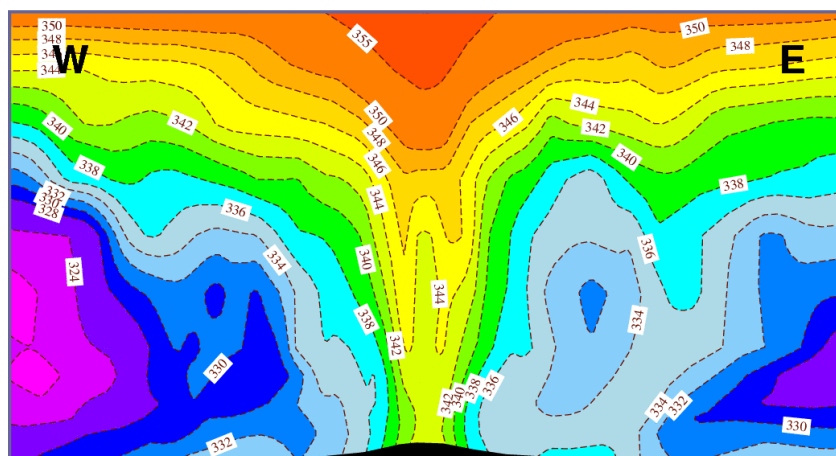


Ingénieur de l'Ecole Nationale de la Météorologie
3^{ème} année

Stage d'approfondissement réalisé au
Laboratoire de Prévision de Météo-France (DPrévi/LABO)

Etude de l'entropie humide dans un contexte d'analyse et de prévision du temps



Responsables de l'étude :
Pascal MARQUET
Patrick SANTURETTE

Etienne BLOT
Juin 2013
Rapport n° : 1284



2013

Remerciements

Je tiens à remercier ici particulièrement messieurs Pascal MARQUET et Patrick SANTURETTE pour leur disponibilité, leur implication permanente à mes côtés, leurs conseils et la simplicité de leur contact tout au long de ce projet d'approfondissement, depuis l'élaboration du sujet jusqu'à la soutenance finale.

Je remercie l'équipe du DPrévi/LABO qui m'a réservé un accueil chaleureux et amical.

Je remercie enfin l'équipe d'ENM/PAM qui a généreusement mis à ma disposition son expertise des situations météorologiques.

Table des matières

INTRODUCTION.....	1
I. DEFINITIONS ET METHODES	2
1. LA TEMPERATURE POTENTIELLE ENTROPIQUE HUMIDE θ_s	2
2. LE TOURBILLON POTENTIEL HUMIDE PV_s	5
3. POURQUOI ETUDIER θ_s ET PV_s ?.....	6
4. METHODE D'INVESTIGATION.....	7
II. COMPORTEMENT DE θ_s ET PV_s DANS LES ZONES DE FRONTOGENESE	11
1. FRONTOLOGIE A GRANDE ECHELLE AU DESSUS DE L'OCEAN ATLANTIQUE.....	11
2. FRONTOLOGIE AUX ABORDS DU CONTINENT EUROPEEN.....	14
3. LE CAS DES FRONTS FROIDS DE DOUBLES	18
4. SYNTHESE POUR LES FRONTS.....	22
III. COMPORTEMENT DE θ_s ET PV_s POUR LA CONVECTION PROFONDE	24
1. CONVECTION PROFONDE EN PERIODE HIVERNALE	24
2. CONVECTION PROFONDE EN PERIODE ESTIVALE	28
3. SYNTHESE POUR LA CONVECTION PROFONDE	35
IV. COMPORTEMENT DE θ_s ET PV_s DANS LES CYCLONES	37
1. INTRODUCTION SUR LES CYCLONES	37
2. LE CHAMP θ_s	39
3. LE CHAMP PV_s	42
4. SYNTHESE POUR LES CYCLONES	45
V. BILAN ET PERSPECTIVES.....	47
1. BILAN POUR LA VISION SUR L'HORIZONTALE.....	47
2. BILAN POUR LES COUPES : UNE NOUVELLE VISION SUR LA VERTICALE.....	47
3. PRINCIPALES PERSPECTIVES	49
CONCLUSION	51
BIBLIOGRAPHIE.....	52
 ANNEXE I : GLOSSAIRE.....	 54
ANNEXE II : ACRONYMES	55
ANNEXE III : MODELE DE CYCLOGENESE DE SHAPIRO ET KEYSER	58

Etude de l'entropie humide dans un contexte d'analyse et de prévision du temps – Résumé court

Réalisée au sein du Laboratoire de Prévision de Météo-France l'étude propose d'explorer plus avant le comportement des nouveaux champs thermodynamiques que sont la température potentielle entropique humide, notée θ_s , et le tourbillon potentiel humide, noté PV_s , du point de vue de la prévision météorologique opérationnelle (Marquet, 2011, 2013).

θ_s , synonyme de l'entropie humide, est conservative au cours de transformations réversibles et adiabatiques, y compris dans les zones non-saturées et dans les zones nuageuses non-précipitantes, ce qui n'est pas le cas des températures potentielles équivalente (θ_e), ou pseudo-adiabatique du thermomètre mouillé (θ'_w), communément utilisées pour analyser les aspects humides des champs météorologiques des régions tempérées ou tropicales. De ce fait, il ressort de cette étude que, d'une part, θ_s est un bon marqueur des masses d'air, et que, d'autre part, θ_s offre une nouvelle vision des systèmes étudiés : le signal est moins bruité, les basses couches sont mieux homogénéisées, les masses d'air sont mieux identifiées, les pentes frontales sont plus douces et la turbulence est bien mise en évidence, en particulier dans le cas des fronts froids dédoublés. La convection profonde est perçue différemment, par aspiration vers le bas des isentropes humides, et le refroidissement en surface lié aux courants de subsidence est mieux perçu. Enfin, une nouvelle représentation des cyclones se dessine. En particulier, la structure du cœur reste stable sur toute la verticale en θ_s , et un nouveau marquage des bandes spirales en milieu de troposphère et près de la surface apparaît.

Concernant le nouveau tourbillon potentiel PV_s , son comportement intermédiaire entre ceux de PV_θ et PV_e permet, en cartographie isobare, de mieux identifier les fronts, de distinguer les zones d'instabilité de basses couches, en particulier les zones de traîne, et de suivre les bandes spirales dans les cyclones. En coupe verticale, le signal de PV_s est très bruité, mais il permet tout de même de repérer les parties dynamiques des systèmes frontaux et convectifs, et de détecter les bandes spirales des cyclones.

Cette étude confirme donc que θ_s , bien qu'elle n'a pas vocation à remplacer θ'_w , est un bon candidat pour venir compléter les outils d'analyse et de suivi existants, tout particulièrement dans le cas des lignes de grains et des cyclones. D'autre part, dans la mesure où seule θ_s représente l'entropie spécifique de l'air humide, il semble qu'il faille remplacer l'usage de PV_e par celui de PV_s . On peut de plus envisager qu'une procédure d'inversion soit élaborée à terme, ce qui susciterait alors de nouveaux espoirs de développements pour ces nouvelles variables thermodynamiques.

Etude de l'entropie humide dans un contexte d'analyse et de prévision du temps – Résumé long

I. Introduction

Réalisée au sein du Laboratoire de Prévision de Météo-France, l'étude propose d'explorer plus avant le comportement des nouveaux champs thermodynamiques (Marquet, 2011, 2013) que sont la température potentielle entropique humide, notée θ_s , et le tourbillon potentiel humide associé, noté PV_s , du point de vue de la prévision météorologique opérationnelle.

II. Définitions

θ_s , synonyme de l'entropie humide, est conservative au cours de transformations réversibles et adiabatiques, y compris dans les zones non-saturées et dans les zones nuageuses non-précipitantes, ce qui n'est pas le cas des températures potentielles équivalente (θ_e), ou pseudo-adiabatique du thermomètre mouillé (θ'_w), communément utilisées pour analyser les aspects humides des champs météorologiques des régions tempérées ou tropicales.

Le comportement de PV_s est similaire à celui du tourbillon potentiel d'Ertel PV_θ au dessus de 600 hPa, ce qui permettrait de l'utiliser en lieu et place des champs utilisés actuellement pour l'analyse et la prévision des anomalies dynamiques au niveau de la tropopause. Dans les parties basses de la troposphère, alors que PV_θ prend des valeurs positives dans l'hémisphère nord (respectivement négatives dans l'hémisphère sud), PV_s prend des valeurs plus équilibrées. Elles sont pour partie négatives, comme pour PV_e (le tourbillon potentiel équivalent), mais avec des valeurs négatives plus modérées que PV_e . Le champ de PV_s pourrait donc permettre d'obtenir des compléments d'analyse pour les basses couches, au delà de ce que le permettent les champs utilisés actuellement.

L'objectif de l'étude de θ_s et de PV_s n'est pas de supplanter ou de discréditer l'utilisation de paramètres ayant déjà fait leurs preuves (comme θ'_w ou PV_θ), mais bien de mieux connaître le comportement de paramètres non-utilisés jusqu'alors, afin de détecter d'éventuels signatures liées à l'humidité permettant de meilleurs suivis, modifications et prévisions de l'évolution de l'atmosphère. Il ne

s'agit pas pour cette étude diagnostique d'énoncer des principes généraux, ou encore de rédiger un guide de méthodes de prévision à partir de ces nouvelles variables, mais simplement d'effectuer un pas supplémentaire dans l'investigation de ces nouveaux champs thermodynamiques en tentant d'en extraire les principaux signaux, d'essayer de les relier avec la situation générale et les autres paramètres, afin de constituer un réservoir d'expériences en vue d'une exploitation plus poussée.

Pour cela, il convient de définir les modes de représentation les plus pertinents et de prospecter la plus grande diversité possible de situations météorologiques afin de constituer un premier panorama des éventuelles possibilités d'exploitation des paramètres étudiés. C'est précisément ce que se propose de réaliser cette étude.

III. Méthode d'investigation

La caractérisation des principaux traits du comportement des champs explorés est réalisée à partir de l'analyse de la plus grande diversité possible de situations météorologiques.

Les situations météorologiques suivantes ont été étudiées :

- frontologie au-dessus de l'océan Atlantique ;
- frontologie aux abords du continent Européen ;
- convection profonde en conditions hivernales ;
- convection profonde en période estivale ;
- cyclones.

Les modèles utilisés pour les moyennes latitudes sont le modèle hydrostatique ARPEGE sur une grille de 0.5° de résolution pour la grande échelle et sur une grille de 0.1° pour la méso-échelle, ainsi que le modèle non-hydrostatique AROME sur une grille de 0.025° pour l'échelle fine.

Pour les problématiques des latitudes équatoriales, le modèle hydrostatique à aire limitée ALADIN-Tropiques sur l'océan Indien est utilisé sur une grille de 0.25° de résolution.

IV. Comportement de θ_s et PV_s dans les zones de frontogénèse

En cartographie isobare, θ_s n'apporte pas de signal très différent de celui de θ'_w , mis à part des gradients plus marqués. A condition de prendre soin d'élaborer des échelles de couleurs pertinentes pour la représentation de θ_s en cartographie isobare, θ_s peut aisément remplacer θ'_w pour l'observation et le suivi des principales zones homogènes d'un point de vue thermodynamique ainsi que pour les fronts dont les structures sont mieux lissées et mieux dessinées par des gradients plus marqués.

En coupe verticale, θ_s :

- fournit un signal moins bruité ;
- homogénéise mieux les basses couches sur la verticale ;
- sépare plus nettement les masses d'air ;
- dessine des pentes frontales plus douces au dessus de la couche limite ;
- repère les zones de forte turbulence, en particulier dans le cas des fronts froids dédoublés

Ce dernier point est particulièrement nouveau et spécifique au champ θ_s . Le schéma conceptuel qui peut alors être élaboré est représenté sur la figure A.

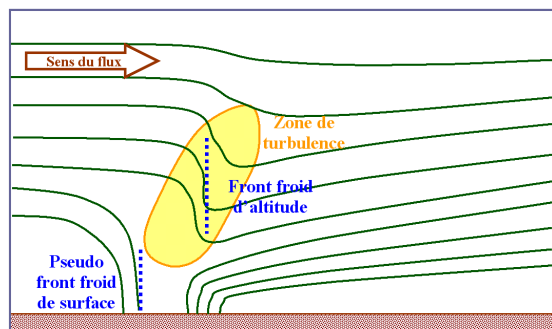


Figure A : schéma conceptuel du front froid dédoublé en coupe verticale pour θ_s . Isentropes humides en vert.

PV_s , pour sa part, délivre en cartographie isobare un signal équilibré positif/négatif, intermédiaire entre celui, positif, de PV_θ et celui, négatif, de PV_ϵ .

Les fronts froids sont bien identifiés par un PV_s nettement négatif, les fronts chauds semblent balisés par un PV_s positif, y compris les fronts chauds rétrogrades.

L'instabilité des basses couches est identifiée par un PV_s faiblement négatif à

moyenne et grande échelle, en particulier dans les zones de traîne.

La figure B présente le schéma conceptuel qui émerge pour PV_s en cartographie isobare.

On peut imaginer alors que PV_s soit utilisé pour la détection automatique des objets météorologiques qui servent à l'analyse et à la prévision du temps.

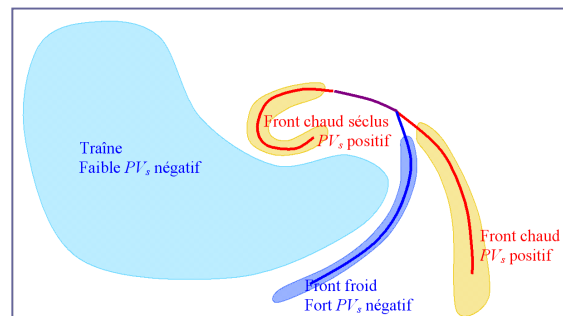


Figure B : schéma conceptuel d'une cyclogénèse des moyennes latitudes dans l'Hémisphère Nord d'après le modèle de Shapiro - Keyser (configuration en « T-bone »). Front froid en trait bleu, fronts chauds en traits rouges, front occlus en trait violet. Les zones colorées correspondent à différents niveaux de PV_s : plus fortement négatif en bleu foncé (environ -2 PVUS), faiblement négatif en bleu clair (environ -1 PVUS), plus fortement positif en orange (environ +2 PVUS).

V. Comportement de θ_s et PV_s dans les zones de convection profonde

A nouveau, θ_s et PV_s montrent des propriétés intéressantes dans le cadre des situations de convection profonde.

En coupe verticale, θ_s permet de suivre clairement le lieu de la convection profonde grâce à une « aspiration partielle » vers le bas des isentropes humides de la haute troposphère.

En outre, le suivi de l'évolution des basses couches est nettement facilité, suite au brassage convectif et à l'alimentation des couches proches de la surface en air froid par les courants de subsidence.

Le schéma conceptuel de la ligne de grains est bien mis en évidence par θ_s , notamment grâce à cette meilleure représentation des poches froides et des courants de densité. Ce schéma conceptuel avec la vision en θ_s est proposé sur la figure C.

Bon traceur de l'instabilité des basses couches lorsqu'il est faiblement négatif à moyenne et grande échelle, PV_s affiché sur une carte isobare permet un repérage efficace des zones à potentiel convectif comme les zones de traîne relativement bien mélangées sur la verticale, ou encore des lieux où le chauffage diurne déstabilise la masse d'air par le bas. PV_s ne suffit pas à caractériser l'instabilité sur toute la verticale, mais apparaît comme un bon candidat pour compléter les outils d'analyse et de prévision déjà existants.

PV_s semble plus compliqué à analyser en coupe verticale et avec AROME. Les échelles explorées pour l'étude de la convection sont sans doute trop petites pour pouvoir tirer de réelles conclusions avec AROME à propos de l'utilité éventuelle d'un tel champ : PV_s étant calculé à partir du produit scalaire de deux vecteurs (un gradient et un rotationnel qui dépendent tous deux de dérivées spatiales), la résolution horizontale de la base de données et le nombre de niveau utilisés pour cette étude ne permettent pas d'envisager des résultats suffisamment précis à l'échelle de la cellule convective.

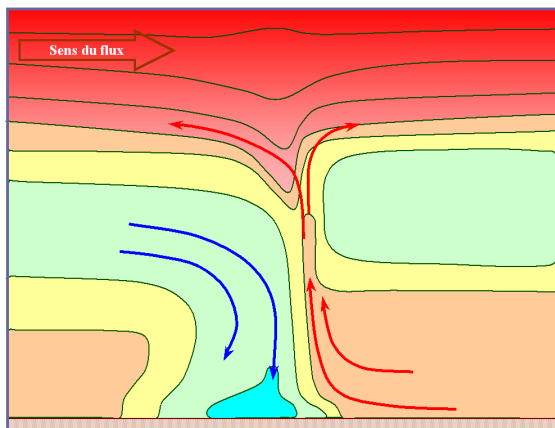


Figure C : schéma conceptuel pour la convection profonde, coupe verticale en θ_s à travers une ligne de grains. Couleurs chaudes pour les θ_s élevées, couleurs froides pour les θ_s basses, isentropes humides en vert. Principaux flux : flèches rouges pour l'air chaud et humide, flèches bleues pour l'air froid et sec.

Cependant, l'analyse mise en œuvre ne semble pas tout à fait vaine, dans la mesure où des signaux semblent se répéter de façon plus ou moins fiable. On peut citer l'apparition d'un dipôle vertical positif/négatif dès lors que la convection profonde est suffisamment développée pour générer des subsidences

significatives, ou bien encore la possibilité de détecter de l'instabilité dans les basses couches, instabilité bien représentée par un PV_s négatif à moyenne et grande échelle.

VI. Comportement de θ_s et PV_s dans les cyclones

Bien qu'elles paraissent peu évidentes en cartographie isobare dans les cyclones, les différences entre θ_s , θ'_w et θ_e sont beaucoup plus visibles en coupe verticale.

Les isentropes humides (iso- θ_s) sont quasiment verticales dans les basses couches, ce qui indique la présence d'un processus de mélange turbulent des basses couches qui est mieux matérialisé avec θ_s qu'avec θ'_w ou θ_e .

Les isentropes humides sont par ailleurs plus horizontales dans la partie supérieure de la troposphère, θ_s étant conservative aussi dans les zones nuageuses non-précipitantes à l'inverse de θ'_w et θ_e . Ces dernières semblent exagérer le refroidissement en milieu de troposphère.

On assiste à une aspiration vers le bas des isentropes humides dans le cœur du cyclone, ce qui confère une structure « stable » au cœur sur toute la verticale. A l'instar de ce qui a déjà été constaté pour la convection profonde, l'aspiration de ces isentropes humides dans les zones de convection permet la mise en évidence des bandes spirales par des zones « en cornet ».

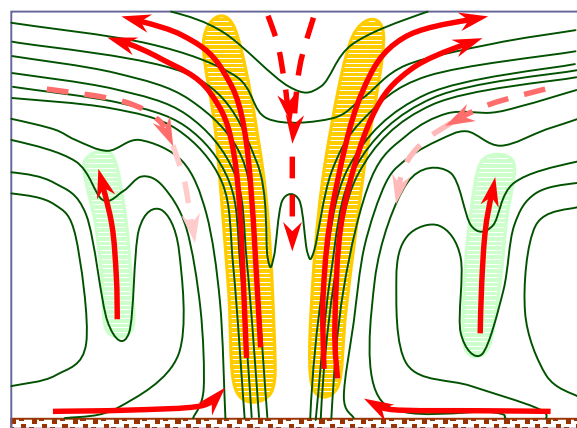


Figure D : schéma conceptuel pour un cyclone, coupe verticale et en θ_s à travers un cyclone, isentropes humides en vert, mur de l'œil en zones orangées, bandes spirales en zones vert-clair, principales trajectoires matérialisées par les flèches rouges.

La Figure D propose un premier schéma conceptuel de la vision en coupe et en θ_s d'un cyclone. Ce schéma ne constitue qu'une première ébauche qui reste à perfectionner, notamment en termes des trajectoires.

PV_s quant à lui est très négatif au centre (pour l'Hémisphère Sud). A l'extérieur du mur, PV_s prend généralement des valeurs faiblement négatives sauf à l'endroit des bandes spirales où apparaît un noyau positif. Ce faisant, PV_s paraît un bon intermédiaire entre PV_θ globalement très négatif et PV_e très positif. L'alternance négatif/positif de PV_s , lorsqu'on s'éloigne du centre, permet de suivre les bandes spirales. Ce repérage paraît optimal aux environs du niveau 700 hPa.

L'effet de sillage du relief a un impact important sur PV_s . Même si ces perturbations sont moindres que celles constatées pour PV_θ ou PV_e , il convient d'être très vigilant vis à vis des contraintes imposées par l'orographie.

VII. Conclusion

Grâce à l'étude d'une variété la plus large possible de situations météorologiques, ce stage d'approfondissement a permis d'améliorer la connaissance du comportement des nouvelles variables thermodynamiques que sont la température potentielle entropique humide θ_s , synonyme de l'entropie humide, et le tourbillon potentiel humide associé, PV_s .

Réalisée au sein du DPrévi/LABO, la prospection des principaux traits du comportement de ces nouvelles variables a été menée du point de vue de la prévision opérationnelle du temps.

Au delà de la confirmation que θ_s permet d'accéder de façon relativement comparable à l'appréhension des principales structures météorologiques sur l'horizontale, il s'avère que θ_s délivre un signal plus lissé à petite échelle et que les gradients de θ_s sont un peu mieux marqués que ceux de θ_w . Sur la verticale, θ_s est bien adaptée au suivi et à la détection des fronts, et offre, de plus, une nouvelle vision des fronts dédoublés où elle permet de mettre en évidence les zones de forte turbulence.

La convection est elle aussi vue de façon nouvelle. Les zones de convection profonde provoquent une aspiration vers le bas des isentropes humides de la haute troposphère

tandis que les poches froides et les courants de subsidence sont particulièrement bien repérés, ce qui a été mis en évidence par le suivi d'une ligne de grains. Enfin, la vision en θ_s des cyclones tropicaux permet d'envisager une interprétation renouvelée du cycle mis alors en place : la structure du cœur du cyclone est beaucoup plus homogène sur la verticale, les ascendances ne sont pas isentropes humides alors que les subsidences semblent l'être et les bandes spirales sont représentées par des zones « en cornet » permettant leur détection et leur suivi en moyenne troposphère, au dessus de la couche directement influencée par la surface.

En ce qui concerne PV_s , les conclusions sont moins évidentes du fait de la construction même du champ qui est issu du produit de deux vecteurs, un gradient et un vecteur tourbillon tous deux dépendants de dérivées spatiales. La résolution des données n'est peut-être pas suffisante sur la verticale pour estimer correctement ces dérivées. Cependant, PV_s apparaît comme un champ beaucoup plus équilibré que PV_θ ou PV_e . De plus, PV_s permet, sur l'horizontale, la détection des principaux objets météorologiques utilisés pour l'analyse et la prévision aux moyennes latitudes. Dans le cas des cyclones PV_s , tant sur l'horizontale que sur la verticale, suscite un bon espoir de suivi des bandes spirales à des niveaux intermédiaires (entre 800 et 400 hPa).

Même si beaucoup de travaux pratiques et théoriques restent à mener afin de conforter le bien-fondé de l'utilisation de la température potentielle entropique humide et du tourbillon potentiel humide associé pour l'analyse et la prévision opérationnelle du temps, ce stage d'approfondissement a permis de confirmer l'intérêt que pouvaient susciter ces nouvelles variables thermodynamiques, dans la mesure où elles apportent une vision et des signaux différents et complémentaires de ceux mis à disposition actuellement. De plus, les nouvelles pistes suggérées permettent d'envisager un développement relativement large de leur utilisation, le projet le plus ambitieux consistant en l'éventualité du développement d'un outil d'inversion du tourbillon potentiel humide dans les basses couches, ce qui constituerait le pendant, en basses couches, du très puissant outil d'inversion du tourbillon potentiel d'Ertel déjà en usage pour interagir sur la dynamique d'altitude.

Study of moist entropy in a weather analysis and forecasting context - Summary

I. Introduction

Carried out in the Météo-France weather forecasting laboratory (DPrévi/LABO), the study suggests investigating the behaviour of two new thermodynamic fields, namely the moist potential temperature, denoted by θ_s , and the moist potential vorticity, denoted by PV_s , from the operational weather forecaster's viewpoint.

II. Definitions

θ_s is an equivalent of the moist entropy. As such, it is conserved in adiabatic and reversible transformations, for both non-saturated conditions and non-precipitating clouds. θ_s is thus different from the equivalent potential temperature (θ_e) or from the wet-bulb potential temperature (θ'_w), which are commonly used to describe the moist air behaviour in mid-latitudes or tropical regions and are only conserved for pseudo-adiabatic processes.

Above 600 hPa, PV_s 's behaviour is similar to that of the so-called Ertel's potential vorticity PV_θ . This property allows the use of PV_s instead of PV_θ to analyse and forecast the dynamical tropopause level anomalies. In the low-level layers, PV_θ mainly generates positive values in the Northern hemisphere (resp. negative values in the Southern hemisphere). Values of PV_s are more balanced around neutral zero feature. They are partly negative, like PV_e (the equivalent potential vorticity), with however negative magnitude more moderate than with PV_e . It would therefore be possible to obtain some new analyses in the low-level layers with PV_s .

The motivations for studying θ_s and PV_s are not to cancel the use of standard fields like θ'_w or PV_θ . The aim is to investigate the specific behaviour of these new variables by determining the potential signatures linked to the moist-air processes, in order to possibly improve the forecasting of moist atmospheric processes. This diagnostic study neither aims to elaborate general rules nor to write a guide book about new forecasting methods. The goal is a further step toward the knowledge of these new thermodynamic fields, by trying to extract some relevant signals and to link them with the

known meteorological properties, in order to give some hints or starting points for further studies.

To do so, we need first to specify the more relevant representation modes. Then the wider variety of meteorological situations has to be investigated to get a preliminary panorama of the potential exploitation possibilities of the new parameters. Finally, if possible, proposals for new visions of the conceptual schemes have to be suggested. This is precisely the purpose of the present study.

III. Investigation methods

To achieve this study, we need to explore a large range of meteorological situations.

The following situations have been prospected:

- fronts above the Atlantic Ocean;
- fronts reaching the European continent;
- deep convection during winter periods;
- deep convection during summer periods;
- tropical cyclones or hurricanes.

For mid-latitude purposes two numerical models have been used:

- the hydrostatic numerical weather prediction (NWP) model ARPEGE visualised on a 0.5° (in latitude and longitude) resolution grid for the large scale viewpoint, and on a 0.1° resolution grid for the meso-scale viewpoint;
- the non-hydrostatic model AROME visualised on a 0.025° resolution grid for the finer mesh point of view.

For tropical purposes, the hydrostatic model ALADIN-tropiques has been used and visualised on a 0.25° resolution grid.

IV. θ_s and PV_s behaviour in frontogenetic contexts

Analysed on isobaric charts, differences between θ_s and θ'_w are not so significant at first sight, providing that relevant coloured unit scales are defined for each level of isobaric representations. θ_s can be easily replaced by θ'_w for the observation and the tracking of the main areas thermodynamically homogenous or for frontal structures which are smoother and better outlined by stronger gradients.

In vertical cross-sections, we can say that θ_s :

- provides a less disturbed signal;
- represents vertically better homogenised low-level layers;
- better defines and separates the different air masses;
- suggests smoother frontal slopes above the surface boundary layer;
- better depicts the turbulent areas, especially in the case of split cold fronts.

This last point is something new and seems to be specific to θ_s . The corresponding conceptual scheme has been depicted on figure A

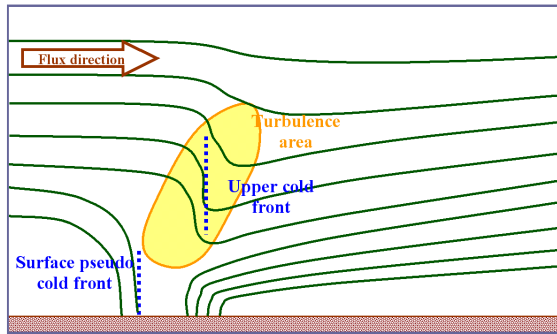


Figure A : conceptual scheme of the cross-section of a split cold front for θ_s . Isentropic line in green.

Still in isobaric representation, PV_s gives balanced positive/negative values, intermediate between positive values of PV_θ and negative values of PV_e .

Cold fronts are well marked by negative values of PV_s and warm fronts by positive values, so are the warm-core seclusions.

The instability of the low-level layers is highlighted by weakly negative values of PV_s for intermediate and large scales, especially in deep convection and in post frontal areas.

The conceptual scheme of the representation of a mid latitude cyclone is depicted in figure B.

We can then imagine using PV_s for the automatic detection of the main conceptual objects used to analyse and forecast the weather.

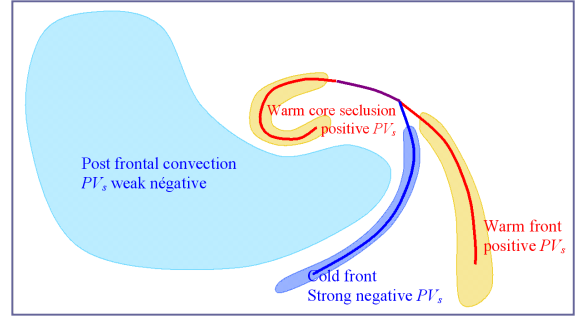


Figure B: conceptual scheme for a mid-latitude cyclone in the northern hemisphere after Shapiro and Keyser's model ("T-bone"). Cold front in blue line, warm front in red line, occlusion in purple line. Coloured areas correspond to different magnitudes of PV_s : more negative in dark blue (around -2 PVUS), less negative in light blue (around -1 PVUS), more positive in orange (around $+2$ PVUS).

V. θ_s and PV_s behaviours in deep convection contexts

θ_s and PV_s properties seem to be interesting in deep convection contexts too.

When θ_s is viewed in cross-section, it is possible to follow deep convection by areas where the upper troposphere moist isentropes are pulled down.

Moreover, low-level layers are better represented after a convective mixing, as the cold downdrafts and the cold air pockets created near the ground are neatly drawn.

The conceptual scheme of squall lines is better illustrated with θ_s because of the relevant representation of downdrafts and cold air pockets. The visualisation of this conceptual scheme based on θ_s is shown in figure C.

As PV_s is, when weakly negative, a good tracer of the low-level layers instability for intermediate and large scales, it is possible to detect potentially convective areas on isobaric charts. These areas can be, for instance, deep convection in post frontal areas, which are well mixed vertically, or areas where the low-level

layers are made unstable because of solar radiation warming. PV_s 's signal is not sufficient to detect instability throughout all the thickness of the troposphere, but it is hopefully a good tool to complement the already existing range of analysing and forecasting techniques.

PV_s is more complicated to analyse in cross-section and with AROME. The scales we need to prospect to fulfil this study may be too small to draw reliable conclusions. PV_s being computed from the scalar product of two vectors depending on spatial derivatives (a gradient and a curl), the horizontal resolution of the dataset and the small number of pressure levels used for this study make the results insufficiently robust at the convective scale.

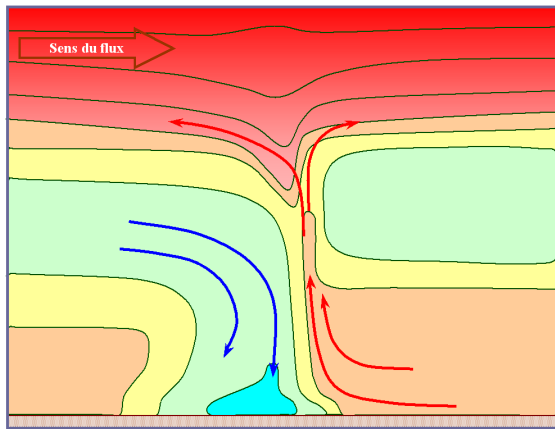


Figure C: conceptual scheme for deep convection, cross section across a squall line. Warm colours for high θ_s , cold colours for low θ_s , isentropic lines in green. Main fluxes: red arrows for warm and moist air, blue arrows for cold and dry air.

Meanwhile, several patterns seem to be reproduced in a more or less systematic way. Specifically, a vertical positive/negative dipole appears when the deep convection is developed enough to generate significant downdrafts. It is also possible to detect the instability of low-level layers represented by weakly negative values of PV_s at intermediate and large scales.

VI. θ_s and PV_s behaviour in tropical cyclones

Even though the differences between θ_s , θ'_w and θ_e do not look significant in isobaric charts for tropical cyclones, they become more noticeable in cross-sections.

Moist-air isentropic lines (iso- θ_s) are almost vertical in the low-level layers. This indicates

moist-air turbulent mixing processes in the low-level layers which are better represented with θ_s than with θ'_w and θ_e .

In the upper troposphere, the isentropic lines are more horizontal. As θ_s is conservative also in non-precipitating cloudy areas, unlike θ'_w and θ_e , θ_s limits the cooling in the mid troposphere.

The moist-air isentropic lines are pulled down in the centre of the tropical cyclones. This gives a “stable” structure to the centre from the ground to the tropopause. As it has been previously noticed for deep convection contexts, the pulling down of the isentropic lines outside of the centre characterise the presence of a convective spiral band, these convective spiral bands are materialised by the “coronet” shape of the isentropic lines.

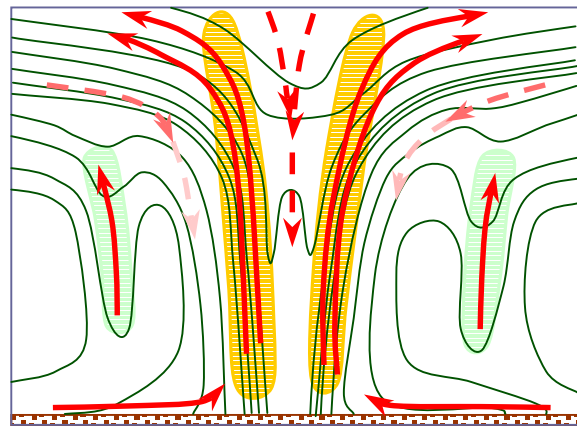


Figure D: conceptual scheme for a cyclone, cross section of θ_s . Isentropic lines in green, wall of the eye of the cyclone in orange areas, convective spiral bands in green areas, red arrows for the main trajectories.

The conceptual scheme for the θ_s vision of a cross section in a tropical cyclone is depicted in the figure D. This scheme is only a sketch to be improved, especially for the trajectories of the ascending and descending air parcels.

Values of PV_s are strongly negative in the centre of the tropical cyclones (for the southern hemisphere). Outside of the eye-wall, PV_s is slightly negative except within the convective spiral band, where a positive core of PV_s is observed. The moist-air potential vorticity is positioned intermediately between large negative values of PV_θ and large positive values of PV_e . It is possible to detect and follow convective spiral bands where alternating positive/negative PV_s cores appear

when one moves away from the centre toward the outside of the tropical cyclone.

The orography generates trail disturbances in the flux and its impact may be important on PV_s . Even if these disturbances are smaller than those observed with θ'_w and θ_e , it is important to pay a special attention to the orographic disturbances.

VII. Conclusion

Thanks to the wide range of meteorological situations which have been studied, the knowledge of the behaviour of the new thermodynamic variables, the moist-air entropic potential temperature θ_s and the associated moist-air potential vorticity PV_s , have been improved during all this training period.

Since it has been carried out at the DPrevi/LABO, this prospecting has been conducted from the operational weather forecaster's viewpoint.

It has been confirmed that θ_s is a relevant field to characterise the main meteorological structures on isobaric charts. θ_s gives a smoother signal for meso-scale and the gradients are better depicted than for θ'_w .

From the vertical viewpoint, the frontal structures are better materialized with θ_s . It even gives a new vision of the split cold fronts, where the turbulent areas are emphasised.

The vision of the convective structures is also renewed. The isentropic lines of the upper troposphere are pulled down in deep convection areas. The related downdrafts and the cold air pockets created near the ground are fairly well shown by θ_s . This has been highlighted when following a squall line. In the tropical cyclones, θ_s gives a new vision for developing conceptual schemes. The tropical cyclone centre structure is more homogeneous on the vertical. At the rim of the core, the updrafts of the wall do not seem to follow the isentropic lines whereas the downdrafts look like to follow them. The convective spiral bands are represented by a "cornet" shape of the isentropic lines which enable to detect and follow these bands in the mid-troposphere, above the planetary boundary layer influenced by the vicinity of the surface.

Since it is defined as a product of two vectors, a gradient and a curl depending both on spatial derivatives, and since these two derivatives are themselves computed from datasets with relatively poor vertical resolution, it is difficult to make conclusions for PV_s . Meanwhile, PV_s turned out to be more balanced than PV_θ or PV_e . Moreover, it is possible to detect with PV_s the main meteorological conceptual objects used for mid-latitude weather analysis and forecasting, mainly for horizontal representations. For tropical cyclones, it will hopefully be possible to follow, with PV_s , convective spiral bands in the intermediary levels (typically between 800 and 400 hPa), on isobaric charts but also in cross sections.

Many theoretical and practical studies remain to be carried out to confirm the weather forecasting operational relevance of the moist-air potential temperature and the moist-air potential vorticity. Nevertheless, this study confirms the interest of those two new thermodynamic variables since the signal they deliver is complementary to the variables commonly used. Moreover, new developments can be hoped for in several directions, the more ambitious being the definition of a new inversion tool for the potential vorticity in the low-level layers. This specific tool would be the low-levels complementary tool of the existing upper-air Ertel's potential vorticity inversion tool used to adjust the dynamical tropopause.

Introduction

Au cours de sa dernière année de formation, l'étudiant suivant le cycle Ingénieur en trois ans à l'Ecole Nationale de la Météorologie (ENM) a la possibilité de valider à la fois le diplôme d'Ingénieur (IENM) et un Master Recherche Océan Atmosphère et Surfaces Continentales (M2R/OASC) dans le cadre du partenariat entre l'Institut National Polytechnique, dont fait partie l'ENM, et l'Université Paul Sabatier de Toulouse. L'étude présentée ici a été réalisée au sein du Laboratoire de Prévision de Météo-France (DPrévi/LABO ou LABO), au cours du stage d'approfondissement constituant la deuxième partie de cette ultime année de formation.

Unité de la Direction de la Prévision de Météo-France (DPrévi), le LABO a pour principales missions « d'assurer une veille scientifique qui permette d'identifier sans retard toute idée susceptible de se transformer en méthode de prévision et de valider ces méthodes en permettant aux prévisionnistes de les tester en environnement semi-opérationnel, avant de rendre leur avis sur l'utilité (en terme de qualité et d'efficacité) de la méthode proposée ». Cette mission de découverte de nouvelles méthodes de prévision impose, entres autres, d'explorer, d'un point de vue pratique plus que théorique, la pertinence d'éventuels nouveaux champs météorologiques non-encore utilisés de façon opérationnelle.

La présente étude propose ainsi d'explorer plus avant le comportement des nouveaux champs thermodynamiques que sont la température potentielle entropique humide, notée θ_s , et le tourbillon potentiel humide, noté PV_s , du point de vue qu'aurait un prévisionniste opérationnel afin de déceler les éventuelles applications qui permettraient d'améliorer ou de compléter les techniques d'analyse et de prévision du temps déjà opérationnelles.

I. Définitions et méthodes

1. La température potentielle entropique humide θ_s

L'entropie humide a été définie de façon complète dans l'article Marquet (2011) : « Definition of a moist entropic potential temperature. Application to FIRE-I data flights ». Les principaux éléments utiles pour cette étude sont repris ci-après.

a. Définition de θ_s

L'entropie peut être définie comme une mesure du degré de désordre d'un système. Pour le cas d'un mélange de gaz parfaits, c'est une quantité qui est bien définie et mesurable en tout point.

L'entropie « humide », correspond à l'entropie prenant en compte la présence de l'eau sous toutes ses formes (vapeur, liquide, solide), par opposition à l'entropie « sèche » qui ne la prend pas en compte.

L'entropie humide doit être conservée au cours de transformations humides, réversibles et adiabatiques, quels que soient les changements de température, de pression et de contenus spécifiques en vapeur d'eau, en eau liquide ou en glace. L'entropie humide ne subira de changements que lorsqu'un échange avec l'extérieur aura lieu (apport d'eau par évaporation des surfaces sous-jacentes, diminution du contenu en eau par précipitation, échanges radiatifs, advectifs, entraînements aux bords des nuages, ...), ou lorsque les changements internes seront irréversibles. Cette entropie humide apparaît donc comme conservative au cours de transformations réversibles et adiabatiques.

Il est indiqué dans Marquet (2011) que l'on peut exprimer l'entropie spécifique, notée « s », comme la somme des entropies spécifiques partielles de l'air sec et des différentes phases de l'eau (l'indice r correspondant à un état de référence) :

$$s = \sum_k q_k s_k = s_r + c_{pd} \ln(\theta_s / \theta_{sr}) = (1 - q_r)(s_d)_r + q_r (s_v)_r + c_{pd} \ln(\theta_s / \theta_{sr}) \quad (1)$$

Les contenus spécifiques sont $q_d = 1 - q_t$ pour l'air sec et $q_t = q_v + q_l + q_i$ pour l'air humide (indices v pour vapeur, l pour liquide et i pour glace).

Il est indiqué dans Marquet (2011) que le terme θ_{sr} est une constante et que la température potentielle θ_s est définie par :

$$\theta_s = \theta \exp\left(-\frac{L_v(T) q_l + L_s(T) q_i}{c_{pd} T}\right) \exp(A_r q_t) \times \left(\frac{T}{T_r}\right)^{\lambda q_t} \left(\frac{p}{p_r}\right)^{-\kappa \delta q_t} \left(\frac{r_r}{r_v}\right)^{\gamma q_t} \frac{(1 + \eta r_v)^{\kappa(1 + \delta q_t)}}{(1 + \eta r_r)^{\kappa \delta q_t}}. \quad (2)$$

On reconnaît dans la première ligne du membre de droite la température de Betts (1973), notée traditionnellement θ_t , en facteur d'un nouveau terme : $\exp(A_r q_t)$.

Le terme le plus novateur est $A_r = [(s_v)_r - (s_d)_r] / c_{pd}$ qui correspond à la différence entre les entropies partielles de l'air sec (indice d) et de la vapeur d'eau (indice v). Ce terme est un moyen de prendre en compte l'impact d'un changement d'entropie lorsque de l'air sec est introduit dans une particule contenant de l'eau, l'air sec étant alors remplacé par de la vapeur d'eau, et inversement. Cet effet n'était pas pris en compte dans les formulations des

précédentes températures potentielles de l'air humide, que ce soit θ_l de Betts ou θ_e la température potentielle équivalente.

Cette nouvelle température potentielle humide θ_s peut être considérée comme une mesure directe de l'entropie humide, dans la mesure où tous les autres termes sont constants dans (1).

En tant que synonyme de l'entropie spécifique, θ_s est donc conservée pour les mouvements adiabatiques et réversibles si les contenus en air sec q_d et en air humide q_t sont constants ; ceci quels que soient les échanges réversibles entre vapeur d'eau, eau liquide et eau sous forme de glace dans la particule. L'autre propriété intéressante est que les variations de θ_s peuvent précisément renseigner sur les phénomènes diabatiques (i.e. les écarts à l'adiabatisation).

b. Comportement connu de la température potentielle entropique humide

Avant d'explorer le comportement spécifique du champ θ_s au sein des différents systèmes météorologiques, certains comportements généraux ont été analysés dans Marquet (2011) :

- θ_s est à peu près constante dans la couche limite planétaire des strato-cumulus océaniques (SCO) ;
- θ_s présente des transitions douces au dessus de la couche limite des SCO ;
- on observe peu de changements dans la zone d'entraînement/déentraînement des SCO, du fait :
 - de l'extinction progressive du rayonnement solaire lorsque la particule pénètre dans le nuage ;
 - du refroidissement et de l'humidification subséquents qui entraînent une condensation qui compense la diminution de l'apport du rayonnement par apport de chaleur latente (saturation et condensation par processus quasi-adiabatique) ;
 - que si les flux diffusifs sont supposés faibles, alors θ_s est une quantité conservée dans la couche limite, les valeurs du sommet de la couche limite étant maintenues à l'intérieur du nuage après la zone d'entraînement ;
- au bord du nuage (ou à l'extérieur du nuage dans le cas des cumulus), le réchauffement net dû au rayonnement solaire n'est plus nul, ce qui explique des valeurs plus élevées de θ_s près de la surface du nuage puis décroissantes avec l'altitude.

On observe que l'entropie humide est quasiment constante (valeur conservée) à l'intérieur de la couche limite planétaire en présence d'un strato-cumulus marin, depuis la surface jusqu'au sommet du nuage : sous le nuage en air clair, dans le nuage en présence d'eau liquide ou de glace et dans la zone d'entraînement/déentraînement. Le saut d'entropie humide au sommet du strato-cumulus est limité, voire inexistant, constituant une transition douce entre les conditions humides et saturées de la couche limite et l'air chaud et subsident des couches supérieures. Ce sont là des effets un peu inattendus.

En fait, on peut comprendre que θ_s est conservée à l'intérieur d'une région où l'entropie est bien mélangée par la diffusion, la turbulence, la convection ou par certains autres processus dynamiques. Dans ce cas, θ_s est constante même si q_t ou θ_l varient sur la verticale ou sur l'horizontale.

Comme on peut le voir sur le diagramme 3D de la figure n°1, le « saut » de $(\theta_s)_1$ (définie en (3)) au sommet d'un SCO disparaît lorsqu'on projette la courbe $(\theta_s)_1(z)$, à droite sur la figure, sur le plan normal au plan vertical support de la partie isentrope (θ_X coordonnée support du plan isentrope : $\theta_X = \theta_l \exp(-q_t / \Lambda_r)$), alors que les « sauts » de $\theta(z)$ et de $q_t(z)$ sont très marqués (à gauche).

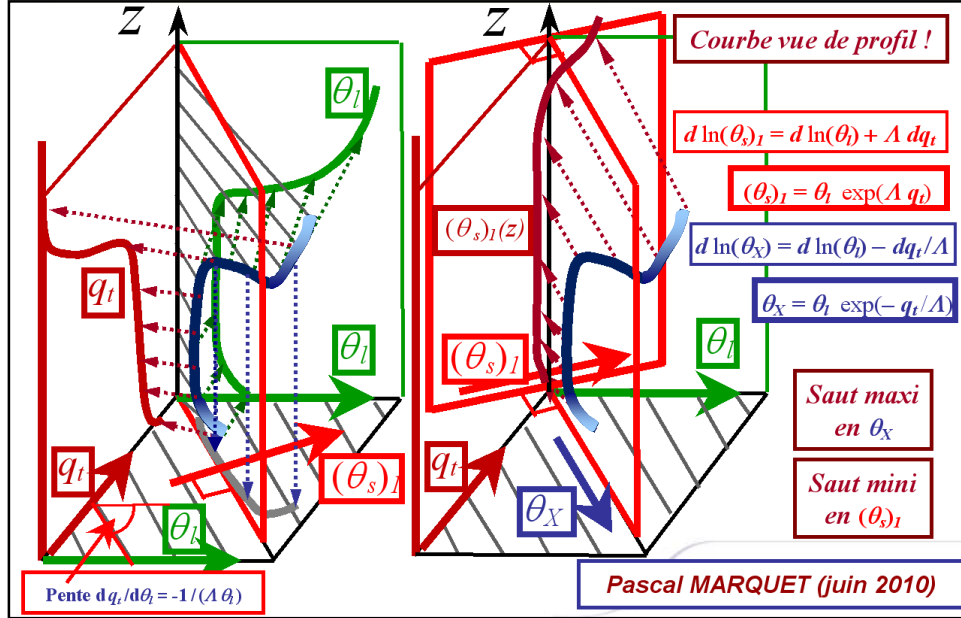


Figure n°1 : diagramme 3D des variables thermodynamiques « conservatives » dans le repère (θ, q_t, z) dans le cas d'un strato-cumulus océanique. $(\theta_s)_1(z)$ est représentée par la courbe bleue en 3D. La partie isentrope de cette courbe est en bleu foncé et définit l'orientation du plan vertical isentrope décrit par θ_X . Plus $(\theta_s)_1(z)$ s'éloigne du plan isentrope, plus la teinte bleue de la courbe devient claire.

C'est l'expression (2), la plus générale pour θ_s , qui sera étudiée dans toute la suite du rapport, à la fois dans les calculs et pour le tracé des cartes. On peut toutefois essayer de mieux comprendre les propriétés mathématiques de θ_s , en recherchant les termes les plus importants dans (2).

Il est indiqué dans Marquet (2011) que θ_s peut être approximée par la première ligne de (2), que l'on note $(\theta_s)_1$ et qui s'écrit

$$(\theta_s)_1 = \theta \exp\left(-\frac{L_v(T) q_l + L_s(T) q_i}{c_{pd} T}\right) \exp(\Lambda_r q_t). \quad (3)$$

Les formules de θ_s (ou de $(\theta_s)_1$) peuvent être appliquées aussi bien à l'eau liquide qu'à la glace au sein des nuages, ce qui fait de θ_s une variable utilisable dans les modèles y compris pour les régions polaires. Il faut toutefois préciser que l'on ne peut pas représenter le cas instable de l'eau surfondue, ni celui de la phase mixte où les condensas liquides et solides coexistent.

Il est par ailleurs possible de représenter les isentropes humides (iso- $(\theta_s)_1$) sur l'émagramme usuel en représentation $T-\ln(p)$, et de représenter des sondages avec un comportement spécifique de θ_s pour des situations typiques comme celle d'un strato-cumulus maritime par exemple.

2. Le tourbillon potentiel humide PV_s

Un tourbillon potentiel humide a été défini dans l'article de Marquet (2013), accepté pour publication au QJRMS : « On the definition of a moist-air potential vorticity ». Les principaux éléments utiles pour cette étude sont repris ci-après.

a. Définition de PV_s

Ertel (1942) et Hoskins et al. (1985) ont défini le tourbillon potentiel de toute variable Ψ par :

$$PV(\Psi) = \frac{1}{\rho} \bar{\zeta}_a \cdot \bar{\nabla}(\Psi), \quad (4)$$

et on montre que l'équation d'évolution de $PV(\Psi)$ s'écrit

$$\rho \frac{d}{dt} [PV(\Psi)] = \frac{1}{\rho^2} \bar{\nabla}(\Psi) \cdot [\bar{\nabla}(\rho) \times \bar{\nabla}(p)] + \bar{\zeta}_a \cdot \bar{\nabla} \left(\frac{d\Psi}{dt} \right) + (\bar{\nabla} \times \bar{F}) \cdot \bar{\nabla}(\Psi). \quad (5)$$

Pour le cas de l'air sec, si on fait le choix $\Psi = \theta$ le terme solénoïdal s'annule car θ ne dépend que de p et T , et donc du seul couple p et ρ , avec le produit mixte des gradients qui s'annule identiquement.

Par ailleurs, si les frottements sont négligeables, alors $F = 0$. De plus, si le mouvement est adiabatique, alors $d\theta/dt = 0$. On a donc $d[PV(\theta)]/dt = 0$ pour un mouvement adiabatique réversible et sans frottement, c'est à dire que le tourbillon potentiel est alors un invariant lorsqu'on suit la particule dans son mouvement. C'est ce qu'on appelle une propriété de conservativité (au cours du mouvement).

Cette propriété de conservativité est souvent utilisée pour étudier les propriétés thermodynamiques de l'atmosphère humide, en supposant que l'impact du changement de phases de l'eau peut être représenté au premier ordre par le terme diabatique $d\theta/dt$. Ce faisant, les anomalies de $PV(\theta)$ restent faibles dans la basse troposphère et les méthodes d'inversion ne proposent rien en termes de modifications pour les phases de l'eau. Ceci rend difficile, voire impossible, l'analyse du signal lié à un système frontal ou convectif dans les basses couches.

Pour éviter cela, différentes versions du PV humide ont été utilisées, employant différentes températures potentielles. D'après Schubert (2001, 2004), on peut utiliser la température potentielle virtuelle $\Psi = \theta_v$, car elle annule le terme solénoïdal et elle vérifie un principe d'inversion. Toutefois, il est alors difficile d'interpréter physiquement les sources de l'équation (5) pour $d[PV(\theta_v)]/dt$, car θ_v n'est pas conservative. Une autre possibilité est de prendre $\Psi = \theta_e$, mais θ_e n'annule pas le terme solénoïdal et ne vérifie pas un principe d'inversion.

Même si le terme solénoïdal ne s'annule pas non plus pour le choix $\Psi = \theta_s$, il semble judicieux de tester θ_s , dans (4), dans la mesure où θ_s est synonyme de l'entropie et qu'elle vérifie en ce sens un principe de conservativité qui n'est vérifié ni par θ_v , ni par θ_e .

Ainsi, le choix $\Psi = \theta_s$ semble être un bon compromis pour espérer définir un PV humide. En fait, on fait le choix $\Psi = s/3$, où l'entropie est donnée par (1). Le tourbillon potentiel de l'air humide est alors défini comme suit :

$$PV_s = \frac{1}{3} PV(s) = \frac{1}{3} PV[c_{pd} \ln(\theta_s)] = \frac{c_{pd}}{3\theta_s} PV(\theta_s) \quad (6)$$

On voit que le terme constant $\ln(\theta_{sr})$ de l'équation (1) pour l'entropie ne contribue pas dans (6), car son gradient est nul. D'autre part, le terme constant c_{pd} peut être sorti de l'opérateur PV , ce qui fait que cette définition (6) est exacte.

On ne sait pas encore si ce tourbillon potentiel humide PV_s vérifie un principe d'inversion, mais il est associé à une variable θ_s qui est conservative. L'intérêt de pouvoir utiliser PV_s dans des applications pratiques sera soumis à l'évaluation et à la comparaison des termes solénoïdaux pour les choix $\Psi = \theta_s$ ou θ_e , en espérant qu'il est plus faible avec θ_s que pour θ_e (Marquet, 2013).

Cette formulation (6) pour PV_s , moyennant l'introduction d'une nouvelle unité pour le tourbillon potentiel entropique humide ($PVUS = 3 \cdot 10^{-6} \text{ m}^4 \text{ s}^{-3} \text{ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) permet d'obtenir des valeurs numériques de PV_s similaires à celle du PV actuel (PV_θ) dans la partie haute de l'atmosphère (comme le 1.5 PVU), là où le comportement des deux champs est similaire car le contenu total en eau est très faible. Cette démarche permet de ne pas perturber l'analyse du PV réalisée actuellement pour la partie haute de la troposphère, tout en introduisant un tourbillon potentiel PV_s qui est plus réactif à l'humidité dans les basses couches. La présence du coefficient 3 est justifiée par la présence du terme c_{pd} / θ_s dans l'expression (6) de PV_s , terme qui est proche de 3 J kg^{-1} dans la troposphère et la basse stratosphère.

b. Comportement connu du tourbillon potentiel humide

Le comportement de PV_s est donc quasiment identique à celui du tourbillon potentiel d'Ertel PV_θ au dessus de 600 hPa, ce qui permettrait de l'utiliser en lieu et place des champs utilisés actuellement pour l'analyse et la prévision des anomalies dynamiques au niveau de la tropopause. Dans les parties basses de la troposphère, alors que PV_θ prend des valeurs positives dans l'hémisphère nord (respectivement négatives dans l'hémisphère sud), PV_s prend des valeurs négatives, comme PV_e , mais avec des valeurs absolues plus faibles que PV_e . C'est là une bonne chose, car il est apparu que des valeurs négatives de trop forte amplitude de PV_e rendent instables les algorithmes d'inversion associés. Le champ de PV_s pourrait donc permettre d'obtenir des compléments d'analyse pour les basses couches, au delà de ce que le permettent les champs utilisés actuellement.

3. Pourquoi étudier θ_s et PV_s ?

Concernant la température potentielle, les méthodes de prévision actuelles privilégient l'utilisation de θ'_w (température potentielle pseudo-adiabatique du thermomètre mouillé) pour le suivi des masses d'air et la frontologie. Cette quantité θ'_w est intéressante dans la mesure où elle est relativement bien conservée dans les fronts et les zones convectives intenses. Cependant, utiliser le pseudo-adiabatisme revient, par définition, à considérer que :

- d'une part, toute l'eau condensée au sein de la particule lors d'un refroidissement (par détente par exemple) est immédiatement précipitée, la chaleur latente de condensation dégagée servant alors à réchauffer l'air humide de la particule ;
- d'autre part, lors d'un réchauffement (par compression par exemple), on fournit à la particule l'eau liquide nécessaire à l'évaporation qui permettrait un maintien à la saturation de ladite particule.

Ces approximations du comportement réel d'une particule atmosphérique peuvent induire une erreur dans la représentation de l'état thermodynamique de la particule. On voit que θ'_w permet une représentation correcte du comportement de l'atmosphère dans les zones précipitantes, là où l'hypothèse pseudo-adiabatique selon laquelle toute l'eau condensée est

immédiatement précipitée est bien vérifiée. Dans les zones non-précipitantes, le pseudo-adiabatisme est beaucoup moins justifié, en particulier dans les zones de mélange ou de subsidence.

θ'_w n'est donc vraiment conservée que dans les zones où le pseudo-adiabatisme est bien vérifié. Ces zones étant précisément les zones de forte activité atmosphérique (zones frontales ou zones convectives), l'utilisation de θ'_w est très répandue pour les besoins de la prévision météorologique, et ce à juste titre.

θ_s est différente de θ'_w dans le sens où elle est conservée pendant des processus réversibles et adiabatiques quels que soient les changements de phases de l'eau à l'intérieur d'une particule fermée, là où les condensats nuageux ne précipitent pas. On peut donc s'attendre à un comportement différent de θ_s dans les zones nuageuses non-précipitantes, par exemple. θ_s pourrait alors constituer, dans ce cas précis mais aussi dans d'autres cas à découvrir, un champ complémentaire apportant des informations là où θ'_w atteint ses limites.

En ce qui concerne le tourbillon potentiel, PV_θ est actuellement utilisé pour caractériser la dynamique d'altitude en permettant de suivre les intrusions vers le bas, dans la haute troposphère, d'air stratosphérique à fort tourbillon potentiel. Dans les basses couches, PV_θ se comporte de façon similaire au tourbillon absolu et n'est que peu utilisé car il n'apporte pas d'information spécifique.

Là encore, PV_s , par ailleurs quasiment identique à PV_θ dans la partie haute de la troposphère, pourrait apporter un complément d'information dans les basses couches car il prend en compte l'influence de l'humidité. De plus, même si des travaux théoriques restent à mener, on peut raisonnablement envisager la possibilité d'inverser le champs PV_s sans commettre d'approximations rédhibitoires, ce qui pourrait permettre, si PV_s s'avère pertinent pour la caractérisation des systèmes météorologiques de basses couches, à un prévisionniste de modifier « manuellement » la dynamique de basses couches si le besoin s'en faisait sentir, à l'image de ce qui se pratique déjà à l'aide du champ de PV_θ pour la dynamique d'altitude.

On voit que l'objectif de l'étude de θ_s et de PV_s n'est pas de supplanter ou de discréditer l'utilisation de paramètres ayant déjà fait leurs preuves comme θ'_w ou PV_θ , mais bien de mieux connaître le comportement de paramètres non-utilisés jusqu'alors afin de détecter d'éventuelles signatures liées à l'humidité, permettant de meilleurs suivis, modifications et prévisions de l'évolution de l'atmosphère. Il ne s'agit pas pour cette étude d'énoncer des principes généraux ou encore de rédiger un guide de méthodes de prévision à partir de ces nouvelles variables, mais simplement d'effectuer un pas supplémentaire dans l'investigation de ces nouveaux champs thermodynamiques en tentant d'en extraire les principaux signaux, de tenter de les relier à la situation générale et aux autres paramètres, afin de constituer un réservoir d'expériences en vue d'une exploitation plus poussée.

Pour cela, il convient de définir les modes de représentation les plus pertinents et de prospecter la plus grande diversité possible de situations météorologiques, afin de constituer un premier panorama des éventuelles possibilités d'exploitation des paramètres étudiés. C'est précisément ce que se propose de réaliser cette étude.

4. Méthode d'investigation

a. Les différents types de situations météorologiques envisagées

La caractérisation des principaux traits du comportement des champs explorés est réalisée à partir de l'analyse de la plus grande diversité possible de situations

météorologiques. Pour ce faire, les situations étudiées ont été classées en grandes catégories, étant entendu qu'aucune situation météorologique n'est suffisamment typique pour que son classement dans une catégorie exclue que son évolution ne la rapproche plus ou moins d'une autre catégorie. De plus, le nombre de grandes catégories de situations est relativement restreint pour être adapté au volume d'étude à disposition lors d'un projet d'approfondissement.

Les situations météorologiques seront étudiées selon les catégories suivantes :

- frontologie au-dessus de l'océan Atlantique ;
- frontologie aux abords du continent Européen ;
- convection profonde en conditions hivernales ;
- convection profonde en période estivale ;
- cyclones.

Les situations sont choisies d'après différentes sources, dont :

- les archives de situations du DPrévi/LABO ;
- les archives d'ANASYG/PRESYG de la DP ;
- les archives de situations de l'équipe ENM/PAM ;
- les archives de situation de la BDEM de Météo-France (Banque de Données des Evénements Marquants).

b. Les différentes échelles et différents domaines considérés

La pertinence de l'analyse d'un paramètre peut varier en fonction de l'échelle à laquelle on le considère. Le signal à grande échelle étant un signal moyen, un signal bien lissé à grande échelle est susceptible de devenir instable ou bruité à une échelle plus fine. Son interprétation peut alors devenir compliquée, voire inutile. Afin de rendre compte au mieux du comportement des variables thermodynamiques étudiées, il nous faut par conséquent prospecter aux différentes échelles disponibles.

Les modèles utilisés pour les moyennes latitudes seront le modèle hydrostatique ARPEGE projeté sur une grille de 0.5° de résolution en longitude et latitude pour la grande échelle, sur une grille de 0.1° pour la méso-échelle, et le modèle non-hydrostatique AROME projeté sur une grille de 0.025° pour l'échelle fine. Il est précisé que les données brutes des modèles de Météo-France sont stockées dans la Banque de Données d'Analyse et de Prévision (BDAP).

Pour les problématiques concernant les moyennes latitudes, trois domaines différents seront utilisés selon l'échelle envisagée :

- le domaine à grande échelle Europe de l'Ouest – Atlantique Nord (EW_ATLN), sur lequel seront affichées les données ARPEGE à la résolution 0.5° (grille ATOURX05 dans la BDAP) ;
- le domaine à méso-échelle Europe de l'Ouest – Proche Atlantique (FORMATB), sur lequel seront affichées les données ARPEGE à la résolution 0.1° (grille EURAT01 dans la BDAP) ;
- le domaine à échelle fine France et Proximité (FRANGP) sur lequel seront affichées les données AROME à la résolution 0.025° (grille FRANXL0025 avant le 25/11/2010, grille FRANGP0025 après le 25/11/2011 dans la BDAP).

Ce choix permet de décliner l'étude des paramètres depuis l'échelle synoptique avec les données ARPEGE(0.5) jusqu'à l'échelle aérologique grâce aux données AROME(0.025) ; ARPEGE(0.1) permettant une transition entre ces deux échelles. De plus, ces différents domaines permettent d'étudier des systèmes sur mer uniquement dans un premier temps, puis subissant l'influence du continent Européen.

Pour les problématiques des latitudes équatoriales, le modèle non-hydrostatique AROME n'est pas disponible. Le modèle le plus fin dont nous disposons dans la BDAP est le modèle ALADIN-tropiques (PLTRO) utilisé en opérationnel pour la prévision du temps sur l'océan Indien, domaine de responsabilité du centre de prévision de Météo-France à La Réunion. ALADIN-Tropiques est forcé aux limites de son domaine par le modèle IFS du Centre Européen (CEPMMT) et est ici projeté sur la grille BOURBON025 à 0.25° de résolution en longitude et en latitude.

c. La construction et la visualisation des données analysées

Les champs de θ_s et PV_s ne sont pas directement disponibles en sortie de modèles. Ils doivent donc être post-calculés. De plus, afin de réaliser une analyse correcte de leur comportement, les champs étudiés doivent être affichés sous différentes formes. Pour cela, des outils créés par P. Marquet ont été adaptés aux besoins de l'étude afin de permettre leur utilisation de manière répétitive sur des situations successives, ces situations étant étudiées dans la durée afin de mieux suivre l'évolution des paramètres au cours du cycle de vie des phénomènes météorologiques.

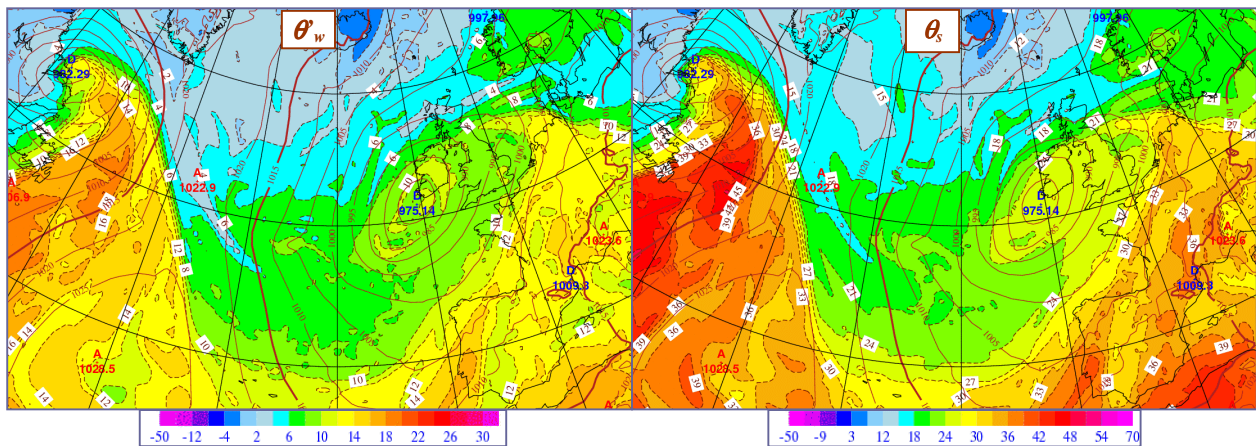


Figure n°2 : comparaison à grande échelle des champs de θ_w (à gauche en C) et de θ_s (à droite en C) au niveau 850 hPa pour le modèle ARPEGE 0.5, run du 17 octobre 2012 00 UTC, échéance 12 h. La palette de couleurs de la θ_s a été définie afin de faciliter la comparaison avec θ_w . Pmer en isolignes bistres.

Ces outils peuvent être présentés comme suit :

- un outil d'extraction des données permettant d'utiliser les données de la BDAP ;
- un outil de calcul des champs à partir des données modèle extraites ;
- un outil de tracé des champs calculés sur des cartes isobares (fondé sur l'utilisation du logiciel Metview) ;
- un outil de tracé des champs interpolés en coupes verticales (fondé sur l'utilisation du logiciel Metview).

Grâce à ces différents outils, il est possible de créer un ensemble de cartes et de coupes pour permettre l'analyse de chaque situation envisagée.

Pour étudier le comportement des champs de θ_s et de PV_s il faut pouvoir les comparer aux autres champs météorologiques déjà exploités. En amont du stage, il a été noté par P. Marquet que la θ_s pouvait avoir un comportement similaire à celui de la θ'_w lorsqu'on la considère sur un niveau isobare. Les valeurs des isolignes sont différentes, mais leurs contours restent à peu près comparables. Si on prend soin de définir pour chaque niveau une palette de couleurs permettant de cerner des structures similaires, la comparaison des champs est alors facilitée et il devient possible de mettre en exergue les lieux où des différences patentes se font jour.

C'est dans cet esprit que les palettes de couleurs utilisées pour chaque niveau affiché ont été définies niveau par niveau pour les différents champs afin de permettre une meilleure exploitation.

A titre d'exemple, on peut constater sur la figure n°2 qu'on retrouve avec θ_s à 850 hPa les structures de grande échelle que l'on peut reconnaître sur la θ'_w à 850 hPa grâce à des plages de couleur judicieusement choisies.

De même, sur la verticale, des palettes de couleur ont été définies différemment pour θ_s , θ'_w ou θ_e afin de faciliter les comparaisons des comportements des différents champs.

II. Comportement de θ_s et PV_s dans les zones de frontogénèse

La caractérisation et la prédiction de l'évolution des fronts constituent une part importante du processus d'élaboration de la prévision météorologique. Une première étape en vue d'une meilleure connaissance du comportement des paramètres θ_s et PV_s consiste à explorer leurs évolutions dans des situations propices au développement des fronts.

1. Frontologie à grande échelle au dessus de l'océan Atlantique

La situation de l'ANASYG de la figure n°3 présente des fronts bien prononcés au dessus de l'océan Atlantique.

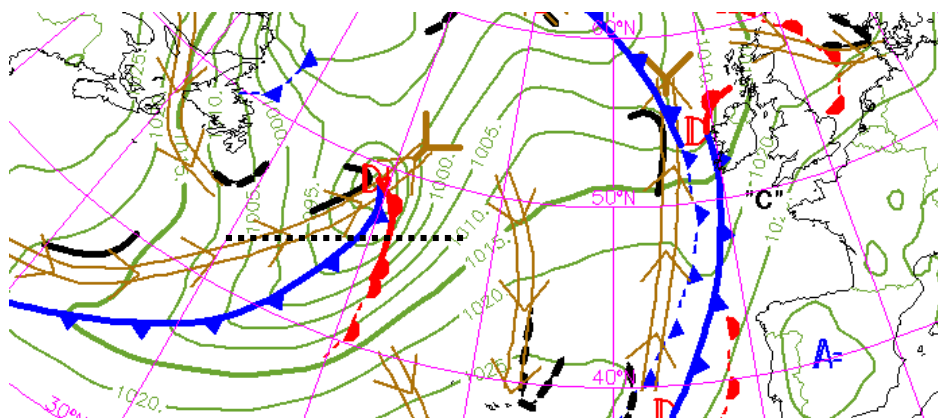


Figure n° 3 : ANASYG du 08 janvier 2013 à 00 UTC. Le trait en pointillés correspond à l'axe des coupes représentées sur la figure n°4.

a. Le champ θ_s

Pour la représentation sur l'horizontale, en ce qui concerne la frontologie à grande échelle, l'affichage de θ_s sur des cartes isobares est relativement similaire à celui de θ'_w , moyennant, comme nous l'avons déjà vu, la définition d'échelles de couleurs judicieuses pour chaque niveau. Au niveau 850 hPa, niveau généralement utilisé pour caractériser les fronts, les différences sont faibles et principalement liées aux différences d'amplitude de variation des deux paramètres, θ_s variant à l'intérieur d'un intervalle de valeurs beaucoup plus grand que θ'_w comme l'illustre la figure n°2. Les principales structures sont bien identifiées, en particulier les différentes masses d'air et leurs limites que constituent les fronts. θ_s montre des gradients plus marqués dans la mesure où ses variations numériques sont plus grandes et le dessin de ses isolignes semble un peu plus doux, ce qui en fait un champ bien adapté à la détection des fronts sur l'horizontale.

θ_s assure un bon suivi des masses d'air dans la mesure où elle est une valeur bien conservée, elle est notamment beaucoup moins affectée, à grande échelle, que θ'_w par la convection, les schémas de convection cherchant à homogénéiser θ'_w sur la verticale de manière intense et brutale.

Il est à noter que le champ de θ_s conserve sa cohérence horizontale aux différents niveaux de la basse troposphère, entre 950 et 700 hPa.

Pour la représentation sur la verticale, les coupes revêtent une importance particulière pour l'étude et le suivi des fronts. En effet, même si les fronts sont principalement des phénomènes concernant les basses couches, leur structure verticale va conditionner la réaction de l'atmosphère.

Les coupes qui se rapportent à la situation du 08 janvier 2013 sur la figure n°4 nous permettent de constater que dans la partie haute de la troposphère, on retrouve la structure stable et homogène connue en θ'_w avec un gradient vertical positif et quasiment constant sur l'horizontale. Dans les basses couches, on remarque que les structures proposées par θ_s sont plus lisses (moins bruitées), ce qui pourrait s'expliquer par le fait que θ_s intègre mieux les changements de phases de l'eau au cours des mouvements atmosphériques. On voit notamment sur la figure n°4 que les fronts sont plus homogènes et plus verticaux dans les basses couches que sur un champ de θ'_w . En règle générale, le champ de θ_s s'homogénéise plus rapidement sur la verticale, lisse mieux les surfaces frontales à la limite entre les différentes masses d'air, et réduit de façon importante le gradient vertical des basses couches au sein du secteur chaud d'une perturbation. Ce secteur chaud apparaît d'autant plus facile à cerner.

Le caractère plus vertical des isolignes de la θ_s dans les basses couches, est probablement la signature d'une meilleure prise en compte du mélange qui s'opère du fait de la turbulence ; θ_s devient homogène sur la verticale, ce qui implique la présence d'isolignes verticales. Ce mélange est particulièrement intense dans les zones frontales.

Le repérage des fronts et le suivi des masses d'air semblent facilités si l'on utilise θ_s . Les pentes frontales dans les basses couches étant plus verticales, la trace au sol des fronts semble plus facile à positionner.

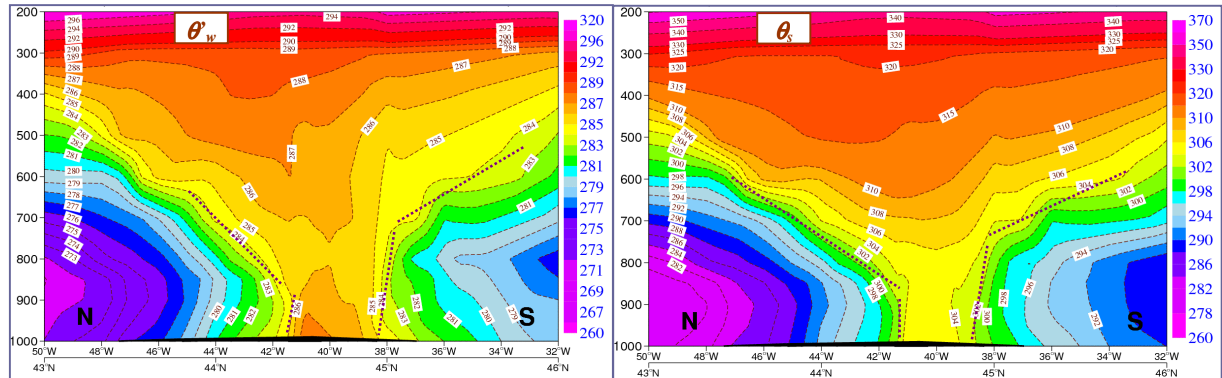


Figure n°4 : prévision du modèle ARPEGE 0.5 du 08 janvier 2013 00 UTC, échéance 0 h. Comparaison des champs de θ'_w (à gauche en C) et de θ_s (à droite en C) en coupe verticale à travers une perturbation des moyennes latitudes au dessus de l'Atlantique correspondant à la situation de la figure n°3.

L'individualisation et le suivi des masses d'air semblent facilités dans la partie inférieure de la troposphère (typiquement au dessous de 700 hPa).

Au vu de ces premières constatations, θ_s apparaît comme un bon marqueur des perturbations à grande échelle et permet de mieux caractériser d'un point de vue thermodynamique les régions atmosphériques mises en jeu, d'où l'intérêt d'une vision fondée sur l'entropie de l'air humide.

b. Le champ PV_s

Comme nous avons pu le voir, la définition du PV_s ainsi que l'utilisation d'une unité judicieusement choisie, permet d'obtenir dans la haute troposphère (typiquement au dessus de 600 hPa) un champ de PV_s quasiment similaire à celui du PV_θ couramment utilisé pour le suivi de la dynamique d'altitude.

D'après la figure n°5, pour les basses couches PV_θ varie peu, prenant généralement des valeurs faiblement positives, ce qui ne permet pas de l'utiliser pour la visualisation des systèmes météorologiques. Comme pressentit, il s'avère que pour les basses couches, PV_s a un comportement différent et prend notamment des valeurs négatives, ce qui permet de caractériser les zones d'activité atmosphérique. On peut ici remarquer que PV_e possède lui aussi cette propriété. Cependant, PV_e prend des valeurs négatives quasiment partout dans les basses couches, ce qui complique son interprétation. De plus les tentatives d'utilisation du PV_e n'ont pu aboutir du fait qu'il prend des valeurs négatives de trop forte amplitude pour permettre son inversion. PV_s apparaît alors comme un intermédiaire entre PV_θ et PV_e , PV_s laissant l'espoir de délivrer un signal exploitable pour le suivi et la prévision des fronts.

On peut remarquer de plus sur la figure n°5 que le noyau de PV_s négatif balise correctement le front froid près du sol. Le front chaud est quant à lui matérialisé par un maximum positif, mais le signal n'est pas très intense.

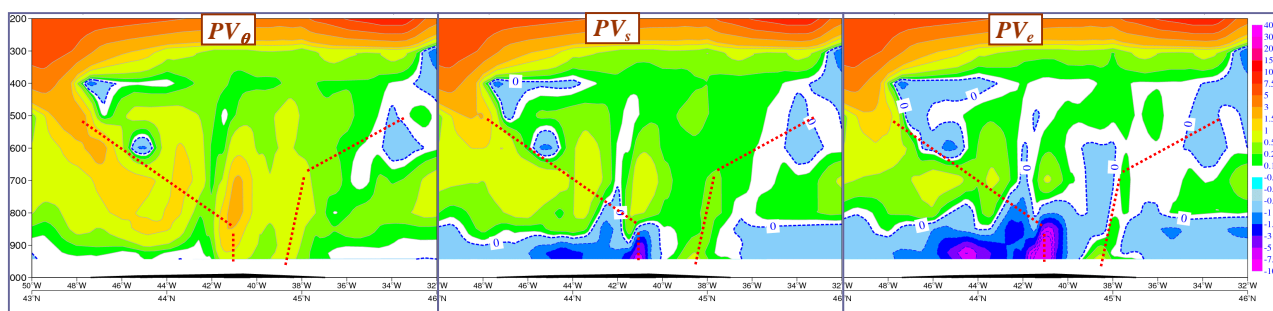


Figure n°5 : prévision du modèle ARPEGE(0.5) du 08 janvier 2013 00 UTC, échéance 0 h. Coupes verticales de PV_θ (à gauche en PVUS), PV_s (au milieu en PVUS) et PV_e (à droite en PVUS) correspondant à la situation de la figure n°3. Le tracé des fronts de la figure n°4 (pour θ_s) est reporté en pointillés.

Concernant la vision sur l'horizontale, PV_s montre une aptitude à signer les fronts dans les très basses couches. La figure n°6 montre que dans la situation présentée, le front froid est bien identifié par un minimum négatif de PV_s alors que le front chaud est balisé par un maximum positif. Dans ce cas, on peut même distinguer la trace d'un front chaud rétrograde correspondant à la structure de « front en T-bone » des cyclogénèses extra tropicales décrite par Shapiro et Keyser (1990) (cf. annexe III et Marquet 2013).

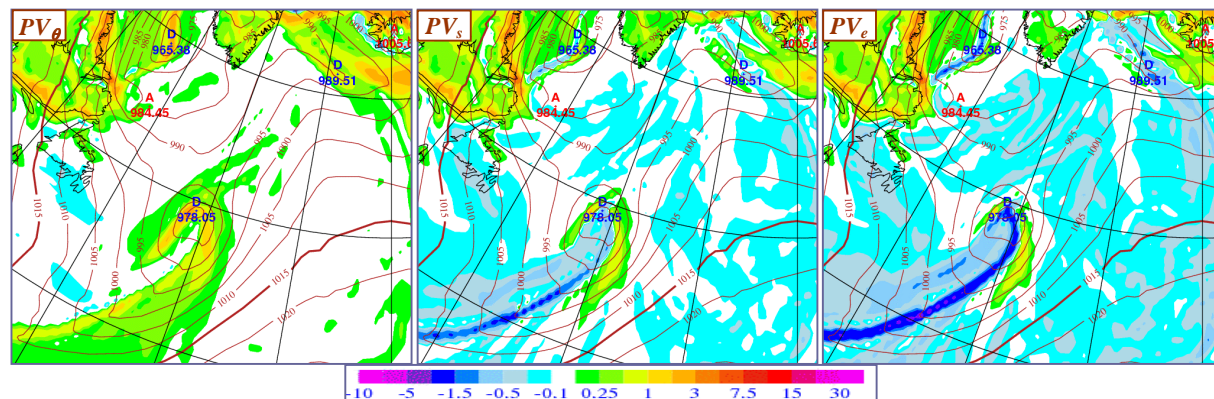


Figure n°6 : prévision sur l'Atlantique Nord du modèle ARPEGE(0.5) du 08 janvier 2013 00 UTC, échéance 0 h. PV_θ (à gauche en PVUS), PV_s (au milieu en PVUS) et PV_e (à droite en PVUS) au niveau 950 hPa. Situation correspondant à la figure n°3. Pmer en isolignes bistres.

PV_s apparaît ici comme un bon marqueur de la frontologie et des cyclogénèses. Cependant, l'étude de cas variés de frontogénèses révèle que PV_s ne réagit pas toujours dans

le même sens selon la structure verticale du champ de θ_s , ce qui peut compliquer les choses lorsqu'il s'agit de distinguer le caractère chaud ou froid d'un front. Par ailleurs, le niveau pour lequel le signal du front est le plus marqué en PV_s n'est pas toujours le même. Aussi est-on tenté de représenter un signal moyen en prenant en compte les trois niveaux 950, 925 et 900 hPa, afin de renforcer la détection des fronts quelles que soient les situations. C'est ce qui a été fait pour tracer la figure n°7.

Dans notre cas, le champ moyenné n'améliore pas la vision à grande échelle des fronts car le niveau 950 hPa de la figure 6 constitue le niveau pour lequel la situation est le mieux vue. Cependant, le champ moyenné est un bon outil « à priori », lorsqu'on découvre une situation, charge au prévisionniste de déterminer ensuite s'il a besoin de trouver le niveau présentant les contrastes les plus marqués. De plus, la vision moyennée permet d'améliorer significativement la détection des structures intéressantes lorsque le signal s'inverse sur tout ou partie de la structure entre deux niveaux. Par ailleurs, le « bruit » en dehors des structures frontales est bien souvent réduit pour le champ moyenné.

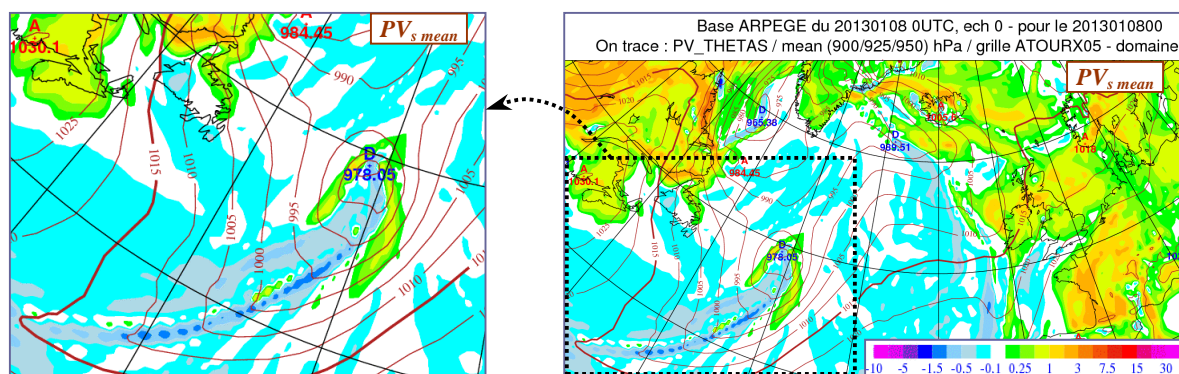


Figure n°7 : PV_s (en PVUS) moyenné pour les trois niveaux 950, 925 et 900 hPa pour la situation correspondant à la figure n°3. Pmer en isolignes bistres tous les 5 hPa.

Enfin, les propriétés de θ_s dans les basses couches, et donc de PV_s , permettent de détecter les structures plus bas, ce qui améliore le repérage de la trace au sol des phénomènes frontaux.

2. Frontologie aux abords du continent Européen

Lorsque les systèmes perturbés des moyennes latitudes abordent le continent européen, l'influence de la surface change l'évolution des masses d'air. La turbulence est renforcée dans les basses couches et les forçages en température et humidité sont significativement différents de ceux de l'océan.

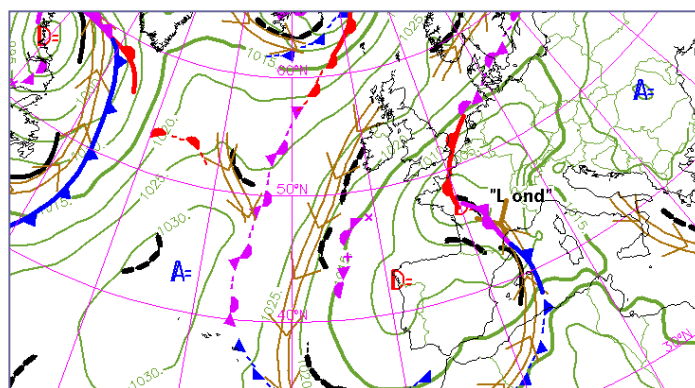


Figure n°8 : ANASYG du 29 avril 2012 à 00UTC

Les analyses menées ont été centrées sur la France afin de bénéficier des modèles aux différentes échelles. Les analyses présentées seront réalisées à partir de la situation symbolisée sur la figure n°8, situation qui présente des structures frontales bien développées sur la France.

a. Le champ θ_s

Aux abords du continent Européen, pour les représentations en niveaux isobares, on retrouve le comportement similaire de θ_s par rapport à celui de θ'_w , avec la possibilité d'individualiser les masses d'air de façon un peu plus nette, et ce à des niveaux plus bas que d'usage (le repérage des fronts est généralement réalisé à 850 hPa avec θ'_w , il peut être plus facilement réalisé à 900 hPa avec θ_s). Par exemple, la situation présentée sur la figure n°9 permet de repérer, avec θ_s , plus nettement la trace des fronts au niveau 900 hPa. Cependant, il convient de prendre garde aux zones de relief. En effet, chercher à détecter les phénomènes plus bas peut généralement améliorer les choses, mais l'influence de l'orographie devient alors essentielle. Il faut rester très vigilant et impérativement intégrer l'impact du relief avant de conclure.

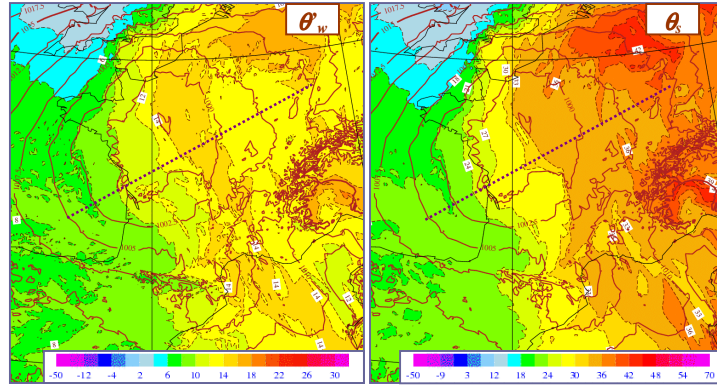


Figure n°9 : comparaison des cartes isobares de θ'_w (à gauche en C) et de θ_s (à droite en C) au niveau 900 hPa, modèle AROME(0.025), run du 28 avril 2012 à 12 UTC, échéance 12 h correspondant à la situation de la figure n°8. L'axe des coupes représentées figures n°10 et 11 est matérialisé en traits pointillés. Pmer tous les 2.5 hPa en isolignes bistres.

On peut noter sur la figure n°9 que, comme on pouvait s'y attendre, la θ'_w du modèle AROME est relativement bruitée. θ_s limite quelque peu ce bruit, ce qui est plutôt favorable à son utilisation de manière opérationnelle.

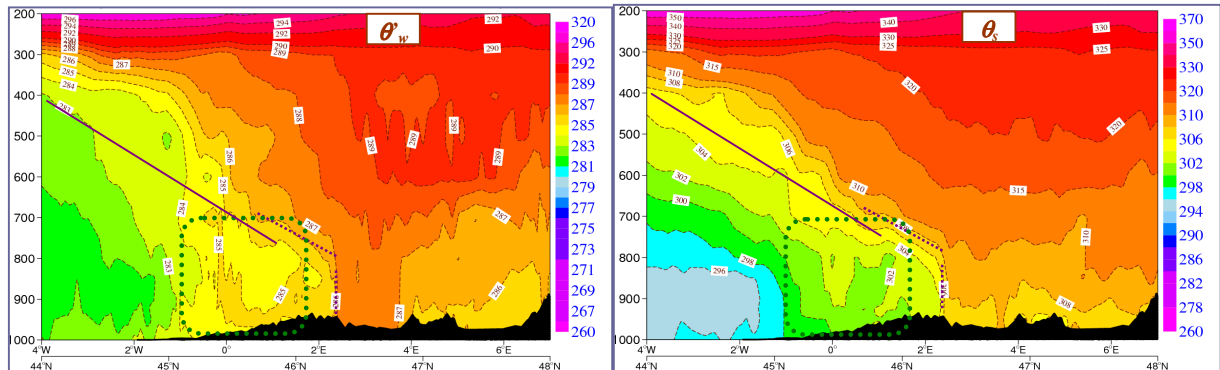


Figure n°10 : Préviction du modèle AROME(0.025) du 28 avril 2012 12 UTC échéance 12 h, coupes verticales correspondant à l'axe présenté sur la figure n° 9. Comparaison des champs de θ'_w (à gauche en C) et de θ_s (à droite en C) à travers une perturbation des moyennes latitudes sur le continent. Les pentes frontales sont suggérées en pointillés.

Pour la vision en coupe, proposée sur la figure n°10, le modèle AROME, du fait de sa résolution et de son schéma non-hydrostatique, apparaît encore très bruité en θ'_w . Le champ de θ_s , quant à lui, permet de caractériser plus clairement les masses d'air et de marquer plus nettement les surfaces frontales.

On remarque en effet, sur la figure n°10, que la pente frontale est généralement plus douce et continue au dessus de la couche limite pour le champ de θ_s . Ici, cela se remarque principalement pour la partie haute de la limite entre l'air chaud antérieur et l'air froid postérieur (à l'endroit du trait continu). La partie entre 800 et 700 hPa, proche du front de basses couches, paraît être saturée et convective, le comportement de θ'_w est alors bien adapté, avec des pentes frontales qui sont similaires pour θ_s et θ'_w (traits pointillés).

L'homogénéité de θ_s peut aussi laisser espérer que l'on détecte les fronts un peu plus bas que pour θ'_w , ce qui permettrait de mieux cibler encore la trace au sol des fronts, comme on peut le voir sur la figure n°10. Cette propriété est d'ailleurs déjà utilisée au LABO pour le tracé objectif des ANASYG/PRESYG qui utilise θ_s à 900 hPa au lieu de θ'_w à 850 hPa pour localiser la trace au sol des fronts.

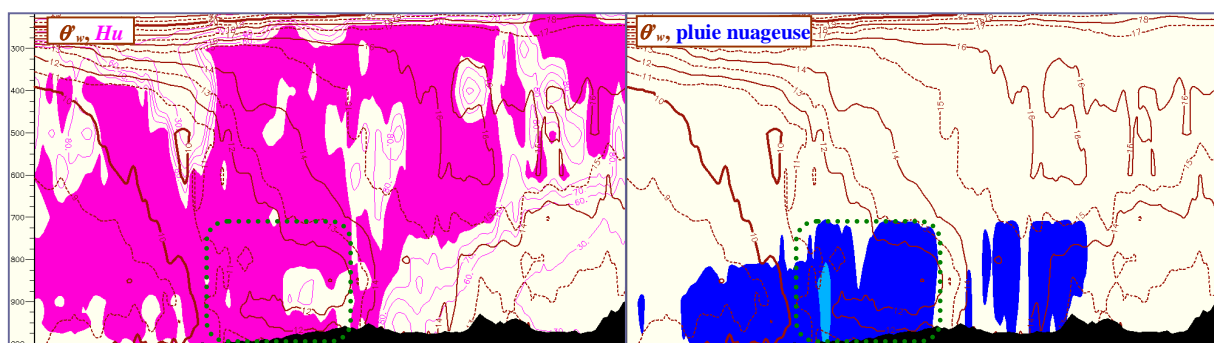


Figure n°11 : Préviction du modèle AROME 0.025 du 28 avril 2012 12 UTC échéance 12 h, coupe verticale correspondant à l'axe de coupe de la figure n°9. θ'_w en brun (°C). A gauche : humidité relative en rose (%), plage colorée à partir de 90%. A droite : pluie nuageuse en plages de couleur bleues (de 0 à 0.20 g/kg en bleu foncé, 0.30 à 0.50 g/kg en bleu clair), le lieu des précipitations les plus abondantes est cerclé de pointillés verts.

Une des différences entre les simulations AROME et les simulations ARPEGE réside dans l'apparition de zones homogénéisées sur la verticale, par exemple vers 0° de longitude entre 950 et 700 hPa sur la figure n°10. Ces zones correspondent aux lieux où la convection mélange l'atmosphère de façon très efficace sur la verticale, ce qu'on retrouve plus nettement sur le champ de θ'_w . Ce comportement de θ'_w est logique dans la mesure où l'hypothèse pseudo-adiabatique est bien respectée au cours de la convection réalisée par AROME. On voit que θ_s est, elle aussi, homogénéisée sur la verticale par la convection, mais dans une moindre mesure, ce qui permet de suivre plus facilement les masses d'air et les pentes frontales.

Ces pentes frontales sont relativement similaires lorsque les précipitations sont abondantes (dans le cadre pointillé vert des figures n°10 et 11). Dès que les précipitations sont moindres, à l'ouest du cadre pointillé, la pluie nuageuse devient très faible et θ'_w ne permet plus le suivi correct de la masse d'air, alors que θ_s assure une meilleure continuité dans la perception de la différence de nature des masses d'air de part et d'autre de la pente frontale relativement homogène. De même, à l'est du front représenté sur la figure n°10, les précipitations sont très faibles, θ'_w pré-supposant l'hypothèse pseudo-adiabatique va bien souvent surestimer le chauffage par apport de chaleur latente lors de la condensation, ce qui va déformer les isolignes, alors que θ_s reste, quant à elle, beaucoup plus homogène à travers toute la masse d'air. On voit donc que θ_s sera particulièrement bien adaptée au suivi des

masses d'air à grande échelle. θ_w permettra, quant à elle, de bien cibler les zones frontales convectives. Le champ PV_s

Les champs de PV_θ et de PV_s issus d'AROME sont des champs beaucoup plus bruités et par conséquent beaucoup plus difficiles à interpréter. Pour la vision en cartographie isobare, on peut constater sur la figure n°13 le développement de structures en bandes, alternant les valeurs positives et les valeurs négatives, aussi bien en PV_θ qu'en PV_s . On remarque cependant sur le cas présenté que PV_s permet de mieux identifier les zones actives : le front chaud au nord de la France est balisé par un dipôle positif/négatif plus intense. Dans une moindre mesure, et sous réserve que le signal ne soit pas simplement lié à l'orographie, la partie du front ondulant sur le Massif Central est mieux balisée par un noyau négatif de PV_s .

Pour évaluer l'impact du changement de résolution des modèles au niveau des structures de méso-échelle, si on compare les champs AROME 0.025 avec ceux d'ARPEGE 0.1 (figures n°12 et n°13) on constate, même si les principales structures sont similaires pour les deux modèles, qu'AROME crée bien de nouvelles structures.

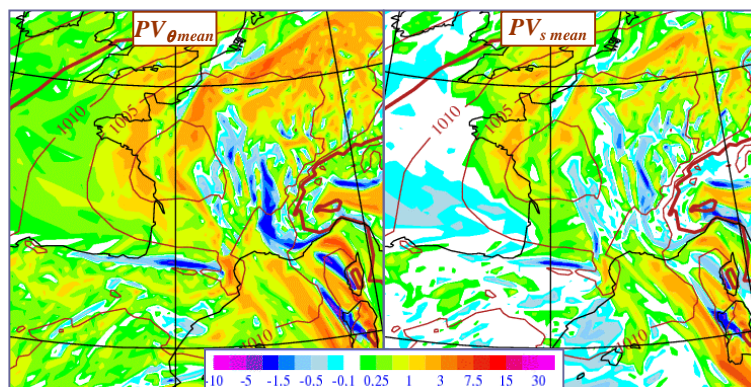


Figure n°12 : Champs moyens (900, 925 et 950 hPa) de PV_θ (à gauche en PVUS) et de PV_s (à droite en PVUS) issus d'ARPEGE(0.1) pour la situation correspondant à la figure n°8 (base 28 04 2012, run de 12 UTC éch. 12 h, pour le 29 04 2012 à 00UTC). Pmer en isolignes bistres tous les 5 hPa.

En particulier, le noyau négatif de PV_s qui permet de mieux suivre la trace frontale sur le nord de la France n'est pas créé par ARPEGE.

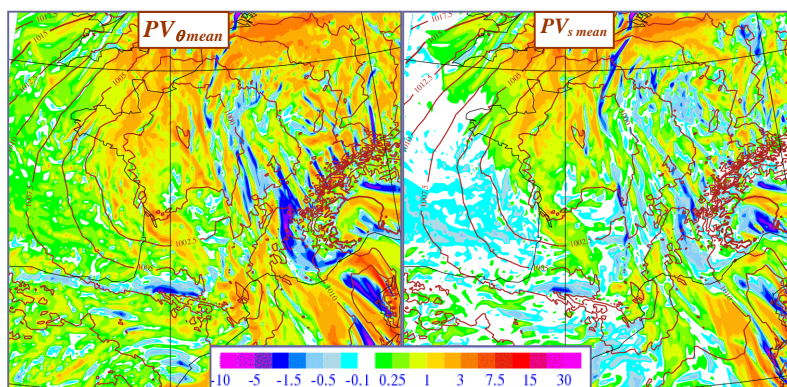


Figure n°13 : Champs moyens (900, 925 et 950 hPa) de PV_θ (à gauche en PVUS) et de PV_s (à droite en PVUS) issus d'AROME pour la situation correspondant à la figure n°8 (base 28 04 2012, run de 12 UTC éch. 12 h, pour le 29 04 2012 à 00UTC). Pmer en isolignes bistres tous les 2,5 hPa.

Cependant, les champs de PV restent à ce stade compliqués à interpréter. Quelques grands traits se confirment tout de même : les zones de traîne sont bien balisées par un PV_s

faiblement négatif (ici sur le golfe de Gascogne), l'avant des fronts chauds voit des PV_s fortement positifs, les zones frontales sont propices au développement de noyaux assez intenses de PV_s (sous forme de dipôle positif/négatif ou non).

3. Le cas des fronts froids dédoublés

Les fronts froids dédoublés constituent un cas particulier des fronts froids. Générés en général en fin de vie des systèmes cyclogénétiques, ils sont relativement fréquents sur l'Europe de l'ouest.

Dus à une progression plus rapide de l'air froid d'altitude sous l'action de la dynamique de la haute troposphère (lorsque le jet vient à prendre une trajectoire coupant l'axe du front), ils sont favorisés par l'atterrissage du système perturbé sur le continent, la surface terrestre s'opposant par frottements au déplacement des masses d'air dans les basses couches. L'air froid et sec vient alors surplomber de l'air plus chaud et plus humide et deux zones frontales apparaissent : un front d'altitude généralement actif et précipitant, et un pseudo-front de basses couches moins dynamique mais pouvant tout de même entraîner de la convection, généralement de moindre extension verticale.

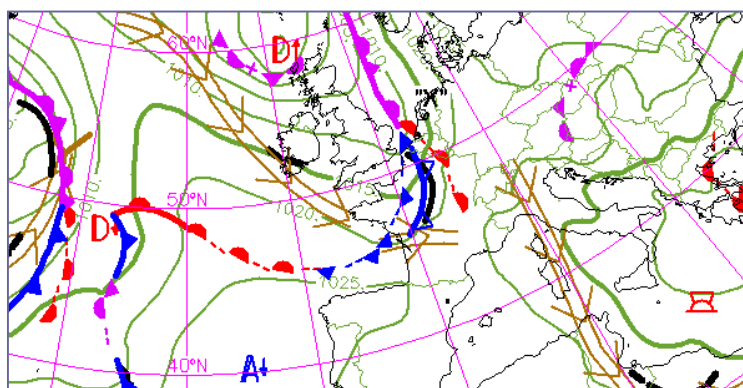


Figure n°14 : ANASYG du 14 février 2013 à 12 UTC

La figure n°14 présente une situation de ce type, le front de basses couches étant identifié comme pseudo-front froid à l'arrière du front d'altitude, représenté dans les ANASYG à l'aide de festons bleus sans remplissage coloré. Les réflectivités radar correspondantes (figure n°15) montrent que le front froid d'altitude est effectivement actif, alors que le pseudo-front de basses couches n'entraîne le développement que de quelques cellules convectives (depuis le Pas de Calais jusqu'aux Pays de la Loire).

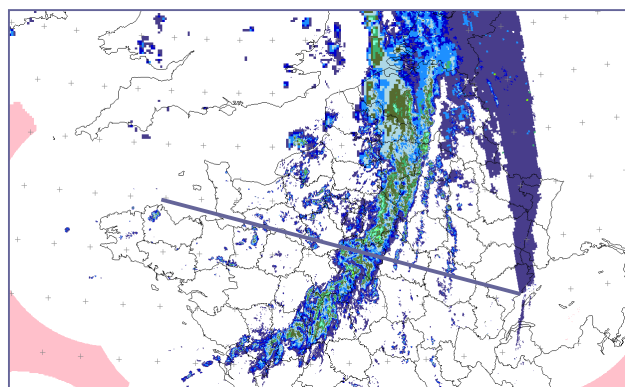


Figure n°15 : réflectivités radar observées le 14 février 2013 à 12 UTC correspondant à l'ANASYG de la figure n°14. En trait bleuté, axe des coupes présentées sur les figures n°16 et 17.

Dans ces cas de fronts froids dédoublés on voit sur la figure n°16 que le champ de θ'_w prend une allure caractéristique avec une langue d'air froid venant surplomber de l'air plus chaud et un front d'altitude marqué.

Là encore, on remarque que le champ de θ'_w est plus bruité que le champ de θ_s , en particulier pour le modèle AROME. De plus, tant que la convection n'a pas pleinement mélangé la partie d'atmosphère dans laquelle elle se déclenche, on assiste à des situations où le gradient vertical de θ'_w est fortement négatif (de l'air plus froid et plus sec vient directement surplomber de l'air plus chaud), ce qui est peut-être un peu exagéré avec la vision en θ'_w , la situation paraissant alors excessivement instable.

θ_s est par contre généralement plus homogène sur la verticale et sur l'horizontale pour des zones bien caractéristiques, détaillées ci-après.

Pour la zone encadrée en larges pointillés à l'ouest, θ_s et θ'_w ont des comportements très similaires. Pour cette partie relativement élevée de la troposphère l'air est sec et aucun changement de phases de l'eau ne vient différencier le comportement des deux variables. L'impact radiatif y est faible, ce qui ne perturbe pas le comportement adiabatique des masses d'air concernées. Les tourbillons potentiels sont d'ailleurs eux aussi très similaires dans cette zone.

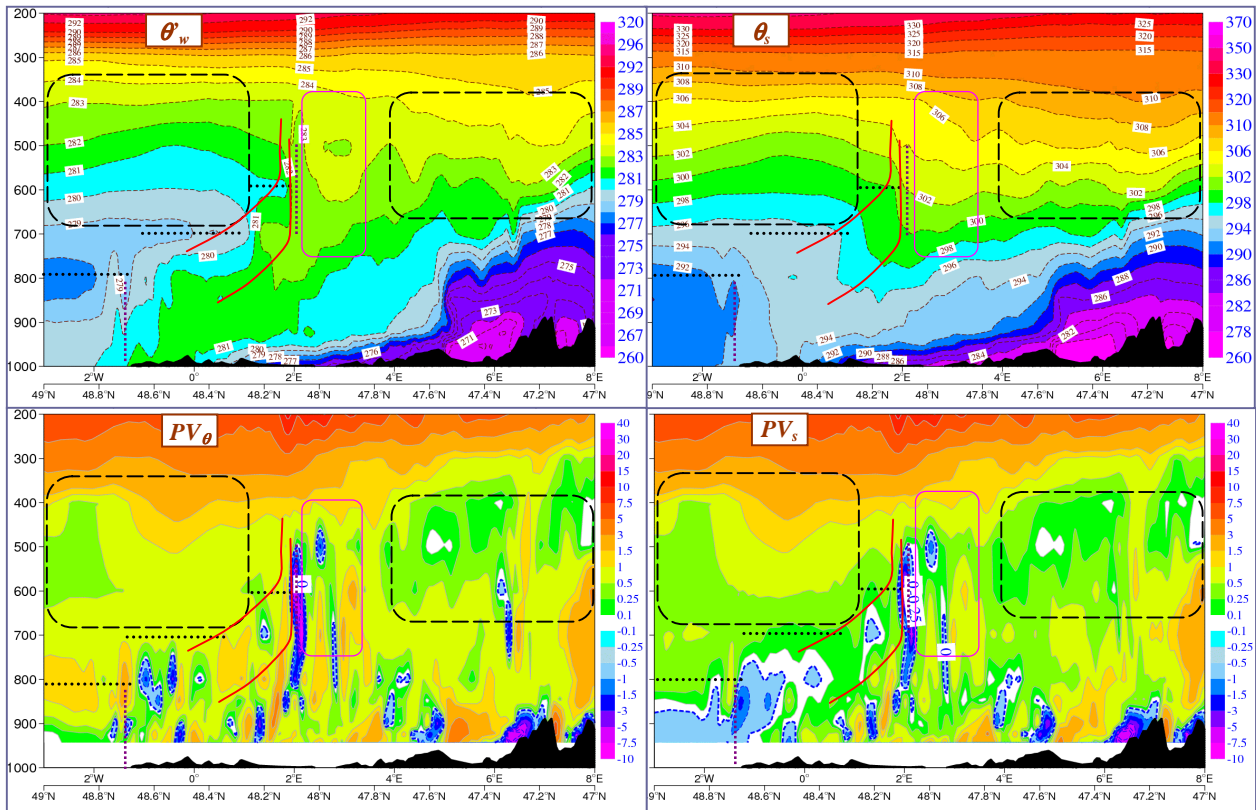


Figure n°16 : modèle AROME 0.025 du 14 février 2013 à 00 UTC, échéance 12 h, coupes verticales à travers un front froid dédoublé correspondant à l'axe de la figure n°15. Comparaison des champs de θ'_w (en haut à gauche en C) et de θ_s (en haut à droite en C). Comparaison de PV_θ (en bas à gauche en PVUS) et de PV_s (en bas à droite en PVUS).

Les traits pointillés horizontaux ont été positionnés au dessus des zones de gradient vertical de θ'_w négatif.

On voit que le champ de θ_s homogénéise ces zones sur la verticale. θ_s semble par conséquent mieux prendre en compte les effets de mélange dus à la convection et à la

turbulence. Si on y regarde de plus près, θ'_w est bien homogène sur la verticale, mais plus bas (typiquement une centaine d'hPa sous la limite tracée en pointillés). Il semble donc que θ'_w rend bien compte du mélange convectif lorsqu'il est saturé dans la mesure où celui-ci respecte l'hypothèse pseudo-adiabatique lors des ascendances convectives précipitantes (toute l'eau condensée est précipitée), mais qu'elle semble par contre moins bien rendre compte du mélange convectif ou turbulent lorsque celui-ci se fait dans des conditions non-saturées, ici dans la partie supérieure de la zone instable, immédiatement sous les pointillés. θ_s rend mieux compte du mélange turbulent sur la verticale qui a lieu dans ces zones, celle-ci étant alors homogène sur la verticale.

Ces zones où les isentropes humides sont verticales, globalement entre les traits rouges sur les figures n°16 et 17, correspondent à la partie supérieure des développements nuageux. C'est là que les phénomènes d'entraînement et de déentraînement sont les plus intenses, ce que θ_s semble bien intégrer. θ_s ne varie sur la verticale que lorsque la masse d'air devient effectivement différente, au dessus des traits pointillés noirs horizontaux, et se comporte alors de façon très similaire à θ'_w .

La figure n°17 confirme que θ'_w est un paramètre bien conservé dans les parties saturées et précipitantes. Dès que la particule d'air n'est plus saturée, θ'_w n'est plus conservée et il devient plus compliqué de suivre une particule. θ_s permet alors de mieux suivre les particules d'une masse d'air, que la particule soit saturée ou non, précipitante ou non.

Concernant la trace des fronts (pointillés magenta verticaux), celui d'altitude est bien marqué en tourbillon potentiel, aussi bien en PV_θ qu'en PV_s (figure n°16). Le pseudo-front de basses couches est lui bien visible en PV_s , mais difficile à cerner en PV_θ (PV_θ ne prenant pas en compte l'humidité, il n'est généralement pas utilisé pour les basses couches). Lorsqu'on considère l'activité précipitante (figure n°17), on constate qu'il aurait mieux valu placer le front de basses couches un peu plus à l'est, à l'endroit du premier noyau de PV_s . Le signal de PV_s est donc encore à manier avec précaution, même si l'apport qu'il constitue dans les basses couches est manifeste par rapport à PV_θ qui n'apporte de signal utile qu'en altitude.

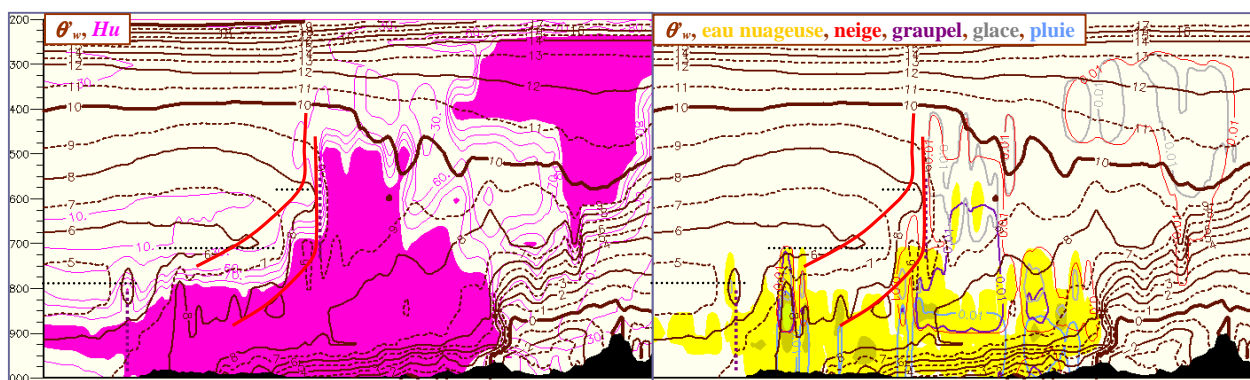


Figure n°17 : prévisions du modèle AROME 0.025 du 14 février 2013 00 UTC éch. 12 h, coupe verticale correspondant à l'axe de la figure n°15. θ'_w en brun (°C). A gauche humidité relative en rose (%), plages colorées à partir de 90%. A droite hydrométéores : eau nuageuse en plages colorées (jaune et vert), neige nuageuse en rouge, grapels en violet, glace nuageuse en gris, pluie nuageuse en bleu clair.

Si on reste dans les basses couches, on voit que la traîne est de nouveau bien identifiable grâce à la zone de PV_s faiblement négatif à l'arrière du pseudo-front froid. Là encore, θ_s rend bien compte du mélange convectif qui homogénéise toute la partie située sous le niveau 800 hPa.

La zone délimitée par des traits rouges sur les figures n° 16 et 17 est une zone où les isolignes de θ_s deviennent verticales. Elle coïncide assez bien avec la zone d'interface entre les masses d'air (air chaud du secteur chaud à l'avant et air froid et sec à l'arrière). Cette zone aurait pu être prolongée jusqu'au pseudo-front, mais de façon moins évidente. Dans cette zone, le mélange convectif et turbulent est particulièrement efficace du fait du cisaillement à l'interface entre les deux masses d'air et de la convection due à l'instabilité. θ_s apporte au niveau de cette interface une vision bien différente de celle de θ'_w et permet de souligner les zones de plus forte turbulence, là où le mélange est le plus efficace. Sans remettre en cause, ni évincer, la vision en θ'_w , θ_s permet de mieux visualiser le caractère turbulent de l'atmosphère, quels que soient les changements de phases de l'eau. En première approximation, des isentropes humides verticales sont le signe d'une turbulence importante. Ce point est à première vue un constat d'importance car peu de champs ont la qualité de souligner précisément les zones d'intense turbulence de l'air humide.

Dans la zone encadrée en larges pointillés à l'est sur la figure n°16, θ'_w et θ_s ont des structures similaires. θ'_w a cependant un gradient vertical plus lâche que celui de θ_s ce qui peut être expliqué par le fait que le pseudo-adiabatisme n'est pas exactement respecté dans la mesure où les hydrométéores générés (ici glace et neige nuageuses) ne sont pas complètement transformés en précipitations (une partie reste suspendue dans le nuage : on « voit » le nuage dans le modèle, comme dans la réalité). Dans ce cas, θ'_w se réchauffe sans doute un peu trop.

La partie encadrée en rose sur la figure n°16 représente le lieu où se développe la convection profonde. θ'_w montre un réchauffement dans la partie supérieure du nuage, caractéristique de la convection profonde (par dégagement de chaleur latente lors de la condensation au cours des ascendances convectives). θ_s ne montre pas de signal particulier si ce n'est une « aspiration » vers le bas des isentropes humides et on retrouve la structure classique du gradient vertical dû à l'augmentation de l'entropie avec l'altitude.

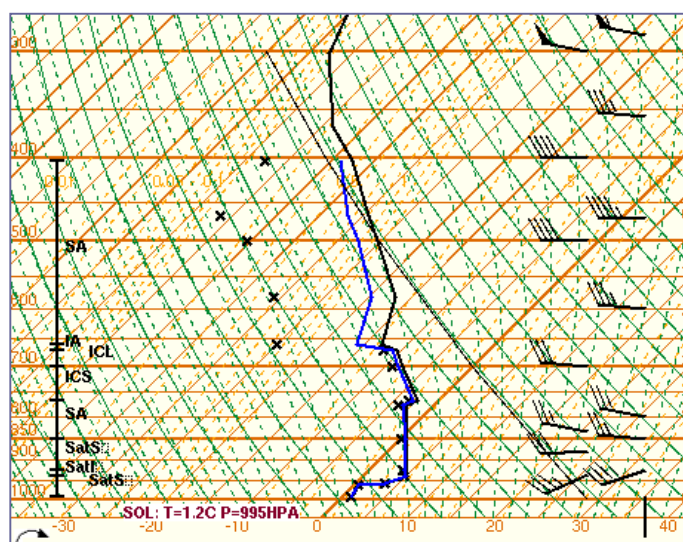


Figure n°18 : sondage observé à TRAPPES le jeudi 14 février 2013 à 12 UTC

Le sondage observé (figure n°18) à l'endroit du front froid d'altitude confirme bien la structure très stable en basses couches avec une pellicule d'air froid et humide difficile à déplacer, surplombée d'une couche saturée proche de la pseudo-adiabatique puis du front froid d'altitude saturé et instable au dessus de 850 hPa. L'air plus sec fait déjà son apparition au dessus de Trappes à partir de 650 hPa.

On voit, grâce à cette situation de front dédoublé, que θ_s n'offre pas du tout la même grille de lecture que θ'_w , qu'elle permet bien de suivre les zones homogènes d'un point de vue thermodynamique à grande échelle, sans être trop perturbée par les phénomènes de plus petite échelle. Pour autant, elle n'en donne pas moins des signaux plus ou moins exploitables concernant l'instabilité de basse couche, la turbulence ou la convection profonde à l'intérieur de ces masses d'air.

4. Synthèse pour les fronts

En cartographie isobare, θ_s n'apporte pas de signal significativement différent de celui de θ'_w . A condition de prendre garde à élaborer des échelles de couleurs pertinentes pour la représentation de θ_s , θ_s peut aisément remplacer θ'_w pour l'observation et le suivi des principales zones homogènes d'un point de vue thermodynamique, ainsi que pour les fronts dont les structures sont mieux lissées et mieux dessinées par des gradients plus marqués.

En coupe verticale, θ_s :

- fournit un signal moins bruité ;
- homogénéise mieux les basses couches sur la verticale ;
- sépare plus nettement les masses d'air ;
- dessine des pentes frontales plus douces au dessus de la couche limite ;
- repère les zones de forte turbulence, en particulier pour les fronts froids dédoublés.

Ce dernier point est particulièrement nouveau et spécifique au champ de θ_s . Le Schéma conceptuel qui peut alors être élaboré est représenté sur la figure n°19.

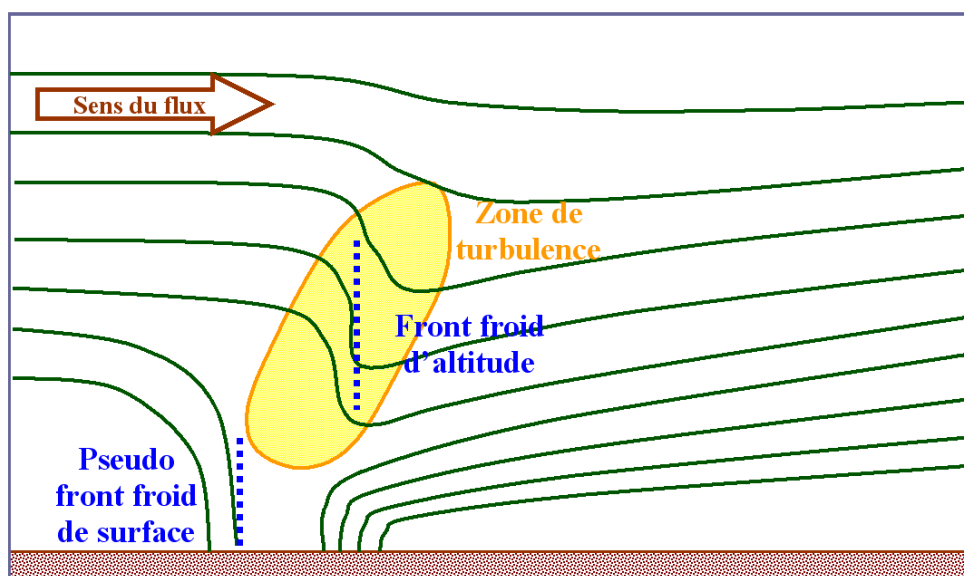


Figure n°19 : schéma conceptuel du front froid dédoublé en coupe verticale pour θ_s . Isentropes humides en vert.

PV_s , pour sa part, délivre en cartographie isobare un signal équilibré positif/négatif intermédiaire entre PV_θ et PV_e . Les fronts froids sont bien identifiés par un PV_s nettement négatif, les fronts chauds semblent balisés par un PV_s positif, y compris les fronts chauds rétrogrades.

L'instabilité de basses couches est identifiée par un PV_s faiblement négatif à moyenne et grande échelle, en particulier dans les zones de traîne.

La figure n° 20 présente le schéma conceptuel qui émerge pour PV_s en cartographie isobare.

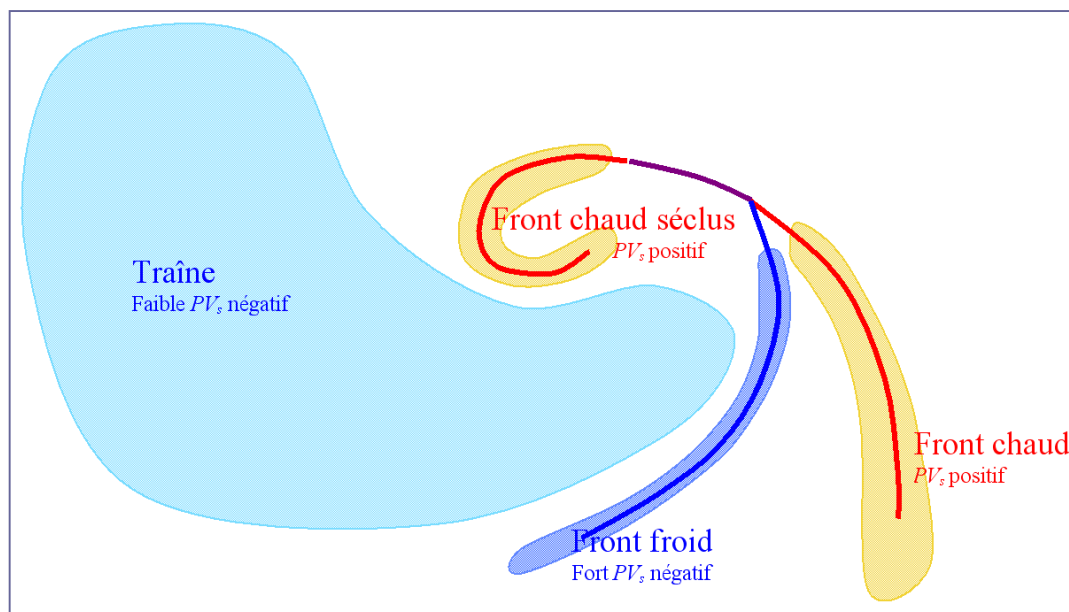


Figure n°20 : schéma conceptuel d'une cyclogénèse des moyennes latitudes dans l'Hémisphère Nord d'après le modèles de Shapiro – Keyser (configuration en « T-bone »). Front froid en trait bleu, fronts chauds en traits rouges, front occlus en trait violet. Les zones colorées correspondent à différents niveaux de PV_s : plus fortement négatif en bleu foncé (environ -2 PVUS), faiblement négatif en bleu clair (environ -1 PVUS), plus fortement positif en orange (environ $+2$ PVUS).

On peut imaginer alors que PV_s soit utilisé pour la détection automatique des objets météorologiques qui servent à l'analyse et la prévision du temps.

III. Comportement de θ_s et PV_s dans les zones de convection profonde

Le comportement de θ_s et de PV_s dans les zones de convection profonde sera étudié à l'aide du modèle non-hydrostatique AROME qui, à la résolution de 2,5 km, résout en grande partie la convection profonde. En deçà de l'échelle de résolution du modèle, la convection profonde et la turbulence sont paramétrisées dans AROME.

1. Convection profonde en période hivernale

a. Le champ θ_s

Nous avons vu que le champ de θ_s permettait de caractériser les zones homogènes d'un point de vue thermodynamique à grande échelle en s'affranchissant des perturbations générées par la convection au sein de ces zones. Une crainte à priori serait alors que θ_s ne soit que de peu de secours pour nous informer sur la convection. Afin de vérifier cette hypothèse, une situation de traîne hivernale active a été étudiée, cette situation est présentée sur la figure n°21. Un champ de θ_s en coupe a été sélectionné sur le golfe de Gascogne (figure n°24), où se déclenchent des giboulées. Cette coupe permet de suivre une cellule convective tout au long de son cycle de vie. La cellule n'ayant pas une trajectoire tout à fait rectiligne, la coupe ne passe pas toujours en plein cœur de la cellule, cependant son évolution est bien cernée. L'autre avantage de réaliser une coupe tout le long de la trajectoire d'une cellule est que d'autres développements convectifs apparaissent et peuvent aussi être suivis.

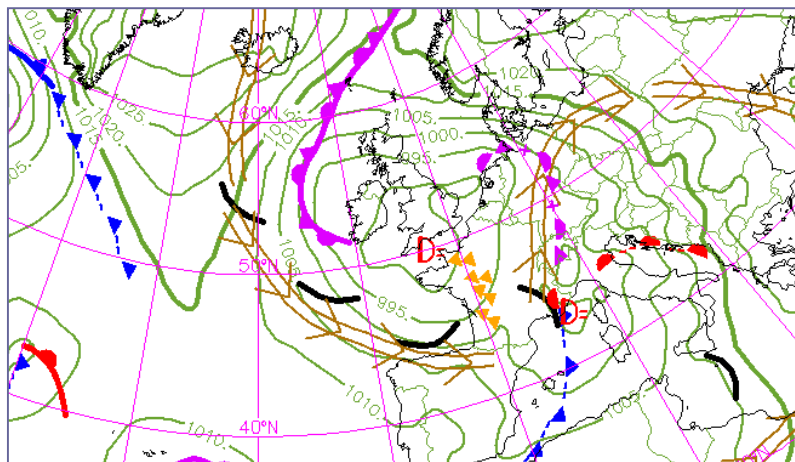


Figure n°21 : ANASYG du 18 mars 2013 à 06 UTC

Cette cellule a été choisie car elle se développe sur une surface maritime en tout début de journée. Ainsi, le caractère convectif ne dépend que de l'instabilité de la masse d'air qui circule sur l'océan chaud et humide, ce qui permet à la convection de se développer sans être trop affectée par d'autres paramètres liés à la nature de la surface ou au rayonnement solaire. Ce type de traîne active se développe par advection d'air froid et humide au dessus d'une surface relativement plus chaude. Ici, la masse d'air est bien mélangée sur toute la verticale jusqu'à 400 hPa. Un vent d'ouest fort et turbulent sur toute la verticale (cisaillement unidirectionnel) entretient un très bon mélange sur une forte épaisseur. A la base du profil, un pied convectif est entretenu par la source chaude et humide que constituent les eaux du golfe de Gascogne (température de surface de la mer de 11°C), ce qui permet le déclenchement de

la convection qui ne sera freinée qu'au-dessus de 500 hPa et à fortiori au-dessus de l'inversion à partir de 400 hPa.

Ainsi AROME développe-t-il une cellule convective dont les contours sont matérialisés par les champs d'humidité relative et de glace nuageuse sur la figure n°23.

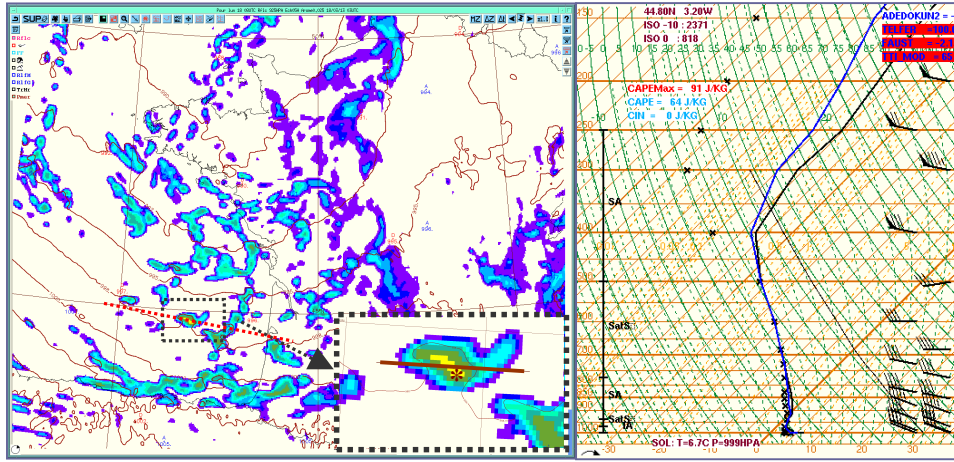


Figure n°22 : Cellule convective en période hivernale simulée par le modèle AROME 0.025 (run du 18 mars 2013 à 03 UTC, échéance 3 h) correspondant à la situation de la figure n°21. Trait marron : axe de la coupe de la figure n°23. Pointillés rouges : axe des coupes de la figures n°24. A gauche, Pmer (isolignes bistre tous les 2.5 hPa) et réflectivité à 925 hPa, à droite, profil vertical prévu dans la cellule convective à l'endroit signalé par une astérisque marron.

La structure du cumulonimbus est ici clairement développée.

On peut voir sur la figure n°24 que dans cette traîne θ'_w a globalement un gradient vertical négatif dans les basses couches avec un minimum approximativement situé vers 700 hPa. De l'air froid et sec surplombe un air plus chaud. La vision en θ'_w peut exagérer l'impression d'instabilité, ce que modère θ_s .

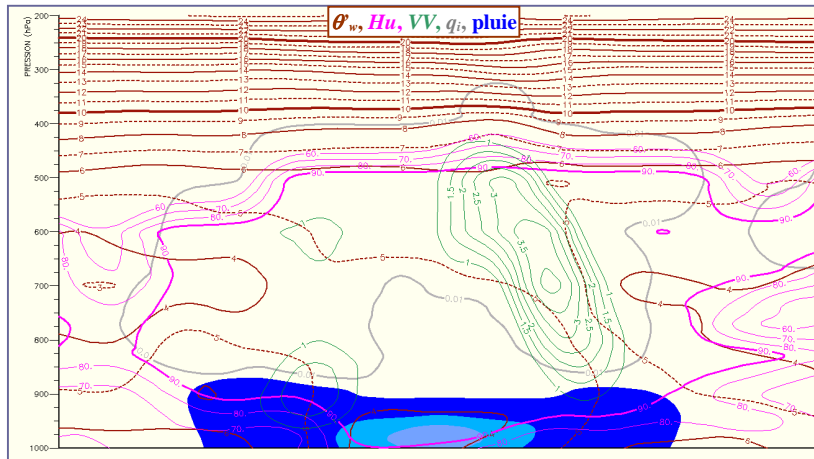


Figure n°23 : coupe dans une cellule convective développée par AROME (trace de la coupe représentée figure n°22). Humidité relative en rose, pluie nuageuse en plages de couleur bleues, glace nuageuse en gris, vitesse verticale en vert (ascendances uniquement).

Sur la colonne de droite de cette même figure n°24, on peut constater que θ_s paraît plus homogène sur la verticale, probablement du fait de sa meilleure prise en compte de l'humidité et du contenu en eau quels que soient les changements de phases de l'eau. La structure instable est toujours présente avec des valeurs de θ_s plus élevées dans les très basses couches, mais le gradient vertical reste faible, ne s'écartant jamais beaucoup de la configuration bien

mélangée. La vision de l'instabilité est bien présente, mais moins marquée à l'échelle de la coupe, ce qui paraît plus tenable physiquement tout en justifiant la mise en place de la convection.

A l'endroit des ascendances convectives, on voit que θ'_w est constante sur la verticale (traits pointillés rouges sur la figure n°24), ce qui atteste que l'hypothèse pseudo-adiabatique est bien respectée et que θ'_w est bien conservée dans AROME au cours d'une ascendance saturée avec précipitation de la totalité de l'eau condensée. On constate aussi que les subsidences à l'arrière des cellules convectives permettent de refroidir et assécher les basses couches.

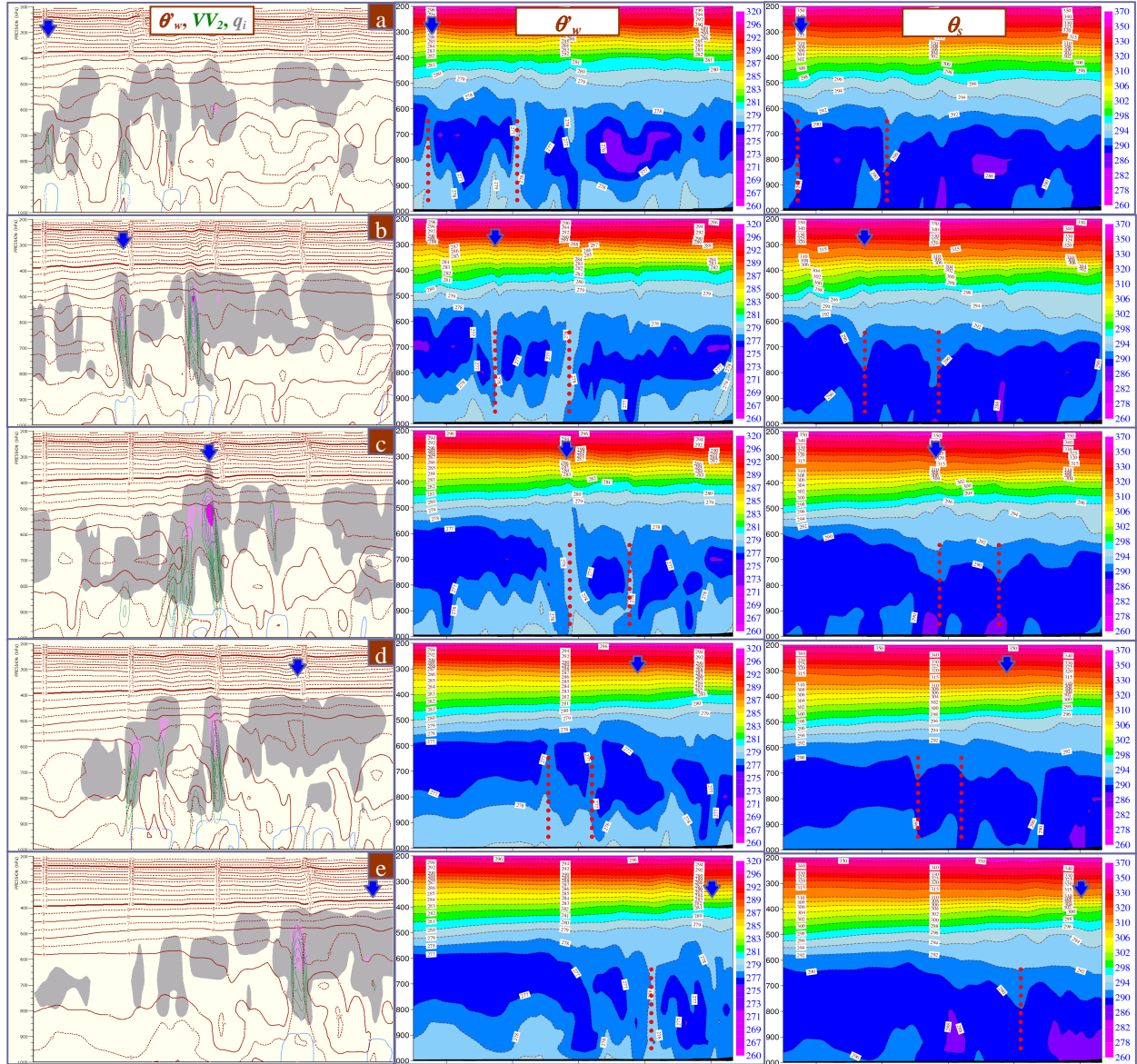


Figure n°24 : simulations du modèle AROME du 18 mars 2013, run de 03 UTC, coupes correspondant à l'axe pointillé de la figure n°22 pour les échéances 03 h (a), 04 h (b), 05 h (c), 06 h (d), 07 h (e), suivi du cycle de vie d'une cellule convective sous la flèche bleue. A gauche : θ'_w (marron), pluie nuageuse (bleu), vitesses verticales (vert, ascendances uniquement), glace nuageuse q_i (gris et rose). Au milieu θ'_w (en C). A droite θ_s (en C). Pointillés verticaux rouges : axe des principales ascendances convectives.

Concernant θ_s , les ascendances convectives ont tendance elles aussi à l'homogénéiser sur la verticale, dans une moindre mesure cependant. Les cellules convectives sont alors

détectées par un décrochement en forme de V au sommet de la couche convective, ici entre 500 et 600 hPa. Cette « aspiration partielle » des isentropes humides de la partie supérieure vers le bas est liée à l'augmentation de l'entropie suite à la précipitation d'une partie des hydrométéores condensés lors de l'ascendance. Pour θ_s , l'entropie évacuée par les hydrométéores est remplacée par l'entropie de l'air sec et de la vapeur d'eau qui sont ajoutés pour maintenir la masse d'air humide constante (on raisonne en grandeur « spécifique »). Cet effet n'est pas pris en compte dans les calculs de θ'_w , où la masse d'air humide de la particule d'air considérée diminue lors de l'ascendance pseudo-adiabatique (masse humide variable : on raisonne « par unité d'air sec », qui reste constante par hypothèse).

Outre sa plus grande homogénéité dans les basses couches, θ_s marque plus nettement les endroits où les subsidences et les précipitations ont refroidi les basses couches, ce qui est à priori réaliste. Ceci représente une piste intéressante à creuser tant on connaît l'importance des poches froides et des courants de densité dans les processus convectifs.

b. Le champ PV_s

Nous avons déjà vu que le champ de PV_s permet de cerner les lieux de forte activité atmosphérique, et ce aussi bien à grande échelle qu'à petite échelle. Le développement d'une cellule convective impliquant une forte activité, on s'attend à pouvoir obtenir un signal provenant du champ de PV_s lorsqu'une cellule convective se développe.

La figure n°25 montre, dans le cercle rouge, qu'effectivement un noyau de PV_s négatif accompagne la cellule qui s'est développée (la même que figure n°22). On remarque que ce noyau est aussi présent pour le champ de PV_θ . Ce signal marqué étant commun aux deux champs, il est probablement piloté par le tourbillon. Un noyau de PV_s négatif apparaît alors comme un bon marqueur du développement d'une cellule convective.

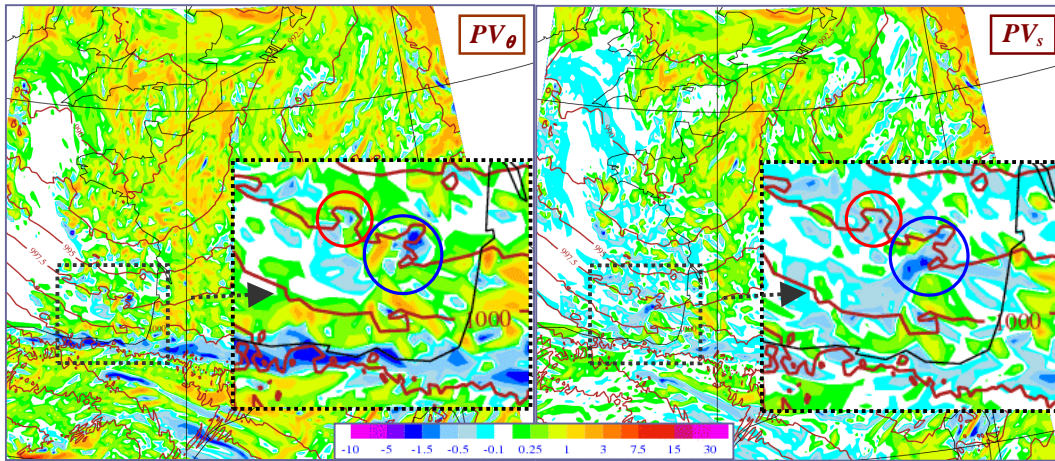


Figure n°25 : Champs moyens (900, 925 et 950 hPa) de PV_θ (à gauche en PVUS) et de PV_s (à droite en PVUS) issus d'AROME, run du 18 mars 2013 à 03 UTC, éch. 05 h, prévision pour 08 UTC. Situation correspondant à l'ANASYG de la figure n°21. Pmer en isolignes bistres.

La figure n°25 propose un autre noyau de PV_s négatif à l'avant de la cellule étudiée, à l'intérieur du cercle bleu. Plus étendu (selon une direction sud-ouest nord-est), ce noyau est lié au développement d'un petit système convectif en ligne. PV_θ prend aussi à cet endroit de fortes valeurs, mais alternativement négatives et positives, ce qui ne permet pas d'isoler le système de façon aussi fiable que pour PV_s . PV_s paraît donc plus adapté pour baliser ce système.

A plus grande échelle, la situation présentée dans la figure n°25 confirme bien que PV_s permet de mettre en évidence la traîne qui est alors constituée d'une zone où PV_s prend

généralement de faibles valeurs négatives, avec des noyaux plus marqués liés aux principaux développements convectifs.

PV_s semble donc être bien adapté à l'identification des zones d'instabilité de basse couche. PV_θ , qui reste faiblement positif indifféremment dans des zones stables ou instables, ne donne pas de telles indications.

2. Convection profonde en période estivale

La convection profonde en période estivale est différente de la convection en période hivernale dans la mesure où elle met en jeu un potentiel thermodynamique plus important. Le réchauffement diurne plus fort associé à un potentiel humide plus important en présence d'air plus chaud favorise la formation de structures plus intenses et susceptibles de se développer à plus grande échelle. Afin de détecter les signaux propres aux champs des nouvelles variables thermodynamiques dans ce genre de situation, la situation du 27 juillet 2012 est présentée ci-dessous.

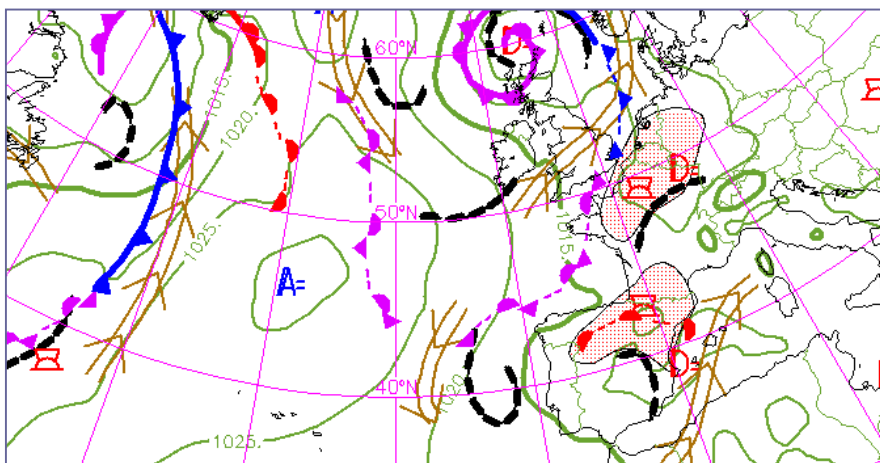


Figure n°26 : ANASYG du vendredi 27 juillet 2012 à 18 UTC

Ce 27 juillet 2012 à 12 UTC, un thalweg d'altitude progresse lentement depuis le Golfe de Gascogne vers la France. Ce thalweg advecte progressivement de l'air relativement froid à -14°C à 500 hPa. Dans les basses couches, un faible gradient de pression concerne la France qui se trouve au centre d'une très faible dépression, proche du marais barométrique (dépression thermique). En surface, le centre de la France se trouve alors baigné d'un air très chaud (autour de 30°C en surface à 12 UTC) et humide (température du point de rosée autour de 20°C). A 850 hPa, θ_w est de l'ordre de 20°C , mais l'air y est plus sec avec un T_d de 8°C . Cette situation de faible brassage va permettre au chauffage diurne de surchauffer les couches proches du sol, jusqu'à ce que la convection profonde se déclenche. Le modèle AROME développe alors une cellule convective tout à fait réaliste puisqu'une cellule au comportement similaire est observée dans le même temps, décalée à 70 km dans le sud-est. La trajectoire de cette cellule convective est pratiquement rectiligne, il est proposé de la suivre sur une coupe positionnée le long de cette trajectoire (figures n°27, 28 et 30).

Il a été choisi de suivre ce système convectif car il évolue de façon relativement isolée, il n'est pas perturbé par la dynamique de grande échelle et il développe successivement différentes formes convectives classiques : cumulus congestus, cumulonimbus avec développement d'un overshoot, puis d'un panache évoluant en système précipitant plus ou moins stratiforme à l'arrière d'une ligne de grains (système convectif multicellulaire dans un contexte de cisaillement vertical unidirectionnel de vent). Ce suivi devrait nous permettre

d'observer le comportement des variables thermodynamiques étudiées avant, pendant, puis après le passage du système convectif.

a. Le champ θ_s

Dans un premier temps (parties (a) sur les figures n°27 et 28), on a affaire à une masse d'air à la limite de la stabilité mais suffisamment sèche pour que la convection profonde ne puisse pas se déclencher de suite. Cette situation permet un chauffage diurne marqué de la couche limite qui s'étend approximativement jusqu'à 800 hPa. Le champ de θ'_w apparaît une nouvelle fois un peu plus bruité que celui de θ_s et développe un minimum sans doute un peu trop marqué aux alentours de 500 hPa, en particulier dans les zones plus sèches. θ_s apparaît de nouveau comme moins bruitée. Elle permet de bien identifier les différentes masses d'air et semble mieux tenir compte de l'eau nuageuse sous ses différentes formes ainsi que du brassage à l'intérieur de ces zones nuageuses.

Deux heures plus tard (parties (b) sur les figures n°27 et 28), nous sommes en présence d'une cellule convective bien développée. θ'_w devient plus homogène sur la verticale à l'intérieur de la « cheminée » convective et le flux subsident, plus froid, à l'arrière des principales ascendances commence à se dessiner nettement. θ_s apparaît une nouvelle fois moins bruitée. Le signal de la convection profonde est donné par une « aspiration partielle » vers le bas des isentropes humides d'altitude. Les zones de subsidence plus froides dans les basses couches sont bien identifiées.

A 18 UTC (parties (c) sur les figures n°27 et 28) la « cheminée » convective est pleinement développée, θ'_w y est homogène sur toute la verticale. Le brassage de l'air chaud à l'avant est à son maximum (s'étendant quasiment jusqu'à 700 hPa) et l'air plus froid issu des downdrafts crée une poche dans les basses couches. θ_s réagit toujours par une « aspiration partielle » des isentropes humides de la haute troposphère pour la convection profonde. Le brassage de la couche limite à l'avant est lui aussi bien matérialisé par une zone homogène de θ_s et l'air froid postérieur issu des courants subsidents est d'autant mieux matérialisé près de la surface.

Pour les deux échéances suivantes (21 et 23 UTC : parties (d) et (e) sur les figures n°27 et 28), les mêmes différences caractéristiques se retrouvent entre θ'_w et θ_s . On peut souligner que les « aspirations partielles » de θ_s balisent, de façon surprenante, particulièrement bien la convection profonde et que les courants subsidents ainsi que l'étalement de l'air froid dans les basses couches à l'arrière du système convectif et précipitant sont particulièrement bien mis en évidence par θ_s . Une couche limite froide se crée et est aussi bien mise en évidence par θ_s .

Il est à noter que l'advection par l'ouest d'air plus froid et plus sec en altitude (advection à l'échelle synoptique par un thalweg d'altitude depuis le golfe de Gascogne visible à 21 et 23 UTC, parties (d) et (e) sur les figures n°27 et 28) n'est pas non plus perçue tout à fait de la même façon des deux points de vue : θ'_w crée une masse imposante, sur plus de 300 hPa d'épaisseur, plus froide que l'air froid de surface, alors que θ_s limite la zone la plus froide à 200 hPa d'épaisseur, cet air d'altitude restant globalement légèrement plus chaud que l'air qui s'étale au niveau de la surface. Ainsi, l'instabilité présumée que fournit la vision en θ'_w est tempérée par la vision en θ_s qui paraît alors plus réaliste, dans la mesure où aucune convection ne se déclenche, du fait du caractère plus sec de la nouvelle masse d'air.

Enfin, θ_s permet de retrouver de façon plus évidente le modèle conceptuel de la ligne de grains (Lafore 2004).

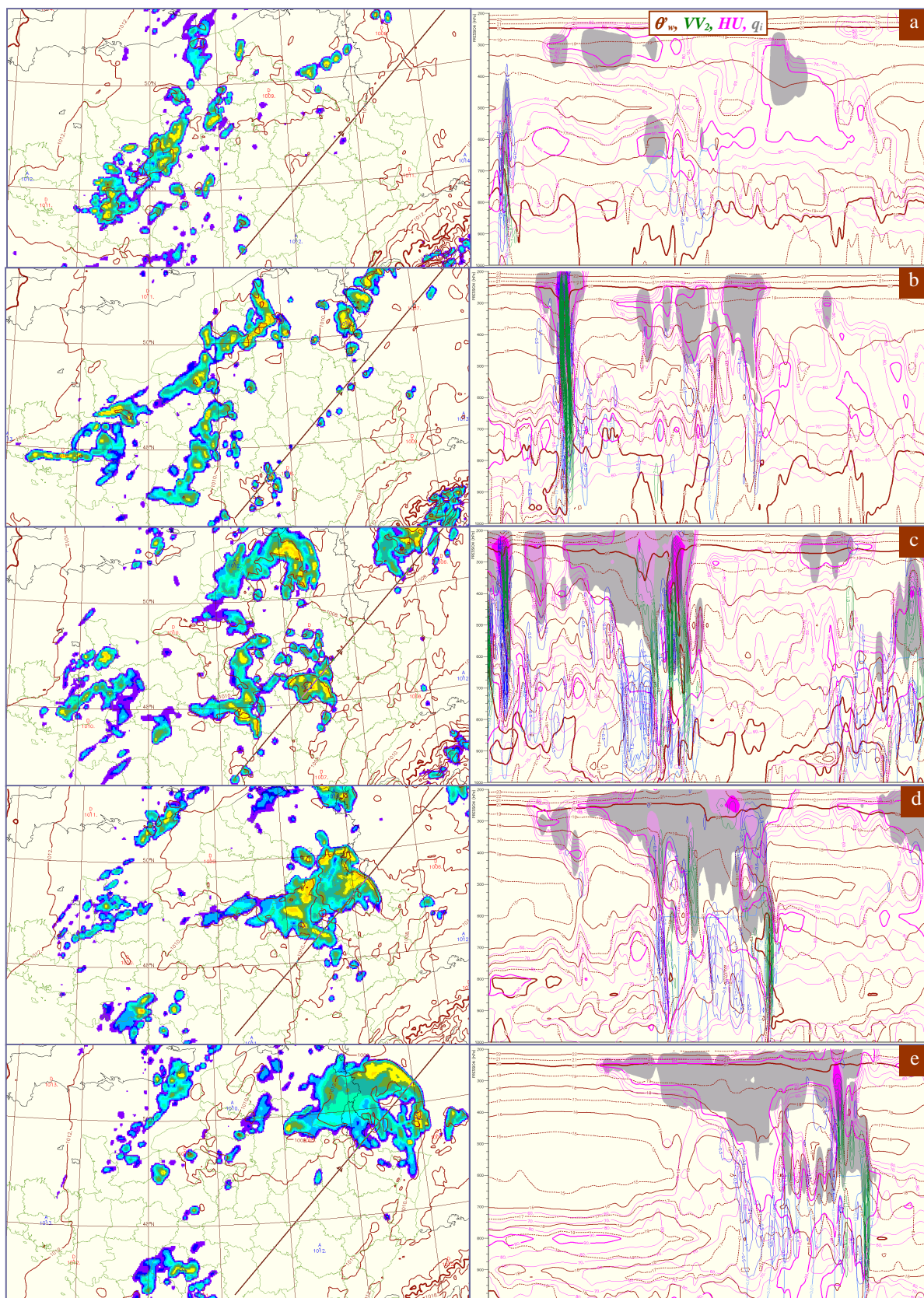


Figure n° 27 : simulation AROME, run du 27 juillet 2012, réseau de 06 UTC, échéance 07h (a), 09h (b), 11h (c), 13h (d), 15h (e). A gauche : Pmer, réflectivité à 925 hPa, axe de la coupe correspondant aux vignettes de droite et aux figures n° 28 et 30. A droite : θ_w en marron (C), humidité relative en rose (%), glace nuageuse en plages de couleur grises et roses, vitesses verticales en vert (ascendances uniquement).

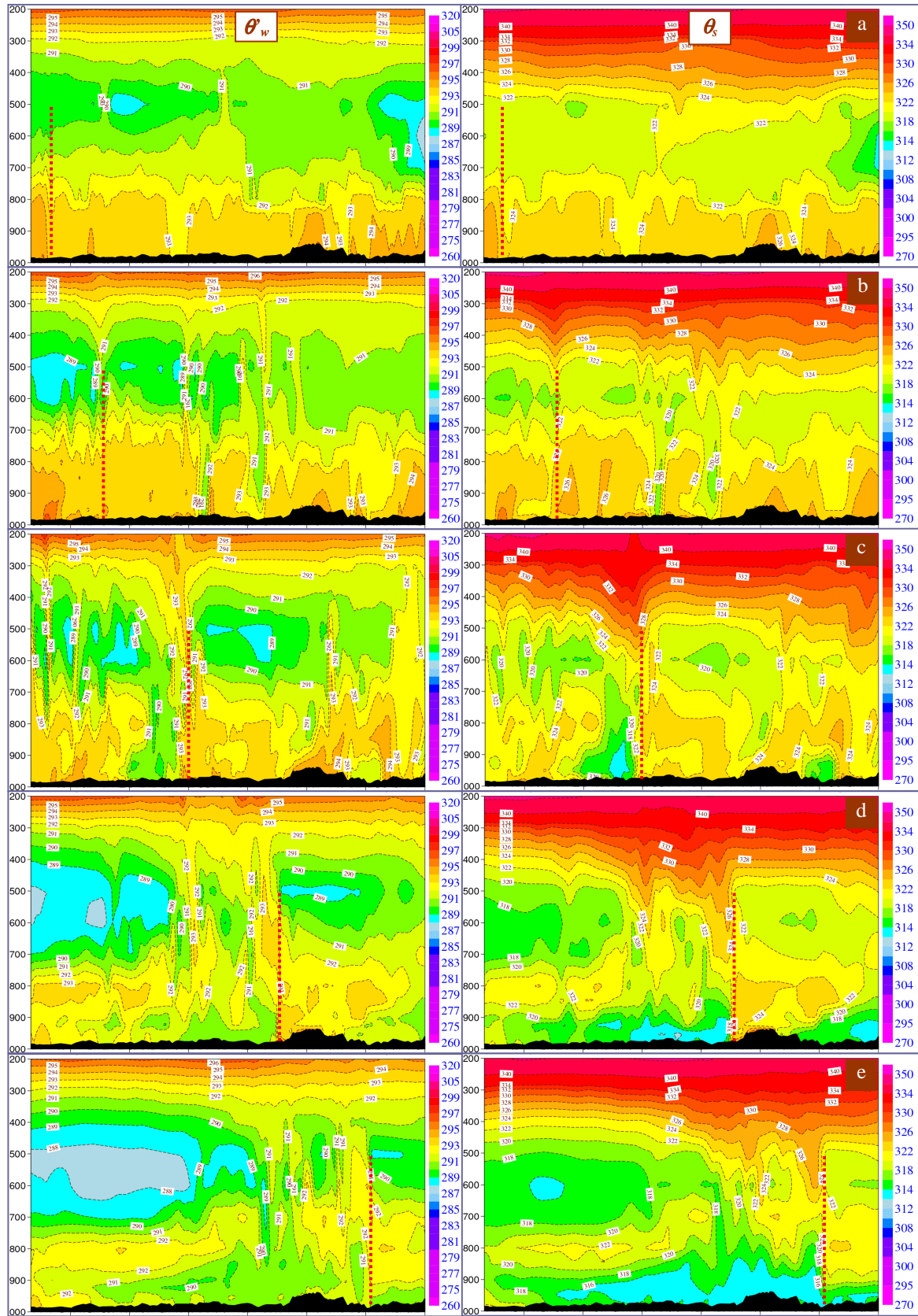


Figure n° 28 : simulation AROME, run du 27 juillet 2012, réseau de 06 UTC, échéance 07h (a), 09h (b), 11h (c), 13h (d), 15h (e). A gauche : θ_w en C. A droite : θ_s en C. Coupes correspondant à l'axe sur la figure n°27.

Le modèle conceptuel de la ligne de grains lie le forçage des ascendances convectives intenses et des courants de densité puissants à l'échelle aérologique, entretenus par une circulation de méso-échelle qui s'organise entre la partie stratiforme du système et la partie convective (figure n°29). Cette circulation de méso-échelle à l'arrière de la ligne de grains est nettement matérialisée en θ_s , sur la figure n°27, par une plage continue plus froide entre l'air froid postérieur en milieu de tropopause et le courant de subsidence qui s'étale en surface.

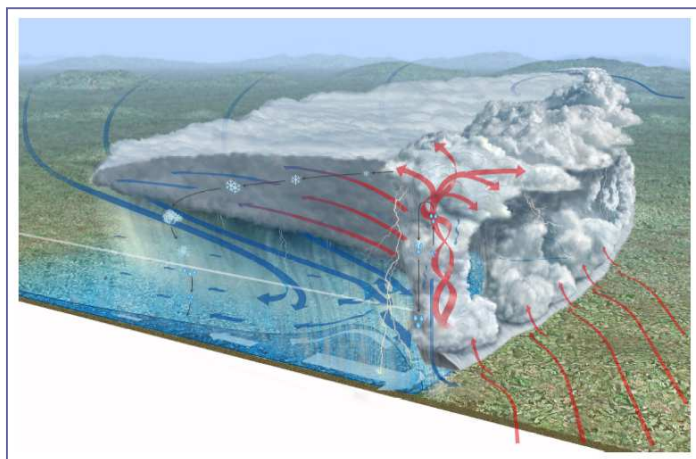


Figure n°29 : modèle conceptuel de la ligne de grains d'après Lafore (2004).

La ligne de grains apparaît comme une machine à mélanger l'air humide des basses couches et l'air sec de moyenne tropopause. Au cours de ce mélange et de cette subsidence, l'hypothèse pseudo-adiabatique suppose qu'on fournit en permanence une quantité d'eau suffisante pour que la particule reste saturée, ce qui n'est pas réaliste et diminue l'intérêt de la vision en θ'_w du comportement de l'atmosphère. θ_s semble mieux prendre en compte les évolutions complexes qui se produisent au cours de cette phase de la vie d'une ligne de grains et offre une vision plus proche de celle des modèles conceptuels. Cette meilleure prise en compte des poches froides et des courants de subsidence renforce singulièrement l'intérêt d'utiliser une variable du type θ_s et peut laisser entrevoir l'espoir d'une meilleure prévision des fronts de rafales par exemple. D'autres applications seraient envisageables où θ_s entrerait comme un ingrédient nouveau des paramétrisations de la convection.

b. Le champ PV_s

Concernant le tourbillon potentiel humide, la très grande similarité de PV_s avec PV_θ dans la partie haute de la troposphère (globalement au dessus de 500 hPa) est bien vérifiée sur la figure n°30. Dans la partie basse de la troposphère, des différences significatives apparaissent.

Le principal signal présent à moyenne ou grande échelle (la coupe présentée s'étire sur près de 700 km) réside dans le fait que PV_s prend des valeurs faiblement négatives dans les zones d'instabilité des basses couches. Ce constat avait déjà été fait dans le cas de la traîne, il est à nouveau valable dans le cas d'une instabilité liée à des conditions estivales.

A plus petite échelle, à l'échelle des principales cellules convectives, des différences de comportement entre PV_s et PV_θ subsistent mais paraissent moins facilement identifiables. Il semblerait que les ascendances convectives bien développées (nettement balisées par l'aspiration vers le bas des iso θ_s) s'accompagnent d'un noyau positif de PV_s au sommet des ascendances et d'un noyau négatif dans les basses couches correspondant aux subsidences engendrées par la convection profonde.

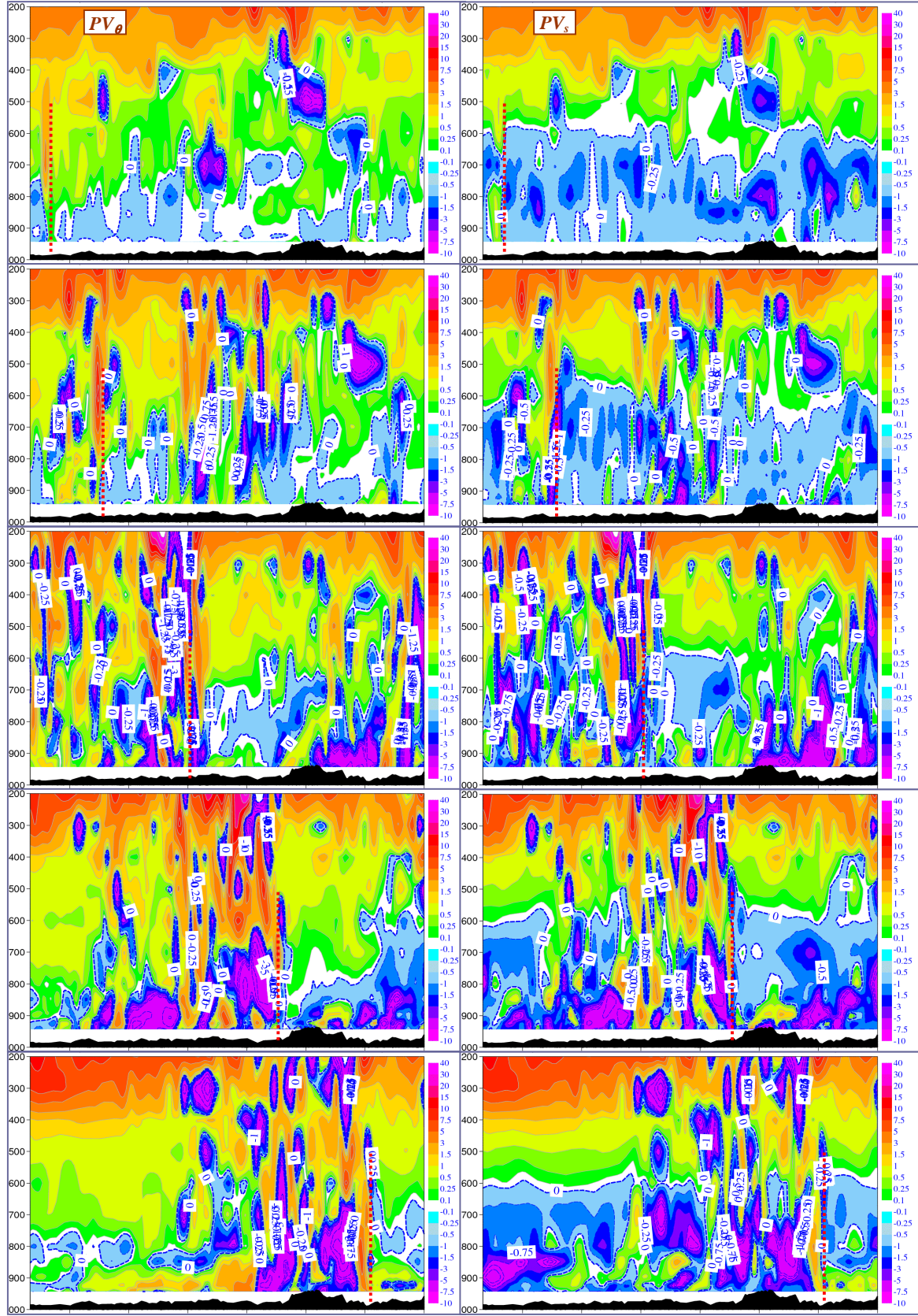


Figure n°30 : simulation AROME, run du 27 juillet 2012 06 UTC, échéance 07h (a), 09h (b), 11h (c), 13h (d), 15h (e). A gauche : PV_θ en PVUS. A droite : PV_s en PVUS. Coupes correspondant à l'axe sur la figure n°27.

Les traits pointillés rouges verticaux des figures n°28 et n°30 sont positionnés au niveau des principales ascendances. Le schéma de PV_s positif au sommet des ascendances, négatif à la base des subsidences est relativement bien reproduit à chaque étape d'évolution des principales cellules convectives.

Cependant, ledit schéma ne paraît pas très robuste et la structure du champ PV_s en coupe verticale paraît très complexe pour la ligne de grains présentée. Cela peut être dû en partie au manque de résolution d'AROME pour représenter correctement des phénomènes de cette échelle là, mais aussi au manque de résolution verticale de la BDAP, résolution verticale de l'ordre de seulement la moitié ou du tiers de celle d'AROME, ce qui peut être faible pour obtenir des gradients verticaux suffisamment descriptifs et toujours pertinents.

Nonobstant cet aspect très bruité, on perçoit bien la structure homogène que propose PV_s avant que la convection n'ait débuté : PV_s est globalement faiblement négatif pour toute la zone d'instabilité qui s'étend jusqu'à 600 hPa, tellement le chauffage diurne des basses couches est intense. La mise en place de la convection vient ensuite perturber l'ordonnancement initial, cet aspect chaotique permettant de suivre le phénomène. Une fois le système convectif passé on retrouve avec PV_s les propriétés initiales de la masse d'air qui, bien qu'ayant évolué, n'a pas été totalement modifiée par la convection. Le champ de PV_θ ne possède pas cette propriété et il est difficile de faire un parallèle entre la situation de l'échéance 07 h et l'échéance 15 h en PV_θ .

Enfin, la partie significativement modifiée de la masse d'air, constituée par l'air plus froid issu des downdrafts produits par la ligne de grains, n'est pas nettement identifiable en PV_s .

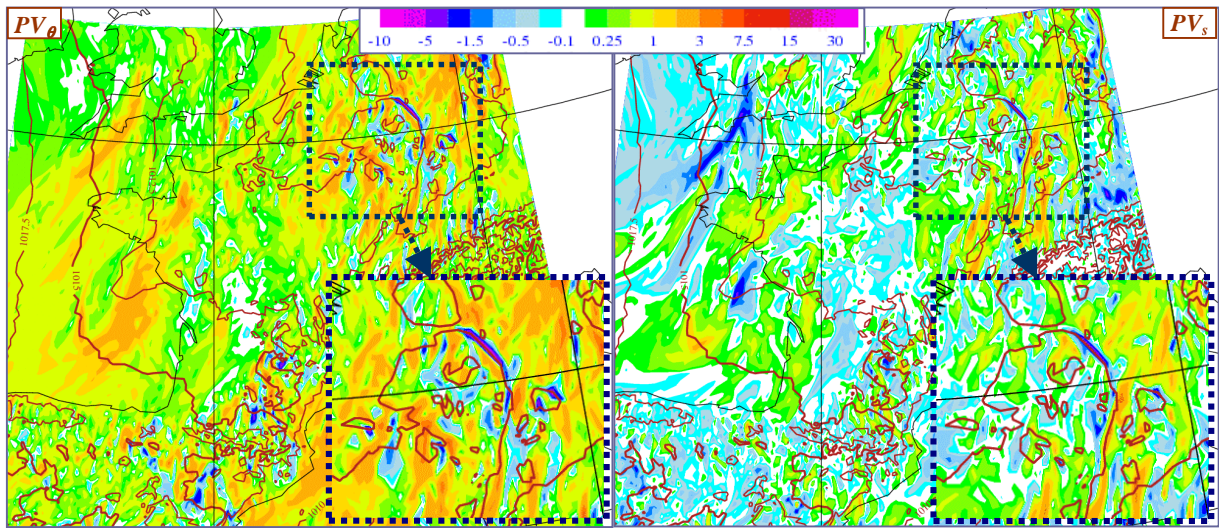


Figure n°31 : Champs moyens (900, 925 et 950 hPa) de PV_θ (à gauche en PVUS) et de PV_s (à droite en PVUS) issus d'AROME pour la situation correspondant à la dernière échéance des figures n°27, 28 et 30 (situation du 27 juillet 2012, run de 06 UTC, éch. 15 h, pour le 27 juillet 2012 à 21UTC).

Une recherche plus approfondie concernant des cellules uniques a été entreprise. Peu de résultats probants sont apparus. Il semblerait dans ce cas que l'échelle du phénomène étudié est trop petite devant les résolutions horizontale et verticale des modèles et outils de représentation des données utilisés. Pour étudier une cellule convective dans ses premières phases de vie ou pour une cellule isolée de taille relativement modeste, il conviendrait d'utiliser des modèles expérimentaux du type CRM (Convection Resolving Model) ou LES (Large Eddy Simulation), ce qui dépasse le cadre de cette étude.

En cartographie isobare (figure n° 31) on retrouve bien les principales caractéristiques exposées à ce stade.

On peut remarquer une zone frontale nettement marquée qui approche de la France en entrée de Manche, front froid peu actif progressant très lentement. L'air postérieur au front est instable en basses couches, PV_s y prend des valeurs faiblement négatives. Il est bon d'insister sur le fait que l'instabilité ici caractérisée, tant au niveau du front, que dans l'air froid postérieur, ne concerne que les basses couches et ne présage en rien de la structure des couches supérieures. Les valeurs relativement fortes de PV_s au niveau du front permettent effectivement de bien le positionner mais en aucun cas de caractériser son activité. En effet, ce front est peu actif car les couches supérieures sont beaucoup plus stables. Ce nouveau signal de PV_s ne dispense donc en rien de la nécessité d'analyser la structure de la troposphère sur toute son extension verticale. Suite au constat réalisé précédemment, on voit donc que de fortes valeurs négatives de PV_s dans les basses couches accompagnent un système convectif actif, mais que la réciproque n'est pas systématique, c'est à dire que la présence de forts noyaux négatifs de PV_s dans les basses couches ne signifie pas que le système en présence est actif.

Sur la France, on constate, figure n° 31, que l'instabilité entre 900 et 950 hPa demeure sur une grande partie du pays, là où PV_s prend des valeurs légèrement négatives sur des plages relativement étendues. Cette instabilité des basses couches n'a pas la même origine que celle de la traîne en entrée de Manche puisqu'elle est liée à un chauffage par la surface au lieu d'un refroidissement advectif par le haut, mais elle est caractérisée de façon identique par PV_s .

Enfin, au large à l'ouest de la Vendée, une zone de fort PV_s négatif signale une instabilité des basses couches, mais la structure verticale y interdit le développement d'une convection intense, ce qui souligne une fois de plus que PV_s ne peut être utilisé que comme un indicateur de l'instabilité des basses couches, et non comme un paramètre intégrant l'information convective sur la verticale.

PV_s doit donc être utilisé de manière complémentaire aux outils de diagnostic existants, et n'a pas vocation à les remplacer. Ces distinctions sont difficilement possibles en PV_θ , en particulier parce que PV_θ prend presque partout des valeurs positives, ne permettant pas de discrétiser les zones aux propriétés atmosphériques différentes. Enfin, à plus petite échelle, PV_s permet de très bien marquer la ligne de grains qui s'est développée, mais ce marquage est lui aussi très bien réalisé par PV_θ (signal provenant principalement du tourbillon).

3. Synthèse pour la convection profonde

A nouveau, θ_s et PV_s montrent des propriétés intéressantes dans le cadre des situations de convection profonde.

En coupe verticale, θ_s permet de suivre de façon tout à fait claire le lieu de la convection profonde grâce à « l'aspiration partielle » vers le bas des isentropes humides de la haute troposphère.

En outre, le suivi de l'évolution des basses couches suite au brassage convectif et à l'alimentation des couches proches de la surface en air froid par les courants de subsidence est nettement facilité.

Le schéma conceptuel de la ligne de grains est bien mis en évidence par θ_s , schéma repris pour θ_s sur la figure n° 32, notamment grâce à cette meilleure représentation des poches froides et des courants de densité.

Bon traceur de l'instabilité de basses couches lorsqu'il est faiblement négatif à moyenne et grande échelle, PV_s affiché sur une carte isobare permet un repérage efficace des zones à potentiel convectif comme les zones de traîne relativement bien mélangées sur la verticale, ou encore les lieux où le chauffage diurne déstabilise la masse d'air par le bas. PV_s ne suffit pas à caractériser l'instabilité sur toute la verticale, mais apparaît comme un bon candidat pour compléter les outils d'analyse et de prévision déjà existants.

PV_s semble plus compliqué à analyser en coupe verticale et avec AROME. Les échelles explorées pour l'étude de la convection sont sans doute trop petites pour pouvoir tirer de réelles conclusions avec AROME à propos de l'utilité éventuelle d'un tel champ : PV_s étant calculé à partir du produit scalaire de deux vecteurs (un gradient et un rotationnel), la résolution horizontale du modèle et le nombre de niveaux utilisés pour cette étude ne permet pas d'envisager des résultats suffisamment robustes à l'échelle de la cellule convective.

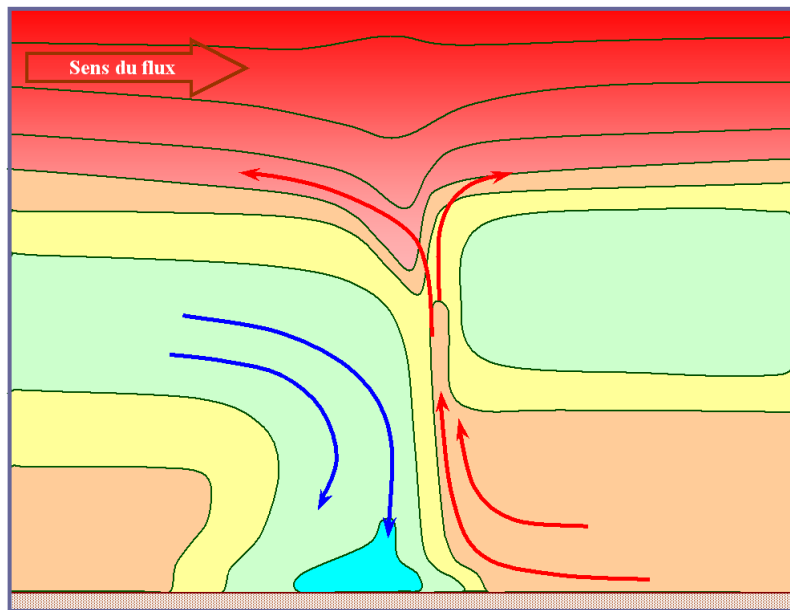


Figure n°32 : schéma conceptuel pour la convection profonde, coupe verticale en θ_s à travers une ligne de grains. Couleurs chaudes pour les θ_s élevées, couleurs froides pour les θ_s basses, isentropes humides en vert. Principaux flux : flèches rouges pour l'air chaud et humide, flèche bleue pour l'air froid et sec.

Cependant, l'analyse mise en œuvre ne semble pas tout à fait vaine dans la mesure où des signaux semblent se répéter de façon fiable. On peut citer l'apparition d'un dipôle vertical positif/négatif, dès lors que la convection profonde est suffisamment développée pour générer des subsidences significatives, ou bien encore la possibilité de détecter de l'instabilité de basses couches, bien représentée par un PV_s négatif à moyenne et grande échelle.

IV. Comportement de θ_s et PV_s dans les cyclones

1. Introduction sur les cyclones

Les cyclones représentent des « machines thermodynamiques » bien particulières aux conséquences météorologiques et sociétales importantes. A ce titre, il semble intéressant de chercher à étudier le comportement des nouvelles variables θ_s et PV_s pour le cas des cyclones.

Les grands schémas conceptuels décrivant le fonctionnement des cyclones sont rappelés à l'aide des figures n° 33 et n° 34.

Conformément aux précisions de F. BEUCHER (Manuel de Météorologie tropicale - Florent Beucher - Météo-France © - 2010) un cyclone tropical peut être décrit comme un enroulement nuageux, quasi-circulaire, de type « convection profonde organisée », avec un diamètre de quelques centaines de km et qui présente en général un œil au centre. Il n'est pas pourvu de système frontal, malgré l'air chaud au niveau de l'œil.

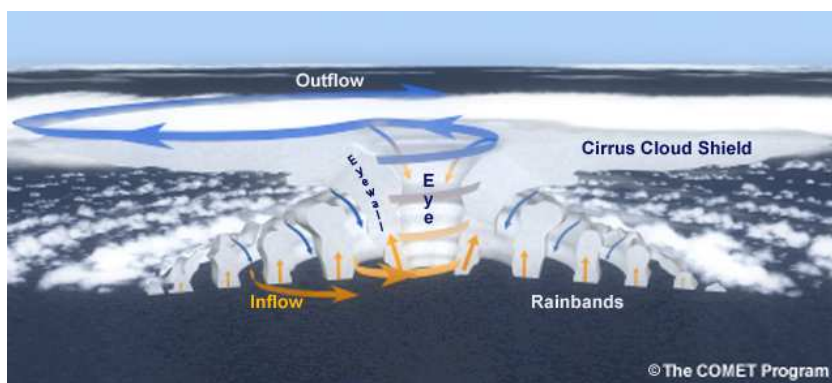


Figure n° 33 : schéma conceptuel du cyclone avec mise en évidence des principaux flux (hémisphère nord), de l'œil, du mur de l'œil, et des bandes spirales (source : The COMET Program).

Le mur de l'œil, situé à quelques dizaines de km du centre, est constitué d'une ceinture de cumulonimbus qui peut s'étendre sur un rayon de 10 à 50 km de large.

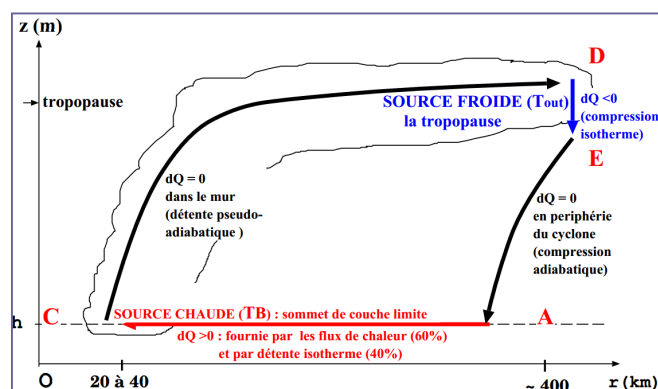


Figure n°34 : Représentation schématique idéalisée du cycle de Carnot dans un cyclone tropical. Les deux adiabatiques ($Q = 0$) sont tracées en noir et les isothermes ($T = 0$) sont représentées en rouge lorsque de la chaleur est fournie par l'environnement ($Q > 0$) et en bleu lorsque de la chaleur est consommée ($Q < 0$). Dans le cycle de Carnot, le sommet de couche limite ($z = h$) à la température TB représente la source chaude et la tropopause à la température T_{out} , la source froide. Source : « Météorologie Tropicale », F. Beucher, d'après Emanuel (1986).

Au-delà du mur de l'œil, le cyclone est moins symétrique. Il existe un certain degré d'asymétrie comme les bandes de précipitations qui tournent en spirale autour du cyclone et que l'on appelle communément « bandes spirales ». Ces asymétries sont encore mal comprises, mais sont importantes pour l'évolution du système en influant notamment sur la trajectoire et en intervenant dans le cycle de remplacement des murs de l'œil. On peut remarquer que la figure n°33 ne tient pas compte de cette asymétrie axiale qui est pourtant généralement constatée.

Le comportement de θ_s et de PV_s dans les cyclones sera étudié à partir de situations réalisées sur l'océan Indien, Météo-France y ayant la responsabilité de la veille cyclonique. Le modèle le plus fin disponible dans la BDAP est le modèle ALADIN (modèle hydrostatique) projeté sur la grille BOURBON025 qui propose une résolution de 0.25° en longitude et en latitude, hélas deux fois et demi plus grossière que celle du modèle. Ce modèle ALADIN est forcé par le modèle global IFS du Centre Européen.

La simulation des cyclones par les modèles numériques est particulièrement délicate et on constate que les prévisions des modèles s'écartent relativement rapidement de l'évolution réelle du phénomène. A l'échéance 12 h, des différences notables sont déjà présentes. Une solution serait de ne considérer que les analyses successives du modèle. Cependant, les simulations quotidiennes ne sont qu'au nombre de deux (00 UTC et 12 UTC), cette solution interdirait donc le suivi de structures internes au cyclone, leurs mouvements étant trop rapides. Cette solution serait d'ailleurs d'autant plus pénalisante qu'elle ne tient pas compte du « spin-up humide » important des modèles, particulièrement criant dans le cas des cyclones, qui rend l'utilisation de la première échéance quasiment impossible.

La recherche et le suivi de structures internes qui seraient cohérentes au sein du système étudié (bandes spirales par exemple) ne peut donc se faire qu'en utilisant les différentes échéances d'un même run du modèle, au delà de l'échéance 3 h pour limiter l'impact du spin-up du modèle. Ce choix ne permet pas de « coller » au plus près à la réalité mais permet d'échafauder les premiers constats et hypothèses à partir du laboratoire numérique que constituent ces données de modèle.

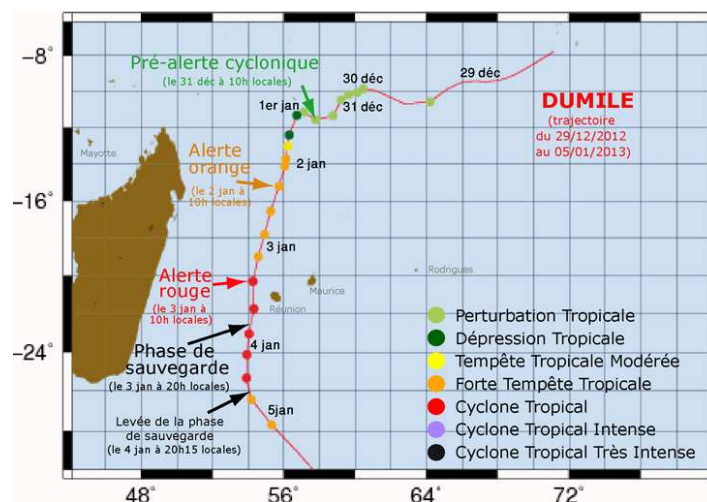


Figure n°35 : trajectoire du cyclone DUMILE et les différentes alertes sur La Réunion
(source : Banque de Données des Evénements Marquants (BDEM) – METEO FRANCE)

Le cyclone DUMILE qui a été actif du 29 décembre 2012 au 5 janvier 2013 (figure n°35) se prête particulièrement bien aux contraintes de notre étude : la phase active du cyclone est entièrement comprise dans le domaine qui nous est imparti et il est suffisamment

récent pour nous permettre d'utiliser les dernières versions disponibles des modèles. Ce cas servira de support aux analyses ci-après.

Les masses d'air tropicales sont beaucoup plus chaudes et humides que les masses d'air des moyennes latitudes. L'attention du lecteur est attirée sur le fait que les codes couleurs utilisés pour les graphiques concernant les latitudes tropicales sont différents de ceux utilisés pour les moyennes latitudes. De plus, les contrastes en température sont moindres, même dans des phénomènes aussi dynamiques que les tempêtes tropicales ou les cyclones. Les isolignes sont par conséquent tracées à des intervalles de températures différents de ceux utilisés dans les premières sections de cette étude. Ces nouvelles échelles sont utilisées dans la mesure où elles permettent de mieux mettre en relief les structures internes des phénomènes étudiés, mais doivent rester présentes à l'esprit du lecteur.

2. Le champ θ_s

Concernant la visualisation de θ_s sur des cartes isobares, on constate à nouveau, sur la figure n°36, que les structures proposées sont relativement proches de celles de θ'_w pour la partie inférieure de la tropopause (avec des palettes de couleurs différentes).

Les gradients isobares semblent un peu plus prononcés en θ_s . Cette faible différence ne paraît a priori pas significative, mais ce point de vue mériterait d'être étudié plus avant dans la mesure où une meilleure perception des gradients peut être primordiale pour le repérage des structures qu'on cherche à suivre dans un cyclone.

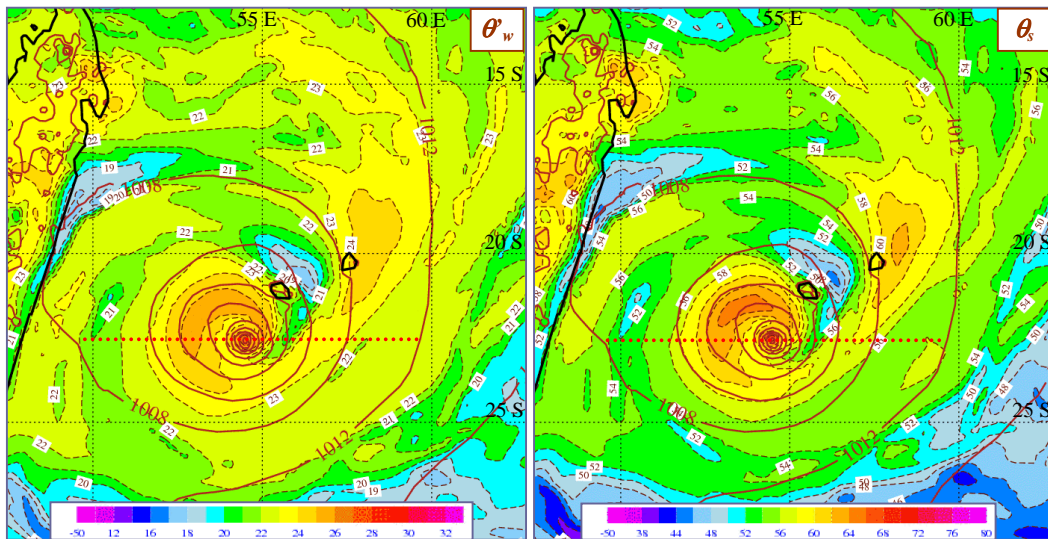


Figure n°36 : modèle ALADIN, run du 03 janvier 2013, réseau de 12 UTC, échéance 03 h. Pmer tous les 4 hPa en bistre, θ'_w à 900 hPa (à gauche en C) et θ_s à 900 hPa (à droite en C). Les pointillés rouges correspondent à l'axe ouest-est des coupes des figures n°40 et 41.

Par contre, la représentation en coupe laisse apparaître des différences notables. On peut noter sur les figures n°37, 39 et 40, que θ_s se comporte différemment de θ_e et de θ'_w . Pour le modèle ALADIN-Réunion les hydrométéores glacés ou liquides ne sont pas présents dans la BDAP, contrairement à ARPEGE ou AROME. Le champ d'humidité relative représente toutefois l'essentiel du contenu en eau, il devient alors pertinent d'afficher la coupe du champ d'humidité relative pour interpréter les principales différences entre les différentes températures potentielles.

On observe clairement le minimum de pression au centre du cyclone, représenté sous la forme d'une « colline » dans cette représentation en coordonnée pression.

En dehors des cyclones, le premier constat d'importance réside dans le fait que θ_s est très homogène sur l'horizontale dans la partie haute de la troposphère, où au dessus de 500 hPa les iso- θ_s (isentropes humides) sont quasiment horizontales. Ceci est probablement dû au fait que θ_s est conservative aussi dans les zones nuageuses non-précipitantes, à l'inverse de θ'_w et θ_e . Comme constaté précédemment, le refroidissement en milieu de troposphère (vers 600 hPa) proposé par θ_e et θ'_w semble excessif et principalement lié à l'assèchement constaté à ce niveau.

A l'instar de ce qui avait été constaté pour les phénomènes convectifs, les figures 37, 39 et 40 montrent que les isentropes humides semblent « aspirées partiellement » vers le bas par la structure cyclonique. Le cœur du cyclone est clairement balisé par des valeurs plus fortes de θ_s , à l'image de θ_e et θ'_w , mais θ_s affiche un minimum au niveau de la mer, contrairement à ses deux homologues qui produisent des maxima près de la surface. La lecture de θ_e et θ'_w inciterait donc à considérer le centre de l'œil comme instable, ce qui n'est pas réaliste. Ce comportement de θ_e et θ'_w est probablement dû au fait que le pseudo-adiabatisme suppose que lors du réchauffement lié à la subsidence, on fournit à la particule d'air l'humidité suffisante pour la maintenir saturée, ce qui n'est pas le cas dans la réalité. L'humidité allant croissant du sommet à la base du cœur, θ_e et θ'_w sont alors surestimées, d'où les valeurs très fortes du bas de la colonne dans le cœur.

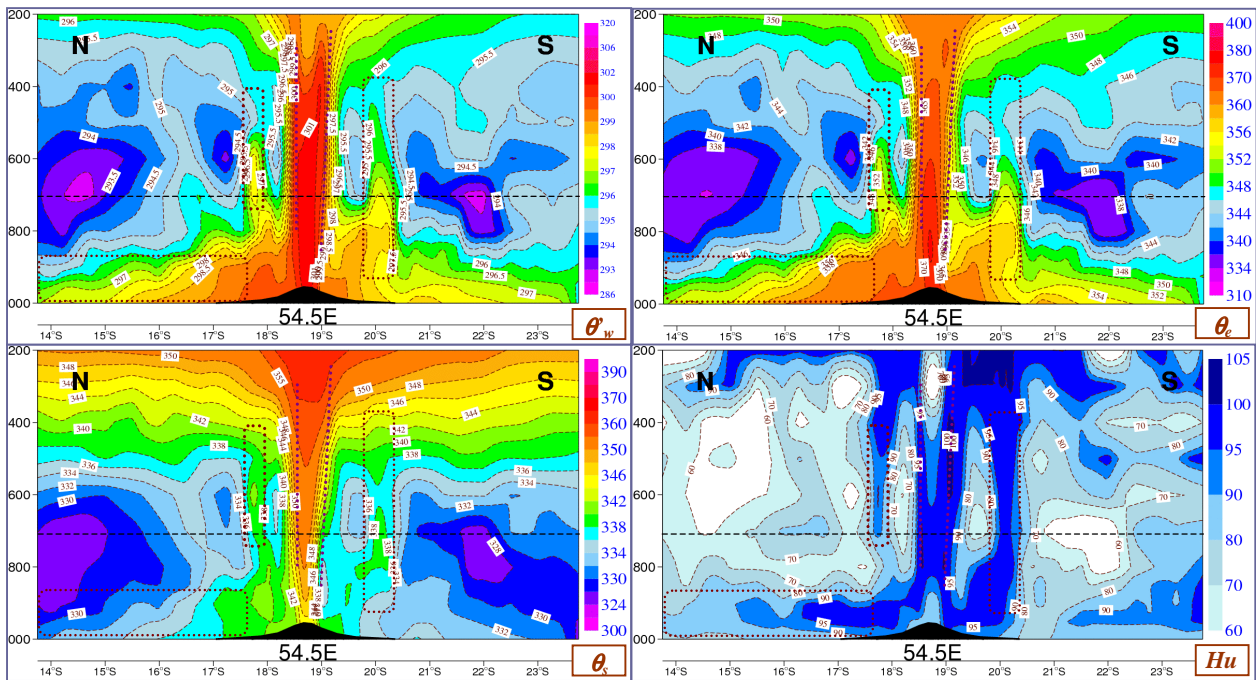


Figure n°37 : modèle ALADIN, run du 03 janvier 2013, réseau de 00 UTC, éch. 3 h. Coupe verticale à travers le cyclone DUMILE (Nord-Sud à 54,5°E). θ'_w en haut à gauche (K), θ_e en haut à droite (K), θ_s en bas à gauche (K) et humidité relative en bas à droite (%). Les pointillés verticaux correspondent à l'emplacement du mur de l'œil, les cadres pointillés verticaux aux bandes spirales et les cadres pointillés horizontaux aux couches proches de la surface où a lieu le réchauffement isotherme. Les traits tiretés horizontaux correspondent au niveau 700 hPa.

Le champ de θ_s paraît moins bruité que ses homologues et met notamment en évidence ce qui s'apparente à une bande spirale par une zone en « cornet ». On appelle ici zone en cornet une « aspiration partielle » des isentropes humides vers le bas de façon relativement lâche, de sorte que les isentropes humides dessinent un cornet, ou une forme de V, depuis le milieu de la troposphère (vers 500 hPa) vers le bas (cadres pointillés à 17 S et 20 S, figure

n°37). Ces bandes spirales sont de même bien balisées par θ_e et θ'_w , mais alors par des maxima dans les basses couches.

Les bandes spirales tendent à être homogénéisées en θ_e et θ'_w sur la verticale par extension d'une anomalie chaude à partir de la base de la bande, alors que θ_s balise ces zones principalement par aspiration des isentropes humides par le haut, jusqu'à homogénéisation sur la verticale. Les principes de lecture du champ en coupe de θ_s deviennent alors franchement différents mais n'en semblent pas moins pertinents : on peut vérifier la présence des bandes spirales signalées par les aspirations vers le bas des isentropes humides vers 500 hPa grâce à la coupe d'humidité relative.

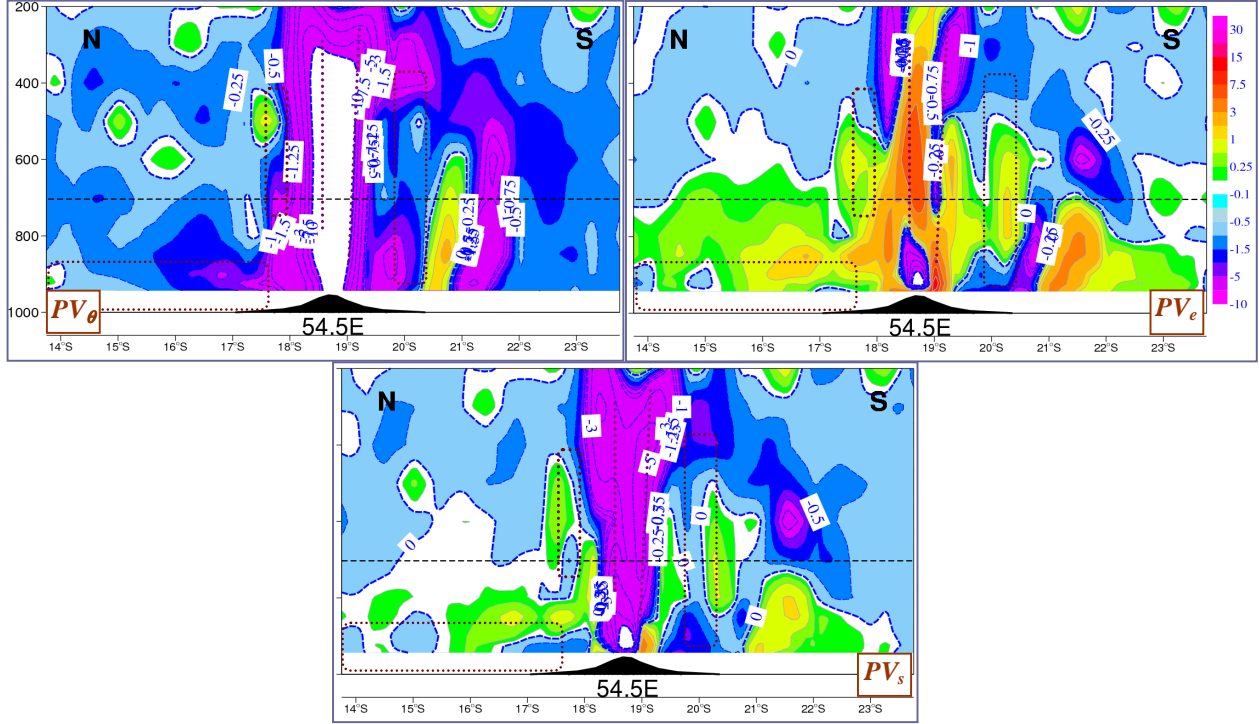


Figure n°38 : modèle ALADIN, run du 03 janvier 2013, réseau de 00 UTC, éch. 3 h. Même coupe Nord-Sud que la figure n°37 et mêmes repères superposés. En haut à gauche PV_θ (PVUS), en haut à droite PV_e (PVUS), En bas au milieu PV_s (PVUS).

Pour les couches les plus proches de la surface (généralement sous le niveau 900 hPa), les différences sont là aussi bien marquées. Les isentropes humides apparaissent beaucoup plus verticales que les iso- θ_e ou les iso- θ'_w . Les couches de surface paraissent mieux mélangées avec θ_s . Dans le schéma du cycle de Carnot généralement admis au sein d'un cyclone (Emmanuel 86, 87, 88, 91 et figure n°34) les couches proches de la surface sont le lieu d'un réchauffement isobare principalement par le biais du flux de chaleur latente issu de l'océan et de la détente isotherme lors du rapprochement vers le centre. θ_s , comme ses homologues, décrit bien cette phase, en traduisant le maintien de la température malgré l'apport d'humidité et la détente lorsqu'on se rapproche du centre.

Concernant le mur, la détente pseudo-adiabatique est naturellement bien représentée par θ_e et θ'_w : les ascendances se font le long des iso- θ_e ou iso- θ'_w dans les zones saturées. Il n'en va pas de même pour θ_s qui croît avec l'altitude. Les particules prises dans les ascendances du mur semblent donc suivre dans un premier temps les surfaces iso- θ_e et iso- θ'_w . Au sortir du mur, les trajectoires suggérées par les isentropes humides (iso- θ_s) paraissent plus réalistes dans la mesure où elles autorisent une échappatoire aux ascendances dès 500 hPa environ,

tandis que les iso- θ_e et iso- θ'_w rejettent beaucoup plus haut la possibilité à une particule de s'éloigner du centre pour être éventuellement reprise dans une circulation secondaire.

La vision d'Emanuel et la pertinence du comportement des isentropes humides dans la partie supérieure de la tropopause (typiquement au dessus de 500 hPa) semblent donc pouvoir être préservées, à condition de définir les isentropes humides avec θ_s .

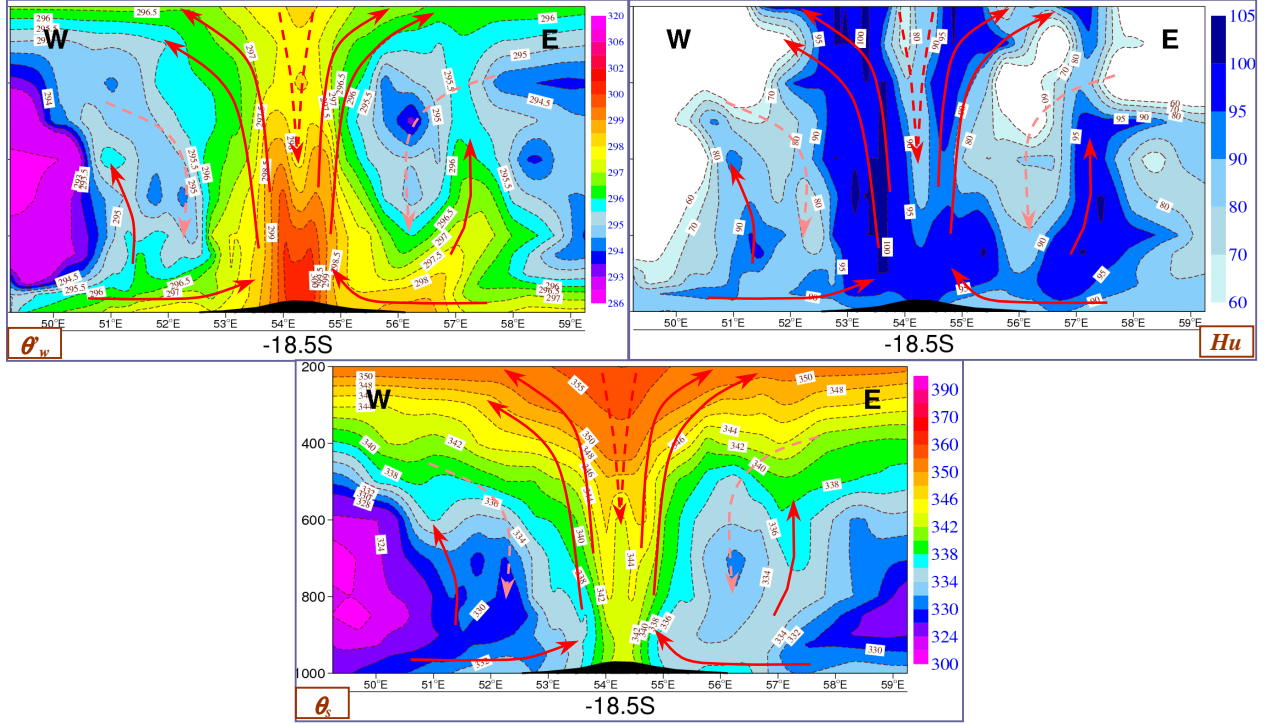


FIGURE n°39 : modèle ALADIN, run du 02 janvier 2013, réseau de 12 UTC, éch. 12 h. Coupe verticale à travers le cyclone DUMILE (Ouest-Est à 18,5°S). θ'_w en haut à gauche (K), humidité relative en haut à droite (%), θ_s en bas (K). Les flèches représentent les principales circulations à l'intérieur du cyclone d'après les schémas conceptuels admis.

Sur la figure n°39, on voit que les subsidences entre le mur de l'œil et les premières bandes spirales génèrent un assèchement qui entraîne un net refroidissement tant en θ_s qu'en θ'_w . Par contre, θ'_w semble plus directement influencée par le champ d'humidité, alors que θ_s est décorrélée. θ_s reflète à proprement parler la mesure de l'entropie de la particule, qui diminue au cours d'une subsidence.

Les ascendances dans les bandes spirales montrent les mêmes caractéristiques que celles qui ont pu être décrites au chapitre de la convection en conditions estivales : croissance de θ_s avec l'altitude et « aspiration partielle » des isentropes humides vers le bas, décroissance de θ'_w avec l'altitude.

3. Le champ PV_s

Il est rappelé que le cyclone DUMILE s'est développé dans l'hémisphère sud, les sens de rotation dépressionnaire et anti-cyclonique sont donc inversés, un tourbillon positif étant synonyme d'instabilité et un tourbillon négatif, de stabilité.

La représentation en coupe verticale de la figure n°41 nous montre, comme nous avons pu le voir précédemment, que les champs de PV_θ , PV_e et PV_s sont très similaires dans la haute troposphère. Aux latitudes tropicales, la troposphère s'étend sur une épaisseur plus importante, en particulier dans les parages d'un système aussi actif qu'un cyclone. Les plages

effectivement similaires sont donc en général situées au dessus de 300 hPa (figure n°41), voire au delà dans le cas d'un cœur très développé comme sur l'exemple de la figure n°38.

Au dessous de 300 hPa (figures n°38 et 41 à gauche), PV_θ prend généralement des valeurs négatives à peu près partout, et même des valeurs extrêmement négatives au niveau de l'œil. Ce champ de PV_θ propose une vision très stable quasiment partout dans le cyclone, ce qui ne permet pas de distinguer les différents éléments constitutifs du cyclone.

A l'inverse, figures n°38 et 41 à droite, PV_e devient rapidement positif un peu partout en dessous du niveau 600 hPa, ce qui impliquerait une instabilité générale de la partie basse du cyclone, ce qui paraît peu réaliste. Enfin, PV_e paraît difficilement exploitable dans la mesure où il propose des valeurs de forte amplitude négative ou positive au cœur même du cyclone, ce changement brusque de signe étant lié à l'inversion de la direction du gradient de θ_e dans l'œil.

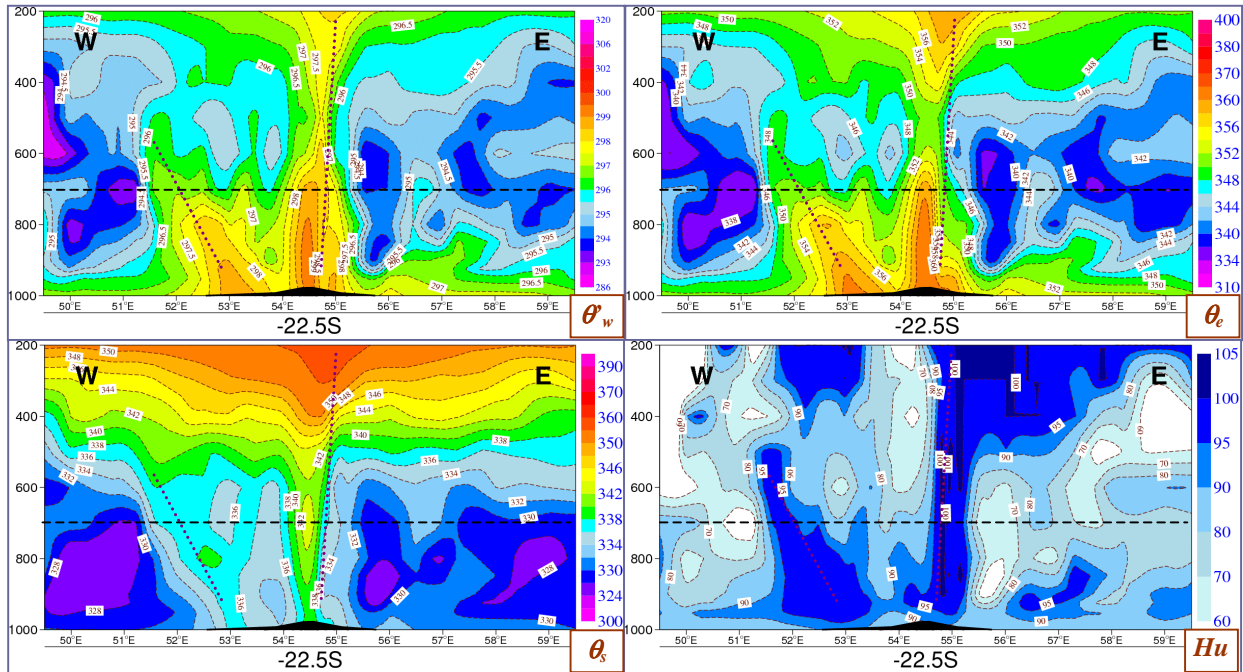


Figure n°40 : modèle ALADIN, run du 03 janvier 2013 réseau de 12 UTC, éch. 3 h. Coupe verticale à travers le cyclone DUMILE (Ouest – Est à 22,5°S) selon l'axe de la figure n°36. θ_w en haut à gauche (K), θ_e en haut à droite (K), θ_s en bas à gauche (K) et humidité relative en bas à droite (%). Les traits pointillés correspondent à l'emplacement des principaux développements convectifs (mur de l'œil à l'Est, bande spirale à l'ouest), les traits tiretés horizontaux correspondent au niveau 700 hPa.

Sur les figures n°38 et 41 en bas, PV_s propose un schéma intermédiaire. Le centre du cyclone voit des valeurs de PV_s nettement négatives, stables, jusqu'au mur de l'œil. A l'extérieur du mur, PV_s prend des valeurs modérées positives ou négatives, ce qui permet de mieux caractériser les structures périphériques du système. Les bandes spirales semblent alors repérables par l'alternance d'un signal négatif/positif de l'intérieur vers l'extérieur du cyclone. Ce repérage semble être favorable dans les couches moyennes de la troposphère, au dessus des couches de surface, entre 800 hPa et 650 hPa, ce qui est particulièrement le cas sur les figures n°38 et 41. Le niveau 700 hPa a été ici choisi comme référence, mais se contenter d'un seul niveau serait sans doute source d'erreur dans la mesure où un niveau unique ne permet pas d'identifier toutes les structures mises en évidence par PV_s .

Dans la mesure où θ_e n'est bien définie que dans les ascendances saturées et pseudo-adiabatiques, il est difficile d'interpréter les gradients de θ_e , et donc de PV_e , dans les zones non-saturées. Intégrant de façon plus réaliste l'impact du contenu en eau sous ses différentes formes, θ_s et PV_s permettent une caractérisation plus fiable des structures cycloniques, même si la perception de ces nouveaux champs peut paraître un peu déroutante de prime abord, leur comportement étant inédit.

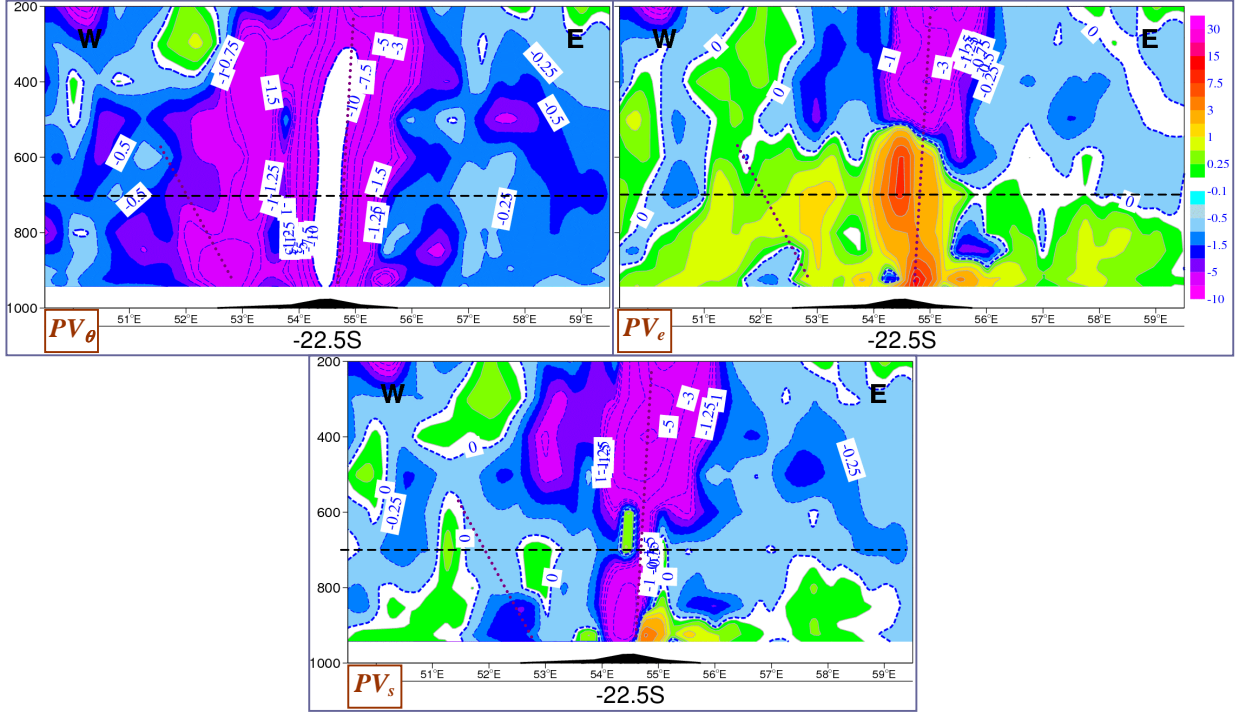


Figure n° 41 : modèle ALADIN, run du 03 janvier 2013 réseau de 12 UTC, éch. 3 h. Même coupe Ouest-Est à 22,5°S que la figure n°40 selon l'axe de la figure n°36. En haut à gauche PV_θ (PVUS), en haut à droite PV_e (PVUS), en bas PV_s (PVUS). Les pointillés violets correspondent à l'emplacement des principaux développements convectifs (mur de l'œil à l'Est, bande spirale à l'ouest), les traits tiretés noirs horizontaux correspondent au niveau 700 hPa.

Analysons maintenant la représentation en cartographie isobare à l'aide de la figure n°42. La comparaison entre PV_θ , PV_s et PV_e permet une nouvelle fois de constater que PV_s offre une représentation intermédiaire entre celles des deux autres. A 700 hPa, pour se situer au dessus des couches fortement influencées par la surface, PV_θ (à gauche) est négatif, donc stable, dans la majeure partie du cyclone avec des valeurs très fortes au centre. PV_e (à droite) donne à l'opposé des valeurs essentiellement positives, donc instables, avec des valeurs très fortes au centre. PV_s (au centre) propose un schéma intermédiaire avec le centre du cyclone fortement négatif (stable), puis des valeurs modérées de PV_s , positives ou négatives selon la structure interne du cyclone, presque en alternance pour les bandes spirales.

Au centre du cyclone, l'effet de la rotation solide semble l'emporter sur les autres contributions pour PV_s et ce jusqu'à la périphérie du mur de l'œil. A l'extérieur du mur, il se forme un dipôle négatif/positif au niveau des bandes spirales lorsqu'on s'éloigne du centre, comme on a pu le remarquer sur les coupes verticales. La formation de ces dipôles est probablement en partie liée au cisaillement de vent qui influe sur le tourbillon relatif en trois dimensions.

Comme nous avons pu déjà l'entrevoir, ne chercher à détecter les structures secondaires du cyclone en ne prospectant que sur un seul niveau serait probablement réducteur. A l'image

de ce que nous avons pu faire pour les fronts entre 950 et 900 hPa, il pourrait être proposé de calculer un champ moyen, entre 800 et 650 hPa par exemple, qui permettrait, même si les contrastes seraient alors estompés, de détecter éventuellement des structures plus robustes que sur un niveau unique.

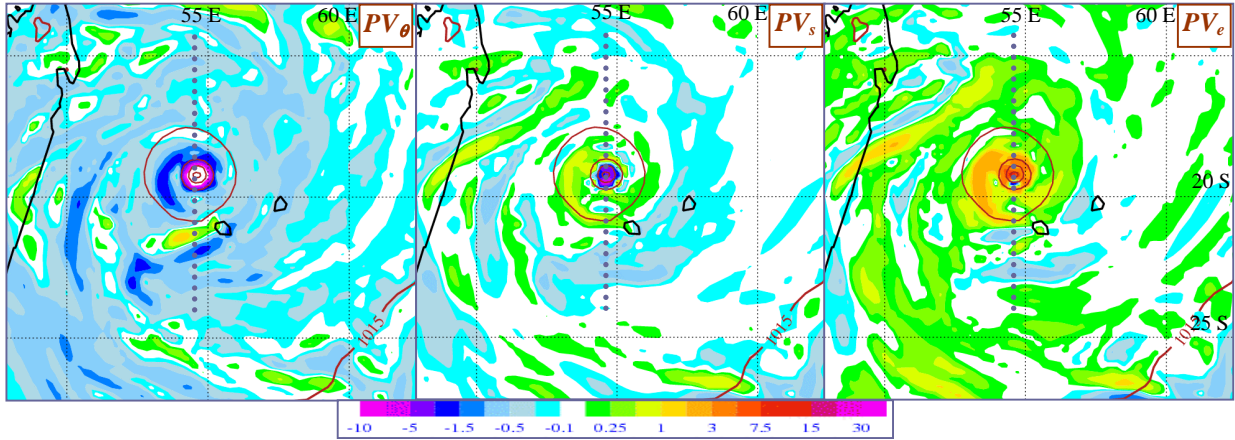


Figure n°42 : modèle ALADIN, run du 03 janvier 2013, réseau de 00 UTC, échéance 03 h. Pmer (bistère, tous les 15 hPa) et PV_θ à 700 hPa (à gauche), PV_s à 700 hPa (au milieu), PV_e à 700 hPa (à droite). Les pointillés rouges correspondent aux coupes des figures n°37 et 38. Les trois tourbillons potentiels en PVUS.

On note aussi l'effet de sillage au passage du relief de l'île de La Réunion. Deux noyaux de signes opposés se forment alors sous le vent de l'obstacle, les dipôles étant de signe opposés pour PV_θ et PV_e . Ces propriétés tourbillonnaires peuvent parfois être reprises dans le flux du cyclone et être advectées dans le système. On observe là le côté « invariant particulaire » de θ_s et de PV_s (en mode « adiabatique humide »). Il convient alors, avant d'utiliser un champ du type PV_s , de bien connaître la configuration géographique des lieux où la situation météorologique considérée se déroule, le tourbillon potentiel étant fortement influencé par le tourbillon relatif.

Enfin, PV_s offre généralement un bon suivi des structures du type bandes spirales dans le temps, car PV_s est relativement bien conservé au sein des systèmes, même aussi dynamiques que peuvent l'être les cyclones.

4. Synthèse pour les cyclones

Bien qu'elles ne paraissent pas significatives en cartographie isobare, les différences entre θ_s , θ'_w et θ_e sont beaucoup plus patentes en coupe verticale.

Les isentropes humides sont plus verticales que les isothermes dans les basses couches, ce qui signe un meilleur mélange des basses couches sur la verticale par θ_s .

Les isentropes humides sont par ailleurs beaucoup plus horizontales dans la partie supérieure de la troposphère, θ_s étant conservative aussi dans les zones nuageuses non-précipitantes à l'inverse de θ'_w et θ_e . Ces dernières semblent exagérer le refroidissement en milieu de troposphère.

On assiste à une aspiration vers le bas des isentropes humides au centre du cyclone, ce qui confère une structure « stable » au cœur sur toute la verticale. A l'instar de ce qui a déjà été constaté pour la convection profonde, l'aspiration des isentropes humides dans les zones de convection permet la mise en évidence des bandes spirales par des zones en cornet.

La Figure n° 43 propose un premier schéma conceptuel de la vision en coupe en θ_s d'un cyclone. Ce schéma ne constitue qu'une première ébauche et reste à perfectionner, notamment en termes de trajectoires ascendantes et descendantes.

PV_s quant à lui est très négatif au centre (pour l'Hémisphère Sud). A l'extérieur du mur, PV_s prend généralement des valeurs faiblement négatives sauf à l'endroit des bandes spirales où apparaît un noyau positif. Ce faisant, PV_s paraît un bon intermédiaire entre PV_θ globalement très négatif et PV_e très positif. L'alternance négatif/positif de PV_s , lorsqu'on s'éloigne du centre, permet de suivre les bandes spirales. Ce repérage paraît optimal aux environs du niveau 700 hPa.

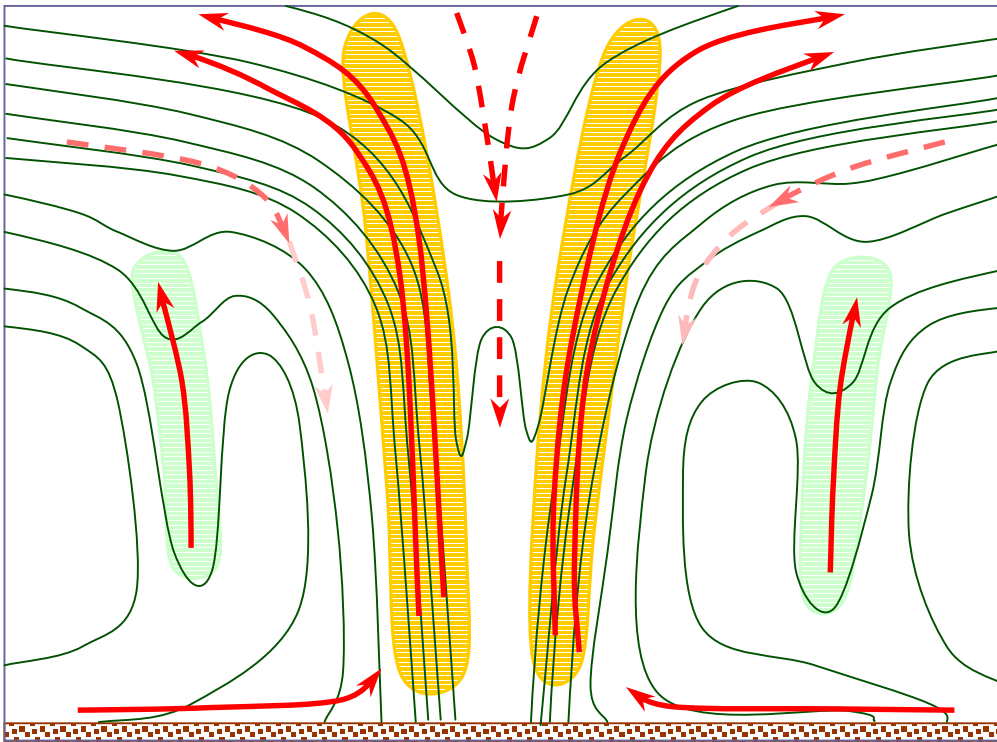


Figure n°43 : schéma conceptuel pour un cyclone, coupe verticale en θ_s à travers un cyclone, isentropes humides en vert, mur de l'œil en zones orangées, bandes spirales en zones vert-clair, principaux flux matérialisés par les flèches rouges.

L'effet de sillage du relief a un impact moins important sur PV_s que sur PV_θ et PV_e , mais il convient d'être très vigilant vis à vis des contraintes imposées par l'orographie.

V. Bilan et perspectives

Suite aux différents travaux menés au cours de cette étude, quelques éléments principaux se dégagent, dans un contexte opérationnel d'analyse et de prévision du temps, à propos des nouvelles variables thermodynamiques que sont la température potentielle entropique humide et le tourbillon potentiel entropique humide.

1. Bilan pour la vision sur l'horizontale

Une première approche sur l'horizontale nous permet de dire que l'on peut remplacer θ'_w par θ_s pour l'analyse des situations météorologiques à grande échelle, à condition d'avoir pris soin de choisir judicieusement les palettes de couleurs pour représenter les champs, afin de ne pas trop déstabiliser l'utilisateur. Le repérage des objets météorologiques se fait alors au moins aussi aisément à l'aide de θ_s et parfois même de façon un peu plus évidente, dans la mesure où les gradients sont en général légèrement plus marqués avec θ_s . A plus petite échelle, θ_s lisse un peu mieux les structures.

Toujours sur l'horizontale et dans la partie basse de la troposphère, le champ de PV_s apparaît comme un champ complémentaire des champs de PV_θ et de PV_e qui sont déjà bien connus. PV_θ est en général positif un peu partout dans les basses couches dans l'hémisphère nord, PV_e est à l'inverse généralement négatif. PV_s adopte un comportement beaucoup plus équilibré et permet de caractériser différents objets météorologiques selon son signe et son intensité. Aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord, les fronts froids sont balisés par des valeurs négatives de PV_s . Les fronts chauds semblent à l'inverse marqués par des valeurs positives de PV_s , y compris les fronts chauds séclus rétrogrades qui se forment à l'arrière des cyclogénèses. Les zones de traîne sont elles aussi bien repérées par des valeurs faiblement négatives à l'échelle de toute la zone d'instabilité.

Un moyen d'accroître la robustesse des diagnostics réalisés à partir du champ de PV_s est de moyenner le champ sur plusieurs niveaux représentatif des basses couches (950, 925 et 900 hPa par exemple).

Pour le cas particulier des cyclones, θ_s peut là aussi remplacer avantageusement θ'_w pour la vision en cartographie isobare. Les structures détectées sont très similaires, mais θ_s semble un peu mieux marquer les gradients, ce qui peut être très utile dans des contextes tropicaux où ces gradients sont souvent diffus.

Le comportement équilibré de PV_s sur l'horizontale est aussi valable dans les cyclones. Cela permet en particulier d'espérer pouvoir détecter et suivre les bandes spirales grâce à l'alternance de noyaux positif/négatif (avec inversement du signe selon l'hémisphère) lorsqu'on s'éloigne du centre du cyclone. Ces bandes spirales sont mieux perçues à des niveaux intermédiaires (entre 800 et 500 hPa), au dessus de la couche directement influencée par la surface. Il peut là aussi être suggéré d'augmenter la robustesse de la détection et du suivi en moyennant le signal sur plusieurs niveaux.

2. Bilan pour les coupes : une nouvelle vision sur la verticale

L'étude sur la verticale des champs proposés a permis de découvrir des comportements nouveaux des champs thermodynamiques et d'élaborer de nouvelles grilles de lecture des situations météorologiques analysées.

Pour θ_s , même si les représentations sur l'horizontale sont relativement similaires à celles de θ'_w après qu'on a pris soin d'ajuster les palettes de couleurs à chaque niveau, la

vision en coupe verticale de θ_s est nettement différente de celle de θ'_w . Ces différences s'expliquent par le fait que les gradients en trois dimensions de θ_s et de θ'_w sont d'intensités différentes, et par le fait que θ'_w n'est conservée que dans les zones où le comportement de l'atmosphère respecte le pseudo-adiabatisme, principalement au niveau des fronts et de la convection précipitante, alors que θ_s n'est pas conservée par les processus pseudo-adiabatiques. En fait, θ_s est synonyme de l'entropie humide pour les zones saturées comme pour les zones non-saturées, et, contrairement à θ'_w ou θ_e , le champ de θ_s est partout pertinent.

Au niveau des fronts, θ_s fournit un signal plus lissé et sépare plus nettement les différentes zones homogènes d'un point de vue thermodynamique. θ_s est par ailleurs plus homogène dans les basses couches, en particulier pour les zones de traîne et sous les strato-cumulus où les isentropes humides sont plus verticales que les iso- θ'_w (influence de la turbulence humide). Ceci permet de mieux situer les limites entre les différentes zones homogènes d'un point de vue thermodynamique : on peut considérer que l'on retrouve mieux le concept de masse d'air avec la vision en θ_s .

L'étude de fronts froids dédoublés a permis de mettre à jour des zones où les isentropes humides sont verticales en milieu de troposphère, correspondant à la partie supérieure des développements nuageux. C'est là que la turbulence humide est la plus forte, mais aussi que les phénomènes d'entraînement et de déentraînement sont les plus intenses, ce que θ_s semble bien intégrer en signalant un mélange très efficace sur la verticale.

Lorsque la convection est impliquée, l'étude des valeurs simulées par AROME montre que θ'_w est bien mélangée dans les zones pseudo-adiabatiques saturées (précipitantes) sur toute l'épaisseur convective, tandis que les valeurs de θ_s augmentent avec l'altitude. On peut interpréter visuellement le champ de θ_s comme une « aspiration » vers le bas des isentropes humides par ces zones convectives, ce qui permet de les repérer et de les suivre.

Le suivi en coupe d'une ligne de grains simulée par AROME a bien mis en relief la richesse du champ de θ_s . Le schéma conceptuel de la ligne de grains est conforté avec une mise en évidence particulièrement nette des poches froides et des courants de subsidence. Les poches froides étant non-saturées, les comparaisons en trois dimensions sont plus légitimes avec θ_s qui est partout synonyme de l'entropie, ce qui n'est pas le cas de θ'_w ou de θ_e qui ne sont réellement conservées que dans les ascendances pseudo-adiabatiques saturées et qui sont moins pertinentes dans les courants de densité.

Enfin, θ_s propose une vision nouvelle des coupes à travers les cyclones où on assiste à une aspiration vers le bas des isentropes humides dans le cœur, ce qui confère une structure « stable » au cœur sur toute la verticale. On constate dans les fortes ascendances du mur du cyclone que θ_s est à peu près constante jusqu'aux environs de 600 hPa (alors qu'on a des maxima de θ'_w et de θ_e dans ces régions) et qu'elle augmente au dessus de ce niveau, ce qui est lié à l'apport d'entropie dans la particule du fait du remplacement des précipitations par de l'air humide (alors que θ'_w et θ_e sont constantes). Par ailleurs, l'« aspiration partielle » des isentropes humides dans les zones de convection permet la mise en évidence des bandes spirales par des zones en « cornet ». De plus, les trajectoires subsidentes des circulations de retour semblent suivre des iso- θ_s , alors que les structures de θ'_w et de θ_e y sont plus incertaines.

Pour PV_s , la vision en coupe est à manipuler avec précaution dans la mesure où le calcul de PV_s est réalisé à partir du produit de deux gradients et que ces deux gradients sont eux-même produits à partir de champs ayant une résolution relativement faible sur la verticale. Ce premier constat nous empêche d'apporter des résultats suffisamment solides

pour être mentionnés ici, néanmoins un résultat semble probant dans le cas du cyclone : l'alternance de noyaux positif/négatif en moyenne troposphère lorsqu'on s'écarte du cœur du cyclone (entre 800 et 500 hPa) est produit par la présence d'une bande spirale et permet de la suivre.

3. Principales perspectives

Cette étude représente les premiers pas en termes de découverte du comportement des nouvelles variable thermodynamiques θ_s et PV_s du point de vue de l'exploitation opérationnelle. La confrontation de la vision que donnent les variables classiquement utilisées avec la nouvelle vision proposée suscite bien évidemment une foule de questions et suggère bien des pistes de recherches, parmi lesquelles :

- d'un point de vue théorique, il faudrait revisiter la thermodynamique humide bâtie depuis des décennies avec un remplacement de θ'_w ou de θ_c par θ_s lorsqu'il s'agit de prendre en compte l'entropie de l'air humide (bien sûr pour l'eau condensée, mais aussi déjà pour la vapeur d'eau) ;
- il serait intéressant de confronter les valeurs simulées de θ_s issues des modèles avec des valeurs issues de campagnes d'observation, en particulier dans le cas du passage d'un front, d'un front froid dédoublé, ou encore d'une ligne de grains ;
- il serait intéressant de traiter des sorties de modèle à très haute résolution (CRM ou LES) pour mieux permettre d'appréhender le comportement de PV_s sur les coupes verticales, en particulier dans le cas de la convection ;
- afin d'accroître l'expérience de la lecture de ces nouveaux champs, qui ont désormais fait la preuve de leur intérêt, il faudrait pouvoir tracer un ensemble minimal de cartes de θ_s et de PV_s en sortie des modèles, ceci quotidiennement et de façon automatique. Ces cartes pourraient être visualisables dans un premier temps sur le site du LABO, pour élargir la diffusion à un public spécialisé plus nombreux. Dans un deuxième temps, il faudrait réaliser des sorties de modèle à part entière pour θ_s et PV_s avec mise à disposition sur les outils opérationnels (le futur SYNOPSIS par exemple) pour que les prévisionnistes acquièrent une habitude de la lecture de ces champs et proposent les améliorations qui leurs semblent pertinentes ;
- la possibilité de réaliser des coupes verticales serait indispensable à de meilleures analyses et prévisions à partir de ces nouveaux champs (via le futur SYNOPSIS) ;
- il pourrait être utile de pouvoir afficher θ_s et les iso- θ_s sur les sondages issus de modèles afin d'acquérir une expertise de ces sondages et de proposer le cas échéant des améliorations de la démarche d'analyse et de prévision (via le futur SYNOPSIS) ;
- il serait probablement intéressant d'utiliser θ_s comme un marqueur des poches froides et des courants de subsidence, ce qui permettrait peut-être d'améliorer la prévision des fronts de rafales. Ces données relatives aux poches froides et aux courants de densité vus à travers θ_s pourraient éventuellement être utilisées comme données d'entrée pour des paramétrisations de la convection profonde ;
- il faudrait reconsidérer le célèbre « cycle de Carnot » suggéré par Emanuel (cf. figure n°33) qui considère que θ_e est représentative de l'entropie, ce qui est inexact à la fois en dehors et au sein des ascendances pseudo-adiabatiques, seul θ_s étant une représentation de l'entropie où que l'on se trouve ;

- il conviendrait d'étudier plus précisément les changements de signes de PV_s à l'endroit des bandes spirales dans les cyclones. Cette étude devrait être menée avec des résolutions horizontale et verticale des données plus importantes, afin d'aboutir à des gradients en trois dimensions, qui sont à la base du calcul de PV_s , qui puissent être exploitables.
- PV_s donnant des valeurs mieux réparties autour de zéro, et PV_s ne donnant pas de valeurs instables trop extrêmes (négatives dans l'hémisphère Nord), il faudrait tenter de mener à bien l'inversion de PV_s afin de pouvoir modifier le comportement de la dynamique des modèles à partir du signal humide dans les basses couches, comme cela se pratique déjà pour la dynamique d'altitude par le biais du tourbillon potentiel d'Ertel. Il reste toutefois à trouver des solutions à des problèmes théoriques complexes avant d'espérer mener à bien cette action novatrice.

Conclusion

Grâce à l'étude d'une variété la plus large possible de situations météorologiques, ce stage d'approfondissement a permis d'améliorer la connaissance du comportement des nouvelles variables thermodynamiques que sont la température potentielle entropique humide, θ_s , synonyme de l'entropie humide, et le tourbillon potentiel humide associé, PV_s .

Réalisée au sein du DPrévi/LABO, la prospection des principaux traits du comportement de ces nouvelles variables a été menée du point de vue de la prévision opérationnelle du temps.

Au delà de la confirmation que θ_s permet d'accéder de façon relativement comparable à l'appréhension des principales structures météorologiques sur l'horizontale, il s'avère que θ_s délivre un signal plus lissé à petite échelle et que les gradients de θ_s sont un peu mieux marqués que ceux de θ'_w . Sur la verticale, θ_s est bien adaptée au suivi et à la détection des fronts, et offre, de plus, une nouvelle vision des fronts dédoublés où elle permet de mettre en évidence les zones de forte turbulence. La convection est elle aussi vue de façon nouvelle. Les zones de convection profonde provoquent une aspiration vers le bas des isentropes humides de la haute troposphère tandis que les poches froides et les courants de subsidence sont particulièrement repérés, ce qui a été remarquablement mis en évidence par le suivi d'une ligne de grains. Enfin, la vision en θ_s des cyclones tropicaux permet d'envisager une interprétation renouvelée du cycle mis alors en place : la structure du cœur du cyclone est beaucoup plus homogène sur la verticale, les ascendances ne sont pas isentropes humides alors que les subsidences semblent l'être et les bandes spirales sont représentées par des zones en cornet permettant leur détection et leur suivi en moyenne troposphère, au dessus de la couche directement influencée par la surface.

En ce qui concerne PV_s , les conclusions sont moins évidentes du fait de la construction même du champ qui est issu du produit scalaire de deux vecteurs (un gradient et un rotationnel), eux-mêmes dépendants de dérivées spatiales qui sont calculées à partir de données dont la résolution n'est peut-être pas suffisante à la fois sur l'horizontale et sur la verticale. Cependant, PV_s apparaît comme un champ beaucoup plus équilibré que PV_θ ou PV_e . De plus, PV_s permet, sur l'horizontale, la détection des principaux objets météorologiques utilisés pour l'analyse et la prévision aux moyennes latitudes. Dans le cas des cyclones, PV_s suscite un bon espoir de suivi des bandes spirales à des niveaux intermédiaires (entre 800 et 400 hPa), tant sur l'horizontale que sur la verticale.

Même si beaucoup de travaux pratiques et théoriques restent à mener afin de conforter le bien-fondé de l'utilisation de la température potentielle entropique humide et du tourbillon potentiel humide pour l'analyse et la prévision opérationnelle du temps, ce stage d'approfondissement a permis de confirmer l'intérêt que pouvaient susciter ces nouvelles variables thermodynamiques, dans la mesure où elles apportent une vision et des signaux différents et complémentaires de ceux mis à disposition actuellement. Les nouvelles pistes suggérées permettent de plus d'envisager un développement relativement large de leur utilisation, le projet le plus ambitieux consistant en l'éventualité du développement d'un outil d'inversion du tourbillon potentiel humide dans les basses couches, ce qui constituerait le pendant du très puissant outil d'inversion du tourbillon potentiel d'Ertel déjà en usage pour interagir sur la dynamique d'altitude.

Bibliographie

- Beucher F. 2010.** Manuel de Météorologie tropicale - Météo-France ©
- Emanuel KA. 1986.** An air-sea interaction theory for tropical Cyclone. Part I: steady-state maintenance. J. Atmos. Sci., 43 (6), 585 – 604.
- ERTEL, H. 1942.** Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz. Meteorologische Zeitschrift, 59(9), 277-281.
- Hoskins B.J., McIntyre M.E., Robertson A.W. 1985.** On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. Q. J. R. Meteorol. Soc. 111 (470) : 877.946.
- Marquet P. 2011.** Definition of a moist entropic potential temperature. Application to FIRE-I data flights. Q.J.R Meteorol. Soc. 137 (656), 768 – 791. Dernière version disponible à l'adresse : <https://sites.google.com/site/pcmarquet/Home>
- Marquet P. 2013.** On the definition of a moist-air potential vorticity. Accepté pour publication au Q.J.R Meteorol. Soc. en avril 2013. Dernière version disponible à l'adresse : <https://sites.google.com/site/pcmarquet/Home>
- Shapiro, M. A., and D. Keyser, 1990:** Fronts, jet streams and the tropopause. Extratropical Cyclones, The Erik Palmén Memorial Volume, C. W. Newton and E. O. Holopainen, Eds., Amer. Meteor. Soc., 167–191.

ANNEXES

Annexe I : GLOSSAIRE

c_{pd}	chaleur spécifique de l'air sec ($1004.7 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$)
c_{pv}	chaleur spécifique de la vapeur d'eau ($1846.1 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$)
\mathbf{F}	forces de frottement (vecteur en trois dimensions)
k	$= r_d / c_{pd} \sim 0.2857$
L_v	chaleur latente de vaporisation (J kg^{-1})
L_s	chaleur latente de sublimation (J kg^{-1})
θ_e	température potentielle équivalente (K)
θ_s	température potentielle entropique humide (K)
$(\theta_s)_I$	approximation de θ_s (K)
θ_l	température potentielle de Betts avec eau liquide (K)
θ_{sr}	température potentielle entropique humide de référence (K)
θ_v	température potentielle virtuelle (K)
θ'_w	température potentielle pseudo-adiabatique du thermomètre mouillé (K)
$\boldsymbol{\theta}_X$	vecteur définissant l'orientation du plan vertical support de la partie isentrope de la courbe 3D de $(\theta_s)_I$
PV_e	tourbillon potentiel équivalent (PVUS)
PV_θ	tourbillon potentiel d'Ertel (PVUS)
PV_s	tourbillon potentiel humide (PVUS)
p	pression (hPa)
p_r	pression de référence (hPa)
p_{mer}	pression réduite au niveau de la mer (hPa)
q_d	$= I - q_t$ contenu spécifique en air sec
q_r	contenu spécifique de référence
q_v	contenu spécifique en vapeur d'eau
q_l	contenu spécifique en eau liquide
q_i	contenu spécifique en eau sous forme de glace
q_t	$= q_v + q_l + q_i$
r_d	rapport de mélange en air sec
r_r	rapport de mélange de référence
r_v	rapport de mélange en vapeur d'eau
s	entropie spécifique de l'air humide ($\text{J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$)
s_d	entropie spécifique de l'air sec ($\text{J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$)
s_r	entropie spécifique de référence ($\text{J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$)
s_v	entropie spécifique de la vapeur d'eau ($\text{J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$)
T	température (K)
T_r	température de référence (K)
A_r	$[(s_v)_r - (s_d)_r] / c_{pd} \sim 5.87$
δ	$= R_v / R_d - 1 \sim 0.608$
γ	$= \eta k = R_d / c_{pd} \sim 0.46$
λ	$= c_{pv} / c_{pd} - 1 \sim 0.8375$
η	$= 1 + \delta = R_v / R_d \sim 1.608$
ζ_a	vecteur tourbillon absolu en trois dimensions
ρ	densité de l'air humide (kg m^{-3})

Annexe II : ACRONYMES

ALADIN	Aire Limitée, Adaptation dynamique, Développement InterNational. modèle de prévision numérique à courte échéance, haute résolution (9,5 km) et domaine limité (Réunion) de Météo-France
ANASYG	ANalyse SYnoptique Graphique. Le symbolisme des ANASYG est disponible à l'adresse : http://www.meteo.fr/temps/domtom/La_Reunion/webcmrs9.0/francais/activiteope/anasyg/anasyg.html
AROME	Application de la Recherche à l'Opérationnel à Mésos-Échelle : modèle de prévision numérique à courte échéance, à très haute résolution (2,5 km) de Météo-France (domaine couvert : France métropolitaine)
AROME(0.025)	modèle AROME affiché avec une résolution de 0.025° en longitude et en latitude (BDAP et SYNERGIE)
ARPEGE	Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle. Modèle de prévision numérique global à courte échéance de Météo-France, à maille variable, resserrée sur la France
ARPEGE(0.5)	modèle ARPEGE affiché avec une résolution de 0.5° en longitude et en latitude (BDAP et SYNERGIE)
ARPEGE(0.1)	modèle ARPEGE affiché avec une résolution de 0.5° en longitude et en latitude (BDAP et SYNERGIE)
ATOURX05	grille de stockage des données des modèles pour l'Hémisphère Nord centré sur l'Europe de 80°N à 10°S et de 100°W à 100°E. Résolution 0.5° en longitude et en latitude (BDAP et SYNERGIE)
BDEM	Banque de Données des Evénements Marquants
BDAP	Banque de Données d'Analyse et de Prévision
BOURBON025	grille de stockage des données des modèles pour la région de l'océan Indien englobant La Réunion (de 6°S à 30°S et de 35°E à 75°E). Affichage à la résolution 0.25° en longitude et en latitude (BDAP et SYNERGIE)
CEPMET	Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme
CRM	Cloud Resolving Model
DP	Direction de la Production de Météo-France
DPrévi	Direction de la Prévision de Météo-France
DPrévi/LABO	LABOratoire de prévision de la DPrévi
ENM	Ecole Nationale de la Météorologie
ENM/PAM	département Prévision et Application de la Météorologie de l'ENM

EURAT01	grille de stockage des données des modèles pour l'océan Atlantique et l'Europe de l'Ouest de 72°N à 20°N et de 32°W à 42°E. Résolution 0.1° en longitude et en latitude (BDAP et SYNERGIE)
EW_ATLN	domaine de visualisation des données APREGE(0.5) sur l'Europe de l'ouest et l'Atlantique Nord à la résolution 0.5° en longitude et en latitude (données issues de la grille ATOURX05 dans la BDAP et SYNERGIE)
FORMATB	domaine de visualisation des données ARPEGE(0.1) sur l'Europe de l'ouest et l'est de l'Atlantique Nord à la résolution 0.1° en longitude et en latitude (données issues de la grille EURAT01 dans la BDAP et SYNERGIE)
FRANGP	domaine de visualisation des données AROME(0.025) sur la France et proximité à la résolution 0.025° en longitude et en latitude (données issues de la grille FRANGP0025 dans la BDAP et SYNERGIE)
FRANXL	domaine de visualisation des données AROME(0.025) sur la France et proximité à la résolution 0.025° en longitude et en latitude (données issues de la grille FRANXL0025 dans la BDAP et SYNERGIE)
FRANGP0025	grille de stockage des données du modèle AROME après le 25/11/2010 pour la France et proximité de 53°N à 38°N et de 8°W à 12°E. Affichage à la résolution 0.025° en longitude et en latitude (BDAP et SYNERGIE)
FRANXL0025	grille de stockage des données du modèle AROME avant le 25/11/2010 pour la France et proximité de 51.5°N à 41°N et de 6°W à 10.5°E. Affichage à la résolution 0.025° en longitude et en latitude (BDAP et SYNERGIE)
IENM	Ingénieur de l'Ecole Nationale de la Météorologie
IFS	Integrated Forecasting System, modèle du CEPMMT spécialisé pour la moyenne échéance
LES	Large Eddy Simulation
M2R/OASC	Master 2ème année spécialisé Recherche de l'Université Paul Sabatier et de l'ENM, option Océan Atmosphère et Surfaces Continentales
PLTRO	prévisions du modèle ALADIN-tropiques
PRESYG	PRE vision SY noptique G raphique. Le symbolisme des PRESYG est disponible à l'adresse : http://www.meteo.fr/temps/domtom/La_Reunion/webcmrs9.0/francais/activiteope/anasyg/anasyg.html
PVU	P otential V orticity U nit. $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$, unité couramment utilisée pour le tourbillon potentiel $PV(\theta)$
PVUS	unité utilisée pour PV_θ , PV_e et PV_s . $1 \text{ PVUS} = 3.10^{-6} \text{ m}^4 \text{ s}^{-3} \text{ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$
SCO	Strato-Cumulus Océanique

SYNERGIE **S**ystème **N**umérisé d'**E**xploitation **R**ationnelle et de **G**estion **I**nteractive et **E**volutive, outil pour le prévisionniste en météorologie opérationnelle. Permet l'affichage des données météorologiques mais également l'extraction d'informations issues de ces données, ainsi que la saisie de données d'expertise ou la mise en forme de documents

SYNOPSIS **S**ystème **N**umérique **O**rienté **P**révision, **c**on**S**eil et **e**xpert**I**se. Futur outil pour le prévisionniste en météorologie opérationnelle, successeur de SYNERGIE, actuellement en phase de conception

Annexe III : modèle de cyclogénèse de SHAPIRO et KEYSER

