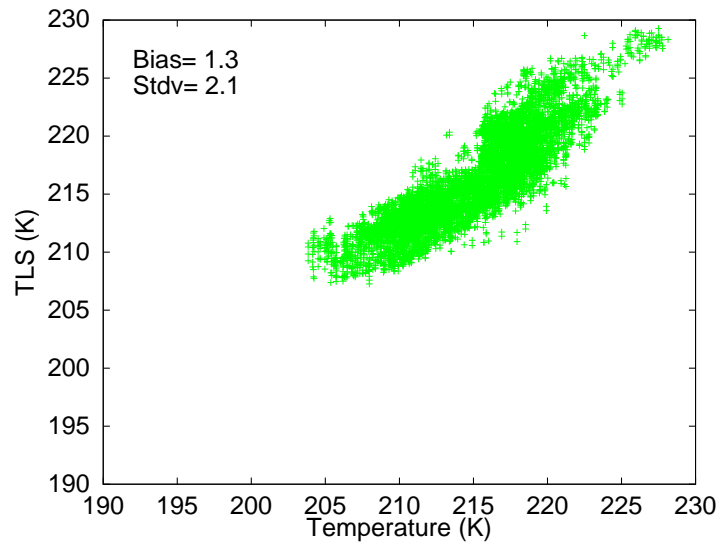


Figure 5. As in Figure 4 but only for points for which the 7.5 PVU surface pressure is within the pressure range of TLS.

agreement between the two products. These results are valid for the other two IOPs investigated in this study.

Based on the comparisons for different PV surfaces, a 'pseudo' TLS weighting function was determined and is presented Fig. 6. The maximum contribution is between 4 and 8 PVU, while the contribution of the troposphere is very low. Quantitative comparisons between TLS and T-7.5pvu are meaningful because it appears that TLS is representative of the thermal structure in the area 4-8 PVU, about 4 km above the

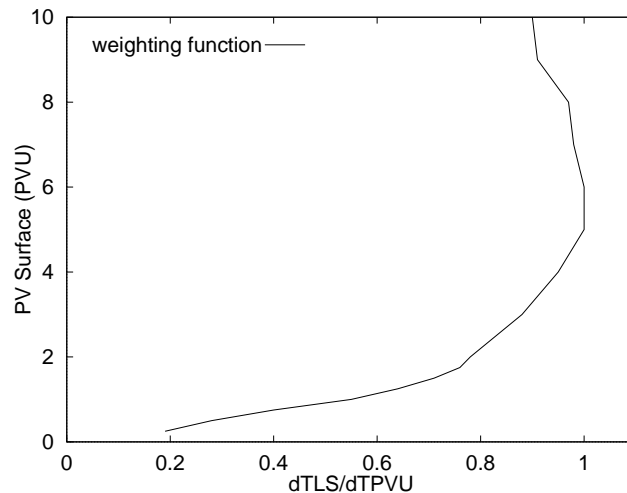


Figure 6. ‘Pseudo’ weighting function of the temperature of the lower stratosphere ($dTLS/dTPVU$). See text for further explanation.

tropopause. If TLS is to be employed as an indicator of the presence of a cyclogenesis precursor, an important question arises: can an anomaly visible on TLS and on other fields (like potential temperature) at the tropopause (such as T-2pvu) be involved in a tropospheric cyclogenetic process? This is a scaling question.

Consider the scale relationship given by Hoskins *et al.* (1985):

$$H \sim (f_{loc} P \rho g / \theta_0)^{1/2} L / N^2$$

where H and L are vertical and horizontal length scales, f_{loc} the local absolute vorticity, P the potential vorticity, ρ the density, g the gravity constant, θ_0 the reference potential temperature and N the Brunt-Väisälä frequency. Surface cyclogenesis is possible when the horizontal scale of a tropopause anomaly L is such that it corresponds to the depth of the troposphere, $H_t \sim 10$ km. Using standard values for the tropospheric parameters leads to $L \sim 952$ km. Now, will such an anomaly be ‘visible’ at 7.5 PVU, assuming that an average of $P \sim 5$ PVU can be used in the scaling to represent the lower stratospheric layer? The same formula is used, but with stratospheric parameters. One finds that $H_s \sim 5.3$ km $>$ 4 km (corresponding to the distance between the 2 and the 7.5 PVU surfaces), so the answer is positive. For each anomaly inducing a baroclinic interaction, a signature on the 7.5 PVU surface will also be observable.

(iv) *Applicability of the temperature of the lower stratosphere to the documentation of the cyclone life-cycle.* In order to assess the relevance of TLS as a diagnostic of the tropopause-level precursors, comparisons of trajectories of TLS-anomaly centre positions and T-2pvu maxima were performed. As can be seen in Fig. 7, which displays the trajectories between 00 UTC 21 February and 00 UTC 24 February, there is a good agreement between the two products during the whole lifetime of the upper-level precursor. Between 18 UTC 21 February and 09 UTC 23 February they are both situated upstream of the surface low, creating a favourable environment for a baroclinic development process of the surface low.

A comparison between the temporal evolution of the TLS maximum value and the surface low pressure clearly shows the reinforcement of the TLS amplitude when the

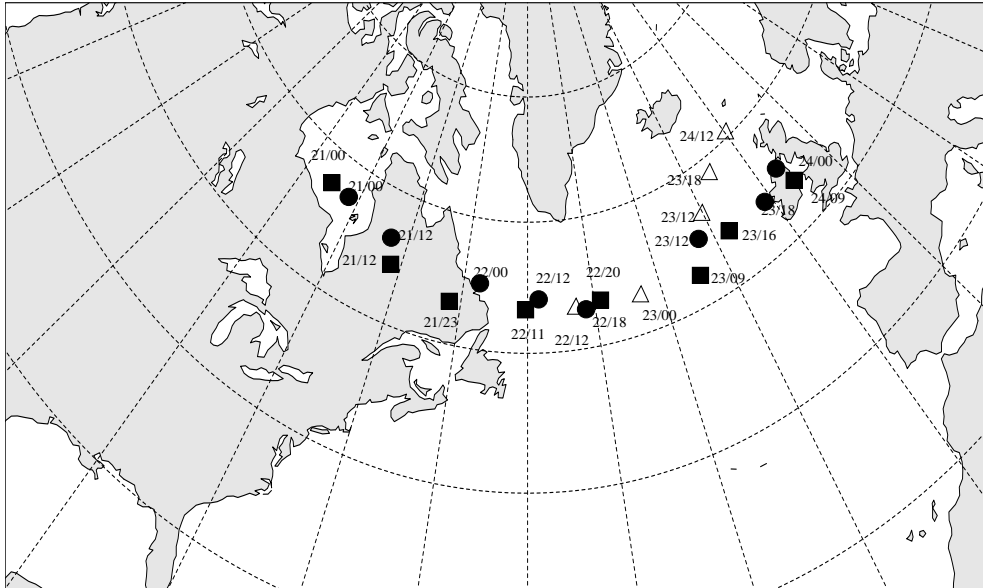


Figure 7. Comparisons of trajectories of (i) the temperature of the lower stratosphere (TLS) local maximum (square symbol), (ii) the 2.0 potential vorticity unit ($1\text{PVU} = 1 \times 10^{-6} \text{K kg}^{-1} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$) surface (T-2pvu) local maximum (circle symbol), and (iii) surface low centre (triangle symbol) between 00 UTC 20 February (20/00) and 00 UTC 24 February (24/00). T-2pvu local maxima and surface low centre locations are derived from 6-hourly Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle (ARPEGE) model analyses. Dates of TLS local maximum (asynoptic) may differ slightly from ARPEGE model analyses.

surface low rapidly deepens (Fig. 8). TLS values first increase from 19 February until 12 UTC 20 February, just before the beginning of the surface-low deepening, and then remain constant while the surface pressure during the same period decreases by less than 10 hPa. A significant TLS increase of about 5K is observed when the surface pressure decreases during a 30-hour period (from 00 UTC 22 February to 06 UTC 23 February); concurrently, the surface-low deepening rate exceeds 30 hPa, which satisfies the explosive-deepening criteria according to Sanders and Gyakum (1980). After 12 UTC 23 February, the surface low keeps on intensifying and TLS weakens. Reasons of this weakening could be as follows: (i) before this date, 3I spots considered for the comparison were classified as in mid-latitude-2 air-mass type, while after this date, they are mid-latitude-1 air-mass type; (ii) upper-level precursor may disappear in the final-phase development of the surface low when diabatic effects modify the tropopause dynamics.

As a conclusion, the rapid deepening of the surface low and the strengthening of the anomaly are coincident in time, in agreement with the coupling and joint development of surface and upper-level disturbances in this case.

(b) *Application to FASTEX intensive observation period 17: 16-20 February 1997*

The so-called 'FASTEX cyclone', IOP 17 frontal cyclone, is an especially well sampled event (Cammass *et al.*, 1999). IOP 17 cyclone is a frontal wave which triggers during a six-hour period (from 06 to 12 UTC on 17 February) along the baroclinic zone over the western Atlantic and develops into a 941 hPa surface low south of Iceland at 00 UTC 20 February. Two important particularities of the cyclone life-cycle are: (i) the indirect role of the upper-level precursor in maintaining a secondary surface low that is

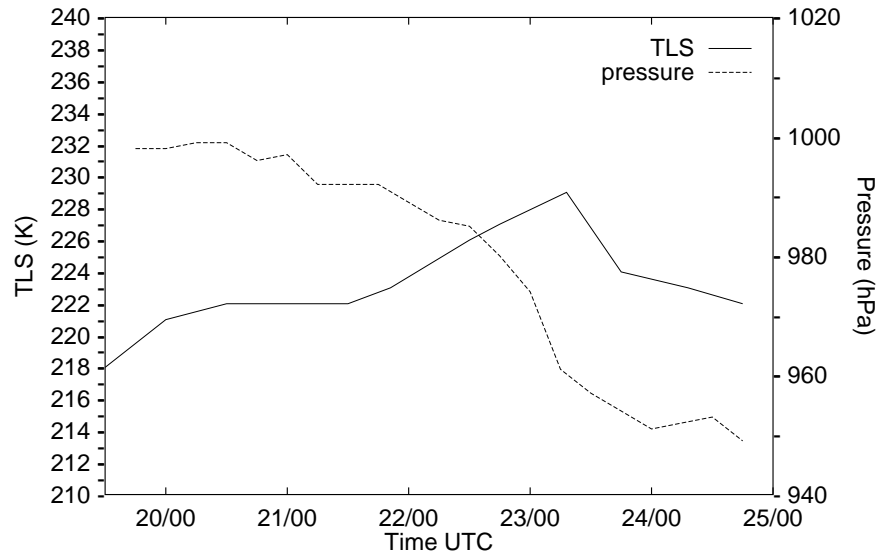


Figure 8. Time series of the temperature of the lower stratosphere (TLS) local maximum (K, solid line) and surface low centre pressure (hPa, dashed line) between 12 UTC 19 February and 18 UTC 24 February.

the true precursor of the IOP 17 surface low (Arbogast et Joly 1998; Mallet *et al.* 1999a), (ii) the baroclinic growth evolving towards a purely diabatic deepening regime (Cammass *et al.* 1999; Mallet *et al.* 1999b).

(i) *Applicability of the temperature of the lower stratosphere to the description of upper-level dynamics.* For this IOP, TOVS data from 10 UTC 16 February until 20 February are considered and are compared to T-2pvu fields.

- On 16 February at around 12 UTC (Figure 9(a)), two meso-scale warm regions of interest are present on T-2pvu fields: over the Great Lakes (47°N, 88°W) and south of the Great Lakes (35°N, 85°W). The southern one is more extended but less warm. These meso-scale features also appear on TLS fields at 40°N, 85°W and 33°N, 85°W (Figure 10(a)). MSU3 fields (Figure 10(b)) display only a large-scale undulation south of the Great Lakes (40°N, 85°W).
- On 17 February at around 00 UTC (Fig. 9(b)), the two areas of high T-2pvu tend to merge south-east of the Great Lakes: there are two local maxima, one located over Lake Erie (238 K) and the second one over South Carolina (240 K). The TLS field (Fig. 10(b)) focuses only over the northern one (225 K). At that time, MSU3 brightness temperatures (Fig. 10(c)) display just an undulation south-east of Great Lakes.
- On 18 February at about 00 UTC, the T-2pvu warm region has moved eastwards and presents a maximum centred at 37°N (Fig. 9(c)). South of New Scotland, two TLS maxima (Fig. 10(d)) are observed at 43°N (225 K) and at 37°N (although the second one is somewhat hidden, due to a calibration area). For MSU3, a closed warm anomaly appears in the undulation (Fig. 10(e)) at 37°N, 62°W. The colder area west and north-west of the Great Lakes has moved north-eastwards and is present in both satellite fields.

For this IOP also, MSU3 brightness temperatures are less powerful than TLS for tracking upper-level features, especially before and during the incipient stage of the

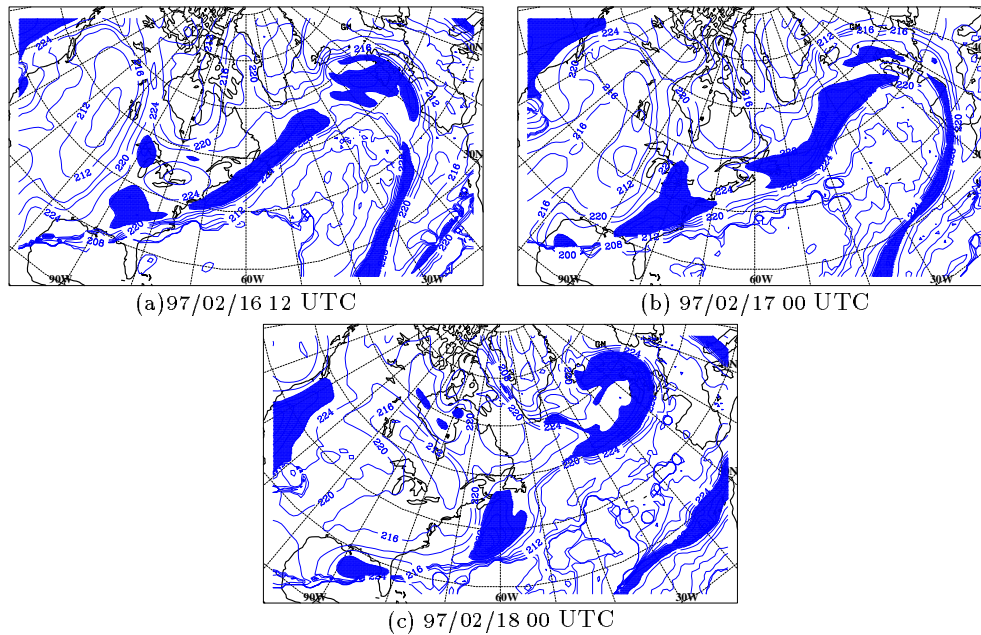


Figure 9. Temperature (K) on the 2 potential vorticity unit ($1\text{PVU} = 1 \times 10^{-6} \text{K kg}^{-1} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$) surface (shaded where in excess of 228 K) for (a) 12 UTC 16 February, (b) 00 UTC 17 February and (c) 00 UTC 18 February.

surface low: TLS fields show, as early on as 16 February, a closed anomaly while, during this period, MSU3 fields show only a large undulation.

(ii) *Applicability of the temperature of the lower stratosphere to the documentation of the cyclone life-cycle.* Figure 11 displays the trajectories of TLS anomaly centres and local T-2pvu maxima deduced from the ARPEGE model between 12 UTC 16 February and 00 UTC 20 February. In addition, the position of the surface low is superimposed. At 00 UTC 17 February, both TLS and T-2pvu fields show maxima centred over the Great Lakes. At 12 UTC 17 February (see symbols encapsulated in the area labelled A), the upper-level anomaly (either TLS or T-2pvu) is situated far upstream from the surface low. This agrees with the indirect role played by the upper-level precursor in triggering the surface low (Arbogast and Joly 1998; Cammas *et al.* 1999; Mallet *et al.* 1999a). Later, the upper-level precursors remain far from the surface low (B). It corresponds to the phase where the deepening regime is diabatic (Mallet *et al.*, 1999b). Finally, during the reintensification of the low at 06 UTC the 19 February (C) (see below), the precursor and the surface low are closer. This comparison shows the possibility of using the position of the maximum of TLS relative to the surface low for documenting the different steps of the cyclone life-cycle.

The temporal evolutions of TLS maximum value and surface pressure clearly show that the anomaly was present and its amplitude increasing before the formation of the surface low (Fig. 12). Until 12 UTC 17 February (corresponding to the end of the cyclogenesis initiation stage), TLS amplitude increases. Between 12 UTC 17 February and 06 UTC 19 February, the maximum in TLS decreases, whereas the low deepens. This weakening may correspond to the change of the air-mass classification of the spots (before the 17 February in the evening, they were classified as mid-latitude-2 air-mass, and after 18 February in the morning, they are mid-latitude-1 air-mass type) and to the end of the baroclinic interaction and the beginning of the diabatic-heating

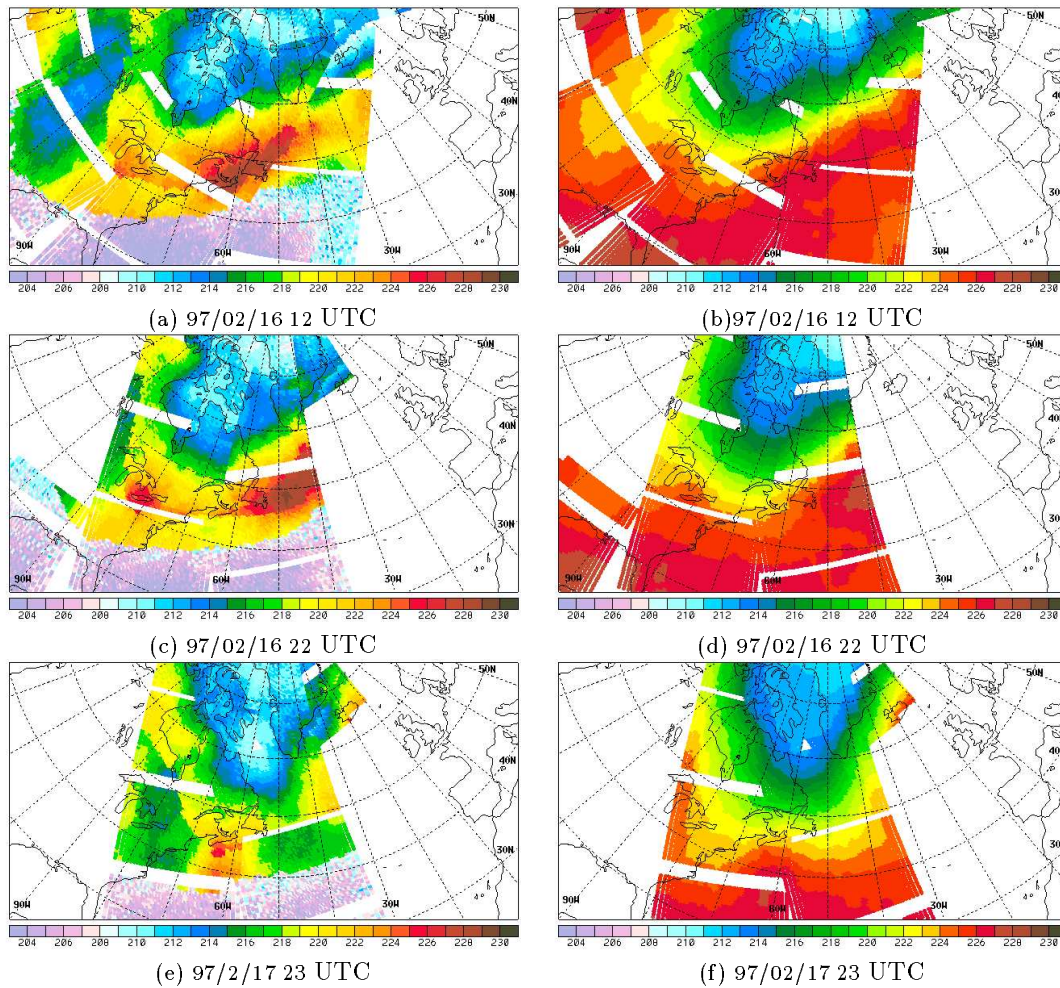


Figure 10. TIROS-N (Television Infra-Red Observation Satellite) Operational Vertical Sounder derived temperature of the lower stratosphere (K) ((a), (c), (e)) and Microwave Sounding Unit channel-3 brightness temperature (K) ((b), (d), (f)) for 12 UTC 16 February, 22 UTC 16 February and 23 UTC 17 February.

interaction (Cammass *et al.* 1999; Mallet *et al.* 1999b). Later, there is again an increase in TLS (independently of the air-mass classification), and this corresponds to the period for which the deepening of the low is the most important.

(c) *Application to FASTEX intensive observation period 16: 17-18 February 1997*

The low of the IOP 16 develops on a frontal zone located over the Atlantic Ocean. This secondary wave moves fast and deepens rapidly. A distinct dry intrusion was observed through the multiscale sampling area. The rapid deepening is due to the wave moving close to the parent low. The secondary low formed at the surface at 00 UTC 17 February (49°N , 37°W), reaches its maximal deepening of -20 hPa in 6 hours at 06 UTC 17 February (52°N , 25°W). It grows by baroclinic interaction during the 12 hours from 18 UTC 17 February and then the low joins the cyclonic circulation of the high latitudes (A. Joly, personal communication). A minimum central pressure of 943 hPa is reached at 06 UTC 18 February.

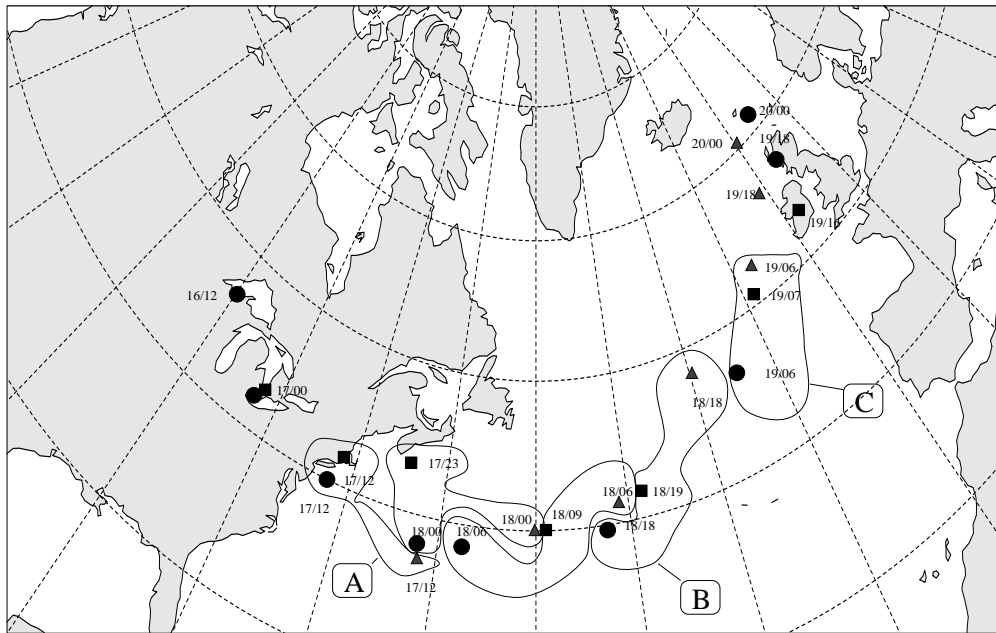


Figure 11. Same as Fig. 7, but between 12 UTC 16 February and 00 UTC 20 February.

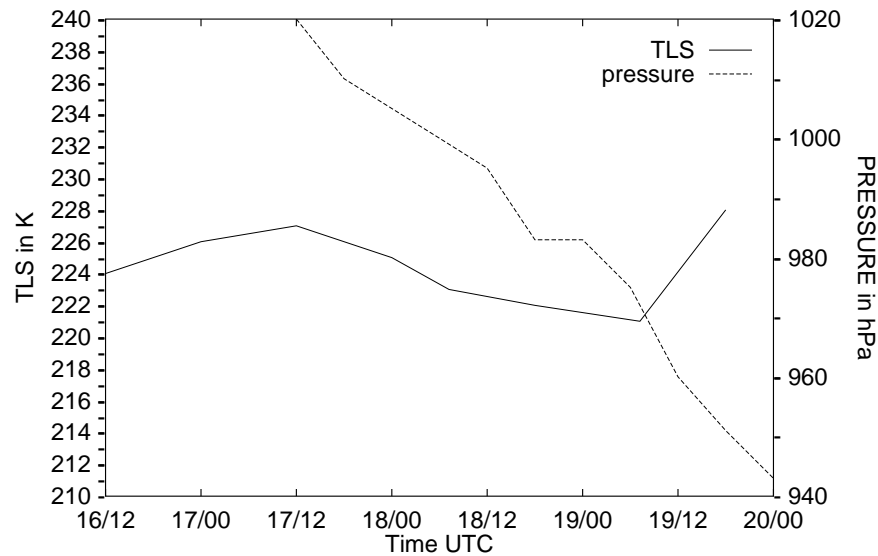


Figure 12. Same as Fig. 8, but between 12 UTC 16 February and 00 UTC 20 February.

(i) *Applicability of the temperature of the lower stratosphere to the description of upper-level dynamics.* TOVS data for the period ranging from 00 UTC 15 February to 00 UTC 19 February are considered for studying this IOP. As for IOP 17, T-2pvu, TLS and MSU3 fields are analysed concurrently.

Of special interest is the fact that the TLS anomaly appears as early on as 00 UTC 15 February (not shown) to the south-west of the Great Lakes as a rather large area with

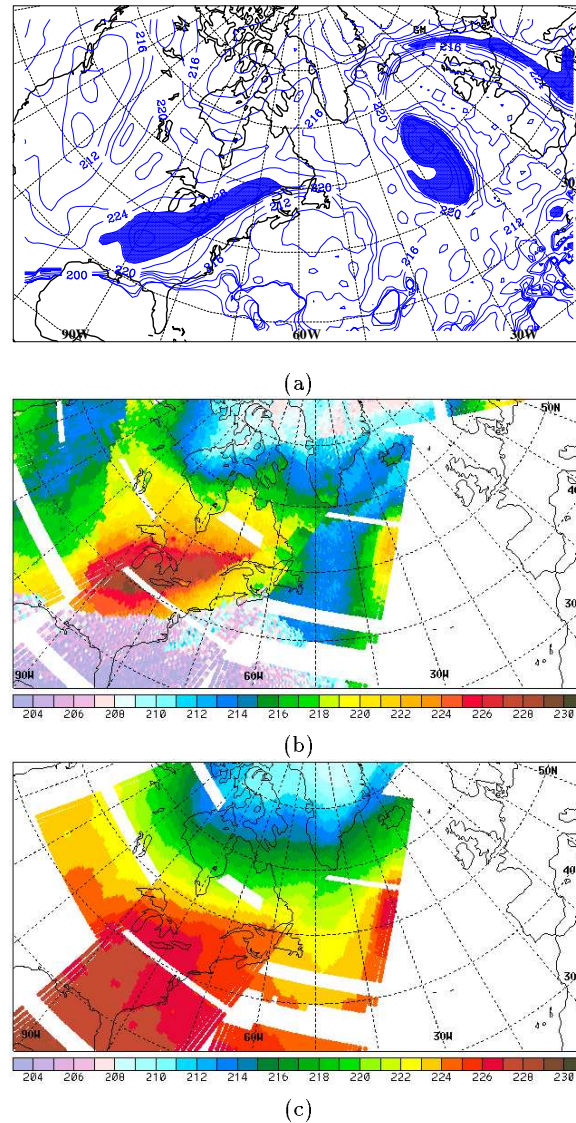


Figure 13. (a) Temperature (K) on the 2 potential vorticity unit ($1\text{PVU} = 1 \times 10^{-6}\text{K kg}^{-1} \text{m}^2\text{s}^{-1}$) surface (shaded where in excess of 228 K), (b) TIROS-N (Television Infra-Red Observation Satellite) Operational Vertical Sounder derived temperature of the lower stratosphere (K) and (c) Microwave Sounding Unit channel-3 brightness temperature (K) for 12 UTC 15 February.

values greater than 227 K. This feature is corroborated by the T-2pvu field (not shown) which exhibits a maximum over the same area. At 12 UTC 15 February (Fig. 13(b)), the extent of the TLS anomaly has increased, the region where values are higher than 227K covers the southern part of the Great Lakes and spreads from 70W to 90W. Note that the low-resolution TLS does not provide such a clear structure, but exhibits several maxima. T-2pvu displays a similar zone of large values (Fig. 13(a)). Conversely, MSU3 brightness temperatures show a steep gradient over the same area (Fig. 13(c)), illustrating clearly in this case too, the advantage of TLS on MSU3 for diagnosing upper-level anomalies. As time passes, the TLS and the T-2pvu anomalies

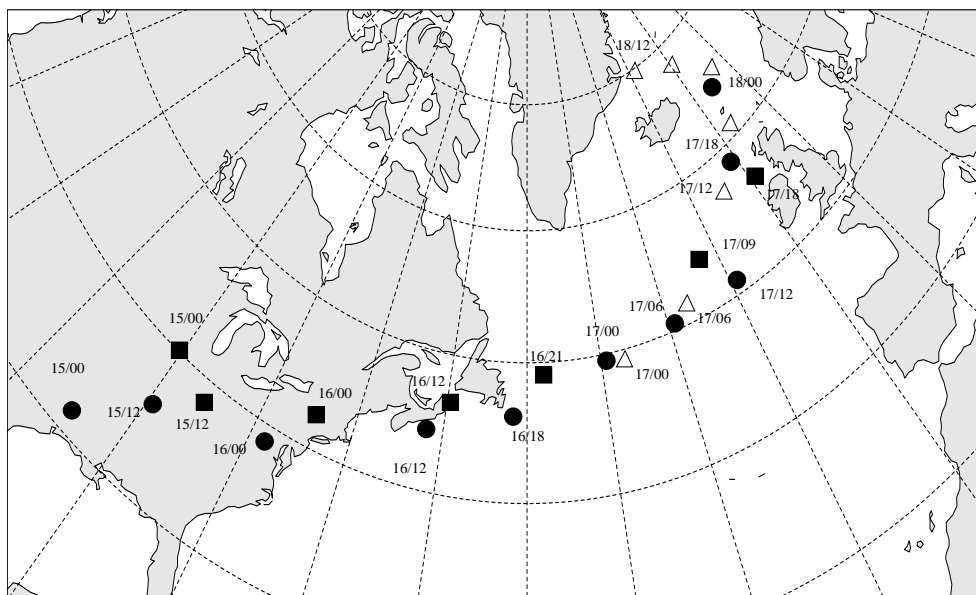


Figure 14. Same as Fig. 7, but between 12 UTC 16 February and 12 UTC 18 February.

move eastwards as can be seen on Figs. 10 and 9(a) for 12 UTC 16 February. The remarks above are still valid, with a remarkable agreement between TLS and T-2pvu and the inability of MSU3 field to show any evidence of a precursor. In addition, a sharp thermal gradient, located over the cyclonic shear side of the upper-level jet stream can be observed on both TLS and T-2pvu fields. Later on, i.e. when the surface low is in the incipient and developing stages (after 00 UTC 17 February), TLS anomalies can still be seen, but for this period, the advantage of TLS over MSU3 brightness temperature is less decisive than before.

(ii) *Applicability of the temperature of the lower stratosphere to the description of the cyclone life-cycle.* Fig. 14 displays TLS anomaly centres and T-2pvu features involved in the initiation, the triggering and the development of the surface low between 00 UTC 15 February and 12 UTC 18 February. There is a good overall agreement between TLS and T-2pvu maxima; their positions tend to be closer as time passes. Their location, relative to the one of the frontal wave, suggests that they trigger the surface development.

The temporal evolution of TLS maximum value and surface pressure (not shown) indicates quasi-steady maximum values for TLS until 00 UTC 17 February, followed by a slight increase. For this situation, the interest of TLS is therefore more qualitative than quantitative.

4. SUMMARY

In this study, the degree of reliability of TLS, as derived from TOVS measurements, for describing thermal variations around the tropopause, was assessed. TLS is obtained through a combination of brightness temperatures from five infrared and microwave TOVS channels weighted by a set of regression coefficients obtained from the TIGR data set. In the first step, an increased horizontal-resolution determination of this variable was developed ($30 \times 30 \text{ km}^2$ instead of $100 \times 100 \text{ km}^2$), in order to be able to detect small-scales features. Then, the contribution of each channel and the coefficients used in

the determination were carefully analysed, so that the role of each channel was assessed. While, as expected, MSU3 plays the major role, the other channels are also significant (see below, impact of HIRS-2 channels).

TLS variations were studied for three FASTEX IOPs, conducted over the northern Atlantic in January and February 1997. A case of cold-air cyclogenesis (IOP 18), a case of frontal cyclogenesis (IOP 17), and a second-generation wave (IOP 16) were investigated. These three IOPs were chosen sufficiently different to illustrate the wide range of applications of TLS. For the three cases, TLS fields were carefully analysed, and local maxima tracked. We showed the presence of maxima in TLS before the formation of any low at the surface, indicating that TLS can be used to detect upper-level precursors. For the three cases, TLS fields shows more variability than MSU3 due to better spatial and vertical resolution. TLS anomalies appear generally earlier and are more intense than MSU3 anomalies. An important result is that TLS fields show closed anomalies, while often MSU3 displays only steep gradients. This comes from the ancillary information provided by HIRS-2 channels and, to a certain extent, from TIGR through the regression coefficients. This peculiarity enables the amplitude of the TLS anomaly to be followed, which is important in itself, as illustrated by the comparative temporal evolution of the low surface pressure and the maximum in TLS. It shows in some cases: (i) before the triggering phase of the low, an increase of TLS values, and (ii) during the development phase, a good coincidence between the increase of TLS values and the deepening of the low in case of surface/upper-level interactions.

In addition, global comparisons with synoptically based diagnostics (T-2pvu, wind and geopotential height at 300 hPa) show that TLS fields allow the detection of other upper-level structures such as troughs, ridges and tropopause breaks along the cyclonic-shear side of an upper-level jet.

When looking at TLS anomaly centre positions, and T-2pvu core trajectories, a good agreement is generally found. The position of the anomaly maximum relative to the surface low is informative about the processes that govern its development.

Quantitative comparisons of TLS and the temperature deduced from ARPEGE for different PVU surfaces, indicate that, quantitatively, TLS is good indicator of the temperature between 4 and 8 PVU (i.e. in the layer 1-4.5 km above the tropopause).

The current practice of forecasting has transformed the forecaster into a decision-taker: he does not perform the forecast but he has to assess the reliability of numerical scenarios proposed to him. The comparison with information other than that obtained from numerical suites is a critical step in this assessment. Parameters such as TLS are needed to make this part of the work as objective as possible.

Finally, the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) now on-board the NOAA satellites (replacement of MSU and SSU) significantly increases the remote-sensing capabilities for temperature retrievals both in term of horizontal and vertical resolution: it consists of twenty channels with a horizontal resolution of 45 km at nadir. A study conducted before the launch of AMSU showed that the accuracy of the TLS regression using only a combination of AMSU channels was significantly increased. This emphasizes the future capability of TLS for detecting upper-level structures.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors wish to express their thanks to Alain Joly and Jean-Pierre Chaboureau for several helpful discussions that improved this paper. FASTEX has been supported by the Programme Atmosphère et Océan à Moyenne Echelle (PATOM) of the Institut National des Sciences de l'Univers under contracts 97/02 and 98/17, by the European Commission under contract ENV4-CT96-0322.

REFERENCES

- Achard V. 1991 Trois problèmes clés de l'analyse 3D de la structure thermodynamique de l'atmosphère par satellite : mesure du contenu en ozone; classification des masses d'air; modélisation 'hyper' rapide du transfert radiatif. PhD dissertation (in French), Université Paris VI, Available from Laboratoire de Météorologie Dynamique, Ecole Polytechnique, 91128 Palaiseau Cedex, France
- Arbogast, P. and Joly, A. 1998 Precursor identification of a cyclogenesis. *C. R. Acad. Sc. Paris/Earth and Planetary Sciences* **326**, 227–230
- Baehr, C., Pouponneau, B., Ayrault, F. and Joly, A. 1999 Dynamical characterization and summary of the FASTEX cyclogenesis cases. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **125**, 3469–3494
- Cammas, J.-P., Pouponneau, B., Desroziers, G., Santurette, P., Joly, A., Arbogast, P., Mallet, I., Caniaux, G., Mascart, P., and Shapiro, M. A. 1999 FASTEX IOP 17 cyclone: Introductory synoptic study with field data. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **125**, 3393–3414
- Chédin, A., N. A. Scott, C. Wahiche and P. Moulinier 1985 The Improved Initialization Inversion method : a high resolution physical method for temperature retrievals from the TIROS-N series. *J. Clim. Appl. Meteor.*, **24**, 124–143
- Clough, S. A., Lean, H., Roberts, N. and Forbes, R. M. 1998 Observations and model simulations of the FASTEX IOP 16 frontal wave. Effects of sublimation. Internal report, JCMF.
- Courtier, P., Freydl, C., Geleyn, J.-F., Rabier, F. and Rochas, M. 1991 The ARPEGE Project at Météo-France. *ECMWF Seminar Proceedings*, **7**, 193–231
- Escobar-Munoz, J. 1993 Base de données pour la restitution de paramètres atmosphériques à l'échelle globale ; étude de l'inversion par réseaux de neurones des données des sondeurs verticaux atmosphériques satellitaires présents et à venir PhD dissertation (in French), Université Paris VII, Available from Laboratoire de Météorologie Dynamique, Ecole Polytechnique, 91128 Palaiseau Cedex, France
- Hirschberg, P. A. and Fritsch, J. M. 1991a Tropopause undulations and the development of extratropical cyclones. Part 1: Overview and observations from a cyclone event *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 496–517
- Hirschberg, P. A. and Fritsch, J. M. 1991b Tropopause undulations and the development of extratropical cyclones . Part 2: Diagnostic analysis and conceptual model. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 518–550
- Hirschberg, P. A., Parke, M. C., Wash, C. H., Mickelinc, M., Spencer, R. W. and Thaler, E. 1997 The usefulness of MSU3 analyses as a forecasting aid: A statistical study. *Weather and Forecasting*, **12**, 324–346
- Hoskins, B., McIntyre, M., and Robertson, A. 1985 On the use and significance of isotropic potential vorticity maps. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **111**, 877–946
- Joly, A., Browning, K., Bessemoulin, P., Cammas, J.-P., Caniaux, G., Chalon, J.-P., Clough, S. A., Dirks, R., Emanuel, K. A., Eymard, L., Gall, R., Hewson, T. D., Hildebrand, P. H., Jorgensen, D., Lalaurette, F., Langland, R. H., Lemaitre, Y., Mascart, P., Moore, J. A., Persson, P. O., Roux, F., Shapiro, M. A., Snyder, C., Toth, Z., and Wakimoto, R. M. 1999 Overview of the field phase of the Fronts and Atlantic Storm-Track experiment (FASTEX) project. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **125**, 3131–3163
- Joly, A., Jorgensen, D., Shapiro, M. A., Thorpe, A. J., Bessemoulin, P., Browning, K. A., Cammas, J.-P., Chalon, J.-P., Clough, S. A., Emanuel, K. A., Eymard, L., Gall, R., Hildebrand, P. H., Langland, R. H., Lemaitre, Y., Lynch, P., Moore, J. A., Persson, P. O., Snyder, C., and Wakimoto, R. M. 1997 The Fronts and Atlantic Storm-Track Experiment (FASTEX): Scientific Objectives and Experimental Design. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**(9), 1917–1940

- Mallet, I., Arbogast, P., Baehr, C., Cammas, J.-P. and Mascart, P. 1999a Effects of a low level precursor and frontal stability on cyclogenesis during FASTEX IOP 17. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **125**, 3415–3437
- Mallet, I., Cammas, J.-P., Mascart, P. and Bechtold, P. 1999b Effects of cloud diabatic heating on the FASTEX cyclone (IOP 17) early development. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **125**, 3439–3467
- Sanders, F. and Gyakum, J. R. 1980 Synoptic-dynamic climatology of a bomb. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1589–1606
- Scott, N. A. and Chédin, A. 1981 A fast line-by-line method for atmospheric absorption computations: the Automatized Atmospheric Absorption Atlas. *J. Clim. Appl. Meteor.*, **20**, 802–812
- Scott, N. A., Chédin, A., Armante, R., Francis, J., Stubenrauch, C., Chaboureau, J.-P., Chevallier, F., Claud, C. and Cheruy, F. 1999 Characteristics of the TOVS Pathfinder PATH-B Dataset. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **80**, 2679–2701
- Shapiro, M. A., Krueger, A. J. and Kennedy, P. J. 1982 *Nowcasting the position and intensity of jet streams using a satellite total ozone mapping spectrometer*. In Browning, K., editor, *Nowcasting*, pages 137–145. Academic Press
- Smith, W. L., Woolf, H. M., Hayden, C. M., Wark, D. Q. and McMillin, L. M. 1979 The TIROS-N Operational Vertical Sounder. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **60**(10), 1177–1187
- Spencer, R. W., Lapenta, W. M. and Robertson, F. R. 1995 Vorticity and vertical motions diagnosed from satellite deep-layer temperatures. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1800–1810
- Uccellini, L. W., Keyser, D., Brill, K. F. and Wash, C. H. 1985 The President's Day cyclone of 18–19 February 1979: Influence of upstream trough amplification and associated tropopause folding on rapid cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 962–988
- Velden, C. 1992 Satellite-based microwave observations of tropopause-level thermal anomalies: qualitative applications in extratropical cyclone events. *Weather and Forecasting*, **7**, 669–682

3.5 Analyse des tempêtes de décembre 1999

À la fin de décembre 1999, deux tempêtes se sont succédées sur la France entraînant de nombreuses victimes et d'énormes dégâts. La première est passée sur le Nord de la France en fin de nuit du 25 décembre et début de matinée du 26 décembre tandis que la deuxième a eu une trajectoire un peu plus au sud dans la nuit du 27 au 28.

Les trajectoires de ces tempêtes ont été rendues possibles par la présence d'un courant-jet d'altitude traversant tout l'Océan Atlantique et s'étendant beaucoup plus à l'est qu'à la normale. Cette position exceptionnelle du jet a été établie en concomitance avec le passage de deux dépressions beaucoup moins dévastatrices les jours précédant la première tempête. La première tempête est née d'une interaction avec une structure d'altitude mais cette interaction cesse et cette dépression est propagée sans connaître de creusement en travers de l'Atlantique. Puis la dépression se réintensifie en passant au nord du courant-jet. La seconde tempête correspond à une dépression où l'interaction avec une structure d'altitude est bien identifiée.

Seul NOAA 14 étant en orbite pendant cette période, nous avons donc traité les données de ce dernier pour la période du 23 au 28 décembre inclus, ce qui correspond à un passage sur la zone d'intérêt toutes les 12 heures environ. Bien que le 3DVAR ait été encore opérationnel à Météo-France, nous avons également à notre disposition les champs ARPEGE issus d'une réanalyse 4DVAR de la période du 23 au 28 décembre 1999. La réanalyse 4DVAR a permis d'obtenir une meilleure analyse (comparée aux observations) de la situation météorologique. L'analyse de la situation météorologique a été faite à partir du site internet consacré aux tempêtes de l'équipe RECYF du CNRM/GMME (http://www.cnrm.meteo.fr/fastex/recyf_temp/index.html). Ce site propose en particulier une explication à la formation des deux tempêtes de la fin décembre 1999.

3.5.1 Description synoptique du 23 au 25 décembre 1999.

Lors de la période du 23 décembre au 25 décembre 1999, le courant-jet s'est établi en travers de l'Océan Atlantique reliant ainsi la côte est des États-Unis à l'Europe occidentale.

La figure 3.8 présente pour le 23 décembre à 6 h, le champ de TLS (4h50 à 10h15) (a), la pression de surface (b), le champ de vent à 2 pvu (c), les champs de température sur la 2 pvu (T2pvu par la suite) et le tourbillon (en pointillé) à 850 hPa (d). Tandis que sur l'est de l'Atlantique nous observons des températures plutôt froides sur le champ de TLS (210-214 K), il existe deux bandes de maxima de TLS, l'une (B1) se trouvant au sud de la côte est de États-Unis avec des valeurs supérieures à 226 K, l'autre (B2) située à l'ouest de la Baie d'Hudson le long du méridien 95°W. La première bande B1 correspond au côté cyclonique du courant-jet positionné sur l'Océan Atlantique (Fig. 3.8c). Ce courant-jet

qui s'étend entre 35°N 90°W et 50°N 40°W présente des valeurs supérieures à $90\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. La deuxième bande correspond au côté cyclonique d'un autre courant-jet situé à l'ouest de la Baie d'Hudson et dont les valeurs sont plus faibles. À l'extrémité nord-est de la bande B1 (vers 52°N et 26°W), nous trouvons un maximum de TLS de 223 K (D1). Cette anomalie correspond à un noyau chaud de température sur la 2 pvu (236K) en altitude et à une dépression en surface D1 signalée par un noyau de tourbillon à 850 hPa positionné à 54.2°N 26.2°W (Fig. 3.8d), et par une pression minimale de surface de 972.6 hPa située à 54.3°N et 26.4°W (Fig. 3.8b).

L'après-midi (Fig. 3.9a, 15h à 23h30), l'anomalie de TLS (D1, 223 K) s'est déplacée de 10° vers l'est, suivie par la bande de fortes valeurs de TLS. Cette anomalie a suivi la trajectoire de la dépression de surface qui s'est déplacé à 57.1°N 15.4°W en se creusant de près de 10 hPa (962.8 hPa) (Fig. 3.9b). Nous pouvons observer que le noyau chaud de température sur la 2 pvu s'est également déplacé vers l'est en diminuant de 4 K (Fig. 3.9d). Il correspond à la composante d'altitude de la dépression. Le courant-jet (Fig. 3.9c) a progressé vers l'est jusqu'à environ 50°N 40°W et la signature du côté cyclonique de celui-ci est signalée par l'extension de la bande B1 de TLS vers l'est. Cette bande est plus resserrée au sud-ouest de Terre Neuve (57°N , 60°W). L'extrémité de cette bande (D2) correspond à la composante d'altitude d'une deuxième dépression traversant l'Atlantique. Cette extrémité est également trouvée sur le champ de T2pvu (D2).

Le 24 décembre au matin (Fig. 3.10a), la bande chaude de TLS est plus étroite que les jours précédents et atteint 20°W . Les maxima se situent au sud du Groenland (49°N 40°W) et au sud des Grands Lacs (230 K , 39°N 86°W). Nous observons des resserrements de la bande chaude de TLS au sud de l'Islande à 55°N 20°W , au dessus de Terre Neuve (58°N - 55°W). Au sud-ouest de l'Irlande, nous observons la signature en altitude de la dépression D2 signalée par une onde non fermée (Fig. 3.10b). Le courant-jet d'altitude s'est renforcé (Fig. 3.10c) et se trouve en travers de l'Océan Atlantique.

En conclusion, TLS permet donc de rendre compte de l'établissement du jet en travers de l'Atlantique par le passage successif de deux dépressions pendant la période du 22 au 24 décembre 1999. Ces deux dépressions possèdent une signature en altitude signalée par un maximum isolé sur le champ de TLS. Nous observons que pendant que le courant-jet se renforce, la bande de valeurs élevées de TLS devient plus étroite. Une importante chute de tropopause est observée le long du côté cyclonique du courant-jet liée aux vitesses de vent le caractérisant.

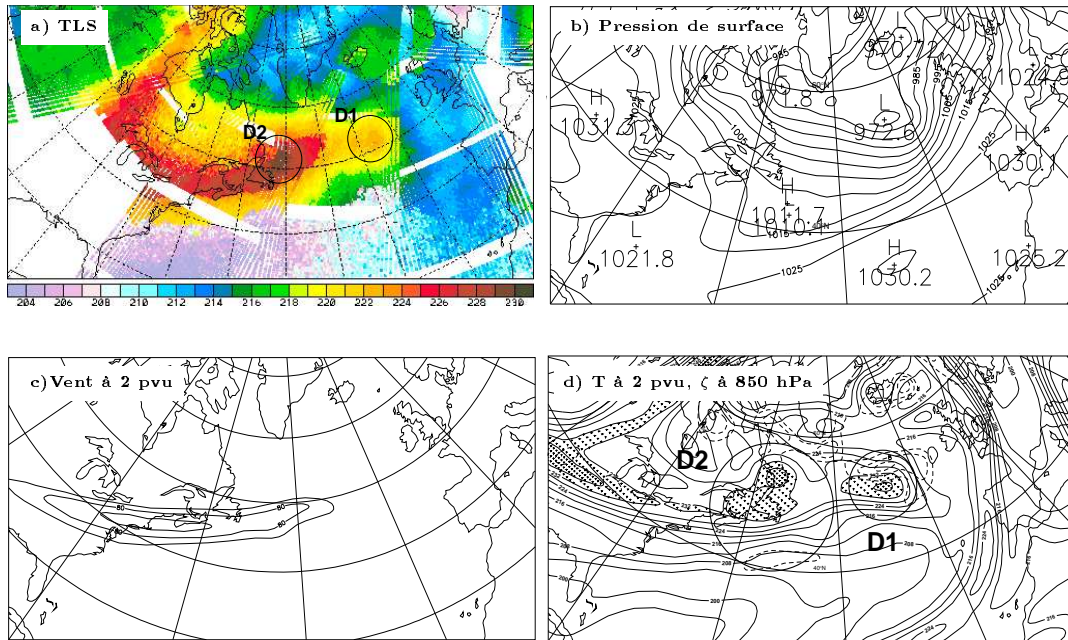


FIG. 3.8 – Pour le 23 décembre 1999 à 6 h, champ de TLS issu du satellites NOAA14 (a), de pression de surface (b), de vent à 2 pvu (à partir de 70 m.s^{-1} , isoligne tous les 10 m.s^{-1}) (c) et de température à 2 pvu (isoligne tous les 4 K, grisé à partir de 228K) et de tourbillon à 850 hPa (pointillé) (d).

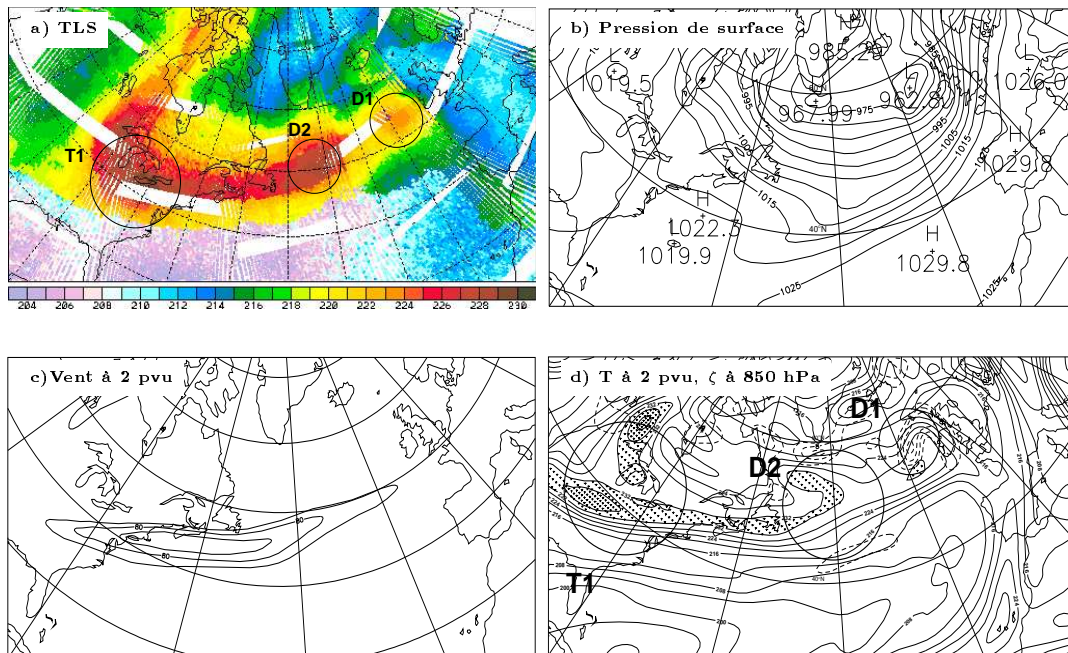


FIG. 3.9 – Idem Fig. 3.8, mais pour le 23 décembre 1999 à 18 h.

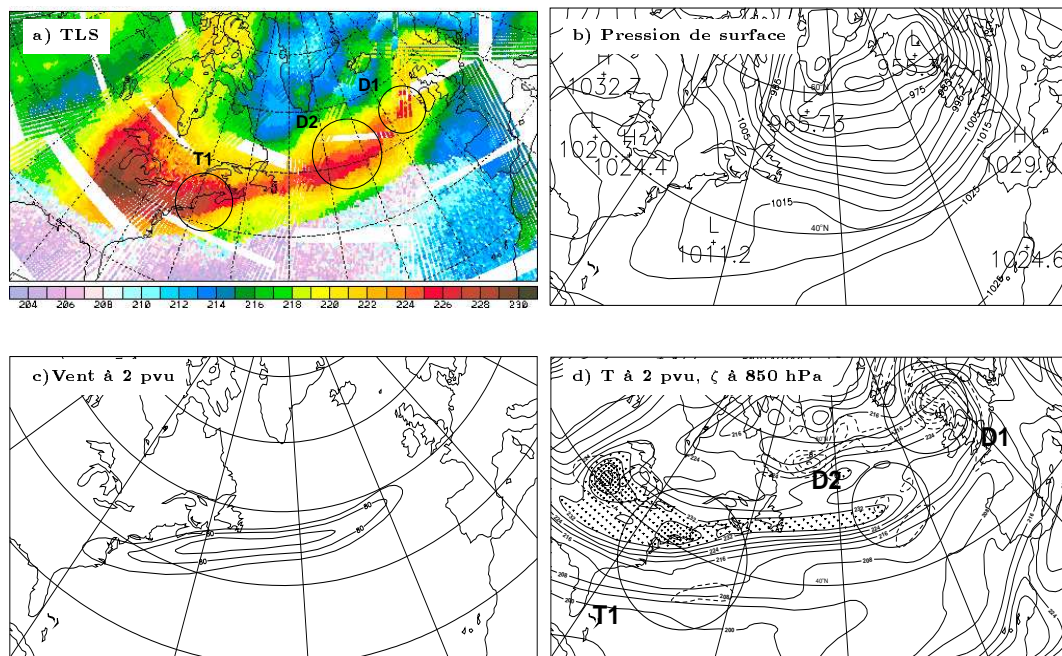


FIG. 3.10 – *Idem Fig. 3.8, mais pour le 24 décembre 1999 à 6 h.*

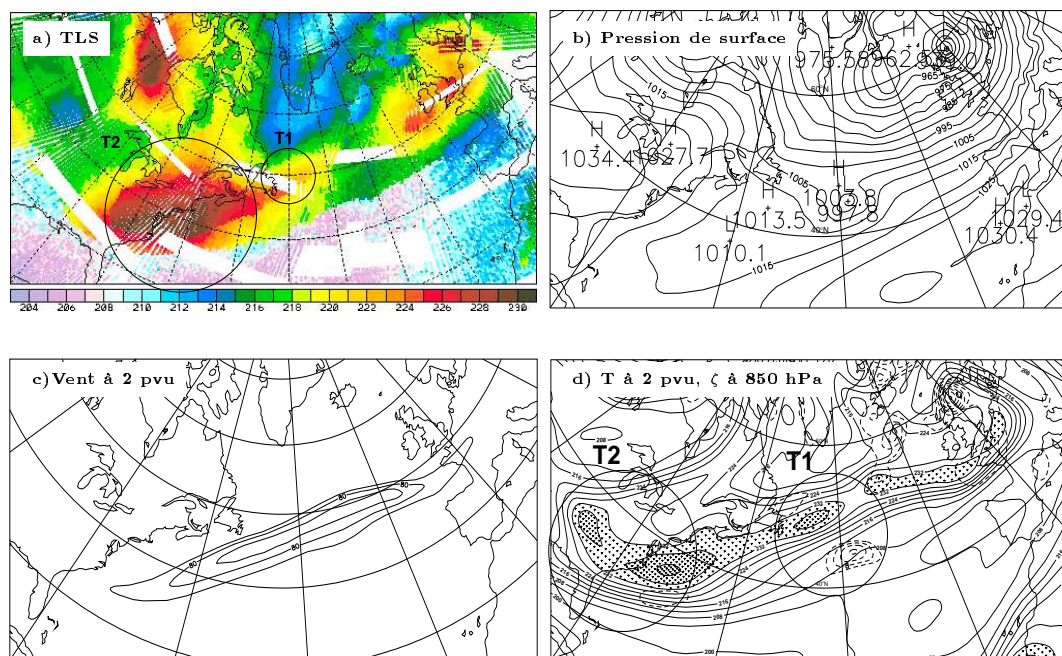


FIG. 3.11 – *Idem Fig. 3.8, mais pour le 25 décembre 1999 à 6 h.*

3.5.2 La première tempête «Lothar»

La figure 3.12 montre l'évolution de la pression de surface au cours du cycle de vie de la première tempête, dénommée Lothar par l'Université Libre de Berlin. Trois phases se dégagent : une phase d'initiation, une phase de stagnation et une phase de creusement explosif. L'apparition de la première tempête est due à la persistance d'une région de confluence marquée du courant-jet (cf site internet). Une chute de 10 hPa au début de la cyclogenèse liée à un précurseur d'altitude est observée le 24 décembre entre 6 h et 18 h, puis la dépression se creuse beaucoup plus lentement (-5hPa en 24h) avant de connaître un creusement explosif pendant 12 h (-15hPa) à partir du 25 décembre à 18 h. La dépression atteint le nord de la France avec son creusement maximal. Ce dernier creusement explosif est dû à la traversée de la dépression du courant-jet dans sa zone de diffluence (cf site internet des tempêtes).

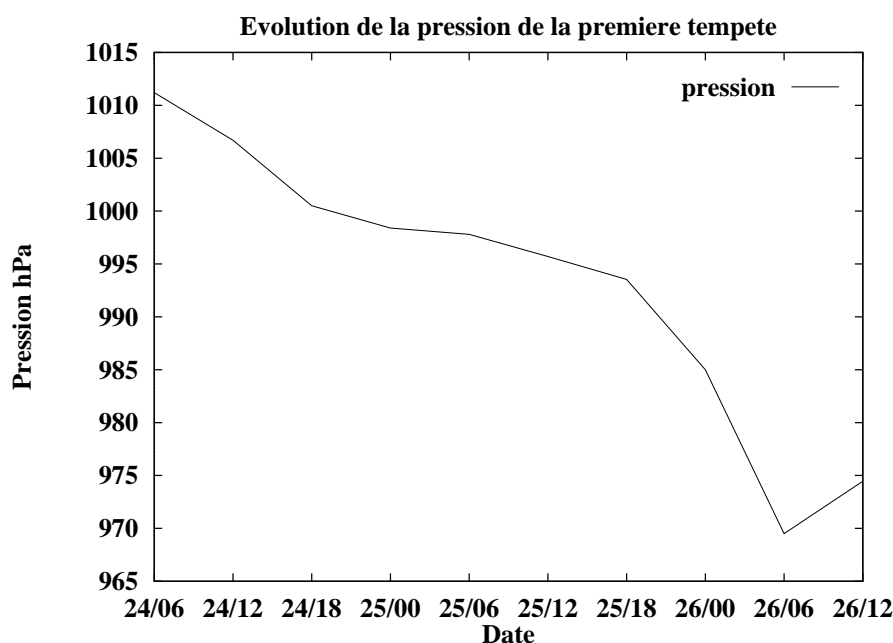


FIG. 3.12 – Évolution de la pression de surface lors du cycle de vie de la tempête Lothar, du 24 décembre 1999 6 h jusqu'au 26 décembre 1999 12 h.

En surface, la tempête démarre le 24 décembre à 6 h (Fig. 3.10b) au large de la Floride (37°N-64°W). En altitude, nous observons un maximum local de TLS (T1, 228 K) au dessus de cette région. Un noyau chaud d'une valeur de 240 K lui correspond sur le champ de température de la 2 pvu. Il s'agit du précurseur d'altitude de la cyclogenèse (cf site internet). Ce précurseur est visible sur le champ de TLS et de T2pvu dès le 23 décembre 18 h (T1, Fig. 3.9a, d).

Le 25 décembre au matin, le long des côtes américaines, une structure courbée

de fortes valeurs de TLS (229 K) est observée (Fig. 3.11a). À l'extrémité nord-est se trouve une zone (T1) ayant pour valeur maximale 222 K. Le resserrement, observé le 24 décembre à 6 h au sud du Groenland, s'est déplacé vers l'est et est centré sur 52°N et 20°W. La structure le long des côtes américaines correspond à un thalweg d'altitude sur la température de la 2 pvu (Fig. 3.11d). Le gradient de température pour ce champ est plus important que celui observé pour le champ de TLS (8K/10° au lieu de 5K/10°). Ceci est en accord avec les différences de valeurs observées entre TLS et la température sur la 2 pvu. En effet ces dernières observent une différence de 12-14K par rapport au champ de TLS sur la valeur des maxima. La zone de valeur de TLS à 222K correspond à un noyau de T2pvu de 236K. Par ailleurs, le tourbillon à 850 hPa a été multiplié par 4 tandis que la pression de surface a diminué de 1 hPa (Fig. 3.11b). Le courant-jet continue sa progression vers l'est (Fig. 3.11c).

L'après-midi, à 52°N entre 30° et 40°W, nous observons un maximum de TLS à 222-223 K, correspondant à un rapide du jet, un deuxième maximum étant visible à 50°N 44°W. Le deuxième maximum de TLS correspond à un maximum de la température sur la 2 pvu (Fig. 3.13d) mais n'intervient pas dans la cyclogenèse. Le tourbillon à 850 hPa a diminué et en surface, une onde non fermée (995 hPa environ en pression) est située à 50°N 20°W (Fig. 3.13b). Ce tourbillon est situé à l'avant du maximum du courant-jet, sous la zone de diffuence (Fig. 3.13c), ce qui indique une nouvelle phase de creusement.

Le 26 décembre au matin (Fig. 3.14a), de nombreuses bandes de calibration sont présentes au dessus de la France, empêchant une analyse détaillée de TLS sur cette région. En surface, une dépression creusée à 969 hPa est présente sur le nord de la France (Fig. 3.14b, d). Par contre, une zone plus chaude de TLS (219 K) est observée sur les Îles Britanniques (plusieurs noyaux correspondant à des tourbillons à 850 hPa, Fig. 3.14d).

En conclusion, l'analyse des variations de TLS permet de suivre des bandes de tourbillon potentiel associées à des renforcements locaux de vent. Nous observons un précurseur d'altitude en début de cyclogenèse présent sur le champ de TLS dès le 23 décembre 18 h. Cependant l'interaction directe de ce précurseur avec la dépression de surface n'a pas été établie (P. Arbogast, communication personnelle). L'intérêt de TLS pour la phase de creusement intense de la tempête Lothar est amoindri par la présence de zones de calibration sur la région de creusement maximal en surface.

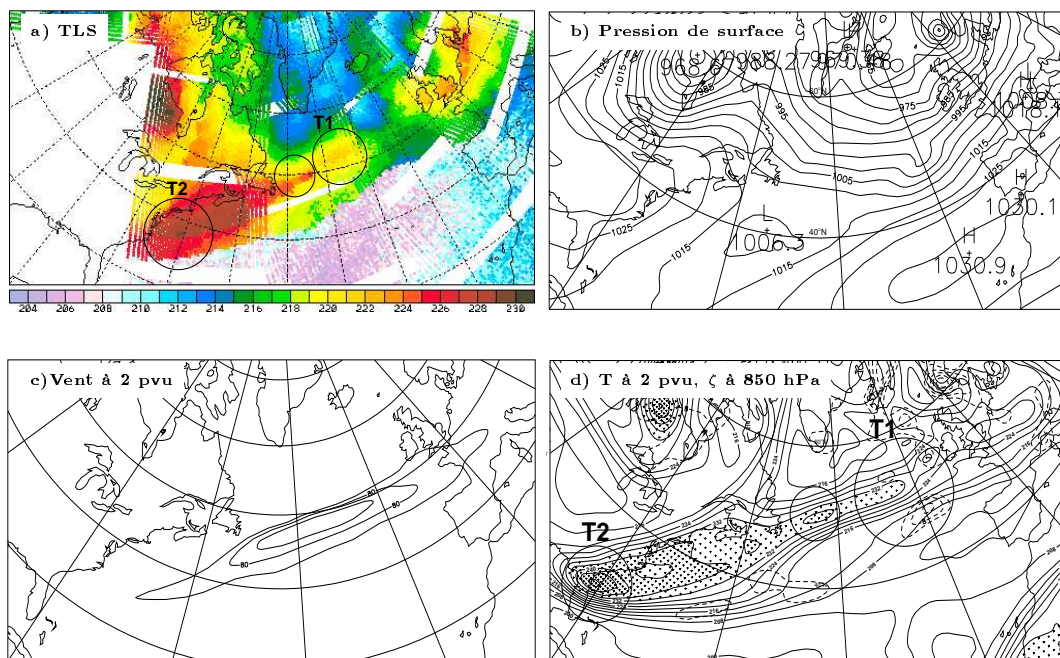


FIG. 3.13 – *Idem Fig. 3.8, mais pour le 25 décembre 1999 à 18 h.*

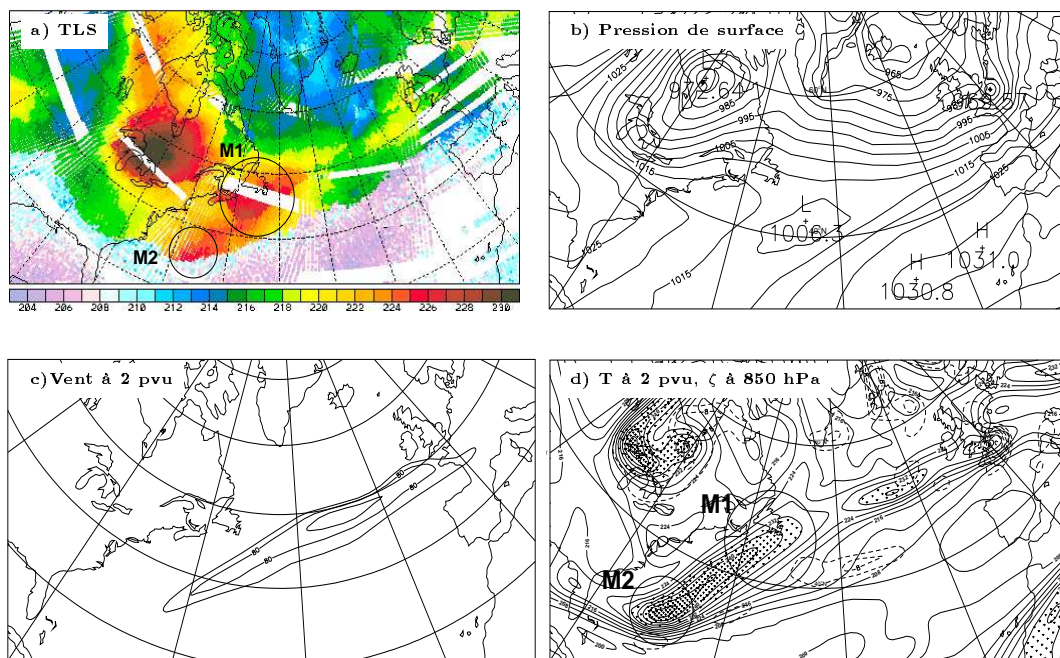


FIG. 3.14 – *Idem Fig. 3.8, mais pour le 26 décembre 1999 à 6 h.*

3.5.3 La deuxième tempête «Martin»

La deuxième tempête qui s'est abattue sur la France à partir de la fin de journée du 27 décembre 1999 correspond à un type plus «classique» de cyclogenèse avec un précurseur d'altitude qui s'enfonce jusqu'à 4 km d'altitude (cf site internet). Celle-ci se déclenche à partir du 25 décembre au large des côtes du continent nord américain sur le côté sud de la confluence du courant-jet, se creuse faiblement jusqu'au 26 décembre matin puis stagne dans la journée avant de se recreuser le 27 décembre (-35 hPa en 18 h, Fig. 3.15).

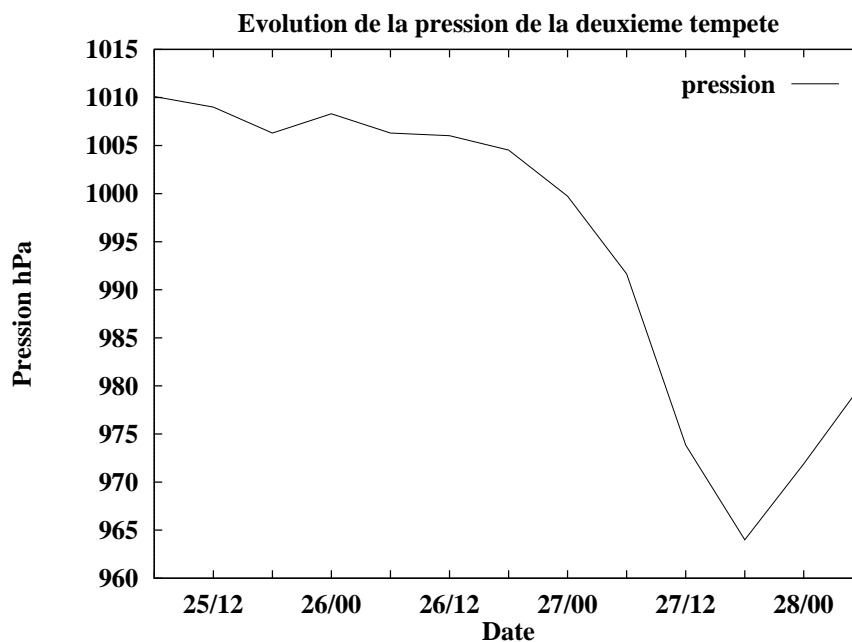


FIG. 3.15 – Évolution de la pression de surface lors du cycle de vie de la tempête Martin, du 25 décembre 1999 18 h jusqu'au 28 décembre 1999 6 h.

Le 25 décembre matin (Fig. 3.11a), une structure observée le long des côtes américaines correspond à un thalweg d'altitude sur la température de la 2 pvu (Fig. 3.11d). Le gradient de température pour ce champ est plus important que celui observé pour le champ de TLS (8K/10° au lieu de 5K/10°). Ceci est en accord avec les différences de valeurs observées entre TLS et la température sur la 2 pvu. Une différence de 12-14K par rapport au champ de TLS sur la valeur des maxima est observée. Le maximum de TLS à 222 K correspond à un noyau de T2pvu de 236 K. C'est dans cette zone qu'apparaîtra le précurseur de la seconde tempête.

Le 25 décembre après-midi, nous observons sur le champ de TLS (Fig. 3.13a) un maximum (T2, 229 K) au sud-est des côtes américaines (situé à 38°N 70°W). Il correspond à l'avant d'un thalweg d'altitude (Fig. 3.13d) et ce maximum est également situé à 38°N 70°W, au nord de l'entrée du courant-jet (Fig. 3.13c).

Le 26 décembre matin (Fig. 3.14a), deux maxima de TLS sont observés à l'est des côtes américaines : l'un (M1) de 227 K situé au large de la Nouvelle Écosse et l'autre (M2) d'une valeur de 225 K situé au large de la Caroline du Nord. Le champ de T2pvu ne montre que le deuxième maximum (M2). La dépression de surface commence à se creuser (Fig. 3.14b, d) à 42°N 45°W. Étant donnée sa position, le maximum (M1), isolé par TLS, est susceptible d'interagir avec la dépression de surface.

Le 26 décembre vers 18 h (Fig. 3.16a), le maximum M1 de TLS est observé au sud du Groenland avec une valeur de 228 K. Ce maximum correspond à la composante d'altitude de la deuxième dépression. Pendant ce temps, la dépression s'est creusée de 2 hPa (Fig. 3.16b). Sur le champ de T2pvu (Fig. 3.16d), nous observons deux maxima correspondant à ceux du champ de TLS. Le noyau chaud correspondant au maximum M2 de TLS a perdu 4 K, tandis que le maximum correspondant à M1 vaut 244 K. Par ailleurs, le courant-jet d'altitude régresse vers l'ouest (Fig. 3.16c).

Le 27 décembre au matin (Fig. 3.17a), le maximum (M1) de TLS s'est déplacé à 48°N 22°W et a encore faibli (222 K). La dépression en surface s'est creusée de 13 hPa (Fig. 3.17b). Sur le champ de T2PVU, le maximum correspondant à M1 a également faibli (238 K, Fig. 3.17d). L'interaction entre la structure d'altitude et la dépression de surface se met à nouveau en place (cf site internet).

Le soir (Fig. 3.18a), le maximum (M1) touche la Bretagne et nous observons une valeur de TLS inférieure à 204 K en son centre! Le maximum (M1) de T2pvu (supérieur à 240 K) correspondant à la cyclogenèse se trouve juste au dessus de la dépression. La bande chaude de TLS a disparu ; le courant-jet est moins intense et ne traverse plus l'Atlantique à partir du 27 décembre au soir (Fig. 3.18c).

La température très faible de TLS correspond à une classification par 3I du centre de l'anomalie de TLS en masse d'air tropicale (Fig. 3.19). Auparavant, l'anomalie M2 était classée en masse d'air tempérée 1. La classification en masse d'air tropicale est inattendue : il est en effet rare d'observer une anomalie fermée de cette taille. Une tentative d'explication est proposée ci-dessous.

Pour comprendre la classification en masse d'air tropicale et la faible valeur de TLS au centre de l'anomalie correspondant à la cyclogenèse, nous avons effectué une coupe verticale sur les champs de tourbillon potentiel du 27 décembre 1999 18 h, le long de la ligne 50°N, 10°W-43°N, 0°W (Fig. 3.20). En dépit d'une tropopause dynamique (2 pvu) assez basse, située au nord de 46°N de part et d'autre d'un méridien situé à 5°W, nous pouvons observer un repliement des surfaces comprises entre 4 et 6.5 pvu, ce qui surélève ces surfaces entre 150 et 100 hPa.

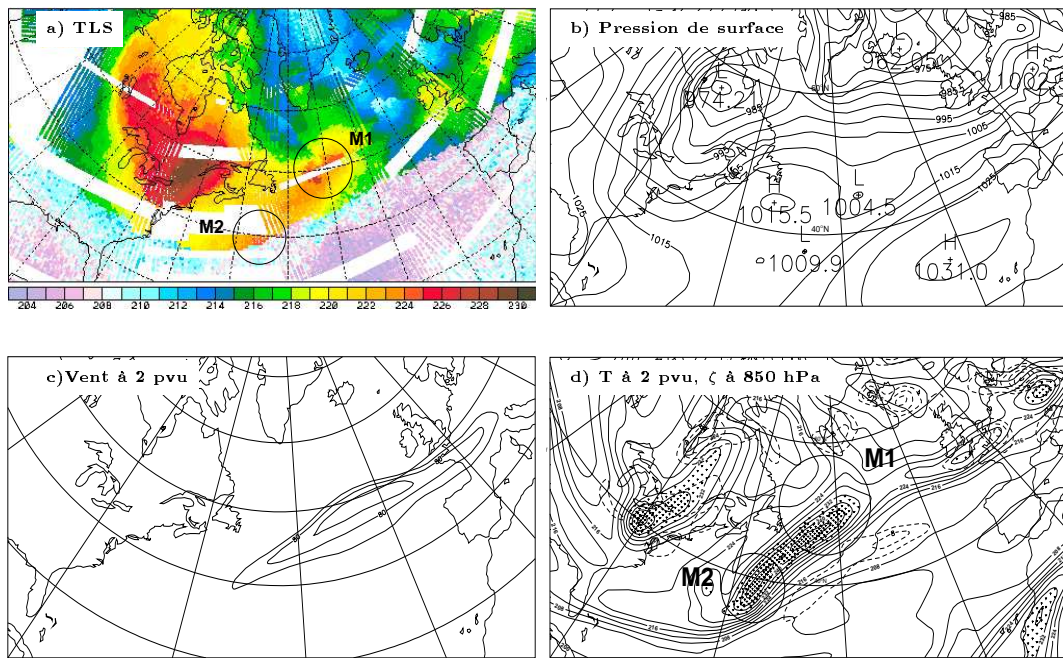


FIG. 3.16 – *Idem Fig. 3.8, mais pour le 26 décembre 1999 à 18 h.*

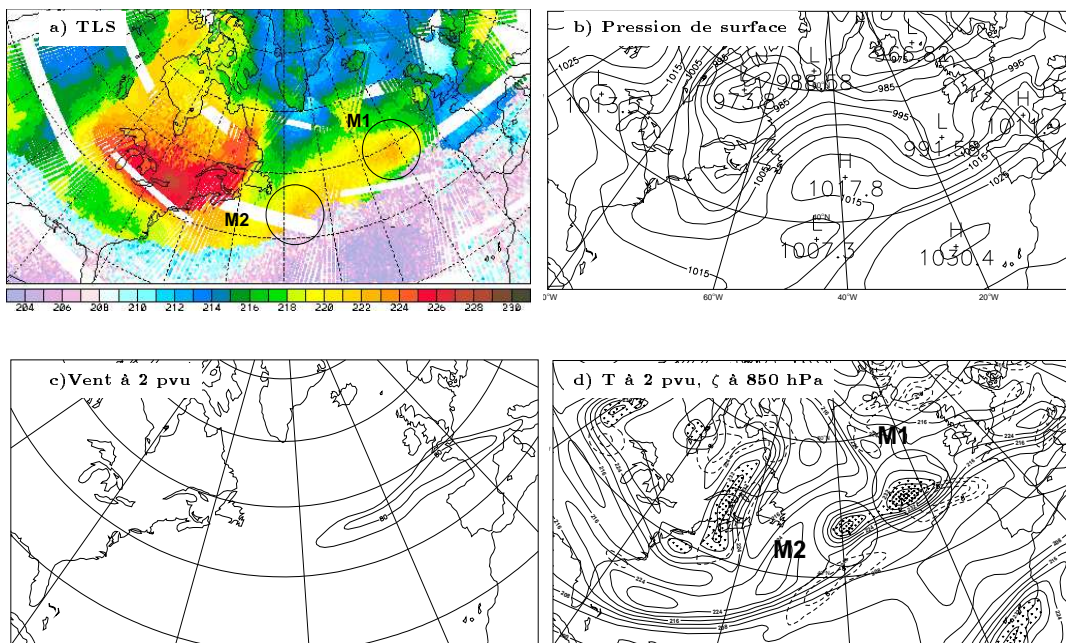


FIG. 3.17 – *Idem Fig. 3.8, mais le 27 décembre 1999 à 6 h.*

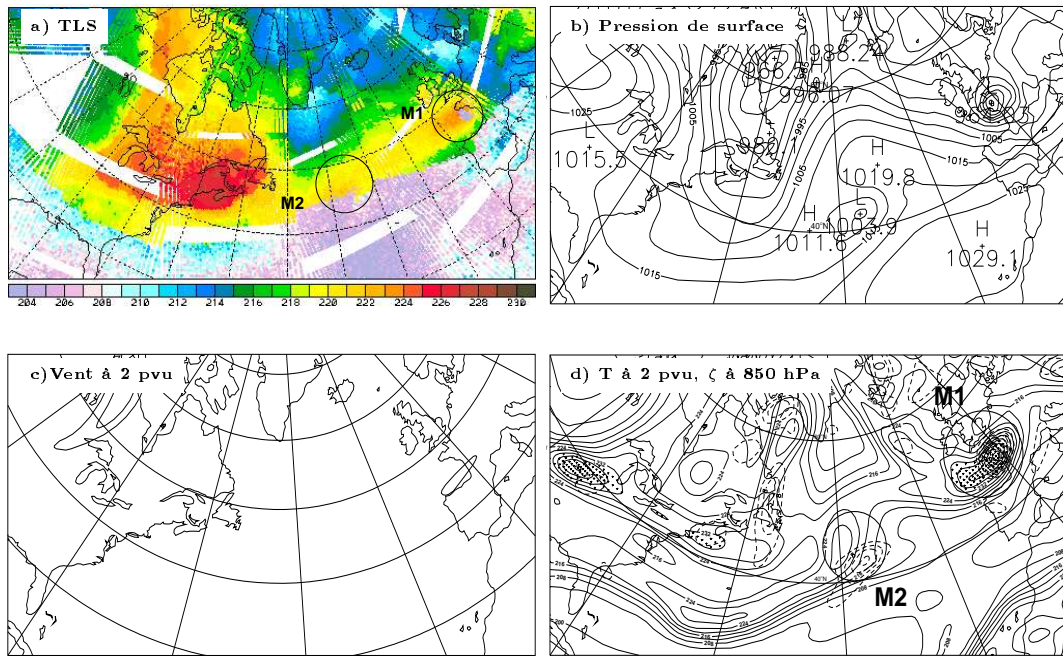


FIG. 3.18 – *Idem Fig. 3.8, mais pour le 27 décembre 1999 à 18 h.*

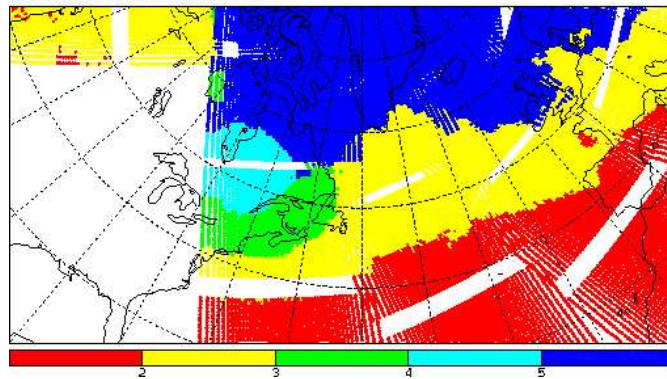
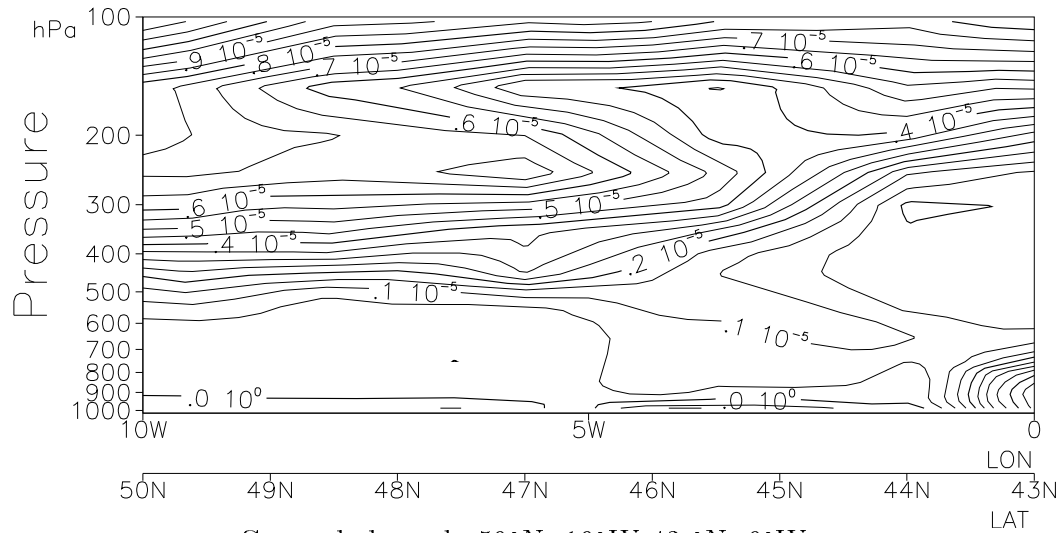


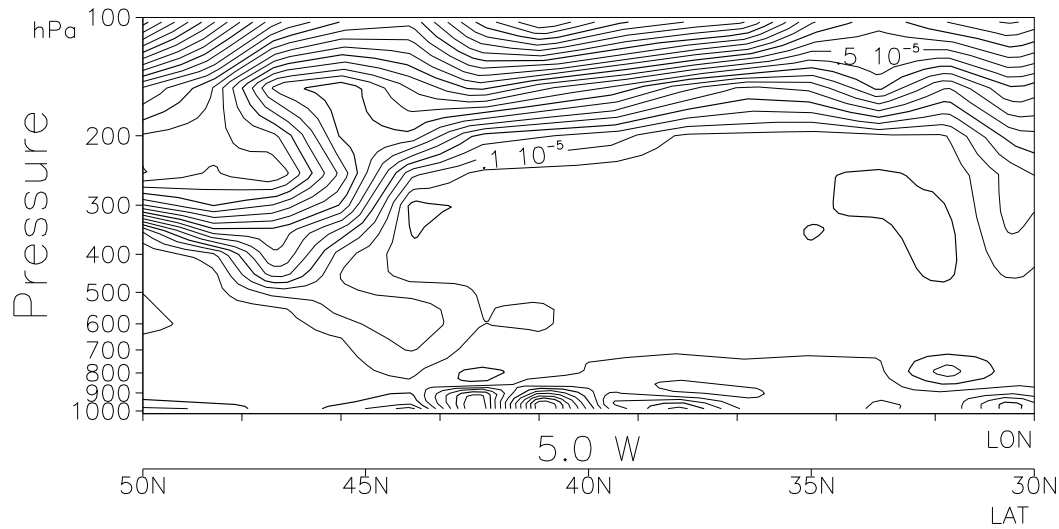
FIG. 3.19 – *Classification en masse d'air le 27 décembre 1999 vers 18 h.*

Ce repliement expliquerait la classification en masse d'air tropicale du centre de l'anomalie de TLS. En effet, dans les régions de masse d'air tropicale, entre 30° et 35°N, les surfaces 6.5 et 4 pvu sont plus élevées et situées entre 200 et 100 hPa (Fig. 3.21). Le satellite voit donc au centre de l'anomalie la surface 6.5 pvu au dessus de 150 hPa et attribue au spot la classe de masse d'air tropicale.



Coupe le long de 50°N, 10°W-43 °N, 0°W.

FIG. 3.20 – Coupe verticale sur le champ de tourbillon potentiel le 27 décembre 1999 à 18 h.



Coupe le long de 50°N, 5°W-30 °N, 5°W.

FIG. 3.21 – Coupe verticale sur le champ de tourbillon potentiel le 27 décembre 1999 à 18 h le long du 5°N entre 50° et 30° N. Valeur paires en gras.

En conclusion, pour la deuxième tempête, TLS permet d'isoler un maximum situé dans le thalweg d'altitude dès le 25 décembre après-midi, maximum non visible sur le champ de température sur la 2 pvu (et même sur le champ de température potentielle de la 2 pvu). TLS privilégie le noyau le plus au nord alors que la température et la température potentielle de la 2 pvu mettent l'accent sur celui le plus au sud jusqu'au 26 décembre 18 h. TLS permet ainsi d'isoler un précurseur plus précocément que la température sur la 2 pvu. Par ailleurs, nous observons une classification en masse d'air tropicale de l'anomalie correspondant à la composante d'altitude de la dépression. Cette classification est due à

la configuration particulière de la couche 4-6.5 pvu qui présente un repliement au niveau de l'anomalie. De ce fait, le sondeur aperçoit une couche 4-6.5 pvu bien plus élevée que pour une anomalie plus «classique».

3.5.4 Conclusions

L'étude du champ de TLS avant les deux tempêtes permet de rendre compte de l'établissement du courant-jet en altitude ainsi que de son renforcement dans la période du 23 au 25 décembre 1999. Pour la première tempête, TLS montre un précurseur d'altitude lors de la phase d'initiation de la cyclogenèse (du 23 décembre 18 h au 24 décembre 6 h). Puis ce précurseur disparaît alors qu'apparaît un gradient de TLS, à rapprocher de la configuration particulière du courant-jet et du thalweg d'altitude. Pour la deuxième tempête, TLS rend compte du précurseur d'altitude dès le 25 décembre 18 h et isole dès le début un précurseur venant du nord qui va permettre le développement explosif de la cyclogenèse.

3.5.5 TLS : un complément à l'imagerie vapeur d'eau ?

En salle de prévision, les images vapeur d'eau des satellites géostationnaires sont utilisés pour donner une estimation du niveau de la tropopause. Par ailleurs des auteurs tels que Velden ou Hirschberg utilisent le canal 3 de MSU pour obtenir cette information. Nous proposons donc de comparer l'apport d'information de TLS, de MSU3 et du canal vapeur d'eau de Meteosat pour ces deux tempêtes.

Le 25 décembre 18 h (Fig. 3.22b) : l'image vapeur d'eau révèle le côté cyclonique du courant jet entre 15 et 50 °W, mais pas d'intrusion sèche. MSU3 montre un gradient méridien relâché à 20°W (Fig. 3.22a). TLS montre un gradient zonal de température à l'emplacement du côté cyclonique du courant-jet (Fig. 3.13a).

Le 26 décembre 6 h (Fig. 3.22d) : l'image vapeur d'eau montre une zone foncée sur le nord de la France, indiquant une intrusion d'air sec, d'origine stratosphérique. MSU3, comme le champ de TLS (Fig. 3.22c et 3.14a) présente des bandes de calibration qui ne permettent guère d'exploiter ce champ pour cette date-ci.

Le 27 décembre 18 h (Fig. 3.22f) : la vapeur d'eau montre une intrusion sèche à l'emplacement de la dépression. MSU3 isole une anomalie (Fig. 3.22e), TLS présente des valeurs très froides à cause d'une structure d'altitude située à 150 hPa (Fig. 3.18a).

Ces trois sources d'information apportent donc des indications complémentaires et TLS présente l'avantage de fournir des indications plus tôt que la vapeur d'eau (il n'existe pas de données Meteosat à l'ouest de 40 °W et l'imagerie vapeur d'eau du satellite géostationnaire GOES-East n'est pas disponible) et le champ de MSU3 (Fourrié *et al.*, 2000). Grâce aux

informations supplémentaires provenant de TIGR, elle permet d'isoler de manière claire des structures du niveau de la tropopause.

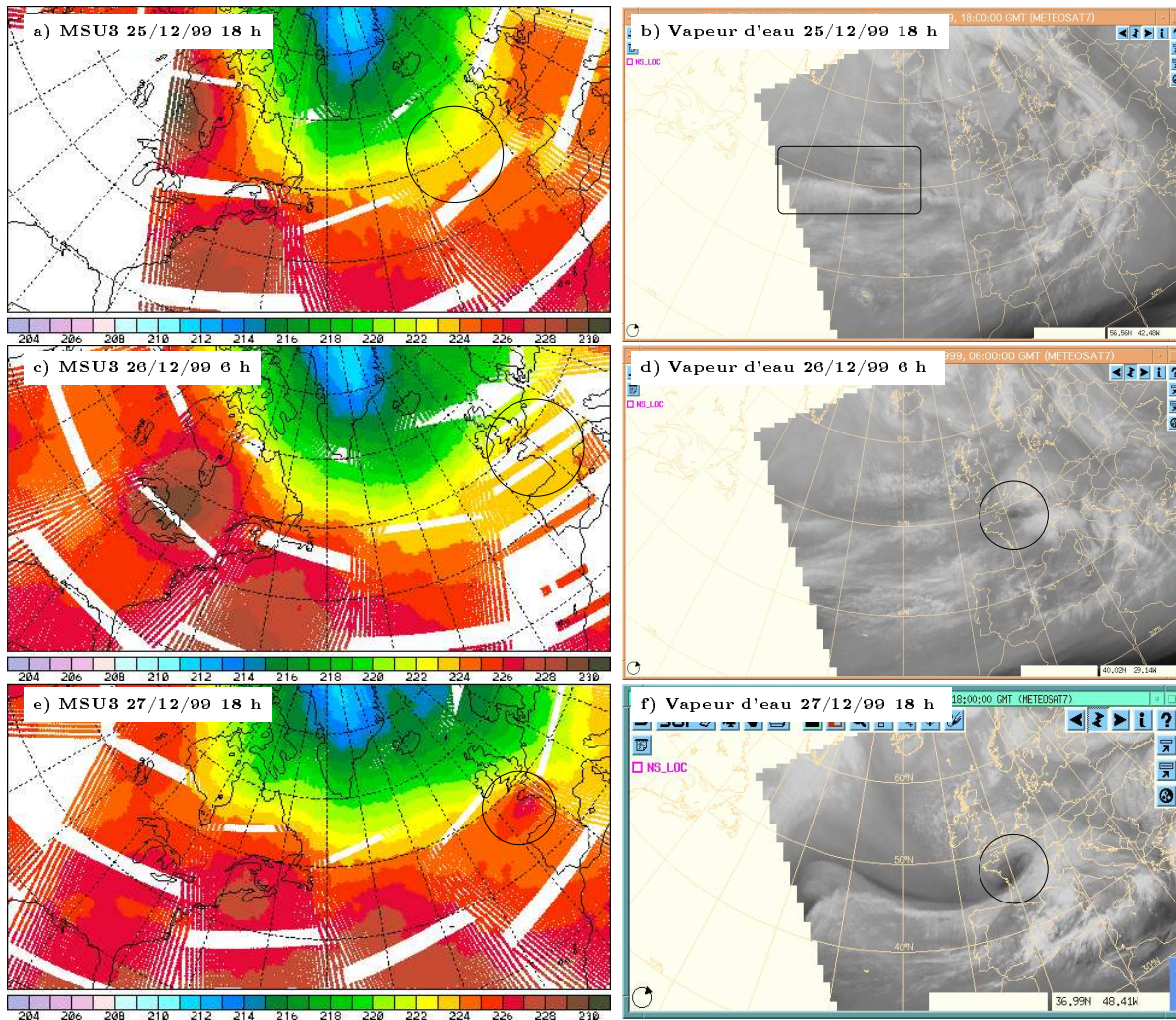


FIG. 3.22 – Champs de MSU 3 et de vapeur d'eau pour les 25 décembre 18 h, 26 décembre 6 h et 27 décembre 18 h.

3.6 TLS : un outil pour la prévision ?

Nous avons travaillé au cours de ce chapitre à l'évaluation d'un paramètre issu des observations du TOVS. Il s'agit d'une régression sur 5 canaux réalisée à partir de la banque de données TIGR. Utilisée à l'origine dans l'algorithme 3I développé au LMD pour inverser les données du TOVS, nous avons étendu son usage à la description de structures du niveau de la tropopause. Trois dépressions de la campagne FASTEX ont été étudiées dans l'article (Fourrié *et al.*, 2000). Par ailleurs, le cas des deux tempêtes de la fin décembre 1999 a été également traité. Nous l'avons comparé au canal MSU 3 utilisé par Velden 1992, Hirschberg et Fritsch (1991a,b) et Hirschberg *et al.* (1997) pour rendre compte des variations de température au voisinage de la tropopause aux latitudes moyennes. Nous allons maintenant montrer de manière synthétique les avantages et les limitations de TLS dans une perspective d'outil de prévision indépendant.

3.6.1 Intérêt de la variable télédétectée TLS pour la description de la structure dynamique d'altitude.

TLS, qui représente la température d'une couche située au dessus de la tropopause thermique, permet de mettre en évidence un certain nombre de structures dynamiques comme nous l'avons vu précédemment sur l'exemple des tempêtes et les 3 POI de FASTEX. Pour déterminer les structures dynamiques présentes sur le champ de TLS, nous avons utilisé les champs d'ARPEGE sur la surface 2 pvu représentant la tropopause dynamique. Bien que la tropopause dynamique soit parfois située en dessous de la tropopause thermique et que TLS représente la température d'une couche située au dessus de la tropopause, nous l'avons comparée à TLS pour connaître la dynamique d'altitude. Il ressort de ces comparaisons qualitatives que TLS permet de détecter certaines structures d'altitude. Quelles sont-elles ?

Thalwegs et dorsales

Les structures apparaissant «chaudes» représentent des structures dynamiques d'altitude plutôt basse tandis que les structures «froides» seront d'altitude plus élevée. Les régions chaudes sont associées à des thalwegs tandis que les régions plus froides sont associées à des dorsales. De plus en région classifiée tropicale, la TLS apparaît froide car la tropopause y est plus élevée qu'aux latitudes moyennes.

Côté cyclonique du courant-jet

TLS permet de détecter les ruptures de tropopause le long du côté cyclonique du courant-jet. Ainsi, pour la POI 18 (voir article), une zone chaude étirée de TLS est présente à l'endroit du côté cyclonique du jet polaire. Puis, 36 heures plus tard, la rupture de tropopause le long de ce côté du jet est visible sur les champs de TLS et de température d'ARPEGE. De même, dans le cas de la POI 16, le 16 février à 12 h, TLS indique le côté cyclonique du courant jet par un gradient serré de la température.

Précurseurs d'altitude

Dans le cas de la POI 18, le précurseur de la cyclogenèse est très bien identifié par TLS et assez tôt par rapport au déclenchement de la cyclogenèse. Il apparaît comme un noyau fermé de température potentielle sur la 2 pvu. Nous avons la possibilité de le suivre pendant plus de trois jours sur le champ de TLS. Nous obtenons un très bon accord de position entre le précurseur de TLS et celui de la température de la surface 2 pvu durant tout le cycle d'évolution du précurseur d'altitude (voir Fig. 7 de l'article).

Pour la POI 17 également, TLS présente une anomalie fermée avant le début de la formation de la dépression et nous pouvons la suivre tout au long de la période de développement de la dépression (voir Fig. 11 de l'article). Entre le 17 février 0 h et 12 h, les maxima de TLS et de la température sur la 2 pvu sont situés loin en amont de la dépression de surface ce qui est en accord avec le rôle indirect joué par le précurseur d'altitude dans le déclenchement de la dépression de surface (Arbogast et Joly, 1998 ; Cammas *et al.*, 1999 ; Mallet *et al.*, 1999a). Plus tard, les maxima se trouvent encore plus loin de la dépression de surface ce qui confirme le régime de creusement purement diabatique. Puis, le 19 février 1997 à 6 h, le précurseur se trouve plus près de la dépression de surface lors de la phase de réintensification de la dépression. L'étude de cette POI montre la possibilité de documenter les différentes étapes du cycle de vie des dépressions à partir des positions relatives du maximum de TLS et de la dépression de surface.

Le cas de la POI 16 est un peu différent car le précurseur se trouve dans une région de gradient très fort de température dans lequel il est difficile de distinguer un élément précurseur au développement de l'onde frontale de la POI 16. Toutefois il existe un bon accord général entre les maxima de TLS et de la température à la 2 pvu (Fig. 14 de l'article). Leurs positions tendent à se rapprocher alors que le temps passe.

3.6.2 Limitations de TLS

Les limitations de TLS proviennent de sa nature: il s'agit d'un paramètre obtenu à partir d'observations télédéetectées depuis l'espace, c'est-à-dire qu'il «voit» les structures

du haut de l'atmosphère. Si la tropopause dynamique se trouve fortement abaissée dans l'atmosphère, alors TLS peut devenir «aveugle», comme dans le cas de superposition de phénomène stratosphérique trouvé dans la deuxième tempête de décembre 1999. De plus, sa résolution horizontale est également parfois trop faible pour rendre des structures de petites échelles (<100 km). En effet la taille du pixel de HIRS étant de l'ordre d'une trentaine de kilomètres, il apparaît difficile de détecter de telles structures. Par ailleurs, comme nous l'avons vu dans le cas de la première tempête de décembre, les champs de TLS ne sont pas toujours disponibles lors d'échéances critiques. Actuellement, les données d'un seul satellite (NOAA 14) portant le TOVS à son bord sont disponibles.

L'adaptation du calcul de TLS à ATOVS (Advanced Tiros-N Operational Vertical Sounder) permettra d'obtenir des informations plus fréquentes et de meilleures résolutions verticale et horizontale. En effet Li *et al.* (2000) ont montré qu'avec les canaux de AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit, 3, 5, 7 et 9) proches de ceux de MSU, on améliore l'erreur quadratique moyenne d'inversion au dessus de 400 hPa et en dessous de 700 hPa de plus de 0.2 K pour une résolution verticale de l'inversion de 1 km. L'unité A du sondeur AMSU est composée de 20 canaux d'une résolution horizontale de 45 km au nadir. Une étude menée avant le lancement de AMSU a montré que la précision de la régression utilisant seulement une combinaison des canaux micro-ondes AMSU-A, accentue la future capacité de TLS à détecter les structures d'altitude plus fine (Rieu, communication personnelle).

3.6.3 Conclusions

En dépit de ces limitations, TLS a montré son intérêt dans la cartographie des structures de la haute troposphère et de la basse stratosphère.

Un avantage certain réside dans le fait qu'il peut être obtenu rapidement car seules les données HIRS et MSU et la classification en masse d'air sont nécessaires pour le calculer. En outre il met en évidence des signatures fermées d'anomalies et ce, plus précocément que le canal 3 de MSU (pour lequel le plus souvent seuls des gradients sont observés et ils apparaissent plus tard).

Si les prévisions des différents modèles numériques et échéances divergent, TLS pourrait aider les prévisionnistes à prendre la bonne décision car c'est un paramètre télédétekté indépendant de la chaîne de la prévision numérique. En effet, lorsque c'est le cas, le prévisionniste utilise l'imagerie vapeur d'eau et infrarouge pour connaître via la visualisation et le déplacement des nuages la situation météorologique. On pourrait donc envisager d'utiliser TLS comme un complément d'information à cette observation au niveau de la tropopause. En effet, TLS est directement liée à la structure d'altitude et donne une information directe sur le phénomène d'altitude lui-même. Ce paramètre est donc à com-

parer à l'imagerie vapeur d'eau. Le champ de vapeur d'eau est un traceur de la vitesse verticale subsidente et est donc associé à une conséquence indirecte de la circulation agéostrophique. Ainsi la recherche de maxima marqués de TLS en amont d'un tourbillon de surface pourrait constituer la base d'un outil d'aide pour la prévision des dépressions plus direct, de façon complémentaire à la recherche d'intrusion sèche sur le champ de vapeur d'eau. Cependant nous avons observé que TLS permettait de mettre en évidence les précurseurs d'altitude avant le champ de vapeur d'eau, montrant l'avantage de TLS sur l'imagerie vapeur d'eau.

Chapitre 4

Assimilation des observations et ciblage

4.1 Introduction

La première partie de ce travail de thèse montre quelle utilisation peut être faite des sondages TOVS pour suivre les cyclogenèses parallèlement à la chaîne de prévision numérique. Nous avons montré l'intérêt de cet instrument dans une approche diagnostique utilisable a posteriori ou en temps réel. Pour aborder la relation entre températures de brillance du TOVS et *prévision* des cyclogenèses, il faut se placer dans le cadre rigoureux de l'assimilation de données. C'est l'objet de la seconde partie de ce travail de thèse. Il documente d'une manière nouvelle la façon dont les sondages TOVS influent sur les prévisions des dépressions, en liaison avec les autres mesures. Le cadre de FASTEX permet en particulier de confronter des mesures télédéteectées du TOVS avec les mesures in-situ dans des régions particulières. Ces régions spéciales, appelées zones sensibles, varient au jour le jour avec la situation météorologique. La prise de conscience de leur importance est récente, elle coïncide avec la prise de conscience des multiples conséquences du caractère cahotique de l'évolution de l'atmosphère.

Le sujet de l'assimilation des températures de brillance du TOVS n'est pas nouveau. Par exemple, des études d'impact sur d'immenses domaines et sur de longues durées ont été réalisées (Eyre *et al.*, 1993 ; Andersson *et al.*, 1994 ; Andersson *et al.*, 1998 ; Klinker *et al.*, 2000). Elles montrent que cet impact est bénéfique mais relativement faible sur l'hémisphère nord. De plus, cet impact ne se dégage véritablement que si l'on intègre le processus d'inversion à celui de l'assimilation. Le présent travail est effectué dans ce contexte mais il reste attaché à la notion de système météorologique (de cas) individualisé, dans l'esprit de FASTEX, et il va explorer beaucoup plus en profondeur les mécanismes internes de l'utilisation du TOVS que les travaux antérieurs.

L'outil numérique employé est le système ARPEGE/IFS (Action Recherche Petite Échelle Grande Échelle, Integrated Forecast System) (Courtier *et al.*, 1991) développé

conjointement par Météo France et le Centre Européen. Au début de ce chapitre nous rappellerons le principe de l'assimilation variationnelle et nous nous intéresserons plus particulièrement à celle des températures de brillance du TOVS. Puis nous rappellerons brièvement le concept du «ciblage» pendant la campagne FASTEX et nous montrerons une expérience de ciblage des TOVS pour la POI 17.

4.2 L'assimilation variationnelle

L'assimilation de données est un élément essentiel d'un système moderne de prévision numérique du temps. En effet, elle fournit un état initial précis, bien adapté au calcul ultérieur de l'évolution par un modèle de prévision numérique. Le but de l'assimilation est de produire une représentation quadri-dimensionnelle régulière, cohérente physiquement et aussi précise que possible de l'état de l'atmosphère à partir de l'information disponible. Celle-ci consiste d'une part en un ensemble hétérogène de données in situ et télédéteectées échantillonnant l'atmosphère imparfaitement et irrégulièrement dans l'espace (Daley, 1997) et d'autre part en une ébauche (généralement une prévision à courte échéance). L'analyse résulte donc d'un compromis entre la dynamique du modèle, les observations ainsi qu'une information antérieure qui représente la connaissance du passé du système.

Dans le cadre de ce travail de thèse, nous avons suivi l'approche variationnelle de l'assimilation de données dans un système de prévision numérique du temps (Lorenc, 1986 ; Le Dimet et Talagrand, 1986). L'approche variationnelle consiste à optimiser un critère objectif qui est défini en fonction du problème posé. L'assimilation variationnelle tridimensionnelle (3DVAR) a été opérationnelle à Météo France de mai 1997 à juin 2000, date à laquelle le 4DVAR est devenu opérationnel. Dans le cas de l'assimilation variationnelle, on cherche à minimiser une fonction quadratique qui quantifie les écarts entre les différentes sources d'information (observations, ébauche et contrainte dynamique), chacune d'elles étant pondérée par son écart-type d'erreur. Si les erreurs impliquées ont une distribution gaussienne, alors la fonction objective du 3DVAR dans le cas non-linéaire que l'on cherche à minimiser est la somme de termes quadratiques :

$$J(x) = \frac{1}{2}(x - x^b)^T B^{-1}(x - x^b) + \frac{1}{2}(\mathcal{H}(x) - y^o)R^{-1}(\mathcal{H}(x) - y^o) + J_c \quad (4.1)$$

$$J(x) = J_b + J_o + J_c \quad (4.2)$$

où

- x^b représente l'ébauche avec une matrice de covariance B de l'erreur estimée de celle-ci ;

- y^o représente les observations avec une matrice de covariance R d'erreur estimée, la matrice $R = O + F$ inclut non seulement l'erreur d'observation O mais aussi l'erreur de représentativité F , c'est-à-dire l'erreur de l'opérateur d'observation ;
- \mathcal{H} est un opérateur d'observation qui calcule les grandeurs observées aux points d'observation à partir de l'état modélisé x ;
- J_c est un terme de contrainte, utilisé par exemple pour expliciter une condition d'équilibre dynamique imposée.

L'équation 4.3 est valable quelque soit le nombre d'observations.

Cependant pour faciliter la résolution du problème, on utilise la formulation incrémentale du 3D-Var (Courtier *et al.*, 1994) qui consiste à résoudre, étant donné un vecteur d'innovation $d = y^o - \mathcal{H}(x^b)$, le problème inverse défini par l'opérateur direct d'observation H linéarisé autour de x^b pour une perturbation ou incrément $\delta x = x - x^b$. L'équation 4.1 devient alors :

$$J(\delta x) = \frac{1}{2} \delta x^T B^{-1} \delta x + \frac{1}{2} (H \delta x - d)^T R^{-1} (H \delta x - d) + J_c \quad (4.3)$$

Au minimum de la fonction coût, l'incrément d'analyse résultant est ajouté à l'ébauche pour fournir l'état analysé x^a :

$$x^a = x^b + \delta x^a \quad (4.4)$$

L'importance pratique de la formulation incrémentale réside dans le fait qu'elle permet de linéariser et de réduire le coût de l'assimilation en évaluant l'incrément d'analyse δx^a dans un espace de dimension réduite par rapport à celui du modèle. Les calculs se font donc pour une variable δx dite *de contrôle* de dimension réduite par rapport à x . La solution du problème non linéaire (4.1) est approchée en itérant plusieurs problèmes quadratiques (4.3) séparés par un renouvellement de la trajectoire autour de laquelle on linéarise.

Dans le cas des températures de brillance du TOVS, H comprend surtout le modèle de transfert radiatif qui calcule les températures de brillance à partir du vecteur d'état du modèle de prévision. H_{TOVS} est une approximation linéaire de \mathcal{H} au voisinage de x^b et contient les dérivées partielles de \mathcal{H} par rapport à x .

$$\mathcal{H}(x^b + \delta x) = \mathcal{H}(x^b) + H_{TOVS} \delta x \quad (4.5)$$

Nous décrirons plus loin cet opérateur d'observation.

Un intermédiaire du calcul de minimisation de J très intéressant et utilisé dans le travail est le gradient de J . Ce gradient est obtenu en différentiant l'équation 4.3 par rapport à δx .

$$\nabla J = (B^{-1} + H^T R^{-1} H) \delta x - H^T R^{-1} d \quad (4.6)$$

Au minimum, le gradient de la fonction objective s'annule et l'on obtient le résultat classique que la minimisation de la fonction objective définie par l'équation 4.3 est une façon de résoudre pour δx^a le système linéaire :

$$(B^{-1} + H^T R^{-1} H)\delta x^a - H^T R^{-1} d = 0. \quad (4.7)$$

La solution du 3D-VAR satisfait ainsi l'équation d'interpolation optimale :

$$\delta x^a = BH^T(HBH^T + R)^{-1}d. \quad (4.8)$$

HBH^T peut être interprétée comme la matrice carrée des covariances des erreurs d'ébauche dans l'espace des observations tandis que BH^T est la matrice rectangulaire des covariances entre les erreurs d'ébauche dans l'espace du modèle et les erreurs d'ébauche dans l'espace des observations. Le 3DVAR utilise explicitement l'opérateur d'observation H et seules les statistiques d'erreur d'ébauche dans l'espace du modèle sont nécessaires. Par conséquent, dans le 3DVAR incrémental, il est plus facile d'un point de vue algorithmique d'utiliser les températures de brillance du TOVS qui dépendent non-linéairement de la variable d'état.

Dans le 4DVAR, H inclut une intégration du modèle à partir du temps de l'ébauche jusqu'au temps d'observation (Thépaut *et al.*, 1992). Le 3DVAR est donc un cas particulier du 4DVAR, c'est-à-dire sans le modèle d'intégration du temps. La fonction objective du 4DVAR mesure la distance entre la trajectoire du modèle et l'information disponible (ébauche et observations) dans un intervalle ou une fenêtre d'assimilation, qui dure généralement 6h et est centrée sur l'heure du réseau. L'équation 4.3 du 3DVAR incrémental est remplacée par :

$$J(\delta x) = \frac{1}{2}\delta x^T B^{-1}\delta x + \frac{1}{2}\sum_{i=0}^n (H_i\delta x(t_i) - d_i)^T R_i^{-1}(H_i\delta x(t_i) - d_i) \quad (4.9)$$

avec i index temporel. Chaque i correspond à une période d'une heure. δx est l'incrément à basse résolution au temps initial et $\delta x(t_i)$ est l'incrément issu de l'intégration du modèle linéaire tangent à partir de l'instant initial i jusqu'au temps t_i . R_i et B sont les matrices de covariances d'erreur d'observation au temps i et d'erreur d'ébauche.

Les réanalyses de la campagne FASTEX

Au moment de la campagne FASTEX, le schéma d'assimilation de données de Météo France n'était pas fondé sur une approche variationnelle mais sur une approche statistique, l'interpolation optimale. Ce présent travail a donc été réalisé en s'appuyant sur un outil numérique de recherche, très souvent modifié pour devenir opérationnel. De plus les températures de brillance du TOVS n'étaient pas assimilées opérationnellement pendant la campagne. Après la mise en place de la version du 4DVAR prête pour un passage en

opérationnel, plusieurs réanalyses ont été réalisées au cours du premier semestre 2000 : une en 3DVAR avec les données supplémentaires de la campagne et deux en 4DVAR. La différence entre ces deux dernières réside dans les jeux d'observations utilisées. L'une se place dans un cadre opérationnel «normal», c'est-à-dire sans les données supplémentaires de FASTEX tandis que l'autre a assimilé toutes les observations recueillies pendant FASTEX. Ces trois réanalyses ont assimilées les températures de brillance du TOVS.

Observations assimilées opérationnellement

Il existe 7 grands types d'observations assimilées opérationnellement (Tab. 4.1) : les informations des stations de surface (SYNOP), les mesures par avion (AIREP), les radiosondages (TEMP), les vents déduits des satellites géostationnaires (SATOB), les vents mesurés par le déplacement d'un ballon (PILOT), les données fournies par les bouées (BUOY) et les observations des TOVS/ATOVS (SATEM). Seuls les 6 premiers types d'observations fournissent des données qui sont contenues dans la variable du modèle (température, vent, humidité...).

Chaque type d'observation est divisé en sous-types d'observation qui caractérisent souvent la source des données mesurées ou leur nature (voir Tab. 4.1). Le sous-type des SYNOP varie en fonction de l'automatisation de la mesure, celui des AIREP dépend de l'origine des avions. Les radiosondages TEMP sont obtenus de 3 manières, en phase montante, à partir d'une station de mesure ou d'un bateau et en phase descendante par le lâcher d'une dropsonde depuis un avion. Il existe deux sous-types de données fournies par les TOVS : les températures d'épaisseurs de couches (SATEM) et les températures de brillance clarifiées (TOVS). Les SATEM correspondent à des profils inversés à partir des radiances clarifiées TOVS par la NOAA/NESDIS.

L'assimilation variationnelle permet d'assimiler directement les températures de brillance du TOVS. Alors que les observations de température ou de vent fournies par les autres types de données ne nécessitent qu'une interpolation pour passer dans l'espace du modèle, le passage de l'espace des observations à celui du modèle est plus complexe dans le cas des observations télédéteectées. Nous y reviendrons plus en détail dans les paragraphes qui suivent.

4.3 Outils numériques pour l'assimilation et les diagnostics employés dans cette étude

La présentation précédente introduit, avec l'équation 4.6, la notion de gradient d'une fonctionnelle J , noté ∇J . Ce gradient est un intermédiaire de calcul indispensable au

Type	Sous-type	Caractéristiques
SYNOP	SYNOP	observations de station de surface
	SYNOP auto	observations de surface obtenues par mesure automatique
	SYNOR	observations de surface recueillies depuis un bateau
AIREP	AIREP	observations par avion de ligne transmises tous les 5°.
	AMDAR	observations obtenues par les avions commerciaux anglais
	ACAR	observations obtenues par les avions commerciaux des États-Unis et de France
SATOB		vent déduit des satellites géostationnaires
TEMP	TEMP	radiosondages de stations sur terre
	TEMP SHIP	radiosondages lâchés depuis les bateaux
	TEMP DROP	radiosondages descendants obtenus par lâcher de dropsondes
PILOT		observations de vent mesurée par le déplacement d'un ballon
BUOY		observations de surface
SATEM	SATEM	température de couche de l'atmosphère
	TOVS	température de brillance

TAB. 4.1 – *Type, sous-type et caractéristiques des différentes observations assimilées pour réaliser l'analyse.*

processus de l'assimilation. Ce dernier consiste à trouver l'incrément $\delta x(t_0)$ qui minimise J défini par 4.3 à l'instant d'analyse t_0 .

Cette notion de gradient est d'un intérêt bien plus général que la seule assimilation de données. Elle est au cœur de l'opérateur d'observation complexe H_{TOVS} des données TOVS. Par ailleurs, elle est à la base de l'outil diagnostique adapté aux TOVS et à ses canaux pour mieux mesurer leur impact sur une prévision.

4.3.1 Modèle linéaire tangent

Le premier de ces outils est le modèle linéaire tangent est obtenu par la linéarisation du modèle complet non-linéaire et permet de décrire l'évolution d'une petite perturbation au voisinage de l'état initial.

Ainsi pour le modèle de prévision nous avons :

$$x(t_1) = \mathcal{M}(x(t_0)) \quad (4.10)$$

Ce qui pour une petite perturbation pourra s'écrire

$$\delta x(t_1) = L\delta x(t_0) \quad (4.11)$$

où L est le modèle linéaire tangent. Il est fondé sur un développement au premier ordre de \mathcal{M} par rapport à la trajectoire $x(t_0)$.

De même, pour un opérateur d'observation non-linéaire comme dans le cas de l'Équation du Transfert Radiatif

$$y^o = \mathcal{H}(x) \quad (4.12)$$

pourra être remplacé pour une petite perturbation

$$\delta y = H_{(x)}(\delta x) \quad (4.13)$$

où $H_{(x)}$ représente l'Équation du Transfert Radiatif linéarisée au voisinage de x

4.3.2 Gradient ou sensibilité

Soit \mathcal{J} une fonctionnelle mesurant par un nombre réel une propriété "intéressante" d'un système dynamique :

- en assimilation de données, $J = J[x(t_0) - x_t(t_0)]$ mesure une distance entre l'état initial $x(t_0)$ et l'état réel (inconnu) $x_t(t_0)$, état approché par une ébauche $x^b(t_0)$ et diverses observations $y^o(t_i)$, $t_i \in [t_0, t_1]$;
- pour caractériser une situation à un moment donné, $\mathcal{J} = \mathcal{J}(x(t))$ mesure par exemple la pression moyenne sur une région choisie ou encore l'énergie totale ou le tourbillon moyen ou toute autre propriété ;
- dans la suite de cette étude, nous nous intéressons à \mathcal{J} , mesure de l'énergie totale (linéarisée) de la différence entre deux prévisions, l'une issue d'une analyse utilisant tel ou tel type d'observation, l'autre directement issue d'une ébauche

$$\mathcal{J} = (x^{aj}(t_1) - x^b(t_1))^T \underline{\underline{E}} (x^{aj}(t_1) - x^b(t_1)) \quad (4.14)$$

où

- $x^{aj}(t_1) = \mathcal{M}x^{aj}(t_0)$, prévision à t_1 issue du $j^{\text{ème}}$ système d'observation assimilé à t_0
- $x^b(t_1) = \mathcal{M}x^b(t_0)$, prévision à t_1 issue de l'ébauche
- $\underline{\underline{E}}$, pondération des variables d'état donnant une énergie.

Soit maintenant \langle, \rangle le produit scalaire canonique dans l'espace de la variable d'état x (ou celui des observables y^o). Cet espace est de dimension N . La variation au premier ordre de la fonctionnelle \mathcal{J} due à une petite perturbation de la variable d'état s'écrit

$$d\mathcal{J} = \sum_{n=1}^N \frac{\partial \mathcal{J}}{\partial x_n} dx_n = \langle \nabla \mathcal{J}, \delta x \rangle \quad (4.15)$$

On introduit ici un nouveau vecteur, la sensibilité $\nabla \mathcal{J}$, ou gradient de \mathcal{J} par rapport à la variable d'état x à l'instant t . Ce gradient explicite la manière dont, au premier ordre, la propriété \mathcal{J} dépend de l'état x .

Comme tout gradient, la sensibilité est la pente maximale de variation de \mathcal{J} au voisinage de l'état x .

L'intérêt du gradient dans l'espace où il est défini de manière analytique est généralement limité. En fait, que ce soit pour des besoins d'assimilation ou pour des diagnostics, on recherche plutôt la sensibilité de \mathcal{J} par rapport à une variable qui n'intervient qu'implicitement dans sa définition.

Par exemple, en assimilation de données, la minimisation se fait à l'instant d'analyse t_0 , mais on calcule l'écart aux observations à l'instant t_i . Donc, pour la plupart des données, $\nabla J(\delta x(t_i))$ est trivial, mais on cherche $\nabla J(\delta x(t_0))$, sachant que $\delta x(t_i) = L\delta x(t_0)$. Dans le cas particulier des canaux du TOVS, c'est l'écart entre radiance calculée $y(t_i)$ et radiance observée $y^o(t_i)$ qui est simple, mais on a besoin de cet écart exprimé dans l'espace température-humidité du modèle. Dans ce cas, on utilise un opérateur H_{TOVS} qui est une forme discrétisée et linéarisée de l'équation du transfert radiatif telle que

$$\delta y(t_i) = H_{TOVS} \delta x(t_i) \quad (4.16)$$

Par ailleurs, pour relier une caractéristique $\mathcal{J}(t_1)$ de la prévision à t_1 à tel ou tel aspect de l'état initial $x(t_0)$, le diagnostic privilégié est $\nabla \mathcal{J}(t_0)$, sachant que $\delta x(t_i) = L\delta x(t_0)$.

Bref, en général, on dispose d'un opérateur linéaire H tel que

$$\delta y = H\delta x. \quad (4.17)$$

On sait calculer de manière directe $(\partial \mathcal{J} / \partial \delta y_n^o)_{n=1, N}^T$, mais on recherche plutôt $(\partial \mathcal{J} / \partial \delta x_n)_{n=1, N}^T$ ou $\nabla \mathcal{J}$. Or

$$d\mathcal{J} = \langle \nabla_y^o \mathcal{J}, \delta y \rangle, \quad (4.18)$$

d'où d'après l'équation 4.17 on obtient :

$$d\mathcal{J} = \langle \nabla_y^o \mathcal{J}, H\delta x \rangle. \quad (4.19)$$

Soit, d'après les propriétés du produit scalaire canonique :

$$d\mathcal{J} = \langle H^* \nabla_y^o \mathcal{J}, \delta x \rangle, \quad (4.20)$$

où H^* est l'opérateur adjoint de H pour le produit scalaire canonique.

Mais, \mathcal{J} étant une fonction implicite de δx aussi on a

$$d\mathcal{J} = \langle \nabla_x \mathcal{J}, \delta x \rangle, \quad (4.21)$$

et par identification

$$\nabla_x \mathcal{J} = H^* \nabla_y^o \mathcal{J}. \quad (4.22)$$

L'équation fondamentale 4.22 nous permet de calculer la sensibilité d'une propriété de sortie \mathcal{J} par rapport à tous les paramètres d'entrée x .

Dans le cas de l'assimilation de données ou d'un diagnostic sur une prévision, on passe de la sensibilité à l'instant t_i (simple à calculer) à la sensibilité par rapport à l'état initial t_0 par la relation :

$$\nabla_{x(t_0)} \mathcal{J} = L^* \nabla_{x(t_i)} \mathcal{J} \quad (4.23)$$

où L^* est le modèle adjoint du modèle linéaire tangent L . Notons que le paramètre «d'entrée» est une sensibilité à t_i et la sortie est définie à t_0 : on a l'air de remonter dans le temps, mais il s'agit en fait d'une simple transposition, processus qui est toujours défini.

Pour un opérateur H donné, il existe un opérateur adjoint pour chaque produit scalaire. Toutefois, il se déduit de l'adjoint calculé pour le produit scalaire canonique H^* et du ou des produits scalaires.

4.4 Schéma d'assimilation 3D-VAR / 4D-VAR du TOVS

Un résumé de l'assimilation des observations télédétectées et des problèmes qui en découlent se trouve dans Eyre (1997). Dans le cas des données télédétectées, il existe une relation non-linéaire entre les températures de brillance et les variables d'état (température, vent humidité...). L'opérateur d'observation et son adjoint permettent d'obtenir un moyen de projeter l'information de l'espace des variables analysées dans celui des mesures et inversement de façon cohérente. Ces deux aspects sont importants pour plusieurs types d'observations télédétectées où le lien entre les valeurs mesurées et analysées est à la fois compliqué et non-linéaire. L'approche variationnelle permet de considérer l'assimilation des observations proches de leur forme brute en limitant le besoin de pré-traitement ou d'inversion. Ainsi les caractéristiques d'erreur sont décrites plus facilement. Cependant cette approche demande des opérateurs d'observation plus complexes (modèle de transfert radiatif pour des données de température de brillance), qui sont eux-mêmes source d'erreur. Un compromis entre la complexité du pré-traitement et la complexité de l'opérateur d'observation dans le schéma d'assimilation est donc recherché.

Le choix d'assimiler directement les températures de brillance du TOVS résulte de la difficulté à obtenir un impact positif de l'assimilation de profils inversés dans l'hémisphère nord, où le nombre de stations de radiosondage est le plus grand (Andersson *et al.*, 1991 ; Flobert *et al.*, 1991). En effet, les caractéristiques d'erreurs sont très complexes et fortement dépendantes de l'état atmosphérique. Le problème de l'inversion est mal posé et les profils inversés contiennent donc de l'information provenant soit de l'ébauche, soit de statistiques comme la banque de données TIGR pour le modèle d'inversion 3I. En prévision numérique, le fait de partir de l'ébauche que l'on cherche à amender, connaissant bien ses propriétés d'erreur, procure un petit avantage décisif. Dans notre étude, les températures de brillance TOVS utilisées sont les données globales «clarifiées» produites par la NESDIS (McMillin et Dean, 1982) et fournies dans les «TOVS 120km». Ces données ont déjà subi un premier traitement à la NESDIS, suivi d'une détermination nuageuse dans les spots TOVS. Seule une donnée tous les 120 km est disponible sur la totalité des observations effectuées par le TOVS. En comparaison, la résolution de la variable de contrôle est de 370 km environ.

Le schéma d'assimilation variationnelle tri et quadri-dimensionnelle du TOVS est décrit par Andersson *et al.* (1994). L'algorithme du 3D/4DVAR est largement fondé sur l'algorithme 1DVAR, développé à l'origine au Centre Européen pour inverser les températures de brillance TOVS et les assimiler dans un système d'assimilation d'interpolation optimale. Il utilise le même modèle de transfert radiatif rapide (Eyre, 1991), les mêmes statistiques d'erreur d'observation, la même correction de biais (Eyre *et al.*, 1993) et le même contrôle de qualité (Eyre, 1992).

L'avantage de l'algorithme 3D/4DVAR repose sur le fait que l'inversion des données satellitaires et l'analyse sont combinées. Ainsi la corrélation introduite par l'algorithme 1DVAR entre l'erreur d'observation et l'erreur d'ébauche, qui peut être nuisible quand l'ébauche est à nouveau utilisée comme point de départ de l'analyse, disparaît. Les températures de brillance sont ainsi utilisées en même temps que les autres données et l'ébauche.

L'algorithme 3D/4DVAR dépend du 1DVAR pour le contrôle de qualité des radiances.

Le 1DVAR : extrapolation des variables du modèle

Le modèle de transfert radiatif utilise des données extérieures au domaine du modèle (information jusqu'à 0.1 hPa et température de surface). De plus, avant d'être pris en compte dans l'assimilation de données, chaque observation est vérifiée et subit un contrôle de qualité: si cette observation est trop éloignée de l'ébauche ou si ses données sont incohérentes entre elles, elle est rejetée. Le 1DVAR permet donc d'extrapoler la variable de contrôle δx de l'équation 4.3 et de fournir les équivalents modèle afin de contrôler la qualité des observations du TOVS.

L'opérateur d'observation TOVS H_{TOVS} est le produit de toutes les opérations nécessaires pour aller de la variable de contrôle x aux températures de brillance du modèle en chaque point d'observation. Il commence avec un changement de variable à partir des variables de contrôle en variables du modèle spectral (Heckley *et al.*, 1992) suivi des transformées spectrales inverses pour obtenir les données de température et d'humidité spécifique en chaque point de la grille gaussienne du modèle. Les données en points de grille du modèle sont ensuite interpolées sur l'horizontale et sur la verticale en 40 niveaux, en supposant la linéarité de la température et du logarithme de l'humidité sur les 40 niveaux de pression fixés de 1000 à 0.1 hPa. Pour l'humidité, les variables du modèle sont éliminées au dessus de 300 hPa. Elles sont remplacées par une valeur constante de l'humidité au dessus de 70 hPa et extrapolées suivant une loi de puissance empirique entre 300 et 70 hPa.

Les températures de brillance sont calculées à l'aide du modèle de transfert radiatif RTTOV du Centre Européen (Eyre, 1991), qui a été initialement développé pour utiliser les données provenant de HIRS et MSU dans les modèles d'analyse. Dans RTTOV, l'approche des calculs du transfert radiatif est celle de la méthode générale utilisée à la NESDIS (et plusieurs autres centres) et décrite par Weinreb *et al.* (1981). RTTOV calcule à partir d'un profil atmosphérique de température et d'humidité sur les 40 niveaux ainsi que des paramètres nécessaires au calcul des transmittances tels que la température de surface ou la température de l'air à la surface (Tab. 4.2).

Élément	paramètre correspondant
1-40	Température aux 40 niveaux standard du modèle (en K)
41-55	Logarithme de l'humidité spécifique au 15 niveaux les plus bas du modèle
56	Température de l'air à la surface (en K)
57	Logarithme de l'humidité spécifique de surface (g/kg) (non utilisé)
58	Température de surface en K
59	Pression de surface en hPa
60	Colonne totale d'ozone (en Dobson)
61	Pression du haut des nuages (en hPa)
62	Fraction nuageuse
63	Émissivité de surface micro-onde à 50.3 GHz
64-66	Non utilisé, réservé pour les paramètres d'émissivité de surface des micro-ondes
67	Colonne totale d'eau liquide nuageuse (en mm)

TAB. 4.2 – Profil atmosphérique d'entrée de RTTOV

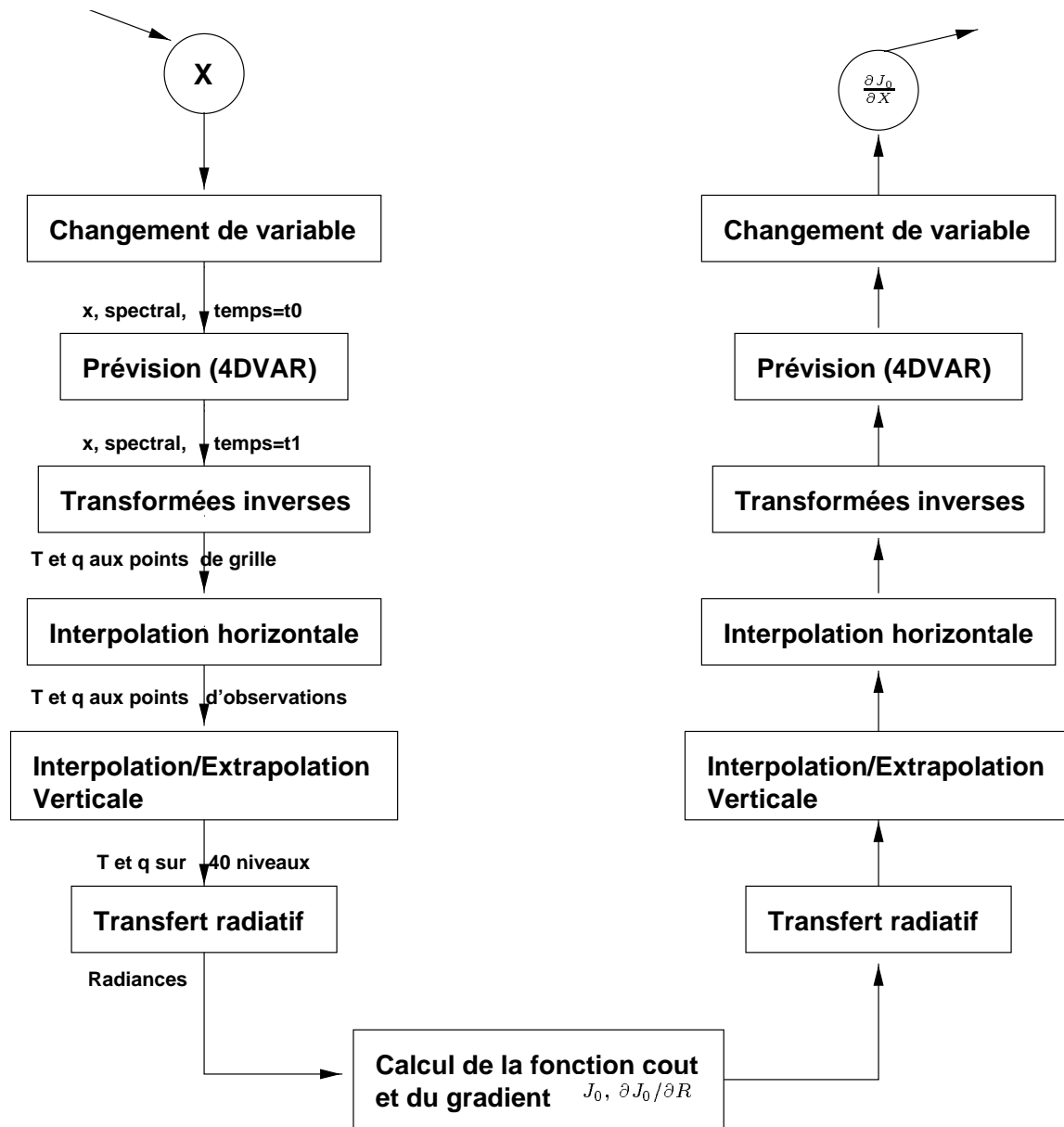


FIG. 4.1 – Schéma du calcul de la fonction coût pour les températures de brillance du TOVS direct (à gauche) et adjoint (à droite). D'après la Figure 1 de (Andersson et al., 1994).

À partir de ce profil sont d'abord calculées les épaisseurs optiques $K\rho l$ de l'équation (2.2) (page 19) des différents gaz de chaque niveau de pression jusqu'à l'espace pour un certain nombre de canaux et de profils. Ensuite, l'épaisseur optique de la surface est calculée puis les fonctions de transmission de la surface ainsi que celles des niveaux du modèle RTTOV τ_ν . Enfin, l'intégration de l'Équation du Transfert Radiatif est réalisée pour obtenir les radiances (Éq. (2.1) page 18) puis on effectue le calcul des radiances dans les cas nuageux et partiellement nuageux ainsi que les températures de brillance correspondantes.

Une fois que les températures de brillance ont été calculées, la fonction coût et son gradient peuvent être calculés. Puis l'opérateur adjoint est appliqué dans l'ordre inverse pour donner le gradient de la fonction de coût suivant la variable de contrôle. Le calcul de J_o est suivi du calcul de J_b et de son gradient (Heckley *et al.*, 1992), et la procédure entière est répétée jusqu'à ce que la minimisation ait convergé, ou atteint le nombre maximal d'itérations.

Le contrôle de qualité est inclus dans le 1DVAR et vérifie que la nébulosité du spot est compatible avec les températures de brillance observées. Si la minimisation n'est pas atteinte ou si l'écart entre la mesure et la température de brillance calculée de chaque canal dépasse les seuils fixés, l'observation est rejetée. Un contrôle des différences entre les températures mesurées et calculées sur le canal HIRS 8 permet de vérifier la contamination nuageuse résiduelle du spot. Les données qui ne passent pas le 1DVAR ne sont pas utilisées dans le 3D/4DVAR. La minimisation du 1DVAR fournit une extrapolation des profils de l'ébauche au dessus du niveau le plus haut du modèle et détermine une température de surface. Une sorte d'ébauche améliorée est ainsi obtenue en sortie de 1DVAR et sera utilisée en entrée de l'analyse variationnelle.

L'écramage des données TOVS

En plus du contrôle de qualité, les TOVS subissent un éclaircissement qui rejette environ 3 données sur 4. Une sélection est faite pour réduire la densité des données à une observation tous les 250 km. En effet, l'assimilation de la pleine résolution du TOVS (120 km) n'est pas mise en place à cause de la résolution actuelle T63 de la minimisation du 4DVAR et de l'hypothèse d'une corrélation d'erreur horizontale nulle entre les températures de brillance (voir ci-dessous). Comme la corrélation d'erreur d'observation des températures de brillance est non nulle, les observations sont éclaircies pour la minimiser. La priorité est donnée dans la sélection aux observations sur mer par rapport à celles sur terre puis les observations sont sélectionnées dans l'ordre clair, partiellement nuageuse et nuageuse.

Après le module du 1DVAR et de l'écramage des observations TOVS, les données

restantes sont directement utilisées dans l'assimilation 3D/4DVAR pour réaliser l'analyse en présence des autres types d'observations.

L'assimilation 3D/4DVAR du TOVS

Le calcul de la fonction objective (J_o) des observations du TOVS est organisé comme celui concernant les données conventionnelles (Vasiljevic *et al.*, 1992) (Fig. 4.1). Ce calcul repose toutefois sur l'hypothèse que les observations sont non corrélées entre-elles. Or on sait que les observations du TOVS sont corrélées horizontalement. De plus, le modèle de transfert radiatif est lui-même sujet à des erreurs et ceci, dans une certaine étendue, introduit des corrélations entre les erreurs des données des températures de brillance. Cependant, pour des raisons pratiques de calcul, les observations TOVS *doivent* être supposées décorrélées. La décorrélation des observations est justifiée par l'hypothèse que les données des différents satellites et des différentes nébulosités sont non corrélées entre elles et que l'écrémage permet de décorréler les observations TOVS.

Le même opérateur d'observation que celui du 1DVAR est utilisé en 3D/4DVAR. En plus des aspects à une dimension du 1DVAR, le 3DVAR permet d'assurer la cohérence horizontale des observations. Tous les types de données sont utilisés simultanément et les contraintes d'équilibre masse-vent sont imposées. La cohérence spatiale, l'utilisation simultanée des observations et les contraintes de balance agissent comme autant de contraintes additionnelles dans le processus d'inversion. Elles introduisent ainsi des redondances dans le problème de l'estimation et contribuent à mieux conditionner l'inversion.

La correction de biais des observations TOVS

Pour assimiler les observations dans un schéma d'assimilation de données variationnel, il est nécessaire de faire l'hypothèse que celles-ci sont globalement sans-biais par rapport à leurs équivalents issus du modèle. Comme nous l'avons déjà dit, le modèle de transfert radiatif utilisé pour simuler les températures de brillance du modèle n'est pas parfait et il existe des erreurs de calibration d'instrument et de prétraitement. Les biais éventuels entre les températures de brillance observées et les valeurs obtenues à partir l'ébauche sont donc corrigés pour pouvoir les utiliser au mieux dans le schéma d'assimilation. Cette étape correspond au calcul des δ de la méthode 3I. Le modèle de transfert radiatif est sujet à des erreurs de biais pouvant être de l'ordre de l'incrément d'observation réel (différence entre la radiance observée et la radiance calculée à partir de l'ébauche). Il est donc nécessaire de les corriger pour obtenir un effet positif des températures de brillance dans le système de prévision. Pour certains canaux, les biais locaux possèdent une grande variabilité spatiale en raison de leur dépendance vis à vis de l'état atmosphérique. Ces biais doivent être contrôlés et calculés opérationnellement si les températures de brillance sont utilisées

dans l'analyse (voir ci-dessous). Ils sont calculés pour chaque satellite à partir de moyennes glissantes réalisées sur une période de 15 jours. Le schéma de correction des biais dépend de l'angle de visée ainsi que de la masse d'air (de même que la correction des deltacs dans 3I qui dépend également de la masse d'air, (Chédin *et al.*, 1985)). Ces deux corrections sont appliquées simultanément (Eyre, 1992).

La correction dépendant de l'angle de visée est calculée à partir d'un ensemble de données de 2 semaines pour chaque angle de visée et chaque canal. Ce biais dépend fortement de la latitude, en particulier pour les canaux micro-ondes. Dans les tropiques et aux moyennes latitudes, le biais est calculé tous les 10°, alors que pour les Pôles, la bande est de 30°. Le schéma de correction dépendant de la masse d'air (Kelly et Harris, 1997) est linéaire et utilise des prédicteurs qui sont des champs issus de l'ébauche. Il s'agit des épaisseurs du modèle 1000-300 hPa et 250-50 hPa, la température de surface du modèle et le contenu total en vapeur d'eau du modèle qui ont été déterminés à partir d'une étude de la corrélation entre les biais de chaque canal du TOVS et les températures du modèle à chaque niveau standard.

Dans notre étude, la correction de biais a été réalisée sur une courte période de 5 jours car, lors de FASTEX, les SATEM étaient assimilés et non les températures de brillance clarifiées du TOVS. Les biais n'ont pu être calculés qu'à partir d'ébauches issues de la première ré-analyse 4DVAR partielle réalisée entre le 15 et le 19 février 1997 (Desroziers *et al.*, 1999).

Quels sont les canaux assimilés ?

L'assimilation des canaux du TOVS dépend de la nébulosité du spot et du type de surface. Seuls 19 canaux du TOVS peuvent être assimilés au maximum. Le canal HIRS 9 sensible au contenu d'ozone n'est pas assimilé ainsi que les canaux 16 à 20 et SSU 3 en raison de leur très large fonction de poids. Le premier canal de MSU n'est pas assimilé à cause de sa très grande sensibilité à la surface (difficulté de bien caractériser l'émissivité de surface). Le tableau 4.3 résume l'utilisation des canaux du TOVS dans l'assimilation.

Les canaux d'altitude HIRS 1 à 3, MSU 3 et 4 et SSU 1 et 2 sont assimilés pratiquement dans tous les cas car ils ne sont ni sensibles à la présence de nuages ni au type de surface. Toutefois, dans le cas d'un relief élevé (supérieur à 1500 m), seuls les canaux HIRS et SSU sont assimilés.

Les autres canaux HIRS pouvant être contaminés par la présence de nuages, il ne sont pas assimilés dans les cas nuageux. Les canaux sensibles à la température (HIRS 4 à 6) sont utilisés indépendamment du type de surface. Le canal HIRS 7 pointant à 900 hPa, le canal fenêtre HIRS 8 ainsi que le canal vapeur d'eau HIRS 10 ne sont utilisés que sur mer libre. Les canaux HIRS 11 et 12 sont assimilés sur mer libre ou sur terre. L'assimilation

Canal	Clairs			Partiel nuageux			Nuageux			Orographie
	Mer	Glace	Terre	Mer	Glace	Terre	Mer	Glace	Terre	
HIRS1	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
HIRS2	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
HIRS3	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
HIRS4	*	*	*	*	*	*				
HIRS5	*	*	*	*	*	*				
HIRS6	*	*	*	*	*	*				
HIRS7	*			*						
HIRS8	*			*						
HIRS10	*			*						
HIRS11	*		*	*		*				
HIRS12	*		*	*		*				
HIRS13	*			*						
HIRS14	*			*						
HIRS15	*			*						
MSU2	*			*			*			
MSU3	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
MSU4	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
SSU1	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
SSU2	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*

TAB. 4.3 – Utilisation des canaux dans l'assimilation en fonction de la nébulosité et de la surface

des canaux HIRS 13 à 15 est restreinte aux cas de mer libre.

Enfin, le canal 2 de MSU étant sensible au type de surface, il n'est assimilé que dans le cas de mer libre.

Chaque canal est assimilé avec un écart-type d'erreur d'observation variant en fonction de la nébulosité et du type de surface du spot ainsi que du satellite (Tab. 4.4). Ce sont les canaux HIRS 1, 10 à 12 et SSU qui ont les plus grands écart-types d'erreur d'observation. Par ailleurs, l'écart-type d'erreur d'observation est augmenté si l'observation se fait sur terre pour les canaux HIRS 4 à 6 (canaux sensibles au type de surface).

Canal	Clair sur terre	clair sur mer	nuageux
HIRS1	1.57 (3.15)	1.57 (3.15)	1.57 (3.15)
HIRS2	0.79	0.79	0.79
HIRS3	0.67	0.67	0.67
HIRS4	0.9	0.3	
HIRS5	1.35	0.45	
HIRS6	1.80	0.60	
HIRS7		0.9	
HIRS8		1.5	
HIRS10		1.20	
HIRS11	2.48	2.48	
HIRS12	3.38	3.38	
HIRS13		0.75	
HIRS14		0.52	
HIRS15		0.45	
MSU2		0.45	0.45
MSU3	0.33	0.33	0.33
MSU4	0.38	0.38	0.38
SSU1	1.35	1.35	1.35
SSU2	2.25	2.25	2.25

TAB. 4.4 – Écart-type d'erreur d'observation des canaux du TOVS en fonction de la nébulosité et de la surface. Est indiquée entre parenthèses la valeur spécifique pour NOAA 14.

4.5 Ciblage des observations

4.5.1 Introduction

On sait aujourd'hui que la prévision parfaite ou idéale est largement hors de portée, sinon simplement impossible car :

- il faut disposer d'un modèle parfait de l'atmosphère et de ses interactions avec tous les autres milieux ;
- il est nécessaire d'initialiser ce modèle parfait avec les valeurs exactes des paramètres d'état en chaque point.

Les travaux sur les systèmes dynamiques, issus des réflexions de Poincaré au début du siècle et relancés par Lorenz au début des années 60 nous enseignent en effet que "des causes quasi-identiques n'ont pas du tout les mêmes effets", contrairement à l'idéal pratique du déterminisme qui tolère un certain à peu près.

Il existe donc deux grandes catégories de sources d'erreur :

- les erreurs de modélisation ; nous nous sommes efforcés d'en minimiser l'influence dans le présent travail ;
- les erreurs liées à la connaissance de l'état initial $x(t_0)$; nous nous sommes concentrés sur cet aspect et en particulier la manière dont le TOVS permet ou non de les maîtriser.

L'étude des systèmes dynamiques nous apprend qu'un apport régulier et homogène en information ne suffit généralement pas à éliminer la deuxième cause d'erreurs et, en tous cas, n'est pas du tout optimal en terme de gain apporté par un tel réseau d'observation. Le caractère cahotique de l'atmosphère se traduit par un besoin d'information fortement inhomogène dans l'espace et le temps. En effet, dans certains régimes du système, les petites incertitudes initiales ne vont pas s'amplifier, les observations sont donc quasi-inutiles. Dans d'autres, en revanche, une connaissance extrêmement précise de l'état du système est indispensable. Il se trouve que c'est le cas des cyclogenèses. Les cyclogenèses réelles se produisent en effet dans un environnement, une zone barocline, qui favorise la croissance rapide de toutes sortes de perturbations. La représentation approchée de cette situation dans un modèle numérique ne peut tolérer la moindre erreur d'analyse initiale sous peine de voir cette erreur s'amplifier très vite et de rendre la prévision inutilisable.

Soit une dépression prévue pour quelques jours sur l'Europe Occidentale. Elle constitue une structure localisée que nous pouvons plus ou moins arbitrairement caractériser par une propriété $J(t_1)$ (choix pertinent de paramètres, domaine de définition de J limité). Le

calcul de $\nabla J(t_0)$ nous indique les régions et les paramètres qui, à t_0 , ont le plus d'influence sur $J(t_1)$, la dépression d'intérêt.

Toute l'idée de l'observation adaptative ou du ciblage consiste à concentrer des moyens d'observation dans la zone qui a le plus d'influence pour $J(t_1)$. Précisément le ciblage se place dans un contexte opérationnel où il faut déterminer à l'avance le lieu des observations les plus profitables pour la prévision d'un phénomène météorologique.

On voit bien que la zone d'intérêt :

- dépend de la propriété de l'atmosphère visée (lieu, date, nature) $J(t_1)$;
- de la dynamique de l'évolution entre l'instant d'observation t_0 et la date t_1 , à travers la relation $\nabla_{x(t_0)} J = L^* \nabla_{x(t_1)} J$, où L^* contient toutes ces propriétés dynamiques.

Le premier essai de mise en œuvre de ciblage des observations de Météo-France a eu lieu pendant la campagne FASTEX. Pendant les POI, des moyens logistiques supplémentaires ont été mis en œuvre pour effectuer des observations dans des zones dites sensibles. Ces zones ont été déterminées à partir d'un calcul de gradient de la fonction coût des prévisions, affiné ensuite par des calculs de vecteurs singuliers. Langland *et al.* (1999) ont montré que l'assimilation de dropsondes améliorerait la prévision des dépressions des POI 17 et 18. Les zones sensibles sont situées dans des régions baroclines à un niveau de 600 hPa et correspondent à des entrées droites ou des sorties gauches du courant-jet (Gelaro *et al.*, 1999 ; Montani *et al.*, 1999). Montani *et al.* (1999) ont montré que le système d'assimilation agissait comme un filtre dans l'utilisation de l'information contenue dans les dropsondes.

Bergot (1999) a montré que les observation adaptatives étaient clairement contraintes par le réseau conventionnel d'observations et que la stratégie d'échantillonnage pour les observations ciblées devait en découler mais était un problème difficile à résoudre. La conclusion quant à l'amélioration de la qualité de la prévision en présence d'observations ciblées n'est pas nette et dépend des cas. Une amélioration significative n'est observée que si le champ de l'ébauche est assez mauvais, et donc dans les cas où le 3DVAR n'est pas capable de produire des champs initiaux de bonne qualité. Une partie non négligeable des erreurs de prévision résulte d'une déficience du système d'assimilation et ne peut donc être corrigée par les données ciblées. Bergot (2000) montre, en revanche, qu'on retire un bénéfice systématique de l'utilisation du 4DVAR.

L'existence de ce besoin inhomogène en données place le sondage depuis les satellites dans une perspective nouvelle, qui pose les questions suivantes :

- nous avons vu que, dans la quantité énorme de données fournies par le TOVS, une sélection est nécessaire ; elle est actuellement justifiée par des raisons statistiques et algorithmiques ; toutefois, nous devons nous demander si l'existence de «zones sensibles» ou critiques ne vient pas modifier cette procédure de tri ;

- pour cela, il est nécessaire d'examiner si un sondage TOVS au cœur d'une zone sensible a effectivement plus d'influence qu'un sondage TOVS en dehors ;
- on note aussi, à l'issue de FASTEX, que les zones sensibles liées à la cyclogenèse suivent le guide d'onde barocline et coïncident largement avec des zones nuageuses : dans ce cas, quels sont les canaux les plus importants, les canaux MSU apportent-ils l'information voulue ?

Telles sont les questions que nous tenterons de documenter dans cette partie. Il s'agit d'une manière nouvelle d'aborder le rôle du sondage spatial.

Plusieurs outils permettent de déterminer le lieu et la date à laquelle réaliser le ciblage : le gradient d'une fonction coût relative à la prévision (Bergot *et al.*, 1999), la technique des vecteurs singuliers (Bergot, 1999 ; Bergot, 2000 ; Langland *et al.*, 1999 ; Gelaro *et al.*, 1999) ainsi que la prévision d'ensemble (Szunyogh *et al.*, 1999). Les deux premières méthodes, qui ont été utilisées pendant FASTEX par Météo France, sont basées sur la technique du modèle linéaire tangent ainsi que son adjoint.

4.5.2 Gradient d'une fonction relative à la qualité de la prévision

La sensibilité aux conditions initiales (Éq. 4.23) a servi à déterminer les zones sensibles pour le ciblage pendant la campagne FASTEX. Le diagnostic utilisé était l'enstrophie (intégrale du carré du tourbillon) intégrée verticalement sur une couche de 140 hPa à 850 hPa sur la zone de vérification.

4.5.3 Le calcul des vecteurs singuliers

L'approche des vecteurs singuliers consiste à définir la localisation des cibles à t_0 à partir des extrema des structures qui s'amplifient le plus rapidement entre t_0 et une échéance t_1 et une zone de vérification données (Palmer *et al.*, 1998 ; Bergot *et al.*, 1999). Elle est fondée sur l'idée que malgré la projection d'une petite partie de l'erreur d'analyse sur ces vecteurs, la croissance de cette composante pourra dominer l'erreur de prévision. Ainsi les vecteurs singuliers définissent des régions où des erreurs initiales sont susceptibles de s'amplifier de manière super-exponentielle. Les vecteurs singuliers d'un opérateur L sont les vecteurs propres de l'opérateur produit L^*L . Étant donnés deux produits scalaires, $\langle . ; . \rangle_{E_0}$ à l'instant initial et $\langle . ; . \rangle_{E_1}$ à l'instant final, un vecteur singulier est un extremum de

$$\lambda_i = \frac{\langle \delta X_i(t_1); \delta X_i(t_1) \rangle_{E_1}}{\langle \delta X_i(t_0); \delta X_i(t_0) \rangle_{E_0}} \quad (4.24)$$

qui mesure donc l'amplification, au sens de E_1 et E_0 , du vecteur δX_i . On montre que les δX_i sont des vecteurs propres de l'opérateur $E_0^{-1}L^*E_1L$ où $E_0^{-1}L^*E_1 = L_E^*$, adjoint de L pour les normes E_0 et E_1 . Les normes de la perturbation à l'instant initial et à l'instant final peuvent être de différentes natures : énergie, énergie cinétique, l'énstrophie (Palmer *et al.*, 1998).

Le calcul des vecteurs singuliers fournit également une estimation de la prévisibilité de la circulation atmosphérique (Lorenz, 1965). Cela concerne essentiellement la détermination de l'évolution de distribution de probabilité des erreurs initiales.

4.6 Étude détaillée d'un cas de ciblage en 4DVAR avec le TOVS

Une partie de notre travail a consisté en la mise en place pour la période FASTEX de l'assimilation variationnelle des températures de brillance du TOVS. Nous avons donc utilisé les données du TOVS comme des observations de ciblage et comparé leur impact sur l'analyse et la prévision à celui fourni par les dropsondes. Le schéma d'assimilation utilisé au cours de cette expérience de ciblage est le 4DVAR ayant servi à la première réanalyse 4DVAR partielle de la campagne FASTEX. La variable d'état du modèle possède une résolution en T199 sur la sphère étirée, c'est-à-dire une résolution de 90 km environ près de Terre-Neuve et de 35 km environ près de l'Irlande. La variable de contrôle, quant à elle, a une résolution bien plus faible comme nous l'avons vu précédemment (T63 = 370 km sur tout le globe).

Notre cas d'étude est la dépression dont fait l'objet la POI 17. La région d'intérêt est définie entre 52° et 63°N et 20°0'W le 19 février à 12 h. Le calcul de sensibilité de la pression au sol de cette région par rapport aux conditions initiales du 17 février 1997 à 18 h a été réalisé, soit 42 h plus tôt. Le gradient indique que les zones sensibles sont situées au large de Terre-Neuve entre 60° et 30°N (Fig. 4.2) à 850 hPa, tandis qu'à 600 hPa, elles sont un peu plus en amont sur le continent nord-américain. Elles possèdent donc une inclinaison barocline marquée.

Nous avons choisi d'assimiler les observations TOVS disponibles le 17 février à 18 heures sur la zone sensible, c'est-à-dire entre 32° et 58°N et 70° et 28°W (Fig. 4.3a). Il existe 680 données TOVS sur cette région. Après contrôle de qualité, il ne reste plus que 493 spots TOVS dont 284 sont issus de NOAA14 et 209 de NOAA12. Pour la plupart des expériences en 4DVAR nous n'avons pas mis en place l'écrémage géographique pour garder le maximum de signal provenant des températures de brillance du TOVS. Nous comparerons l'effet de ces TOVS à celui causé par l'assimilation des 20 dropsondes larguées par le Gulf Stream à la même date (Fig. 4.3b).

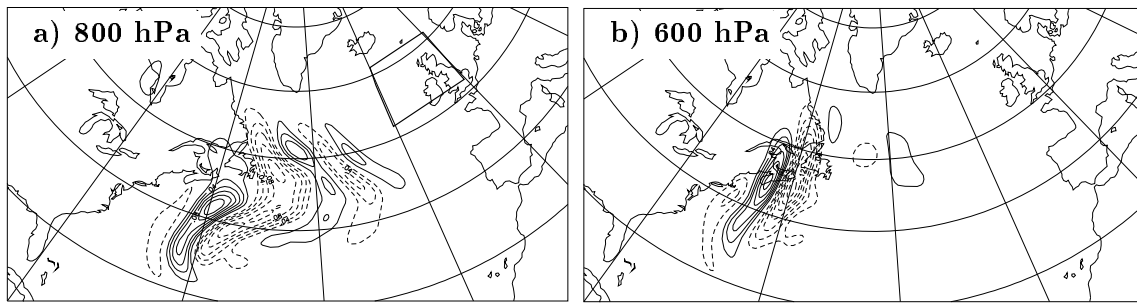


FIG. 4.2 – Composante en température du gradient le 17 février 1997 à 18 h et région d'intérêt le 19 février 1997 12 h. Les traits pleins correspondent au signe positif tandis que le signe négatif est associé aux lignes tiretées.

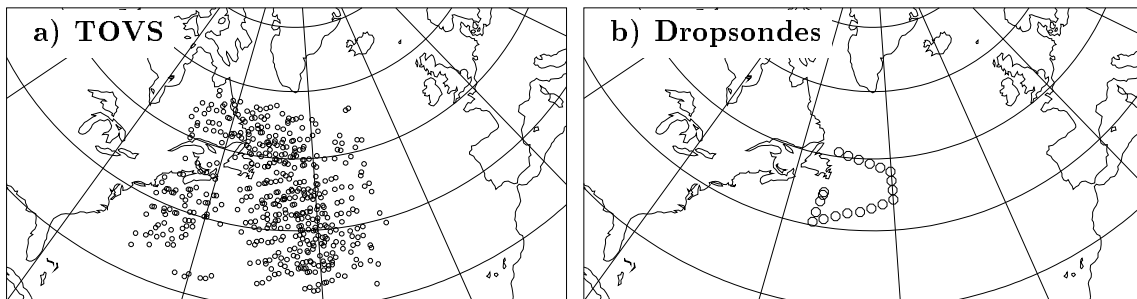


FIG. 4.3 – TOVS ciblés (a) et Dropsondes larguées depuis le Gulf Stream (b) le 17 février 1997 à 18 h.

4.6.1 Étude de l'incrément d'analyse

Les champs présentés dans les figures 4.4 et 4.5 sont les incréments d'analyse ($\delta x^a = x^a - x^b$) pour les champs de géopotiel à 500 hPa et le champ de pression de surface. La figure 4.4 concerne un seul type d'observation (TOVS ciblés (a) et dropsondes (b)) tandis que la figure 4.5 se rapporte à des assimilations qui comprennent en plus des observations ciblées les observations conventionnelles.

Ces deux figures montrent que l'impact de l'assimilation des TOVS sur le géopotiel et la pression de surface est différent de celui causé par les dropsondes. Pour le champ de géopotiel à 500 hPa, il existe peu de différences entre les incréments d'analyse issus des observations ciblées (dropsondes ou TOVS) et ceux concernant les observations ciblées assimilées en même temps que les observations conventionnelles. Ceci n'est plus vrai pour le champ de pression de surface. De plus, nous constatons un impact de signe opposé entre les deux types d'observations. L'impact principal sur la pression de surface des TOVS seuls est positif et situé au sud-est de Terre-Neuve, tandis que celui des dropsondes seules est

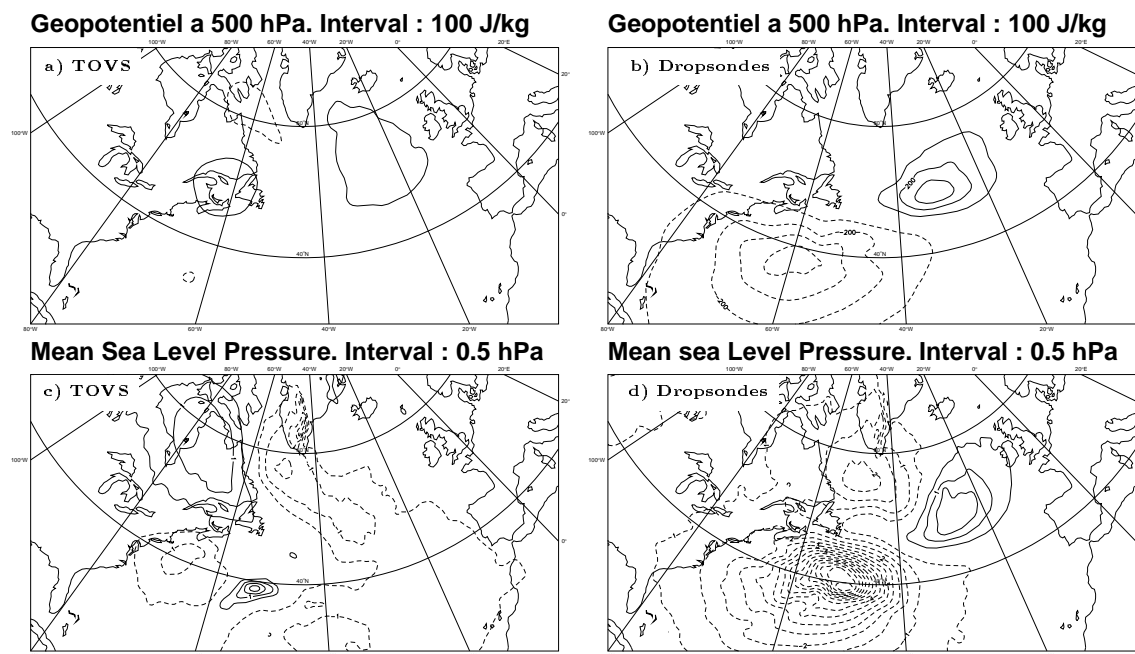


FIG. 4.4 – *Incrément d'analyse pour les expériences TOVS et DROPSONDES pour le géopotiel à 500 hPa (a,b) et la pression de surface (c,d) le 17 février 1997 à 18 h. Les traits pleins correspondent au signe positif tandis que le signe négatif est associé aux lignes tiretées.*

également situé au même endroit mais négatif. Cependant, l'amplitude de ces impacts est différente : nous trouvons un impact plus faible de l'assimilation des TOVS par rapport à celle des dropsondes. En présence d'observations conventionnelles, la différence entre les deux incréments d'analyse est moins importante et ces derniers sont du même ordre de grandeur.

Une coupe verticale suivant une ligne 38°N 75°W 50°N 40°W a été réalisée pour les expériences TOVS ciblés et dropsondes seules (Fig. 4.6). Nous observons pour les TOVS (Fig 4.6a) que l'impact principal se situe en altitude au delà de 50 hPa. L'impact secondaire est à 500 hPa environ. Pour les dropsondes (Fig 4.6b), les impacts principaux se situent à 300 hPa et à 150 hPa environ. Cette coupe verticale montre également que les TOVS réchauffent là où les dropsondes ont tendance à refroidir l'atmosphère vers 400 hPa. Une comparaison avec une coupe verticale sur la composante en température du gradient (Fig. 4.7) montre que les maxima des incréments d'analyse sont situés au dessus de ceux du gradient (environ 700 hPa) et qu'ils ne possèdent pas l'inclinaison barocline du gradient. Les maxima des incréments sont donc situés en dehors des zones sensibles.

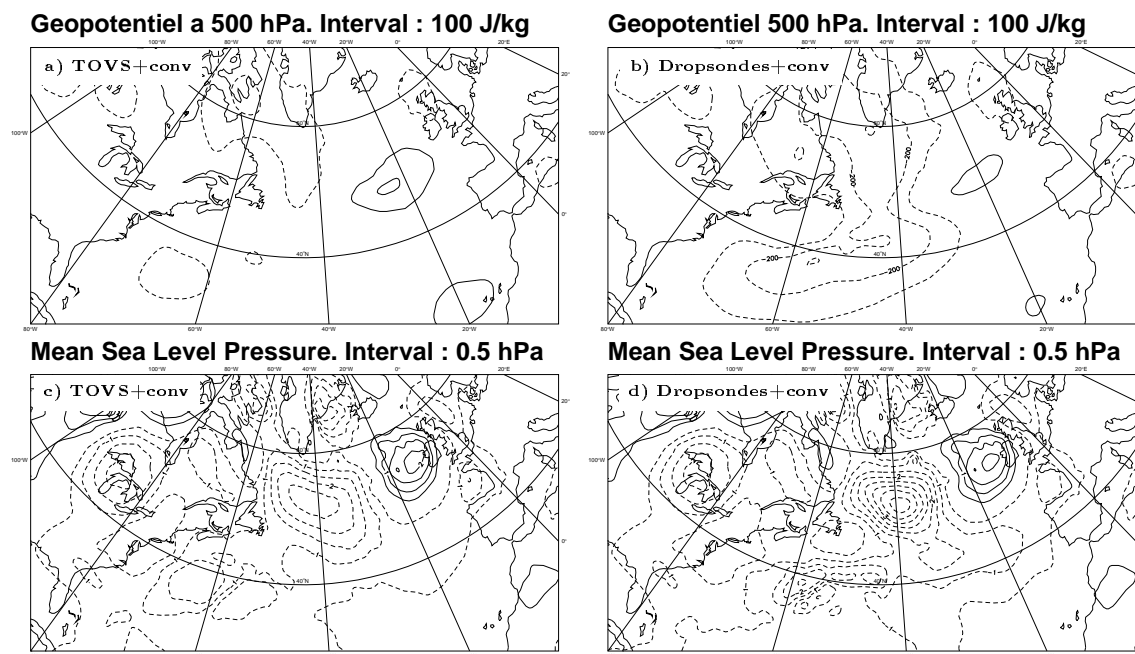


FIG. 4.5 – *Incrément d'analyse pour les expériences TOVS et DROPSONDES pour le géopotiel à 500 hPa (a,b) et la pression de surface (c,d) le 17 février 1997 à 18 h. Les traits pleins correspondent au signe positif tandis que le signe négatif est associé aux lignes tiretées.*

4.6.2 Évolution de l'incrément d'analyse

Incrément d'analyse évoluant de 6 à 36 h

Nous avons étudié la différence entre la prévision issue de l'analyse et celle issue de l'ébauche pour plusieurs échéances variant de 6 à 36 h toutes les 6 h. Pour les TOVS (Fig. 4.8), l'impact situé sur Terre-Neuve s'amplifie fortement (de 100 à 1200 J/kg) et est localisé sur la région de cyclogenèse de la POI 17 tout au long de l'évolution. Ce comportement d'accroissement localisé de l'impact illustre bien la notion de "zone sensible".

Dans le cas des dropsondes (Fig. 4.9), l'impact observé à 36 h semble se développer à l'avant de l'incrément négatif d'analyse entre l'échéance 6 et 12 h. Nous observons que les incréments sont de signes opposés pour ces deux expériences. Les TOVS tendent à combler la dépression tandis que les dropsondes la creusent.

Modification de la prévision de la POI 17 à 42 heures.

Nous allons maintenant nous intéresser à l'impact à 42 heures pour les expériences présentées ci-dessus. Nous allons donc étudier la différence entre la prévision à 42 h et l'ébauche à 45 h pour le 19 février 1997 à 12 h. Les figures 4.10 et 4.11 montrent les champs

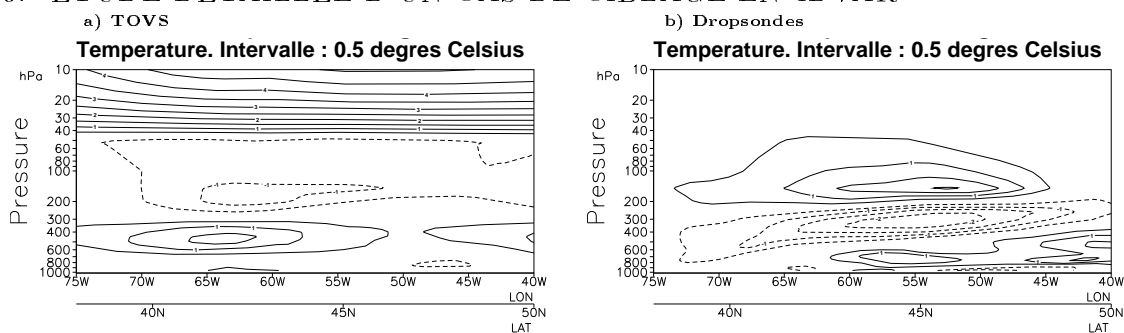


FIG. 4.6 – Coupe verticale de l'incrément d'analyse en température pour les expériences d'assimilation des TOVS (a) et des dropsondes (b) le 17 février 1997 à 18 h. Les traits pleins correspondent au signe positif tandis que le signe négatif est associé aux lignes tiretées.

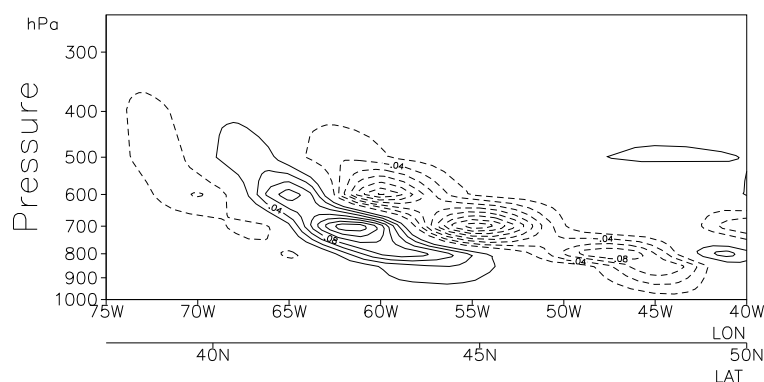


FIG. 4.7 – Coupe verticale du gradient le 17 février 1997 à 18 h le long d'un axe $38^{\circ} N$ $75^{\circ} W$ $50^{\circ} N$ $40^{\circ} W$. Les traits pleins correspondent au signe positif tandis que le signe négatif est associé aux lignes tiretées.

de différences entre la prévision à 42 h issue de l'analyse et celle issue de l'ébauche.

L'impact faible dû à l'assimilation des TOVS ciblés seuls s'est fortement accru et est localisé sur la région de la dépression de la POI 17. Dans le cas des observations ciblées seules (Fig.4.10), l'incrément s'est amplifié et se présente sous la forme d'un dipôle. Ceci est caractéristique d'une erreur de position de la dépression, c'est-à-dire d'une modification de la vitesse de phase. Cependant, pour les dropsondes, l'incrément est de signe opposé par rapport aux TOVS. La différence la plus importante pour le géopotential à 500 hPa est observée pour l'incrément relatif au TOVS tandis que celle concernant le champ de pression de surface est due aux dropsondes. En présence d'observations conventionnelles, les différences les plus significatives sont observées au nord-ouest de l'Écosse. Il est à noter que, malgré un très faible incrément d'analyse dans le cas TOVS+conventionnelles,

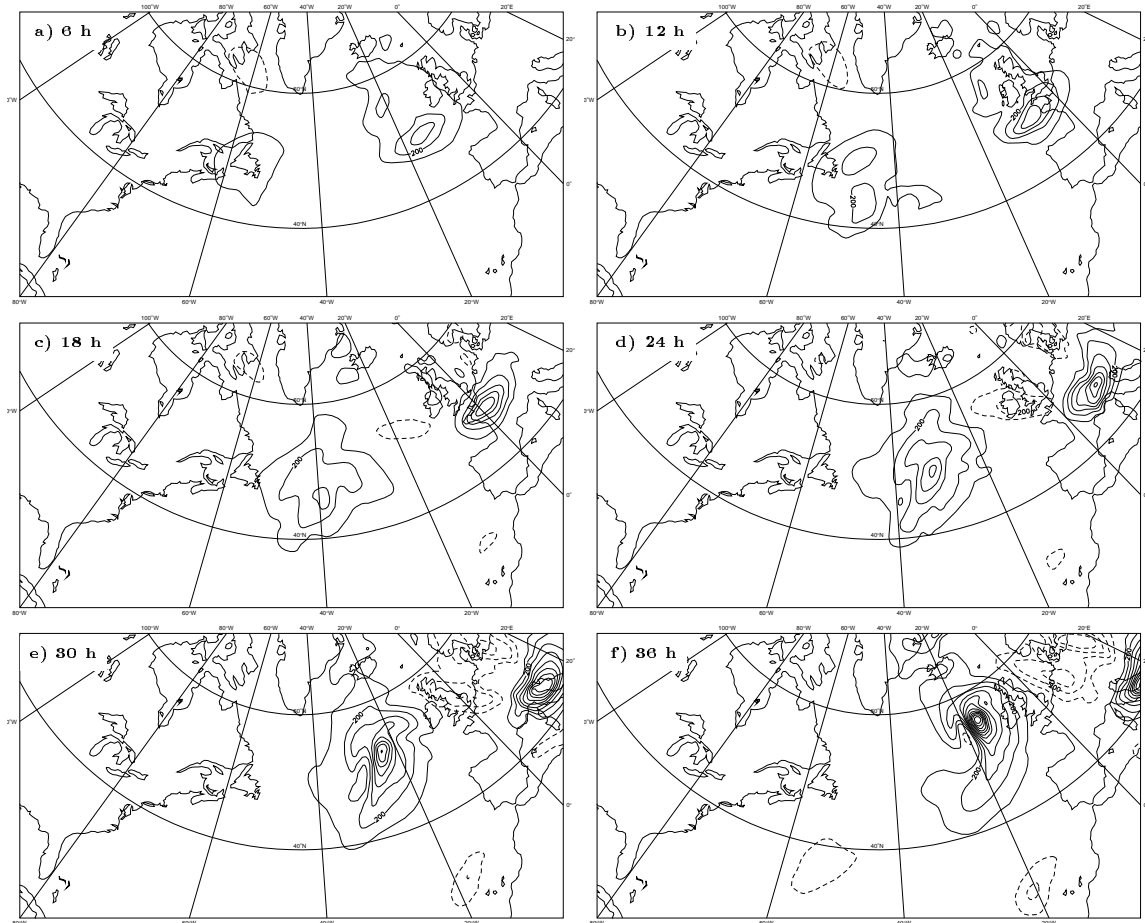


FIG. 4.8 – Évolution de l'incrément d'analyse du géopotential à 500 hPa toutes les 6 heures de 6 à 36 h de l'assimilation des TOVS ciblés. Intervalle 100 J/kg. Les traits pleins correspondent au signe positif tandis que le signe négatif est associé aux lignes tiretées.

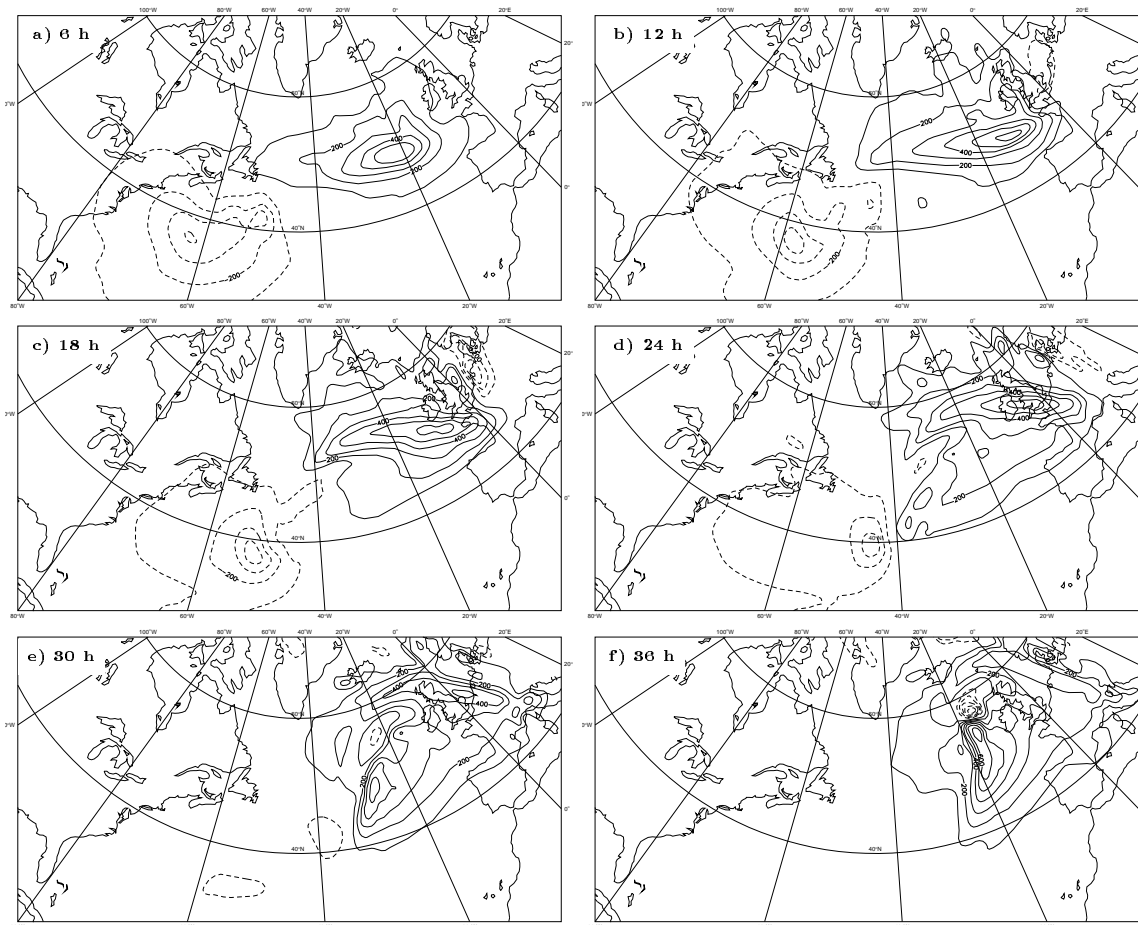


FIG. 4.9 – Évolution de l'incrément d'analyse du géopotiel à 500 hPa toutes les 6 heures de 6 à 36 h de l'assimilation des dropsondes du vol du Gulf Stream. Les traits pleins correspondent au signe positif tandis que le signe négatif est associé aux lignes tiretées.

il subsiste sur l'incrément de prévision une faible signature de l'assimilation des TOVS. L'assimilation des TOVS ciblés en présence des observations conventionnelles a un impact sur la prévision la dépression de la POI 17.

Erreur de prévision de la POI 17

Nous avons vu précédemment que les TOVS et les dropsondes ont une influence opposée sur la prévision de la POI 17. Nous allons donc chercher à montrer quel est le comportement à favoriser pour améliorer la prévision en comparant les prévisions à la réanalyse partielle 4DVAR de FASTEX le 19 février 1997 à 12 h. La figure 4.12 présente le champ de pression de surface le 19 février 1997 à 12 h pour les prévisions issues des expériences

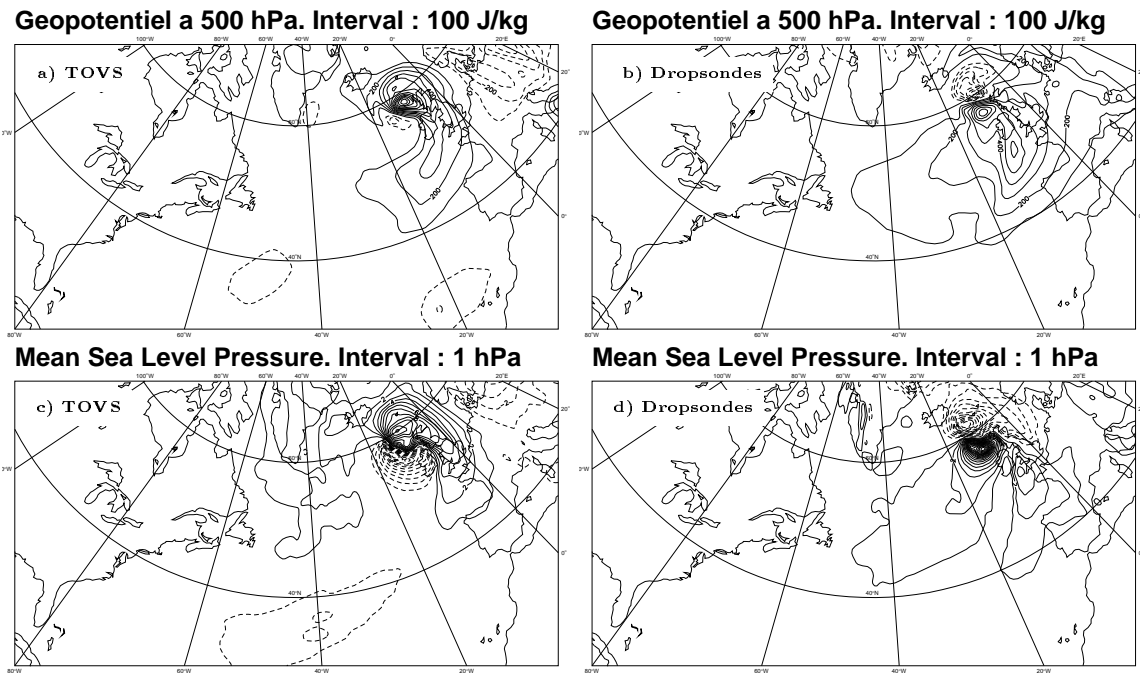


FIG. 4.10 – *Incrément à l'échéance de 42 h pour les expériences TOVS et dropsondes pour le géopotential à 500 hPa (a,b) et la pression de surface (c,d) le 19 février 1997 à 12 h. Le signe négatif est associé aux lignes tiretées.*

TOVS (a), dropsondes (b), TOVS+conventionnelles, (c) dropsondes+conventionnelles (d) et la réanalyse 4DVAR (e). Nous observons que les 4 premières cartes sont beaucoup plus proches entre elles et la dernière est différentes des autres. La dépression au nord-ouest de l'Écosse est trop creusée pour toutes les prévisions.

Le tableau 4.5 présente l'erreur de prévision du creusement et de position de la cyclogenèse de la POI 17. Ces erreurs ont été calculées à partir de la réanalyse 4DVAR du 19 février 1997 à 12 h.

Nous observons que la plus petite erreur de creusement (5.6 hPa) est obtenue par l'assimilation des TOVS seuls ciblés. L'erreur de positionnement est minimale dans le cas des dropsondes+conventionnelles (62km) mais l'erreur de creusement vaut 12.7 hPa et nous remarquons que l'analyse TOVS + conventionnelles présente le meilleur *compromis* entre l'erreur de creusement (7.7 hPa) et l'erreur de positionnement de la dépression (155 km).

Le sur-creusement des dépressions par le modèle ARPEGE est un défaut connu. La prévision est globalement bonne (la dépression est présente) et c'est une caractéristique de la période FASTEX. Notre étude porte donc sur des signaux assez faibles.

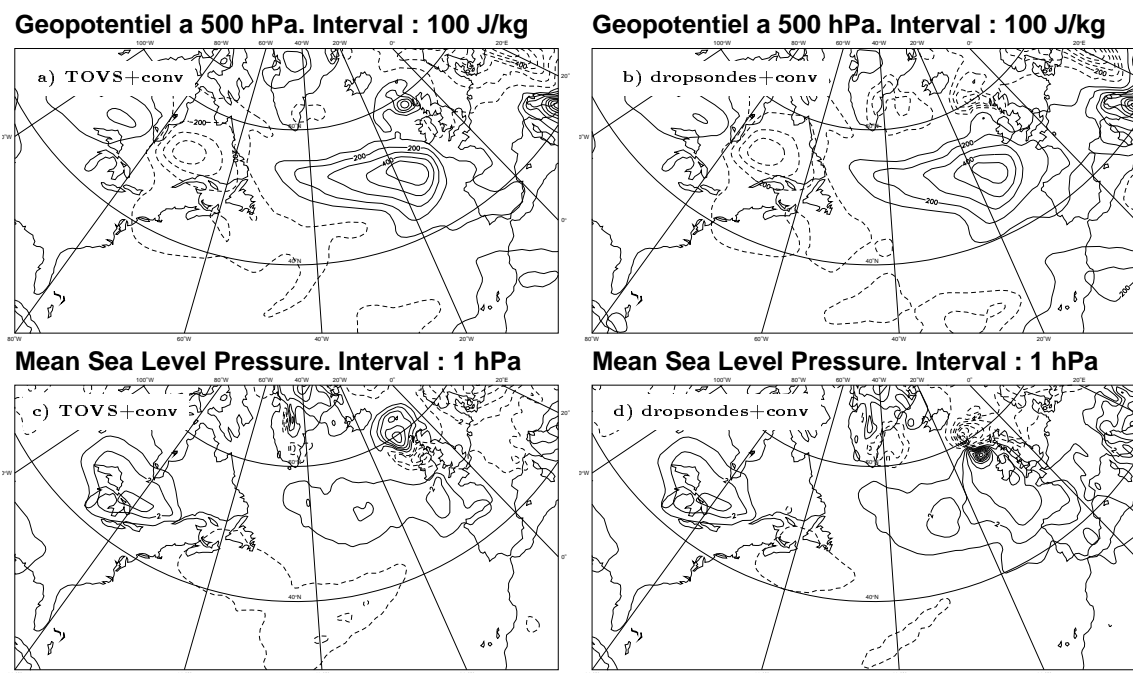


FIG. 4.11 – *Incrément à l'échéance de 42 h pour les expériences TOVS+conventionnelles et dropsondes+conventionnelles pour le géopotential à 500 hPa (a,b) et la pression de surface (c,d) le 19 février 1997 à 12 h.*

Quantification de l'erreur de prévision sur une zone géographique

Nous nous sommes ensuite intéressés au calcul de biais des erreurs de prévision le 19 février à 12 h sur la zone de vérification pour laquelle la zone de ciblage a été établie ($52\text{-}63^\circ\text{N}$, $-20\text{-}0^\circ\text{W}$) (Tab. 4.6).

Nous observons que le biais minimal ainsi que l'écart quadratique moyen minimal sont observés pour l'assimilation des TOVS pour les champs de pression de surface et de géopotential à 500 hPa. Pour l'assimilation avec données conventionnelles, nous observons que les TOVS ne diminuent quasiment pas le biais du champ de pression de surface obtenu avec les observations conventionnelles tandis que les dropsondes l'augmentent. Pour le champ de géopotential à 500 hPa, les TOVS permettent d'obtenir le biais le plus faible par rapport aux autres expériences.

En conclusion, l'étude des biais et des écarts quadratiques moyens d'erreur de prévision montre que la meilleure prévision par rapport à la réanalyse 4DVAR partielle au regard de ces critères est obtenue avec l'assimilation des TOVS seuls ciblés.

Pression de surface	Pression centrale	Erreur de prévision (hPa)	distance (km)
TOVS	949.5	5.6	203
TOVS+conv	947.4	7.7	115
dropsondes	944.0	11.1	141
dropsondes+conv	942.4	12.7	62
Conventionnelles	943.9	11.2	240
Ébauche	944.4	10.7	203

TAB. 4.5 – *Pression et erreur de prévision de la dépression de la POI 17 le 19 février 1997 à 12 h.*

Pression de surface	biais (Pa)	écart quadratique moyen (Pa)
TOVS	-278	467
TOVS+conv	-383	630
dropsondes	-374	948
dropsondes+conv	-416	873
Conventionnelles	-384	832
Ébauche	-453	711

Géopotential 500 hPa	biais (J/kg)	écart quadratique moyen (J/kg)
TOVS	-540	634
TOVS+conv	-774	882
dropsondes	-669	761
dropsondes+conv	-872	976
Conventionnelles	-916	1044
Ébauche	-844	935

TAB. 4.6 – *Quantification de l'erreur de prévision sur la région d'intérêt de la pression de surface et du géopotential à 500 hPa.*

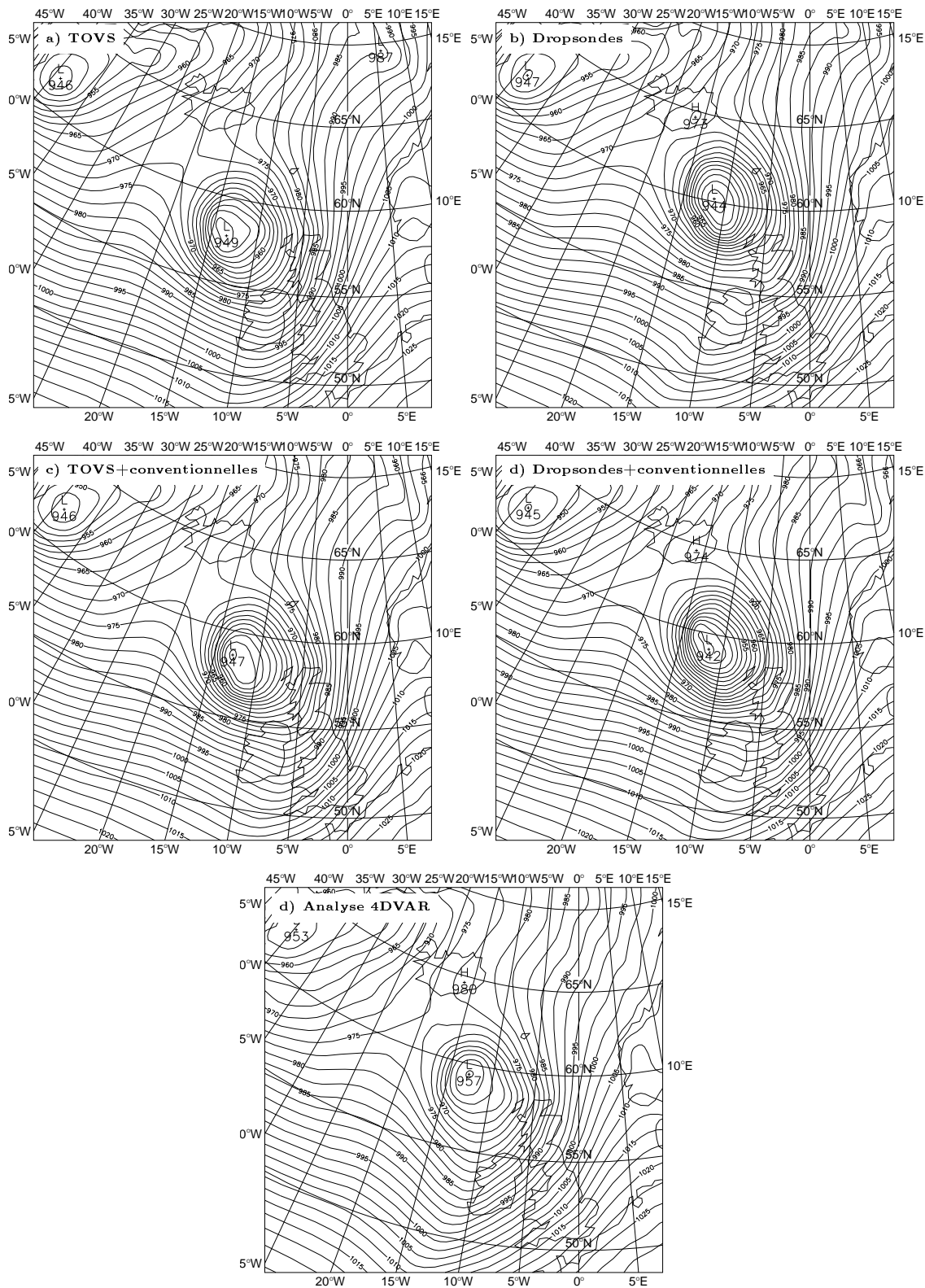


FIG. 4.12 – Prédiction à 42 h de la pression de surface pour les expériences TOVS (a), dropsondes (b), TOVS+conventionnelles (c), dropsondes+conventionnelles (d) et analyse 4DVAR du 19 février 1997 à 12 h.

4.6.3 Assimilation des TOVS hors zone sensible

Le paragraphe précédent montre l'effet des TOVS assimilés dans la zone sensible pour la prévision du 19 février 1997 12 h. Que se passe-t'il si nous assimilons les TOVS en dehors de la zone sensible? Pour répondre à cette question, nous avons reconduit les mêmes expériences en assimilant les TOVS en dehors de la zone sensible. L'incrément d'analyse,

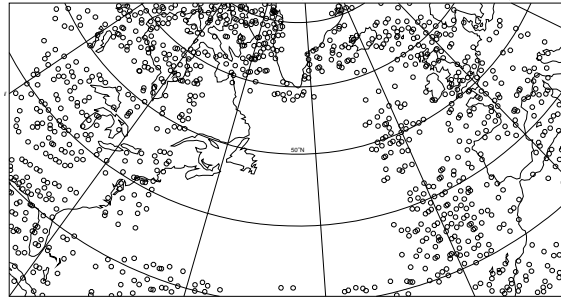


FIG. 4.13 – Répartition des TOVS hors zone sensible le 17 février 1997 à 18 h.

donné par la figure 4.14, révèle un impact quatre fois plus important que dans le cas de TOVS ciblés sur l'Océan Atlantique vers 50°N 30°W (cf Fig. 4.4a). Lorsque les observations conventionnelles sont présentes (Fig. 4.14b), nous observons peu de différences avec l'incrément obtenu dans l'expérience TOVS ciblés+conventionnelles ((cf Fig. 4.5a). L'effet des TOVS hors zone sensible n'est donc pas nul sur l'incrément d'analyse.

Étudions maintenant son évolution à 42 h (Fig. 4.15). Sur le champ de géopotentiel à 500 hPa, nous observons que l'impact principal est obtenu au sud est de la pointe du Groenland (Fig. 4.15a). Par ailleurs, un signal secondaire est observé à l'endroit de la dépression et du front. En présence d'observations conventionnelles, il existe toujours un impact sur la zone de la dépression.

Nous avons ensuite cherché à quantifier les erreurs de prévision. Le tableau 4.7 compare

Pression de surface	Pression centrale	Erreur de prévision (hPa)	distance (km)
TOVS	949.5	5.6	203
TOVS+conv	947.4	7.7	115
TOVS hors zone	944.8	10.3	169
TOVS hors zone+conv	944.3	10.8	169

TAB. 4.7 – Erreur de prévision et de position de la POI 17

les erreurs d'intensité et de positionnement pour la POI 17 : ces deux dernières expériences hors zone sensible améliorent la position du centre de la dépression, mais donnent une

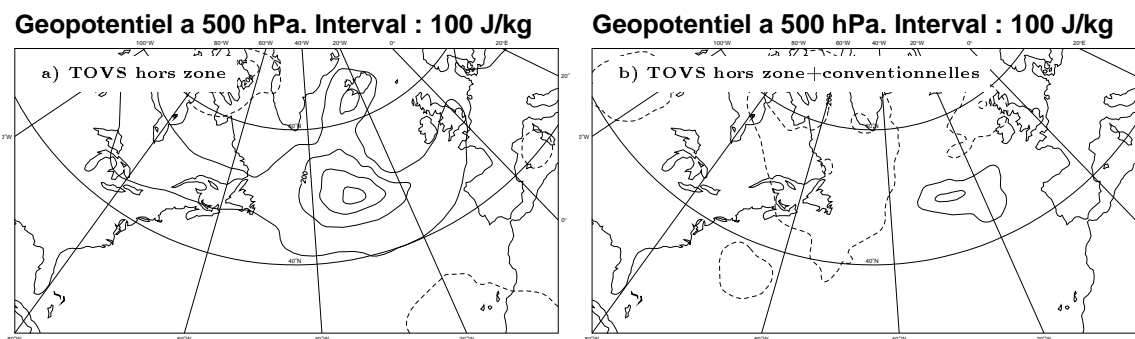


FIG. 4.14 – *Incrément d'analyse pour les expériences TOVS hors zone sensible (a) et TOVS hors zone sensible+conventionnelles (b) pour le géopotential à 500 hPa le 17 février 1997 à 18 h. Les traits pleins correspondent au signe positif tandis que le signe négatif est associé aux lignes tiretées.*

prévision de la dépression de la POI 17 bien trop creuse tout comme l'ébauche et les expériences avec dropsondes.

Pression de surface	biais (Pa)	écart quadratique moyen (Pa)
TOVS	-278	467
TOVS+conv	-383	630
TOVS hors zone	-185	682
TOVS hors zone+conv	-355	789

Géopotential 500 hPa	biais (J/kg)	écart quadratique moyen (J/kg)
TOVS	-540	634
TOVS+conv	-774	882
TOVS hors zone	-668	753
TOVS hors zone+conv	-876	983

TAB. 4.8 – *Quantification de l'erreur de prévision sur la zone de vérification pour les expériences avec TOVS ciblés et TOVS hors zone sensible*

Le tableau 4.8 indique le biais et l'écart quadratique moyen de l'erreur de prévision sur la région de vérification ($52-63^{\circ}\text{N}$, $-20-0^{\circ}\text{W}$) pour les expériences TOVS hors zone sensible. Dans le cas de la pression de surface, le biais est plus faible que pour les expériences TOVS ciblés. Néanmoins, dans le cas du géopotential, le biais et l'écart quadratique moyen sont proches de ceux obtenus avec les dropsondes (Tab. 4.6).

L'assimilation des profils TOVS en dehors de la zone sensible a un effet, certes faible,

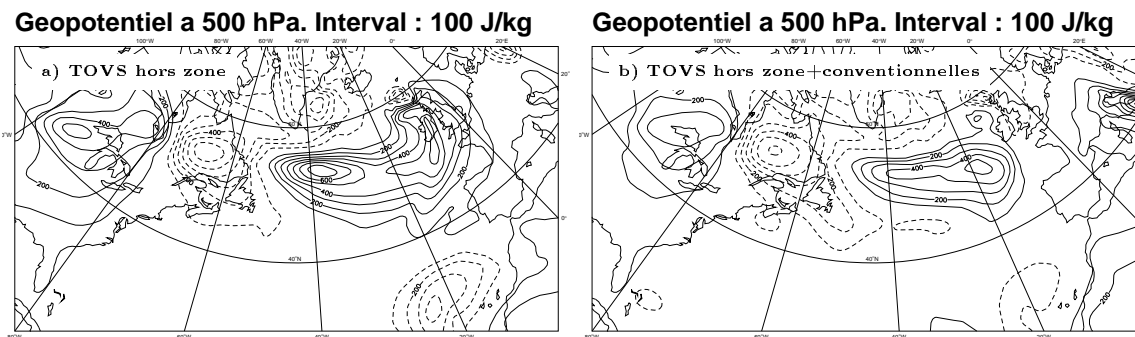


FIG. 4.15 – *Incrément à l'échéance 42 h pour les expériences TOVS hors zone sensible (a) et TOVS hors zone sensible+conventionnelles (b) pour le géopotential à 500 hPa le 19 février 1997 à 12 h. Les traits pleins correspondent au signe positif tandis que le signe négatif est associé aux lignes tiretées.*

sur la prévision de la dépression de la POI 17. Les profils TOVS situés en dehors de la zone sensible peuvent donc modifier légèrement la prévision de la dépression.

4.6.4 Effet de l'écrémage géographique

Comme nous l'avons vu précédemment, les TOVS subissent en mode opérationnel un écrémage géographique qui élimine 3 données sur 4 pour réduire les risques de corrélation entre les données. Or pour les expériences précédentes, nous avons supprimé cet écrémage pour augmenter le signal des TOVS. Nous avons donc refait les expériences précédentes mais en effectuant l'écrémage pour vérifier que les résultats restaient valables.

L'examen des champs d'analyse du géopotential à 500 hPa et de la pression de surface montre qu'il y a peu de changement entre les analyses réalisées avec TOVS éclaircis ou non. Cependant la différence la plus importante sur le champ de pression de surface est observée à l'endroit de la dépression le 17 février 18 h. Le fait d'écrémer les TOVS divise l'incrément par 4. Par contre, il y a très peu de changement entre les incréments obtenus avec les TOVS hors zone sensible.

L'effet sur la prévision à 42 h est plus important sur les TOVS ciblés que sur les TOVS hors zone sensible. Le tableau 4.9 montre que l'éclaircissement modifie le creusement de la dépression de 1.3 hPa au maximum dans le cas des TOVS hors zone alors que l'erreur de position est légèrement changée avec une différence maximale de 52 km dans le cas de l'assimilation des TOVS ciblés et des observations conventionnelles.

Le tableau 4.10 indique que l'éclaircissement des TOVS a tendance à augmenter le biais entre la prévision et l'analyse vérificatrice dans le cas des TOVS ciblés et des TOVS ciblés+conventionnelles. Pour les expériences avec les TOVS en dehors de la zone sensible,

Pression de surface	Pression centrale	Erreur de prévision (hPa)	distance (km)
TOVS	948.4	6.7	187
TOVS+conv	946.4	8.7	167
TOVS hors zone	946.1	9	187
TOVS hors zone+conv	944.1	11	187

TAB. 4.9 – Erreurs de prévision et de position de la POI 17 pour les expériences avec TOVS éclaircis

l'éclaircissement favorise une diminution du biais et de l'écart quadratique moyen.

Pression de surface	biais (Pa)	écart quadratique moyen (Pa)
TOVS	-309	460
TOVS+conv	-369	734
TOVS hors zone	-119	645
TOVS hors zone+conv	-348	792

Géopotential 500 hPa	biais (J/kg)	écart quadratique moyen (J/kg)
TOVS	-622	694
TOVS+conv	-43	95
TOVS hors zone	-648	758
TOVS hors zone+conv	-861	970

TAB. 4.10 – Quantification de l'erreur de prévision sur la zone de vérification pour les expériences avec TOVS ciblés éclaircis et TOVS hors zone sensible éclaircis.

4.6.5 Conclusion de l'étude de cas détaillée

Le cas de la dépression de la POI 17 a été étudié pour une analyse le 17 février à 18 h et une prévision à 42 h le 19 février 1997 à 12 h. Nous avons observé à l'instant d'analyse un impact plus faible des TOVS seuls par rapport à celui des dropsondes seules. Une coupe verticale de ces impacts montre qu'en dépit d'une forte signature des TOVS dans la haute atmosphère, il existe un signal secondaire à 500 hPa. L'effet principal des dropsondes est, quant à lui, situé entre 300 et 400 hPa. Cette coupe verticale montre également que les effets (TOVS/dropsondes) sont de signes opposés. Lorsque nous ajoutons les observations conventionnelles, les deux impacts sont alors du même ordre de grandeur.

Au fur et à mesure de l'échéance de la prévision, l'impact des observations TOVS s'accroît plus fortement que celui des dropsondes. Les erreurs de prévision engendrées par ces assimilations sont *minimales* pour les TOVS dans le cas de l'intensité. L'assimilation "dropsondes + conventionnelles" est meilleure pour prévoir la position de la dépression. Le meilleur compromis entre l'erreur d'intensité et de position est obtenu avec l'assimilation "TOVS + observations conventionnelles".

L'étude de l'assimilation des TOVS hors zone sensible montre que ceux-ci ont quand même un léger impact sur la prévision de la dépression. Cet impact est similaire, sur la dépression de la POI 17, à celui du cas "dropsondes+conventionnelles" en allure: ils n'apportent pas de bénéfice à la prévision issue de l'ébauche.

L'étude détaillée de cette situation représentative de FASTEX montre :

- la pertinence de la notion de zone sensible, avec la forte amplification des effets des TOVS ou des dropsondes, malgré un signal initial très différent ;
- la bonne qualité globale des prévisions d'ARPEGE directement issues des ébauches, caractéristique générale de l'ensemble de la période FASTEX ; de ce fait, les corrections attendues des observations ciblées ne sont pas énormes ;
- la tendance systématique d'ARPEGE à trop creuser les dépressions (constituant ainsi une erreur de modélisation) et par là même à masquer l'effet spécifique du sondeur TOVS.

Dans ce contexte assez propre à FASTEX, l'assimilation des seuls TOVS de la région sensible liée à la dynamique apparaît bénéfique car elle tend à *corriger* le problème de surcreusement. Les dropsondes comme les autres TOVS *aggravent* ce problème. Cette étude nous invite :

- à revisiter éventuellement la définition de la zone sensible ;
- à s'appuyer sur une méthodologie qui neutralise l'erreur de modélisation résiduelle ;

- à rechercher le moyen de comprendre un peu plus comment les observations interagissent au cours de l'assimilation ;
- à examiner d'autres cas.

Nous allons donc généraliser cette étude à un ensemble de cas en adaptant au sondage satellite une approche diagnostique nouvelle très récemment développée au sein de l'équipe RECYF du CNRM.

Chapitre 5

Diagnostiques linéaires fins de l'apport des canaux TOVS sur la prévision de la cyclogenèse

L'étude détaillée de cas présentée dans le chapitre précédent met en lumière plusieurs limites de l'approche "brute" consistant à mettre ou ne pas mettre tel ou tel type de données auquel nous nous intéressons. C'est l'approche traditionnelle des études d'impact, mais elle ne semble pas la mieux adaptée.

Nous avons ainsi noté que la présence du réseau conventionnel ou non modifie profondément l'effet initial des différents types de sondages additionnels. L'examen de leur rôle spécifique n'en apparaît que plus difficile. Le mixage des effets bruts de chaque type d'observation est une caractéristique essentielle des schémas d'assimilation multivariés : elle fait intervenir des propriétés inscrites profondément dans l'algorithme de l'assimilation, en particulier dans le terme de rappel à l'ébauche J_b . Ce terme représente, nous l'avons vu au début du chapitre précédent, le rappel vers tout ce qui vient du passé de l'évolution atmosphérique.

Le rôle de ce terme est en réalité bien plus important. Il contient les hypothèses de quasi-équilibre qui permettent de restreindre la variable d'état à une variable de contrôle plus réduite : par là, il détermine donc de façon importante la manière dont une mesure de température va donner un incrément de vent. Il contient aussi des indications de corrélation spatiale, et c'est donc le terme principal qui va donner des échelles spatiales aux mesures ponctuelles. La méthode directe employée dans le chapitre précédent ne permet pas de suivre ce que deviennent les signaux du TOVS dans ce processus complexe.

Nous allons donc introduire une méthodologie nouvelle qui permet de quantifier l'apport des TOVS comparé aux autres composantes du système d'observation alors qu'ils sont utilisés simultanément. Le caractère auto-sélectif de la notion de zone sensible reste

inscrit dans la démarche. De plus, cette méthodologie sera appliquée d'une manière qui neutralise l'erreur de modélisation résiduelle, importante dans le cas d'ARPEGE, mais qui ne fait pas l'objet de ce travail. Cette approche permet également de descendre au niveau de l'apport de chaque canal.

Dans le paragraphe suivant, nous allons introduire le contexte et le formalisme de la sensibilité aux observations. Puis pour le cas de la POI 17, la sensibilité de la prévision aux observations TOVS sera examinée avant l'étude de la contribution finale de chaque observation. Nos résultats seront généralisés à 10 cas d'études issus de 6 POI du mois de février. Enfin, dans la dernière partie de ce chapitre, nous tenterons de répondre à différentes questions concernant l'assimilation des profils du TOVS en fonction des observations ciblées.

5.1 Contexte et Formalisme

La notion de sensibilité aux conditions initiales d'une propriété $\mathcal{J}(x(t_1))$ d'une prévision a été introduite dans l'équation (4.23). Elle constitue désormais un outil familier dans les travaux sur la prévisibilité ou en observation adaptative.

Toutefois, le résultat de ce calcul se rapporte à l'état initial analysé $x^a(t_0)$, alors qu'ici nous nous concentrons sur le rôle des observations qui donnent cet état $x^a(t_0)$.

Le principe du diagnostic est de passer de la sensibilité d'une propriété $J(x(t_1))$ d'une prévision aux conditions initiales $x(t_0)$ à la sensibilité d'une propriété $J(x(t_1))$ d'une prévision aux observations disponibles au voisinage de t_0 . L'essence de ce diagnostic revient à appliquer l'adjoint du processus d'assimilation à la sensibilité aux conditions initiales pour en retirer la sensibilité aux observations, en application de la formule fondamentale (4.22).

La nécessité de développer une telle approche est apparue dans le contexte de l'observation adaptative. En effet, Fischer, Joly et Lalaurette (1998) et Bergot (2000) ont bien montré que le système d'assimilation conditionne fortement l'effet des observations ciblées. C'est ainsi que, de manière indépendante, Baker et Daley (2000) et Doerenbecher et Bergot (2000) ont développé le calcul des sensibilités aux observations. Les premiers ont exposé le principe de l'approche et l'ont appliqué à des situations très simples. Les seconds se sont attachés d'emblée à écrire un outil adapté à des situations réelles, proche du contexte opérationnel.

Nous renvoyons au début du chapitre précédent pour les différents concepts et notations.

Symboliquement, l'assimilation peut être vue comme un opérateur \mathcal{S} dont les données d'entrées sont une ébauche x^b et des observations y^o , et la donnée de sortie l'état analysé

x^a :

$$x^a = \mathcal{S}(x^b, y^o) \quad (5.1)$$

Une étape linéaire d'assimilation peut se représenter par un opérateur S

$$\delta x^a = S(\delta x^b, \delta y)^T \quad (5.2)$$

Soit $\mathcal{J}(x(t_1))$ une propriété d'une prévision à t_1 . Nous savons calculer la sensibilité aux conditions initiales comme $\nabla_{x^a} \mathcal{J} = L^* \nabla_{x(t_1)} \mathcal{J}$. Nous avons vu au chapitre 4 que nous pouvons obtenir

$$(\nabla_{x^b} \mathcal{J}, \nabla_{y^o} \mathcal{J})^T = S^* \nabla_{x^a} \mathcal{J} = S^* L^* \nabla_{x(t_1)} \mathcal{J} \quad (5.3)$$

où $\nabla_{x^b} \mathcal{J}$ est la sensibilité de la propriété prévue $\mathcal{J}(x, t_1)$ à l'ébauche x^b et $\nabla_{y^o} \mathcal{J}$ est un vecteur dans l'espace des observations qui donne une valeur de gradient $\partial \mathcal{J} / \partial y_i^o$ pour chaque observation y_i^o .

Utilisons la formulation de l'assimilation variationnelle pour préciser le calcul à réaliser :

$$\nabla_{y^o} \mathcal{J} = \nabla_{y^o} x^a \nabla_{x^a} \mathcal{J} \quad (5.4)$$

D'après l'équation (4.7)

$$x^a = (B^{-1} + H^T R^{-1} H)^{-1} H^T R^{-1} (y^o - \mathcal{H}(x^b)) + x^b, \quad (5.5)$$

nous déduisons

$$\nabla_{y^o} x^a = R^{-1} H (B^{-1} + H^T R^{-1} H)^{-1}, \quad (5.6)$$

et donc d'après (5.4)

$$\nabla_{y^o} \mathcal{J} = R^{-1} H (B^{-1} + H^T R^{-1} H)^{-1} \nabla_{x^a} \mathcal{J}. \quad (5.7)$$

La matrice de covariance d'erreur d'analyse est donnée par :

$$A = (B^{-1} + H^T R^{-1} H)^{-1} \quad (5.8)$$

d'où la simplification

$$\nabla_{y^o} \mathcal{J} = R^{-1} H A \nabla_{x^a} \mathcal{J} \quad (5.9)$$

Étant donnée l'équation (4.23), nous obtenons finalement que

$$\nabla_{y^o} \mathcal{J} = R^{-1} H A L_{(t_0, t_1)}^* \nabla_{x(t_1)} \mathcal{J} \quad (5.10)$$

La principale difficulté est de calculer la matrice A . En effet, en variationnel, cette matrice n'est pas automatiquement un produit de la méthode. Le produit $A L_{(t_0, t_1)}^* \nabla_{x(t_1)} \mathcal{J}$ est donc estimé à l'aide d'une somme de vecteurs singuliers et de la matrice B (voir

Annexe 2). De plus, les observations ne sont assimilées que sur le domaine FASTEX (20°N-90°N ; 140°W-40°E) pour concentrer la sensibilité sur cette région.

Dans cette étude, pour des raisons techniques et de coût, les opérateurs d'observation H n'incluent pas la composante d'évolution temporelle entre l'instant d'analyse t_0 et l'instant de la mesure t_i . En d'autres termes, nous nous plaçons ici dans un contexte 3DVAR, utilisé comme une approximation du 4DVAR.

La sensibilité $\nabla_{y^o} \mathcal{J}$ est intéressante en elle-même. Toutefois, seules des sensibilités entre observations de la même grandeur sont objectivement comparables entre elles.

Dans l'esprit d'une analyse diagnostique a posteriori, il est utile, pour comparer le rôle des observations de grandeurs différentes (par exemple des mesures de température et des mesures de radiance) d'introduire la notion d'impact. L'impact de l'assimilation des observations donne une information sur le rôle que les observations ont réellement joué dans la variation de la propriété de la prévision. Il peut s'écrire en utilisant l'incrément d'analyse dans l'espace des observations comme ceci :

$$\delta \mathcal{J} = \langle \nabla_{y^o} \mathcal{J} ; y^o - \mathcal{H}(x^b) \rangle \quad (5.11)$$

Il s'agit de la variation de la fonction coût. Cet impact dépend donc à la fois de la sensibilité par rapport à l'observation et de l'écart entre l'observation et l'ébauche. Plus cet écart sera grand, plus l'impact sera important.

Comme nous l'avons déjà dit au chapitre précédent, la fonction coût choisie pour le calcul du gradient est l'énergie de la différence entre la prévision issue de l'analyse et celle issue de l'ébauche sur la colonne d'atmosphère ou sur la colonne de la troposphère (paragraphe 5.5 uniquement).

$$\mathcal{J} = [\mathcal{M}(x^a(t_0)) - \mathcal{M}(x^b(t_0))]^T P^T \underline{\underline{E}} P [\mathcal{M}(x^a(t_0)) - \mathcal{M}(x^b(t_0))] \quad (5.12)$$

où P représente un opérateur linéaire de projection sur la région de vérification de la prévision à l'instant t_1 et où $\underline{\underline{E}}$ est une pondération des variables d'état donnant une énergie :

$$x \underline{\underline{E}} x = \frac{1}{2} \int_0^1 \int \int_{\Sigma} (u^2 + v^2 + R_a T_r (\ln p_s)^2 + (C_p/T_r) T^2) d\sigma \frac{\partial p_r(\eta)}{\partial \eta} d\eta. \quad (5.13)$$

avec x représentant une perturbation du flux atmosphérique : ses composantes (u, v, T, p_s) sont les composantes horizontales de vent, la température et la pression de surface. Les poids donnés à ces composantes sont une fonction de T_r et p_r (respectivement la température et la pression de l'état de référence) et des constantes R_a (constante des gaz pour l'air sec) et C_p (chaleur spécifique à pression constante de l'air sec). Σ représente le domaine d'intégration horizontale, $d\sigma$ un élément fractionnaire de surface ($d\sigma = d\Sigma/S_G$, où S_G est la surface du globe terrestre) et η la coordonnée verticale.

Au premier ordre et en considérant que $P^*P = P^2 = P$, le gradient par rapport aux conditions finales peut donc s'écrire :

$$\nabla_{x(t_1)}\mathcal{J} = \underline{\underline{E}}P[\mathcal{M}(x^a(t_0)) - \mathcal{M}(x^b(t_0))], \quad (5.14)$$

soit

$$\nabla_{x(t_1)}\mathcal{J} = \underline{\underline{E}}P[L\delta x^a(t_0)], \quad (5.15)$$

Cette fonction coût a été préférée à l'énergie de l'erreur de prévision (différence entre la prévision et l'analyse vérificatrice) pour s'affranchir en partie des erreurs du modèle de prévision et pour ne tester ainsi que l'impact des observations sur la prévision via l'incrément d'analyse.

En effet, l'énergie de l'erreur de prévision s'écrit en fonction de l'état vrai $x^t(t_1)$ de t_1 :

$$\mathcal{J}_2 = P[\mathcal{M}(x^a(t_0)) - x^t(t_1)]^T \underline{\underline{E}}P[\mathcal{M}(x^a(t_0)) - x^t(t_1)]. \quad (5.16)$$

Son gradient par rapport aux conditions finales est donc :

$$\nabla_{x(t_1)}\mathcal{J}_2 = \underline{\underline{E}}P[\mathcal{M}(x^a(t_0)) - x^t(t_1)]. \quad (5.17)$$

Or, nous pouvons introduire l'erreur de modélisation ε_m comme étant

$$x^t(t_1) = \mathcal{M}(x^t(t_0)) + \varepsilon_m \quad (5.18)$$

où $x^t(t_0)$ est l'état vrai de t_0 . Le gradient s'écrira donc :

$$\nabla_{x(t_1)}\mathcal{J}_2 = \underline{\underline{E}}P[\mathcal{M}(x^a(t_0)) - \mathcal{M}(x^t(t_0)) - \varepsilon_m] \quad (5.19)$$

De plus, nous pouvons introduire l'erreur de l'ébauche ε_b

$$x^t(t_0) = (x^b(t_0)) + \varepsilon_b \quad (5.20)$$

D'après (5.17) nous obtenons finalement que :

$$\nabla_{x(t_1)}\mathcal{J}_2 = \underline{\underline{E}}P[\mathcal{M}(x^a(t_0)) - \mathcal{M}(x^b(t_0) + \varepsilon_b) - \varepsilon_m] \quad (5.21)$$

et

$$\nabla_{x(t_1)}\mathcal{J}_2 = \underline{\underline{E}}P[\mathcal{M}(x^a(t_0)) - \mathcal{M}(x^b(t_0)) + L\varepsilon_b - \varepsilon_m] \quad (5.22)$$

ce qui peut se simplifier par

$$\nabla_{x(t_1)}\mathcal{J}_2 = \underline{\underline{E}}P[L\delta x^a(t_0) + L\varepsilon_b - \varepsilon_m]. \quad (5.23)$$

Contrairement à \mathcal{J}_2 pour laquelle interviennent les erreurs de modélisation et d'ébauche, la fonction \mathcal{J} choisie permet d'étudier la capacité d'une observation ou d'un jeu d'observations à influencer la prévision en la détachant de la trajectoire issue de l'ébauche. Cependant, elle ne permet pas de dire si cette influence est pertinente ou non et si elle améliore

la prévision. Une augmentation de la fonction coût correspondra donc à un éloignement par rapport à la prévision issue de l'ébauche produit par les observations assimilées. En revanche, une diminution de la fonction coût indiquera un rapprochement vers la prévision issue de l'ébauche causé par les observations.

5.2 Étude de la sensibilité aux observations

Nous reprenons le cas de la POI 17 pour montrer et expliquer les champs de sensibilité aux observations ainsi que l'impact des observations sur l'évolution d'une fonction coût. Nous nous sommes placés dans le cas d'une analyse faite le 17 février 1997 à 18 h, pour une date de vérification le 19 février 1997 12 h (soit une prévision à 42 h). La zone géographique ayant servi au calcul du gradient, et donc de vérification de la prévision, est définie entre 50° et 60° N et 0° et 20° W. L'ébauche utilisée pour l'analyse est une prévision à 6 h issue de la réanalyse 4DVAR sans données FASTEX.

Le tableau 5.1 indique le nombre d'observations qui ont servi à réaliser l'analyse le 17 février 1997 à 18 h. Celle-ci est issue de l'assimilation 3DVAR d'observations conventionnelles dont font partie les températures de brillance du TOVS. Nous pouvons remarquer qu'il y a peu de radiosondages en raison de l'heure (18 h). La majorité des observations est donnée par les avions (AIREP) et par les stations de surface (SYNOP).

	SYNOP	AIREP	SATOB	DRIBU	TEMP	PILOT	TOVS
Nb total d'obs.	2288	3221	927	0	15	59	3632
Nb obs. assimilées	2276	2330	667	0	15	59	772
% par rapport au nombre total	37.2	38.1	10.9	0	0.2	1	12.6

TAB. 5.1 – Nombre d'observations disponibles et assimilées pour réaliser l'analyse 3DVAR du 17 février 1997 à 18 h

Le tableau 5.2, donnant la répartition des observations TOVS assimilées selon leur nébulosité, montre qu'il y a donc un peu plus d'observations obtenues par ciel clair que de spots nuageux. Il y a peu d'observations partiellement nuageuses.

	clair	part. nuag.	nuageux
Nombre d'observations	386	76	310

TAB. 5.2 – Répartition des observations TOVS selon la couverture nuageuse

5.2.1 Sensibilité à l'analyse

Gradient par rapport aux conditions initiales

L'équation (5.9) montre que le gradient de la fonction coût par rapport aux conditions initiales $\nabla_{x^a} \mathcal{J}$ intervient dans le calcul de la sensibilité à chaque observation. La figure 5.1 représente les composantes thermiques de ce gradient pour différentes surfaces isobares (800 à 100 hPa) pour la date du 17 février 1997 à 18 h. Ce gradient se présente sous la forme classique d'alternance de structures positives et négatives, c'est-à-dire d'un paquet d'onde qui s'est rétro-propagé à partir de la dépression prévue le 19 février.

Le gradient est maximal entre 800 et 700 hPa au sud de Terre-Neuve entre 30° et 50°N et 40° et 70°W. Il est décalé vers l'ouest pour la surface 800 hPa. À 400 et 300 hPa, ce gradient est situé plus à l'est sur le continent nord-américain. Une structure positive se trouve à l'ouest et au sud-est de la pointe sud de la Baie d'Hudson, et atteint l'ouest de la Floride. Des structures de plus faible amplitude sont observées à l'ouest de la Baie d'Hudson ainsi que sur l'Océan Atlantique vers 32°N et 35°W. À 100 hPa, le gradient est si faible qu'il n'apparaît plus avec des isolignes.

Les zones les plus sensibles sont donc situées dans la troposphère avec un maximum situé entre 800 et 700 hPa au sud de Terre Neuve et de la Nouvelle Écosse et sont inclinées vers l'ouest en montant dans la troposphère. Nous retrouvons une propriété souvent notée qui indique que les zones sensibles sont situées dans la basse et moyenne troposphère avec une forte inclinaison barocline. Nous pouvons nous interroger sur ce fait alors que pendant la première partie de ce travail nous nous sommes plus particulièrement intéressés aux structures de la tropopause. Ainsi les points de vue sur l'interprétation de la cyclogénèse linéaire d'un côté, en terme de structures d'amplitude finie de l'autre s'opposent depuis 50 ans. La première partie de ma thèse porte sur le phénomène lui-même (la structure d'altitude) que nous cherchons à identifier tandis que la deuxième partie porte sur le contrôle des erreurs de prévision du phénomène pour lequel l'approximation linéaire peut être faite. Les calculs adjoints montrent que les zones sensibles sont situées entre 800 et 700 hPa alors que l'interaction barocline indique la nécessité de deux structures, une à la tropopause, l'autre dans les basses couches. La première favorise la propagation d'ondes alors que l'interaction barocline favorise la dynamique advective. Cependant on observe que les structures linéaires de la basse et moyenne troposphère se trouvent très rapidement "dépliées" sur la verticale dès les premières heures d'intégration linéaire, ce qui rapproche un peu les deux approches.

La figure 5.2 indiquant la répartition des spots TOVS selon leur nébulosité montre que les spots clairs sont situés sur la partie de la haute troposphère du gradient et les spots nuageux sur les parties de ce gradient concernant les basses couches de l'atmosphère.

Nous allons maintenant nous intéresser à la répartition spatiale de la sensibilité de la

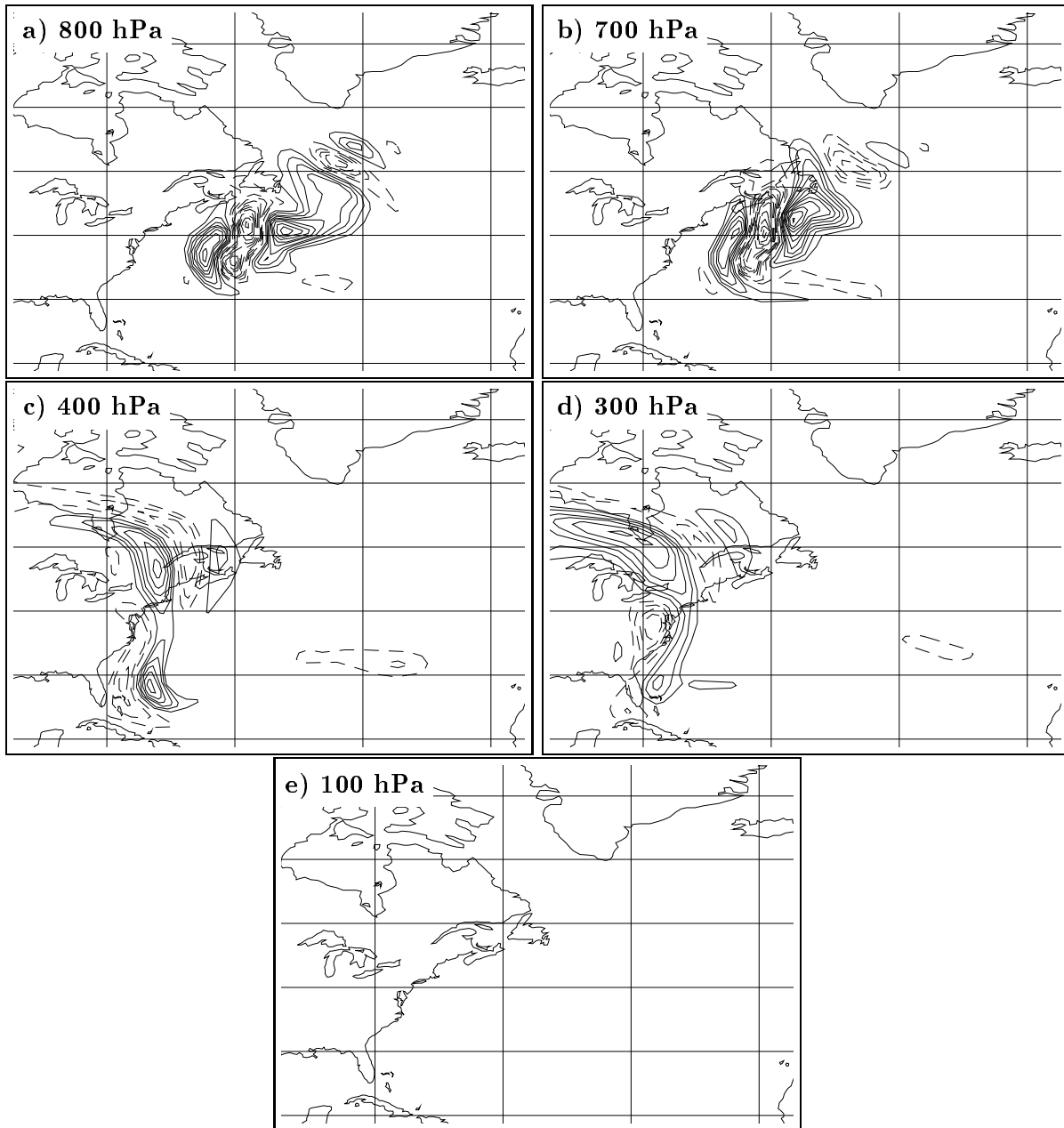


FIG. 5.1 – *Partie thermique des gradients de la fonction coût par rapport aux conditions initiales pour les niveaux 800, 700, 400, 300 et 100 hPa pour la POI 17. L'intervalle entre deux isolignes est de $5 \cdot 10^4 \text{ J/m}^2 \text{ m.s}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$.*

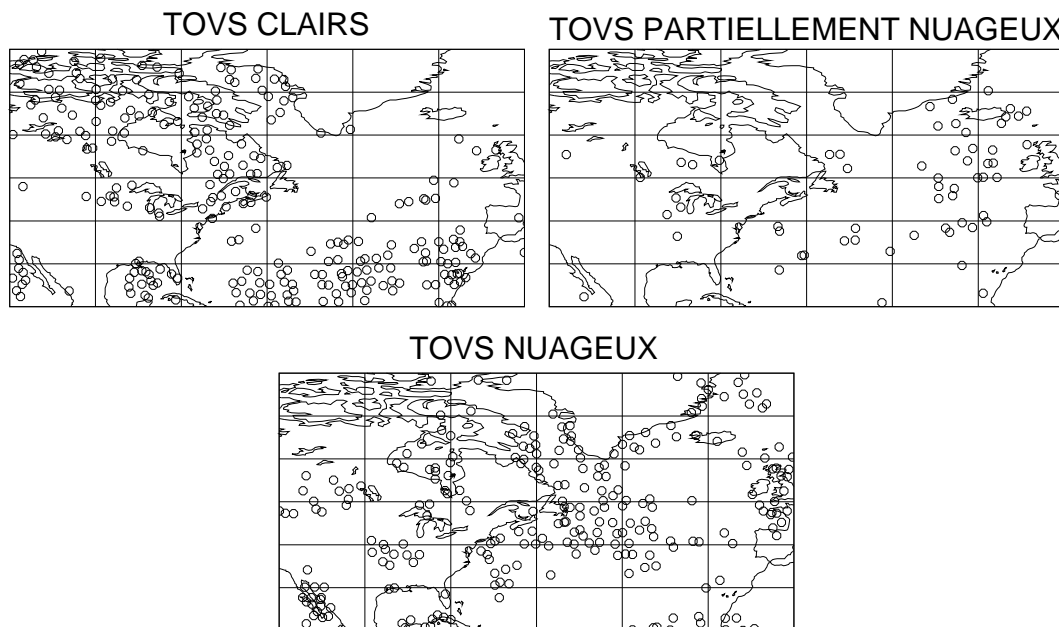


FIG. 5.2 – Répartition géographique des spots TOVS selon leur nébulosité le 17 février 1997 à 18 h.

fonction coût aux données du TOVS.

Sensibilité aux canaux du TOVS

Les figures 5.3 à 5.8 donnent les résultats des calculs de sensibilité aux différents canaux du TOVS. Il s'agit de l'un des résultats originaux de ce travail. Nous obtenons pour chaque donnée (c'est-à-dire chaque température de brillance assimilée) la sensibilité de la fonction coût à cette donnée. La légende des symboles utilisés dans ces figures est donnée par le tableau 5.3 (ci-dessous). La valeur absolue de la sensibilité a plus de sens que le signe. Les lettres N et P révéleront donc une forte sensibilité de la fonction coût aux observations concernées.

Ces figures montrent que la variation de la fonction coût est principalement sensible aux observations de MSU 3, puis MSU 2 et 4 ainsi qu'aux données de HIRS 4. Ces sensibilités s'organisent en régions de valeur positive ou négative, dont l'amplitude varie. Pour MSU 3, les régions de forte sensibilité sont réparties sur les spots des différentes nébulosités tandis que pour MSU 2, il apparaît que la région où la sensibilité est fortement positive se trouve dans une zone nuageuse. La sensibilité aux canaux d'altitude (Fig. 5.3 et 5.4) reste très faible, excepté pour le canal micro-onde MSU 4 où celle-ci est légèrement positive ou négative suivant les régions (Fig. 5.4c). Parmi les sensibilités aux canaux utilisés par ciel clair ou partiellement nuageux (Fig. 5.5, 5.6, 5.7 et 5.8a), celle relative

au canal HIRS 4 est la plus forte avec une région de forte valeur négative sur l’Océan Atlantique tandis que la sensibilité aux autres canaux est plutôt moyenne (HIRS 5, 6, 14 et 15). La région de forte sensibilité négative correspond à celle observée pour MSU 3. La sensibilité aux canaux HIRS 7, 8, 10, 11, 12 et 13 est très faible. Il apparaît clairement que les zones sensibles aux TOVS dans la moyenne et la basse troposphère sont situées dans des zones nuageuses (Fig. 5.2) qui limitent ainsi l’effet du sondeur HIRS.

Nous allons essayer d’expliquer la valeur et la répartition spatiale de ces sensibilités aux observations. Si nous étudions le gradient de la fonction coût par rapport aux conditions initiales (Fig. 5.1), nous pouvons remarquer que les régions où se trouvent les observations de forte sensibilité ne correspondent pas aux extrema du gradient. En effet, le gradient ne représente qu’une partie de la sensibilité aux observations.

Symbole	N	–	*	+	P
Valeur en $J/m^2 \text{ m.s}^{-2} \cdot K^{-1}$	< -500	$[-500 ; -100]$	$[-100 ; 100]$	$[100 ; 500]$	>500

TAB. 5.3 – Symboles utilisés pour représenter les sensibilités des figures 5.3 à 5.6.

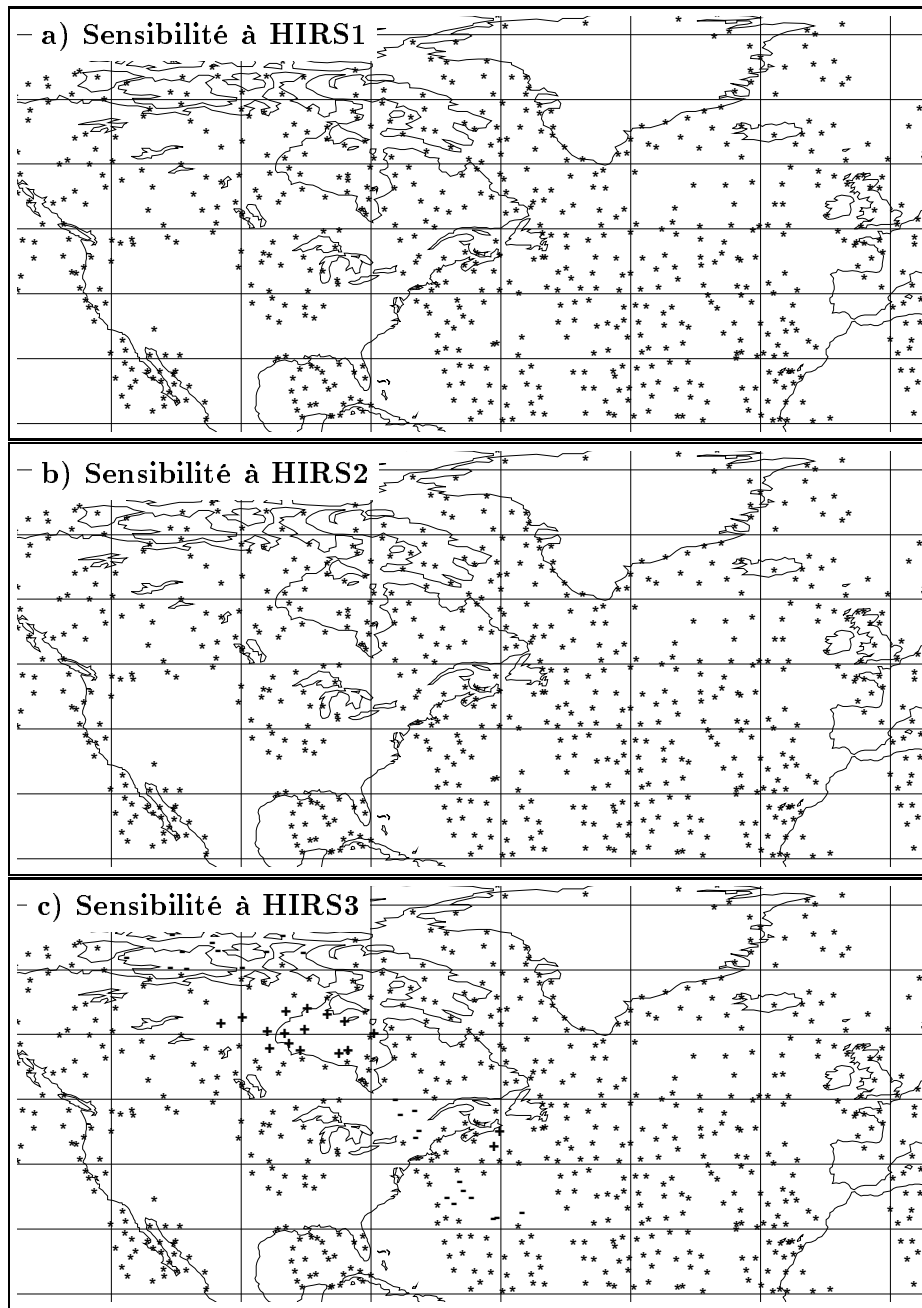


FIG. 5.3 – Sensibilité aux différents canaux d'altitude du TOVS (HIRS 1 à 3) pour la POI 17. Symboles des sensibilités donnés dans le tableau 5.3.

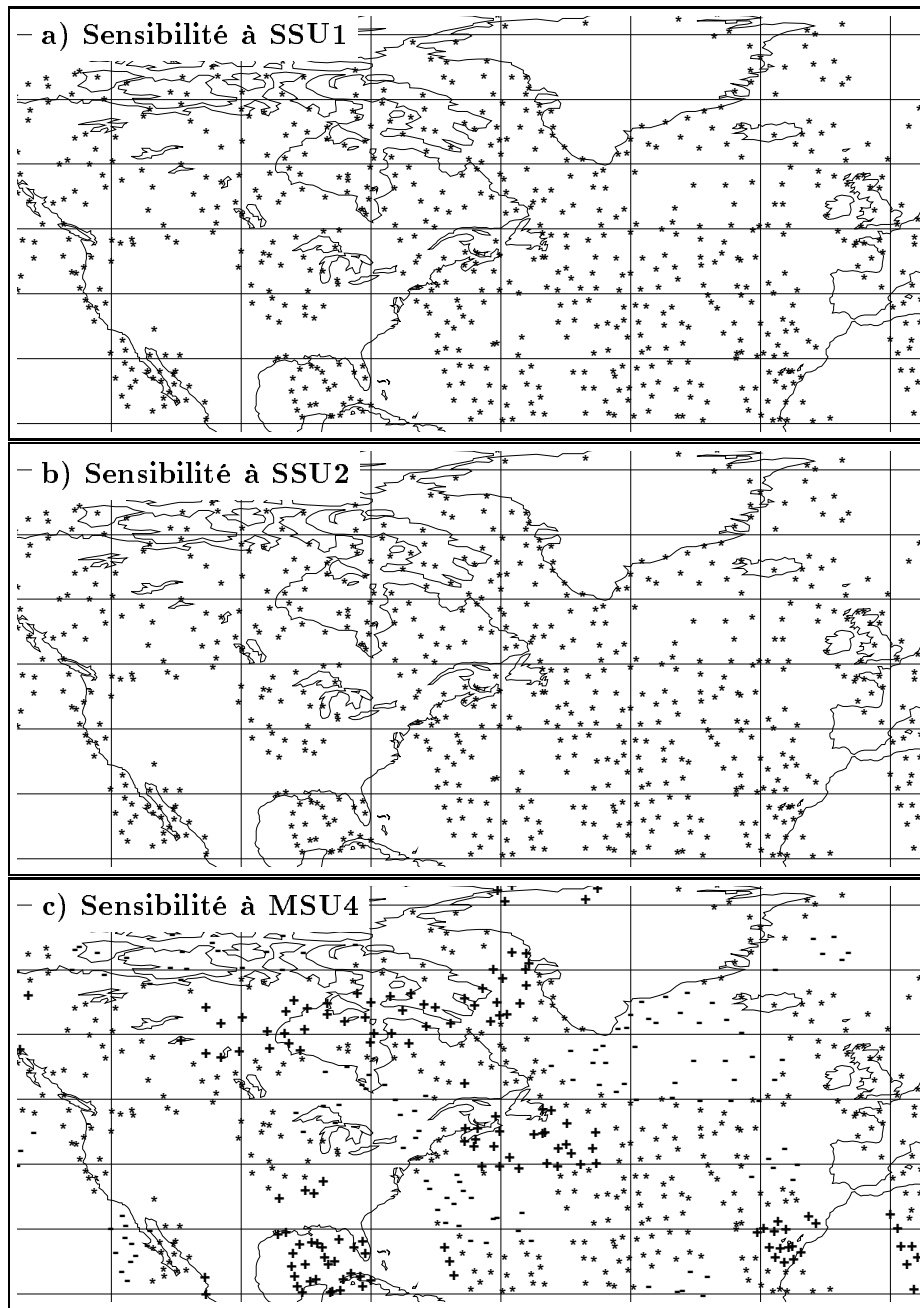


FIG. 5.4 – Sensibilité aux différents canaux d'altitude du TOVS (SSU 1 et 2 et MSU4) pour la POI 17. Symboles des sensibilités donnés dans le tableau 5.3.

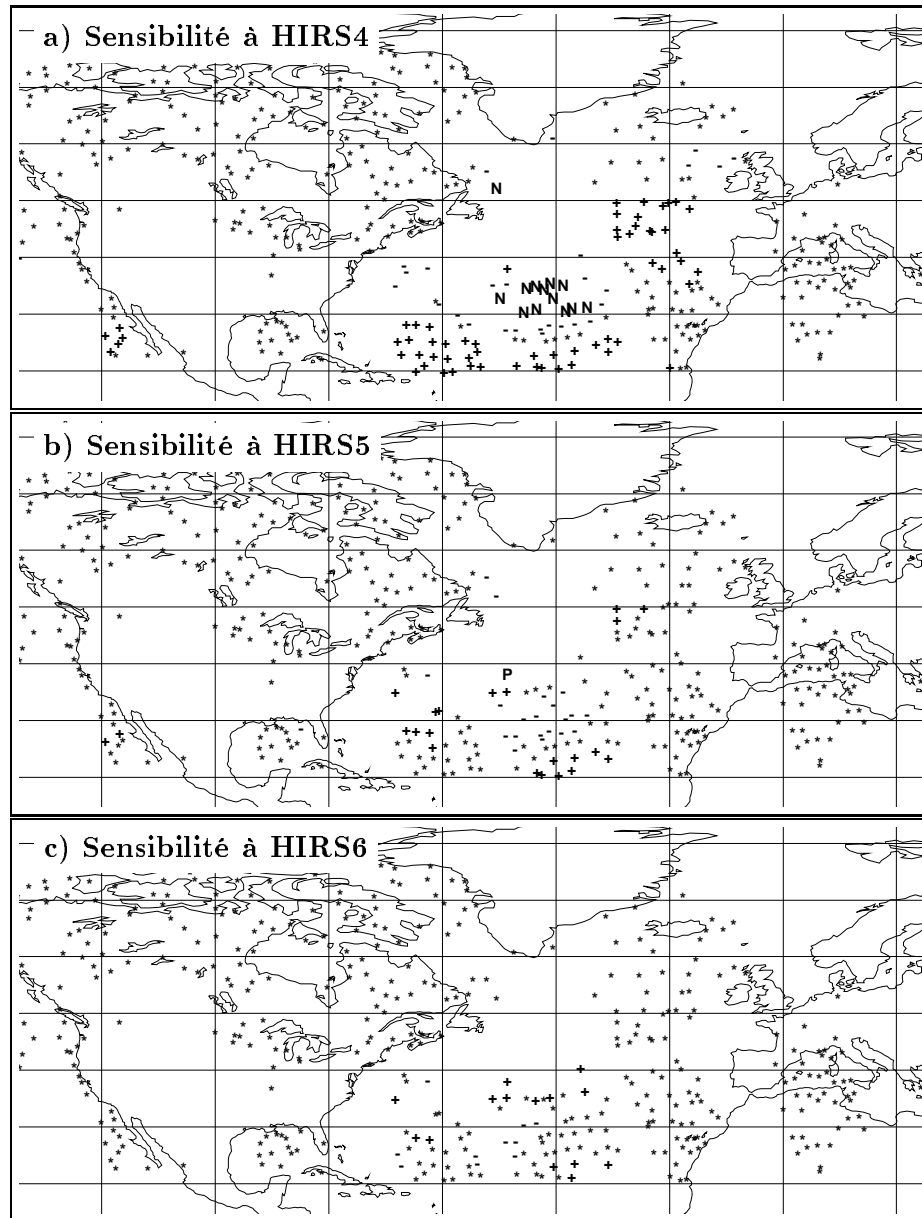


FIG. 5.5 – Sensibilité aux différents canaux sondant la troposphère du TOVS (HIRS 4 à 6) pour la POI 17. Symboles des sensibilités donnés dans le tableau 5.3.

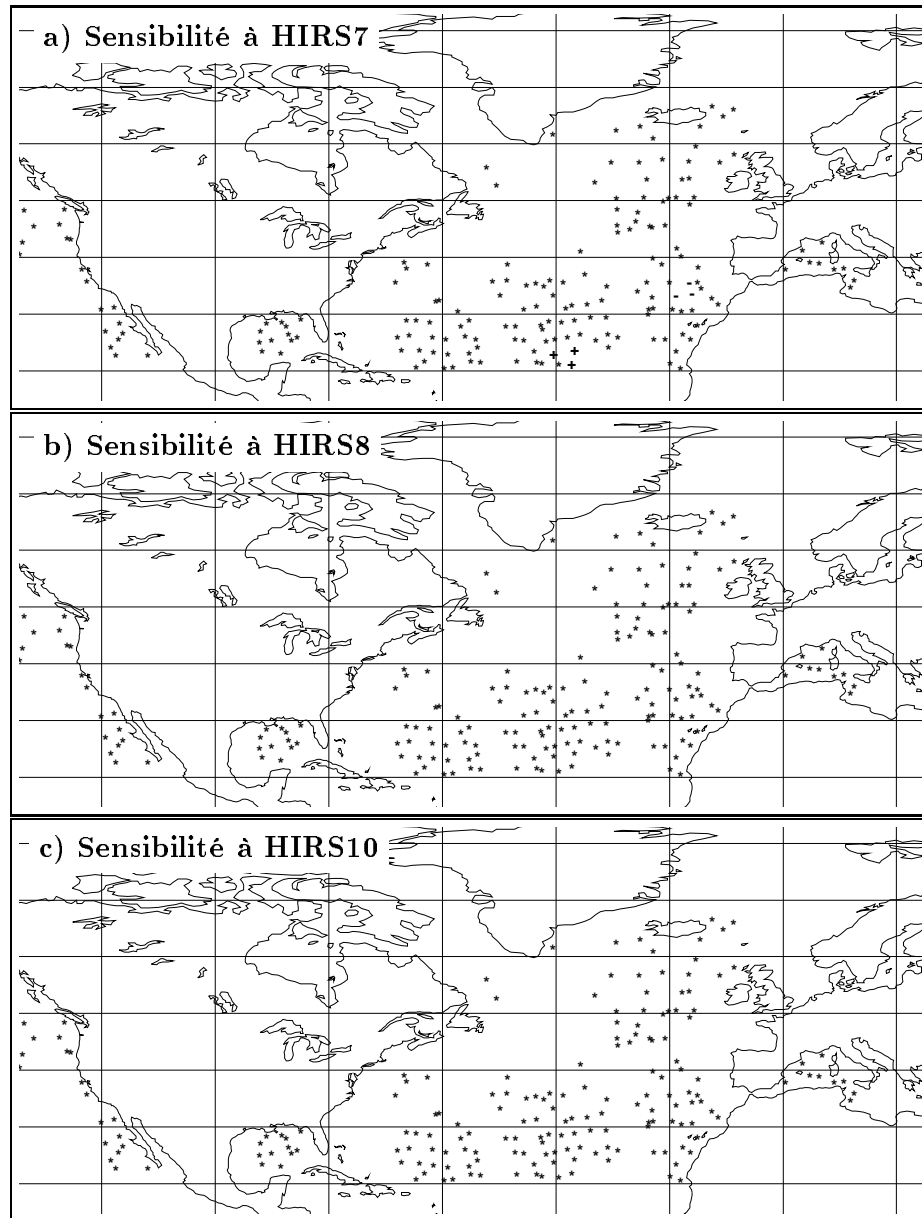


FIG. 5.6 – Sensibilité aux différents canaux sondant la troposphère du TOVS (HIRS 7 à 8 et 10) pour la POI 17. Symboles des sensibilités donnés dans le tableau 5.3.

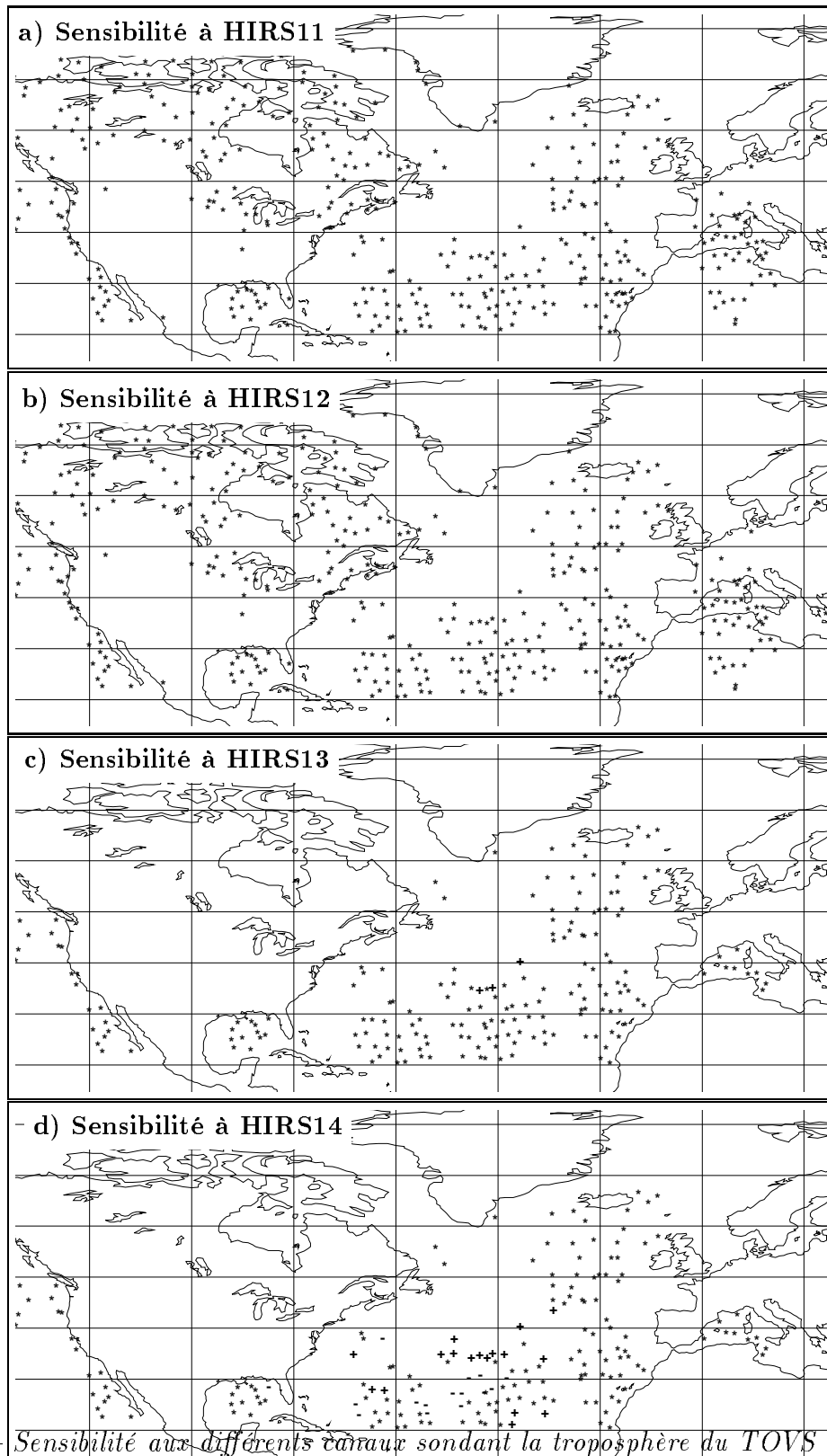


FIG. 5.7 – Sensibilité aux différents canaux sondant la troposphère du TOVS (HIRS 11 à 14) pour la POI 17. Symboles des sensibilités donnés dans le tableau 5.3.

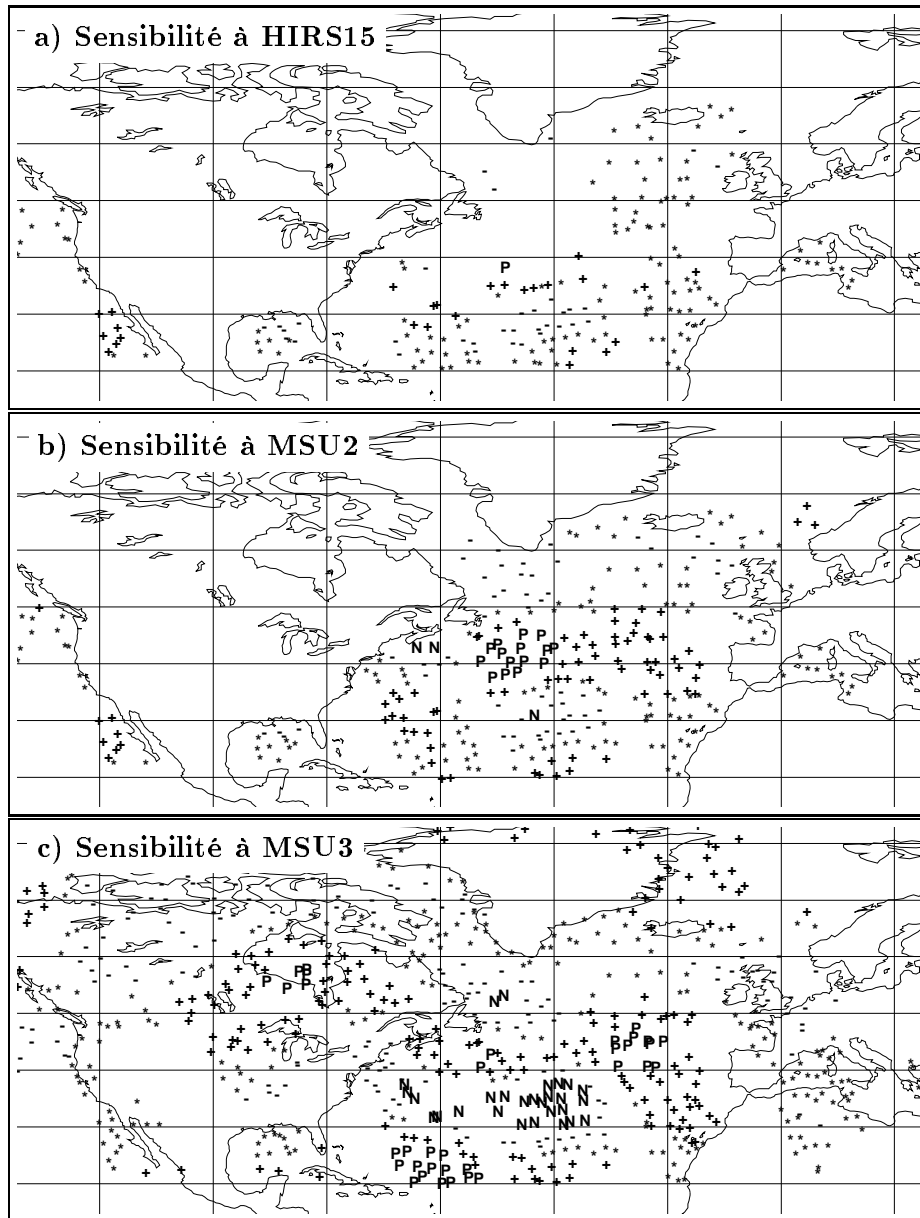


FIG. 5.8 – Sensibilité aux différents canaux sondant la troposphère du TOVS (HIRS 15 et MSU 2 et 3) pour la POI 17. Symboles des sensibilités donnés dans le tableau 5.3.

Modification de la sensibilité aux conditions initiales

La sensibilité aux observations $\nabla_{y^o} \mathcal{J}$ résulte d'un enchaînement de projections progressives de la sensibilité aux conditions initiales $\nabla_{x^a} \mathcal{J}$. Les deux dernières opérations (produit par $R^{-1}H$) opèrent une normalisation, en changeant de dimension et de «structure verticale». C'est le produit $A\nabla_{x^a} \mathcal{J}$ qui affecte la distribution horizontale de la sensibilité, à travers les fonctions de covariances d'erreur d'analyse. Ces fonctions sont les fonctions de structures de la matrice B affectées par la présence de l'ensemble des observations. Il est donc intéressant de voir ces modifications de structure horizontale de la sensibilité.

Nous avons donc tracé la composante en température du produit de la matrice de covariance d'erreur d'analyse par le gradient aux conditions initiales ($A\nabla_{x^a} \mathcal{J}$) qui montre ainsi l'effet des portées des covariances d'erreur d'analyse sur le gradient de la fonction coût par rapport à l'analyse.

La figure 5.9 montre ce produit calculé pour les différentes surfaces isobares de la figure 5.1 à 800, 700, 400, 300 et 100 hPa. Ce produit a un effet considérable. Nous constatons :

- une grande simplification de la structure générale, marquée par une augmentation notable des échelles horizontales, la totalité du paquet d'onde d'amplitude maximale tenant dans un seul noyau positif ;
- une structure verticale elle aussi simplifiée (moins de baroclinie), mais sans devenir totalement barotrope ;
- l'apparition de l'orientation des noyaux (devenus très grands) selon un axe nord-ouest de type grand cercle, au lieu de l'orientation nord-est initial, couvrant ainsi les immenses étendues des territoires nord-canadiens pauvres en observations.

La matrice A s'écrit $A = (B^{-1} + H^T R^{-1} H)^{-1}$. La figure 5.10 montre les champs correspondants à la figure 5.9 (b et d) pour le produit $B\nabla_{x^a} \mathcal{J}$. Les constatations faites sur l'influence du produit $A\nabla_{x^a} \mathcal{J}$ proviennent principalement de la matrice B , c'est-à-dire que nous observons la simplification et l'augmentation d'échelle ainsi que le changement d'orientation des structures sur les champs de $B\nabla_{x^a} \mathcal{J}$.

La modification des zones sensibles aux conditions initiales par l'assimilation 3DVAR est principalement dû aux fonctions de structures associées. Ainsi avec un 4DVAR (non testé car le code de l'adjoint de l'assimilation 4DVAR n'était pas disponible), nos conclusions seraient très certainement différentes car les fonctions de structures du 4DVAR différent de celles du 3DVAR. Ces fonctions de structure en 4DVAR sont moins larges et gardent une inclinaison barocline contrairement à celles du 3DVAR largement barotropes. Les zones sensibles seraient sûrement moins agrandies et modifiées sur la verticale par le processus d'assimilation 4DVAR. Cependant la durée d'assimilation 4DVAR joue un rôle

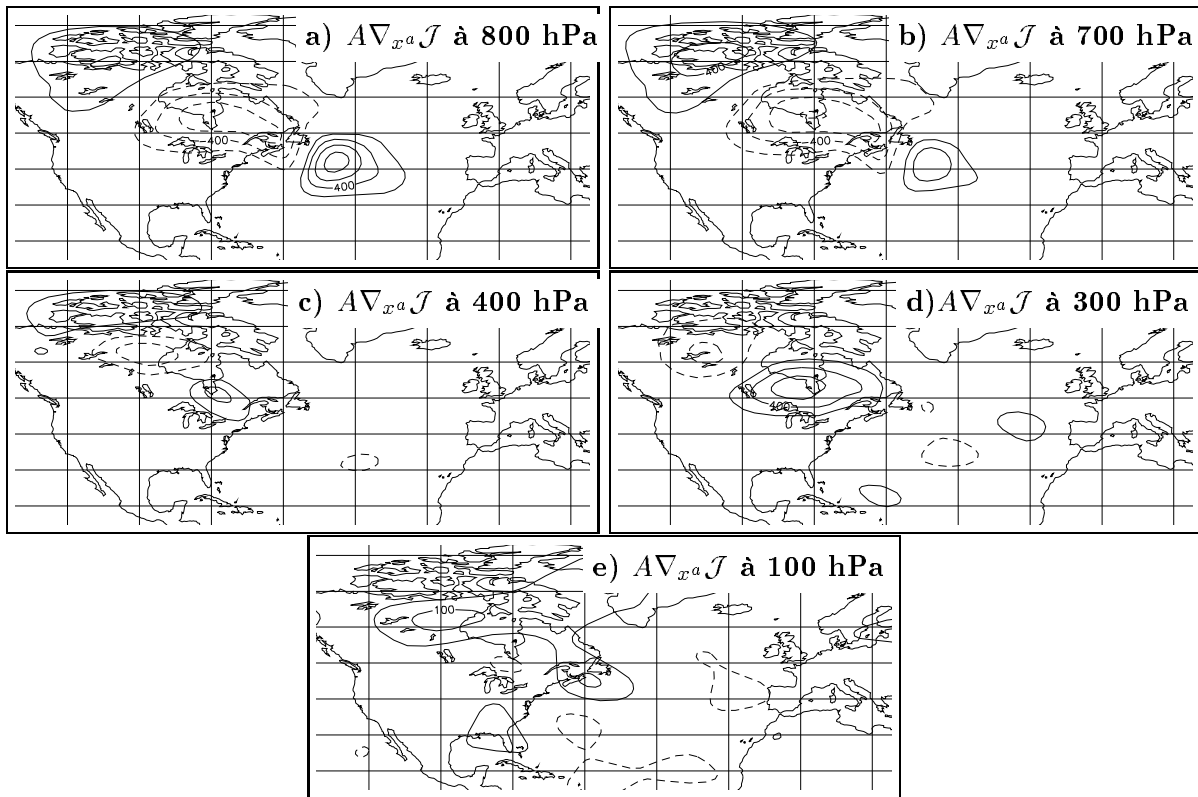


FIG. 5.9 – Composante en température de $A\nabla_{x^a}J$ à 800, 700, 400, 300 et 100 hPa. Isocontours tous les $200 \text{ J/m}^2 \text{ m.s}^{-2} \cdot \text{K}$, sauf pour e) où l'intervalle entre les isolignes est de $50 \text{ J/m}^2 \text{ m.s}^{-2} \cdot \text{K}$.

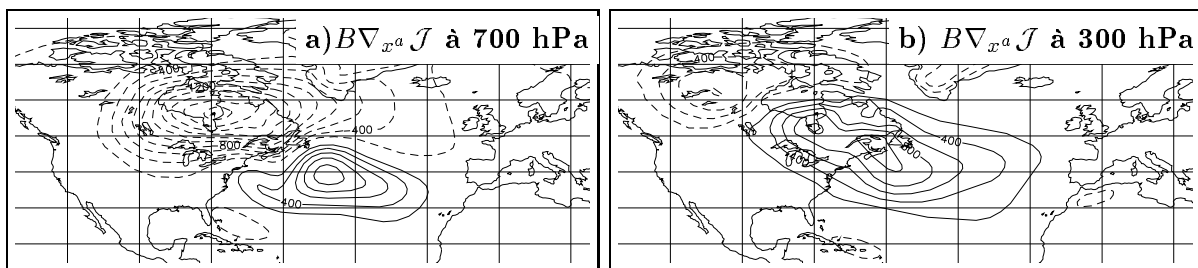


FIG. 5.10 – Composante en température de $B\nabla_{x^a}J$ à 700, et 300 hPa. Isocontours tous les $200 \text{ J/m}^2 \text{ m.s}^{-2} \cdot \text{K}$.

ainsi que la position des observations par rapport à la fenêtre d'assimilation. Ainsi seules les observations situées en fin de période bénéficient de l'amélioration des fonctions de structures dues à l'analyse. L'étude de ciblage en 4DVAR du chapitre précédent a montré que les TOVS hors zone sensible avait un impact sur la prévision de la dépression suggérant l'élargissement des zones sensibles par le processus d'assimilation 4DVAR.

Pouvons-nous relier ces zones d'extrema aux valeurs de la sensibilité par rapport aux observations TOVS? Les figures 5.11 et 5.12 montrent les composantes en température du produit $A\nabla_{x^a}S$ aux différents niveaux isobares et les sensibilités des canaux dont la fonction de poids est maximale pour cette altitude.

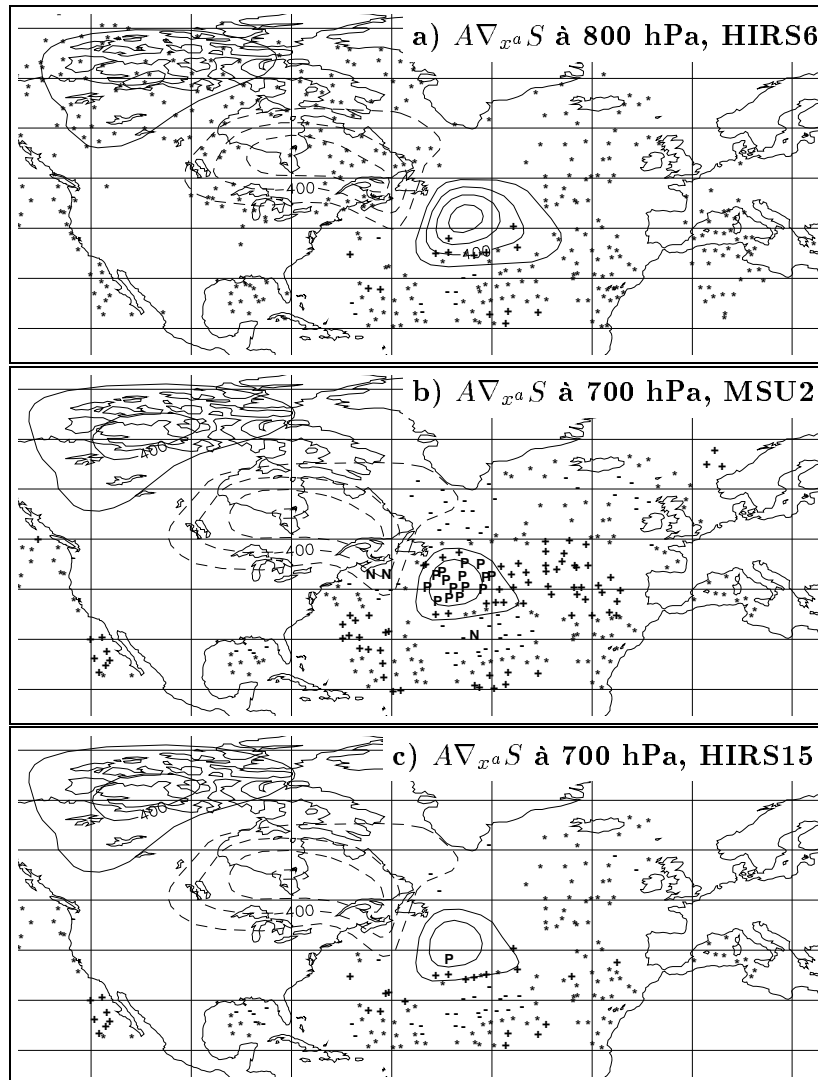


FIG. 5.11 – Composante en température de $A\nabla_{x^a}S$ à 800 et 700 hPa et champs de sensibilité par rapport à HIRS 6, MSU2, HIRS 15. Isocontours tous les 200 $J/m^2 m.s^{-2}.K$.

La zone de forte sensibilité négative du canal HIRS 4 (Fig. 5.12a) correspond à un minimum de la composante du produit. Toutes les zones de sensibilité du canal MSU 3 sont relativement bien colocalisées par rapport aux maxima et minima du produit (Fig. 5.12b). Enfin, les zones de moyenne sensibilité de MSU 4 (Fig. 5.12c) peuvent être également reliées aux extrema du produit de la matrice A par le gradient par rapport aux conditions initiales.

Il apparaît que les zones de forte sensibilité aux canaux du TOVS peuvent être reliées à la structure du produit de la matrice de covariance d'erreur d'analyse par le gradient par rapport aux conditions initiales. Cependant, les différences entre les sensibilités des canaux MSU 4 et HIRS 3 sont également dues à l'opérateur d'observation et à l'écart-type d'erreur d'observation. En effet, l'écart-type d'erreur d'observation de HIRS 3 (0.67 K) est plus grand que celui de MSU 4 (0.38 K), ce qui entraîne une sensibilité plus faible pour HIRS 3. De même, l'écart-type d'erreur d'observation de HIRS 11 (2.48 K) est bien plus grand que celui de HIRS 15 et MSU 2 (0.45 K), ce qui explique la faible sensibilité observée pour ce canal.

En résumé, pour la POI 17, nous avons étudié la sensibilité aux observations TOVS de la différence de prévision entre celle issue de l'analyse et celle issue de l'ébauche. Le canal qui possède la plus forte sensibilité est le canal MSU 3, suivi des canaux MSU 2, HIRS 4 et 15 ainsi que le canal MSU 4. Nous avons remarqué que la sensibilité aux canaux sondant la troposphère est plus faible en raison du faible nombre d'observations disponibles et de leur localisation en bordure et en dehors des zones sensibles. Les observations ayant une forte sensibilité se présentent non pas sous la forme de points isolés mais sous forme de zones spatialement cohérentes. Nous avons constaté que les zones sensibles situées dans la basse et moyenne troposphère sont situées sous les nuages ce qui limite la sensibilité aux canaux infrarouges sondant cette partie de l'atmosphère. De plus, nous avons observé que le produit $A\nabla_{x^a}\mathcal{J}$ permettait de bien localiser les maxima de sensibilité aux observations. La multiplication de la sensibilité à l'analyse par la matrice A a pour effet de simplifier la structure générale de la zone sensible et de modifier l'orientation des noyaux, ce qui entraîne une forte sensibilité à des observations qui ne sont pas forcément dans les zones sensibles définies par le gradient par rapport aux conditions initiales. Ceci introduit une notion de *sensibilité effective* du couple assimilation-prévision. Cette sensibilité effective apparaît très différente de la sensibilité aux seules conditions initiales. Cette nouvelle notion explique les résultats de l'expérience dite des "TOVS hors zone sensible" vue au chapitre précédent. En fait, de nombreux TOVS de la zone sensible effective, en tenant compte de A , figurent dans ce sous-ensemble et expliquent les zones d'impact de la figure 4.15. Il s'agit là d'un résultat très important pour les scientifiques qui s'intéressent au ciblage.

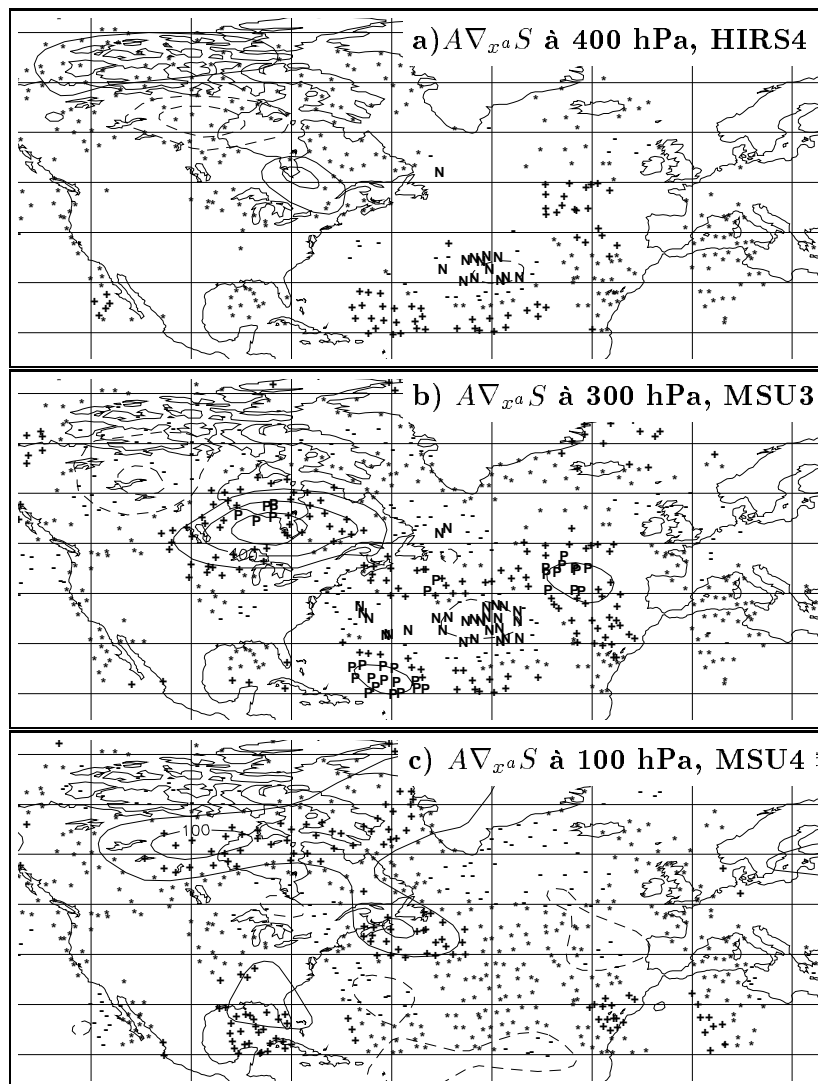


FIG. 5.12 – Composante en température de $AV_{x^a}S$ à 400, 300 et 100 hPa et sensibilité par rapport à HIRS4, MSU3 et MSU4. Isocontours tous les $200 \text{ J/m}^2 \text{ m.s}^{-2} \cdot \text{K}$, sauf pour c) où l'intervalle entre les isolignes est de $50 \text{ J/m}^2 \text{ m.s}^{-2} \cdot \text{K}$.

5.2.2 Étude de la variation de différence de prévision due aux TOVS

Nous avons poursuivi l'étude des sensibilités par celle de la variation de différence de prévision due aux observations. Comme nous l'avons vu dans le premier paragraphe, il s'agit du produit scalaire de la sensibilité à l'observation par l'écart entre l'observation et le modèle ($\delta\mathcal{J} = \langle \nabla_{y^o}\mathcal{J} ; y^o - \mathcal{H}x^b \rangle$). Cet impact représente la contribution de l'observation à la variation linéaire de la propriété \mathcal{J} .

Impact de chaque canal du TOVS

Dans un premier temps, nous étudierons la répartition géographique de l'impact des différents canaux du TOVS. Le tableau 5.4 indique les symboles correspondants aux valeurs des impacts.

Les figures 5.13 à 5.18 montrent l'impact correspondant à la sensibilité des figures 5.3 à 5.8. Nous pouvons observer un impact quasi-nul des températures de brillance d'altitude, à l'exception de HIRS 3 et MSU 4. Pour les canaux HIRS utilisés par ciel clair, nous retrouvons que HIRS 4 a l'impact le plus important sur la variation de la fonction coût \mathcal{J} . Toutefois pour les autres canaux, quelques points de fort impact existent. MSU 2 et 3 (Fig. 5.16b et c) ont des impact qui correspondent assez bien aux régions de forte sensibilité. La contribution apportée par MSU 2 est majoritairement négative ainsi que celle de MSU 3 mais ce canal présente également une région de valeur positive sur les Grands Lacs et au sud de l'Atlantique Nord.

En résumé, les contributions des différents canaux du TOVS à la variation de la différence de prévision due aux observations correspondent aux sensibilités observées précédemment. Les canaux qui possèdent la contribution la plus importante à la variation de la propriété \mathcal{J} sont les canaux MSU et le canal HIRS 4. Des canaux utilisés en ciel clair tels que HIRS 5 à 7 et les canaux vapeur d'eau peuvent conduire localement à de fortes contributions alors que la sensibilité était faible. La sensibilité reste néanmoins un bon prédicteur de l'impact. Comme la sensibilité aux observations est calculable a priori, la ressemblance entre la contribution et la sensibilité montre l'intérêt de cette dernière pour déterminer à l'avance la contribution d'une observation TOVS. La sensibilité pourrait également servir à anticiper l'apport d'autres sondeurs tels que AMSU. Dans le paragraphe suivant, nous nous sommes intéressés à l'impact relatif du TOVS par rapport à celui des autres types d'observation qui ont permis de réaliser l'état initial de la prévision.

Symbole	N	-	*	+	P
Valeur en $J/m^2m.s^{-2}$	< -150	$[-150 ; -50]$	$[-50 ; 50]$	$[50 ; 150]$	>150

TAB. 5.4 – Symboles utilisés pour représenter les impacts des figures 5.13 à 5.18.

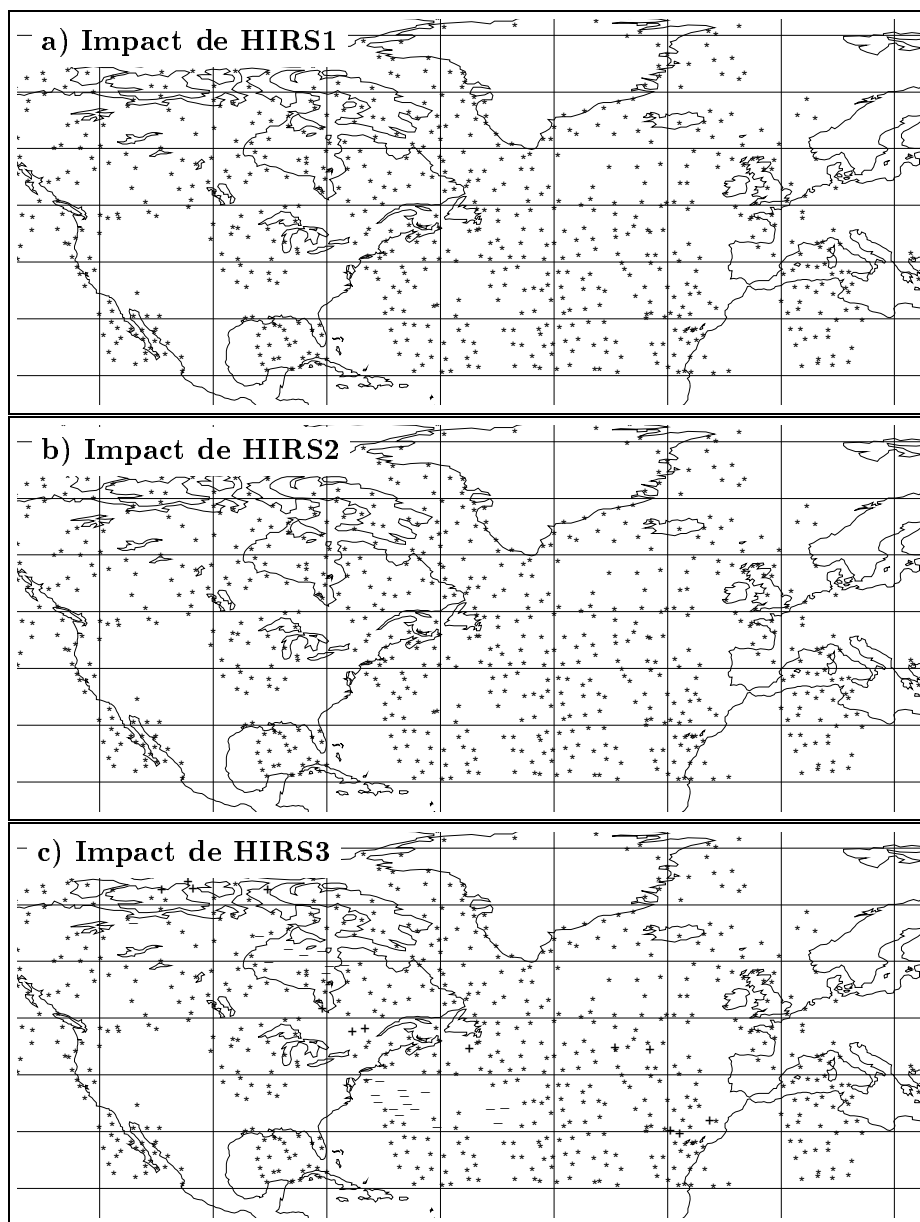


FIG. 5.13 – Impact des différents canaux d'altitude du TOVS (HIRS 1 à 3) pour la POI 17. Symboles des impacts donnés dans le tableau 5.4.

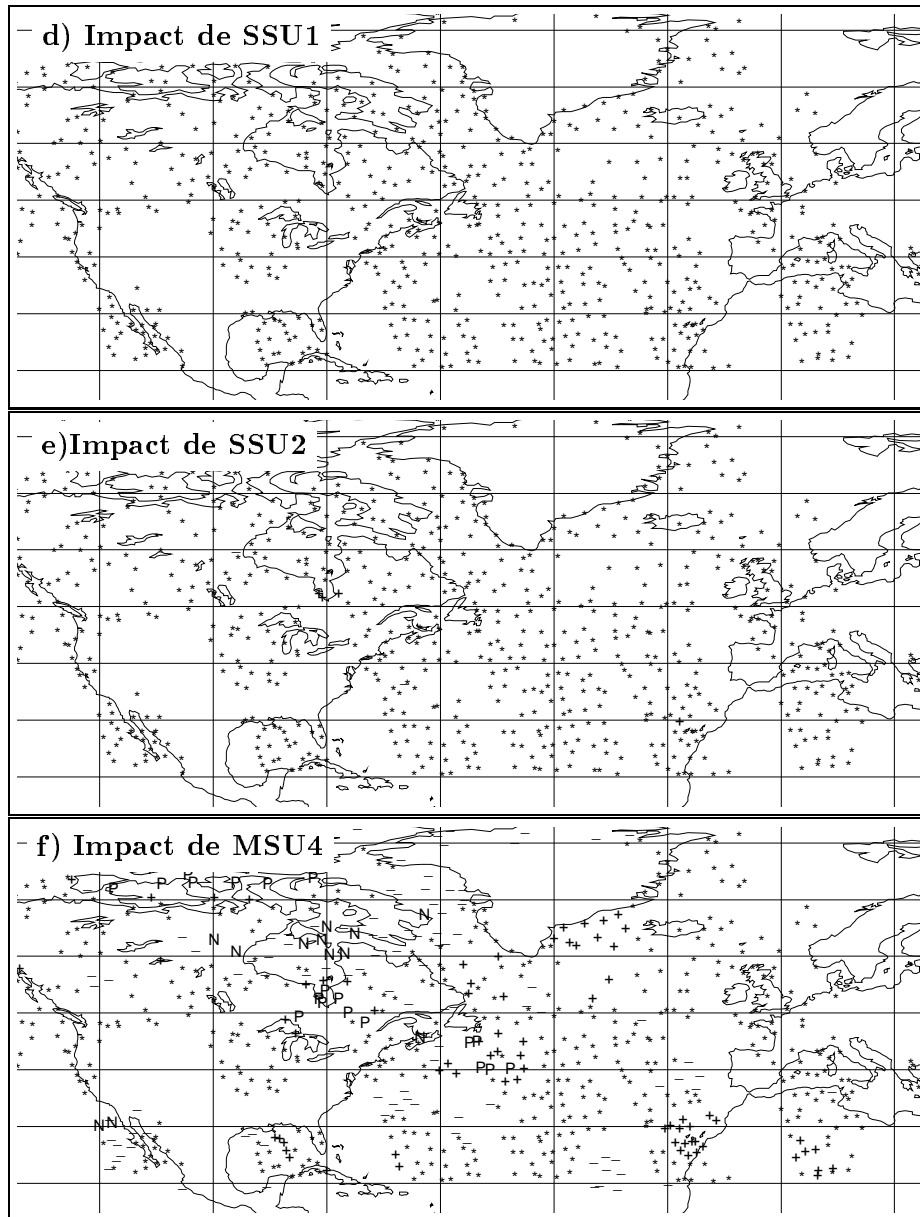


FIG. 5.14 – Impact des différents canaux d'altitude du TOVS (SSU 1 et 2 et MSU 4) pour la POI 17. Symboles des impacts donnés dans le tableau 5.4.

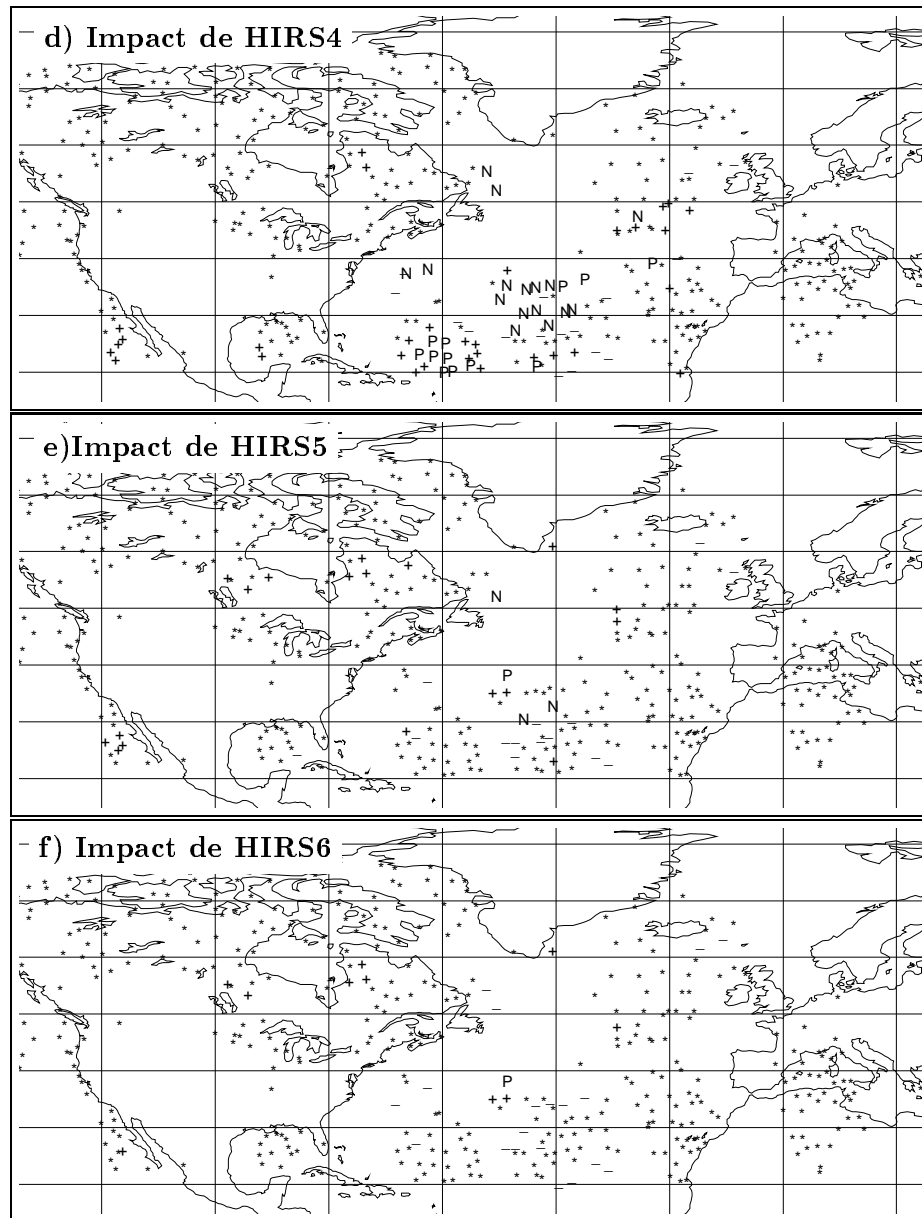


FIG. 5.15 – Impact des différents canaux sondant la troposphère du TOVS (HIRS 4 à 6) pour la POI 17. Symboles des impacts donnés dans le tableau 5.4.

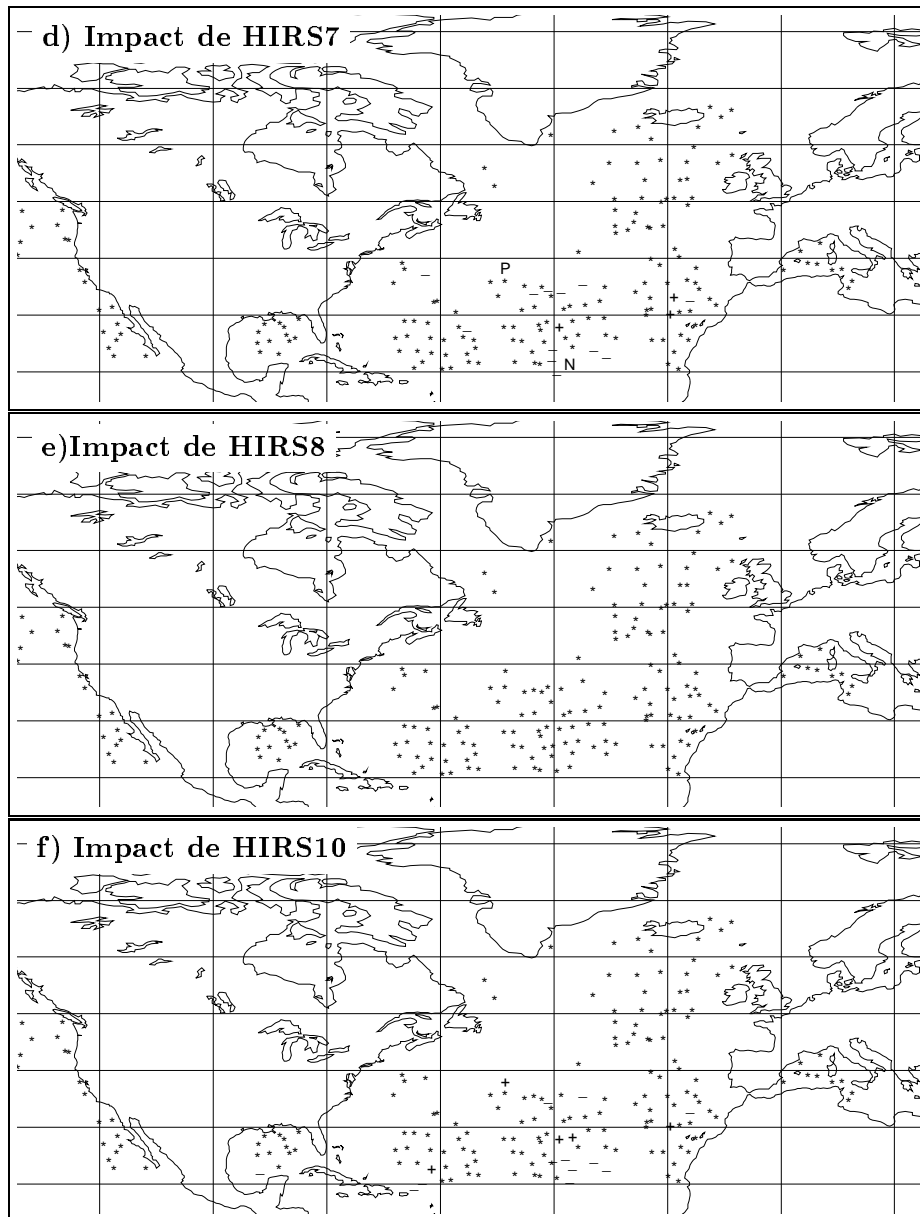


FIG. 5.16 – Impact des différents canaux sondant la troposphère du TOVS (HIRS 7, 8 et 10) pour la POI 17. Symboles des impacts donnés dans le tableau 5.4.

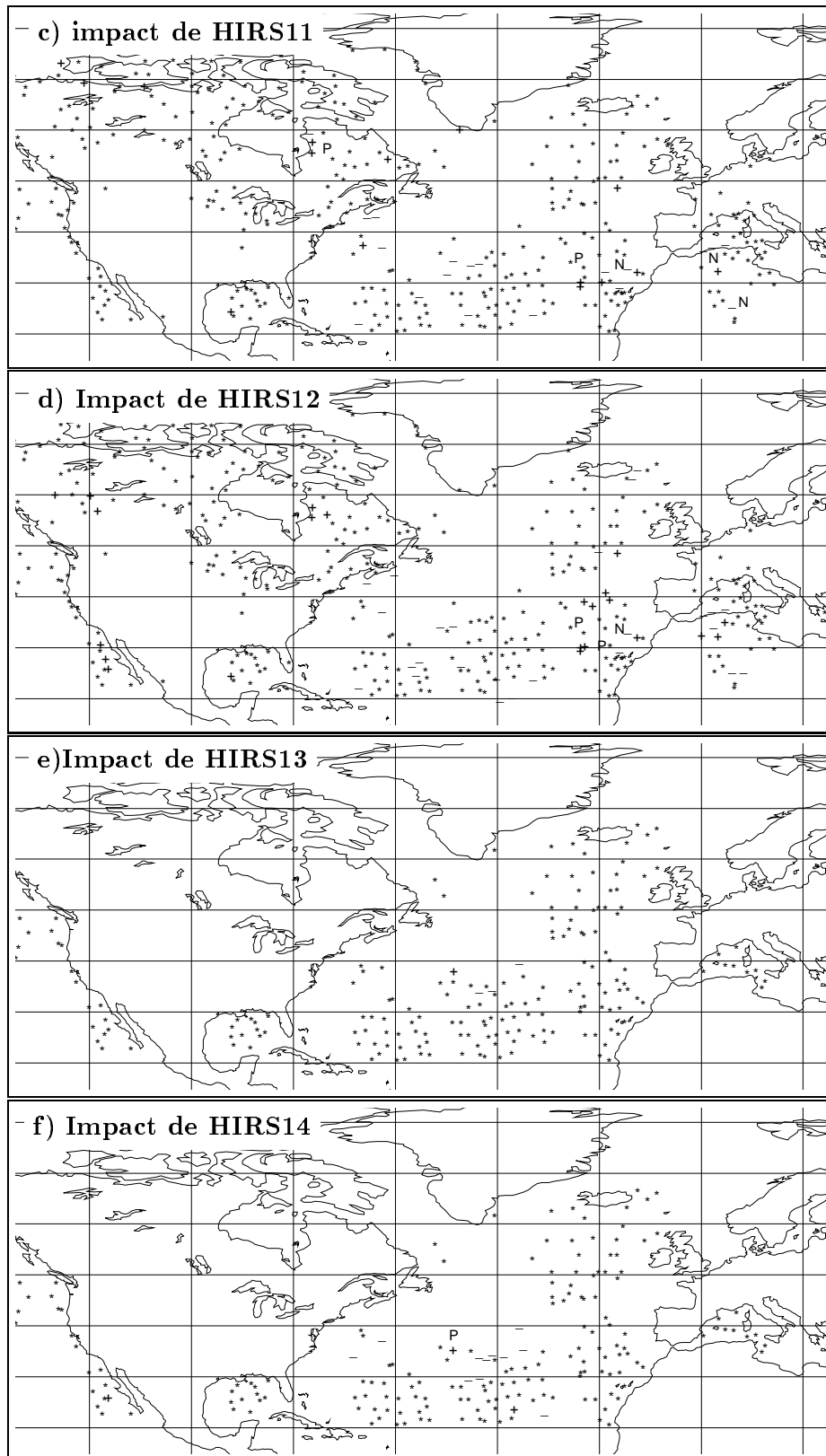


FIG. 5.17 – Impact des différents canaux sondant la troposphère du TOVS (HIRS 11 à 14) pour la POI 17. Symboles des impacts donnés dans le tableau 5.4.

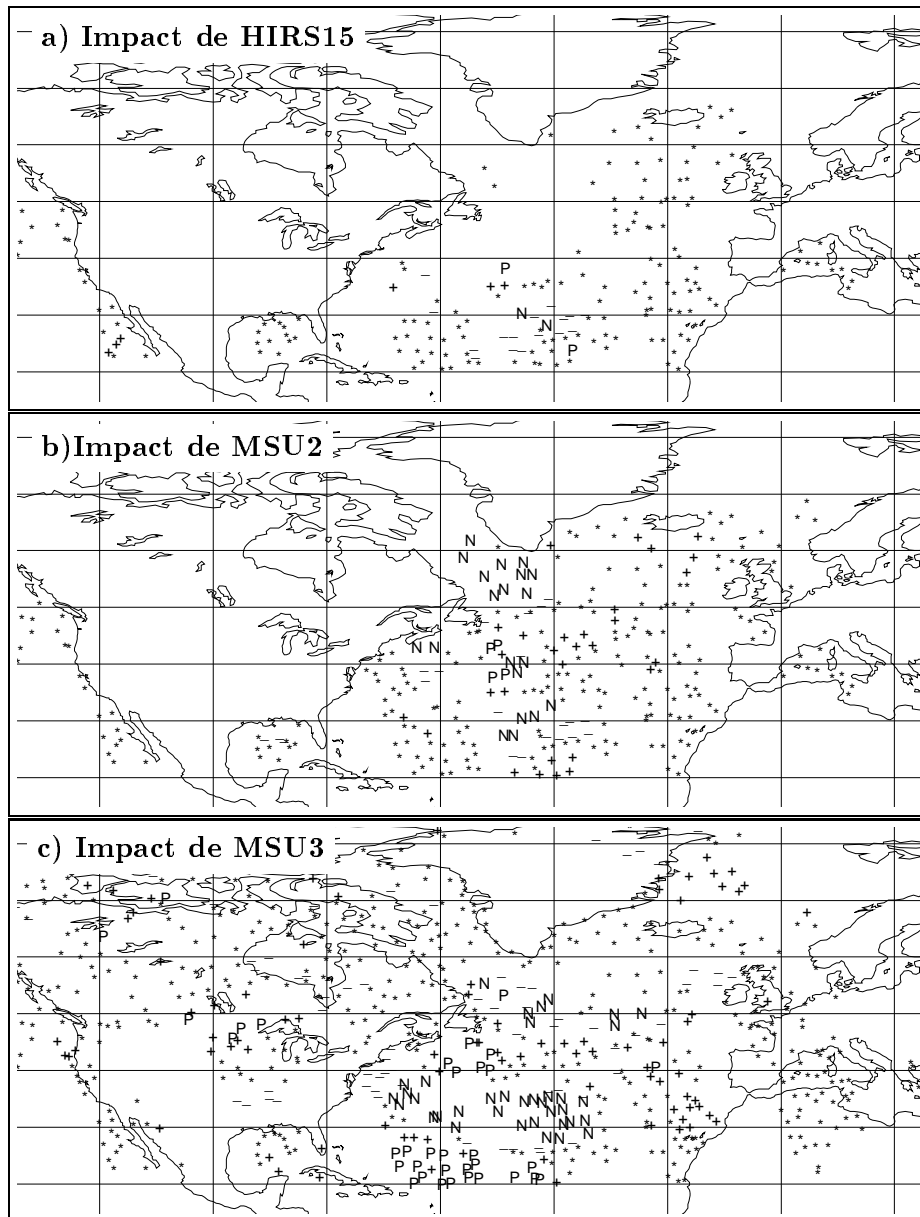


FIG. 5.18 – Impact des différents canaux sondant la troposphère du TOVS (HIRS 15 et MSU 2 et 3) pour la POI 17. Symboles des impacts donnés dans le tableau 5.4.

Impact des différents types d'observations

Les observations utilisées pour réaliser l'analyse sont dites "conventionnelles". Dans cette expérience, nous n'avons assimilé ni les radiosondages des dropsondes ni les radiosondages supplémentaires des réseaux 6 et 18 h.

Dans le but de synthétiser nos résultats, nous avons utilisé la somme des carrés des impacts, qui est donnée dans la figure 5.19a. Cette somme nous renseigne sur les valeurs absolues moyennes, c'est-à-dire l'amplitude de l'impact de chaque observation. De plus, nous avons séparé les TOVS en 3 groupes distingués lors de l'étude précédente. Les TOVS d'altitude comprennent HIRS 1 à 3 ainsi que SSU 1 et 2, les HIRS clairs sont les canaux 4 à 15 qui sondent dans la troposphère et les canaux micro-ondes MSU 2 à 4 utilisés quelle que soit la nébulosité. La figure 5.19b montre la somme de toutes les contributions d'un même sous-type d'observation. Ces sommes représentent une sorte d'intégration spatiale.

La somme des carrés des impacts montre que les SATOB, les PILOT et les canaux MSU ont les plus fortes amplitudes d'impacts individuels (Fig 5.19a). L'énergie de l'erreur de prévision issue de l'ébauche ($29965 \text{ J/m}^2 \text{ m.s}^{-2}$) étant plus faible que celle issue de l'analyse ($31114 \text{ J/m}^2 \text{ m.s}^{-2}$), il vaut mieux pour diminuer l'erreur de prévision se rapprocher de l'ébauche plutôt que s'en éloigner. Nous pouvons à nouveau remarquer que l'erreur de prévision (que ce soit celle de l'ébauche ou celle de l'analyse) est plus grande que la différence de prévision obtenue entre l'ébauche et l'analyse. La principale contribution positive est apportée par les PILOT et les AIREP tandis que celle négative par les TOVS clairs et les SATOB, c'est-à-dire qu'ils tendent à rapprocher de l'ébauche et vont ainsi dans le bon sens. L'impact des PILOT est apporté par 3 observations situées à Goose Bay, Halifax et Saint John. Ensuite, la contribution positive des AMDAR est contrebalancée par les radiosondages de surface. Par ailleurs, cette intégration spatiale montre que, contrairement à l'étude horizontale canal par canal, la contribution algébrique des canaux HIRS 4 à 15 (bien que plus faible en chaque point) apparaît plus cohérente en signe que celle des canaux micro-ondes qui agissent avec des signes différents.

5.2.3 Conclusion de l'étude détaillée de la POI 17

Nous avons étudié pour la POI 17 la sensibilité et la contribution à la variation de la différence de prévision entre celle issue de l'analyse et celle issue de l'ébauche des différents types d'observation utilisés dans l'analyse. Nous nous sommes attachés plus particulièrement à décrire celles des différents canaux du TOVS.

Les zones de forte sensibilité sont souvent situées dans la basse et la moyenne troposphère et sous les nuages. Elles sont donc inaccessibles au sondage infrarouge de cette région de l'atmosphère. Nous avons observé que la fonction coût est principalement sen-

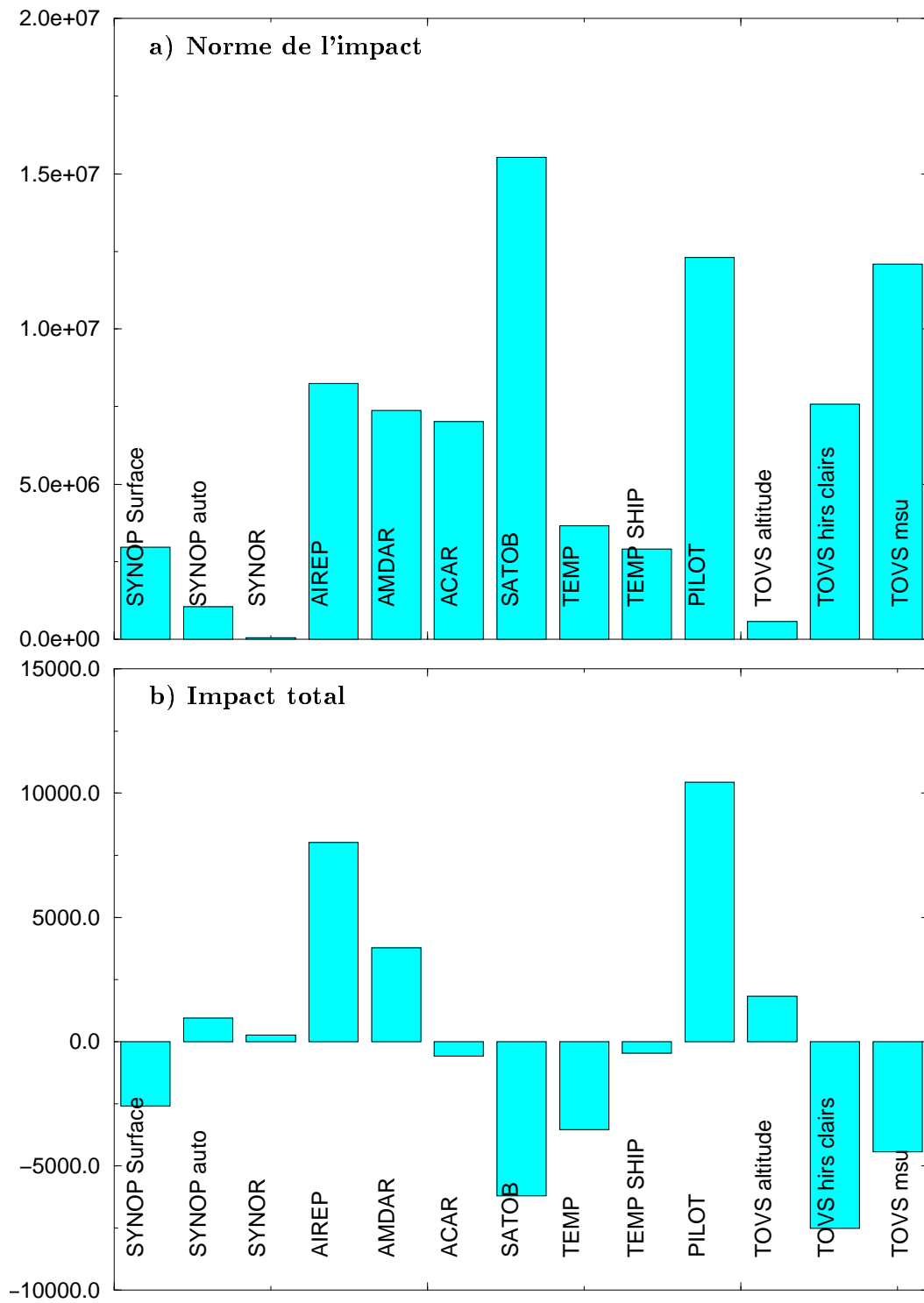


FIG. 5.19 – Norme de l'impact (a, en $(J/m^2 m.s^{-2})^2$) et contribution (b, en $J/m^2 m.s^{-2}$) de chaque sous-type d'observation à la variation de l'énergie de l'écart à l'ébauche à 42 h d'échéance le 17 février 1997 à 18 h (POI 17).

sible aux canaux 2 et 3 du sondeur micro-onde MSU et le canal 4 de HIRS. La sensibilité aux canaux de la haute troposphère tels que HIRS 4 est toutefois importante. En interprétant ce résultat, un fait fondamental est apparu, la «sensibilité effective» d'un couple assimilation-prévision. Les zones sensibles aux conditions initiales sont fortement modifiées par la multiplication par la matrice de covariance d'erreur d'analyse A . Leur échelle horizontale est agrandie et leur orientation se trouve également changée. Enfin, l'étude de la contribution des observations à la variation de la différence de prévisions issues de l'analyse et de l'ébauche montre que la sensibilité est, dans l'ensemble, un bon prédicteur de cette contribution.

Une comparaison générale de l'impact des différentes observations montre que, pour la POI 17, l'impact principal positif est dû aux PILOT situés sur Terre-Neuve et la Nouvelle Écosse. L'impact des observations HIRS claires est du même ordre de grandeur que celui des PILOT mais de signe opposé. Les erreurs de prévision de l'ébauche et de l'analyse nous indiquent qu'il vaut mieux se rapprocher de l'ébauche, son erreur de prévision étant plus faible, situation caractéristique de FASTEX comme nous l'avons dit. Nous avons donc constaté que les TOVS allaient dans le bons sens contrairement aux PILOT. Dans le paragraphe suivant, nous avons généralisé cette étude à un ensemble de 10 assimilations/prévisions.

5.3 Étude générale de l'impact des TOVS sur la prévision

Comme nous l'avons vu précédemment, les observations qui apportent la plus forte contribution à la variation de la différence de prévision sont situées dans les zones de sensibilité effective. Nous souhaitons donc réitérer l'étude faite pour la POI 17 et l'élargir à d'autres cas. Une dizaine de dates réparties sur le mois de février a donc été étudiée comme indiqué dans le tableau 5.5. Ces dates correspondent à des vols dédiés au ciblage du Gulfstream IV et du Lear Jet (POI 11). Les expériences relatives aux vols des 1^{er} et le 18 février 06 h n'ont pu être menées car il y a très peu de données TOVS 6 heures auparavant. La fonction coût choisie est celle du paragraphe précédent ($\frac{1}{2}P[x^a(t_1) - x^b(t_1)]^T \underline{E}P[x^a(t_1) - x^b(t_1)]$) mais l'échéance et la zone de vérification varient pour chaque dépression étudiée (Tab. 5.5) afin que les calculs de la sensibilité soient concentrés sur celle-ci.

5.3.1 Impact des TOVS

La figure 5.20a montre clairement que les canaux micro-ondes possèdent la valeur des carrés de l'impact la plus grande, c'est-à-dire que nous observons pour ces canaux les plus

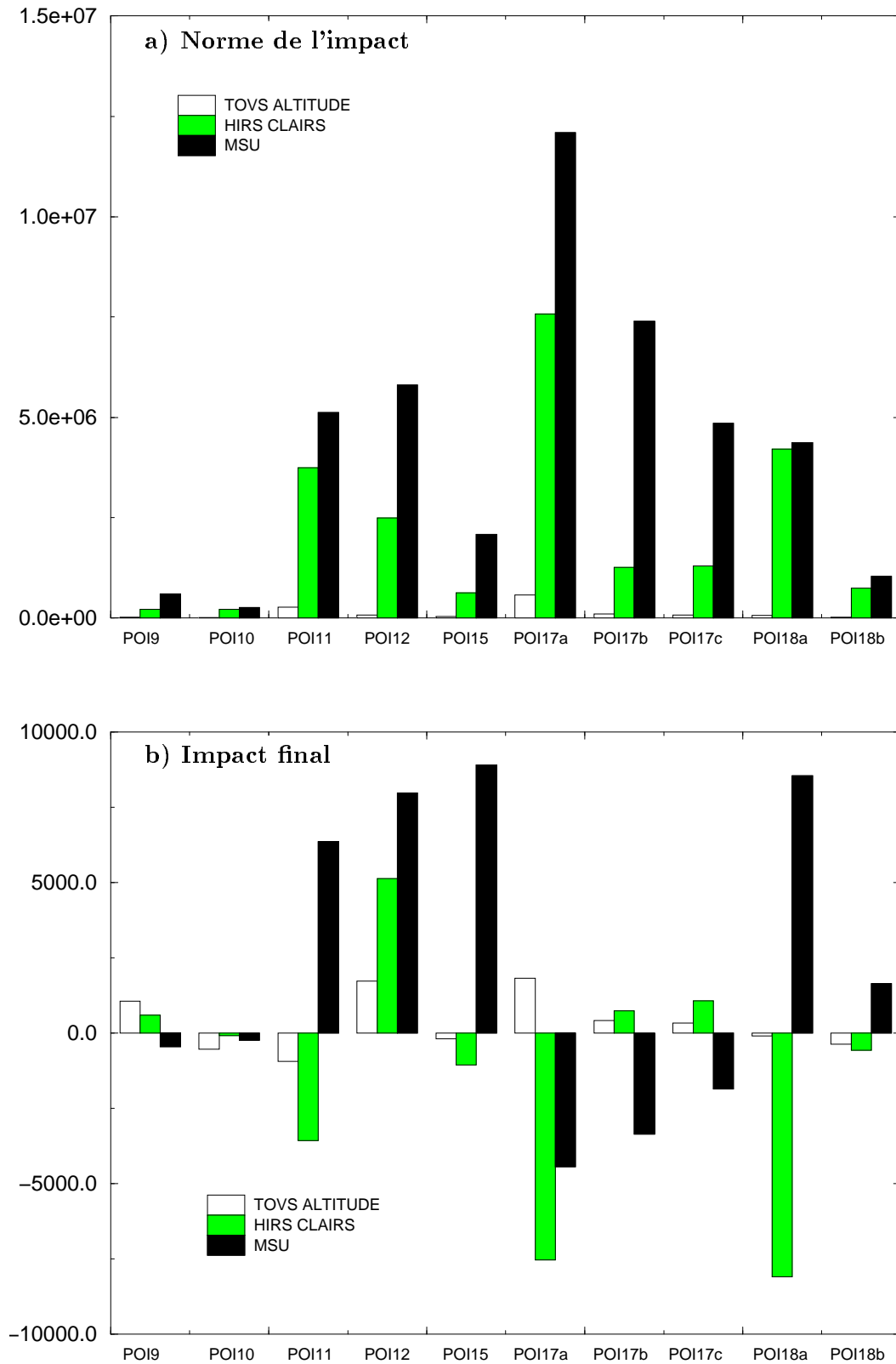


FIG. 5.20 – Norme (a, en $(J/m^2 m.s^{-2})^2$) et Impact (b, en J) des observations TOVS d'altitude, des observations HIRS de la troposphère utilisé en ciel clair et MSU selon une ébauche issue de la réanalyse 4DVAR sans données FASTEX.

POI	Date	échéance de la prévision	zone de vérification
POI9	1/2/97 18 h	30 h	55°65'N ; 10°30'W
POI10	3/2/97 18 h	30 h	50°60'N ; 10°W 10°E
POI11	4/2/97 18 h	30 h	50°60'N ; 10°30'W
POI12	8/2/97 12 h	30 h	55°65'N ; 10°30'W
POI15	15/2/97 6 h	18 h	45°60'N ; 10°30'W
POI17a	17/2/97 18 h	42 h	50°60'N ; 20°0'W
POI17b	18/2/97 6 h	30 h	50°60'N ; 20°0'W
POI17c	18/2/97 18 h	18 h	50°60'N ; 20°0'W
POI18a	22/2/97 12 h	30 h	50°60'N ; 10°30'W
POI18b	22/2/97 18 h	18 h	50°60'N ; 10°30'W

TAB. 5.5 – Numéro de POI, date, échéance et zone de vérification des expériences d'étude de l'impact des températures de brillance du TOVS sur la prévision.

fortes amplitudes de l'impact sur la fonction coût. Nous généralisons ainsi le résultat de la POI 17 qui suggérait que le sondeur MSU avait le plus fort impact sur la prévision par rapport à HIRS et SSU. Ensuite les canaux HIRS clairs ont de forte valeur d'impact pour les dates des POI 11, 17a et 18a, alors que la norme de l'impact des canaux d'altitude est négligeable. Une étude plus détaillée, canal par canal et date par date a montré que ce sont les canaux MSU 2 et 3 qui présentent les contributions individuelles les plus grandes, suivis de HIRS 4 et MSU4.

De plus, mis à part les cas des POI 9 et 10, il y a une correspondance entre la somme des carrés des impacts et la durée de l'intégration. Cette somme est bien plus grande pour la POI 17a où l'échéance est de 42 h que pour les POI 15, 17c ou 18b où le temps d'intégration est de 18 h.

L'impact total sur la prévision résulte de la somme de toutes les contributions des observations, qu'elles soient positives ou négatives. La figure 5.20b indique, pour les 10 dates et les 3 groupes de canaux du TOVS, cet impact final pouvant donc être positif, négatif ou nul. Rappelons qu'un impact positif éloigne la prévision de l'intégration issue de l'ébauche alors qu'un impact négatif rapproche de l'ébauche. Cependant, la fonction étant toujours positive par définition, un impact négatif ne peut exister que s'il annule une partie d'un fort impact positif des autres types d'observations.

Nous observons que les canaux MSU ont le plus fort impact total pour les POI 11, 12, 15, 17b, 17c et 18 a et b. Nous allons maintenant comparer l'impact des observations TOVS à celui des observations conventionnelles.

5.3.2 Comparaison avec les observations conventionnelles

Comme dans l'étude de la POI 17, les observations conventionnelles assimilées ne contiennent ni les radiosondages supplémentaires ni les radiosondages des dropsondes.

Mis à part le cas de la POI 18b, la norme de l'impact des observations conventionnelles est bien plus grande que celle concernant les observations TOVS (Fig. 5.21a). La norme de l'impact total des observations TOVS représente entre 22% et 67% de la valeur de celle concernant les observations conventionnelles. Le graphe de la figure 5.21a nous indique que, pour les POI 9, 10 et 18b, la norme de l'impact des différents types d'observation est bien plus faible que celle des POI 11, 12, 17a et 18a.

L'impact total des observations conventionnelles et du TOVS est donné par la figure 5.21b. L'impact des observations conventionnelles est toujours positif sauf pour la POI 12 alors que celui des TOVS est négatif pour la POI 10 et la POI 17. L'impact final des observations conventionnelles est plus grand pour les cas de la POI 9, 10, 11, 17b et 18. L'impact des TOVS représente 2 à 82% de celui des observations conventionnelles pour ces cas-ci alors que pour les POI 12, 15 et 17a il est respectivement égal au triple, au quintuple et à la valeur de celui des observations conventionnelles.

Nous avons vérifié que les observations conventionnelles qui apportent la plus forte contribution à la variation de la fonction coût sont les AIREP puis les PILOT ou les SATOB. Cependant pour la POI 18, ce sont les TEMP et les SYNOP (non montré). La diversité du comportement des TOVS et des observations conventionnelles nous amène à essayer de classer les situations pour pouvoir en dégager un comportement général. L'erreur de prévision de l'ébauche et de l'analyse est donnée par la figure 5.22. Nous remarquons qu'il n'y a que 4 cas (POI 15, POI17b, POI17c et POI18a) où l'analyse donne une erreur de prévision moindre par rapport à l'ébauche.

En résumé, l'étude d'une dizaine d'assimilation 3DVAR réalisée pour le mois de février 1997 montre que les canaux TOVS qui ont les plus fortes valeurs d'impact sur la prévision sont les canaux micro-ondes ainsi que les canaux HIRS 4 et 15. L'impact des canaux d'altitude (HIRS 1 à 3 et SSU 1 et 2) est très faible en comparaison de celui des canaux micro-ondes et de celui des canaux utilisés en ciel clair. Par ailleurs, mis à part les cas des POI 9 et 10, nous avons constaté que les valeurs absolues des contributions pouvaient être reliées au temps d'intégration. En effet, la phase de creusement la plus intense est dépassée pour la POI 9 et la dépression de la POI 10 ne se creuse pratiquement pas (Tab. 5.6). Plus l'échéance est longue, plus l'amplitude l'est.

Toutefois, l'impact final, somme algébrique, peut s'annuler comme dans le cas de la POI 17-a (Fig 5.23). La comparaison de l'impact des TOVS avec celui des observations conventionnelles montre qu'en dépit d'une norme plus faible, l'impact des observations TOVS peut être majoritaire comme dans le cas des POI 12, 15 et 17a. La somme des

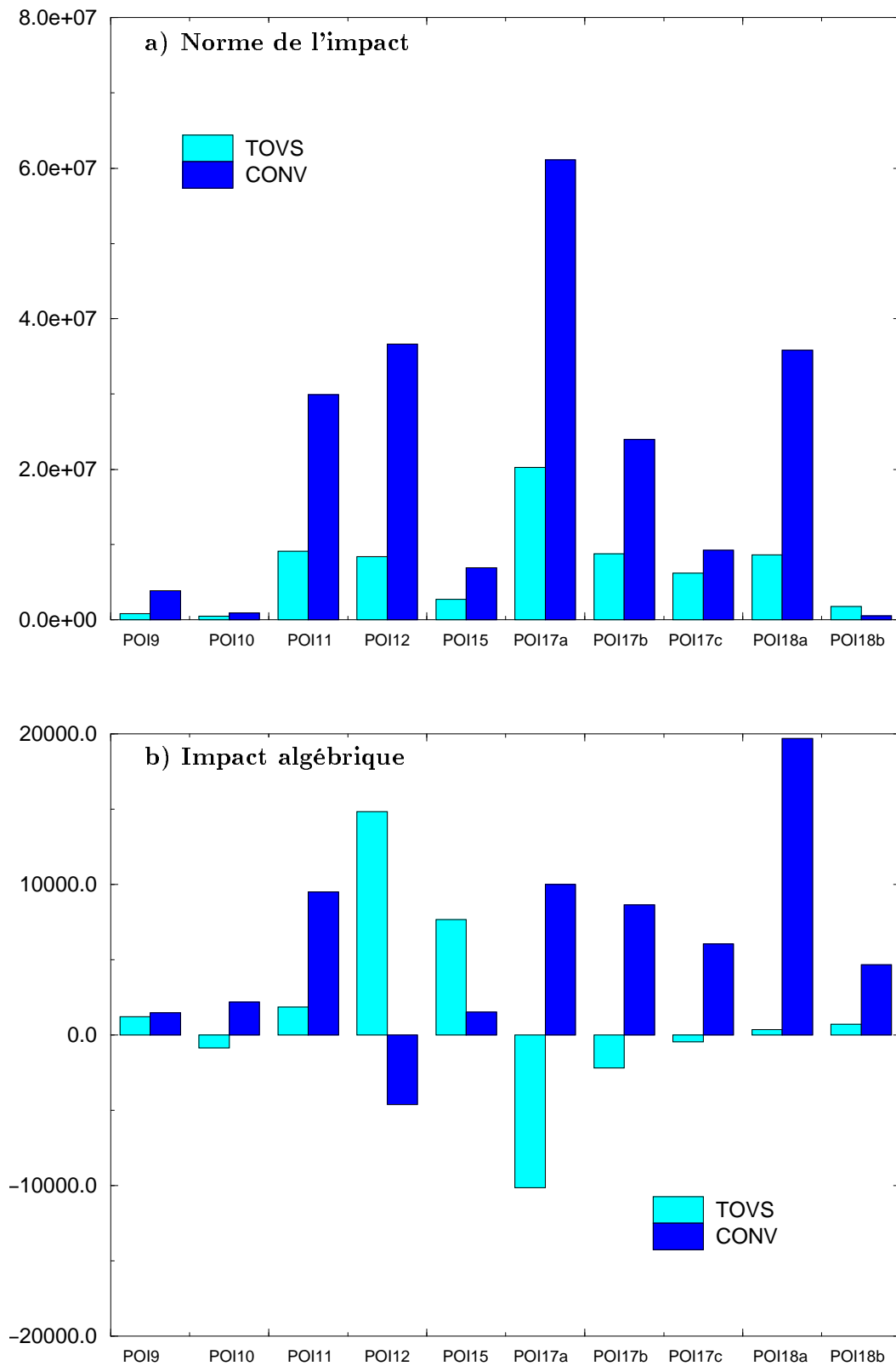


FIG. 5.21 – Norme (a, en $(J/m^2 m.s^{-2})^2$) et Impact (b, en $J/m^2 m.s^{-2}$) des observations TOVS et des observations conventionnelles à partir d'une ébauche issue de la réanalyse 4DVAR sans données FASTEX.

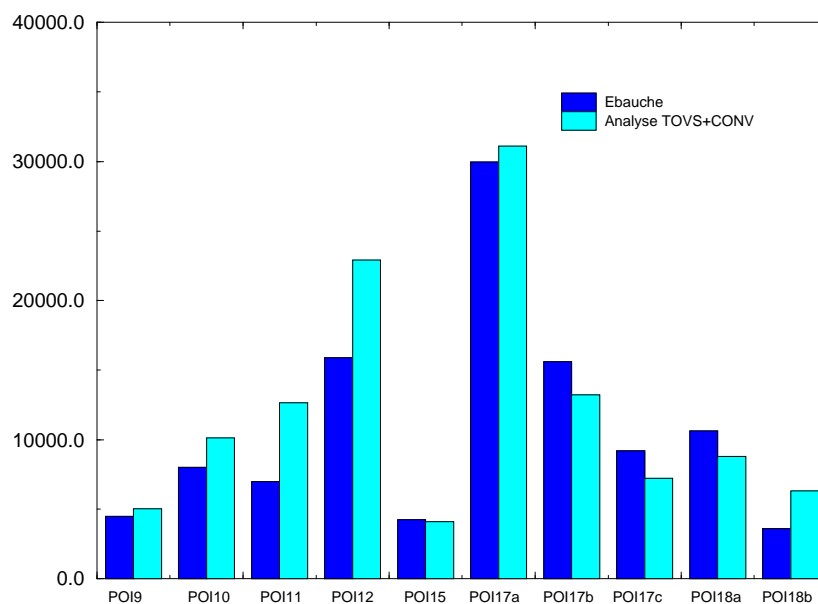


FIG. 5.22 – Erreurs de prévision (en $J/m^2 m.s^{-2}$) issues de l'ébauche et de l'analyse par rapport à l'analyse vérificatrice de la réanalyse 4DVAR sans observations FASTEX.

POI	Date	Échéance	Durée avant la phase de creusement la plus intense et valeur (hPa/6 h)	Valeur du creusement pendant la prévision (hPa/h)
POI9	1/2/97 18 h	30 h	après	0.4
POI10	3/2/97 18 h	30 h	18 h (-3)	0.2
POI11	4/2/97 18 h	30 h	12 h (-13)	1
POI12	8/2/97 12 h	30 h	24 h(-22)	1.9
POI15	15/2/97 6 h	18 h	après	0
POI17a	17/2/97 18 h	42 h	30 h(-16)	1.2
POI17b	18/2/97 6 h	30 h	18 h(-16)	1.4
POI17c	18/2/97 18 h	18 h	6 h(-16)	1.6
POI18a	22/2/97 12 h	30 h	12 h(-10)	1
POI18b	22/2/97 18 h	18 h	6 h(-10)	1.1

TAB. 5.6 – Numéro de POI, date, échéance, durée avant la phase de creusement la plus intense et taux de creusement

contributions à la fonction \mathcal{J} étant faiblement négative dans le cas de la POI 17-a, nous voyons une limitation de la méthode à cause de la durée d'intégration (42h) où l'hypothèse de linéarité ne peut plus être considérée.

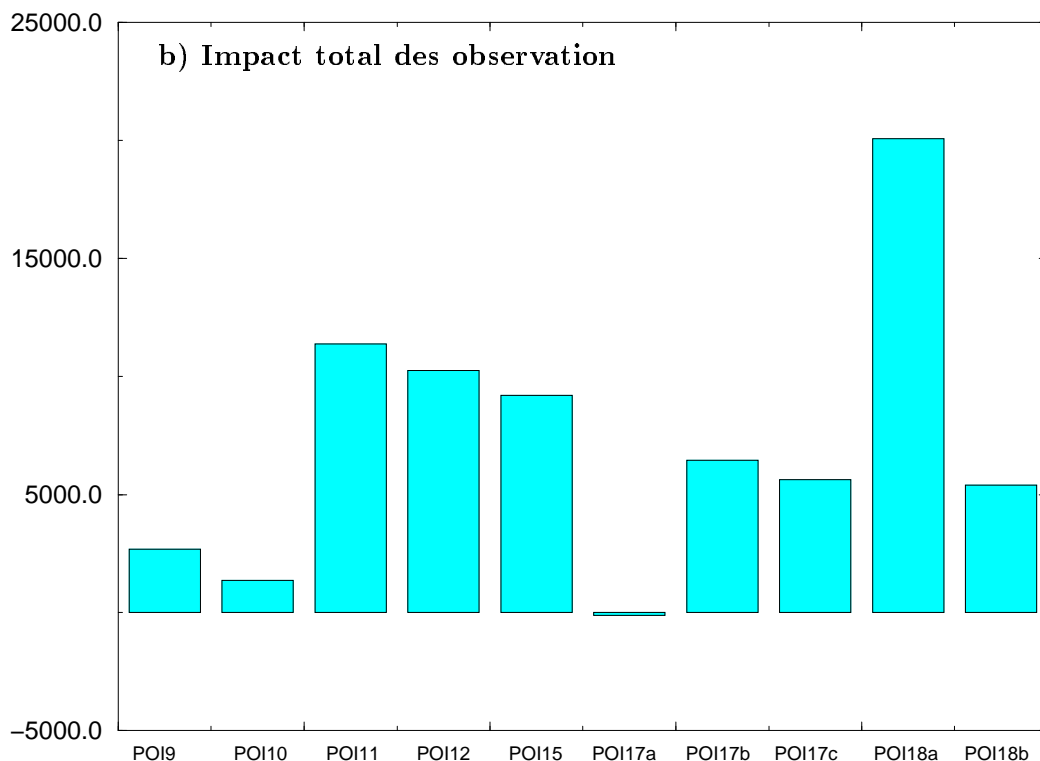


FIG. 5.23 – Impact (en $J/m^2 m.s^{-2}$) de toutes les observations (TOVS et observations conventionnelles) sur la prévision.

Nous allons maintenant utiliser l'outil de la sensibilité aux observations pour étudier la manière dont les sondages TOVS influencent l'assimilation des autres observations. Il s'agit de nouveaux résultats, tout à fait originaux, permis par notre outil diagnostique.

5.4 Variation de l'impact selon le jeu d'observations assimilées

Les premiers résultats de la réanalyse 4DVAR continue de l'ensemble de la campagne ont montré que les données FASTEX semblaient avoir peu d'impact sur les scores testant la prévision. L'une des hypothèses est que le cyclage (effet cumulatif des observations sur plusieurs assimilations séquentielles consécutives) et la présence des données TOVS qui sont nombreuses et assez bien régulièrement réparties, conduisent à limiter l'influence

des observations supplémentaires. En effet, au moment de la campagne, les informations du TOVS étaient assimilées sous forme de profils inversés et à une résolution spatiale moindre. Le jeu de températures de brillance assimilées pour cette réanalyse fait partie des différences notables avec le contexte opérationnel de l'époque. Nous allons donc essayer de tester l'hypothèse qui suggère que l'assimilation des TOVS limite l'influence des observations ciblées. La limitation de notre étude réside dans le fait que les effets de cyclage ne sont pas être pris en compte : nous n'obtiendrons ici que des réponses au premier ordre. Dans ce paragraphe, contrairement aux autres, la fonction coût a été calculée sur la troposphère et non l'atmosphère entière.

5.4.1 Comparaison des impacts des TOVS et des dropsondes assimilés indépendamment

Dans un premier temps, nous allons comparer l'impact des TOVS à celui des dropsondes, comparaison possible uniquement sur les cas de FASTEX. Nous cherchons à savoir si les TOVS ont un impact comparable à celui des dropsondes sur la prévision, s'ils sont assimilés indépendamment. Pour cela nous avons repris parmi les expériences précédentes les dates où un vol dédié au ciblage était disponible. Il ne reste que 8 dates (la POI 9 et la POI 17-b étant éliminées). La figure 5.24 se rapporte à l'expérience avec les TOVS tandis que la figure 5.25 à celle avec les dropsondes. La comparaison des graphiques montre que les valeurs isolées de l'impact des dropsondes sont plus grandes que celles des TOVS, exceptés les cas des POI 11 et 18. De même, les observations conventionnelles ont des impacts individuels plus grands dans l'assimilation avec les TOVS qu'en présence de dropsondes.

Passons maintenant aux impacts totaux. L'impact des dropsondes est plus grand que celui des TOVS pour les POI 10, 15, 17-2, 18-1 et 18-2. L'impact total des observations conventionnelles est plus grand en présence des TOVS en général. Il apparaît que lorsque les TOVS ont un fort impact sur la prévision, les dropsondes en ont moins (comme pour les cas des POI 12, 15 et 17-1) alors que les dropsondes ont un fort impact pour les POI 10, 17-2, 18-1 et 18-2 (impact des TOVS correspondant faible).

Nous avons ensuite classé dans la figure 5.26 les situations en fonction de l'échéance puis du creusement de la dépression pendant la durée de la prévision indiqué par le tableau 5.6. La valeur individuelle de l'impact des TOVS semble dépendre de l'échéance et du creusement. Ceci est moins systématique dans le cas des observations conventionnelles assimilées en même temps et pour l'échéance 18 h. Dans le cas des expériences d'assimilation des dropsondes et des données conventionnelles, nous retrouvons le même comportement de l'impact qui augmente en fonction du creusement de la dépression.

La comparaison des impacts obtenus avec les deux assimilations montre que les TOVS et les dropsondes semblent avoir des impacts opposés, comme pour la POI 17. De plus

l'impact des observations conventionnelles est plus grand en présence de profils TOVS. Nous allons maintenant étudier l'influence des TOVS sur l'impact des dropsondes.

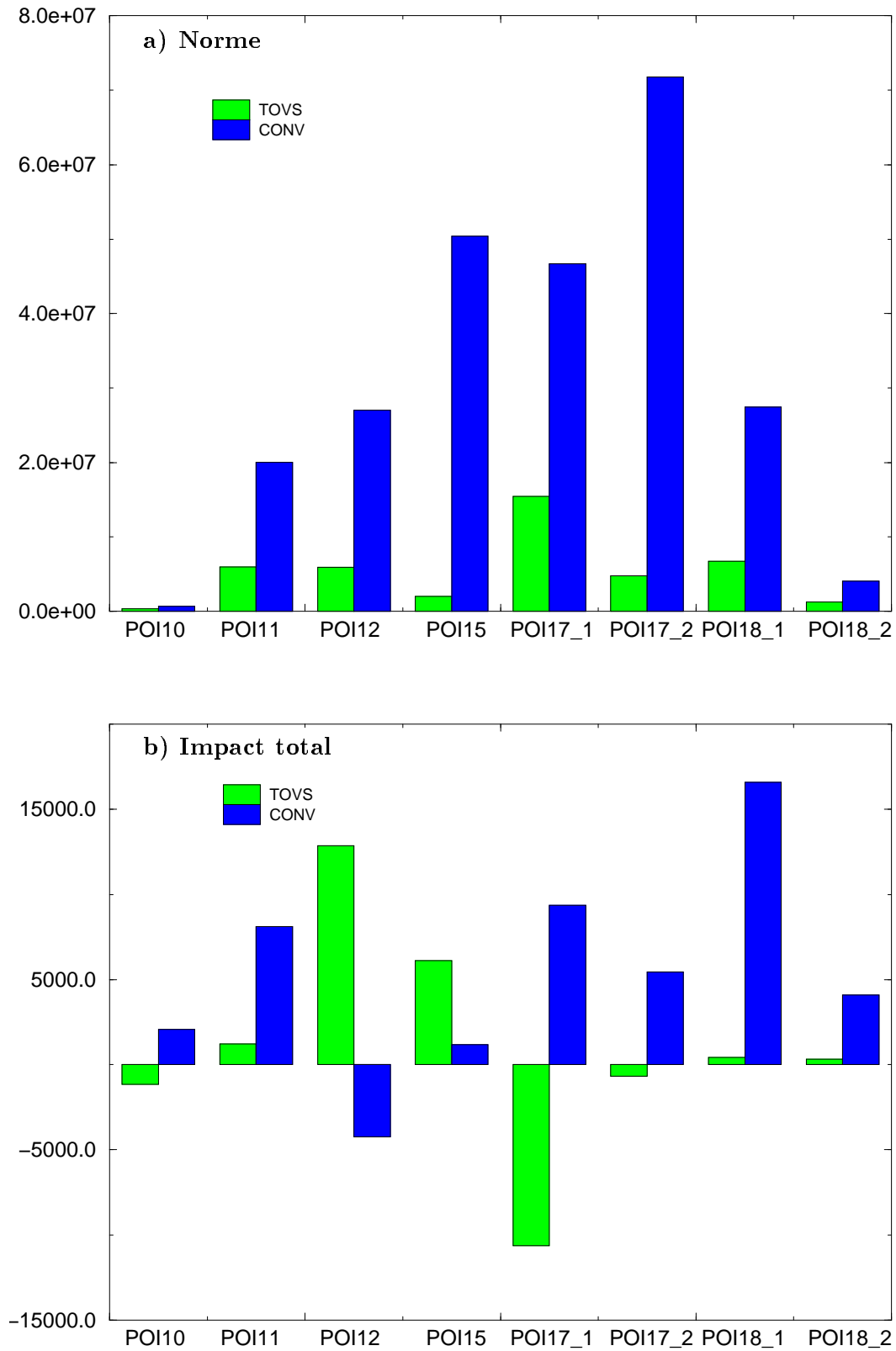


FIG. 5.24 – Norme (en $(J/m^2 m.s^{-2})^2$) et impact (en $J/m^2 m.s^{-2}$) des observations dans l'expérience d'assimilation des TOVS et des observations conventionnelles.

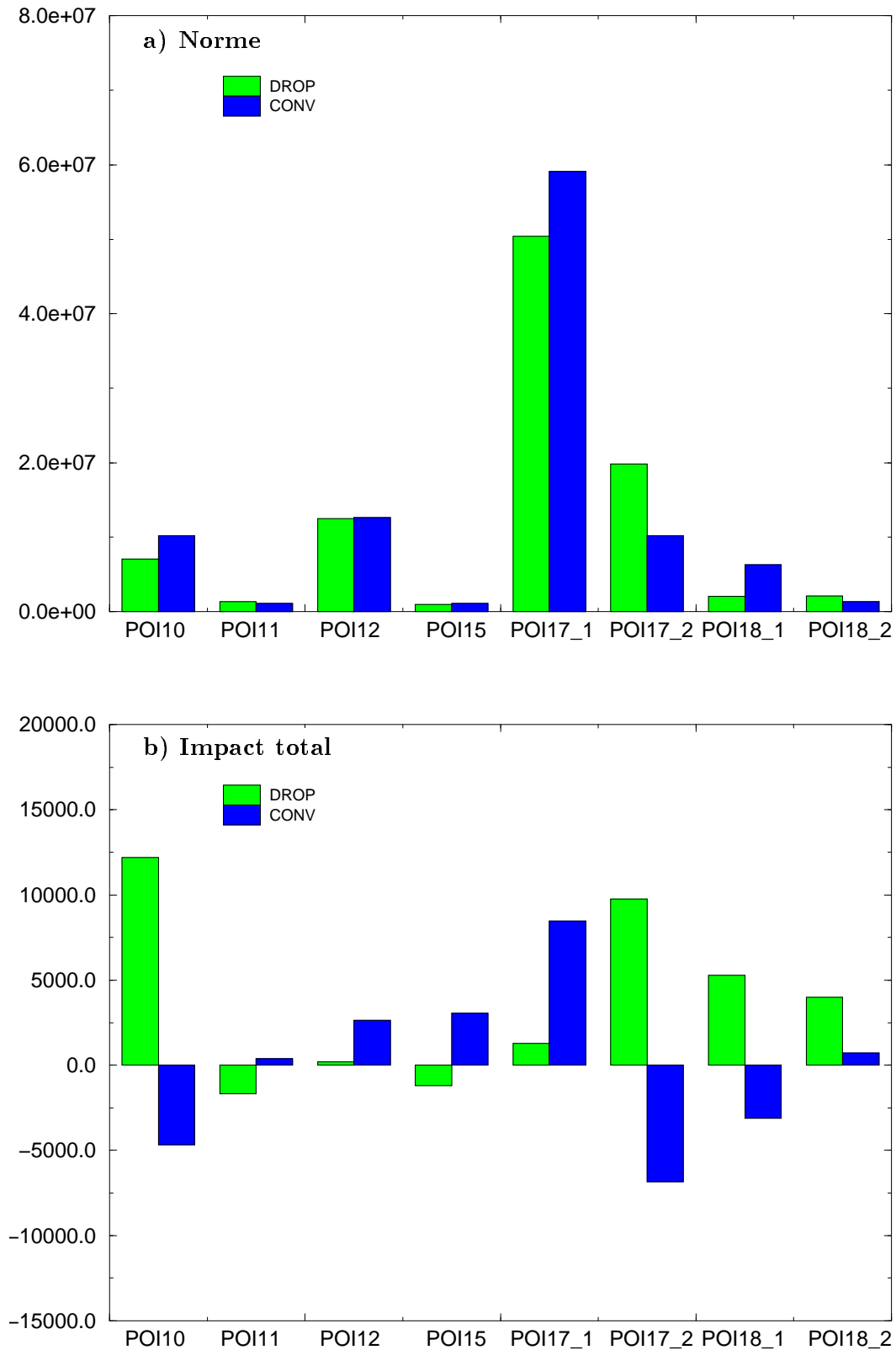


FIG. 5.25 – Norme (en $(J/m^2 m.s^{-2})^2$) et Impact (en $J/m^2 m.s^{-2}$) des observations dans l'expérience d'assimilation des dropsondes et des observations conventionnelles.

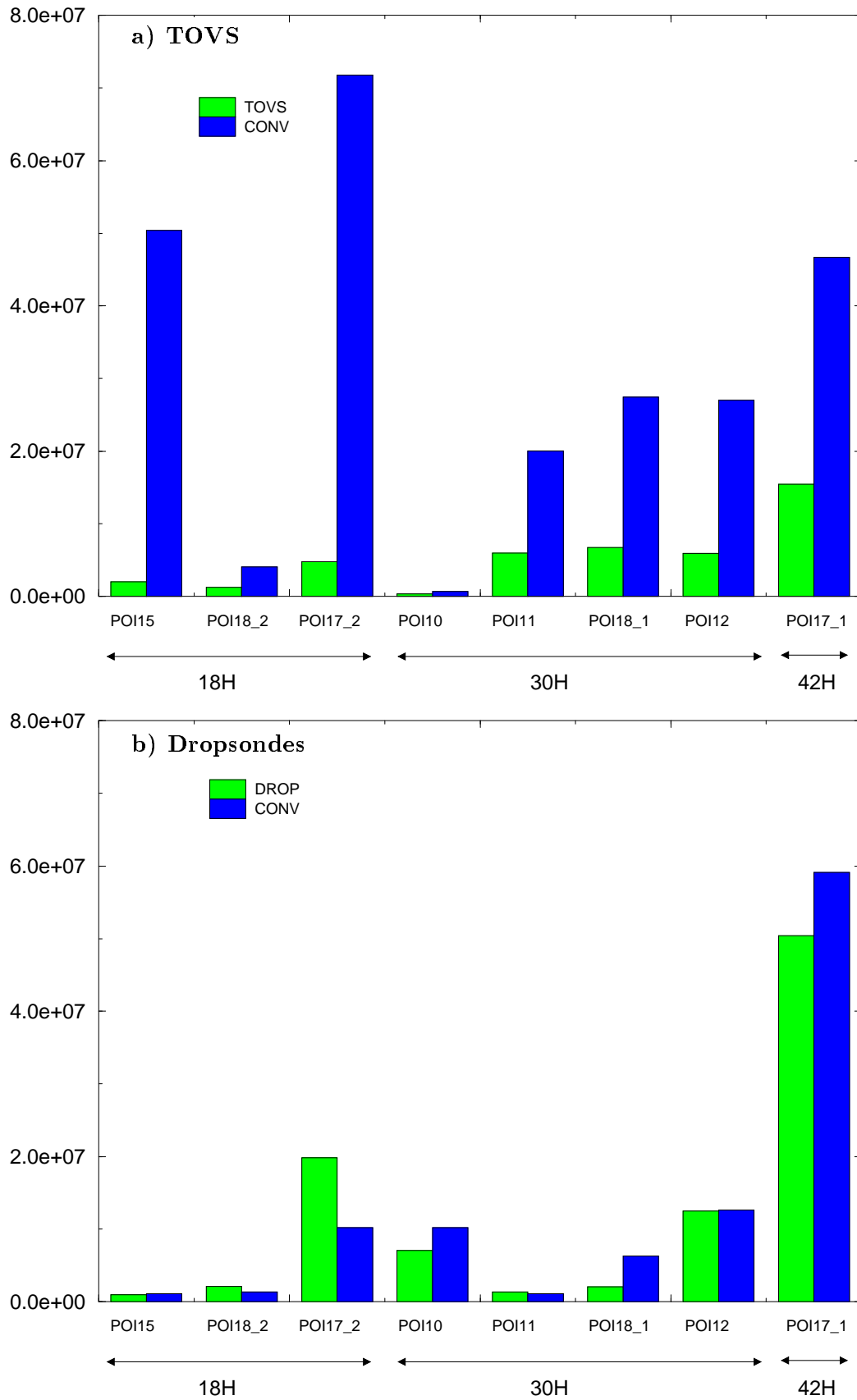


FIG. 5.26 – Classement de la norme de l'impact en fonction de l'échéance et du creusement de la dépression pendant la prévision pour les expériences d'assimilation des TOVS et des dropsondes en supplément des observations conventionnelles.

5.4.2 Influence des TOVS sur l'impact des observations conventionnelles et des dropsondes

Nous avons donc réalisé des expériences d'assimilation pour les 8 dates précédentes avec plusieurs jeux d'observations comprenant :

- les dropsondes et observations conventionnelles (DROP+CONV) ;
- les TOVS et les observations conventionnelles (TOVS+CONV) ;
- les TOVS, les dropsondes et les observations conventionnelles (TOVS+DROP+CONV).

Nous cherchons donc à savoir si la présence des TOVS dans le jeu d'observations assimilées diminue l'impact des dropsondes et des observations conventionnelles. La figure 5.27 montre pour les observations conventionnelles (Fig. 5.27a) et les dropsondes (Fig. 5.27b) l'évolution de l'impact dans la variation de la prévision par rapport à celle issue de l'ébauche en fonction de la présence ou non de TOVS dans le jeu d'observations assimilées.

La présence des TOVS est à peu près neutre pour l'impact des observations conventionnelles. En effet dans le cas des POI 11, 12 et 18 leur impact est plus faible dans le cas sans TOVS. Nous obtenons un impact semblable dans les deux expériences d'assimilation pour la première date de la POI 17, ce qui donne une influence nulle des observations TOVS dans l'impact des observations conventionnelles sur la variation de prévision par rapport à celle issue de l'ébauche.

L'influence des températures de brillance du TOVS sur l'impact des dropsondes dans l'écartement de la prévision par rapport à celle issue de l'ébauche n'est pas nette. En effet, bien que dans le cas des POI 10, 15 et 17 (2), l'impact des dropsondes soit plus grand en l'absence de TOVS, dans le cas des POI 11, 17 (1) et 18, il est plus grand ou de même amplitude (POI12) en présence des températures de brillance.

La comparaison des histogrammes d'impact des observations conventionnelles et ciblées en présence ou non des TOVS, montre que ces derniers ne diminuent pas l'impact de ces observations. Le cyclage peut être mis en cause pour l'influence peu visible des observations supplémentaires sur la prévision car la méthode de sensibilité linéaire aux observations ne permet pas de tester cette hypothèse.

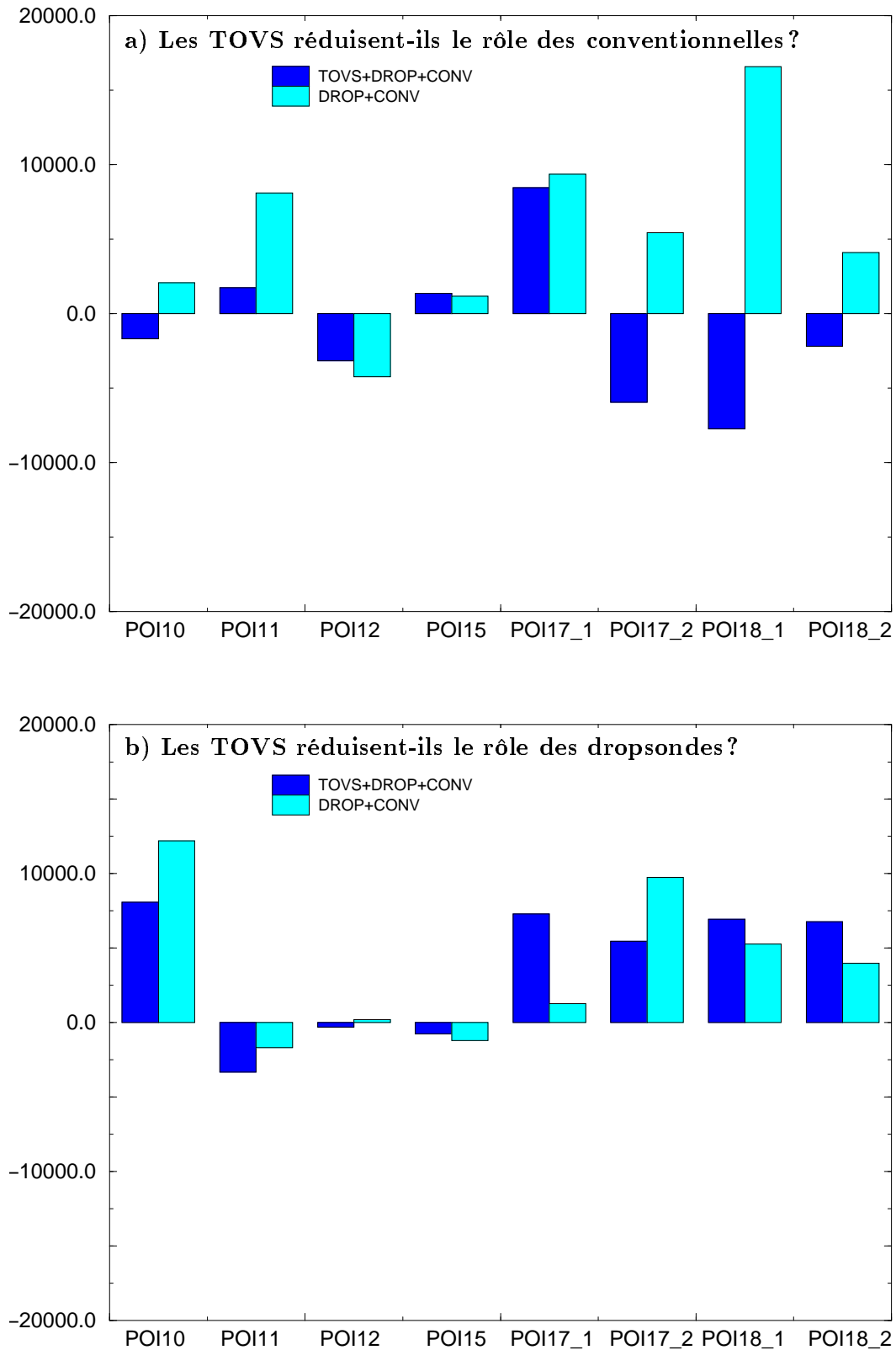


FIG. 5.27 – Impact (en $J/m^2 m.s^{-2}$) des observations conventionnelles (a) et des dropsondes (b) en présence ou non des observations TOVS.

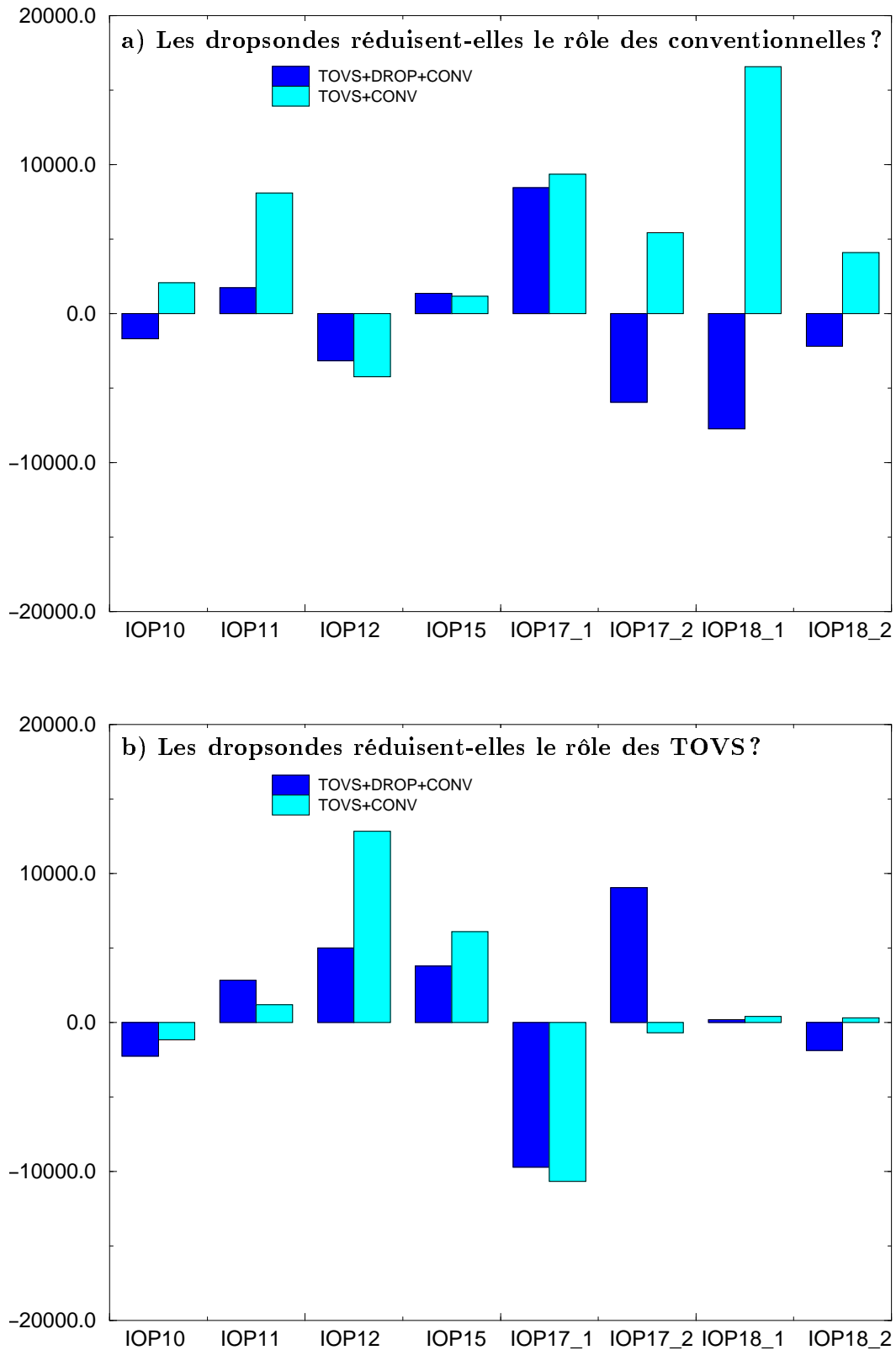


FIG. 5.28 – Contributions (en $J/m^2 m.s^{-2}$) des observations conventionnelles (a) et des TOVS (b) à la variation de la fonction coût en présence ou non de dropsondes.

5.4.3 Influence des observations ciblées sur l'impact des TOVS et des observations conventionnelles

La question précédente concernait l'influence des TOVS sur l'impact des observations ciblées. Nous allons maintenant étudier la question inverse : «les dropsondes diminuent-elles l'impact des TOVS et des observations conventionnelles?». Nous avons donc comparé l'impact des observations conventionnelles et des TOVS en présence ou non d'observations ciblées.

La figure 5.28 présente les résultats de cette série de 16 expériences. Nous pouvons remarquer que l'amplitude de l'impact des observations conventionnelles est plus grande en l'absence de dropsondes (Fig. 5.28a) sauf dans le cas des POI 15 et 17-2. De plus, le signe de l'impact de ces observations change dans la moitié des cas, c'est-à-dire qu'en présence de dropsondes, les observations conventionnelles tendent à rapprocher la prévision de celle de l'ébauche tandis que l'absence des observations ciblées, elles éloignent la prévision de l'ébauche. Pour les températures de brillance TOVS (Fig. 5.28b), le comportement est moins net : dans la moitié des cas (POI 10, 11 17-2 et 18-2), l'impact est plus faible en l'absence de dropsondes. L'impact des données TOVS est faible dans le cas des POI 10, 11 et 18. Il semble donc que l'influence des dropsondes soit à peu près neutre sur l'impact des TOVS.

5.5 Influence de l'ébauche sur l'impact du TOVS

Dans ce paragraphe, nous cherchons à voir l'effet de la qualité de l'ébauche sur l'impact des TOVS. Même si les observations supplémentaires de la campagne FASTEX n'ont pas d'effet sur la prévision à moyenne échéance, elles améliorent l'analyse et la prévision à courte échéance (Gérald Desroziers, communication personnelle). Nous avons donc voulu tester le comportement des températures de brillance du TOVS en présence d'une ébauche contenant les informations issues des seules données conventionnelles (incluant le TOVS) et d'une ébauche où les observations supplémentaires de la campagne FASTEX ont été rajoutées. Cette approche est complémentaire de la précédente. Le paragraphe précédent documentait l'impact instantané de l'ajout des données TOVS ou de dropsondes. Ici nous essayons d'accéder à l'impact indirect via l'ébauche et le cyclage. L'ensemble couvre plus ou moins le processus complet. Nous avons donc procédé à deux assimilations 3DVAR à partir des ébauches issues des deux réanalyses 4DVAR et nous avons étudié le comportement des différents types d'observations (conventionnelles et TOVS). Contrairement au paragraphe précédent, le jeu d'observations ne varie pas et nous testons donc ainsi la qualité de l'ébauche. La fonction coût comme aux paragraphes 5.2 et 4.3 a été calculée sur la colonne d'atmosphère entière.

La figure 5.29 montre les impacts des observations TOVS (a) et des observations conventionnelles (b) pour les POI du tableau 5.5. Pour le TOVS, il apparaît que son impact est plus important dans le cas d'une ébauche réalisée avec la réanalyse 4DVAR avec les données supplémentaires de la campagne FASTEX que sans. Ceci n'est pas le cas pour les POI 15 et 17a. Par ailleurs, l'impact est de signe opposé dans le cas des 3 dates de la POI 17 selon que l'ébauche est avec ou sans données FASTEX. Cette tendance à une plus grande contribution dans l'écart à la prévision issue de l'ébauche montre que les données du TOVS ne sont pas cohérentes avec les hypothèses faites sur leurs erreurs. En effet, l'impact est proportionnel à $y^o - \mathcal{H}x^b$. Selon les hypothèses d'erreurs gaussiennes, de décorrélation entre les erreurs d'observation et d'ébauche et de linéarité approximative de l'assimilation, cet impact devrait être une mesure de l'erreur de x^b . L'ébauche avec données FASTEX est plus précise et donc les observations TOVS ne sont pas cohérentes avec les hypothèses faites sur leurs erreurs.

Dans les cas des observations conventionnelles, le comportement est différent : en effet les observations conventionnelles auraient tendance à avoir plus d'impact dans le cas d'une ébauche issue de la réanalyse sans données FASTEX, sauf dans le cas de la POI 9 et de la POI 17b. Nous pouvons également remarquer que le signe de l'impact change pour les POI 9, 17b et 17c.

Sur l'ensemble de ces dates, il apparaît donc que les TOVS ont un plus fort impact avec une ébauche issue de la réanalyse 4DVAR avec données FASTEX.

5.6 Conclusion

Nous avons utilisé une nouvelle méthode linéaire qui permet de caractériser dans un cadre proche de l'opérationnel l'impact des observations sur l'évolution d'une prévision numérique de l'état de l'atmosphère. Comme nous l'avons vu au chapitre précédent, les erreurs de modélisation résiduelles sont significatives et semblent plus grandes que l'impact des observations sur l'erreur de prévision pendant la campagne FASTEX. Nous avons donc choisi de tester la sensibilité de la différence de prévision entre l'analyse et l'ébauche pour amoindrir considérablement cette erreur de prévision et concentrer l'étude sur l'impact des observations sur la prévision.

Dans un premier temps, nous avons étudié les champs de sensibilité aux températures de brillance du TOVS pour la POI 17. Il apparaît que les zones sensibles aux conditions initiales sont situées dans les basses et moyennes couches de la troposphère et sont recouvertes de nuages. Ceci diminue l'effet des canaux infrarouges de la troposphère. Par ailleurs, nous avons vu que les zones sensibles aux conditions initiales sont modifiées par la matrice de covariance d'erreur d'analyse et sont transformées en zones de structures

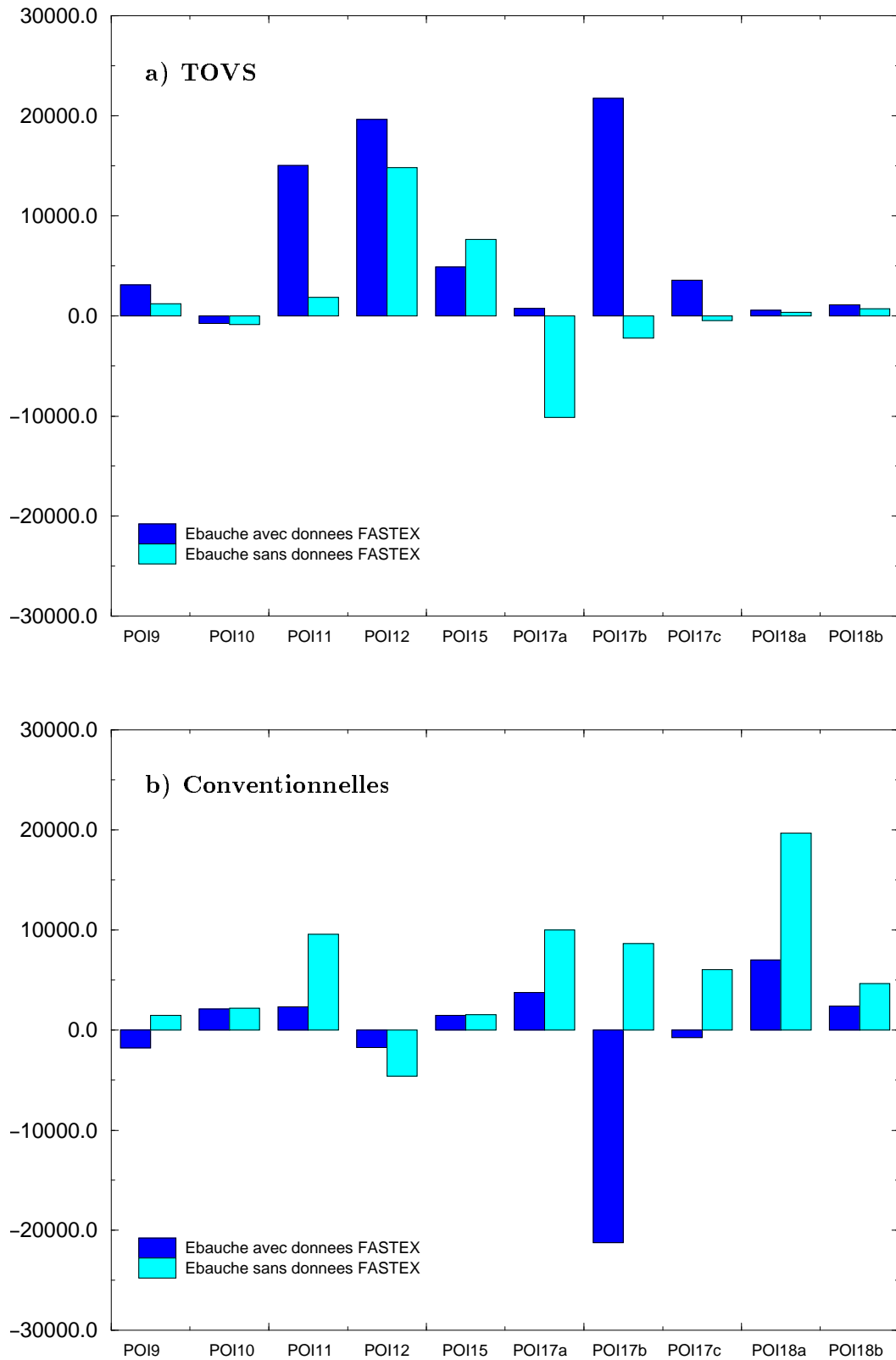


FIG. 5.29 – Impact des observations TOVS (a) et des observations conventionnelles (b) selon une ébauche issue de la réanalyse 4DVAR avec données FASTEX et une ébauche issue de la réanalyse 4DVAR sans données FASTEX.

plus simples, de plus grande échelle horizontale et d'orientation différente. Un résultat important de ce travail de thèse est la *mise en évidence de zone sensible effective* du couple assimilation-prévision. De plus, nous montrons que la sensibilité est un bon indicateur de l'impact des observations.

Un autre résultat important a été obtenu en élargissant notre étude à un ensemble de 10 prévisions. L'outil de sensibilité linéaire de la prévision aux observations permet de montrer les canaux qui ont le plus d'impact. *Les canaux micro-ondes apportent la contribution principale* des canaux TOVS suivis des canaux HIRS utilisés par ciel clair par le biais de HIRS 4 et HIRS 15. En revanche, les canaux du TOVS d'altitude (HIRS 1 à 3 et SSU 1 et 2) n'ont pas d'effet.

La comparaison des impacts des dropsondes et des TOVS assimilés indépendamment montre qu'il sont souvent opposés et différents : lorsque l'impact des dropsondes est grand, celui correspondant aux TOVS l'est moins, et vice versa. Lorsque ces deux types d'observations sont assimilés simultanément, nous observons que la présence de TOVS ne diminue pas l'impact des dropsondes, bien au contraire, alors que les dropsondes ont une influence neutre sur celui des TOVS. Or l'influence des observations supplémentaires de FASTEX sur la prévision des réanalyses 4DVAR semble difficile à établir. Une des hypothèses serait que le cyclage et la présence de TOVS conduiraient à limiter l'effet des observations supplémentaires car c'est l'un des plus importants jeux de données nouveaux introduits depuis 1997. Nous montrons en fait que la seule présence de TOVS ne semble pas limiter l'impact des observations supplémentaires et donc que le cyclage peut être mis en cause.

Dans la dernière partie de ce chapitre, nous avons étudié l'influence de la qualité de l'ébauche sur l'impact des TOVS sur la prévision. Il semble qu'une meilleure ébauche (issue de la réanalyse 4DVAR avec les données supplémentaires FASTEX) entraîne un plus grand impact des TOVS sur la prévision car elle permet de mieux prendre en compte l'information contenue dans les profils TOVS.

Chapitre 6

Conclusions générales et perspectives

Les observations recueillies par satellite constituent une source d'information relativement nouvelle et abondante, avec un énorme potentiel pour l'application en prévision numérique du temps. Cependant l'utilisation effective de ces observations est entravée par les relations compliquées qui existent entre les quantités observées et les variables des modèles de prévision numérique. Au cours de ce travail de thèse, nous avons étudié l'utilité des données du sondeur satellitaire TOVS pour comprendre et prévoir les tempêtes qui touchent l'Europe occidentale. Ce travail se décompose en une partie diagnostique et une autre pronostique. La première partie concerne l'utilisation des températures de brillance pour établir la présence de précurseurs d'altitude de cyclogenèse a posteriori ou en temps réel tandis que la seconde partie s'intéresse à l'impact des températures de brillance du TOVS sur la prévision des tempêtes à travers leur assimilation pour un modèle de prévision numérique du temps.

À l'aide des seules températures de brillance et d'une information complémentaire contenue dans la banque de données TIGR, la température au voisinage de la tropopause peut-être obtenue. Alors qu'à l'origine ce paramètre était utilisé uniquement dans le processus d'inversion de la méthode 3I, nous avons étendu son usage à la description des structures du niveau de la tropopause et des précurseurs des cyclogenèses. Pour ce faire, nous avons augmenté sa résolution à celle du spot HIRS car auparavant TLS n'était calculée qu'à la résolution de $100 \times 100 \text{ km}^2$ résultant d'un compromis entre les résolutions de HIRS et de MSU au moment de l'inversion de ces données. Cette température (TLS) a été soigneusement étudiée pour le cas de 3 POI de la campagne FASTEX (cf publication dans le *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Fourrié *et al.*, 2000) ainsi que pour les cas des tempêtes de la fin décembre 1999.

Dans un premier temps, ce paramètre a été relié aux structures du champ de température sur la surface iso tourbillon potentiel 2 pvu issu du modèle opérationnel ARPEGE. Aux moyennes latitudes, les structures "chaudes" de TLS correspondent à des thalwegs

tandis que les régions froides coïncident aux dorsales. De plus, ce champ permet de détecter les ruptures de tropopauses le long des côtés cycloniques des courants-jet. TLS présente des "anomalies" chaudes à la place des noyaux de tourbillon potentiel situés à la tropopause et impliqués dans la formation des dépressions. TLS permet donc d'identifier des précurseurs d'altitude aux cyclogenèses. La comparaison avec le champ du canal 3 de MSU montre que TLS présente des anomalies fermées là où MSU 3 n'indique que de forts gradients de température et que ces dernières apparaissent plus tôt sur le champ de TLS.

Une des limitations de ce paramètre provient du fait que c'est un paramètre issu de données télédéteçtées : sa résolution est encore parfois faible pour décrire des structures de petites échelles et ce paramètre géophysique "voit" l'atmosphère depuis l'espace. Cependant, en cas de doute sur la prévision issue du modèle, le champ de TLS pourrait aider le prévisionniste en temps réel à prendre la bonne décision. En effet, comme nous l'avons vu précédemment, seules les données HIRS et MSU ainsi que la détermination de la classe de masse d'air déduite de la banque de données TIGR sont nécessaires pour la détermination de TLS, ce qui fait de TLS un champ rapide à calculer et indépendant de la chaîne de prévision opérationnelle.

En outre, le lancement du sondeur AMSU en 1998 sur la plateforme ATOVS permet de nourrir quelque espoir car il possède une meilleure résolution tant verticale qu'horizontale par rapport à MSU. Une étude effectuée avant le lancement du sondeur ATOVS a montré que la précision de TLS était augmentée à l'aide des seules données de l'instrument AMSU (Rieu, communication personnelle).

En termes de perspectives, il serait intéressant d'étendre l'étude de TLS à d'autres régions et à d'autres situations. Dans le cadre du projet Path-Finder (Scott *et al.*, 1999), 8 années de données TOVS ont été réanalysées au LMD (de 1987 à 1995). Une analyse intrasaisonnière et interannuelle de TLS pourrait donc être menée pour généraliser les résultats obtenus pendant la campagne FASTEX.

Pour étudier l'intérêt pronostique du TOVS, nous nous sommes intéressés à l'assimilation variationnelle des températures de brillance du TOVS dans le modèle de prévision numérique opérationnel ARPEGE. Au moment de la campagne, le système d'assimilation n'était pas fondé sur une approche variationnelle mais sur une approche statistique. Les paramètres assimilés du TOVS étaient les températures de couches de l'atmosphère calculées par la NESDIS. Nous avons rencontré plusieurs difficultés pour mettre en place l'assimilation quadri-variationnelle pour la période de FASTEX et obtenir un impact net de l'assimilation des TOVS sur la prévision. Une partie du temps de travail s'est trouvé être une contribution nette à la transposition en France de la chaîne d'assimilation du TOVS développée au Centre Européen. Ceci n'était pas prévu au départ, de même que l'importance critique des opérations de calibration et de débiaisage. Pour quantifier l'im-

pact de l'assimilation du TOVS sur la prévision, nous avons utilisé la sensibilité de la prévision aux observations dont le calcul est mis en place à Météo France dans le cadre du 3DVAR (Doerenbecher et Bergot, 2000). Alors que le modèle adjoint "classique" permet de calculer la sensibilité d'un champ de la prévision par rapport à tous les paramètres des conditions initiales, c'est-à-dire par rapport aux champs analysés sur la grille du modèle, l'adjoint de l'assimilation de données permet d'étendre cette sensibilité aux observations qui ont été utilisées pour réaliser l'analyse. L'outil de sensibilité linéaire par rapport aux observations permet donc pour la première fois, d'accéder à une information sur l'effet d'un système d'observation (en l'occurrence, les profils TOVS) en *présence des autres données*. Cette technique permet à la fois de comparer l'effet des TOVS à celui des autres données, mais aussi de préciser quels sont les canaux du TOVS importants pour la prévision des cyclogenèses.

Nous avons étudié la sensibilité de la différence entre une prévision issue de l'analyse et celle issue de l'ébauche aux observations pour limiter l'effet de l'erreur résiduelle de modélisation. Les zones sensibles par rapport aux conditions initiales se trouvent souvent dans la basse et moyenne troposphère dans des régions nuageuses. De plus, nous avons montré qu'elles sont fortement modifiées par le processus de calcul de la sensibilité aux observations. Alors que les régions sensibles aux conditions initiales sont confinées en une région de l'atmosphère, le processus de l'assimilation de données modifie ces zones en les simplifiant et en augmentant leur échelle spatiale. La notion de *zone sensible effective* est donc plus importante dans le couple assimilation-prévision que l'idée de zone sensible à la seule dynamique. De plus, les zones sensibles effectives sont de bons indicateurs des régions d'effets importants sur la prévision, ce qui renforce la pertinence de la sensibilité pour déterminer à l'avance la contribution d'une observation.

Il découle de ces constatations que la sensibilité et l'impact des observations micro-ondes et du canal HIRS 4 sont les plus grands sur la modification de la prévision. Ils permettent d'échantillonner la haute troposphère ainsi que les zones nuageuses pour les micro-ondes. Ces constatations s'accordent parfaitement avec la dynamique des cyclogenèses pour lesquelles le rôle de la tropopause ainsi que le guide d'onde barocline largement recouvert de nuages sont critiques.

Nous avons ensuite comparé l'impact des TOVS à celui des autres observations, conventionnelles et ciblées. L'impact des observations dépend du jeu d'observations assimilées et il semble que le TOVS augmente l'impact des dropsondes ainsi que celui des observations conventionnelles. De plus, l'impact des TOVS est plus grand en présence d'une meilleure ébauche. Les différentes études menées au cours de ce travail de thèse montrent l'intérêt de l'outil de sensibilité linéaire aux observations pour étudier les relations entre les différents jeux d'observations assimilées.

Les deux approches de traitement des données satellitaires utilisées au cours de ce travail de thèse correspondent à celles du prévisionniste. Il utilise les données des satellites à travers l'assimilation de données et le modèle de prévision numérique pour obtenir des champs météorologiques. Par ailleurs il peut vérifier ces champs avec l'imagerie satellitaire infrarouge et vapeur d'eau si les champs des différentes échéance de la prévision ne s'accordent pas entre eux. D'autre part, les résultats des différentes parties sont cohérents car nous trouvons que les canaux qui sont le plus importants pour la prévision sont ceux utilisés lors du calcul de TLS ou qui sondent près de la tropopause.

De plus, l'impact des micro-ondes, montré au cours de la deuxième partie de notre manuscrit, nous suggère que le sondeur AMSU aura également un fort impact sur la qualité de la prévision. La sensibilité aux observations étant calculable a priori et un bon prédicteur de l'impact des observations sur la prévision, elle pourrait être utile pour tester l'intérêt du sondeur AMSU sur la prévision. Nous n'avons pourtant pu le faire au cours de ce travail de thèse. De même, une étude de la sensibilité de la prévision appliquée aux nouveaux sondeurs tels que AIRS ou IASI pourrait permettre d'anticiper leur apport dans la prévision. Par ailleurs, ces instruments, d'une bien plus grande résolution verticale et spatiale (plus de 2000 canaux pour AIRS et plus de 8000 canaux pour IASI) que le TOVS, posent le problème de la gestion des données dans l'assimilation du cycle de prévision opérationnel. Il est donc important d'éclaircir les données tout en choisissant celles qui apportent le plus d'information au système. La sensibilité de la prévision aux observations pourrait servir à sélectionner les canaux à assimiler les plus appropriés pour la prévision des dépressions.

Chapitre 7

Annexe 1 : Schémas

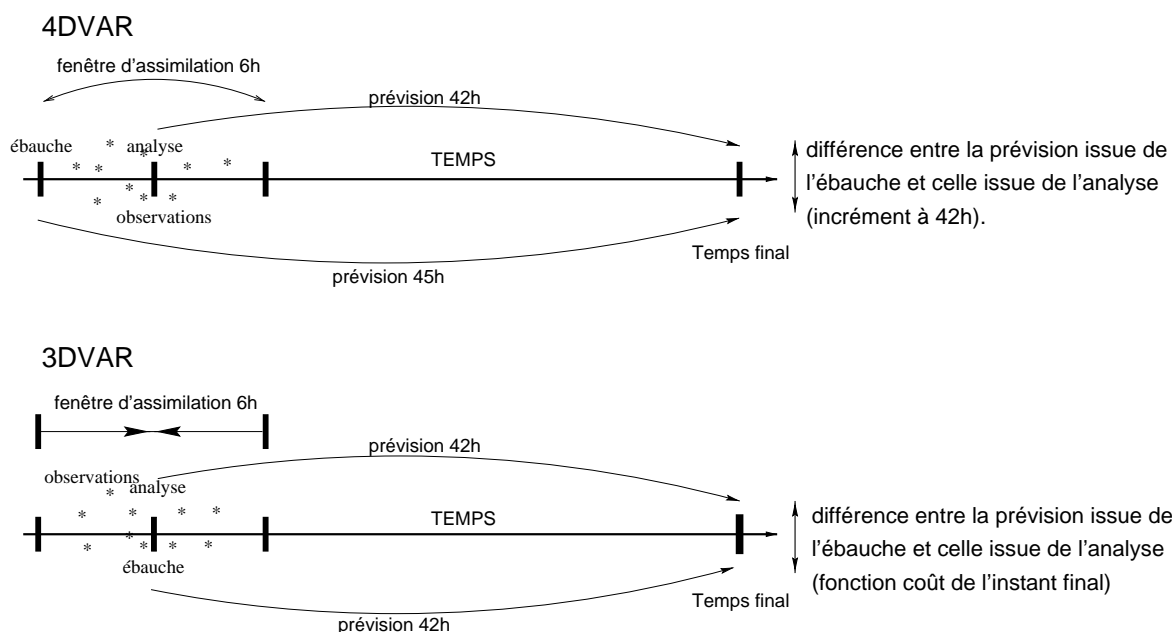
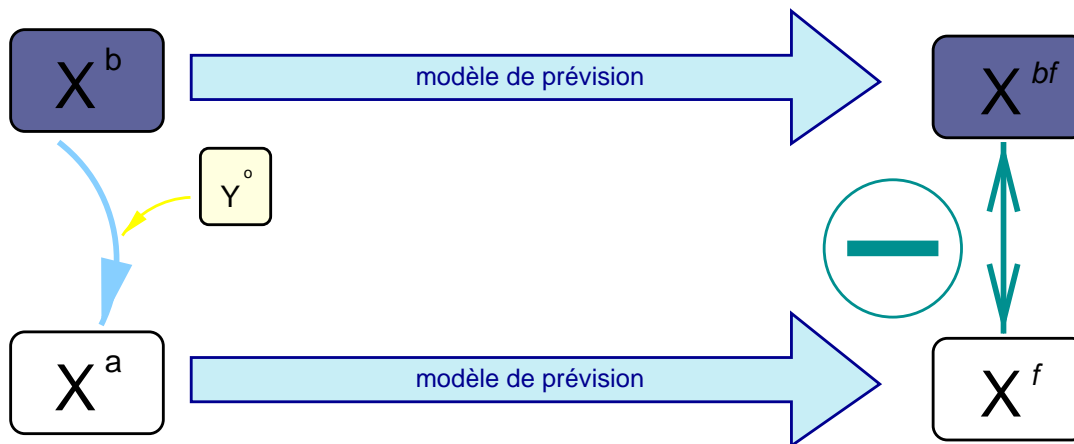


FIG. 7.1 – Schéma décrivant les expériences en 4DVAR du chapitre 4 et en 3DVAR du chapitre 5

FONCTION COUT J

Capacité d'une observation à modifier la prévision issue de l'ébauche.



Energie de la différence de prévision

FIG. 7.2 – Calcul de la propriété de l'instant final étudiée à l'aide de la sensibilité aux observations. Il s'agit de l'énergie de la différence de prévision entre celle issue de l'analyse et elle issue de l'ébauche. Cette propriété nous permet de connaître la capacité d'une observations à modifier la prévision issue de l'ébauche.

SENSIBILITE DE LA PREVISION AUX OBSERVATIONS

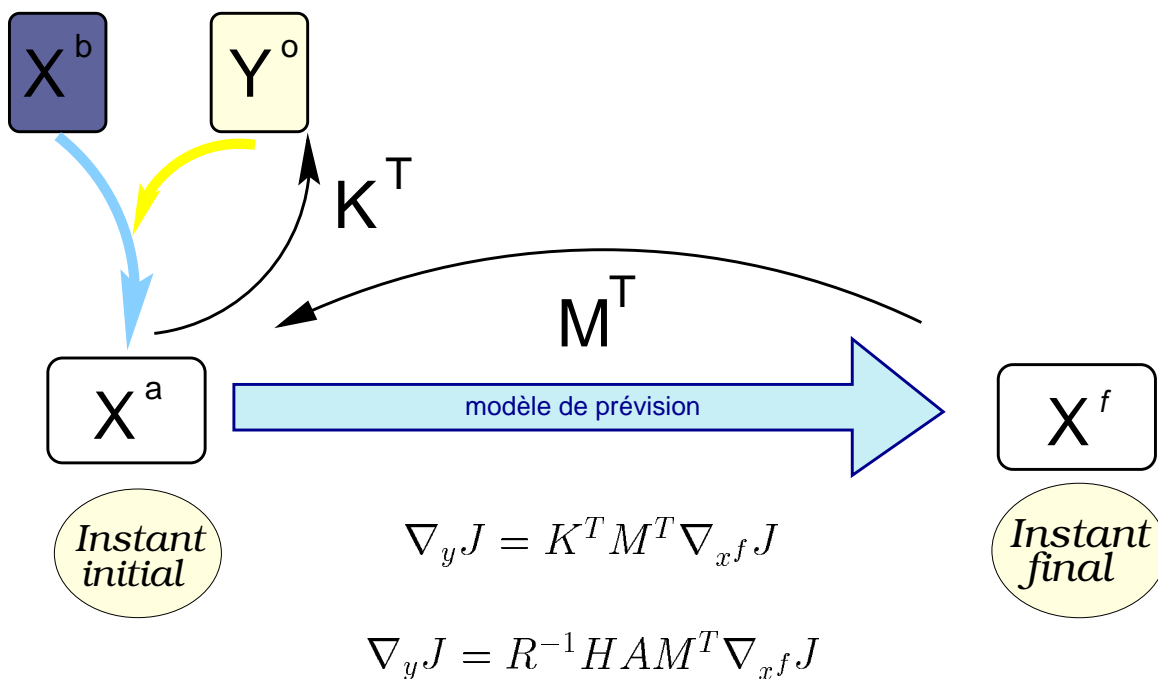


FIG. 7.3 – Schéma explicatif de la sensibilité aux observations. Alors que la sensibilité aux conditions initiales permet d'obtenir le gradient de la fonction coût \mathcal{J} par rapport à l'état analysé x^a , l'utilisation du modèle adjoint de l'opérateur d'assimilation K^T permet d'obtenir la sensibilité de la fonction coût \mathcal{J} par rapport aux observations utilisées pour construire cet état analysé x^a .

Chapitre 8

Annexe 2 : Estimation de l'opérateur A .

Cette annexe est rédigée à partir de l'article Doerenbecher et Bergot (2000).

8.1 Estimation de $A\nabla_{x^a}\mathcal{J}$ dans le 3DVAR de ARPEGE

La sensibilité de \mathcal{J} aux observations (Eq. 5.9) est donnée par :

$$\nabla_{y^o}\mathcal{J} = R^{-1}HA\nabla_{x^a}\mathcal{J} \quad (8.1)$$

où

$$A = (B^{-1} + H^T R^{-1} H)^{-1} \quad (8.2)$$

A n'est pas calculé explicitement durant la minimisation du 3DVAR. Cependant il n'est pas nécessaire de connaître A mais seulement $A\nabla_{x^a}\mathcal{J}$ pour le calcul de sensibilité aux observations.

Notre étude est fondée sur l'utilisation d'un système d'assimilation 3DVAR. La formulation incrémentale (Eq. 4.3) de la fonction objective à minimiser pour déterminer l'état du modèle x^a qui servira de conditions initiales aux prévisions s'écrit :

$$J(\delta x) = \frac{1}{2}\delta x^T B^{-1} \delta x + \frac{1}{2}(d - H\delta x)^T R^{-1} (d - H\delta x) \quad (8.3)$$

La dérivée seconde de J ou *Hessienne* d'après l'équation du gradient de J (Eq. 4.6) s'écrit alors

$$(\nabla\nabla J) = B^{-1} + H^T R^{-1} H \quad (8.4)$$

d'où

$$A = (\nabla\nabla J)^{-1} \quad (8.5)$$

Le résultat de 8.5 est utilisé pour estimer A .

Il existe diverses méthodes pour estimer $(\nabla\nabla J)^{-1}$ (Fisher et Courtier, 1995). Une approche fondée sur un algorithme de Lanczos qui produit un jeu de vecteurs permettant

de mettre à jour la matrice B à partir de laquelle une approximation de $(\nabla\nabla J)^{-1}$ peut être dérivée est utilisée. Cette approche repose sur la formule de Sherman-Morrison-Woodbury (Hager, 1989) qui permet d'estimer l'inverse d'une matrice inversible lorsque celle-ci vient d'être légèrement modifiée.

La méthode utilise les itérations du schéma variationnel et les estimations successives de ∇J lors de la convergence pour estimer $(\nabla\nabla J)^{-1}$. Selon l'équation (8.4), $(H^T R^{-1} H)$ représente la mise à jour de B^{-1} et selon la formulation de Sherman-Morrison-Woodbury, $(\nabla\nabla J)^{-1}$ peut être estimée par l'expression :

$$(\nabla\nabla J)^{-1} = B - BH^T(R + HBH^T)^{-1}HB \quad (8.6)$$

Le membre de droite de (8.6) est donc la mise à jour de B mais n'est pas calculée explicitement. C'est l'algorithme de Lanczos qui en produit une décomposition de vecteurs propres dans un sous-espace réduit. Les vecteurs propres sont finalement ramenés dans l'espace des variables du modèle de prévision. Soient v_i ces vecteurs de mise jour de B produisant :

$$(\nabla\nabla J)^{-1} = B - VV^T \quad (8.7)$$

où les colonnes de la matrice V sont constituées des N_v vecteurs v_i . La qualité de l'approximation de $(\nabla\nabla J)^{-1}$ dépend de N_v et lui est directement proportionnelle ainsi qu'au nombre d'itérations de l'algorithme de minimisation nécessaires pour isoler cette quantité de vecteurs.

Ainsi le calcul suivant

$$(\nabla\nabla J)^{-1}\nabla_{x^a}\mathcal{J} = (B - VV^T)\nabla_{x^a}\mathcal{J} \quad (8.8)$$

est effectué pour estimer $A\nabla_{x^a}\mathcal{J}$ dans le calcul de l'équation (6.1).

8.2 Validation de l'estimation de A

Une bonne estimation de A est primordiale dans l'approche de la sensibilité aux observations. En effet, cet opérateur agit directement sur l'information de sensibilité relative à la dynamique de la situation météorologique contenue dans $\nabla_{x^a}\mathcal{J}$. Cet opérateur contient l'effet de l'assimilation qui s'interpose entre la mesure dans l'atmosphère et l'intégration du modèle numérique de prévision du temps. En particulier, il traduit les interactions existant entre les observations, compte tenu de leurs positions et précisions relatives.

L'algorithme de gradient conjugué utilisé pour minimiser la fonction variationnelle objective J converge très rapidement vers la solution en terme d'état analysé, les critères de convergence sur la réduction de la pente étant très rapidement vérifiés. Cependant ces

critères ne sont pas suffisants pour qu'apparaissent assez de vecteurs entrant dans la définition d'un A satisfaisant. Les critères de convergence ont été renforcés afin que le nombre d'itérations de l'algorithme soit suffisant pour garantir la génération des vecteurs nécessaires. Ce nombre de vecteurs peut être assez directement lié au nombre d'observations qui sont utilisées dans l'analyse.

La précision de cette estimation dépend du nombre de vecteurs de "mise à jour" pris en compte dans le processus. Il a donc fallu définir un nombre minimum de vecteurs comme qualité de base de A et trouver un équilibre entre qualité de A et coût raisonnable pour la méthode.

Une façon de tester l'exactitude de l'inverse de la *Hessienne* est d'utiliser ses propriétés d'opérateur auto-adjoint pour estimer directement l'incrément d'analyse selon la formule du "BLUE" et le comparer à l'incrément qui est produit directement par l'algorithme de minimisation. Ceci est possible en appliquant le vecteur d'innovation $d = y^o - \mathcal{H}x^b$ l'opérateur A selon la formulation suivante :

$$\delta x^a = \underbrace{(B - VV^T)}_A H^T R^{-1} d \quad (8.9)$$

L'examen de ce genre de résultat montre que pour obtenir une bonne reconstitution de l'incrément δx^a par la méthode linéaire, il est nécessaire dans la formulation de A d'inclure un très grand nombre de vecteurs de mise à jour. Par ailleurs, la qualité de cet incrément n'est pas constante sur le globe. Celle-ci est d'autant plus grande que la zone considérée est riche en observations. En effet les vecteurs propres générés lors de la minimisation de J privilégient les observations qui ont une grande influence sur J , notamment par de faibles erreurs.

8.2.1 Réduction du jeu d'observations

Une très bonne définition de A à l'échelle globale n'est pas nécessaire, mais plutôt spécifiquement le long de la direction dite "instable" donnée par le gradient aux conditions initiales de la prévision : $\nabla_{x^a} \mathcal{J}$.

Comme les premiers vecteurs isolés par la convergence de l'algorithme de minimisation doivent être associés à des observations effectuées sur un large domaine comprenant l'Océan Atlantique Nord ainsi que les États-Unis, des observations primordiales pour l'analyse à l'échelle globale mais hors du domaine d'intérêt peuvent gêner l'obtention des vecteurs sur le domaine. Pour pallier ce défaut, l'algorithme est forcé à se focaliser sur l'Atlantique Nord en n'utilisant dans l'analyse que des observations qui permettent d'obtenir à la fois un incrément d'analyse et une estimation de A corrects sur cette zone. La

région d'analyse des observations est ainsi limitée au domaine contenu dans les limites suivantes : 140 Ouest, 40 Est, 90 Nord, 20 Nord. À l'extérieur de ce domaine, l'opérateur A se résume donc à B .

8.2.2 Qualité de l'estimation

Pour évaluer la précision de $A\nabla_{x^a}\mathcal{J}$, l'évolution d'un rapport \mathcal{R} qui décrit la réduction de la variance des erreurs dans l'état analysé en fonction du nombre de vecteurs v_i par rapport à celle concernant l'ébauche a été étudié. En effet, la limite du nombre de vecteurs pour obtenir une estimation des plus exactes de A serait le nombre d'observations unitaires assimilées par l'algorithme. Ce nombre est bien sûr inenvisageable dans notre contexte. Il faut donc limiter le nombre de vecteurs à un nombre prédéfini qu'il faut déterminer.

Ce rapport \mathcal{R} s'écrit :

$$\mathcal{R} = \frac{\langle \nabla_{x^a}\mathcal{J} ; \overbrace{(B - VV^T)}^A . \nabla_{x^a}\mathcal{J} \rangle}{\langle \nabla_{x^a}\mathcal{J} ; B . \nabla_{x^a}\mathcal{J} \rangle} \quad (8.10)$$

La convergence de ce rapport \mathcal{R} en fonction du nombre de vecteurs utilisés pour l'estimation de A permet de détecter le niveau à partir duquel l'inclusion de vecteurs supplémentaires dans l'opérateur n'apporte plus d'effet important. De plus, une estimation de la valeur asymptotique doit permettre d'évaluer l'erreur relative commise sur $(A\nabla_{x^a}\mathcal{J})$ lorsqu'une limite à la convergence de l'algorithme est fixée.

La figure (8.1) montre ainsi la diminution de \mathcal{R} alors qu'augmente le nombre de vecteurs de "mise à jour" entrant dans la définition de A . La limite est ici de 319 vecteurs. Pour cette expérience, le jeu de données conventionnelles est limité à la zone d'intérêt fixée précédemment et les TOVS ont été limités - dans une optique de ciblage - à une zone sensible plus restreinte. Le cas étudié est extrait de la POI17, le 17 février à 18h UTC.

Toutes les observations ont été assimilées avec le 3DVAR pour une fenêtre d'observation de 6 heures. Pour ce cas de test, la sensibilité aux conditions initiales $\nabla_{x^a}\mathcal{J}$ utilise une fonction coût finale \mathcal{J} définie comme l'énergie totale de l'erreur de prévision à 42 heures d'échéance, lorsque cette dernière est comparée à l'analyse opérationnelle de l'époque (interpolation optimale sur les observations disponibles sur le GTS (Global Telecommunication System) le 19 février à 12h UTC). \mathcal{J} est évaluée sur toute l'épaisseur de l'atmosphère dans la zone qui s'étend entre 0 et 30 Ouest et de 40 à 65 Nord.

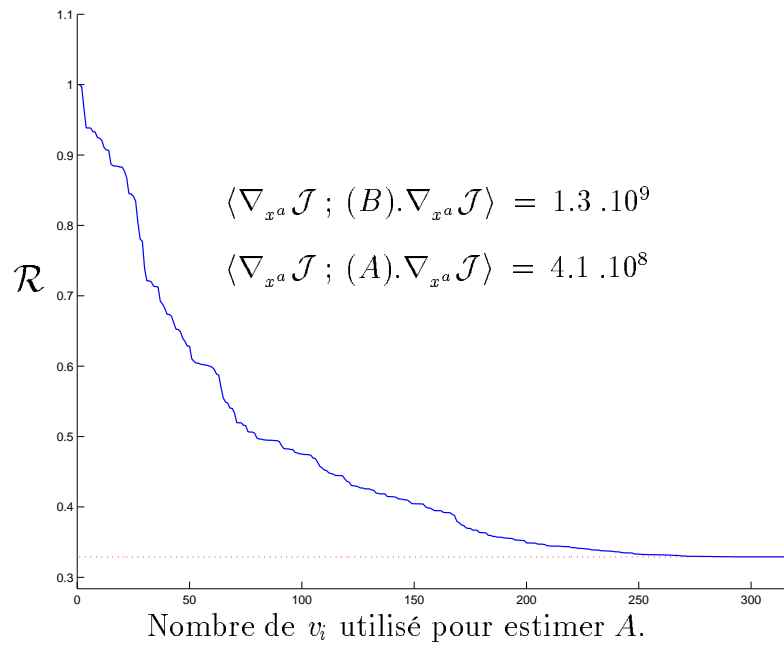


FIG. 8.1 – Diminution du rapport \mathcal{R} , alors qu'augmente le nombre de vecteurs de mise à jour.

La figure (8.1) montre ainsi une asymptote lorsque le nombre de vecteurs dépasse la limite de 250 vecteurs environ. Il ne semble pourtant pas nécessaire de conserver autant de vecteurs, qui rendent prohibitif le coût de la méthode. En ne conservant que 200 vecteurs, nombre fixé pour toutes les autres expériences menées, la précision sur $\nabla_{x^a} \mathcal{J}^T A \nabla_{x^a} \mathcal{J}$ devrait être contenue dans des bornes qui ne dépassent pas 5% d'erreur relative.

Références bibliographiques

- Achard, V. (1991). *Trois problèmes clés de l'analyse 3D de la structure thermodynamique de l'atmosphère par satellite: mesure du contenu en ozone; classification des masses d'air; modélisation « hyper » rapide du transfert radiatif*. Thèse de doctorat, Université Paris VI.
- Andersson, E., Haseler, J., Ūnden, P., Courtier, P., Kelly, G., Vasiljevic, D., Brankovic, C., Cardinali, C., Gaffard, C., Hollingsworth, A., C., J., Janssen, P., Klinker, E., Lanziger, A., Miller, M., Rabier, F., Simmons, A., Strauss, B., Thépaut, J.-N., et Viterbo, P. (1998). The ECMWF implementation of three-dimensional variational assimilation (3D-Var). III: Experimental Results. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 124:1831–1860.
- Andersson, E., Hollingsworth, A., Kelly, G., Lönnerberg, P., Pailleux, J., et Zhang, Z. (1991). Global observing system experiments on operational statistical retrievals of satellite sounding data. *Mon. Wea. Rev.*, 119:1851–1864.
- Andersson, E., Pailleux, J., Thépaut, J.-N., Eyre, J., McNally, A. P., Kelly, G., et Courtier, P. (1994). Use of cloud-cleared radiances in three/four-dimensional variational data assimilation. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 120:627–653.
- Arbogast, P. et Joly, A. (1998). Precursor identification of a cyclogenesis. *C. R. Acad. Sc. Paris/Earth and Planetary Sciences*, 326:227–230.
- Ayrault, F. (1998). *Environnement, structure et évolution des dépressions météorologiques: réalité climatologique et modèles types*. Thèse de doctorat, Université P. Sabatier, Toulouse.
- Ayrault, F. et Joly, A. (2000a). L'origine des dépressions météorologiques sur l'Atlantique: nouvelle perspective climatologique. *C. R. Acad. Sc. Paris/Earth and Planetary Sciences*, 330:173–178.
- Ayrault, F. et Joly, A. (2000b). Une nouvelle typologie des dépressions météorologiques: classification des phases de maturation. *C. R. Acad. Sc. Paris/Earth and Planetary Sciences*, 330:167–172.
- Baehr, C., Pouponneau, B., Ayrault, F., et Joly, A. (1999). Dynamical characterization of the FASTEX cyclogenesis cases. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 125:3469–3494.
- Baker, N. L. et Daley, R. (2000). Observation and background adjoint sensitivity in the adaptive observation-targeting problem. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 126:1431–1454.

- Bergot, T. (1999). Adaptive Observations during FASTEX: A systematic survey of upstream flights. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 125:3271–3298.
- Bergot, T. (2000). Influence of the Assimilation Scheme on the Efficiency of Adaptive Observation. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 126:accepté.
- Bergot, T., Hello, G., Joly, A., et Malardel, S. (1999). Adaptive Observations: a feasibility study. *Mon. Wea. Rev.*, 127:743–765.
- Bjerknes, J. (1919). On the structure of moving cyclones. *Geofys. Publikasjoner*, 1:1.
- Bjerknes, J. et Palmen, E. (1937). Investigations of selected european cyclones by means of serial ascents. Case 4: February 15-17, 1935. *Geofys. Publikasjoner*, 12(2):1–62.
- Bjerknes, J. et Solberg, H. (1922). Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. *Geofys. Publikasjoner*, 3:1.
- Cammas, J. P., Pouponneau, B., Desroziers, G., Santurette, P., Joly, A., Arbogast, P., Mallet, I., Caniaux, G., et Mascart, P. (1999). FASTEX IOP 17 cyclone: Introductory synoptic study with field data. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 125:3393–3414.
- Chaboureau, J. P., Chédin, A., et Scott, N. A. (1998). Remote sensing of the vertical distribution of atmospheric water vapor inferred from tovs observations. *J. Geophys. Res.*, 103:8743–8752.
- Charney, J. (1947). The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. *J. Meteor.*, 4:135–162.
- Chédin, A. et Scott, N. A. (1984). Improved Initialization Inversion procedure ("3 I"). In Menzel, P., editor, *Proceedings of the first TOVS study conference. Igls, Austria*, pages 14–79. Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies.
- Chédin, A., Scott, N. A., Wahiche, C., et Moulinier, P. (1985). The Improved Initialization Inversion method: a high resolution physical method for temperature retrievals from the TIROS-N series. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 24:124–143.
- Claud, C., Katsaros, K., Mognard, N., et Scott, N. A. (1995). Synergetic satellite study of a rapidly-deepening cyclone over the Norwegian Sea: 13-16 february 1989. *The Global Atmosphere-Ocean System*, 3:1–34.
- Claud, C., Katsaros, K. B., Mognard, N. M., Chédin, A., et Scott, N. A. (1993). Satellite Observations of a Polar Low over the Norwegian Sea by Special Sensor Microwave Imager, Geosat, and TIROS-N Operational Vertical Sounder. *J. Geophys. Res.*, 98:14487–14506.
- Clough, S. A., Lean, H. W., Roberts, N. M., et Forbes, R. M. (1998). Observations and model simulations of the FASTEX IOP 16 frontal wave. Effects of sublimation. Internal report, JCMM.
- Courtier, P., Freydier, C., Rabier, F., et Rochas, M. (1991). The ARPEGE Project at Météo-France. *ECMWF Seminar Proceedings*, 7:193–231.

- Courtier, P., Thepaut, J.-N., et Hollingsworth, A. (1994). A strategy for operational implementation of 4D-Var using an incremental approach. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 120:1367–1387.
- Daley, R. (1997). Atmospheric data assimilation. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 75:319–329.
- Desroziers, G., Hello, G., Pouponneau, B., Thépaut, J. N., et Wattrelot, E. (1999). Application du 4D-Var incrémental à la réanalyse de l'expérience FASTEX . In *Atelier de Modélisation de l'atmosphère, Météo-France, Centre National de Recherches Météorologiques, 30 Novembre-2 Décembre 1999*.
- Doerenbecher, A. et Bergot, T. (2000). Sensitivity to observations applied to FASTEX cases. *Nonlinear Processes in Geophysics*, soumis:20.
- Doerenbecher, A., Bergot, T., et Bouttier, F. (2000). Sensitivity to observations and targeted observations . In *Preprint, 4th AMS symposium on integrated observing systems, 9-14 january 2000, published by the American Meteorological Society*, pages 200–203.
- Eady, E. (1949). Long-waves and cyclone waves. *Tellus*, 1(3):33–52.
- Ertel, H. (1942). Ein neuer hydrodynamischer Wilbersatz. *Meteorologische Zeitschrift*, 59:271–281.
- Escobar-Munoz, J. (1993). *Base de données pour la restitution de paramètres atmosphériques à l'échelle globale; étude de l'inversion par réseaux de neurones des données des sondes verticales atmosphériques satellitaires présents et à venir*. Thèse de doctorat, Université Paris VII.
- Eyre, J. R. (1991). A fast radiative transfer model for satellite sounding systems. Tech. Memo. 176, ECMWF.
- Eyre, J. R. (1992). A bias correction scheme for simulated tovs brightness temperatures. Tech. Memo. 186, ECMWF.
- Eyre, J. R. (1995). Variational assimilation of remotely-sensed observations of the atmosphere. Tech. Memo. 221, ECMWF.
- Eyre, J. R. (1997). Variational Assimilation of Remotly-Sensed Observations of the Atmosphere. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 75(1B):331–338.
- Eyre, J. R., Kelly, G. A., McNally, A. P., Andersson, E., et Persson, A. (1993). Assimilation of TOVS radiance information through one-dimensional variational analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 119:1427–1463.
- Farrell, B. (1984). Modal and non-modal baroclinic waves. *J. Atmos. Sci.*, 41(4):668–673.
- Fischer, C., Joly, A., et Lalaurette, F. (1998). Error growth and kalman filtering within an idealized baroclinic flow. *Tellus*, 50(A):596–615.

- Fisher, M. et Courtier, P. (1995). Estimating the covariance matrices of analysis and forecast error in variational data assimilation. Tech. Memo. 222, ECMWF.
- Flobert, J.-F., Andersson, E., Chédin, A., Hollingsworth, A., Kelly, G., Pailleux, J., et Scott, N. (1991). Global data assimilation and forecast experiments using the Improved Initialization Inversion method for satellite soundings. *Mon. Wea. Rev.*, 119(8):1881–1914.
- Fourrié, N. (1997). Analyse dynamique de cyclogénèses sur l'Atlantique Nord au moyen d'observations satellitaires TOVS dans le cadre de la campagne FASTEX. Stage de DEA "Méthodes Physiques en Télédétection", Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Fourrié, N., Claud, C., Donnadille, J., Cammas, J.-P., Pouponneau, B., et Scott, N. A. (2000). Use of TOVS observations for the identification of tropopause-level thermal anomalies. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 126:22p.
- Gelaro, R., Langland, R. H., Rohaly, G. D., et Rosmond, T. E. (1999). An assesment of the singular-vector approach to targeted observing using the FASTEX dataset. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 125.
- Hager, W. W. (1989). Updating the inverse of a matrix. *SIAM Review*, 31(2):221–239.
- Heckley, W. A., Courtier, P., Pailleux, J., et Andersson, E. (1992). The ecmwf variational analysis: General formulation and use of background information. In *Variational assimilation, with special emphasis on three-dimansional aspects, ECMWF, 9-12 Nov 92*, pages 49–94.
- Hirschberg, P. A. et Fritsch, J. M. (1991a). Tropopause undulations and the development of extratropical cyclones. Part 1: Overview and observations from a cyclone event. *Mon. Wea. Rev.*, 119:496–517.
- Hirschberg, P. A. et Fritsch, J. M. (1991b). Tropopause undulations and the development of extratropical cyclones . Part 2: Diagnostic analysis and conceptual model. *Mon. Wea. Rev.*, 119:518–550.
- Hirschberg, P. A., Parke, M. C., Wash, C. H., Mickelinc, M., Spencer, R. W., et Thaler, E. (1997). The usefulness of MSU3 analyses as a forecasting aid: A statistical study. *Weather and Forecasting*, 12:324–346.
- Hoskins, B. J., McIntyre, M. E., et Robertson, A. W. (1985). On the use and significance of isotropic potential vorticity maps. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 111:877–946.
- Jacquinet-Husson, N., Arié, E., Ballard, J., Barbe, A., Bjoraker, G., Bonnet, B., Brown, L., Camy-Peyret, C., Champion, J., Chédin, A., Chursin, A., Clerbaux, C., Duxbury, G., Flaud, J.-M., Fourrié, N., Fayt, A., Graner, G., Gamache, R., Goldman, A., Golovko, V. I., Guelachvili, G., Hartman, J. M., C., H. J., Hillman, J., Lefevre, G., Lellouch, E., Mikailenko, S. N., Naumenko, O. V., Nemtchinov, V., Newnham, D. A., Nikitin, A., Orphal, J., Perrin, A., C., R. D., Rinsland, C. P., Rosenmann, L. S., Scott, N. A.,

- Selby, J., Sinita, L. N., Sirota, J. M., Smith, A. M., Smith, K. M., Tyuterev, V. G., Tipping, R. H., Urban, S., Varanasi, P., et Weber, M. (1999). The 1997 spectroscopic GEISA databank. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 62:205–254.
- Joly, A., Browning, K. A., Bessemoulin, P., Cammas, J.-P., Caniaux, G., Chalon, J.-P., Clough, S. A., Dirks, R., Emanuel, K. A., Eymard, L., Gall, R., Hewson, T. D., Hildebrand, P. H., Jorgensen, D., Lalaurette, F., Langland, R. H., Lemaitre, Y., Mascart, P., Moore, J. A., Persson, P. O., Roux, F., Shapiro, M. A., Snyder, C., Toth, Z., et Wakimoto, R. M. (1999). Overview of the field phase of the Fronts and Atlantic Storm-Track Experiment (FASTEX) project. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 125:3131–3163.
- Joly, A., Jorgensen, D., Shapiro, M. A., Thorpe, A. J., Bessemoulin, P., Browning, K. A., Cammas, J.-P., Chalon, J.-P., Clough, S. A., Emanuel, K. A., Eymard, L., Gall, R., Hildebrand, P. H., Langland, R. H., Lemaitre, Y., Lynch, P., Moore, J. A., Persson, P. O. G., Snyder, C., et Wakimoto, R. M. (1997). The Fronts and Atlantic Storm-Track Experiment (FASTEX): scientific objectives and experimental design. *Bull. Am. Met. Soc.*, 78(9):1917–1940.
- Joly, A., Thorpe, A., Lemaître, Y., Browning, K., et Lalaurette, F. (1994). Fronts and Atlantic Storm Tracks Experiment. Rapport Technique.
- Kelly, G. et Harris, B. (1997). Revision of the use of tovs radiances and new bias correction. Internal note, ECMWF.
- Klinker, E., Rabier, F., Kelly, G., et Mahfouf, J.-F. (2000). The ECMWF operational implementation of four-dimensional variational assimilation. III: Experimental result and diagnostics with operational configuration. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 126:1191–1215.
- Langland, R. H., Gelaro, R., Rohaly, G. D., et Shapiro, M. A. (1999). Targeted observations in FASTEX: adjoint-based targetting procedures and data impact experiments in IOP17 and IOP18. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 125:3241–3270.
- Le Dimet, F. X. et Talagrand, O. (1986). Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observations: theoretical aspects. *Tellus*, 38A:97–110.
- Lorenc, A. C. (1986). Analysis methods for numerical weather prediction. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 112:1177–1194.
- Lorenz, E. N. (1965). Deterministic nonperiod flow. *J. Atmos. Sci.*, 20:130–141.
- Mallet, I., Arbogast, J., Baehr, C., Cammas, J.-P., et Mascart, P. (1999a). Effects of a low-level precursor and frontal stability on cyclogenesis during FASTEX IOP 17. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 125:3415–3437.
- Mallet, I., Cammas, J.-P., Mascart, P., et Bechtold, P. (1999b). Effects of cloud diabatic heating on the FASTEX cyclone (IOP 17) early development. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 125:3439–3467.

- McMillin, L. M. et Dean, C. (1982). Evaluation of a new operational technique for producing clear radiances. *J. Appl. Meteorol.*, 21:1005–1014.
- Montani, A., Thorpe, A. J., Buizza, R., et Undén, P. (1999). Forecast skill of the ECWMF model using targeted observations during FASTEX. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 125:3219–3240.
- Palmer, T. N., Gelaro, R., Barkmeijer, J., et Buizza, R. (1998). Singular vectors, metrics and adaptive observations. *J. Atmos. Sci.*, 55:633–653.
- Petterssen, S. (1956). *Weather analysis and forecasting*. Mc Graw-Hill.
- Petterssen, S. et Smebye, S. J. (1971). On the development of extratropical cyclones. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 97:457–482.
- Reed, R. J. (1955). A study of a characteristic type of upper level frontogenesis. *J. Meteor.*, 12:226–237.
- Rosby, C. G. (1939). Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action. *J. Marine Res.*, 2(1):38–55.
- Rosby, C. G. (1940). Planetary flows patterns in the atmosphere. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 66(suppl):68–87.
- Scott, N. A. (1974). A direct method of computation of the transmission function of an inhomogeneous gaseous medium. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 14:691–704.
- Scott, N. A. et Chédin, A. (1981). A fast line-by-line method for atmospheric absorption computations: the Automatized Atmospheric Absorption Atlas. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 20:802–812.
- Scott, N. A., Chédin, A., Armante, A., Francis, J., Stubenrauch, C., Chaboureau, J.-P., Chevallier, F., Claud, C., et Cheruy, F. (1999). Characteristics of the TOVS Pathfinder PATH-B Dataset. *Bull. Amer. Meteo. Soc.*, 80.
- Stubenrauch, C., Chédin, A., Armante, R., et Scott, N. A. (1999). Cloud as seen by satellite sounders (3I) and imagers (ISCCP). Part II: A new approach for cloud parameter determination in the 3I algorithms. *J. Climate*, 12:2214–2223.
- Stubenrauch, C., Scott, N. A., et Chédin, A. (1996). Cloud field identification for earth radiation budget studies. Part I: cloud field classification using HIRS/MSU sounder measurements. *J. Appl. Meteor.*, 35(3):416–427.
- Sutcliffe, R. C. (1939). Cyclonic and anticyclonic development. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 65:518–524.
- Szunyogh, I., Toth, Z., Emanuel, K. A., Bishop, C. H., Snyder, C., Morss, R. E., Woolen, J., et Marchok, T. (1999). Ensemble-based targeting experiment during FASTEX: The effect of dropsonde data from the Lear jet. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 125:3189–3217.

- Thépaut, J.-N., Hoffman, R. N., et Courtier, P. (1992). Interactions of dynamics and observations in a four-dimensional variational assimilation. In *Variational assimilation, with special emphasis on three-dimensional aspects*, ECMWF, Nov 92, pages 237–270.
- Thompson, O. et Wolski, R. (1977). Nonlinear functions of satellite-measured spectral radiance as estimators of tropopause height. *J Appl. Meteor.*, 16:281–289.
- Tournier, B., Armante, R., et Scott, N. (1995). Stransac-93, 4A-93: développement et validation des nouvelles versions des codes de transfert radiatif pour application au projet IASI. Technical Report Note interne LMD, 201.
- Vasiljevic, D., Cardinali, C., et Uden, P. (1992). Ecmwf 3d variational data assimilation of conventional observation. In *Variational assimilation, with special emphasis on three-dimensional aspects*, ECMWF, Nov 92, pages 389–436.
- Velden, C. (1992). Satellite-based microwave observations of tropopause-level thermal anomalies: qualitative applications in extratropical cyclone events. *Weather and Forecasting*, 7:669–682.
- Weinreb, M. P., Fleming, H. E., McMilling, L. M., et Neuendorffer, A. C. (1981). Transmittances for the tiros operational vertical sounder. Technical Report Tech Rep. NESS 85, NOAA.